Ryszard Roman
Kaczyński

WARUNKI GEOLOGICZNO-INŻYNIERSKIE NA OBSZARZE POLSKI

PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
MENTE ET MALLEO
1919
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Ryszard Roman
Kaczyński

WARUNKI GEOLOGICZNO-INŻYNIERSKIE NA OBSZARZE POLSKI

Ryciny i tabele zamieszczone w książce zaczerpnięto za zgodą wydawców z następujących publikacji:

- „Geologia i geotechnika dla inżynierów budownictwa" Z. Glazer, J. Malinowski, 1991 – ryc. 5.39, 8.3; „Gruntoznawstwo inżynierskie" S. Pisarczyk, 2014 – ryc. 6.10; „Geografia regionalna Polski" J. Kondracki, 2009 – ryc. 3.1; „Grunty organiczne i laboratoryjne metody ich badania" E. Myślińska, 2001 – ryc. 7.14; „Geologia dynamiczna" W. Mizerski, 2010 – ryc. 5.43 oraz „Geologia stosowana. Właściwości gruntów nienasyconych" red. B. Grabowska-Olszewska, 1998 – ryc. 5.8, 5.12–5.20, 7.12. Wydaw. PWN.
- „Nowa klasyfikacja gruntów według normy PN–EN ISO" A. Gołębiewska, A. Wudzka, 2006. *GDMT Geoinżynieria, drogi, mosty, tunele*, **4** (11) – ryc. 2.11.
- „Metoda szacowania podatności masywów gruntowych na upłynnienie na przykładzie osuwiska zapory ziemnej i zbiornika odpadów górniczych" M. Dmytrow i in., 2011. *Czasopismo Techniczne*, **108** (21) – ryc. 5.40.
- „Zarys geotechniki" Z. Wiłun, 1987 – ryc. 5.23, tab. 6.9. Wydaw. Komunikacji i Łączności.
- „Wykonywanie map warunków budowlanych dla obszarów miejskich" L. Wysokiński, M. Szurmak, 1991. Instrukcja ITB nr 302 – ryc. 8.15 oraz „Ocena stateczności skarp i zboczy. Zasady wyboru zabezpieczeń" L. Wysokiński, 2006. Instrukcja ITB nr 424 – ryc. 5.28, tab. 5.14, 5.15.
- „Zagrożenia geotechniczne w wyrobisku górniczym kopalni Bełchatów" W.L. Czarnecki i in., 2007 – ryc. 5.32; „Zasady oceny przydatności gruntów spoistych Polski do budowy mineralnych barier izolacyjnych" red. L. Wysokiński, 2007 – ryc. 6.18 oraz „Zależności regionalne parametrów geotechnicznych podłoża na podstawie sondowań CPTU i DMT" L. Wysokiński i in., 2008. Raport projektu Nr 4T07E04730 pt. „Zależności regionalne parametrów geotechnicznych na podstawie sondowań, badań laboratoryjnych i pomiarów osiadań" – ryc. 6.11, 6.12, 6.13. Wydaw. ITB.
- „Kształtowanie fliszowych stoków karpackich przez ruchy masowe, na przykładzie badań stoku Bystrzyca w Szymbarku" red. K. Thiel, 1989. *Pr. IBW PAN*, **17** – tab. 7.4, 7.5 oraz „Właściwości fizyczno-mechaniczne i modele masywów skalnych polskich Karpat fliszowych" K. Thiel, 1995 – tab. 7.2. Wydaw. IBW PAN.
- „Geologia inżynierska" J. Grubecki, J. Sysak, 1960 – ryc. 5.23, tab. 7.9. Wydaw. Arkady.
- „Powierzchniowe ruchy masowe w Polsce – przegląd" D. Ilcewicz-Stefaniuk i in., 2007. *Geologos*, **11** – ryc. 5.33.
- „Studium dotyczące stanu rozpoznania tworzenia się i prognozowania deformacji nieciągłych pod wpływem podziemnej eksploatacji złóż" M. Chudek i in., 1988. *Zesz. Nauk. PŚl. Gór.*, **141** – tab. 5.21.
- „Geologia inżynierska w inżynierii środowiska" M. Plewa, 1999 – tab. 6.11. Wydaw. Nauk. DWN. Copyright © by Politechnika Krakowska.
- „Filtracyjne deformacje utworów lessowych" J. Liszkowski, 1971. *Biul. Geol. UW*, **13** – ryc. 5.41; „Inżyniersko-geologiczna charakterystyka niszczenia skał mastrychckich Wyżyny Lubelskiej w wyniku pęcznienia i skurczu" A. Drągowski, 1981. *Biul. Geol. UW*, **29** – ryc. 5.35. „Geologia regionalna Polski" E. Stupnicka, M. Stempień-Sałek, wyd. IV, 2016 – ryc. 2.1, 2.2 oraz „Odkształcalność piaskowców fliszowych w złożonym stanie naprężeń" P. Łukaszewski, 2013 – ryc. 6.19. Wydaw. UW.
- „Charakterystyka wybranych osuwisk z terenu Polski południowej uaktywnionych po okresie intensywnych opadów w 2010 r." R. Kaczmarczyk i in., 2012. *Nowoczesne Budownictwo Inżynieryjne*, **4** (43) – ryc. 7.21.
- „Engineering rock mass classifications: a complete manual for engineers and geologists in mining, civil and petroleum engineering" Z.T. Bieniawski, 1989 – tab. 6.21. oraz „Soil Mechanics for Unsaturated Soils" D.G. Fredlund i H. Rahardjo, 1993 – ryc. 5.7 Copyright © 1989, 1993 by John Wiley & Sons, Inc. Wszelkie prawa zastrzeżone.
- „The scope of unsaturated soil mechanics: An overview" D.G. Fredlund [w:] Proc. 1st Inter. Conf. on Unsaturated Soils UNSAT (red. E.E. Alonso, R. Delage), 1995 – ryc. 5.3, 5.4, 5.6, 5.9. CRC Presss/Balkema © 1995, Taylor & Francis Group, London UK.
- „Ground Engineer's Reference Book" red. F.G. Bell, 1987 – ryc. 5.25, 6.16. Butterworth and Co (Publishers) Ltd., permissions Elsevier/Global E-Operations Books.
- „The engineering properties of mudrocks" J.C. Crips, R.K. Taylor, 1981. *Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol.*, **14** – ryc. 6.2.
- „Correlating Schmidt hardness with compressive strength and Young's modulus of carbonate rocks" C.I.M. Sachpazis, 1990. *Bull. IAEG*, **42** – ryc. 6.21 oraz „Estimating the geotechnical properties of heterogeneous rock mases such as Flysh" P. Marinos, E. Hoek, 2001. *Bull. IAEG*, **60** – tab. 7.3. Springer-Verlag GmbH. Wszelkie prawa zastrzeżone.

Wykorzystano również ryciny i fragmenty map z ówczesnych Wydawnictw Geologicznych oraz z Wydawnictw PIG-PIB.

Ryszard Roman
Kaczyński

WARUNKI GEOLOGICZNO-INŻYNIERSKIE NA OBSZARZE POLSKI

Sfinansowano ze środków
Narodowego Funduszu
Ochrony Środowiska
i Gospodarki Wodnej

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Warszawa 2017

Recenzja: prof. dr hab. inż. Stanisław Rybicki

Redakcja, projekt i opracowanie typograficzne: Brygida Grodzicka, Ewelina Leśniak

Opracowanie graficzne: Sebastian Guraj, Włodzimierz Ogrodowczyk

Projekt graficzny okładki: Monika Cyrklewicz

Na okładce: I strona – Machów – etap rekultywacji (stan: jesień 2003 r.). Fot. M. Ostrowski

IV strona – Mapa warunków inżyniersko-geologicznych (fragment), *z*: Łozińska-Stępień H., Stochlak J., 1970, Metodyka sporządzania map inżyniersko-geologicznych w skali 1:5000 i większych

Akceptowała do druku
dr Edyta Majer
Zastępca dyrektora PIG-PIB ds. Służby Geologicznej

Copyright © by Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Warszawa 2017

ISBN 978-83-7863-745-5

Adres redakcji:
Dział Wydawnictw
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
tel. 22 459 2480

Wydanie 1

Nakład: 900 +250 egz.

Druk i oprawa: Drukarnia Braci Grodzickich Sp. J., ul. Geodetów 47a, 05-500 Piaseczno

Spis treści

SŁOWO WSTĘPNE 9

PODZIĘKOWANIA AUTORA 11

1. WSTĘP 13

1.1. Przedmiot, zakres badań, pozycja geologii inżynierskiej oraz jej powiązanie z innymi naukami 15

2. ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ POLSKI 19

2.1. Tabela stratygraficzna 19

2.2. Polska na tle głównych jednostek tektonicznych Europy 19

2.3. Jednostki geologiczne Polski 22

2.4. Starsze podłoże (przedczwartorzędowe) 24

2.5. Podłoże czwartorzędowe (zasięgi zlodowaceń) 27

2.6. Mapy, przekroje i profile geologiczne 31

2.7. Podział skał i gruntów 35

3. WARUNKI GEOMORFOLOGICZNE (rzeźba, podział na jednostki) 41

4. WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE (jednostki, klasyfikacje, mapy) 47

5. PROCESY GEODYNAMICZNE I GEOLOGICZNO-INŻYNIERSKIE 59

5.1. Zachowanie się gruntów i skał wskutek zmian wilgotności 61

5.1.1. Podstawowe zagadnienia mechaniki gruntów nasyconych i nienasyconych (stan naprężeń i odkształceń, wytrzymałość na ścinanie, odkształcalność, przepływ wody, obciążenia dynamiczne) 61

5.1.2. Odkształcalność gruntów pod wpływem wody 79

5.1.2.1. Pęcznienie, skurcz, ekspansywność i podniesienie 80

5.1.2.2. Rozmakanie, rozmywanie, mięknięcie i plastyczność 92

5.1.2.3. Dosiadanie (dodatkowe osiadanie, osiadanie zapadowe) 94

5.1.2.4. Ściśliwość i konsolidacja 95

5.1.2.5. Wysadzinowość 100

5.2. Erozja (abrazja), denudacja i akumulacja 106
5.3. Powierzchniowe ruchy masowe 108
5.4. Przekształcanie zboczy zbiorników wodnych 122
5.5. Wietrzenie 126
5.6. Kras 135
5.7. Deformacje filtracyjne (sufozja, kolmatacja, upłynnienie, przebicie i wyparcie hydrauliczne) 139
5.8. Soliflukcja i ablacja 148
5.9. Deformacje górnicze 150
5.10. Współczesne ruchy pionowe 154
6. GEOLOGICZNO-INŻYNIERSKIE CHARAKTERYSTYKI TYPOWYCH GRUNTÓW I SKAŁ 157
6.1. Cechy strukturalne gruntów 158
6.2. Przekonsolidowanie gruntów 166
6.3. Charakterystyki typowych gruntów 173
6.3.1. Grunty paleogeńsko-neogeńskie 173
6.3.1.1. Iły oligoceńskie 175
6.3.1.2. Iły mioceńskie – morskie 176
6.3.1.3. Iły mioceński – lądowe 177
6.3.1.4. Iły plioceńskie 178
6.3.2. Osady czwartorzędowe 182
6.3.2.1. Gliny lodowcowe (zwałowe) 182
6.3.2.2. Iły zastoiskowe 188
6.3.2.3. Grunty makroporowate 191
6.3.2.4. Grunty organiczne 192
6.3.2.5. Grunty sypkie 193
6.3.3. Grunty zwietrzelinowe 198
6.3.4. Grunty antropogeniczne 203
6.3.5. Grunty zdegradowane i zdewastowane 213
6.4. Charakterystyki typowych skał 217
6.4.1. Zachowanie się skał pod obciążeniem i sposoby ich badania 217
6.4.2. Skały magmowe 234
6.4.2.1. Skały magmowe – głębinowe (granity – tatryty, sjenity, gabra) 234
6.4.2.2. Skały magmowe – wylewne (porfiry, riolity, keratofiry, andezyty, bazalty, melafiry, diabazy, tufy porfirowe) 238
6.4.3. Skały metamorficzne (gnejsy, marmury, kwarcyty, łupki kwarcytowe, serpentynity i amfibolity, zieleńce) 241
6.4.4. Skały osadowe 243
6.4.4.1. Skały węglanowe (wapienie, dolomity, kreda pisząca) 243
6.4.4.2. Skały węglanowo-ilaste (margle) 249
6.4.4.3. Skały węglanowo-krzemionkowe (opoki i gezy) 251
6.4.4.4. Skały osadowe okruchowe (zlepieńce, piaskowce, mułowce i iłowce) 252

7. CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW GEOLOGICZNO-INŻYNIERSKICH POLSKI 261
7.1. Niż Polski 263
7.1.1. Obszary akumulacji lodowcowej 263
7.1.2. Obszary akumulacji rzecznej 269
7.1.3. Obszary akumulacji morskiej 273
7.1.4. Obszary akumulacji eolicznej 277
7.1.5. Obszary akumulacji jeziornej, bagiennej i zastoiskowej 280
7.2. Obszary górskie i podgórskie 286
7.2.1. Sudety i Przedgórze Sudeckie 287
7.2.2. Wyżyna Śląsko-Krakowsko-Częstochowska 290
7.2.3. Góry Świętokrzyskie i Niecka Nidziańska 293
7.2.4. Wyżyna Lubelska 299
7.2.5. Karpaty i przedgórze Karpat 303
8. MAPY GEOLOGICZNO-INŻYNIERSKIE W POLSCE 329
8.1. Dokumentowanie geologiczno-inżynierskie i geotechniczne 329
8.2. Złożoność warunków geologiczno-inżynierskich 335
8.3. Klasyfikacja geologiczno-inżynierska jednostek przestrzennych 338
8.4. Mapa warunków geologiczno-inżynierskich (MWGI) 341
8.5. Mapa rejonizacji geologiczno-inżynierskiej (MRGI) 341
8.6. Mapy geologiczno-inżynierskie w wersji tradycyjnej 342
8.7. Komputerowe mapy i atlasy 353
LITERATURA 363
ZAŁĄCZNIK – Objaśnienia symboli i skrótów 389

Słowo wstępne

Drodzy Czytelnicy,

Książka, którą trzymają Państwo w ręku pt. *Warunki geologiczno-inżynierskie na obszarze Polski* autorstwa nestora geologii inżynierskiej w Polsce, jest jedną z nielicznych tego typu publikacji, jeżeli nie jedyną, dostępną obecnie na rynku wydawniczym w Polsce. Od prawie 30 lat zarówno w publikacjach z dziedziny geologii inżynierskiej, jak i w większości specjalności geologii, istnieje luka, która dzięki tej pozycji została w swoim zakresie zapełniona. Jest to książka, która stanowi kompendium wiedzy niezbędnej w procesie ustalania warunków geologiczno-inżynierskich. Prezentuje ona bowiem syntezę różnych zagadnień geologiczno-inżynierskich na tle regionalnym. W publikacji są prezentowane wyniki badań terenowych i laboratoryjnych z terenu Polski uzyskane współczesnymi metodami badawczymi.

Geologia inżynierska jest dziedziną zajmującą się nie tylko rozwiązywaniem inżynierskich i środowiskowych problemów, które powstają w wyniku wzajemnego oddziaływania podłoża gruntowego i obiektów budowlanych, lecz także zapobieganiem różnego rodzaju zagrożeniom geologicznym. Coraz częściej budownictwo wkracza na tereny o trudnych warunkach posadowienia, co podnosi wartość niniejszego dzieła. Dobre rozpoznanie warunków geologiczno-inżynierskich stanowi pierwszy krok, pierwsze podejście, i ukierunkowanie dalszych badań. Uwzględnienie niekorzystnych czynników geologicznych we wczesnych etapach dokumentowania podłoża istotnie wpływa na czas realizacji inwestycji oraz jej koszty, a także ogranicza ryzyko geologiczne. Dlatego geologia inżynierska nie może być marginalizowana i pomijana, gdyż jest to nauka o szczególnym zastosowaniu praktycznym i wadze społecznej.

Czytając tę książkę, można odnieść wrażenie, że jest skierowana głównie do studentów nauk przyrodniczych, m.in. geologii, geografii, a także ochrony środowiska czy budownictwa lub architektury. Nie jest to jednak tylko podręcznik uniwersytecki. Publikacja zawiera wiele istotnych informacji, które mogą być przydatne specjalistom pracującym w branży geologii inżynierskiej i geotechniki, jak również praktykom, którzy wykonują badania na potrzeby budownictwa i geologii.

Mam nadzieję, że znajdzie ona uznanie i wzbogaci niezmiernie dziś ubogi zasób tego typu wydawnictw w Polsce. Liczę na to, że uda się przygotować serię monograficzną obejmującą szeroko pojętą wiedzę geologiczną – przygotowane w latach 2006–2007 projekty w tym zakresie zostały później zarzucone – dziś zaczynamy od nowa.

Prof. zw. dr hab. Mariusz Orion Jędrysek

Główny Geolog Kraju
Sekretarz Stanu w Ministerstwie Środowiska
Pełnomocnik Rządu do spraw Polityki Surowcowej Państwa

Podziękowania autora

Tej książki nie byłoby, gdyby nie życzliwa pomoc i wsparcie wielu osób.

Przede wszystkim bardzo dziękuję Narodowemu Funduszowi Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej za sfinansowanie publikacji, Ministerstwu Środowiska za wyrażenie zgody na druk i Państwowemu Instytutowi Geologicznemu – Państwowemu Instytutowi Badawczemu (PIG-PIB) za koordynację prac związanych z wydaniem tej pozycji.

Jestem bardzo zobowiązany prof. Wojciechowi Wolskiemu za zwrócenie kilka lat temu uwagi na brak w literaturze fachowej syntetycznej i regionalnej oceny warunków geologiczno-inżynierskich kraju, co było inspiracją do powstania tej książki.

Serdeczne podziękowania składam kolegom z PIG-PIB, przede wszystkim dr Edycie Majer, dr. Zbigniewowi Frankowskiemu, dr. Markowi Barańskiemu, mgr. inż. Grzegorzowi Ryżyńskiemu oraz mgr. Michałowi Jarosowi, dzięki inicjatywie których zaistniała szansa pojawienia się tej pozycji.

Niebywale znaczącą rolę w pracy nad publikacją odegrała Pani Anna Tworek, która uczestniczyła w przygotowaniu książki od samego początku. Z niezwykłą cierpliwością i starannością wprowadzała pojawiające się poprawki i zmiany, za co jestem Jej bardzo wdzięczny.

Spotkałem się z dużą życzliwością i pomocą ze strony kierownictwa i kolegów mojego dawnego Zakładu Geologii Inżynierskiej Wydziału Geologii UW, za co dziękuję zwłaszcza obecnemu kierownikowi dr. hab. prof. Pawłowi Dobakowi oraz dr. inż. Kamilowi Kiełbasińskiemu i dr. Piotrowi Zawrzykrajowi.

Jestem wdzięczny recenzentowi prof. Stanisławowi Rybickiemu za krytyczne uwagi i cenne wskazówki, dzięki którym tematyka książki objęła cały obszar Polski i zagadnienia kartograficzne zostały przedstawione w ujęciu regionalnym.

Dziękuję również za pomoc i sympatyczną współpracę Działowi Wydawnictw PIG-PIB, Paniom redaktorkom, Ewelinie Leśniak i Brygidzie Grodzickiej, oraz grafikom, Sebastianowi Gurajowi i Włodzimierzowi Ogrodowczykowi.

Osobne podziękowania należą się mojej Rodzinie, a zwłaszcza żonie Ani, dzięki Jej wsparciu i pomocy mogłem cały swój czas poświęcić tej publikacji.

Za zgody na wykorzystanie rycin i tabel serdeczne podziękowania składam zarówno osobom prywatnym: dr inż. A. Gołębiewskiej, prof. L. Lindnerowi, prof. A. Kidybińskiemu, dr. hab. P. Łukaszewskiemu, dr. P. Zawrzykrajowi, mgr. G. Bijakowi, dr. M. Patakiewiczowi, dr E. Lenczewskiej-Samotyi, dr. A. Łowkisowi, dr N. Zdrojewskiej, jak i wydawnictwom krajowym: Arkady, GDDKIA, Geologicznym, Geologos, IBW PAN, ITB, Komunikacji i Łączności Sp. z o.o., PIG-PIB, Politechniki Krakowskiej, Politechniki Śląskiej, Politechniki Warszawskiej, PWN, UW, Śląsk, Czasopismu Technicznemu, Geoinżynierii: drogi, mosty, tunele, Nowoczesnemu Budownictwu Inżynieryjnemu oraz zagranicznym: John Wiley & Sons, CRC Presss/Balkema, Taylor & Francis Group, Butterworth and Co (Publishers) Ltd., Springer-Verlag GmbH, Geological Society of London.

Rozdział 1

Wstęp

Ciągły wzrost potrzeb gospodarczych kraju i związany z tym szybki dopływ nowych informacji o gruntach tworzących podłoże różnych budowli wymusza stałe uzupełnianie bazy danych oraz stwarza możliwość przeprowadzania uogólnień i syntez w ujęciu regionalnym. Wyniki badań geologicznych, a w szczególności geologiczno-inżynierskich, wskazują na olbrzymie zróżnicowanie środowiska geologicznego w poszczególnych jego częściach. Środowisko geologiczne ograniczone do podłoża budowli, naturalne lub zmienione działalnością człowieka, składa się z jednostek przestrzennych różnego rzędu. Poznanie prawidłowości ich zróżnicowania (zmienności) w podłożu pozwala na właściwą ocenę obecnie występujących warunków geologiczno-inżynierskich.

Ocena geologiczno-inżynierskich warunków musi uwzględniać rodzaj i stopień homogeniczności (jednorodności) wydzielonych jednostek przestrzennych, które zależą od dokładności z jaką wyznacza się parametry określające wzajemne współoddziaływanie (interakcje) budowli i podłoża gruntowego. Głównym zadaniem ustalenia warunków geologiczno-inżynierskich jest stworzenie dostatecznie dokładnego modelu budowy geologicznej oraz rozpoznania charakterystyki gruntów występujących w strefie rozpatrywanego obiektu, a także pod wpływem oddziaływania budowli.

Do celów praktycznych, dla konkretnie planowanej inwestycji, warunki geologiczno-inżynierskie obejmują następujące ustalenia:

- ukształtowania geomorfologicznego terenu;
- budowy geologicznej (modelu);
- reżimu hydrogeologicznego;
- procesów i zjawisk geodynamicznych (i ich prognozy);
- właściwości fizyczno-mechanicznych gruntów niezbędnych do planowania, projektowania, budowy i monitoringu;
- wpływu inwestycji na środowisko.

Powyższe elementy pozwalają na opracowanie ich syntezy w postaci mapy warunków geologiczno-inżynierskich.

Przedstawienie tych warunków w ujęciu całego kraju jest niezwykle trudne i do tej pory nie zostało wykonane.

W 1978 roku Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego opublikowały podręcznik autorstwa prof. W.C. Kowalskiego *Regionalna geologia inżynierska Polski* tom I, część I pt. *Teoretyczne podstawy regionalizacji inżyniersko-geologicznej* i część II pt. *Główne typy gruntów Polski*. Skrypt ten był przeznaczony dla studentów IV i V roku studiów geologicznych o specjalnościach geologia techniczna i geologia inżynierska. Prof. Kowalski podjął się opracowania pierwszego polskiego podręcznika z zakresu geologii inżynierskiej w ujęciu regionalnym. Niestety nie udało mu się spełnić planowanych zamierzeń, praca została zakończona na tomie I. Planowano wydanie kolejnych tomów, które byłyby poświęcone:

- głównym typom procesów geodynamicznych naturalnych i wzbudzonych;
- warunkom hydrogeologicznym w Polsce pod kątem rejonizacji geologiczno-inżynierskiej;
- związkom między formami geomorfologicznymi, budującymi je gruntami a warunkami hydrogeologicznymi i geologiczno-inżynierskimi, jako kryterium geologiczno-inżynierskiej klasyfikacji i regionalizacji jednostek przestrzennych powierzchniowej pokrywy podłoża;
- klasyfikacji i rozprzestrzenieniu jednostek o różnym stopniu jednorodności;
- podziałowi Polski na regiony geologiczno-inżynierskie;
- opisowi wydzielonych regionów z uwzględnieniem aktualnych trendów rozwojowych i przekształcenia danego regionu na podstawie istniejącego stanu i planów rozwoju.

W latach 70. i 80. ubiegłego wieku zdawano sobie sprawę z potrzeb zarówno dydaktycznych, jak i gospodarczych, w związku z czym należało wypełnić lukę w literaturze dotyczącą braku regionalnego opracowania zagadnień geologiczno-inżynierskich Polski. Już wówczas istniały materiały kartograficzne przedstawiające problematykę geologiczno-inżynierską większych obszarów (częściowo w ujęciu regionalnym).

Tym bardziej dzisiaj, po prawie 40 latach od wydania pierwszego tomu podręcznika prof. Kowalskiego, przy nagromadzeniu wielu materiałów, wyników badań, map i atlasów geologicznych związanych z dużymi inwestycjami (kopalniami odkrywkowymi i podziemnymi, elektrowniami, autostradami, magistralami, rurociągami, itp.) brak regionalnego ujęcia warunków geologiczno-inżynierskiej na obszarze Polski jest bardzo wyraźny.

Niniejsza publikacja jest w pewnym sensie próbą spełnienia zamierzeń prof. Kowalskiego sprzed wielu lat. Podczas mojej prawie 50-letniej pracy zawodowej na Uniwersytecie Warszawskim (w tym 20-letnim kierowaniu Zakładem Geologii Inżynierskiej w Instytucie Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej), w wyniku opracowania licznych publikacji, opinii, ekspertyz i dokumentacji geologiczno-inżynierskich oraz kierowania wieloma pracami magisterskimi i doktorskimi, powstał zasobny bank danych (właściwości) różnych genetycznie gruntów i skał, który został wykorzystany w niniejszej monografii.

1.1. Przedmiot, zakres badań, pozycja geologii inżynierskiej oraz jej powiązanie z innymi naukami [1]

Geologia inżynierska jako samodzielna dyscyplina naukowa wyodrębniła się z geologii, należącej do nauk przyrodniczych, na przełomie XIX i XX wieku. Jej początki należy wiązać z wydaniem dwóch znanych podręczników pt. *Engineering Geology* w:

- 1880 roku w Londynie (Bailliére, Tindall and Cox) autorstwa Penninga,
- 1914 roku w Stanach Zjednoczonych (John Wiley & Sons) autorstwa Riesa i Watsona.

Tak więc minęło już 137 lat od ukazania się pierwszego podręcznika z geologii inżynierskiej. Warto zaznaczyć, że w Polsce przed II wojną światową (w 1927 roku) została wydana po raz pierwszy część pt. *Geologia inżynierska* autorstwa Wiśniowskiego, prof. Politechniki Lwowskiej. Zamieszczono ją w podręczniku inżynierskim pod redakcją prof. Bryły. Po wojnie ukazały się podręczniki z geologii inżynierskiej autorstwa Różyckiego (1949), Kleczkowskiego (1956), Grubeckiego i Sysaka (1960), Malinowskiego (1967) oraz Kowalskiego (1978, 1988).

Pierwsze wykłady obejmujące tę tematykę w postaci regularnego kursu odbyły się już w 1909 roku w Imperial College, wykładowcą był Herbert Lapworth. Jako ciekawostkę można potraktować informację, że słynny prof. Karl Terzaghi, uważany za ojca mechaniki gruntów, w latach 1930–1940 wykładał na kierunku geologii inżynierskiej w Harvard University (Cambridge Massachusetts). Prof. Peck pisał, że prof. Terzaghi „miał geologiczne serce, chociaż był inżynierem inżynierskim" i że zawsze uważał mechanikę gruntów za gałąź geologii inżynierskiej, która z kolei jest dyscypliną geologii (Van Dine i in., 1992).

Geologia inżynierska powstała, tak jak i inne działy geologii, z potrzeb gospodarczych człowieka, w szczególności z potrzeb projektowania, wykonawstwa i eksploatacji obiektów budowlanych. Obiekt budowlany jest traktowany jako jeden z elementów oddziałujących na podłoże gruntowe. Współpraca obiektu z podłożem jest podwójna i zwrotna, co oznacza, że podłoże gruntowe z jednej strony wpływa na obiekt budowlany, a z drugiej – podlega wpływowi tego obiektu. Geologia inżynierska z uwagi na przedmiot badań nie jest traktowana jako rodzaj nauk technicznych. Jest częścią wiedzy geologicznej, chociaż jej wyniki badań są wykorzystywane w naukach technicznych. Pozycje i powiązania geologii inżynierskiej z innymi dyscyplinami przedstawiono na rycinie 1.1.

W 1964 roku zostaje powołana IAEG (Międzynarodowa Asocjacja Geologii Inżynierskiej, a od 1997 – Międzynarodowa Asocjacja Geologii Inżynierskiej i Środowiska). Polska należy do IAEG od 1970 roku.

Obecnie w IAEG obowiązuje statut, który został przyjęty w Kyoto w 1992 roku. Według niego geologia inżynierska zajmuje się badaniami, studiami i rozwiązywaniem inżynierskich i środowiskowych problemów, które mogą powstać w wyniku wzajemnego oddziaływania podłoża gruntowego

[1] Warto pamiętać, że pod koniec XVIII wieku ukazało się pierwsze dzieło z geologii stosowanej autorstwa wybitnego przyrodnika, geologa samouka księdza Krzysztofa Kluka pt. *Rzeczy kopalnych osobliwe zdatniejszych szukanie, poznanie i zażycie*, którego tom I (s. 351) ukazał się w Warszawie w 1781 roku, a tom II w 1782 roku (Gałkiewicz, 1955). Monografia Kluka zawiera głównie wiadomości z zakresu poszukiwania i rozpoznawania złóż, ponadto obejmuje dane z geologii złóż, mineralogii, petrologii, geologii i paleontologii, hydrogeologii, **geologii budowlanej**, chemii, wiertnictwa, górnictwa. Zagadnienia geologii budowlanej (geologii inżynierskiej) są rozpatrywane w ostatniej (piątej) części tomu I. Autor opisał „ziemie", różne rodzaje gruntów i skał, ocenił ich przydatność (wytrzymałość i odkształcalność) do fundamentowania w budownictwie oraz wskazał na znaczący wpływ wody gruntowej na warunki posadowienia obiektów. Podał cenną wskazówkę, aby nie stawiać obiektów budowlanych na gruntach o różnej wytrzymałości i odkształcalności ze względu na nierównomierne osiadanie.

Ryc. 1.1. Geologia inżynierska na tle innych dyscyplin

i obiektu budowlanego, jak również przewidywaniem odpowiednich środków i sposobów zapobiegania zagrożeniom geologicznym. Geologia inżynierska obejmuje:

- ustalenie geomorfologicznych, strukturalnych, stratygraficznych, litologicznych i gruntowo-wodnych warunków różnych formacji geologicznych;
- charakterystykę mineralogicznych, fizyko-geomechanicznych, chemicznych i hydraulicznych właściwości wszystkich materiałów związanych z obiektem budowlanym, eksploatacją zasobów mineralnych oraz zmianami środowiska;
- ocenę mechanicznego i hydrologicznego zachowania się gruntów i masywów skalnych;
- przewidywanie zmian wyżej wymienionych właściwości w czasie;
- wyznaczanie parametrów potrzebnych do analizy stateczności obiektów inżynierskich;
- polepszanie i utrzymanie środowiskowych warunków i właściwości terenu.

Nauczanie geologii inżynierskiej przeważnie odbywa się w ramach studiów uniwersyteckich, głównie na kierunkach geologia stosowana lub geologia, i politechnicznych, przede wszystkim na kierunku górnictwo i geologia.

Na studiach uniwersyteckich można ukończyć specjalności: geologia inżynierska, geologia inżynierska i hydrogeologia lub geologia inżynierska z elementami geotechniki w trakcie dwustopniowych studiów (11 semestrów): I stopnia – studia inżynierskie (7 semestrów), II stopnia – studia magisterskie (4 semestry). Takie studia prowadzą: Uniwersytet Warszawski – Wydział Geologii, Uniwersytet Śląski – Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Adama Mickiewicza w Poznaniu – Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych (Instytut Geologii). Na Uniwersytecie Wrocławskim na Wydziale Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska funkcjonuje Zakład Hydrogeologii Stosowanej z Pracownią Geologii Inżynierskiej oraz Zakład Geologii Stosowanej, Geochemii i Gospodarki Środowiskiem z Pracownią Geologii Izotopowej i Geoekologii.

Na studiach politechnicznych (najczęściej dwustopniowych, 10 semestrów) również można wybrać odpowiednie specjalności z omawianego zakresu. Na Wydziale Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH w Krakowie oraz na Wydziale Budownictwa i Architektury Politechniki Świętokrzyskiej istnieje specjalność geologia inżynierska, na Wydziale Górnictwa i Geoinżynierii AGH w Krakowie – geoinżynieria, a na Wydziale Górnictwa i Geologii Politechniki Śląskiej – geologia inżynierska i geotechnika.

Szacunkowo w Polsce dyplom z geologii inżynierskiej mają 1 lub 2 osoby na 100 geologów, natomiast z geologii inżynierskiej i hydrogeologii 1 na 10 osób. Uprawnienia geologiczno-inżynierskie wydawane przez Ministerstwo Środowiska posiada około 2 tys. osób.

W ostatnich latach obserwuje się coraz bliższą współpracę pomiędzy dyscyplinami związanymi z geoinżynierią. W 2000 roku (na początku 3. milenium) w Melbourne (na International Conference on Geotechnical & Geological Engineering) spotkali się przedstawiciele 3 międzynarodowych, siostrzanych asocjacji:

- ISSMGE (International Society for Soil Mechanics and Geotechnical Engineering);
- ISRM (International Society for Rock Mechanics);
- IAEG (International Association of Engineering Geology and Environment).

W maju 2006 r. w Amsterdamie miało miejsce spotkanie prezydentów wymienionych asocjacji, na którym podpisano list intencyjny wyrażający zgodę na powołanie FIGS (Federation of International Geo-engineering Societies).

W Polsce taka współpraca nabrała już realnych kształtów, w ramach Polskiego Komitetu Geotechniki (komitet narodowy w ISSMGE) działa jako podkomitet Polski Komitet Geologii Inżynierskiej i Środowiska (będący narodowym komitetem w IAEG).

Kierunki przyszłościowe i pewne modyfikacje w zakresie geologii inżynierskiej oraz jej pozycję na tle innych nauk określa raport wspólnej europejskiej komisji JEWG (Joint European Working Group) (Bock, 2006), opublikowany w materiałach 10. Kongresu IAEG (Nottingham).

Komisja reprezentuje 3 asocjacje geoinżynierskie (ISSMGE, ISRM i IAEG), mające stanowić Federację (FIGS). W dokumencie tym jest cytowana wypowiedź sir John Knilla (kongres IAEG w Durbanie w 2002 roku), że „geologia inżynierska wykształciła się jako samodzielna naukowa dyscyplina z autonomicznymi, intelektualnymi merytorycznymi wartościami, metodami i procedurami".

Dokument JEWG określa 3 fundamentalne obszary geoinżynierii:

- geomechanikę – jako parasol czasowy nad mechaniką gruntów i mechaniką skał;
- geologię inżynierską;
- projektowanie i realizację geoinżynierskich obiektów (geoinżynieria w węższym sensie – geotechnika).

Efektywna geoinżynieria wymaga sprzężenia zwrotnego i współdziałania między rozpatrywanymi obszarami działalności. Na rycinie 1.2 jest przedstawiony trójkąt współdziałania, dotyczący geologii inżynierskiej. Skupia on wokół głównej geologiczno-inżynierskiej aktywności charakterystyki terenowe oraz syntezy geologicznych i technicznych danych, tworząc zrozumiały geologiczny model. Model wymaga dwóch głównych cech (właściwości):

- warunków materiałowych (składu materiału, stanu i charakterystyki budowy masywu, warunków wodnych);
- warunków granicznych (aktywnych procesów egzodynamicznych, geologicznych zagrożeń).

Powinny być one rozważane z uwzględnieniem genezy ośrodka.

Z punku widzenia geologii inżynierskiej geologiczny model przedstawia syntetyczną mapę warunków geologiczno-inżynierskich (MWGI).

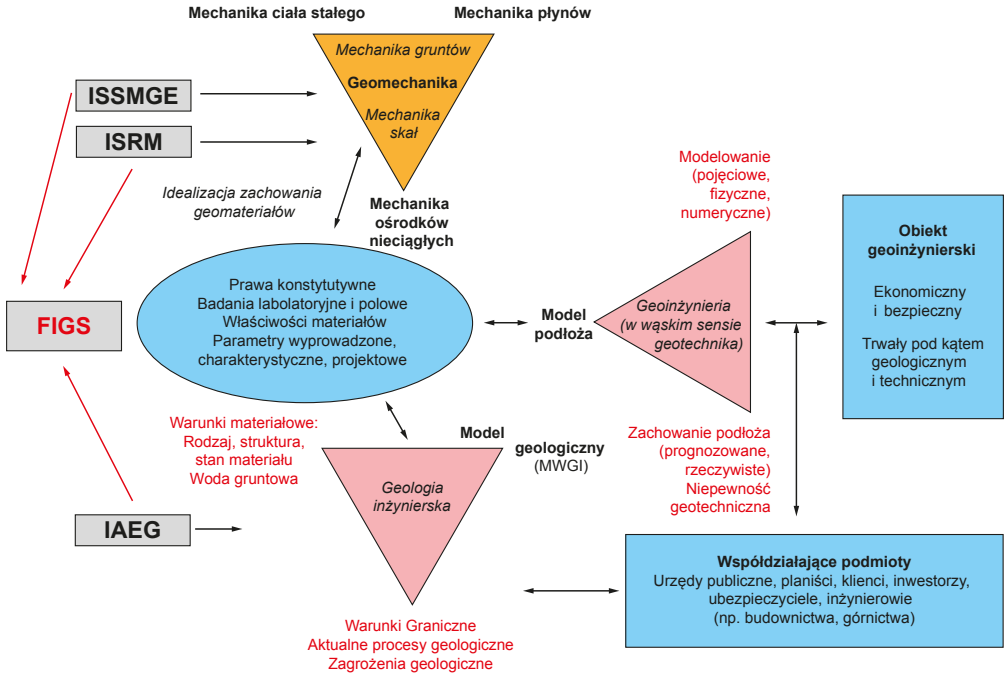
Dalej w dokumencie JEWG stwierdza się, że geologia inżynierska, chociaż jej bazą nie są inżynierskie (techniczne) warunki, zajmuje taki sam hierarchiczny poziom jak mechanika gruntów i mechanika skał. Na rycinie 1.2 określono pozycję mechaniki gruntów, mechaniki skał, geologii inżynierskiej i towarzyszących im międzynarodowych towarzystw w szerokim polu geoinżynierii.

Model podłoża gruntowego (mapa warunków geologiczno-inżynierskich) w geologicznym modelu jest położony w centrum, pomiędzy procesami geologicznymi i inżynierskimi parametrami oraz właściwościami materiału, a więc jest wymagana współpraca między geotechnicznymi inżynierami a geologami inżynierskimi.

W zakresie geotechnicznych kategorii (Eurocode7, En-1997-1) współpraca ta powinna być dla obiektów:

- kat. 1 – dowolna, nieobowiązująca;
- kat. 2 – pożądana;
- kat. 3 – istotna, zasadnicza.

Raport JEWG wypowiada się również co do kompetencji geologów inżynierskich, które dzieli na kompetencje tzw. kluczowe i generalne. Dużą wagę zwraca na wszechstronność w specjalistycznych metodach. Zasadnicza i kluczowa jest umiejętność stworzenia geologicznego modelu na podstawie badań terenowych i laboratoryjnych. Niezwykle istotne jest opracowanie syntezy



MWGI – *Mapa warunków geologiczno-inżynierskich*

Ryc. 1.2. Nauki inżynierskie oraz powiązane z nimi stowarzyszenia międzynarodowe (Bock, 2006) – schemat uproszczony ze zmianami

na podstawie uzyskanych badań, jak również zgromadzonych archiwalnych danych, przy czym podkreśla się jako bardzo ważne genetyczne pochodzenie gruntów i skał. Za kluczowe kompetencje uważa się również identyfikacje geologicznych zagrożeń i zapobieganie im. Do generalnych kompetencji geologów inżynierskich raport zalicza znajomość naukowych metod stosowanych w geoinżynierii oraz wymaga podstawowej wiedzy z geomechaniki i z metod projektowania w geotechnicznej i górniczej inżynierii. Geologów inżynierskich obowiązuje wszechstronność w zakresie specjalistycznych (w tym geofizycznych) terenowych metod badań, obsługi kartograficznych dokumentów i geoinformatycznych systemów.

W podsumowaniu należy podkreślić, że:

- geologia inżynierska jest dyscypliną geologiczną o bardzo starej, udokumentowanej historii, której początek datuje się na 1880 rok;
- zakres i problematykę geologii inżynierskiej określa statut IAEG z 1992 roku, natomiast kompetencje geologów inżynierskich precyzuje raport JEWG;
- geologia inżynierska wykształciła się jako samodzielna dyscyplina naukowa z autonomicznymi, intelektualnymi, merytorycznymi wartościami, metodami i procedurami (Knill, 2002);
- pozycja geologii inżynierskiej zajmuje taki sam hierarchiczny poziom jak mechanika gruntów i mechanika skał (raport JEWG – Bock, 2006);
- IAEG jest równoprawnym partnerem dla ISSMGE i ISRM w ramach Federacji (FIGS).

Rozdział 2

Zarys budowy geologicznej Polski

2.1. Tabela stratygraficzna

Przebieg historii Ziemi w sposób syntetyczny obrazuje tabela stratygraficzna (tab. 2.1), która została opracowana na podstawie badań stratygraficznych, paleontologicznych i paleograficznych przez Międzynarodową Komisję Stratygrafii (ICS). Przy ustalaniu tej tabeli duże znaczenie odegrało występowanie w osadach skamieniałości oraz następstwo procesów i warstw skalnych. Tabela ta jest podstawowym narzędziem pracy geologa. Należy zaznaczyć, że z powodu przeprowadzanych nowych badań w literaturze fachowej można spotkać różne podziały stratygraficzne.

2.2. Polska na tle głównych jednostek tektonicznych Europy

Polska zajmuje szczególne miejsce w strukturze geologicznej Europy. Występują tu wszystkie główne jednostki tektoniczne, a mianowicie (ryc. 2.1):

- prekambryjska platforma wschodnioeuropejska w północno-wschodniej Polsce;
- paleozoiczne (kaledońskie i waryscyjskie) pasma fałdowe w zachodniej i środkowej Polsce;
- alpejskie pasmo fałdowe obejmujące Karpaty i zapadlisko przedkarpackie w południowej Polsce.

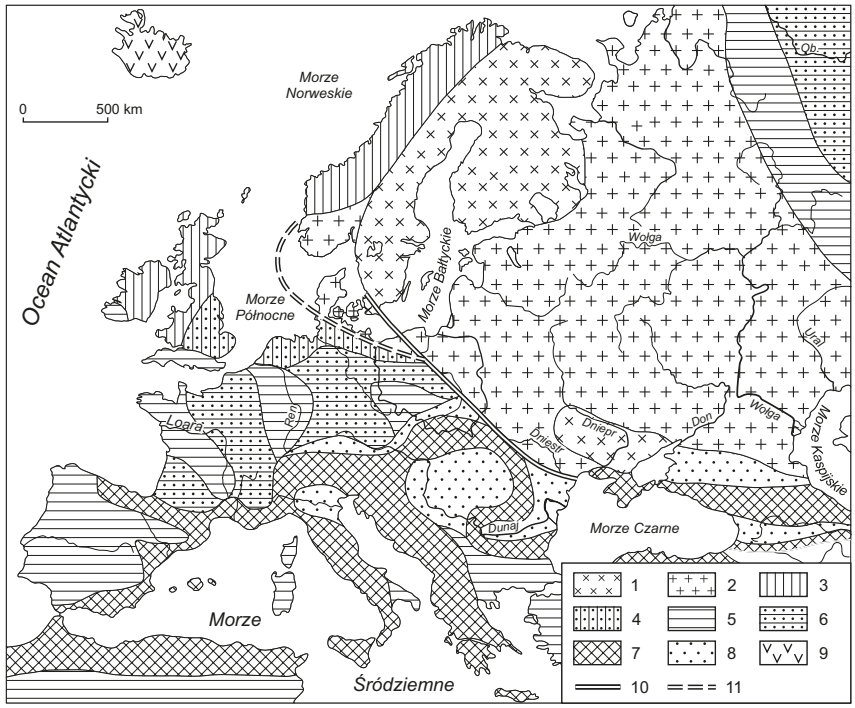
W Polsce występuje również jedna z najważniejszych struktur Europy, tzw. strefa T–T (Teisseyre'a–Tornquista), która jest częścią szwu transeuropejskiego i ma przebieg NW–SE. Na wschód od tej strefy w obrębie platformy skorupa ziemska ma miąższość 45–50 km, a na zachód w obrębie platformy paleozoicznej miąższość dochodzi do 35 km.

Tabela 2.1. Tabela stratygraficzna na podstawie Międzynarodowej Komisji Stratygrafii (ICS; stan na grudzień 2016)

EONOTEM / EON	ERATEM / ERA	SYSTEM / OKRES	ODDZIAŁ / EPOKA	PIĘTRO / WIEK	MILIONY LAT	OROGENEZA
FANEROZOIK	KENOZOIK	CZWARTORZĘD	HOLOCEN		0,0117	
			PLEJSTOCEN	*PÓŹNY*		
				ŚRODKOWY		
				KALABR		
				GELAS	2,58	
		NEOGEN	PLIOCEN	PIACENZ		
				ZANKL		
			MIOCEN	MESSYN		
				TORTON		
				SERRAWAL		
				LANG		
				BURDYGAŁ		
				AKWITAN	23,03	
		PALEOGEN	OLIGOCEN	SZAT		
				RUPEL		
			EOCEN	PRIABON		
				BARTON		
				LUTET		
				IPREZ		
			PALEOCEN	TANET		
				ZELAND		
				DAN	66,0	
	MEZOZOIK	KREDA	GÓRNA / PÓŹNA	MASTRYCHT		
				KAMPAN		
				SANTON		
				KONIAK		
				TURON		
				CENOMAN		
			DOLNA / WCZESNA	ALB		
				APT		
				BARREM		
				HOTERYW		
				WALANŻYN		
				BERRIAS	145,0	
		JURA	GÓRNA / PÓŹNA	TYTON		
				KIMERYD		
				OKSFORD		
			ŚRODKOWA	KELOWEJ		
				BATON		
				BAJOS		
				AALEN		
			DOLNA / WCZESNA	TOARK		
				PLIENSBACH		
				SYNEMUR		
				HETANG	201,3	
		TRIAS	GÓRNY / PÓŹNY	RETYK		
				NORYK		
				KARNIK		
			ŚRODKOWY	LADYN		
				ANIZYK		
			DOLNY / WCZESNY	OLENEK		
				IND	252,2	
			LOPING	CZANGSING		
				WUCZIAPING		

* Funkcjonuje również stosowany w Europie tradycyjny, regionalny podział permu na dwie jednostki: czerwony spągowiec i cechsztyn.

** Ze względu na trudności w korelacji biostratygraficznej między polskimi profilami kambru a nowym, globalnym podziałem chronostratygraficznym tego systemu, często stosuje się tradycyjny trójdzielny podział.



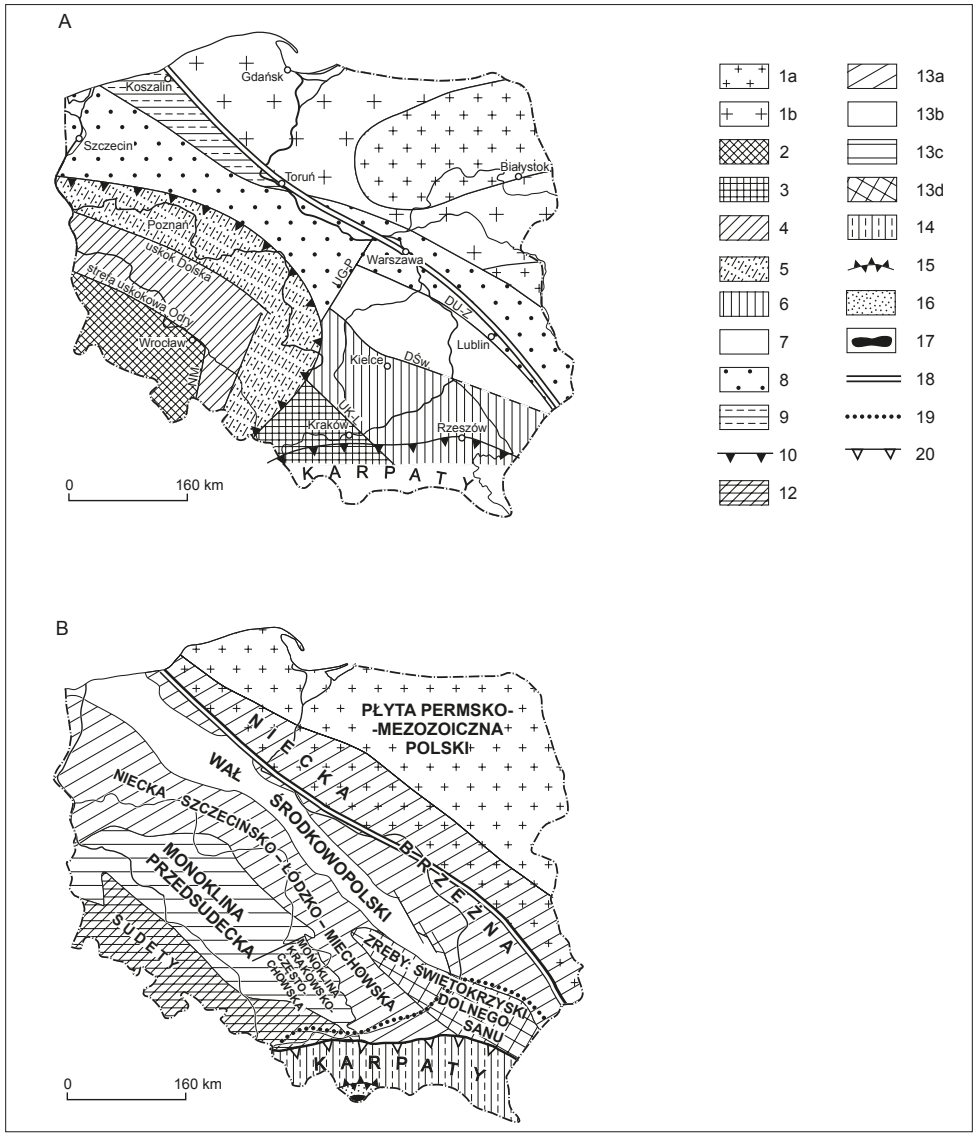
Ryc. 2.1. Polska na tle głównych jednostek tektonicznych Europy (Stupnicka, Stempień-Sałek, 2016 wg Halickiego niepubl., uzupełnione nowymi danymi)

Platforma wschodnioeuropejska: 1 – tarcze, 2 – płyty (fundament krystaliczny przykryty pokrywą osadów epikontynentalnych); **struktury fałdowe paleozoiczne:** struktury kaledońskie: 3 – na powierzchni, 4 – pod miąższą pokrywą skał osadowych; struktury waryscyjskie zachodniej i środkowej Europy: 5 – na powierzchni, 6 – pod pokrywą osadów permsko-mezozoicznych; **struktury alpejskie:** 7 – pasma fałdowe, 8 – zapadliska przedgórskie i międzygórskie wypełnione molasą neogeńską; 9 – wulkanity kenozoiczne północnego Atlantyku, 10 – strefa T–T, 11 – prawdopodobny zasięg platformy

2.3. Jednostki geologiczne Polski

Obszar Polski leży w wielkim węźle tektonicznym, gdzie graniczą ze sobą trzy wielkie jednostki geologiczne Europy. W praktyce geologiczno-inżynierskiej stosuje się podział Polski na mniejsze jednostki różnego wieku. Stupnicka i Stempień-Sałek (2016) wyróżniają następujące główne jednostki geologiczne (ryc. 2.2):

1. w północno-wschodniej Polsce platformę prekambryjską, która dzieli się na:
   - wyniesienie mazurskie,
   - obniżenie nadbałtyckie,
   - obniżenie podlaskie,
   - strukturę zrębową podlasko-lubelską;
2. w południowo-zachodniej i środkowej Polsce platformę paleozoiczną, która dzieli się na:
   - blok dolnośląski:
     – Sudety Zachodnie: krystalinik karkonoski, metamorfik kaczawski wraz z depresją Świebodzic, niecka północnosudecka,



Ryc. 2.2. Jednostki geologiczne Polski: A – prekambryjskie i paleozoiczne, B – mezozoiczne, neogeńskie i paleogeńskie (Stupnicka, Stempień-Sałek, 2016)

A. 1 – platforma wschodnioeuropejska: a – skały prekambryjskie pod pokrywą mezo- i kenozoiczną, b – przykryte skałami osadowymi od ediakaru po kenozoik, 2 – blok dolnośląski, 3 – blok górnośląski z Sudetami Wschodnimi, 4 – blok południowowielkopolski i fragment Sudetów Wschodnich, 5 – waryscydy zewnętrzne, 6 – blok małopolski, 7 – blok łysogórsko-kraśnicki, 8 – osady górnokarbońskie niecki nadbużańskiej i przedgórza waryscydów zewnętrznych, 9 – struktura Koszalin–Chojnice, 10 – czoło nasunięć, 11 – ważne uskoki i dyslokacje: DŚw. – dyslokacja świętokrzyska, DU-Z – dyslokacja Ursynów–Zamość, UP-G – uskok Grójec–Pilica, UK-L – uskok Kraków–Lubliniec; **B.** 12 – jednostki przedpermskie południowo-zachodniej Polski odsłonięte w strukturach zrębowych, 13 – jednostki mezozoiczne Polski: a – niecki, b – wał, c – monokliny, d – zręby, 14 – Karpaty fliszowe, 15 – pieniński pas skałkowy, 16 – niecka podhalańska, 17 – Tatry, 18 – strefa Teisseyre'a–Tornquista, 19 – północny zasięg osadów neogenu i paleogenu zapadliska przedkarpackiego, 20 – czoło nasunięcia Karpat

  - Sudety Środkowe: kra sowiogórska ze strefą Niemczy, kopuła orlicko-bystrzycka, intruzja granitoidowa Kudowy i kłodzko-złotostocka, metamorfik kłodzki, struktura bardzka, depresja śródsudecka;
  - Przedgórze Sudeckie przykryte osadami kenozoicznymi[1];
- blok górnośląski wraz ze strukturą śląsko-morawską:
  - metamorfik wschodniosudecki,
  - pasmo fałdowe morawsko-śląskie,
  - niecka górnośląska;
- blok południowowielkopolski (skały osadowe karbońskie oraz skały zmetamorfizowane w zrębach Wolsztyna–Leszna i Bielawy–Trzebnicy);
- blok małopolski (struktury paleozoiczne wyżyn środkowopolskich):
  - strefa Myszków–Zawiercie,
  - strefa miechowsko-rzeszowska,
  - strefa kielecka;
- blok łysogórsko-kraśnicki:
  - strefa łysogórska,
  - strefa radomsko-kraśnicka,
  - niecka nadbużańska;
- strukturę Koszalin–Chojnice, którą tworzy kaledońskie pasmo fałdowe zaliczane do jednostek paleozoicznych;

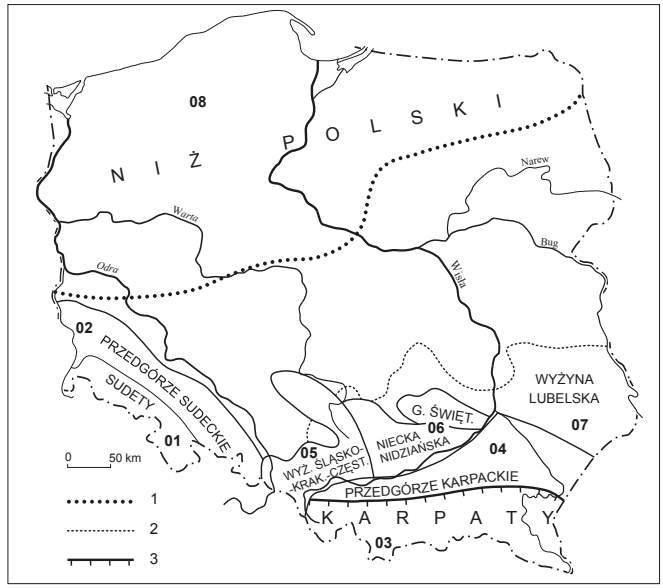
3. w środkowej i północnej Polsce różne jednostki występujące ponad paleozoicznymi (platformowymi):
   - mezozoiczne (płyta permsko-mezozoiczna NE Polski, niecka brzeżna, wał środkowopolski, niecki szczecińska, mogileńsko-łódzka i miechowska oraz monokliny przedsudecka i krakowsko-częstochowska),
   - kenozoiczne Polski Niżowej (niecka poznańska i warszawska),
   - paleogenu i neogenu (osady morskiego eocenu i oligocenu, miocenu lądowego oraz mioceńskie/plioceńskie iły poznańskie);
4. w południowej Polsce pasmo Karpat, dzielące się na:
   - Karpaty wewnętrzne (Tatry, niecka podhalańska i Pieniny),
   - Karpaty zewnętrzne (tzw. fliszowe),
   - zapadlisko przedkarpackie.

Ze względu na potrzeby geologiczno-inżynierskie najdogodniejszy jest podział na regiony geologiczne (ryc. 2.3).

2.4. Starsze podłoże (przedczwartorzędowe)

Starsze podłoże (przedczwartorzędowe) obejmuje osady, które powstały na przestrzeni wielu lat – od prekambru poprzez paleozoik, mezozoik, paleogen i neogen do czwartorzędu. Podłoże jest bardzo mocno zróżnicowane pod każdym względem, głównie tektonicznym, litologicznym i stratygraficznym.

[1] W nowym podziale stratygraficznym wg Międzynarodowej Komisji Stratygrafii (ICS) zrezygnowano z nazwy trzeciorzęd, pozostawiono paleogen i neogen. Neogen tworzą miocen i pliocen. Paleogen + neogen + czwartorzęd = kenozoik.



Ryc. 2.3. Polskie regiony geologiczne i zasięgi zlodowaceń (wg Rühlego, 1973)

1 – zasięg zlodowacenia północnopolskiego, **2** – zasięg zlodowacenia środkowopolskiego, **3** – zasięg zlodowacenia południowopolskiego, **01–08** – numery regionów

W północno-wschodniej Polsce, w obrębie prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej, skały cokołu krystalicznego występują na głębokości ok. 200 m p.p.m. na wschodzie do blisko 5000 m p.p.m. na zachodzie (Stupnicka, 2013). Na tym cokole leżą zwykle poziomo młodsze osady.

Platforma prekambryjska jest oddzielona od platformy paleozoicznej strefą T–T (ryc. 2.1). Obie platformy występują na dwóch przeciwległych krańcach – NE (platforma prekambryjska) i SW (Sudety i Masyw Czeski). Pomiędzy nimi znajduje się obszar z tendencją ruchów obniżających, określony jako depresja wewnętrzna (Stupnicka, Stempień-Sałek, 2016).

W południowo-zachodniej i środkowej Polsce platforma paleozoiczna obejmuje bloki: dolno- i górnośląski, południowowielkopolski, małopolski, łysogórsko-kraśnicki oraz strukturę Koszalin–Chojnice. Jednostki te są zbudowane głównie ze skał krystalicznych – magmowych lub przeobrażonych, oraz skał osadowych.

Sudety (blok dolnośląski) z trzech stron są ograniczone dyslokacjami, budowę geologiczną określa się jako mozaikową. Cały blok jest podzielony licznymi uskokami, przy czym główną przyczyną takiej budowy były procesy tektoniczne (ze zjawiskami metamorficznymi i magmowymi). W budowie wyróżnia się zasadnicze dwa piętra – starsze, które tworzą skały od prekambru do paleozoiku, i młodsze, które stanowią skały osadowe od karbonu górnego do kenozoiku włącznie. Swoją obecną górską rzeźbę Sudety zawdzięczają paleogeńsko-neogeńskim ruchom tektonicznym, a struktura wewnętrzna wykazuje związek z kaledońskimi i waryscyjskimi (hercyńskimi) strukturami Europy.

Blok górnośląski wraz ze strukturą śląsko-morawską, utworzony ze skał prekambryjskich i paleozoicznych, położony jest pomiędzy Masywem Czeskim, blokiem dolnośląskim a blokiem małopolskim. Na zachodzie do opisywanego bloku zaliczamy skały krystaliczne Sudetów Wschodnich i waryscyjskie pasmo fałdowe (młodszy paleozoik) struktury śląsko-morawskiej. We wschodniej części bloku górnośląskiego występuje górnośląska niecka, którą tworzą skały karbońskie (m.in. węgiel kamienny).

W środkowej Polsce wyróżnia się jednostki paleozoiczne i mezozoiczne (przede wszystkim bloki małopolski i łysogórsko-kraśnicki). Jednostki paleozoiczne stanowią wydłużony pas łagodnych wzniesień (wyżyn) od Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej na zachodzie po Wyżynę Lubelską na wschodzie. Podłoże jest zbudowane ze sfałdowanych skał paleozoicznych, które zostały w mezozoiku i paleogenie–neogenie pokryte skałami osadowymi. W strukturze łysogórskiej odsłania się najbardziej kompletny profil paleozoicznych skał w Polsce. Najstarszymi skałami struktury łysogórskiej są odsłaniające się na powierzchni łupki ilaste i mułowce zaliczane do kambru, występujące w Górach Pieprzowych koło Sandomierza.

Jednostki mezozoiczne zostały utworzone pod koniec mezozoiku w wyniku ruchów tektonicznych fazy laramijskiej orogenezy alpejskiej, zbudowane są ze skał permu i mezozoiku, powstały na miejscu basenu środkowopolskiego, ich miąższość dochodzi do 10 km (Stupnicka, Stempień-Sałek, 2016). Do głównych jednostek geologicznych zalicza się: wał środkowopolski, niecki od szczecińskiej do miechowskiej oraz monokliny przedsudecką i krakowsko-częstochowską. Litologicznie są zbudowane ze skał różnego typu – od zlepieńców i iłowców po wapienie i dolomity. Mogą występować tu m.in. anhydryty i sól kamienna.

Po ruchach laramijskich na północ od wyżyn środkowopolskich na obszarze Niżu Polskiego podczas kenozoiku miała miejsce akumulacja utworów detrytycznych (piaski, mułki, iły, rzadziej żwiry, pokłady węgla brunatnego). Rozwijała się ona w dwóch etapach. W pierwszym (w paleogenie – eocen, oligocen) przeważały warunki morskie wówczas powstały eoceńskie i oligoceńskie iły północno-zachodniej Polski, jak również piaski glaukonitowe (oligoceńskie) stanowiące poziom wodonośny na obszarze Mazowsza. W drugim etapie (w neogenie) przeważały warunki lądowe, w których powstawały piaski, mułki i pokłady węgla brunatnego. W końcowym etapie tego okresu w basenie typu jeziorzyska powstawały iły pstre – iły poznańskie (mioceńskie/plioceńskie).

W południowej Polsce Karpaty i zapadlisko przedkarpackie należą do wielkiego pasma alpidów europejskich. Pod względem budowy geologicznej są one bardzo zróżnicowane. Łuk karpacki (Karpaty zewnętrzne) jest zbudowany głównie ze skał fliszowych, kredy i paleogenu (Karpaty fliszowe). Pomiędzy Karpatami zewnętrznymi i wewnętrznymi leży pieniński pas skałkowy, niewielka część długiego pasa utworzonego z mezozoicznych skał węglanowych. Karpaty wewnętrzne są utworzone ze skał krystalicznych oraz mezozoicznych skał osadowych, zostały sfałdowane w późnej kredzie, podczas orogenezy alpejskiej. Najmłodszą jednostką karpacką jest zapadlisko przedkarpackie wypełnione osadami miocenu. Pomiędzy Tatrami a Pieninami leży niecka podhalańska wypełniona fliszowymi osadami paleogenu i neogenu.

Tatry charakteryzują się wysokogórską rzeźbą, do dzisiaj obserwuje się ruchy wewnętrzne 1–2 mm/rok (Stupnicka, 1997). Pocięte są licznymi głębokimi dolinami potoków ze śladami działalności plejstoceńskich lodowców, silnie rozwinął się kras podziemny. Pieniński pas skałkowy jest zbudowany ze skał osadowych o różnej odporności, obserwuje się tu malownicze formy krajobrazowe (np. Przełom Dunajca). Niecka podhalańska to teren górzysty, wyraźnie niższy od otoczenia wysokogórskiego, wypełniające ją utwory paleogeńsko-neogeńskie tworzą rozległą synklinę.

Karpaty zewnętrzne (fliszowe) zbudowane są głównie ze skał detrytycznych iłowców (łupków), margli, mułowców, piaskowców i zlepieńców, rzadziej z wapieni. Charakterystyczną cechą Karpat zewnętrznych jest płaszczowinowa budowa. Warto podkreślić, że w Karpatach fliszowych występują małozasobne złoża ropy i gazu ziemnego oraz w Polsce jest to region o największej „osuwiskowości". Osady neogeńskie (mioceńskie) zapadliska przedkarpackiego pod względem litologicznym są bardzo zróżnicowane, tworzyły się w morzu w różnych strefach, od przybrzeżnej do facji głębokiego morza, a zatem są zbudowane z iłów, wapieni i osadów chemicznych (m.in. pokłady siarki) oraz gruboziarnistych. Górną partię występującą nad złożami siarki tworzą tzw. iły krakowieckie. Miąższość osadów w zapadlisku ocenia się powyżej 1 km.

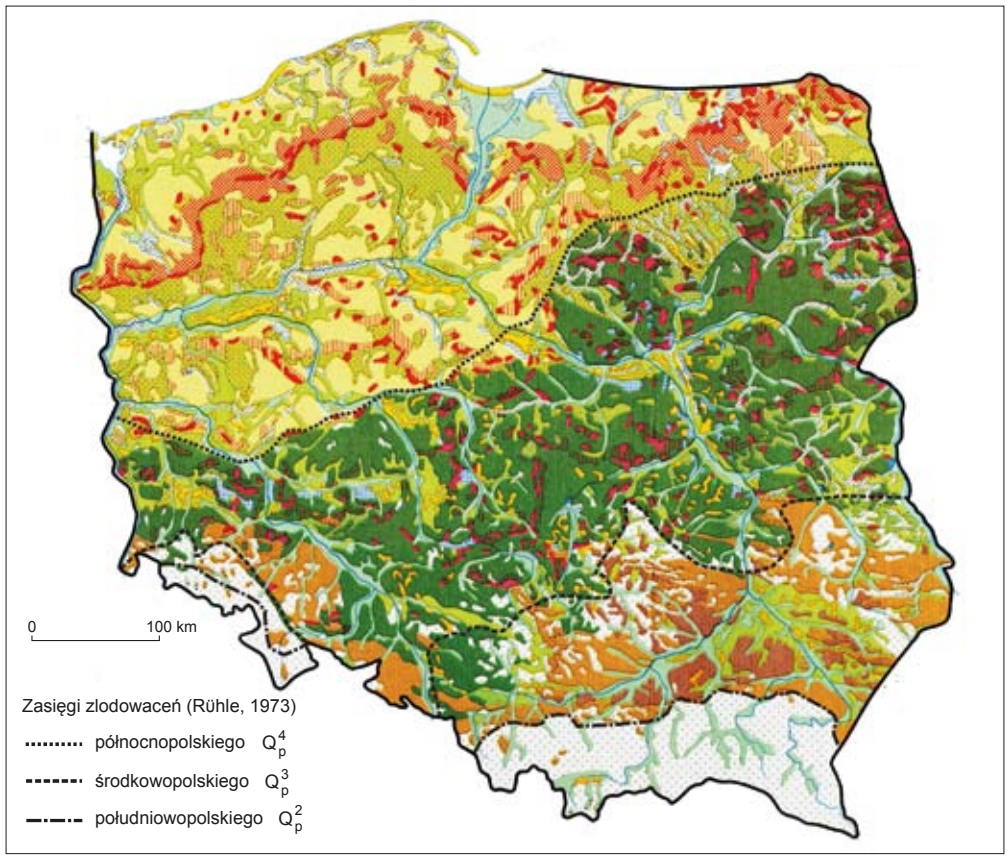
2.5. Podłoże czwartorzędowe (zasięgi zlodowaceń)

Starsze struktury geologiczne występujące w Polsce są w większości (ponad 80–90%) przykryte osadami czwartorzędowymi o zróżnicowanej miąższości (niekiedy ponad 100 m). Zwarta pokrywa czwartorzędowa obejmuje północną i środkową Polskę. W południowej Polsce utwory plejstoceńskie występują w postaci rozległych płatów, zwłaszcza w podłożu, gdzie blisko powierzchni znajdują się skały lite. W pokrywie czwartorzędowej dominują osady związane ze zlodowaceniami plejstoceńskimi, które parokrotnie pokrywały większą lub mniejszą część Polski. Głównym osadem glacjalnym są gliny lodowcowe (zwałowe). Wśród osadów interglacjalnych szczególne znaczenie mają torfy i gytie. Na obszarach położonych poza zasięgiem lodowców w czasie trwania glacjałów tworzyły się lessy. Do pokrywy czwartorzędowej zalicza się również pola wydmowe i iły powstałe w zastoiskach, osady deluwialne, zwietrzelinowe i fluwialne wypełniające doliny rzeczne (np. mady).

Chronologia i następstwo skandynawskich zlodowaceń plejstoceńskich w Europie, w tym w Polsce, nie są do końca ustalone. Zasadniczo wyróżnia się cztery główne zlodowacenia i kilkanaście podrzędnych. Nazwy glacjałów i interglacjałów oraz czas ich trwania przedstawiono w tabeli 2.2, natomiast zasięgi – na rycinie 2.4.

Tabela 2.2. Stratygrafia czwartorzędu wg Baranieckiej (1990) i Lindnera (1992) (uproszczona, ze zmianami)

System	Datowanie	Pododdział		Nadpiętro Zespoły zlodowaceń i interglacjałów	Piętro
CZWARTORZĘD	~10 256 lat	HOLOCEN			
	mln lat ↓ ~(0,109–0,114)	PLEJSTOCEN	GÓRNY	ZLODOWACENIE PÓŁNOCNOPOLSKIE Q_p^4	zlodowacenie BAŁTYCKIE (WISŁY)
				INTERGLACJAŁ EEMSKI Q_p^{3-4}	–
	~(0,26–0,28)		ŚRODKOWY	ZLODOWACENIE ŚRODKOWOPOLSKIE Q_p^3	zlodowacenie WARTY interglacjał LUBAWSKI zlodowacenie ODRY
				INTERGLACJAŁ WIELKI Q_p^{2-3}	interglacjał ZBÓJNA zlodowacenie LIWCA interglacjał MAZOWIECKI
	~(0,69–0,73)			ZLOWOWACENIE POŁUDNIOWOPOLSKIE Q_p^2	zlodowacenie SANU II interglacjał FERDYNANDOWSKI zlodowacenie SANU I interglacjał MAŁOPOLSKI zlodowacenie NIDY
				INTERGLCJAŁ PODLASKI Q_p^{1-2}	–
	~(0,87–0,92)		DOLNY	ZLODOWACENIE NAJSTARSZE Q_p^1	zlodowacenie NARWI
	~(1,67–1,87)		PROTOPLEJ-STOCEN	PREGLACJAŁ Q_{PP}	okres zimny OTWOCK
	~(2,3–3,0)				okres chłodny RÓŻCE



Ryc. 2.4. Mapa osadów czwartorzędowych Polski (Rühle, Mojski, 1968, ze zmianami)

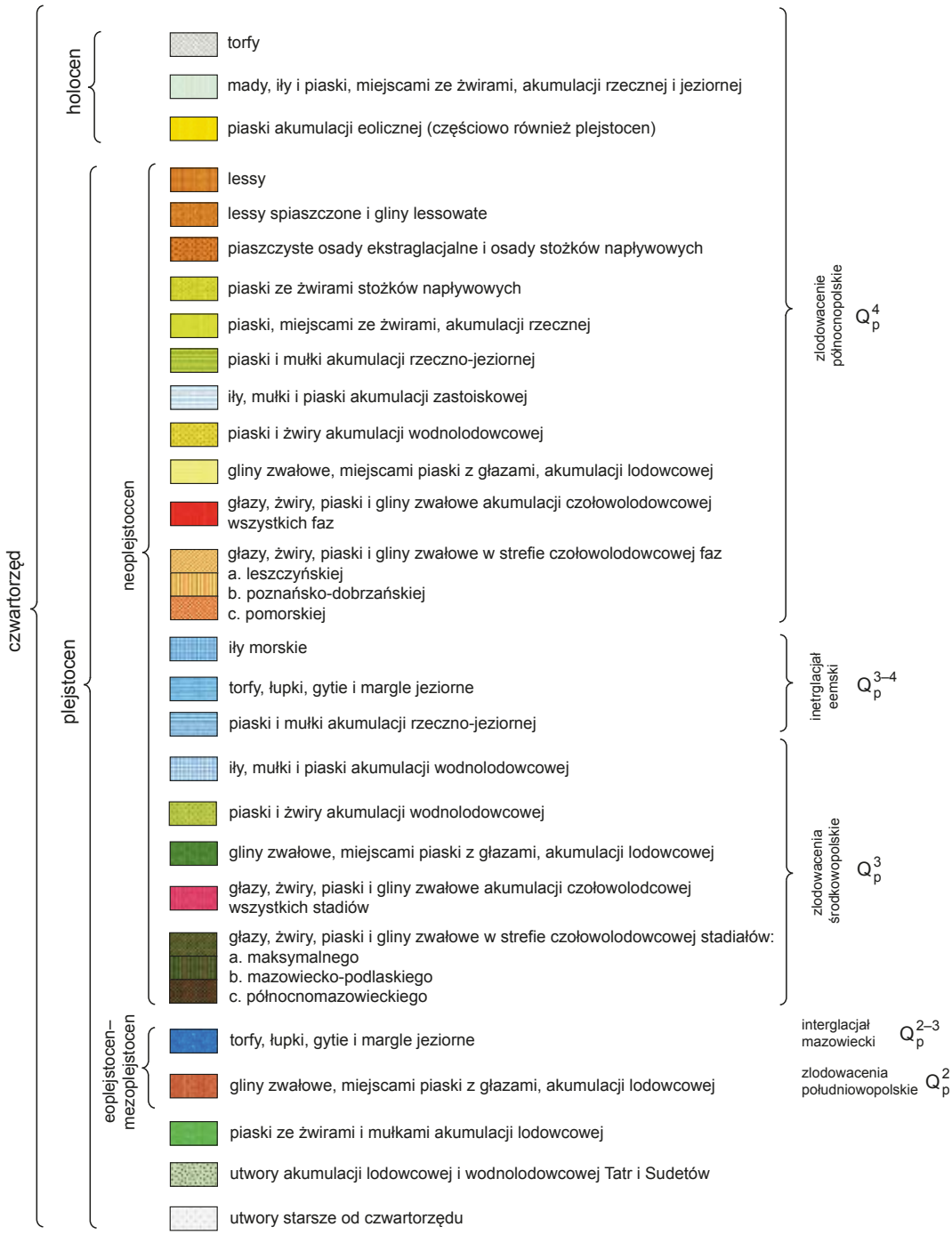
Najstarsze zlodowacenie na terenie Polski miało miejsce około 900 tys.–1 mln lat temu (zl. narwi – Q_p^1). Jest ono słabo rozpoznane, ograniczało się tylko do północno-wschodniej Polski, pozostawiło typowe osady o miąższości kilku/kilkunastu metrów, które są znane tylko z wierceń. W okresie interglacjału podlaskiego (Q_p^{1-2}) powstały osady rzeczne i jeziorne, wypełniające obniżenia rozcinające gliny zlodowacenia narwi.

Pierwszymi zlodowaceniami, które objęły prawie całą Polskę były zlodowacenia południowopolskie (Q_p^2) – glacjały nidy, sanu I i sanu II. Osady tych zlodowaceń zachowały się głównie w środkowej i północnej Polsce i częściowo na południu, gdzie w większości uległy one zniszczeniu przez denudację. Głównymi osadami są gliny, piaski i żwiry fluwioglacjalne, a także iły warwowe. Miąższość osadów tego zlodowacenia wynosi kilka metrów.

W okresie ocieplenia, w interglacjale wielkim (mazowieckim – Q_p^{2-3}) miała miejsce silna erozja rzeczna, powstały głębokie doliny rzeczne zapełnione aluwiami. Utworzyły się również osady jeziorne i bagienne.

Kolejnym ważnym okresem w plejstocenie jest okres zlodowaceń środkowopolskich (zl. odry i warty – Q_p^3), które miały mniejszy zasięg od zlodowaceń południowopolskich. Poza typowymi osadami lodowcowymi, na przedpolu lodowcowym utworzyły się pradoliny i osadziły się pierwsze

Objaśnienia do ryciny 2.4.

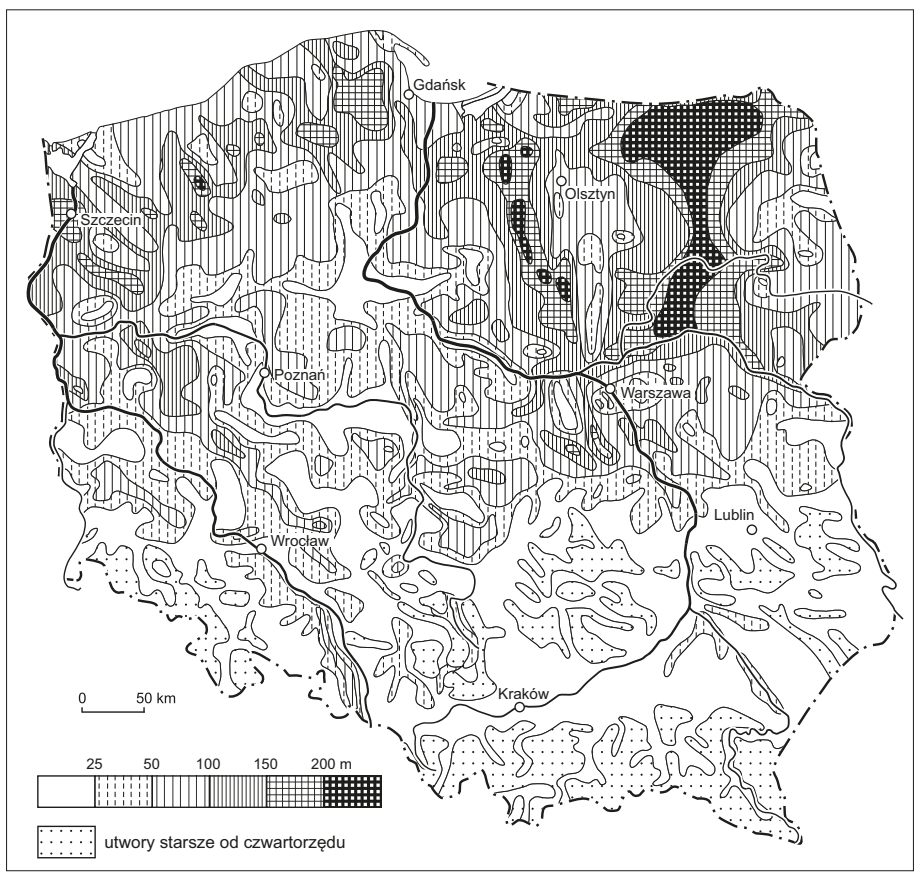


lessy. Po zlodowaceniu środkowopolskim nastąpiło znaczne ocieplenie – interglacjał eemski (Q_p^{3-4}). Temperatura była prawdopodobnie wyższa od obecnej (Mizerski, 2010). Istotnym wydarzeniem w tym okresie była niewielka transgresja morska na terenie Pomorza.

Ostatnim, najmłodszym zlodowaceniem było zlodowacenie północnopolskie (zl. wisły – Q_p^4). Pozostawiło ono po sobie najbardziej czytelne formy polodowcowe – pasma moren czołowych, ozy, kemy, drumliny, sandry, liczne jeziora. W tym czasie powstała większość lessów w południowej Polsce. Z tym zlodowaceniem wiąże się obecne ukształtowanie Tatr, gdzie rozwijały się górskie lodowce, po których pozostały doliny i jeziora cyrkowe.

Z końcem plejstocenu lodowiec wycofał się z obszaru Polski. W czasie holocenu powstają aluwia rzeczne, iły i muły jeziorne, torfy i produkty wietrzenia skał.

Główna masa osadów czwartorzędowych występuje na północ od linii Warszawa–Poznań. Mają one zróżnicowaną miąższość, największą osiągają na północnym wschodzie Polski, gdzie ich grubość przekracza 200 m. Na południe od linii Warszawa–Poznań miąższość osadów czwartorzędowych maleje, wynosi od 0 do 50 m (ryc. 2.5).



Ryc. 2.5. Miąższość utworów czwartorzędowych (wg Rühlego, 1973)

Pod względem genezy osady plejstoceńskie można podzielić na osady akumulacji lodowcowej (dennolodowcowe, czołowolodowcowe, rzecznolodowcowe i zastoiskowe), wodnej (rzeczne, rzeczno-jeziorne, bagienno-jeziorne i morskie) oraz eolicznej (lessy i wydmy).

Holocen to przede wszystkim osady akumulacji rzecznej (piaski, mady, mułki) wypełniające współczesne doliny. W jeziorach akumulują się iły i margle, a w obniżeniach terenu powstają torfy.

2.6. Mapy, przekroje i profile geologiczne

Mapa geologiczna jest to zmniejszony i uproszczony obraz zarejestrowanych faktów geologicznych, występujących na dowolnym terenie, otrzymany przez rzutowanie pionowe na płaszczyznę poziomą (podkład topograficzny). Stopień zmniejszenia mapy, czyli skala, jest jednym z kryteriów podziału map geologicznych, wyróżniamy mapy:

- ogólne dla całego kraju w skali 1:1 000 000 i mniejszej;
- przeglądowe dla całego kraju w skali 1:500 000 i 1:300 000;
- szczegółowe poszczególnych rejonów w skali 1:200 000 (wyjątkowo 1:100 000, np. Gór Świętokrzyskich);
- szczegółowe, odpowiadające poszczególnym arkuszom mapy topograficznej w skali 1:50 000, dla Dolnego Śląska w skali 1:25 000, dla Tatr i Pienin w skali 1:10 000;
- wielkoskalowe (plany) w skali 1:5 000 i większej.

W miarę zmniejszania skali obraz tego samego terenu na mapie geologicznej traci naturalnie wiele szczegółów, ulega generalizacji.

Z uwagi na treść mapy geologiczne można podzielić na podstawowe (uniwersalne) i specjalne (litologiczne, tektoniczne, paleontologiczne, strukturalne, surowcowe, hydrogeologiczne, geologiczno-środowiskowe, geologiczno-inżynierskie itp.).

Ponadto wyróżniamy mapy:

- zakryte (obraz terenu widoczny na powierzchni),
- odkryte (obraz budowy geologicznej po zdjęciu nadkładu młodszych osadów).

Dla całego obszaru Polski istnieją mapy geologiczne w skalach od 1:1 000 000 do 1:50 000.

Najbardziej aktualnymi, szczegółowymi mapami są wydane przez Instytut Geologiczny *Szczegółowe Mapy Geologiczne Polski* (SMGP) w skali 1:50 000. SMGP jest mapą seryjną sporządzoną z dokładnością skali mapy, liczy 1069 arkuszy (i 16 niepełnych), zawiera:

- mapę geologiczną (powierzchniową);
- przekroje geologiczne[2] i syntetyczne, profile geologiczne[3];
- tekst objaśniający z załącznikami;
- szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000;
- szkic geologiczny odkryty w skali 1:100 000;
- tabelę litologiczno-stratygraficzną;
- mapę dokumentacyjną i wyniki badań analitycznych.

[2] Przekrój geologiczny jest to obraz geologiczny terenu wzdłuż płaszczyzny pionowej poprowadzonej na mapie w postaci linii – jest to obraz rozcięcia terenu.

[3] Profil geologiczny stanowi odwzorowanie budowy geologicznej, litologii osadów itp. na krótkim odcinku lub na długości wiercenia, przedstawia on rzeczywisty obraz przestrzenny osadów geologicznych, ich następstwo, miąższości, wzajemny stosunek itp.

Arkusze SMGP wydane do roku 1999 zawierały również szkice hydrogeologiczny i geologiczno-inżynierski w skali 1 : 100 000. Arkusze te są udostępniane w Państwowym Instytucie Geologicznym w sposób tradycyjny – jako wydruki offsetowe. Natomiast części składowe SMGP (mapa, przekroje i profile geologiczne) wydane po roku 1999 są udostępniane na zamówienie, jako barwne wydruki ploterowe, pliki rastrowe lub warstwy informacyjne z bazy danych. Tekst ze szkicami można zamówić w postaci powielonych wydruków jednobarwnych lub plików w formacie PDF. Wszystkie materiały potrzebne do sporządzenia SMGP są przygotowane pod kątem cyfrowej wersji mapy. Przykład mapy, przekroju i profilu geologicznego przedstawiono na rycinie 2.6.

Ważną mapą określającą pośrednio warunki geologiczno-inżynierskie kraju jest *Mapa Geośrodowiskowa Polski* (MGP) w skali 1 : 50 000, która składa się z dwóch plansz:

- A – aktualizowanej treści *Mapy Geologiczno-Gospodarczej Polski* w skali 1 : 50 000,
- B – informacyjnej pt. *Zagrożenia powierzchni ziemi*.

MGP jest cyfrową bazą danych w systemie GIS (SIP), której zasoby stanowią dane dotyczące występowania kopalin podstawowych i pospolitych, gospodarki złożami, wybranych elementów górnictwa i przetwórstwa kopalin, hydrogeologii i geologii inżynierskiej, ochrony środowiska, krajobrazu i zabytków kultury, stanu geochemicznego powierzchni ziemi oraz właściwości składowania odpadów. Mapa jest w formie cyfrowej, a obraz kartograficzny w postaci ploterowego wydruku.

Z punktu widzenia geologii inżynierskiej i geotechniki istotne jest przedstawienie:

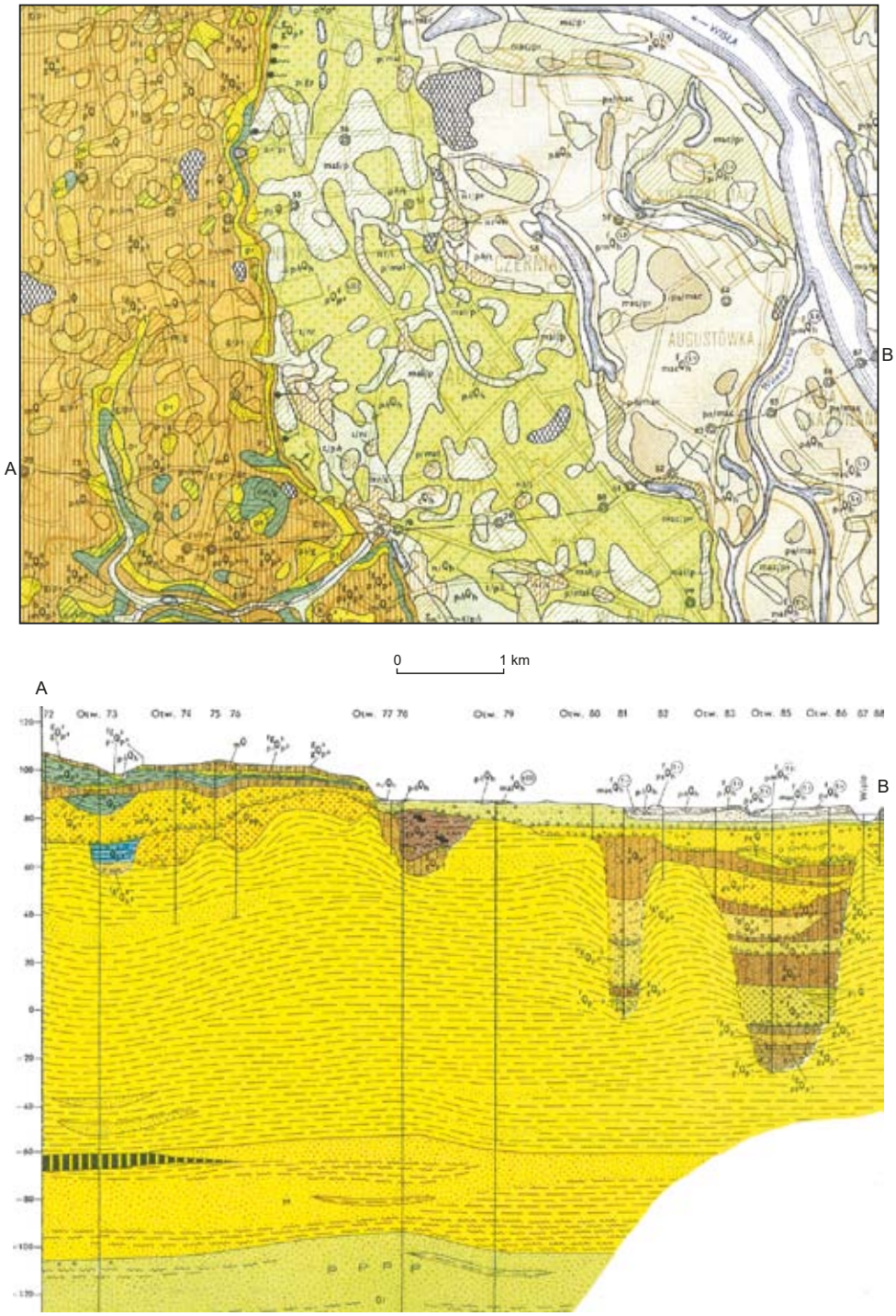
- warunków podłoża budowlanego dla tworzenia optymalnych koncepcji urbanistycznych,
- obszarów spełniających kryteria lokalizacji składowisk odpadów, lokalizacji czynnych i zamkniętych składowisk,
- uwarunkowań przyrodniczych dla planowania przestrzennego na szczeblu regionalnym i lokalnym.

MGP jest syntetycznym, seryjnym opracowaniem dla całego kraju w skali 1 : 50 000, analogicznie jak: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski*, *Mapa Hydrogeologiczna Polski* oraz *Mapa Geologiczno-Gospodarcza Polski* (ryc. 2.7).

W warstwie informacyjnej *Zagrożenia powierzchni ziemi*, w ramach warstwy tematycznej *Składowanie odpadów*, przedstawiono wymagania dotyczące naturalnych cech izolacyjnych potencjalnych podłoży (tab. 2.3).

Tabela 2.3. Wymagania parametrów izolacyjnych dla naturalnych barier geologicznych (wg MGP)

Typ składowiska	Wymagania dotyczące naturalnej bariery geologicznej		
	miąższość [m]	współczynnik filtracji [m/s]	rodzaj gruntu
N – odpadów niebezpiecznych	≥5	$\leq 1 \times 10^{-9}$	iły i iłołupki
K – odpadów innych niż niebezpieczne i obojętne	1–5	$\leq 1 \times 10^{-9}$	
O – odpadów obojętnych	≥1	$\leq 1 \times 10^{-7}$	gliny



Ryc. 2.6. Przykładowy fragment *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski* w skali 1 : 50 000, ark. Warszawa Wschód oraz przekrój geologiczny w linii A–B (Sarnacka, 1980)

W warstwie informacyjnej *Warunki podłoża budowlanego* w ramach warstw tematycznych zaprezentowano warunki budowlane (geologiczno-inżynierskie):

- obszarów o warunkach korzystnych dla budownictwa:
  - grunty spoiste zwarte, półzwarte, twardoplastyczne;
  - grunty niespoiste, średnio zagęszczone i zagęszczone, na których nie stwierdzono zjawisk geodynamicznych, a głębokość do wody gruntowej przekracza 2 m od powierzchni terenu;

Złoża kopalin oraz peryspektywy i prognozy ich występowania

piaski i żwiry

piaski

torfy

2 RUCIANKA nazwa złoża mało konfliktowego

1 OGRODNIKI nazwa złoża konfliktowego

granica złoża o zasobach udokumentowanego w kategoriach A + B + C_1 i C lub zarejestrowanych (C_1)

granica obszaru prognostycznego (I – numer kolejny na mapie)

Wody powierzchniowe i podziemne

źródło

Klasa jakości wód w rzekach w monitorowanym punkcie:

jakość niezadowalająca

Warunki podłoża budowlanego

korzystne

niekorzystne, utrudniające budownictwo

obszary niewaloryzowane

Ochrona przyrody, krajobrazu i zabytków kultury

grunty rolne (klasy I–IVa użytków rolnych)

łąki na glebach pochodzenia organicznego

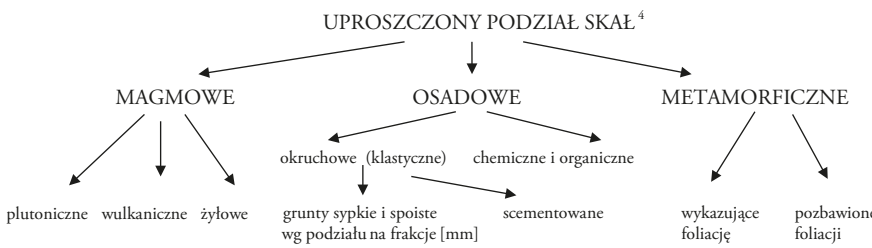
lasy

Ryc. 2.7. Przykładowy fragment Mapy Geośrodowiskowej Polski (plansza A) w skali 1 : 50 000, ark. Młynary (Krogulec, Wierchowiec, 2012)

- obszarów o warunkach niekorzystnych, utrudniających budownictwo:
  – grunty słabonośne (organiczne, grunty spoiste w stanie miękkoplastycznym i plastycznym, zwietrzeliny gliniaste, grunty niespoiste luźne), w których zwierciadło wody gruntowej znajduje się na głębokości mniejszej od 2 m od powierzchni terenu;
  – tereny występowania wód agresywnych;
  – tereny zalewania w czasie powodzi (woda stuletnia);
  – tereny podmokłe i bagienne;
  – tereny objęte ruchami masowymi oraz zjawiskami krasowymi i sufozyjnymi.

2.7. Podział skał i gruntów

W geologii najczęściej stosuje się podział skał w zależności od genezy i składu mineralnego na trzy główne grupy – magmowe, osadowe i metamorficzne [4] (ryc. 2.8).



Ryc. 2.8. Uproszczony podział skał

Skały magmowe (zajmują stosunkowo małą część powierzchni Polski) swoje powstanie zawdzięczają takim zjawiskom jak wulkanizm i plutonizm, stąd podział ich na plutoniczne (głębinowe) – powstałe pod powierzchnią ziemi wskutek stygnięcia magmy oraz na wulkaniczne (wylewne) – powstałe na powierzchni. Skałami pośrednimi pomiędzy wulkanicznymi a plutonicznymi są skały żyłowe, które krystalizowały na niewielkich głębokościach, w otoczeniu skał starszych.

W tej grupie skał wydziela się ponadto skały piroklastyczne, stanowiące ogniwo pośrednie pomiędzy skałami magmowymi (wulkanicznymi) a osadowymi (okruchowymi). W tabeli 2.4 przedstawiono główne typy tych skał w wymienionych grupach oraz w zależności od składu mineralnego: I – kwaśne (nadmiar krzemionki, dominują skalenie i kwarc), II – obojętne (krzemionka w równowadze, dominują skalenie i minerały ciemne), III – zasadowe (dominują skalenie alkaliczne, plagioklazy) i ultrazasadowe (z dominującą rolą oliwinu, piroksenu i hornblendy).

Granitoidy na powierzchni obserwuje się w postaci masywów hercyńskich (waryscyjskich) w Sudetach i na Dolnym Śląsku (np. masywy Strzelin, Strzegom, Karkonosze), w Tatrach (granit – tatryt) oraz stwierdzone zostały wierceniami do podłoża skalnego w północno-wschodniej Polsce. Skały wulkaniczne kwaśne występują w Sudetach i w okolicach Krakowa. Skały obojętne

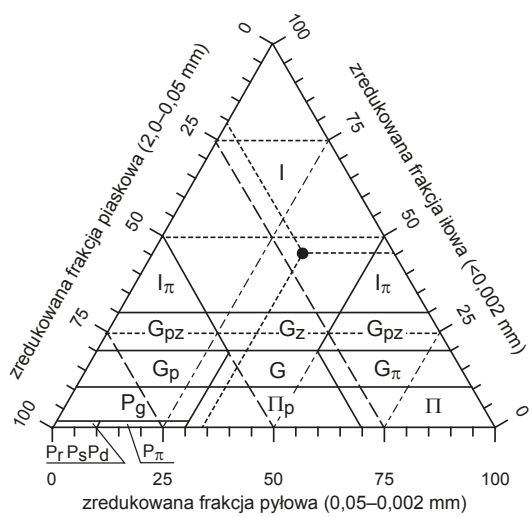
[4] Wydziela się również skały piroklastyczne, stanowiące ogniwo przejściowe pomiędzy skałami magmowymi (wulkanicznymi) a osadowymi (okruchowymi), zbudowane z materiału pochodzenia magmowego, lecz budują je okruchy, które powstały w wyniku osadzania się. Do ważniejszych przedstawicieli tej grupy zalicza się brekcje wulkaniczne, tufy i tufity. Skały piroklastyczne można obserwować w południowej Polsce (rejon Krakowa, Sudety, Karpaty).

Tabela 2.4. Schematyczny podział skał magmowych

MAGMOWE			
	Plutoniczne (głębinowe)	Wulkaniczne (wylewne)	Żyłowe
I Kwaśne	granit granodioryt tonalit	riolit (porfir) dellenit dacyt	aplit pegmatyt
II Obojętne	sjenit dioryt monzonit	trachit andezyt bazalt (melafir) latyt	lamprofir
III Zasadowe	gabro perydotyt piroksenit horblendyt	fonolit	diabaz pikryt

obserwuje się w Sudetach, Przedgórzu Sudeckim, natomiast obojętne wylewne – na Dolnym Śląsku (Góra Św. Anny), w rejonie Krakowa i w Pieninach. Występowanie skał zasadowych i ultrazasadowych ograniczone jest do Dolnego Śląska w Sudetach.

Skały osadowe są najpospolitszymi skałami w Polsce, pokrywają ponad 80–90% powierzchni kraju. Powstają one wskutek sedymentacji – gromadzenia (akumulacji) materiału okruchowego, głównie w zbiornikach wodnych, mogą to być produkty niszczenia skał starszych, wytrącania się z roztworów wodnych lub działalności organizmów. W swej historii geologicznej powstałe osady ulegają diagenezie, cementacji i w dalszych etapach lityfikacji. Pierwotnie luźna skała może stać się skałą zwięzłą. Skały osadowe ze względu na różną genezę dzieli się na kilka grup. W tabeli 2.5 wyróżniono zasadnicze dwie grupy: skały okruchowe (klastyczne) oraz pochodzenia chemicznego i organicznego. Skały okruchowe przedstawiono wg podziału na grunty niescementowane (sypkie i spoiste) oraz scementowane. Skały są podzielone w zależności od wielkości ziarna (frakcji). Stosuje się kilka różniących się klasyfikacji, m.in. podziały geologiczne i wg norm budowlanych PN-B-02480:1986 (ryc. 2.9), w tym wynikającą z Eurokodu PN-EN ISO 14688-1,2:2006. Podział



Ryc. 2.9. Trójkąt Fereta do określania nazw gruntów zgodnie z PN-B-02480:1986

wg ISO jest podany w wersji Gołębiewskiej (2012), dostosowujący dotychczasową klasyfikację wg PN-B-02480:1986 do wymogów Eurokodu. Tabela 2.6 umożliwia w prosty sposób przejście z klasyfikacji polskiej na klasyfikację PN-EN ISO 14688. W celu ułatwienia ustalenia rodzaju gruntu załączono trójkąty typu Fereta z odpowiednimi podziałami wg uziarnienia (ryc. 2.10 i 2.11).

Skały pochodzenia chemicznego i organicznego charakteryzują się takim samym środowiskiem powstawania. Skały chemiczne są wynikiem wytrącania się związków chemicznych w wodzie, a skały organiczne – nagromadzenia w wodzie substancji mineralnej pochodzenia zwierzęcego (zoogeniczne) lub roślinnego (fitogeniczne). Wśród skał pochodzenia chemicznego wyróżnia się: skały węglanowe (obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, Jura Krakowsko-Częstochowska, Lubelszczyzna i Małopolska), wapienie zoogeniczne (Tatry i Pieniny oraz Góry Świętokrzyskie), kredę jeziorną (Niż Polski), skały krzemionkowe (gezy, opoki, okolice Kazimierza n. Wisłą, flisz karpacki), radiolaryty i lidyty (Tatry, Góry Świętokrzyskie, Pieniny, Sudety – Góry Bardzkie), krzemienie

Tabela 2.5. Podział skał i gruntów osadowych

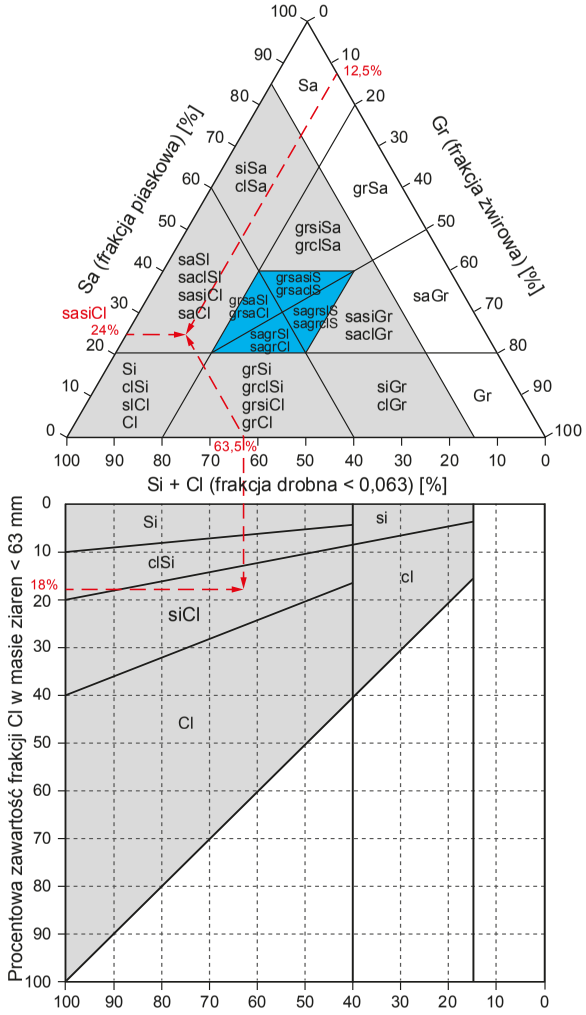
OSADOWE					
Okruchowe (klastyczne)					Chemiczne i organiczne
Frakcje	Grunty sypkie i spoiste wg podziału [mm]			Scementowane	• węglanowe (różnego rodzaju wapienie i dolomity, kreda pisząca i jeziorna, margle, martwica) • krzemionkowe (gezy, opoki, martwice, ziemie okrzemkowe, diatomity, lidyty, krzemienie, radiolaryty) • żelaziste (syderyty, ruda darniowa) • solno-gipsowe (sól kamienna, gips, alabaster) • fosforanowe (fosforyty) • siarkowe (wapień osiarkowany) • kopalne paliwa (stałe i płynne)
	geologicznego	PN-B-02480	PN-EN ISO 14688		
Bloki	>1000	–	–	–	
Bardzo gruboziarniste	(100–1000) duże 500–1000 średnie 200–500 małe 100–200	kamienie >40	duże głazy, LBo > 630 głazy, Bo 200–630 kamienie, Co 63–200	brekcje	
Gruboziarniste psefity	(2–100) grube 50–100 średnie 25–50 drobne 10–25 b. drobne 2–10	żwiry 2–40	żwir, Gr 2–63 żwir gruby, CGr 20–63 żwir średni, MGr 6,3–20 żwir drobny, FGr 2–6,3	zlepieńce	
Psamity	(0,1–2) b. grube 1–2 grube 0,5–1 średnie 0,25–0,5 drobne 0,1–0,25	piaski 0,05–2	piasek, Sa 0,063–2 piasek gruby, CSa 0,63–2 piasek średni, MSa 0,2–0,63 piasek drobny, FSa 0,063–0,2	piaskowce	
Aleuryty	(0,01–0,1) grube 0,05–0,1 drobne 0,01–0,05	pyły 0,002–0,05	pył, Si 0,002–0,063 pył gruby, CSi 0,02–0,063 pył średni, MSi 0,0063–0,02 pył drobny, FSi 0,002–0,0063	mułowce	
Pelity	<0,01	iły <0,002	iły <0,002	iłowce	

Wyróżnia się także iły zasobne w:
– kaolinit (kaoliny, iły kaolinitowe, łupki ogniotrwałe)
– illit (iły illitowe)
– montmorillonit (bentonity, iły bentonitowe, iły montmorillonitowe)

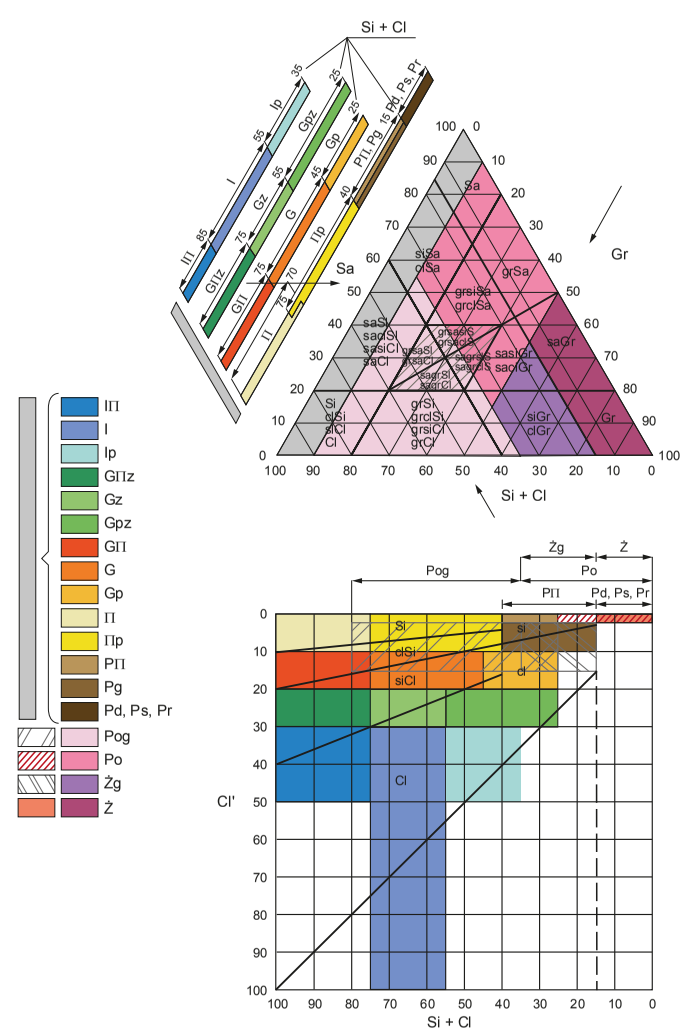
Tabela 2.6. Porównanie dotychczasowej klasyfikacji gruntów z klasyfikacją gruntów wg EUROKODU

Klasa	PN-B-02480:1986					PN-EN ISO 14688:2006 + propozycja Gołębiowskiej (2012)				
	Nazwa gruntu/symbol	Uziarnienie/frakcje [mm]				Nazwa gruntu/symbol	Uziarnienie/frakcje [mm]			
Bardzo gruboziarniste (kamieniste)	frakcje kamieniste f_k > 40 mm > 50%, zwietrzeliny $f_i \leq 2\%$, zwietrzeliny gliniaste $f_i > 2\%$, rumosz $f_i \leq 2\%$, rumosz gliniasty $f_i > 2\%$, otoczaki	>2 $f_ż$	2–0,05 f_p	0,05–0,002 $f_π$	<0,002 f_i	duże głazy (*large boulder*) >630 mm LBo głazy (*boulder*) 200–630 mm Bo kamienie (*cobble*) 63–200 mm Co	>2 f_{Gr}	2–0,063 f_{Sa}	0,063–0,002 f_{Si}	<0,002 $f_{Cl'}$
Gruboziarnisto-żwirowe	żwir/Ż	$f_k + f_ż > 50$			fi′ ≤ 2	żwir (*gravel*) Gr, fCl′ ≤ 4,	$f_{Co} + f_{Gr} > 50$			
	żwir gliniasty/Żg	$f_k + f_ż > 50$			fi′ > 2	żwir ilasty (*clayey gravel*) ClGr	$f_{Cl'} > 4$, $f_{Co} + f_{Gr} > 50$			
	pospółka Po	$50 \geq f_k + f_ż > 10$			fi′ ≤ 2	piasek żwirowy (*gravely sand*) grSa	$50 > f_{Co} + f_{Gr} > 10$			
	pospółka gliniasta Pog	$50 \geq f_k + f_ż > 10$			fi′ > 2	piasek ilasto-żwirowy (*gravely clayey sand*) grclSa	$50 > f_{Co} + f_{Gr} > 10$			
Piaszczyste	piasek gruby P_r d_s > 0,5 mm	–	88–100	0–10	0–2	piasek gruby (*coarse sand*) CSa, d5o > 0,63 mm	≤10	–	–	≤4
	piasek średni P_s 0,5 > d_{5o} > 0,25 mm	–	88–100	0–10		piasek średni (*medium sand*) MSa 0,63 ≥ d50 > 0,2		–	–	≤4
	piasek drobny P_d $d_{5o} \leq 0,25$ mm	–	88–100	0–10	0–2	piasek drobny (*fine sand*) FSa, d50 ≤ 0,2 mm	≤10	–	–	≤4
	piasek pylasty $P_π$	–	68–90	10–30	0–2	piasek pylasty (*silty sand*) siSa	≤10	–	10–30	≤4
	piasek gliniasty P_g	–	60–98	0–30	0–2 2–10	piasek ilasty (*clayey sand*) clSa	≤10 –	62–96	0–30	4–8
Pylaste	pył piaszczysty Πp	–	30–70	30–70	0–10	pył piaszczysty (*sandy silt*) saSi	–	30–70	30–70	0–4
	pył piaszczysty Πp	–	30–70	30–70	0–10	pył ilasto-piaszczysty (*sandy clayey silt*) saclSi	–	30–66	30–66	4–8
	pył Π	–	0–30	60–100	0–10	pył (*silt*) Si	–	0–30	66–96	0–4
	pył Π	–	0–30	60–100	0–10	pył ilasty (*clayey silt*) clSi	–	0–30	62–96	4–8
	glina piaszczysta G_p	–	50–90	0–30	10–20	ił gruby piaszczysty (*sandy coarse clay*) saCCl	–	50–92	0–30	8–20
	glina G	–	30–60	30–60	10–20	ił gruby (*coarse clay*) CCl	–	30–62	30–62	8–20
	glina pylasta $G_π$	–	0–30	50–90	10–20	ił gruby pylasty (*silty coarse clay*) siCCl	–	0–30	50–92	8–20
	glina piaszczysta zwięzła G_{pz}	–	50–80	0–30	20–30	il średni piaszczysty (*sandy medium clay*) saMCl	–	50–80	0–30	20–30
	glina zwięzła G_z	–	20–50	20–50	20–30	ił średni (*medium clay*) MCl	–	20–50	20–50	20–30
	glina pylasta zwięzła $G_{πz}$	–	0–30	50–80	20–30	ił średni pylasty (*silty medium clay*) SiMCl	–	0–30	50–80	20–30
Ilaste	iły piaszczyste I_p	–	50–70	0–20	30–50	ił drobny piaszczysty (*sandy fine clay*) saFCL	–	50–70	0–20	30–50
	iły I	–	0–50	20–80	30–100	ił drobny (*fine clay*) FCL	–	0–50	0–50	30–100
	iły pylaste $I_π$	–	0–20	50–70	30–50	ił drobny pylasty (*silty fine clay*) siFCL	–	0–20	50–70	30–50

Cl′ – zawartość frakcji iłowej w stosunku do frakcji gruntu <63 mm, np. Cl′ = Cl · 100/[100 – (Co + Bo + LBo)]. W trójkącie klasyfikacyjnym wg PN-EN ISO 14688-2:2006 są wyróżnione jeszcze mało typowe grunty, jak: grclSi, grsiCl, grCl (żwir ilasty, pył ze żwirem) o f_{Gr} = 20 – 60, f_{Sa} = 0 – 20, f_{Si} = 40 – 80, $f_{Cl'}$ = 0 – 8, grsiSa i grclSa (piasek pylasty/ilasty ze żwirem) o f_{Gr} = 20 – 40, f_{Sa} = 40 – 65, f_{Si} = 15 – 40, $f_{Cl'}$ = do 3, saclSi i sasiCl (pył ilasty z piaskiem, ił pylasty z piaskiem) o zawartości fGr + fSa = 20 – 60, fSi = 25 – 72 i fCl′ = 8 – 31, sasiGr (żwir pylasto-ilasto-piaszczysty) o f_{Gr} = 40 – 65, f_{Sa} = 20 – 45, f_{Si} = 15 – 40, $f_{Cl'}$ do 3



Ryc. 2.10. Trójkąt kwalifikacyjny gruntów Fereta wg PN-EN ISO 14688-2:2006 (Zasady... – Frankowski i in., 2009)



Ryc. 2.11. Porównanie klasyfikacji gruntów wg PN-B-02480:1986 i PN-EN ISO 14688-2:2006 (Gołębiewska, Wudzka, 2006)

(obrzeżenie Gór Świętokrzyskich; pasiaste – k. Ostrowca Świętokrzyskiego), skały żelaziste – syderyty (rejon Częstochowy), solno-gipsowe (sól kamienna – rejon Wieliczki i Bochni oraz Inowrocławia i Kłodawy), gips – alabaster (rejon Buska i okolice Lwówka Śląskiego), skały fosforanowe – fosforyty (występowanie z glaukonitem głównie w utworach albu–cenomanu, obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, Wyżyny Lubelskiej i Krakowskiej), skały siarkowe (gips może ulec przeobrażeniu w wapienie i siarkę, której duże złoża znajdują się w miocenie przedkarpackim w rejonie Tarnobrzega), kopalne paliwa stałe i płynne (ropa naftowa, gaz ziemny – okolice Jasła i Krosna).

Skały metamorficzne (przeobrażone) tworzą się w skorupie ziemskiej wskutek działania procesów metamorficznych na istniejące skały. Wpływ poszczególnych czynników (temperatury, ciśnienia, roztworów hydrotermalnych itp.) zależy od głębokości (strefy epi, mezo i kata) występowania tych procesów. Skład mineralny skał metamorficznych zależy przede wszystkim od składu skał wyjściowych, przy czym zmiany zachodzą głównie w strukturze i teksturze. Najczęstszym typem tekstury skał metamorficznych jest foliacja (płasko-równolegle ułożone składniki), często prowadzące do słupkowacenia. W tabeli 2.7 wymieniono głównych przedstawicieli skał w podziale na wykazujące i pozbawione foliacji. Ze skał metamorficznych są zbudowane Sudety, Tatry Zachodnie oraz głębokie podłoże północno-wschodniej Polski. Do najbardziej typowych skał metamorficznych można zaliczyć: gnejsy (Sudety – Góry Izerskie, Karkonosze, Masyw Śnieżnika, Góry Sowie, Tatry Wysokie), zieleńce (Góry Kaczawskie, Nizina Śląska), amfibolity (Sudety – Rudawy Janowieckie, Kotlina Kłodzka), serpentynity (Sudety, Przedgórze Sudeckie), kwarcyty (Łysogóry, Tatry Zachodnie, Sudety), marmury (Sudety, okolice Stronia Śląskiego, Wałbrzycha – np. marmur o nazwie Marianna) oraz liczne odmiany łupków krystalicznych.

Tabela 2.7. Schematyczny podział skał metamorficznych

METAMORFICZNE	
Wykazujące foliację	Pozbawione foliacji
fyllit łupek krystaliczny gnejs amfibolit serpentynit hornfels migmatyt	marmur kwarcyt zieleniec amfibolit eklogit granulit

Rozdział 3

Warunki geomorfologiczne (rzeźba, podział na jednostki)

Polska jest położona w środku Europy, na styku zachodniej i wschodniej Europy, w strefie umiarkowanych szerokości geograficznych (49°00'–54°00'N, 14°07'–24°08'E). Takie położenie warunkuje charakterystyczne cechy środowiska przyrodniczego – budowę geologiczną, rzeźbę, klimat, warunki wodne, szatę roślinną, gleby, świat zwierzęcy i współczesne procesy rzeźbotwórcze.

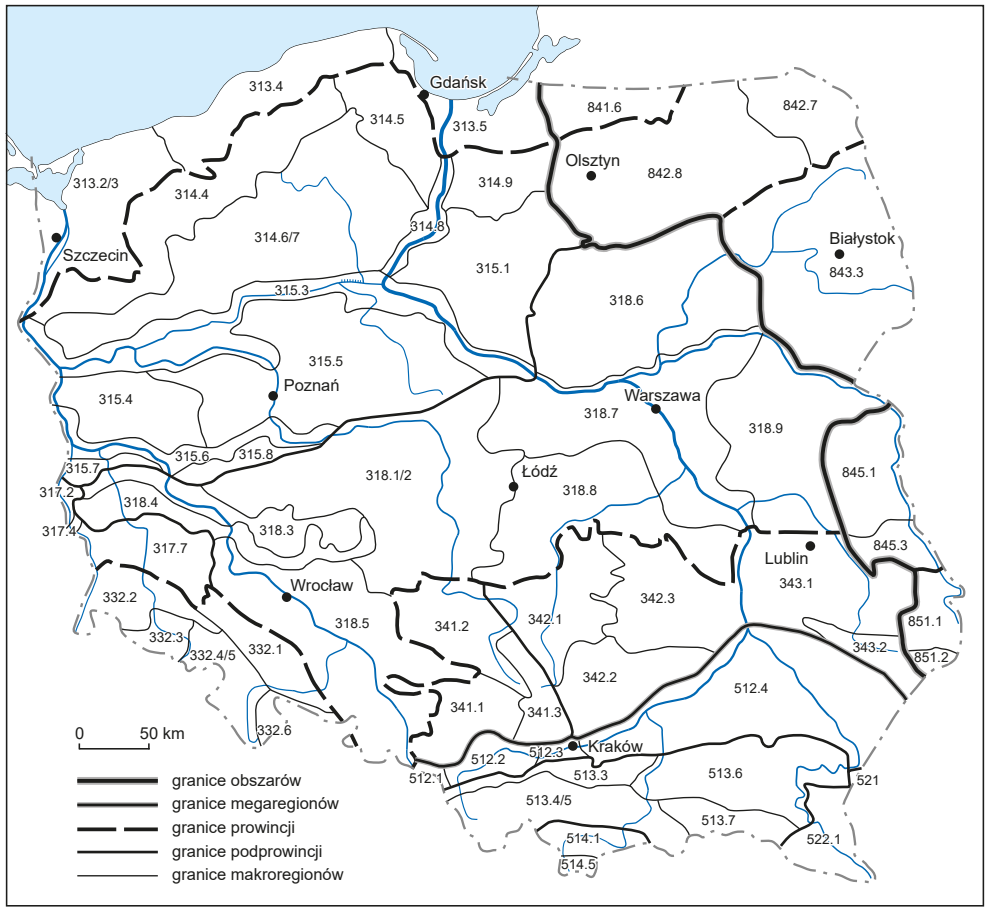
Warunki geomorfologiczne Polski przedstawiono na mapach opracowanych przez Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN:

- Przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski w skali 1 : 500 000 (red. Starkel);
- Regiony fizycznogeograficzne w skali 1 : 1 500 000 i regiony wyższego rzędu w skali 1 : 6 000 000 (Kondracki, Richling, 1994; Kondracki, 2009 – ryc. 3.1);
- Typy krajobrazów naturalnych w skali 1 : 500 000. Główne strefy morfogenetyczne i wiek bezwzględny rozwoju rzeźby w skali 1 : 6 000 000 (Gilewska, Klimek, 1997);
- Typy krajobrazów naturalnych w skali 1 : 1 500 000 (Richling, Dąbrowski, 1995).

Na obszarze Polski występują trzy główne jednostki geologiczne (tektoniczne) oraz zbiegają się odpowiadające im trzy wielkie jednostki fizycznogeograficzne (geomorfologiczne). Te ostatnie wg dziesiętnej klasyfikacji Międzynarodowej Federacji Dokumentacyjnej (FID) są oznaczone jako megaregiony (pierwsza cyfra):

- 3 – Pozaalpejska Europa Środkowa,
- 5 – Karpaty, Podkarpacie i Nizina Panońska,
- 8 – Niż Wschodnioeuropejski.

Druga cyfra oznacza prowincję geomorfologiczną, trzecia – podprowincję, czwarta (po kropce) – makroregion, piąta – mezoregion, szósta – mikroregion.



Ryc. 3.1. Regiony fizycznogeograficzne Polski (Kondracki, 2009)

Prowincje	**Podprowincje**
31. Nizina Środkowoeuropejska	313. Pobrzeża Południowobałtyckie
	314–316. Pojezierza Południowobałtyckie
	317. Niziny Sasko-Łużyckie
	318. Niziny Środkowoeuropejskie
33. Masyw Czeski	332. Sudety i Przedgórze Sudeckie
34. Wyżyny Polskie	341. Wyżyna Śląsko-Krakowska
	342. Wyżyna Małopolska
	343. Wyżyna Lubelsko-Lwowska
51. Karpaty Zachodnie i Podkarpacie	512. Północne Podkarpacie
	513. Zewnętrzne Karpaty Zachodnie
	514. Centralne Karpaty Zachodnie
52. Karpaty Wschodnie	521. Podkarpacie Wschodnie
	522. Beskidy Wschodnie

84. Niziny Wschodniobałtycko-Białoruskie	841. Pobrzeża Wschodniobałtyckie 842. Pojezierza Wschodniobałtyckie 843. Niziny Podlasko-Białoruskie 845. Polesie
85. Wyżyny Ukraińskie	851. Wyżyna Wołyńsko-Podolska

Podział Polski na jednostki fizycznogeograficzne (geomorfologiczne) obejmuje także makroregiony i mezoregiony, w sumie można wyróżnić (https://pl.wikipedia.org/wiki/Regionalizacja_fizycznogeograficzna_Polski):

- 3 megaregiony;
- 6 prowincji;
- 19 podprowincji;
- 88 makroregionów;
- 323 mezoregionów.

Średnia wielkość mezoregionów wynosi ok. 1 tys. km^2, podzielono je na 10 typów:

1. większe doliny, obniżenia i równiny akumulacji wodnej (częściowo z wydmami);
2. morenowe wysoczyzny, młodoglacjalne (przeważnie z jeziorami lub zagłębieniami bezodpływowymi);
3. sandry w obrębie ostatniego zlodowacenia;
4. bezjeziorne wysoczyzny staroglacjalne;
5. wyżyny lessowe;
6. wyżyny zbudowane ze skał węglanowych;
7. wyżyny zbudowane ze skał krzemianowych lub glinokrzemianowych;
8. pogórza i góry niskie;
9. góry średnie;
10. góry wysokie.

Megaregiony i prowincje wyróżniono na podstawie uwarunkowanych neotektonicznie makroform ukształtowania powierzchni, natomiast podprowincje wyodrębniono na podstawie cech morfogenetycznych i krajobrazowych, będących wynikiem zróżnicowania litologicznego i mezoklimatycznego (Kondracki, 2009).

Pobrzeża Południowobałtyckie (313) – 19 tys. km^2 (~6% powierzchni kraju). Pas o szerokości od kilku do kilkudziesięciu kilometrów wzdłuż południowych wybrzeży Bałtyku, tworzą go nadmorskie krajobrazy z ujściem rzek, przecięte siecią małych pradolin równiny morenowej, położone poniżej 100 m n.p.m. z nielicznymi wzgórzami przekraczającymi tę wysokość. Wydmowe, deltowe, jeziorno-bagienne obszary oraz wysoczyzny to najbardziej typowe krajobrazy Pobrzeża Południowobałtyckiego.

Pojezierza Południowobałtyckie (314–316) – 77 tys. km^2 (~25% powierzchni kraju). Charakterystyczną cechą tych prowincji jest występowanie krajobrazów młodoglacjalnych z dużą ilością zagłębień bezodpływowych i jezior związanych z zanikaniem lodu lodowcowego. Wyraźnie są widoczne pagórkowate wysoczyzny i równiny sandrowe. Zróżnicowanie regionalne wynika z układu form marginalnych poszczególnych faz zlodowacenia i rozczłonkowania wysoczyzn przez doliny rzek. Doliny Odry, Warty, Noteci i Wisły przedstawiają układ „kratowy", złożony z równoleżnikowych odcinków pradolinnych i południowych odcinków przełomowych. W zagłębieniach oprócz jezior występują torfowiska. Z fazą pomorską zlodowacenia północnopolskiego są związane największe nagromadzenia materiału glacjalnego i fluwioglacjalnego, np. wzniesienie Wieżyca

(329 m n.p.m.). Na południe od moren fazy pomorskiej występują rozlegle powierzchnie sandrowe. Ogólnie obszar młodoglacjalny na zachód od Wisły osiąga szerokość 300 km, zwężając się na wschodzie do 50–70 km.

Niziny Sasko-Łużyckie (317) – do tej podprowincji należą rejony Obniżenia i Wzniesienia Łużyckiego oraz Nizina Śląsko-Łużycka, położone na zachodzie w strefie granicznej z Niemcami.

Niziny Środkowoeuropejskie (318) – rozpościerają się pomiędzy granicą zlodowacenia północnopolskiego (Pojezierza Południowobałtyckiego) na północy a prowincjami Masywu Czeskiego (Sudety i Przedgórze) i Wyżyn Polskich od południa, sąsiadują one od wschodu z Wysoczyznami Podlasko-Białoruskimi oraz Polesiem i od zachodu z Nizinami Środkowoniemieckimi. W krajobrazie dominują bezjeziorne równiny denudacyjne zbudowane z glin morenowych, piasków i pokryw peryglacjalnych ze żwirowymi ostańcami moren i kemów starszych zlodowaceń, porozdzielane dolinami rzek i kotlinowymi obniżeniami. Powierzchnia podprowincji 318 i 317 obejmuje ok. 93 tys. km^2 (~29% powierzchni kraju). Podział na regiony przedstawia mapa (ryc. 3.1). Obszar prowincji Niziny Środkowoeuropejskiej jest położony na południe od granicy zasięgu zlodowacenia północnopolskiego. Jej krajobraz zalicza się do krajobrazów staroglacjalnych. Przeważają tu formy przeobrażone przez procesy rzeźbotwórcze, choć rysy rzeźby polodowcowej są nadal czytelne. Obserwuje się bardzo wyraźny układ pasowy (równoleżnikowy) form morfogenetycznych (Kondracki, 2009).

Sudety i Przedgórze Sudeckie (332) – ok. 9,3 tys. km^2 (~3% powierzchni kraju). Są częścią prowincji Masywu Czeskiego. Składają się one z różnych elementów strukturalnych, które oddzielają uskoki o kierunku NW–SE, powstałe w paleogenie i neogenie. W skład podprowincji wchodzą prekambryjskie masywy krystaliczne, górnopaleozoiczne intruzje granitu, sfałdowane skały paleozoiczne, płytowo leżące piaskowce kredowe, paleogeńskie i neogeńskie bazalty. Dyslokacje tektoniczne przekształciły Sudety w góry zrębowe o wysokości 700–1600 m n.p.m. Odmienne, oddzielone wzdłuż uskoku brzeżnego od Sudetów jest Przedgórze Sudeckie. Stanowi ono lekko falistą równinę (200–300 m n.p.m.) z występującymi stromymi „twardzielami" o cechach gór wyspowych, o wysokości sięgającej nieraz 700 m n.p.m.

Wyżyna Śląsko-Krakowska (341) – wg Kondrackiego (2000) obejmuje ok. 10,3 tys. km^2 (~3,4% powierzchni kraju). Jest ona asymetrycznym wypiętrzeniem tektonicznym, w którego podłożu znajdują się struktury paleozoiczne, w tym karbońska niecka węglowa, na nich zaś zalega pokrywa skał mezozoicznych zapadających ku północnemu wschodowi. Monoklinalna płyta ścięta przez denudację w części zachodniej tworzy kilka progów i obniżeń. Wyżyna obniża się ku północy i starsze formacje geologiczne kryją się pod osadami czwartorzędowymi Nizin Środkowopolskich. Od zachodu progi wyżyny wysunięte są w obręb Niziny Śląskiej, od południa wyżyna uskokami opada ku obniżeniu podkarpackiemu. Wyżyna Śląsko-Krakowska stanowi zachodnią część pasa Wyżyn Polskich. Wyżyna Krakowska była pokryta tylko lądolodem południowopolskim, natomiast Wyżyna Śląska była dwukrotnie zlodowacona w okresie południowo- i środkowopolskiego zlodowacenia (Starkel, 1991).

Wyżyna Małopolska (342) – 16,7 tys. km^2 (~5,3% powierzchni kraju). Obejmuje obszar pomiędzy łukiem Pilicy pod Tomaszowem Mazowieckim a łukiem Wisły od Krakowa przez Sandomierz po ujście Kamiennej. Wyżynę tworzą dwie części różniące się strukturą geologiczną paleozoicznych fałdów Wyżyny Kieleckiej wraz z ich mezozoiczną otoczką oraz kredowej Niecki Nidziańskiej. Na obu strukturach leżą transgresywnie w południowej i wschodniej części osady morskie górnego miocenu oraz nawiane płaty lessu, natomiast od północy w obniżeniach występują piaski lodowcowo-rzeczne i gliny lodowcowe środkowopolskie. Mieszają się tu dwa krajobrazy – nizinny i wyżynny (Kondracki, 2000).

W skład paleozoicznych fałdów Wyżyny Małopolskiej wchodzą Góry Świętokrzyskie (antyklinorium świętokrzyskie), będące fragmentem łańcucha hercyńskiego, przykryte osadami permu i mezozoiku na obszarze 40 × 100 km. Są to niskie góry, wykazujące różnice wysokości rzędu 200–300 m. Układ pasm i grzbietów jest piętrowy. Najwyższy grzbiet Łysogór (Łysica 611 m n.p.m.) jest zbudowany z odpornych kambryjskich kwarcytów. Drugie piętro stanowią niższe pasma (np. Chęcińskie) o wysokości 340–430 m n.p.m., a najniższe o wysokości 300–350 m n.p.m. tworzą zewnętrzne pasma zbudowane ze skał mezozoicznych.

Wyżyna Lubelsko-Lwowska (343) – 9,4 tys. km^2 (~3% powierzchni Polski). Ze względu na ukształtowanie powierzchni wyróżnia się dwa makroregiony – Wyżynę Lubelską i Roztocze. Pod względem geologicznym podprowincja jest zbudowana z utworów kredowych, podniesiona została przez metakarpackie ruchy tektoniczne od 200 do 400 m n.p.m. w części północno-wschodniej i obcięta uskokami ku zapadlisku przedkarpackiemu. Zróżnicowanie występujących skał ze względu na wietrzenie (bardziej odporne opoki i gezy oraz mało odporne margle) znajduje swoje odzwierciedlenie w występowaniu pasm wzniesień i obniżeń w kierunku NW–SE. Na kulminacjach wzniesień zachowały się osady morskiego miocenu. Cechą charakterystyczną jest obecność miąższych płatów lessów. Obszar Wyżyny został objęty zlodowaceniem południowopolskim, a środkowopolskie dotarło lobem w głąb Małopolskiego Przełomu Wisły. W lessach obserwujemy liczne głębokie wąwozy i deniwelacje do 100 m. Na miękkich marglach i wapieniach rozwija się intensywnie kras. Roztocze jest wzniesieniem działowym między dorzeczami Wieprza i Bugu na północnym wschodzie oraz Sanu i Dniestru na południowym wschodzie.

Północne Podkarpacie (512) – 16 tys. km^2 (~5% powierzchni Polski). Jest przedgórskim rowem tektonicznym (zapadliskiem) wypełnionym osadami morskiego miocenu, oddzielającym Karpaty Zachodnie od Wyżyn Polskich. W granicach Polski obejmuje odcinek o długości ok. 300 km i zmiennej szerokości, szczególnie wyraźne przewężenie zaznacza się koło Krakowa, dzieląc podprowincję na dwie części – zachodnią (wąską i płytką) oraz wschodnią (znacznie szerszą i głębszą). Największe miąższości miocenu występują w osi zapadliska i przy nasunięciu karpackim dochodzą nawet do 4 km, ku północy miąższości maleją, w rejonie obniżenia Gór Świętokrzyskich osiągają kilka/kilkadziesiąt metrów. Charakterystycznymi osadami w północnej części zapadliska są iły krakowieckie (nazwa pochodzi od miejscowości Krakowiec, położonej obecnie po stronie ukraińskiej) i seria chemiczna ze złożami siarki. Tektonika zapadliska jest ściśle związana z orogenezą alpejską. Podkarpacie w okresie zlodowacenia południowopolskiego było całkowicie pokryte lądolodem, który sięgał do brzegu Karpat.

Zewnętrzne Karpaty Zachodnie (513) – 16 tys. km^2 (~5% powierzchni Polski). Ta podprowincja jest zbudowana z kilku nasuniętych z południa płaszczowin, złożonych z naprzemianległych piaskowców, zlepieńców i łupków paleogeńskich i górnokredowych (fliszu). Regiony Beskidy i Pogórze wykazują zróżnicowane ukształtowanie powierzchni, wysokości zmieniają się w granicach 150–1750 m n.p.m. Spotykamy zwarte górskie masywy ograniczone progami denudacyjnymi, otoczone obniżeniami. Występują tu różne formy polodowcowe, w plejstocenie cały teren był przemodelowany przez procesy peryglacjalne, obserwuje się liczne osuwiska (Kondracki, 2000).

Centralne Karpaty Zachodnie (514) – 1,1 tys. km^2 (~0,3% powierzchni Polski). Budową geologiczną różnią się od Zewnętrznych Karpat Zachodnich. Tworzą je izolowane masywy zbudowane ze skał magmowych i metamorficznych oraz pokrywających je pokryw (płaszczowin) mezozoicznych, wykształconych w postaci skał węglanowych (wapieni i dolomitów). Płaszczowiny powstały w odrębnych basenach sedymentacyjnych. Centralne Karpaty Zachodnie uzyskały swoją strukturę geologiczną w kredzie górnej, ale w środkowym paleogenie (eocenie) zostały zalane morzem, w którym osadził się flisz podhalański. Dzisiejszy obraz centralnych Karpat ukształtował

się w młodszym neogenie, dzięki uskokom, które wyodrębniły bloki górskie i kotliny, przy czym denudacja odsłoniła starsze podłoże spod eoceńskiej pokrywy. Do ważniejszych regionów w tej prowincji należą Tatry, Pieniny i Obniżenie Morawsko-Podhalańskie.

Tatry są najwyższym masywem górskim w Karpatach w granicach Polski. Wyróżniają się ostrą, zębatą linia grzbietową, szczyty dochodzą do 2500 m n.p.m. Trzon krystaliczny budują paleozoiczne odporne granodioryty i granity. Pokrywa mezozoiczna jest zbudowana z reglowej i wierchowej płaszczowiny. Tatry w plejstocenie były co najmniej trzykrotnie zlodowacone (zlodowacenia górskie).

Podhale leży w strefie granicznej pomiędzy Karpatami wewnętrznymi a zewnętrznymi. Ruchy tektoniczne były tu obecne w czasie neogenu i plejstocenu, tworzyły się wówczas kilkusetmetrowe pokłady iłów i żwirów typu molasowego oraz powstawały osady rzeczne.

Pas środkowy (Pieniny) jest jednostką tektoniczną o długości około 60 km i szerokości do 6 km (w granicach Polski). Długotrwałe niszczenie miękkiej, wapiennej osłony doprowadziło do wypreparowania ostrych grzbietów [Pieniny – Trzy Korony (982 m n.p.m.)] i malowniczych przełomów (np. Dunajca).

Podkarpacie Wschodnie (521) – niewielka podprowincja o powierzchni 0,1 tys. km^2 w granicach Polski, jest to część dorzecza Wiaru (dopływu Sanu).

Beskidy Wschodnie (522) – 2,5 tys. km^2 (~0,8% powierzchni kraju). Należą do zewnętrznych Karpat fliszowych, stanowiących przedłużenie Zewnętrznych Karpat Zachodnich. W granicach Polski znajduje się część makroregionu Beskidów Lesistych (Bieszczady Zachodnie) i Góry Sanocko-Turczańskie, które osiągają maksymalną wysokość 1346 m n.p.m. Zbudowane są ze skał fliszowych.

Pobrzeża Wschodniobałtyckie (841) – 2,7 tys. km^2 (~0,8% powierzchni Polski). Położone są pomiędzy zatokami Gdańską i Fińską. Ukształtowanie jest dość zróżnicowane. Ta podprowincja obejmuje w zasadzie Nizinę Pruską. Występuje rzeźba młodoglacjalna, żywy, urozmaicony krajobraz z terenami równinnymi, równinno-pagórkowatymi, pagórkowatymi i wzgórzami.

Pojezierza Wschodniobałtyckie (842) – 16,7 tys. km^2 (~5% powierzchni Polski). Sięgają od okolic Olsztyna po Witebsko na Białorusi i jezioro Pejpus. Charakteryzuje je znaczna liczba jezior wydłużonych – rynnowych, głębokich, a także szeroko wytopiskowych. Wysokości przekraczają 150–200 m n.p.m., wyjątkowo nawet 300 m n.p.m. Formy morfologiczne powstały podczas glacjałów w okresie zlodowacenia północnopolskiego. Morenom towarzyszą rozległe równiny, wyróżnia się tu osiem makroregionów. W granicach Polski występują Pojezierze Mazurskie (z kilkoma mniejszymi pojezierzami), Wzgórza Szeskie, Równina Augustowska itp. (Kondracki, 2000).

Niziny Podlasko-Białoruskie (843) – 16 tys. km^2 (~5% powierzchni kraju). Obszar ten znajduje się w zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego (zl. warty). Niziny tworzą pas wysoczyzn od okolic środkowego Bugu po okolice Mińska białoruskiego, które nie przekraczają wysokości 300 m n.p.m. Podprowincję cechuje brak jezior oraz wyróżnia się 10 makro- i mezoregionów.

Polesie (845) – 6,8 tys. km^2 (~2% powierzchni Polski). Polesie zaczyna się na obszarze Polski i rozszerza się na wschód ku Dnieprowi. Krajobraz jest równinny, występują nieduże nachylenia powierzchni i zabagnienie. Oś hydrograficzna Polesia stanowi Prypeć (dopływ Dniepru). Zachodnia część Polesia znajduje się w dorzeczu Bugu i Wisły. W południowej części pojawiają się miejscami na powierzchni skały przedczwartorzędowe – kredowe i paleogenu–neogenu.

Wyżyna Wołyńsko-Podolska (851) – 1,6 tys. km^2 (~0,3% powierzchni kraju). Należy do prowincji Wyżyn Ukraińskich. Jest ona nierównomiernie wypiętrzoną częścią platformy wschodnioeuropejskiej bez pokrywy utworów lodowcowych, z niezbyt głęboko leżącymi skałami paleozoicznymi, a dalej na wschód – z wychodniami skał krystalicznych.

Rozdział 4

Warunki hydrogeologiczne (jednostki, klasyfikacje, mapy)

Na kuli ziemskiej występują wody atmosferyczne, powierzchniowe i podziemne. Woda w atmosferze znajduje się głównie w postaci gazowej. Do wód powierzchniowych zalicza się wody występujące na powierzchni, np.: oceany, morza, jeziora, rzeki itp. Do wód podziemnych zaliczamy wszystkie wody, które znajdują się pod powierzchnią ziemi, wypełniające pory, próżnie i szczeliny w gruntach i skałach. Te ostatnie stanowią przedmiot badań hydrogeologii.

Niezwykle zróżnicowane środowisko geologiczne z jednej strony wywiera dominujący wpływ na wody podziemne (na ich skład chemiczny, właściwości fizyczne, dynamikę, rozprzestrzenienie itp.), a z drugiej – wody podziemne wpływają na zachowanie się gruntów i skał oraz na powstanie wielu zjawisk geodynamicznych. Zatem istnieje ścisła współzależność i współdziałanie między wodami podziemnymi a środowiskiem geologicznym. Konieczne jest badanie i przedstawianie warunków hydrogeologicznych zawsze na tle całokształtu budowy geologicznej.

Pod względem genezy (pochodzenia) rozróżnia się wody infiltracyjne, kondensacyjne, magmatyczne, metamorficzne i reliktowe. Największe znaczenie dla przypowierzchniowej strefy mają wody pochodzące z infiltracji opadów atmosferycznych, wód rzecznych, jeziornych i morskich. Grunty lub skały, w których występuje woda podziemna nazywamy wodonośnymi – zawsze pozostają w jakimś stosunku tektonicznym do otaczających utworów skalnych.

Wody podziemne, zwłaszcza występujące bliżej powierzchni ziemi, znajdują się w ciągłym ruchu, przemieszczają się nieraz na odległość setek kilometrów. W niektórych przypadkach wody te w swojej wędrówce trafiają na powierzchnie wypływając w postaci źródeł. Wody podziemne wykazujące w swoim składzie znaczne stężenie rozpuszczonych substancji mineralnych stają się wodami mineralnymi. Wody podziemne są szeroko wykorzystywane do zaopatrzenia ludności i przemysłu. Ekonomiczna gospodarka tymi wodami wymaga ustalenia ich zasobów i bilansu.

Podstawową formą informacji o warunkach hydrogeologicznych dowolnego obszaru jest mapa hydrogeologiczna. Pozwala ona na przedstawienie maksimum wiadomości o wodach podziemnych za pomocą minimum środków – jest syntezą całokształtu warunków hydrogeologicznych analizowanego terenu. Innymi słowy mapa hydrogeologiczna jest graficznym odwzorowaniem warunków występowania, rozprzestrzenienia, dynamiki, jakości i ilości wód podziemnych.

Mapa hydrogeologiczna jest najważniejszym środkiem graficznym, ponieważ jest to syntetyczny obraz. Przedstawienie warunków wodnych na tle pełnego obrazu budowy geologicznej jest niezwykle trudne. Nagromadzenie wielu szczegółów powoduje, że mapa staje się mało czytelna. Aby nie rezygnować z przedstawienia zachodzących związków i procesów w podłożu, konieczne staje się przeprowadzenie odpowiedniej generalizacji.

W Polsce spotykamy mapy hydrogeologiczne w zakresie skal od 1 : 1 000 000 do 1 : 50 000[1].

Mapy w skali 1 : 50 000, 1 : 200 000 i 1 : 300 000 nazywamy seryjnymi, bowiem pokrywają one w sposób usystematyzowany cały kraj.

W Polsce pierwsze hydrogeologiczne mapy przedstawiające wyróżnione, podstawowe struktury hydrogeologiczne, również w ujęciu regionalnym, związane są z mapami przeglądowymi w skali 1 : 1 000 000 (Gołąb i in., 1960; Kolago, 1970). Najbardziej uniwersalna była rejonizacja Kolagi (1970) (ryc. 4.1), stanowiąca syntezę przeglądowej mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1 : 300 000, w której wyróżniono 61 jednostek podstawowych (regionów) zgrupowanych w ośmiu obszarach: niżowym, lubelskim, świętokrzyskim, śląsko-miechowskim, podkarpackim, karpackim, podsudeckim i sudeckim. Podział ten obejmował warstwy wodonośne starsze od czwartorzędu.

W skali 1 : 500 000 istnieją następujące mapy:

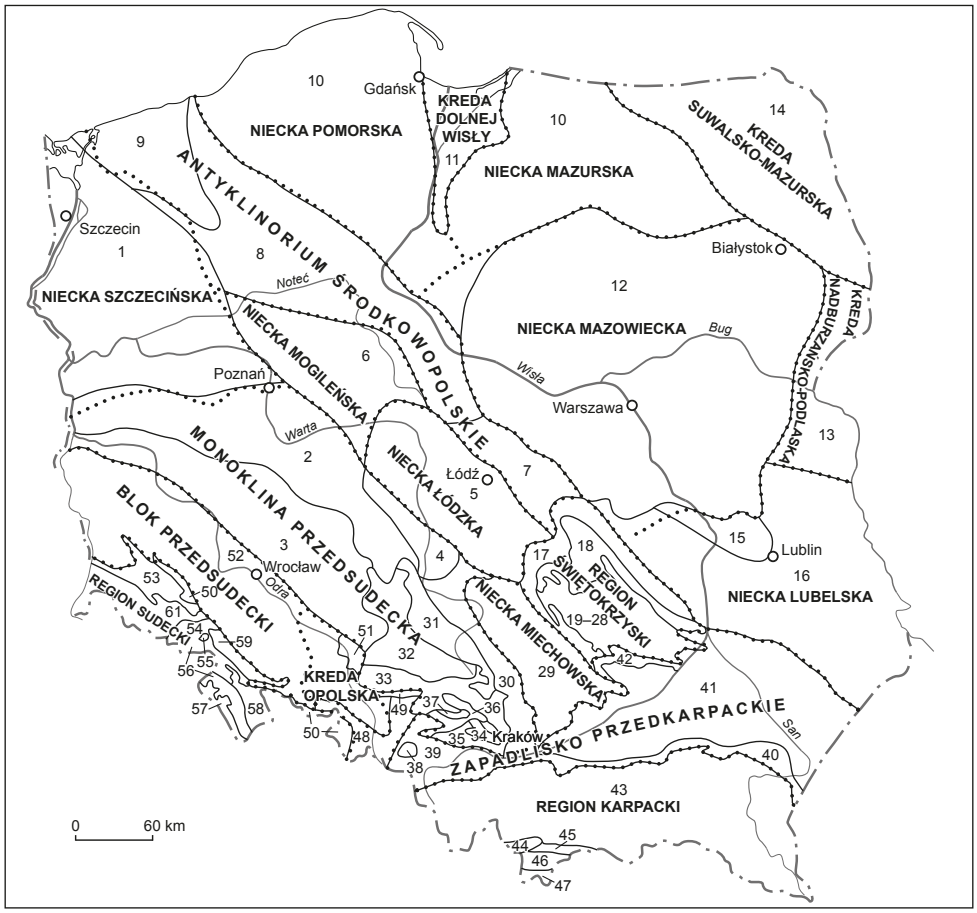
- *Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony* – Kleczkowski (red.), 1990 (ryc. 4.2);
- *Atlas zasobów zwykłych wód podziemnych i ich wykorzystanie w Polsce* – Malinowski (red.), 1976;
- *Regionalizacja ogólna wód podziemnych* – Paczyński red., 1976; Paczyński, 1977;
- *Regionalizacja hydrogeologiczna wód podziemnych. Atlas hydrogeologiczny Polski* – Paczyński (red.), 1995 (ryc. 4.3).

Klasyfikacja przyjęta w *Regionalizacji...* wynika z dominacji najbardziej zasobnych pięter wodonośnych – kenozoicznych (rejony I–XVI) w prowincji północnej (A) i mezoicznych (lokalnie paleozoicznych) (rejony XVII–XXIX) w prowincji południowej (B). Rejony zostały zgrupowane w makroregiony A_{1-4} i B_{1-6} oraz zróżnicowane na jednostki niższego rzędu – podregiony. Regionalizacja wód podziemnych wg *Atlasu...* (ryc. 4.3) nawiązuje do wcześniejszego podziału przedstawionego w 1976 roku, przy uwzględnieniu korekty zasięgu pięter wodonośnych, rezygnacji z prowincji na rzecz jednostki najniższej rangi – rejonu, zwiększeniu liczby regionów do 16. Głównymi kryteriami podziału pozostały czynniki hydrogeostrukturalne oraz układ głównych pięter.

Przy dominacji systemów kenozoicznych regiony i subregiony zostały wyznaczone na podstawie zasięgu poziomów czwartorzędowych, a rejony wskazał zasięg pięter mezozoicznych.

W Polsce w ostatnim 10-leciu obowiązuje podział przedstawiony w *Atlasie hydrogeologicznym Polski* (AHP), stosowany na *Mapie Hydrogeologicznej Polski* (MHP) w skali 1 : 50 000, stanowiącej obecnie najbardziej wiarygodną bazę danych hydrogeologicznych dla rozpoznania wód podziemnych (ryc. 4.4). Jednocześnie na rycinie 4.4 oprócz podziału przyjętego w AHP został przedstawiony podział na 161 jednolitych części wód podziemnych (JCWPd), nawiązujący do podziału stosowanego w *Atlasie...*. Podział JCWPd jest dostosowany do wymogów Unii Europejskiej w

[1] Liczba arkuszy map w zależności od skali: 1:1 000 000 – 1 ark., 1:500 000 – 4 ark., 1:300 000 – 23 ark., 1:200 000 – 77 ark., 1:100 000 – 378 ark., 1:50 000 – 1069 ark.



2
3
a) Podział na regiony (wg C. Kolagi, 1970)

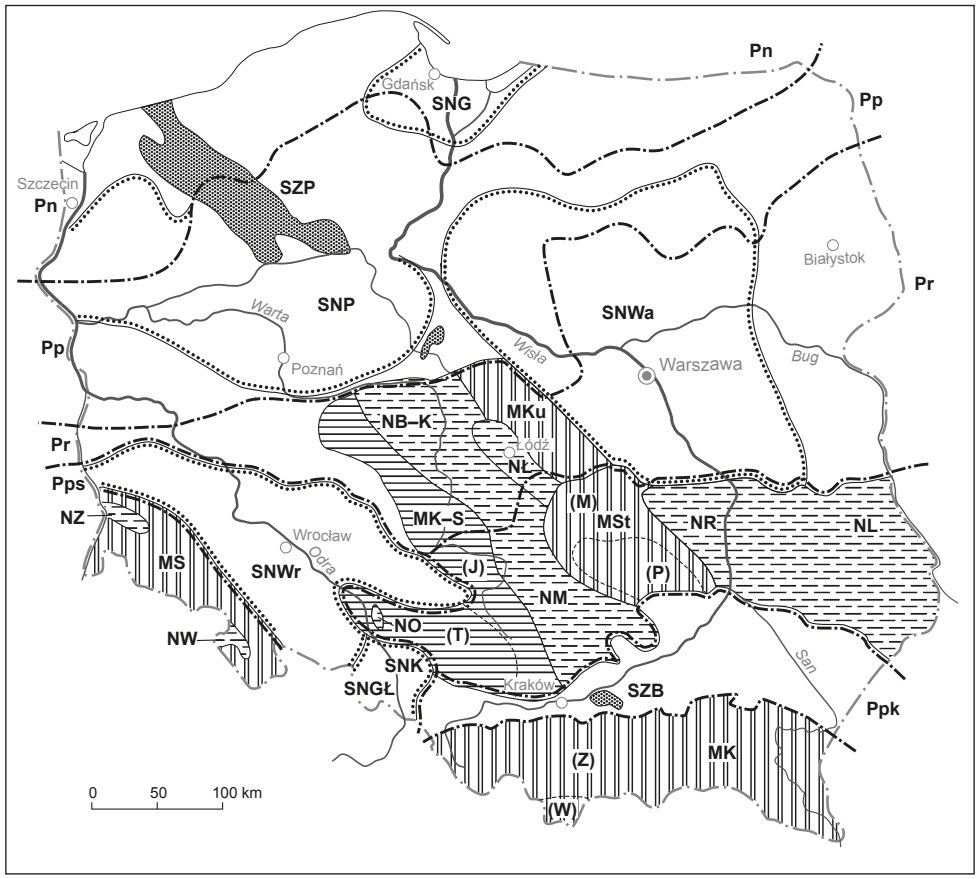
NIECKA MOGILEŃSKA
NIECKA ŁÓDZKA
b) Podział na regiony (wg B. Paczyńskiego, 1972)

granice jednostek wspólne dla podziału a i b

Obszar:	Numery regionów:
Niżowy	1 – 14
Lubelski	15 – 16
Świętokrzyski	17 – 28
Śląsko-miechowski	29 – 39
Przedkarpacki	40 – 42
Karpacki	43 – 47
Podsudecki	48 – 52
Sudecki	53 – 61

Ryc. 4.1. Regiony hydrogeologiczne Polski (podział tektoniczny wg Pożaryskiego, 1969) (Paczyński, Sadurski, 2007)

zakresie ochrony i gospodarowania zasobami wodnymi (Ramowa Dyrektywa Wodna – RDW). Obserwujemy zbieżność podziałów regionalnych, a mianowicie hydrogeologicznego (AHP) i jednolitych części wód podziemnych (JCWPd). W podziale podstawowym na rycinie 4.4 granice jednostek hydrogeologicznych nawiązują do wcześniejszych propozycji, przy zmianie nazw oraz zmniejszeniu liczby regionów do 15 (I–XV) zgrupowanych w trzech prowincjach – niżowej



masywy
Mku – kujawski, MSt – świętokrzyski (P – cz. paleozoiczna, M – cz. mezozoiczna), MS – sudecki, MK – karpacki (W – cz. wewnętrzna, Z – cz. zewnętrzna)

niecki
NB-K – bełchatowsko-konińska, NM – miechowska, Nł – łódzka, NR – radomska, NL – lubelska, NO – opolska, NZ i NW – niecki sudeckie (zewnętrzna i wewnętrzna)

monoklina
MK-S – krakowsko-śląska (T – cz. triasowa, J – cz. jurajska)

granice pasm zbiorników czwartorzędowych
Pn – nadmorskie, Pp – pojezierne, Pr – równinne, Ppk – przedkarpackie, Pps – przedsudeckie

subniecki
SNG – gdańska, SNWa - warszawska, SNP – poznańska, SNWr – wrocławska, SNK – kędzierzyńska, SNGŁ – gubczycka

subzbiorniki
SZP – pomorski, SZB – bogucicki

granice jednostek

granice w obrębie jednostek

Ryc. 4.2. Regionalizacja słodkich wód podziemnych (Kleczkowski, 1990, zmodyfikowane *w*: Paczyński, Sadurski, 2007)

(6 regionów), wyżynnej (7 regionów) i górskiej (2 regiony). W prowincji niżowej dominują kenozoiczne struktury depresyjne, w prowincji wyżynnej udział mezoicznych i paleozoicznych struktur elewacyjnych jest równoważny z udziałem struktur depresyjnych, w prowincji górskiej przeważają natomiast struktury elewacyjne.

Ta uproszczona regionalizacja zwykłych wód podziemnych oznacza stosowanie trójczłonowego podziału jednostek na regiony, subregiony i rejony w obrębie wymienionych trzech prowincji.

Poniżej przedstawiono w sposób skrótowy przegląd jednostek hydrogeologicznych w kolejności wyróżnionych prowincji (Paczyński, Sadurski, 2007).

Prowincja niżowa obejmuje ok. 200 tys. km^2, a więc ok. 65% powierzchni kraju. Charakteryzuje się przewagą czwartorzędowych systemów wodonośnych (90% zasobów dyspozycyjnych), wyraźnym udziałem systemów paleogeńsko-neogeńskich (8% zasobów) i niewielkim udziałem (<2%) systemów kredowo-jurajskich.

Region warszawski (środkowomazowiecki – I), podobnie jak cała prowincja niżowa, charakteryzuje się lepszą wodonośnością czwartorzędu, który tylko lokalnie traci funkcję głównego poziomu użytkowego. Pomimo dominującego w tym basenie poziomu oligoceńskiego, w porównaniu z pozostałymi mioceńskimi poziomami regionów wielkopolskiego i dolnośląskiego, praktycznie nie uzyskuje rangi regionalnego głównego źródła zaopatrzenia w wodę. Nie budzi wątpliwości, że najbardziej zasobny zbiornik w Polsce – paleogeńsko-neogeński, w postaci basenu artezyjskiego, to właśnie poziom oligoceński. Cechą charakterystyczną tego regionu jest istotny udział kredowego piętra wodonośnego.

Region mazowiecko-podlasko-mazurski (II) stanowi połączenie jednostek mazursko-podlaskiej (czwartorzędowe piętro użytkowe), północnomazowieckiej i mazurskiej (wodonośna formacja kenozoiczna z udziałem poziomu górnokredowego), rozdzielonych elewacyjnym wypiętrzeniem wodonośnego paleogenu i neogenu. W lepiej rozpoznanej części południowo-zachodniej i zachodniej użytkowy charakter mają poziomy miocenu i dano-paleocenu.

Region pomorski (III) stanowi aglomerację kilku jednostek. Badania nie upoważniają do podniesienia rangi pięter mezozoicznych. Istotny udział w zaopatrzeniu regionalnego Trójmiasta i całego regionu gdańskiego zachowuje kredowe piętro wodonośne. Subregion nadmorski (III_1) rozszerzono ku południowi do granic zlewni Przymorza. W obrębie regionu pomorskiego mieści się kilka jednostek SNPA (spełniających kryteria systemów nieprzeobrażonych antropogenicznie). Pradolina Redy–Łeby stanowi zasobny regionalny dren dla odpływu podziemnego poziomów kenozoicznych Pojezierza (Paczyński, Sadurski, 2007).

Region wielkopolski (IV) obejmuje ok. 35 tys. km^2 powierzchni, cechują go naturalne granice hydrodynamiczne (pradolina Noteci i Warty od północy, dolina Odry od zachodu, kulminacja wału trzebnicko-ostrzeszowskiego od południa, a od wschodu granica wodonośnej kredy niecki mogileńskiej). Na znacznym obszarze region dysponuje poziomami użytkowymi piętra mioceńskiego. Dobrą zasobnością cechują się równoleżnikowe struktury czwartorzędowych pradoliny Noteci–Warty, wielkopolskiej doliny kopalnej, pradoliny warmińsko-berlińskiej i pradoliny barycko-głogowskiej. Miąższości utworów wodonośnych wahają się w zakresie do 50–60 m, szerokość pradolin dochodzi do 10–20 km, a długość nawet do 200 km. Jednostki pradolinne, mimo dobrej wodoprzewodności, cechuje średnia i zła jakość wody. Ogólnie ten region kwalifikuje się do deficytowych pod względem zaopatrzenia w wodę. To stwierdzenie dotyczy przede wszystkim południowego pasa regionu wielkopolskiego (Paczyński, Sadurski, 2007).

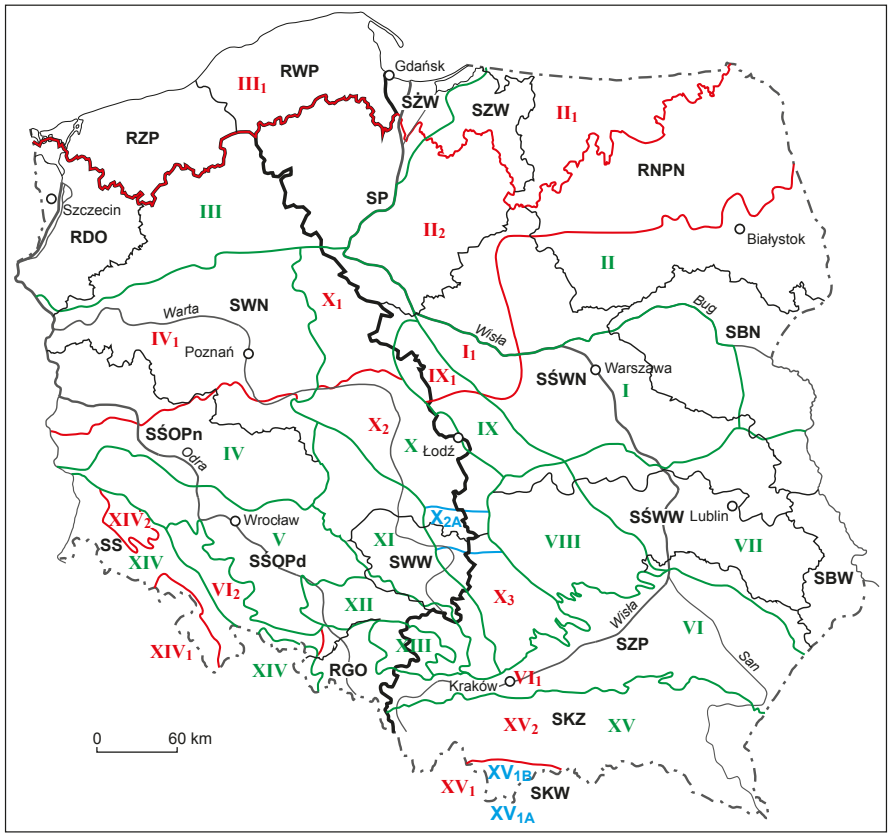
Region dolnośląski (V) ma ok. 11 tys. km^2 powierzchni. Dolina Kaczawy dzieli ten region na jednostkę zachodnią (pradolinę wrocławsko-magdeburską) oraz jednostkę centralną (wrocławską), gdzie dominuje dolina Odry, Bystrzycy i Nysy Kłodzkiej. W całym regionie przeważa piętro mioceńskie z dwoma lub trzema poziomami wodonośnymi. Ogólna wodonośność tego regionu nie jest wysoka.

MAKRO-REGION	REGION (F = km²)	SUBREGION (F = km²)	REJON (F = km²)
1	2	3	4
a – północno wschodni	I mazowiecki (58 345)	I_1 centralny (15 250)	I_1 kotliny warszawskiej (1 900)
			I_A mazowiecko-podlaski (2 100)
			I_B mazowiecko-kujawski (2 375)
			I_C chełmińsko-dobrzyński (8 550)
	II mazursko-podlaski (11 150)		II_A białostocki (2 600)
	III mazurski (15 125)		III_A iławsko-warmiński (4 375)
	IV gdański (6 000)	IV_1 żuławski (1 730)	
			IV_A pradoliny Redy-Łeby (cz. wsch. 2 175)
b – północno--zachodni	V pomorski (45 575)	V_1 przymorski (15 000)	V_{1A} pradoliny Redy-Łeby (cz. zach. 400)
			V_{1B} gryficko-drawski (4 725)
			V_{1C} wyspy Wolin (250)
			V_{1D} wyspy Uznam (50)
			V_A pilski (3 600)

Ryc. 4.3. Regionalizacja hydrogeologiczna słodkich wód podziemnych wg *Atlasu*

1	2	3	4
b – północno-zachodni	VI wielkopolski (42 935)	VI_1 pradoliny toruńsko-eberswaldzkiej (5 625)	
		VI_2 lubusko-poznański (8 925)	VI_{2A} lubusko-poznańska cz. wielkopol. doliny kopalnej (2 525)
		VI_3 gnieźnińsko-kujawski (mogileński 12 150)	VI_{3A} gnieźnińsko-kujawska cz. wielkopol. doliny kopalnej (91 625)
		VI_4 pradoliny warszawsko-berlińskiej (2 625)	
		VI_5 zielonogórsko-leszczyński (8 425)	VI_{5A} jarocińsko-pleszewski (2 150)
		VI_6 pradoliny barycko-głogowskiej (2 600)	
		VI_7 trzebnicki (2 588)	
c – centralny	VII łódzki (11 325)	VII_1 łódzko-piotrowski (małej niecki, 1 650)	
		VII_2 bełchatowski (1 700)	
	VIII kutnowski (5 888)		
	IX lubelsko-podlaski (17 450)	IX_1 podlaski (8 975)	IX_{1A} bialski (5 725)
		IX_2 poleski (2 695)	
			IX_A roztocki (2 025)
			IX_B kozienicki (625)
	X środkowomałopolski (9 875)	X_1 świętokrzyski (2 000)	
			X_A tomaszowski (1 550)
	XI nidziański (5 275)		
	XII śląsko-krakowski (14 925)	XII_1 triasu śląskiego (4 455)	XII_{1A} opolski (300)
			XII_{1B} gliwicki (450)
			XII_{1C} bytomski (188)
			XII_{1D} chrzanowski (300)
		XII_2 górnośląski (1 270)	
		XII_3 jurajski (9 200)	XII_{3A} kaliski (3 400)
d – południowy	XIII przedkarpacki (21 350)	$XIII_1$ kędzierzyński (1 680)	
		$XIII_2$ rybnicko-oświęcimski (2 800)	
			$XIII_A$ bogucicki (480)
			$XIII_B$ chmielnicko-staszowski (831)
			$XIII_C$ frampolski (175)
			$XIII_D$ proszowicko-polaniecki (1 825)
			$XIII_E$ godowsko-wojnicki (730)
			$XIII_F$ tarnowski (780)
			$XIII_G$ kolbuszowski (856)
			$XIII_H$ kańczucki (705)
			$XIII_I$ tarnogrodzki (550)
	XIV karpacki (19 800)	XIV_1 śródkarpacki (1 150)	XIV_{1A} podhalański (970)
			XIV_{1B} tatrzański (200)
	XV wrocławski (17 975)	XV_1 przedsudecki (2 650)	
		XV_2 kluczborski (5 425)	
	XVI sudecki (8 000)	XVI_1 żytawsko-węgliniecki (1 135)	
		XVI_2 bolesławski (1 010)	
		XVI_3 śródsudecki (1 060)	
		XVI_4 wschodniosudecki (625)	

hydrogeologicznego Polski **(Paczyński, 1995 *w:* Paczyński, Sadurski, 2007)**



PROWIINCJA WISŁY
RGW – Region górnej Wisły
SKW – subregion Karpat wewnętrznych
SKZ – subregion Karpat zewnętrznych
SZP – subregion zapadliska przedkarpackiego
RŚW – Region środkowej Wisły
SŚWW – subregion wyżynny
SŚWN – subregion nizinny
RDW – Region donej Wisły
SP – subregion pojezierny
SŻW – subregion Żuław Wiślanych
SZW – subregion Zalewu Wiślanego
RB – Region Bugu
SBW – subregion wyżynny
SBN – subregion nizinny
RNPN – Region Narwi, Pregoły i Niemna

PROWIINCJA ODRY
RGO – Region górnej Odry
RŚO – Region środkowej Odry
SŚOPn – subregion północny
SŚOPd – subregion południowy
SS – subregion Sudetów
RW – Region Warty
SWW – subregion wyżynny
SWN – subregion nizinny
RDO – Region dolnej Odry

PROWINCJA WYBRZEŻA I POBRZEŻA BAŁTYKU
RZP – Region zachodniopomorski
RWP – Region wschodniopomorski

Prowincja niżowa
I – Region warszawski (środkowomazowiecki)
I_1 – subregion pojezierny
II – Region mazowiecko-mazursko-podlaski
II_1 – subregion nadmorski
II_2 – subregion pojezierny
III – Region pomorski
III_1 – subregion nadmorski
IV – Region wielkopolski
IV_1 – subregion pojezierny
V – Region dolnośląski
VI – Region przedgórski
VI_1 – subregion przedkarpacki
VI_2 – subregion przedsudecki

Prowincja wyżynna
VII – Region lubelsko-radomski
VIII – Region świętokrzyski
IX – Region kutnowski
XI_1 – subregion pojezierny
X – Region mogileńsko-łódzko-nidziański
X_1 – subregion pojezierny (basen mogileński)
X_2 – subregion łódzki
X_{2A} – rejon cokół Bełchatowski
X_3 – subregion nidziański
XI – Region jury krakowsko-częstochowskiej
XII – Region triasu śląskiego
XIII – Region górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Prowincja górska
XIV – Region sudecki
XIV_1 – subregion (basen) Sudetów wewnętrzych
XIV_2 – subregion (basen) Sudetów zewewnętrzych
XV – Region karpacki
XV_1 – subregion Karpat wewnętrzych
XV_{1A} – rejon (cokół) tatrzański
XV_{1B} – rejon basen podhalański
XV_2 – subregion Karpat zewnętrznych

Podział wg jednostek JCWPd
prowincje
regiony i subregiony

Podział wg jednostek hydrogeologicznych (AHP)
I II regiony X_1 X_2 subregiony
XV1B XV1A rejony

Ryc. 4.4. Podział regionalny zwykłych wód podziemnych (Paczyński, Sadurski, 2007)

Region VI przedgórski tworzą dwie odmienne struktury – subregion przedkarpacki i subregion przedsudecki. W zapadlisku przedkarpackim, o pow. 28 tys. km^2, poziom czwartorzędowy stanowi jedyne źródło zaopatrzenia w wodę. Tylko część zachodnia basenu górnej Odry ma dwa piętra wodonośne – czwartorzędowe i neogeńskie. W subregionie przedsudeckim (VI_2) najlepiej jest wykształcony basen świdnicki, gdzie miąższość utworów wodonośnych paleogenu i neogenu przekracza 80 m. Również tu wodonośne poziomy czwartorzędowe odrywają ważna rolę.

Prowincja wyżynna obejmuje obszar środkowo-zachodniej Polski o powierzchni ok. 85 tys. km^2. Dominują tu mezozoiczne szczelinowe i szczelinowo-porowe piętra wodonośne, niekiedy uzupełniane w Górach Świętokrzyskich i zapadlisku górnośląskim przez wodonośne piętra permu, karbonu i dewonu. Ograniczony zasięg mają neogeńsko-paleogeńskie utwory wodonośne. Na znacznej powierzchni dominują hydrogeologiczne struktury elewacyjne z jednym lub dwoma użytkowymi systemami wodonośnymi. Ogólnie tę prowincję cechują dość wysokie parametry hydrogeologiczne (wodonośność 200–500 m^3/d) oraz dobra jakość wody.

Region lubelsko-radomski (VII) z uwagi na aspekt hydrodynamiczny można podzielić na trzy części: wschodnią – międzyrzecza Bugu–Wieprza (najsłabiej wodonośną), środkową – międzyrzecza Wieprza–Wisły (najbardziej zasobną) i zachodnią – radomską (b. zróżnicowaną pod względem wodonośności). Czwartorzędowe systemy wodonośne odgrywają istotną rolę tylko w dolinach. W międzyrzeczu Bugu i Wieprza rozpoznano użytkowy poziom wodonośny w spękanych wapieniach malmu. Cechą szczególną tego regionu jest ujawniona badaniami sejsmicznymi nieciągłość stropowej części głównego poziomu użytkowego kredy górnej.

Region świętokrzyski (VIII) stanowi elewacyjną jednostkę prowincji wyżynnej. Cechami charakterystycznymi są intensywne zdyslokowanie i nieciągłość mezozoicznych i paleozoicznych pięter wodonośnych.

Region kutnowski (IX) jest kontynuacją elewacyjnego regionu świętokrzyskiego w obrębie wału pomorskiego (antyklinorium), obejmuje odcinek występowania wodonośnych poziomów użytkowych aż po dolinę Wisły. Oprócz jurajskiego piętra wodonośnego funkcje uzupełniających, a miejscami i głównych, poziomów użytkowych pełnią osady czwartorzędowe i lokalnie paleogeńsko-neogeńskie, tworząc na ogół wspólnie kompleksy wodonośne. Region jest intensywnie pocięty strukturami tektonicznymi. W licznych, choć wąskich, strukturach kopalnych i rowach tektonicznych miąższość osadów czwartorzędowych sięga 130–300 m. W północnej części występują formy salinarne (zapadliska wokół wysadów) oraz płytkie wody zmineralizowane.

Region mogileńsko-łódzko-nidziański (X) ma bardzo zróżnicowane warunki hydrogeologiczne. W części południowej (subregion nidziański) dominuje kredowe piętro wodonośne z niewielkim udziałem (w dolinach) w kopalnych strukturach czwartorzędowego poziomu wodonośnego. W części środkowej (subregion łódzki) mają znaczny udział poziomy kenozoiczne. Na szczególną uwagę zasługuje jednostka bełchatowska z poziomami jurajskimi. W głównej części subregionu łódzkiego dominują kredowe piętra wodonośne do głębokości 200–250 m, a niekiedy 1000–1200 m. W północnej części regionu (niecka mogileńska), decydującym czynnikiem pozostaje dominacja lub równorzędność piętra kredowego (Paczyński, Sadurski, 2007).

Region jury krakowsko-częstochowskiej (XI) jest przykładem zgodności cech geograficznych, geologicznych i hydrogeologicznych. Utwory jurajskie stanowią wododziałową kulminację Warty, Prosny i Pilicy. W środkowej części dominują poziomy wód szczelinowo-krasowych jury górnej. Poziomy jury dolnej i środkowej są mniej wydajne, lokalne znaczenie w dolinach mają osady czwartorzędowe. W południowej części (region kaliski) obok poziomu w osadach malmu, duże znaczenie mają wodonośne poziomy czwartorzędowe. Poziomy wodonośne tego regionu zalicza się do najbardziej zagrożonej grupy waloryzacji.

Region triasu śląskiego (XII) tworzy równoleżnikowa struktura okalająca od północy Górnośląskie Zagłębie Węglowe. Główne piętro wodonośne stanowią spękane i skrasowiałe wapienie i dolomity triasu środkowego, nadbudowane w rejonie Opola piaskowcami kredy górnej. Oprócz piętra triasowego wodonośne są również osady czwartorzędowe oraz występujące lokalnie utwory permu i dewonu. Poziomy wodonośne triasu środkowego i dolnego stanowią jeden z najważniejszych zbiorników dobrej jakości wody w kraju.

Region górnośląski (XIII) stanowi zaledwie 40% właściwego zagłębia węglowego. Należy on do obszarów deficytowych. Główne poziomy tworzą słabo wodonośne serie piaskowcowe – krakowska i górnośląska, oraz ograniczone do dolin poziomy czwartorzędowe. Obszar Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW) jest jedynym w Polsce, gdzie antropopresja doprowadziła do znacznego przekształcenia środowiska naturalnego, w tym hydrogeologii podziemnej.

Prowincja górska o powierzchni ok. 28 tys. km^2 składa się z dwóch regionów i stanowi obszar deficytowy w wodę.

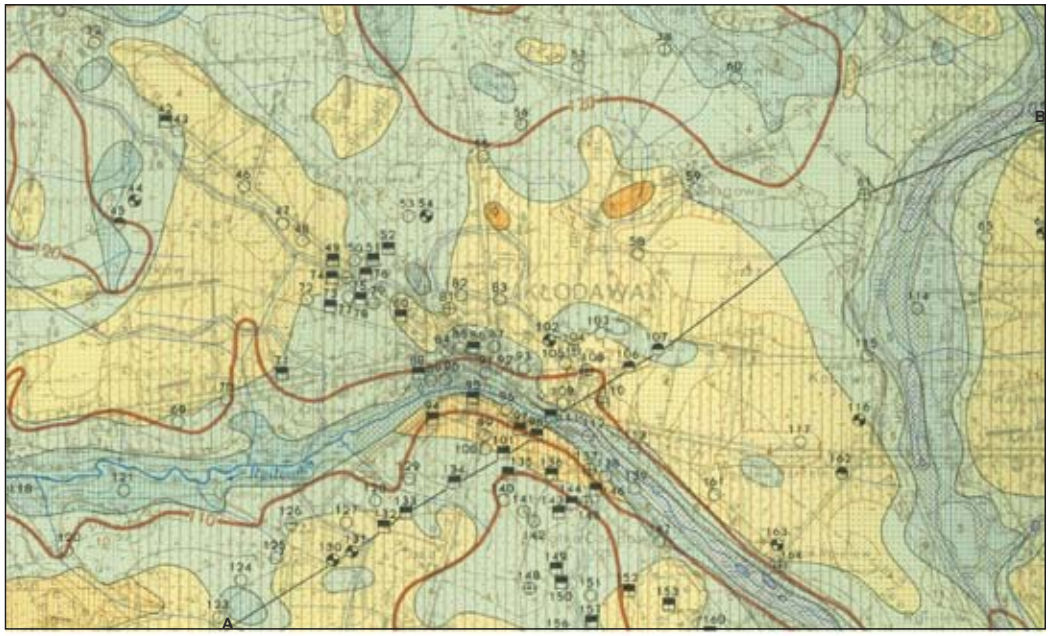
Region sudecki (XIV), o powierzchni ok. 8 tys. km^2 i strukturze elewacyjnej o charakterze deficytowym, wykazuje duże zróżnicowanie. Na obszarze Sudetów dominują słabo wodonośne utwory krystaliczne prekambru i paleozoiku. Zachodnia część regionu posiada lepsze warunki hydrogeologiczne. Ważną pozycje w Sudetach (Zachodnich) zajmują baseny śródgórskie z udziałem pięter wodonośnych karbonu, permu, triasu i najzasobniejszego – kredy górnej. W południowej części z wodami słodkimi współwystępują wody lecznicze (szczawy) i termalne.

Region karpacki (XV), o powierzchni ok. 20 tys. km^2, ogólnie wykazuje charakter deficytowy. Jednostka składa się z dwu subregionów rozdzielonych cokołem pienińskim. Pierwszy obejmuje region tatrzański (XV_{1A}), stanowiący elewacyjną strukturę alimentacyjną basenu podhalańskiego (XV_{1B}) wypełnionego spękanymi wapieniami, dolomitami i zlepieńcami eoceńsko-triasowymi. Jednostka podhalańska stanowi najbardziej klasyczny w Polsce basen wód termalnych o temperaturze przekraczającej 80°C, stosunkowo niskiej mineralizacji (do kilku g/dm^3) i wysokiej wydajności (powyżej 100 m^3/h), uzyskiwanych w warunkach samowypływu. W południowej części subregionu (XV_2) z wodami słodkimi współwystępują wody lecznicze, głównie typu szczaw (Paczyński, Sadurski, 2007).

Mapa Hydrogeologiczna Polski (MHP) w skali 1 : 50 000 (ryc. 4.5) jest tematyczną mapą seryjną sporządzaną w cięciu arkuszowym (1069 arkuszy), w układzie takim jakim wykonano *Szczegółową Mapę Geologiczną Polski* w skali 1 : 50 000. Mapa dotyczy użytkowych poziomów zwykłych wód podziemnych, z szerszą interpretacją głównego poziomu wodonośnego, stanowiącego najważniejsze źródło zaopatrzenia w wodę. Zaletą tej mapy jest duża skala, a więc duża szczegółowość i bogactwo treści. Dostarcza ona czytelnych informacji o zwykłych wodach podziemnych w zakresie niezbędnym do podejmowania decyzji na szczeblu samorządów terenowych, administracji regionalnej oraz przy programowaniu badań hydrogeologicznych i działań obejmujących zagospodarowanie przestrzenne. Edycja tych map trwała w okresie 1998–2004. Poszczególne arkusze nie są drukowane, lecz zapisane w formie cyfrowej GIS w pakiecie programowym Intergraph i mogą być drukowane w całości lub w postaci poszczególnych warstw informacyjnych. Taki system zapisu pozwala na sukcesywne wprowadzanie poprawek i uzupełnień. Głównym celem MHP jest kartograficzne odwzorowanie warunków hydrogeologicznych, w tym wskazanie głównego piętra/poziomu użytkowego (GPU), jego charakterystyki jakościowej i ilościowej, oraz zagrożeń zasobów wód podziemnych.

Komputerowa MHP składa się z:

- planszy głównej, na której przedstawiono rozmieszczenie, charakterystykę ilościową, dynamikę oraz jakość i stopień zagrożeń wód;



Wody powierzchniowe

Cieki i zbiorniki wodne

Podmokłości

Wody podziemne

Głębokość występowania pierwszego zwierciadła wody w metrach

0–2
0–3
3–5
3–10
5–10
5–15
10–15

Obszary o większej możliwości lokalnego występowania wód płycej

Hydroizohipsy pierwszego poziomu wodonośnego (co 10 metrów) w utworach czwartorzędowych

1 Otwory wiertnicze (badawcze i studzienne) z kolejną numeracją zakończone w utworach:

- czwartorzędowych
- trzeciorzędowych (ogólnie)
- plioceńskich
- mioceńskich
- kredowych (ogólnie)
- górnokredowych
- dolnokredowych
- jurajskich (ogólnie)
- górnojurajskich
- środkowojurajskich
- dolnojurajskich
- cechsztyńskich

Utwory geologiczne
(wg rękopiśmiennej mapy geologicznej 1 : 25 000 M. D. Baranieckiej – 1961)

Przepuszczalne

CZWARTORZĘD
- HOLOCEN
  - 2 Piaski drobnoziarniste rzeczne i zagłębień bezodpływowych
  - 3 Piaski eoliczne
  - 4 Piaski gliniaste, przeważnie eluwia piaszczyste gliny zwałowej, miejscami na glinie zwałowej
- PLEJSTOCEN
  - 5 Piaski drobnoziarniste i średnioziarniste rzeczne
  - 7 Piaski różnoziarniste z domieszką żwirów, wodnolodowcowe
  - 8 Piaski i żwiry moren czołowych
  - 9 Piaski i żwiry ozów i kemów
  - 10 Piaski z domieszką żwirów, wodnolodowcowe

Słabo przepuszczalne

- HOLOCEN
  - 1 Torfy, namuły torfiaste i mułki rzeczne
- PLEJS–TOCEN
  - 6 Mułki zastoiskowe
  - 11 Glina zwałowa

Studnie – stałe punkty obserwacyjne Państwowego Instytutu Hydrogeologiczno-Meteorologicznego (obserwacje cotygodniowe)

Studnie – punkty obserwacyjne Instytutu Geologicznego (obserwacje cotygodniowe)

A—B Linia przekroju

Ryc. 4.5. Fragment *Szczegółowej Mapy Hydrogeologicznej Polski* 1 : 50 000, ark. Kłodawa (nr 515) (Trzeciakowska, 2012)

- tekstu objaśniającego wraz z tabelami oraz przekrojami hydrogeologicznymi i mapami uzupełniającymi;
- mapy i materiałów dokumentacyjnych.

Z opisu symbolicznego podziału obszaru Polski na jednostki hydrogeologiczne (rejonizacja hydrogeologiczna) wynika stratygrafia GPU, stopień jego izolacji, wielkość zasobów dyspozycyjnych oraz położenie w stosunku do podrzędnych poziomów wodonośnych. Na mapie głównej MHP są zaznaczone m.in.:

- wodochłonność podzielona na 5 (lub 6) klas;
- wydajność potencjalna pojedynczej studni (m^3/h);
- podział na zlewnie wód powierzchniowych z zaznaczeniem klas czystości rzek, jezior i zbiorników;
- hydroizohipsy w cięciu co 5–10 m, kierunki przepływu wód podziemnych;
- zasięgi lejów depresji większych ujęć wód podziemnych;
- podział na 4 klasy jakości wód podziemnych;
- obszary, na których występują przekroczenia wskaźników jakości wymaganych dla wód pitnych;
- zróżnicowanie ogniska zanieczyszczeń;
- zasięgi głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP);
- stopień zagrożenia (w podziale na pięć klas zanieczyszczenia).

Integralną część MHP stanowią dwa odrębne załączniki w postaci map (w skali 1 : 50 000):

- głębokości występowania GPU;
- miąższości i przewodności GPU.

Niestety nie ma bezpośredniego powiązania rejonizacji w skali 1 : 50 000 z podziałem stosowanym w innych skalach, trwają obecnie prace dostosowawcze (unifikacja) wydzielenia jednostek hydrogeologicznych w skali 1 : 50 000 ze skalami 1 : 500 000.

Warunki hydrogeologiczne są jednym z bardzo istotnych czynników wpływających na ocenę geologiczno-inżynierską podłoża budowlanego. W ramach rozszerzania MHP są opracowywane warstwy informacyjne bazy danych GIS MHP *Pierwszy poziom wodonośny – warunki występowania i hydrodynamika* (PPW–WH), które obejmują: hydroizohipsy, warunki występowania pierwszego poziomu wodonośnego, źródła, podmokłości, rodzaj i stratygrafię pierwszego poziomu wodonośnego oraz jego związek z wodami powierzchniowymi (Chada i in., 2014). Ponadto są kontynuowane prace nad rozpoznaniem i charakterystyką pierwszego poziomu wodonośnego w postaci warstwy informacyjnej bazy danych GIS MHP *Pierwszy poziom wodonośny – wrażliwość na zanieczyszczenia i jakość wód* (PPW–WJ). Celem tej bazy jest ocena stanu jakościowego płytkich wód podziemnych, m.in. agresywności chemicznej w stosunku do elementów konstrukcyjnych obiektów budowlanych, głównie betonu i stali, w powiązaniu z ekosystemami wód powierzchniowych oraz ekosystemami lądowymi, w tym z obszarami chronionymi NATURA 2000.

Rozdział 5

Procesy geodynamiczne i geologiczno-inżynierskie

Badaniem procesów i zjawisk geologicznych (geologiczno-inżynierskich) zajmuje się geodynamika inżynierska, w szczególności bada ich ewolucję, strefowość, charakterystykę oraz wpływ na obiekty budowlane.

Procesy geologiczne jako naturalne przemiany w litosferze nieprzekraczającej 60 km grubości można podzielić na:

wewnętrzne:
- plutonizm,
- wulkanizm,
- ruchy diastroficzne skorupy ziemskiej (lądo- i górotwórcze, trzęsienia ziemi),
- metamorfizm.

zewnętrzne:
- zachowanie się gruntów i skał wskutek zmian wilgotności,
- erozja (abrazja), denudacja i akumulacja,
- powierzchniowe ruchy masowe,
- przekształcenie zboczy, zbiorników wodnych,
- wietrzenie,
- kras,
- deformacje filtracyjne,
- soliflukcja i ablacja,
- deformacje górnicze,
- współczesne ruchy pionowe.

W wyniku **procesów wewnętrznych** (plutonizm, wulkanizm) powstają skały magmowe (głębinowe, żyłowe i wylewne). Procesy magmowe zachodzące w głębi skorupy ziemskiej nazywamy plutonizmem, natomiast wywołane intruzją magmy i pojawiające się na powierzchni ziemi – wulkanizmem. Skały magmowe budują litosferę.

Diastrofizm ogólnie następuje wskutek ruchów lądotwórczych (epejrogenicznych), górotwórczych (orogenicznych) i trzęsień ziemi.

Powolne, pionowe ruchy całych kontynentów lub ich części nazywamy ruchami lądotwórczymi, mogą być one wznoszące lub obniżające (np. po ustąpieniu lodowców Skandynawia uległa podniesieniu). W Polsce najwyższe ruchy wznoszące notuje się w rejonie Łeby, Redy, Lęborka (do 0,8 mm/rok), obniżenia natomiast (nawet do 6 mm/rok) obserwuje się w rejonie Płocka, Warszawy, Gołdapi, na Śląsku (Katowice, Nysa) oraz w okolicach Konin – Kleczew (Wyrzykowski, 1975).

Ruchy górotwórcze (pionowe i poziome ruchy skorupy ziemskiej), obejmujące znaczne obszary litosfery, powodują powstanie nowych łańcuchów górskich. W historii Ziemi kilkakrotnie doszło do silnych ruchów górotwórczych – orogenez (kaledońska, waryscyjska = hercyńska, alpejska).

Trzeci rodzaj ruchów skorupy ziemskiej stanowią trzęsienia ziemi, są to gwałtowne i krótkotrwałe drgania skorupy ziemskiej wywołane przesunięciami mas skalnych w litosferze. Tektoniczne trzęsienia ziemi najczęściej występują na obszarach młodych gór, przede wszystkim wzdłuż dużych uskoków. Polska jest położona poza strefą silnych wstrząsów sejsmicznych. Ruchy skorupy ziemskiej są głównie przyczynami deformacji tektonicznych skał, czyli zaburzeń w pierwotnym ich ułożeniu. Rozróżniamy deformacje ciągłe – plastyczne: monokliny, fałdy (synkliny, antykliny) i płaszczowiny oraz nieciągłe: spękania (ciosowe i zlustrowania), uskoki (pionowe, normalne, odwrócone). Niekiedy uskoki tworzą rowy (np. Rów Krzeszowicki) i zręby tektoniczne (np. Sudety).

Procesem wewnętrznym, poza plutonizmem i wulkanizmem, jest jeszcze metamorfizm, który zachodzi w głębi skorupy ziemskiej, powodując przeobrażenie skał pod wpływem oddziaływania na nie wysokiej temperatury i ciśnienia. Podwyższona temperatura i ciśnienie działając razem lub osobno wywołują w skałach zarówno zmiany mineralne, jak i przeobrażenia strukturalno-teksturalne, a nawet chemiczne, dzięki którym powstaje zmieniona skała. Metamorfizmowi ulegają skały osadowe i magmowe. W zależności od przyczyn powodujących przeobrażenia wyróżnia się przede wszystkim metamorfizm termiczny, dyslokacyjny i metasomatyczny. Wysoka temperatura i ciśnienie powodują deformacje ziarn mineralnych i ich rekrystalizację. Deformacje mogą być typu kataklastycznego, plastycznego i blastycznego.

Wszelkiego rodzaju deformacje (odkształcenia) tektoniczne (ciągle i nieciągle) w sposób znaczący pogarszają warunki geologiczno-inżynierskie/geotechniczne. W szczególności deformacje nieciągłe – spękania – stanowią powierzchnie osłabienia czy poślizgu. Często są one otwarte (do kilku centymetrów), mogą prowadzić wodę, która wnikając w głąb masywu osłabia go, przyspiesza wietrzenie skał.

Takie warunki geologiczne związane z deformacjami tektonicznymi w Polsce występują na obszarze regionów górskich i podgórskich. Na wstrząsy sejsmiczne są narażone przede wszystkim obszary eksploatacji górniczej na Górnym Śląsku.

Procesy zewnętrzne dążą ciągle do zniszczenia i zrównania tego, co zostało utworzone przez procesy wewnętrzne (np. góry). Niszczone są wszystkie wyniosłości, a zasypywane wszystkie wklęsłości. Niszczenie powierzchni lądów przez czynniki zewnętrzne polega na:

- zmniejszeniu zwięzłości gruntów i skał (np.: wietrzenie, deformacje filtracyjne),
- przemieszczaniu pokrywy zwietrzelinowej i warstw gruntowo-skalnych pod wpływem sił ciężkości (np.: soliflukcja, powierzchniowe ruchy masowe),
- rozcinaniu i żłobieniu podłoża skalnego uwarunkowane przez różne czynniki (np.: erozja),
- redukowaniu masy skalnej wskutek rozpuszczającej działalności wód powierzchniowych i podziemnych (np.: kras, deformacje filtracyjne).

Współczesne i neotektoniczne pionowe ruchy skorupy ziemskiej są spowodowane czynnikami zewnętrznymi i wewnętrznymi oraz działalnością człowieka.

5.1. Zachowanie się gruntów i skał wskutek zmian wilgotności

Zmiany wilgotności gruntu w strefie aeracji mogą zachodzić w ściśle określonych granicach, skrajnie od stanu suchego do stanu w pełni nasyconego wodą. Bezpośrednio w strefie obejmującej poziom zwierciadła wody wolnej, nasycenie porów wodą kapilarną jest prawie całkowite (~100%). W kierunku do powierzchni ziemi (terenu) stopień nasycenia zmniejsza się, grunty występują w stanie nienasyconym. Grunty w stanie nienasyconym wykazują ujemne ciśnienie porowe (kapilarne). Wielkość tego ciśnienia określa intensywność przyciągania cząstek wody, które jednocześnie może być parametrem opisującym stan gruntu. Zachowanie się gruntów poddanych zmianom zawilgocenia można opisać przez tzw. ssanie gruntu.

Ssanie gruntu jest siłą utrzymującą określoną ilość wody w gruncie. Według ASTM D 5298-04 całkowite ssanie h jest sumą ssania matrycowego h_m i osmotycznego h_s i jest definiowane jako „ujemne ciśnienie (wyrażone jako wartość dodatnia) w stosunku do zewnętrznego ciśnienia powietrza (gazu) działającego na wodę w gruncie". Równoważnym określeniem jest uznanie ciśnienia ssania za potencjalną energię (potencjał) zmagazynowaną w jednostkowej masie (lub objętości) przez dany grunt, względem wody występującej poza tym gruntem. Energia ta jest źródłem pracy wykonanej w momencie zetknięcia się gruntu z dostępną wodą.

Koncepcja wykorzystania ciśnienia ssania do charakterystyki zachowania się gruntów od kilkudziesięciu lat jest stosowana w mechanice gruntów i geotechnice.

W profilu wykorzystania energii wyróżnia się trzy warstwy zawilgocenia (Piętkowski, Czarnota-Bojarski, 1964):

- całkowite (~100%), w pobliżu poziomu zwierciadła wody;
- niezupełne (~80%), gdy część porów w gruncie jest wypełniona powietrzem, woda kapilarna tworzy nieprzerwaną sieć kanalików wypełnionych wodą;
- woda znajduje się w oderwanych, drobnych układach niepowiązanych między sobą w jedną całość, aczkolwiek nie wyklucza to znaczniejszego zawilgocenia – warstwa dochodząca do powierzchni terenu.

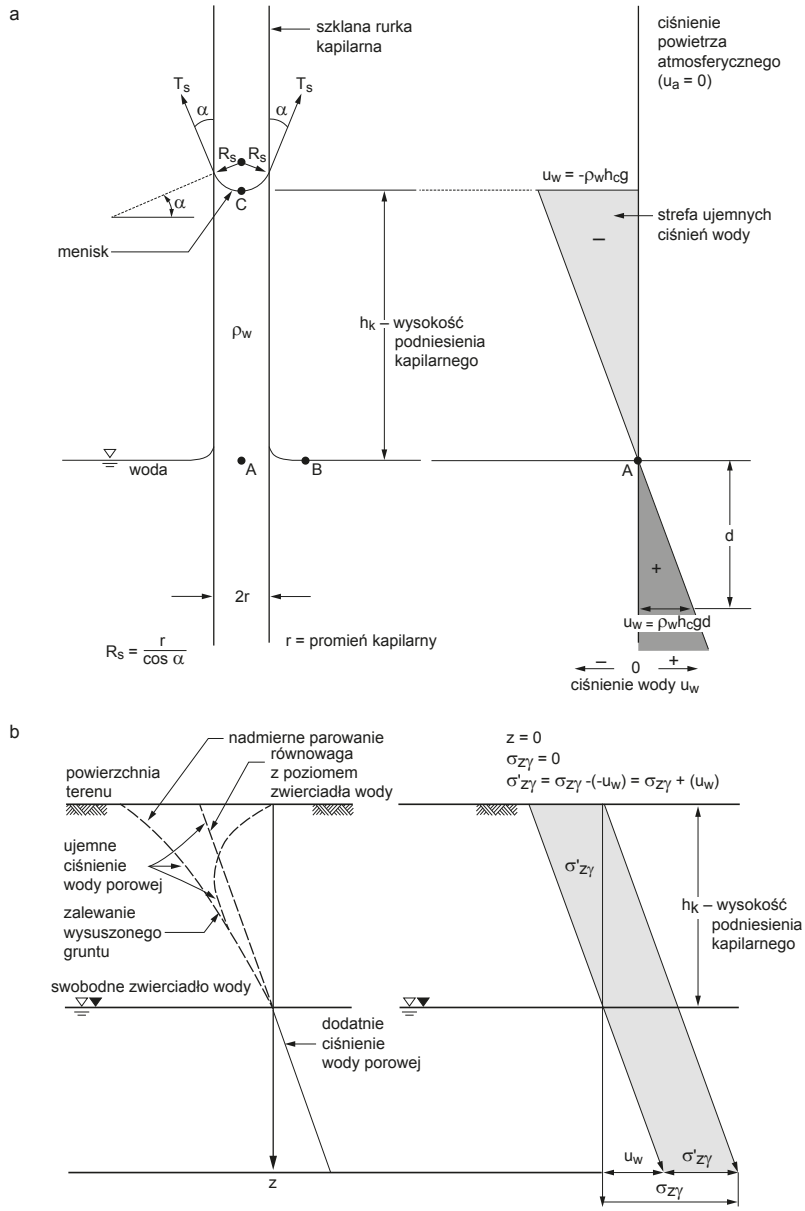
Typowy profil rozkładu ciśnienia wody w porach w strefie aeracji przedstawiono na rycinie 5.1. Ujemne ciśnienie wody w porach gruntu występującego ponad zwierciadłem wody, powoduje zwiększenie pierwotnych naprężeń efektywnych σ'_{zy}.

5.1.1. Podstawowe zagadnienia mechaniki gruntów nasyconych i nienasyconych (stan naprężeń i odkształceń, wytrzymałość na ścinanie, odkształcalność, przepływ wody, obciążenia dynamiczne)

Grunty są układami trójfazowymi: faza stała (cząstki szkieletu gruntowego), faza ciekła (przeważnie woda) i faza gazowa (powietrze). Niekiedy wyróżnia się czwartą fazę – przejściową, tzw. ściśliwą błonę, nie mającą większego ilościowego mechanicznego znaczenia. Zmiany wilgotności i stopnia nasycenia decydują o zachowaniu odkształceniowo-wytrzymałościowym. Wyróżnia się 2 zasadnicze różnie zachowujące się stany gruntów – nasycony i nienasycony.

Problemy mechaniki gruntów nasyconych i nienasyconych można ograniczyć do pięciu głównych zagadnień (ryc. 5.2 i 5.3):

- stanu naprężeń i odkształceń,
- wytrzymałości na ścinanie,



Ryc. 5.1. Kapilarność w podłożu gruntowym

a) podniesienie kapilarne: Ts – napięcie powierzchniowe, g – przyspieszenie ziemskie, R_s – promień krzywizny menisku, u_a – ciśnienie powietrza w porach, u_w – ciśnienie wody w porach, ρ_w – gęstość właściwa wody, d – głębokość poniżej swobodnego zwierciadła wody

b) rozkład naprężeń w strefie kapilarnej: z – głębokość, $\sigma_{z\gamma}$ – pierwotne naprężenie całkowite, $\sigma'_{z\gamma}$ – pierwotne naprężenie efektywne, u_w – ciśnienie wody w porach

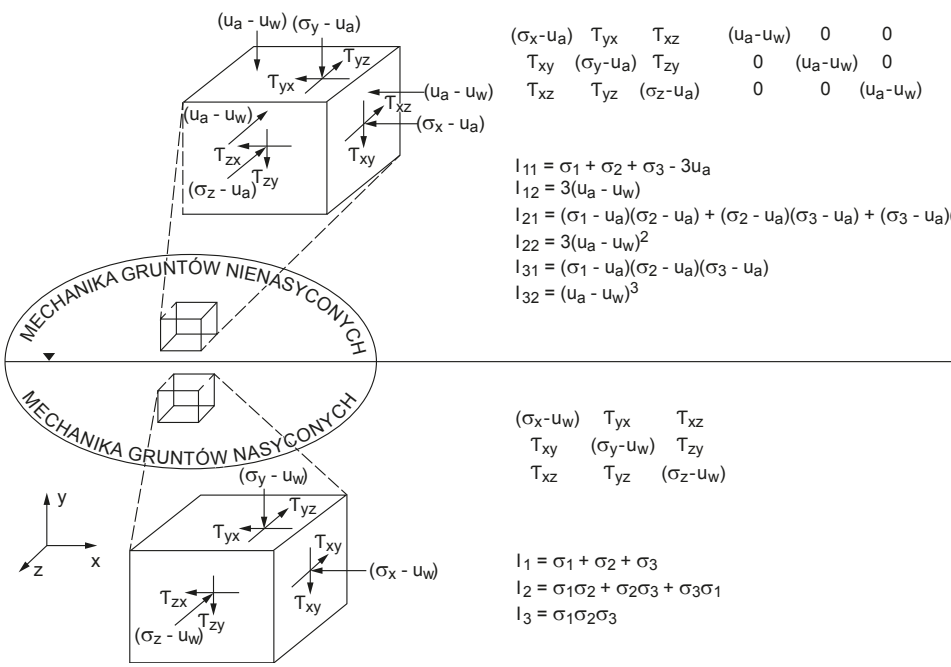
- odkształcalności (zmian objętościowych),
- przepływu wody,
- wpływu obciążeń dynamicznych.

Na rycinie 5.2 są przedstawione stany naprężeń dla gruntów w postaci działających naprężeń na elementarny sześcian, w przypadku gruntów nasyconych jako macierz 9 składowych tensora naprężeń, a właściwie wystarczą składowe naprężenia: 3 normalne (σ_x, σ_y, σ_z) i 3 ścinające ($\tau_{xy} = \tau_{yx}$, $\tau_{xz} = \tau_{zx}$, $\tau_{yz} = \tau_{zy}$). Z zależności pomiędzy tymi składowymi a położeniem płaszczyzny analizowanego przekroju uzyskuje się równanie sekularne, którego pierwiastkami są opisujące stan naprężenia trzy niezmienniki (liniowy, kwadratowy i sześcienny I_1, I_2, I_3) tensora naprężenia.

W przypadku ośrodka nienasyconego z warunku równowagi można wyprowadzić trzy niezależne zmienne naprężenia normalnego: $\sigma - u_a$ (naprężenie netto), $u_a - u_w$ (ciśnienie ssania matrycowego, gdzie u_w – ciśnienie wody w porach) oraz u_a – ciśnienie powietrza. Dwa parametry: naprężenie netto i ssanie matrycowe są głównymi zmiennymi stanu dwóch niezależnych tensorów naprężenia. W sumie dla tych gruntów otrzymuje się 3 pary niezmienników I_{ij}.

W projektowaniu konstrukcji inżynierskich zasadniczą role odgrywają właściwe parametry geologiczno-inżynierskie/geotechniczne, tzn. wytrzymałość na ścinanie oraz moduły odkształcenia (sztywności podłoża). Ponadto w przypadku skomplikowanych projektów np.: konstrukcji mostowych, tuneli, niezbędne jest ustalenie takich współczynników jak:

- współczynnik parcia bocznego w spoczynku $K_0 = \sigma'_h/\sigma'_v$ (stosunek efektywnej składowej poziomej do efektywnej składowej pionowej naprężenia),
- wskaźnik przekonsolidowania OCR (lub uplastycznienia YSR), gdzie $OCR = \sigma'_{pmax}/\sigma'_{zy}$ – stosunek maksymalnego, zapamiętanego dzisiaj obciążenia stanowiącego pewien procent historycznego obciążenia do efektywnego naprężenia geologicznego wynikającego z ciężaru nadkładu.



Ryc. 5.2. Stan naprężeń dla gruntu nienasyconego i nasyconego

Przekonsolidowanie gruntu wynika z genezy osadu i ma zasadniczy wpływ w ustalaniu stanu naprężeń w podłożu budowlanym, zachowana w pamięci część obciążeń historycznych wyraża się głównie w zmianach składowej poziomej stanu naprężenia.

W ostatnim dziesięcioleciu trwają szeroko zakrojone badania polowe i laboratoryjne nad zawiązkiem między K_0 a OCR (Młynarek, Wierzbicki, 2007; Wierzbicki, 2010; Lipiński, 2012).

Współczynnik K_0 jednocześnie określa stopień anizotropii naprężeń w podłożu, przy czym składową pionową łatwo oblicza się jako naprężenie pierwotne, natomiast wartość składowej poziomej wyznacza się w sposób niezwykle trudny i mało dokładny w warunkach zerowych odkształceń bocznych.

Współczynnik parcia można wyznaczyć dla gruntów normalnie skonsolidowanych NC:

- gruntów sypkich $K_0 = 1 - \sin\Phi'$ (Φ' – efektywny kąt tarcia) – Jaky (1944),
- gruntów spoistych $K_0 = 0{,}44 + 0{,}0042\ I_p$ (I_p – wskaźnik plastyczności w %) – Brooker, Ireland (1965) i Massarsch (1979).

Dla gruntów przekonsolidowanych OC (w porównaniu do gruntów normalnie skonsolidowanych NC) Alpan (1967) i Schmidt (1966) podają następujące zależności:

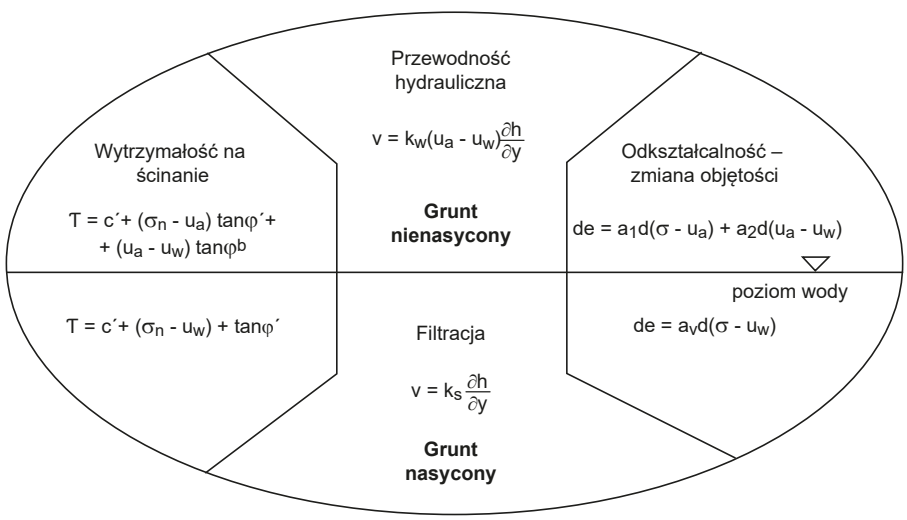
$K_0^{OC} = K_0^{NC} \cdot OCR^n = (1 - \sin\Phi')\ OCR^n$, przy czym n = 0,4–0,6 dla gruntów sypkich i n = 0,32–0,40 dla gruntów spoistych.

Istnieją próby wyznaczenia K_0 z ciśnienie ssania $h = (u_a - u_w)$ podczas odciążania pobieranych próbek gruntów (Lipiński, 2013):

$K_0 = \sigma_h'/\sigma_v' = 1/2\ [3h / (\sigma_{z\gamma}' - 1)]$,

gdzie:

$\sigma_{z\gamma}'$ – naprężenie pierwotne, wynikające z ciężaru nadkładu.



Ryc. 5.3. Odkształcalność, wytrzymałość na ścinanie i przepuszczalność gruntów nasyconych i nienasyconych (Fredlund, 1996)

Często w tzw. pierwszym przybliżeniu do wyznaczania K_0 i OCR stosuje się proste wzory (na podstawie badań polowych – Wierzbicki, 2010):

$$K_0 = \left(\frac{K_D}{1,5}\right)^{0,47} - 0,6; \qquad OCR = \left(\frac{K_D}{2}\right)^{1,56} - \text{Marchetti, 1980}$$

$$K_0 = 0,34\ K_D^{0,54}; \qquad OCR = 0,3\ K_D^{1,17} \text{ dla osadu „młodego”}$$

$$K_0 = 0,68\ K_D^{0,54}; \qquad OCR = 2,7\ K_D^{1,17} \text{ dla osadu „starego”}$$

} Lunne i in. 1989

gdzie:

K_D – współczynnik naprężenia bocznego w badaniu DMT,

σ'_{vo} – efektywne naprężenie pionowe = obciążeniu nadkładu σ_{zy}'

oraz wzory uproszczone Wortha (1984):

$OCR = k \cdot Q_T$

gdzie:

$k = 0,2–2,2$;

Q_T – znormalizowany opór stożka gruntu przekonsolidowanego w badaniu CPTU

i Baldiniego i in. (1986) na K_0 w funkcji parametrów uzyskanych w badaniach DMT i CPTU:

$$K_0 = 0,376 + 0,095K_D - 0,0017\ \frac{q_c}{\sigma'_{vo}} \qquad (5.1)$$

gdzie:

q_c – opór na stożku w CPTU.

Wierzbicki (2010) na podstawie badań CPTU i DMT przedstawia własną procedurę umożliwiającą wyznaczenie OCR i K_0 dla gruntów zastoiskowych i lodowcowych oraz gruntów sypkich wodnolodowcowych. Stosowanie jednocześnie badań CPTU i DMT jest bardzo korzystne do określenia OCR i K_0, bowiem tego typu badania uzupełniają się, pozwalają na pełniejszą charakterystykę wytrzymałościowo-odkształceniową profilu gruntowego.

Trzy główne zagadnienia Fredlund i Rahardjo (1993; Fredlund, 1996) przedstawili graficznie w zależności od stanu nasycenia gruntu.

Wytrzymałość na ścinanie warunkuje rozwiązanie wiele praktycznych zagadnień takich jak: nośność, stateczność zboczy, parcie gruntu na ściany oporowe itp.

Wytrzymałość na ścinanie gruntów nasyconych określa równanie Coulomba–Mohra (ryc. 5.4) w naprężeniach całkowitych (wzór 5.2) i efektywnych (wzór 5.3):

$$\tau_{ff} = \sigma_f \text{tg}\Phi + c \qquad (5.2)$$

$$\tau_{ff} = (\sigma_f - u_w)\ \text{tg}\Phi' + c' \qquad (5.3)$$

gdzie:

τ_{ff} – naprężenie ścinające w płaszczyźnie zniszczenia f w chwili zniszczenia ff

c – całkowita spójność gruntu,

c' – efektywna spójność gruntu,

Φ – całkowity kąt tarcia wewnętrznego,

Φ' – efektywny kąt tarcia wewnętrznego,

σ_f – całkowite naprężenie normalne w płaszczyźnie zniszczenia.

Wytrzymałość na ścinanie gruntów nienasyconych oblicza się wg rozszerzonego prawa Coulomba-Mohra (Fredlund, Rahardjo, 1993) wykorzystując 2 kombinacje stanu naprężenia:

$$\tau_{ff} = c' + (\sigma_f - u_a)tg\Phi' + (u_a - u_w)tg\Phi^b \quad (5.4)$$

$$q_f = d' + (\frac{\sigma_1' + \sigma_3'}{2})tg\Psi' + (u_a - u_w)tg\Psi^b \quad (5.5)$$

gdzie:

Φ^b – kąt tarcia równy kątowi nachylenia linii w układzie τ i $(u_a - u_w)$;
q_f – naprężenie dewiatorowe w chwili zniszczenia;
d' – rzędna wyznaczona w układzie q, p, przy czym $c = d/cos\Phi$;
ψ' – kąt nachylenia prostej w układzie q i p, przy czym $sin\Phi = tg\psi$;
ψ^b – kąt nachylenia linii w układzie q i $(u_a - u_w)$;
$q = q' = 0{,}5(\sigma_1 - \sigma_3)$ – naprężenie dewiatorowe;
$p = 0{,}5\ (\sigma_1 + \sigma_3)$; $p' = 0{,}5(\sigma_1' + \sigma_3')$;
$q = f(p)$, $q = f(p')$ – współrzędne ścieżki obciążeń;
u_a – ciśnienie powietrza w porach gruntu;
$\sigma - u_a$ – naprężenie netto;
$u_a - u_w$ – ciśnienie ssania matrycowe.

Oczywiście w stanie nasycenia $u_w \approx u_a$, $u_a - u_w = 0$, równania dla stanu nienasyconego 5.4 i 5.5 przybierają postać równania 5.2 lub 5.3.

W każdym przypadku dla gruntu nienasyconego otrzymuje się dwie wartości kąta tarcia wewnętrznego Φ' i Φ^b oraz jedną wartość spójności c'.

Grunty w stanie nienasyconym wykazują wyższą wytrzymałość na ścinanie od gruntów w stanie nasyconym. Powyższe obserwacje potwierdzają badania Skutnika i in. (2015).

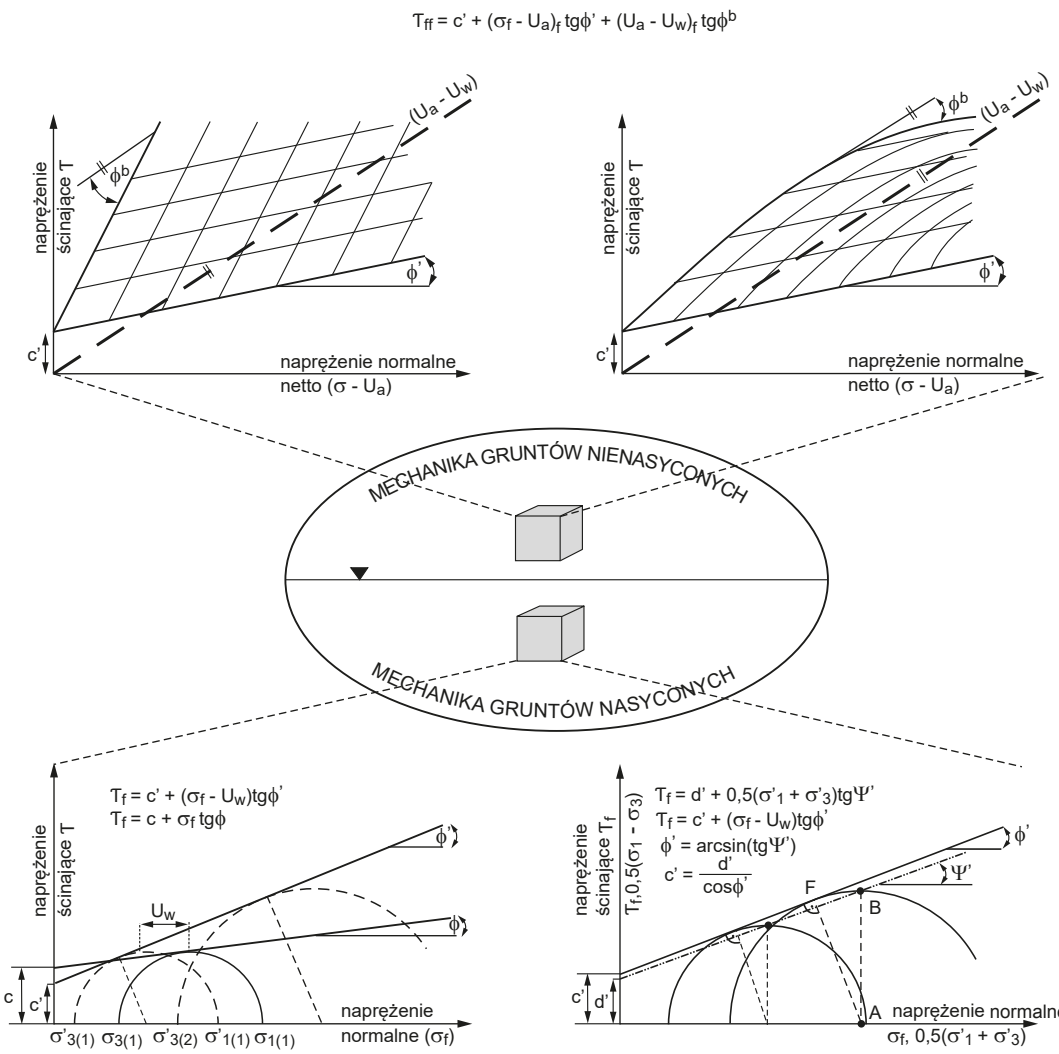
Według EN ISO 14688–2:2006 na podstawie wyników badań wytrzymałości na ścinanie gruntów bez odpływu $c_u = \tau_u = s_u$ (przy $\Phi_u = 0^\circ$) można ocenić te grunty w 7-stopniowej skali od nadzwyczaj małej do nadzwyczaj dużej wytrzymałości (tab. 5.1). Przedstawione wartości wytrzymałości dotyczą badań ścinania obrotowego (np. ścinarka S0–1, sonda obrotowa FVT).

Tabela 5.1. Wytrzymałość na ścinanie gruntów drobnoziarnistych w warunkach bez odpływu wg EN ISO 14688-2:2006

Określenie	Wytrzymałość na ścinanie bez odpływu c_u (kPa)
Nadzwyczaj mała	<10
Bardzo mała	10 do 20
Mała	20 do 40
Średnia	40 do 75
Duża	75 do 150
Bardzo duża	150 do 300
Nadzwyczaj duża[a)]	>300

[a)] Materiały o wytrzymałości na ścinanie większej niż 300 kPa mogą zachowywać się jak słabe skały i zaleca się opisywanie ich jako skał zgodnie z ISO 14689-1

Uwaga: Podczas wykonywania badań bezpośrednich (polowych) wytrzymałość na ścinanie określa się badaniami makroskopowymi lub mierzy za pomocą prostych badań polowych, np. penetrometr tłoczkowy lub ścinarka obrotowa.



Ryc. 5.4. Linie wytrzymałości na ścinane Coulomba-Mohra dla gruntów nienasyconych i gruntów nasyconych (Fredlund 1996, ze zmianami)

Ponadto w tych badaniach często wyznacza się wrażliwość na naruszenie struktury wyznaczając wskaźnik:

$$S_t = \tau_{NNS}/\tau_{NS} \qquad (5.6)$$

gdzie:

τ_{NNS} – wytrzymałość na ścinanie w warunkach bez odpływu gruntu o nienaruszonej strukturze;

τ_{NS} – wytrzymałość na ścinanie gruntu o naruszonej (przerobionej) strukturze.

Wrażliwość uznaje się (Terzaghi, Peck, 1948) za małą i średnią gdy S_t <4, dużą gdy S_t = 4–8, bardzo dużą – S_t >8, skrajnie dużą dla niezwykle wrażliwych iłów (np. *quick clays*) – S_t >50.

Podobnie jak S_t określa się wskaźnik osłabienia strukturalnego:

$$S_{os} = \tau_{max}/\tau_{min} \qquad (5.7.)$$

gdzie:

τ_{max}/τ_{min} – maksymalna i minimalna (niekiedy rezydualna) wytrzymałość na ścinanie w warunkach bez odpływu.

Z wytrzymałością gruntów wiąże się zagadnienie nośności podłoża.

Według Wiłuna (1987) słabonośne podłoże budowlane stanowią grunty o: dużej wilgotności (100–200%), małej wytrzymałości na ścinanie (Φ = 0–10°, c = 2–20 kPa) i dużej ściśliwości (M_0 = 0,2–2 MPa). Do takich gruntów zalicza się: grunty organiczne (pyły organiczne/pyły próchnicze, namuły i torfy), świeże muły, osady kredy jeziornej itp., młode utwory odłożone w zastoiskach, w zarastających jeziorach, w starszych meandrach rzecznych i rynnach cieków wodnych oraz bezodpływowych nieckach.

Nośność, najkrócej mówiąc, to wytrzymałość podłoża gruntowego w obrębie podłoża budowlanego, tzn. w strefie praktycznego oddziaływania budowli (od poziomu posadowienia do głębokości, gdzie $\sigma_{zdmax} = 0{,}2\ \sigma_{zy}'$ – ryc. 5.5). Dla bezpiecznego posadawiania obiektów budowlanych wyznacza się tzw. jednostkowy opór obliczeniowy podłoża (PN-81/B-03020) – q_f:

$$q_f = (1 + 0{,}3B/L)N_c \cdot c_u^{(r)} + (1 + 1{,}5B/L)N_D \cdot D_{min} \cdot \gamma_D^{(r)} + (1 - 0{,}25\ B/L)N_B \cdot B \cdot \gamma_B^{(r)} \qquad (5.8)$$

gdzie:

B, L, D – odpowiednio szerokość i długość fundamentu, głębokość posadowienia,

N_c, N_D, N_B – współczynnik nośności zależnie od kąta tarcia wewnętrznego Φ,

c_u – spójność gruntu,

γ_D, γ_B – ciężary objętościowe nad i poniżej poziomu posadowienia,

D_{min} – głębokość posadowienia posadzki,

$x^{(r)}$ – parametr obliczeniowy (patrz: objaśnienia symboli).

i sprawdza się nierówność:

$$q_{rs} \le m \cdot q_f \qquad (5.9)$$

gdzie:

q_{rs} – średnie obliczeniowe obciążenie jednostkowe podłoża pod fundamentem,

m – współczynnik korekcyjny w zakresie 0,7–0,9.

Natomiast nośność fundamentu dla wszystkich stanów granicznych oblicza się wg PN-EN 1997-1:2008 (Pisarczyk, 2014).

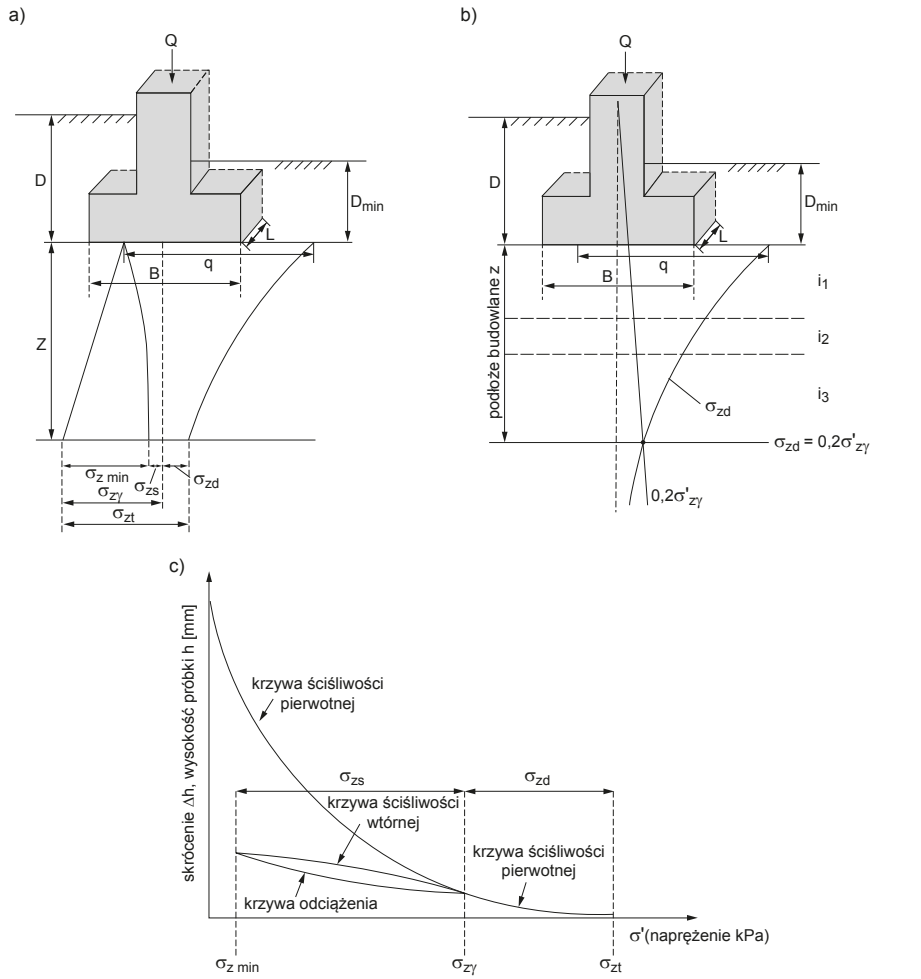
Nośność podłoża drogowego ustala się na podstawie:

- wskaźnika nośności CBR (tab. 5.2),
- rodzajów gruntów i warunków wodnych (tab. 5.3),
- mrozoodporności (tab. 5.4).

W powyższych tabelach wyróżnia się cztery grupy nośności podłoża drogowego G_1, G_2, G_3 i G_4, przy czym CBR (kalifornijski wskaźnik nośności) wyraża procentowy stosunek obciążenia jednostkowego p, które należy zastosować, żeby trzpień o określonych wymiarach i w ustalonych warunkach wcisnąć w grunt na normową głębokość 2,5 lub 5,0 mm, do porównywanego obciążenia jednostkowego p_s, czyli CBR = $p/p_S \cdot 100$ (%).

Odkształcalność (zmiany objętościowe). Analogicznie do stanu naprężeń można rozpatrywać stan odkształcenia np. w punkcie (czyli na elementarnym, jednostkowym sześcianie) w postaci tensora odkształceń:

- ε_x, $\frac{1}{2}\gamma_{xy}$, $\frac{1}{2}\gamma_{xz}$ gdzie: ε_x, ε_y, ε_z, – odkształcenia normalne (względne),
- $\frac{1}{2}\gamma_{yx}$, ε_y, $\frac{1}{2}\gamma_{yz}$ $\frac{1}{2}\gamma_{xy}$, $\frac{1}{2}\gamma_{xz}$, $\frac{1}{2}\gamma_{yz}$ – odkształcenia postaciowe,
- $\frac{1}{2}\gamma_{zx}$, $\frac{1}{2}\gamma_{zy}$, ε_z $\varepsilon_v = \varepsilon_x + \varepsilon_y + \varepsilon_z$ – odkształcenia objętościowe.



$\sigma_{zd} = \sum_{0}^{D} \gamma_i \cdot D_i$

$\sigma_{z\gamma} = \sum_{0}^{D+Z} \gamma_i \cdot Z_i$

$\sigma_{z\,min} = \sigma_{z\gamma} - \sigma_{zs}$

$\sigma_{zd} = \eta \cdot q_d$

$q_d = q - \sigma_{zd}$

$\sigma_{zt} = \sigma_{z\gamma} + \sigma_{zd} = \sigma_{zmin} + \sigma_{zs} + \sigma_{zd}$

σ_{zD} – naprężenie pierwotne w poziomie posadowienia na głębokości D

$\sigma_{z\gamma}$ – naprężenie pierwotne na głębokości Z

q – obciążenie od budowli w poziomie posadowienia

$q = \frac{Q}{(L \cdot B)}$, gdzie L – długość, B – szerokość fundamentu

σ_{zs} – naprężenie wtórne

σ_{zd} – naprężenie dodatkowe

σ_{zt} – naprężenie całkowite

M_o – moduł ściśliwości pierwotnej wyznaczany w zakresie naprężeń σ_{zd}

M_i – moduł ściśliwości wtórnej wyznaczany w zakresie naprężeń σ_{zs}

moduł $M = \frac{\Delta\sigma'}{\frac{\Delta h}{h_o}} = \frac{\Delta\sigma'}{\Delta h} \cdot h_o$

$\Delta\sigma'$ – przyrost naprężeń efektywnych

$\frac{\Delta h}{h_o}$ – skrócenie jednostkowe próbki gruntu w badaniu edometrycznym

λ – współczynnik uwzględniający stopień odprężenia podłoża (0-1)

$S_{ci} = \frac{\Delta\sigma}{M} \cdot h_i = \frac{\sigma_{zd}}{M_o} \cdot h_i + \lambda \cdot \frac{\sigma_{zs}}{M_i} \cdot h_i$ – osiadanie i-tej warstwy

$S = \Sigma S_{ci}$ osiadanie budowli

Ryc. 5.5. Odkształcalność podłoża gruntowego

Schematy: a – rozkład naprężeń w podłożu budowli, b – wyznaczenie podłoża budowlanego c – krzywa ściśliwości pierwotnej, wtórnej i odciążenia

Tabela 5.2. Określenie grupy nośności w zależności od wartości wskaźnika nośności CBR (RMTiGM*, Dz.U. 43, poz. 430)

Wskaźnik nośności CBR	Grupa nośności podłoża dla warunków wodnych
>10%	G1
5% < 10%	G2
3% < 5%	G3
<3%	G4

* Rozporządzenie Ministra Transportu, Budownictwa i Gospodarki Wodnej

Tabela 5.3. Określenie grupy nośności poszczególnych rodzajów gruntów w zależności od warunków wodnych (RMTiGM, Dz.U. 43, poz. 430)

Rodzaj gruntów podłoża	Grupa nośności podłoża dla warunków wodnych		
	dobrych	przeciętnych	złych
Grunty niewysadzinowe: rumosze (niegliniaste), żwiry i pospółki, piaski grubo-, średnio- i drobnoziarniste, żużle nierozpadowe	G1	G1	G1
Grunty wątpliwe: piaski pylaste	G1	G2	G2
Grunty wątpliwe: zwietrzeliny gliniaste i rumosze gliniaste, żwiry i pospółki gliniaste	G1	G2	G3
Grunty mało wysadzinowe (w stanie zwartym, półzwartym lub twardoplastycznym $I_L \leq 0{,}25$): gliny zwięzłe, gliny piaszczyste i pylaste zwięzłe, iły, iły piaszczyste i pylaste	G2	G3	G4
Grunty bardzo wysadzinowe: piaski gliniaste, pyły piaszczyste, pyły, gliny, gliny piaszczyste i pylaste, iły warwowe	G3	G4	G4

Tabela 5.4. Mrozoodporność podłoża nawierzchni (RMTiGM, Dz.U. 43, poz. 430)

Kategoria obciążenia ruchem	Grupa nośności podłoża z gruntów wątpliwych i wysadzinowych		
	G1 i G2	G3	G4
KR1	0,40 h_z	0,50 h_z	0,60 h_z
KR2	0,45 h_z	0,55 h_z	0,65 h_z
KR3	0,50 h_z	0,60 h_z	0,70 h_z
KR4	0,55 h_z	0,65 h_z	0,75 h_z
KR5	0,60 h_z	0,70 h_z	0,80 h_z
KR6	0,65 h_z	0,75 h_z	0,85 h_z

Objaśnienia: h_z – głębokość przemarzania gruntów, przyjmowana zgodnie z PN-81/B-03020

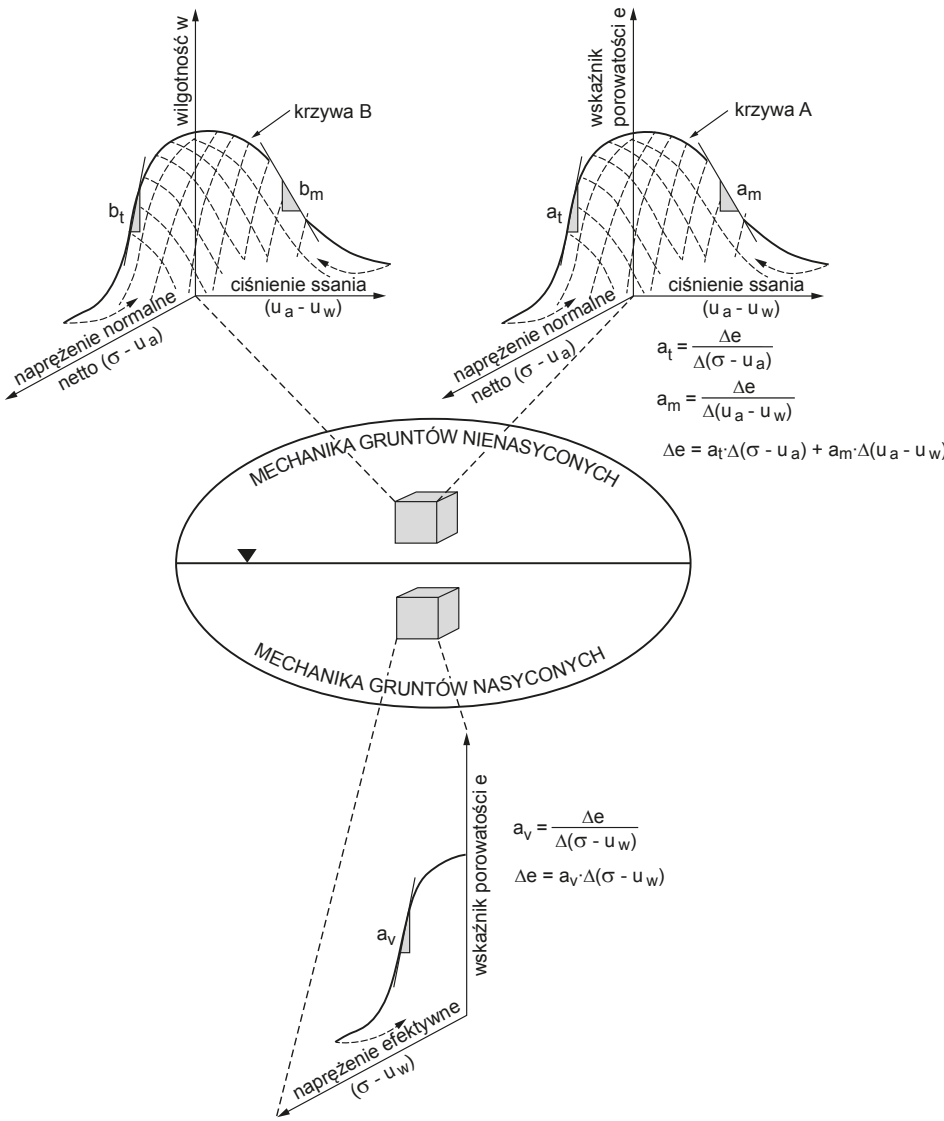
Konstytutywne zależności dla gruntów nienasyconych można wyznaczyć rozszerzając równania stosowane dla gruntów nasyconych. Odkształcalność (zmianę objętości) można wyrazić jako zmianę wskaźnika porowatości Δ_e, dla (ryc. 5.6):

- gruntów nasyconych $\Delta_e = a_v \Delta(\sigma - u_w)$,
- gruntów nienasyconych $\Delta_e = a_t \Delta(\sigma - u_a) + a_m \Delta(u_a - u_w)$,

gdzie:

a_v, a_t, a_m – współczynniki ściśliwości[1] w zależności odpowiednio od: $\sigma - u_w$, $\sigma - u_a$, $u_a - u_w$.

[1] Współczynnik ściśliwości $a_i = \Delta e_i / \Delta \sigma'_i$ – zmiana wskaźnika porowatości, np. $e_o - e_i$ przy zmianie naprężenia w gruncie o $\Delta\sigma'_i$.



Ryc. 5.6. Odkształcalność w gruntach nienasyconych i nasyconych (Fredlund, 1996; zmieniony)

Zmiany objętości gruntów pod obciążeniem są uwarunkowane historią obciążeń, a przede wszystkim zmianami stanu naprężeń w osadzie. Zmiany stanu naprężeń mogą być wywołane nadkładem gruntów, dodatkowym obciążeniem, np. lodowcem (transpresja), odciążeniem spowodowanym erozją, regresją lodowca oraz parowaniem, transpiracją itp. Zapamiętywana historia obciążeń, środowiskowe zmiany klimatyczne (nawilgocenie–wysychanie) determinują zachowanie – zmiany objętościowe pęcznienie–skurcz gruntów.

Na rycinie 5.7 przedstawiono odkształcalność w funkcji naprężeń w wyniku zawilgocenia podczas infiltracji i wysychania przez parowanie. W swojej historii grunt był poddawany wielu cyklom zawilgocenia–wysychania. W czasie pobierania próbek analizowany grunt ma właściwą wartość naprężenia $\sigma - u_a$ i $u_a - u_w$. Zachowanie się gruntu względem tych ostatnich wielkości jest podstawą do przewidywania wartości podniesienia podłoża w inżynierskiej praktyce.

Z odkształcalnością gruntów wiąże się pojęcie zagęszczalności gruntów, które definiuje się jako zdolność do uzyskiwania maksymalnych możliwych gęstości objętościowych szkieletu gruntowego, w zależności od energii zagęszczania. Za miarę zagęszczalności gruntów przyjmuje się:

- maksymalną gęstość objętościową szkieletu gruntowego ρ_{dmax} i wilgotność przy tej gęstości, tzw. wilgotność optymalna w_{opt}, wyznaczone w badaniach Proctora,
- kalifornijski wskaźnik nośności CBR (tab. 5.2),
- wskaźnik zagęszczania $I_s = \rho_{ds}/\rho_{dmax}$

gdzie:

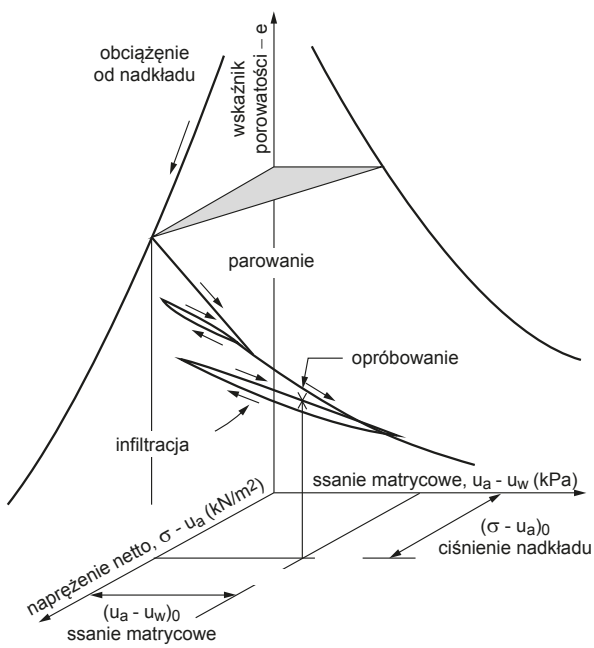
ρ_{ds} – gęstość objętościowa szkieletu gruntowego zagęszczonego np. w nasypie,

- stopień zagęszczenia I_D jest to stosunek zagęszczenia w stanie naturalnym do największego możliwego zagęszczenia analizowanego gruntu:

$$I_D = \frac{V_{max} - V}{V_{max} - V_{min}} = \frac{e_{max} - e}{e_{max} - e_{min}} \cdot 100 \qquad (5.10)$$

gdzie:

V_{max}, e_{max} – objętość, wskaźnik porowatości przy najluźniejszym ułożeniu ziarn,
V_{min}, e_{min} – objętość, wskaźnik porowatości przy najgęstszym ułożeniu ziarn (np. przy wibracji).



Ryc. 5.7. Przedstawienie zmiany stanu naprężeń w przypadku gruntu poddawanemu cyklowi zawilgocenie–wysychanie (wg Fredlund, Rahardjo, 1993)

W zależności od I_D wg PN-EN ISO 14-68891:2006 wyróżnia się następujące stany (w %):

- bardzo luźny od 0 do 15,
- luźny od 15 do 35,
- średnio zagęszczony od 35 do 65,
- zagęszczony od 68 do 85,
- bardzo zagęszczony od 85 do 100.

Przepływ wody w ośrodku gruntowym zależy nie tylko od uziarnienia, struktury i tekstury, składu mineralnego, stopnia zagęszczenia, konsolidacji, wilgotności, porowatości, lecz także niezmiernie ważną rolę odgrywają procesy fizyczno-chemiczne zachodzące na kontakcie fazy stałej i ciekłej. Zdolność przepływu wody (cieczy) w ośrodku gruntowym w stanie pełnego nasycenia jest przeważnie określana mianem przepuszczalności (filtracji), natomiast w gruncie nienasyconym – mianem przewodności hydraulicznej. Rycina 5.8 przedstawia ocenę przepuszczalności różnych gruntów oraz metody badań stosowane do wyznaczenia współczynnika filtracji. Obliczanie współczynnika filtracji bazuje na liniowym prawie Darcy'ego i ośrodku dwufazowym (tzn. cząstki szkieletu gruntowego i pory wypełnione wodą) wg wzoru:

$$V = k_s \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \qquad (5.11)$$

gdzie:

V – prędkość filtracji,

k_s – współczynnik filtracji w gruncie nasyconym,

∂_h/∂_y – spadek hydrauliczny *i*.

W gruntach o słabej przepuszczalności filtracja wody zachodzi dopiero po przekroczeniu spadku hydraulicznego tzw. początkowego i_o. Przepływ wody następuje według wzoru:

$$V = k_s(i - i_o), \text{ gdy } i > i_o \qquad (5.12)$$

i_o często wynosi powyżej 10, a w iłach nawet powyżej 30.

W tabeli 5.5 zostały zestawione charakterystyczne zakresy współczynników filtracji k(m/s) dla typowych gruntów występujących na obszarze Polski.

Właściwości hydrauliczne gruntów nabierają szczególnej wagi w zagadnieniach inżynierskich związanych z gruntami spoistymi nienasyconymi. Nie wystarcza tu już współczynnik filtracji

1	Charekterystyka przepływu	dobra					słaba		praktycznie nieprzepuszczalna			
2	Klasyfikacja przepuszczalności	wysoka		średnia		niska		bardzo niska	praktycznie nieprzepuszczalna			
3	Główne typy gruntów	żwiry		piaski		iły spękane i zwietrzałe piaski bardzo drobne i pylaste			iły niespękane			
4	Metody badań bezpośrednie	wielkowym. komora CH		standardowa komora CH		komory FH			edometr FH			
5	Metody badań pośrednie		z obliczeń PSD			–			z teorii konsolidacji			
6	Podział właściwości filtracyjnych	bardzo dobre		dobre	średnie	słabe	grunty półprzepuszcz.		grunty praktycznie nieprzepuszczalne			
współczynnik filtracji (m/s) k = 1		10^{-1}	10^{-2}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-5}	10^{-6}	10^{-7}	10^{-8}	10^{-9}	10^{-10}	10^{-11}	10^{-12}

Ryc. 5.8. Przepuszczalność i główne metody badań gruntów (wiersz 1–5 wg Heada, 1994; wiersz 6 wg Pazdry, 1977, *w*: Grabowska-Olszewska red., 1998)

CH – badanie przy stałym spadku hydraulicznym, FH – badania przy zmiennym spadku hydraulicznym, PSD – obliczenie współczynnika ze składu granulometrycznego

Tabela 5.5. Charakterystyczne zakresy współczynników filtracji k (m/s) dla typowych gruntów występujących na obszarze Polski

I Grunty naturalne	
I–1. Spoiste (różnego wieku i genezy)	
I–1.1. iły monomineralne (Push, 1994)	
montmorillonitowy	$1 \times 10^{-14} \div 5 \times 10^{-9}$
hydromikowy	$5 \times 10^{-12} \div 1 \times 10^{-9}$
kaolinitowy	$1 \times 10^{-10} \div 1 \times 10^{-8}$
I–1.2. iły mezozoiczne	
triasowe	$5 \times 10^{-10} \div 1 \times 10^{-9}$
jurajskie	$1 \times 10^{-11} \div 1 \times 10^{-10}$
kredowe	$<10^{-9}$
I–1.3. iły kenozoiczne–trzeciorzędowe (paleogeńsko–neogeńskie)	
oligoceńskie	$<10^{-7}$
mioceńskie (morskie)	$1 \times 10^{-12} \div 5 \times 10^{-9}$
mioceńskie (lądowe)	$1 \times 10^{-11} \div 5 \times 10^{-8}$
plioceńskie	$5 \times 10^{-12} \div 1 \times 10^{-9}$
I–1.4. grunty kenozoiczne–czwartorzędowe (plejstoceńskie i holoceńskie)	
iły warwowe	$\perp\ 1 \times 10^{-11} \div 1 \times 10^{-8}$, $\parallel\ 1 \times 10^{-9} \div 5 \times 10^{-7}$
iły glacilimniczne	–
iły elbląskie (yoldowe)	–
gliny lodowcowe	$5 \times 10^{-11} \div 1 \times 10^{-4}$
lessy	$5 \times 10^{-9} \div 1 \times 10^{-5}$
mady	$1 \times 10^{-9} \div 5 \times 10^{-4}$
grunty organiczne:	
– torfy	$1 \times 10^{-11} \div 1 \times 10^{-4}$
– namuły i gytie	$1 \times 10^{-10} \div 1 \times 10^{-6}$
– kreda jeziorna	$<1 \times 10^{-8}$
– ilaste zwietrzeliny skał	$<1 \times 10^{-9}$
I–2. sypkie (lodowcowe, fluwioglacjalne, rzeczne, morskie, eoliczne)	
piaski pylaste i drobne	$5 \times 10^{-6} \div 1 \times 10^{-4}$
piaski średnie	$1 \times 10^{-5} \div 1 \times 10^{-3}$
piaski grube i żwiry	$1 \times 10^{-4} \div 1 \times 10^{-1}$
II Grunty antropogeniczne	
II–1. ilaste grunty zwałowane	$5 \times 10^{-10} \div 5 \times 10^{-7}$
II–2. odpady poflotacyjne (węglowe)	$5 \times 10^{-7} \div 5 \times 10^{-4}$
II–3. odpady powęglowe	$1 \times 10^{-8} \div 1 \times 10^{-4}$
II–4. odpady komunalne	$1 \times 10^{-7} \div 1 \times 10^{-4}$
II–5. odpady hutnicze	$1 \times 10^{-5} \div 5 \times 10^{-3}$

$\perp$ – prostopadle do uwarstwienia
$\parallel$ – równolegle do uwarstwienia

wyznaczany zgodnie z liniowym prawem Darcy'ego. W gruntach nienasyconych (trójfazowych) przepływ wody odbywa się według równań Darcy'ego (zmodyfikowanego), Richardsa i Ficka. Niezbędne staje się więc między innymi wyznaczenie współczynnika dyfuzji. W gruntach nienasyconych (pęczniejących) przepływ wody zależy nie tylko od parametrów przestrzeni porowej, lecz także w znacznym stopniu od stanu naprężeń i odkształceń, przy czym większość stosowanych dzisiaj metod nie uwzględnia tego faktu.

W warunkach gruntu nienasyconego, współczynnik przewodności hydraulicznej równa się:

$$k_w = \frac{k_s}{1 + a(u_a - u_w)^n} \qquad (5.13)$$

gdzie:

k_s – współczynnik filtracji w stanie nasyconym,

$u_a - u_w$ – ciśnienie ssania,

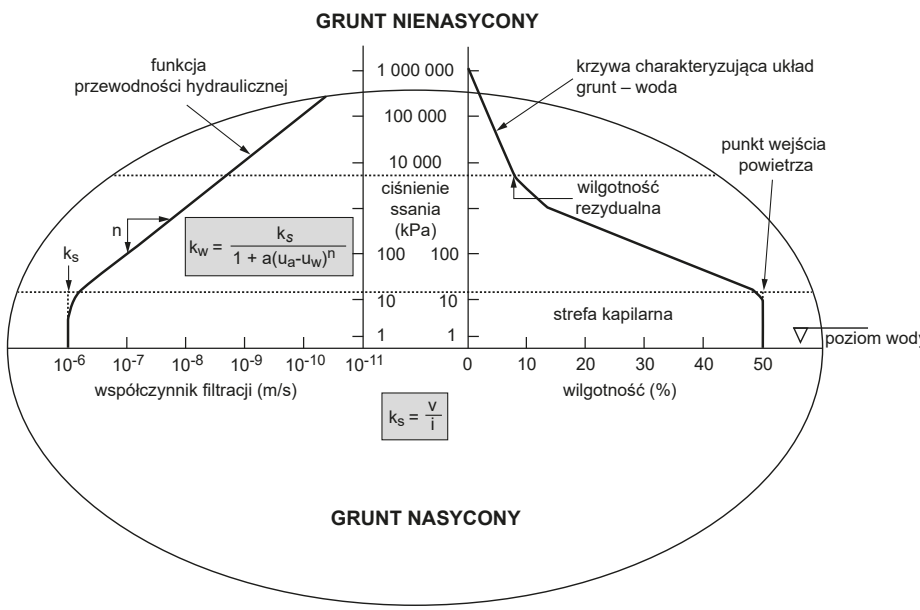
a, n – stałe równania.

Z ryciny 5.9 wyraźnie wynika bardzo duży wpływ ciśnienia ssania na wartość współczynnika przewodności k_w, np. $k_w = k_s = 10^{-6}$ m/s (na granicy poziomu wody), a przy $u_a - u_w = 10\,000$ kPa (pF = 5), k_w zmniejsza się o 3 rzędy do 10^{-9} m/s.

Współczynnik przewodności hydraulicznej gruntów wyznacza się stosując bezpośrednie pomiary w laboratorium lub w warunkach polowych, albo oblicza się z zależności zmian objętości od zawartości wody w metodach pośrednich (Grabowska-Olszewska red., 1998).

W grupie sposobów bezpośrednich wyróżnia się metody:

- stanu ustalonego, gdy przepływ wody nie zależy od czasu, np. metoda Klutego, 1965,
- stanu nieustalonego, gdy przepływ wody zależy od czasu, np. metoda Bruca, Klutego (Stephens, 1993), badania w sakedometrze (Garbulewski i in., 1995), zmodyfikowanej komorze aparatu trójosiowego (Żakowicz, Garbulewski, 1996).



Ryc. 5.9. Graficzne przedstawienie zagadnienia przepływu wody w gruncie spoistym (Fredlund, 1996)

k_w – współczynnik przewodności hydraulicznej w stanie nienasyconym, k_s – współczynnik filtracji w stanie nasyconym, v – prędkość filtracji, i – spadek hydrauliczny; a, n – stałe, $u_a - u_w$ – matrycowe ciśnienie ssania

Wpływ obciążeń dynamicznych. Występowanie obciążeń dynamicznych (drgań) jest coraz powszechniejsze. W ośrodkach gruntowych rozchodzą się drgania, których zasięg znacznie przekracza obszar wzbudzenia, są one emitowane z różnych źródeł. Ogólnie wyróżnia się drgania (naturalne i antropogeniczne):

- sejsmiczne (np. trzęsienia ziemi, falowanie morskie, silny wiatr),
- parasejsmiczne – wywołane działalnością człowieka (np.: ruch komunikacyjny, praca ciężkich maszyn, prace budowlane – zabijanie pali, zagęszczenie podłoża, roboty strzałowe).

Drganiem nazywamy każde zjawisko, w którym określona wielkość zmienia się periodycznie, wyróżnia się przede wszystkim drgania: sinusoidalne, prostokątne, trójkątne, trapezowe itp. najprostszym rodzajem obciążeń dynamicznych są drgania harmoniczne – sinusoidalne, do opisu których potrzebna jest znajomość amplitudy i częstotliwości. Na podstawie prawa ruchu harmonicznego można określić przyspieszenie i prędkość. Ponadto wyróżnia się obciążenia jedno i dwukierunkowe (znakozmienne). Podczas obciążeń dwukierunkowych zmianie ulega wartość i kierunek naprężenia, ma miejsce cykliczne ściskanie i rozciąganie (np. rozciąganie przy wydłużaniu podczas ściskania, tzw. ekstensja).

Dotychczasowe dynamiczne badania gruntów wskazują, że podczas cyklicznych (powtarzających się) obciążeń zniszczenie gruntów następuje przy działaniu naprężenia ścinającego o wartości mniejszej aniżeli wyznaczona wytrzymałość w warunkach uznawanych za statyczne. Przemieszczenia cząstek podczas obciążeń dynamicznych wywołują dodatkowe naprężenia, które poza statycznymi musi przenieść grunt. Pomimo nawet niedużych odkształceń podczas drgań, powtarzalność przemieszczeń jest zasadniczą przyczyną wpływu drgań na zachowanie gruntów.

Podczas oceny geologiczno-inżynierskiej wpływu obciążeń dynamicznych na podłoże gruntowe i obiekty inżynierskie w praktyce można wydzielić dwie metody:

- „budowlaną", porównuje się parametry intensywności drgań (przyspieszenia, amplitudy, częstotliwości) z przyjętymi progami (skalami) szkodliwości, podawanymi w różnych wytycznych normach (np.: PN-85/B-02170 – ryc. 5.10),
- „geologiczną", określa na podstawie badań w sposób ilościowy destrukcyjny wpływ drgań na wytrzymałość i odkształcalność (nośność) gruntów stanowiących podłoże budowlane.

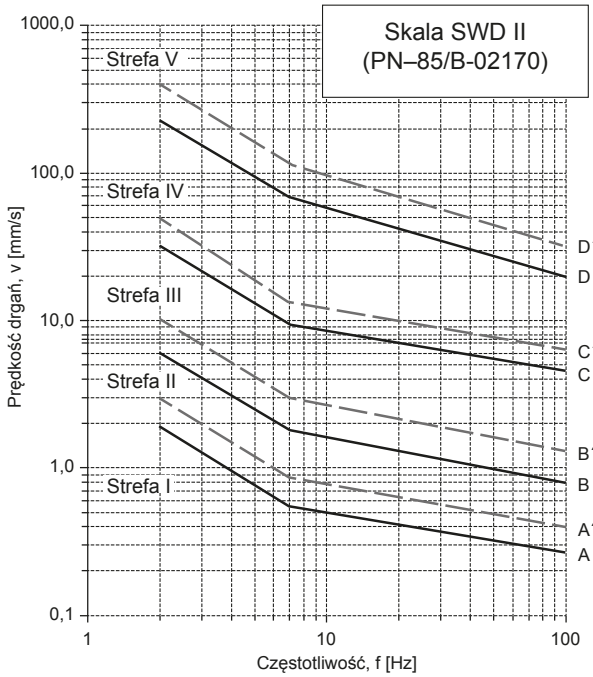
Wskutek powtarzających się obciążeń zależność naprężenie τ – odkształcenie γ różni się w zasadniczy sposób od uzyskiwanych w badaniach statycznych.

Typową funkcję dynamicznego zachowania gruntu przedstawia ryc. 5.11 w postaci pętli histerezy – typowej krzywej Ramberg–Osgood (R–O). Przedstawione pętle histerezy dla pierwszego – 1 i N-tego cyklu obciążenia wskazują na redukcję naprężenia potrzebnego do osiągnięcia odkształcenia γ_D, zaznacza się spłaszczenie krzywej i zmniejszenie powierzchni pętli histerezy dla cyklu N, w rezultacie oznacza to zmniejszenie wytrzymałości na ścinanie. Ilościowo to zmniejszenie wyraża wskaźnik degradacji – δ_N (Bąkowska, 2009):

$$\delta_N = \frac{G_{SN}}{G_{S1}} = \frac{\frac{\tau_{DN}}{\gamma_D}}{\frac{\tau_{D1}}{\gamma_D}} = \frac{\tau_{DN}}{\tau_{D1}} \qquad (5.14)$$

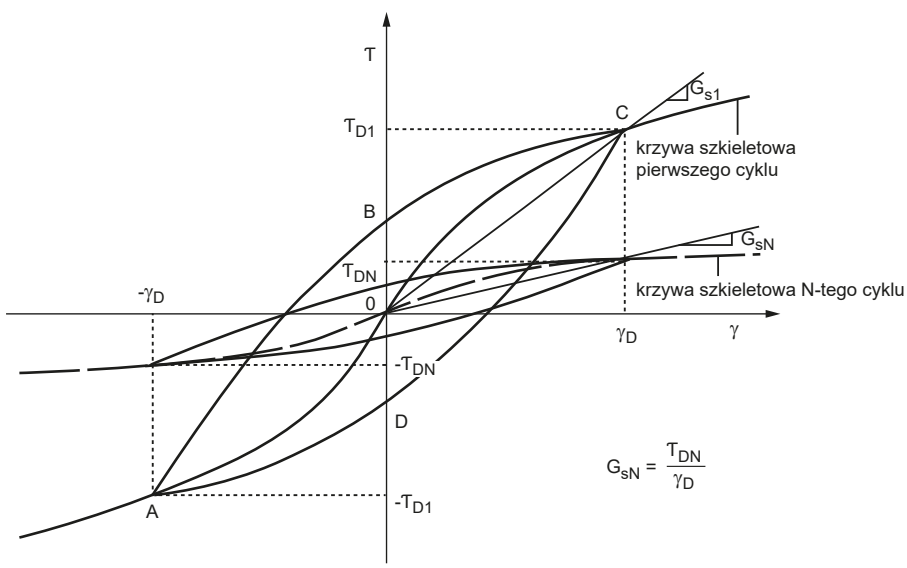
gdzie:

$G_{SN} = \frac{\tau_{DN}}{\gamma_D}$ – moduł ścinania przedstawiający zmniejszenie sztywności gruntu wskutek drgań w porównaniu ze sztywnością początkową $G_{S1.}$



strefa I – drgania nieodczuwalne przez budynek;
granica A – dolna granica odczuwalności drgań przez budynek i dolna granica uwzględnienia wpływów dynamicznych
strefa II – drgania odczuwalne przez budynek, ale nieszkodliwe dla konstrukcji, tylko pierwsze przyspieszone zużycie budynku i pierwsze rysy w wyprawach, tynkach, itp.
granica B – granica sztywności budynku, dolna granica powstawania zarysowań i spękań w elementach konstrukcyjnych
strefa III – drgania szkodliwe dla budynku, powodują lokalne zarysowania i spękania, przez co osłabiają konstrukcję budynku i zmniejszają jego nośność oraz odporność na dalsze wpływy dynamiczne
granica C – granica wytrzymałości pojedyńczych elementów budynków, dolna granica ciężkich szkód budowlanych
strefa IV – drgania o dużej szkodliwości dla budynku i stanowiące bezpośrednie zagrożenia dla bezpieczeństwa ludzi, powstają liczne spękania, lokalne zniszczenia murów i innych pojedyńczych elementów budynku
granica D – granica stateczności konstrukcji, dolna granica awarii całego budynku
strefa V – drgania powodują awarię budynku przez walenie się murów, spadanie stropów; pełne zagrożenie bezpieczeństwa życia ludzkiego

Ryc. 5.10. Przykładowa skala wpływów dynamicznych wg PN-85/B-02170 w układzie współrzędnych: prędkość drgań v (mm/s) i częstotliwość f (Hz)



Ryc. 5.11. Pętle histerezy zależności naprężenie τ – odkształcenie γ (na przykładzie typowej krzywej Ramberg-Osgood) dla pierwszego cyklu obciążenia oraz cyklu N w przypadku badania ze stałą amplitudą odkształcenia (Bąkowska, 2009)

Ponadto wpływ obciążeń dynamicznych na wytrzymałość gruntu autorka proponuje wyrazić w postaci wskaźnika redukcji amplitudy naprężenia:

$$R_{\sigma N} = \frac{\Delta(\sigma_1 - \sigma_3)_N}{\Delta(\sigma_1 - \sigma_3)_{N=1}} \qquad (5.15)$$

gdzie:

$\Delta(\sigma_1 - \sigma_3)_N$ – maksymalna różnica dewiatora naprężenia w N-tym cyklu,

$\Delta(\sigma_1 - \sigma_3)_{N=1}$ – maksymalna różnica dewiatora naprężenia w pierwszym cyklu.

Większość przeprowadzonych badań nad dynamicznymi właściwościami gruntów wskazuje, że wpływ drgań zależy głównie od: rodzaju gruntu, przyspieszenia i częstotliwości oraz liczby przyłożonych cykli.

W gruntach sypkich nasyconych wskutek drgań ma miejsce klasyczne zniszczenie gruntu – upłynnienie (*liquefaction*) w momencie kiedy naprężenie efektywne osiągnie wartość zero[2].

Grunty spoiste pod wpływem obciążeń dynamicznych stają się przeważnie bardziej odkształcalne i mniej wytrzymałe. Spadek wytrzymałości jest związany nie tylko ze znaczną generacją ciśnienia wody w porach, lecz również z deterioracją struktury gruntu. Grunty spoiste pod wpływem drgań zachowują się jak:

- „piaskopodobne" – zachodzi klasyczne upłynnienie, przeważnie w gruntach małospoistych (pylastych),
- „iłopodobne" – znaczne osłabienie gruntu, naprężenie efektywne różne od zera.

W przypadku glin zlodowacenia warty, występujących w rejonie Warszawa-Służew, dla obciążeń dynamicznych wywołanych ruchem kołowym w zakresie drgań o częstotliwości 20–30 Hz i przyspieszeniu do 100 cm/s^2 (K_s = do 0,10), według badań Bąkowskiej (2009)[3] wskaźniki degradacji δ_N i wskaźniki redukcji amplitudy naprężenia $R_{\sigma N}$ zmieniają się w zakresie 0,30–1,00. Obciążenia dynamiczne o wysokiej intensywności drgań powodują spadek efektywnej spójności c', aż do jej całkowitej utraty, przy równoczesnym wzroście wartości efektywnego kata tarcia wewnętrznego Φ'.

Natomiast badania Kiełbasińskiego (2014)[4] przy stałej amplitudzie obciążenia przeprowadzone na iłach plioceńskich, glinach lodowcowych odry i madach z rejonu Warszawy wskazują, że podatność analizowanych gruntów na obciążenia dynamiczne jest zależna od struktury gruntu i CSR – współczynnika cyklicznego naprężenia definiowanego jako stosunek amplitudy naprężeń ścinających do wytrzymałości gruntu na ścinanie w warunkach statycznych, i tak krytyczna wartość CSR (znaczącego osłabienia gruntu prowadzącego do niszczenia – upłynnienia) wynosi dla:

- struktury NNS 0,80 – iły; 0,30 gliny lodowcowe; 0,40 mady;
- struktury NS 0,60 – iły; 0,20 gliny lodowcowe; 0,40 mady.

Trzeba podkreślić, że niezwykle podatne na wpływ obciążeń dynamicznych są partie gruntów spoistych zawierające przewarstwienia, soczewki, laminy nawodnionych gruntów pylasto-piaszczystych.

[2] Podczas zagęszczania luźnych piasków może mieć miejsce wzmocnienie gruntu.

[3] Badania Bąkowskiej były przeprowadzone w aparacie trójosiowym Dyntts (Electromechanical Dynamic Triaxial Testing System) firmy GDS Instruments Ltd. przy stałej częstotliwości, ale różnej amplitudzie przemieszczenia. Testy trwały do 200 000 cykli.

[4] Badania Kiełbasińskiego były przeprowadzone w dynamicznym aparacie trójosiowym WF 12501 firmy Wykeham Farrance przy stałej amplitudzie obciążenia i częstotliwości 5–25 Hz oraz przyspieszeniu a = 1,2–3,2 cm/s^2 (0,001–0,003 g).

5.1.2. Odkształcalność gruntów pod wpływem wody

Woda stanowi najważniejszy czynnik w rozwoju geodynamicznych i geologiczno-inżynierskich procesów, jej obecność wpływa na kształtowanie się właściwości wszystkich gruntów, zwłaszcza bardzo silnie oddziałuje na grunty spoiste o dużej zawartości frakcji iłowej.

Najczęściej wyróżnia się następujące rodzaje wód:

- woda w postaci pary,
- woda związana:
  - woda silnie związana (higroskopijna),
  - woda słabo związana (błonkowa i osmotyczna),
- woda wolna,
- wody kapilarne,
- wody grawitacyjne,
- woda w stanie stałym (krystalizacyjna i chemicznie związana).

Wody wolne dzieli się niekiedy na: wsiąkowe, zawieszone, przypowierzchniowe, gruntowe, wgłębne i głębinowe. Najczęściej wody związane, kapilarne, wsiąkowe i zawieszone występują w strefie aeracji nazywa się je wodami porowymi, natomiast w wodach wolnych wyróżnia się jeszcze wody szczelinowe i krasowe.

W wyniku kilkudziesięciu lat badań i obserwacji stwierdzono w zasadzie uniwersalną zależność: wzrost zawartości wody (wilgotności) powoduje zwiększenie odkształcalności i zmniejszenie wytrzymałości gruntów. Taką zależność determinują trzy charakterystyczne wilgotności uwarunkowane typem i stanem występującej wody:

- maksymalna wilgotność higroskopijna w_{hmax} (granica silnie i słabo związanej wody),
- maksymalna molekularna wodochłonność w_{mmw} (wilgotność granicy plastyczności W_p),
- wilgotność granicy płynności w_L (granica wody słabo związanej i wody wolnej).

Maksymalna wilgotność higroskopijna odpowiada zawartości wody silnie związanej i w przybliżeniu równa się wilgotności gruntu znajdującego się w warunkach powietrzno-suchych, zmienia się w granicach 1–15%.

Maksymalna, molekularna wodochłonność odpowiada wilgotności wody silnie związanej oraz częściowo słabo związanej (wody błonkowej) $w_{mmw} \approx W_p$ zmienia się w szerokim zakresie (piasek kwarcowy–montmorillonit) 1–135%.

Wilgotność granicy płynności odpowiada wilgotności w_{mmw} plus wilgotność wody osmotycznej i równa się całkowitej zawartości wody związanej, w przybliżeniu wilgotności gruntu przy maksymalnym pęcznieniu (Grabowska-Olszewska, Siergiejew, 1977).

Pojawienie się wody wolnej (w tym kapilarnej) powoduje przejście gruntu w stan płynny.

Szereg zmian wilgotności $w_{hmax} < w_{mmw} = w_P < w_L$ uzasadnia zmniejszenie wytrzymałości (od wysokiej do zera) i jednocześnie zwiększenie odkształcalności. Pomiędzy w_{hmax} a w_{mmw} pojawia się lepkość, a pomiędzy w_{mmw} a w_L pojawia się plastyczność, oczywiście poniżej w_{hmax} grunt cechuje się w dużym stopniu właściwościami sprężystymi.

Wilgotność naturalna w_n na tle szeregu w_{hmax}, w_{mmw} i w_L jest istotnym parametrem stanu fizycznego, determinującym geologiczno-inżynierskie właściwości gruntu.

Pełna charakterystyka stanu fizycznego gruntu wymaga znajomości również wilgotności odpowiadającej stanowi pełnego nasycenia, czyli stopnia wilgotności (nasycenia):

$$S_r = \frac{w_n}{w_{sr}} = \frac{w_n \cdot \gamma_s}{100\, e\, \gamma_w} \text{ lub } S_r = \frac{w_n \cdot \rho_s}{e} \qquad (5.16)$$

gdzie:

γ_s – ciężar właściwy gruntu kN/m^3;

ρ_s – gęstość właściwa Mg/m^3;

e – wskaźnik porowatości [–];

γ_w – 10 kN/m^3;

przy czym S_r zmienia się od 0 (w_n = 0) do 1 (w_{sr} – wilgotność całkowita w stanie nasycenia), dla gruntów sypkich wyróżnia się grunty:

- mało wilgotne $0< S_r \leq 0{,}4$;
- bardzo wilgotne $0{,}4< S_r \leq 0{,}8$;
- mokre $0{,}8< S_r \leq 1$.

Większość gruntów i skał praktycznie nie zmienia swoich właściwości przy współdziałaniu fazy ciekłej i stałej, i to nawet przy ich współoddziaływaniu z obiektem budowlanym. Istnieje jednak całkiem duża grupa gruntów o specyficznych właściwościach zmieniających w sposób istotny swoje cechy przy współdziałaniu tych faz. Wyraża się w znaczących zmianach składu mineralnego, tekstury, struktury, stanu, prowadzące do zmniejszenia wytrzymałości i zwiększenia odkształcalności gruntów.

Parametry geologiczno-inżynierskie gruntów i skał zależą od ich składu i stanu fazowego, które są zmienne w czasie, wykazują dynamiczny charakter. Prof. Z. Glazer w takich przypadkach mówił o „przemienności właściwości gruntów". Właściwości gruntów zależą także od ich współdziałania z innymi, zewnętrznymi systemami czy strefami, występującymi poza granicami badanego geosystemu, w szczególności z obiektami budowlanymi, np. wyrazem tych współdziałań może być m.in. zależność modułów ściśliwości od przedziału obciążeń, czy krzywoliniowy charakter obwiedni wytrzymałości na ścinanie.

Skutki współdziałania fazy ciekłej (wody) i stałej (szkieletu gruntowego) przejawiają się przede wszystkim w (Liszkowski, 2000):

- zmianach stanu agregatowego, np. przejście w stan płynny (grunty kurzawkowe, tiksotropowe, rozmakające skrytopłynne typu *quick clays*),
- zmianach objętości gruntu, wyrażającej się bądź wzrostem, bądź zmniejszeniem objętości (np. grunty pęczniejące i skurczliwe, zapadowe),
- trwałych i bezwzględnych zmianach koncentracji (ubytku) fazy stałej (np. grunty rozpuszczalne, sufozyjne),
- osłabieniu siły wiązań strukturalnych, ewentualnie aż do ich zniszczenia (np. grunty mięknące, nietrwałe).

5.1.2.1. Pęcznienie, skurcz, ekspansywność i podniesienie

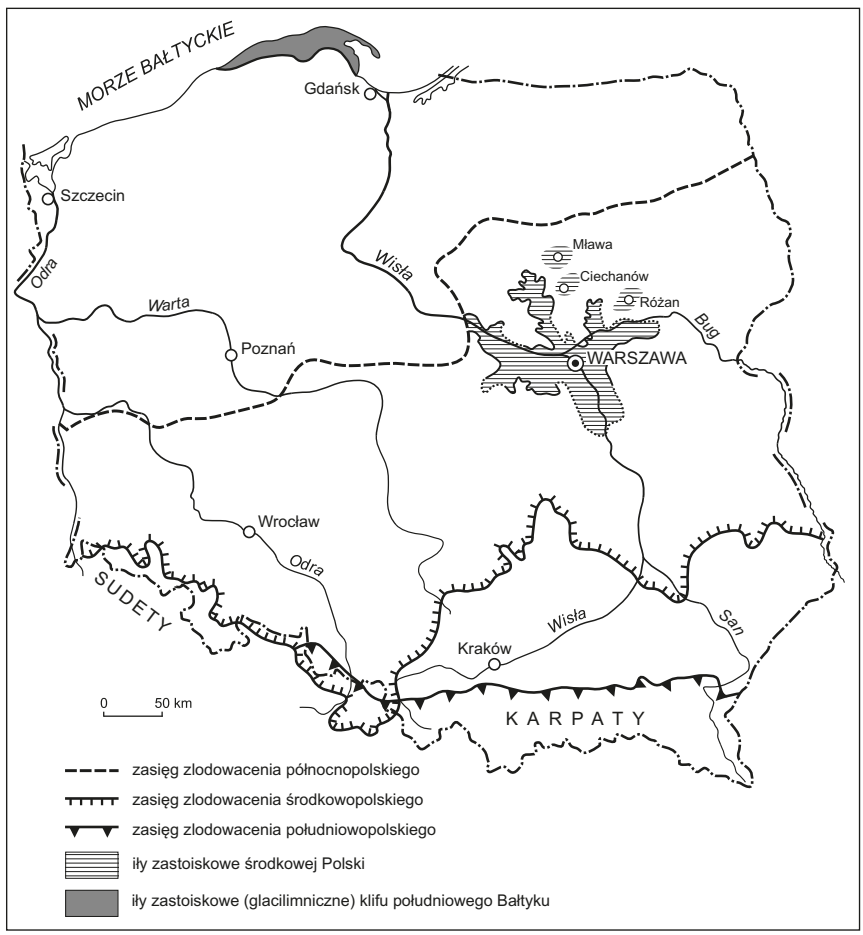
Pęcznieniem gruntów nazywamy proces zwiększenia objętości gruntów na skutek oddziaływania wody (roztwór o różnym chemizmie), głównie na pęczniejące minerały ilaste z grupy smektytu (montmorillonit, beidelit), minerały mieszanopakietowe (smektyt/illit) oraz illit. Pęcznienie dotyczy przede wszystkim gruntów spoistych i skał marglistych w stanie nienasyconym. Wyróżnia się pęcznienie wewnątrzkrystaliczne i osmotyczne – wynik hydratacji gruntu, związany z powstawaniem w gruncie wody słabo związanej, która zmniejsza siły spójności, rozsuwa cząstki koloidalne i iłowe, powoduje zwiększenie objętości. Przy wzroście objętości podczas pęcznienia powstaje odpowiednie ciśnienie, tzw. ciśnienie pęcznienia. Wskutek obniżenia wilgotności gruntu, meniski kapilarne cofają się w głąb, do coraz bardziej zwężających się porów – powstaje coraz większe podciśnienie (ssanie), a tym samym coraz większe naprężenie w szkielecie

gruntu (naprężenie efektywne $\sigma'_{z\gamma}$ = naprężenie całkowite $\sigma_{z\gamma}$ minus ujemne ciśnienie porowe $\sigma'_{z\gamma} = \sigma_{z\gamma} - (-u) = \sigma_{z\gamma} + u$) – następuje zmniejszenie objętości gruntu = skurcz gruntu. Natomiast w sytuacji odwrotnej, podczas zmniejszania siły ssania, obniżają się siły docisku w miejscach kontaktu cząstek gruntu. Błonki wodne dążą do pełnego nasycenia wodą przez adsorpcyjne ssanie molekuł pary wodnej zawartej w porach gruntu. Na miejsce adsorbowanych molekuł wodnych do porów jest zasysana woda z zewnątrz. Zwiększa się zawartość wody w gruncie i zmniejsza wartość ciśnienia ssania, przy ciśnieniu zerowym, w zasadzie ustaje pęcznienie.

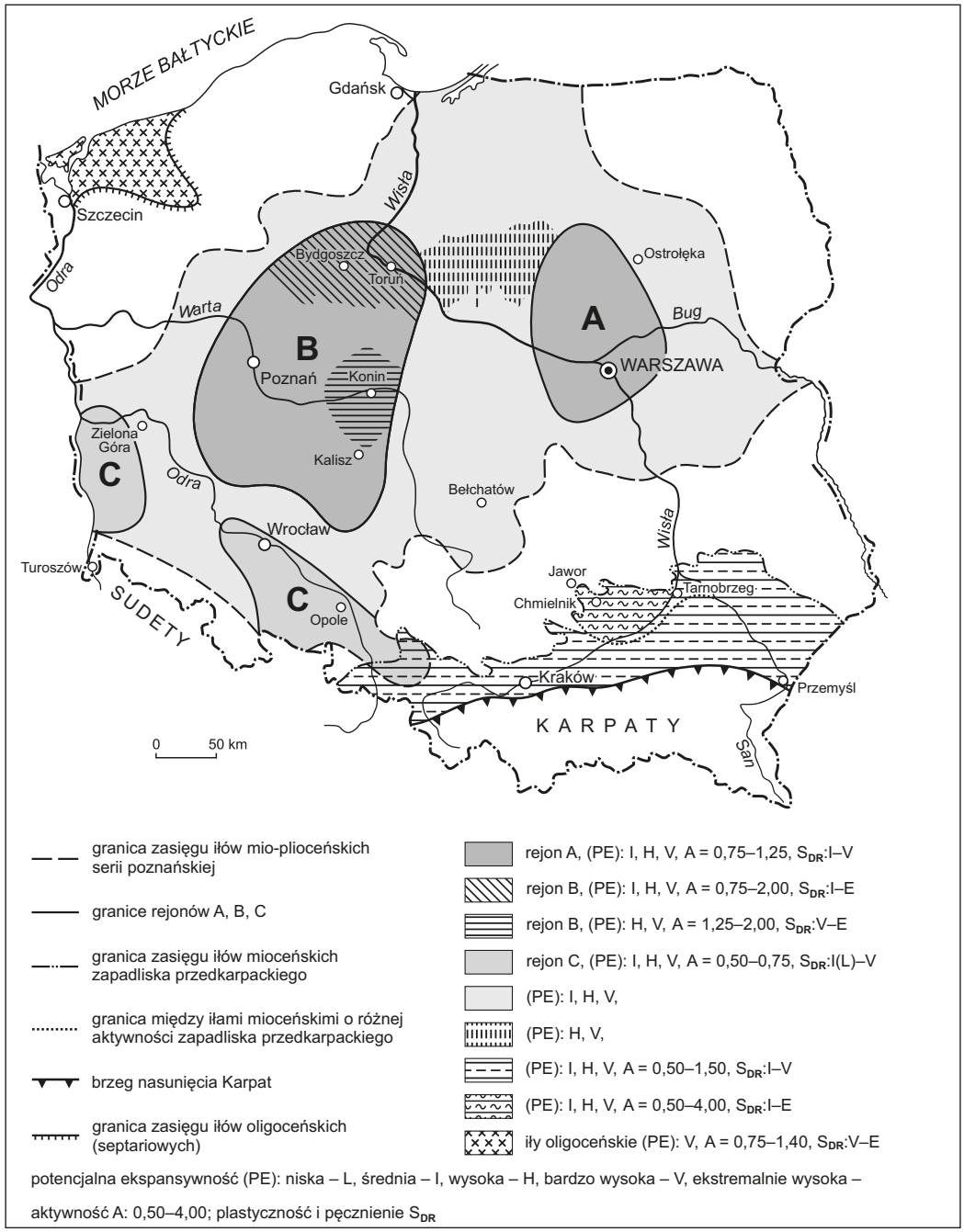
Często stosuje się termin „ekspansywność" w odniesieniu do całego masywu gruntowego/skalnego, gdy następuje wzrost objętości podczas gwałtownych zdarzeń losowych (np. długotrwałe, ulewne deszcze, itp.). Jest ona najczęściej oceniana na podstawie empirycznych nomogramów.

Zdolność gruntów do pęcznienia i skurczu jest określana odpowiednimi metodami badawczymi, jak również opracowanymi nomogramami (ASTM, BS, Head, Fredlund; Grabowska-Olszewska red., 1998).

Grunty sypkie nie pęcznieją w ogóle lub pęcznieją bardzo słabo. Na rycinach 5.12 i 5.13 przedstawiono zasięg występowania głównych typów genetycznych polskich gruntów spoistych.



Ryc. 5.12. Mapa występowania glin lodowcowych i iłów zastoiskowych – czwartorzędowych (Grabowska-Olszewska red., 1998)



Ryc. 5.13. Mapa potencjalnej ekspansywności (PE), aktywności (A) i pęcznienia (SDR) iłów i bentonitów trzeciorzędowych (Grabowska-Olszewska red., 1998; zmienione)

Najczęściej zdolność gruntów do pęcznienia ustala się przez wyznaczenie:

- wskaźnika pęcznienia V_p jako ilorazu przyrostu objętości próbki gruntu po maksymalnym spęcznieniu V_s do objętości pierwotnej V_0, $V_p = (V_s - V_0)/V_0$, analogicznie określa się odkształcenie pęcznienia $\varepsilon_p = (h_p - h_0)/h_0$, stosunku do wysokości próbki;
- ciśnienia pęcznienia σ_{sp}, jako ciśnienia, które powstaje podczas pęcznienia, w warunkach kiedy nie ma możliwości zmian objętościowych, wyznacza się w aparatach do pomiaru ciśnienia pęcznienia;
- wilgotności pęcznienia w_{pe}, odpowiadającej stanowi gruntu, przy którym grunt już nie pochłania wody (nie pęcznieje), równej tzw. nasiąkliwości w_{maks} (wyznaczonej w aparacie Enslina lub Neffa);
- ciśnienie ssania *h*, które bada się zarówno w warunkach laboratoryjnych, jak i w warunkach polowych, wartość *h* zmienia się od zera do wartości bardzo dużych, niekiedy do ponad 100 MPa (w skali pF = 0÷7; Grabowska-Olszewska red., 1998).

W ostatnich 20–30 latach przeprowadzone badania wskazują na istotne zależności pomiędzy ciśnieniem ssania a ciśnieniem pęcznienia oraz na to, że ciśnienie pęcznienia (dla pewnego zakresu wilgotności) jest zbliżone do różnicy ciśnienia między ciśnieniem ssania świeżo przygotowanej próbki bez obciążenia i końcowym ciśnieniem ssania próbki zawilgoconej, w warunkach bez możliwości zmian ich objętości. Publikowane funkcje uzależniają ciśnienie pęcznienia od ciśnienia ssania $h = (u_a - u_w)$ (lub stopnia ssania u_h), gęstości objętościowej szkieletu gruntowego ρ_d, oraz parametrów równania np. a, b.

Dla iłów plioceńskich występujących w Polsce ustalono w Katedrze Geotechniki SGGW funkcję:

$$\sigma_{sp} = a \cdot (h)^b \qquad (5.17)$$

gdzie dla iłów Warszawy $a = 9{,}4 \times 10^{-4}$ do 12,71; b = 0,32–2,90 (Al-Helo, 1993) i rejonu Żelaznego Mostu a = 0,001; b = 3,0 (Garbulewski, Żakowicz, 1995).

Parametry charakteryzujące pęcznienie gruntów można wyznaczyć również w sposób pośredni, wykorzystując:

- nomogram plastyczności Casagrande'a do oceny pęcznienia S_{DR} (ryc. 5.14 i 5.15);
- nomogram Vijayergiya i Ghazzaly'ego (1973) do oceny ciśnienia pęcznienia σ_{sp}, przy czym należy znać granicę płynności w_L i wskaźnik pęcznienia $I_s = w/w_L$, w – wilgotność naturalna, w_L – granica płynności (ryc. 5.16);
- nomogram Seeda i in. (1962) do określenia stopnia ekspansji (DE) i potencjału pęcznienia (S) (ryc. 5.17).

Na rycinach 5.14 i 5.15 przestawiono wyniki dla polskich gruntów spoistych głównie paleogeńsko-neogeńskich i czwartorzędowych. Głównymi czynnikami wpływającymi na charakter pęcznienia gruntów są (Grabowska-Olszewska, Siergiejew, 1977):

- skład i struktura gruntu (skład mineralny i granulometryczny, skład kationów wymiennych, cechy strukturalno-teksturalne, wilgotność i in.);
- skład chemiczny i stężenie roztworu wodnego współdziałającego z gruntem;
- wartości obciążenia zewnętrznego.

Wyniki badań mikrostrukturalnych w SEM iłów mioceńskich i lessów wskazują, że (Trzciński, 1998):

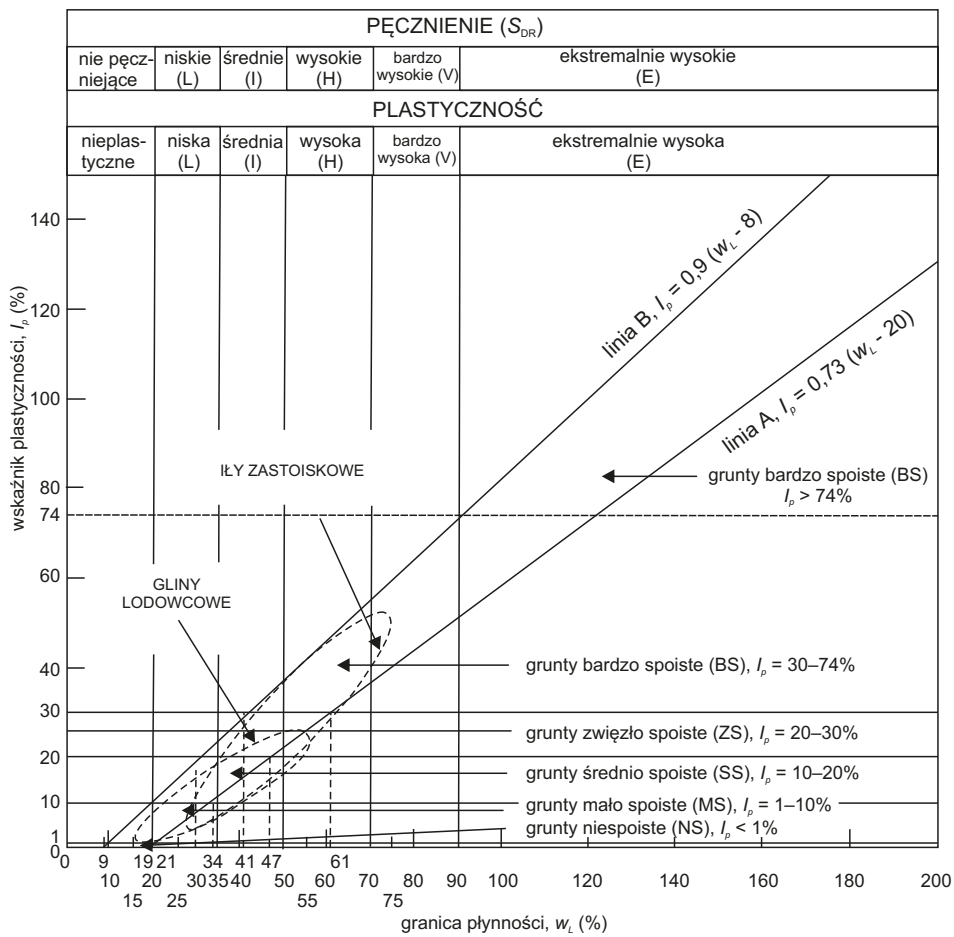
- porowatość iłu w wyniku pęcznienia wzrosła o 12%, natomiast liczba porów zwiększyła się ok. czterokrotnie;
- porowatość lessu poddanego dosiadaniu zmniejszała się ok. 10%, liczba porów zmniejszyła się pięciokrotnie, tak jak współczynnik filtracji;

- wskutek oddziaływania wody uległy zmianie współczynniki formy porów i wskaźniki anizotropii.

Skurcz (skurczalność) jest to zjawisko zmniejszenia się objętości gruntu podczas wysychania, które następuje wskutek działania ściskających sił kapilarnych przy jednoczesnym wyciskaniu wody zawartej w porach gruntu, zachodzi aż nie zostanie osiągnięta wilgotność równa wilgotności granicy skurczalności w_S. Po osiągnięciu w_S dalszy ubytek wody nie powoduje już wzajemnego zbliżania się cząstek, nie zachodzi zmniejszenie objętości gruntu, następuje jedynie zmiana jego koloru na jaśniejszy.

Skurczalność gruntu może być scharakteryzowana parametrami wyznaczonymi w badaniach laboratoryjnych lub obliczonymi wzorami empirycznymi. W praktyce najczęściej stosuje się:

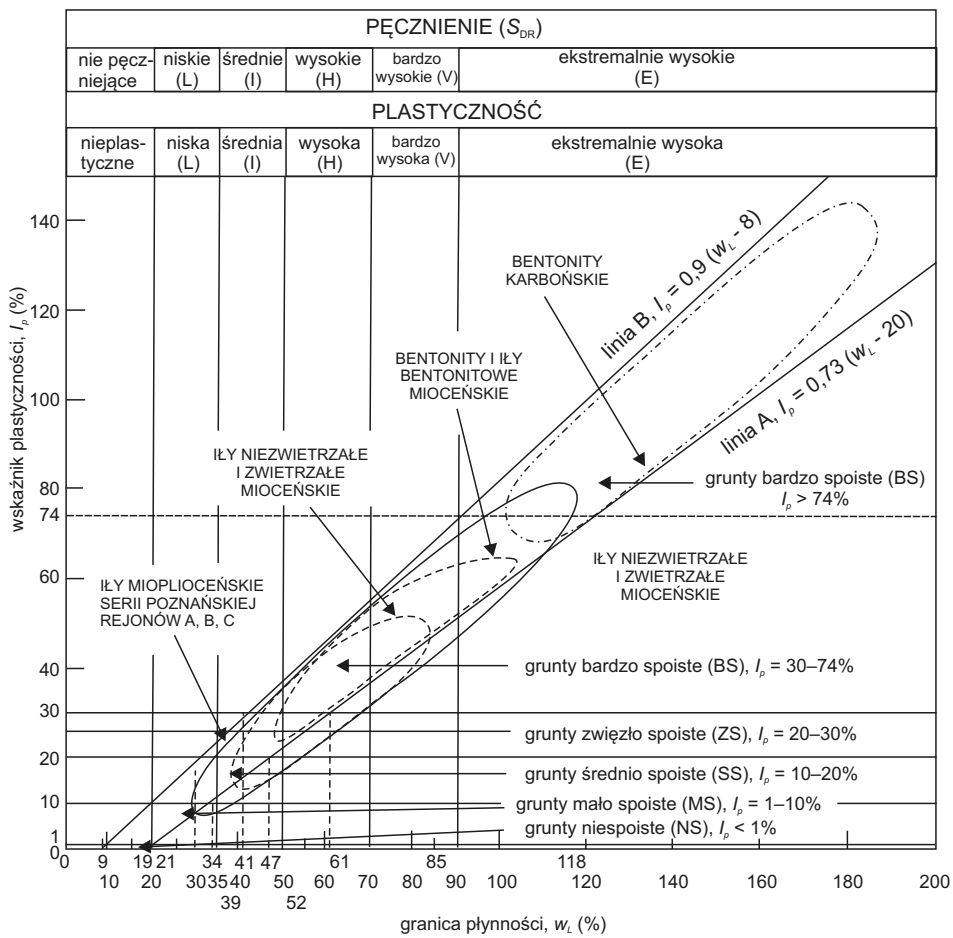
- granicę skurczalności w_S;
- współczynnik skurczalności $R_s = m_d/\rho_w \cdot V_d$, gdzie: m_d, V_d – masa i objętość próbki wysuszonej w 105°C, ρ_w – gęstość wody (Head, 1992);



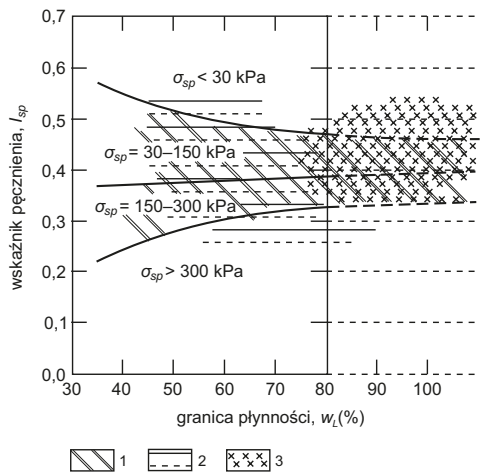
Ryc. 5.14. Plastyczność i pęcznienie iłów zastoiskowych i glin lodowcowych czwartorzędowych wg nomogramu Casagrande'a zmodyfikowanego przez Grabowską-Olszewską (Grabowska-Olszewska red., 1998)

- skurcz liniowy $L_s = (L_o - L_D)/L_D \cdot 100$ – procentowy skurcz liniowy względem pierwotnej długości próbki, L_o, L_D – pierwotna i po wysuszeniu długość próbki (BS. 1377);
- wskaźnik skurczalności $SI_s = w_L - w_S$ wg Ranganthama i Satanarayana, 1965 (w_L – granica płynności);
- skurcz objętościowy $V_{ss} = (w - w_S)/R_s$, w – wilgotność początkowa;
- względny skurcz objętościowy $V_s = (V_0 - V_k)/V_0 \cdot 100$, gdzie: V_0 – objętość początkowa, V_k – objętość końcowa po wysuszeniu 105°C.

W warunkach naturalnych wpływ wysychania gruntu na jego skurczalność obserwuje się podczas ssania wody przez korzenie drzew. Prof. Wiłun (1987) opisuje to jako zjawisko, które miało miejsce w Warszawie (ul. Belwederska/Klonowa, Chocimska/Willowa) i w Brwinowie w iłach plioceńskich, gdzie wysychanie iłów doprowadziło do osiadania fundamentów i lokalnego oderwania się o kilka lub kilkanaście centymetrów od spodu ścian. Skurcz wywołuje osiadanie głównie ekspansywnych gruntów, co w warunkach geotechnicznych Polski jest przyczyną prawie wszystkich awarii budowlanych (Kumor, 2016).

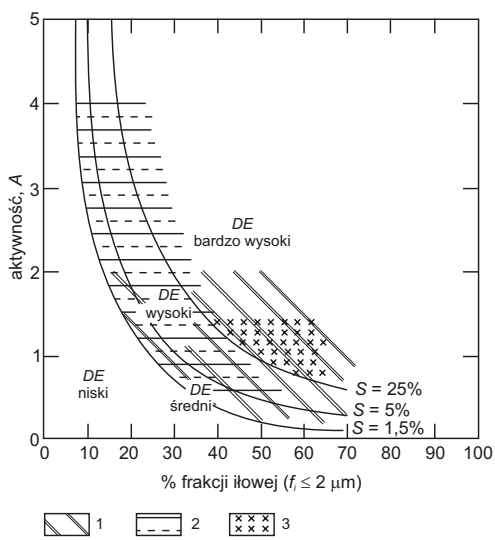


Ryc. 5.15. Plastyczność i pęcznienie różnowiekowych bentonitów oraz gruntów spoistych paleogenu i neogenu wg nomogramu Casagrande'a zmodyfikowanego przez Grabowską-Olszewską (Grabowska-Olszewska red., 1998)



Ryc. 5.16. Szacunkowa wartość ciśnienia pęcznienia (σ_{sp}) (wg Vijayvergiya i Ghazzaly'ego 1973; Chena, 1988) (Grabowska-Olszewska red., 1998)

1 – iły miopliocieńskie serii poznańskiej rejonów A, B, C
2 – iły mioceńskie zapadliska przedkarpackiego, niezwietrzałe, zwietrzałe oraz bentonity i iły
3 – iły oligoceńskie septariowe



Ryc. 5.17. Stopień ekspansji (DE) i potencjał pęcznienia (S) (wg Seeda i in., 1962), aktywność obliczona wg wzoru $A = I_p/(f_i - 5)$ (Grabowska-Olszewska red., 1998)

1 – iły miopliocieńskie serii poznańskiej rejonów A, B i C
2 – iły miopliocieńskie zapadliska przedkarpackiego: niezwietrzałe, zwietrzałe oraz bentonity i iły bentonitowe
3 – iły oligoceńskie (septariowe)

Ekspansywnością nazywa się zdolność do zmian objętości (kurczenie lub/i pęcznienie) tylko na skutek zmian wilgotności. Do wskaźników oceniających (klasyfikujących) ekspansywność gruntów najczęściej zalicza się:

1. Wskaźnik ekspansji wg ASTM D 4829-88, EI · 1000, który wyraża różnicę między końcową i początkową wysokością próbki podzieloną przez wysokość początkową. Jest on stosowany jako podstawowy wskaźnik właściwości deformacyjnych gruntów z uwagi na możliwość porównywania z parametrami konsystencji (granice plastyczności i płynności oraz wskaźnik plastyczności). Metodyka badania EI dotyczy pęcznienia próbki zagęszczonej przy stopniu nasycenia $S_r = 0,5$ i wstępnym obciążeniu 7 kPa. Grunty na podstawie wartości wskaźnika EI dzieli się na pięć grup o różnej potencjalnej ekspansywności PE: bardzo niskiej EI < 20, niskiej EI = 21–50, średniej EI = 51–90, wysokiej EI = 91–130, bardzo wysokiej EI > 130.

2. Potencjalną ekspansywność PE wg Van der Merwego (1964) (ryc. 5.18). Opracowany nomogram uwzględnia stwierdzenie zależności pomiędzy wskaźnikiem plastyczności I_p a procentową zawartością frakcji iłowej (f_i < 2 μm), gdzie zostały wydzielone cztery grupy gruntów o niskiej, średniej, wysokiej i bardzo wysokiej potencjalnej ekspansywności. Oryginalny nomogram zawiera dwie proste opisane równaniami A = 0,75 i A = 1,25. Grabowska-Olszewska (1995) zmodyfikowała i dołożyła jeszcze trzy proste o aktywności A = 0,50; 1,0 i 2,0. Takie uzupełnienie nomogramu pozwala na jednoczesne zaklasyfikowanie analizowanego gruntu do odpowiedniej klasy pod względem aktywności ($A = I_p/f_i$) według:

- Skemptona (1953), A < 0,75 nieaktywne, A = 0,75–1,24 normalne, A > 1,25 aktywne;
- Heada (1992), A < 0,75 nieaktywne, A = 0,75–1,24 normalne, A = 1,25–2,00 aktywne, A > 2,0 bardzo aktywne.

3. Stopień ekspansji (DE) i potencjał pęcznienia (S%) wg Seeda i in. (1962). Potencjał pęcznienia wyraża procent spęcznienia próbki gruntu (bez możliwości jej odkształcenia na boki) nasyconej wodą pod obciążeniem 7 kPa, przy czym próbka skomprymowana jest do maksymalnej gęstości objętościowej szkieletu i wilgotności optymalnej. Potencjał pęcznienia S można obliczyć dla:
   - gruntów doświadczalnych (bentonit, illit, kaolinit i ich mieszaniny): $S = (3{,}6 \cdot 10^{-5})\ (A^{2{,}44})\ (C^{3{,}44})$, przy czym $A = I_p/(f_i - 10)$, $C = f_i$ <2 μm;
   - gruntów naturalnych $S = (3{,}6 \cdot 10^{-5})\ (60)\ (I_p^{2{,}44})$, przy czym $A = I_p/(f_i - 5)$.

Autorzy opracowali nomogramy dla zależności: potencjał pęcznienia $S = f(I_p)$ i $S = f(A)$ oraz wyróżnili cztery przedziały potencjału pęcznienia, nadając im nazwy stopni ekspansji DE. Odpowiednie korelacje pokazano w tabeli 5.6.

Tabela 5.6. Stopnie ekspansji DE wg Seeda i in. 1962 (Grabowska-Olszewska red., 1998)

Całkowite pęcznienie TE (%)	Potencjał pęcznienia S (%)	Stopnie ekspansji DE
0–10	0–1,5	L – niski
10–20	1,5–5,0	I – średni
20–35	5–25	H – wysoki
>35	>25	V – bardzo wysoki

Dla naturalnych polskich gruntów stopnie ekspansji DE i potencjał pęcznienia S przedstawiono w tabeli 5.7. TE oznacza procent spęcznienia powietrzno-suchej próbki poddanej całkowitemu nasyceniu wodą i obciążonej 7 kPa.

4. Ekspansywność na podstawie ciśnienia ssania wg McKeena (1992) i USAEWES. Klasyfikacja ta opiera się na zależności pomiędzy wskaźnikiem ściskania gruntu podczas ssania Ch a nachyleniem prostej w układzie $\Delta h/\Delta W$ – czyli funkcji zmian ciśnienia ssania Δh od zmian wilgotności ΔW. Wyróżniono pięć klas (wyjątkowo ekspansywne – I, wysoko ekspansywne – II, umiarkowanie ekspansywne – III, mało ekspansywne – IV, nieekspansywne – V) (ryc. 5.19).

Klasyfikacja wg USAEWES (United States Army Engineers Waterways Experimetal Station (O'Neil, Poormoayed, 1980)) uwzględnia parametry konsystencji: granicę płynności w_L i plastyczności w_p i początkowe ciśnienie ssania mierzone *in situ*. Wydziela się tu trzy klasy o niskiej, umiarkowanej i wysokiej ekspansywności (tab. 5.8).

Podniesienie to przyrost wysokości gruntu znajdującego się pod obciążeniem obiektu budowlanego, nadkładu warstw gruntowych itp., na skutek oddziaływania wody. Tabela 5.9 przedstawia główne przyczyny powodujące podniesienie. Oczywiście zachodzi ono przede wszystkim w przypadku występowania gruntów intensywnie pęczniejących. Podniesienie nie zaistnieje jeśli obciążenie zewnętrzne uniemożliwi spęcznienie gruntów. Istnieje dość bogata literatura do obliczania podniesienia, obejmuje ona wzory i nomogramy uwzględniające: gęstości objętościowe, parametry konsystencji, wilgotność i również można wyróżnić osobną grupę sposobów wyznaczania podniesienia na podstawie ciśnienia ssania.

Przewidywanie zmian objętościowych ekspansywnych gruntów stanowi jeden z najistotniejszych problemów w inżynierskiej praktyce. Woda gruntowa może być scharakteryzowana przez jej całkowity potencjał lub ssanie, które jest miarą energii wody gruntowej. Strata lub zwiększenie ilości wody bezpośrednio wpływa i oddziałuje na grunt proporcjonalnie do straty lub wzrostu towarzyszącej energii.

Tabela 5.7. Parametry ekspansywności polskich gruntów spoistych

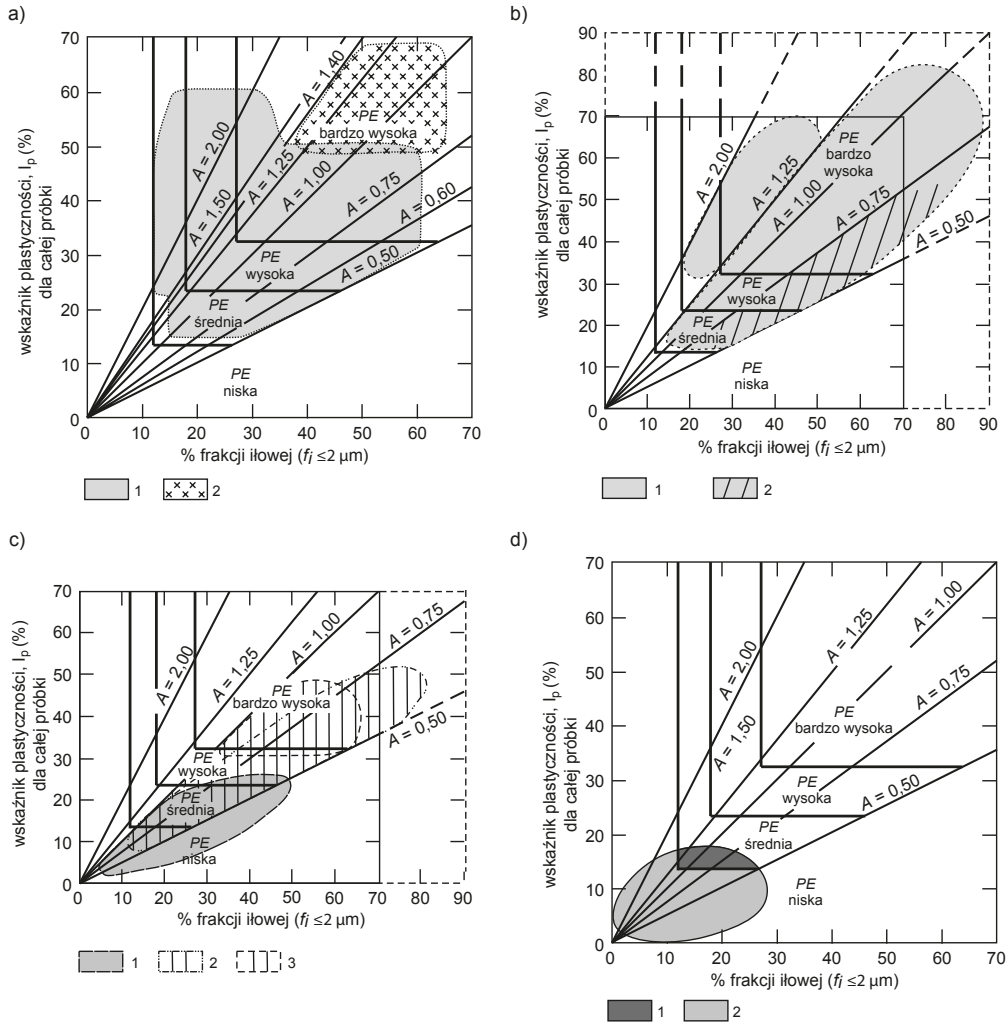
Parametry / Typy gruntów	Aktywność A	Potencjalna ekspansywność PE[1)]	Stopień ekspansji DE[2)]	Potencjał pęcznienia S[2)]	Ciśnienie pęcznienia σ_{sp} (kPa)[3)]	Plastyczność i pęcznienie S_{DR}[4)]
Iły oligoceńskie – okolice Szczecina	0,70–2,5	V	V	>25	od <30 do 300	V, E
Grunty mioceńskie zapadliska przedkarpackiego: bentonity i iły bentonitowe	1,25–4,0	I, H, V	I, H, V	od 1,5 do >25	od <30 do >300	H, V, E
iły zwietrzałe	0,80–1,55	H, V	H, V	od 5 do >25	<150	I, H, V
iły niezwietrzałe	0,50–1,40	I, H, V	I, H, V	od 1,5 do >25	30–300	I, H, V
Iły mioceńskie serii poznańskiej Rejon A	0,75–1,50	I, H, V	I, H, V	od 1,5 do >25	30–300	I, H, V,
Rejon B	0,75–2,0	I, H, V		od 1,5 do >25	30–300	I, H, V, E
Rejon C	0,50–0,75	I, H, V		od 1,5 do >25	30–300	I, H, V
Gliny lodowcowe	0,25–1,0	L, I	L, I	<25	<150	L, I lokalnie niepęczniejące
Iły zastoiskowe – środkowa Polska	0,50–0,75	L, I, H, V	L, I, H, V	od 1,5 do >25	<150	L, I, H
Iły glacilimniczne – klif południowego Bałtyku	0,50–1,0	H, V	H, V	>5	<150	H, V

[1)] Według Van der Merwego (1964), L – niska, I – średnia, H – wysoka, V – bardzo wysoka

[2)] Według Seeda i in. (1962), L – niski, I – średni, H – wysoki, V – bardzo wysoki

[3)] Według Vijayergiya i Ghazzaly'ego (1973)

[4)] Według Grabowskiej-Olszewskiej (1995), L – niska/niski, I – średnia/średni, H – wysoka/wysoki, V – bardzo wysoka/bardzo wysokie, E – ekstremalnie wysoka/ ekstremalnie wysokie



Ryc. 5.18. Potencjalna ekspansywność (PE) wg nomogramu Van der Merwego (1964), zmienione przez Grabowską-Olszewską (1998)

a) 1 – iły mioceńskie zapadliska przedkarpackiego niezwietrzałe i zwietrzałe oraz bentonity i iły bentonitowe
   2 – iły oligoceńskie (septariowe)
b) 1 – iły miopliocenskie serii poznańskiej, rejonów A i B (ryc. 5.13)
   2 – iły miopliocenskie serii poznańskiej rejonu C (ryc. 5.13)
c) 1 – gliny lodowcowe
   2 – iły zastoiskowe środkowej Polski
   3 – iły zastoiskowe (glacilimniczne) klifu południowego Bałtyku
d) 1 – pojedyncze próbki lessów z rejonów A, B, C, D, E
   2 – lessy rejonów A, B, C, D, E (ryc. 7.12)

Tabela 5.8. Klasyfikacja potencjału pęcznienia wg USAEWES* (O'Neil, Poormoayed, 1980; Grabowska-Olszewska red., 1998)

Granica płynności (%)	Granica plastyczności (%)	Ssanie początkowe (*in situ*)** (kPa)	Potencjał pęcznienia (%)	Ekspansja
<50	<25	<145	<0,5	niska
50–60	25–35	145–385	0,5–1,5	umiarkowana
>60	>35	>385	>1,5	wysoka

* United States Army Engineers Waterways Experimental Station

** Ssanie mierzone w terenie metodą psychrometru

Tabela 5.9. Wpływ różnych czynników na podniesienie fundamentów

Lokalizacja zmian	Wpływ zmian na zachowanie się gruntów
Zmiany w podłożu gruntowym naturalnym (zmiany wilgotności)	• obniżenie lub wzrost głębokości występowania zwierciadła wody podziemnej • wzrost lub zmniejszenie wilgotności wskutek ulewnych deszczy lub długotrwałych suszy
Zmiany w podłożu budowlanym na terenie lokalizowanych obiektów oraz podczas ich eksploatacji	• wzrost wilgotności, może być spowodowany przez: posadowienie budowli w miejscu usuniętych drzew; ograniczenie parowania przez zabudowę; podlewanie np. trawników, ogrodów itp.; drenaż wody z powierzchni może prowadzić do lokalnego wzrostu • zmniejszenie wilgotności, może być spowodowane przez: wysychanie gruntów, np. w wykopach fundamentowych, sadzenie drzew blisko fundamentów, wpływ ogrzewania • wzrost i obniżenie wilgotności spowodowany różnymi uszkodzeniami (awariami) przewodów wodnych, kanalizacyjnych, ciepłowniczych itp.

Brackley (1975) na podstawie badań edometrycznych przedstawił równanie do obliczania podniesienia gruntu (ΔH):

$$\Delta H = (5{,}3 - \frac{147e}{I_p} - \log_{10} P)\,(0{,}525\, I_p + 4{,}1 - 0{,}85 w_0) \qquad (5.18)$$

gdzie:

e – wskaźnik porowatości gruntu w stanie naturalnym,

I_p – wskaźnik plastyczności,

P – ciśnienie wywierane na grunt (kPa),

w_0 – wilgotność początkowa.

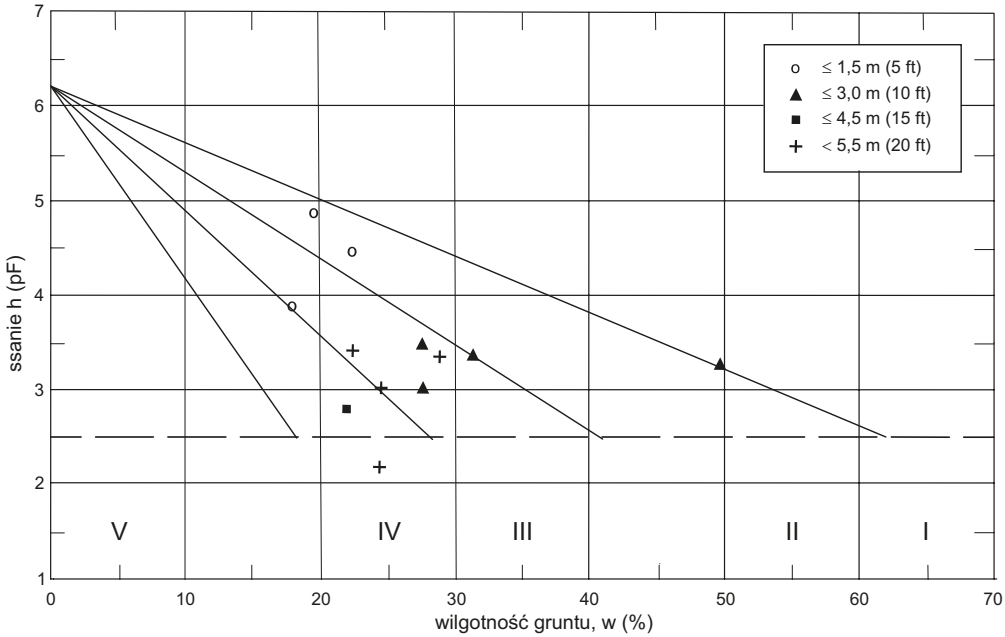
Podobny wzór na ΔH, dający zbliżone wyniki do wzoru Brackley'a przedstawił Weston (1980):

$$\Delta H = 4{,}11 \cdot 10^{-4}\,(w_L)^{4{,}17} \cdot P^{-0{,}386} \cdot w_0^{-2{,}33} \qquad (5.19)$$

gdzie:

w_L – granica płynności.

W gruntach nienasyconych zmianę objętości gruntu wywołuje zmiana naprężenia netto $\sigma - u_a$ oraz ssania matrycowego $u_a - u_w$. Ssanie gruntu jest najbardziej wrażliwym wskaźnikiem potencjalnego pęcznienia i niezawodnym parametrem oceniającym zmiany objętościowe. Inaczej mówiąc, ssanie jest miarą jego tendencji do zmian objętościowych i jest makroskopową właściwością,



Ryc. 5.19. Klasyfikacja ekspansywności gruntów (wg McKeena, 1992); (Grabowska-Olszewska red., 1998)

która wskazuje intensywność (energię) z jaką grunt przyciąga wodę. Zmiany objętościowe (w tym podniesienie gruntu) zależą głównie od początkowej wilgotności i gęstości objętościowej oraz stosowanego obciążenia.

Podniesienie gruntu zwiększa się wraz ze wzrostem początkowej gęstości i zmniejszeniem początkowej wilgotności, natomiast maleje ze wzrostem przyłożonego obciążenia. Przewidywane podniesienie wzrasta wraz ze zwiększeniem ciśnienia ssania. W praktyce powinno się uwzględnić pomiary ciśnienia ssania w zakresie zmian wilgotności od granicy skurczalności do granicy plastyczności.

Spośród kilku wzorów najwygodniejszym sposobem jest metoda Brackleya (1980), gdzie oblicza się podniesienie ΔH:

$$\Delta H = \sum_{z_1}^{z_2} \frac{(I_p - 10)}{10} \log_{10} \frac{h_s}{P} \cdot h_i \qquad (5.20)$$

gdzie:

z_1 – głębokość stropu warstwy gruntu ekspansywnego,

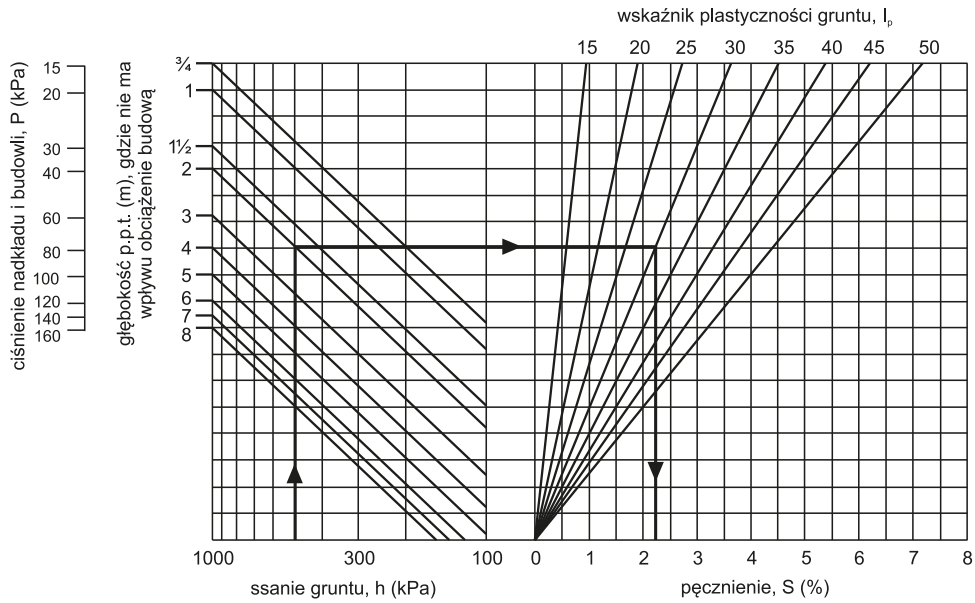
z_2 – głębokość spągu warstwy gruntu ekspansywnego,

h_s – ciśnienie ssania w środku warstwy.

Można ΔH określić korzystając z opracowanego nomogramu (ryc. 5.20), przy czym najpierw wyznacza się wartość pęcznienia S:

$$S(\%) = \frac{(I_p - 10)}{10} \log_{10} \cdot \frac{h_s}{P} \qquad (5.21)$$

Następnie oblicza się $\Delta H = S \cdot h_i$ (h_i – miąższość gruntu ekspansywnego).



Ryc. 5.20. Nomogram do wyznaczania wartości pęcznienia S w zależności od ssania h pozwalający na obliczenie podniesienia gruntu ($\Delta H = S \cdot h_i$, gdzie: h_i – miąższość gruntu ekspansywnego) wg Brackley'a, 1980 (Grabowska-Olszewska red., 1998)

5.1.2.2. Rozmakanie, rozmywanie, mięknięcie i plastyczność

Rozmakanie/rozmakalność. Odporność na działanie wody rozumiana jest jako zdolność do zachowania mechanicznej wytrzymałości i odkształcalności oraz trwałości przy oddziaływaniu statycznym lub dynamicznym wody. Podczas współdziałania gruntów/skał ze stagnującą wodą następuje przede wszystkim pęcznienie i rozmakanie.

Rozmakanie to podatność gruntu/skały do utraty spójności i „przemienności" (przeobrażenia) w pulchną lub rozsypującą się masę, w wyniku osłabienia (zaniku) wiązań strukturalnych pomiędzy cząsteczkami lub agregatami.

Rozmakanie gruntu/skały najczęściej charakteryzuje się przy pomocy dwóch parametrów:

- czasu rozmakania, kiedy próbka gruntu/skały pod wpływem wody rozpada się na mniejsze elementy;
- charakteru rozmakania, przeważnie w postaci opisu (zdjęcia fotograficznego) jakościowego rozpadu.

Ilościową ocenę rozmakania w czasie można wyznaczyć jako zmianę ciężaru próbki gruntu/skały przez rejestrowanie wskazań areometru, do którego podwieszony jest siatkowy pojemnik z próbką i zanurzony w wodzie. Taki sposób badania umożliwia określenie wielkości rozpadu Z w wyniku rozmakania w każdej chwili badania, stosując następujący wzór:

$$Z = \frac{a - c}{a - b} \cdot 100\% \qquad (5.22)$$

gdzie:

a, b, c – odczyty na areometrze: początkowy, końcowy i po czasie t.

Rozmakanie zależy przede wszystkim od składu mineralnego i zawartości frakcji iłowej, węglanów oraz wilgotności początkowej, przy czym intensywność tego procesu jest odwrotnie proporcjonalna do wartości tych parametrów.

Rozmakalność również zależy od struktury gruntów, składu kationów wymiennych oraz składu i stężenia roztworu wodnego współdziałającego z gruntem.

W przypadku iłów mioceńskich zapadliska przedkarpackiego czas całkowitego rozpadu, Z = 100%, gruntów o wilgotności powietrzno-suchej jest zróżnicowany i waha się od 1 do 240 minut, przeważnie od 3 do 30 minut, rozpad następuje po płaszczyznach laminacji lub warstwowania. Iły w stanie wilgotności naturalnej przy zawartości frakcji iłowej powyżej 30% praktycznie nie rozmakają. Rozmakanie zwietrzelin następuje intensywniej aniżeli macierzystego iłu. Znaczną szybkością rozmakania charakteryzują się lessy.

Większość gruntów skalistych (skał) o silnych wiązaniach strukturalnych praktycznie nie rozmaka. Spadek zwięzłości, nośności pod wpływem stojącej wody można obserwować w skałach wapienno-marglistych lub iłołupkach. W górnictwie stosuje się klasyfikację rozmakalności skał wg Skutty (Kidybiński, 1982).

Rozmywanie/rozmywalność zachodzi podczas dynamicznego oddziaływania strumienia wody. Jest to podatność do oddawania (oderwania) do poruszającej się wody elementarnych cząstek, agregatów. Rozmywalność zależy od dyspersji, porowatości, plastyczności, odporności na działanie wody, wilgotności, spójności itp. Istnieje związek pomiędzy rozmywalnością a rozmakalnością, większa rozmakalność determinuje większą rozmywalność.

Odporność na rozmywanie gruntów wzrasta ze zmniejszeniem porowatości i ze zwiększeniem zawartości cząstek o średnicy mniejszej od 50 μm. Im stopień naruszenia struktury jest mniejszy, tym odporność na rozmywanie jest większa.

Podatność na rozmywalność gruntów najczęściej charakteryzuje się za pomocą dwóch wskaźników:

- krytycznej (rozmywającej) prędkości strumienia wodnego, przy której zaczyna się odrywanie oddzielnych cząstek;
- intensywności rozmywania – jako stosunku średniej grubości rozmytej warstwy gruntu przy określonej prędkości rozmywania do czasu rozmywania.

Mirichułowa (1959) podaje graniczne prędkości rozmywania gruntów spoistych o zawartości frakcji iłowej powyżej 20%, granicy płynności powyżej 37% i spójności powyżej 12 kPa w przedziale 0,35–1,71 m/s.

Mięknięcie skał/gruntów wyraża się stosunkiem wytrzymałości na jednoosiowe ściskanie gruntu w stanie nasyconym do wytrzymałości w stanie powietrzno-suchym. Podatność na mięknięcie stosuje się głównie w stosunku do gruntów litych – skał.

Plastyczność. Duży wpływ na właściwości gruntów spoistych posiada woda znajdująca się w nich, w szczególności dotyczy to obecności wody związanej. Określona zawartość wody słabo związanej (błonkowej) pozwala na przemieszczanie się cząstek względem siebie. Taka zdolność do odkształcania się pod wpływem sił zewnętrznych bez naruszania ciągłości gruntu z zachowaniem nadanego kształtu, mimo ustąpienia działania sił, nazywamy plastycznością. Plastycznością charakteryzują się przy określonej wilgotności przede wszystkim grunty spoiste, organiczne, niekiedy margle i kreda. W skałach silne wiązania krystaliczne nie reagują na migrującą wodę. Plastyczność gruntów uwidacznia się tylko w określonym zakresie wilgotności i charakteryzują ją dwa wskaźniki wilgotności:

- granica płynności w_L – czyli wilgotność, po której przekroczeniu grunt przechodzi ze stanu miękkoplastycznego w stan płynny;

- granica plastyczności w_P – czyli wilgotność graniczna, między stanem półzwartym a twardoplastycznym.

W gruntach spoistych wyróżnia się trzy konsystencje (zwarta, plastyczna, płynna) oraz następujące stany (tab. 5.10).

Tabela 5.10. Konsystencja gruntów spoistych (Glazer, Malinowski, 1991)

Konsystencja	zwarta		plastyczna			płynna
Stan	zwarty	półzwarty	twardo-plastyczny	plastyczny	miękko-plastyczny	płynny
Stopień plastyczności	$I_L < 0$	$I_L \leq 0$	$0 < I_L \leq 0{,}25$	$0{,}25 < I_L \leq 0{,}5$	$0{,}5 < I_L \leq 1{,}0$	$1{,}0 < I_L$
Wilgotność, granice	——— w_S ———		w_P	———	——— w_L ——→	

Oczywiście granice konsystencji należy traktować jako umowne, nie należy im przypisywać ścisłego sensu fizycznego, są one jednak przydatne przy rozpoznawaniu gruntów. W przybliżeniu, grunt można traktować jako ośrodek wykazujący przewagę pewnych cech reologicznych:

- sprężystości przy wilgotności $w \leq w_S$ od granicy skurczalności,
- plastyczności przy $w_S < w \leq w_L$,
- lepkości przy $w > w_L$.

Do rozdzielenia wyróżnionych stanów wprowadzono pojęcie stopnia plastyczności:

$I_L = (w - w_P)/(w_L - w_P) = (w - w_P)/I_P$, gdzie I_P – wskaźnik plastyczności.

Wskaźnik plastyczności pozwala na obliczenie aktywności koloidalnej Skemptona:

$A = I_P/f_i$, gdzie f_i – zawartość procentowa frakcji iłowej (≤2 μm).

Plastyczność gruntów spoistych zależy od właściwości cząstek stałych, jak również od cech współdziałających z nimi cieczy, czyli zasadniczy wpływ posiadają: skład mineralny, skład granulometryczny, struktura cząstek, zawartość części organicznych, skład kationów wymiennych (rodzaj kompleksu sorpcyjnego) oraz od składu chemicznego i stężenia roztworów. Plastyczność gruntów rośnie proporcjonalnie do zawartości koloidów (i do wzrostu powierzchni właściwej), przemieszczanie się cząstek w gruntach jest możliwe dzięki nim. Absorbowane koloidy na powierzchni cząstek gruntowych spełniają rolę smaru (Grabowska-Olszewska, Siergiejew, 1977).

5.1.2.3. Dosiadanie (dodatkowe osiadanie, osiadanie zapadowe)

Zdolność gruntów przede wszystkim makroporowatych do szybkiej zmiany objętości (deformacji) wskutek nasycenia wodą nazywamy dosiadaniem. Uwarunkowane jest ono filtracyjnym zniszczeniem (załamaniem) struktury, w konsekwencji grunt zmniejsza swoją wytrzymałość. Dosiadanie rozwija się w gruntach o niestabilnej strukturze, głównie w utworach lessowych, pozostających w określonym stanie naprężeń. Niekiedy dosiadanie zalicza się do specyficznego typu procesów filtracyjnych deformacji gruntów. Może być wywołane działaniem zarówno ciśnienia hydrostatycznego, jak i hydrodynamicznego. Woda, która filtruje przez lessy, zazwyczaj o dużej porowatości, rozpuszcza sole na kontaktach z cząsteczkami szkieletu, ziarnami oraz agregatami. Istniejące więzi ulegają naruszeniu, w końcu następuje przemieszczanie się cząstek i przy odpowiednim obciążeniu następuje dosiadanie. Po zakończeniu tego dodatkowego osiadania porowatość ulega obniżeniu, a wilgotność zwiększeniu. Liszkowski (1971) uważa, że dosiadanie może być również związane ze zniszczeniem struktury wskutek upłynnienia, tzn. kiedy efektywna wytrzymałość na

ścinanie będzie równa zeru, następuje to przy krytycznym spadku hydraulicznym (kiedy efektywny ciężar objętościowy gruntu równa się ciężarowi właściwemu wody). O podatności na dosiadanie gruntu świadczy wielkość wskaźnika osiadania dodatkowego (zapadowego):

$$i_{mp} = \frac{h - h'}{h_0} \tag{5.23}$$

gdzie:

- h – wysokość próbki nienaruszonej po stabilizacji odkształceń (np. w edometrze) przy obciążeniu, które odpowiada ciężarowi nadkładu i budowli[5] przed nasyceniem wodą;
- h' – wysokość tej samej próbki po całkowitym nasyceniu wodą przy $S_r \approx 1$;
- h_0 – wysokość próbki po stabilizacji odkształceń przy obciążeniu tylko geologicznym (nadkładem) wynikającym z głębokości pobrania próbki.

Zapadowości (i nietrwałości struktur) analizowanego gruntu odpowiada $i_{mp} \geq 0{,}02$, natomiast $i_{mp} < 0{,}02$ świadczy o trwałej strukturze.

Dodatkowe osiadanie obserwuje się w warunkach naturalnych, jak również podczas działalności człowieka. W masywie gruntowym dosiadanie może powstać na niewielkiej powierzchni (przekroju) w postaci punktowych lub liniowych załamań strukturalnych oraz na znacznej powierzchni i objętości, wówczas zjawiska te mają rzeźbotwórcze znaczenie.

Na powierzchni terenu powstają proste lub złożone płaskodenne formy morfologiczne typu wertebów i wymoków.

Do zabezpieczenia przed dosiadaniem stosuje się różne metody wzmacniania, np.: chemiczne (silikatyzacja, bitumizacja, cementacja itp.), dodatkowe mechaniczne zagęszczanie, specjalne zawilgacanie, a nawet wgłębne wypalanie.

5.1.2.4. Ściśliwość i konsolidacja

Z odkształcalnością gruntów są związane takie pojęcia jak: ściśliwość, konsolidacja, konsolidacja filtracyjna.

Ściśliwość to zmniejszenie objętości gruntów pod wpływem obciążenia. Za miarę ściśliwości przyjmuje się parametry, na podstawie których oblicza się osiadanie obiektów budowlanych, są to: edometryczny moduł ściśliwości pierwotnej M_o i wtórnej M_i (wyznaczone w stanie jednoosiowego odkształcenia) oraz moduły podatności E_p (wyznaczony w badaniach próbnego obciążenia), moduł odkształcenia ogólnego E/E_o (wyznaczony w badaniach laboratoryjnych lub polowych w warunkach trójosiowego odkształcenia), moduł ścinania (odkształcania postaciowego – sztywności) G/G_{max} (wyznaczony w badaniach dynamicznych – sejsmicznych), moduł sprężystości E_s (wyznaczony dla bardzo małych odkształceń poniżej 10^{-4}%) oraz moduł presjometryczny E_M. Warto podkreślić duże znaczenie modułu ścinania G dla wielu problemów związanych z obciążeniami (dynamicznymi) podłoża gruntowego, jest ono porównywalne z wytrzymałością na ścinanie w problematyce stateczności zboczy.

Ściśliwość gruntów jest najczęściej określana przez edometryczny moduł ściśliwości pierwotnej M_o (ryc. 5.5):

$$M_o = \frac{\Delta\sigma_i'}{\Delta h_i} \cdot h_i \tag{5.24}$$

[5] Jeżeli nie znamy wielkości obciążenia budowlą przyjmujemy wartość 0,2–0,3 MPa.

gdzie:

$\Delta\sigma'$ – przyrost naprężenia efektywnego;

Δh – skrócenie próbki wyznaczone z krzywej ściśliwości;

h_i – grubość próbki gruntu przed zwiększeniem naprężenia o $\Delta\sigma'_i$.

Niekiedy ściśliwość gruntów wyraża się przez obliczenie współczynnik ściśliwości: $a_{vi} = \frac{\Delta e_i}{\Delta\sigma'_i}$. Oznacza on zmianę wskaźnika porowatości, np. $e_o - e_i$, przy zmianie naprężenia efektywnego w gruncie $\Delta\sigma'_i$.

Zależność między współczynnikiem ściśliwości a_{vi} a modułem ściśliwości M_{oi} przedstawia się następująco:

$$M_{oi} = \frac{\Delta\sigma'_i\,(1 + e_o)}{\Delta e_i} = (1 + e_o)/a_{vi} \qquad (5.25)$$

Ściśliwość gruntów jest również charakteryzowana przez:

- wskaźnik ściśliwości C_c jako nachylenie funkcji $\Delta e_i/\Delta\log\sigma'_i$
- wskaźnik konsolidacji wtórnej C_α jako nachylenie funkcji $\Delta e_i/\Delta\log\Delta t$.

Powyższe zależności odpowiadają warunkom, w których brak jest możliwości rozszerzalności bocznej gruntu np. w edometrach.

Natomiast osiadanie warstwy gruntowej S_{ci} w przypadku wykonania wykopu fundamentowego i obciążenia budowlą przedstawia się następująco:

$$\Delta h = S_{ci} = \frac{\Delta\sigma}{M}\cdot h_i = \frac{\sigma_{dz}}{M_{oi}}\cdot h_i + \lambda\cdot\frac{\sigma_{wz}}{M_i}\cdot h_i \qquad (5.26)$$

σ' – efektywne naprężenie,

σ_{dz} – naprężenie dodatkowe,

σ_{wz} – naprężenie wtórne,

M_{oi} – moduł ściśliwości pierwotnej,

M_i – moduł ściśliwości wtórnej,

h_i – miąższość warstwy,

λ – współczynnik uwzględniający stopień odprężenia podłoża (0–1),

σ_{dz}, σ_{wz} – obliczone dla środka warstwy lub jako średnie arytmetyczne ze stropu i spągu warstwy.

W gruntach przekonsolidowanych o OCR >1 należy przyjąć moduł M_i zamiast M_{oi}.

Obliczeniowe osiadanie gruntu S (ryc. 5.5) przeprowadzone w strefie podłoża budowlanego nie może przekroczyć osiadania dopuszczalnego.

Podczas analizowania odkształcalności gruntów często przydatnym parametrem jest współczynnik ściśliwości objętościowej $m_{vi} = 1 / M_{oi}$. Pomiędzy modułem odkształcenia E, w warunkach jednoosiowego ściskania i swobodnej rozszerzalności, a edometrycznym modułem ściśliwości M_o, w warunkach jednoosiowego ściskania lecz przy niemożliwej bocznej rozszerzalności, istnieje następująca zależność:

$$M_o = E\cdot\frac{1 - \upsilon}{(1 + \upsilon)(1 - 2\upsilon)} \qquad (5.27)$$

gdzie:

υ – współczynnik Poissona.

W normie PN-81/B-03020 są podane wartości parametrów $\delta = E/M$, υ oraz wskaźnika skonsolidowania $\beta = M_{oi} / M_i$ (moduły ściśliwości pierwotnej i wtórnej) dla gruntów sypkich w podziale Ż, P_0, P_r i P_s, P_d i P_π oraz spoistych dla wyróżnionych grup A, B, C, D, gdzie:

A – grunty spoiste morenowe skonsolidowane,

B – inne grunty spoiste skonsolidowane oraz grunty morenowe nieskonsolidowane,

C – inne grunty spoiste nieskonsolidowane,

D – iły, niezależnie od pochodzenia geologicznego.

Konsolidacją nazywamy proces zmiany objętości gruntów (przeważnie nawodnionych) w czasie pod wpływem zaistniałych, stałych obciążeń, w trakcie którego zmniejsza się zawartość wody i objętość porów. Odkształcenia w gruntach sypkich oraz w spoistych w stanie nienasyconym zachodzą dość szybko, w gruntach spoistych w stanie nasyconym odbywają się natomiast w sposób powolny. Po obciążeniu gruntów odkształceniom towarzyszy zmiana naprężeń efektywnych zgodnie z teorią Terzaghiego wg wzoru różniczkowego równania konsolidacji jednoosiowej:

$$\frac{\partial_u}{\partial_t} = c_v \frac{\partial_u^2}{\partial_z^2} \qquad (5.28)$$

gdzie:

c_v – współczynnik konsolidacji (cm^2/s);

$\frac{\partial_u}{\partial_t}$ – zmiana ciśnienia wody w porach po czasie, t;

$\frac{\partial_u^2}{\partial_z^2}$ – zmiana ciśnienia wody w porach po głębokości.

Podczas konsolidacji $\Delta\sigma$ jest wartością stałą, a zmiennymi są: t, Δu i $\Delta\sigma'$.

Tak jak współczynnik filtracji k świadczy o przepuszczalności gruntów, tak współczynnik konsolidacji c_v wskazuje na tempo konsolidacji:

$$c_v = \frac{k}{\gamma_w \cdot m_v} = \frac{k(1+e_0)}{\gamma_w \cdot a_v} \qquad (5.29)$$

gdzie:

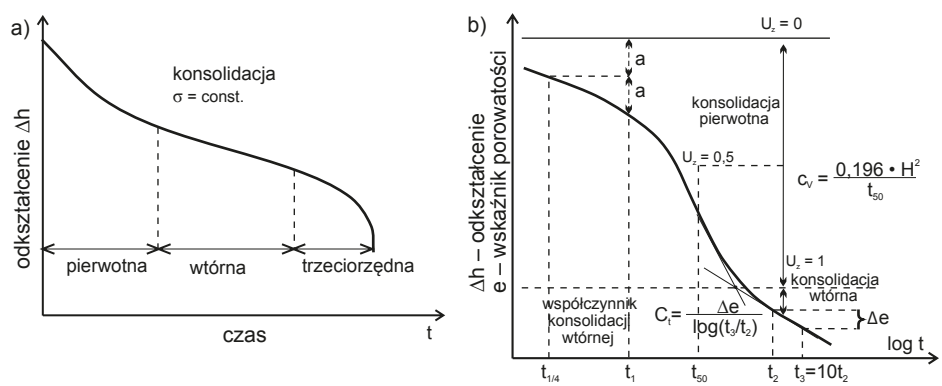
e_o – początkowy wskaźnik porowatości,

γ_w – ciężar właściwy wody,

a_v – współczynnik ściśliwości,

m_v – współczynnik ściśliwości objętościowej.

Współczynnik konsolidacji wyznacza się z badań np. w edometrach (konsolidometrach) z krzywych konsolidacji $\Delta h = f(t)$ lub $\Delta e = f(t)$ przy stałym naprężeniu (ryc. 5.21) za pomocą np. metod Casangrande'a, Taylora lub Scotta.



Ryc. 5.21. Schematy krzywych konsolidacji gruntów

a) ilustracja konsolidacji pierwotnej, wtórnej i trzeciorzędnej

b) wyznaczenie współczynnika konsolidacji c_v – wg metody Casagrande'a

Na rycinie 5.21 przedstawiono krzywą konsolidacji wg metody Casangrande'a, na której zostały zaznaczone punkty o stopniu konsolidacji $U_z = 0$ i $U_z = 1$. Moment kiedy ciśnienie wody w porach gruntu jest równe zero (przestaje wypływać woda) uznaje sie za koniec tzw. konsolidacji pierwotnej. Jednak grunty, głównie spoiste, po zakończeniu konsolidacji pierwotnej odkształcają się w dalszym ciągu, w etapie tzw. konsolidacji wtórnej i trzeciorzędnej, odgrywają tu główną rolę już odkształcenia reologiczne.

Do wyznaczenia współczynnika konsolidacji c_v w metodzie Casangrande'a $\Delta h = f(\log t)$ wyznacza się t_{50} – czas kiedy ma miejsce 50% konsolidacji, natomiast w metodzie Taylora $\Delta h = f(\sqrt{t})$ określa się t_{90}. Bezwymiarowe czynniki czasu T_v dla wymienionych metod wynoszą dla:

- $t_{50} \rightarrow T_v = 0{,}196$,
- $t_{90} \rightarrow T_v = 0{,}848$.

Znajomość c_v umożliwia obliczenie tzw. bezwymiarowego czynnika czasu T_v:

$$T_v = \frac{c_v}{H^2} \cdot t \qquad (5.30)$$

gdzie:

H – miąższość rozpatrywanej warstwy gruntu przy wypływie wody w jedną stronę.

Za pomocą szeregu Fouriera można określić ciśnienie/nadciśnienie wody w porach Δu_t oraz stopień konsolidacji U_z i niezwykle ważne w niektórych przypadkach praktycznych osiadanie w czasie S_t:

$$S_t = U_z \cdot S \qquad (5.31)$$

gdzie:

S – osiadanie całkowite.

Do wyznaczenia stopnia konsolidacji U_z służą opracowane nomogramy (ryc. 5.22) w zależności od T_v, Δu_t i stosunku z/H (rozpatrywanej głębokości do miąższości warstwy konsolidowanej) lub można obliczyć ze wzoru:

$$U_z = \left(1 - \frac{\Delta u_t}{\Delta \sigma}\right) \qquad (5.32)$$

gdzie:

Δu_t – przyrost ciśnienia wody w porach w określonym czasie,

$\Delta \sigma$ – przyrost obciążenia.

Stosunek osiadania gruntu w dowolnym czasie konsolidacji do osiadania całkowitego po zakończeniu konsolidacji pod danym obciążeniem to stopień konsolidacji.

W procesie konsolidacji wyróżnia się trzy zasadnicze etapy – ściśliwości natychmiastowej (początkowej) – odkształcenie w chwili przyłożenia obciążenia, konsolidacji filtracyjnej oraz konsolidacji (ściśliwości) wtórnej (łącznie z trzeciorzędną). Konsolidacja filtracyjna kończy się w momencie, kiedy ciśnienie wody w porach równa się zero, natomiast konsolidacja wtórna i trzeciorzędna wynika z pełzania gruntu – lepkoplastycznych odkształceń. W gruntach słabych – wysoko koloidalnych i torfach odkształcenia konsolidacji wtórnej są wyższe niż konsolidacji filtracyjnej.

Konsolidacja gruntów nienasyconych jest bardziej skomplikowana od konsolidacji gruntów nasyconych. W przypadku gruntów nienasyconych dochodzi problem przepływu powietrza, mamy do czynienia z prawami dyfuzji Ficka. Konsolidacja tych gruntów jest więc wypadkową równania konsolidacji Terzaghiego, prawa Darcy'ego i Ficka. Prawo przepływu powietrza Ficka przedstawia się następująco:

$$\frac{\partial M}{\partial t} = D \cdot \frac{\partial^2 c}{\partial z} \qquad (5.33)$$

gdzie:

D – współczynnik dyfuzji,

c – koncentracja dyfundującego powietrza w roztworze w jednostkowej objętości,

$\frac{\partial^2 c}{\partial z}$ – gradient koncentracji z kierunku z,

$\frac{\partial M}{\partial t}$ – prędkość masy powietrza dyfundującego przez jednostkę powierzchni porów.

Zmiany objętościowe pod obciążeniem w gruntach nienasyconych, przy założeniu, że cząstki gruntowe są nieściśliwe, równają się (Fredlund, Rahardjo, 1993):

$$\frac{\Delta V_v}{V_0} = \frac{\Delta V_w}{V_0} + \frac{\Delta V_a}{V_0} + \frac{\Delta V_c}{V_0}, \text{ gdy } \Delta V_c \approx 0 \text{ to } \frac{\Delta V_v}{V_0} = \frac{\Delta V_w}{V_0} + \frac{\Delta V_a}{V_0} \qquad (5.34)$$

gdzie:

V_v – objętość porów w gruncie,

V_0 – początkowa objętość elementu gruntu nienasyconego,

V_w – objętość wody,

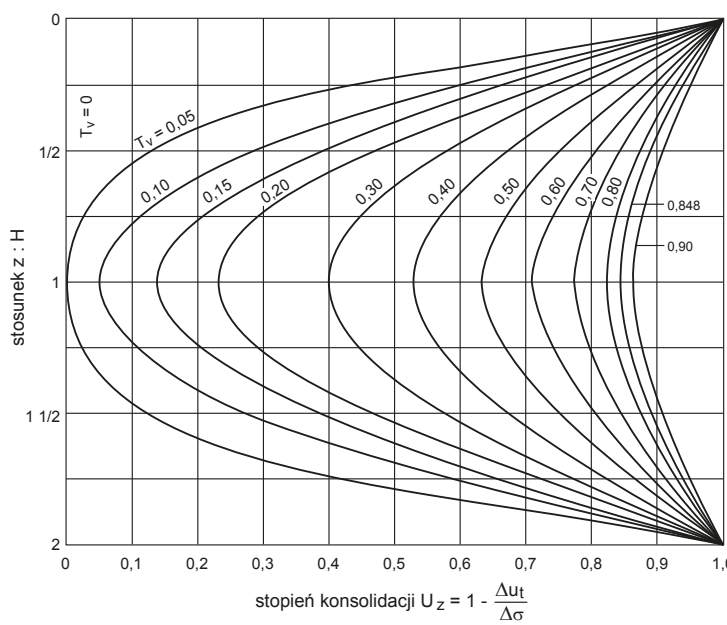
V_a – objętość powietrza,

V_c – objętość ściśliwej błony.

W analizie zmiany objętości gruntów wykorzystuje się 2 z 3 niezależnych zmiennych stanu naprężenia, najczęściej:

- $\sigma - u_a$ (naprężenie netto),
- $u_a - u_w$ (ssanie matrycowe).

Konsolidacja filtracyjna. W geodynamice inżynierskiej wyróżnia się jeszcze jedno pojęcie, pewną odmianę zasadniczego procesu konsolidacyjnego, konsolidację gruntów uwarunkowaną filtracją wody. Zmniejszenie porowatości połączone z dehydratacją, z reorientacją cząstek szkieletu



Ryc. 5.22. Nomogram Taylora do wyznaczania stopnia konsolidacji U_z

gruntowego, w wyniku działania ciśnienia hydrodynamicznego potoku filtracyjnego nazywamy konsolidacją filtracyjną. Ten rodzaj konsolidacji może zachodzić bez zewnętrznego obciążenia. Trudne są do zaobserwowania w morfologii terenu skutki występowania konsolidacji filtracyjnej, nie ma jednoznacznego udokumentowania obecności w Polsce regionalnych niecek osiadań.

5.1.2.5. Wysadzinowość

Reżim cieplny gruntów ma duży wpływ na procesy naturalne, jak np.: wietrzenie, powstawanie gleb i odporność na zamarzanie. Odporność na zamarzanie (mrozoodporność) to zdolność gruntów do opierania się działaniu ujemnej temperatury. Zmiany temperatury wpływają na zwiększenie lub zmniejszenie się naprężeń na kontaktach ziarn i cząstek szkieletu gruntowego, co następuje w wyniku rozszerzania i kurczenia (termicznego). Każdorazowe zamarzanie wody w porach gruntu powoduje w wyniku zwiększenia objętości o ok. 9% i zmniejszenie gęstości o ok. 8% wody przechodzącej w lód znaczny wzrost naprężeń, a tym samym znacznie wpływa na zmniejszenie wytrzymałości i zwiększenie odkształcalności podłoża gruntowego. W warunkach Polski amplituda zmian temperatury z głębokością maleje, dochodząc na głębokości ok. 14–15 m p.p.t., do stałej temperatury (równej średniej rocznej temperaturze powietrza). W zamarzającym i odmarzającym w powierzchniowej strefie gruncie zachodzą wyraźne zmiany strukturalne i teksturalne. Powtarzalność zamarzania i tajania powoduje, że w strefie przemarzania grunty wykazują znacznie niższe względem gruntów niżej występujących (niezamarzających) cechy fizyczno-mechaniczne. Obserwacje i badania wskazują, że podczas ujemnych temperatur tworzą się wysadziny, przy czym zwiększenie objętości wody przy zamarzaniu ma stosunkowo nieduży udział w ich powstawaniu. Główną przyczyną tworzenia się wysadzin jest stały dopływ wody do strefy przemarzania. Na granicy (ryc. 5.23) gruntu tworzą się soczewki lodowe, które rosną wskutek podciągania kapilarnego wody od dołu. Nowo powstające soczewki zwiększają wilgotność zamarzniętego gruntu, poniżej strefy przemarzania grunt wykazuje natomiast niższą wilgotność.

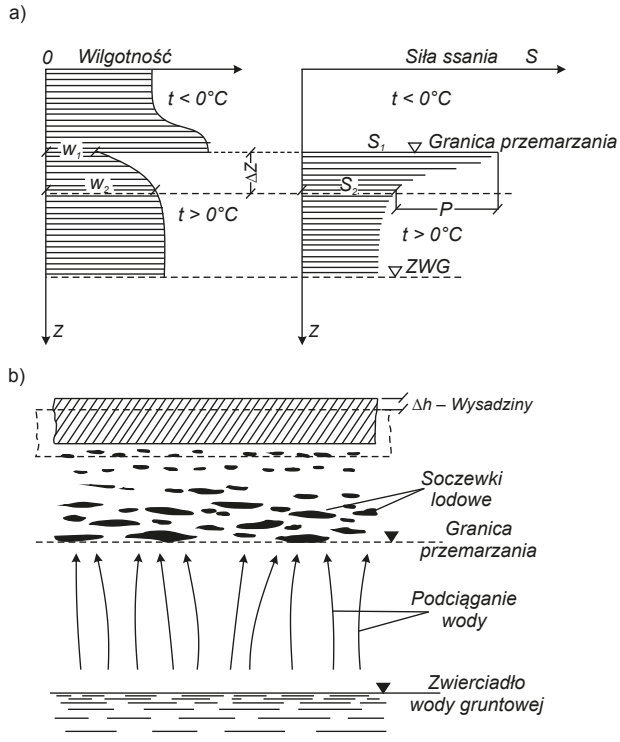
Na rycinie 5.24 przedstawiono głębokości przemarzania gruntów na obszarze Polski. Przyjmuje się za powszechną zasadę posadowienie fundamentów obiektów budowlanych poniżej strefy przemarzania.

Wysadziny tworzą się na powierzchni terenu, jeśli w okresie zamarzania istnieje dopływ wody do porów w gruncie, co ma miejsce kiedy:

- obliczona wysokość podniesienia powierzchni gruntu po zamrożeniu (przy założeniu stanu nasyconego, $\Delta V = n \cdot 0{,}09$) jest mniejsza od pomierzonej;
- wilgotność gruntu przed zamarznięciem przy całkowitym nasyceniu jest mniejsza od wilgotności gruntu po jego odtajaniu.

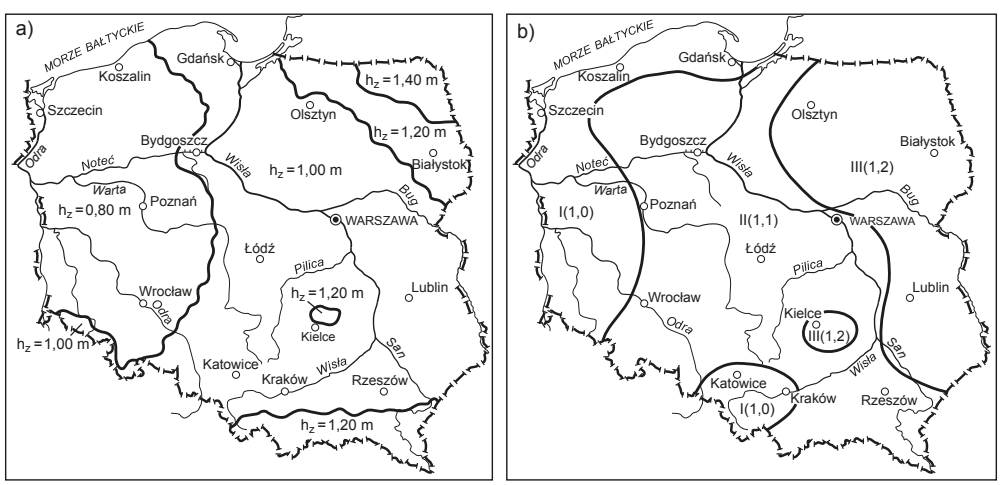
Podczas tajania lodu w porach gruntu, w przypadku nierównomiernego rozmarzania skupień lodu w postaci konkrecji, soczew, warstewek oraz niejednoczesnego topnienia, powierzchnia terenu odkształca się (osiada) nierównomiernie, powstają pęknięcia tzw. przełomy. Na wiosnę wskutek większego przenikania ciepła pod nawierzchnią drogową grunt odmarza szybciej, jeśli gromadząca się woda nie może odpłynąć (np. do rowów z uwagi na jeszcze zamarznięty grunt znajdujący się strefie pobocza) powoduje zwiększenie wilgotności i zmniejszenie wytrzymałości gruntu, w konsekwencji następuje zniszczenie struktury nawierzchni.

Wysadziny powstają przede wszystkim w gruntach wysadzinowych, gdy zwierciadło wody występuje płytko, przy czym głębokość strefy przemarzania musi być większa od różnicy głębokości występowania zwierciadła wody gruntowej i głębokości – wysokości maksymalnego podniesienia kapilarnego oraz kiedy temperatura ujemna utrzymuje się długo.



Ryc. 5.23. Profile gruntów wysadzinowych (Wiłun, 1987)

a) rozkład wilgotności i ciśnienia ssania powyżej i poniżej przemarzania; b) tworzenie się wysadzin



Ryc. 5.24. Głębokość przemarzania i wysadzinowość na obszarze Polski

a) głębokość [m] przemarzania gruntów wg PN-81/B-03020; b) kryterium warszawskie Wiłuna (1982) – rejonizacja wysadzinowości na podstawie współczynnika S_k (I–III, wyróżnione strefy klimatyczne, liczby w nawiasach oznaczają wartości S_k) *z*: Kowalski, 1988

Dotychczasowe badania stwierdzają, że wielkość wysadzin jest funkcją iloczynu czasu przemarzania T_w i prędkości podnoszenia się gruntu V_w:

$$W = (T_w \cdot V_w) \quad (5.35),$$

W zasadzie o wysadzinowości gruntów decydują wymiary porów a nie średnice ziarn/cząstek gruntów. W związku z trudnościami określenia wymiarów porów pierwsze kryteria wysadzinowości dotyczyły składu granulometrycznego gruntów.

Pierwsze kryterium gruntów wysadzinowych opracował Casagrande w roku 1934, który określił jako grunty wysadzinowe:

- różnoziarniste (o współczynniku nierównomierności C_u [6] >15), jeśli zawierają ponad 3% cząstek o średnicach zastępczych mniejszych od 0,02 mm,
- równoziarniste (C_u <15), jeśli zawierają ponad 10% cząstek o średnicach zastępczych mniejszych od 0,02 mm.

W roku 1936 Beskow opublikował swoje badania nad wysadzinowością gruntów występujących w Szwecji, głównie dotyczyły one gruntów lodowcowych. Według Beskowa:

- nie są wysadzinowe grunty niejednorodne granulometrycznie (gliny i margle zwałowe), gdy zawierają w frakcji mniejszej niż 2 mm procentową zawartość cząstek o wymiarach mniejszych niż 0,062 mm, która stanowi mniej niż 15% i procentową zawartość frakcji o wymiarach ziarn mniejszych niż 0,125 mm, która wynosi mniej niż 22% frakcji mniejszej niż 2 mm, a wysokość podniesienia kapilarnego jest mniejsza niż 1 m, natomiast są wysadzinowe, jeśli procentowe zawartości tych frakcji są odpowiednio większe niż 25% (d <0,062 mm) i większe niż 35% (d <0,125 mm);
- nie są wysadzinowe grunty granulometrycznie jednorodne (żwiry, piaski pylaste, piaski o średnicy 0,05 mm), gdy procentowa zawartość frakcji o wymiarach mniejszych od 0,062 mm wynosi mniej niż 33% i procentowa zawartość frakcji o wymiarach 0,125 mm nie przekracza 55%.

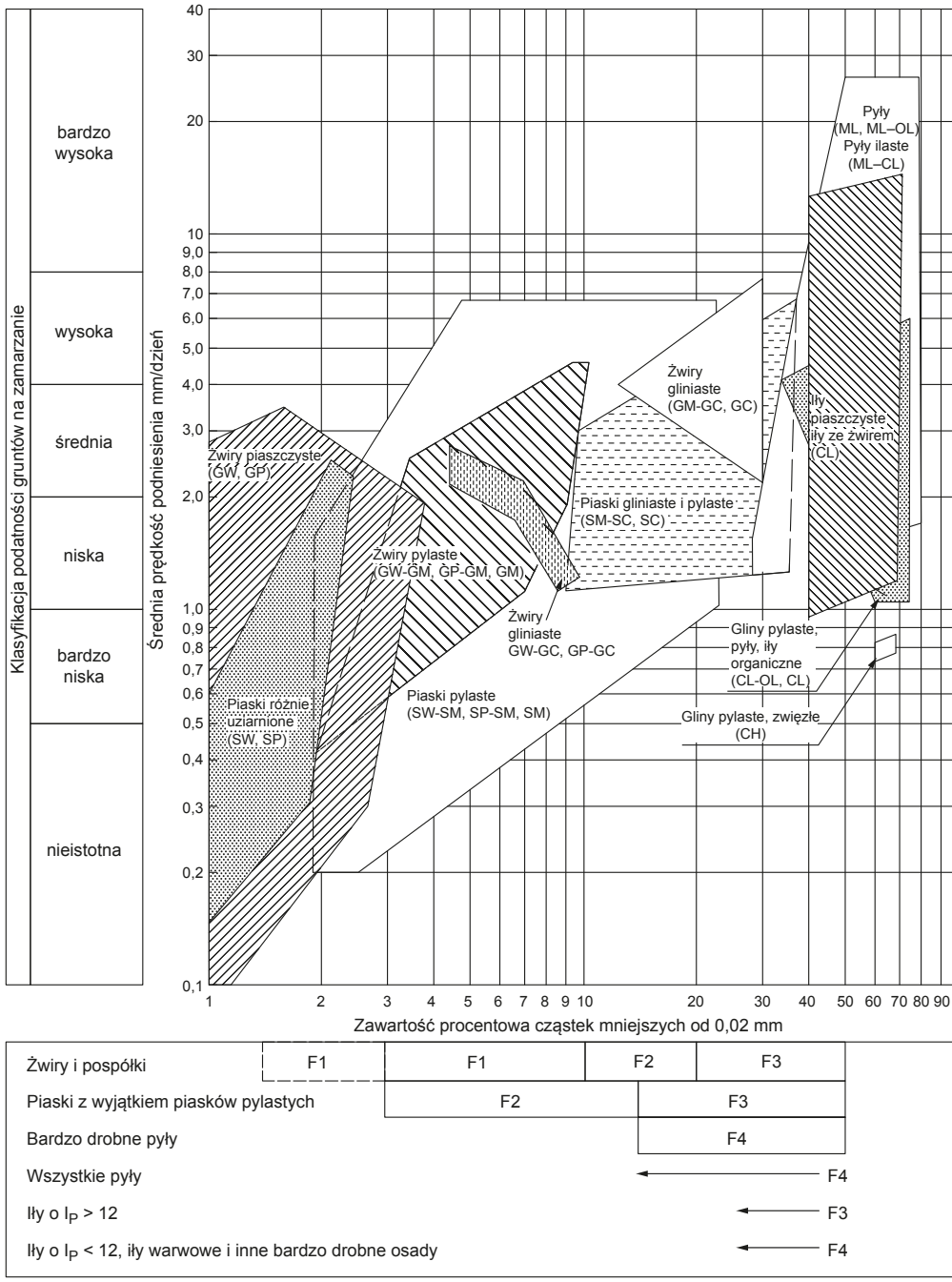
W Stanach Zjednoczonych (US Army Corps of Engineers) grunty wysadzinowe są podzielone na cztery grupy (F1–F4) (ryc. 5.25):

- F1 – żwiry i pospółki zawierające 3–20% cząstek mniejszych od 0,02 mm;
- F2 – piaski zawierające 3–15% cząstek o średnicy <0,02 mm;
- F3 – żwiry i pospółki zawierające więcej niż 20% cząstek o średnicy <0,02 mm;
  - piaski (z wyjątkiem b. drobnych piasków pylastych) zawierające więcej niż 15% cząstek o średnicy <0,02 mm;
  - gliny i iły (z wyjątkiem warwowych) o wskaźniku plastyczności I_p >12%;
  - iły warwowe jednorodne;
- F4 – wszystkie pyły, łącznie z pyłem piaszczystym;
  - bardzo drobne piaski pylaste, zawierające >50% cząstek o średnicy <0,02 mm;
  - gliny i iły o wskaźniku plastyczności I_p <12%;
  - iły warwowe niejednorodne, przewarstwione.

Za najbardziej niebezpieczne grunty pod względem powstawania wysadzin należy uznać grunty grupy F4, natomiast grunty grupy F1–F3 uważa się za niebezpieczne, gdy zwierciadło wody zalega płycej niż 1,5 m, za niewysadzinowe grunty uważa się grunty zawierające <3% cząstek <0,02 mm.

---

[6] Współczynnik nierównomierności uziarnienia $C_u = d_{60} : d_{10}$, gdzie d_{60} – średnica odpowiadająca zawartości 60% ziarn na krzywej uziarnienia, d_{10} – średnica odpowiadająca 10% ziarn na krzywej.



Ryc. 5.25. Klasyfikacja podatności gruntów na zamarzanie (wg US Army Corps of Engineers *w*: Bell, 1987)

W Polsce znane są kryteria między innymi Rolli (1970) i Wiłuna (1982) oraz wg *Instrukcji badań...*GDDP, 1998. Rolla (1970) wydziela cztery rodzaje gruntów:

- grunty niewysadzinowe, zawierające <15% ziarn i cząstek o średnicy <0,075 mm;
- grunty wątpliwe, zawierające 15–30% cząstek o wymiarach <0,075 mm;
- grunty mało wysadzinowe – grunty spoiste i spoiste zwięzłe o I_p >20%, które podczas wałeczkowania przy naturalnej wilgotności dają wałeczki z połyskiem;
- grunty wysadzinowe zawierające >30% cząstek <0,075 mm o I_p <20% (pyły i gliny).

Wiłun (1982) wyróżnia trzy klasy gruntów pod względem podatności na powstawanie wysadzin, podział ten uzależnia od wskaźnika wysadzinowości:

$$W_w = S_g \cdot S_h \cdot S_k \qquad (5.35)$$

gdzie:

S_g – współczynnik zależny od składu granulometrycznego (ryc. 5.26a);
S_h – współczynnik uwarunkowany położeniem zwierciadła wody H_w i kapilarności H_K i rodzajem nawierzchni (ryc. 5.26b);
S_k – współczynnik zależny od jednostki klimatycznej (ryc. 5.24).

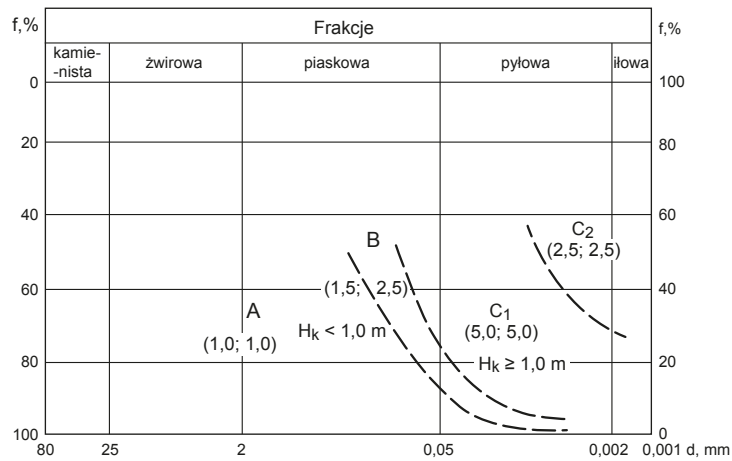
Po wyznaczeniu współczynników S_g, S_h, S_k i obliczeniu wskaźnika wysadzinowości W_w określamy, wg ryciny 5.26c, potencjalną wysadzinowość analizowanego gruntu. W budownictwie drogowym stosuje się podział gruntów pod względem wysadzinowości wg *Instrukcji badań*...GDDP, 1998 (tab. 5.11). W przypadku stwierdzenia występowania niebezpiecznych wysadzin należy rozpatrzyć możliwości uniknięcia awarii i strat materialnych przez:

- korektę lokalizacji obiektu,
- zmianę głębokości posadowienia,
- odcięcie dopływu wody do strefy przemarzania,
- zastosowanie odpowiednich izolacji i impregnacji.

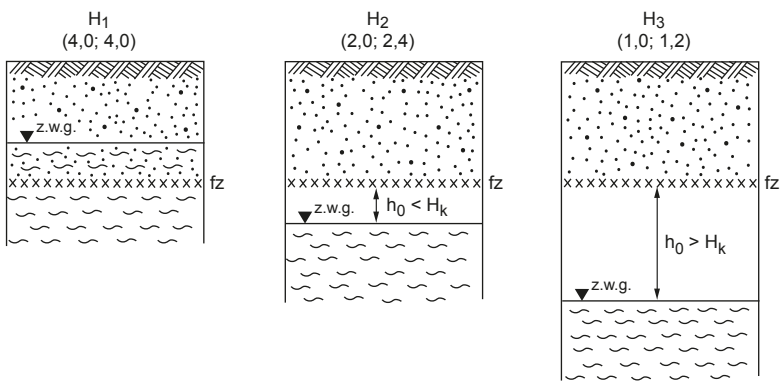
Tabela 5.11. Podział gruntów pod względem wysadzinowości (PN-S-02205:1998 i Instrukcja badań...GDDP, 1998)

Wyszczególnienie właściwości	Grupy gruntów		
	Niewysadzinowe	Wątpliwe	Wysadzinowe
Rodzaj gruntu	rumosz niegliniasty żwir pospółka piasek gruby piasek średni piasek drobny żużel nierozpadowy	piasek pylasty zwietrzelina gliniasta rumosz gliniasty żwir gliniasty pospółka gliniasta	*mało wysadzinowe*: glina piaszczysta zwięzła, glina zwięzła, glina pylasta zwięzła ił, ił piaszczysty, ił pylasty *bardzo wysadzinowe*: piasek gliniasty pył, pył piaszczysty glina piaszczysta, glina, glina pylasta ił warwowy
Zawartość cząstek ≤0,075 mm (%) ≤0,02 mm (%)	 <15 <3	 od 15 do 30 od 3 do 10	 >30 >10
Kapilarność bierna H_{kb} (m)	<1,0	≥1,0	>1,0
Wskaźnik Piaskowy *WP*	>35	od 25 do 35	<25

a)



b)



c)

W_w	Charakterystyka warunków wysadzinowości
1,0–5,0	warunki pewne – niebezpieczeństwo powstania wysadzin nie istnieje
5,1–15,0	warunki niepewne – istnieje niebezpieczeństwo powstania wysadzin, o ile nie zostaną podjęte odpowiednie środki zaradcze
15,0–24,0	warunki niebezpieczne – istnieje duże niebezpieczeństwo powstania wysadzin

Ryc. 5.26. Warszawskie kryterium wysadzinowości (wg Wiłuna, 1982 *w*: Kowalski, 1988)

a) A – grunty niewysadzinowe; B – wątpliwe; C_1 – wysadzinowe; C_2 – mało wysadzinowe; H_k – kapilarność grupy B i C_1. Liczby w nawiasach dotyczą współczynnika S_g (pierwsza liczba – pod powierzchnią sztywną, druga – pod nawierzchnią elastyczną)

b) wartości współczynnika S_h w zależności po położenia zw. wody w stosunku do spągu strefy przemarzania. H_1–H_3 – typy wzajemnego położenia. Liczby w nawiasach dotyczą współczynnika S_h (pierwsza liczba – pod powierzchnią szczelną, druga – pod powierzchnią przepuszczalną); z.w.g. – zwierciadło wody gruntowej; fz – front zamarzania; H_k – podniesienie kapilarne; h_0 – odległość między zw. wody i spągiem (frontem) przemarzania

c) ocena wysadzinowości na podstawie wskaźnika W_w

5.2. Erozja (abrazja), denudacja i akumulacja

Wśród procesów kształtujących powierzchnię Ziemi między innymi za bardzo istotne należy uznać erozję (abrazję), denudację i akumulację. W geologii dynamicznej erozja jest uważana za proces niszczenia powierzchni terenu przez: wodę, wiatr, lodowce, słońce, siłę grawitacji i działalność organizmów. Erozja wodna jest wynikiem działalności rzek oraz abrazji morskiej. Erozja rzeczna jest wywołana głównie przez turbulentny ruch wody, podczas którego niesiony materiał dokonuje niszczenia podłoża gruntowego/skalnego. Erozja dotyczy przede wszystkim płynącej wody, przy czym ruch jest wywołany siłą grawitacji. Niszczące działanie rzeki zależy od siły transportowej (prędkości wody), wielkości i kształtu ziarn i fragmentów skał niesionych i wleczonych przez rzekę oraz twardości podłoża. Prędkość erozyjna rzeki to taka prędkość przy której porywane są ziarna i fragmenty skał, o określonej masie i kształcie. Zmniejszenie prędkości wody, która nie może unieść określonego materiału powoduje jego akumulację. W różnych odcinkach biegu rzeki dominują różne formy erozji. W zależności od kierunku działania erozji rzecznej wyróżniamy erozję denną, boczną i wsteczną.

Erozja denna i wsteczna ma miejsce w górnym biegu rzeki, natomiast erozja boczna dominuje na odcinkach, w których nachylenie maleje, zmniejsza się siła transportowa, kiedy nurt rzeki przemieszcza się z jednego brzegu do drugiego powstają meandry[7].

Pewnym rodzajem erozji dennej jest abrazja, proces polegający na ścieraniu podłoża przez luźny materiał przemieszczany przez prądy np. rzeczne. Abrazja może być wywoływana przez falowanie wód, przepływy i odpływy np. morskie, lodowiec i wiatry.

Erozję morską wywołują przede wszystkim falowania oraz pływy (przypływy, odpływy). Falowanie wywołuje wiatr, a pływy – przyciąganie Księżyca i Słońca. W Morzu Bałtyckim wysokość fal nie przekracza 5 m, przy czym w strefie brzegów ich wysokość zwiększa się w czasie burz do 15 m, na jeziorach praca abrazyjna fal jest znacznie mniejsza, wysokość fal dochodzi do 2 m.

Erozja brzegu jest głównie spowodowana hydraulicznym działaniem wody, fale uderzają o brzeg, kruszą, odrywają i rozmywają grunt/skałę. W wyniku abrazji podczas rytmicznego wznoszenia i opadania poziomu morza następuje kruszenie i ścieranie, rozdrabnianie materiału pochodzącego ze zniszczenia brzegu.

Erozja eoliczna, zwana korozją, jest wynikiem wywiewania cząstek mineralnych szkieletu gruntowego, tzw. deflacji, które uderzają w napotkane skały i rysują, ścierają, drążą je, a niekiedy polerują, powstają wówczas nisze i ostańce deformacyjne.

Podczas erozyjnej działalności lodowca wyróżnia się następujące procesy:

- detrakcję – wyrywanie fragmentów skał z podłoża,
- detersję (brazję) – wygładzanie, polerowanie podłoża,
- egzaracje – żłobienie podłoża przez czoło nasuwającego się lodowca wskutek wyrywania i ścierania skał.

Klasycznymi obrazami erozyjnej działalności lodowców są: rysy, bruzdy, zadziory, wygłady, żłoby, cyrki lodowcowe oraz barańce (mutony) i rynny międzymutonowe.

Erozji lodowcowej towarzyszy erozja wodna, wody pochodzące z topniejącego lodowca nazywamy wodami fluwioglacjalnymi (rzeczno-lodowcowymi). W przypadku kiedy te wody wydostają się poza obręb lodowca, ich oddziaływanie jest zbieżne z działaniem wód rzecznych. Natomiast wody znajdujące się w lodowcu w jego szczelinach podlegają nie tylko siłom grawitacji,

[7] Profil podłużny rzeki (profil erozyjny) dzięki erozji dennej dąży do osiągnięcia profilu równowagi – podstawy erozyjnej kiedy rzeka nie eroduje i nie akumuluje.

lecz także pozostają w warunkach ciśnienia hydrostatycznego, mogą żłobić głębiej i z zagłębień wypływać do góry.

Najprostszymi formami erozji podlodowcowej są: garnce lodowcowe, jeziora rynnowe, rynny lodowcowe i fiordy. W plejstocenie podczas zlodowaceń wody z topniejących lądolodów łączyły się z wodami rzecznymi, płynącymi w stronę lodowców i spływały zgodnie z nachyleniem terenu w przybliżeniu równolegle z czołem lodowca, rzeźbiły szerokie doliny – pradoliny.

Denudacją nazywamy ciągły proces przemieszczania rozluźnionych materiałów z wyższych obszarów w niższe. Efektem denudacji jest niszczenie i zrównywanie wszelkich dodatnich form morfologicznych i transportowanie tych produktów do obniżeń. Erozja, wietrzenie i powierzchniowe ruchy masowe współdziałają ze sobą, powodują obniżanie wyniosłości powierzchni ziemi, często łącznie nazywane są denudacją. Transport rozluźnionych materiałów odbywa się pod działaniem wody, lodowców, wiatru lub pod wpływem własnego ciężaru. Rozwój denudacji przebiega stadiami, przy czym rozróżnia się stadia: początkowe, młodociane, dojrzałe i starcze (penepleny).

Akumulacja. Transportowane osady mogą się gromadzić na lądzie lub w środowisku wodnym. Składanie osadów na lądzie odbywa się przeważnie w warunkach działającego poziomo czynnika mechanicznego, np. wody płynącej, wiatru czy przesuwającego się lodowca. Natomiast w środowisku wodnym (w morzu, jeziorze) składanie osadów odbywa się zazwyczaj przez grawitacyjne opadanie cząstek i ziarn lub wytrącanie się związków chemicznych z roztworu. W strefach przybrzeżnych panują warunki pośrednie między depozycja lądową a morską.

W zależności od środowiska tworzenia się osadów wyróżniamy akumulację:

- rzeczną,
- lodowcową i wodnolodowcową,
- eoliczną,
- jeziorno-bagienną,
- morską.

Osady składane przez rzekę na dnie koryta lub na brzegach nazywane są aluwiami. Akumulacja następuje częściowo już w środkowym biegu rzeki, a głównie ma miejsce w jej dolnym biegu. Osadzanie materiału w rzece zależy od prędkości wody, od momentu kiedy prędkość osadzania jest niższa od prędkości erozyjnej i transportowej. W korycie rzeki gromadzi się grubszy materiał, tworzą się odsypy, mielizny, łachy, wyspy, charakterystyczne dla rzeki roztokowej. W rzekach meandrujących powstają mielizny i wały odsypowe. Osady rzeczne są przeważnie dobrze wysortowane i wykształcone jako żwiry, piaski i pyły. Do akumulacyjnych form rzecznych trzeba jeszcze zaliczyć stożki napływowe, które tworzą się, kiedy do głównej rzeki wpada boczny dopływ, którego spadek jest większy od spadku rzeki głównej. Podobnie przy ujściu rzeki do zbiornika wodnego następuje zrzucenie niesionego przez rzekę materiału, ponieważ prędkość wody znacznie maleje, i tworzą się wielkie stożki napływowe – delty. Zwykle w osadach (aluwiach) obserwuje się u dołu warstwy grubych żwirów osadzonych w stadium młodocianym rzeki, na nich warstwy piasków grubych (pospółek), potem piaski średnie, drobne, aż do cząstek ilastych.

Głównymi formami akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej są moreny (powierzchniowe, wewnętrzne, czołowe, boczne, środkowe i denne). Najczęściej jako moreny określa się formy morfologiczne powstałe z materiału wytapianego lub osadzanego po stopnieniu lodowca, lecz również tego terminu używa się względem osadu niesionego w lodowcu, na lodowcu i w spągu lodowca. Moreny boczne i środkowe mają charakter wałów równoległych do zboczy dawnej zlodowaconej doliny. U czoła jęzora lodowcowego tworzy się wał-morena czołowa, niekiedy przy przemieszczaniu do przodu powstaje morena spiętrzona. Innymi formami akumulacji lodowcowej, wodnolodowcowej są: sandry, ozy, kemy, zastoiska, bruk morenowy i głazy narzutowe.

W czasie transportu eolicznego materiał piaszczysty jest sortowany i obrabiany mechanicznie. Głównymi formami akumulacji eolicznej są wydmy o różnych kierunkach i kształtach – barchany, paraboliczne, nieregularne, gwiaździste, podłużne i poprzeczne.

Akumulacja jeziorno-bagienna. Powstanie jezior może być różnorodne (tektoniczne, lodowcowe, rzeczne itp.). W skali czasu geologicznego są zjawiskiem przejściowym i krótkotrwałym. W jeziorach słodkowodnych rozwija się bujne życie organiczne. Fale i prądy w jeziorach są słabe. Często osady jeziorne mają charakter deltowy, przyniesiony grubszy materiał ulega sedymentacji niedaleko ujścia, a drobniejszy, w postaci zawiesiny, unosi się długo i jest przenoszony dalej. W jeziorach tworzą się gytie, kreda jeziorna, ziemie okrzemkowe i darniowe. Bagna tworzą się tam, gdzie zagłębienia powierzchni nie są na tyle głębokie, żeby utworzył się basen wodny. Występują w pobliżu brzegów jeziornych, tworzą się na miejscu dawnych jezior, gdy te zostaną zapełnione osadami. Osady tworzą się w bagniskach dzięki obfitej i obumierającej roślinności. W bagniskach nagromadzona materia roślinna ulega przeobrażeniu, następuje jej rozkład pod działaniem wody, tlenu i bakterii. Można w nich spotkać sapropele (galaretowate substancje zmieszane z iłami) i różnorodnego rodzaju torfy.

Akumulacja morska. Materiał skalny przemieszcza się wzdłuż wybrzeży w kierunku równoległym i prostopadłym do linii brzegowej wskutek prądów morskich i fal. Fala napływa na brzeg pod pewnym kątem, niesie ze sobą materiał i wtacza go ukośnie na plażę. Powrót wody odbywa się zgodnie z największym nachyleniem plaży, czyli prawie prostopadle do brzegu. Wskutek tego materiał nie wraca na poprzednie miejsce, lecz trochę dalej. Efektem działalności akumulacyjnej fal są: wały brzegowe, przybrzeżne mielizny i bariery, mierzeje oraz plaża. Osady współczesne wykazują duże zróżnicowanie, zależne od głębokości morza i odległości od brzegu. Wyróżnia się wśród nich cztery grupy osadów – litoralne, nerytyczne (szelfowe), hemipelagiczne (batialne), eupelagiczne (abysalne).

5.3. Powierzchniowe ruchy masowe[8]

Powierzchniowymi ruchami masowymi nazywamy procesy, w wyniku których następują przemieszczenia w obrębie zboczy (stoków) gruntów, skał (w tym zwietrzelin) wskutek działania siły ciężkości.

Strefę zboczową w kategoriach bilansu mas związanych z procesami denudacyjnymi (procesami niszczącymi, polegającymi na przemieszczaniu gruntów i obniżaniu podłoża) i akumulacyjnymi można podzielić na trzy części – dwie główne: denudacji (bilans ujemny) i akumulacji (bilans dodatni) oraz stosunkowo niedużą część trzecią – równowagi (bilans zerowy) (ryc. 5.27).

Ze strefą zboczową jest związana działalność wielu procesów geodynamicznych, modelujących zbocze, które prowadzą do powstawania osadów zboczowych. Utwory zboczowe różnią się pod względem litologicznym i genetycznym. Wśród procesów zboczowych wydziela się dwie główne grupy:

- powierzchniowe ruchy mas, których głównym czynnikiem powodującym ich transport jest siła ciężkości;
- procesy spłukiwania, głównym czynnikiem transportu materiału (w postaci rumowiska unoszonego i wleczonego) jest siła hydrodynamiczna potoków spływających po zboczu.

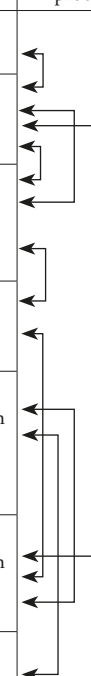
[8] W tym rozdziale omówiono powierzchniowe ruchy masowe występujące w gruntach, natomiast występujące w skałach przedstawiono w rozdziale 7.2.

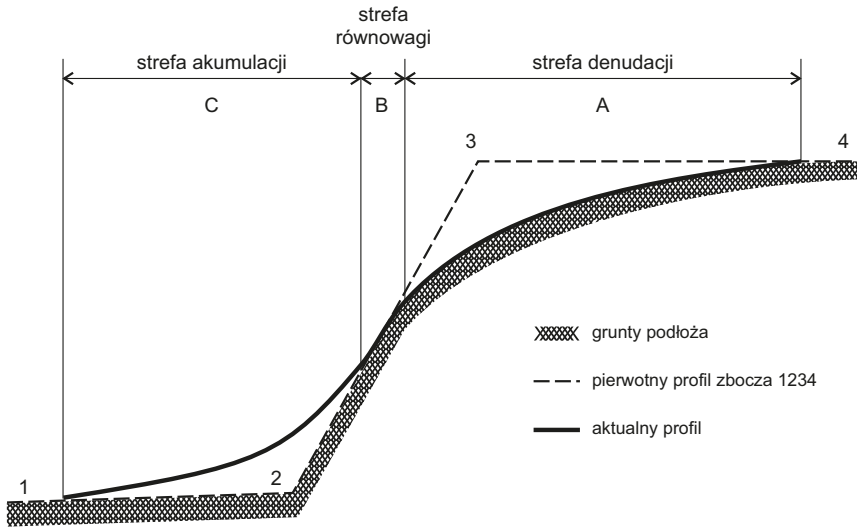
Akumulacyjna działalność powyższych procesów prowadzi do powstania trzech zasadniczych grup osadów – koluwiów, deluwiów i proluwiów (tab. 5.12).

Koluwia to zasadniczy osad powstały w wyniku ruchu mas, przy czym woda nie stanowi ośrodka transportującego, jedynie wpływa na zmianę właściwości gruntu. Koluwia to bardzo zróżnicowany materiał, który powstaje podczas:

- obrywania – materiał bryłowo-okruchowy bez segregacji;
- osypywania – materiał od grubo- do drobnoziarnistego z wyraźną segregacją;
- osuwania i zsuwania – materiał różnorodny z zachowanymi w różnym stopniu cechami pierwotnymi struktury i tekstury;
- spełzywania – materiał różnorodny, wykazujący ukierunkowanie (w dół zbocza), zniekształcenia teksturalne bez rozerwania pierwotnej ciągłości;
- spływania – bezładna masa gruntowa, często ze znacznym udziałem materiału drobnospersyjnego, nie wykazująca segregacji, tekstury bezładne lub zaburzone.

Tabela 5.12. Klasyfikacja osadów zboczowych w nawiązaniu do procesów je tworzących wg Stochlaka, 1974 (uproszczona i zmieniona)

Procesy	Typ procesów	Mechanizm rozwoju procesów	Kombinacja procesów	Grupy osadów
POWIERZCHNIOWE RUCHY MASOWE	OBRYWANIE	nagły ruch mas z krótkotrwałą utratą kontaktu z podłożem		KOLUWIA
	OSYPYWANIE	ruch luźny mas gruntowych w dół zbocza w wyniku przekroczenia naturalnego kąta zsypu		
	OSUWANIE	ruch mas gruntowych wzdłuż jednej lub kilku powierzchni poślizgu (przekroczenie wytrzymałości na ścinanie)		
	ZSUWANIE	przemieszczenia mas gruntowych wzdłuż istniejących powierzchni osłabienia (poślizgu)		
	SPEŁZYWANIE	powolne i regularne przemieszczenia przypowierzchniowych mas gruntowych w wyniku cyklicznych zmian objętościowych bez wytworzenia powierzchni poślizgu		
	SPŁYWANIE (soliflukcja)	przyspieszony i nieregularny ruch przypowierzchniowych mas gruntowych w dół zbocza wyniku ich przesycenia wodą		
SPŁUKIWANIE	SPŁUKIWANIE • rozproszone • warstwowe • skoncentrowane	transport w dół zbocza rumowiska wleczonego i zawieszonego strugami wodnymi		DELUWIA
EROZJA	EROZJA WĄWOZOWA	transport rumowiska wleczonego i zawieszonego przez skoncentrowane liniowo potoki powierzchniowego spłukiwania przy większej koncentracji przepływu		PROLUWIA



Ryc. 5.27. Profil przekształcania się zbocza z podziałem na dynamiczne strefy

Pozostałe procesy powodują powstawanie deluwiów i proluwiów, które tworzą się w środowisku wodnym (transport strumieniami, potokami wodnymi).

Koluwia, jako osad powstały podczas oddziaływania powierzchniowych ruchów masowych, to osady silnie zróżnicowane litologicznie, strukturalnie i teksturalnie. Wspólną ich cechą jest sposób i forma morfologiczna ich występowania. Pod względem składu granulometrycznego koluwia stanowią osady o diametralnym zróżnicowaniu wielkości – od wielkich (kilkumetrowych) bloków do mikronowych cząstek. Wspólną cechą koluwiów, w mniejszym lub większym stopniu, są zaburzenia pierwotnych struktur, stanowiące świadectwo ich przemieszczania. Liczne wkładki, nieregularne soczewki, gniazda materiałów grubookruchowych wśród osadów drobnoziarnistych (lub odwrotnie), różny stopień zagęszczenia, wilgotności to dalsze cechy umożliwiające rozpoznanie koluwiów. Ważnym elementem podczas ich kartowania są obserwacje hydrogeologiczne, np. wysięki, wycieki czy podmokłości. Zwierciadło wody gruntowej w tych osadach występuje nieregularnie i na zmiennych głębokościach. Podczas badań terenowych kluczowym zagadnieniem staje się zlokalizowanie przebiegu powierzchni poślizgu bezpośrednio z obserwacji lub na podstawie specjalistycznych badań, np. georadarowych. Powierzchnia kontaktu między utworami macierzystymi (nienaruszonymi) a koluwiami bardzo często stanowi predysponowaną powierzchnię osłabienia (poślizgu). Obniżenie wytrzymałości gruntów wzdłuż tej powierzchni lub strefy osłabienia wiąże się często z koncentracją wód infiltracyjnych.

Istnieje wiele klasyfikacji powierzchniowych ruchów masowych. W Polsce najbardziej rozpowszechniona jest klasyfikacja opublikowana w roku 1955 przez Kleczkowskiego. Natomiast na świecie najbardziej znana jest klasyfikacja Varnesa z roku 1958 (Varnes, 1978). W tabeli 5.13 zaprezentowano podział powierzchniowych ruchów masowych z punktu widzenia geologii inżynierskiej i geotechniki, uwzględniający różne źródła literaturowe i doświadczenie autora. Można wydzielić trzy zasadnicze i jeden dodatkowy (złożony) typ powierzchniowych ruchów masowych (osuwisk):

- obrywy i osypy,
- zsuwy i osuwiska,
- spełzania i spływy.

Tabela 5.13. Geologiczno-inżynierski/geotechniczny podział powierzchniowych ruchów masowych

Typ ruchu	Opis mechanizmu ruchu	Podtypy/prędkość ruchu	
OBRYWY i OSYPY	gwałtowne powierzchniowe (obrywanie, odpadanie, staczanie, zawalenia) się całych bloków, okruchów kamienistych, mas gruntowych oraz sypanie się, zsypywanie, toczenie materiału okruchowego w dół zbocza	powyżej 0,3 m/min, niekiedy powyżej 3m/sek	
ZSUWY i OSUWISKA	• przemieszczanie gruntów (skał) wzdłuż powierzchni poślizgu w wyniku przekroczenia wytrzymałości ośrodka na ścinanie • zsuwy powstają wzdłuż powierzchni strukturalnych	zsuwy konsekwentne: • wzdłuż powierzchni warstwowania • wzdłuż spękań szczelin • wzdłuż granicy zwietrzelina–skała	prędkość zróżnicowana od 1m/rok do 1m/sek
	osuwiska powstają po powierzchni rotacyjnej w materiale jednorodnym lub niejednorodnym	osuwiska: • insekwetne (obsekwetne) • asekwetne • sufozyjne	
SPEŁZYWANIA i SPŁYWY	• przemieszczenia gruntów (skał) w dół zbocza, grzęźnięcie bloków • spełzywanie powolny ruch bez wyraźnej powierzchni poślizgu	prędkość ruchu spełzywania: od 0,3 m/5 lat do 0,3 m/dzień	
	spływy szybkie przemieszczania (krótkotrwałe i płytkie) gruntów spoistych i sypkich na skutek przesycenia wodą (soliflukcja)	prędkość ruchu spływy: powyżej 1,5 m/dzień	
RUCHY ZŁOŻONE	kombinacje dwu lub więcej typów ruchów np.: osuwiska z wypierania podłoża, długotrwałe odkształcenia słabszego podłoża wskutek obciążenia wysokimi blokami skał (odkształcenia reologiczne – pełzanie)	prędkość zróżnicowana w zależności od bardzo powolnych do bardzo szybkich	

Geometryczne elementy samego osuwiska przedstawiają ryciny 5.28 i 5.29 oraz schematy podstawowych rodzajów powierzchniowych ruchów masowych.

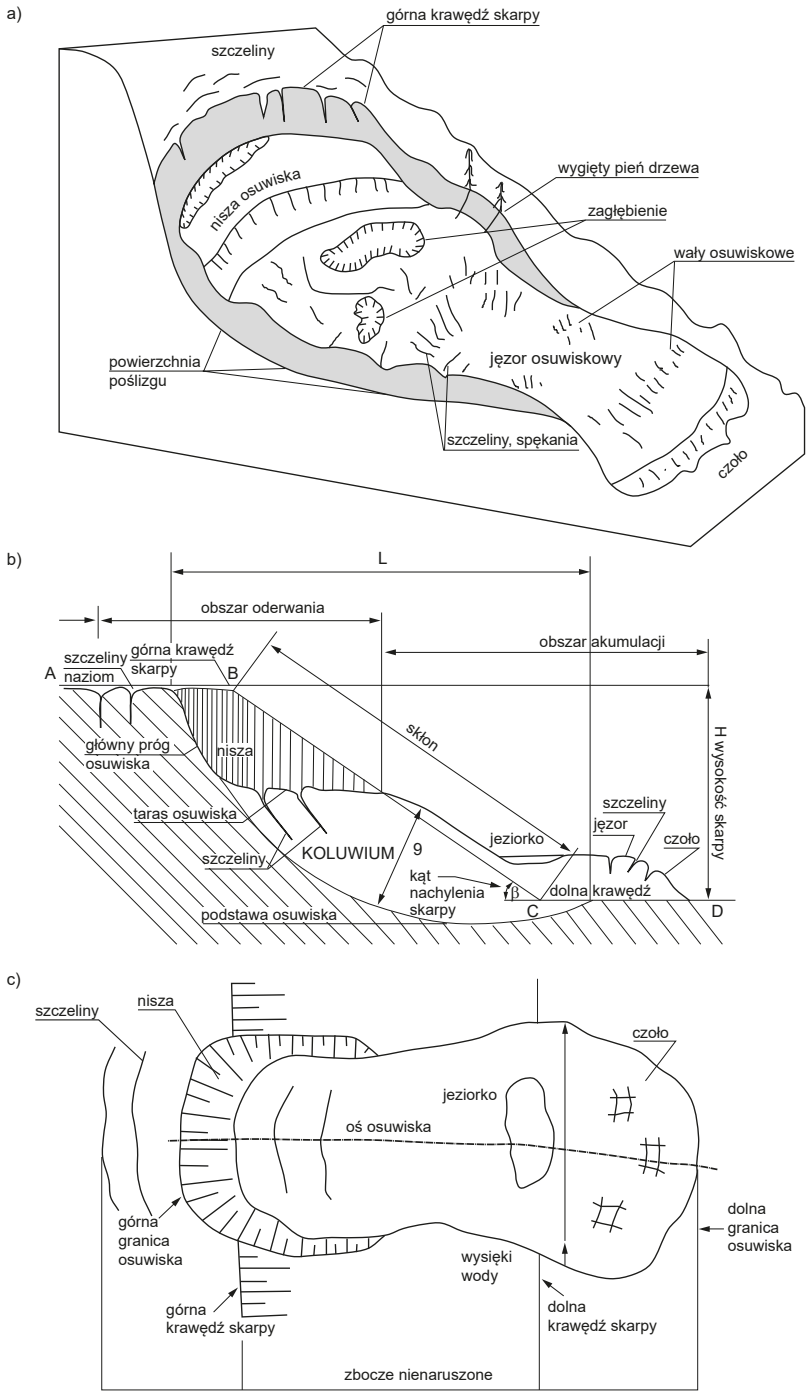
W ramach tych zasadniczych typów powierzchniowych ruchów masowych wyróżnia się również podtypy. Trzeba wyraźnie podkreślić, że zsuwy mają miejsce po wyraźnej strukturalnej powierzchni (warstwowania, spękania, granica skała–zwietrzelina), natomiast właściwe osuwiska charakteryzują się ruchem ślizgowym połączonym z obrotem poruszającego się materiału (dookoła pewnego punktu w kierunku odwrotnym niż sam ruch ślizgowy) po powierzchni kołowo-cylindrycznej. Dalszy podział na podtypy jest uzależniony od materiału budującego zbocze i od położenia płaszczyzny poślizgu względem kierunku nachylenia zbocza.

Wyróżnia się podtypy (tab. 5.13):

- konsekwentne, rozwijające się tam, gdzie warstwy gruntowe/skalne zapadają zgodnie z kierunkiem zbocza;
- asekwentne, tworzą się w jednorodnych i najczęściej niewarstwowanych gruntach;
- insekwentne, powstają w ośrodkach, gdzie powierzchnia poślizgu rozwija się niezależnie od istniejących powierzchni w masywie gruntowym.

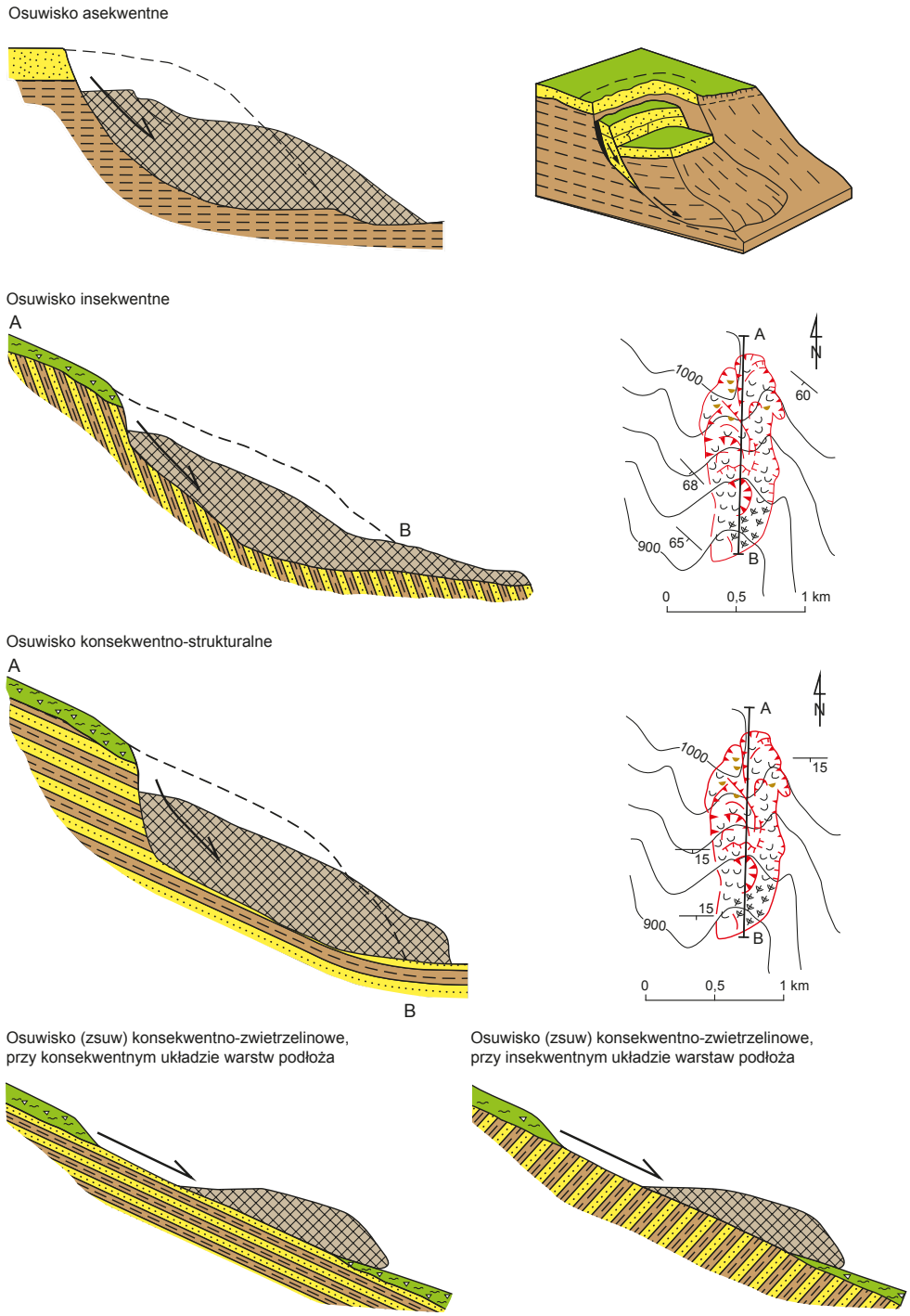
Wspólną cechą zsuwów i osuwisk jest to, że zachodzą wskutek przekroczenia oporu na ścinanie gruntów przez siły aktywne.

Formy osuwiskowe są dość łatwo rozpoznawalne w terenie, w szczególności jest charakterystyczne ukształtowanie powierzchni. W efekcie procesów osuwiskowych powstają następujące



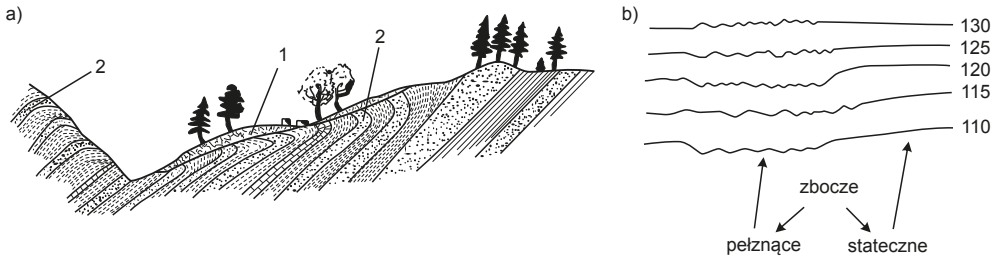
Ryc. 5.28. Geometryczne elementy osuwiska (b i c wg Wysokińskiego; Instrukcja ITB 424/2006)

a) blokdiagram osuwiska; b) i c) główne elementy osuwiska w przekroju i w planie



Ryc. 5.29. Podstawowe schematy głównych typów powierzchniowych ruchów masowych (Chowaniec, Wójcik red., 2012)

formy: nisze, rynny, jęzory, widoczne na mapie topograficznej i zdjęciu lotniczym. Pełznące zbocze na mapie posiada charakterystyczny rysunek poziomic (odpowiednie ich wygięcie). Na zboczu, na którym ma miejsce spełzywanie, są obserwowane tzw. haki zboczowe (ryc. 5.30) oraz powyginane drzewa (dolna część w kierunku ruchu w dół zbocza, górna część drzewa jest pionowa).



Ryc. 5.30. Spełzywanie zwietrzeliny

a) powstawanie haków na zboczu (w przekroju, wg Książkiewicza, 1968): 1 – pełznąca zwietrzelina, 2 – haki zboczowe w utworach podłoża; b) rysunek warstwicowy zbocza pełznącego

W normie PN-EN 1997-1 skarpy i zbocza przypisano do odpowiednich kategorii geotechnicznych:

Kategoria I obejmuje:
- skarpy wykopów do 1,5 m (nienawodnione),
- skarpy nasypów do 3 m,
- zbocza gruntów sypkich lub spoistych, bez śladów osuwisk, do 6 m (niezabudowane),
- zbocza skalne i zwietrzelinowe, płaskie i łagodnie nachylone, bez śladów aktywności osuwiskowej.

Kategoria II zawiera:
- skarpy wykopów do 4,5 m (nienawodnione),
- skarpy wykopów do 2,5 m w obecności wód gruntowych,
- skarpy nasypów do 8 m,
- zbocza z gruntów sypkich i spoistych o wysokości kilkunastu metrów, bez śladów osuwisk (niezabudowane),
- zbocza skalne i zwietrzelinowe niezależnie od wysokości o nachyleniu do 15° bez śladów osuwisk, przeznaczone do zagospodarowania (w Karpatach zdarzają się zbocza osuwiskowe o niższych kątach nachylenia niż 15°).

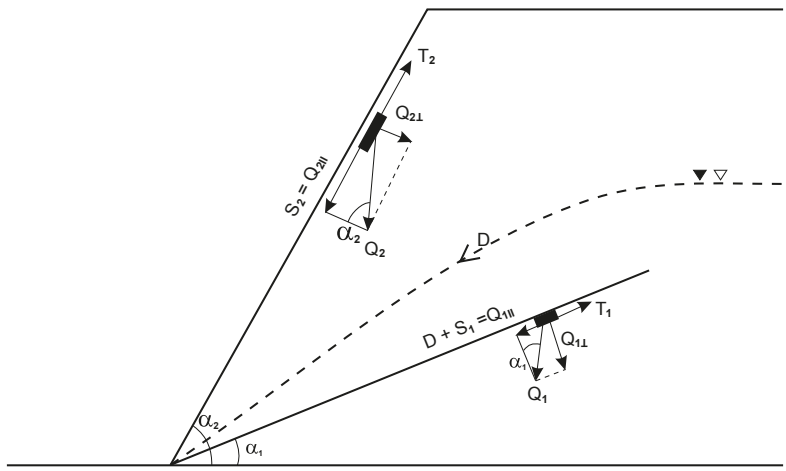
Kategoria III obejmuje:
- głębokie wykopy,
- nasypy powyżej 8 m,
- zbocza do zagospodarowania obiektami budowlanymi o nachyleniu większym niż 15°.

Projektowanie statecznej geometrii zboczy w przypadku kategorii:
- I może odbywać się na podstawie przepisów lub doświadczenia,
- II należy przeprowadzić badania parametrów wytrzymałościowych gruntów i sprawdzić stateczność metodą numeryczną,
- III trzeba wykonać badania laboratoryjne i polowe oraz opracować dokumentację geologiczno-inżynierską, ponadto potrzebne jest przeprowadzenie monitoringu metodami geodezyjnymi lub geofizycznymi.

Z geologiczno-inżynierskiego/geotechnicznego punktu widzenia, odnośnie powierzchniowych ruchów masowych zachodzących na zboczu, można postawić dwa zasadnicze pytania w stosunku do:

- istniejącego zbocza: czy jest ono w danym momencie stateczne (nieruchome)?
- projektowanego zbocza: pod jakim kątem powinno być wyprofilowane zbocze aby było stateczne?

Aby odpowiedzieć na te pytania należy przeanalizować warunki równowagi sił działających w zboczach (ryc. 5.31).



Ryc. 5.31. Warunki równowagi sił działających na zboczu w zależności od kąta nachylenia

Określamy siły powodujące naruszenie równowagi – składową styczną (równoległą) S_i, ciężaru gruntu Q_i; siłę ciśnienia spływowego – D, w niektórych przypadkach siłę wywołaną wstrząsami dynamicznym (sejsmicznymi) – S_s, jak również wyznaczamy siły utrzymujące zbocze w równowadze T_i, wynikające ze składowej normalnej oraz parametrów wytrzymałości na ścinanie: kąta tarcia wewnętrznego i spójności gruntu. Miarę pewności stateczności zboczy wyraża współczynnik stateczności bezpieczeństwa (wskaźnik stanu równowagi):

$$F = \frac{\textit{suma sił utrzymujących}}{\textit{suma sił zsuwających}} \qquad (5.37)$$

Dla prostych warunków gruntowych analiza sił przedstawia się następująco:

- dla zbocza zbudowanego z gruntu sypkiego (suchego, wilgotnego)
  $T_i\,(Q_i\cos\alpha_i \operatorname{tg}\Phi) \geq S_i\,(Q_i\sin\alpha_i)$, $\qquad \operatorname{tg}\Phi \geq \operatorname{tg}\alpha_i$
- dla zbocza zbudowanego z gruntu sypkiego, nawodnionego
  $T_i\,(Q_i\cos\alpha_i \operatorname{tg}\Phi) \geq S_i\,(Q_i\sin\alpha_i) + D$[9], $\qquad \dfrac{\operatorname{tg}\Phi}{2} \geq \operatorname{tg}\alpha_i$
- dla zbocza zbudowanego z gruntu spoistego
  $T_i\,(Q_i\cos\alpha_i \operatorname{tg}\Phi + c) \geq S_i\,(Q_i\sin\alpha_i)$, $\qquad \operatorname{tg}\Phi > \operatorname{tg}\alpha_i - \dfrac{c}{\gamma \cdot z\cos^2\alpha_i}$

[9] $D = j \cdot V$ – siła ciśnienia spływowego, przy czym $j = i \cdot \gamma_w$, gdzie j – ciśnienie spływowe jednostkowe, i – spadek hydrauliczny, γ_w – ciężar właściwy wody, γ – ciężar objętościowy gruntu, z – głębokość powierzchni poślizgu, V – objętość części zbocza biorącego udział w ruchu.

W przypadku działania wstrząsów sejsmicznych do sił zsuwających zalicza się siłę:

$$S_s = \frac{a}{g} Q \qquad (5.38)$$

gdzie:

a – wywołane przyspieszenie sejsmiczne,
g – przyspieszenie ziemskie,
Q – ciężar, na który działa siła S_s.

Działanie dodatkowej siły przyjmuje się jako siłę poziomą przechodzącą przez środek ciężkości klina odłamu (masy gruntu podlegającemu naruszeniu równowagi).

Teoretycznie gdy: F < 1 to zbocze jest niestateczne, F = 1 – zbocze znajduje się w chwilowej równowadze (stan graniczny), F > 1 – zbocze jest stateczne.

Nadwyżka lub niedobór w stosunku do wartości współczynnika (wskaźnika) bezpieczeństwa F = 1 określa zapas stateczności lub ile brakuje do zachowania stateczności.

Przedstawione warunki równowagi pozwalają dla jednorodnych warunków szybko i w miarę prosto ocenić stateczność zbocza. W przypadku bardziej złożonych trzeba stosować metody obliczeń uwzględniające znacznie więcej czynników. Poza klasycznymi metodami (Felleniusa, Bishopa, Janbu, Nonveillera, Morgensterna-Price'a itp.), instrukcja ITB 424/2006 wymienia metody wynikające z teorii plastyczności (kinematyczne), metody elementów skończonych, metody probabilistyczne (statystyczne). Z uwagi na niejednorodność gruntów budujących zbocze i zmienne warunki hydrogeologiczne w tej samej instrukcji za powstanie osuwisk uznano:

- F > 1,5 bardzo mało prawdopodobne,
- 1,3 < F <1,5 mało prawdopodobne,
- F < 1,0 bardzo prawdopodobne.

Szczególnej uwagi wymaga zagadnienie budowy różnych obiektów w strefie krawędzi dolin rzecznych czy różnych zbiorników wodnych. Zbyt bliska ich lokalizacja może spowodować naruszenie stateczności lub często liczne uszkodzenia, nawet bez występowania osuwiska. Podczas rozwiązywania tego problemu wyróżnia się dwie strefy (Instrukcja ITB 424/2006) (tab. 5.14):

- zagrożenia osuwiskowego – A,
- wpływu zbocza – B.

W strefie A nie posadawia się obiektów budowlanych, w strefie B posadowienie wymaga dużej ostrożności, szczegółowych badań i obliczeń. Ilościowe rozmiary strefy A i B zależą od rodzaju gruntu, wysokości i nachylenia zbocza. Przykładowo dla czwartorzędowych glin zwałowych i wysokości zbocza w zakresie H = 20–40 m przy nachyleniu:

- 1:1, strefa A wynosi 10–40 m, strefa B – 35–90 m,
- 1:2, strefa A wynosi 0 m, strefa B – 15–40 m.

Natomiast dla zboczy wyprofilowanych w iłach plioceńskich dla takich samych wysokości i przy nachyleniu 1:1 i 1:2 zbocza są niestateczne. Dopiero przy nachyleniu:

- 1:3 i wysokości H = 20 m, strefa A = 45 m, a strefa B = 110 m, zbocze wysokości 30 i 40 m są niestateczne,
- 1:4 i wysokości H = 20–40 m, strefa A = 30–110 m, a strefa B = 90–170 m,
- 1:5 i wysokości H = 20–40 m, strefa A = 15–70 m, B = 65–150 m.

Orientacyjne stateczne kąty nachylenia zboczy wg instrukcji ITB przedstawia tabela 5.15.

Poza obliczeniami stateczności zboczy opartymi na analizie równowagi sił lub analizie numerycznej, prognozę zjawisk osuwiskowych można przeprowadzić stosując kryterium przemieszczeń poziomych (Wysokiński, 1980). Znajomość wskaźnika deformacji (wartości i prędkości przemieszczeń poziomych) umożliwia odpowiedź na pytanie, czy występujące przemieszczenia zbocza

Tabela 5.14. Orientacyjne strefy zagrożenia osuwiskowego w strefie wpływu uzyskane z obserwacji terenowych i obliczeń (dominujący czynnik w budowie zbocza wg Instrukcji ITB 424 – Wysokiński, 2006)

Generalne nachylenie zbocza	Gliny zwałowe						Iły plioceńskie					
	H =20 m		H = 30 m		H = 40m		H = 20 m		H = 30 m		H = 40 m	
	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
1:1	10	35	20	50	40	90	Θ		Θ		Θ	
1:2	0	15	0	25	0	40	Θ		Θ		Θ	
1:3	0	0	0	0	0	25	45	110	Θ		Θ	
1:4	0	0	0	0	0	0	30	90	80	135	110	170
1:5							15	65	65	115	70	150
1:6							110	30	15	90	35	110
1:7							80	0	0	50	15	80

A – strefa zagrożenia osuwiskowego; B – strefa wpływu zbocza; Θ – zbocze niestateczne

zagrażają lub czy nie będą zagrażać trwałości obiektu. Analizując pole przemieszczeń w rejonie zbocza można ustalić strefę masywu zaangażowaną w odkształcenia oraz zasięg tej strefy powyżej górnej krawędzi zbocza.

Kryterium niebezpiecznej wartości różnicy przemieszczeń poziomych dla różnych obiektów jest niejednakowe, przykładowo w kopalniach odkrywkowych dla skarp stałych może to być 10 cm, a dla skarp roboczych nawet 100 cm. Rejestrowane (np. podczas monitoringu) przemieszczenia wywołujące osuwiska pozwalają na wyznaczenie średniej prędkości przemieszczeń. Uwzględnienie prędkości przemieszczeń zbocza uściśla jego prognozę stateczności i umożliwia zabezpieczenie przed zniszczeniem.

Rysunek 5.32 przedstawia charakterystykę geodynamiki przemieszczeń opracowaną na podstawie wieloletnich pomiarów kilkudziesięciu osuwisk, które wystąpiły w kopalni Bełchatów w podziale na fazy (początkowa przedosuwiskowa, zasadniczego ruchu i wygasania ruchu osuwiskowego) i stadia (ruchu, hamowania, stabilizacji). Ruchy osuwiskowe w kopalni charakteryzują się względnie długotrwałą fazą początkowego ruchu (do 1 roku), w trakcie której tempo przemieszczeń osiąga wartość do 17 mm/dobę, następie jest stadium I zasadniczego ruchu osuwiskowego, trwające ok. 2–3,5 miesiąca, kiedy to tempo deformacji wzrasta do 30 mm/dobę, później następuje II (0,5–2,5 miesiąca, prędkość do 50 mm/dobę) i III (1,5–3,5 miesiąca, prędkość 50–1500 mm/dobę) stadium zasadniczego ruchu osuwiskowego. Po tej fazie ma miejsce faza wygasania, stadium hamowania i stabilizacji.

Tabela 5.15. Nachylenia zboczy wykopów różnych wysokości w gruntach spoistych oraz wskaźnikowe parametry do obliczeń stateczności wykopów wg Instrukcji ITB 424 – Wysokiński, 2006

Grunty[1)]	Wysokość skarpy	Nachylenie wykopu	Nachylenie nasypu	Wskaźnik plastyczności	Ciężar objętościowy	Parametry	
						Kąt tarcia wewnętrznego	Spójność
	h m	– –	– –	I_p –	γ kN/m^3	φ stopnie	c kN/m^2
Piaski ilaste (clSa)	0–3	1:1,25	1:1,6	< 0,10	18	25	5[2)]
	3–6	1:1,6	1:2				
Piaski pylaste (siSa)	6–9	1:1,75	1:1,22				
	9–12	1:1,9	1:2,3				
Pyły (Si)	12–15	1:2	1:2,4				2,5[3)]
Gliny (sasiCl) (sisaCl)	0–3	1:1,25	1:1,25	od 0,10 do 0,20	19	25	10[2)]
	3–6	1:1,25	1:1,6				
	6–9	1:1,4	1:1,8				
	9–12	1:1,6	1:1,9				5[3)]
	12–15	1:1,7	1:2				
Iły pylaste i piaszczyste (siCl), (saCl)	0–3	1:1,25	1:1,25	od 0,20 do 0,30	20	17,5	20[2)]
	3–6	1:1,25	1:1,71				
	6–9	1:1,25	1:2,1				
	9–12	1:1,7	1:2,4				
	12–15	1:2	1:2,5				10[3)]
Iły (Cl)	0–3	1:1,25	1;1,25	>0,30	20	10	35[2)]
	3–6	1:1,25	1:1,4				
	6–9	1:1,25	1:2,6				
	9–12	1:1,5	1;3,2				17,5[3)]
	12–15	1:2	1:3,5				

[1)] Nazwy gruntów wg normy
[2)] Wartości dotyczące wykopów
[3)] Wartości dotyczące nasypów

Większość osuwisk zachodziło w iłach neogeńskich (miocenu lądowego) po powierzchniach poślizgu o wytrzymałości na ścinanie w zakresie: kąt tarcia wewnętrznego 4–9° i spójność 20–34 kPa.

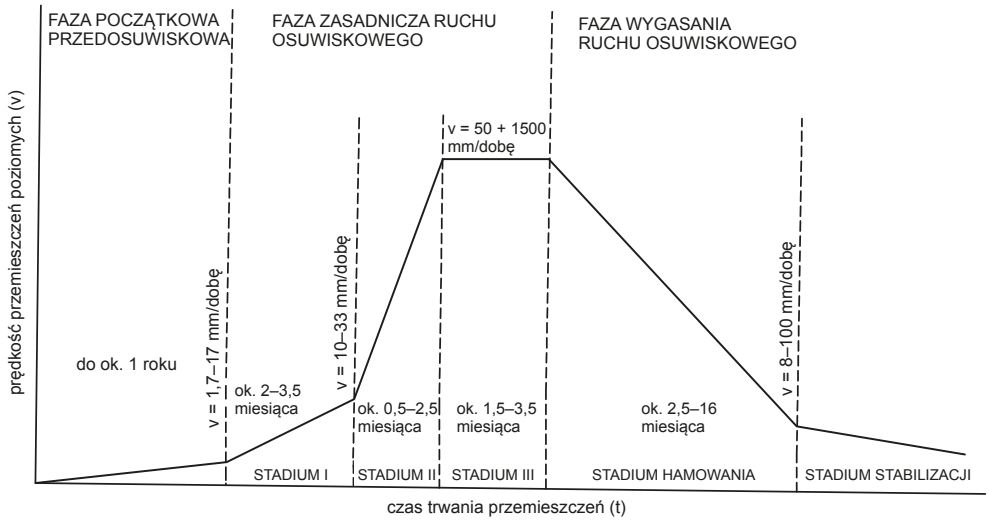
Flisiak i in. (2014) przedstawili propozycję ujednolicenia ocen zagrożenia osuwiskowego w kopalniach odkrywkowych. Oparta jest ona na sugestii Berggrena i in. (1992), określającej tzw. ryzyko osuwiskowe – R = prawdopodobieństwo × konsekwencje.

Ryzyko osuwiskowe jest ustalone jako iloczyn dwóch rodzajów wartości:

- prawdopodobieństwa zaistnienia potencjalnego osuwiska wyrażonego głównie ilościową wartością F wskaźnika stateczności zbocza, przy czym wydziela się tu pięć rodzajów zagrożeń (1,0 ≤ F < 1,1; 1,1 ≤ F < 1,3; 1,3 ≤ F < 1,5; 1,5 ≤ F < 1,7; F ≥ 1,7) oraz prędkością poziomych przemieszczeń,
- konsekwencji (szkodliwości) w postaci trzech poziomów (szkodliwość: duża A = 1, średnia B = 2, mała C = 3).

Kompilacja prawdopodobieństwa i konsekwencji umożliwia wydzielenie pięciu stopni ryzyka osuwiskowego:

- IR = ryzyko bardzo małe R > 4,8;
- IIR = ryzyko małe 3,2 < R < 4,8;



Ryc. 5.32. Zestawienie danych dotyczących kryterium przemieszczeniowego na podstawie osuwisk skarpy południowej kopalni (Czarnecki i in., 2007)

- IIIR = ryzyko średnie $1,6 < R \leq 3,2$;
- IVR = ryzyko duże $1,1 < R \leq 1,6$;
- VR = ryzyko bardzo duże $1 < R \leq 1,1$.

Przykładowo, przy F = 1,2 i dużej szkodliwości A = 1, wartość R = 1,2 ryzyko duże IVR. Autorzy tej propozycji podkreślają, że przedstawiona klasyfikacja może być stosowana, gdy F > 1,0 dla stałych skarp i zboczy odkrywki i zwałowiska, przy czym do obliczeń stateczności stałych zboczy kopalń odkrywkowych należy stosować parametry wyprowadzone trwałego oporu ścinania – τ_T, w szczególności stref kontaktowych różnych warstw gruntowych. Warto jeszcze zaznaczyć, że uznaje się za zagrożenie osuwiskowe, kiedy kąt nachylenia powierzchni kontaktowej (strukturalnej) jest większy od połowy wyprowadzonego trwałego kąta tarcia wewnętrznego $\alpha_{str} \geq 0,5\Phi_T$. dla ilastego masywu odwodnionego kopalni Turów $\Phi_T = 7–12°$, a $\alpha_{str} \geq 3,5°$ (Flisiak i in., 2014)[10].

Poza Karpatami skupiska osuwisk występują na zboczach większych dolin rzecznych i potoków oraz na zboczach zbiorników wodnych (jezior i południowego Bałtyku). Rejestrację osuwisk w Polsce rozpoczęto w latach 1967–1968 w Państwowym Instytucie Geologicznym i jest

[10] W górnictwie odkrywkowym (wg BN–82/0403–02) wytrzymałość trwała (τ_T) jest określana jako reologiczna wartość oporu ścinania, jaki może być zrealizowany trwale w elemencie gruntowym, tj. przy nieograniczonym czasie trwania obciążenia. τ_T zazwyczaj stanowi tylko pewną część wytrzymałości tzw. standardowej – τ_f, wyznacza się ją w zależności od kategorii rozpoznania geologicznego. Przykładowo dla kategorii C_1 wytrzymałość trwałą dla gruntów: spoistych $\tau_T = 0,55\ \tau_f^c$, sypkich $\tau_T = 0,90\ \tau_f^c$. Natomiast dla kategorii B i A wytrzymałość trwałą wyznacza się w badaniach laboratoryjnych np. w aparacie trójosiowego ściskania. W pierwszym etapie przeprowadza się badania pełzania przy różnych ciśnieniach w komorze pod naprężeniami σ_z równymi 0,3; 0,4; 0,5;0,6; 0,7; 0,8; 0,9 wytrzymałości τ_f. Następnie z wykresu zależności prędkości odkształceń $\dot{\varepsilon}_z$ od σ_z ustala się wartość naprężenia σ_{zT}, odpowiadającą punktowi końca prostoliniowego odcinka wykresu i oblicza się naprężenie normalne σ_T i ścinające τ_T. Uzyskane pary naprężeń σ_T i τ_T dla różnych ciśnień w komorze aproksymuje się liniowo i wyznacza tradycyjnie jak dla ścieżki obciążeń trwałe wartości Φ_T i c_T. Interesująco wygląda porównanie parametrów wytrzymałości trwałej τ_T (Φ_T i c_T) z parametrami wytrzymałości rezydualnej τ_r (c_r i Φ_r), charakteryzującymi minimalną wytrzymałość na powierzchni zniszczenia (poślizgu), ustalonymi przy długiej drodze ścinania. Oczywiście obie wartości τ_T i τ_r są mniejsze od τ_f. Pisarczyk, Rymsza (1993) podają następujące relacje dla stanu: $I_L \leq 0$, zwartego i półzwartego $\tau_r < \tau_T < \tau_f$ dla gruntów o dużej wytrzymałości; natomiast dla $I_L \geq 0,5$ dla stanu miękkoplastycznego dla gruntów o dużej spoistości $\tau_T < \tau_r < \tau_f$.

kontynuowana do dzisiaj. W roku 2005 (Lemberger, 2005) zostało wykonane komputerowe opracowanie zamówione przez Ministerstwo Środowiska pt. *Rejestracja i inwentaryzacja zagrożeń geologicznych na terenie całego kraju (ze szczególnym uwzględnieniem osuwisk oraz innych zjawisk geodynamicznych)*. Osuwiska w Polsce poza Karpatami nie stanowią wielkiego problemu w sensie zajmowanej powierzchni, natomiast z uwagi na liczbę i na ich skryty, raptowny sposób powstawania stanowią duże zagrożenie. Poza Karpatami do roku 2005 zarejestrowano ok. 2500 osuwisk, z czego 500 zagraża obiektom budowlanym. Większość występuje w osadach plejstoceńskich i holoceńskich oraz niekiedy w utworach neogeńskich. Zdecydowanie przeważają zsuwy i osuwiska, rzadziej obserwuje się obrywy i spełzywanie. Na rycinie 5.33 przedstawiono schematyczny szkic lokalizacyjny inwentaryzowanych rejonów osuwiskowych na obszarze Polski – wyróżniono osiem rejonów.

Rejon I – wybrzeże Bałtyku. Osuwiska występują na wysokich brzegach klifowych (do 60 m), zbudowanych z glin lodowcowych, glacilimnicznych iłów, gruntów fluwioglacjalnych. Dominują tu obrywy, zsuwy i klasyczne osuwiska, wywołane głównie abrazją morską.

Rejon II – obszar pojezierzy. Na tym obszarze występuje stosunkowo duża liczba osuwisk, głównie na terenie wzgórz morenowych, zbudowanych z glin lodowcowych i fluwioglacjalnych piasków i żwirów. Wywołane są one wskutek erozji bocznej rzek i potoków oraz infiltracji wód opadowych.

Rejon III – dolina Wisły. Na odcinku Gdańsk–Bydgoszcz osuwiska rozwijają się w glinach zwałowych i iłach warwowych. Na odcinku Dobrzyń–Warszawa w dolinie Bugu (Wyszków–Zegrze) osuwiska tworzą się w środowisku zawodnionych iłów plioceńskich, glin lodowcowych i iłów warwowych. Największe zagrożenie ma miejsce na brzegach Zalewu Włocławskiego w rejonie Dobrzynia i Płocka. Niszczenie brzegu następuje przez abrazję wywołaną falowaniem wody. Skarpa Warszawska, o wysokości 20–30 m, zbudowana z glin zlodowacenia środkowopolskiego jest narażona na osuwiska występowaniem w podłożu iłów plioceńskich. Podobne do tego odcinka osuwiska obserwuje się na zboczach doliny Noteci i Warty. Na odcinku Warszawa–Kraków osuwiska zachodzą na zboczach zbudowanych z różnych gruntów przede wszystkim z lessów – Sandomierz i iłów neogeńskich – Tarnobrzeg.

Rejon IV – pokrywy lessowe Lubelszczyzny i okolic Sandomierza. Na wysoczyźnie lessowej porozcinanej przez liczne wąwozy i doliny, o wysokich, prawie pionowych ścianach, obserwuje się przeważnie obrywy, rzadziej spełzywania.

Rejon V – obszar świętokrzyski. Osuwiska występują w pokrywie zwietrzelinowej starszego podłoża oraz w pokrywie lessowej.

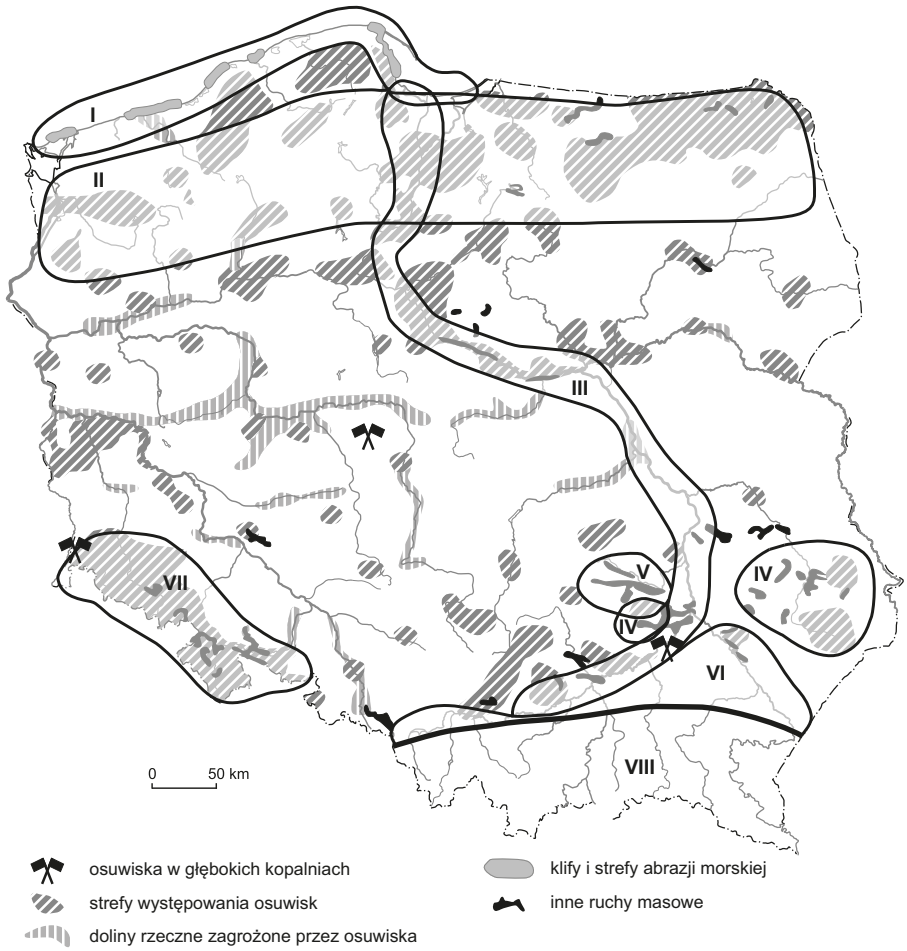
Rejon VI – zapadlisko przedkarpackie. Obejmuje głównie zbocza doliny Wisły i Sanu, gdzie zarejestrowano przeszło 60 aktywnych osuwisk w iłach krakowieckich. Liczne osuwiska wywołane są eksploatacją iłów do celów budowlano-ceramicznych.

Rejon VII – obszar sudecki. Osuwiska tworzą się tu w utworach piaskowcowo-ilastych, iłach, zwietrzelinach i glinach lessopodobnych.

Rejon VIII – obszar karpacki – rozdz. 7.2.5.

Ponadto należy odnotować osuwiska zachodzące na licznych odcinkach skarp w kopalniach odkrywkowych.

Na przylegających do siebie elementach wysoczyzny i doliny u podstawy zboczy wytwarza się odpowiednia różnica naprężeń. Oczywiście im większe jest nachylenie zbocza, tym ta różnica jest większa. Aby w masywie zbocza nastąpił ruch musi powstać strefa ścięcia, w której naprężenie ścinające jest większe od oporu (wytrzymałości) na ścinanie. Przyjmuje się, że w strefie ścięcia grunt osiągnął stan uplastycznienia oraz rozwija się pełzanie gruntu.



Ryc. 5.33. Schematyczny szkic lokalizacyjnych rejonów osuwiskowych na terenie kraju (Ilcewicz-Stefaniuk i in., 2007; uzupełniony)

Wyróżnione strefy występowania osuwisk: I – wybrzeże Bałtyku, II – obszar pojezierzy, III – dolina Wisły, IV – pokrywy lessowe Lubelszczyzny i okolic Sandomierza, V – obszar świętokrzyski, VI – zapadlisko przedkarpackie, VII – obszar sudecki, VIII – obszar karpacki

Zasadniczymi przyczynami powstawania osuwisk są:

1. Odpowiednia budowa geologiczna, niekorzystny układ przestrzenny głównych elementów strukturalnych, w szczególności powierzchni osłabienia, anizotropia, właściwości fizyczno-mechaniczne gruntów budujących zbocze. Często występują osuwiska w terenach, gdzie masyw jest zbudowany z naprzemianległych warstw przepuszczalnych i nieprzepuszczalnych, np. piaski i gliny (lub iły). Ważną rolę odgrywa geologiczna historia występujących obciążeń (i odciążeń), w tym tektonicznych (glacitektonicznych), prowadzących do zagęszczenia (przekonsolidowania) osadów.
2. Warunki hydrogeologiczne, aktywność erozyjna i abrazyjna wód, infiltracja wód podziemnych i opadowych.
3. Klimat, który decyduje o intensywności i przebiegu różnych procesów geodynamicznych.

W naszym klimacie liczba powstających osuwisk wyraźnie wzrasta w okresie wiosennych roztopów (podniesienie zwierciadła wody gruntowej), a także w okresie długotrwałych opadów. Słynne powiedzenie prof. K. Terzaghiego, że „sucha skarpa jest stateczna a mokra niestateczna" potwierdza się w praktyce.

4. Obciążenia dynamiczne, np.: wstrząsy sejsmiczne, drgania od pojazdów mechanicznych, zniszczenie szaty roślinnej, obciążenie terenu powyżej górnej krawędzi zbocza, podcięcie podstawy zbocza, intensywne odpompowanie wody u podnóża zbocza.
5. Obszary objęte ruchami masowymi są wyjątkowo trudne do zabudowy, należy unikać takich terenów, gdzie już występują lub w przeszłości występowały powierzchniowe ruchy masowe. W przypadku osuwisk problem zabezpieczenia musi być rozwiązywany za każdym razem indywidualnie.

Metoda zabezpieczenia będzie skuteczna, kiedy będzie dostosowana do istniejących warunków. Pierwszoplanowymi czynnościami podczas zabezpieczania osuwiska są:

- odwodnienie zarówno wód powierzchniowych, jak i podziemnych;
- zmniejszenie kąta nachylenia zbocza skrajnie do wartości kąta rezydualnej czy trwałej wytrzymałości;
- głębokie podparcie ścianami oporowymi, palami, rusztami z pali, sztuczna stabilizacja, kotwienie itp.

Najważniejszą przyczyną braku równowagi sił występujących w masywach zboczy naturalnych i sztucznych skarp jest woda i zawilgocenie. Podstawowym środkiem zapobiegawczym powstawaniu powierzchniowych ruchów masowych jest uporządkowanie gospodarki wodnej w masywie zbocza, nie dopuszczenie do wsiąkania wód deszczowych, umożliwienie spływu wód po stoku, ich przechwycenie i odprowadzenie poza obszar osuwiskowy. Powierzchnie zboczy osuwiskowych powinny być wyrównane bez zagłębień, żeby umożliwić równomierny i szybki odpływ wód opadowych. Wszelkiego rodzaju spękania, szczeliny na stoku i poza górną krawędzią należy wypełnić gruntem spoistym o odpowiednim zagęszczeniu, zapewniając wypukły profil. W skałach większe szczeliny zasypuje się tłuczniem kamiennym i zalewa chudą zaprawą betonową lub stosuje się zastrzyki cementowe. Występujące źródła wody w zboczu, czy u podstawy, powinny być ujęte, a woda odprowadzona szczelnym przewodem np. do najbliższego cieku. Wskazane jest pokrycie powierzchni zbocza roślinnością lub nieprzepuszczalna warstwą. Odprowadzenie wód poza obszar osuwiskowy może następować poprzez rowy, rynny, kaskady itp., stosowane ponad górną krawędzią osuwiska. W otoczeniu zbocza osuwiskowego wszelkie zbiorniki wodne trzeba w miarę możliwości zlikwidować, a źródła i strefy podmokłe odwodnić. Wody podziemne zawilgacające zbocza należy osuszyć poprzez zastosowanie różnego rodzaju drenów.

Niekiedy dla poprawy stateczności zbocza wystarczy złagodzenie zbyt stromego nachylenia, można przełożyć część górną stoku na dolną jednocześnie podpierając go, bądź zastosować pośrednie półki (stopnie). W przypadku bardziej skomplikowanych warunków geologiczno-inżynierskich stosuje się umocnienia typu: mury oporowe, pale, studnie oraz metody elektochemiczne.

Ogólnie środki zapobiegania powstawaniu osuwisk są skuteczne, jeżeli są dostosowane do przyczyn i okoliczności powstawania danego powierzchniowego ruchu masowego.

5.4. Przekształcanie zboczy zbiorników wodnych

Budowa zbiorników wodnych powoduje zmiany w środowisku przyrodniczym, warunki geologiczno-inżynierskie najczęściej ulegają pogorszeniu. Przede wszystkim zwiększa się aktywność procesów geodynamicznych, w szczególności powierzchniowych ruchów masowych (naruszenia stateczn-

ności zboczy) oraz zwiększa się filtracja prowadząca niekiedy do deformacji filtracyjnych (np. sufozji).

W ostatnich latach w Polsce obserwuje się likwidację wyrobisk kopalnianych (np. po eksploatacji siarki, węgla brunatnego itp.), które są zamieniane na zbiorniki wodne, często z przeznaczeniem rekreacyjnym. Przekształcenie zboczy odkrywek górniczych jest zbliżone do problematyki zmiany profilu zbiorników wodnych wytworzonych przez budowę zapory wodnej czy formowania się brzegu klifowego.

Z punktu widzenia geologiczno-inżynierskiego w programowaniu wodnego kierunku rekultywacji trzeba ustalić warunki kształtowania się napowietrznych zboczy, podwodnych stoków, platform abrazyjnych oraz dna zbiornika. Samo napełnienie zbiornika wodą oraz podniesienie zwierciadła wody będzie wpływać w sposób istotny na warunki stateczności zboczy otaczających zbiornik. Woda będzie powodować zmniejszenie naprężeń efektywnych i wytrzymałości na ścinanie wzdłuż istniejących powierzchni osłabień (potencjalnych powierzchni poślizgowych), pogorszenie stanu gruntów (głównie spoistych). Duże znaczenie odgrywa tutaj hydrodynamika w strefie brzegowej, np. określenie wpływu ciśnienia spływowego na stan równowagi zboczy, przy różnym położeniu zwierciadła wody gruntowej w otoczeniu napełnionego zbiornika. Często w odkrywkach poeksploatacyjnych mogą być deponowane grunty nadkładu o naruszonej strukturze (tzw. zwałowiska wewnętrzne). A zatem, kształtowanie zboczy należy rozpatrywać łącznie zarówno w masywie *in situ*, jak i w gruncie antropogenicznym (powstałym podczas działalności człowieka). Zbocza (skarpy) powinny mieć zapewnioną długotrwałą, bezpieczną stateczność.

Przekształcanie zboczy zbiornika wodnego jest procesem złożonym, a jego rozwój i intensywność zależy od wielu czynników, zarówno geologicznych, jak i hydrogeologicznych oraz klimatyczno-meteorologicznych. Na proces ten składają się trzy główne elementy:

- niszczące brzeg działanie fali czyli abrazja;
- powierzchniowe ruchy masowe wskutek erozji i abrazji;
- akumulacja pod wodą materiału gruntowego pobranego ze zboczy, która powoduje zmniejszenie pojemności zbiornika oraz przesuwanie (cofanie) górnej krawędzi jego zboczy, prowadzące do ograniczenia optymalnego wykorzystania zbiornika.

Prognozowanie zachowania (przekształcania) zboczy zbiorników wodnych najczęściej bazuje na zebranych obserwacjach przekształconych już zboczy naturalnych i sztucznych zbiorników w różnych okresach ich eksploatacji. W zasadzie wyróżnia się trzy grupy metod (Kowalski, 1988):

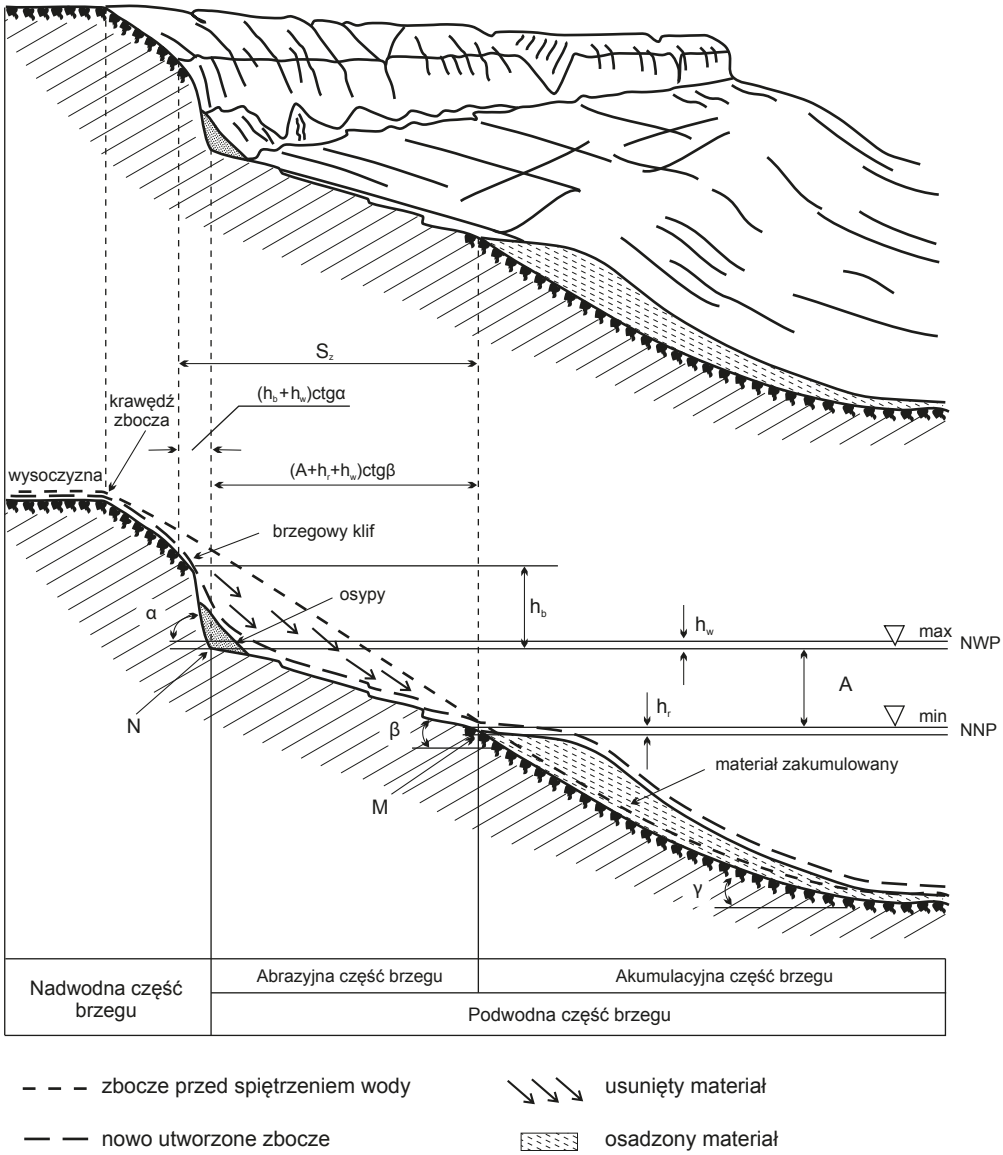
- analogii (np. metody Kaczugina, Zołotariewa);
- obliczeń energii fali i rozmywalności gruntów (metody Kaczugina, Kondratiewa);
- metody klasyczne z grupy metod stosowanych w mechanice gruntów z uwzględnieniem wpływu zawodnienia na parametry obliczeniowe.

W celu sprawdzenia powinno się stosować co najmniej dwie metody oparte na różnych założeniach. W obliczeniach należy uwzględnić wpływ zmian strukturalnych i zalania wodą na wartości kąta tarcia wewnętrznego i spójność.

Na rycinie 5.34 przedstawiono schemat przekształconego zbocza zbiornika wodnego z jego elementami (szerokością, nachyleniami, wysokościami itp.), obejmującymi część akumulacyjną i erozyjno-abrazyjną.

Szerokość przekształconego zbocza wg uproszczonego wzoru (S_z) jest funkcją wielu czynników, między innymi: rodzaju gruntu budującego zbocze, geometrii zbocza, różnicy poziomów wód w zbiorniku, przewidywanej wysokości fali i wysokości napływania fali itp.

Głębokość, do której sięga rozmywające działanie (np. w czasie sztormów) – h_r przyjmuje się równą wysokości fali h_f (maksymalnie do 3 h_f), natomiast wysokość napływania fali – h_W zależy od chropowatości powierzchni na której napływają fale oraz od wysokości fali.



Ryc. 5.34. Przekształcenie zbocza w zbiorniku wodnym:
$S_z = W (A + h_r + h_w) ctg \beta + (h_b + h_w) ctg \alpha$

M – punkt na zboczu na rzędnej minimalnego stanu wody pomniejszonej o głębokości h_r (do której sięga rozmywające działanie fali); **N** – punkt na nowo utworzonym zboczu o rzędnej maksymalnego stanu wody powiększonej o wysokość napływania fali – h_w; h_b – wysokość nowo utworzonego zbocza; **β** – kąt nachylenia platformy brzegowej (plaży); **α** – kąt nachylenia nowo utworzonego zbocza; **γ** – kąt nachylenia zbocza; przed spiętrzeniem wody w zbiorniku; **W** – współczynnik zależny od rodzaju gruntu; S_z – szerokość przekształconego zbocza; **A** – amplituda wahań zwierciadła wody w zbiorniku

Najistotniejszymi elementami przekształconego zbocza są kąty:

- β – nachylenia tarasu zalewowego (płycizny, plaży),
- α – nachylenia nowo utworzonego zbocza w równowadze granicznej.

Obserwacje przeprowadzone na dotychczasowych zbiornikach wskazują, że kąty β zależą od rodzaju gruntów i wysokości fali i dla gruntów spoistych zmieniają się w zakresie 5–10°, dla sypkich – 15–20°, dolne wartości są charakterystyczne dla wysokości fali 0,5 m, a górne dla wysokości 1 m i powyżej 2 m (Kowalski, 1988).

Kąty α nowo utworzonego zbocza wahają się w granicach 5–40° dla gruntów spoistych i 30–45° dla gruntów sypkich, przy czym wysokości stopnia przy górnej krawędzi zbocza zmieniają się w zakresie do 2 m w gruntach sypkich i do 10 m w gruntach spoistych.

Współczynnik *W* zależy od rodzaju gruntu, zmienia się w granicach 0,5–0,6 (Zasady... – Dobak i in. 2009).

Przykładowo zbiornik wodny Machów po eksploatacji siarki zaprojektowano następująco (części podwodna, nadwodna i platforma – półka abrazyjna):

- platforma abrazyjna – nachylenie nie większe niż 1:20, szerokość min. 30 m, odległość dolnej krawędzi skarpy nadwodnej od linii swobodnego zwierciadła wody nie może być mniejsza niż 20 m); w gruntach zwałowanych półka abrazyjna o nachyleniu 1:24 do 1:20 i szerokości min. 40 m, odległości od dolnej krawędzi co najmniej 60 m;
- część podwodna – kąt statecznego zbocza zbiornika w zależności od poziomu eksploatacyjnego w caliźnie 9–26°, natomiast w gruntach zwałowanych 5–10°;
- część nadwodna – kąty stateczne 10–14°.

Złożona budowa geologiczna i skomplikowane warunki wodne zbiornika Machów nie gwarantują, że nie wystąpią powierzchniowe ruchy masowe. W przypadku tego zbiornika przewidziano w celu zabezpieczenia przed erozją odpowiednie (w zależności od warunków geologiczno-inżynierskich) zabudowy:

- biologiczną (zespól roślin podwodnych, krzewy i trawy nadwodne oraz drzewa i krzewy powyżej platformy),
- z narzutem kamienno-faszynowym,
- z użyciem geowłókniny.

Warto zwrócić uwagę na zjawiska, które miały miejsce podczas napełniana zbiornika wodą. Napełnienie w tym przypadku odbyło się kanałem wlotowym (poprzez śluzę) z Wisły przy dużej prędkości przepływu. Początkowo obraz przypominał krajobraz „księżycowy". Erozja, rozmycia, rozpad iłów (również zwałowanych), lokalne wodospady, odpływy, rozdzielanie się całych fragmentów podłoża to najbardziej typowe procesy i zjawiska, które można było tu obserwować. Z biegiem czasu następowało zmniejszenie intensywności tych procesów, zaczęła się tworzyć pewna równowaga pod powierzchnią wody w zbiorniku. Od początku napełniania zbiornika np. zbocze północno-wschodnie wykazywało brak równowagi, było przez cały czas niestateczne. Podwyższanie poziomu wody powodowało zarówno w zbiorniku, jak i w masywie gruntowym, powstawanie klasycznych osuwisk, spękań przykrawędziowych i rozpełzających jęzorów koluwialnych. Procesy te były inicjowane przez wypływy wody z przewarstwień piaszczystych (sufozja) oraz osłabieniami przez występowanie powierzchni nieciągłości.

W podsumowaniu trzeba podkreślić, że aktywność procesów brzegowych jest zależna od energii fal, które są wzbudzone przez wiatr. Podobne przykładowe parametry *W*, α, β zależą przede wszystkim od wysokości fali, charakteru gruntów tworzących brzeg i ukształtowania powierzchni zbocza. Związek pomiędzy dynamiką części nadwodnej strefy brzegowej a dynamiką części podwodnej tej strefy jest niezwykle skomplikowany i zależy od bardzo wielu czynników.

Niebagatelną rolę odgrywa czas przekształcenia się zbocza zbiornika wodnego. Dla prognoz kilkudziesięcioletnich, przyjmując wysokość fali powyżej 1 m, należy się liczyć z cofaniem brzegu zbiornika rzędu 10–15 m w okresie 20 lat. Ograniczenie abrazji i erozji jest możliwe przez zabezpieczenie strefy działalności falowania napływu i rozmywania.

5.5. Wietrzenie

Wietrzenie jest to proces przystosowania się skały (gruntu) do panujących warunków fizycznych i chemicznych, zachodzi na styku litosfery z atmosferą, hydrosferą i biosferą, występuje na i poniżej powierzchni terenu. Grubość strefy wietrzenia zależy od wielu czynników. Za dolną granicę wietrzenia przyjmuje się zazwyczaj głębokość występowania wód podziemnych.

Charakter zmian zachodzących podczas wietrzenia powoduje, że wyróżniamy wietrzenie fizyczne (mechaniczne), chemiczne oraz organiczne. Proces wietrzenia fizycznego prowadzi do rozdrobienia skały, zmniejszenia jej zwięzłości i spoistości, podczas wietrzenia chemicznego tworzą się nowe minerały.

Kowalski (1988) przedstawił jakościową funkcję określająca proces powstawania zwietrzeliny (W), która zależy od: pierwotnej skały macierzystej (S) zmieniającej się w zwietrzelinę, dopływu do niej wody (D), ukształtowania powierzchni terenu (R), klimatu (K), oddziaływania świata organicznego (B) i działalności człowieka (P) oraz czasu trwania procesu (T), a więc:

$$W = f(S, D, R, K, B, P, T) \tag{5.39}$$

Uwzględniając interakcje poszczególnych czynników można podsumować, że na wyniki wietrzenia zasadniczy wpływ ma rodzaj wietrzejących skał podłoża, klimat i czas jego trwania:

$$W = f(S, K, T) \tag{5.40}$$

W różnych warunkach klimatycznych jest różna prędkość wietrzenia, potrzebny jest więc odpowiedni przedział czasowy do wykształcenia zwietrzeliny charakterystycznej dla danych warunków. Wpływ klimatu może być tak duży, że w danych warunkach klimatycznych zachodzą podobne przemiany substacjonalne bez względu na rodzaj wietrzejącej skały krzemianowej lub glinokrzemianowej. Stwierdza się, że im bardziej przeważa wietrzenie chemiczne nad fizycznym, tym w górnych strefach profilu wietrzenia większy jest udział minerałów wtórnych powstałych w tym procesie i tym mniej jest minerałów pierwotnych pozostałych ze skały macierzystej. Obserwuje się również, że z tej samej skały w ciągu odpowiednio długiego czasu wietrzenia w różnych warunkach klimatycznych powstają odmienne zwietrzeliny.

Badania zwietrzelin wskazują, że decydującą rolę w ich powstawaniu odrywa: pęcznienie–skurcz, zamarzanie–odmarzanie, organizmy oraz niekiedy mechaniczne działanie soli.

Wietrzenie chemiczne zachodzi przy udziale wody w temperaturze powyżej 0°C. Głównymi czynnikami powodującymi wietrzenie chemiczne są: woda, dwutlenek węgla, tlen, związki azotowe, siarczany itp., które mogą wywoływać następujące przeobrażenia: utlenianie, redukcję, uwodnienie, odwodnienie i karbonatyzację. Podczas utleniania po przyłączeniu tlenu np. siarczki przechodzą w siarczyny, na skutek działania substancji organicznej (bakterii) np. z gipsu powstaje siarka w wyniku redukcji, podczas uwodnienia po przyłączeniu wody np. z gipsu powstaje anhydryt, podczas odwodnienia następuje reakcja odwrotna.

Największe zmiany chemiczne zachodzą wskutek działania kwasu węglowego, tzw. karbonatyzacja (uwęglanowienie), między innymi wyróżnia się tu kaolinizację, chlorytyzację i serpentynizację. Na przykład kaolinit (plus krzemionka) powstaje w reakcji kwasu węglowego i skaleni

(ortoklaz), kaolinit i krzemionka zostają w zwietrzelinie. Minerały skałotwórcze wykazują duże zróżnicowanie pod względem podatności na wietrzenie. Można je uszeregować od najłatwiej do najtrudniej wietrzejących w następujący sposób: 1 – kalcyt, 2 – dolomit, 3 – oliwiny, 4 – pirokseny, 5 – amfibole, 6 – skalenie, 7 – biotyt, 8 – muskowit, 9 – kwarc. Dwa ostanie minerały należą do trudno wietrzejących.

W Polsce w strefie klimatu umiarkowanego przeważa wietrzenie fizyczne nad chemicznym, procesy wietrzenia przebiegają stosunkowo powoli, nie sięgają tak głęboko jak w strefie równikowej. Przekształcenie skał w zwietrzeliny wymaga znacznie dłuższego czasu. Na zwietrzelinach często tworzą się gleby, które mogą ujawniać rodzaj skały z jakiej powstały (bardzo przydatna wiedza podczas kartowania geologicznego).

Niekiedy rozróżnia się jeszcze szczególne rodzaje wietrzenia, jak np. oksydacja – wietrzenie wskutek mechanicznego działania soli, deflokulacja – wietrzenie skał ilastych (w wyniku hydratacji i dehydratacji), wietrzenie sferoidalne (koncentryczne skorupy) obserwowane w klimacie gorąco-wilgotnym.

Wietrzenie nie tworzy form, ale jest procesem przygotowawczym, właściwie warunkującym powstawanie i rozwój form egzogenicznych na powierzchni terenu. Bez wietrzenia, bez udziału materiału wietrzeniowego w procesach modelujących powierzchnię Ziemi nie zachodziłyby procesy denudacji i erozji.

Miąższość zwietrzeliny osiąga przeważnie od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów. Powstałe zwietrzeliny mają znacznie gorsze właściwości od niezmienionego podłoża. Nawet granit ulega spękaniu, dezintegracji oraz różnym procesom chemicznym, w wyniku których zmienia się stopniowo w miękki, gliniasty grunt. Dezintegracja skał i gruntów następuje warstwowo i strefowo.

W Polsce najbardziej typowe profile wietrzeniowe skał występują w strefie skał węglanowych na Lubelszczyźnie, na obszarach Gór Świętokrzyskich i w Jurze Krakowsko-Częstochowskiej. Można również obserwować charakterystyczne profile wietrzeniowe w utworach fliszowych w Karpatach i na wychodniach granitu i innych skał w Sudetach.

W zasadzie analizę wykształcenia profili wietrzeniowych można ograniczyć do profili skał osadowych, magmowych i fliszu karpackiego.

Do najbardziej charakterystycznych i najpełniej wykształconych profili wietrzeniowych należy opracowany przez Drągowskiego (1965, 1981) profil zwietrzelin skał węglanowych (margli i opok) wieku kredowego z przełomowego odcinka Wisły Środkowej i przyległych wyżyn (ryc. 5.35). Węglan wapnia ulega rozpuszczeniu pod wpływem kwasu węglowego wg reakcji: $CaCO_3 + H_2O + CO_2 = Ca(HCO_3)_2$, powstaje kwaśny węglan wapnia, który przechodzi do roztworu.

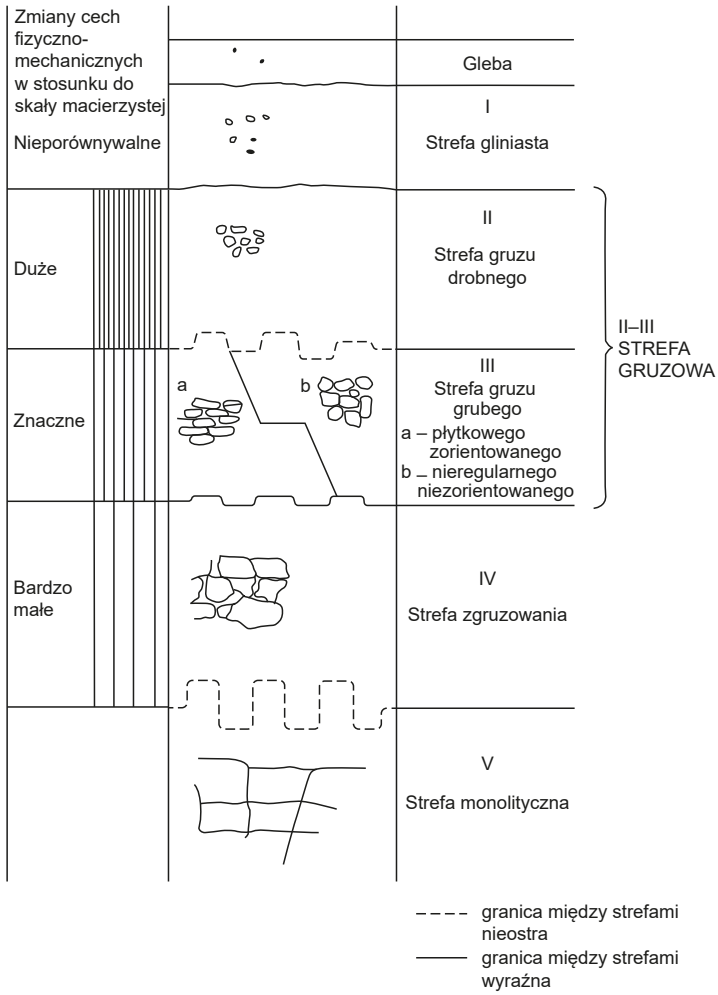
W profilu wietrzeniowym *in situ* wyróżnia się pięć stref (licząc od góry):

I. zwietrzeliny gliniastej,
II. gruzu drobnego niezorientowanego,
III. gruzu grubego (zorientowanego i niezorientowanego),
IV. zgruzowania,
V. monolityczna.

Strefy II, III i IV stanowią stadium przejściowe od skały monolitycznej do właściwego gruntu.

Strefa I gliniasta charakteryzuje się wysokim stopniem dezintegracji, tworzą ją ziarna frakcji piaskowej i cząstki frakcji pyłowo-iłowej, w postaci przede wszystkim glin piaszczystych (niekiedy zwięzłych) i pylastych. Występują okruchy ziarn skały macierzystej silnie zmienionej o wielkości powyżej 2 mm, o dużej porowatości, niekiedy zupełnie odwapnione, często dobrze obtoczone.

Strefa II gruzu drobnego jest wykształcona w formie okruchów o nieregularnych kształtach lub zbliżonych do płytek, o ułożeniu wynikającym z tekstury skały wyjściowej. Granulometrycznie



Ryc. 5.35. Syntetyczny profil zwietrzelin *in situ* (wg Drągowskiego, 1981)

są to grunty głównie gruboziarniste i drobnoziarniste, ziarna frakcji żwirowej stanowią 15–50%, a piaskowej 20–60%, frakcja pyłowo-iłowa nie przekracza 15%. Ta ostatnia frakcja wypełnia przestrzenie pomiędzy materiałem grubszym. Ziarna słabe (w stosunku do wytrzymałości skały macierzystej) stanowią powyżej 70%. Porowatość jest wyraźnie wyższa, gęstość objętościowa – znacząco niższa. Okruchy o kształtach zbliżonych do nieregularnych płytek są dłuższymi osiami ułożone poziomo.

Strefę III gruzu grubego stanowią ostrokrawędziste okruchy o kształtach nieregularnych lub płytki. Zależnie od kształtu i ułożenia wydziela się tu strefę gruzu grubego:

- IIIb – nieregularnego i niezorientowanego,
- IIIa – płytkowego, zorientowanego.

Zasadniczą frakcję (powyżej 70%) w tej strefie tworzą okruchy frakcji kamienistej (d_{50} > 40 mm), najdłuższe osie dochodzą do 30 cm, przeciętnie wynoszą 8–12 cm. Przestrzenie pomiędzy okruchami wypełnia materiał żwirowo-piaskowy, a czasem pylasto-ilasty.

Strefa IV jest zbudowana przeważnie z nieregularnych, prostopadłościennych bloków o wymiarach 10–30 cm. W skale początkowo wietrzejącej ostrokrawędzistej bryle najbardziej narażonymi na wietrzenie są jej naroża. One w pierwszej kolejności w wyniku rozpadu ulegają zaokrągleniu, to samo dotyczy krawędzi. Cała wietrzejąca ostrokrawędzista bryła zbliża się stopniowo do kształtu elipsoidalnego lub kulistego, mimo braku transportu. Często występują rysy i pęknięcia, szczeliny między blokami są otwarte lub wypełnione drobnym materiałem. Szczelinowość objętościowa dochodzi do 20%.

Strefę V stanowi skała macierzysta – monolityczna. Skały nie wykazują wyraźnych śladów wietrzenia.

Miąższość profilu wietrzeniowego osiąga przeciętnie 2,0–2,5 m (maksymalnie do 5,0 m).

W obrębie zwietrzelin zboczowych wydziela się strefy (Drągowski 1981):

- I–III gruzowo-gliniastą,
- IV zgruzowania,
- V monolityczną.

Grunty strefy gruzowo-gliniastej tworzą powłokę pokrywającą zbocze, o zmiennej miąższości w zakresie od 0,5 m w strefie wierzchołka do 2,5 m u podstawy. W składzie granulometrycznym występują okruchy, ziarna i cząstki od powyżej 80 mm do poniżej 0,002 mm. Okruchy powyżej 80 mm są głównie związane ze zboczami o nachyleniu mniejszym niż 40% (czyli poniżej 22º). Na zboczach pionowych lub prawie pionowych strefa gruzowo-gliniasta nie występuje. Podczas powstawania zwietrzelin zboczowych poza wietrzeniem znaczącą rolę odgrywa osuwanie lub spełzywanie materiału po zboczu. Obserwuje się na przemian bezładną i smugowo-fluidalną teksturę gruntów tej strefy. W wyniku powierzchniowych ruchów masowych następuje odsłanianie świeżych partii skały, umożliwiając łatwiejsze ich wietrzenie.

Profil wietrzeniowy kredowych margli opolskich (skał węglanowo-ilastych) różni się od typowych profili innych skał węglanowych. Pod glebą zwietrzelina margli o miąższości do 5 m jest wykształcona w postaci bloczków i okruchów skalnych o zwietrzałych powierzchniach zmieszanych bezładnie z frakcją pylasto-ilastą do 15%. Pod tą warstwą znajduje się zwietrzelina pozbawiona domieszek drobnych, poniżej występują do 30 m spękane margle. W profilu margli obserwujemy brak typowej dla innych skał zwietrzeliny gliniastej. Jaremski (1990a, b) zwraca uwagę na wyraźne osłabienie wytrzymałościowo-odkształceniowe warstwy zwietrzeliny, w strefie wahań zwierciadła wody podziemnej powstaje tzw. wędrująca warstwa osłabienia. Zwietrzeliny opolskie powinny być rozpatrywane z jednej strony jako ośrodek rozdrobniony pozbawiony spójności, a z drugiej – w zależności od warunków wodnych jako grunt zbliżony do spoistego, wrażliwy na działanie wody, przy wilgotności progowej w granicach 13–17%.

Bardziej typowo jest wykształcony profil wietrzeniowy kredowych margli występujących na obrzeżu Gór Świętokrzyskich i na Lubelszczyźnie, wyróżnia się tutaj (od dołu):

- spękane i słabo zwietrzałe margle;
- rumosz skalny, pomiędzy gruzem niewielkie rezyduum ilasto-gliniaste – zwietrzelina okruchowa;
- zwietrzelinę gliniastą.

Margle i margle słabo zwietrzałe charakteryzują się wytrzymałością na ściskanie $R_{cs} > 5$ MPa, natomiast margle ze zwietrzeliny okruchowej – $R_{cs} \approx 2–3$ MPa. Zwietrzeliny gliniaste najczęściej występują w stanie półzwartym – plastycznym, $I_L = 0,0–0,35$, i kąt tarcia wewnętrznego (Φ_u) wynosi 10–20°, a c_u – 20–40 kPa przy ciężarze objętościowym 19–21 kN/m^3 i wilgotności 18–25%. Moduł edometryczny zmienia się w granicach (M_o) ok. 35–50 MPa. Całkowita miąższość profilu wietrzeniowego margli osiąga 12–20 m.

Z geologiczno-inżynierskiego punktu widzenia duże znaczenie ma kaolinizacja, podczas której następuje rozkład skał magmowych i tworzą się nowe minerały – min. ilaste, głównie kaolinit, wg reakcji:

$$\underset{\text{ortoklaz}}{K_2Al_2Si_6O_{16}} + 2H_2O + CO_2 \rightarrow \underset{\text{kaolinit}}{H_2Al_2Si_2O_8H_2O} + K_2CO_3 + 4SiO_2 \quad (5.41)$$

Powstający podczas wietrzenia węglan potasu jest związkiem nietrwałym i ulega całkowitemu wyługowaniu. Krzemionka w znacznej części pozostaje nienaruszona.

Schemat profilu wietrzenia granitu przedstawiono w tabeli 5.16. Kowalski (1988) wydziela zasadniczo cztery strefy zwietrzenia (od dołu):

1. monolitu,
2. bloków,
3. gruzu i piasku,
4. pyłów i iłów.

Kowalski (1988) te wszystkie cztery strefy zalicza do profilu wietrzeniowego.

W profilach wietrzeniowych skał magmowych często stosuje się uproszczony profil wietrzeniowy w podziale na dwie strefy, które obejmują strefę nr 3 i 4.

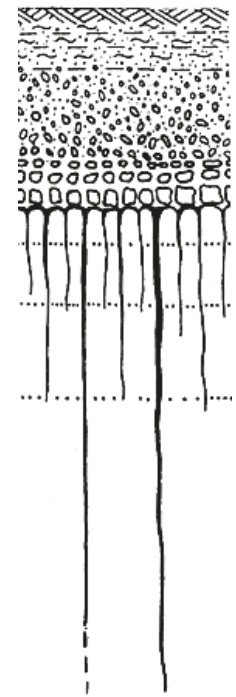
Przykładowo dla granitów strzegomskich wyróżnia się dwie podstawowe warstwy:

- zwietrzeliny ziarniste,
- zwietrzeliny gliniaste.

Warstwa pierwsza występuje in situ na skale macierzystej, a druga – może mieć charakter zwietrzelin zboczowych. Miąższość profilu wietrzeniowego w granitach strzegomskich waha się w zakresie 2–5 m (Górecka, Marszałek, 2013), przy czym zwietrzeliny gliniaste osiągają grubość do 1,5 m. Na Przedgórzu Sudeckim obserwowano miąższości zwietrzelin nawet o wartości 123 m (Jahn i in., 2000). Zwietrzeliny ziarniste występujące bezpośrednio na macierzystym podłożu w swoim składzie zawierają 30–60% frakcji żwirowo-kamienistej. Zwietrzeliny gliniaste leżące nad zwietrzelinami ziarnistymi zawierają frakcji żwirowej tylko do 10%, natomiast frakcji drobnej (poniżej 0,063 mm) do 70%. W profilu zwietrzelin ziarnistych wydziela się dwie podstrefy – górną, leżącą bezpośrednio pod pokrywą gliniastą, i dolną, stykająca się z podłożem spękanego granitu. Głównymi minerałami zwietrzelin granitowych są: kwarc (20–60%), kaolinit (20–70%) i mika (5–30%). Porowatość zwietrzelin gliniastych (0,17–0,35) jest niższa od porowatości zwietrzelin ziarnistych (górna część 0,30–0,44 i dolna 0,37–0,46). Współczynniki filtracji dla zwietrzelin gliniastych zmieniają w granicach 0,60–0,71 m/d, przy czym przypuszczalna prędkość migracji będzie zbliżona do wartości 2 m/rok (Górecka, Marszałek, 2013).

Pendias (1961) w rejonie Legnicy i Lubina Śląskiego opisuje trzy rodzaje zwietrzeliny bazaltowej formacji wulkanicznej Dolnego Śląska – jasnoszarą, szarą o odcieniu niebieskim i szarozieloną. Mianem zwietrzeliny bazaltowej określa się rozsypliwy, silnie zwietrzały bazalt ze zmienionym pierwotnym składem mineralnym, występujący *in situ* lub przemieszczony na niewielką odległość bez domieszania materiału obcego. Zabarwienie zwietrzałych skał, zwłaszcza szarej o odcieniu niebieskim, jest wywołane pigmentem żelazistym. Barwa szarozielona jest wywołana zmienionymi piroksenami (chlorytyzacja) oraz występowaniem minerałów ilastych z grupy montmorillonitu–nontronitu. Zwietrzelina bazaltowa jasnoszara jest skałą z zachowaną pierwotną strukturą porfirową, tło skalne z pierwotnymi piroksenami przeszło w prawie izotropowy agregat mineralny, zbudowany z minerałów ilastych. Ogólna miąższość zwietrzeliny bazaltowej dochodzi do 30 m. Bazalt zwietrzały lity to skała zmieniona o zachowanej pierwotnej strukturze i teksturze, struktura zbliżona do porfirowej, tekstura bezładna, miejscami lekko fluidalna.

Tabela 5.16. Schemat profilu wietrzeniowego skały litej na przykładzie granitu (Kowalski, 1988)

Oznaki wietrzenia minerału		Stopień wietrzenia skał	Profil	Strefy zwietrzenia masywu skalnego
biotytu	skalenia			
zupełny rozpad	całkowita kaolinizacja	całkowicie zwietrzała		gleba STREFA IŁU I PYŁU **4**
	kaolin na ścianach kryształu	bardzo silne zwietrzała		STREFA GRUZU I PIASKU • niezorientowanego **3** • zorientowanego
	kaolin na narożach i krawędziach kryształu, wyraźne spękania	silnie zwietrzała		
wykruszanie się licznych blaszek ciemnozłotej miki	drobne spękania widoczne przez lupę	słabo zwietrzała		STREFA BLOKÓW **2**
wykruszanie się nielicznych blaszek ciemnozłotej miki	całkowite zmatowienie połysku			
duże ochrowo-żółte plamy na skale	wyraźne zmatowienie połysku	bardzo słabo zwietrzała		STREFA MONOLITU **1**
niewielkie plamki ochrowo-żółte wokół blaszek miki	słabe zmatowienie połysku			
pełny połysk miki o barwach ciemnych (mika czarna)	słaby połysk szklisty	praktycznie niezwietrzała		
	pełny połysk szklisty	niezwietrzała		MASYW PIERWOTNY (skała macierzysta)

Procesy wietrzeniowe bazaltów miały miejsce na przełomie neogenu i czwartorzędu. Dominowały tu: utlenienie, hydratacja i ługowanie kationów – Na, K, Li, Ca, Mg i wzbogacenia pozostałości w SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, MnO_2. Wietrzenie bazaltów następowało etapowo:

- w pierwszym powstawały montmorillonity przy równoczesnym wytrąceniu żelaza w formie tlenków lub węglanów;
- w drugim montmorillonit przechodził w haloizyt lub kaolinit.

W uproszczonym profilu wyróżnia się najczęściej dwie lub trzy strefy/warstwy (od góry):

- zwietrzelina gliniasta z okruchami skały bazaltowej, wykształcona w postaci piasków gliniastych, pyłów piaszczystych, glin pylastych;
- pospółka gliniasta;
- rumosz skalny.

Do bardzo typowych skał metamorficznych należą gnejsy. Zwietrzeliny gnejsowe stanowią pokrywy masywów czy grzbietów górskich. Profile wietrzeniowe skał metamorficznych są często zróżnicowane. Przykładowo w strefie Przełęczy Sowiej (w Górach Sowich) obserwuje się następujący profil wietrzeniowy: pod glebą (0,2 m) występuje ok. 2 m miąższości warstwa zwietrzeliny gliniastej wykształconej głównie w postaci gliny piaszczystej/pylastej z okruchami skał, przy czym ku spągowi zmniejsza się zawartość frakcji pylasto-ilastej, a wzrasta zawartość ziarn żwirowych. Poniżej 2 m p.p.t. jeszcze w zwietrzelinie gliniastej zawartość frakcji żwirowej wynosi ok. 10%. Pod warstwą gliniastej zwietrzeliny występują rumosze skalne. Według badań (Marszałek i in. 2011) zwietrzeliny gliniaste wykazują słabą przepuszczalność przeważnie rzędu 0,1–0,5 m/d, a rumosze ok. 1 m/d.

Natomiast w strefie Kowarskiego Grzbietu Waroszewski i in. (2010) wyróżniają dwie strefy zwietrzelinowe w skałach gnejsowych:

- pierwsza, górna, tzw. sufozyjna, którą tworzą podłużne, płytowe (dachówkowe) odłamki gnejsów, generalnie ułożone bezładnie często „na sztorc", lokalnie z włożonymi większymi fragmentami, skierowanymi dłuższymi osiami zgodnie ze spadkiem stoku, miąższości do 1 m, przy czym udział materiału ilasto-gliniastego jest niewielki;
- głębsza warstwa tzw. peryglacjalno-krioturbacyjna ma charakter gliniasto-gruzowy, przy czym materiał skalny (gnejsowy) stanowi 50–60%, wolne przestrzenie są wypełnione gliniasto-ilastą, ziemistą zwietrzeliną. Powstanie drugiej głębszej warstwy zwietrzeliny wiąże się z procesami soliflukcji i krioturbacji.

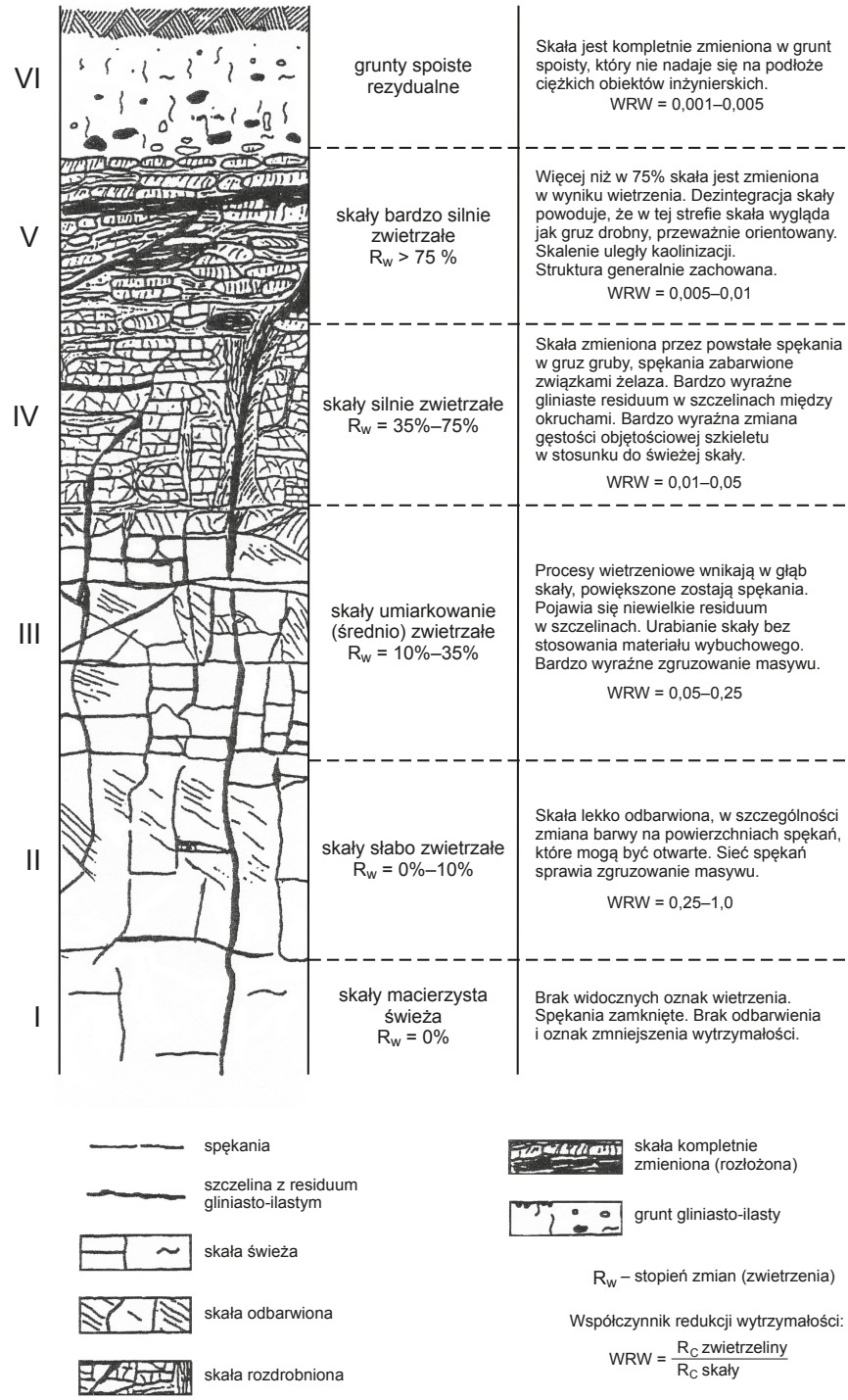
Stropowe partie podłoża gnejsowego są silnie spękane, skała kruszy się na małe kawałeczki, które tworzą tzw. kaszę gnejsową. Z głębokością fragmenty skały stają się coraz większe i przechodzą w skałę spękaną, mniej lub bardziej zwietrzałą.

W wyniku wietrzenia skał magmowych (granitów) i metamorficznych (gnejsów, amfibolitów) w paleogenie i neogenie w ciepłym i wilgotnym klimacie powstawały złoża kaolinów o miąższości do 80 m (Kozłowski, 1986).

Profil wietrzenia skał fliszu karpackiego z uwagi na specyfikę jego wykształcenia zasadniczo odbiega od profilu zwietrzelin skały jednolicie wykształconej pod względem litologicznym. Opis tego profilu został zamieszczony w rozdz. 7.2.5.

Na rycinie 5.36 przedstawiono syntetyczny profil wietrzeniowy skał opracowany przez autora w roku 1995 i opublikowany w *Instrukcji badań*...GDDP (1998) dostosowany do podziałów stosowanych na świecie. Uwzględnia on sześć stref, przy numeracji rosnącej od dołu I do góry VI. Poszczególne strefy mogą być charakteryzowane przez stopień R_w (0–100%) oraz współczynnik redukcji wytrzymałości zmieniający się w granicach 0–1:

$$\mathrm{WRW} = \frac{\textit{wytrzymałość na ściskanie skały zwietrzałej}}{\textit{wytrzymałość na ściskanie skały niezwietrzałej}} \qquad (5.42)$$



Ryc. 5.36. Syntetyczny profil wietrzeniowy skał

Ponadto ocenę ilościową wpływu wietrzenia można wyrazić przez wyznaczenie wskaźników zwietrzenia w_{z1}, w_{z2} :

$$w_{z1} = \frac{\rho_{dzw}}{\rho_{dm}}; \quad w_{z2} = \frac{\tau_m - \tau_{zw}}{\tau_m} \cdot 100 \qquad (5.43)$$

gdzie:

ρ_{dzw} – gęstość objętościowa szkieletu zwietrzeliny (w poszczególnych strefach profilu)(Mg/m^3),
ρ_{dm} – gęstość objętościowa szkieletu gruntu macierzystego (Mg/m^3),
τ_m – wytrzymałość na ścinanie gruntu macierzystego (kPa),
τ_{zw} – wytrzymałość na ścinanie zwietrzeliny (w strefach profilu) (kPa).

Badania wytrzymałości na ścinanie oraz badania odkształcalności skał i gruntów zwietrzelinowych powinno przeprowadzać się w aparatach wielowymiarowych, które spełniają warunek $D \geq 5–10\ d_{max}$ (D – średnica próbki, d_{max} – średnica największych okruchów w spoistej zwietrzelinie).

W literaturze można spotkać dla różnych profili wietrzeniowych skał dodatkowe wskaźniki determinujące stopień zmian wietrzeniowych:

- stopień zwietrzenia W_c – *weathering degree* (Singh, Gahrooce, 1989),
- ujednolicowny wskaźnik wietrzenia UAI – *unified alteration index* Kilič, 1999 (Gurocak, Kilič, 2005):

$$W_c = \frac{R_{cs}}{ICS}; \quad \log ICS = 0{,}00088\gamma \cdot r_s + 1{,}01 \qquad (5.44)$$

gdzie:

R_{cs} – wytrzymałość na ściskanie świeżej skały (MPa),
ICS – wytrzymałość powierzchni nieciągłości (MPa), przy czym zmienia się w zakresie ¼ R_{cs} ÷ R_{cs} w zależności od współczynnika szorstkości IRC,
γ – ciężar objętościowy (kN/m^3),
r_s – wskaźnik odbojności Schmidta

$$UAI = \sqrt{\left(1 - \frac{V_{pzw}}{V_{p\,św.sk}}\right)\left(1 - \frac{R_{czw}}{R_{c\,św.sk}}\right)} \qquad (5.45)$$

gdzie:

V_{pzw} – prędkość fali podłużnej w zwietrzelinie (m/s),
$V_{p\,św.sk}$ – prędkość fali w świeżej skale (m/s),
R_{czw} – wytrzymałość zwietrzeliny (MPa),
$R_{c\,św.sk}$ – wytrzymałość świeżej skały.

Stopień zwietrzenia W_c zmienia się dla:

- skały świeżej i niezwietrzałej ≤1,2;
- dla umiarkowanie zwietrzałej skały 1,2–2,0;
- skały zwietrzałej ≥2,0.

Natomiast wskaźnik UAI przyjmuje wartości w granicach 0–1, niższa wartość wskazuje większy udział procesów wietrzeniowych. UAI wykazuje istotne korelacje z następującymi cechami: gęstością objętościową szkieletu, porowatością, wytrzymałością na ściskanie, prędkością fali podłużnej itp.

Ponadto można wykorzystać do oceny stopnia zwietrzenia skały wskaźnik Deere'a RQD:

- >80% – skały niezwietrzałe lub lekko zwietrzałe,
- 50–80% – skały umiarkowanie zwietrzałe,

- 20–50% – skały mocno zwietrzałe,
- <20% – skały kompletnie zwietrzale.

Syntetyczny profil wietrzeniowy skał stanowi odniesienie do profilu wietrzeniowego gruntu.

Wykształcone profile wietrzeniowe gruntów można spotkać w rejonach występowania przede wszystkim iłów mioceńskich i plioceńskich oraz zastoiskowych w utworach fliszowych i glinach zwałowych. W profilu wyróżnia się cztery strefy (rozdz. 6).

5.6. Kras

Do procesów geodynamicznych zalicza się również kras. Proces krasowienia polega na rozpuszczaniu przez wody powierzchniowe i podziemne skał węglanowych (wapienie, dolomity), gipsowych i solnych. Krasowieniu ulegają także wapniste zlepieńce i piaskowce, margle, kreda pisząca, iły gipsowe, częściowo także lessy i gliny zawierające wapń. Rozpuszczanie przebiega z różną prędkością w zależności od rodzaju skały. Sole potasowo-magnezowe, sól kamienna i gips ulegają rozpuszczeniu w czystej wodzie, natomiast wapienie ulegają rozpuszczeniu dopiero w obecności wolnego dwutlenku węgla w wodzie. Reakcja dwustopniowa wygląda następująco:

$$H_2O + CO_2 \rightarrow H_2CO_3 \text{ (kwas węglowy)} \quad (5.46)$$

$$H_2CO_3 + CaCO_3 \rightarrow Ca(HCO_3)_2 \text{ (kwaśny węglan wapnia)} \quad (5.47)$$

Powstający kwaśny węglan wapnia przechodzi do roztworu. Wapienie rozpuszczają się też łatwo pod wpływem kwasów organicznych. W obszarach o klimacie wilgotnym proces krasowienia postępuje stale. Przebieg krasowienia w podłożu skalnym jest uwarunkowany przesiąkaniem wód deszczowych i roztopowych w głąb. Szczególnie bogate w CO_2 są wody przesiąkając przez warstwy humusowe. Zatem, żeby mógł się rozwinąć kras muszą być spełnione koniecznie dwa podstawowe warunki:

- występowanie skał rozpuszczalnych w wodzie,
- przepływ rozpuszczającej wody po powierzchni stropowej i poprzez masyw skalny.

Na rozwój krasu wpływają znacząco również inne czynniki, takie jak: szczelinowatość, struktura i tekstura skały, porowatość, stopień spękania, kierunki spękań, szerokość szczelin itp.

Jeżeli woda zawierająca kwaśny węglan wapnia wypływa na powierzchnię terenu w postaci źródła, wtedy na skutek obniżenia ciśnienia i obniżenia temperatury wytrąca się węglan wapnia w postaci tzw. martwicy. Podobne zjawisko obserwujemy, gdy woda rzeczna zawierająca kwaśny węglan wapnia wpada do jeziora, rośliny zużywają CO_2 i wytrąca się węglan wapnia w postaci kredy jeziornej.

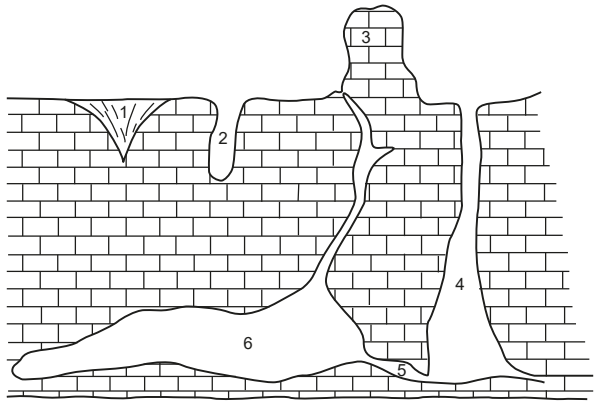
W wyniku ługującego działania wody powstałe krasowe formy morfogenetyczne można podzielić na powierzchniowe i podziemne (ryc. 5.37).

Do form powierzchniowych należą:

- leje krasowe – niewielkie lejkowate zagłębienia dochodząc do kilkunastu metrów średnicy,
- studnie krasowe – pionowe głębokie zagłębienia o średnicy do kilkunastu metrów,
- żłobki krasowe – zagłębienia poprzedzielane żebrami krasowymi,
- płaskodenne doliny zapadliskowe o poziomym dnie, tzw. polja,
- ostańce krasowe (tzw. skałki) – malownicze formy krajobrazowe, tworzą je skały odporniejsze na kras niż skały otaczające.

Do form podziemnych zalicza się:

- kominy krasowe – są przedłużeniem studni krasowych i sięgają do kilkuset metrów,
- jaskinie i komory krasowe – formy obszerne powstałe wskutek działania krasu i erozji, sięgają zwykle do głębokości występowania zwierciadła wody podziemnej.



Ryc. 5.37. Formy krasowe: 1 – lej, 2 – studnia, 3 – skałka, 4 – komin, 5 – korytarz, 6 – jaskinia (Lenczewska-Samotyja i in., 1992)

Rozwój form krasowych w masywie skalnym przedstawia rycina 5.38. W masywie niejednorodnym wyróżniono pięć stref: I – stałej areacji (kominów pionowych), II – strefę jaskiń i poziomych kanałów, III – nierównomiernego rozpuszczania, IV – wód wstępujących, V – krasu zagłębionego. Schemat obrazuje przekrój doliny, w którym rzeka stanowi bazę erozyjną.

Cechą charakterystyczną obszarów krasowych jest brak rozwiniętej sieci wód powierzchniowych. Potoki i rzeki znikają z powierzchni w miejscach zwanych ponorami, by ponownie wypłynąć w innym miejscu, w tzw. wywierzysku.

W Polsce na większą skalę kras gipsowy występuje w dolinie Nidy (okolice Buska). Szkody budowlane spowodowane ługowaniem gipsów neogeńskich (mioceńskich) miały miejsce również na Górnym Śląsku w rejonie Gliwic.

Najbardziej intensywne procesy krasowe są rozwinięte w wapieniach jurajskich Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej, gdzie znajduje się ponad 500 jaskiń (okolice Ojcowa i Mnikowa), w dolomitach i wapieniach Tatr, gdzie jest ponad 70 jaskiń (z największą w całej Polsce jaskinią Zimną w Dolinie Kościeliskiej) oraz w skałach jurajskiego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, Roztocza. Pewne formy krasowe występują także w opokach i masywach kredowych Wyżyny Lubelskiej. Są one jednak słabo rozwinięte obejmują tylko stropowe części opok i margli kredowych. W Sudetach jaskinie znajdują się w Górach Kaczawskich i rejonie Kłodzka.

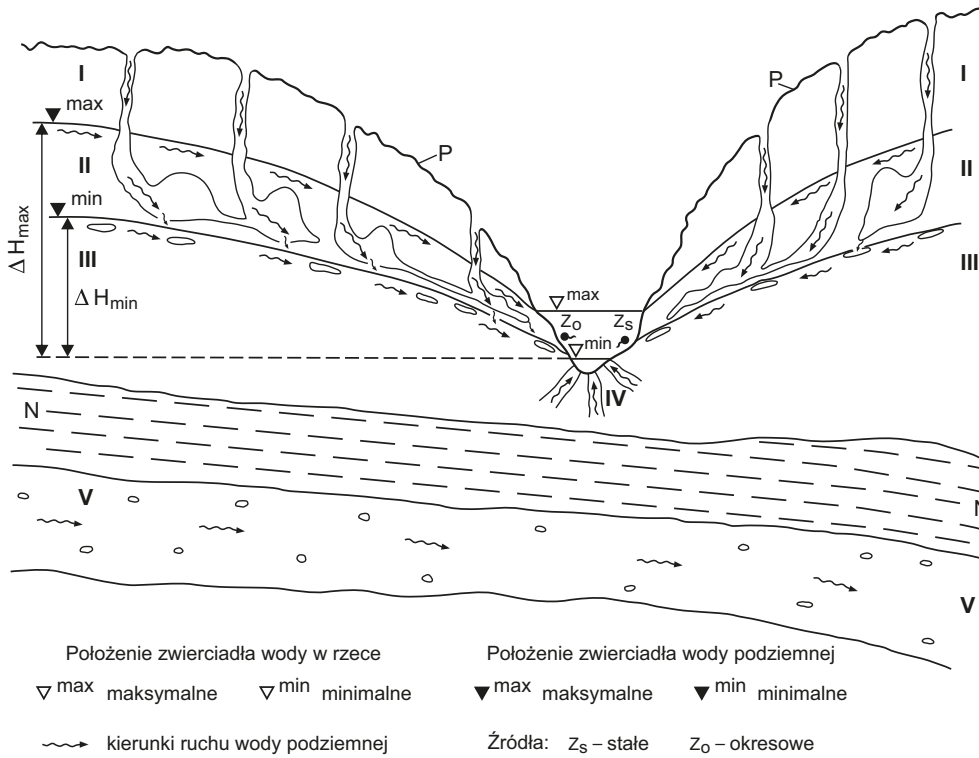
Kras solny (chlorkowy), siarczanowo-chlorkowy występuje w rejonie Wieliczki, Ciechocinka i Inowrocławia, natomiast kras rudny – w trudno rozpuszczalnych w wodzie złożach żelaza i miedzi.

Oprócz klasycznego krasu wyróżnia się tzw. mały kras, powstający w glinach i lessach. W lessach mały kras występuje, kiedy lessy zawierają węglan wapnia. Wyługowany węglan wytrąca się w postaci bulastych form, tzw. kukiełek lessowych. Formy krasowe (lejki, żebra, ślepe dolinki, a nawet jaskinie) można obserwować w rejonie Lublina, Kazimierza n. Wisłą, Sandomierza, gdzie miąższość lessów osiąga 20 m.

Szybka urbanizacja, rozwój przemysłu, zwłaszcza chemicznego na niektórych obszarach może wywołać kras antropogeniczny spowodowany przez wody ściekowe i ciekłe odpady chemiczne. Wpływ ten może być bezpośredni, jak również pośredni przez zmianę chemizmu wód naturalnych.

Często formy krasowe są wypełnione przez różnego rodzaju utwory:

- karstyty – utwory niezlityfikowane,
- karstolity – utwory zlityfikowane.



Ryc. 5.38. Schemat krasu rozwiniętego w masywie skalnym w całości niejednorodnym (Kowalski, 1988)

P – powierzchnia terenu – kras nagi; N – warstwa wodoszczelna, rozdzielająca górną warstwę jednorodną z zachodzącym w niej krasem płytkim od dolnej warstwy niejednorodnej z krasem zagłębionym. Strefa krasu płytkiego: I – strefa pionowych kominów; II – strefa jaskiń i poziomych kanałów; III – strefa równomiernego rozpuszczania; IV – strefa wód wstępujacych; V – poziom krasu zagłębionego

Powstawanie wewnątrz krasowego masywu skalnego większych pustek (jaskiń, pieczar, szerokich kanałów itp.) prowadzi często do zawalania się ich stropu, a w przypadku odpowiednio płytkiego ich występowania do tworzenia na powierzchni terenu zapadowych lejów lub niecek krasowych. W celu ilościowej oceny stopnia skrasowania powinno się ustalić:

- liczbę form krasowych zapadowych (np. lejów krasowych, niecek osiadań) – n,
- powierzchnię analizowanego terenu, na którym występują formy krasowe – A,
- głębokości zapadowych form krasowych,
- wymiary tych form w planie.

Znając liczbę form zapadowych *n* i powierzchnię A oblicza się podstawowy wskaźnik punktowego skrasowienia stropu masywu (częstość zapadowych form krasowych), który wyraża liczbę form przypadającą na jednostkę powierzchni:

$$W_{KC} = n/A$$

Kowalski (1988) na podstawie częstości występowania form krasowych na powierzchni 1 km^2 wyróżnia sześć klas o częstości:

- bardzo dużej >100,
- dużej 10–100,
- średniej 1–10,
- małej 0,1–1,
- bardzo małej 0,01–0,1,
- znikomej <0,01.

Jeśli jest znana sumaryczna powierzchnia zajęta przez zapadowe formy krasowe (A_{ZK}) i cała powierzchnia terenu na której te formy występują (A) można wyznaczyć wskaźnik powierzchniowego krasowienia masywu:

$$W_{KP} = A_{ZK}/A \qquad (5.48)$$

Analogicznie ze stosunku sumarycznej objętości wszystkich pustek krasowych (V_{PK}) do objętości całego masywu skalnego (V), oblicza się objętościowy wskaźnik skrasowienia całego masywu:

$$W_{KV} = V_{PK}/V \qquad (5.49)$$

Liczbowo ten ostatni wskaźnik skrasowienia oznacza jaką objętość analizowanego masywu stanowią wszystkie stwierdzone w nim pustki.

W opisie krasu stosuje się jeszcze dwa wskaźniki (Kowalski, 1988):

- średnicy charakterystycznej zapadowych form krasowych D_5, D_{50} i D_{95},
- głębokości charakterystycznej zapadowych form krasowych H_5, H_{50} i H_{95}.

Na podstawie powyższych danych oblicza się wskaźniki:

- średnicy charakterystycznej zapadowych form krasowych $W_{KD} = (D_{95} – D_5)/2D_{50}$,
- głębokości charakterystycznej zapadowych form krasowych $W_{KH} = (H_{95} – H_5)/2H_{50}$.

Oblicza się je z konkretnych pomiarów, sporządza się krzywe kumulacyjne średnic i głębokości. Na krzywych kumulacyjnych odczytuje się wymiary średnic D i głębokości H dla częstości występowania kolejno 5,50 i 95%.

Występowanie form krasowych, takich jak: lejki, jaskinie, korytarze, poszerzone fugi i szczeliny oraz organy krasowe, ma w budownictwie kilka aspektów:

- występowanie płytko w podłożu nierozpoznanych jaskiń i korytarzy krasowych może doprowadzić pod wpływem drgań do ich zawału i raptownego zapadnięcia się powierzchni np. drogi;
- występowanie bardzo zróżnicowanego stropu skrasowiałych skał w formie tzw. krasu wieżowego może spowodować nierównomierne osiadanie powierzchni drogi lub obiektów inżynierskich;
- zakłócenie naturalnego kierunku spływu wód podczas budowy drogi lub obiektów może spowodować sufozję gruntów pokrywowych do systemu krasowego.

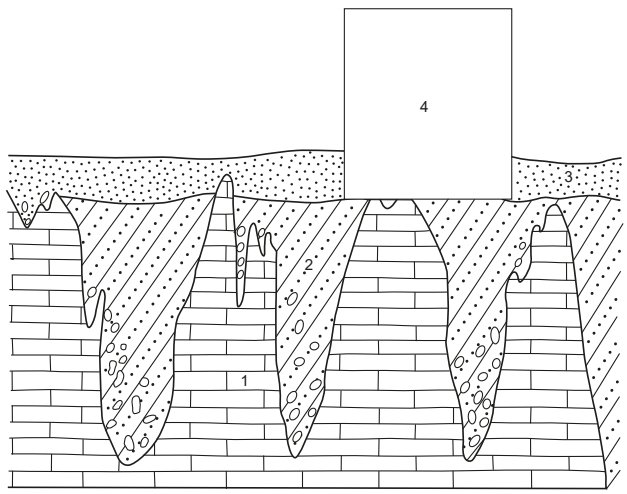
Na podstawie fotointerpretacji zdjęć lotniczych, terenowego zdjęcia geologiczno-inżynierskiego oraz literatury należy określić:

- wpływ rozwoju procesów krasowych w poszczególnych cyklach krasowych na ocenę przydatności budowlanej podłoża;
- występowanie poszczególnych pięter krasowych z podaniem miąższości i głębokości występowania;
- sposób odwodnienia naturalnego przez pokrywę osadów czwartorzędowych i zwietrzelinę, należy również podać, czy w utworach pokrywowych występują kliny zmarzlinowe i spękania wypełnione pyłem lub piaskiem, które mogą stanowić początek dróg (inicjacji) dla naturalnej, a przede wszystkim sztucznie wywołanej sufozji.

Do oceny geologiczno-inżynierskiej krasu istotna jest prognoza jego rozwoju. Niestety jest to trudne zagadnienie i obecnie możliwe jedynie w przybliżeniu (szacunkowo).

Aktywność krasową niekiedy ustala się z ilości rozpuszczonej substancji w ciągu określonego czasu i odnosi się w procentach do całej objętości rozpuszczanych gruntów danego obszaru.

Najczęściej tereny krasowe uważa się za podłoże nie nadające się do posadowienia, w szczególności dla obiektów ciężkich. Bardzo niejednorodne podłoże (ryc. 5.39), zróżnicowany strop skalny/gruntowy, możliwość występowania znacznej różnicy osiadań stwarzają niebezpieczeństwo katastrof budowlanych. Geologiczno-inżynierska ocena takich podłoży wymaga nie tylko rozpoznania za pomocą wierceń, lecz także konieczne jest wykonanie specjalistycznych badań geofizycznych.



Ryc. 5.39. Wykształcenie krasu w formie organów krasowych (wg Bażyńskiego *w*: Glazer, Malinowski, 1991)

1 – organy krasowe w wapieniu, 2 – głębokie wcięcia erozyjne wypełnione glinami zwietrzelinowymi, 3 – piaski pokrywowe, 4 – budowla

5.7. Deformacje filtracyjne (sufozja, kolmatacja, upłynnienie, przebicie i wyparcie hydrauliczne)

Deformacjami filtracyjnymi nazywa się zmiany w gruncie (struktury, tekstury, składu granulometrycznego, porowatości, rozkładu porów, gęstości objętościowej, przepuszczalności, skonsolidowania, zagęszczania, wytrzymałości) wywołane filtracją wody. Zmiany mogą być bezpośrednim efektem zarówno chemicznego, jak i mechanicznego oddziaływania strumienia wody na grunt (Kolis, 1966; Liszkowski, 1971).

Wyróżnia się następujące rodzaje deformacji filtracyjnych (tab. 5.17):

- sufozja, proces selektywnego przemieszczania i wynoszenia z przestrzeni porowej gruntu drobnych cząstek pod wpływem wody. Sufozja może być mechaniczna (wewnętrzna, kontaktowa) i chemiczna;
- kolmatacja, odwrotny proces względem sufozji, osadzanie wymytych cząstek w porach gruntu;
- erozja wewnętrzna, całkowite i skoncentrowane wymywanie cząstek z masywu gruntowego (transport ich poza masyw), prowadzące do wytworzenia kawern, tuneli itp.;

- upłynnienie (filtracyjne zniszczenie struktury gruntu), pod wpływem ciśnienia hydrodynamicznego grunt czasowo przechodzi w stan płynny, tzw. kurzawki;
- wyparcie hydrauliczne, proces wyparcia wskutek przepływającej wody w określonej całkowitej objętości gruntu (wraz z dociążającymi je elementami), ogólnie w kierunku przeciwnym do działania siły grawitacji;
- przebicie hydrauliczne, punktowe wyparcie hydrauliczne, tworzenie się kanału (przewodu) wypełnionego gruntem o naruszonej strukturze;
- osiadanie zapadowe, konsolidacja filtracyjna, procesy związane ze zmniejszeniem porowatości w wyniku filtracyjnego zniszczenia struktury lub reorientacji (połączone z dehydratacją) cząstek szkieletu gruntowego.

W tabeli 5.18 przedstawiono prawidłowości rozwoju procesów filtracyjnych deformacji gruntów oraz ich wpływ na morfologię terenu.

Najistotniejszym parametrem określającym wpływ wody na odpowiednie zachowanie się gruntu (powstanie deformacji filtracyjnych) jest spadek hydrauliczny. Potrzebny do zainicjowania

Tabela 5.17. Zestawienie typów i podtypów deformacji gruntów i ich rozpowszechnienie w obrębie gruntów sypkich i spoistych w porównaniu z utworami lessowymi (Liszkowski, 1971)

Rodzaje filtracyjnych deformacji gruntów		Grunty sypkie	Utwory lessowe	Grunty spoiste typowe
Typy	Podtypy			
1. Sufozja	Mechaniczna	+(!)	+	–
	1.1. wewnętrzna	+	+	–
	1.2. kontaktowa	+(!)	+	–
2. Kolmatacja	Chemiczna	–	+	+
	2.1. mechaniczna	+(!)	+	–
	2.2. chemiczna	–	+	+
3. Upłynnienie (= filtracyjny rozpad struktury)		+(!)	+(!)	–
4. Rozmywanie (erozja)	4.1. wewnętrzne	+	+(!)	+
	4.2. kontaktowe	+(!)	+(!)	+
5. Wyparcie hydrauliczne gruntu *sensu lato*	5.1. wyparcie *sensu stricte*	–	–	$+^{x}$
	5.2. przebicie hydrauliczne	$+^{x}$	$+^{x}$	$+^{x}$
	5.3. przebicie hydrauliczne z erozji	$+^{x}$	+	$+^{x}$
	5.4. wyparcie kontaktowe	–	+	$+^{x}$
	opadanie cząstek	+	+	$+^{x}$
6. Dosiadanie	6.1. zapadowe (szybkie)	–	+(!)	–
	6.2. plastyczne (powolne)	–	–	+(!)
7. Filtracyjna konsolidacja gruntów	7.1. filtracyjna konsolidacja *sensu stricte*	–	–	+(!)
	7.2. podosiadaniowe deformacje sufozyjne	–	+(!)	–
	7.3. podosiadaniowe deformacje plastyczne	–	+(!)	–

\+ procesy występujące w danej grupie gruntów
$+^{x}$ procesy występujące w danej grupie gruntów głównie jako sztucznie wzbudzone
+(!) procesy typowe dla danej grupy gruntów (szeroko rozpowszechnione)
– procesy niewystępujące w danej grupie gruntów

Tabela 5.18. Prawidłowości rozwoju procesów filtracyjnych deformacji gruntów (Liszkowski, 1975b)

Lp.	Typ procesu	Sposób transportu materiału	Charakter transportu materiału	Kierunek transportu materiału	Charakter odkształceń (zmian) ośrodka gruntowego	Efekty morfologiczne
1.	Sufozja[a]	zawiesina	rozproszony		zmniejszenie gęstości	brak, względnie lokalne i regionalne osiadania powierzchni terenu
2.	Kolmatacja[abc]	zawiesina	rozproszony		wzrost gęstości	brak
3.	Erozja wewnętrzna[abc]	wleczenie, zawiesina	skoncentrowany		liniowe, objętościowe deformacje/ kawerny, tunele	podziemne tunele, lokalne osiadania powierzchni terenu/studnie
4.	Wyparcie hydrauliczne[bc]	przemieszczenie *en block*	objętościowy		objętościowe deformacje z naruszeniem ciągłości ośrodka	lokalne podnoszenie powierzchni terenu/nietrwałe
5.	Przebicie hydrauliczne[ab]	zawiesina	skoncentrowany		liniowe, objętościowe deformacje/ tunele, strefy rozluźnienia	podziemne tunele, lokalne osiadania powierzchni terenu/studnie, werteby
6.	Przebicie hydrauliczne ze wstecznej erozji wewnętrznej[abc]	wleczenie + zawiesina	skoncentrowany		jak wyżej	jak wyżej; wtórne deformacje poziome i pionowe powierzchni terenu
7.	Filtracyjne zniszczenie struktury gruntów/ upłynnienie[c]	zawiesina (wysoko skoncentrowana)	objętościowy		objętościowe deformacje z całkowitym zniszczeniem struktury ośrodka	lokalne osiadanie/dosiadanie/ powierzchni terenu, wtórne poziome deformacje powierzchni terenu/ osuwiska z upłynnienia
8.	Filtracyjna konsolidacja gruntów[b]	zawiesina (nadzwyczaj wysoko skoncentrowana)	objętościowy		jednowymiarowe/liniowe deformacje/wzrost stopnia konsolidacji	regionalne osiadanie/niecki osiadań

Uwaga: dany proces rozwija się tylko w gruntach: sypkich (a), spoistych (b), strukturalnie niestabilnych (c)

poszczególnych rodzajów deformacji spadek hydrauliczny, tzw. krytyczny (i_{kr}) będzie mieć różną wartość.

Ilościowo wpływ ruchu wody (ciśnienia spływowego) na wielkość ciężaru objętościowego można określić:

$$\gamma'' = \gamma' \pm j \qquad (5.50)$$

γ'' – efektywny ciężar objętościowy gruntu z uwzględnieniem ruchu wody (kN/m^3),
γ' – efektywny ciężar objętościowy gruntu poniżej zwierciadła wody,
z uwzględnieniem wyporu wody, $\gamma' = \gamma_{sr} - \gamma_w$ (kN/m^3),
γ_{sr} – ciężar objętościowy gruntu w stanie pełnego nasycenia (kN/m^3),
γ_w – ciężar objętościowy/właściwy wody = 10 kN/m^3,
j – ciśnienie spływowe jednostkowe (kN/m^3), $j = \gamma_w \cdot i$,
i – spadek hydrauliczny $i = \Delta h/z$, gdzie: Δh – różnica ciśnień (m), z – droga filtracji (m).

Upłynnienie gruntu następuje, gdy naprężenia efektywne (w wyniku ruchu wody lub obciążenia statycznego równego ciśnieniu wody w porach) osiągają wartość zerową, a więc:

$$i = i_{kr} = \frac{\gamma'}{\gamma_w} \simeq 1 \qquad (5.51)$$

Dopuszczalny spadek hydrauliczny (i_{dop}) nie powinien przekraczać (o ile nie występują obciążenia dynamiczne) połowy spadku krytycznego:

$$i_{dop} = 0{,}5\, i_{kr} \qquad (5.52)$$

Grunty wrażliwe na upłynnienie (przejście w stan kurzawki) mają cechy gruntów dylatantnych, rozluźniających swoją strukturę pod wpływem wstrząsów, drgań, obciążeń dynamicznych.

Stan naprężeń, kiedy ma miejsce upłynnienie gruntu, można przedstawić na schematach charakterystycznych dla badania trójosiowego ściskania gruntu sypkiego. Grunty sypkie w stanie luźnym są gruntami bardzo podatnymi na upłynnienie, mogą utracić swoją wytrzymałość (nośność) przed osiągnięciem wytrzymałości wyznaczonej metodami konwencjonalnymi na podstawie efektywnych wartości kąta tarcia wewnętrznego i spójności (Dmytrow i in., 2011). Linia stanu krytycznego (LSK) (ryc. 5.40) reprezentująca warunek stanu granicznego Coulomba–Mohra odpowiada za załamanie (zniszczenie) struktury gruntu. Nachylenie M linii LSK w układzie naprężeń efektywnych q i p′ jest funkcją efektywnego kąta tarcia wewnętrznego:

$$M = \frac{6 \sin\Phi'}{3 - \sin\Phi'} \qquad (5.53)$$

Podczas badania trójosiowego CU (z konsolidacją bez odpływu) od stanu izotropowego, naprężenie dewiatorowe q rośnie aż do osiągnięcia maksimum (wytrzymałość szczytowa), w tym momencie grunt zaczyna zmniejszać swoją objętość, następuje szybki wzrost ciśnienia wody w porach i notuje się spadek średniego naprężenia efektywnego p′ i dewiatora q, aż do osiągnięcia nowego stanu równowagi tzw. wytrzymałości rezydualnej, kiedy ścieżka naprężeń przecina LSK (ryc. 5.40a). Od tej chwili grunt podlega odkształceniom przy stałej wartości p′ i q oraz stałej porowatości – osiąga stan upłynnienia.

Na rycinie 5.40b dla kilku badań przeprowadzonych dla różnych p′ można wykreślić linię/powierzchnię wytrzymałości, przedstawiającą powierzchnię załamania, po osiągnięciu której grunt ulega upłynnieniu. Dla luźnych piasków podczas ściskania w warunkach bez odpływu przy niskich wartościach wytrzymałości rezydualnej linia załamania może przechodzić przez początek współrzędnych p′ i q.

Bardzo często obciążenia dynamiczne (cykliczne) mogą doprowadzić grunty do upłynnienia (ryc. 5.40c). Obciążenia cykliczne wywołują wzrost ciśnienia wody w porach, zmniejszenie q i szybkie osiągnięcie powierzchni załamania (powierzchni granicznej) i stanu upłynnienia względem warunków obciążeń statycznych. Szkodliwość obciążeń dynamicznych mimo najczęściej małych odkształceń wynika przede wszystkim z powtarzalności przemieszczeń i z sumowania nadwyżek ciśnienia wody w porach podczas poszczególnych cykli prowadzących do redukcji efektywnej wytrzymałości gruntów.

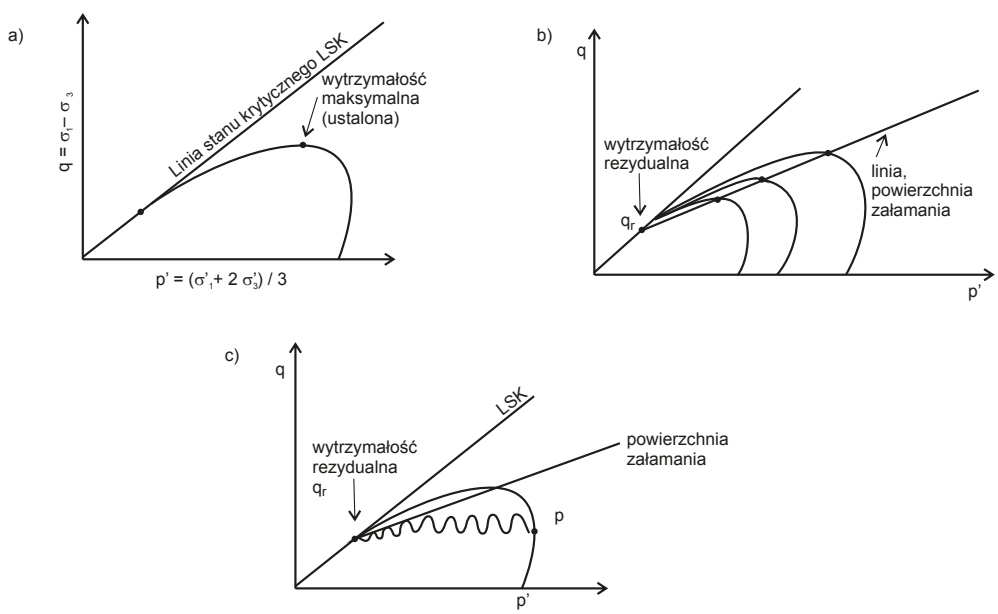
Linię załamania (zniszczenia) w przestrzeni naprężeń wyznacza prosta, która określa nachylenie M_L i punkt q_r. Parametr q_r w przybliżeniu równy 2c, przy czym c jest punktem przecięcia linii załamania z linią stanu granicznego Coulomba–Mohra na wykresie τ–σ_n.

Nachylenie M_L wiąże się z równoważnym kątem tarcia wewnętrznego Φ'_L (Dmytrow i in., 2011):

$$M_L = \frac{6\sin\Phi_L'}{3-\sin\Phi_L'}, \quad M_L = \left(\frac{1}{2}-\frac{2}{3}\right)M \qquad (5.54)$$

Φ'_L zależy od początkowego zagęszczenia, dla $I_D < 0{,}5$; Φ'_L = 15–25°, q_r jest pomijalnie mały, zmienia się w zakresie 0–5 kPa.

Lipiński (2013) na podstawie wielu badań eksperymentalnych przeprowadzonych w laboratorium ustalił uniwersalne kryterium jakie powinno być spełnione by grunt kontraktywny (zmniejszający swoją objętość) osiągnął niestabilność w warunkach badań bez odpływu. Kryterium określa, że początek niestabilności następuje, kiedy dewiator naprężenia q jest równy średniemu



Ryc. 5.40. Schemat upłynnienia gruntu sypkiego w badaniach bez odpływu w aparacie trójosiowego ściskania CU (wg Dmytrowa i in., 2011, ze zmianami)

a) ścieżka naprężeń efektywnych dla niedrenowanej, przekonsolidowanej próbki luźnego piasku w badaniach CU
b) konstrukcja linii/powierzchni załamania (zniszczenia)
c) wpływ obciążeń dynamicznych (cyklicznych) na wytrzymałość na ścinanie

naprężeniu efektywnemu ($q/p'=1$). Warunek ten jest równoznaczny z osiągnięciem stosunku efektywnych naprężeń głównych $\sigma'_1/\sigma'_3= 2{,}5$. Kiedy stan naprężenia ścinającego osiąga liczbę wytrzymałości niestabilnej, to grunt zmniejsza swoją sztywność (zwiększając przy tym prędkość odkształcenia), a następnie w zależności od swojego stanu początkowego (redukcja kontraktywna lub efektywna) ulega odpowiednio osłabieniu lub wzmocnieniu.

W przypadku reakcji kontraktywnej osiągnięcie kryterium niestabilności jest równoznaczne z początkiem upłynnienia gruntu. Miarą za pomocą której można prześledzić wszystkie możliwe układy obciążeń jest stosunek sumy arytmetycznej do geometrycznej średniego naprężenia efektywnego p' i dewiatora naprężenia q, maksimum tej miary równa jest (Lipiński, 2000):

$$\max\left(\frac{p' + q}{\sqrt{p'^2 + q^2}}\right) \quad \text{przy } \frac{q}{p'} = 1 \tag{5.55}$$

W praktyce kurzawką nazywa się nasycony wodą grunt, który w otwartych wykopach wykazuje ruch, zachowuje się jako ciało półpłynne lub ciecz. Efektywna wytrzymałość gruntu kurzawkowego jest zerowa, znikają wiązania międzycząsteczkowe. O stanie równowagi w sytuacji występowania wody pod ciśnieniem decyduje stosunek ciśnienia spływowego wody gruntowej do ciężaru gruntu z uwzględnieniem wyporu wody. Jeżeli wypadkowa ciężaru i ciśnienia spływowego wychodzi np. ze skarpy, to nie ma równowagi i grunt wypływa ze zbocza. W zasadzie w stan kurzawkowy mogą przejść grunty o różnym składzie granulometrycznym typowym dla gruntów szeregu piasek pylasty – pył – glina piaszczysta, przy czym najbardziej „kurzawkowy" grunt charakteryzuje się średnią średnicą ziarn w zakresie 0,05–0,10 mm i współczynnikiem filtracji rzędu 1×10^{-6} m/s oraz porowatością rzędu 40%.

Kąt naturalnego stoku dla kurzawek wg Terzaghiego przyjmuje się w granicach 0–5°, przy czym ten sam grunt (np. piasek) w stanie suchym posiada ten kąt w zakresie 30–40° (Grubecki, Sysak, 1960).

Najłatwiej w stan kurzawki przechodzi drobnoziarnisty/pylasty piasek, ponieważ dla jego ziarn prędkość opadania jest mała i w wodzie wznoszącej ziarna się łatwo utrzymują w zawieszeniu. Natomiast, gdy poziom wody ulega obniżeniu, to kurzawki są trudne do przewiercenia typowym sprzętem. Piaski kurzawkowe z uwagi na niską przepuszczalność są trudne do odwodnienia.

Wyróżnia się w zasadzie dwa rodzaje kurzawek:

- pozorne (dylatantne), składające się z luźnych gruntów sypkich, pozbawionych spójności właściwiej i plastyczności, wykazujących duże tarcie;
- właściwe o kondensacyjno-koagulacyjnych wiązaniach strukturalnych, składające się z mieszaniny gruntów sypkich luźnych i spoistych (gliniasto-pylastych), charakteryzujące się właściwościami tiksotropowymi.

Do najbardziej charakterystycznych cech zachowania się kurzawek można zaliczyć:

- ciągłe napływanie gruntu na miejsce już wybranego materiału, np. podczas wiercenia (brak postępu, tzw. korek podnosi się w rurze obsadowej) czy przy wykonywaniu wykopu;
- spływanie kurzawki w wykopie do części najniżej położonej, woda wyciekająca z kurzawki jest nieklarowna, barwy szaromlecznej, podobnej do mleka wapiennego.
- wypływanie kurzawki ze ścian wykopu, co powoduje powstawanie pustych komór (kawern) prowadzących do różnych pęknięć i obwałów.

Cechą charakterystyczną jest trudność szybkiego wbicia łopaty w kurzawkę, natomiast łopata pod własnym ciężarem przy wahadłowym poruszaniu zagłębia się bez problemu, ponadto człowiek stojący na kurzawce powoli pogrążą się, przy czym wyjęcie nogi z gruntu kurzawkowego jest utrudnione.

Unikniecie przejścia gruntu w stan kurzawkowy może nastąpić, jeżeli zmniejszymy ciśnienie spływowe i nie będą oddziaływać obciążenia dynamiczne.

Rozwój sufozji może nastąpić, gdy średnica największych ziarn jest 2÷5 razy mniejsza od średnicy porów. Wtedy spełniony jest warunek stosunku powyżej 20 ziarn większych d_1 do ziarn mniejszych d_2, a optymalne warunki przemieszczenia ziarn d_2 między ziarnami d_1 w przewodzie o średnicy d_0 zachodzą, gdy $d_0 : d_2 > 8$. Ponadto sufozja może zaistnieć, gdy wskaźnik różnoziarnistości $C_u > 2$, i spadek hydrauliczny $i_{kr} > 5$ lub $i_{kr} > 2$ na styku przewarstwień piaszczystych i gliniastych, gdy stosunek współczynników filtracji też jest większy od 2.

Szybkość filtracji V_B, przy której rozpoczyna się wymywanie ziarn z gruntów, można wyznaczyć za pomocą wzorów Izbasza – V_{B1} i Kozłowej – V_{B2} (Grubecki, Sysak, 1960):

$$V_{B1} = V_0 + f\left(\frac{d^2}{D^2}\right);\ V_{B2} = 0{,}26d^2\left[1 + 1000\left(\frac{d_{60}}{D_{60}}\right)^2\right],\ \text{gdzie: } V_{B1} \text{ i } V_{B2} \text{ w cm/s} \qquad (5.56)$$

gdzie:

V_0 – prędkość przy której jest przezwyciężony ciężar ziarna gruntu,

d i D – średnice ziarn gruntu dwóch warstw,

V_0 i f – wyznacza się doświadczalnie dla gruntów piaszczystych od d < 0,088 mm do d = 0,3–0,5 mm, leżących na ziarnach o D = 2–15 mm.

Często stosuje się prosty wzór Sicharda na prędkość krytyczną (przejście ruchu laminarnego w turbulentny), przy której następuje sufozja, przy czym potrzebna jest znajomość współczynnika filtracji k:

$$V_{kr} = \frac{\sqrt{k}}{15} \qquad (5.57)$$

Podatność na sufozję można również sprawdzić rozpatrując grunt składający się z części:

- 1 – złożonej z większych ziarn tworzących konstrukcję szkieletową,
- 2 – złożonej z mniejszych ziarn i cząstek tworzących wypełnienie konstrukcji.

Jeżeli minimalna średnica ziarn i cząstek wypełnienia jest mniejsza od średnicy ziarn konstrukcji szkieletowej, to zachodzi sufozja. Różnicowe krzywe składu granulometrycznego gruntu sufozyjnego są dwuwierzchołkowe.

Sufozja rozwija się głównie w gruntach pylastych, np. lessach, przede wszystkim na stromych zboczach, gdzie występują wysokie spadki hydrauliczne, a woda ma ułatwiony przepływ poprzez pionowe kanaliki obecne w tych gruntach. W gruntach spoistych sufozja rozpoczyna się w szczelinach, natomiast w strefie wietrzenia znajdującej się na stromych zboczach wymywanie drobnego materiału ma miejsce zwykle pod glebą.

Poza odpowiednim składem granulometrycznym, strukturą i teksturą ważnym czynnikiem w rozwoju deformacji filtracyjnych gruntu jest prędkość krytyczna filtracji lub krytyczny spadek hydrauliczny. Wartość spadku limituje rodzaj zachodzących deformacji. Badania laboratoryjne i obserwacje terenowe wskazują, że:

i_{kr} – wyparcia hydraulicznego > i_{kr} przebicia hydraulicznego > i_{kr} sufozji,

i_{kr} – wyparcia hydraulicznego > i_{kr} upłynnienia.

Deformacje filtracyjne, z wyjątkiem kolmatacji, wywołują w podłożu gruntowym mniej lub bardziej lokalne, punktowe, liniowe, bądź też o szerszym powierzchniowym i objętościowym charakterze strefy osłabienia masywu gruntowego. Oczywiście są one uwarunkowane ubytkiem mas gruntu z podłoża, które wywołują odkształcenia powierzchni terenu. Odkształcenia te mają dwojaki charakter:

- osiadań, gdy składowa pionowa przemieszczeń powierzchni terenu jest znacznie większa od poziomej;

- powierzchniowych ruchów mas o składowej poziomej przemieszczeń powierzchni terenu większej od pionowej.

Syntetyczny obraz warunków rozwoju filtracyjnych deformacji lessów przedstawiono na rycinie 5.41.

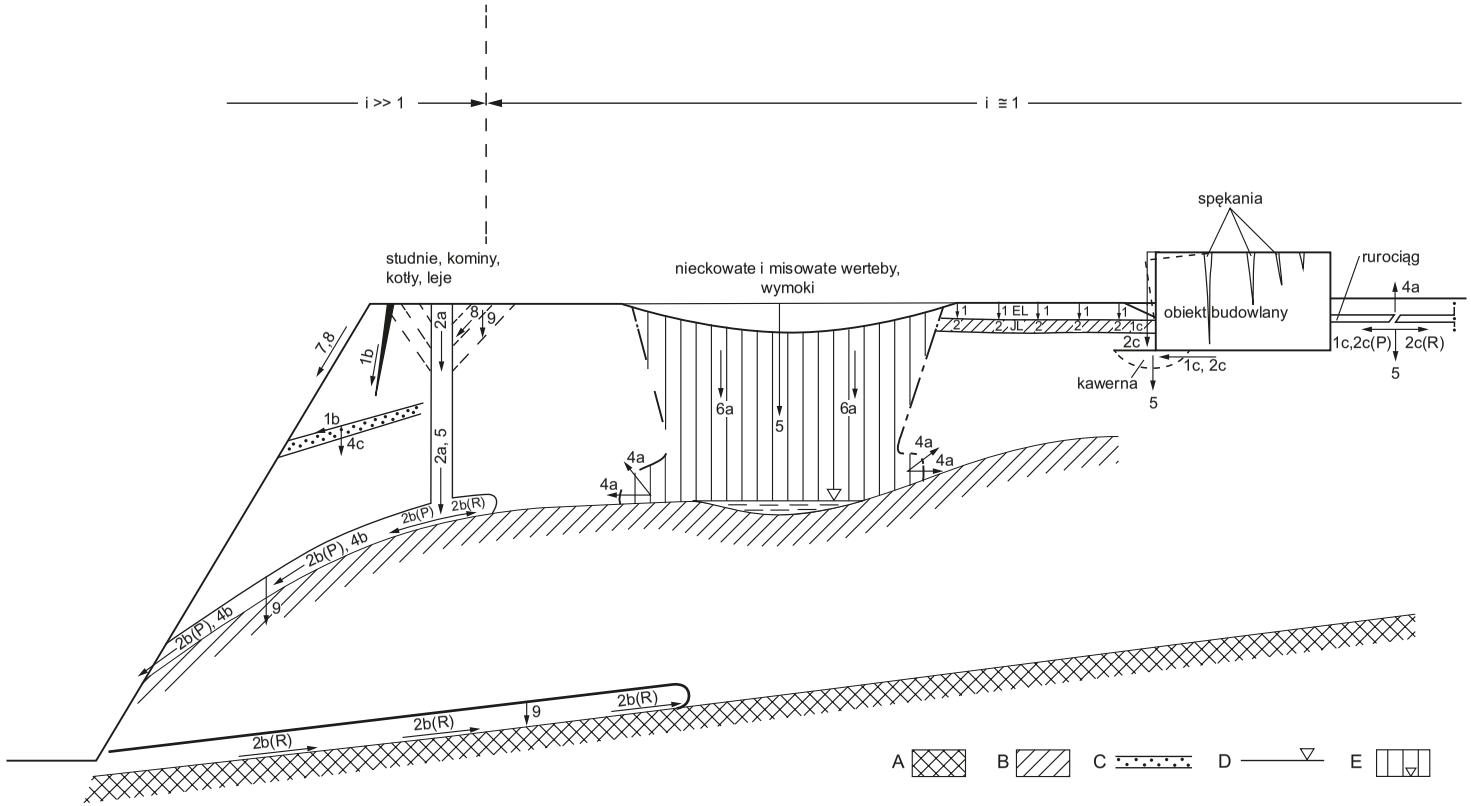
Osiadania powierzchni terenu wskutek oddziaływania deformacji filtracyjnych posiadają różne rozmiary w planie, różną amplitudę przemieszczeń pionowych oraz różną dynamikę.

Często obserwujemy szkody budowlane związane z deformacjami filtracyjnymi (tab. 5.19).

W Polsce nie udokumentowano jednoznacznie istnienia regionalnych niecek osiadaniowych związanych z ruchem wody. Pospolite są w wielu rejonach lokalne formy osiadania powierzchni terenu w postaci wertebów osiadaniowych i zapadowych z sufozji, erozji wewnętrznej, przebicia hydraulicznego oraz upłynnienia.

Tabela 5.19. Diagnoza głównych przyczyn rozwoju sztucznie wzbudzanych filtracyjnych deformacji gruntów na obszarach lessowych i związanych z nimi szkód budowlanych (Liszkowski, 1971)

Lp.	Przyczyny	Skutki		Efekt końcowy
		bezpośrednie	pośrednie	
1.	WADY W SYSTEMIE PODŁĄCZEŃ WODOCĄGOWYCH I KANALIZACYJNYCH: bezpośrednie odprowadzanie wód ściekowych w podłoże (brak kanalizacji), nieszczelność systemów odprowadzania wód opadowych (rynien) i ściekowych (kanalizacji), wodociągów, zbiorników wodnych, awarie tych systemów, przecieki w podłoże przez rury ze studzien eksploatacyjnych	sztuczne zawilgocenie i zawodnienie podłoża, wzmożona influktuacja wód	rozwój procesów sufozji, erozji wewnętrznej, przebicia hydraulicznego, dosiadania	wtórne szkody budowlane
2.	WADY OBIEKTÓW BUDOWLANYCH: wadliwy system konstrukcyjny, wadliwe wymiarowanie elementów nośnych, stosowanie wadliwych materiałów konstrukcyjnych, starzenie się obiektu itd.	zniszczenie obiektów, zniszczenia systemów podłączeń, sztuczne zawilgocenie podłoża	jak wyżej	jak wyżej
3.	WADLIWE PRZYGOTOWANIE I ZBROJENIE TERENU POD ZABUDOWĘ: wadliwe tarasowanie terenu, zdjęcie pokrywy glebowej i roślinnej, zbyt długie pozostawienie wykopów fundamentowych i innych wyrobisk bez ochrony	wzrost lokalnych spadków hydraulicznych, wzmożona infiltracja	rozwój procesów sufozji, erozji wewnętrznej, dosiadania	jak wyżej
4.	NATURALNE WADY PODŁOŻA BUDOWLANEGO: zbyt silne i (lub) nierównomierne osiadanie, ruchy masowe powyżej i poniżej lokalizacji obiektu budowlanego, nagłe podnoszenie i opadanie zwierciadła wody	zniszczenie obiektów, zniszczenia systemów podłączeń, sztuczne zwilgocenie i zawodnienie podłoża	rozwój procesów sufozji,erozji wewnętrznej, przebicia hydraulicznego, dosiadania	jak wyżej
5.	STARZENIE SIĘ OBIEKTÓW: zapadanie się średniowiecznych piwnic, zniszczenie starych (nie zawsze rozpoznanych) systemów kanalizacyjnych ujęć wodnych itd.	jak wyżej, powstawanie predysponowanych podziemnych dróg krążenia (chodniki, piwnice)	rozmywanie, zapadanie	jak wyżej



Ryc. 5.41. Syntetyczny szkic warunków rozwoju filtracyjnych deformacji gruntów w masywie lessowym (Liszkowski, 1971)

1 – sufozja: a) wewnętrzna, b) kontaktowa, c) spoinowa; 2 – kolmatacja; 3 – rozmywanie: a) wewnętrzne, b) kontaktowe, c) spoinowe); 4 – wyparcie hydrauliczne gruntu: a) przebicie hydrauliczne, b) przebicie hydrauliczne z erozji, c) odpadanie cząstek, d) wyparcie s. stricto; 5 – dosiadanie; 6 – podosiadaniowa filtracyjna konsolidacja: a) podosiadaniowe deformacje plastyczne, b) podosiadaniowe deformacje sufozyjne); 7 – denudacja; 8 – erozja powierzchniowa; 9 – ruchy grawitacyjne (obrywanie, spełzywanie, zapadanie); (R) procesy rozwijające się regresywnie; (P) – procesy rozwijające się progresywnie; EL – poziom eluwialny profilu agrogeologicznego; IL – poziom iluwialny profilu agrogeologicznego; A – nieprzepuszczalne podłoże podlessowe, B – nieprzepuszczalne przewarstwienia w masywie lessowym, C – silniej przepuszczalne przewarstwienia w masywie lessowym, D – zw. wód zawieszonych (przemijających lub stałych), E – przekrój bryły objętej deformacjami w wyniku dosiadania, i – spadek hydrauliczny

5.8. Soliflukcja i ablacja

W strefie peryglacjalnej (obszar przylegający do lodowca) występują różnorodne procesy morfogenetyczne, a przede wszystkim: powstawanie lodu gruntowego i wieloletniej zmarzliny, zaburzenia układu pierwotnego osadów. W wyniku powstawania lodu oraz kontrakcji termalnej ma miejsce intensywne wietrzenie mrozowe oraz intensywne procesy stokowe (soliflukcja, spłukiwanie, obrywy zamarzniętych mas) oraz aktywna działalność eoliczna.

Procesy soliflukcyjne zachodziły w warunkach plejstoceńskiego peryglacjału (struktury kopalne) oraz mogą zachodzić współcześnie na przedpolu lodowców np. w Arktyce. Na obszarze Polski nie obserwuje się współczesnych zjawisk soliflukcyjnych.

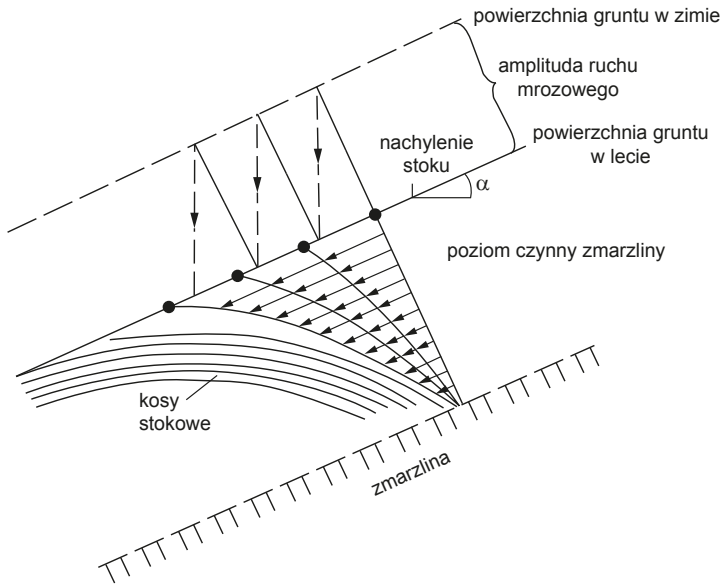
Główną przyczyną soliflukcji jest działanie mrozu (np. na obszarach wiecznej zmarzliny). Soliflukcja jest często określana (Jahn, 1970) jako oddziaływanie dwóch typów procesów – spływu i pełzania. W ruchu spływowym zasadniczy udział mają procesy grawitacyjne. Nadmiar wody w osadach zboczowych w strefie peryglacjalnej wywołuje przeciążenie i zmianę konsystencji ze stałej na płynną, powoduje zachwianie równowagi i niestateczność. Podczas pełzania mrozowego, każda cząstka w zamarzniętej warstwie ulega przemieszczeniu ze swojej pierwotnej pozycji wzdłuż linii prostopadłej do powierzchni gruntu. W czasie zamarzania cząstki podnoszą się wraz z powierzchnią zbocza, natomiast podczas rozmarzania już nie wracają na swoje pierwotne miejsce, rozmarzająca powierzchniowa warstwa (często zwietrzeliny) silnie nasączona wodą „ślizga się" poniżej zamarzniętego gruntu.

Prędkość tego ruchu pełzającego wierzchniej warstwy dochodzi do kilku centymetrów na rok (ryc. 5.42a). Soliflukcja (nazywana też kongeliflukcją) rozwija się najlepiej w osadach drobnoziarnistych, bowiem duża porowatość i przepuszczalność sprzyja dobremu odwodnieniu, a cząstki najdrobniejsze pozostają dalej nasycone wodą, w rezultacie dłuższe osie ziarn (głazików) układają się równolegle do nachylenia zbocza, tworząc: pokrywy, loby, tarasy i jęzory soliflukcyjne. Soliflukcja często zachodzi na utworach glebowych o dużej zawartości frakcji iłowej i pyłowej na zboczach o ekspozycji północnej. Zachodzi już na zboczach o nachyleniu powyżej 1–2°. Ogólnie przyjmuje się, że występowanie soliflukcji w warunkach peryglacjalnych warunkuje nieprzepuszczalne podłoże zmarzlinowe, którego obecność przeciwdziała infiltracji wody roztopowej czy deszczowej. Złożona geneza soliflukcji prowadzi do powstania różnorodnych struktur soliflukcyjnych, zwłaszcza w lessach (ryc. 5.42b).

Pokrywy soliflukcyjne mają wyrównaną powierzchnię i miejscami postrzępiony lodowy dolny brzeg. Tarasy soliflukcyjne są wydłużone poprzecznie do nachylenia zboczy, dochodzą do 15 m wysokości (Lindner, 1992). Podobną rozciągłość mają loby soliflukcyjne, ale są znacznie niższe (4–5 m). Jęzory soliflukcyjne są zdecydowanie wydłużone zgodnie z nachyleniem zbocza. Soliflukcji sprzyjają często zmiany temperatury, powodujące wielowarstwowe na przemian odmarzanie i zamarzanie gruntu. Obecność soliflukcji na danym terenie w zasadzie eliminuje go z bezpośredniego posadowienia. Soliflukcyjne deformacje podłoża gruntowego sa często przyczyną awarii obiektów budowlanych.

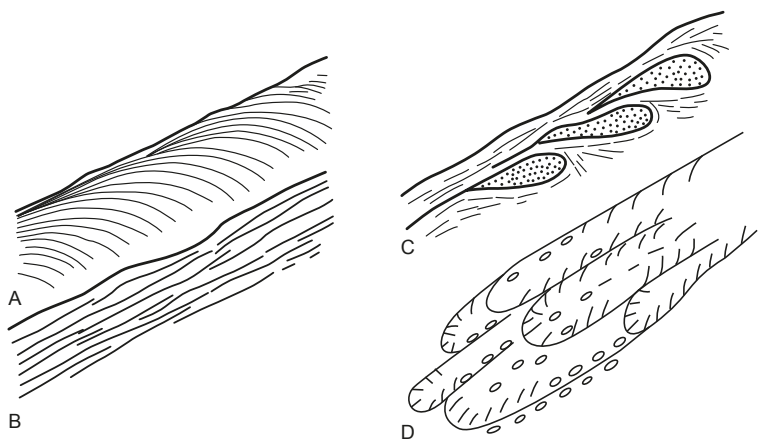
Ablacja deszczowa, inaczej spłukiwanie (zmywanie), polega na mechanicznym zmywaniu z powierzchni terenu (o różnym ukształtowaniu), transportowaniu i akumulowaniu materiału o różnej granulometrii (od drobnoziarnistych do okruchów skał). W tym procesie powierzchnia terenu ulega wyrównaniu. Zmywany materiał z wyższych partii zboczy jest akumulowany u podnóża w postaci deluwiów. Do typowych form występowania deluwiów należą: wąskie listwy u podstawy zboczy lub pokrywy na obszarach o małym zróżnicowaniu morfologicznym. Bliżej zbocza gromadzi się materiał grubszy, dalej – drobniejszy. Intensywność ablacji zależy od wielu czynników: budowy geologicznej, morfologii terenu, intensywności opadów, stopnia pokrycia szatą roślinną oraz od

a)



Schemat wyjaśniający wędrówkę cząstek gruntu na stoku, w rocznym cyklu zamarzania i rozmarzania. Proces soliflukcji rozproszonej, prowadzący do powstania struktury kos stokowych

b)



Typy struktur soliflukcyjnych
A – kosy stokowe, B – soliflukcja warstwowa, C – soliflukcja walcowa, D – soliflukcja jęzorowa (terasy stokowe, girlandy)

Ryc. 5.42. Ruch poszczególnych cząstek gruntu przesuwanych w rocznym cyklu zamarzania i rozmarzania (a) i typy struktur soliflukcyjnych (b) (na podstawie Jahn, 1970; zmienione)

działalności człowieka. Ablacja deszczowa zależy wprost proporcjonalnie od kąta nachylenia zboczy (skarp) oraz zależy od kształtu zbocza. Na zboczach wypukłych jest bardziej intensywna niż na zboczach wklęsłych.

W Polsce obszarami najbardziej narażonymi na procesy ablacji są góry (Karpaty, Sudety) oraz obszary lessowe. Podczas ablacji deszczowej krople deszczu spadające na powierzchnię gruntu, np. lessowego, łączą się w strugi, które mogą rozmywać grunt i mogą powstawać rynny, a następnie przekształcić się w parowy lub jary. Rozwój parowów jest uzależniony od właściwości fizyczno-mechanicznych gruntów, warunków klimatycznych (głównie intensywnych opadów) oraz morfologii (nachylenia zboczy). Im większa jest różnica pomiędzy wysokością stoku a podstawą erozyjną np. rzeki, tym intensywniej mogą się tworzyć parowy. Ich rozwojowi sprzyja:

- niszczenie roślinności,
- zaorywanie starych zboczy,
- wykonywanie rowów, miedz, dróg ukierunkowanych po stoku w dół.

Parowy/jary wywierają wpływ na rolnictwo, komunikację i hydrologię obszaru.

Deluwia nie są dobrym podłożem budowlanym, charakteryzują się dużą niejednorodnością i zmiennością. Są one nieskonsolidowane (w szczególności współczesne), wykazują dużą ściśliwość i niezbyt dużą wytrzymałość.

5.9. Deformacje górnicze

W ostatnich kilkudziesięciu latach wśród przyczyn deformacji powierzchni terenu na pierwszy plan wysuwają się procesy antropogeniczno-dynamiczne, w szczególności obszarami intensywnego ich rozwoju są wielkie aglomeracje przemysłowe oraz tereny eksploatacji złóż surowców mineralnych.

Zewnętrznym wyrazem tych zmian są deformacje powierzchni nawet tak duże, że ograniczają dalszy rozwój budownictwa lub wymuszają znaczne koszty w celu zabezpieczenia obiektów budowlanych przed ujemnymi ich skutkami. Głównymi źródłami antropogenicznie uwarunkowanych deformacji powierzchni terenu w Polsce są:

- podziemna eksploatacja stałych surowców metodami górniczymi (np. w GZW) oraz podziemnym wytapianiem (np. siarki);
- eksploatacja ciekłych surowców, w szczególności wód podziemnych (np. odwadnianie w kopalniach odkrywkowych).

Deformacje górnicze mogą mieć postać odkształceń nieciągłych lub ciągłych. Deformacje nieciągłe występują w rejonach płytkiej eksploatacji w strefach uskoków. Mają one postać lokalnych zapadlisk w kształcie lejów stożkowych o wymiarach w planie do kilkudziesięciu metrów i głębokości nawet do ponad 10 m (Rosikoń, 1979).

Deformacje ciągłe są wywołane eksploatacją głęboką, przybierają formę tzw. niecki obniżeniowej, której wymiary można prognozować na podstawie przewidywanej eksploatacji wydobywczej. Niekiedy obniżenia powierzchni terenu mogą przekraczać nawet 20 m. Kształt i wymiary niecki zmieniają się wraz z postępem eksploatacji. W strefie brzegowej niecki następuje wygięcie powierzchni terenu, z czym jest związane jej pochylenie oraz występowanie odkształceń poziomych, początkowo rozciągających (rozpełzań), a następnie ściskających (spełzań). Powodują one odkształcenia i przemieszczenia budowli oraz siły rozciągające, spękania i inne uszkodzenia obiektów. Często obniżenia powierzchni terenu są przyczyną znacznych zmian warunków hydrogeologicznych podłoża.

W przekroju niecki obniżeniowej nad eksploatowanym pokładem wyróżnia się strefy:

- środkową, gdzie obniżenia są maksymalne (W_{max}), ale równomierne, dla budowli nieszkodliwe lub mało szkodliwe;
- brzeżną, otaczającą obszar środkowy o odkształceniach mniejszych (od środkowej strefy), ale są one nierównomierne, szkodliwe dla budowli, w tym obszarze wyróżnia się partie:
  - brzeżną wewnętrzną bezpośrednio wokół obszaru środkowego o powierzchni wklęsłej obniżonej w kierunku niecki o $0{,}5\ W_{max} < W < W_{max}$;
  - brzeżna zewnętrzną położoną na zewnątrz niecki, o powierzchni wypukłej o obniżeniu $0 < W < 0{,}5\ W_{max}$.

Największy wpływ na powierzchnię terenu obserwujemy w pasie położonym nad frontem eksploatacji po obu jego stronach, najbardziej niebezpieczne są strefy poniżej i powyżej punktu przegięcia krzywej przekroju niecki. Przy eksploatacji „na zawał", tzn. bez wypełnienia wyrobiska, głębokość niecki po całkowitym utworzeniu osiąga głębokość zbliżoną do 0,6–0,7 h, gdzie h jest miąższością złoża, w przypadku stosowania podsadzki głębokość niecki wynosi ok. 0,10 h.

Istotnymi parametrami określającymi nieckę osiadania powstałą w wyniku ubytku mas podczas eksploatacji górniczej są (tab. 5.20):

- obniżenie – W_{max} (m),
- nachylenie/pochylenie T (mm/m),
- krzywizna K (1/km) lub promień krzywizny R (km),
- jednostkowe odkształcenie poziome ε (mm/m).

Wyróżnia się pięć kategorii przydatności do zabudowy, z których I i II umożliwiają budowę obiektów z niewielkimi lub umiarkowanymi zabezpieczeniami. W kategoriach III i IV możliwości zabudowy są ograniczone, wymagają kosztownych zabezpieczeń. Tereny kategorii V przeważnie nie nadają się do zabudowy.

Propozycję klasyfikacji terenów zagrożonych deformacjami nieciągłymi przedstawiono w tabeli 5.21.

Tabela 5.20. Kategoria terenu górniczego z uwagi na ciągłe deformacje powierzchni wg Instrukcji ITB 487 (Kawulok, 2013)

Kategoria	Nachylenie T [mm/m]	Promień krzywizny R [km]	Odkształcenie poziome ε [mm/m]
0	$T \le 0{,}5$	$40 \le R$	$\varepsilon \le 0{,}3$
I	$0{,}5 < T \le 2{,}5$	$20 \le R < 40$	$0{,}3 < \varepsilon \le 1{,}5$
II	$2{,}5 < T \le 5$	$12 \le R < 20$	$1{,}5 < \varepsilon \le 3$
III	$5 < T \le 10$	$6 \le R < 12$	$3 < \varepsilon \le 6$
IV	$10 < T \le 15$	$4 \le R < 6$	$6 < \varepsilon \le 9$
V	$15 < T$	$R < 4$	$9 < \varepsilon$

Tabela 5.21. Propozycja klasyfikacji terenów zagrożonych deformacjami nieciągłymi (Chudek i in., 1988)

Klasa wielkości deformacji	Maksymalny wymiar deformacji nieciągłej		
	Średnica poziomego leja d [m]	Szerokość szczeliny S [m]	wysokość progu terenowego h [m]
I – małe	$d \le 3{,}0$	$S \le 0{,}05$	$h \le 0{,}05$
II – średnie	$3{,}0 < d \le 9{,}0$	$0{,}05 < S \le 0{,}15$	$0{,}05 < h \le 0{,}10$
III – duże	$9{,}0 < d \le 18{,}0$	$0{,}15 < S \le 0{,}25$	$0{,}10 < h \le 0{,}25$
IV – bardzo duże	$d > 18{,}0$	$S > 0{,}25$	$h > 0{,}25$

Z ubytkiem masy (złoża) w podłożu są związane zmiany strukturalne wywołane odmiennym stanem naprężeń, zmiany struktury i stanu górotworu w przypadku eksploatacji podziemnej są trwałe, nieodwracalne. Dla znanych parametrów eksploatacji deformacje powierzchni terenu mogą być prognozowane na podstawie wzorów obliczeniowych wynikających z teorii Budryka-Knothego i Kochmańskiego.

W przypadku deformacji nieciągłych stosowane są metody geofizyczne mające na celu ustalenie pustek poeksploatacyjnych. Zabezpieczenie polega na wypełnieniu lub sztucznym zawaleniu pustek. W strefach uskoków stosuje się wzmocnienie podłoża. W przypadku deformacji ciągłych odpowiednio zabezpiecza się drogi, obiekty mostowe, sieci odwodnienia itp.

Jednym z głównych czynników deformacji powierzchni terenu jest zmiana reżimu wód podziemnych, dotyczy to eksploatacji wód (pitnych lub przemysłowych) o zwierciadle swobodnym lub pod ciśnieniem.

Obniżenie zwierciadła wody lub spadek ciśnienia wody powoduje przyrost naprężenia efektywnego, który wywołuje obniżenie powierzchni terenu. Stosując zasadę analogii regionalnej można oszacować, że stosunek wielkości obniżenia powierzchni terenu W_{max} do wielkości spadku wysokości naporu wody Δ_z wynosi 1:250 (Glazer, Kaczyński, 1979).

Na obszarze głównie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego należy się liczyć z pewnym rodzajem trzęsień ziemi, związanych z lokalnymi zapadliskami typu krasowymi i górniczymi. W Polsce w zasadzie nie występują trzęsienia tektoniczne – jest obszarem asejsmicznym. Obszar Górnośląskiego Zagłębia Węglowego obfituje w drobne, miejscowe trzęsienia ziemi odczuwalne na niewielkich przestrzeniach, są one wywoływane przez zawały wyrobisk górniczych. Takie sytuacje powodują konieczność uwzględnienia sejsmiczności w obliczeniach statycznych. Wpływ trzęsień tego typu ustala się wyznaczając współczynnik sejsmiczności:

$$k = \frac{a_p}{g} \qquad (5.58)$$

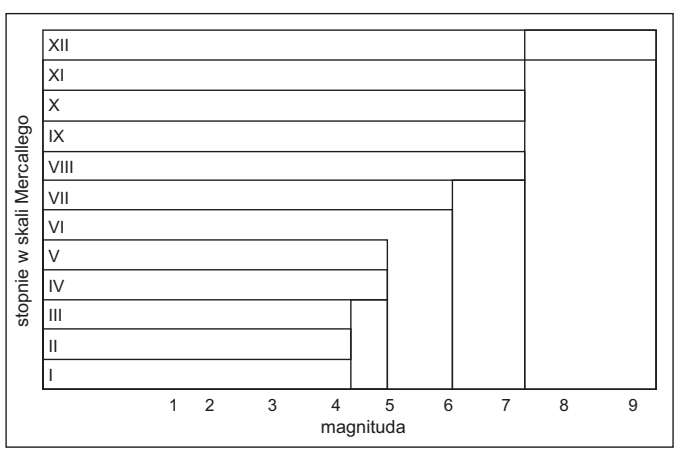
gdzie:

a_p – przyspieszenie składowej poziomej fali sejsmicznej,

g – przyspieszenie ziemskie ≈ 10 m/sek^2 = 10 000 mm/sek^2,

oraz dodania w obliczeniach dodatkowej siły poziomej P = Q · k (gdzie: Q – ciężar budowli).

W Polsce są używane różne skale trzęsień ziemi, najpopularniejsze to skale: Mercallego-Cancaniego-Sieberga (tab. 5.22) i Richtera (ryc. 5.43).



Ryc. 5.43. Porównanie skali Richtera ze skalą Mercallego-Cancaniego-Sieberga (Mizerski, 2010)

Tabela 5.22. Skala (uproszczona) trzęsień ziemi Mercallego-Cancaniego-Sieberga

Stopień	Natężenie trzęsienia	Przyspieszenie składowej poziomej wg skali Cancaniego (cm/sek.^{2})	Charakterystyka trzęsienia
I	nieodczuwalne	do 0,25	wykrywane tylko przy pomocy sejsmografów
II	bardzo lekkie	0,25–0,50	odczuwlane tylko przez pojedyncze, wyjątkowo wrażliwe lub nerwowe osoby
III	lekkie	0,5–1,0	zauważone są przez niewielki procent osób przebywających we wnętrzach domów i odczuwane jako wstrząs
IV	średnie	1,0–2,5	odczuwane jako wstrząs tylko przez nieliczne osoby znajdujące się na dworze i trochę więcej osób przebywających wewnątrz budynków; objawia się lekkim kołysaniem mebli, szyby dźwięczą
V	dość silne	2,5–5,0	zauważone przez bardzo wiele osób przebywających na ulicy przy pełnym ruchu i w ogóle na wolnym powietrzu; w mieszkaniach odczuwają je wszyscy wskutek kołysań całego budynku; wolno zwisające przedmioty się kołyszą, dzwonki dźwięczą, okna otwierają się lub zatrzaskują, szyby pękają
VI	silne	5–10	powszechnie odczuwane ze strachem, tak że bardzo wiele osób ucieka na otwartą przestrzeń; sprzęty domowe i pojedyncze meble przesuwają się z miejsca
VII	bardzo silne	10–25	ogólny strach i ucieczka ludzi z domów; wieżowe dzwony większych rozmiarów biją, liczne domy, mimo mocnej budowy, wykazują umiarkowane uszkodzenia: lekkie spękania murów, opadanie większych partii tynków, wypadanie cegieł
VIII	niszczące	25–50	panika; pnie drzew chwieją się silnie, a nawet ulegają złamaniu; najcięższe meble i przedmioty przesuwają się lub padają, posągi i pomniki ulegają skręceniu lub spadają ze swoich cokołów, domy drewniane silnie się deformują
IX	pustoszące	50–100	mocne, murowane budynki ulegają ciężkim uszkodzeniom, niektóre walą się częściowo, a nawet w całości; niezbyt liczne wypadki śmiertelne w ludziach
X	niwecące	100–250	większość budynków murowanych o konstrukcji mieszanej ulega zniszczeniu aż do fundamentów; wały ziemne, groble, tamy i rurociągi ulegają poważnym uszkodzeniom; na powierzchni ziemi tworzą się szczeliny, powstają osuwiska i obwały
XI	katastrofa	250–500	z budowli murowanych wszelkiego rodzaju żadna na ogół nie zachowuje się w całości, mosty ulegają zniszczeniu wskutek walenia się podpór murowanych, silne zniszczenie i uszkodzenia tam, grobli, nasypów, linii komunikacyjnych, rurociągów, kanalizacji itp.
XII	wielka katastrofa	ponad 500	wszelkie budowle ulegają zniszczeniu; zmiany terenowe występują na olbrzymią skalę; obrywy skalne i osuwiska są bardzo liczne i posiadają znaczne wymiary; powstają wodospady, jeziorka spiętrzeniowe, przesunięcia biegu rzek itp.

Nachylenia skarp nasypów i wykopów o wysokości i głębokości powyżej 4 m należy odpowiednio zmniejszyć wg danych przedstawionych w tabeli 5.23.

Tabela 5.23. Orientacyjne nachylenia skarp budowli ziemnych na obszarach sejsmicznych (wg Popowa, 1959 *w*: Grubecki, Sysak, 1960)

Nachylenie skarpy na obszarze asejsmicznym	Nachylenie skarpy na obszarach sejsmicznych o natężeniu wstrząsów wg skali Mercallego-Cancaniego-Sieberga	
	VII–VIII stopnia	IX stopnia
1 : 1,33 1 : 1,50 1 : 1,75 1 : 2,00	1 : 1,50 1 : 1,60 1 : 1,85 1 : 2,15	1 : 1,50 1 : 1,75 1 : 2,00 1 : 2,25

Orientacyjnie przy sejsmiczności do IX stopnia i występowaniu mniej wytrzymałych gruntów wysokość nasypów nie powinna przekraczać 15 m, a głębokość wykopów 12 m, natomiast przy sejsmiczności obszaru w granicach VII–VIII stopni odpowiednio – wysokość 20 m, a głębokość 15 m (Grubecki, Sysak, 1960).

5.10. Współczesne ruchy pionowe

Współczesne pionowe ruchy podłoża (skorupy ziemskiej) są ważnym czynnikiem wpływającym na przebieg procesów geodynamicznych i geologiczno-inżynierskich. Są one prostą historyczną kontynuacją ruchów neotektonicznych. Na obecność współczesnych pionowych ruchów skorupy ziemskiej na terenie Polski zwracano uwagę od dawna. Przeprowadzone w ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat powtarzane pomiary niwelacji precyzyjnej prędkości współczesnych pionowych ruchów skorupy ziemskiej w granicach Polski zmieniają się na obszarach (Kowalski, 1975; Wyrzykowski, 1975):

- obniżonych – przeciętnie od ok. –1,5 mm/rok do 0,
- podnoszonych – przeciętnie od 0 do ok. +1,50 mm/rok.

Obserwowane są prędkości większe niż te przeciętne, które dochodzą nawet do +10,8 mm/rok (Kowalczyk, 1969).

Względnie najbardziej widoczny jest ten problem na obszarze najmłodszego górotworu – Karpat i przedgórza oraz Sudetów i Przedgórza Sudeckiego.

Z najnowszej mapy (opartej na stworzonym modelu numerycznym) współczesnych pionowych ruchów skorupy ziemskiej (Kowalczyk, 2006) wynika, że w Polsce nie występują ruchy dodatnie, a największe ujemne ruchy pionowe, przekraczające 5 mm/rok, występują w okolicach Inowrocławia i Rzeszowa, czyli w strefie T–T (Teisseyre'a–Tornquista) oraz na obszarze zachodniej Polski – od Wrocławia do Gorzowa Wielkopolskiego. Natomiast najmniejsze ruchy ujemne zanotowano w Bieszczadach.

Tendencji powiększenia deniwelacji terenu (podnoszenie i obniżanie) przeciwstawiają się procesy denudacji i sedymentacji, prowadzące do peneplenizacji. Na obszarach platformowych pionowe współczesne ruchy są wywołane głównie obciążeniem i odciążeniem lądolodu. Po deglacjacji lodowców współcześnie następuje wyrównanie się odkształceń powierzchni, prędkości zmniejszają się, ten okres czasu (relaksacji) ocenia się na kilka tysięcy lat. Naruszenie równowagi

grawitacyjnej w skorupie ziemskiej związane z obciążeniem lodowcem w plejstocenie spowodowało nie tylko powstanie wielkich ponadregionalnych, odwracalnych odkształceń pionowych, lecz także (Liszkowski, 1975a):

- powstanie regionalnych i lokalnych, nieodwracalnych odkształceń nieskonsolidowanych osadów spowodowanych kompakcją i plastycznym płynięciem warstw oraz kruchym zniszczeniem (rozdrobieniem) skał;
- regionalnych i lokalnych, trwałych i odwracalnych, pionowych i poziomych przemieszczeń blokowych o zmiennym znaku, zmiennej amplitudzie i prędkości przemieszczeń;
- aktywizację ruchów halokinetyczych;
- zmiany stanu naprężeń w skorupie.

W przypadku obszarów o wznoszących ruchach pionowych następuje rozprężenie się przypowierzchniowych warstw, w przypadku obszarów o obniżających ruchach ma miejsce natomiast sprężanie warstw. Rozprężenie masywu jest równoznaczne z rozwieraniem się spękań, a sprężanie – z zasklepieniem szczelin. Zmiany rozwarcia szczelin powodują wzrost szczelinowości masywu, zwiększenie współczynnika przepuszczalności szczelinowej, wzrost prędkości filtracji i infiltracji, obniżenie wytrzymałości i wzrost odkształcalności.

Pod wpływem pionowego nacisku lodowców na powierzchnie o niewielkiej strzałce ugięcia może dojść do powstania w skorupie ziemskiej wielokrotnie wyższych (od pionowych) naprężeń ściskających, poziomych. Nie jest wykluczone, że są to rezydualne, przetrwałe do dzisiaj naprężenia nie w pełni zrelaksowane. W Polsce takie sytuacje mogą występować w odniesieniu do pokryw ilastych gruntów neogeńskich, takich jak iły plioceńskie centralnej Polski i mioceńskie (iły krakowieckie) zapadliska przedkarpackiego. O większych naprężeniach poziomych od pionowych ($\sigma_{zh} > \sigma_{zv}$) mogą świadczyć fakty zarejestrowane w kopalni odkrywkowej siarki w Machowie k. Tarnobrzega, gdzie obserwowano wysuwanie się bloków i pakietów iłów krakowieckich ze ścian wzdłuż prawie poziomych płaszczyzn poślizgu oraz powstawanie u podstawy skarpy wałów z wypierania połączone z klasycznymi osuwiskami (Kaczyński, 1977, 1981, 2008).

Mapy współczesnych pionowych ruchów skorupy ziemskiej na obszarze Polski wskazują, że w zasadzie w północnej i środkowej Polsce istnieje równowaga izostatyczna, tzn. aktywność postglaciizostatycznych ruchów uległa (poza wyniesieniem Łeby) kompensacji.

Niedawno opublikowano wyniki badań sejsmicznych o wysokiej rozdzielczości przeprowadzonych w Szczecinie (Kaszubowski, 2014), gdzie stwierdza się ruchy pionowe o prędkości 5–10 mm/rok w strefie występowania osadów czwartorzędowych (grunty spoiste i sypkie) o miąższości do 40 m. Zwraca się uwagę na wpływ tych ruchów powodujących rozgęszczenie gruntów sypkich (zmniejszenie stopnia zagęszczenia – I_D) oraz rozluźnienie w gruntach spoistych, prowadzące do powstawania struktur zapadliskowych.

Współczesne pionowe ruchy skorupy ziemskiej mają istotne znaczenie praktyczne, wpływają na obecne warunki geologiczno-inżynierskie i mogą w określonych sytuacjach nawet decydować o realizacji projektów inwestycyjnych.

Rozdział 6

Geologiczno-inżynierskie charakterystyki typowych gruntów i skał

Od tysięcy lat grunty/skały są wykorzystywane jako podłoże obiektów budowlanych, współdziałają w przenoszeniu obciążeń, niekiedy same obciążają obiekty lub stanowią materiały budowlane. Podłoże budowlane obejmuje te część skorupy ziemskiej, w obrębie której obserwuje się praktyczne oddziaływanie budowli. Miąższość strefy podłoża jest zróżnicowana, w zależności od rodzaju obiektu (np.: dom mieszkalny, zapora, nasyp, zwałowisko, skarpa, szyb w kopalni itp.) zmienia się od kilku do kilkuset metrów. Każde posadowienie obiektu powoduje zakłócenia, zmianę istniejącego pierwotnie stanu naprężeń. Przed posadowieniem obiektu w podłożu istnieją tzw. naprężenia pierwotne, wywołane ciężarem własnym gruntu, które wzrastają z głębokością. Naprężenia od obiektów są przeważnie największe w poziomie posadowienia i maleją z głębokością. Powstałe w ośrodku gruntowym tzw. naprężenia dodatkowe w wyniku posadowienia budowli muszą być w sposób bezpieczny przeniesione przez grunt. W rzeczywistości w podłożu nie może zostać przekroczony stan tzw. równowagi granicznej.

Podczas projektowania przy przyjęciu odpowiednich założeń, rozważa się przede wszystkim dwa rodzaje stanów równowagi granicznej (I, II) w:

- I stanie nośności sprawdza się czy projektowane obciążenie od obiektów nie przekroczy oporu (wytrzymałości) podłoża,
- II stanie użytkowania sprawdza się czy obliczeniowe osiadania obiektu nie przekroczą dopuszczalnych odkształceń, ustalonych dla danego rodzaju budowli.

Rozwiązanie zagadnień stateczności obiektu budowlanego wymaga znajomości parametrów obliczeniowych (do których ustalania mogą być pomocne charakterystyki gruntów), pozwalających na sprawdzanie powyższych stanów granicznych.

Ustalenie charakterystyk gruntów jest ważną procedurą, która powinna być uwzględniona w opracowaniach na potrzeby planowania, dokumentowania i projektowania.

W praktyce charakterystyki (właściwości, parametry) gruntów wyznacza się trzema sposobami:

- na zasadzie ekstrapolacji, analogii z doświadczeń i danych archiwalnych,
- z korelacji (nomogramów) zamieszczanych w instrukcjach lub normach, przy znajomości rodzaju gruntów oraz ich stanu (konsystencji i zagęszczenia) – metoda pośrednia,
- w wyniku bezpośredniego badania (laboratoryjnego lub polowego).

Model podłoża budowlanego wynika z modelu geologicznego „uzbrojonego" we właściwości/charakterystyki fizyczno-mechaniczne (parametry: charakterystyczne, wyprowadzone, projektowane itp.) Trójkąt geologiczno-inżynierski zawiera syntetyczną charakterystykę terenu, uwzględniającą genezę i warunki geologiczno-inżynierskie. Stwierdza się, że stworzenie modelu podłoża budowlanego wymaga współpracy między inżynierami geotechnikami i geologami inżynierskimi (rozdz. 1).

Badania naukowe i praktyka wskazują, że geneza (rodzaj i stan gruntu, wiek, struktura–mikrostruktura) determinuje właściwości i zachowanie się (*stress-strain behaviour*) gruntów pod działaniem obciążeń.

Dzisiaj coraz większe obszary niekiedy o mało nośnych[1] gruntach są zajmowane przez budowle inżynierskie. Do roku 1985 tylko 8% całej lądowej powierzchni Ziemi zajmowały obiekty (budynki mieszkalne, obiekty przemysłowe, drogi, lotniska, składowiska, kanały, zapory, kopalnie itp.). Na początku XXI wieku powierzchnia zajęta przez budowle wynosiła już 15%, czyli przez 15 lat nastąpiło podwojenie powierzchni, która pozostaje pod bezpośrednim wpływem działalności człowieka.

Buduje się obiekty o dużych wysokościach nad ziemią, np. wieżowiec w Dubaju – 828 m, jak również pod powierzchnią ziemi, np. kopalnie, metra i wielokondygnacyjne garaże. Rozwój cywilizacji powoduje, że rośnie znaczenie badań geologiczno-inżynierskich i geotechnicznych.

Powyższe badania rozpatrują podłoże gruntowe jako komponent (dynamiczny układ) składający się z wielu wzajemnie powiązanych, oddziałujących czynników.

6.1. Cechy strukturalne gruntów

Związki strukturalne, tzn. powiązania pomiędzy elementami (cząsteczkami, mikroagregatami, agregatami itp.), limitują właściwości (charakterystyki) gruntów. Kształtowanie strukturalnych wiązań zachodzi pod wpływem fizyczno-chemicznych procesów różnego pochodzenia i energii podczas całej historii geologicznej powstawania gruntów.

[1] Za grunty słabe – o małej nośności, uważa się grunty, które wykazują niskie wytrzymałości na ścinanie (rzędu Φ_u do 5°, $c_u \approx$ do 10–15 kPa) oraz wysoką odkształcalność (niskie wartości modułu ściśliwości M_o do 2,5 MPa). Calabressi i in., 1990 (*w*: Lipiński, 2013) za grunt słaby przyjmują grunt o wilgotności większej niż wartość obliczeniowa z wyrażenia $w_L - I_p/2$, gdzie w_L – granica płynności, I_p – wskaźnik plastyczności. Według parametrów otrzymanych z badań polowych grunty uważa się za słabe gdy: opór stożka sondy statycznej q_c CPT <1,6 MPa (Sanglerat, 1972). Grunty spoiste uznaje się za słabe w przypadku gdy q_c CPTU < 1,0–1,8 MPa, liczba udarów sondy dynamicznej N_{10} DPL <10–15, opór ścinania sondą obrotową τ_f FVT <100 kPa, grunty sypkie w stanie zagęszczenia luźnym jeśli qc CPTU <4,5 MPa, N_{10} DPL <10, τ_f FVT <50 kPa (Rybicki, Krokoszyński, 2011). Według Lipińskiego (2013) kryterium ustalające granicę grunt słaby/mocny powinno uwzględniać cztery wielkości: początkowy moduł odkształcenia E, wartość dewiatora naprężenia przy zniszczeniu q_f, odkształcenie odpowiadające zniszczeniu ε_f i odkształcenie odniesienia ε_r. Grunt uznaje się za słaby jeżeli zachodzi następująca nierówność: $E \cdot q_f \cdot \varepsilon_r/\varepsilon_f < 1$ wartość odkształcenia odniesienia wykazuje taką jego wielkość, jaka byłaby osiągnięta podczas ścinania przy naprężeniach odpowiadających zniszczeniu, gdyby ciało zachowywało się idealnie sprężyście. To kryterium uwzględnia sztywność, wytrzymałość, zmienność związaną warunkami odpływu wody i efektywnymi naprężeniami poprzedzającymi ścięcie.

Już podczas sedymentacji osadów (głównie ilastych) w procesie koagulacji w wyniku oddziaływań dalszego i bliższego zasięgu (np. magnetycznych, molekularnych) formują się słabe strukturalne wiązania, później w trakcie litogenezy ma miejsce zbliżenie się cząstek na skutek grawitacyjnego zagęszczania (konsolidacji, kompakcji), a następnie cementacji (twardnienia koloidów) ewentualnie rekrystalizacji, prowadzące do transformacji w bardziej wytrzymałe wiązania. Wiązania strukturalne są w zasadzie wynikiem sumarycznego efektu sił przyciągania i odpychania pomiędzy występującymi elementami. Bez wnikania w naturę tych sił, strukturę gruntu nie rozpatruje się tylko jako zespół cząstek określonego rodzaju i formy, ale jako naturalno-historyczny twór (formacja, komponent) o złożonej strukturze (mikrostrukturze), charakteryzującej się określonymi (konkretnymi) kontaktami i wiązaniami strukturalnymi.

Strukturalne wiązania są jednym z najważniejszych czynników warunkujących odkształceniowo-wytrzymałościowe charakterystyki. Wyróżnia się zarówno kontakty, jak i struktury (Osipov, 1975; Osipov, Sokolov, 1978; Grabowska-Olszewskai in., 1984; Sokolov, 1985; Kaczyński, 2011):

- koagulacyjne (dalszego i bliższego oddziaływania),
- krystalizacyjno-cementacyjne,
- mieszane (przejściowe i punktowe), koagulacyjno-mieszane, koagulacyjno-krystalizacyjne, punktowo-cementacyjne i punktowo-krystalizacyjne.

Struktury i kontakty koagulacyjne – charakterystyczne są dla iłów zastoiskowych, morskich, pyłów jeziornych i gruntów organicznych, głównie o mikrostrukturach: komórkowych, laminarnych i szkieletowych. Grunty o kontaktach koagulacyjnych charakteryzują się niską anizotropią (A <1,1), niską wytrzymałością i dużą ściśliwością. Właściwości reologiczne są opisywane modelami Binghama i Szwedowa (Sokolov, 1985).

Grunty z kontaktami dalszego oddziaływania wykazują: wysoką porowatość do 80–90%, wilgotność naturalną powyżej wilgotności granicy płynności $w_n > w_L$, wysoką ściśliwość – $M_0(E) <$ 0,5 MPa, niską wytrzymałość – R_c<0,025 MPa.

Grunty z kontaktami bliższymi charakteryzują się: wilgotnością naturalną $w_n < w_L$ (granica płynności) i $w_n > w_p$ (granica plastyczności), wyższą wytrzymałością – R_c<0,05 MPa, niższą ściśliwością – $M_0(E)$ < 1,0 MPa. Są one mocniejsze od gruntów z kontaktami dalszego zasięgu.

Grunty z kontaktami koagulacyjnymi są wybitnie wrażliwe na dynamiczne obciążenia, nie obserwuje się ich pęcznienia, przeważnie występują w stanie nasyconym. Wykazują one niski udział odkształceń sprężystych w stosunku do całkowitych, $\varepsilon_s/\varepsilon_k$ < 15%, stosunek maksymalnego naprężenia ścinającego do naprężenia minimalnego (τ_{max}/τ_{min}) nie przekracza 1,3–1,5.

Zależności naprężenie ściskające R_c i naprężenie ścinające τ od odkształcenia ε na wykresie wykazują bardzo mało wyraźny odcinek prostolinijny, a potem wypukły krzywoliniowy przechodzący powyżej 10% w prosty (równoległy do osi odkształceń), brakuje spadku wytrzymałości (trudny do ustalenia jest moment zniszczenia).

Grunty z dalszymi kontaktami koagulacyjnymi nawet przy bardzo małych obciążeniach tracą wytrzymałość i zaczynają „płynąć". W badaniach ścinania statycznego i dynamicznego obserwuje się po włączeniu obciążeń dynamicznych skokowe zmniejszenie wytrzymałości, po wyłączeniu drgań ponowne obciążenie statyczne nie osiąga maksymalnej wartości wytrzymałości sprzed uruchomienia obciążeń dynamicznych. W badaniach trójosiowego ściskania ($q = f(p, p')$ otrzymujemy prawie zerowe wartości Φ_{uu} i niewielką spójność $c_{uu} \approx$ 1–3 kPa, c'_{uu} = 0 kPa, $\Phi'_{uu} \approx$ 10–15° oraz $c_{cu} \approx$ do 40 kPa, Φ_{cu} = 5–10°, c'_{cu} = 10–20 kPa, Φ'_{cu} do 22° i w końcu $\Phi'_{CD=CD'} \approx$ 20–25°, $c_{CD=CD'}$ do 50–70 kPa. Bardzo wyraźne są różnice pomiędzy parametrami całkowitymi i efektywnymi.

Krzywe ściśliwości gruntów z koagulacyjnymi kontaktami reagują bardzo wyraźnie na obciążenia. Wyjątkowo dużą odkształcalność (M_0 < 0,5 MPa) wykazują grunty z kontaktami dalszego oddziaływania. Odkształcenia intensywnie rosną już przy niedużych obciążeniach, w miarę zagęszczania się gruntu zanikają. Krzywe odkształcenie–obciążenie dla gruntów z kontaktami bliższego oddziaływania mogą wykazywać (w układzie półlogarytmicznym) mało wyraźne przegięcia odpowiadające strukturalnej wytrzymałości (zapamiętanemu obciążeniu). Moduły ściśliwości są większe od 0,5 MPa, a współczynniki ściśliwości osiągają setne części MPa^{-1}. Współczynniki konsolidacji zmieniają się w szerokich granicach: 1×10^{-6}–1×10^{-2} cm^2/s.

Warto podkreślić jeszcze raz, że grunty z koagulacyjnymi kontaktami są niezwykle wrażliwe na zmienne obciążenia (statyczne i dynamiczne), ich zachowanie zależy od: wysokości obciążeń, temperatury, kationów wymiennych, koncentracji elektrolitów, pH itp.

Struktury cementacyjno-krystalizacyjne (kontakty fazowe typu chemicznego) – charakterystyczne dla różnego rodzaju skał scementowanych i przekonsolidowanych gruntów, przede wszystkim morskich iłów, iłowców, łupków ilastych, mułowców, margli, wapieni itp. o mikrostrukturach turbulentnych i laminarnych. Grunty te wykazują wysoką anizotropię A > 1,5 i OCR > 10, a nawet >25, charakteryzują się niskimi wartościami wilgotności do 5–30% i porowatości do 10–35%, wysokimi gęstościami objętościowymi szkieletu gruntowego. Wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie (R_c) wynosi > 0,5 MPa, moduły odkształcenia – powyżej 10 MPa. Stosunek odkształceń sprężystych do całkowitych $\varepsilon_s/\varepsilon_k$ osiąga nawet 70%. Stosunek maksymalnej wytrzymałości na ścinanie do minimalnej $\tau_{max}/\tau_{min} > 5$.

Oczywiście wartości podanych parametrów zależą od tego, czy rozpatrujemy skałę czy scementowany mocno skonsolidowany grunt. W badaniach jednoosiowego ściskania zniszczenie jest typu kruchego. Podczas obciążania i odciążania przy stosunkowo niedużych obciążeniach otrzymujemy w pełni odwracalne odkształcenia. Moduły sprężystości osiągają nierzadko 1000 MPa, głównie w skałach i „twardych" gruntach. Niska ściśliwość jest wyrażona przez współczynnik ściśliwości, który zmienia się w granicach tysięcznych części MPa^{-1}. Należy zaznaczyć, że parametry fizyczne zmieniają się w znacznych zakresach, sprawia to również szeroki zakres właściwości odkształceniowo-wytrzymałościowych. Zależność naprężenie ścinające–naprężenie normalne w większości przypadków jest liniowa, natomiast w mocno skonsolidowanych gruntach linia wytrzymałości składa się z dwóch odcinków. Odcinek prostoliniowy przy małych obciążeniach, następnie zanika liniowość, a w momencie osiągania maksymalnej wytrzymałości ma miejsce (przy jednoosiowym ściskaniu) kruche zniszczenie, przy odkształceniach zwykle 3–7%. Przy większych odkształceniach (>10%) w badaniu trójosiowego ściskania, bezpośredniego i skrętnego (*ring shear*) ścinania możemy osiągnąć wytrzymałość minimalną (rezydualną). Ta ostatnia wytrzymałość jest często utożsamiana z oporem gruntów na powierzchniach poślizgowych, osłabienia (spękań). Zmniejszanie maksymalnej wytrzymałości na ścinanie (τ_{max}) do wartości rezydualnej τ_r (τ_{min}) wyrażają w sposób ilościowy wskaźnik Bishopa – I_B i Haefelego – λ_R:

$$I_B = \frac{\tau_{max} - \tau_r}{\tau_{max}} \cdot 100 \qquad (6.1)$$

$$\lambda_R = \frac{\tau_r}{\tau_{max}} = 1 - I_B \qquad (6.2)$$

I_B i λ_R osiągają wartości odpowiednio rzędu 50–90% i 0,1–0,5, w zależności od rodzaju i stanu gruntów. Im grunt bardziej ilasty to zmniejszenie wytrzymałości wywołane powierzchnią osłabienia jest większe.

Stan zagęszczenia/skonsolidowania gruntów uformował się podczas długiej historii geologicznej (głównie obciążeń–odciążeń). Przede wszystkim grunty ilaste są zdolne do zapamięta-

nia historii obciążeń, oczywiście obecnie „pamiętają" tylko część z nich, którą można wyznaczyć w badaniach w konsolidometrach czy edometrach. Naprężenie prekonsolidacyjne σ'_{pmax} stanowi pewną granicę zachowania się gruntów (odkształcenia/obciążenia) kształtu linii wytrzymałości na ścinanie. Obserwujemy przy $\sigma < \sigma'_{pmax}$, że grunty są mniej ściśliwe, a podczas $\sigma > \sigma'_{pmax}$ są bardziej ściśliwe. Przebieg linii wytrzymałości na ścinanie poniżej σ'_{pmax} jest krzywoliniowy a powyżej zbliżony do linii prostej. W badaniach trójosiowych otrzymujemy wysokie wartości kąta tarcia wewnętrznego $\Phi > 15°$ i spójności c > 50–100 kPa, przy czym wpływ sposobu badania zaznacza się w mniejszym stopniu.

Skonsolidowane iły, iłowce, miękkie i twarde skały są bardzo podatne na wietrzenie zarówno fizyczne, jak i chemiczne, które powoduje zniszczenie fazowych kontaktów.

Grunty z krystalizacyjno i cementacyjnymi kontaktami charakteryzują się niską i średnią porowatością, wysokim zagęszczeniem/skonsolidowaniem, dużym udziałem odkształceń sprężystych, niską ściśliwością, wysoką wytrzymałością na ściskanie jednoosiowe i trójosiowe, w zasadzie nie pęcznieją (w stanie naturalnym przy pełnym nasyceniu wodą), ulegają wietrzeniu.

Struktury mieszane (przejściowe) – kontakty koagulacyjno-cementacyjne, koagulacyjno-krystalizacyjne, punktowo-cementacyjne i punktowo-krystalizacyjne. Wiązania są jonowo-elektrostatyczne lub typu chemicznego. Tego typu kontakty są charakterystyczne dla gruntów (skał): morskich, lodowcowych, zastoiskowych, rzecznych, lessów, zagęszczonych i słabo zlityfikowanych gruntów, zwietrzelin skał, kredy.

Grunty o tak zróżnicowanych strukturach i kontaktach zachowują się pod obciążeniem w sposób pośredni pomiędzy gruntami z kontaktami koloidalnymi a gruntami z kontaktami cementacyjno-krystalizującymi. Charakteryzują się one wilgotnościami naturalnymi w granicach do 50%, wyjątkowo do 70%, porowatościami do 60%, zróżnicowanymi gęstościami objętościowymi szkieletu gruntowego – maksymalnie do 2 Mg/m^3. Powyższe struktury wykazują wyższe wytrzymałości i niższą ściśliwość od gruntu z koagulacyjnymi kontaktami. Udział sprężystych odkształceń do pozostałych dochodzi do 30–40%.

W badaniach jednoosiowego ściskania najczęściej ma miejsce kruche zniszczenie, czasami obserwuje się typu plastycznego. Maksymalne wytrzymałości na ściskanie są w granicach 0,05–0,5 MPa, moduły sprężystości do 300–500 MPa, moduły odkształcenia rzędu 50–100 MPa, przy czym te niższe wartości są charakterystyczne dla mieszanych, a wyższe dla przechodnich struktur. W zależnościach odkształcenie–naprężenie w jednoosiowych stanach odkształcenia są widoczne przegięcia oznaczające zapamiętane dawne obciążenia σ'_{pmax}.

Współczynnik ściśliwości a_v dla $\sigma < \sigma'_{pmax}$ osiąga wartości setnych, tysięcznych części MPa^{-1}, natomiast dla $\sigma > \sigma'_{pmax}$ współczynnik ściśliwości wyraźnie zwiększa się do setnych części 1 MPa^{-1} dla przekonsolidowanych, a dla nieprzekonsolidowanych do 1 MPa^{-1} (Sokolov, 1985).

Lessy i grunty lessopodobne o strukturze przejściowej i wysokiej porowatości (makroporowatości) praktycznie nie pęcznieją, natomiast wykazują dosiadanie (osiadanie zapadowe), które następuje pod wpływem wody przy standardowym obciążeniu. Liczbowym wyrazem dosiadania jest współczynnik makroporowatości, który dla struktur nietrwałych znacznie przekracza 0,02; natomiast dla gruntów lessopodobnych zmienia się w granicach <0,02 do 0,04.

Za pomocą badań wytrzymałości na ścinanie gruntów z mieszanymi i przejściowymi strukturami stwierdza się pewne różnice podczas obciążania. Grunty z przejściowymi strukturami zazwyczaj występują w stanie nienasyconym (cząstki, pory wypełnione wodą i powietrzem) mechanizm zniszczenia przy szybkim i powolnym badaniu jest podobny, zniszczenie są przeważnie kruche, a rola ciśnienia porowego nieznaczna. Wytrzymałość końcowa w stosunku do maksymalnej wynosi 80–90%. Kąt tarcia wewnętrznego wynosi powyżej 15°, spójność rzędu – 10–50 kPa.

W badaniach trójosiowych gruntów z mieszanymi strukturami najmniejszą wytrzymałość wykazują struktury z koagulacyjnymi kontaktami, największą – z fazowymi kontaktami. Zależność naprężenie ścinające–naprężenie normalne jest krzywoliniowa, po przekroczeniu σ'_{pmax} obwiednia ulega „wypłaszczeniu". Dla $\sigma < \sigma'_{pmax}$ kąt tarcia wewnętrznego zmienia się w granicach 15–30°, a spójność – 3–30 kPa. Zniszczenie są typu kruchego, $\tau_{max} / \tau_{min} > 1{,}5$, kąt tarcia wewnętrznego zmniejsza się w szczególności w szybkim, niedrenowanym badaniu.

Grunty ze strukturami głównie przejściowymi pod wpływem wnikania wody zwiększają grubość hydratowanej otoczki, struktura przechodzi w strukturę z koagulacyjnymi kontaktami – grunt pęcznieje. Pęcznienie gruntu w stanie naruszonym jest większe od stanu nienaruszonego. Natomiast inne relacje obserwuje się w gruntach o strukturach mieszanych. W nienaruszonym stanie odkształcenie pęcznienia nie przekracza 10–15%, ciśnienie pęcznienia jest rzędu 10–30 kPa, w naruszonym stanie (przy tym samym zagęszczeniu i wilgotności) pęcznienie jest wyraźnie większe (prawie dwukrotnie). Należy podkreślić, że:

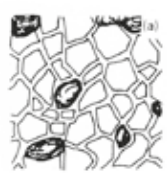
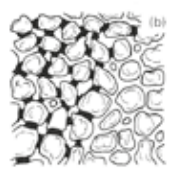
- grunty z przejściowym typem struktury charakteryzuje się szerokim przedziałem zagęszczenia/konsolidacji, wilgotności, porowatości, niską ściśliwością, dostatecznie wysoką wytrzymałością, wyraźnym pęcznieniem, dosiadaniem w lessach,
- grunty z tym typem struktury w zakresie zmieniających się wilgotności i porowatości wykazują kruche i plastyczne zniszczenia, niską ściśliwość przy $\sigma < \sigma'_{pmax}$ i wyższą przy $\sigma > \sigma'_{pmax}$ oraz nieliniową obwiednię wytrzymałości na ścinanie.

W Polsce wykonuje się coraz więcej mikrostrukturalnych badań gruntów łącznie z ustaleniem podstawowych cech fizyczno-mechanicznych, przy czym główna uwaga jest zwrócona na ilościową ocenę parametrów określających morfometrię–geometrię poszczególnych elementów budujących wyróżnione typy mikrostruktur. Największą liczbę badań przeprowadzono (na stan dzisiejszy) na glinach lodowcowych, iłach plioceńskich i mioceńskich oraz gruntach zastoiskowych. Opracowanie odpowiednich korelacji, sporządzenia syntezy i uogólnień w przypadku różnych genetycznych gruntów Polski jeszcze nie dokonano.

W tabeli 6.1 zestawiono charakterystyczne cechy głównych mikrostruktur gruntów spoistych. Wśród gruntów pochodzenia osadowego różnej genezy i stopnia zlityfikowania wyróżnia się pięć głównych typów mikrostruktur: komórkowa, szkieletowa, matrycowa, turbulentna i laminarna. Odpowiednie typy mikrostruktur są reprezentowane przez modele (Grabowska-Olszewska i in., 1984). Do wydzielonych modeli mikrostruktur przypisuje się cechy, które mają zasadnicze znaczenie w geologiczno-inżynierskiej ocenie gruntów. Poza typem kontaktów, genezą, rozpatrzone zostały m.in. następujące cechy: zawartość frakcji iłowej, porowatość, wilgotność, stan, ściśliwość itp. Do najbardziej ściśliwych i najmniej wytrzymałych mikrostruktur należy zaliczyć mikrostrukturę komórkową, natomiast do gruntów o mikrostrukturach o małej ściśliwości i dużej wytrzymałości – grunty o mikrostrukturach turbulentnych i laminarnych. Parametry mikrostrukturalne przestrzeni porowej dla typowych gruntów spoistych występujących w Polsce zawiera tabela 6.2, a obrazy mikrostrukturalne SEM przedstawiono na rycinie 6.1.

Grunty sypkie. Piaski, żwiry, kamienie i głazy różnej genezy nie wykazują pomiędzy elementami strukturalnymi na swoich kontaktach sił pochodzenia chemicznego czy fizykochemicznego. W tych gruntach niespoistych nawet przy obecności cząstek ilastych czy domieszki organicznej, strukturalna spójność jest niewielka. Wytrzymałość wynika z tarcia między ziarnami i z ich zazębienia się. Grunty sypkie charakteryzują się dość wysoką porowatością rzędu 30–40%, w miarę niską gęstością objętościową w granicach 1,5–2,2 Mg/m^3, częściowym lub pełnym nasyceniem wodą. Wytrzymałość i odkształcalność tych gruntów wynika z rozmiarów ziarn, jednorodności strukturalnych elementów, formy i charakteru powierzchni oraz stopnia zagęszczenia.

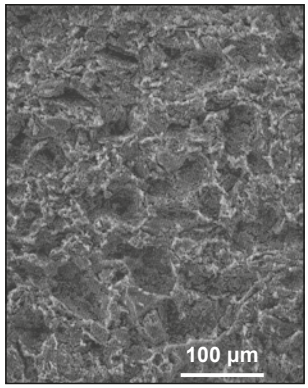
Tabela 6.1. Charakterystyka głównych mikrostruktur gruntów spoistych*

Mikrostruktura / Cecha	Komórkowa	Szkieletowa	Matrycowa	Turbulentna	Laminarna
Geneza osadów	młode morskie i jeziorne iły i pyły	czwartorzędowe mało zagęszczone zastoiskowe, jeziorne iły, lessy	aluwialno, lodowcowe, jeziorne grunty	iły morskie, skonsolidowane, łupki, iłowce, mułowce	morskie, lodowcowe (warwowe) iły
Typ kontaktów i ich geometria	koagulacyjny pł./kr (płaszczyzna/krawędź); pł./pł. (płaszczyzna/płaszczyzna)	mieszany koagulacyjno--cementacyjny	mieszany, koagulacyjno--cementacyjny pł/pł, pł/kr, kr/kr	mieszany, cementacyjno--krystalizacyjny pł/pł, pł/kr	mieszany, koagulacyjno--cementacyjny pł./pł
Zawartość frakcji iłowej (%)	>20–30	10–50	do 30	15–45	>30
Porowatość (%)	do 60–90	40–60	30–55	10–35	40–50
Wilgotność naturalna (%)	50–300	30–50	20–70	5–30	30–40
Stan	mk.plastyczny–płynny	półzwarty–plastyczny	półzwarty–plastyczny	zwarty, półzwarty	półzwarty–plastyczny
Anizotropia	brak	brak, niska	brak, niska	wyraźna anizotropia	b. wysoka
Ściśliwość	b. duża	znaczna, dosiadanie w lessach	średnia	b. mała	mała
Wytrzymałość	b. mała	mała	średnia	b. wysoka	wysoka
Podatność/wrażliwość	na tiksotropię	na tiksotropię przy nasyceniu wodą	–	w stanie pow.–suchym podatne na rozmakanie	podatne na pęcznienie i procesy wietrzeniowe
Rozmiary porów (μm)	1–10	0,1–5,0	1–10	5–15	1–20
Model mikrostruktury wg Grabowskiej-Olszewskiej i in., 1984					

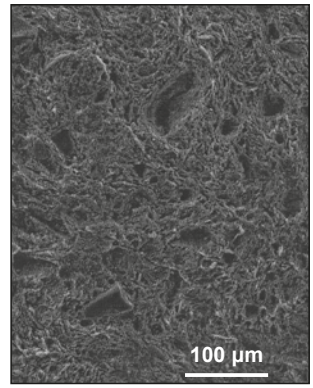
* Według Grabowskiej-Olszewskiej, 1975, 1989, 1990; Osipova, Sokolova, 1978; Grabowskiej-Olszewskiej i in., 1984; Sokolova, 1985, 1990; Trzcińskiego, 1995, 1998; Kaczyńskiego, 2001, 2002, 2003, 2010, 2011

Tabela 6.2. Ilościowe parametry mikrostrukturalne polskich gruntów spoistych

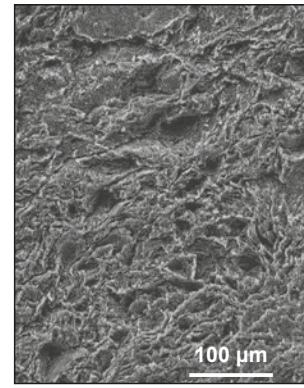
Typy gruntów / Mikrostrukturalne parametry przestrzeni porowej	Czwartorzędowe gliny						Neogeńskie grunty	
	Lodowcowe gliny			glacilimniczne iły	lessy	aluwialne grunty	iły mioceńskie	iły plioceńskie
	zlodowacenie północno–polskie	zlodowacenie środkowo–polskie	zlodowacenie południowo–polskie (Trzciński, 1995)					
Główne typy mikrostruktury	szkieletowa, szkieletowo–matrycowa	matrycowa, matrycow–szkieletowa	matrycowa	laminarna, matrycowo–laminarna	szkieletowa	matrycowa, matrycowo–turbulentna	laminarna	mieszana: matrycowa, turbulentna, laminarna
Liczba porów, $N \cdot 10^3$	35–450	650–2500	7–293	20–60	10–250	15–700	5–400	50–347
Całkowite pole powierzchni, $S \cdot 10^3$ µm^2	20–40	1800–7000	23–31	5–40	35–910	150–850	10–650	270–1200
Całkowity obwód, $Pp \cdot 10^3$ µm	120–500	3500–11100	67–440	40–150	100–1650	125–430	35–3200	350–2400
Średnia średnica, µm	0,10–0,40	0,35–0,85	0,17–1,35	0,20–0,50	0,35–2,90	0,50–6,50	0,70–1,30	0,75–1,90
Średni obwód porów, µm	1,05–3,30	2,50–7,50	1,50–10,45	1,5–3,5	2–18	10–28	6–15	6–20
Współczynnik formy porów, –	1,05–3,30	0,35–050	0,40–0,49	0,30–0,60	0,40–0,65	0,45–0,70	0,40–0,60	0,40–0,65
Współczynnik anizotropii, %	0,4–16,5	1,2–28,0	4,6–26,3	10–20	5–40	2–15	20–60	12–50
Porowatość, %	33–47	19–35	19,6–36,2	30–55	35–50	35–60	2–35	37–52



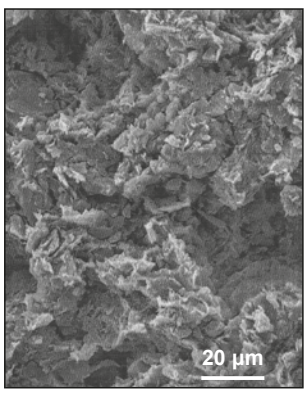
powiększenie 200 x



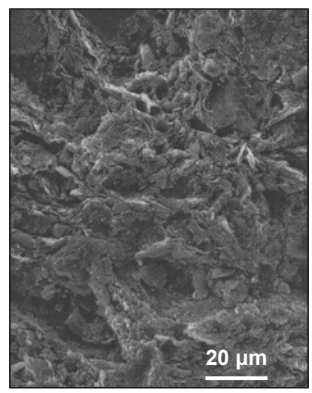
powiększenie 200 x



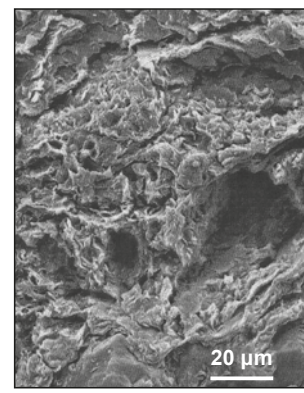
powiększenie 200 x



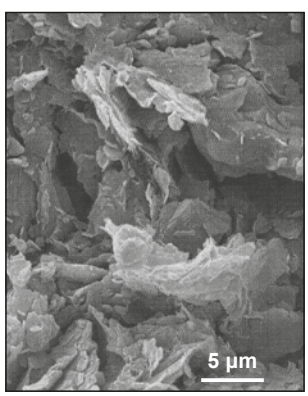
powiększenie 800 x



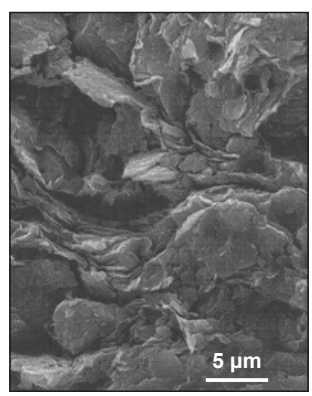
powiększenie 800 x



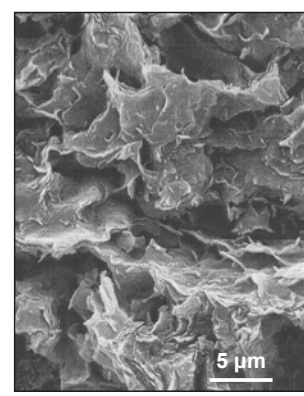
powiększenie 800 x



powiększenie 3300 x



powiększenie 3300 x



powiększenie 3300 x

a) b) c)

Ryc. 6.1. Obrazy mikrostrukturalne SEM typowych gruntów spoistych przy różnych powiększeniach

a – mady, b – gliny lodowcowe, c – iły plioceńskie

Zależność naprężenie ścinające–naprężenie normalne $\tau = f(\sigma_n)$ w niskim przedziale obciążeń jest prostoliniowa o wysokim kącie nachylenia w granicach 25–40°, przy czym spójność wynikająca z zazębień jest rzędu do 10–20 kPa. Przy dużych obciążeniach rzędu kilku MPa kąt nachylenia $\tau = f(\sigma_n)$ wyraźnie się zmniejsza. Ziarna ulegają przede wszystkim pękaniu i kruszeniu. Zwiększenie dyspersyjności gruntów sypkich zwiększa powierzchnię, liczbę kontaktów między elementami, obniża efektywne naprężenie na jednostkowym kontakcie i prowadzi do zmniejszenia sił tarcia. Kąty tarcia zależą od wielkości ziarn, im bardziej gruboziarnisty grunt tym wykazuje większy kąt tarcia. Należy pamiętać, że w gruntach sypkich, częściowo nasyconych wodą, na kontaktach ziarn powstają kapilarne meniski powodujące pewną spoistość, zwiększając w niedużym stopniu wytrzymałość.

Zależność naprężenie ścinające–odkształcenie $\tau = f(\varepsilon)$ zależy od zagęszczenia, dla niskiego zagęszczenia ta zależność jest krzywoliniowa, wypukła, w końcowej fazie równoległa do osi odkształceń, natomiast dla stanu zagęszczonego otrzymuje się krzywoliniową zależność z ekstremum, prowadzącym do rozgęszczania.

Znaczącą rolę na ściśliwość i wytrzymałość gruntów sypkich mają obciążenia dynamiczne. Podczas wibrokompresji ściśliwość może wzrosnąć nawet kilka razy. Wytrzymałość na ścinanie w dynamicznych warunkach może ulec zarówno zwiększeniu, jak i zmniejszeniu, na przykład zwiększeniu w wyniku zagęszczania lub obniżenia nawet do zera w przypadku głównie drobnoziarnistych i pylastych piasków, co prowadzi do upłynnienia.

6.2. Przekonsolidowanie gruntów

Właściwości fizyczno-mechaniczne (charakterystyki), skład litologiczny i mineralny oraz mikrostruktura gruntów, zależnie od genezy (środowiska sedymentacyjnego) ukształtowały się w trakcie długiej i nieraz skomplikowanej historii geologicznej w czasie, w którym były one poddawane kilkakrotnym cyklom obciążenia i odciążenia oraz oddziaływaniu różnych procesów fizyczno-mechanicznych (ryc. 6.2), w wyniku czego przeszły w stan przekonsolidowany często nieodprężony do końca. Wyrównywanie się ciśnień wody w porach, zwłaszcza gruntów ilastych jest opóźnione względem zmniejszania się naprężeń, wskutek czego grunty te nie uległy całkowitemu odprężeniu (poza warstwą przypowierzchniową).

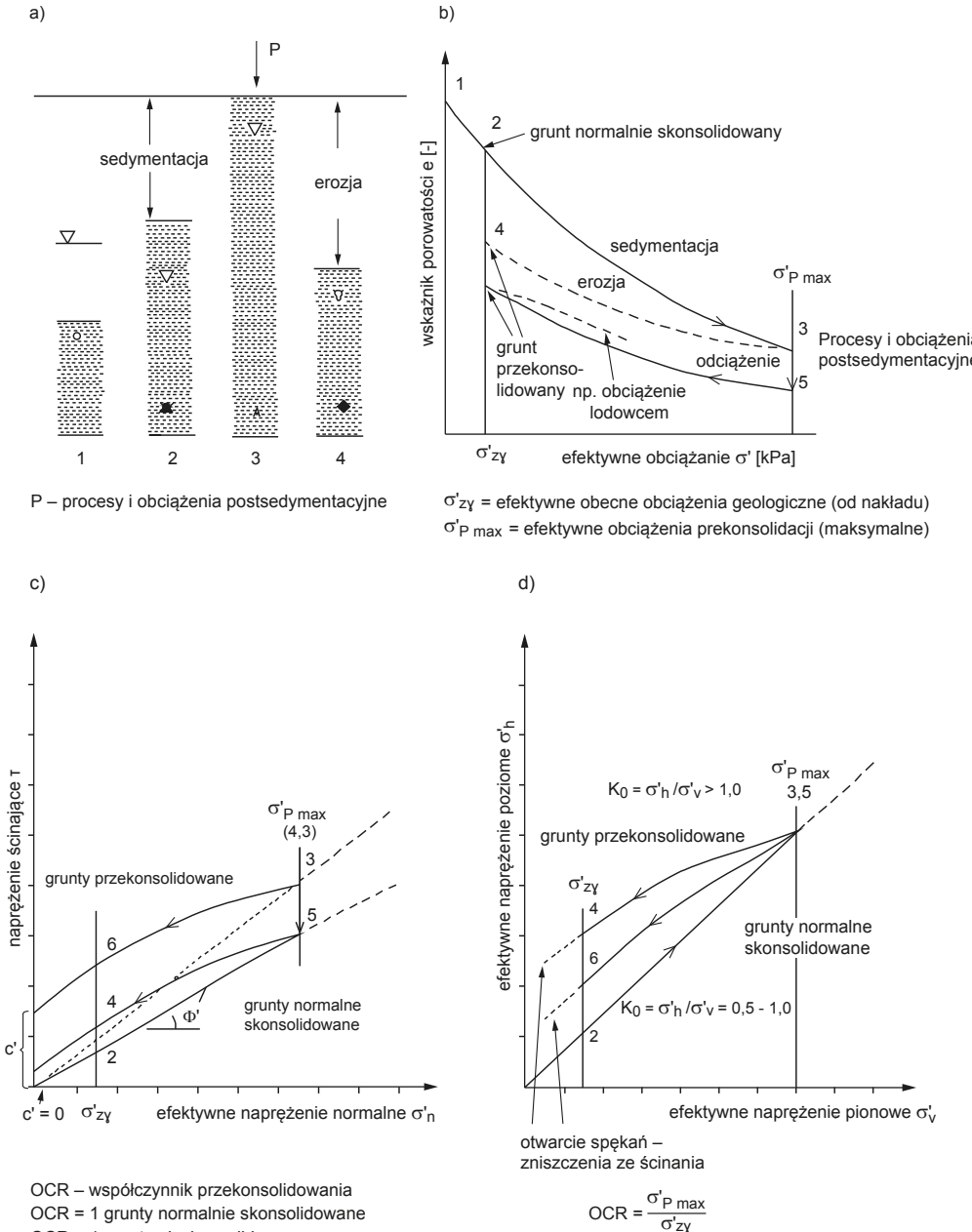
Przekonsolidowanie może być wynikiem:

- obciążenia (odciążenia) w historii geologicznej np. nadkładem gruntów, lodowcem, zmiennym położeniem zwierciadła wody, działaniem sił tektonicznych (konsolidacja mechaniczna),
- zmian wilgotności gruntu, cementacji, rekrystalizacji, zmian chemizmu, wzmocnienia strukturalnego itp. (konsolidacja pozorna).

Przekonsolidowanie i geneza mają dominujący wpływ na stan naprężenia w masywie podłoża gruntowego.

Ilościowym wyrazem zapamiętanych, dawnych obciążeń, obecnego stanu skonsolidowania są odpowiednie stopnie i wskaźniki, np.:

- wskaźnik zagęszczenia/stopień konsystencji $K_d = I_K$;
- stopień przekonsolidowania OCR,
- stopień uplastycznienia YSR,
- liczba przekonsolidowania OCN.



Ryc. 6.2. Schemat geologicznej historii przekonsolidowanych gruntów

a) sedymentacja, erozja, diageneza i postsedymentacyjne procesy, b) kompakcja i obciążenia, c) wytrzymałość na ścinanie w funkcji obciążenia i odciążenia, d) współczynnik parcia gruntu w spokoju (wg Fleminga i in., 1970 na podstawie Skemptona, 1961, 1964; Bjerruma, 1967) *w*: Crips, Taylor, 1981, zmienione

Prikłoński (1955) zaproponował wyrażenie „wskaźnik zagęszczenia skały ilastej", uwzględniające dwa charakterystyczne stany osadu ilastego:

$$K_d = \frac{e_{w_L} - e}{e_{w_L} - e_{wP}} \qquad (6.3)$$

gdzie:

e – wskaźnik porowatości badanego gruntu, $e = \frac{\gamma_s - \gamma_d}{\gamma_d}$

e_{wL} – wskaźnik porowatości gruntu przy wilgotności równej granicy płynności, w_L

e_{wP} – wskaźnik porowatości gruntu przy wilgotności równej granicy plastyczności, w_P

przy czym $e_{wL} = w_L \cdot \gamma_s$, $e_{wp} = w_p \cdot \gamma_s$,

gdzie:

γ_s – ciężar właściwy,

γ – ciężar objętościowy,

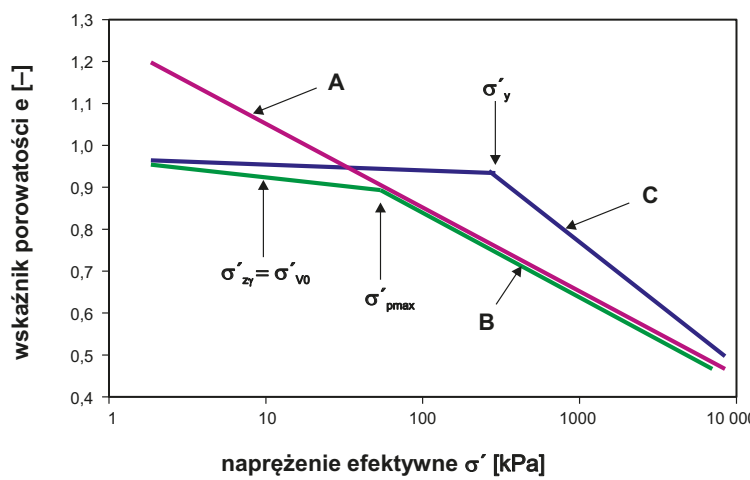
γ_d – ciężar objętościowy szkieletu gruntowego.

Według tego wskaźnika grunty zmieniają swoje stany w kolejności:

- nieskonsolidowane/niezagęszczone, gdy $e > e_{wL}$, $K_d < 0$, odpowiada stanowi płynnemu,
- początkowy etap zagęszczania, gdy $e = e_{wL}$, $K_d = 0$,
- etap średni zagęszczania, gdy $e_{wP} < e < e_{wL}$, $K_d < 1$, odpowiada stanowi plastycznemu,
- zagęszczenie/skonsolidowanie, gdy $e = e_{wP}$, $K_d = 1$,
- nadmierne zagęszczenie, gdy $e < e_{wP}$, $K_d > 1$, odpowiada stanowi półzwartemu.

Wskaźnik K_d powiązany jest ze stopniem plastyczności I_L, $K_d = I_K = 1 - I_L$, gdzie: I_K – stopień konsystencji wg PN-88/B-04481.

Na rycinie 6.3 zilustrowano na wykresie odkształcenie – log (naprężenia efektywnego), położenie maksymalnych naprężeń: prekonsolidacji σ'_{pmax} i naprężenia uplastycznienia σ'_{py} oraz naprę-



Ryc. 6.3. Zachowanie się gruntów podczas obciążenia (schemat) (Zawrzykraj, 2007)

A – wykres obciążenia pierwotnego ICL; B – wykres ściśliwości gruntu poddanego obciążeniu w swojej historii; C – wykres ściśliwości gruntu poddanego obciążeniu w swojej historii oraz posiadającego pewien układ cząstek i wiązania między nimi, czyli strukturę (Liu, Carter, 1999, ze zmianami)

żenia pierwotnego (od nadkładu) – $\sigma'_{vo} = \sigma'_{z\gamma}$ w zależności od rodzaju skonsolidowania gruntu A, B, C (Zawrzykraj, 2007):

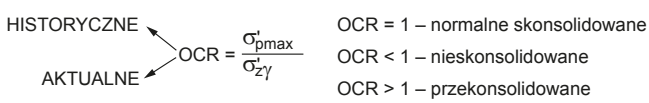
- wykres ściśliwości wrodzonej (inherentnej – ICL) gruntu nigdy nieobciążonego, świeżego osadu (np. pasty gruntu o strukturze naruszonej) typu krzywej referencyjnej,
- wykres ściśliwości gruntu naturalnego, który w swej historii był obciążony σ'_{pmax},
- wykres ściśliwości gruntu naturalnego, który w swej historii był obciążony obciążeniem mechanicznym σ'_{pmax} + czynniki wywołujące wzmocnienia strukturalne = σ'_{py}.

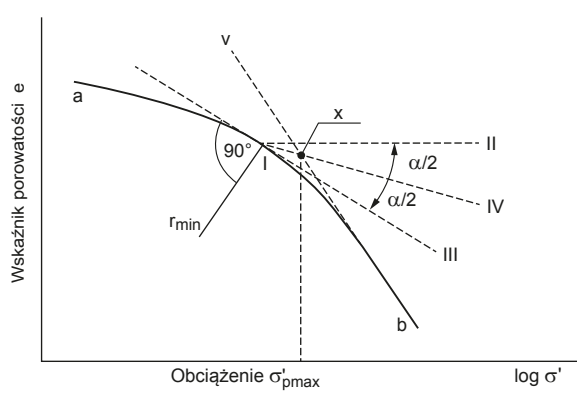
W zależności od położenia analizowanej krzywej ściśliwości względem krzywej referencyjnej A możemy mówić wyłącznie o historii obciążeń mechanicznych – prekonsolidacja właściwa lub otrzymać dodatkowy wpływ elementów strukturalnych (np.: zmiany wilgotności, cementacji, wtórnej ściśliwości, rekrystalizacji minerałów, wymiany jonowej, czynnika czasu itp.), czyli tzw. prekonsolidację pozorną.

W badaniach edometrycznych/konsolidometrycznych wyznaczamy stopień przekonsolidowania dla gruntów:

- nasyconych OCR wg Casagrande'a (ryc. 6.4),
- nienasyconych $OCR' = \sigma'_{pmax}/\sigma'_{sp}$, przy czym dokonujemy korekty wyznaczając σ'_{sp} skorygowane ciśnienie pęcznienia (Fredlund i Rahardjo, 1993; Grabowska-Olszewska red., 1998); σ'_{sp} wyznacza punkt przecięcia linii stałej wartości wskaźnika porowatości i linii wtórnej ściśliwości w układzie $e = f[\log(\sigma - u_a)]$, σ'_{pmax} – maksymalne zapamiętane obciążenie, $(\sigma - u_a)$ – naprężenie netto.

Burland (1990) przyjmuje na krzywej ściśliwości obciążenie w punkcie o maksymalnej krzywiźnie (o najmniejszym promieniu) i nazywa to pionowym naprężeniem uplastycznienia – σ'_{py}, a stopniem uplastycznienia stosunek $\sigma'_{py} : \sigma'_{z\gamma}$ = YSR. YSR stanowi szersze pojęcie niż OCR, uwzględnia zarówno czynniki mechaniczne, jak i pozorne, w kształtowaniu się stanu konsolidacji.





Sposób wyznaczania
1. Punkt I odpowiada największej krzywiźnie zależności e = f(logσ'), tzn. gdy r = r_{min}
2. W punkcie I przeprowadzamy linię poziomą II i styczną do powyższej zależności III
3. Kąt II, I, III dzielimy dwusieczną IV
4. Punkt X wyznacza przecięcie dwusiecznej IV z przedłużeniem odcinka b rozpatrywanej zależności.

Ryc. 6.4. Wyznaczenie obciążenia prekonsolidacyjnego (wg Casagrande'a, 1936)

Naprężenie σ'_{py} jest uważane za granicę rozdzielającą krzywą ściśliwości na dwie części:

- część pierwsza do naprężenia uplastycznienia $\sigma < \sigma'_{py}$ odpowiada pseudosprężystym, odwracalnym odkształceniom,
- część druga przy $\sigma > \sigma'_{py}$ to odkształcenia plastyczne, nieodwracalne.

Przeważnie $\sigma'_{pmax} \neq \sigma'_{py}$ i OCR ≠ YSR. Istotne jest zróżnicowane zachowanie (naprężenie/odkształcenie) gruntów przed i po przekroczeniu σ'_{pmax} lub σ'_{vy}.

Szczepański (2005), żeby sparametryzować przestrzeń gruntów przekonsolidowanych i umożliwić ilościową ocenę ich stanu skonsolidowania przy wykorzystaniu teorii właściwości inherentnych wg Burlanda stworzył nomogram (ryc. 6.5) oparty na wykresie $I_v = f \log(\sigma'_v)$, proponując wprowadzenie parametru nazwanego liczbą przekonsolidowania OCN:

$$OCN = (I_{vICL} - I_v)/0{,}33 \qquad (6.4)$$

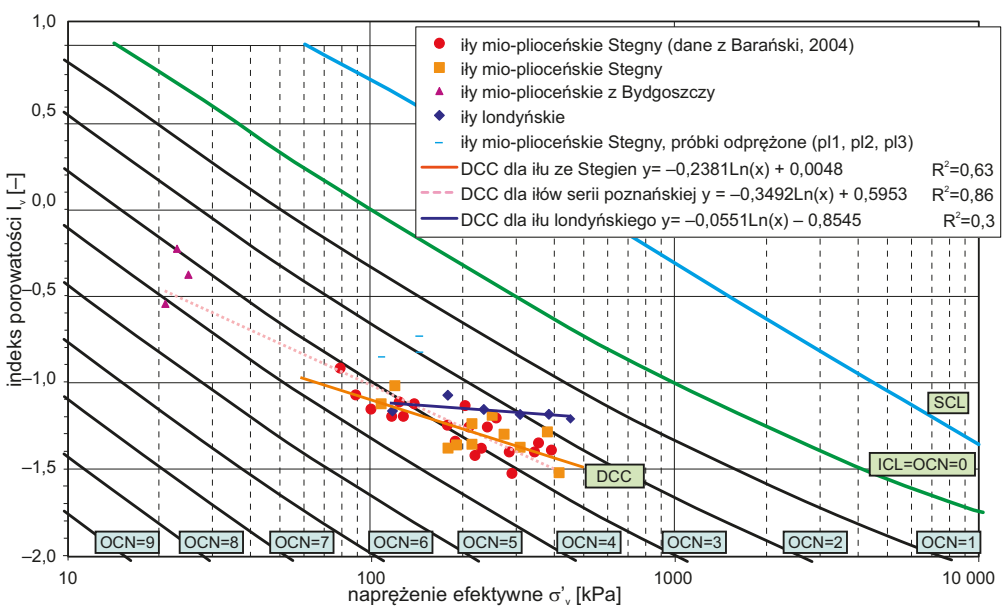
gdzie:

I_v – indeks porowatości równy $(e - e_{100})/(e_{100} - e_{1000})$,

I_{vICL} – indeks porowatości odczytany z krzywej referencyjnej dla danego naprężenia pionowego,

e, e_{100}, e_{1000} – wskaźnik porowatości przy obciążeniu 0, 100, 1000 kPa.

OCN pokazuje przekonsolidowanie w odniesieniu do krzywej referencyjnej ICL. Krzywe ściśliwości są położone po lewej stronie ICL w obszarze tzw. nadwyżki porowatości w stosunku do krzywej referencyjnej, po przekroczeniu punktu uplastycznienia σ'_{py} szybkość zmian odkształcalności może być znaczna. Na nomogramie całkowite wartości OCN są zobrazowane liniami ciągłymi równoległymi do ICL przesuniętymi w dół o wartości 0,33 I_v, przy czym ICL ma przypisaną wartość OCN = 0. Przecięcie z liniami OCN tzw. diagenetycznej krzywej ściśliwości



Ryc. 6.5. Proponowana krzywa DCC, w przestrzeni I_v, oraz przedstawienie graficzne parametrów OCN – „liczba przekonsolidowania" (wg Szczepańskiego, 2005, 2009; z wykorzystaniem wyników Barańskiego, 2004)

DCC wyznacza liczbę przekonsolidowania OCN. DCC powstaje przez aproksymację punktów $I_{vo} - \sigma'_{vo}$ w przestrzeni $I_v - \sigma'_v$ (początkowy indeks porowatości w funkcji pierwotnego naprężenia efektywnego).

Przekonsolidowanie odgrywa zasadniczą rolę w ocenie geologiczno-inżynierskiej starszych gruntów, np. iłów neogeńskich i paleogeńskich, które „pamiętają i dziedziczą" część dawnych, historycznych obciążeń. OCR dla polskich iłów w strefie podłoża budowlanego wynosi:

- do 15 – iły plioceńskie,
- do 25 – iły mioceńskie,
- powyżej 10 – iły oligoceńskie,
- do 40 (dla porównania) – iły eoceńskie (londyńskie).

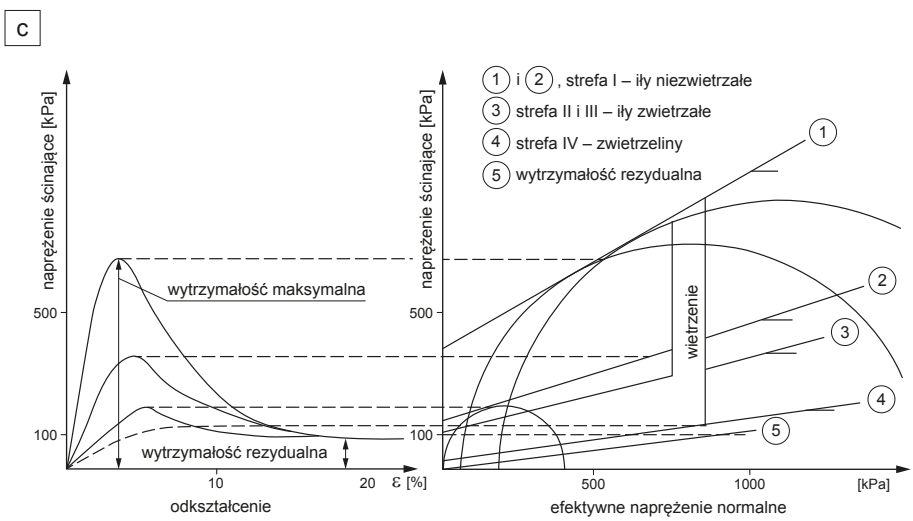
O przekonsolidowaniu tych iłów świadczą wysokie wartości wytrzymałości na ścinanie (C'_{uu} i $\Phi'_{uu} > 0$) i modułów ściśliwości (M_o). Analizowane iły, przy obciążeniach nieprzekraczających wartości obciążenia prekonsolidacyjnego mają prawo ulegać odciążeniu i „ssać" wodę. W takich przypadkach należy się liczyć z wysokimi wartościami współczynnika parcia gruntu w spokoju K_0 w zakresie 0,70–2,50.

W stanie naturalnym (niezwietrzałym) grunty przekonsolidowane wykazują wysokie parametry wytrzymałościowo-odkształceniowe i stanowią nośne podłoże budowlane. Są one jednocześnie bardzo wrażliwe na działanie procesów egzogenicznych, w szczególności w wyniku zmian zawilgocenia (pęcznienia–skurczu), mrozu, rozmakania, naruszenia struktury itp., w sposób zasadniczy obniżają swoje parametry. Zmiany mogą dochodzić nawet do 70–80%. Powstałe w partiach stropowych gruntów (do kilku metrów) zwietrzeliny należy traktować jako grunty nieskonsolidowane lub normalnie skonsolidowane. Zwietrzeliny najczęściej stanowią słabonośne podłoże.

Grunty, które były w swojej historii poddane dodatkowym obciążeniom są przeważnie spękane, zawierają liczne powierzchnie osłabienia. W iłach przekonsolidowanych te powierzchnie mogą spowodować zmniejszenie wytrzymałości na ścinanie (przy przejściu od maksymalnej do minimalnej – rezydualnej) o 85–90% (ryc. 6.6).

Przekonsolidowanie jest podstawowym parametrem, który powinien być brany pod uwagę przy ocenie geologiczno-inżynierskiej gruntów, w znacznej mierze determinuje efekty działalności inżynierskiej. Badania geotechniczne (Wierzbicki, 2010) stwierdzają zależności funkcyjne pomiędzy OCR a wytrzymałością na ścinanie bez odpływu s_u, $OCR = f(G)$ od modułu sztywności (modułu odkształcania postaciowego G), $OCR = f(K_0)$ od współczynnika parcia spoczynkowego, a tym samym parametry przekonsolidowania umożliwiają analizę stanów granicznych podłoża budowlanego.

Nieuwzględnienie (pominięcie) efektu przekonsolidowania może prowadzić do istotnych błędów w obliczeniach nośności względem rzeczywistego zachowania podłoża.



Ryc. 6.6. Zmiana wytrzymałości na ścinanie iłów neogeńskich wskutek wietrzenia i występowania powierzchni nieciągłości

a – iły plioceńskie (wykop metra warszawskiego), b – zwietrzałe iły krakowieckie (kopalnia Machów), c – zależności naprężenie–odkształcenie i linie wytrzymałości na ścinanie w profilu wietrzeniowym iłów krakowieckich

6.3. Charakterystyki typowych gruntów[2,3]

W Polsce podłoże budowlane jest bezpośrednio związane z gruntami czwartorzędowymi, występującymi na ponad 80% całej powierzchni kraju. Tylko niecałe 20% obejmują grunty starsze niż czwartorzędowe, w tym skały różnego wieku. Grunty paleogeńsko-neogeńskie rzadko występują na powierzchni, ale w wielu przypadkach stanowią strefę aktywnego podłoża budowlanego.

6.3.1. Grunty paleogeńsko-neogeńskie

Na terenie Polski szczególnym zainteresowaniem na potrzeby aplikacyjne, z uwagi na specyficzne charakterystyki (właściwości), cieszą się: iły oligoceńskie, iły mioceńskie, iły plioceńskie (zwane niekiedy miopliocenskie) tzw. serii poznańskiej. Ze względu na znaczne obszary występowania istotne znaczenie mają iły mioceńskie i plioceńskie. Iły powstały w różnych warunkach sedymentacyjnych. Iły oligoceńskie i mioceńskie zapadliska przedkarpackiego są zaliczane do iłów morskich, a iły mioceńskie towarzyszące złożom węgla brunatnego są genezy jeziorno-zastoiskowej. Iły plioceńskie tworzyły się w warunkach limnicznych w śródlądowym wysychającym zbiorniku. Należą one w większości przypadków do gruntów przekonsolidowanych. Dla typowych obiektów, dla obciążenia pionowego, stanowią nośne podłoże o stosunkowo dobrych parametrach. Iły te podczas obciążania i odciążenia do momentu przekroczenia zapamiętanego obciążenia prekonsolidacyjnego mają prawo „ssać wodę". Są bardzo wrażliwe na oddziaływanie czynników egzogenicznych, powodujących dezintegrację gruntów, a tym samym obniżenie właściwości wytrzymałościowo-odkształceniowych. Główną rolę odgrywają tu procesy pęcznienia i skurczu, w mniejszym – odmarzania–zamarzania (powstają wykształcone profile wietrzeniowe). W profilu wietrzeniowym można wyróżnić cztery strefy: I – iły niezwietrzałe (o NNS nienaruszonej strukturze), II – iły lekko zwietrzałe (zmiany do 30%), III – iły umiarkowanie zwietrzałe (zmiany do 30–70%), IV – iły mocno zwietrzałe (zmiany powyżej 70%). Geologiczno-inżynierskie charakterystyki iłów paleogeńsko-neogeńskich zestawiono w tabeli 6.3.

Fotografie iłów neogeńskich (plioceńskich i mioceńskich – krakowieckich) przedstawiono na rycinach 6.6 i 6.7.

---

[2] W książce przedstawiono wyniki badań (głównie laboratoryjnych) otrzymanych w pracowniach dawnej Katedry Geologii Inżynierskiej oraz Instytutu Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Wydziału Geologii UW (Zakładu Geologii Inżynierskiej i dawnego Zakładu Fundamentowania i Mechaniki Gruntów) w okresie ponad 50-letniej ich działalności (prace magisterskie, doktorskie i naukowo-badawcze z lat 1960–2010; Glazer, 1984; Kaczyński, 2000; materiały sesji, 2008). Zaprezentowane dane nie pretendują do tzw. parametrów charakterystycznych, średnich, obliczeniowych czy wyprowadzonych. Dlatego zastosowano termin „charakterystyki" – właściwości (parametry) najczęściej spotykane. W tabelach podano zakresy wartości obejmujące 80% przedziału otrzymanych wyników (są one pomierzone – częściowo wyprowadzone na podstawie stosowanych teorii i zasad w rozumieniu normy PN-EN1997-2:2009), czyli $0{,}8(R_{min} \div R_{max})$, tzn. z każdej strony odjęto po 10% najniższych i najwyższych wartości. Uznano, że przy braku w literaturze takich danych, podzielenie się znacznym zasobem wyników badań wykonanych w jednej jednostce badawczej dla różnych genetycznie gruntów występujących w Polsce będzie przydatnym kompendium, umożliwiającym zorientowanie się na temat granic spotkanych wartości (charakterystyk) oraz wykorzystanie ich do sporządzania prognoz związanych z zagospodarowaniem przestrzennym terenu. Przedstawiono wyniki dotyczące gruntów paleogeńsko-neogeńskich (iłów oligoceńskich, mioceńskich, plioceńskich/miopliocenskich) oraz czwartorzędowych (lodowcowe, zastoiskowe, rzeczne, morskie, eoliczne, organiczne) występujących na obszarze Polski w przekroju północ–południe.

[3] Na temat metodyki i stosowanej aparatury do badań właściwości (charakterystyk) gruntów i skał istnieje pokaźna liczba podręczników, norm, instrukcji oraz publikacji (bibliografia). Do najistotniejszych prac m.in. można zaliczyć następujące publikacje: Drągowski (1965–2010), Myślińska (1965–2010), Glazer (1973–1991), Rybicki (1973–2011), Wiłun (1976–2010), Thiel (1976–1995), Grabowska-Olszewska (1977–1998), Hobler (1977), Kaczyński (1977–2011), Kidybiński (1982), Pisarczyk (1990–2014), Pinińska (1992–2011), Szymański (2007).

Tabela 6.3. Geologiczno-inżynierskie charakterystyki iłów paleogeńsko-neogeńskich

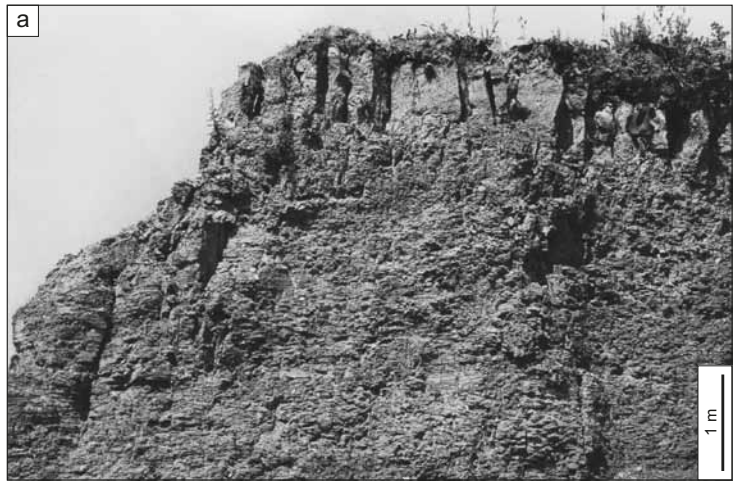
Charakterystyki*	Iły oligoceńskie[1)]	Iły mioceńskie (krakowieckie)				Iły plioceńskie			
		I	II–III	IV	bentonity i iły bentonitowe	I			II–IV
						A**	B	C	
$i_{<0,002}$ [%]	25–65	15–60, 40	20–60	25–65	8–35	15–75	12–83	20–90	do 85
ρ_o [Mg/m^3]	1,90–2,10	1,85–2,36; 2,10	1,75–2,00	1,65–1,90	1,45–2,15	1,80–2,23	1,80–2,40	1,72–2,15	1,70–2,00
n [%]	25–38	22–45, 28	35–55	40–60	33–67	22–48	31–50	15–50	35–60
w_L [%]	75–120	35–80, 55	45–85	45–90	72–121	30–115	30–120	20–110	do 100
w_P [%]	26–34	15–40, 28	20–40	20–45	32–78	15–40	20–35	25–60	do 40
I_P [%]	48–68	15–50	16–49	22–61	–	15–75	13–82	13–55	do 70
I_L [–]	0,0–0,25	–0,50 do 0,20	–0,10 do 0,25	0,0–0,90	–0,35–0,15	–0,5 do 1,0			0,2–0,5
A [–]	0,70–2,5	0,70 –1,50	0,80–1,35	0,60–1,55	1,40–4,00	0,75–1,50	0,75– 2,00	0,5–1,0	do 2,5
σ_{sp} [kPa]	30–50 (300)	150 do >300	<150	>300	–	30–350 wyjątkowo do 500 a nawet 1200[2)]			do 200
M_0 [MPa]	>10	10–150	5–50	1–10	do 30	4–26	5–50	10–80	1–10
c_u [kPa]	>50	70–400, 150	35–100	10–50	do 100	do 150	10–200		do 100
Φ_u [°]	8–10	10–30, 18	8–20	5–15	do 20	10–22	5–25		do 10
Φ_r [°]	~10	8	7–8		~5	5–10			2–3
OCR	>10	1–25	1–10	~1,0–1,5	5–10	1–14			do 3,5
S_s [m^2/g]	–	50–250	100–250	200–300	170–830	do 250		30–310	–

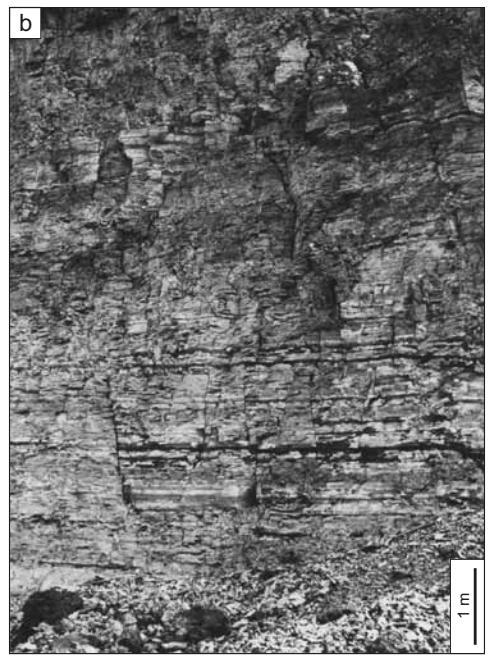
Według: Kaczyńskiego, Grabowskiej-Olszewskiej, 1977; Grabowskiej-Olszewskiej, Siergiejewa, 1977; Choma-Moryl, 1988; projektów KBN, Kaczyńskiego, 1993, 2002a, 2003, 2004a, b, 2010; Kumor, 2016; prac magisterskich i doktorskich oraz naukowo-badawczych

* Objaśnienia w załączniku, ** części basenu plioceńskiego: A – północno-wschodnia, B – centralna, C – południowo-zachodnia; I, II, III, IV – strefy wietrzeniowe

[1)] Iły oligoceńskie tzw. szczecińskie ulegają wskutek nasączenia wodą uplastycznieniu, osiągają stan miękkoplastyczny, kąt tarcia zmniejsza się do 1–3°, a spójność do 20–30 kPa i moduł ściśliwości 0,7–1,5 MPa, ważną cechą tych iłów jest możliwość reologicznego uplatycznienia w czasie pod obciążeniem (Bryl, 1986, 1989)

[2)] Ciśnienie pęcznienia iłów plioceńskich „bydgoskich" wg Kumora (2016) może osiągnąć nawet 1200 kPa





Ryc. 6.7. Profile wietrzeniowe iłów mioceńskich (krakowieckich) – zapadlisko przedkarpackie

a – widoczna strefowość, b – widoczne rozwieranie spękań oraz zawodnienie wkładek piaszczystych

6.3.1.1. Iły oligoceńskie

Iły oligoceńskie głównie występują na dużych głębokościach i z punktu widzenia podłoża budowlanego znaczenie mają jedynie tzw. iły septariowe szczecińskie, występujące w północno-zachodniej Polsce w rejonie Szczecina. Miąższość ich dochodzi do 60 m, przykryte są osadami czwartorzędowymi (0–10 m), są silnie zaburzone glacitektonicznie w postaci spękań, uskoków

i fałdów, częste jest występowanie w postaci porwaków i kier. W ich składzie mineralnym znajdujemy: montmorillonit i illit oraz kwarc, jako główne minerały; ponadto są obecne: kalcyt, substancja organiczna, piryt i tlenki żelaza. Stan tych iłów w zakresie głębokości 1–15 m p.p.t. określa się jako twardoplastyczny. Występujące zaburzenia glacitektoniczne w formie spękań i zlustrzeń są przyczyną zmniejszenia wytrzymałości na ścinanie i zwiększenia odkształcalności tych iłów. Warunki geologiczno-inżynierskie na terenie Wzgórz Warszewskich, Bukowych i Wału Stobniańskiego sprzyjają powstawaniu powierzchniowych ruchów masowych. Obecność iłów szczecińskich w podłożu jest czynnym i potencjalnym elementem nierównowagi zboczy. Najczęściej są one wykształcone w postaci iłów i glin pylastych. Bryl (1989) stwierdza, że w strefie głębokości 1–3 m p.p.t. iły ulegają uplastycznieniu wskutek przesączającej się wody, co powoduje zdecydowane obniżenie kąta tarcia wewnętrznego Φ_u do 1–3° i spójności c_u do 20–30 kPa. Moduł ściśliwości w przypadku uplastycznienia zmniejsza się do 0,7–1,5 MPa.

6.3.1.2. Iły mioceńskie – morskie

Iły mioceńskie występują w rozległym zapadlisku przedkarpackim o długości ok. 340 km i zmiennej szerokości. Największa miąższość miocenu (w osi zapadliska) dochodzi nawet do 3–4 km. Ku północy miąższość iłów maleje, w rejonie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich osiąga kilkadziesiąt (do kilku) metrów, a niekiedy występują one na powierzchni. Nazwa iły mioceńskie obejmuje głównie iły krakowieckie, grabowieckie (pektenowe) i chodenickie. W strefie przypowierzchniowej iły te są zaburzone mikrotektonicznie w postaci deformacji ciągłych i nieciągłych (typu spękań ciosowych i zlustrowań). Ogólnie są one wykształcone w postaci laminowanych (warstwowanych) marglistych iłów pylastych, a na większych głębokościach jako iłowce, iłołupki i mułowce. W tabeli 6.3 scharakteryzowano iły niezwietrzałe (krakowieckie), iły zwietrzałe oraz bentonity i iły bentonitowe. Te ostatnie występują głównie jako przewarstwienia i wkładki o miąższości od kilku milimetrów do 2 m. W składzie mineralnym iłów dominują minerały ilaste, węglanowe i kwarc. Wśród minerałów ilastych są to: minerały z grupy smektytu, illit, podrzędnie chloryt i kaolinit. Bentonity wykazują prawie monomineralny skład – główny minerał to montmorillonit wapniowy. Powierzchnia właściwa dla iłów niezwietrzałych zmienia się w granicach 50–250 m^2/g, dla zwietrzelin – 100–300 m^2/g i dla bentonitów – 170–830 m^2/g, natomiast pojemność wymiany kationowej CEC dla iłów niezwietrzanych jest w granicach 10–45 mval/100g, dla iłów zwietrzałych i zwietrzelin – 20–55 mval/100g oraz 30–140 mval/100g dla bentonitów.

Iły mioceńskie należą do morskich iłów pylastych, iłów i glin pylastych zwięzłych, przeważnie rytmicznie laminowanych, poza strefą przypowierzchniową przekonsolidowanych.

Zasadniczym elementem teksturalnym iłów jest ich dobrze wykształcona pozioma laminacja i warstwowanie. Ilościowo o zróżnicowaniu strukturalno-teksturalnym iłów można wnioskować na podstawie pomiarów prędkości fali podłużnej w granicach 950–2400 m/s. Współczynnik anizotropii określany jako stosunek $V_{p\parallel} : V_{p\perp}$ = 0,95–1,35, przy czym stwierdza się anizotropię w płaszczyźnie poziomej. Najbardziej jest rozpowszechniona mikrostruktura matrycowo-turbulentna i laminarna. Niezwietrzałe iły charakteryzują się znaczną kompakcją wyrażoną w niskiej porowatości (średnio ok. 30%), wysokiej gęstości objętościowej (średnio ok. 2,10 Mg/m^3), przeważnie stanem półzwartym – stanowią dobre, nośne podłoże budowlane. Opór stożka sondy CPTU w iłach mioceńskich w stanie twardoplastycznym i półzwartym zmienia się w granicach q_c = 2–20 MPa (średnio 7–8 MPa), natomiast opór pobocznicy f_s = 0,05–0,75 MPa (średnio 0,25 MPa). Stropowa partia iłów wietrzeje, iły uległy dekonsolidacji, miąższość tej strefy wynosi 3,0–5,5 m. Na świeżych, odsłoniętych ścianach po kilku dniach zaczyna się wytwarzać rosnąca powłoka ilasta, która hamuje

prędkość wietrzenia. Po kilku miesiącach grubość warstwy zwietrzelinowej wynosi 0,10–0,15 m, a w ciągu roku wzrasta do 0,20–0,35 m. W profilu pionowym iłów wyróżnia się strefy I–IV, przy czym strefa IV to grunty, które utraciły pierwotną strukturę (laminację), charakteryzują się (względem do niezwietrzałych) wyższymi wartościami porowatości, wilgotności naturalnej oraz niższymi: gęstościami objętościowymi, skonsolidowaniem. Iły strefy IV trzeba traktować jako nieskonsolidowane grunty, natomiast strefy II i III jako normalnie skonsolidowane. Zwietrzeliny charakteryzują się podwyższoną (w stosunku do iłów niezwietrzałych) aktywnością koloidalną, rozmakanie ich następuje intensywniej, czas całkowitego rozpadu mieści w przedziale od 1 do ponad 120 minut.

Iły mioceńskie są szczególnie wrażliwe na działanie procesów egzogenicznych, głównie rozmakanie, cykliczne pęcznienie i skurcz, powodują one bardzo szybką dezintegrację gruntów. Wpływ naruszenia pierwotnej struktury lub jakichkolwiek zmian wilgotności zaznacza się wyraźnie w zmniejszeniu wytrzymałości na ścinanie i wzroście odkształcalności, co w konsekwencji obniża nośność i zwiększa osiadanie podłoża. Aby dezintegracja iłów nie występowała konieczne jest ich zabezpieczenie przed wpływem zmian wilgotności, co jest trudne i wymaga szczególnie starannego wykonawstwa. Przede wszystkim podczas wykonywania wykopów skarpy muszą być wyprofilowane w caliźnie. Naruszenie i dosypywanie gruntów jest niedopuszczalne, bowiem spowoduje to powstanie w tych strefach spełzywania i zsuwów. Zbocza powinny być profilowane w jak najkrótszym czasie, a następnie zabezpieczone np. przez darniowanie. Dla występującej niekiedy wody w przewarstwieniach piaszczystych musi być zapewniony odpływ poza obręb skarpy. W przypadku wykopów fundamentowych należy koniecznie zabezpieczyć iły przed narażeniem ich na oddziaływanie czynników atmosferycznych, np. można wykorzystać różnego rodzaju folie. Nieprawidłowe wykorzystywanie iłów jako podłoża budowlanego prowadzi szybko do przemiany gruntu o dobrych właściwościach wytrzymałościowo-odkształceniowych w zwietrzelinę o niskich cechach fizyczno-mechanicznych.

6.3.1.3. Iły mioceńskie – lądowe

W neogenie, głównie w miocenie na terenie Polski osadzały się w wielkich zbiornikach śródlądowych utwory piaszczysto-pylasto-ilaste. W obrębie tych osadów występują pokłady węgli brunatnych, powstałe przez nagromadzenie w rozległych jeziorzyskach znacznej ilości materii roślinnej. Bogate złożą węgla brunatnego występują w okolicach Konina, Turka i Bełchatowa oraz Turoszowa (niecka żytawska)[4].

Z mioceńską formacją brunatnowęglową są również związane złoża węgla brunatnego mniej zasobne, położone w województwie lubuskim i dolnośląskim (okolice Żar i Legnicy).

Mioceńskie iły lądowe tworzą całe kompleksy gruntów ilasto-piaszczystych, ilasto-węglowych, przewarstwionych wkładkami węgla brunatnego, występują nad i pod głównymi pokładami złoża węgla. W profilu pionowym iły przykrywa nadkład gruntów piaszczysto-spoistych czwartorzędowych o zmiennej miąższości, niekiedy nawet do 200 m (w rejonie Bełchatowa).

Z iłami mioceńskimi lądowymi są związane problemy głównie ze statecznością głębokich (wysokich) zboczy oraz z osiadaniem podczas budowy ciężkich bloków energetycznych elektrowni oraz z obciążeniami wynikającymi z obniżenia zwierciadła wody w trakcie odwodnienia odkrywki kopalni. W zależności od głębokości i rejonu ich występowania mogą niekiedy stanowić bezpośrednie podłoże budowlane dla budownictwa powszechnego.

[4] W kopalni Turów jest eksploatowany pokład węgla zaliczany do górnego oligocenu.

Granulometrycznie iły mioceńskie lądowe są niezwykle zmienne, reprezentują je grunty szeregu: piasek pylasty–pył–glina–ił. Szacunkowe parametry przedstawiają się następująco[5]: zawartość frakcji iłowej 15–70%, wilgotność w_n = 15–110%, stan zwarty, półzwarty i plastyczny, powierzchnia właściwa 50–250 m^2/g, gęstość objętościowa ρ =1,80–2,15 Mg/m^3, wytrzymałość na ścinanie bez odpływu c_u= 40–250 kPa, Φ_u = 10–25°, moduł ściśliwości M_0 = 50–100 MPa, przy czym węgle brunatne charakteryzują się: ρ = 1,2–1,5 Mg/m^3, Φ_u = 15–35°, c_u = 25–50 kPa, M_0 = 80 MPa.

W iłach neogeńskich w kopalniach węgla brunatnego (Bełchatów i Turów) są obserwowane setki osuwisk, które w większości przypadków powstają w strefach osłabień strukturalnych, tzn. wzdłuż powierzchni sedymentacyjnych, erozyjnych, glacitektonicznych, tektonicznych itp. Obecność tych powierzchni osłabień (nieciągłości) obniża w znacznym stopniu parametry wytrzymałości na ścinanie, najczęściej do wartości wytrzymałości rezydualnej (resztkowej). Według badań (Borecka i in., 2006; Kaczmarczyk i in., 2006) wytrzymałość resztkowa stanowi przeciętnie 40–60% wytrzymałości maksymalnej (wskaźnik Heafelie'go λ = 0,3–0,8%, a wskaźnik kruchego zniszczenia I_B = 20–70%). Zaobserwowano, że zmiana wytrzymałości na powierzchniach osłabienia względem wytrzymałości masywu jest tym większa, im większa jest wytrzymałość gruntów tworzących masyw. Zmiany wytrzymałości w stanie zwartym są znacznie większe aniżeli w stanie plastycznym.

6.3.1.4. Iły plioceńskie

Iły plioceńskie, zwane również poznańskimi, występują na znacznym obszarze Polski pod nadkładem utworów czwartorzędowych o zróżnicowanej miąższości (rejon A – północno-wschodni, B – centralny i C – południowo-zachodni; ryc. 5.13 – rozdz. 5).

Iły te są zaliczane do najmłodszego ogniwa neogenu (górny miocen i pliocen). Miąższość iłów serii poznańskiej jest zmienna, w zachodniej części basenu sedymentacyjnego wynosi średnio ok. 100 m, a w części wschodniej ok. 150 m. W centralnej części wyróżnia się trzy podstawowe poziomy litostratygraficzne (Dyjor, 1970):

- poziom dolny – iły szare,
- poziom środkowy – iły zielone z glaukonitem,
- poziom górny – iły płomieniste (tzw. iły pstre).

W rejonie Poznania, Bydgoszczy, Konina i Kalisza najpełniej jest rozwinięta seria iłów poznańskich, które wykazują wyraźną granulometryczną rytmiczność. Wichrowski (1981) stwierdził tam znaczny udział (w stosunku do pozostałych) minerałów ilastych – dominują minerały mieszanopakietowe i kwarc o udziale beidelitu w granicach 40–70%. Podrzędnie występują skalenie i łyszczyki, a ponadto są obecne: piryt, markasyt, getyt i hematyt powodujący intensywne wiśniowe zabarwienie, a także uwodnione tlenki, które dają żółte i rdzawe zabarwienie. Ogólnie stwierdza się w iłach płomienistych obecność tylko żelaza trójwartościowego, podczas gdy w iłach szarych, niebieskoszarych lub zielonych – żelaza dwu- i trójwartościowego w zmiennych proporcjach (Grabowska-Olszewska, 1998). Zawartość $CaCO_3$ zwykle nie przekracza 5–7%. Iły poznańskie rejonu A nie różnią się w sposób istotny od iłów rejonu centralnego – B. W Polsce południowo-zachodniej w rejonie Zielonej Góry i Wrocławia (rejon C) sedymentacja tych iłów wg paleontologów: Oberca, Dyjora i Łuczkowskiej (Choma-Moryl, 1988) rozpoczęła się już w tortonie (miocen) i zakończyła w pliocenie. Rejon C obejmuje swym zasięgiem przede wszystkim strefę brzeżną przedsudecką, w której wydziela się poziom szarozielonych iłów morskich

[5] Na podstawie prac: Czarnecki i in., 2007; Wysokiński, Dobak, 2007.

(torton) oraz warstwy ilaste kędzierzyńskie (sarmat). W iłach szarozielonych występuje glaukonit, kryształki gipsu i szczątki otwornic. Ku północy w kierunku centralnej części basenu (w rejonie Wrocławia) iły te przechodzą w szarozielone iły morskie oraz dolne i górne iły płomieniste.

Cechą charakterystyczna całego kompleksu iłów poznańskich jest ich tekstura brekcjowa, przejawiająca się w postaci gęstego chaotycznego złuskowania, zlustrowania lub drobnego spękania, powstała w czasie zlodowaceń podczas zamarzania i odmarzania oraz nacisku lodowca (Meissner, 1970).

Iły są niekiedy silnie zaburzone glacitektonicznie, obserwuje się szerokopromienne fałdy oraz liczne deformacje nieciągłe. Szczególnie jest to wyraźnie zaznaczone w iłach środkowego Nadodrza (rejon Zielonej Góry i Głogowa) w strefie płytkiego występowania pokładów węgla brunatnego. Na charakter budowy glacitektonicznej składają się różne struktury fałdowe, diapiryzm oraz kry i płyty glacitektoniczne. Ponadto obserwuje się uskoki, nasunięcia, spękania (nieciągłości) itp. Miąższość zaburzonych iłów dochodzi do kilkudziesięciu metrów.

Wszystkie elementy strukturalne, glacitektoniczne stanowią pod względem wytrzymałościowo-odkształceniowym powierzchnie osłabienia, po których następują zniszczenia gruntu. Najsłabszymi elementami są powierzchnie osłabienia zorientowane zgodnie z płaszczyznami maksymalnych naprężeń ścinających. W wewnętrznych strukturach iłów poznańskich pozostają niejednokrotnie dobrze zachowane, ujawniające się w badaniach trójosiowych, powierzchnie dawnych ścięć spowodowane statycznym i dynamicznym oddziaływaniem lądolodu podczas zlodowaceń. Grunty zaburzone glacitektonicznie charakteryzują się parametrami znacznie niższymi względem gruntów niezaburzonych. Obserwowane są różnice w obrębie gruntów zaburzonych glacitektonicznie w zależności od lokalizacji badanych próbek, czy są one położone w przegubach antykliny czy synkliny, czy na skrzydłach. Litologia i właściwości iłów są uzależnione od strefy sedymentacyjnej zbiornika, są silnie zróżnicowane, współczynnik zmienności przekracza 50%, a niekiedy 100%.

Pod względem granulometrycznym iły serii poznańskiej są wykształcone głównie jako grunty szeregu ił–glina pylasta, o zawartości frakcji iłowej powyżej 15%, wykazują dość zróżnicowany stan, przeważnie twardoplastyczny. W rejonie A i B wśród minerałów dominują mieszanopakietowe, głównie beidelitowe, stwierdza się również dużą zawartość illitu, a niską kaolinitu. $B^{50–85} >> I^{10–45} > K^{0–20}$, przy czym powierzchnia właściwa zmienia się w granicach 100–250 m^2/g, a pojemność wymiany kationowej CEC = 10–45 mval/100g.

Według Choma-Moryl (1988) iły serii poznańskiej rejonu C charakteryzują się mikrostrukturami: matrycową, turbulentną oraz matrycowo-turbulentną, w składzie mineralnym dominują smektyty ze zmiennym udziałem illitu i kaolinitu, powierzchnia właściwa zmienia się w granicach 30–310 m^2/g. Główne charakterystyki iłów przedstawiono w tabeli 6.3. Podstawowe znaczenie przy ocenie budowlanej iłów plioceńskich ma pęcznienie–skurcz, a zwłaszcza ciśnienie pęcznienia, które ulega zmianom w zależności od zawilgocenia. Ciśnienie pęcznienia waha się przeważnie w granicach 30–350 kPa, wyjątkowo wynosi 500 kPa. Wielkość tego ciśnienia limituje stopień nasycenia – przy pełnym nasyceniu ciśnienie pęcznienia nie przekracza 100 kPa i jest ograniczone do tzw. ciśnienia osmotycznego. Charakter krzywej pęcznienia (odkształcenie pęcznienie–obciążenie) jest bardzo zbliżony do typu funkcji ściśliwości przeprowadzonej w badaniu edometrycznym, przy czym odkształcenia zachodzą w dwóch różnych kierunkach. Należy się liczyć ze zmianami objętościowymi rzędu średnio (V_s) 15–20%, maksymalnie do 70% w zakresie zmian wilgotności w_n–w_s (wilgotność naturalna–granica skurczu).

Kumor (2016) dla uznawanych iłów plioceńskich z rejonu Bydgoszczy za najbardziej ekspansywne podaje następujące średnie parametry: spójność c_u = 57 kPa, kąt tarcia wewnętrznego Φ_u = 6,5°; moduł edometryczny M_o = 4–8 MPA (w zakresie 0–100 kPa), stopień plastyczności

I_L = 0,03, zawartość frakcji iłowej $i_{<0,002}$ = 45%, aktywność koloidalna Skemptona A = 1,22.

Na podstawie kilkudziesięciu badań przeprowadzonych na iłach plioceńskich okolic Warszawy ustalono następujące zależności ciśnienia pęcznienia σ_{sp} od wilgotności w i stopnia nasycenia S_r oraz ciśnienia ssania $(u_a – u_w)$:

$$\sigma_{sp} = –63{,}0w^3 + 78{,}8w^2 – 32{,}5w + 4{,}5 \quad (6.5)$$

$$\sigma_{sp} = 5{,}7S_r^2 – 14S_r + 8{,}5 \quad (6.6)$$

$$\sigma_{sp} = 36{,}74\cdot(u_a – u_w)^{0{,}391} \text{ (Wójcik, 2003)} \quad (6.7)$$

Na zachowanie się gruntów, zwłaszcza iłów, znacząco wpływa tzw. wilgotność krytyczna W_{kr} (Fortunat, 1960):

$$W_{kr} = 0{,}5I_p + w_n \quad (6.8)$$

gdzie:

I_p – wskaźnik plastyczności,

w_n – wilgotność naturalna.

Wilgotność krytyczna jest wilgotnością między stanem plastycznym a miękkoplastycznym, po której przekroczeniu zmienia się zachowanie gruntu, np. w warunkach naturalnych zbocza mogą być niestateczne, można się spodziewać powstawania powierzchniowych ruchów masowych typu spływo-osuwiskowych, nośność szybko maleje i wzrasta gwałtownie parcie gruntu na mury oporowe. Dla iłów występujących w centralnych partiach zbiornika plioceńskiego Szyszło (1966) otrzymała W_{kr} = 30–70%, przy w_n = 18–39% i I_p = 29–72%, ponadto podaje zależność w postaci funkcji pomiędzy zawartością frakcji iłowej w zakresie 10–71% a: wilgotnością naturalną, granicą plastyczności, wilgotnością krytyczną, wilgotnością pęcznienia, wielkością pęcznienia oraz kątem tarcia wewnętrznego i spójnością, anizotropia pęcznienia osiąga wartość 0,70.

W badaniach iłów plioceńskich w zakresie małych odkształceń rzędu $10^{–4}$–$10^{–3}$% otrzymano (Kiełbasiński, 2015):

- moduł odkształcenia postaciowego (ścinania) G_{max} = 45–149, $\overline{96}$ MPa;
- współczynnik Poissona ν = 0,49;
- moduł sprężystości E = 135–448, $\overline{289}$ MPa.

Badania wytrzymałości iłów o strukturze nienaruszonej (NNS) i naruszonej (NS), o wilgotności zbliżonej do naturalnej (w_n) w stanie maksymalnego spęcznienia (SP), i iłów z naturalnymi powierzchniami osłabienia (parametry rezydualne – r) wskazują na następujące zależności:

- spójność c_{NS} = 0,40 c_{NNS}, kąt tarcia wewnętrznego $\Phi_{NS} \approx \Phi_{NNS}$;
- spójność c_{SP} = 0,55–0,70 c_{wn}, kąt tarcia wewnętrznego Φ_{SP} = 0,70–0,90 Φ_{wn};
- parametry rezydualne Φ_r = 6–7°, c_r = 11–26 kPa lub Φ_r = 8,5° przy c_r = 0;
- współczynnik anizotropii wytrzymałości $\tau_h : \tau_v$ = 0,95–1,55.

Rezydualny kąt tarcia wewnętrznego iłów plioceńskich jest porównywalny z innymi neogeńskimi iłami o podobnym stosunku $I_p : f_i$ = 0,70 (I_p – wskaźnik plastyczności, f_i – zawartość frakcji iłowej).

Stopień przekonsolidowania OCR analizowanych iłów zmienia się w granicach 1–14, natomiast stopień uplastycznienia YSR w zakresie 1,6–10,8; przy czym zmienia się odpowiednio dla okolic Wrocławia 3,7–6,5, a dla Zielonej Góry 1,6–6,2 (Izbicki, Stróżyk, 2005). Szymański (1999) na postawie badań polowych CPT i DMT oraz laboratoryjnych dla iłów z Warszawy podaje współczynnik parcia w spokoju K_0 = 1–1,3, oraz zależność OCR = $0{,}34K_D^{1{,}56}$ i $K_0 = 0{,}40K_D^{0{,}67}$, gdzie: K_D – wskaźnik bocznego naprężenia w badaniu dylatometrem DMT.

Iły plioceńskie w stanie naturalnym (w badaniach w aparacie trójosiowym ze stałą amplitudą obciążenia) w stosunkowo małym stopniu reagują na wpływ obciążeń dynamicznych (cyklicznych). Do zniszczenia gruntu dochodzi dopiero przy amplitudzie naprężeń odpowiadającej

współczynnikowi cyklicznego naprężenia CSR powyżej 0,8 i częstotliwości 15[6] Hz (przy czym CSR = $\tau_c : \tau_p$ (τ_c – amplituda naprężeń stycznych, τ_p wytrzymałość na ścinanie wyznaczone w badaniu statycznym). Przy amplitudzie CSR <0,4 nie zaznacza się spadek wytrzymałości na ścinanie, w zakresie CSR = 0,4–0,6 grunty te ulegają jedynie osłabieniu (Kiełbasiński, 2015).

Badania geologiczno-inżynierskie (Materiały Sympozjów Glacitektonicznych w latach 1974–1992) wskazują, że grunty serii poznańskiej zaburzone glacitektonicznie charakteryzują się wyraźnie obniżoną wytrzymałością na ścinanie, przede wszystkim znacznie niższym kątem tarcia wewnętrznego (względem gruntów niezaburzonych podawanych w polskiej normie PN-81/B-03020), średnio nawet o 50–100%, co zdecydowanie wpływa na miarodajność obliczeń nośności podłoża, oraz, że zaburzone glacitektonicznie iły należą do gruntów o wybitnej anizotropii, a wytrzymałość na ścinanie powinna być każdorazowo ustalana w szczegółowych badaniach.

Cykliczne zamarzanie–odmarzanie iłów ma istotny wpływ na pogorszenie ich właściwości oraz na zmiany strukturalne, obserwuje się prawie dwukrotny spadek kąta tarcia wewnętrznego przy wzroście współczynnika filtracji (Kumor, 1987).

W badaniach współczynnika filtracji zarówno laboratoryjnych, jak i polowych, otrzymuje się wartości $k < 10^{-9}$ m/s, przy czym $k < 10^{-10}$–10^{-11} nie są wyjątkami (Kaczyński, 2001). Iły plioceńskie spełniają wymagania naturalnych barier geologicznych i można w nich, przy odpowiedniej miąższości, umiejscawiać podstawy składowisk różnych odpadów. Wykorzystanie iłów plioceńskich do budowy warstw wykładzin uszczelniających jest ograniczone. Nieodpowiednimi gruntami są iły zawierające powyżej 50% cząstek mniejszych niż 2 μm i o wskaźniku plastyczności powyżej 30%. Iły nadające się do warstw izolacyjnych muszą być odpowiednio zagęszczone przy wilgotności większej niż optymalna $w = w_{opt} + (1 \div 5\%)$.

Iły plioceńskie w stanie nienaruszonym charakteryzują się ciśnieniem ssania (Wójcik, 2004):

- nieprzekraczającym 0,3 MPa przy wilgotności równej wilgotności granicy plastyczności;
- przekraczającym nawet 10 MPa przy wilgotności równej wilgotności granicy skurczu, co skutkuje tym, że współczynnik przewodności hydraulicznej k_w w stosunku do współczynnika filtracji k_s jest mniejszy o kilka rzędów, dla ciśnienia ssania wynoszącego w zakresie $(u_a – u_w)$ = 10–1000 kPa współczynnik przewodności hydraulicznej równa się iloczynowi współczynnika filtracji (w stanie nasyconym) i względnej przewodności, tzn. dla tego zakresu ciśnienia ssania równej 10^{-1} do 10^{-7}.

Współczynniki konsolidacji w zależności od kierunku pionowego czy poziomego względem warstwowania zmieniają się w zakresie (c_v) $4{,}5 \times 10^{-8}$–$4{,}0 \times 10^{-6}$ m²/s, przy czym $c_{vh} > c_{vv}$.

W podsumowaniu należy podkreślić że:

- iły paleogeńsko-neogeńskie podczas swojej długiej historii geologicznej były obciążone bardziej niż to wynika z dzisiejszego obciążenia pierwotnego, przeszły w stan przekonsolidowany (poza strefą zwietrzeliny), nieodprężony do końca;

[6] Pomiary parasejsmicznych obciążeń dynamicznych (komunikacyjnych) w różnych punktach Warszawy mieszczą się w zakresie częstotliwości f = 10–25Hz, prędkość drgań cząstek średnio nie przekracza V = 0,2 mm/s, przyspieszenia tych drgań zmieniają się w zakresie a = 1,2–3,2 cm/s², co pozwala obliczyć współczynnik sejsmiczności $K_s = a/g = 0{,}001 – 0{,}003$ (g – przyspieszenie ziemskie ≈ 1000 cm/s²). Najbardziej intensywne drgania zarejestrowano w rejonie skarpy w pobliżu kościoła Św. Anny. Natomiast w 2008 roku w rejonie kościoła Św. Katarzyny zarejestrowano przyspieszenia drgań do 150 cm/s², $K_s \approx 0{,}15$ (Kiełbasiński, 2015).

- znaczne zróżnicowanie litologiczne iłów ma bezpośredni związek ze składem granulometrycznym, mineralnym, co wpływa na ich charakterystyki;
- iły wykazują zróżnicowaną, znaczną ekspansywność, którą można uszeregować w kierunku wzrastających wartości: iły plioceńskie rejonu C, iły plioceńskie rejonu A, iły mioceńskie, zwietrzeliny iłów mioceńskich, iły oligoceńskie, iły plioceńskie rejonu B, mioceńskie bentonity i iły bentonitowe;
- ciśnienie pęcznienia zmienia się w zakresie od 30 do powyżej 300 kPa;
- polskie iły paleogeńsko-neogeńskie w stosunku do morskich eoceńskich iłów londyńskich (najlepiej zbadanych na świecie o OCR = 1–40) wykazują niższą wytrzymałość i większą odkształcalność;
- fundamenty posadowione bezpośrednio na iłach pęczniejących, powinny być w sposób trwały zabezpieczone przed zawilgoceniem, mogą być tu stosowane profilaktycznie wzmocnienia konstrukcji budynków przez stosowanie ław podłużnie zbrojonych oraz wieńców żelbetowych w poziomach wszystkich stropów oraz wzmacnianie posadzek w pomieszczeniach podziemnych;
- iły podczas trójosiowego ściskania po przekroczeniu maksymalnej wartości dewiatora naprężeń ulegają bardzo wyraźnemu odkształcaniu (w postaci najczęściej powierzchni ścięcia) i wykazują wartość wytrzymałości minimalnej (rezydualnej);
- w wyniku procesów wietrzeniowych wystarczająco nośne podłoże zbudowane z iłów paleogeńsko-neogeńskich może zamienić się w podłoże słabonośne lub nienośne.

6.3.2. Osady czwartorzędowe

W grupie tych gruntów wyróżniamy osady typowo lodowcowe – fluwioglacjalne i limnoglacjalne. Głównymi gruntami są grunty spoiste (gliny lodowcowe i iły zastoiskowe), makroporowate (lessy, mady), organiczne (namuły, torfy, gytie i kreda jeziorna) oraz grunty sypkie (tab. 6.4–6.7).

6.3.2.1. Gliny lodowcowe (zwałowe)

Gliny lodowcowe (zwałowe) – grunty (osady niewysortowane) o zmiennych proporcjach zawartości frakcji żwirowej, piaskowej, pyłowej i iłowej. Gliny występują w różnych formach akumulacji lodowcowej (moreny czołowe, spiętrzone, denne, boczne). Natomiast ze względu na charakter środowiska, sedymentacji i genezy wyróżnia się gliny z odłożenia, wytopieniowe i spływowe. Poza litologią, składem mineralnym i wilgotnością decydujący wpływ na zachowanie się glin pod obciążeniem ma tekstura pierwotna, jak również późniejsza diagenetyczna (Falkiewicz, 1962). Gliny oceniając w całej masie wydają się ośrodkiem mało zróżnicowanym, lecz lokalnie wykazują dość znaczne różnice składu granulometrycznego i charakterystyk fizyczno-mechaniczno-odkształceniowych. Nośność podłoża budowlanego zbudowanego z glin lodowcowych często jest zmniejszona przez naprzemianległe występowanie przewarstwień, soczewek piaszczystych o nieregularnym rozprzestrzenieniu, często nawodnionych. Obserwowane zmniejszenie wytrzymałości glin spękanych względem glin niespękanych w stanie powietrzno-suchym przy braku wody w spękaniach jest co najmniej dwukrotne, a przy obecności wody w spękaniach ponad czterokrotnie (Wysokiński, 1967) Niejednorodność glin powiększa obecność licznych otoczaków, głazów oraz spękań (foliacji) i szczelin. Znaczący wpływ na zachowanie (naprężenie–odkształcenie) glin ma wiek i historia obciążeń. OCR dla glin zlodowacenia odry wynosi przeciętnie 30–100, a warty – 12–60.

Tabela 6.4. Geologiczno-inżynierskie charakterystyki czwartorzędowych glin lodowcowych i iłów zastoiskowych

Charakterystyki*	Gliny lodowcowe				Iły zastoiskowe	
	zl. północnopolskie	zl. środkowopolskie		zl. południowopolskie	centralna Polska	klif południowego Bałtyku
		st. warty	st. odry			
K_f	G_p, G_{pz}, G_z, P_g, I_p	G_p, G, P_g, G_{pz}, I	G_p, G, G_{pz}, I	G_p, G, G_{pz}, I	I_π/π	$I_\pi/\pi/\pi_p$
$i_{>2}$ [%]	0–10, 4	1–10, 5	5–15, 7	5–0, 10	–	
$i_{2-0,05}$ [%]	5–85, 40	5–95, 50	30–90, 55	5–70, 50	5–30	
$i_{0,05-0,002}$ [%]	5–65, 30	5–70, 25	5–65, 20	10–60, 30	20–65•	10–75
$i_{<0,002}$ [%]	5–60, 25	10–45, 20	7–50, 15	10–50, 10	25– 80•	10–70
ρ_s [Mg/m^3]	2,65–2,75; 2,70	2,55–2,75; 2,67	2,55–2,72; 2,67	2,62–2,70; 2,66	2,67–2,77	2,65–2,85
ρ/ρ_d [Mg/m^3]	1,70–2,10; 1,95 1,45–1,95; 1,70	1,65–2,25; 2,05 1,50–2,00; 1,82	1,75–2,30; 2,10 1,65–2,05; 1,85	2,00–2,35; 2,15 1,80–2,15; 1,90	1,80–2,12	1,70–2,05
w_n [%]	10–25, 15	7–22, 14	6–20, 12	5–22, 9	20–45•	18–40
w_L [%]	14–45, 25	17–46, 24	17–40, 22	15–35, 20	25–90•	52–75
w_p [%]	7–21, 12	8–18, 11	8–25, 10	7–21, 9	20–40•	16–32
I_p [%]	9–23, 14	10–25, 13	6–30, 11	8–23, 10	10–50•	26–48
I_L [–]	–0,10 do 0,50; 0,15	–0,10 do 0,60; 0,07	–0,45 do 0,30; 0,05	–0,50 do 0,50; 0,0	0,00 – 0,40	
n [%]	27–48, 38	22–40, 35	20–38, 30	20–35, 27	34–52	42–52
M_o [MPa]	5–50	10–70	15–110/50–250••	15–200	do 50	
c_u [kPa]	5–75	10– 120	15–150	20–200	do 100	
Φ_u [°]	10–20	15–32	17–33	20–35	do 22	
S_{ro} [%] W_n ρ_d	2–90 20–100	5–90 10–100	10–85 5–100	30–95 60–100	40–85 50–100	
T_s (h)	0,05–24	0,05–24	0,1–24	0,05–24	0,5 do > 24	
OCR [–]	przeważnie do 50, max do 100				do 10	

Według Myślińskiej, 1965, 1967; Kaczyńskiego, Trzcińskiego, 1992; projektów KBN i CPBR; prac magisterskich i doktorskich

• – liczby z kropką są charakterystyczne dla iłów zastoiskowych z przewagą lamin ciemnych

•• – z badań polowych CPT i DMT, 0–10, 4 – przedział wartości, średnia

* Objaśnienia w załączniku

Tabela 6.5. Geologiczno-inżynierskie charakterystyki gruntów makroporowatych

Charakterystyki*	Mady		Lessy			
	lekkie	ciężkie	Wyż. Lubelsko-Sandomierska	Wyż. Krakowsko-Częstochowska	Karpaty i Przedgórze	Sudety i Przedgórze
K_f	pylasto-piaszczysto-gliniaste	gliniasto-ilaste	pyły piaszczyste, pyły, gliny pylaste			
$i_{2-0,05}$ [%]	10–85, 50	1–60, 25	5–20			20–50
$i_{0,05-0,002}$ [%]	20–80, 40	30–60, 45	40–90			25–70
$i_{<0,002}$ [%]	5–20, 10	10–65, 25–30	0–20	2–25	5–27	5–2
ρ_s [Mg/m^3]	2,45–2,65	2,30–2,70	2,55–2,73	2,65–2,67	2,65–2,75	2,65–2,71
ρ [Mg/m^3]	1,40–1,90	1,60–2,10	1,66–2,15	1,60–1,80	1,82–2,05	1,68–2,01
ρ_d [Mg/m^3]	1,30–1,60	1,25–1,70	1,40–1,70			
n [%]	30–55	35–65	30–50	35–43	35–46	40–48
w_n [%]	10–35, 20	20–100, 35	5–20			
S_r [–]	0,40–0,70	0,60–1,00	0,30–0,75			
w_L [%]	20–45, 30	30–90, 55	25–40	24–28	19–36	23–30
w_P [%]	10–30, 20	15–40, 30	15–30	21–25	16–23	18–22
I_P [%]	7–25, 15	15–55, 30	2–25	3–6	1–15	3–11
I_L [–]	–0,10 do 0,55; 0,10	0,05–0,70; 0,20	od ≤ 0 do 0,1			
Φ_u/Φ' [°]	10–25/20–35	2–20/15–25	10–22/20–30			
c_u/c' [kPa]	5–50/ 0–30	10–100/5–50	20–100/5–20			
M_0 [MPa]	1,5–10; 5,5	2–8, 4	2–30		3–15	
i_{mp} [–]	do 0,05		od ≤0,02 do 2,0	od ≤0,02 do 0,50	od ≤0,02 do 2,20	od ≤0,02 do 0,08

Według Grabowskiej-Olszewskiej, 1977, 1998; Myślińskiej, 2001; Kaczyńskiego, 2010; prac magisterskich i doktorskich ukończonych w IHiGI oraz projektów KBN i Centrum Nauki Polskiej

* Objaśnienia w załączniku

Tabela 6.6. Geologiczno-inżynierskie charakterystyki gruntów organicznych

Charakterystyki*	Torfy	Namuły	Gytie			Kreda jeziorna
			organiczne	mineralno-organiczne	mineralne	
S_{oc} [%]	>30	5–30	30–90	<40	5–35	<20
I_g [%]	10–90	do 50	–	10–60	–	–
A_C [%]	20–70	do 70	–	–	–	>90
C_{cc} [%]	–	–	<20	20–80	<20	>80
S_m [%]	–	–	<65	<60	<65	<20
ρ_s [Mg/m^3]	1,5–2,5	2,0–2,7	1,5–2,0	2,2–2,4	2,35–2,75	1,5–2,4
ρ [Mg/m^3]	0,2–1,4	1,3–1,9	1,0–1,3	1,15–1,50	1,20–1,95	1,1–1,7
ρ_d [Mg/m^3]	0,10–0,55	0,20–0,75	0,1–0,5	0,25–0,75	1,45–2,00	0,3–0,1
n [%]	70–95	50–100	40–90	45–75	30–50	60–80
w_n [%]	200 do >1500	20–200	100–1500	150–500	25–200	70–400
w_L [%]	200–1200	30–100	50–1200			70–200
w_p [%]	50–500	20–60	20–260			50–70
I_p [%]	40–200	10–50	40–1000			100–150
I_L [–]	>0,20	>0,30	od 0 do >0,75			>0,60
c_u [kPa]	2–50	5–100	5–50			~20[1)]
Φ_u [°]	1–20	do 25	1–15			15–18
M_o [MPa]	0,10–2,5	0,5–5,0	0,15–0,75	0,2–2,5	do 5	0,2–1,0
k [cm/s]	1×10^{-7}–1×10^{-10}	1×10^{-4}–1×10^{-8}	$<1\times10^{-5}$			5×10^{-5}– 1×10^{-7}
V_s [%]	20–80	do 50	25–65			do 75

Według Myślińskiej, 2001; Pietrzykowskiego, 2014; prac magisterskich i doktorskich oraz naukowo-badawczych

* Objaśnienia w załączniku

[1)] Parametry c_u i Φ_u przy wilgotności 50–60%, po jej przekroczeniu Φ = 0–2°, c_u = 0–20 kPa, po osuszeniu $\Phi \approx 40°$, c_u = 130 kPa (Drągowski i in., 1990)

Tabela 6.7. Geologiczno-inżynierskie charakterystyki gruntów sypkich

Charakterystyki	Grunty sypkie					
	lodowcowe	fluwioglacjalne	rzeczne		wydmowe	morskie
			żwiry	piaski różnoziarniste		
K_f	Pr, Ps, Pd, ż	Ps, Pd	ż		Ps, Pd//Pπ	Ps, Pd,//ż
$i_{>2}$ [%]	0–10, 4	–	do 5	do 3	0–5	do 5
$i_{2–0,05}$ [%]	65–100, 25	75–100	30–70	90–100	do 90	95–100
$i_{0,05–0,002}$ [%]	do 15	do 10	0–5	do 5	0–10	do 5
C_u* [–]	2–20, 7	2,0–3,5	5 do >15	1–5	2–3	3–10
S_L** [–]	–	>2	osady rzeki meandrującej ≤1 osady rzeki roztokowej ≥1		–	–
S_o*** [–]	1,5–7,0; 2,5	2,0–5,5	1,5–4,0	1–5	1,5–2,0	1,5–3,0
ρ_s [Mg/m^3]	2,63–2,67	2,64–2,65	2,64–2,66	2,64–2,66	2,62–2,65	2,64–2,66
ρ [Mg/m^3]	1,60–1,90	1,50–1,90	1,70–2,10	1,50–1,80	1,40–1,70	1,50–2,0
n [%]	25–50	30–40	20–55	25–45	35–45	25–40
I_D [–]	do 0,70	0,30–0,90	0,35–0,55 (>0,67)	0,20–0,45	0,15–0,60	0,40–0,80
Φ_u [°]	>33	32–38	22–36	29–32	28–30	30–33
M_0 [MPa]	>100	>50	>75	>25	>30	20–100
q_c [MPa]	2–35	1–30	2,5–40	1–20	0,5–10	1–25
OCR [–]	1,5–7,0	2–5	1–5		1–1,5	–

Na podstawie prac magisterskich i naukowo-badawczych

* Wskaźnik różnoziarnistości Hazena $C_u = d_{60} : d_{10}$

** Współczynniki uziarnienia wg Laskowskiego $S_L = \frac{d_{20} \cdot d_{60}}{d_{50}^2}$

*** Wskaźnik wysortowania Traski $S_o = \sqrt{\frac{Q_1}{Q_3}}$,

$d_{10}, d_{20}, d_{25} = Q_3$, $d_{50}, d_{60}, d_{75} = Q_1$ – średnice (d) i kwartyle (Q), które wraz z mniejszymi stanowią 10, 20, 25, 50, 60 i 75% masy osadu (mm)

W badaniach przy małych odkształceniach uzyskano (Kaczyński i in., 2012) odpowiednio dla glin zl. odry:

- moduł odkształcenia G_{max} = 117–203 MPa;
- współczynnik Poissona ν = 0,21–0,36;
- moduł sprężystości E = 300–550 MPa;

natomiast dla glin warty:

- G_{max} = 80–150 MPa;
- ν = 0,36–0,45;
- E = 200–350 MPa.

Moduły ściśliwości wyznaczone w badaniach polowych wynoszą odpowiednio dla glin zlodowacenia:

- odry M_{OCPTU} = 40–270 MPa;
- warty M_{OCPTU} = 14–72 MPa.

Gliny lodowcowe w stanie naturalnym wykazują niewielkie ciśnienie pęcznienia σ_{sp} do 25 kPa i odkształcenie pęcznienia FS do 5%. Natomiast w stanie powietrzno-suchym bardzo szybko reagują na zawilgocenie, ulegają rozmakaniu.

Charakterystyki glin lodowcowych zmieniają się w kierunku N–S: im bardziej na północ (w kierunku glin młodszych wiekowo), tym stanowią one gorsze podłoże. Gliny lodowcowe w większości przypadków stanowią optymalną mieszankę dla podłoży składowisk o różnej wielkości oraz kształcie ziarn i cząstek, o stosunkowo wysokim zagęszczeniu (gęstości objętościowej). O wytrzymałości i odkształcalności glin lodowcowych decyduje wilgotność, gliny zmieniają się od słabej skały po miękkoplastyczny grunt, nawet 1–2% wilgotności może spowodować przejście z jednego stanu do drugiego. Poniżej granicy skurczu pojawia się bloczność, natomiast powyżej granicy plastyczności szybko wzrasta ciśnienie wody w porach i niszczeje struktura. Gliny wykazują dużą wrażliwość strukturalną, wskaźnik osłabienia strukturalnego poniżej granicy plastyczności $S_{os} = \tau_{max}/\tau_{min} > 4$ oraz wysoką podatność na rozmakanie.

Głównym składnikiem glin jest kwarc (do 90%) i minerały ilaste (do 40%). Wśród minerałów ilastych wyróżnia się beidelit, illit i kaolinit (B > I ≈ K), przy czym powierzchnia właściwa glin zmienia się w granicach S_s = 15–100 m^2/g, a pojemność wymiany kationowej CEC – 0,5–10 mval/100 g.

Na charakterystyki wytrzymałościowe-odkształceniowe glin miały wpływ obciążenia lodowcem, które spowodowały wzrost wytrzymałości ok. 25–30% (Bażyński, 1973). Miąższości glin są niezwykle zróżnicowane. Ogólnie gliny lodowcowe są stosunkowo dobrym podłożem o dużym dopuszczalnym obciążeniu jednostkowym, przy czym uważa się, że nie należy w pełni wykorzystywać ich nośność (Hückel, 1957).

Gliny lodowcowe o składzie granulometrycznym piasków gliniastych, glin piaszczystych i różnego rodzaju pyłów są wrażliwe na obciążenia dynamiczne (cykliczne), w szczególności w stanie pełnego nasycenia. Wzrost intensywności tych obciążeń wywołanych np. ruchem komunikacyjnym powoduje spadek wytrzymałości na ścinanie, wyrażający się w zmniejszeniu wartości dewiatora naprężenia w momencie zniszczenia $(\sigma_1 - \sigma_3)_{ff}$ oraz w zmniejszeniu naprężeń efektywnych. To zmniejszenie można wyrazić w postaci współczynnika redukcji wytrzymałości w wyniku obciążeń dynamicznych W_D:

$$W_D = \tau_{PD} : \tau_s \qquad (6.9)$$

gdzie:

τ_{PD} – postdynamiczna wytrzymałość na ścinanie,

τ_s – wytrzymałość na ścinanie statyczne.

Wyniki badań postdynamicznej wytrzymałości na ścinanie glin lodowcowych zlodowacenia warty ze Służewia w Warszawie przeprowadzone przy częstotliwości 10 Hz, ze stałą amplitudą przemieszczenia osiowego przy liczbie 200 tys. cykli obciążeń dynamicznych, wskazują, że W_D = 0,18–0,76 (Bąkowska, 2009). Największy spadek wytrzymałości następuje w pierwszych 20 tys. cykli. Badane grunty wykazują „iłopodobny" typ zachowania, wartość wygenerowanego ciśnienia porowego osiąga pewną wartość, ale mniejszą od naprężenia całkowitego (naprężenie efektywne ≠ 0). Gliny lodowcowe są bardziej podatne od iłów plioceńskich na obciążenia dynamiczne. Amplituda naprężeń już powyżej CSR = 0,3 (rozdz. 5.1.1) może powodować wzrost ciśnienia wody w porach, doprowadzający do zniszczenia gruntu w wyniku upłynnienia. Analiza krzywych degradacji modułu ścinania wskazuje, że poniżej wartości CSR = 0,2 wpływ obciążeń dynamicznych jest znikomy (Kiełbasiński, 2014).

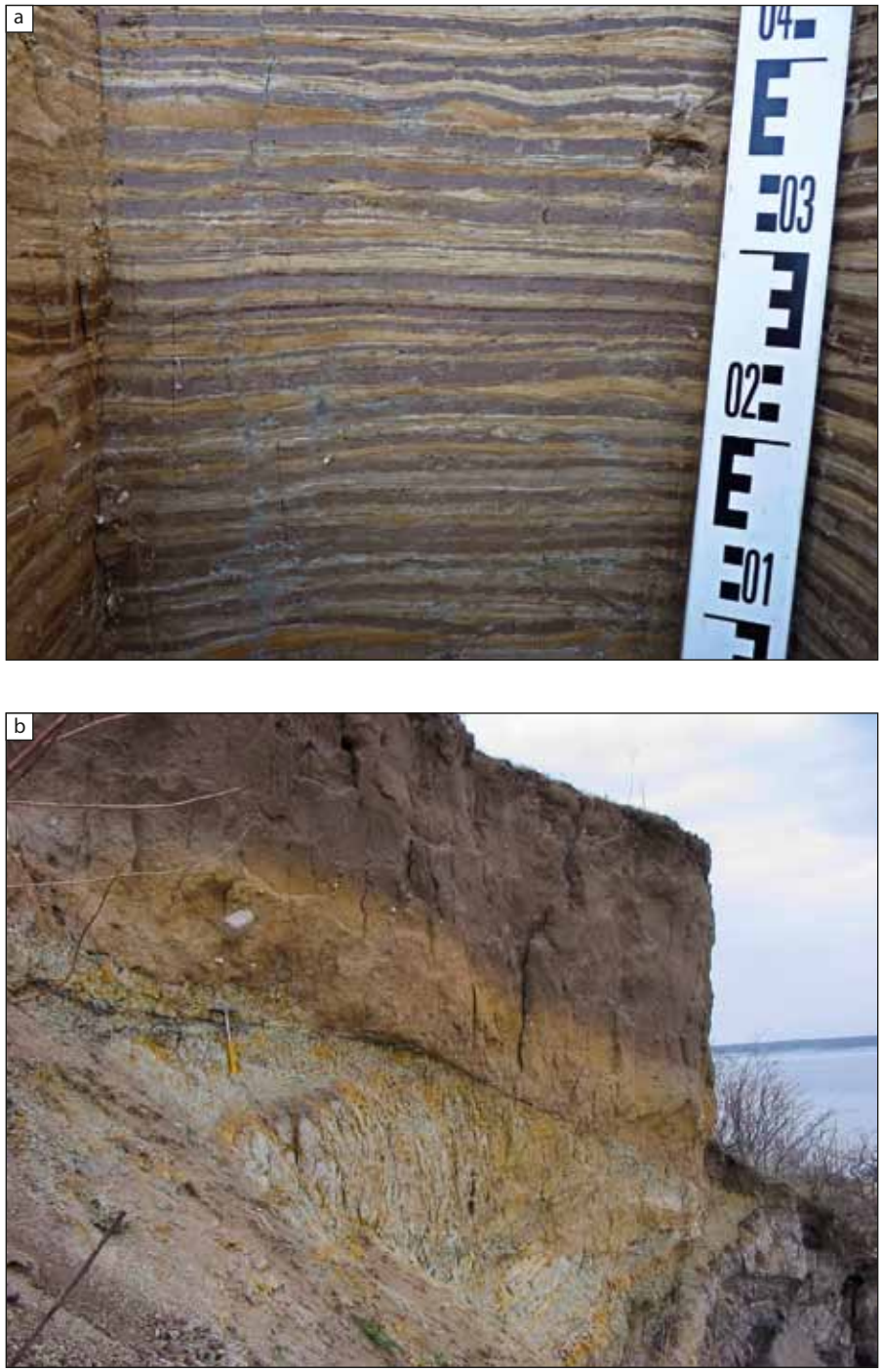
Przepuszczalność glin lodowcowych zależy w głównej mierze od zawartości frakcji ilastej i pylastej, współczynnik filtracji $k_s = 5 \times 10^{-6}$–5×10^{-9} m/s. Gliny lodowcowe zlodowacenia warty na granicy skurczu wykazywały ciśnienia ssania u_a–$u_w \approx 1$ MPa, natomiast na granicy plastyczności u_a–$u_w \approx 100$ kPa, co powoduje obniżenie współczynnika przewodności hydraulicznej (względem współczynnika filtracji) w granicach 10^{-1}–10^{-3}.

Współczynnik zmienności obliczony dla podstawowych parametrów fizyczno-mechanicznych glin waha się w granicach 10–70%, jest zależny od konkretnego zlodowacenia. Najbardziej zmiennymi cechami okazują się stopień plastyczności, kąt tarcia wewnętrznego dla glin południowopolskich, gdzie współczynnik zmienności dochodzi do kilkuset procent (Pinińska, Wysokiński, 1995).

6.3.2.2. Iły zastoiskowe

Iły zastoiskowe głównie występują w środkowej i północnej części Niżu Polskiego pod nadkładem gruntów piaszczystych o różnej grubości. Tworzyły się one w okresie plejstocenu w różnej wielkości jeziorach (zastoiskach) u czoła lodowca, miąższość iłów zastoiskowych dochodzi do 20 m, przeciętnie 3–5 m. W Polsce grunty te są związane w mniejszym lub większym stopniu ze wszystkimi zlodowaceniami (południo-, środkowo- i północnopolskim) i oczywiście odpowiadają konkretnym glacistadiałom. W zastoiskach sedymentowały grunty przede wszystkim z topniejącego lodowca. Dostarczanie materiału było niejednakowe, w lecie podczas większego topnienia tworzył się osad grubszy, dając warstwy jasne, natomiast w zimie osadzał się materiał drobniejszy w postaci warstewek ciemniejszych. W konsekwencji powstawały typowe osady zastoiskowe – iły warwowe (wstęgowe). Na przedpolu lodowca powstawało nie tylko jedno olbrzymie zastoisko, lecz także odrębne mniejsze zbiorniki. Zróżnicowanie iłów zastoiskowych obserwuje się również w obrębie samego zastoiska. W strefie brzegowej stwierdza się występowanie gruntów bardziej piaszczystych (a nawet żwirowych), natomiast iły i pyły sedymentowały w kierunku środka zastoiska. Iły warwowe charakteryzują się bardzo wyraźną naprzemianległą laminacją, najczęściej laminy jasne wykształcone są, jako grunty szeregu gliny pylaste–piasek pylasty od kilku milimetrów do kilku centymetrów grubości, laminy ciemne budują grunty szeregu ił pylasty–pył. Miąższości lamin ciemniejszych są przeważnie mniejszej grubości od lamin jasnych (ryc. 6.8). Przeciętnie w iłach zastoiskowych w rejonie Warszawy zawartości poszczególnych frakcji wynoszą: iłowej ~30%, pyłowej ~60% i piaskowej 10%.

Podczas analizy składu granulometrycznego iłów powstałych podczas różnych zlodowaceń nie obserwuje się widocznych zmian kierunkowych zależnych od wieku zlodowaceń.



Ryc. 6.8. Fotografie: (a) **iłów warwowych Mochty** (fot. P. Zawrzykraj) i (b) **kontaktu glin lodowcowych z iłami plioceńskimi – skarpa w Dobrzyniu** (fot. G. Bijak)

W składzie mineralnym dominują przede wszystkim: kwarc, skalenie, węglany, wodorotlenki żelaza, niewielkie ilości glaukonitu i minerałów ciężkich oraz minerały ilaste. We frakcji iłowej spotykamy: illit oraz montmorillonit i kaolinit. W warstwach jasnych przeważają kwarc i węglany. Przy monotonnym składzie mineralnym o właściwościach iłów zastoiskowych decyduje skład granulometryczny, przede wszystkim zawartość frakcji iłowej. Według Myślińskiej (1965, 1967) warstwy ciemne (względem jasnych) charakteryzują się niższymi wartościami gęstości właściwej i objętościowej, wyższymi wartościami: porowatości, granic konsystencji, wskaźnika plastyczności i wilgotności naturalnej. W zastoiskach młodszych iły zastoiskowe wykazują wyższe zawartości frakcji piaskowej. Stan iłów zastoiskowych przeważnie jest twardoplastyczny i plastyczny. Współczynnik Skemptona (A = 0,5–1,0) wskazuje na grunty nieaktywne i normalnie aktywne. Iły zastoiskowe charakteryzują się potencjalną ekspansywnością PE od niskiej do bardzo wysokiej, stopniem ekspansywności DE również niskim do bardzo wysokiego i potencjałem pęcznienia S od poniżej 1,5 do powyżej 25%. Ciśnienie pęcznienia nie przekracza 100–150 kPa.

Iły warwowe stanowią bardzo specyficzną grupę gruntów z uwagi na ich pochodzenie i zróżnicowanie właściwości fizyczno-mechanicznych, które wynikają ze zmienności składu granulometrycznego lamin jasnych i ciemnych, z ich zmiennej miąższości, zmiennej gęstości (częstości występowania) w profilu, a także różnej wilgotności i stanu. Nierzadko występują zaburzenia sedymentacyjne, zaburzenia laminacji i warstwowania, a nawet w postaci niewielkich zafałdowań i uskoków, niekiedy są obecne struktury spływowe.

Struktura iłów warwowych powoduje bardzo wyraźną anizotropię: wytrzymałości (τ), odkształcalności (M), przepuszczalności (k), którą określa współczynnik anizotropii A (= parametr w kierunku równoległym do parametru w kierunku prostopadłym). W iłach zastoiskowych obserwuje się zależności:

$$\tau_{\parallel} < \tau_{\perp},\ M_{\parallel} > M_{\perp},\ k_{\parallel} > k_{\perp} \qquad (6.10)$$

Otrzymane wartości współczynnika anizotropii A wskazują, że np. wytrzymałość na ścinanie wzdłuż laminacji jest kilkakrotnie niższa, a współczynnik filtracji kilkakrotnie wyższy od kierunku prostopadłego do laminacji. Rozpatrując warunki równowagi w gruntach zastoiskowych istotną role odgrywa orientacja płaszczyzny warstwowania w stosunku do kierunku głównych naprężeń. Podczas analizy stateczności budowli (zboczy) trzeba uwzględnić zmiany wytrzymałości na ścinanie wynikające z przebiegu przewidywanej powierzchni poślizgu względem powierzchni laminacji. Przy orientacji płaszczyzny laminacji zgodnej z płaszczyzną maksymalnych naprężeń ścinających (płaszczyzną zniszczenia) należy się liczyć z mniejszym oporem (niższymi parametrami) na ścinanie. Powstawaniu powierzchni poślizgu równolegle do powierzchni warstwowania mogą sprzyjać również anizotropowe właściwości filtracyjne. Na zachowanie się warwowych gruntów może mieć wpływ zróżnicowanie ciśnień wody w porach w laminach jasnych i ciemnych, ciśnienia te nie rzadko są większe od ciśnienia wynikającego z położenia występującego zwierciadła wody.

Badania w aparacie skrzynkowym iłów warwowych ze stacji metra w Warszawie (Pisarczyk, 1990) wykazały, że najniższy kąt tarcia wewnętrznego Φ_u i wytrzymałość na ścinanie otrzymuje się w aparatach wielkowymiarowych:

- wielkość próbki 6 × 6 × 4 cm, wymuszona powierzchnia ścięcia $\Phi_u = 18°31'$, spójność $c_u = 67$ kPa;
- wielkość próbki 6 × 6 × 4 cm, strefowe ścinanie w ramkach $\Phi_u = 23°87'$, spójność $c_u = 24$ kPa;
- wielkość próbki 10 × 10 × 7 cm, wymuszona powierzchnia ścięcia $\Phi_u = 16°10'$, spójność $c_u = 63$ kPa;
- wielkość próbki 10 × 10 × 7 cm, strefowe ścinanie w ramkach $\Phi_u = 16°10'$, spójność $c_u = 42$ kPa.

W tabeli 6.4 przedstawiono parametry geologiczno-inżynierskie iłów zastoiskowych występujących w centralnej Polsce i w strefie klifu południowego Bałtyku. Badania iłów występujących w strefie brzegu Bałtyku były związane z występowaniem intensywnych procesów zboczowych. Miąższość ich dochodzi do 15 m. Wśród minerałów ilastych stwierdza się obecność illitu (50–60%), minerałów mieszanopakietowych illit/smektyt (20–30%), smektytu (do 5%) oraz chlorytu i kaolinitu. Właściwości fizyczno-mechaniczne tych iłów są zbliżone do właściwości iłów zastoiskowych występujących w centralnej Polsce.

6.3.2.3. Grunty makroporowate (tab. 6.5)

W tej grupie gruntów wyróżnia się lessy i niekiedy mady. Charakteryzują się dużymi wartościami porowatości, rzędu 40–65%, czyli makroporowatością, którą spotykamy głównie w lessach.

Lessy występują przede wszystkim w południowej części Polski. Wyróżnia się dwie prowincje: północną (wyżyny: Lubelsko-Sandomierska i Krakowsko-Częstochowska) i południową (Karpaty i przedgórze oraz Sudety i Przedgórze). Zajmują one ok. 6 % powierzchni kraju (~19,5 tys. km^2), ich miąższość dochodzi do 20 m. W Polsce lessy powstały w klimacie peryglacjalnym na przedpolu lodowców, w wyniku działalności eolicznej. Wykształcone są w postaci pyłów, pyłów piaszczystych i glin pylastych. W składzie mineralnym (dość monotonnym) dominuje kwarc (>60%) i węglan wapnia (<20%). Węglan wapnia nadaje lessom spójność i zdolność utrzymywania pionowych zboczy (skarp). W składzie mineralnym frakcji iłowej stwierdza się smektyt/illit oraz kaolinit i chloryt. Lessy jako grunty makroporowate (o współczynniku makroporowatości i_{mp} od <0,02 do 2,2) są niezwykle wrażliwe na wpływ wody, wskutek której odkształcenia zwiększają się niekiedy dość znacznie, wykazują one przy stałym obciążeniu charakter gwałtownego osiadania tzw. zapadowego (współczynnik i_{mp} >0,02). Frankowski i in. (2010) na podstawie 4 tys. pomiarów w badaniach CPTU, DMT i FVT lessów południowo-wschodniej Polski ustalili następujące parametry makroporowatości (dosiadania):

- porowatość powyżej 40% (współczynnik porowatości e >0,72);
- stopień nasycenia S_r <0,60;
- opór na stożku w badaniach CPT q_c <3 MPa;
- wytrzymałość na ścinanie c_{uDMT}, c_{uCPT} <90 kPa;
- liczba półobrotów na 0,2 m przy stosowaniu szwedzkiego penetrometru M_w <15;
- $p_L – p_f$ ≤21 MPa w badaniach presjonetrycznych Menarda.

Mady stanowią aluwialne osady serii powodziowej rzek. Zalicza się je do gruntów przejściowych, pomiędzy organicznymi a mineralnymi, często klasyfikuje się je jako grunty organiczno-mineralne. Zajmują one ok. 3,5% powierzchni Polski, występują głównie na holoceńskich tarasach zalewowych i nadzalewowych oraz na tarasach plejstoceńskich dużych rzek. Generalnie wyróżnia się osady rzeki roztokowej, tzw. mady lekkie (piaszczysto-pylasto-gliniaste), oraz rzeki meandrującej, tzw. mady ciężkie (pylasto-gliniaste-ilaste).

W madach w większości przypadków zawartość części organicznych nie przekracza 2%, wyjątkowo 5–10%. Również zawartość węglanu wapnia nie przekracza 10%, wśród minerałów ilastych beidelit przeważa nad kaolinitem (B > K). Największą miąższość mady osiągają na tarasach zalewowych Wisły i Odry, nawet do kilku metrów. W składzie granulometrycznym mad brak jest frakcji żwirowej i kamienistej. Stan konsystencji mad przeważnie jest plastyczny lub twardoplastyczny (niekiedy miękkoplastyczny). Duża porowatość (czasami makroporowatość), młody wiek (mogą tworzyć się też współcześnie), brak konsolidacji, zawartość części organicznych sprawiają, że mady są bardzo ściśliwe, mało wytrzymałe.

W badaniach mad wiślanych w Warszawie przy małych odkształceniach rzędu 10^{-4}–10^{-3}% ustalono (Kaczyński i in., 2012):

- moduł odkształcenia postaciowego G_{max} = 17–27 MPa;
- współczynnik Poissona ν = 0,37–0,41;
- moduł sprężystości E_s = 21–34 MPa;
- natomiast w badaniach polowych współczynnik parcia w spokoju $K_{0\,CPTU}$ = 0,7–1,5 i stopień przekonsolidowania OCR = 1–6, moduł ściśliwości $M_{0\,CPTU}$ = 8–50 MPa.

Zachowanie się mad pod obciążeniami dynamicznymi przypomina zjawiska typowe zachodzące w gruntach niespoistych poddawanych obciążeniom cyklicznym, np. klasyczne upłynnienie, czyli doprowadzenie do stanu cieczy, kiedy efektywna wytrzymałość gruntu równa jest zeru. W przypadku mad ma to miejsce po przekroczeniu amplitudy naprężenia odpowiadającej CSR = 0,4. Przy CSR = 0,2 wskaźnik degradacji zmniejsza się ok. 10%.

Mady charakteryzują się znaczną zmiennością przepuszczalności, współczynnik filtracji k_s zmienia się w granicach od 5×10^{-4} dla mad lekkich do 1×10^{-8} m/s dla mad ciężkich, przy czym dla tych ostatnich w zależności od ciśnienia ssania (u_a–u_w), które zmienia się od 300 kPa (przy granicy skurczu w_s) do 100 kPa (przy granicy plastyczności w_p), co daje zmianę współczynnika przewodności hydraulicznej k_w względem współczynnika filtracji k_s w zakresie od 10^{-3} do 10^{-5} (Wójcik, 2003).

Mady stanowią niekorzystne (słabonośne) podłoże budowlane. Przeważnie wyklucza się mady z bezpośredniego posadowienia.

6.3.2.4. Grunty organiczne

Grunty organiczne występują przede wszystkim na obszarach akumulacji jeziornej (limnicznej), bagiennej, zastoiskowej oraz rzecznej. Głównymi typami gruntów są: torfy, namuły i gytie. W tabeli 6.6 do tej grupy dołączono również dane dotyczące kredy jeziornej. Analizowane osady powstają w różnych stadiach, w tzw. stadium bagiennym tworzą się torfy i namuły, natomiast w tzw. stadium jeziornym w głębszych partiach – gytie i kreda jeziorna. Substancja organiczna jest głównie pochodzenia roślinnego, mogą również stanowić ją szczątki zwierzęce.

Najczęściej przyjmuje się, że **torfy** zawierają części organiczne powyżej 30% a namuły 5–30%. Pod względem genetycznym wyróżnia się trzy zasadnicze typy torfowisk: niskie, przejściowe i wysokie. Torfowiska w Polsce zajmują ok. 4% powierzchni. Największa ich liczba występuje w północnej Polsce, wzdłuż Bałtyku, w pasie pojezierzy oraz w strefie pradolin.

Gytie są przeważnie ciemnoszarym, jeziornym lub bagiennym osadem organicznym, powstającym w zbiornikach słodkowodnych (również w rynnach polodowcowych), zbudowanym z części organicznych, węglanu wapnia i części mineralnych. W zależności od przewagi jednego z tych składników wyróżnia się trzy odmiany gytii: organiczne, mineralno-organiczne (węglanowe) i mineralne.

Podobnie jak torfy, gytie występują przede wszystkim w północnej Polsce, miąższości ich dochodzą do 15–20 m, przeciętnie 2–4 m. Właściwości gytii są niezwykle zróżnicowane (Żurek-Pysz, 2001). Warto pamiętać, że starsze gytie (eemskie), np. w rynnie żoliborskiej, uległy już zaawansowanej konsolidacji i charakteryzują się jak na te grunty całkiem dobrymi parametrami wytrzymałościowo-odkształcalnościowymi. W takich przypadkach, dla niektórych obiektów, może być rozważane nawet posadowienie bezpośrednie.

Wyniki badań polowych z sondowań statycznych, dylatometrycznych, presjometrycznych, eemskich gytii z obszaru Warszawy wskazują, że są one zdecydowanie mocniejsze od typowych gruntów organicznych i w zasadzie interpretacja wyników badań polowych powinna być prowa-

dzona nie jak dla gruntów organicznych, ale jak dla gruntów mineralnych. Pietrzykowski (2014) dla tych gruntów podaje następujące parametry typu referencyjnego:

- opór stożka (CPT/CPTU) q_c = 1,9–3,1; $\overline{2,8}$ MPa;
- stopień przekonsolidowania OCR = 1,4–2,6;
- wytrzymałość na ścinanie w warunkach bez odpływu c_u = 110–130 kPa;
- edometryczny moduł ściśliwości pierwotnej M_0 =15–20 MPa;
- stan gruntu twardoplastyczny/półzwarty.

Trzeba podkreślić, że właściwości gruntów szeregu gytie–kredy jeziorne zależą od wilgotności (tab. 6.6). Dla tych gruntów współczynnik filtracji przeważnie wynosi poniżej 5×10^{-5} m/s, a współczynnik parcia gruntów w spokoju – K_0 = 0,5–1,3.

Kreda jeziorna często występuje z pokładami gytii, tworzy się również współcześnie, charakteryzuje się dużą porowatością, jest bardzo ściśliwa i mało wytrzymała. Kreda jeziorna i gytie charakteryzują się kontaktami i wiązaniami koagulacyjnymi.

Grunty organiczne uważa się za grunty słabe (o małej nośności). W większości przypadków są one usuwane z podłoża budowlanego, a posadowienie fundamentów następuje na gruncie wymienionym lub w sposób pośredni.

Warto podkreślić, że w gruntach organicznych odkształcenia wynikające z konsolidacji filtracyjnej są wyższe od odkształceń zachodzących podczas konsolidacji (ściśliwości) wtórnej oraz należy się liczyć ze znaczącym zmniejszeniem modułu odkształcenia w warunkach bez odpływu (E_u) po przekroczeniu naprężenia przekonsolidowania σ'_{pmax}.

Coraz częściej stosuje się wstępną konsolidację gruntów organicznych. Wszystkie badania zarówno laboratoryjne, jak i polowe, wskazują na znaczący wpływ wilgotności na właściwości fizyczno-mechaniczne kredy jeziornej, w szczególności po przekroczeniu wilgotności 50–60%. Poprawę nośności podłoża można uzyskać wskutek odwodnienia lub konsolidacji. Już wstępne obciążenie np. nasypem piaszczystym o wysokości 3 m po okresie 2 lat powoduje w przypadku kredy jeziornej występującej w okolicach Drawna wzrost wytrzymałości na ścinanie powyżej 50%. W wyniku konsolidacji podczas obciążenia nasypem można otrzymać nośne podłoże do posadowienia niektórych, lekkich obiektów budowlanych. Pod względem wytrzymałościowo-odsztalceniowym można wskaźnikowo ułożyć następujący szereg (w kierunku wzrostu wytrzymałości i zmniejszenia odkształcalności):

torf → gytia (organiczna i mineralno-organiczna) → kreda jeziorna → gytia mineralna → namuł

6.3.2.5. Grunty sypkie

Ocena geologiczno-inżynierskich właściwości gruntów sypkich w dużym stopniu zależy od litologii uziarnienia i zagęszczenia. Rozkład uziarnienia określa się na podstawie wykresu (krzywej) uziarnienia, który uzyskuje się z badań składu granulometrycznego. Niejednorodność (różnoziarnistość), wysortowanie, jest jednym ze składników dojrzałości strukturalno-teksturalnej osadów. Stopień wysortowania wynika ze zróżnicowania energii i długości transportu, jest dobrym wskaźnikiem środowiska depozycyjnego. Krzywe uziarnienia pozwalają na wyznaczenie wielu wskaźników, na podstawie których możemy wnioskować o genezie i przydatności dla celów inżynierskich różnych gruntów sypkich. Najczęściej wyznaczamy i obliczamy (tab. 6.7):

- charakterystyczne (zastępcze) średnice d_i i kwartyle Q_i, które wraz z mniejszymi stanowią i % masy gruntu;

- wskaźniki uziarnienia (bezwymiarowe):
  - różnoziarnistości Hazena[7] $C_u = d_{60}/d_{10}$;
  - krzywizny uziarnienia $C_c = (d_{30})^2/(d_{10} \cdot d_{60})$;
  - dominacji uziarnienia (Kollisa) $C_d = (d_{10} \cdot d_{90})/(d_{50})^2$;
  - wskaźnik nachylenia krzywej uziarnienia $U_x = d_{80}/d_{30}$;
  - nachylenie krzywej w zakresie średnic d_{80} i d_{30}

$$\mathrm{tg}\alpha = \frac{0{,}5}{\log\left(\frac{d_{80}}{d_{30}}\right)} \cdot K \qquad \text{(K – współczynnik skali)}$$

  - współczynnik uziarnienia Laskowskiego $S_L = (d_{20} \cdot d_{60})/(d_{50})^2$;
  - współczynnik wysortowania Traski[8] $S_0 = (Q_1/Q_3)^{0,5}$, $Q_1 = d_{25}$; $Q_3 = d_{75}$;
  - wskaźnik SFR[9] = S/F;
  - wskaźnik ASFR[10] = A_S/A_F.

Powyższy komplet wskaźników charakteryzują w dużym stopniu krzywe granulometryczne, ich kształt, jednorodność (zróżnicowanie), dominację grubszych (lub drobnych) frakcji. Ponadto z badań granulometrycznych można wyznaczyć (Gołębiowska, Lipiński, 2000) wskaźniki SFR i ASFR, wskazujące podatność na upłynnienie.

Współczynnik uziarnienia Laskowskiego S_L charakteryzuje procesy fluwiodynamiczne zachodzące w korytach rzek meandrujących ($S_L \leq 1$) i roztokowych ($S_L > 1$). Istnieje związek pomiędzy współczynnikiem S_L i współczynnikiem dynamiki P [11], przy czym suma S_L + P wynosi ok. 2 (Laskowski, 1989).

Znajomość wskaźników C_u i C_c jest przydatna przy ocenie gruntów do budowy nasypów. Łatwość do zagęszczenia wykazują (Czyżewski i in., 1973):

- piaski o $C_u > 6$ i $C_c = 1–3$;
- żwiry o $C_u > 4$ i $C_c = 1–3$.

Ocenę gruntów niespoistych pod względem zagęszczalności można również przeprowadzić na podstawie wskaźników uwzględniających kształt krzywej zagęszczalności.

Wskaźniki zagęszczalności wyznaczamy z badań zagęszczalności metodą Proctora, stanowią one tangens kąta nachylenia funkcji (α_z): gęstość objętościowa szkieletu gruntowego–wilgotność (ρ_d–w). Patakiewicz (2013) w zależności od typu krzywej (a i b – ryc. 6.9) proponuje dwa wskaźniki zagęszczalności – I_{CR} i IC, klasyfikuje grunty z uwagi na zagęszczalność (tab. 6.8), a ponadto ustala statystycznie istotną zależność pomiędzy maksymalną gęstością objętościową szkieletu gruntowego ρ_{dmax} a wskaźnikiem uziarnienia Hazena C_u dla osadów fluwioglacjalnych w postaci:

$$\rho_{dmax} = 1{,}7009 + 0{,}0445\ C_u \qquad (6.11)$$

---

[7] $C_u \leq 5$ – grunt równomiernie uziarniony (równoziarnisty), $5 < C_u \leq 15$ – grunt różnoziarnisty, $C_u > 15$ – grunt bardzo różnoziarnisty.

[8] $S_o = 1$ – grunt jednorodny, $S_O < 2{,}5$ – dobre wysortowanie, $S_O > 4{,}5$ – złe wysortowanie.

[9] S – zawartość frakcji piaszczystej wg ASTM (≥0,074 mm, sito nr 200), F – zawartość frakcji drobnej wg ASTM (<0,074 mm), S + F = 100%.

[10] A_S – pole powierzchni nad krzywą uziarnienia od punktu przecięcia krzywej z linią średnicy 0,074 mm; A_F – pole powierzchni pod krzywą uziarnienia, od punktu przecięcia krzywej z linią średnicy 0,074 mm.

[11] Współczynnik dynamiki przepływów wg Laskowskiego $P = \frac{Q_{śr}}{Q_{śrn} \cdot Q_{śrw}}$,

gdzie: $Q_{śr}$ – przepływ średni ze średnich przepływów rocznych (lub natężenie);
$Q_{śrn}$ – przepływ średni ze średnich niskich przepływów rocznych (lub natężenie);
$Q_{śrw}$ – przepływ średni ze średnich wysokich przepływów rocznych (lub natężenie).

Tabela 6.8. Podatność na zagęszczenie gruntów wg wskaźnika Patakiewicza (2013)

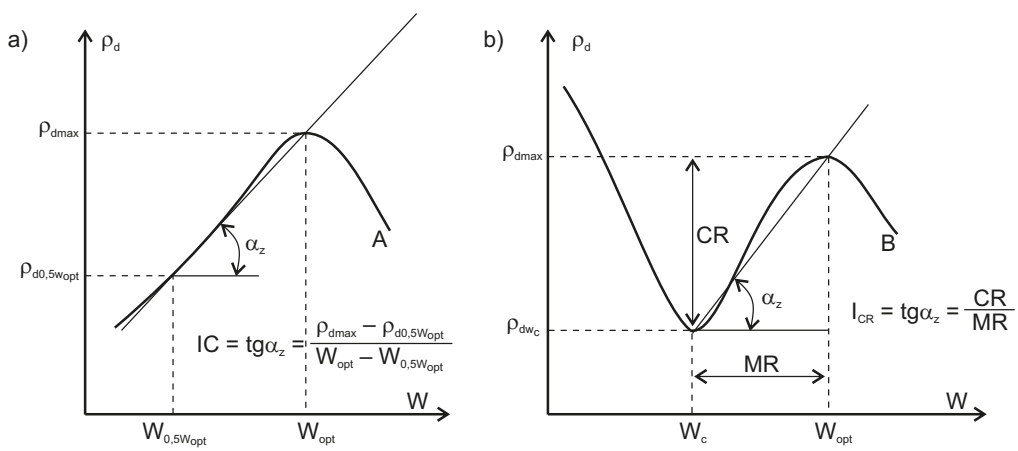
Kategoria gruntu	Wskaźnik I_{CR} lub IC	Kąt α_z	C_U	C_C
Grunty niezagęszczalne i źle zagęszczane	<0,6	<30°	<2	>0,90
Grunty trudno zagęszczalne	0,6–0,8	30–40°	2–4	0,85–0,90
Grunty zagęszczalne	0,8–1,2	40–50°	4–7	0,70–0,85
Grunty b. dobrze zagęszczalne	>1,2	>50°	>7	<0,70

Charakterystykę gruntów sypkich pochodzenia lodowcowego, fluwioglacjalnego, rzecznego, eolicznego i morskiego zestawiono w tabeli 6.7. Piaski, niekiedy żwiry i pospółki, lodowcowe i fluwioglacjalne (często warstwowane skośnie i poziomo) w obrębie wysoczyzn morenowych charakteryzują się znacznym zróżnicowaniem granulometrycznym i są zmiennie zagęszczone, wykazują urozmaiconą różnoziarnistość i słabe wysortowanie. W ozach grunty sypkie są wykształcone w postaci piasków, często gruboziarnistych, i żwirów, są dobrze zagęszczone. Stanowią potencjalne złoża kruszywa. W sandrach zmienność uziarnienia piasków nie jest duża, są dobrze zagęszczone. Ogólnie grunty te stanowią dobre podłoże, o dużej nośności i małej odkształcalności. Grunty sypkie kemów jako podłoże są natomiast trudne i niejednoznaczne do ocenienia.

Ocena gruntów sypkich pochodzenia rzecznego zależy od charakteru rozpatrywanego odcinka doliny. Doliny w górnych odcinkach rzek charakteryzują się brakiem osadów drobnoziarnistych, występują tu otoczaki frakcji kamienistej i żwirowej (ryc. 6.10), stanowią one dobre podłoże, wykorzystywane zazwyczaj przez budownictwo hydrotechniczne.

Pisarczyk (2004) dla gruntów gruboziarnistych i kamienistych występujących na terenie polskich Karpat podaje następujące dane:

- zawartość frakcji kamienistej (d >40 mm) powyżej 50%;
- zawartość frakcji żwirowej (2< d ≤40 mm) w granicach 10–40%;
- zawartość frakcji piaskowej (0,05 < d ≤2 mm) poniżej 60%;
- skład litologiczny: otoczaki skał magmowych, metamorficznych i osadowych głównie granity, kwarcyty, piaskowce i wapienie;
- maksymalna gęstość objętościowa szkieletu gruntowego w zależności od metody zagęszczania w granicach 1,85–2,30 Mg/m^3;
- wilgotność optymalna 3–11%;



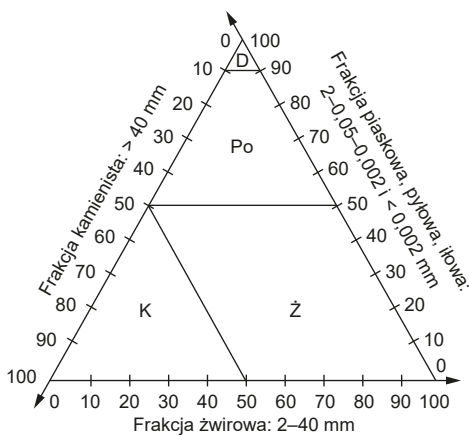
Ryc. 6.9. Schematy wyznaczania wskaźników zagęszczalności IC (a) i ICR (b) (wg Patakiewicza, 2013)

- kąt tarcia wewnętrznego przy zagęszczeniu I_D = 0,5; Φ = 34,5°, a przy zagęszczeniu I_D = 1,0; Φ = 40° (dane wg aparatu wielkowymiarowego);
- moduły ściśliwości w granicach 20–70 MPa, a niekiedy dochodzą do 200 MPa przy obciążeniach 0,025–0,250 MPa;
- współczynnik filtracji w zależności od granulometrii i zagęszczenia w granicach 5×10^{-5} do 1×10^{-3} m/s.

W tych gruntach zwiększenie średnicy ziarn i otoczaków powoduje wzrost maksymalnej gęstości objętościowej szkieletu i zmniejszenie wilgotności optymalnej. Warto podkreślić, że Pisarczyk ustalił wzór dla gruntów żwirowo-otoczakowych na wskaźnik zgęszczenia $I_s = 0{,}78 + 0{,}22\ I_D$, gdzie: I_D – stopień zagęszczenia. Podczas badań wytrzymałości na ścinanie uzyskuje się „opór spójności pozornej" wynikający ze wzajemnego zaklinowania ziarn. Na ściśliwość tych gruntów zdecydowanie wpływa zagęszczenie, wilgotność i uziarnienie.

Wyniki szczegółowych badań gruntów grubookruchowych występujących w dolinach górskich rzek w dorzeczu Dunajca od Zakopanego po Nowy Sącz, w obrębie następujących jednostek tektoniczno-litologicznych: Tatry, flisz podhalański, Pieniny i Karpaty fliszowe, wskazują (Lenczewska, Zdrojewska, 1974) na to, że:

- złoża gruntów okruchowych są pochodzenia aluwialnego i budują stożki napływowe, kamieńce i spągowe partie tarasów;
- najbardziej przydatnymi gruntami do budowy zapór ziemnych są grunty budujące kamieńce i tarasy denne, bardzo korzystne pod tym względem są aluwia rzeki głównej;
- w składzie litologicznym gruntów grubookruchowych w miarę oddalania się od źródeł głównych rzek podhalańskich w dół doliny Dunajca obserwuje się stopniowe zmniejszenie ilości granitów na korzyść piaskowców fliszowych, w wyniku niszczenia granitów i gruboziarnistych piaskowców drobne frakcje są znacznie wzbogacone w kwarc, zawartość łupków fliszowych jest znikoma;
- na ogół otoczaki skał karpackich poza kwarcytami (radiolarytami) i piaskowcami drobnoziarnistymi są dobrze obtoczone;
- najłatwiej i najszybciej wietrzeją łupki fliszowe (łupki ilaste), stosunkowo łatwo wietrzeją wapienie, najodporniejsze są kwarcyty (radiolaryty);
- piaskowce fliszowe, niekiedy zlepieńcowate, słabo spoiste podczas wietrzenia i transportu ulegają rozsypaniu i rozpadowi nie dając otoczaków.



Ryc. 6.10. Trójkąt do określania rodzaju gruntów grubookruchowych ze względu na uziarnienie wg PN-86/B-02480

K – grunty kamieniste, D – grunty drobnoziarniste (spoiste i niespoiste), Ż – żwir, P_o – pospółka (Ż i P_o – grunty gruboziarniste) – jeśli zawartość frakcji iłowej zredukowanej wynosi >2%, to do nazwy gruntów grubookruchowych (kamienistych i gruboziarnistych) dodaje się określenie „gliniasty" (Pisarczyk, 2014)

Na środkowym i dolnym odcinku rzek miąższości aluwiów są już znaczne, nawet do kilkudziesięciu metrów. Najkorzystniejsze charakterystyki wykazują piaski i żwiry tarasów akumulacyjno-nadzalewowych. Przy ustalaniu głębokości posadowienia fundamentów można wykorzystać fakt, że w tarasach rzek średnica ziarn maleje ku górze, a zatem im głębiej tym korzystniejsze są warunki wytrzymałościowe.

Znacznie gorsze parametry wykazują grunty występujące na tarasach zalewowych, deltach i stożkach napływowych (w dolnych partiach rzek).

Formami akumulacji eolicznej są wydmy i pola piasków przewianych, które są zbudowane z piasków drobnych i średnich, w których przeważają ziarna kwarcu (90–99%). Wydmy powstały po ostatnim zlodowaceniu, tworzyły je wiatry zachodnie. Charakterystyczną cechą piasków wydmowych jest zawartość frakcji 0,25–0,50 mm i 0,10–0,25 mm, które stanowią nieraz 100% całej masy. Ziarna tych piasków są dobrze obtoczone, często matowe, o stosunkowo małym zagęszczeniu (I_D = 0,15–0,60). Wskaźnik różnoziarnistości zawiera się w granicach 2–3, a współczynnik wystortowania dochodzi do 2. Zmienne, małe zagęszczenie oraz znaczne (do 2 m) podniesienie kapilarne i podatność na rozmywanie sprawiają, że piaski wydmowe w większości przypadków uznaje się za podłoże niekorzystne lub wymagające odpowiedniej stabilizacji.

Grunty sypkie pochodzenia morskiego jako podłoże można ograniczyć do piasków plażowych o szerokości (dla średniego poziomu morza) rzędu 10–20 m i miąższości 1,0–1,5 m. Wykazują one dość zmienne zagęszczenie oraz w miarę dobre wysortowanie. Tego rodzaju piaski uznaje się jako dobre podłoże budowlane dla budownictwa morskiego.

W podsumowaniu geologiczno-inżynierskich charakterystyk typowych gruntów naturalnych (spoistych i sypkich) występujących na obszarze Polski trzeba wyraźnie podkreślić, że wymagania nowych europejskich norm (PN-EN-1997-1 i 2: 2009) powodują konieczność przeprowadzania ilościowych badań właściwości gruntów zarówno laboratoryjnych, jak i polowych. Przedstawione w tabelach charakterystyki gruntów ustalono przede wszystkim w badaniach laboratoryjnych. Obecnie w wielu przypadkach do projektowania żąda się wyników badań polowych, podczas których uzyskuje się stały zapis profilu geologicznego oraz parametry gruntów wyznaczone w naturalnych warunkach ich występowania.

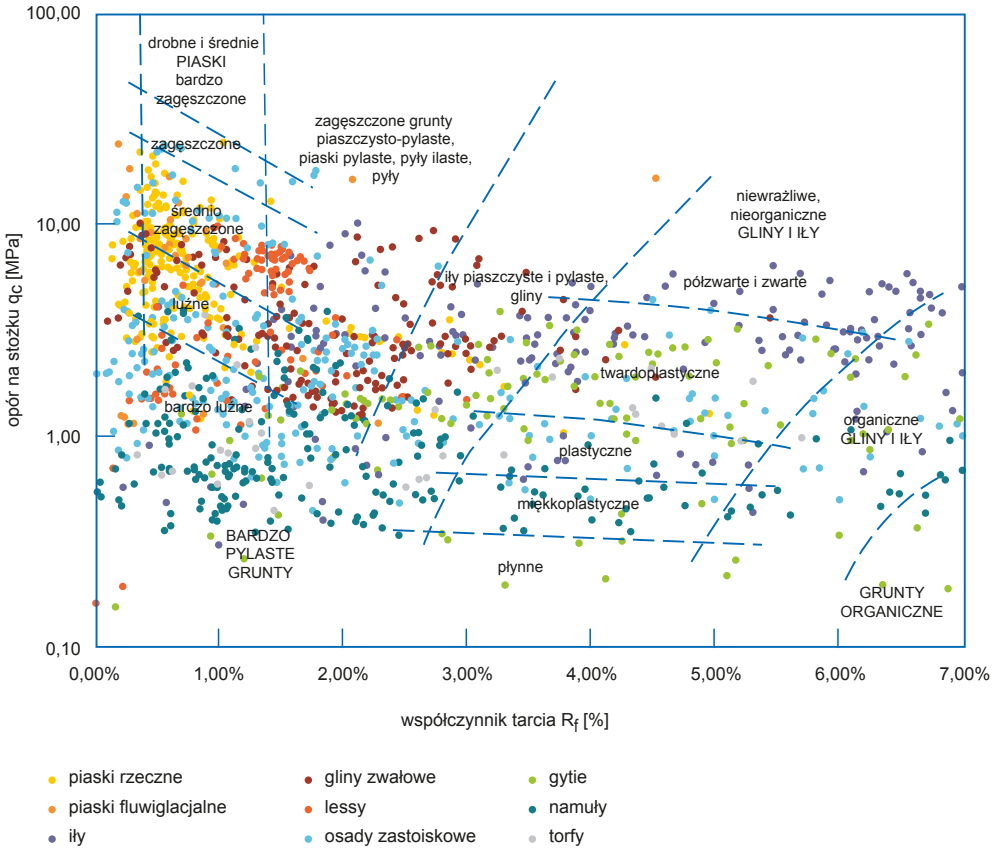
Aktualnie są stosowane dość powszechnie nowe typy sond wciskanych statycznie z piezostożkami (CPT, CPTU, SCPTU), dylatometr Marchettiego (DMT), sondy obrotowe (FVT) oraz różnego rodzaju sondy dynamiczne. Trwają badania nad weryfikacją uzyskiwanych wyników powyższymi urządzeniami w polskich warunkach oraz nad ustaleniem korelacji w ujęciu genetycznym i regionalnym.

Wysokiński i in. (2008) ukończyli pracę pt. *Zależności regionalne parametrów geotechnicznych podłoża na podstawie sondowań CPTU i DMT*, w której zostały przestawione wyniki dla następujących typów litologicznych gruntów:

- utwory rzeczne facji korytowej – piaski rzeczne;
- utwory fluwioglacjalne – piaski wodnolodowcowe;
- iły neogeńskie;
- gliny zwałowe zlodowacenia środkowopolskiego;
- utwory eoliczne – lessy;
- utwory zastoiskowe, pylaste – piaski pylaste oraz gliny pylaste i pyły;
- utwory organiczne rozdzielone na gytie, namuły, torfy.

Całość wyników CPTU przedstawiono na nomogramie Schmertmanna (ryc. 6.11) w układzie opór na stożku (q_c) – współczynnik tarcia (R_f) (opór stożka/opór pobocznicy). Praktycznym wnioskiem wypływającym z tych badań jest to, że grunty organiczne układają się poniżej linii wyznaczonej przez q_c= 1,0–1,5 MPa i że jest to granica występowania gruntów słabych, przeznaczonych do wymiany lub wzmocnienia. Wyniki oporu na stożku q_c zweryfikowano z zależnościami parametrów stanu (I_D – stopień zagęszczenia, I_K – stopień konsystencji[12]) wg PN-81/B-03020 w postaci funkcji I_K, I_D = f log(q_c) (ryc. 6.12).

[12] I_K – stopień konsystencji, I_L – stopień plastyczności, $I_K = 1 - I_L$, $I_L = 1 - I_K$ jeśli $I_L > 0$, to $I_K < 1$.



Ryc. 6.11. Wyniki badań polowych CPTU dla różnych typów genetycznych gruntów na tle nomogramu Schmertmanna (Projekt 4T07E04730 – Wysokiński i in., 2008)

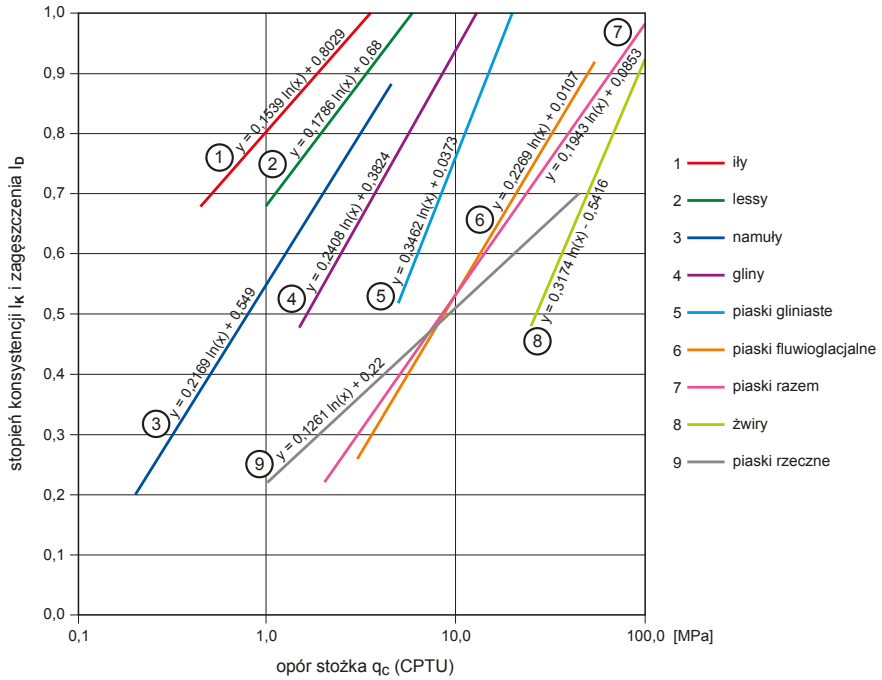
Następnie przeprowadzono korelację i kalibrację pomierzonych wartości dla sondy CPTU i DMT oraz odniesiono je do rzeczywistych osiadań obiektów, a wynikiem tych analiz jest opracowany nomogram na tle wykresu klasyfikacyjnego Schmertmanna w postaci zależności q_c, R_f i E_D (moduł dylatometryczny) (ryc. 6.13).

Ponadto w zakresie małych odkształceń Godlewski i Szczepański (2015; uzupełniony Godlewski, 2015) opublikowali zależności funkcyjne $G_{DMT}/G_0 = f(K_D)$ dla różnych genetycznie gruntów (ryc. 6.14).

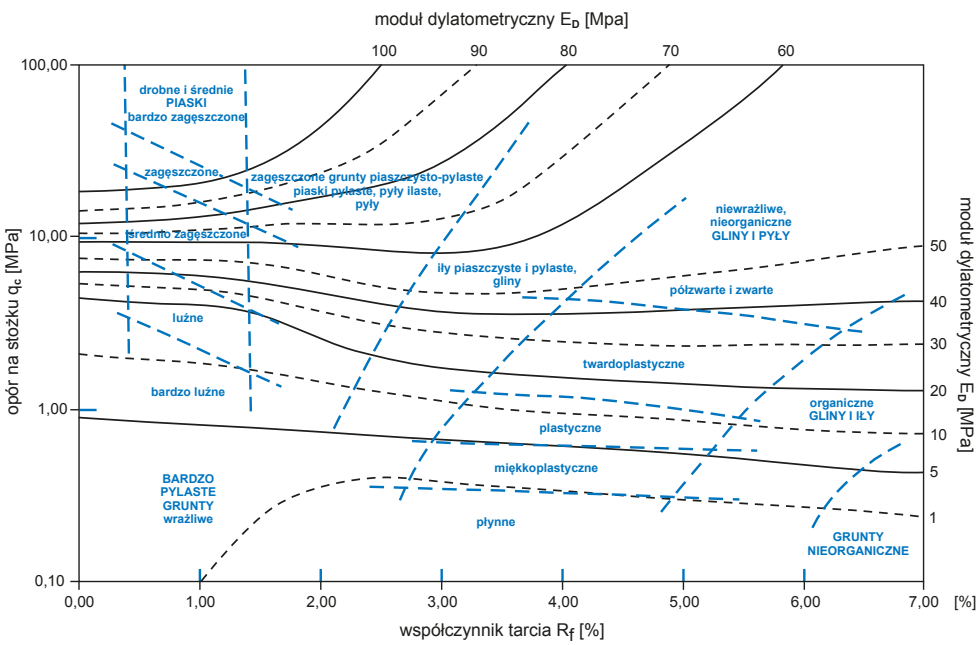
Dla gruntów występujących na terenie Warszawy wyniki badań CPTU uzyskane w Uniwersytecie Warszawskim przedstawiono na rycinie 6.15.

6.3.3. Grunty zwietrzelinowe

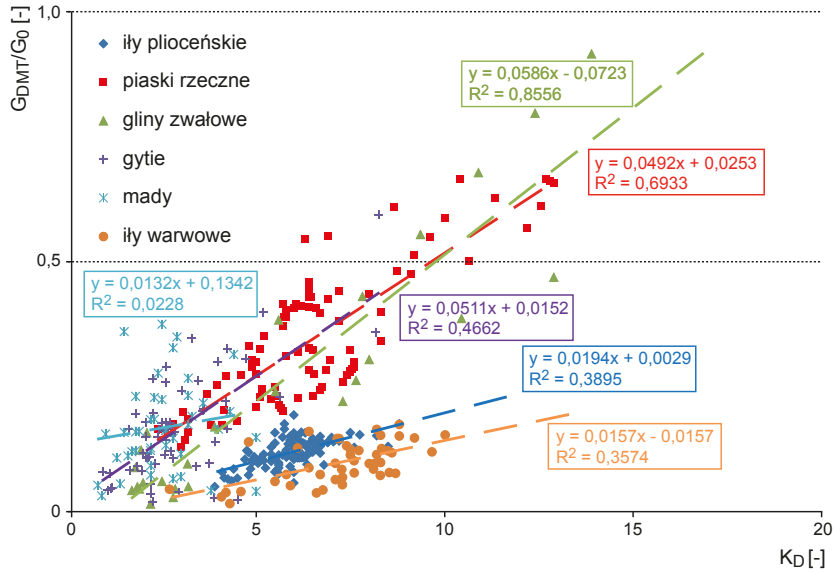
Przy posadawianiu obiektów budowlanych mamy do czynienia z gruntami/skałami w mniejszym lub większym stopniu zwietrzałymi. Dla problematyki geologiczno-inżynierskiej kluczowe znaczenie mają procesy niszczące, czyli wietrzeniowe, które trwają od dawna – od momentu powstania skał. W czasie tak długiego okresu powstały i w dalszym ciągu tworzą się ze skał grunty zwietrzelinowe, które w swojej historii ulegają coraz dalszym przemianom. Połączone niszczące



Ryc. 6.12. Nomogram do ustalenia stanu gruntu na podstawie oporu stożka (CPTU) (Projekt 4T07E047 30 – Wysokiński i in., 2008; wzory matematyczne wg K. Kiełbasińskiego)



Ryc. 6.13. Nomogram do wyznaczania modułów odkształcenia wg sondowań statycznych (CPTU) (Projekt 4T07E04730 – Wysokiński i in., 2008)



Ryc. 6.14. Zależność funkcji $G_{DMT}/G_o = f(K_D)$ dla genetycznie różnych gruntów (Godlewski, Szczepański, 2015; uzupełniony Godlewski, 2015)

działanie fizyczne i chemiczne oraz niekiedy organizmów odbywa się w strefie wietrzenia, czyli głównie na powierzchni ziemi oraz w cienkiej warstwie (do 20 m). W wyniku wietrzenia część składu mineralnego skały zostaje odprowadzona poza macierzystą skałę, pozostała część na miejscu wzbogacona jest w określone składniki, głównie: minerały ilaste, kwarc, muskowit i wodorotlenki żelaza. Powstają ciągłe pokrywy zwietrzelinowe. Występują one przede wszystkim na obszarach górskich, powszechnie w Polsce – w Górach Świętokrzyskich, Karpatach, Sudetach, na wyżynach: Śląsko-Krakowsko-Częstochowskiej i Lubelskiej. W strefach odsłoniętych masywów skalnych produkty wietrzenia fizycznego spotykamy w postaci pojedynczych bloków, głazów, gruzu o różnej wielkości. Powstałe odłamki skał staczają się po zboczach i są porywane przez potoki, często przebywają długą drogę, następuje ich rozdrobnienie i zaokrąglenie (tab. 6.9).

Przykładami niszczenia fizycznego są występujące w Górach Świętokrzyskich gołoborza, podobne formy spotykamy w Sudetach i Tatrach, gdzie są częściowo porośnięte lasami, w Karpatach natomiast bloki skalne są przeważnie pokryte glinami zwietrzelinowymi. Bloki i gruz stanowią właściwe stadium przejściowe od skały macierzystej (nienaruszonej) do gruntu (nieskalistego).

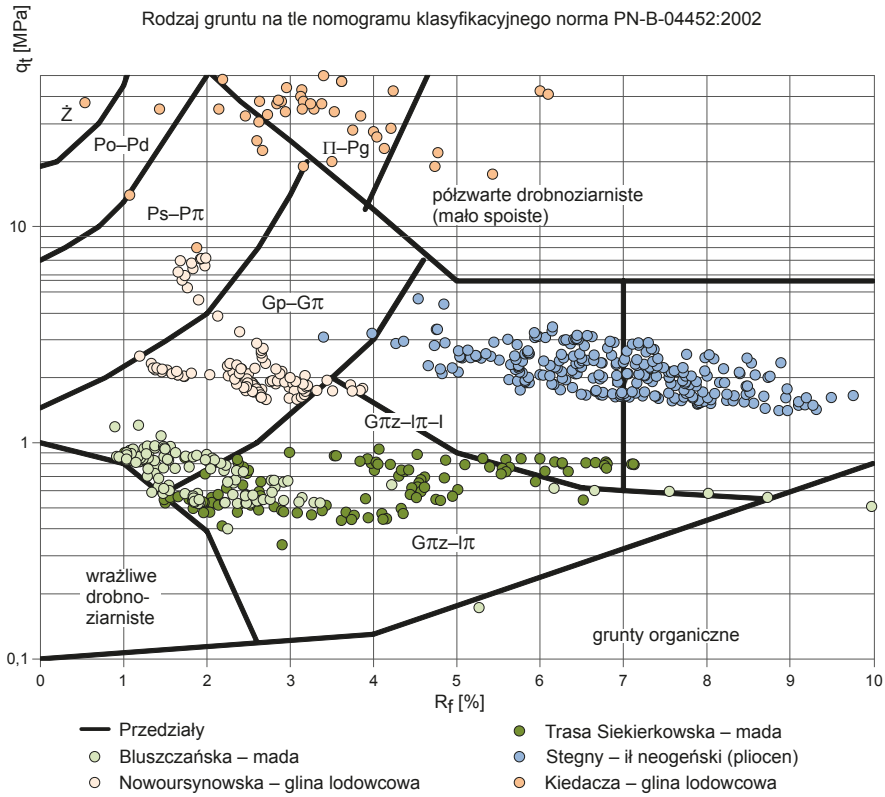
Ocena geologiczno-inżynierska zwietrzelin jest niezwykle trudna z uwagi na ich wybitną niejednorodność, a tym samym bardzo dużą zmienność właściwości fizyczno-mechanicznych. Trzeba wyraźnie wydzielić:

- zwietrzeliny skał,
- zwietrzeliny gruntów spoistych.

Zwietrzeliny skał wg PN-86/B-02480 są zaliczane do gruntów budowlanych nieskalistych – kamienistych. Z kolei grunty kamieniste (frakcje kamieniste f_k, d > 40 mm) są podzielone wg schematu (f'_i – zredukowana zawartość frakcji iłowej):

- zwietrzelina KW, $f'_i \leq 2\%$
- zwietrzelina – gliniasta KWg, $f'_i > 2\%$

} grunty występują w miejscu wietrzenia skały w stanie nienaruszonym



Ryc. 6.15. Wyniki badań sondownia CPTU na tle nomogramu PN-B-04452 (Kaczyński i in., 2012)

Tabela 6.9. Powstawanie frakcji uziarnienia gruntów wg Wiłuna (1987)

Produkty			Nazwa frakcji i wymiary ziarn
wietrzenia fizycznego	wietrzenia chemicznego	rozdrobienia mechanicznego skały pierwotnej podczas transportu	
bloki kamienne i głazy ostrokrawędziowe skały pierwotnej	–	głazy obtoczone i otoczaki	kamienista >40 mm
okruchy ostrokrawędziste skały pierwotnej	niezwietrzane okruchy ostrokrawędziste skały pierwotnej	okruchy obtoczone	żwirowa 40–2 mm
ziarna ostrokrawędziste	odporne na wietrzenie kryształy skały pierwotnej	ziarna obtoczone	piaskowa 2–0,05 mm
–	drobne kryształy skały pierwotnej	mączka skalna powstała podczas obtaczania ww. okruchów	pyłowa 0,05–0,002mm
–	minerały iłowe	b. drobne cząstki mączki skalnej	iłowa <0,002 mm

• rumosz	KR,	$f'_i \leq 2\%$	grunty występują poza miejscem wietrzenia skały pierwotnej, lecz nie podlegały procesom transportu i osadzaniu w wodzie
• rumosz – gliniasty	KRg,	$f'_i > 2\%$	
• otoczaki	KO	–	grunty osadzone w wodzie

W zasadzie, w profilu syntetycznym wietrzenia skał wyróżnią się sześć stref wietrzenia (rozdz. 5.5), ale ustalenie geologiczno-inżynierskich charakterystyk możliwe jest dla gruntów zwietrzelinowych strefy VI i niekiedy strefy V. W tych strefach przeprowadza się badania geotechniczne jak dla gruntów nieskalistych rodzimych. Natomiast grunty/skały stref I–IV mogą być scharakteryzowane jedynie metodami geomechanicznymi (geofizycznymi). O odkształcalności skał w profilu wietrzeniowym decydują przede wszystkim: materiał wypełniający spękania i szczeliny, stopień zwietrzenia, wytrzymałość pierwotnej skały, zawodnienie.

Oprócz zwietrzelin *in situ* spotyka się zwietrzeliny zboczowe, które charakteryzują się zaburzeniami wywołanymi ruchem materiału na zboczach. Jeżeli chociażby w jednej ze stref wystąpią zjawiska świadczące o grawitacyjnym przemieszczeniu się materiału, to należy wówczas zaliczyć rozpatrywane grunty zwietrzelinowe do zwietrzelin zboczowych (Drągowski, 1981).

W profilach zwietrzelin zboczowych obserwuje się redukcję liczby stref, przede wszystkim strefy przypowierzchniowe są mniej liczne, często brakuje stref VI i V.

Roguski (2014) przedstawia geologiczno-inżynierską ocenę zwietrzelin gliniastych występujących w południowej Polsce, dotyczy ona zwietrzelin gliniastych i gliniasto-gruzowych powstałych na wapieniach Wyżyny Śląsko-Krakowskiej i piaskowcach kredowych Karpat fliszowych, przy czym obejmuje ona jedynie grunty zwietrzelinowe strefy VI i V. Dla nich wskaźnikowe parametry przedstawiają się następująco:

- skład granulometryczny f'_i = 13–32%, f'_π = 26–76%, f'_p = 9–61% (głównie: KW_g, KR_g, KW);
- wilgotność naturalna w_n = 6–48%, średnio 18%;
- granica płynności w_L = 20–70%, średnio 31%;
- granica plastyczności w_p = 6,7–36,7%;
- stopień plastyczności I_L = – 0,26 do 0,92; średnio 0,09 (stan twardoplastyczny);
- opór na stożku (CPTU) q_c = 0,46–22 MPa (0,46 MPa dla VI i 22 MPa dla V);
- wytrzymałość na ścinanie (metodą FVT) c_u = 47–426 kPa.

Przy powyższych zawartościach poszczególnych frakcji (f'_i, f'_π, f'_p) analizowane grunty zwietrzelinowe były wykształcone jako: iły, gliny pylaste zwięzłe, gliny piaszczyste i piaski gliniaste.

Oczywiście wraz ze zwiększeniem stopnia wietrzenia w profilu pionowym maleje (nieraz prawie do zera) wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie i na ścinanie, natomiast wzrastają porowatość, przepuszczalność oraz odkształcalność.

Wyniki badań polowych (Jaremski, 1990) prowadzonych na zwietrzelinach margli (kredy opolskiej), wykształconych w postaci bloczków i okruchów skalnych o zwietrzałych powierzchniach zmieszanych bezładnie z frakcją pylasto-ilastą do 15%, wskazują na następujące parametry: wytrzymałości na ścinanie Φ >29°, c >3,1 kPa (metoda pryzmy) oraz E = 54 MPa (obciążenie płytą) i E_M = 14–35 MPa (presjometr).

Największe trudności z uwagi na specyficzne wykształcenie litologiczne spotykamy ustalając charakterystyki geologiczno-inżynierskie dla gruntów zwietrzelinowych polskich Karpat fliszowych (rozdz. 7.2.5).

W kierunku skały niezwietrzanej strefy IV–I są coraz bardziej nośne i mniej odkształcalne. Ustalenie dokładnych parametrów fizyczno-mechanicznych wymaga już poważnych badań polowych, najlepiej próbnych obciążeń. W przypadku zwietrzelin badania laboratoryjne na „dużych próbkach" są prawie niemożliwe.

Dość często spotykamy dobrze wykształcone profile zwietrzelinowe w gruntach spoistych, przede wszystkim przekonsolidowanych, dotyczy to iłów neogeńskich, glin lodowcowych i w niektórych przypadkach fliszu karpackiego. W tych profilach wyróżnia się ogólnie cztery strefy zwietrzelinowe (rozdz. 5.5).

Strefa IV – bardzo zwietrzałe grunty, charakteryzujące się zupełną utratą pierwotnej postaci gruntów podłoża. Nie obserwuje się typowej laminacji czy warstwowania, zniszczone są właściwości anizotropowe. Występuje wyraźna zmiana barwy gruntu, a w stropie warstwy obserwuje się odwapnienie. Wyraźnie zaznaczają się procesy glebowe.

Strefa III – umiarkowanie zwietrzałe grunty. Są one mocno spękane. Poszczególne fragmenty – okruchy zachowują swoje pierwotne cechy. W strefach spękań grunty całkowicie zmienione. W iłach wyraźnie zorientowane rozwarstwienia. Wyraźne zmniejszenie zawartości $CaCO_3$.

Strefa II – mało zwietrzałe grunty. Zachowują cechy pierwotnego gruntu. Są spękane, procesy wietrzeniowe rozwinięte na powierzchniach nieciągłości lub osłabień.

Strefa I – niezwietrzałe grunty.

Najbardziej zwietrzałymi gruntami są iły i gliny strefy IV, a niezwietrzałymi strefy I. Charakterystyki geologiczno-inżynierskie zwietrzałych iłów mioceńskich i plioceńskich w zależności od strefy występowania zostały przedstawione w tabeli 6.3 obok iłów niezwietrzanych.

Na rycinie 6.16 przedstawiono parametry fizyczno-mechaniczne glin lodowcowych, a właściwie ich zmiany – w zależności od strefy (a) i głębokości (b).

Na wykresach c i d (ryc. 6.16) wyraźnie widać różnicę zawartości poszczególnych frakcji i zmianę położenia na wykresie wskaźnika plastyczności w funkcji granicy płynności w zależności od numeru strefy (I–IV). Miąższość zwietrzelin (IV–II) najczęściej wynosi do 2–3 m, maksymalnie dochodzi do 5–10 m, wyjątkowo do 20 m, w profilu wietrzeniowym w stosunku do macierzystego podłoża obserwuje się:

- zmniejszenie zawartości węglanu wapnia,
- wzrost zawartości frakcji iłowej i wartości granicy płynności,
- zmniejszenie wytrzymałości na ścinanie do 80%,
- zmniejszenie gęstości objętościowej do 30%.

6.3.4. Grunty antropogeniczne

W literaturze geologiczno-inżynierskiej i geotechnicznej gruntami antropogenicznymi są nazywane grunty powstałe w wyniku działalności gospodarczej i bytowej człowieka, przy czym są do nich zaliczane również grunty naturalne urobione, przemieszczone oraz ponownie ulokowane w środowisku gruntowym. Polska norma budowlana (PN-86/B-02480) definiuje grunt antropogeniczny jako grunt nasypowy utworzony z produktów gospodarczej lub przemysłowej działalności człowieka (odpady komunalne, pyły dymnicowe, odpady poflotacyjne itp.), znajdujący się w wysypiskach, zwałowiskach, budowlach ziemnych itp. Grunty te wymagają w każdym przypadku indywidualnej oceny ich budowlanej przydatności, w tym również oceny trwałości struktury, uwzględniającej np.: wpływ zachodzących procesów chemicznych i dalej grunty nasypowe dzieli się na nasypy niebudowlane i nasypy budowlane. Nasyp budowlany to grunt którego rodzaj i stan odpowiadają wymaganiom budowli ziemnych lub podłoża pod obiekty budowlane. Nasyp niebudowlany to grunt, który nie odpowiada wymaganiom budowlanym.

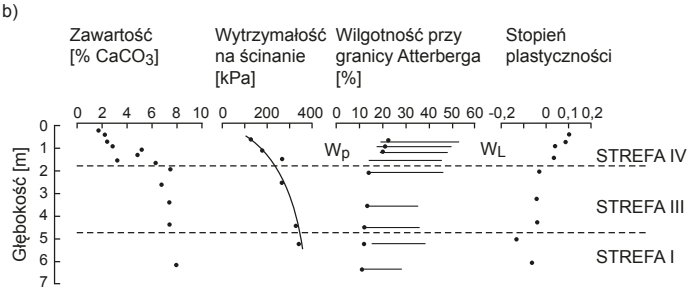
Drągowski w latach 1979 i 2010 przedstawił klasyfikację gruntów antropogenicznych, w której wyróżnia trzy grupy:

I. Grunty powstałe w wyniku niszczenia pierwotnej struktury skał (gruntów), ich przemieszczenia, powtórnego zdeponowania bez istotnej zmiany wyjściowego składu mineralnego, a w przypadku gruntów sypkich – uziarnienia. Należą do tej grupy m.in. grunty zwałowisk zewnętrznych i wewnętrznych kopalń odkrywkowych, hałd górniczych, nasypów.

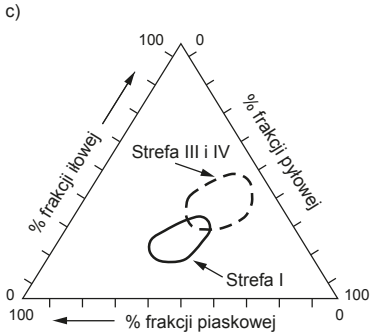
a)

Właściwości glin z Northumberland		Strefy wietrzenia		Gliny zwałowe zlodowacenia Wisły. Polska północna	
		I	III i IV	zakres	wartość średnia
Gęstość objętościowa	g/cm3	2,15–2,30	1,9–2,2	1,78–2,08	1,9
Wilgotność naturalna	%	10–15	12–25	11–28	16
Granica płynności	%	25–40	35–60	14–47	26
Granica plastyczności	%	12–20	15–25	10–21	14
Wskaźnik plastyczności	%	0–20	15–40	3–19	12
Stopień plastyczności	–	-0,20 do - 0,05	III – 0,15 do + 0,05 III 0 do + 0,30	-0,13 do 0,51	0,16
Zawartość frakcji	% iłowej	20–35	30–50	8–45	25
	% pyłowej	30–40	30–50	10–70	22
	% piaskowej	30–50	10–25	2–78	45
Aktywność (średnia)		0,64	0,68	0,50–0,85	0,57
c spójność	kN/m2	0–15	0–25	2–44	23
Φ' kąt tarcia wewnętrznego	°	32–37	27–35	11–29	18
Φ kąt tarcia wewnętrznego	°	30–32	15–32	10–20	–

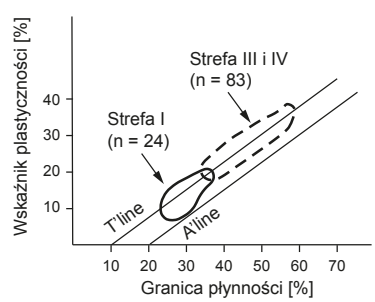
b)



c)



d)



Ryc. 6.16. Właściwości fizyczno-mechaniczne w profilu glin zwałowych (Eyles, Sladen, 1981)

a) tabela właściwości – dla porównania podano parametry glin zwałowych zlodowacenia wisły z północnej Polski (Kaczyński, Trzciński, 1992); b) zmiana parametrów z głębokością, c) rozkład zawartości poszczególnych frakcji w strefach wietrzeniowych, d) zależności Casagrande'a

II. Grunty powstałe jako odpady stałe technologiczne w produkcji przemysłowej. Grupa tych gruntów jest silnie zróżnicowana pod względem właściwości i oddziaływania na środowisko. Znajdują się w niej odpady masowe, takie jak: popioły z elektrowni wielkich mocy, osady poflotacyjne, ale i specyficzne, występujące w niewielkich ilościach, bardzo często toksyczne, w tym szczególnie niebezpieczne (I–II kategorii wg Rozporządzenia RM z dnia 19.10.1995 r., Ustawa z dnia 14.12.2012 r.).

III. Grunty stanowiące odpady bytowe, rolnicze, budowlane. Do tej grupy należy zaliczyć materiały wysypisk komunalnych, w przewadze organiczne, osady z oczyszczalni ścieków, grunty zwałowisk budowlanych.

Odmienny rodzaj gruntu antropogenicznego stanowią składowane w obrębie zwałowisk kopalnianych tzw. kompozyty antropogeniczne – mieszaniny utworzone z gruntów nadkładowych i odpadów przemysłowych (np.: z popiołami i żużlami powstałymi ze spalania węgla kamiennego).

Z uwagi na warunki składowania w obrębie tych trzech grup wyróżnia się:

- zwały – grunty powstałe w wyniku mechanicznego lub pneumatycznego transportu i składowania (składowiska – zwałowiska – hałdy, nasypy),
- osady – grunty powstałe w wyniku transportu hydraulicznego lub mieszanego (mechanicznego i hydraulicznego) deponowane w środowisku wodnym (składowiska mokre, stawy osadowe).

Analizując atlasy geologiczno-inżynierskie wykonane dla dużych miast Polski, stwierdza się, że grunty antropogeniczne stanowią przypowierzchniowe warstwy o miąższości dochodzącej do kilku, a nawet kilkunastu, metrów, a w przypadku zwałowisk kopalnianych kilkudziesięciu metrów. Drągowski podaje, że wg danych statystycznych za rok 1995 w Polsce funkcjonuje ok. 800 składowisk komunalnych. Według GUS na składowiskach nierekultywowanych w 1995 r. znajdowało się 1900 mln ton odpadów zajmujących powierzchnię ok. 12 tys. ha.

Duża część odpadów poprzemysłowych z górnictwa, hutnictwa i energetyki jest coraz częściej wykorzystywana w gospodarce, np. do produkcji kruszywa, cementu, betonu, podsadzek w kopalniach itp. Szacuje się (www. surowce-naturalne.pl), że rocznie w Polsce produkowane jest 85,6 mln ton popiołów i żużli powstających na uboczu przemysłu hutniczo-energetycznego, z tego ok. 7–10 mln ton wytwarza się kruszywa drogowego, odpady z działalności wydobywczej (skały węglanowe, dolomity, skały płonne) stanowią ok. 30 mln ton rocznej produkcji. Według szacunkowych ocen na składowiskach na obszarze naszego kraju znajduje się ok. 1,5 miliarda ton odpadów pochodzących z eksploatacji ok. 30 surowców mineralnych, co w przybliżeniu odpowiada blisko 3-letniemu wydobyciu wszystkich kopalin w Polsce (Uberman Ry, Uberman Ro, 2007). Trudno o dane ścisłe, całościowe dotyczące bilansu gruntów odpadowych. Szacunkowo, dane wg GUS z 2011 r. (Zabielska-Adamska, 2012) przedstawiają się następująco:

- 537,8 mln ton stanowią odpady kopalniane powstałe przy oczyszczaniu kopalin,
- 610,4 mln ton stanowią odpady z flotacyjnego wzbogacania rud,
- 289,7 mln ton stanowią odpady energetyczne (popioły i żużle ze spalania węgla kamiennego i brunatnego),
- 51,0 mln ton stanowią odpady z wydobycia kopalin innych niż rudy metali,
- 4,6 mln ton stanowią odpady hutnicze.

O skali istniejących gruntów antropogenicznych w Polsce niech świadczą dane dotyczące Górnego Śląska, gdzie w ciągu ok. 200 lat nagromadzono blisko 2 miliardy ton odpadów. Każdego roku 40% wszystkich odpadów powstaje w województwie śląskim. Głównym producentem odpadów są kopalnie węgla kamiennego (~80%), następnie elektrownie, huty żelaza i stali oraz zakłady metalurgiczne (geosilesia.us.edu.pl).

Do bardzo typowych powszechnie występujących gruntów antropogenicznych w zależności od grupy można zaliczyć:

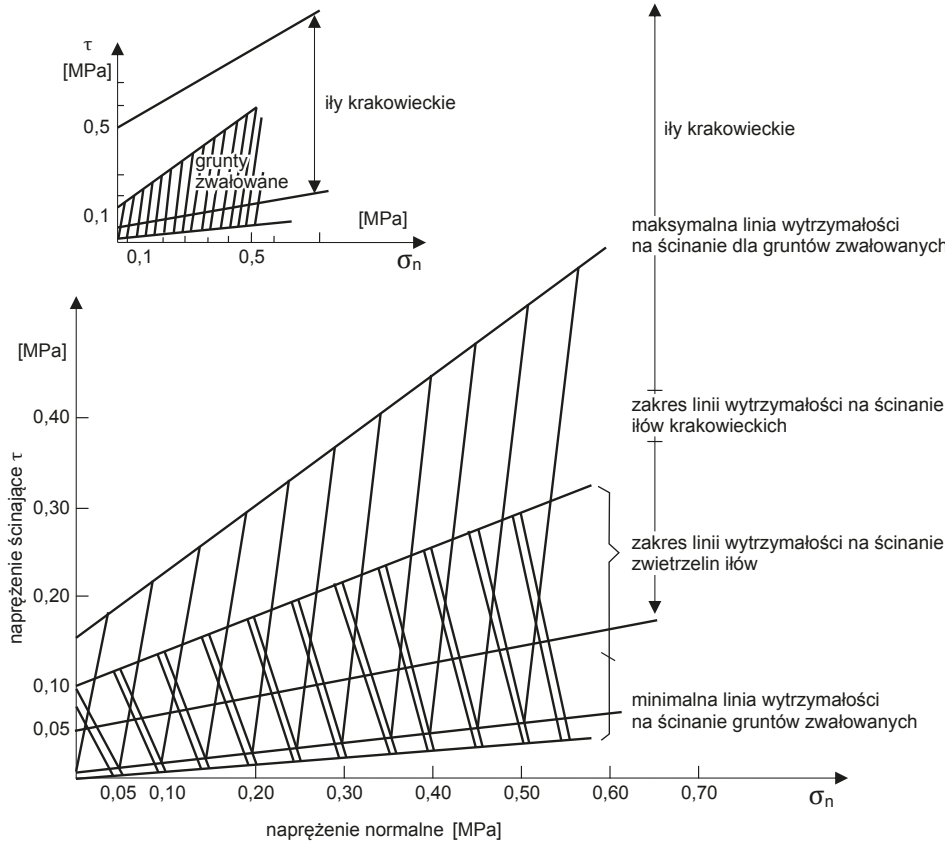
- grunty zwałowane (grupa I),
- odpady poflotacyjne (grupa II),
- odpady komunalne (grupa III).

Grunty zwałowane (nie zwałowe) stanowią przeważnie grunty nadkładu, których właściwości kształtują się podczas urabiania (odspojenia od calizny), transportu (na taśmociągach) zwałowania i zagęszczania. Powstaje odrębny (zupełnie inny względem masywu naturalnego) ośrodek gruntowy, wybitnie niejednorodny o niestabilnej strukturze i szczególnie podatny na oddziaływanie zewnętrzne. Strukturę gruntów zwałowanych Dmitruk (1965) nazywa dwustopniową – piętrową, a sam grunt ośrodkiem drugiego rodzaju. Stopień pierwszy stanowi struktura wewnętrzna poszczególnych otoczaków czy brył, generalnie zmienionych mało. Poszczególne otoczaki o różnych wymiarach tworzą z kolei stopień drugi. Często drobny materiał ilasty wypełnia przestrzenie pomiędzy otoczakami (bryłami). Spoiste grunty zwałowane poza ulokowaniem ich na składowiskach zewnętrznych czy wewnętrznych (kopalń odkrywkowych) są stosowane jako materiały do wykonywania budowli ziemnych, takich jak: nasypy drogowe, obwałowania osadników, zapory ziemne, wały przeciwpowodziowe itp. Właściwości fizyczne i mechaniczne gruntów zwałowanych zawierają się w przedziale wartości charakterystycznych z jednej strony dla mało zmienionych gruntów w stanie naturalnym oraz z drugiej strony dla gruntów o całkowicie zmienionej strukturze i stanie, często o wytrzymałości zbliżonej do minimalnej wytrzymałości zwietrzelin (ryc. 6.17). Grunty zwałowane w stosunku do gruntów *in situ* wykazują wyraźnie niższe wytrzymałości na ścinanie i zdecydowanie wyższą odkształcalność. Cechą charakterystyczną tych gruntów są wysokie wartości osiadania zapadowego. Woźniak (2009) dla gruntów zwałowanych zbudowanych z iłów mioceńskich (Machów), plioceńskich i glin zwałowych (Bełchatów) podaje wskaźnik osiadania zapadowego i_{mp} w przedziale 0,023–0,195. Warto zaznaczyć, że w szerokim zakresie naprężeń obwiednia wytrzymałości na ścinanie jest krzywoliniowa (aproksymacja funkcją potęgową), kąt tarcia wewnętrznego maleje ze wzrostem obciążenia. Wybitny wpływ na zachowanie się gruntów zwałowanych wywierają zmiany wilgotności i obciążenia.

Ocena wytrzymałościowo-odkształceniowa ośrodka gruntów zwałowanych, ze względu na losowy charakter zmian ich właściwości jest bardzo skomplikowana, najwłaściwszą drogą do rozwiązania tego problemu są badania polowe. Suchnicka (1990) proponuje drogę pośrednią, przez współczynniki redukcyjne – α_k:

- $\alpha_\gamma = 1/W_{zz}$ – opisujący rozluźnienie gruntu, W_{zz} – współczynnik rozluźnienia[13];
- α_r, α_Γ – opisujące zniszczenie struktury gruntu $\alpha_r = \tau_{r1}/\tau_f$, $\alpha_\Gamma = \tau_{r2}/\tau_f$, przy czym τ_f, τ_{r1}, τ_{r2} oznaczają wytrzymałość: standardową i resztkową τ_{r1} – wielokrotne ścinanie, τ_{r2} – przygotowana powierzchnia poślizgu;
- α_d – wpływ obciążenia dynamicznego $\alpha_d = 1$ dla $I_L \leq 0{,}25$; $\alpha_d = 0{,}5–1{,}0$ dla $0{,}25 < I_L \leq 0{,}75$; $\alpha_d = 0{,}0–0{,}5$ dla $I_L > 0{,}75$;
- α_w – wpływ zawilgocenia – spadek oporu na ścinanie o 50% lub więcej.

[13] w_{zz} – współczynnik rozluźnienia równa się ciężarowi objętościowemu gruntu w naturalnym złożu do ciężaru objętościowego gruntu w zwałowisku, np. dla gruntów zwałowanych z iłów krakowieckich zmienia się w czasie w granicach 1,1–1,5 (średnio 1,25), a α_γ wynosi 0,65–0,90 (średnio 0,78).



Ryc. 6.17. Zestawienie linii wytrzymałości na ścinanie dla iłów krakowieckich, ich zwietrzelin oraz gruntów zwałowanych

W efekcie znając współczynniki α_k można wyznaczyć w przybliżeniu zasadnicze parametry gruntu zwałowanego:

- ciężar objętościowy $\gamma_{zw} = \alpha_\gamma \cdot \gamma$,
- wytrzymałość na ścinanie:
  - kąt tarcia wewnętrznego dla gruntu sypkiego $tg\Phi_{zw} = \alpha_\gamma \cdot tg\Phi$,
  - kąt tarcia wewnętrznego dla gruntu spoistego $tg\Phi_{zw} = \alpha_r \cdot \alpha_d\, tg\Phi$,
- spójność gruntu $c_{zw} = \alpha_\gamma \cdot \alpha_r \cdot c$

Dla obliczeń statecznego zbocza w gruntach zwałowanych w ostatnich dwóch zależnościach należy zamiast α_r wstawić α_I.

Szacunkowe charakterystyki dla gruntów zwałowanych z iłów krakowieckich podane są w poniższym zestawieniu:

- zawartość frakcji iłowej 14–55%, pyłowej 50–50%;
- gęstość właściwa /objętościowa 2,64–2,81 / 1,51–2,09 Mg/m^3, porowatość 30–60%;
- wilgotność naturalna 13–43%, granice plastyczności 15–38%, płynności 22–63%, skurczu 10–18%;

- stopień plastyczności –0,50 do 0,60, stopień wilgotności 0,50–1,0, wskaźnik zagęszczenia K_d = 0,4–1,5;
- wytrzymałość na ścinanie 0,01–0,5 MPa, edometryczny moduł ściśliwości 5–30 MPa;
- kąt tarcia wewnętrznego 4–33, $\overline{21}$, spójność 0,001–0,150; $\overline{0{,}03}$ MPa;
- aktywność Skemptona 0,3–0,9, wilgotność tiksotropowa 50–11%, powierzchnia właściwa 50–360 m^2/g.

Woźniak (2009) na podstawie badań filtracji wody przez grunt zwałowany z iłów mioceńskich z Machowa przeprowadzonych w zależności od składu bryłowego (o średnicy d = 5–25 mm), przy obciążeniu 30–480 kPa i założeniu filtracji pionowej podaje następujące zakresy współczynników:

- konsolidacji c_v = 8,5–450 m^2/rok;
- ściśliwości objętościowej m_v = 0,14–3,57 MPa^{-1};
- filtracji $k_v = 4{,}4\times10^{-7}$–$5{,}0\times10^{-10}$ m/s.

Duża niejednorodność gruntów zwałowanych, długotrwały proces formowania właściwości, wpływ różnorodnych czynników na ich kształtowanie sprawia, że podane parametry należy traktować jako wskaźnikowe, a same grunty zwałowane na dzisiaj nie mogą być traktowane jako właściwe podłoże budowlane, tylko w wyjątkowych przypadkach, po przeprowadzeniu odpowiednich zabiegów wzmacniających można rozważyć posadowienie lekkich konstrukcji budowlanych.

Odpady poflotacyjne – odpady przemysłowe, które mogą być składowane w formie zwałowisk i hałd[14] lub namywane w stawach tworząc osady.

Wytwarzanie energii w elektrowniach i elektrociepłowniach opalanych węglem (kamiennym i brunatnym) jest przyczyną powstawania odpadów paleniskowych (popioły i żużle), które stanowią ok. 20% ogólnej liczby odpadów przemysłowych uciążliwych dla środowiska. Do roku 2010 na składowiskach znajdowało się ok. 400 mln ton odpadów paleniskowych.

Dla popiołów z kotłowni, żużli paleniskowych, odpadów chemicznych stosuje się coraz częściej transport wodny, za pomocą którego odpady składające się z rozdrobnionego materiału są deponowane hydraulicznie, wielokrotnie w bardzo luźnym stanie. Popioły i żużle powstają jako odpady w procesie spalania głównie węgli kamiennych i brunatnych i jako takie tworzą lekkie spieki skał macierzystych o złożonej – agregatowej i gąbczastej – pumeksowej budowie. Poszczególne ziarna mogą być monoskładnikowe lub stanowić zlepy okruchów różnego materiału – nie spalone okruchy węgla, skał płonnych z otoczenia złoża, bezpostaciowe substancje węgliste, kwarc. Zlepy są słabo powiązane, co powoduje, że nawet przy niskich wartościach naprężeń występuje intensywne krusznie ziarn. Technologia składowanych hydraulicznie odpadów w postaci pulpy w zbiorniku (stawie) osadowym sprawia, że następuje segregacja ziarn i cząstek podczas sedymentacji. Grubszy materiał gromadzi się w pobliżu zrzutu pulpy, gdy drobniejszy jest transportowany na

[14] Termin „hałda" jest stosowany do odpadów powęglowych, zbudowanych głównie z fragmentów skały płonnej (niepalnej) oraz łupków węglowych (palnych), mułowców, piaskowców, łupków ilastych. Skład granulometryczny wyraźnie zmienny – od frakcji kamienistych i żwirowych do frakcji piaskowo-ilastych powstałych w wyniku wietrzenia. Kopalnie węgla kamiennego wytwarzają odpady górnicze w ilości ok. 30% w stosunku do wielkości wydobycia węgla, stanowi to ok. 60% wszystkich odpadów przemysłowych wytwarzanych w woj. śląskim (Gabzdyl, Pozzi, 2001). Według Skarżyńskiej (1997) na Górnym Śląsku rezerwy odpadów węglowych szacowano na ok. 700 mln ton. Dla skały płonnej w Rybnickim Okręgu Węglowym Litwinowicz i Glinko (2000) podają następującą charakterystykę: zawartość frakcji kamienistej 28,5–63,0%; żwirowej 27,0–55,8%; piaskowej 2,0–9,1%; pyłowej 0,0–3,2%; iłowej 0–1% – grunty gruboziarniste (żwirowe), $C_u = d_{60}/d_{10} = 20$ – grunty różnoziarniste; skład litologiczny: łupki ilaste 41,2–52,6%, łupki piaszczyste 1,2–3,9%, piaskowce 5,1–11,7% przerosty węglowe 20,5–31,8%; zawartość części palnych 9,3–16,0%; maksymalna gęstość objętościowa szkieletu 2,01–2,12 Mg/m^3, wilgotność optymalna 8,8–12,5%; wytrzymałość na ścinanie (po odrzuceniu okruchów o średnicy > 40 mm), kąt tarcia wewnętrznego 23,8–28,5°; spójność 15,6–21,0 kPa; moduł odkształcenia powyżej 90 MPa przy wskaźniku zagęszczenia >0,90.

dalsze odległości i gromadzi się w otoczeniu studni przelewowej (ujęcia). Ten sposób sedymentacji namywanych odpadów decyduje o stateczności obwałowań stawów osadowych oraz o drogach filtracji. Często właśnie materiał osadzony w strefach zrzutu jest wykorzystywany do podwyższania obwałowań oraz do budowy nowych nasypów, jak również do wzmacniania naturalnych gruntów lub nawet jako dodatek do cementów czy betonów.

Istnieje kilka klasyfikacji popiołów i żużli pochodzących ze spalania węgli, przede wszystkim z uwagi na skład chemiczny i granulometryczny. Paprocki (1972) wydziela trzy rodzaje popiołów (podobny podział wg BN–79/6722–09):

- popioły glinowo-krzemianowe z przewagą krzemionki,
- popioły krzemianowo-glinowe z przewagą glinianów,
- popioły siarczanowo-wapniowe z przewagą związków wapnia.

W zależności od uziarnienia popioły klasyfikuje się na podstawie zawartości frakcji jako (Glazer, 1973):

- grube >0,075 mm (60–100%); 0,075–0,006 mm (0–20%); <0,006 mm (0–20%),
- średnie >0,075 mm (40–80%); 0,075–0,006 mm (20–40%); <0,006 mm (0–20%),
- drobne >0,075 mm (20–60%); 0,075–0,006 mm (40–80%); <0,006 mm (0–30%),
- lotne >0,075 mm (0–20%); 0,075–0,006 mm (60–100%); <0,006 mm (0–30%).

Popioły ze spalania węgla kamiennego z elektrowni w Polsce (Kozienice, Łaziska, Ostrołęka, Blachownia Śląska, Jaworzno, Skawina) charakteryzują się składem chemicznym glinowo-krzemianowym. Dominują: SiO_2, Fe_2O_3, CaO i nie spalony węgiel. Zawartość CaO decyduje o ich zdolności do wiązania wapna w spoiwa hydrauliczne – pucolanowość.

W popiołach ze strefy zrzutu dominują frakcje >0,075 mm powyżej 80% i 0,075–0,006 mm w granicach 0–60%, natomiast ze strefy ujęcia frakcja <0,006 mm do 30%, frakcja 0,075 – 0,006 w granicach 20–90% i >0,075 mm w granicach 10–70%.

Pozostałe charakterystyki fizyczno-mechaniczne przedstawiają się następująco (w zależności od strefy zrzutu – Z, i ujęcia – U)[15]:

- gęstość właściwa Z (1,85–2,75 Mg/m^3), U (0,85–1,25 Mg/m^3),
- naturalna gęstość objętościowa szkieletu gruntowego Z (0,65–0,95 Mg/m^3), U (0,50–0,70 Mg/m^3),
- maksymalna gęstość objętościowa szkieletu gruntowego Z (0,90–1,5 Mg/m^3), U (0,85–1,25 Mg/m^3),
- wilgotność naturalna Z (25–65%), U (30–100%),
- wilgotność optymalna Z (25–45%), U (35–55%),
- porowatość Z (55–70%), U (65–75%),
- kapilarność czynna Z (1 do >2 m), U (>2 m),
- współczynnik filtracji Z ($0{,}5\times10^{-6}$ do 1×10^{-4} m/s), U (5×10^{-7} do 1×10^{-5} m/s),
- kąt tarcia wewnętrznego w naprężeniach całkowitych/efektywnych Z + U (7–36°/28–43°),
- spójności całkowita/efektywna Z + U (10–100 kPa/5–50 kPa),
- edometryczny moduł ściśliwości Z + U (20–200 MPa, dla zakresu obciążeń do 300 MPa).

Namywane odpady w stawach osadowych charakteryzują się dużą zmiennością składu granulometrycznego i zróżnicowanym stopniem skonsolidowania, parametry wytrzymałościowo-

[15] Na podstawie przeprowadzonych badań w latach 1965–1989 w Zakładzie Badania Podłoża Budowlanego Uniwersytetu Warszawskiego kierowanym przez prof. Z. Glazera.

-odkształceniowe różnią się zarówno w profilu pionowym, jak i poziomym. Zwraca uwagę ich znaczna podatność na deformacje filtracyjne, które mogą być inicjowane już od spadków hydraulicznych w zależności od zagęszczenia i_{kr} >0,3, głównie ma miejsce erozja i upłynnienie. W przypadku popiołów często występuje erozja eoliczna (pylenie), dotyczy to tzw. popiołów kulistych o gęstości objętościowej 0,35–0,55 Mg/m^3.

Popioły i żużle ze spalania węgla brunatnego w głównej masie są gromadzone (przy elektrowniach) na nadpoziomowych składowiskach, gdzie są deponowane przeważnie metodą hydrauliczną. Mieszanina popiołu i wody w stosunku 1:10÷1:7, tzw. pulpa, podobnie jak w przypadku węgla kamiennego jest rozprowadzana na poszczególne kwatery na składowiskach rurociągami wzdłuż obwałowań.

W składzie chemicznym popiołów z Bełchatowa, Konina i Turowa dominują SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, a następnie MgO i CaO oraz SO_3, co wskazuje na występowanie wyróżnionych trzech rodzajów popiołów: siarczanowo-wapniowych, krzemianowo-glinowych i glinowo-krzemianowych. Skład mineralny budują głównie kwarc i skalenie (plagioklazy, mikroklin) oraz mullit, gelenit, getyt, krystobalit itp. Granulometrycznie są one niejednorodne, Łukasik (2007) stosując podział gruntów naturalnych wyróżnia w tzw. strefie kontrolowanej popioły A, B, C, D o zawartości frakcji charakterystycznych jak dla szeregu gruntów: piasek gruby (pospółka)–pył i dalej podaje następujące dane:

- średnie gęstości objętościowe szkieletu 0,33–1,18 Mg/m^3,
- gęstość właściwa (pozorna) 2,46–2,80 Mg/m^3,
- porowatość 47–93%,
- wilgotność 20–300%,
- zależność oporu stożka q_c w badaniu CPT i liczba uderzeń N_{10} sondy SD–10, $q_c = 0{,}806 + 0{,}184\ N_{10}$,
- wytrzymałość na ścinanie sondą PSO, $\tau_{max} = 46{,}605 \times (N_{10})^{0{,}621}$,
- kąt tarcia wewnętrznego Φ = 15–35°, spójność 13–40 kPa w zależności od wartości obciążeń (badania laboratoryjne),
- obniżenie zwierciadła wody w składowisku powoduje samozagęszczenie i cementację w zależności od zawartości CaO + MgO.

Procesy samozagęszczania i cementacji w osadach poflotacyjnych po spaleniu węgla brunatnego są wyraźnie intensywniejsze niż w popiołach po węglu kamiennym.

Do odpadów poflotacyjnych zaliczamy osady powstałe przy eksploatacji większości rud, np.: miedzi, siarki itp.

Odpady po eksploatacji miedzi[16] są deponowane w największym w Europie i jednym z największych na świecie składowisku – zbiorniku wodnym Żelazny Most. Na składowiska jest dostarczana pulpa – mieszanina, tzn. zmielona rudonośna skała (piaskowce, dolomity i łupki) po wypłukaniu miedzi, srebra, złota itp. z wodą, w ilości ok. 25–29 mln ton rocznie przy wydobyciu ok. 30 mln ton rudy miedzi. Granulacja odpadów poflotacyjnych odpowiada składowi piaskom pylastym o zawartości frakcji piaskowej 16–59%, pyłowej 29–70% i iłowej 2–12%.

Podstawowe parametry składowiska Żelazny Most wyglądają następująco:

- całkowita powierzchnia ok. 1400 ha,
- całkowita objętość (w roku 2011) ok. 500 mln m^3,
- pojemność rozwojowa (docelowa) ponad 1,1 mld m^3 odpadów,
- wysokość obwałowań ok. 55 m,
- długość obwałowań ok. 14 km.

[16] Na podstawie danych internetowych: www.wkd.com.pl, www.hydroprojekt.com.pl, www.min–pan.krakow.pl/pbs/spilm/prez/Wrzosek.pdf; Tschuschke, 2006.

Do projektowania podwyższenia zapór z odpadów poflotacyjnych w wielu badaniach przyjmuje się:

- efektywny kąt tarcia wewnętrznego $\Phi' = 34°$,
- efektywna spójność $c' = 0$,
- ciężar objętościowy w zakresie 17,0–20,5 kN/m^3.

Przewiduje się eksploatację rudy miedzi po roku 2016, wydobycie przedłuży się o 20–30 lat, i zejdzie poniżej 1200 m p.p.t. – będzie konieczne rozbudowanie zbiornika na osady poflotacyjne.

Należy podkreślić, że osady poflotacyjne charakteryzują się: dużą porowatością (często podwójną), niską gęstością, słabą–średnią przepuszczalnością, są bardzo podatne na deformacje filtracyjne, wykazują znaczną wysokość podciągania kapilarnego, stosunkowo korzystnymi parametrami wytrzymałościowo-odkształceniowymi.

Odpady komunalne[17] – skład jest bardzo niejednorodny, budują je materiały, które nie mogą być wykorzystane w inny sposób, są to różnego rodzaju śmieci i odpadki bytowo-gospodarcze: papier, metale, tekstylia, szkło, tworzywa sztuczne, odpady organiczne (pozostałość organiczna).

W latach 2004–2008 rocznie w Polsce wytwarzano odpadów komunalnych o masie 11,8–12,1 mln ton, tzn. że na jednego mieszkańca przypadło w tych latach 258 do 263 kg przy wzroście o 2,5% (internet www.wkd.com.pl). Do roku 2011 ilość powstałych odpadów utrzymywała się na poziomie ok. 12 mln ton rocznie. Według rocznika statystycznego z 1995 roku na składowiskach o powierzchni ok. 12 tys. ha znajdowało się 1900 mln ton, w bazie SIGOM było zarejestrowanych 390 składowisk (Drągowski, 1997). W rejonie Warszawy największe wysypisko Łubna znajduje się na terenie gminy Góra Kalwaria, na powierzchni 17 ha przyjmuje wszystkie rodzaje odpadów w ilości 2000 ton/dobę (Koda i in., 1997). Niektóre odpady komunalne są podobne do gruntów.

Typowe odpady komunalne zawierają cząstki, ziarna, fragmenty o wymiarach 0,001–300 mm. Pozostałe parametry szacunkowo przedstawiają się następująco:

- wilgotność w składowiskach 15–180%, w badaniach laboratoryjnych 32,7–60,0%;
- gęstość objętościowa świeżych odpadów 0,4–1,0 Mg/m^3, starych – 0,8–1,4 Mg/m^3,
- gęstość właściwa 1,7–2,5 Mg/m^3,
- maksymalna gęstość objętościowa w zależności od metody zagęszczania 0,93–1,35 Mg/m^3,
- maksymalna optymalna wilgotność w zależności od metody zagęszczania 23–35%,
- kąt tarcia wewnętrznego 0–42°,
- spójność 0–110 kPa,
- edometryczny moduł ściśliwości 350–1800 kPa, dla zakresu obciążeń 50–200 kPa,
- współczynnik filtracji 10^{-7}–10^{-4} m/s.

Parametry wytrzymałości na ścinanie określone ze wstecznej analizy stateczności osuwisk na składowiskach Radiowo i Łubna przedstawiają się następująco (Koda i in., 1997):

- dla starych odpadów kąt tarcia wewnętrznego 26°, spójność 20 kPa przy ciężarze objętościowym 14 kN/m^3,
- dla świeżych odpadów kąt tarcia wewnętrznego 21°, spójność 15 kPa, przy ciężarze objętościowym 11 kN/m^3.

Składowiska gruntów antropogenicznych (odpadów) ze względu na zagrożenie dla środowiska, które mogą powodować, należą do trzeciej kategorii geotechnicznej. Zadaniem składowiska jest odizolowanie i bezpieczne przechowywanie odpadów, gwarantujące minimalizację ich ujemnego

[17] Opracowano głównie na podstawie rozdz. 9 skryptu Pisarczyka (2004) pt. *Grunty nasypowe. Właściwości geotechniczne i metody ich badania*.

wpływu na środowisko naturalne (Łuczak-Wilamowska, 2013). Każde składowisko powinno mieć przesłonę, która zapewni szczelność i ochronę wód gruntowych przed skażeniem zanieczyszczeniami.

W roku 2007 (Wysokiński, red.) z inicjatywy Ministerstwa Środowiska opublikowano zasady oceny przydatności gruntów spoistych Polski do budowy mineralnych barier izolacyjnych. Dotyczą one gruntów naturalnych lub antropogenicznych (np. występujących w zwałach kopalni odkrywkowych). Ocena przydatności gruntu rozumiana jest jako waloryzacja gruntów w odniesieniu do wybranych właściwości (cech fizycznych) tab. 6.10.

Przedziały wartości kryteriów przydatności podzielono na trzy klasy: I, II, III, przy czym kryteria otrzymały rangę w punktach od 2 do 10, a klasom przypisano punkty od 0 do 2. Przydatność gruntów do budowy mineralnych barier izolacyjnych rozumiana jest jako stopień spełnienia wszystkich istotnych dla formowania mineralnych barier izolacyjnych kryteriów przydatności w zależności od ich rangi, i można ją wyznaczyć ze wzoru:

$$P = \sum A_i \cdot x_i, \qquad (6.12)$$

gdzie:

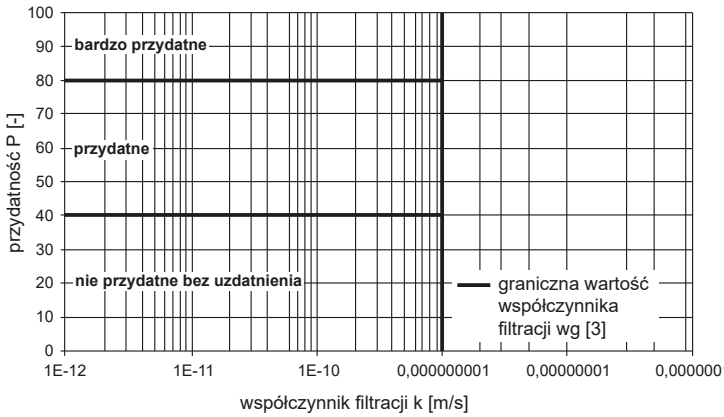
A_i – ranga kryterium przydatności,
x_i – klasa przydatności,
i – kryterium przydatności.

W zależności od wartości P ustalono trzystopniową skalę ocen gruntów (ryc. 6.18):

- bardzo przydatne (BP), gdy $P \geq 80$,
- przydatne (MP), gdy $40 \leq P < 80$,
- nieprzydatne bez uzdatnienia (NP), gdy $P < 40$.

Tabela 6.10. Klasy przydatności gruntów wraz z punktacją od wartości kryterium przydatności wg Wysokińskiego red., 2007

Lp.	Kryterium przydatności *i*	Jednostka	Ranga A_i	Klasy przydatności i odpowiadająca im punktacja x_i		
				III	II	I
1.	Zawartość frakcji iłowej	%		<20; >30	20–26; 71–80	25–70
	f_i	pkt.	10	0	1	2
2.	Zawartość frakcji piaskowej	%		>60	0–9; 46–60	10–45
	f_P	pkt.	10	0	1	2
3.	Wskaźnik plastyczności	%		0–15; >70	15–30; 60–60	30–60
	I_P	pkt.	8	0	1	2
4.	Granica płynności	%		<30; 120	30–40; 100–120	40–100
	w_L	pkt.	6	0	1	2
5.	Skurcz liniowy	%		<4; >16	4–8; 15–16	9–14
	L_s	pkt.	6	0	1	2
6.	Zawartość części organicznych	%		>10	5–10	<5
	I_{om}	pkt.	4	0	1	2
7.	Zawartość węglanu wapnia	%		>20	10–20	<10
	$CaCO_3$	pkt.	4	0	1	2
8.	Zawartość frakcji żwirowej	%		>10	5–10	<5
	$f_ż$	pkt.	2	0	1	2



Ryc. 6.18. Nomogram do oceny przydatności gruntów do budowy mineralnych barier izolacyjnych składowisk odpadów (Wysokiński red., 2007)

[3] oznacza: Dz.U. Nr 22 poz. 251 + Dz.U. Nr 61 poz. 549

Opracowany nomogram do oceny przydatności tworzy liczba punktów, wynikająca z waloryzacji i wartości współczynnika filtracji. Natomiast w pracy z 2009 r. Falkowska na obszarze środkowej Polski zbadała związki między zdolnością do zatrzymywania zanieczyszczeń przez różnego typu osady występujące w obrębie wybranych form geomorfologicznych, przy czym wydziela osiem klas izolacyjności (w tym uznane za bariery naturalne) w ramach pięciu typów krajobrazów.

6.3.5. Grunty zdegradowane i zdewastowane

W Polsce ustawa o ochronie gruntów rolnych definiuje:

- grunty zdegradowane – jako grunty, których rolnicza lub leśna wartość użytkowa zmalała w szczególności w wyniku pogorszenia warunków przyrodniczych albo wskutek zmian środowiska oraz działalności przemysłowej, także wadliwej działalności rolniczej;
- grunty zdewastowane – jako grunty, które utraciły całkowicie wartość użytkową;
- grunty zanieczyszczone – to gleba lub grunt jeżeli stężenia chociażby jednej substancji przekroczyły wartość dopuszczalną – wartość dopuszczalna zależy od aktualnej lub planowanej funkcji analizowanego terenu.

Z tymi gruntami wiążą się pojęcia: degradacji i rekultywacji. Degradację określa się jako niekorzystną zmianę utworu geologicznego, rzeźby terenu, gleby, warunków wodnych, szaty roślinnej pod wpływem działalności przemysłowej i agrotechnicznej, rekultywacją natomiast nazywa się przywrócenie użytkowych wartości środowisku przyrodniczemu, zdegradowanemu przez gospodarczą i bytową działalność człowieka oraz klęski żywiołowe, np. ruchy masowe, powodzie, erozję wodną, wietrzną, pożary itp. (Siuta, 1998). Rekultywację terenów zdegradowanych prowadzi się w kierunkach: leśnym, rolniczym, wodnym, specjalnym (rekreacyjnym i budowlanym oraz z przeznaczeniem pod składowiska). Zestaw czynników (procesów) geodynamicznych prowadzących do degradacji naturalnych terenów przedstawiono wg Rybickiego (1996) w tabeli 6.11.

W roku 2010 szacowano, że grunty zdegradowane i zdewastowane zajmują 61,2 tys. ha, przy czym w roku 2000 było ich 71,5 tys. ha.

Korzeniowska-Rejmer (2008) wśród potencjalnych źródeł zanieczyszczeń środowiska wyróżnia dwie zasadnicze grupy:

- pierwszą (o znacznej w przybliżeniu lokalizacji) – źródeł stwarzających ryzyko długotrwałych zanieczyszczeń, do której należą:
  - urządzenia poszukiwawcze i wydobywcze ropy naftowej lub gazu ziemnego (ze złoża),

  - rafinerie i przetwórnie ropy naftowej i produktów naftowych, stacje paliw,
  - składowiska odpadów komunalnych i przemysłowych, w tym składowiska odpadów niebezpiecznych oraz mogilniki środków ochrony roślin i produktów biobójczych,
  - zanieczyszczenia rolnicze (pestycydy i nawozy mineralne),
  - zakłady przemysłowe stosujące lub wytwarzające w procesach technologicznych substancje niebezpieczne;
- drugą (o nieznanej lokalizacji) – źródeł stwarzających krótkotrwałe, najczęściej jednorazowe zanieczyszczenie wskutek zróżnicowanych sytuacji losowych:
  - klęsk żywiołowych (huragany, powodzie, pożary, trzęsienia ziemi),
  - awarii związanych z transportem drogowym, kolejowym, morskim i wodami śródlądowymi towarów (substancji) niebezpiecznych,
  - wycieków (uszkodzeń) z rurociągów, zbiorników ropy naftowej i produktów naftowych oraz substancji chemicznych, w tym niebezpiecznych.

Najczęściej występującymi i najgroźniejszymi zanieczyszczeniami środowiska naturalnego są: substancje ropopochodne uwalniane w licznych wyciekach, składowiska odpadów, przede wszystkim zawarte w nich odcieki różnorodnych zanieczyszczeń o stężeniach przekraczających dopuszczalne.

Tabela 6.11. Procesy geodynamiczne naturalne (pierwotne) i związane z działalnością człowieka prowadzące do degradacji terenów (wg Rybickiego, 1996 *w*: Plewa, 1999)

Rodzaj procesu	Główne przyczyny pierwotne	Główne przyczyny wtórne związane z działalnością człowieka	Ważniejsze geoinżynierskie skutki procesu
Wietrzenie	energia słoneczna i chemiczna	wykonanie i pozostawienie na dłuższy czas odsłoniętych skarp i wykopów. nadmierne nawodnienie lub odwodnienie gruntu	zmniejszenie wytrzymałości gruntów, powstawanie osuwisk, zmniejszenie nośności podłoża budowli
Diageneza (kompakcja)	siła ciężkości energia chemiczna	obciążenie ciężarem budowli (budynek, nasyp) melioracja gruntu	zagęszczenie gruntu, zmniejszenie porowatości i przepuszczalności, wzrost wytrzymałości gruntu
Denudacja (wyrównanie pow. terenu)	energia słoneczna siła ciężkości	odciążenie gruntu przy wykonywaniu wykopów i makroniwelacji terenu	odprężenie gruntu, zmniejszenie wytrzymałości
Akumulacja	energia słoneczna siła ciężkości	obciążenie gruntu przy wykonywaniu nasypów, tam, grobli, zwałów kop. zasypywanie obniżeń	osiadanie i zagęszczanie gruntu, wypór podłoża zwałów
Abrazja Erozja	energia słoneczna siła ciężkości siła ciężkości siła ciężkości	budowa sztucznych zbiorników wodnych. zwiększenie spadku rzeki wskutek regulacji, budowa obiektów przy brzegu lub na rzece. obniżenie poziomu wód przy wykopach, sztolni	przekształcenie brzegów, niszczenie, podmywanie brzegów, wymywanie gruntu spod fundamentów i filarów mostowych. naruszenie stateczności skarp, wykopów
Przepływ wody przez grunty powodujące: sufozję, kras	energia chemiczna	spiętrzanie wody podziemnej, przez zahamowanie jej przepływu pod fundamentami, zaporą	podtopienie terenu, zawilgocenie suchych obiektów, zmiana wytrzymałości gruntu, osiadanie zapadowe intensyfikacja osuwiska
Powierzchniowe ruchy masowe	siła ciężkości	podcięcie zbocza, obciążenie budowlą, spiętrzenie wód, niszczenie pokrywy roślinnej	osuwiska doprowadzające do uszkodzeń lub zniszczenie budowli
Drgania gruntu	siła ciężkości procesy sejsmiczne	wibracja maszyn, transport, stosowanie materiałów wybuchowych	rozluźnienie lub zagęszczenie gruntu, spękania, osuwiska

Szacuje się, że w Polsce powstaje rocznie 43–45 mln m^3 stałych odpadów komunalnych, 15–20 mln m^3 płynnych odpadów komunalnych, 120–130 mln ton odpadów przemysłowych i 4 mln ton odpadów niebezpiecznych, które zostały zgromadzone na różnorodnych składowiskach legalnych (ponad 1,8 tys.) i nielegalnych (ok. 20 tys.)

Substancje ropopochodne (SR) stanowią mieszaninę kilkuset substancji chemicznych z grupy: benzyny, ciężkich destylatów (nafta i lekkie oleje) i ciężkich olejów opałowych i silnikowych. W składzie ropy naftowej i produktów jej przeróbki wyróżnia się różnorodne typy strukturalne węglowodorów (alifatyczne, naftenowe, aromatyczne, wielopierścieniowe), które w zależności od rodzaju paliwa, stanowią od 3,69 do 68,65% (Korzeniowska-Rejmer, 2008).

Infiltrujące do podłoża gruntowego SR mogą ulegać rozcieńczeniu lub przeobrażeniu pod wpływem procesów fizyczno-chemiczno-biologicznych, zachodzących podczas ich migracji – wpływają istotnie na właściwości gruntów. Zachowują się one zupełnie odmiennie niż woda, migrują uprzywilejowanymi drogami, mogą przenikać nawet przez grunty ilaste i gliniaste, odbywa się to zarówno w kierunku pionowym, jak i poziomym. Skład granulometryczny i mineralny decyduje o gromadzeniu się zanieczyszczeń, a tym samym o stopniu degradacji. Podczas przemieszczania się SR przez strefę aeracji i wzniosu kapilarnego, cząstki gruntów są zwilżane łącznie z otoczką wodną przez ciekłe węglowodory, natomiast przesączające oleje mogą wyrugować wodę z fazy zwilżającej, same stając się fazą lepiej zwilżającą. Prędkość rozchodzenia się w gruntach wody i SR jest zróżnicowana. Przykładowo w piaskach grubych i w glinie pylastej transport SR jest szybszy od wody.

Zanieczyszczone grunty tworzą ośrodek czterofazowy: cząstki szkieletu gruntowego, woda, nie mieszające się z wodą SR i faza gazowa, przy czym w odniesieniu do substancji ropopochodnych zanieczyszczenia stanowią kombinację kilku faz (Surygała, 2000):

- faza stała – asfalt, bituminy, żywice, woski naftowe w formie zakumulowanej między ziarnami,
- faza ciekła – jako wodny produkt na powierzchni zwierciadła wód gruntowych,
- faz rozpuszczona – jako roztwór wodny,
- faza gazowa – w postaci par substancji lotnych,

SR w środowisku gruntowo-wodnym może natomiast występować w postaci:

- cząstek o wielkości zbliżonej do cząstek gruntu,
- błony otaczającej cząstki gruntu,
- zaadsorbowanych na powierzchni cząstek mineralnych,
- zaabsorwanych przez cząstki gruntu w różnych postaciach, w mikroszczelinach i mikroporach jako faza stała, ciekła lub jako roztwór,
- stałej lub ciekłej w porach gruntu.

Wskutek infiltracji SR w głąb podłoża z jednej strony grunt staje się materiałem toksycznym, natomiast z drugiej strony zanieczyszczenia wpływają degradująco na stan naturalny gruntów zmieniając ich skład granulometryczny i mineralny oraz właściwości wytrzymałościowo-odkształceniowe. Badania mikrostrukturalne gruntów spoistych zanieczyszczonych olejem napędowym przeprowadzone przez Barańskiego 2000; Izdebską-Muchę, Trzcińskiego, 2007; Korzeniowską-Rejmer, 2008; Czado i in., 2011 wskazują, że:

- wskutek zanieczyszczeń olejem napędowym następuje w gruncie osłabienie wiązań strukturalnych, wzrost i redystrybucja porowatości, częściowy rozpad mikroagregatów oraz reorientacja elementów strukturalnych, nasycenie gruntów SR powoduje zmniejszenie gęstości objętościowej i właściwej, granice konsystencji i wskaźnika plastyczności ulegają zwiększeniu, również wzrasta współczynnik filtracji;

- w badaniach SEM gruntów zanieczyszczonych obserwuje się zwiększenie liczby porów, zmniejszenie liczby mikroporów, wzrost liczby mezoporów, zwiększenie całkowitej i maksymalnej wartości powierzchni, obwodu i średnicy porów, grunt staje się bardziej gruboziarnisty i ponadto zmianie ulegają parametry geometryczne, zmniejsza się zawartość porów szczelinowych i wartość wskaźnika anizotropii mikrostruktury, wzrasta wartość współczynnika formy;
- substancje SR zdecydowanie wpływają na zachowanie się gruntów zanieczyszczonych, ma miejsce wyraźne zmniejszenie wytrzymałości na ścinanie (przykładowo wzrost SR do 20% powoduje 4–5-krotne zmniejszenie wytrzymałości, głównie zmienia się tarcie wskutek smarującej roli substancji ropopochodnych) oraz zwiększenie odkształcalności, a tym samym SR obniża kilkakrotnie nośność tych gruntów, w konsekwencji zmniejsza się zapas bezpieczeństwa budowli i może prowadzić to do utraty stateczności i awarii obiektu;
- zaobserwowane zmiany, głównie przekształcenia mikrostrukturalne gruntów spoistych zanieczyszczonych SR, są efektem zmian właściwości powierzchniowych cząstek ilastych w środowisku cieczy niepolarnych o niskiej stałej dialektrycznej, co powoduje spadek potencjału elektrycznego na powierzchni cząstek ilastych oraz sił wzajemnego oddziaływania między cząstkami, a głównie sił odpychania;
- długotrwała infiltracja SR, głównie przez grunty spoiste, może wybitnie zmniejszyć lub wykluczyć przydatność takich gruntów jako podłoża budowlanego i jako nieprzepuszczalnej bariery ochronnej dla zbiorników wód podziemnych.

W odniesieniu do glin lodowcowych występujących w okolicach Płocka Barański (2000) podaje na podstawie szeroko zakrojonych badań konkretne wartości zmniejszenia lub zwiększenia właściwości pod wpływem substancji ropopochodnych:

- zwiększenie wilgotności o 25%, porowatości o 15%, wskaźnika porowatości o 25%, wskaźnika ściśliwości o 15–30%, granicy płynności do 120%, współczynnika filtracji o 3 rzędy,
- zmniejszenie gęstości objętościowej szkieletu o 10%, spójności 0–20%, modułu ściśliwości o ponad 200%, ciśnienia pęcznienia o 60%, modułu ścinania o 50%, kąta tarcia wewnętrznego o 10%, skurczu liniowego o 90%, pęcznienia swobodnego o 90%.

Wieloletnie obserwacje podłoży budowlanych wielu zakładów chemicznych, rafinerii nafty i hut położonych głównie w południowej Polsce wykazały znaczne osiadania (typu osiadania dodatkowego) fundamentów w sytuacji nasycenia gruntów różnymi roztworami, np. kwasu solnego, siarkowego oraz odpadami porafinacyjnymi.

W latach 90. XX w. w ITB sporządzono mapy terenów o zdegradowanych parametrach dla 261 miast w skali 1:10 000. Do terenów zdegradowanych zaliczono:

- nasypy niebudowlane o wysokości większej niż 1,5 m;
- młode osady zastoiskowe,
- grunty organiczne, rejony podmokłe oraz obszary występowania wód gruntowych na głębokości mniejszej niż 1 m,
- rejony skarp o wysokości większej niż 4,5 m,
- tereny o spadkach większych niż 15%/8,5° (w rejonach górskich – większych od 30%/17°),
- składowiska odpadów komunalnych i przemysłowych,
- tereny górnicze i przemysłowe,
- wyrobiska poeksploatacyjne (piaskownie, żwirownie, glinianki itp.).

6.4. Charakterystyki typowych skał

6.4.1. Zachowanie się skał pod obciążeniem i sposoby ich badania

Z punktu widzenia geologii-inżynierskiej/geotechniki skały są określane jako grunty lite. Od lat trwa dyskusja na temat kryterium rozróżnienia gruntu nielitego od litego (skała). Według PN-EN ISO 14689-1 (2006) definiuję się skałę jako „występujący w warunkach naturalnych zespół minerałów, skonsolidowanych, scementowanych lub w inny sposób powiązanych ze sobą, tworzących materiał o wytrzymałości i sztywności większej od gruntów", natomiast masyw skalny jako „skałę *in situ* wraz z powierzchniami nieciągłości i strefami zwietrzałymi". Wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie przyjmuje się za główne kryterium rozróżnienia skała–grunt, przy czym wg PN-86//B-02480 za graniczną wartość należy przyjmować 0,2 MPa.

Skały charakteryzują się wiązaniami i kontaktami krystalizacyjno-cementacyjnymi, które wynikają z genezy osadu, a zatem zachowanie się skał pod obciążeniami zależy od struktury i tekstury, składu mineralnego oraz geologicznej historii obciążeń.

Przebieg zależności naprężenie–odkształcenie stanowi najistotniejszą charakterystykę w procesie odkształcenia (deformacji) podczas obciążenia skały. Obecnie dzięki odpowiedniej aparaturze – tzw. sztywnej prasie wytrzymałościowej przebieg deformacji można śledzić w stanie zarówno przedkrytycznym, jak i pokrytycznym, można również ustalić rezydualną wytrzymałość.

W polskich laboratoriach geomechanicznych dominują nieliczne prasy sztywne, są one wyposażone w systemy serwosterujące, umożliwiające zaprogramowanie dowolnego schematu obciążenia próbek skał. W czasie badań można rejestrować odkształcenia osiowe i obwodowe oraz obliczyć odkształcenia objętościowe. Stosowanie badań ultradźwiękowych umożliwia wyznaczenie dynamicznych cech sprężystych ośrodka oraz kontrolę przebiegu deformacji podczas obciążenia próbek skał w stanie przed i po krytycznym. Takie nowoczesne badania skał z różnych regionów Polski są prowadzone od 27 lat w Zakładzie Geomechaniki Instytutu Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Uniwersytetu Warszawskiego (Pinińska, 1994–2011)[18]. Do tej pory większość publikowanych danych ograniczała się do parametrów, które były wyznaczone w badaniach na prasach tzw. miękkich tylko do momentu osiągnięcia krytycznej wytrzymałości.

[18] Baza danych geomechanicznych – BDG (geo.uw.edu.pl/geomechanika), jest wielostopniowym nośnikiem informacji – od ogólnych danych geologicznych do szczegółowych danych dotyczących poszczególnych badanych próbek skalnych. Powstawała ona od roku 1980 w Zakładzie Geomechaniki UW wraz z rozbudową i unowocześnianiem specjalistycznego Środowiskowego Laboratorium Badań Ośrodków Skalnych. Baza danych geomechanicznych w systemie GIS oparta jest na programach i procedurach umożliwiających: kolekcjonowanie, zarządzenie oraz wizualizację treści. Gromadzenie i pozyskiwanie informacji z Bazy następuje w podziale regionalnym fizycznogeograficznym wg Kondrackiego (2000). BDG stworzona została na podstawie wewnętrznego języka programowania SQL. Wszystkie dane w bazie są przedstawiane w postaci dwuwymiarowych tabel (z wierszami i kolumnami). Istnieje możliwość rozbudowania i porównania danych w systemie, który jest określony przez utworzenie odpowiednich modeli i niezależnych serwisów. Struktura wewnętrzna BDG oparta jest na współpracujących ze sobą trzech modułach: Module Gromadzenia Danych (MGD) z 7 poziomami informacyjnymi, Module Wyszukiwania (MW) oraz Module Gotowych Raportów (MGR). Struktura bazy do korzystania zewnętrznego składa się zasadniczo z dwóch modułów: Moduł Wyszukiwania (WWW–MW) oraz Moduł Raportów (WWW–MR). BDG obecnie dysponuje łącznie zestawem ok. 1 mln informacji, z których ponad 200 tys. to parametry geomechaniczne skał Polski. Zakład Geomechaniki UW opublikował 14 tomów wyników badań pt. *Właściwości wytrzymałościowe i odkształceniowe skał Polski*, obejmujących następujące regiony geologiczne: Góry Świętokrzyskie T.1 i 2, Sudety T.3 i 4, Jurę Krakowsko-Częstochowską T. 4 i 5, Karpaty fliszowe T. 7 i 8, region lubelski T. 9 i 10, Centralne Karpaty Zachodnie T. 13 i 14, oprócz tego są jeszcze: T. 11 – BDG i T. 12 pt. *Właściwości skał Polski na dużych głębokościach w warunkach wysokiego ciśnienia i temperatury*.

W ocenie geologiczno-inżynierskiej musimy rozróżnić właściwości:

- samego materiału skalnego,
- skał w masywie (masywu).

Zasadnicza różnica właściwości skał badanych na próbkach i skał w masywie wynika z występowania różnego rodzaju powierzchni osłabień/nieciągłości, stanu naprężeń i efektu skali.

Charakterystyki właściwości samych skał obejmują przede wszystkim:

- cechy fizyczne (gęstości ρ, ρ_s, porowatość n, nasiąkliwość n_w, n_o, ścieralność S_c),
- parametry wytrzymałości na: ściskanie (w stanie powietrzno-suchym – R_{cs}, w stanie nasyconym wodą – R_{cn}, po zamrożeniu $R_{cn}^{1,25}$, po 1 lub 25 cyklach zamrożenia i odmrożenia), rozciąganie – R_{rs}, wytrzymałość rezydualną – $R_{rez,}$ odbojność – r_s (młotek Schmidta)[19] i wskaźnik wytrzymałości punktowej – I_s^{20},
- parametry odkształcenia (odkształcenie względne krytyczne – ε_f, moduł sprężystości/odkształcenia – $E_{st.}/E_o$, współczynnik Poisona – ν),
- cechy akustyczne: prędkość fal podłużnych – V_p i poprzecznych – V_s.

Do oceny wytrzymałościowej skały najważniejsza jest zależność naprężenie/odkształcenie. Charakter i przebieg funkcji $\sigma = f(\varepsilon)$ przedstawiono na rycinie 6.19 w stanie przedkrytycznym i rycinie 6.20 w stanie pokrytycznym.

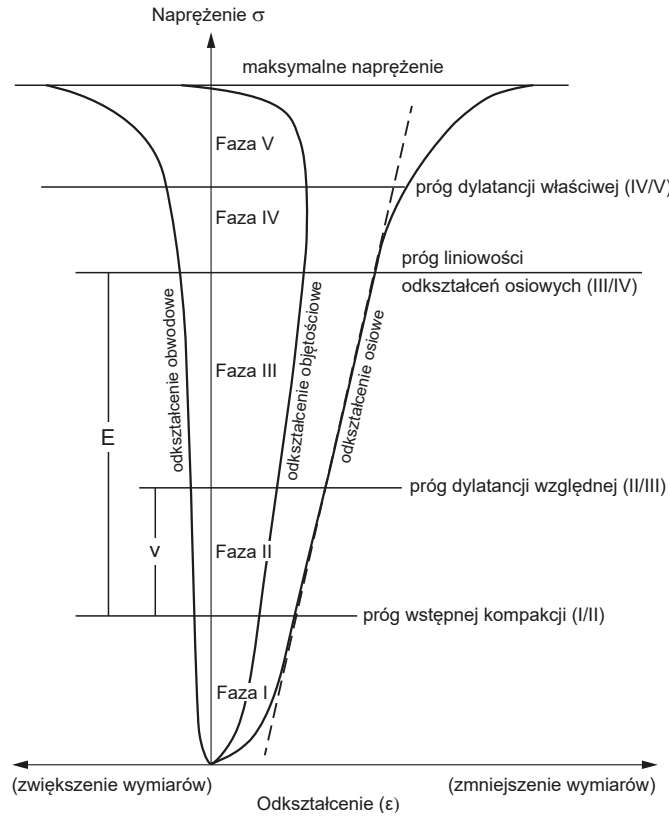
Nowoczesna aparatura pozwala podczas ściskania przed osiągnięciem maksymalnego naprężenia wyróżnić kilka faz/progów. Według Kwaśniewskiego (*w*: Łukaszewski, 2013) można wyróżnić następujące fazy:

- I – nieliniowego odkształcania się skały, zamykanie się pierwotnych defektów;
- I/II – próg wstępnej kompakcji;
- II – pełnego liniowego, sprężystego odkształcania się;
- II/III – próg mikrodylatancji (dylatacji względnej);
- III – liniowości odkształcania osiowego i nieliniowości odkształceń obwodowych i objętościowych;
- III/IV – próg odkształceń liniowo-niesprężystych (pękania stabilne);
- IV – nieliniowości wszystkich odkształceń, zaawansowany proces propagacji spękań;
- IV/V – próg makrodylatancji (dylatacja właściwa) – odkształceń niesprężystych (pękania niestabilne);
- V – nieliniowości wszystkich charakterystyk, znaczny wzrost objętości, prowadzący do zniszczenia struktury skały.

Naprężenia odpowiadające odpowiednim progom uważa się za swoiste cechy materiałowe skały obok zasadniczych cech materiałowych jak moduł sprężystości i współczynnik Poisona. Moduł sprężystości dotyczy odkształceń odwracalnych (faza II i III), natomiast moduł odkształcenia wyznacza się z odkształceń całkowitych. Znajomość poszczególnych progów oddzielających odpowiednie fazy pozwala na szczegółowe określenie wartości obciążeń i odkształceń, przy których sprężyste zachowanie przechodzi w plastyczne.

[19] Pomiędzy wskaźnikiem odbojności (młotek Schmidta) – r_s a wytrzymałością na jednoosiowe ściskanie – R_{cs} istnieje korelacja, w zakresie r_s = 4–70 otrzymuje się R_c = 5–360 MPa (ryc. 6.21).

[20] $I_s = P/D^2$, gdzie P krytyczna wielkość siły niszczącej w MN, D – odległość punktów przyłożenia siły do próbki w m, I_s w MPa. Według badań GIG (Kidybiński, 1982) $R_{cs} = A \cdot I_{s(50)}$, przy czym I_s – wskaźnik wytrzymałości punktowej dla próbek o wielkości 50 mm, natomiast współczynnik A wynosi dla skał osadowych 12, a dla skał zwięzłych magmowych i metamorficznych 24. Kahraman, Gunaydin (2009) podają zależności dla skał magmowych i osadowych R_{cs} = 10,92 I_s + 24,24; r^2 = 0,56; dla skał magmowych R_{cs} = 8,20 I_s + 36,43; r^2 = 0,68; dla skał metamorficznych R_{cs} = 18,95 I_s – 23,63; r^2 = 0,77; dla skał osadowych R_{cs} = 29,77 I_s–51,49; r^2 = 0,78, przy czym r oznacza współczynnik korelacji.

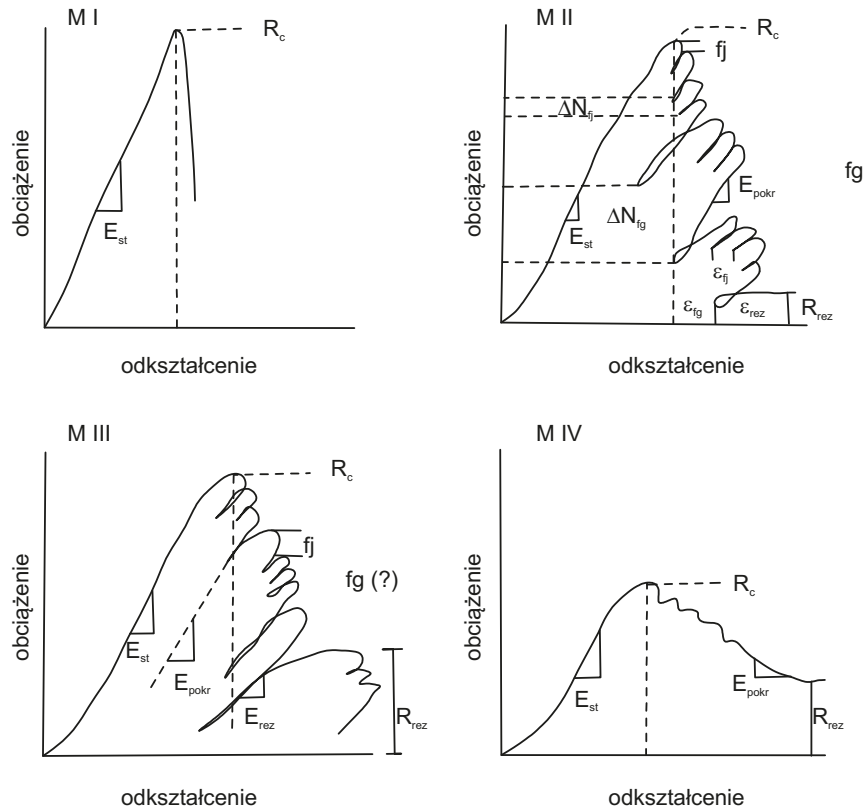


Ryc. 6.19. Wyidealizowane charakterystyki odkształcania się skał przy ściskaniu (Kwaśniewski, 1986, 1992 *w*: Łukaszewski, 2013)

Wytrzymałość na rozciąganie i wytrzymałość rezydualna to istotne cechy dla geomechanicznej charakterystyki skał. Skały są najmniej wytrzymałe na naprężenia rozciągające. Wytrzymałość rezydualna jest potrzebna do oceny wytrzymałości masywu skalnego.

Należy wyraźnie zaznaczyć, że skala zjawisk związanych z niszczeniem skały w stanach pokrytycznych jest nieporównanie większa niż w stanach przedkrytycznych. Stany pokrytyczne dostarczają informacji o procesie pękania, ich mechanizmie, dynamice i energii. Charakter zależności obciążenie–odkształcenie na odcinku R_c–R_{rez} może reprezentować ośrodki skalne wielokrotnie spękane w historii geologicznej, poddawane znacznym obciążeniom przekraczającym wytrzymałość R_c.

Nie zawsze badania wytrzymałości na jednoosiowe ściskanie są wystarczające dla praktycznego projektowania niektórych obiektów inżynierskich. Przykładowo w budownictwie podziemnym, hydrotechnicznym czy do celów inżynierii złożowej, konieczne staje się wykonanie badań w trójosiowym stanie naprężenia. Aktualnie w Polsce bada się skały w warunkach osiowosymetrycznych stanach naprężeń ściskających ($\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3 = \rho$). Stosowane w konwencjonalnych komorach trójosiowych ciśnienie okólne p, które może osiągać do 400 MPa, symuluje warunki panujące na głębokości do 15 km. Uzyskane w tych badaniach obwiednie wytrzymałościowe umożliwiają wyznaczenie parametrów wytrzymałości na ścinanie (kąt tarcia wewnętrznego i spójność). Interpretacje wyników dokonuje się przede wszystkim o znane kryteria: Coulomba-Mohra, Fairhursta, Hoeka-Browna, Bracea i Griffitha. Poza Polską przeprowadza się badania w warunkach tzw. prawdziwego



Ryc. 6.20. Modele deformacji pokrytycznych (Pinińska, 1992) przy jednoosiowym ściskaniu w warunkach stałego przyrostu odkształcenia obwodowego

trójosiowego ściskania, kiedy $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. Kwaśniewski (2002) przedstawia wpływ naprężenia pośredniego σ_2 na zachowanie się skał m.in. na podstawie badań niektórych polskich skał przeprowadzonych w laboratoriach zagranicznych. Warunki prawdziwego ściskania pozwalają w sposób najpełniejszy modelować stany naprężeń, jakie mogły mieć miejsce w historii geologicznej lub jakie mogą nastąpić w przyszłości.

Wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie stanowi miarę przydatności skał do celów budowlanych. Istnieje bardzo dużo klasyfikacji skał dotyczących podziału ze względu na ich wytrzymałość, wyróżnia się 5–10 klas, kategorii skał od bardzo małej do bardzo dużej wytrzymałości na ściskanie.

W polskich normach budowlanych z punktu widzenia oceny skał pod względem ich nośności wyróżniono skały (grunty):

- lite twarde,
- lite miękkie.

Do skał litych twardych zalicza się skały krystaliczne i przeobrażone o wytrzymałości na ściskanie w stanie naturalnym $R_{cs} > 5$ MPa, oraz w stanie pełnego nasycenia $R_{cn} > 10$ MPa, natomiast do skał litych miękkich zalicza się skały osadowe, wapienie i piaskowce oraz margle kredowe, iłołupki i piaskowce słabo spojone itp. o wytrzymałości $R_{cs} \leq 5$ MPa i $R_{cn} \leq 10$ MPa.

Oprócz już wymienionych skał, do skał litych miękkich należy zaliczyć skały uprzednio twarde, które na skutek licznych spękań lub na przykład wietrzenia utraciły właściwą wytrzymałość.

Tabele 6.12 i 6.13 przedstawiają podziały skał wg PN-84/B-01080 i PN-EN ISO 14689,1 (2006). Wytrzymałość na ściskanie R_{cs} powyżej 100–120 MPa świadczy o skałach o dużej lub bardzo dużej wytrzymałości natomiast gdy R_{cs}>250 MPa uważa się, że jest to nadzwyczaj wysoka wytrzymałość. Wytrzymałość R_{cs}<25–60 MPa kwalifikuje się, jako niską, nadzwyczaj niska to, gdy R_c<1 MPa.

Warto zaznaczyć, że norma PN-84/B-01080 w swojej klasyfikacji uwzględnia przedziały wartości wytrzymałości na ściskanie w stanie: powietrzno-suchym, nasycenia wodą i po badaniu mrozoodporności.

Wytrzymałość na ściskanie nienaruszonego materiału skalnego jest parametrem, który uwzględnia się w ocenie wytrzymałości masywu skalnego. Przedstawiony podział skał wg PN-EN ISO 14689, 1(2006) jest jednym, z głównych kryteriów w klasyfikacji masywu wg Bieniawskiego (1989).

Wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie jest też podstawą do oceny skały pod względem zwięzłości, jako parametru stosowanego w górnictwie. Wskaźnik zwięzłości Protodiakonowa (tab. 6.14) $f = R_c/100$ gdy R_c jest wyrażone w kG/cm^2, natomiast gdy w MPa to $f = R_c/10$ przedstawia „opór skały przeciw siłom zewnętrznym". Na ten opór składają się opory przy rozciąganiu, ściskaniu i przesunięciu. Skały bardzo zwięzłe, zwięzłe charakteryzują się wskaźnikami f > 8, za skały miękkie uważa się gdy f < 1. W tabeli 6.15 przedstawiono jak można określić wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie w terenie. Orientacyjne, średnie wartości wytrzymałości na ściskanie w stanie powietrzno-suchym R_{cs} różnych skał wg PN-84/B-01080 (tab. 6.16)

Tabela 6.12. Podział skał ze względu na wytrzymałość na ściskanie wg PN-84/B-01080

Skały o wytrzymałości na ściskanie:	Wytrzymałość skał na ściskanie		
	w stanie powietrzno-suchym	w stanie nasyconym wodą	w stanie po badaniu mrozoodporności
	MPa		
Bardzo małej	poniżej 15	poniżej 12	poniżej 10
Małej	15–60	12–50	10–45
Średniej	61–120	51–100	46–80
Dużej	121–200	101–190	81–180
Bardzo dużej	powyżej 200	powyżej 190	powyżej 180

Tabela 6.13. Elementy klasyfikacji skał i masywów skalnych wg PN-EN ISO 14689-1-2006

Wytrzymałość materiału skalnego		Wielkość szczelin		Zawodnienie szczelin	
Określenie	R_c (MPa)	Określenie	Rozwarcie (mm)	Określenie	Wielkość wypływu (l/s)
nadzwyczaj wysoka	>250	bardzo zwarte	<0,1	małe	0,025–0,5
		zwarte	0,1–0,25		
bardzo wysoka	100–250	częściowo otwarte	0,25–0,5		
wysoka	50–100	otwarte	0,5–2,5	średnie	0,5–5
średnia	25–50	umiarkowanie szerokie	2,5–10		
niska	5–25	szerokie	10–100		
bardzo niska	1–5	bardzo szerokie	100–1000	duże	>5
nadzwyczaj niska	<1	skrajnie szerokie	>1000		

Tabela 6.14. Klasyfikacja skał wg Protodiakonowa

Kategoria	Stopień zwięzłości skały	Skała	Wskaźnik zwięzłości*
I	Skały w wysokim stopniu zwięzłe (twarde)	Najbardziej twarde, zwięzłe i zwarte kwarcyty. Skały wyjątkowe co do zwięzłości	20
II	Skały bardo zwięzłe	Bardzo twarde skały granitowe, kwarcowy porfir, bardzo zwarty granit, lupek krzemienisty mniej trwały aniżeli wyżej wymienione kwarcyty. Najbardziej trwałe piaskowce i wapienie. Bardzo twarde rudy żelaza	15
III	Skały zwięzłe (twarde)	Granit (rumosz) i skały granitowe. Bardzo zwarte piaskowce i wapienie. Żyły rudne kwarcowe. Mocny konglomerat. Zwarte kwarcyty. Twarde rudy żelazne	10
IIIa	Skały zwięzłe (twarde)	Wapienie (ścisłe). Granit nietrwały, zwarte piaskowce. Zwięzły marmur, dolomit.	8
IV	Skały dosyć zwięzłe (twarde)	Kwarcyt ze szczelinami. Zwykły piaskowiec. Rudy żelazne o zwięzłości przeciętnej	6
IVa	Skały dosyć zwięzłe (twarde)	Łupki piaszczyste. Piaskowce łupkowe	5
V	Skały średnio (zwięzłe)	Zwarty gliniasty łupek. Nietrwały piaskowiec i wapień, miękki konglomerat.	4
Va	Skały średnio zwięzłe (twarde)	Różnorodne łupki nietrwałe. Ścisły margiel szczelinowaty i spękany kwarcyt, nietrwałe rudy żelazne	3
VI	Skały dosyć miękkie	Łupek miękki, wapień bardzo miękki, kreda, sól kamienna, gips. Zmarzły granit, antracyt. Zwykły margiel. Rozkruszony piaskowiec, scementowane otoczaki i grunt kamienisty.	2
VIa	Skały dosyć miękkie	Grunt żwirowy. Łupek rozkruszony, otoczaki zleżałe i żwir, twardy węgiel kamienny, stwardniała glina, słaby kwarcyt, miękka mokra ruda żelaza.	1,5
VII	Skały miękkie	Gliny (zbite), miękki węgiel kamienny, aluminium – grunt gliniasty.	1,0
VIIa	Skały miękkie	Miękka glina piaszczysta, less, bardzo słaby kwarcyt, miękka sucha ruda żelaza.	0,8
VIII	Skały ziemiste	Ziemia roślinna, torf, lekki grunt gliniasty, piasek wilgotny.	0,6
IX	Skały ciekłe	Kurzawki, grunt błotnisty, less rozrzedzony i inne grunty rozrzedzone.	0,5
X	Skały sypkie	Piasek, osypiska, drobny żwir, ziemia nasypana, węgiel wydobyty.	0,2

*Wskaźnik zwięzłości $f = R_c/100$, przy czym R_c wyrażona w kg/cm^2, gdy w MPa to $f = R_c/10$

Uzupełnienie badań wytrzymałości skał stanowi wskaźnik odbojności r_s określony w badaniach młotkiem Schmidta (ryc. 6.21). Wskaźnik odbojności sprężystej r_s wyznaczony przy stosowaniu tzw. młotka Schmidta jest często wykorzystywany do wstępnej oceny wytrzymałości skały, jak również masywu skalnego, najczęściej jest skorelowany z wytrzymałością na jednoosiowe ściskanie, gęstością objętościową i prędkością fali podłużnej. Przykładowo dla skał karbońskich niewęglanowych i węgla Kidybiński (1982) oraz Yagiz (2009) podają następującą zależność:

$$R_{cs} = 0{,}447e^{0{,}045(r_s + \rho)} \qquad (6.13)$$

gdzie:

R_{cs} – wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie (MPa),

ρ – gęstość objętościowa (g/cm^3, Mg/m^3).

Tabela 6.15. Określenie wytrzymałości na jednoosiowe ściskanie w terenie wg EN ISO 14689-1-2003

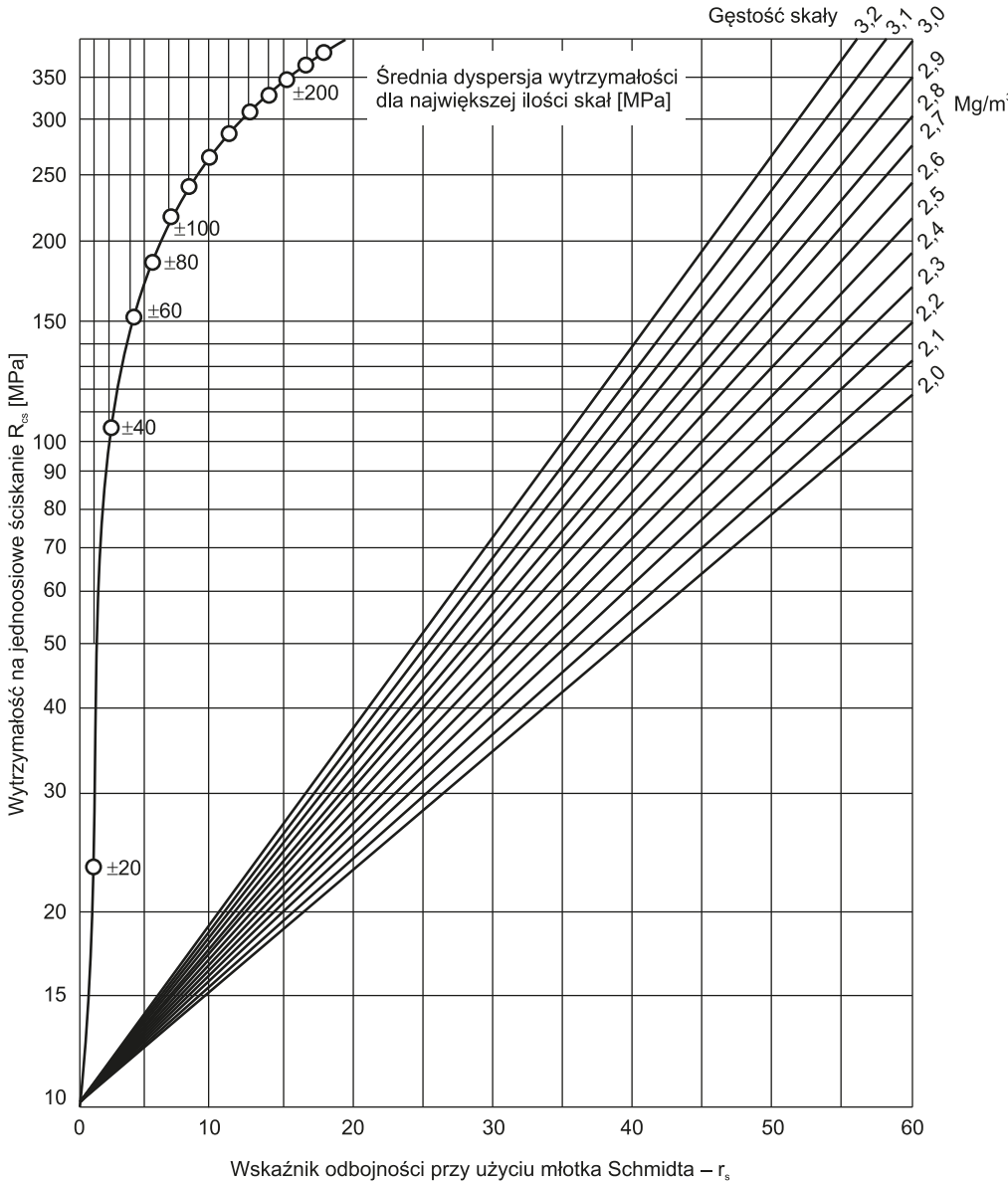
Określenie	Oszacowanie w terenie	Wytrzymałość na ściskanie jednoosiowe (MPa)
Nadzwyczaj niska*	można zarysować paznokciem	mniejsza niż 1
Bardzo niska	rozpada się po uderzeniu końcem młotka geologicznego, daje się strugać scyzorykiem	od 1 do 5
Niska	można z trudem strugać scyzorykiem, pod wpływem pojedynczego silnego uderzenia końcem młotka geologicznego tworzą się płytkie wgniecenia	od 5 do 25
Średnia	nie można zadrapać lub strugać scyzorykiem, pęka pod wpływem pojedynczego silnego uderzenia młotkiem geologicznym	od 25 do 50
Wysoka	próbka pęka dopiero po kilku uderzeniach młotkiem geologicznym	od 50 do 100
Bardzo wysoka	próbka pęka dopiero po wielu uderzeniach młotkiem geologicznym	od 100 do 250
Nadzwyczaj wysoka	uderzenia młotkiem geologicznym powodują jedynie odpryskiwanie kawałków próbki	większa niż 250

* Niektóre skrajnie słabe skały zachowują się jak grunty i należy je opisać jak grunty wg normy ISO14688-1

Również z wykorzystaniem wskaźnika r_s wyznacza się moduły odkształcenia przyjmując jako styczny moduł Younga przy 50% R_{cs} skały. Zmienia się on w zakresie 10–100 MPa, jest powszechnie korelowany przede wszystkim z wytrzymałością na ściskanie.

Podziały skał wg różnych parametrów fizycznych zamieszczono w tabeli 6.17 ze względu na: gęstość objętościową, nasiąkliwość objętościową, ścieralność, mrozoodporność, odporność na niszczące działania atmosfery przemysłowej.

Geologiczno-inżynierska ocena masywu skalnego jest znacznie trudniejsza od oceny materiału skalnego, głównie z powodu tego, że masywy skalne są ośrodkami niejednorodnymi, anizotropowymi i nieciągłymi. Przy rozpatrywaniu masywu skalnego, w ilościowych praktycznych zagadnieniach nie można opierać się na parametrach wytrzymałościowo-odkształceniowych skał wyznaczonych dla samego materiału na próbkach. Właściwości masywu skalnego odzwierciedlają głównie obraz masywu, jego strukturę i mogą mieć właściwości istotnie różne od uzyskanych w badaniach laboratoryjnych. W badaniach na próbkach skalnych o różnych wymiarach stwierdza się zmianę wytrzymałości w zależności od wielkości próbek, którą określa się jako „efekt skali", tzn. im mniejsze są wymiary próbek, tym wyższa jest ich wytrzymałość. Efekt skali wyjaśnia się tym, że prawdopodobieństwo napotkania spękań w większej objętości jest większe aniżeli w mniejszej objętości. Przeprowadzone badania na próbkach bazaltu z Wilczej Góry, kwarcytu z Wiśniowki, granitu z Strzegomia i Granicznej oraz wapienia z Morawicy o różnych wymiarach wykazały, że zmiana objętości próbek z 1 cm^3 na 250 cm^3 powoduje zmniejszenie wytrzymałości na ściskanie odpowiednio dla granitu o 40%, wapienia 25% oraz bazaltu i piaskowca o 17%. Oczywiście zmiana wytrzymałości skał w masywie naturalnym względem wytrzymałości próbki uwarunkowana jest również różnym stanem naprężeń. W tym miejscu jest istotne, czy dysponujemy wytrzymałością na jednoosiowe czy na trójosiowe ściskanie próbek skalnych. W drugim przypadku stan naprężeń skał w masywie oznacza pewną ograniczoność ich swobodnego odkształcania się. Ponadto

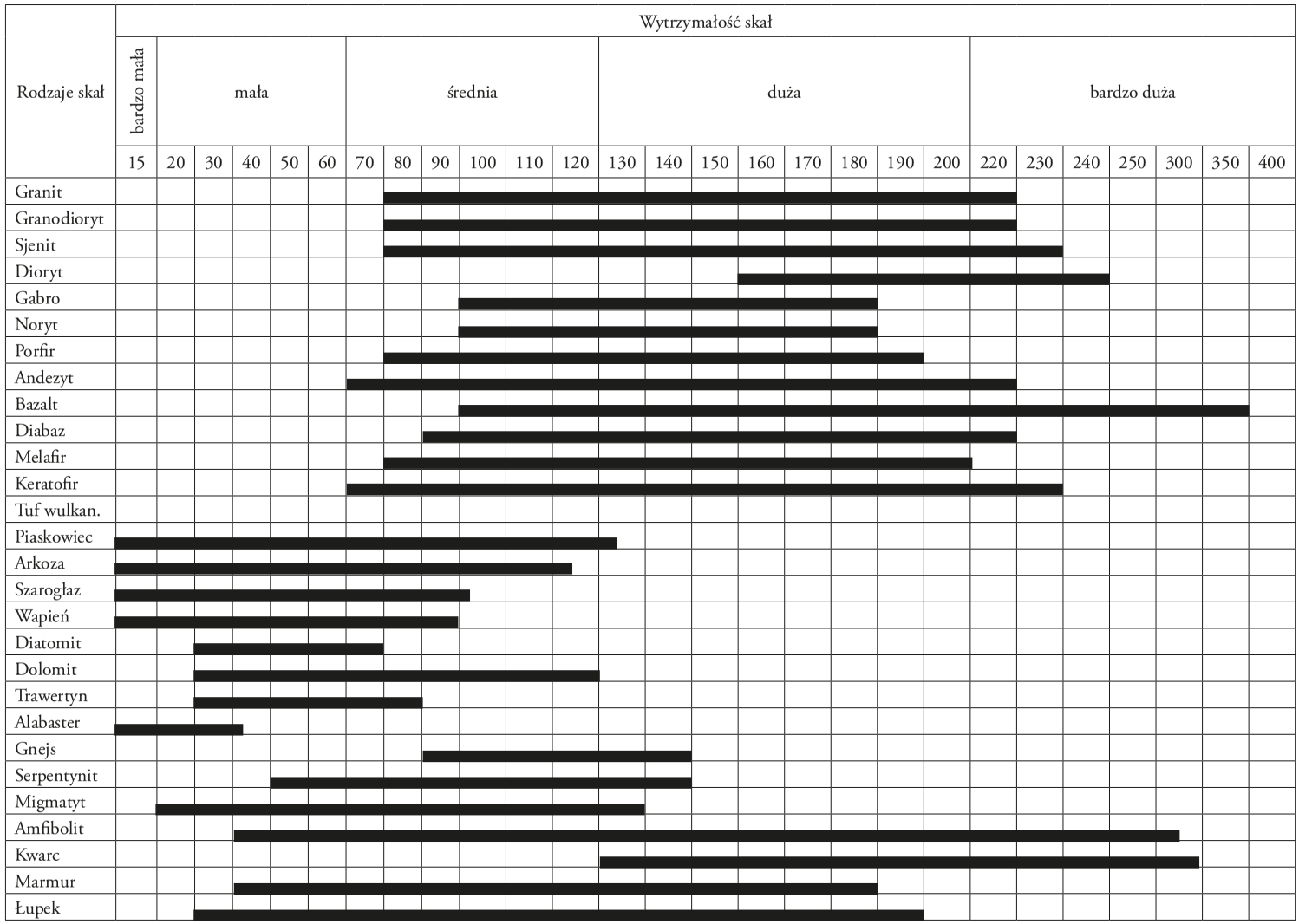


Ryc. 6.21. Korelacje pomiędzy wskaźnikiem odbojności r_s (młotek Schmidta) – a wytrzymałością na ściskanie R_{cs} (Miller, 1965 *w*: Sachpazis, 1990)

wytrzymałość skał w masywie poza strefami i powierzchniami osłabienia i nieciągłości uwarunkowana jest procesami wietrzenia, krasowienia oraz ich fizykochemicznymi i hydrogeologicznymi właściwościami.

Hobler (1977) stwierdza, że „dla rozwiązania szeregu zagadnień geologiczno-inżynierskich i dla porównywania właściwości skał w próbkach i w masywie skalnym, konieczna jest znajomość: ogólnej charakterystyki masywu obejmująca regionalne rozmieszczenie, genezę i skład skał, rodza-

Tabela 6.16. Orientacyjne średnie wartości wytrzymałości na ściskanie w stanie powietrzno-suchym R_{cs} (MPa) różnych skał wg PN-84/B-01080



ju i stanu mechanicznego masywu, jednorodności lub anizotropowości skał, charakterystyk niejednorodności, wskaźników właściwości fizykomechanicznych, stanu naprężeń skał w nienaruszonym masywie oraz odkształceniowych charakterystyk w punkcie pobrania próbek i według określonego profilu".

Największe znaczenie w ocenie wytrzymałościowej mają powierzchnie osłabienia – nieciągłości. Powierzchnie nieciągłości o różnej genezie dzielą masywy skalne na bloki i bryły o różnych kształtach i rozmiarach [od bardzo małych (20–60 mm) do bardzo dużych (>2000 mm)]. Do najczęściej występujących typów powierzchni nieciągłości należą spękania i szczeliny. Tabele 6.18, 6.19 i 6.20 przedstawiają podziały skał ze względu na spękanie. Uwzględnia się gęstość spękań i rozwarcie szczelin. Do szczegółowych ocen układu, charakteru i odstępu spękań można skorzystać

Tabela 6.17. Podziały skał ze względu na właściwości fizyczne (wg PN-84/B-01080):

• wg gęstości objętościowej

- bardzo lekkie – o gęstości pozornej do 1500 kg/m^3;1,5 Mg/m^3
- lekkie – o gęstości pozornej powyżej 1500 do 1800 kg/m^3; 1,5-1,8 Mg/m^3
- średnio ciężkie – o gęstości pozornej do 1800 do 2200 kg/m^3; 1,8 – 2,2 Mg/m^3
- ciężkie – o gęstości pozornej do 2200 do 2600 kg/m^3; 2,2-2,6 Mg/m^3
- bardzo ciężkie – o gęstości pozornej do 2600 kg/m^3; 2,6 Mg/m^3

• wg nasiąkliwości objętościowej

- bardzo mało nasiąkliwe – o nasiąkliwości poniżej 0,5%
- mało nasiąkliwe – o nasiąkliwości od 0,5 do 5%
- średnio nasiąkliwe – o nasiąkliwości od 5 do 20%
- bardzo nasiąkliwe – o nasiąkliwości ponad 20%

• wg ścieralności

skały o ścieralności	na tarczy Boehmego		w bębnie Devala	w bębnie Los Angelos	na dmuchawie piaskowej Mackensena mm	w wodzie na próbach o niewielkiej masie %
	w stanie powietrzno-suchym	w stanie nasyconym wodą				
	mm		%			
bardzo małej	poniżej 2,5	poniżej 5,0	poniżej 4	poniżej 25	poniżej1,5	poniżej 1,3
małej	2,5–5,0	5,0–7,5	4–6	25–35	1,5–3,0	1,3–1,7
średniej	5,1–7,5	7,6–10,0	–	–	3,1–4,5	–
dużej	7,6–10,0	10,1–15,0	7–8	36–50	4,6–6,0	1,8–2,1
bardzo dużej	powyżej 10,0	powyżej 15,0	powyżej 8	powyżej 50	powyżej 6,0	powyżej 2,1

• wg mrozoodporności

w zależności od liczby cykli zamrażania i odmrażania, po których występują uszkodzenia powierzchni, krawędzi lub naroży, zgodnie z PN-67/B-04102 rozróżnia się skały o mrozoodporności:

- złej – po mniej niż 15 cyklach
- dostatecznej – po 15 cyklach
- dobrej – po 21 cyklach
- bardzo dobrej – po 25 cyklach

• wg odporności na niszczące działanie atmosfery przemysłowej

- całkowicie odporne (skały magmowe – elementy o fakturze niepolerowanej) – nie ulegają niszczeniu, w środowisku silnie agresywnym o zawartości SO_2 od 10 do 20 mg/m^3
- średnio odporne (skały magmowe – elementy polerowane, piaskowce o lepiszczu krzemionkowym) – nie ulegają niszczeniu w środowisku agresywnym o zawartości SO_2 od 0,5 do 10 mg/m^3
- mało odporne skały (marmury, wapienie, trawertyny, dolomity, pozostałe piaskowce) – nie ulęgają niszczeniu w środowisku mało agresywnym lub nieagresywnym o zawartości SO_2 do 0,5 mg/m^3

z klasyfikacji Międzynarodowego Biura Mechaniki Górotworu ISRM (1973), Mencla (1970) i Międzynarodowego Biura Geomechaniki (1975) oraz PN-EN ISO 14689-1-2006.

Do oceny masywu skalnego wykorzystuje się badania i obserwacje odsłonięć oraz rdzeni wiertniczych. W badaniach terenowych można ustalić ilościowe parametry:

- szczelinowatość (liniową – S_z, powierzchniową – S_a i objętościową – S_v) – podział wg stopnia spękania (Kidybiński, 1982), liczbę śladów na jednostkę pomiarową: długości, powierzchni i objętości;
- wskaźnik jakości masywu Deere'a (1963) – Rock Quality Designation RQD[21] = $(L_p : L_t) \cdot 100$, gdzie: L_p – sumaryczna długość odcinków rdzenia, wynosząca powyżej 2d (d – średnica rdzenia), L_t – całkowita długość rdzenia;
- wskaźnik spękania Hansagie'go (1974) – faktor kiruński $C = \frac{1}{2S}\left(pH + \frac{k}{n}\right)$

  gdzie: p – liczba próbek cylindrycznych przewidywanych do badania R_c, którą można uzyskać z rdzenia o długości S, H – wysokość próbki cylindrycznej, k – sumaryczna długość fragmentów rdzenia o długości większej od średnicy, n – liczba odcinków rdzenia o długości większej od średnicy. Przy zastosowaniu p_1 – liczby faktycznie użytych próbek do badań, można otrzymać skorygowany wskaźnik C_s. Przy znajomości wytrzymałości na ściskanie próbek R_c i współczynnika C_s można wyznaczyć wytrzymałość masywu z zależności $R_{cM} = R_c \cdot C_{s,}$
- wskaźnik porowatości szczelinowej Niejsztadta (1957), $K_s = 100 - U_N$, gdzie U_N oznacza uzysk rdzenia.

Tabela 6.18. Podział gruntów skalistych ze względu na spękanie wg PN-86/B-02480

Nazwa gruntu	Symbol dodatkowy	Określenie
Skała lita	Li	brak widocznych spękań (szczeliny o szerokości nie większej niż 0,1 mm)
Skała mało spękana	Ms	szczeliny występują nie gęściej niż co 1 m i mają szerokość nie większą niż 1 mm
Skała średnio spękana	Ss	szczeliny występują gęściej niż co 1 m i mają szerokość nie większą niż 1 mm, lub szczeliny występują nie gęściej niż 1 m, lecz mają szerokość większą niż 1 mm
Skała bardzo spękana	Bs	szczeliny występują gęściej niż co 1 m i mają szerokość większą niż 1 mm

Tabela 6.19. Klasyfikacja szczelinowości skał wg PN-54/B-02480

Klasa	Stopień spękania skał	Opis
I	nie spękane	skały nie wykazują szczelin otwartych, a szczeliny zamknięte występują w odstępach większych niż 0,5 m
II	mało spękane	skały z widocznymi otwartymi szczelinami o rozwarciu poniżej 2 mm, wydzielone szczelinami bloki są większe od 20 cm nie są względem siebie przesunięte
III	mocno spękane	skały z widocznymi otwartymi szczelinami, których rozwarcie wynosi przeciętnie 2–10 mm, wydzielone szczelinami bloki są wielkości 8–20 cm i nie są względem siebie przesunięte
IV	bardzo mocno spękane	skały o długości krawędzi bloków poniżej 8 cm i szczelinach o rozwarciu ponad 10 mm, bloki wzajemnie przesunięte względem siebie

[21] RQD określa jakość masywu: bardzo słaba <25%, słaba 26–50%, średnia 51–75%, dobra 76–90%, bardzo dobra 91–100%

W badaniach laboratoryjnych, oprócz wytrzymałości na jednoosiowe ściskanie R_c, wyznacza się wytrzymałość na rozciąganie R_r, na ścinanie R_τ oraz kąt tarcia wewnętrznego Φ, spójność c i wskaźnik odporności na pękanie $K_{IC.}$ Są to parametry służące do ustalania kryteriów zniszczenia. Stosując pewne uproszczenia można określić:

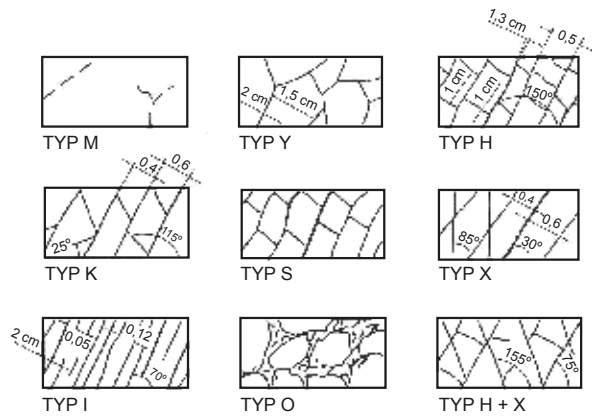
- $R_r = \frac{2P}{\pi \cdot D \cdot H}$ (MPa), P – obciążenie przy którym następuje zniszczenie próbki [N] w metodzie brazylijskiej podczas ściskania próbki walcowej po tworzącej D i H, średnica i wysokość próbki (m);
- $R_{\tau c} = \frac{\sqrt{R_r \cdot R_c}}{2}$ (MPa), $tg\Phi = \frac{R_c - R_r}{2\sqrt{R_r \cdot R_c}}$ – kryterium Coulomba-Mohra wyrażone jako styczna do kół Mohra, przy wartości ciśnienia poziomego równej zero, $R_{\tau c}$ przyjmuje się jako spójność skały;

Tabela 6.20. Podziały masywów skalnych i układów spękań

a) klasyfikacja masywu skalnego wg ISRM 1973 (Krajewski, 1984)

R_{cs} (MPa)	Klasa masywu	Rozstaw spękań (m)	Klasa masywu	Stopień zwietrzenia	Klasa masywu
<5	S_1	<0,1	F_1	brak zwietrzenia lub nieznaczne zwietrzenie	A_5
5–10	$S_{1,2}$ S_2	0,1–0,3	$F_{1,2}$ F_2	zwietrzenie wzdłuż ścianek spękań	A_4
10–50	S_3	0,3–1,0	F_3	ogólnie nieznaczne zwietrzenie	A_3
50–100	S_4	1,0–3,0	F_4	ogólnie średnie zwietrzenie	A_2
>100	$S_{4,5}$ S_5	>3,0	$F_{4,5}$ F_5	ogólnie duże zwietrzenie	A_1

b) klasyfikacja układów spękań wg Mencla, 1970 (Liszkowski, Stochlak red., 1976; zmienione)



Dla kątów nachylenia spękań w zakresie 30–60° (do poziomu) mogą wystąpić minimalne wartości kąta tarcia wewnętrznego Φ' i spójności c' oraz w przypadku wypełnienia ilastego, a zwłaszcza przy zawartości montmorillonitu, kąt tarcia Φ' może obniżyć się do 14°.

- $R_{\tau G} = \sqrt{4 R_r (R_r - \sigma)}$, (MPa) – kryterium Griffitha, wytrzymałość na ścinanie jako obwiednia paraboliczna, zależna od wytrzymałości skały na rozciąganie w miejscu powstawania szczeliny, σ – naprężenie;
- $K_{IC} = R_r \left(\frac{\pi \cdot D}{8}\right)^{1/2} \left(1 - \nu^{1/2}\right), (MPa \cdot m^{1/2}), K_{IC} \approx 0{,}63 R_r \cdot D^{1/2} (MPa \cdot m^{1/2})$ – współczynnik odporności na pękanie określa, że do zniszczenia skały jest potrzebna odpowiednia ilość energii, przy przyjęciu wielu uproszczeń jest on wyznaczony w zależności głównie od wytrzymałości na rozciąganie R_r i ν – współczynnika Poissona.

Dla bardziej szczegółowych i wiarygodnych ocen wykorzystuje się klasyfikacje punktowe, np. wskaźnik Q (Rock Mass Quality) Bartona in. (1974) i wskaźnik RMR (Rock Mass Rating) Bieniawskiego (1973), ponadto stosuje się wskaźnik geologicznej wytrzymałości GSI (Geological Strength Index) Hoeka (1994, Hoeka i in., 1995, 1999) oraz wzór na krytyczną wytrzymałość na ścinanie masywu skalnego wg ISRM (1973).

Wskaźnik Q Bartona obejmuje sześć istotnych parametrów dotyczących masywu:

$$Q = \frac{RQD}{I_n} \cdot \frac{I_r}{I_a} \cdot \frac{I_w}{SRF} \qquad (6.14)$$

gdzie:

RQD – wskaźnik jakości masywu Deere'a, wg konkretnych badań (3–20 pkt.),
I_n – wskaźnik liczby systemów spękań (0,5–20),
I_r – wskaźnik szorstkości szczelin (0,5–4),
I_a – wskaźnik zwietrzenia ścianek szczelin (0,75–20),
I_w – wskaźnik zawodnienia (0,05–1),
SRF – wskaźnik odprężenia masywu (1–20).

Wartość wskaźnika Q Bartona zmienia się w bardzo szerokich granicach (0,001–1000) i obejmuje ok. 300 tys. kombinacji geologicznych.

Istnieje możliwość przejścia ze wskaźnika Q Bartona na wskaźnik RMR Bieniawskiego (Kidybiński, 1982). RMR jako system punktowy opiera się na sześciu zasadniczych parametrach podzielonych na pięć przedziałów A (1–5) oraz orientacji nieciągłości B (6). Każdemu przedziałowi wartości jest przyporządkowana odpowiednia liczba punktów. Punktacja dotyczy (tab. 6.21):

1 – wytrzymałości materiału skalnego (1–15),
2 – wskaźnika jakości masywu RQD (3–20),
3 – odległości, odstępu spękań (0–20),
4 – charakterystyki nieciągłości – chropowatości (0–30),
5 – zawodnienia (0–15),
6 – orientacji nieciągłości (od –60 do –2).

Ogólna ocena masywu skalnego wg RMR Bieniawskiego zawiera się w zakresie 0–100 punktów. W tej sumie zwraca uwagę duży udział charakteru i orientacji nieciągłości. Wyróżnia się pięć klas (tab. 6.21C) o różnej wartości (I = 81–100, II = 61–80, III = 41–60, IV = 21–40, V <21). Warto zaznaczyć, że wg Bieniawskiego spójność C_M i kąt tarcia wewnętrznego Φ_M zmienia się dla klasy I – C_M >30 MPa, Φ_M >45°, dla klasy II – C_M = 20–30 MPa, Φ_M = 40– 45°, dla klasy III – C_M =15–20 MPa, Φ_M = 35–40°, dla klasy IV – C_M = 10–15 MPa, Φ_M = 30–35°, dla klasy V – C_M <10 MPa, Φ_M < 30°.

Oceny punktowe Bartona i Bieniawskiego są współzależne (ryc. 6.22). Uważa się, że w praktyce można posługiwać się jedną z tych metod w zależności od celu geologiczno-inżynierskiej oceny.

Tabela 6.21. Parametry punktowego systemu oceny i klasyfikacja masywu skalnego wg Bieniawskiego (1989)

A. KLASYFIKACJA PARAMETRÓW I WARTOŚCI ZNAMIONOWE									
Parametr			Zakres wartości						
1	Wytrzymałość nienaruszonego materiału skalnego (MPa)	punktowa wytrzymałość	>10	4–10	2–4	1–2	preferuje się wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie		
		jednoosiowa wytrzymałość na ściskanie	>250	100–250	50–100	25–50	5–25	1–5	<1
	Punktacja		15	12	7	4	2	1	0
2	RQD (%)		91–100	76–90	51–75	26–50	<26		
	Punktacja		20	17	13	8	3		
3	Odległość nieciągłości		>2 m	0,6–2 m	200–600 mm	60–200 mm	<60 mm		
	Punktacja		20	15	20	8	5		
4	Charakterystyka nieciągłości		Bardzo chropowate powierzchnie. Brak nieciągłości, brak odstępów. Niezwietrzałe ściany skał.	Wygładzone chropowate powierzchnie. Odstępy <1 mm. Nieznacznie zwietrzałe ściany skał.	Wygładzone chropowate powierzchnie. Odstępy <1mm. Silnie zwietrzałe ściany skał.	Wypolerowane powierzchnie dla materiału wypełniającego <5mm grubości. Odstęp 1–5 mm. Ciągłe powierzchnie.	Miękki materiał wypełniający >5 mm grubości. Odstęp >5 mm. Ciągłe powierzchnie.		
	Punktacja		30	25	20	10	0		
5	Zawodnienie	dopływ na 10 m tunelu (l/m)	brak	<10	10–25	25–125	>125		
		generalne warunki	sucho	wilgotno	mokro	kapanie	wypływ		
	Punktacja		15	10	7	4	0		

6	B. USTALENIE DOPASOWANIA DLA ORIENTACJI NIECIĄGŁOŚCI					
Rozciągłość i orientacja upadu		bardzo korzystny	korzystny	średni	niekorzystny	bardzo niekorzystny
Punktacja	tunele i kopalnie	0	–2	–5	–10	–12
	fundamenty	0	–2	–7	–15	–25
	skarpy	0	–5	–25	–50	–60

C. CAŁKOWITA PUNKTACJA DETERMINUJĄCA KLASĘ GÓROTWORU					
Punktacja	100–81	80–61	60–41	40–21	<21
Numer klasy	I	II	III	IV	V
Ocena górotworu	bardzo dobry	dobry	średni	słaby	bardzo słaby

W pracach dotyczących oceny wytrzymałościowej masywów skalnych spotyka się korelacyjne zależności (funkcje ekspotencjalne) RMR = $f(R_{cs}, r_s)$, np. dla wytrzymałych skał granitów i gnejsów występujących w pobliskich Czechach (Kostak, Kudrna, 1991) ustalono:

$$RMR = 6{,}75e^{0{,}0028R_{cs}} \tag{6.15}$$

Wszystkie oceny wytrzymałości na ściskanie masywu skalnego R_{CM} przy znajomości laboratoryjnej wytrzymałości na ściskanie próbki skalnej R_c uwzględniają tzw. współczynnik redukcji wytrzymałości F w postaci:

$$R_{CM} = \frac{R_{cs}}{F} \tag{6.16}$$

gdzie: F przyjmuje się w granicach 1–7.

Do takiej oceny mogą być wykorzystane empiryczne zależności (Ramamurthy, 1986):

$$R_{CM} = R_{cs} \cdot e^{\frac{(RMR - 100)}{z}} \tag{6.17}$$

gdzie: z – współczynnik zależny od rodzaju skały zmienia się w granicach 10–25.

Do oceny geologiczno-inżynierskiej masywów skalnych w szczególności niejednorodnych (np. takich jak flisz karpacki) można wykorzystać wskaźnik (system) GSI i stałą m_i współczynnika spójności. Ocena masywu skalnego zawiera obserwacje terenowe dotyczące głównie struktury (bloczności, spękań, przewarstwień, złupkowaceń itp.) i rodzaju powierzchni (szorstkości i stopnia zwietrzenia) oraz dane z badań laboratoryjnych. Wartość liczbowa GSI ustalona w badaniach polowych oraz stała m_i wyznaczona w badaniach laboratoryjnych (przede wszystkim trójosiowych) pozwalają za pomocą opracowanych nomogramów (rozdz. 7.2.5) określić najważniejsze charakterystyki geologiczno-inżynierskie (geomechaniczne) masywu, takie jak: spójność, kąt tarcia wewnętrznego, moduł odkształcenia (Hoek, 1994, 1999; Marinos, Hoek, 2011).

Wskaźnik GSI zmienia się w granicach 0–100, od masywnej nienaruszonej struktury z małą liczbą spękań, niezwietrzałymi powierzchniami (100) do rozwarstwionej, złupkowanej, pofał-

Ryc. 6.22. Porównanie oceny masywów skalnych wg ocen Bieniawskiego (RMR) oraz Bartona i in. (wskaźnik Q) (Kidybiński, 1982)

dowanej tektonicznie bez zachowania bloczności z powierzchniami zwietrzałymi, poślizgowymi z wypełnieniem ilastym (0). Punktację GSI można również obliczyć z zależności korelacyjnej:

$$GSI = RMR - 5 \quad (6.18)$$

Do oceny zawodnienia stosujemy RMR – 15 pkt. oraz do orientacji spękań – 0 pkt (Hoek 1999; Pilecki, 2002).

Stała m_i w zależności od litologii zmienia się w przedziale 4–35, i tak dla:

- skał osadowych (brekcje, zlepieńce, piaskowce, mułowce, iłowce, wapienie, margle, dolomity, kreda, gipsy, anhydryty) m = 4–22,
- skał magmowych (głębinowych, wulkanicznych): granity, granodiryty, gabra, dioryty, riolity, dacyty, andezyty, bazalty, diabazy, tufity, m = 13–35,
- skał metamorficznych (marmury, kwarcyty, gnejsy, łupki, amfibolity, rogowce) m = 5–32.

Do pełnej charakterystyki geologiczno-inżynierskiej masywu brakuje jeszcze laboratoryjnej wytrzymałości na jednoosiowe ściskanie R_{cs} i współczynnika parcia w spokoju K_0 ($\sigma'_{zh} : \sigma'_{zv}$). Znajomość wymienionych parametrów łącznie z GSI niezwykle jest przydatna przy budowie tuneli (w projektowaniu obudowy), zabezpieczeń zboczy wyprofilowanych w spękanych, niejednorodnych masywach. Istnieją już klasyfikacje masywów skalnych wg GSI w zależności od wskaźnika wytrzymałości punktowej I_{s50} w podziale (Tsimbaos, Saroglou, 2010):

- I_{s50} <3 MPa,
- I_{s50} ≥3 MPa.

Hoek i Brown (1997) zaproponowali również równanie na „*in situ* moduł odkształcenia" E_M w zależności od jednoosiowej wytrzymałości na ściskanie R_c i GSI w następującej postaci:

$$E_M\,(GPA) = \sqrt{\frac{R_c\ (MPa)}{100}}\ \ 10^{\left(\frac{GSI-10}{40}\right)} \quad (6.19)$$

Międzynarodowe Stowarzyszenie Mechaniki Skał (ISRM–1973) rekomenduje wyznaczenie wytrzymałości na ścinanie masywu skalnego wg następującej zależności:

$$R\tau_M = \sigma_n \operatorname{tg}\left[(ICR \log_{10}\left(\frac{ICS}{\sigma_n}\right) + \Phi_b\right] \quad (6.20)$$

gdzie:

σ_n – naprężenie normalne (MPa),
ICR – współczynnik chropowatości powierzchni szczeliny (0–20),
ICS – wytrzymałość spękanej ściany masywu,
wg log ICS = $0{,}0088\gamma \cdot r_s + 1{,}01(1/4R_c \div R_c)$;
γ – ciężar objętościowy kN/m^3,
r_s – wskaźnik odbojności wyznaczony młotkiem Schmidta,
Φ_b – „bazowy" kąt tarcia powierzchni (25–35°).

Za przykład oceny wytrzymałości masywu skalnego może służyć poniższa sytuacja. Przeprowadzono badania i obserwacje na rdzeniach wiertniczych piaskowców kredowych występujących w depresji północnosudeckiej w rejonie Nowogrodźca. Badano piaskowce średnioziarniste, gruboziarniste i zlepieńcowate, w rezultacie otrzymano (średnio) U_N = 92%, S_z = 7/m, RQD = 47%, C = 0,27, C_s = 0,15, R_c = 2,8–5,0 MPa:

- wytrzymałość masywu wg Hansagie'go $R_{cM} = R_c \cdot C_s$ = (2,8–5,0) 0,15 = 0,4–0,8 MPa,
- wytrzymałość masywu wg Bartona, przy przyjęciu I_n = 5, I_r = 1,5; I_a = 5, I_w = 1, SRF = 5–10, wskaźnik Q = 0,1–1,0;

- wytrzymałość masywu wg Bieniawskiego, z zależności RMR = *f*(Q), RMR = 15–20,
- wytrzymałość masywu wg Bieniawskiego *Rock Mass Rating* obliczona z sumy punktów odpowiednio dla: a – 1, b – 8, c – 20, d – 10, e – 4, f – (–20), RMR = 23, wartość zbieżna z RMR = f(Q).

Wszystkie wskaźniki świadczą o masywie słabym i bardzo słabym.

Graniczna nośność masywu skalnego jest parametrem niezbędnym w rozwiązywaniu szeregu zadań praktycznych, w szczególności górniczych i budowlanych.

Kidybiński (1982) przedstawił sposób wyznaczania jednostkowego obciążenia dopuszczalnego σ_{dop}. Wykorzystuje on teorie defektów strukturalnych w ciałach stałych Weibula:

$$\frac{R_{cM}}{R_{cs}} = \left(\frac{V_s}{V_m}\right)^{1/m} \qquad (6.21)$$

gdzie:

R_{cM} – wytrzymałość masywu skalnego na ściskanie,
R_{cs} – wytrzymałość skały (materiału) na ściskanie,
V_s – objętość badanego elementu niespękanej skały,
V_m – objętość przestrzeni masywu objętej działaniem obciążenia projektowanego obiektu,
m – stała = 5,2–5,8, średnio 5,5.

Zastępując po prawej stronie tego równania trójwymiarowe wielkości jednowymiarowymi można napisać:

$$\frac{R_{cM}}{R_{cs}} = \left(\frac{L_s}{L_m}\right)^{3/m} \qquad (6.21)$$

gdzie:

L_s – średni odstęp między spękaniami (długość elementu bez spękań) *m*
L_m – maksymalna długość strefy objętej projektowanym obciążeniem podłoża, *m*

Podstawiając zamiast L_s znaną z pomiarów wielkość liniowego zagęszczenia spękań, czyli liczbę spękań na 1 m długości np. otworu *L*, otrzymuje się ostatecznie:

$$\sigma_{dop} = n \cdot R_{cs}\left(\frac{1}{L \cdot L_m}\right)^{3/m} \qquad (6.23)$$

gdzie:

σ_{dop} – jednostkowe obciążenie dopuszczalne,
n – założony współczynnik bezpieczeństwa.

Pod względem nośności i odkształcalności w większości przypadków skały stanowią bardzo dobre lub co najmniej dobre podłoże budowlane. W skałach magmowych i metamorficznych przepływ wody nie powoduje zmian w składzie mineralnym, strukturze i teksturze, natomiast pod wpływem czynników fizycznych i chemicznych wietrzeją. W skałach osadowych wpływ wody jest bardzo wyraźny, ulegają one rozpuszczającemu oddziaływaniu wody (krasowi), wietrzeniu (pęcznienie–skurcz, zamrażanie–odmrażanie), deformacjom filtracyjnym w gruntach sypkich występujących w przewarstwieniach w masywie skalnym. W budownictwie przy wykonywaniu wykopów fundamentowych w skałach uzyskuje się stateczne skarpy pionowe bez obudowy.

Poniżej przedstawiono geologiczno-inżynierskie charakterystyki skał występujących w poszczególnych rejonach Polski.

6.4.2. Skały magmowe

Skały magmowe w zależności od warunków w jakich nastąpiła krystalizacja magmy oraz od form występowania geologicznego dzieli się na skały:

- głębinowe,
- wylewne.

Skały głębinowe wykazują budowę całkowicie krystaliczną, ziarnistą: drobno (0,1–0,2 mm), średnio (2–5mm) i grubo (powyżej 5 mm). Skały wylewne wykazują strukturę porfirową, półkrystaliczną lub szklistą. Struktura porfirowa charakteryzuje się tym, że w cieście skalnym o wyglądzie masy ziemistej lub zbitej tkwią poszczególne kryształy składników skałotwórczych. Dodatkowo wyróżnia się skały żyłowe, które powstały podczas przedostania się magmy do szczelin w sąsiadujących skałach. Skały w zależności od zawartości krzemionki dzielimy na kwaśne i zasadowe. Kwaśne mają barwę jaśniejszą i zawierają dużo SiO_2, natomiast skały zasadowe są ciemniejsze bogate w miki, hornblendę i augit. Konkretne wartości odpowiednich charakterystyk skał przedstawiono w tabelach 6.22–6.25.

6.4.2.1. Skały magmowe – głębinowe (granity – tatryty, sjenity, gabra)

Występowanie ich jest ograniczone przede wszystkim do Sudetów i ich Przedgórza oraz lokalnie do Tatr. W Sudetach główne znaczenie posiadają granity, sjenity i gabra (tab. 6.22), reprezentują kaledoński (sylur/dewon) i waryscyjski (karbon/perm) plutonizm.

Granity (granodioryty) występują najczęściej w postaci batolitów. Masywy: Strzegomia i Sobótki, Strzelina, Karkonoszy, Kudowy są zbudowane z granitów. Wyróżnia się głównie granity biotytowe i dwułyszczykowe, odmiany średnio- i drobnoziarniste, niekiedy porfirowate. W granitach dolnośląskich wyróżnia się kilka rodzajów ciosu o różnej szorstkości. W składzie mineralnym przeważają skalenie (ortoklaz) – 60%, kwarc ~30%, w składzie chemicznym SiO_2 jest powyżej 65% i Al_2O_3 więcej niż 13% (Kozłowski, 1986). Należą do skał najbardziej kwaśnych. Charakterystyczne właściwości fizyczne granitów to (średnio): gęstość objętościowa 2,63 Mg/m^3, właściwa 2,70 Mg/m^3, porowatość 2,6%, nasiąkliwość 1,0%, ścieralność 0,2 mm, prędkość fali podłużnej powyżej 2700 m/s. Są to skały ciężkie i b. ciężkie o niskiej porowatości, mało i bardzo mało nasiąkliwe o bardzo małej ścieralności i bardzo dobrej mrozoodporności. Oczywiście pod względem wytrzymałości analizowane granity zalicza się do skał litych twardych o wytrzymałości na ściskanie[22] w szerokim zakresie – 80–350, $\overline{160}$ MPa, wytrzymałości na rozciąganie 4–11 MPa, wytrzymałości rezydualnej powyżej 5 MPa, module sprężystości w granicach 16–37 GPa. Odmiany drobnoziarniste charakteryzują się wyższą wytrzymałością względem odmian średnio- i gruboziarnistych. Silnie zwietrzałe granity charakteryzują się wytrzymałością na ściskanie rzędu 50 MPa.

Szerokie przedziały zmienności parametrów wytrzymałościowych są uzasadnione różnym stopniem zwietrzenia. Najwyższe wartości odpowiadają stanowi nienaruszonemu. Współczynnik odporności na mięknięcie zmienia się w zakresie 0,73–0,94; a odporność na zamarzanie – 0,68–0,85. Stosunek wytrzymałości na ściskanie do wytrzymałości na rozciąganie wynosi powyżej 12, natomiast stosunek wytrzymałości maksymalnej do rezydualnej wynosi ok. 10. Progi faz wyróżnionych podczas ściskania w stanie przedkrytycznym zmieniają się odpowiednio (w % R_{cs}): mi-

[22] W przypadku wyników badań wytrzymałości na ściskanie skał (R_c) szerokie przedziały uzyskanych wartości poza niejednorodnością samego materiału mogą wynikać z różnej metodyki i rodzaju zastosowanej aparatury. Łukaszewski (2013) podaje, że stosunek – R_c prasa miękka : R_c prasa sztywna wynosi 0,50–0,92. Podawane wyższe wartości otrzymywano w prasach sztywnych, np. MTS–815.

krodylatancji 25–38, liniowości odkształceń osiowych 41–64 i makrodylatancji 49–67 (Pinińska red., 1996). W ocenie klasyfikacyjnej (wg PN-EN ISO) granity są skałami o wysokiej i nadzwyczaj wysokiej wytrzymałości, a wg Protodiakonowa skałami zwięzłymi kategorii I–IIIa, natomiast wg Bieniawskiego masyw zbudowany z granitów można zaliczyć do klasy I i II. Wietrzenie granitów powoduje ich rozdrobnienie i odżelazienie, prowadzące do powstawania kaolinu.

Tatryt (granit). Masyw centralny Tatr jest zbudowany z granitów paleozoicznych. Z uwagi na rejon Parku Tatrzańskiego na temat tych granitów istnieje b. mało danych geomechanicznych. Zawierają one prócz kwarcu i biotytów również plagioklaz. Mają strukturę ziarnistą, teksturę zbitą i bezkierunkową. W stanie niezwietrzałym parametry fizyczne granitu tatrzańskiego są zbliżone do parametrów granitów dolnośląskich. Wytrzymałość na ściskanie R_{cs} zmienia się w bardzo szerokich granicach – 36–210 MPa. R_{cs} = 36 MPa charakterystyczna jest dla zwietrzałego granitu, a R_{cs} = 210 MPa dla nienaruszonego granitu. Wytrzymałość na rozciąganie niezwietrzanego granitu R_{rs} ≈ 9 MPa, $R_{cs} : R_{rs} \approx 20$. Maksymalną wytrzymałość na ściskanie osiąga się przy ε_f = 0,6%. Progi pomiędzy fazami podczas ściskania w stanie przedkrytycznym wynoszą: mikrodylatancji 60% R_c liniowości odkształceń osiowych 74% R_c i makrodylatancji 76% R_c (Domonik red., 2012). Według PN-EN ISO analizowany granit zalicza się do skał o średniej i bardzo wysokiej wytrzymałości, do kategorii średnio zwięzłych – zwięzłych (kategoria V–I) wg Protodiakonowa.

Sjenity występują w rejonie Niemczy, Kłodzka i Złotego Stoku, gdzie tworzą nieregularne formy. Wyróżnia się sjenity od drobno- do różnoziarnistych oraz o strukturze porfirowej barwy od niebieskawej do czarnej. Są one skałami bardzo dekoracyjnymi. W swoim składzie mineralnym zawierają głównie: ortoklaz, plagioklazy, augit, hornblendę i biotyt. W związku z tym wyróżnia się sjenity hornblendowe, biotytowe i augitowe. Zakres zmienności parametrów fizycznych, wytrzymałościowych, odkształceniowych jest podobnego rzędu jak w granitach. Gęstości objętościowe i właściwe są wyższe od granitów, niższe są porowatość i ścieralność. Średnia wytrzymałość na ściskanie R_{cs} jest wyższa od granitu, osiąga wartość 220 MPa, wytrzymałość na rozciąganie R_{rs} w granicach 7–13 MPa. Stosunek $R_{cs} : R_{rs}$ = 6–17. Współczynnik odporności na mięknięcie M = 0,88–0,90, odporność na zamrażanie $W_Z \approx 0,85$. Moduł sprężystości zmienia się w granicach 37–49 GPa. Odkształcenie względne krytyczne przy niszczącym obciążeniu wynosi w granicach 0,6–0,7%. W klasyfikacji PN-EN ISO sjenity zalicza się do skał o wysokiej i nadzwyczaj wysokiej wytrzymałości, kategorie I–IIIa Protodiakonowa i klasa masywu II–III Bieniawskiego.

Gabra są zaliczane do kaledońskiego cyklu magmowego, występują w skałach masywu sowiogórskiego, tworzą główny Masyw Ślęży (okolice Sobótki i Nowej Rudy). Są one wykształcone jako skały gruboziarniste o strukturze bezładnej, wyróżnia się pod względem petrograficznym gabro bezoliwinowe i oliwinowe. Składają się głównie z jasnoszarego, bogatego w wapń plagioklazu (labrador) i ciemnozielonego, prawie czarnego, diallagu (Kozłowski, 1986). Pod względem parametrów fizycznych gabra trzeba zaliczyć do skał bardzo ciężkich o gęstości objętościowej powyżej 2,7 Mg/m^3, niskiej porowatości rzędu ~2%, są mało i b. mało nasiąkliwe (do 1,5%) i bardzo małej ścieralności (poniżej 2,5 mm). Gabra charakteryzują się niższą w stosunku do granitów i sjenitów wytrzymałością na ściskanie, średnio R_{cs} = 125 MPa, wytrzymałością na rozciąganie rzędu R_{rs} – 10 MPa, wskaźnik odbojności (wg Schmidta) dla gabra jest podobnego rzędu jak dla granitu i wynosi w granicach 43–53, $R_{cs} : R_{rs} \approx 12,5$. Maksymalne wytrzymałości na ściskanie osiąga się przy odkształceniach niszczących ε_f = 0,5–0,6%. Gabra pod względem wytrzymałościowym można zaliczyć do skał o wysokiej i nadzwyczaj wysokiej wytrzymałości (PN-EN ISO), kategorii II i IIIa zwięzłości wg Protodiakonowa. Masyw zbudowany ze skał gabrowych klasyfikuje się w klasie III Bieniawskiego.

Tabela 6.22. Geologiczno-inżynierskie charakterystyki skał magmowych i metamorficznych*

GENEZA		Region geologiczny	Rodzaj skały	Parametry fizyczne				Wytr	
				gęstość, Mg/m^3		porowatość n, %	ścieralność S_c^B, cm	ściskanie	
				ρ	ρ_s			R_{cs}	R_{cn}
MAGMOWE	głębinowe	Sudety, Przedgórze	granity	2,40–2,78	2,64–2,83	0,34–3,82	0,05–0,65	80–350	~130
			sjenity	2,74–2,87	2,77–2,90	0,25–1,25	0,02–039	90–273	~200
			gabro	2,88–3,01	2,90–3,05	0,70–2,40	002–0,27	80–200	~110
		Tatry	granity (tatryt)	2,62–2,68	2,65–2,74	1–6	0,1–0,3	36–210	~185
	wylewne	Sudety, Przedgórze	bazalty	2,91–3,12	2,96–3,30	0,3–4,5	0,02–0,21	80–500	129–217
			paleobazalty	2,67	2,76	3,3	1,2	280	167
			riolity	2,46	2,74	10,1	~1	156	121
			porfiry	2,40–2,52	2,64–2,74	0,5–12,4	0,3–0,8	82–300	61–128
			melafiry	2,62–2,80	2,68–2,83	1,1–5,7	011–0,43	80–255	–
			keratofiry	2,62–2,75	2,65–2,89	~1,5	0,13–0,40	89–274	
			diabazy	2,86–2,92	2,95–2,97	~2	0,46–1,47	114–300	
		Karpaty Pieniny	andezyty	2,39–2,83	2,69–2,84	3,1–11,4	0,1–1,0	75–277	73–202
		Wyżyna Śląsko-Krakowsko-Częstochowska	porfiry	2,39–2,61	2,58–2,68	2,3–8,1	0,13–059	52–272	82–140
			diabazy	2,60–2,86	2,68–2,88	0,3–5,8	0,18–0,66	103–291	86–157
			tufy riolitowe	1,85–2,04	2,48–2,65	23–25	0,40–0,60	15–30	10–18
		Góry Świętokrzyskie	diabazy	2,67–2,78	2,73–2,84	~2	~0,3	180–260	–
METAMORFICZNE		Sudety, Przedgórze	gnejsy	2,58–2,70	2,65–2,74	1,1–3,3	0,05–0,26	69–173	~170
			marmury	2,62–2,85	2,70–2,88	0,7–3,7	0,4–1,1	26–200	50–157
			kwarcyty	2,50–2,70	2,64–2,73	0,3–7,3	0,05–0,25	77–420	–
			łupki kwarc.	2,26–2,45	2,58–2,70	0,5–9,0	1–2	20–89	~50
			amfibolity	2,92–3,08	3,01–3,08	1–3	0,07–0,31	78–135	–
			serpentynity	2,36–3,06	2,61–3,06	0,3–11	0,07–0,9	53–190	28–168
			zieleńce	2,82–3,09	–	0,1–3,1	–	36–187	–

* Na podstawie badań: Pentlakowa, Wojno, 1952; Kamieński, Skalmowski red., 1957; Wojno, Pentlakowa, 1957; Penkalowa, 1961; Kaczyńs

rzymałość, (MPa) na:			Odkształcalność		Ocena, klasyfikacja wg:			Uwagi
rozciąganie R_{ts}	rezydualna R_{rcz}	odbojność r_s (–)	krytycz. ε_f (%)	E_{st}/E_0 (GPa)	PN-EN ISO 14689-12006	Protodiako-nowa	Bieniawski RMR	
4–11	5–11	49–54	0,7–0,9	16–37	wysoka – nadz. wysoka	IIIa–I	69–82/I,I	wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie: wstanie powietrzno – suchym – Rcs, wstanie nasyconym Rcn, wskaźnik zwięzłości Protodiakonowa– f=Rcs/10, wskaźnik Bieniawskiego RMR
7–13	~16	57–63	0,6–0,7	37–49		IIIa–I	57–63/II,III	
8–12	19–31	43–53	0,5–0,6	~31		IIIa–II	43–53/III	
~9	–	–	~0,6	~43	średnia – b. wysoka	V–I	–	
9–16	~30	44–53	0,2–0,6	33–52	wysoka – nadz. wysoka	IIIa–I	32–60/III,IV	
15	–	~54	0,9	35–56	wysoka– nadz. wysoka	I	30/IV	
8	~18	41	0,4	52	b. wysoka	II	39/IV	
15	–	–	–	–	wysoka – nadz. wysoka	IIIa–I	–	
–	–	–	–	–	wysoka– nadz. wysoka	IIIa–I	–	
					wysoka – nadz. wysoka	IIIa–I	–	
					b. wysoka – nadz. wysk.	III–I	–	
5–10	–	–	0,7–1,0	12–37	wysoka – nadz. wysoka	IIIa–I	70–92/I,II	
10–16	28	46–58	0,9–1,0	12–21	wysoka – nadz. wysoka	IVa–I	63–68/II	
~11	–	~49	~0,7	~21	b. wysoka – nadz. wysoka	III–I	62/II	
~2	9	~26	~1,0	~2,5	niska–średnia	VIa–Va	53/III	
10–15	–	–	–	–	b. wysoka – nadz. wysoka	II–I	–	
~10	~15	~47	~0,7	12–38	wysoka – b. wysoka	IV–II	59/III	
3–4	7–13	~50	0,5–0,7	25–28	średnia – b. wysoka	VI–I	49–61/II,III	
–	–	–	–	–	wysoka – nadz. wysoka	IV–I	–	
~3	~10	26	~1,8	~6	niska – wysoka	VI–IIIa	19/V	
–	–	–	–	–	wysoka – b. wysoka	IV–III	–	
~3	~14	22	~0,8	~8	wysoka – b. wysoka	IVa–II	55/III	
–	–	–	–	–	średnia – b. wysoka	Va–II	–	

ski, 1986, 1987; Kowalski, 1986; Kozłowski, 1986; Pinińska red., 1994, 1995, 1996, 1997, 1999, 2000, 2003, 2004; Domonik red., 2012

Ze skał magmowych – głębinowych na obszarze Sudetów i Przedgórza występują dioryty, perydotyty i piroksenity. Penkalowa (1961) i Kozłowski (1986) podają geologiczno-inżynierskie parametry skał magmowych i metamorficznych występujących w głazach narzutowych z okolic Suwałk, np. wytrzymałość na ściskanie dla granitów R_{cs} wynosi 100–250 MPa, gabra – 128–180 MPa i gnejsów – 100–240 MPa.

6.4.2.2. Skały magmowe – wylewne (porfiry, riolity, keratofiry, andezyty, bazalty, melafiry, diabazy, tufy porfirowe)

Magma przedostając się na powierzchnię lub pod powierzchnię Ziemi zastyga, tworząc skały wylewne o strukturze porfirowej, półkrystalicznej lub szklistej. Występują one głównie w Sudetach, na Wyżynie Śląsko-Krakowsko-Częstochowskiej oraz w Karpatach (Pieninach) i Górach Świętokrzyskich. Do najważniejszych skał wylewnych należą: andezyty, bazalty, porfiry, riolity, melafiry, keratofiry i diabazy[23]. Skały magmowe wylewne występują na powierzchni tylko w niewielkich izolowanych płatach.

Porfiry i riolity należą do kwaśnych skał wylewnych. Występują w Sudetach w depresji śródsudeckiej w okolicach Wałbrzycha i Świerzawy oraz na Wyżynie Śląsko-Krakowsko-Częstochowskiej. W składzie mineralnym wyróżnia się: kwaśny plagioklaz, hornblendę, augit i biotyt; w składzie chemicznym dominuje krzemionka (SiO_2 powyżej 65%). Skały charakteryzują się strukturą porfirową z jasnoszarym lub ciemnoszarym ciastem skalnym. Porfiry i riolity Sudetów są bardziej porowate (0,5–12,4%) w stosunku do innych skał wylewnych. Z uwagi na: gęstość objętościową (2,40–2,52 Mg/m^3) zaliczamy je do skał ciężkich, nasiąkliwość (1,3–6,8%) – do mało i średnio nasiąkliwych, ścieralność (0,27–0,49 cm) – do skał o małej ścieralności. Są mrozoodporne. Wytrzymałość na ściskanie R_{cs} równa 82–300 MPa sprawia, że wg PN i ISO zalicza się je do skał od wysokiej do nadzwyczaj wysokiej wytrzymałości. Wytrzymałość na rozciąganie R_{rs} wynosi 8–15 MPa, $R_{cs} : R_{rs}$ = 10–20, wytrzymałość rezydualna R_{re} – ok. 20 MPa, stosunek $R_{rez} : R_{cs}$ – ok. 0,10–0,25, moduł sprężystości – ok. 50 GPa, progi mikrodylatancji i makrodylatancji odpowiednio – ok. 40 i 70% R_{cs}. Współczynnik zwięzłości Protodiakonowa f > 8. Masyw porfirów i riolitów zalicza się wg Bieniawskiego do klasy IV słabych masywów.

Porfiry i riolity krakowskie występują w okolicach Miękini i Zalasu. Tak jak porfiry dolnośląskie są związane z orogenezą waryscyjską (perm/karbon). Wykazują one strukturę porfirową, w

[23] Wśród tych skał w rejonie Boguszowa i Stanisławowa występują dolnośląskie złoża żyłowe barytu, towarzyszą im liczne dyslokacje, przejawy wulkaniczne wieku permskiego oraz piaskowce i łupki karbońskie. Zasadnicze parametry geotechniczne dla głównych typów skał otaczających złoże barytu przedstawiają się następująco (Drągowski i in., 1984): • gęstość właściwa (Mg/m^3): porfiry 2,97–3,0; porfiry zwietrzałe 2,87–2,89; bazalty 3,0–3,2; diabazy ~3,00 • gęstość objętościowa (Mg/m^3): porfiry 2,57–2,72; porfiry zwietrzałe 2,42–2,48; bazalty 2,69–2,72; diabazy 2,80–2,88 • prędkość fali V_p (m/s): porfiry 4100–5400, porfiry zwietrzałe 3600–3800, bazalty 4500–5000, diabazy 3500–6300 • wytrzymałość na ściskanie (MPa): porfiry 37–170, porfiry zwietrzałe 33–85, bazalty 60–80, diabazy 10–115 • wytrzymałość na rozciąganie (MPa): porfiry 0,5–12; porfiry zwietrzałe 2,5–2,8; bazalty 3–4; diabazy 3–18 • moduł sprężystości (GPa): porfiry 2–11; porfiry zwietrzałe 2,3–3,7; bazalty ~10; diabazy 1,4–3,7. Łupki metamorficzne (chlorytowo serycytowe i kwarcowo–albitowe) charakteryzują się: gęstościami objętościowymi 2,67–3,03 Mg/m^3, prędkością fali V_p =3300–5500 m/s, wytrzymałością na ściskanie 13,5–62,0MPa, wytrzymałością na rozciąganie 2,5–6,0 MPa, modułem sprężystości 1–3 GPa Natomiast zwietrzeliny powierzchniowe skał wulkanicznych są wykształcone jako mieszaniny gruntów pylasto-iłowych z okruchami. Występują również zwietrzeliny typu szczelinowego zbudowane z okruchów otaczających skał w tle pylasto-ilasto-piaszczystym. Wykazują one następujące parametry: wilgotność (%) – zwietrz. powierzchniowe 10–26, szczelinowe 10–30, • gęstość objętościowa (Mg/m^3) – zwietrz. powierzchniowe 1,60–2,05, szczelinowe 1,80–2,10; • kąt tarcia wewnętrznego (°) – zwietrz. powierzchniowe 12,5–21, szczelinowe 4–22, • spójność (MPa) – zwietrz. powierzchniowe 0,0–0,20, szczelinowe 0–0,05 • moduł edometryczny (MPa) – zwietrz. powierzchniowe 6–42.

zbitym cieście skalnym tkwią prakryształy głównie skaleni, biotytu i kwarcu. Są to skały różnokolorowe. Parametry fizyczne, wytrzymałościowe i odkształceniowe nie odbiegają zasadniczo od analogicznych parametrów charakterystycznych dla porfirów i riolitów Sudetów. Wytrzymałość na ściskanie zmienia się w granicach R_{cs} = 52–272 MPa, przy czym wytrzymałość na rozciąganie R_{rs} = 10–16 MPa, R_{cs} : R_{rs} = 3–27. Znaczna zmienność wytrzymałości na ściskanie warunkuje zakwalifikowanie do skał od wysokiej do bardzo wysokiej wytrzymałości (PN-EN ISO), do IVa–I klasy zwięzłości Protodiakonowa. W ocenie masywu wg klasyfikacji Bieniawskiego można zaliczyć w stanie niezwietrzałym do klasy II masywów dobrych.

Keratofiry występują na Dolnym Śląsku wśród skał paleozoicznych w trzech rejonach: Górach Kaczawskich, w metamorfiku kłodzkim i w strukturze bardzkiej. Należą one do skał wylewnych na pograniczu skał kwaśnych i obojętnych. Charakteryzują się płytową lub łupkową oddzielnością o więźbie porfirowej w mikrolitowym cieście skalnym tkwią fenokryształy albitu, czasami kwarcu rzadziej biotytu, epidotu. W zasadzie są jasnej lub ciemnoszarej barwy. Parametry fizyczne zmieniają się w zakresie: gęstość 2,62–2,75/2,65–2,89 Mg/m^3, porowatość ~1,5%, nasiąkliwość 0,15–0,70%, ścieralność 0,13–0,40 cm. Ich wytrzymałość na ściskanie (R_{cs} = 89–274 MPa) jest zbliżona do wytrzymałości porfirów. Z tego względu wg oceny PN-EN ISO analizowane skały można zaliczyć do skał od wysokiej do nadzwyczaj wysokiej wytrzymałości. Współczynnik zwięzłości Protodiakonowa wynosi powyżej 8.

Bazalty są wylewnymi skałami zasadowymi, powstałymi w miocenie w okresie orogenezy alpejskiej. Występują one na Dolnym Śląsku, ciągną się ku wschodowi aż po Górę Św. Anny w formie kominów wulkanicznych, lub pokryw lawowych i żył. Bazalty wykazują doskonałą oddzielność (cios) słupową (np. Wilcza Góra), należą do odmiany plagioklazowej, są zbite, przeważnie barwy ciemnoszarej do czarnej, afanitowe lub drobnoporfirowe, o zawartości krzemionki ok. 40%. Bazalty dzięki dużej zawartości augitu i magnetytu są ciężkie, gęstość właściwa w granicach 2,96–3,30 Mg/m^3. Wykazują niską porowatość, średnio ok. 2%, niską nasiąkliwość (0,2–2,1%), ścieralność rzędu do 0,20 cm. Bazalty w stanie niezwietrzałym są skałami o najwyższej wytrzymałości. W stanie jednoosiowego ściskania zniszczenia bazaltów następują „wybuchowo". W profilu pionowym obserwuje się bazalty o różnym stopniu zwietrzenia w zależności od wyróżnionej strefy. Liczne badania wytrzymałościowe bazaltów świadczą o tym, że R_{cs} zmienia się w granicach 80–500 MPa, wytrzymałość na rozciąganie R_{rs} = 10–16 MPa, a stosunek R_{cs} : R_{rs} >15. Moduł sprężystości wynosi powyżej 30 GPa. Maksymalne naprężenie niszczące jest osiągane przy odkształceniu względnym 0,2–0,6%. Bazalty są całkowicie mrozoodporne i wykazują niski stopień mięknięcia. Z uwagi na istniejące w literaturze parametry wytrzymałości na ściskanie bazaltów o różnym stopniu zwietrzenia, analizowane bazalty wg PN-EN ISO zalicza się do skał o wysokiej, bardzo wysokiej i nadzwyczaj wysokiej wytrzymałości, współczynnik zwięzłości f > 8 świadczy o skałach zwięzłych twardych – skały o wysokim stopniu zwięzłości. Bazalty w masywie skalnym zachowują się wg Bieniawskiego jak masywy III i IV klasy (Pinińska red., 1996, 1997).

Melafiry i diabazy. Paleobazalty, melafiry i diabazy – skały wylewne zasadowe, występują w Sudetach, natomiast same diabazy występują na Wyżynie Śląsko-Krakowsko-Częstochowskiej oraz w Górach Świętokrzyskich.

W Sudetach i na Przedgórzu Sudeckim paleobazalty i melafiry występują w depresji śródi północnosudeckiej. Są one związane z orogenezą waryscyjską. Melafiry zajmują największy obszar – od Kamiennej Góry aż po okolice Kłodzka. Paleobazalty i melafiry są zwięzłe, drobnoziarniste, barwy szaroczerwonej lub szarobrunatnej, często ze śladami wietrzenia. Wyróżnia się również odmiany o teksturze gąbczastej i migdałowcowej.

Melafiry w rejonie Krakowa znane są z miejscowości Rudna, Regulic, Alwerni, Miękini i Filipowic. Swoimi właściwościami i zachowaniem pod działaniem obciążenia w zasadniczy sposób nie odbiegają od melafirów dolnośląskich.

Diabazy znane są z Dolnego Śląska (masyw Nowej Rudy, okolice Słupca i Bożkowa), z okolic Krakowa (Niedźwiedzia Góra) i w Górach Świętokrzyskich (rejon Łagowa).

Na Dolnym Śląsku diabazy są odmiany drobno- i gruboziarnistej. W rejonie Krakowa występuje diabaz drobnoziarnisty, prawie czarny, hiperstenowo-kwarcowy, składa się z plagioklazu i hiperstenu oraz niewielkiej ilości augitu, ponadto zawierają: kwarc, apatyt, magnetyt, ilmenit i biotyt. Diabaz z Gór Świętokrzyskich jest drobnoziarnisty, czarny z odcieniem zielonkawym. Wylewy diabazów świętokrzyskich należy wiązać ze zjawiskami wulkanicznymi, które występowały w czasie orogenezy kaledońskiej (Kamieński, Skalmowski red., 1957).W swym składzie zawierają przede wszystkim zasadowy plagioklaz, labrador i piroksen, a z pobocznych minerałów: magnetyt, ilmenit, apatyt i chloryt.

Właściwości fizyczne powyżej wymienionych skał zmieniają się granicach: gęstość 2,60–2,92/2,68–2,97 Mg/m^3, porowatość poniżej 6,0%, nasiąkliwość 0,10–3,8%, ścieralność 0,18–0,66 cm. Wytrzymałość na ściskanie w granicach 100–300 MPa, na rozciąganie 11–15 MPa, $R_{cs} : R_{rs}$ = 10–20. Współczynnik odbojności ~50, moduły sprężystości 21–56 GPa. Maksymalne obciążenie przy zniszczeniu osiąga się przy odkształceniu względnym ε_f = 0,7–1,0%. W ocenie wytrzymałości tych skał, wg PN-EN ISO można zaliczyć je do skał o wytrzymałości od wysokiej do nadzwyczaj wysokiej, współczynnik Protodiakonowa f > 8.

Tufy riolitowe – zaliczane do skał piroklastycznych, występują w rejonie Krzeszowic w Filipowicach (Kowalska Góra) na Wyżynie Śląsko-Krakowsko-Częstochowskiej, związane z erupcją wulkaniczną podczas orogenezy waryscyjskiej. Stanowią skały o charakterze druzgotu, z licznymi pustkami, barwy ciemnoróżowej z białymi nieregularnie rozmieszczonymi plamami. W składzie mineralnym dominują: skalenie, kwarc, schlorytyzowane biotyty oraz okruchy skał obcego pochodzenia.

Tufy filipowickie są bardzo porowate (powyżej 20%), wykazują niskie gęstości objętościowe rzędu 2 Mg/m^3, o nasiąkliwości objętościowej 5–15% i małej średniej ścieralności (~0,5 cm). Charakteryzują się niską wytrzymałością na ściskanie R_{cs} = 15–30 MPa, R_{cn} = 10–18 MPa, odporność na mięknienie M = $R_{cn} : R_{cs}$ = 0,53, odporność na zamrażanie W_Z ~0,40. W badaniach geomechanicznych obserwuje się wyraźną wytrzymałość rezydualną rzędu 10 MPa. Stosunek $R_{rez} : R_{cs}$ wynosi 0,3–0,7. W klasyfikacji PN-EN ISO tufy porfirowe zalicza się do skał o średniej i niskiej wytrzymałości, o współczynniku zwięzłości Protodiakonowa f >1,5 (kategoria VIa–Va). Masyw zbudowany z tufów wg Bieniawskiego można zaliczyć do III klasy górotworu.

Andezyty występują w Pieninach na przestrzeni ~20 km pomiędzy Czorsztynem (góra Wdżar) a Szlachtową k. Szczawnicy. Są one przejawem wulkanizmu wieku mioceńskiego. Mają budowę porfirową z prakryształami: skaleni (plagioklazy), augitów i amfiboli – ciasto skalne przeważnie grubo- i średnioziarniste. Wyróżnia się andezyty hornblendowe, amfibolowo-piroksenowe, amfibolowo-augitowe (np. góra Wdżar). Andezyty mają właściwości kwasoodporne, w składzie chemicznym (Kozłowski, 1986) zawierają ponad 50% SiO_2, a Al_2O_3 ponad 17%, Fe_2O_3 jest w granicach 1,5–6%, CaO ok. 7–8%, MgO wynosi 0,76–4,36% i Na_2O – 2,89–4,31%. Parametry fizyczne zamykają się w następujących granicach: gęstość 2,39–2,83/2,69–2,84 Mg/m^3, porowatość 3,1–11,4%, nasiąkliwość objętościowa 0,46–6,30%, ścieralność 0,1–8,0 mm, prędkość fali podłużnej powyżej 3000 m/s. Andezyty względem innych wylewnych skał wykazują dużą porowatość. Obecność licznych wtórnych porów jest przyczyną dużej zmienności parametrów wytrzymałościowo-odkształceniowych. Wytrzymałość na ściskanie waha się w granicach R_{cs} = 75–277 MPa, na rozciąganie R_{rs} = 5–10 MPa, moduł sprężystości E_{st} =12–37 GPa.

R_{cs} : R_{rs} powyżej 20. W andezytach maksymalną wytrzymałość na ściskanie uzyskuje się przy odkształceniach względnych ε_f = 0,7–1,0%. Współczynnik Poissona zmienia się w granicach ν = 0,21–0,30. W zależności naprężenie–odkształcenie w stanie przedkrytycznym wyznaczone progowe naprężenia wynoszą: mikrodylatancji 28–34% R_{cs}, granicy liniowości odkształceń osiowych 45–72% R_{cs} i makrodylatancji 47–73% $R_{cs.}$ Andezyty można zaliczyć wg PN-EN ISO do skał od średniej do nadzwyczaj wysokiej wytrzymałości, wskaźnik zwięzłości Protodiakonowa (f > 7,5) wskazuje na skały zwięzłe do skał o wysokim stopniu zwięzłości. Masywy andezytowe zalicza się do I i II klasy w klasyfikacji Bieniawskiego (Domonik red., 2012).

6.4.3. Skały metamorficzne (gnejsy, marmury, kwarcyty, łupki kwarcytowe, serpentynity i amfibolity, zieleńce)

Skały matamorficzne (przeobrażone) powstały w głębi skorupy ziemskiej w warunkach wysokiego ciśnienia i temperatury w wyniku metamorfozy już istniejących (pierwotnych) skał magmowych lub osadowych. Przebieg procesów przeobrażeniowych zależy od głębokości na jaką został masyw skalny pogrążony (strefy: epi, mezo, kata). Skały te są zbudowane częściowo ze skał pierwotnych, które tylko w niewielkim stopniu uległy przemianom, częściowo z minerałów powstałych podczas metamorfozy na drodze nowej krystalizacji. Do minerałów pierwotnych zalicza się: kwarc, miki, amfibole i pirokseny. Całkowitemu przeobrażeniu ulegają skaleniowce i oliwiny. Na ogół nie zmieniają się hematyt, piryt, granat, turmaliny. Minerały ilaste ulegają przeobrażeniu w miki i glaukonit, fosforany wapniowe przekrystalizowują się w apatyt, węglany zachowają się w różny sposób. Kryształy powstałe podczas metamorfizmu nazwano blastami, w związku z tym wyróżnia się struktury homoblastyczne (o jednakowej wielkości blastów) i heteroblastyczne (o różnych wielkościach). Tekstury są przeważnie kierunkowe, przeważają łupkowe. W zależności od strefy metamorfizmu i skały wyjściowej do najbardziej znanych skał metamorficznych zalicza się:

- gnejsy, które powstały niezależnie od strefy, głównie ze skał magmowych,
- marmury, które powstały we wszystkich strefach ze skał osadowych węglanowych,
- kwarcyty, które powstały we wszystkich strefach ze skał osadowych okruchowych,
- serpentynity i amfibolity, które tworzyły się w strefie mezo ze skał magmowych obojętnych i zasadowych,
- zieleńce masywne lub złupkowane, które powstały ze skał magmowych zasadowych.

Skały metamorficzne w Polsce występują przede wszystkim w Sudetach i na Przedgórzu Sudeckim, przeważnie zalicza się je do prekambru i starszego paleozoiku.

Gnejsy występują na Dolnym Śląsku w kilku rejonach: w Karkonoszach, w Górach Sowich, Izerskich i Orlickich, w okolicy Lądka i Złotego Stoku, Strzegomia-Sobótki i Strzelina. Ich struktura głównie jest średnio- i gruboziarnista o podzielności równoległej. W składzie mineralnym dominują składniki jasne (skalenie i kwarc) oraz łyszczyki. Skład mineralny, struktura i tekstura stanowi podstawę do wyróżnienia licznych odmian. W praktyce gnejsy mają ograniczone zastosowanie. Ze względu na gęstość zalicza się do skał ciężkich i bardzo ciężkich, nasiąkliwość – do mało i bardzo mało nasiąkliwych, ścieralność – do skał o bardzo małej ścieralności oraz są całkowicie mrozoodporne. Wytrzymałość na ściskanie R_{cs} = 69–173 MPa klasyfikuje je do skał o wysokiej i bardzo wysokiej wytrzymałości wg PN-EN ISO. Stosunek R_{cs} : R_{rs} jest takiego samego zakresu jak w skałach magmowych, rzędu 20. Pod względem zwięzłości są to skały kategorii IV–II. Masywy gnejsowe wg Bieniawskiego zalicza się do III klasy Górotworu (Pinińska red., 1996).

Marmury właściwe występują tylko na Dolnym Śląsku w Sudetach w różnych poziomach stratygraficznych, powstały w wyniku metamorfizmu skał wapiennych głównie staropaleozoicznych. Marmury spotykamy w Górach Kaczawskich, Rudawach Janowickich, na Ziemi Kłodzkiej i w Sudetach Wschodnich (Pentlakowa, Wojno, 1952). Najczęściej marmury mają średnio- lub grubokrystaliczną strukturę. Do najdawniej eksploatowanych należą marmury sławniowickie k. Nysy. Do najbardziej dekoracyjnych polskich marmurów należą te występujące w rejonie Stronia Śląskiego w kamieniołomach Marianna Zielona i Biała oraz Biała Julianna. W składzie chemicznym wyróżnia się SiO_2 do 10%, CaO powyżej 40% i MgO 1–3% (Kozłowski, 1986). Z rejonu Wojcieszowa w Górach Kaczawskich znany jest marmur kambryjski barwy od białej do różowo-niebieskiej. Marmury dolnośląskie są masowo stosowane do produkcji elementów budowlanych (np. płyty nagrobkowe i okładziny ścienne). Mają dużą trwałość i odporność na wpływy atmosferyczne, odznaczają się małą porowatością (do 3,7%, średnio 1,3%), małą nasiąkliwością (do 1,0%) i małą ścieralnością (do 1 cm). Wytrzymałość na ściskanie zmienia się w szerokim zakresie R_{cs} = 26–200, $\overline{120}$ MPa, natomiast wytrzymałość na rozciąganie R_{rs} = 3–4 MPa, stosunek $R_{cs} : R_{rs}$ wynosi do 30. Prędkość fali podłużnej przekracza 5000 m/s. Całkowite względne odkształcenie w momencie osiągnięcia krytycznego obciążenia wynosi 0,5–0,7%, a moduły sprężystości – 25–28 GPa. Norma PN-EN ISO marmury kwalifikuje do skał od średniej do bardzo wysokiej wytrzymałości. Charakteryzują się one różną zwięzłością – od kategorii VI do I. Natomiast marmury w masywie skalnym kwalifikuje się wg Bieniawskiego do II i III klasy górotworu.

Łupki kwarcytowe występują wśród innych utworów metamorficznych Sudetów i Przedgórza. Są one wieku dewońskiego. Ze względu na swoje właściwości fizyczne i chemiczne są wyjątkowo cennym surowcem do produkcji wyrobów ogniotrwałych. Skład mineralny łupków kwarcytowych jest dość zmienny, przede wszystkim w odniesieniu do zawartości serycytu, różny jest stopień lityfikacji. Łupki kwarcytowe są jasnoszare o połysku szklistym, pochodzącym od łusek serycytu. Struktura łupkowa tych skał powoduje zwiększoną porowatość – do 9%, nasiąkliwość objętościową ok. 6% i ścieralność 1–2 cm. Wytrzymałość na ściskanie R_{cs} = 20–89 MPa wskazuje na skały o niskiej i wysokiej wytrzymałości, o zwięzłości kategorii VI–IIIa, czyli skały dość miękkie do zwięzłych twardych i kwalifikuje się je do V klasy górotworu.

Serpentynity i amfibolity są skałami metamorficznymi przeobrażonymi ze skał magmowych obojętnych lub zasadowych. Tekstura amfibolitów jest na ogół uporządkowana, foliacja znacznie słabsza niż w łupkach. Wydziela się odmiany grubo- i drobnoziarniste, zbudowane głównie z hornblendy i plagioklazu. Amfibolity występują dość powszechnie w Górach Sowich, Bystrzyckich i Orlich oraz w rejonie Lądka-Śnieżnika w osłonie Karkonoszy w okolicach Sobótki i Strzelina. Serpentynity powstały również ze skał magmowych zasadowych w strefie płytkiego metamorfizmu, są barwy zielonej do czarnej, zbudowane głównie z minerałów z grupy serpentynitu. Wśród serpentynitów zachowały się relikty pierwotnych skał ultrazasadowych, np. perydotyty i dunity. W zasadzie właściwości fizyczne i wytrzymałościowo-odkształceniowe amfibolitów i serpentynitów dolnośląskich są zbliżone: gęstość 2,36–3,06/2,92–3,08 Mg/m^3, porowatość do 3–11%, nasiąkliwość 0,7–9%, ścieralność do 0,3 i 0,9 cm. Ze względu na wartości wytrzymałości na ściskanie (78–135/53–190 MPa) analizowane skały zalicza się do skał o wysokiej i bardzo wysokiej wytrzymałości. Współczynnik zwięzłości Protodiakonowa f > 5 (kategorie IVa–II). Masyw skał serpentynitowych można zaliczyć wg Bieniawskiego do III klasy górotworu.

Zieleńce utworzone w wyniku przeobrażenia skał zasadowych (bazaltu, gabra, diabazu lub tufu) bywają masywne lub złupkowacone barwy ciemno- lub bladozielonej. Ta barwa jest związana z obecnością chlorytów, epidotów oraz amfiboli i piroksenów. Występują one najpowszechniej w Górach Kaczawskich. Ze względu na gęstość (2,82–3,09 Mg/m^3) zalicza się zieleńce do skał bardzo

ciężkich, mają niską porowatość (do 3%) i są mało nasiąkliwe (do 1%). Wytrzymałość na ściskanie, R_{cs} = 36–187 MPa, wskazuje na średnią, wysoką i bardzo wysoką wytrzymałość (PN-EN ISO). Współczynnik zwięzłości Protodiakonowa f > 3,5.

6.4.4. Skały osadowe

Osadowe skały zazwyczaj dzieli się na dwie zasadnicze grupy:

- węglanowe,
- okruchowe.

Ponadto wyróżnia się jeszcze skały np. krzemionkowe, siarczanowe, ilaste itp.

Skały węglanowe występują w osadach mórz epikontynentalnych, tworzą one szereg megacykli powtarzających się w historii geologicznej od kambru po neogen. Spotykamy je na znacznym obszarze Polski, są bardzo zróżnicowane z uwagi zarówno na skład mineralny i chemiczny, jak i właściwości fizyczno-mechaniczne. W uproszczeniu skały osadowe węglanowe stanowią mieszaninę węglanów, iłów i piasku. Podczas diagenezy skał węglanowych zachodzi wzbogacenie magnezem, prowadzące do powstania dolomitów lub krzemionki – opoki i gezy. Wśród skał węglanowych wyróżnia się skały (Kozłowski, 1986):

- węglanowe (organogeniczne, organodetrytyczne) – wapienie (>90–95% $CaCO_3$), kreda pisząca (>75% $CaCO_3$) i dolomity (>50% $Mg[CO_3]_2$),
- węglanowo-ilaste – margle (50–75% $CaCO_3$),
- węglanowo-krzemionkowe – opoki (50–75% SiO_2), gezy (osadowa skała organiczna, pomiędzy skałami krzemionkowymi a okruchowymi).
- wiele pośrednich rodzajów skał w zależności od zawartości kalcytu, krzemionki i iłu.

Skały węglanowe zaliczane są do gruntów litych (skał) twardych, gdy R_{cn} >10 MPa i R_{cs} >5 MPa, oraz do skał litych miękkich, gdy R_{cs}= 0,2–5,0 MPa. Można wyróżnić również grupę skał uprzednio twardych, których w wyniku spękania i oddziaływania czynników egzogenicznych wytrzymałość spada do wartości charakterystycznych dla skał miękkich, a nawet mogą przechodzić w grunty. Występują one głównie w strefie Wyżyn Środkowopolskich i powstały w wyniku scementowania różnego rodzaju organizmów lub na skutek wydzielenia się z roztworów wodnych zbiorników sedymentacyjnych.

6.4.4.1. Skały węglanowe (wapienie, dolomity, kreda pisząca)

Skały węglanowe typu wapienie, dolomity, kreda pisząca (tab. 6.23) występują przede wszystkim w Górach Świętokrzyskich, na Wyżynie Śląsko-Krakowsko-Częstochowskiej, Lubelszczyźnie i w Karpatach, głównie w formacjach: dewońskiej, permskiej, triasowej, jurajskiej, kredowej i neogeńskiej.

Ordowickie i dewońskie wapienie zwykłe. W Górach Świętokrzyskich należą do najstarszych wapieni występujących w postaci organogeniczno-stromatoporowej, brachiopodowej, koralowej i in. o strukturach grubo-, średnio-, drobno- i mikrokrystalicznych. Charakteryzują się one na ogół barwą jasnoszarą, są masywne, często gruboławicowe. W tych wapieniach obserwuje się rozwinięty kras, głównie w Górach Świętokrzyskich, stopień skrasowienia niekiedy przekracza 50% objętości masy skalnej (Kozłowski 1986).

Wapienie dewońskie charakteryzują się następującymi właściwościami fizycznymi (średnio): gęstość objętościowa 2,69 Mg/m^3 i właściwa 2,75 Mg/m^3, porowatość 1%, nasiąkliwość obj. 0,5%, ścieralność ~0,5 cm, prędkość fali podłużnej >5600 m/s. Wytrzymałość na ściskanie zmienia się w granicach R_{cs} = 50–210, średnio 100–120 MPa. Wytrzymałość na rozciąganie

Tab. 6.23. Geologiczno-inżynierskie charakterystyki skał osadowych – węglanowych*

Region geologiczny		Wiek	Rodzaj skały		Parametry fizyczne					
					gęstość Mg/m³		n %	n_o %	$Ś_c^B$ cm	R_{cs}
					ϱ	$ϱ_s$				
Góry Świętokrzyskie		ordowik	wapienie		2,61–2,71	2,78	2–6	0,7–1,7	~0,5	57–96
		dewon			2,65–2,84	2,70–2,85	0,1–10,5	0,15–4,30	0,3–0,7	50–210
Wyżyna Śląsko-Krakowsko-Częstochowska		karbon			2,65–2,70	2,71	0,3–2,2	1,0–1,6	1,4	59–126
Góry Świętokrzyskie		trias			2,61–2,67	2,70	1–3	0,9–1,3	~1	87–140
		jura			2,55–2.70	2,73	1,1–7,2	0,7–1,5	0,5–0,7	56–202
		kreda			1,35–1,71	2,51–2,71	31–46	11–27	0,7–2,0	3,6–24,5
		neogen			1,63–1,81	2,67–2,70	33–40	17–27	~2,5	6–60
		dewon		„marmury"	2,44–2,70	2,77	9–12	0,1–6,7	0,5–0,8	75–240
		perm			2,65–2,70	2,75	2–4	0,1–5,8	0,7–0,8	55–95
		jura			2,48–2,62	2,70	5–8	0,7–6,8	0,6–0,7	80–153
Wyżyna Śląsko-Krakowsko-Częstochowska		dewon			2,62–2,68	2,68–2,70	0,7–2,1	0,2–1,2	0,5–0,8	35–136
		trias			2,22–2,69	2,64–2,75	1–19	0,5–16	0,2–1,4	18–187
		jura			2,07–2,70	2,29–2,73	3–34	0,5–27	1,0–2,2	13–176
Wyżyna Lubelska		kreda			1,28–1,93	2,49–2,76	8–47	3–38	0,4–1,8	7–176
		neogen			1,42–2,09	2,69–2,74	23–47	14–38	0,5–1,7	4–31
					2,20–2,25	2,69–2,71	17–18	11–12	~0,5	~32
Karpaty	Pieniny	jura			2,57–2,65	2,73–2,75	3,8–5,9	2–3	1–2	55–168
	Tatry	kreda			2,68	2,88	2,2	0,3	~0,4	173
	flisz karpacki				2,44–2,67	2,58–2,70	1,2–5,6	1,2–4,6	3,8–6,4	126–181
Góry Świętokrzyskie		dewon	dolomity		2,53–2,81	2,75–2,85	0,1–6,4	0,8–6,2	0,1–0,5	122–212
Wyżyna Śląsko-Krakowsko-Częstochowska					2,70–2,75	2,79–2,82	1,0–4,5	0,7–1,0	4,1	~177
		trias			2,16–2,62	2,68–2,74	4–19	3–15	0,6–1,0	44–94
Tatry					2,63–2,82	2,88	2–9	0,5–1,0	~3	89–170
Góry Świętokrzyskie					2,40–2,63	2,71–2,83	7–14	2–6	0,5–1,1	43–74
Wyżyna Lubelska		kreda	kreda pisząca		1,43–2,26	2,64–2,75	19–47	–	–	3,6–30,0
					1,50–2,07	2,64–2,70	32–55	–	–	3,8–8,0
					1,47	2,70	44–48	42–51	1,5	5,5–8,8

* Na podstawie prac: Pentlakowa, Wojno 1952; Kamieński, Skalmowski red., 1957; Kowalski, 1961,1978; Penkalowa, 1961; Łozińska-St

Wytrzymałość (MPa)					Odkształcalność		Oceny, klasyfikacje wg:		
R_{cn}	R_{cn}^{25}	R_{rs}	R_{rez}	r_s	ε_f %	E_{sr}/E_0 GPa	PN-EN ISO	Protodia-konowa	Bieniawski RMR
51–89	49–67	~7	20–25	41–48	1,1–1,6	1,3–1,7	wysoka	IVa–IIIa	II/71
42–154	46–181	5–7	20–25	15–48	1,0–1,3	13–18	wys.–b. wys.	IVa–I	67–79/II
57–80	41–70	3–6	9–24	39–47	0,4–0,7	12–24	wys.–b. wys.	III–IV	38/V
–	–	7,5	16–38	30–35	0,9–1,1	11–14	wys.–b. wys.	III–IIIa	67/II
48–193	126–180	8	~41	43–61	9–18	9–18	wys.–b. wys.	IVa–I	37/IV
3,7–17,4	4–17	0,7–1,5	–	–	–	–	b. niska–niska	IX–VI	–
10–16	8	1,5–2,0	4,7–6,4	15–17	0,38–0,53	1–5	niska–wysoka	VIII–IV	22/IV
76–98	52–85	~5,5	12–26	49–53	1,0–1,5	13–16	wys.–b. wys.	IIIa–I	79/II
45–62	44–54	8	9–13	47–52	0,6–1,1	10–15	wysoka	IVa–IIIa	59/III
58–84	79–133	5	~23	42–46	0,9–1,4	9–17	wys.–b. wys.	IIIa–II	67/II
35–57	37–57	1,7–10,0	16–25	29–41	0,3–1,2	6–26	średnia–b. wysoka	Va–III	24/IV
22–157	18–130	~2	~5	25–32	0,7–1,6	2–6	niska–b. wys.	VI–II	41/III
12–145	0–106	1,5–6,5	5–30	24–35	0,6–1,1	3–25	niska–b. wys.	VIa–II	13–49/ III–V
4–110	0–98	–	–	15–20	–	1,5–15	niska –b. wys.	VIII–II	–
3–30	2–27	0,5–4,0	1–4	13–26	0,4–1,1	0,7–12,0	b. niska–średnia	IX–VI	
22–30	21–27	~3,5	9–27	25–26	0,4–0,5	2,4–3,0	średnia	Va	
50–164	55–137	3–10	–	32–42	0,6–0,7	18–27	wys.–b. wys.	IVa–II	45–89/ I–III
153	147	4,5	–	55	0,5	44	b. wysoka	II	
84–121	74–84	8,5	31–44	40–46	0,6	24–38	b. wysoka	III–II	
118–153	75–227	~7	30–37	26–36	0,9–1,5	12–18	b. wysoka	III–I	74/II
139	133	~8,5	–	31–41	~0,7	14–47	b. wysoka	II	16–33/ IV–V
35–90	29–85	6–9	13–23	25–56	0,3–1,8	6–17	wysoka	V–IIIa	16–36/ IV–V
66–159	173–221	3–7	–	55	0,46	44	wys.–b. wys.	IIIa–II	48/III
33–65	33–50	–	–	–	–	–	śred.– wys.	V–IV	–
0,5–19,0	0	0,2–2,5	–	–	–	0,2–3,3	b. niska–średnia	IX–V	–
0,8–3,0	0	0,3–0,4	–	–	–	0,2–0,3	b. niska–niska	IX–VIIa	–
1,3–2,3	0	0,8–1,4	1,7–2,4	10–15	–	1,2–2,3	niska	IX–VIIa	11/V

ępień, 1965, 1975; Kozłowski, 1986; Kaczyński, 1986; Pinińska red., 1994, 1999, 2003, 2006, 2009; Domonik red., 2012

R_{rs} = 5–7 MPa, R_{cs} : R_{rs} = 10–30. W stanie nasycenia wodą i po 25 cyklach zamrażania i odmrażania wytrzymałość zmniejsza się nieznacznie, współczynnik mięknięcia średnio ~0,90. Biorąc pod uwagę średnią wytrzymałość na ściskanie, wapienie dewońskie zalicza się do skał o wysokiej i bardzo wysokiej wytrzymałości i współczynniku zwięzłości Protodiakonowa f > 10 – skały zwięzłe (twarde).

Ordowickie wapienie w porównaniu z dewońskimi charakteryzują się niższymi gęstościami, wyższą porowatością, są wg Pinińskiej (1994) mniej wytrzymałe (R_{cs} = 57–96 MPa) i bardziej odkształcalne (E_{st} = 1,3–1,7 GPa).

„Marmury". Poza właściwymi marmurami krystalicznymi (metamorficznymi), masywne wapienie przyjmujące poler potocznie też są nazywane „marmurami". Występują głównie w Górach Świętokrzyskich i na Wyżynie Śląsko-Krakowsko-Częstochowskiej, należą do trzech formacji: dewonu, permu i jury. Najstarsze dewońskie pochodzą z rejonu Kielc i Opatowa. Wyróżnia się głównie dwa typy: marmury pokładowe i brekcjowe. Do pierwszych należą marmury z Bolechowic, a do drugich z Zelejowej i Ołowianki. Inny marmur stanowi permski (cechsztyn) zlepieniec zwany Zygmuntowskim (Czerwona Góra) – właściwie jest to skała okruchowa. Do cechsztyńskich „marmurów" zalicza się wapienie pelitowe, czarne (bitumiczne) z Kajetanowa. Marmur jurajski występuje w okolicach Morawicy, są to wapienie stromatolitowe (niezbyt dobrej jakości). Najbardziej znane występujące na Wyżynie Śląsko-Krakowsko-Częstochowskiej są drobnoziarniste marmury dębnickie (dewońskie), nazywane czarnymi marmurami. Marmury cenione są jako doskonały materiał budowlano-dekoracyjny. Warto pamiętać, że te o fakturze polerowanej w okładzinach zewnętrznych tracą poler wskutek oddziaływania czynników atmosferycznych.

Traktując wszystkie marmury łącznie, to charakteryzują się one następującymi właściwościami fizycznymi (tab. 6.23):

- gęstościami objętościowymi 2,44–2,70 Mg/m^3 i właściwymi 2,68–2,77 Mg/m^3,
- porowatością 0,7–12%, nasiąkliwością objętościową 0,1–6,7%,
- ścieralnością 0,5–0,8 cm, prędkością fali podłużnej >5000 m/s.

Wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie waha się w granicach R_{cs} = 35–240, średnio ~100 MPa. Najwyższą wytrzymałość na ściskanie wykazują dewońskie, świętokrzyskie marmury. Wytrzymałość na rozciąganie R_{rs} = 1,7–10,0 MPa, R_{cs} : R_{rs} = 30 (średnio). Współczynnik mięknięcia i odporność na zamrażanie M/W_Z >0,80. Wskaźnik odbojności r_s = 29–53. Maksymalną wytrzymałość osiąga się przy 0,3–1,5% odkształcenia. Moduł sprężystości 6–26 GPa.

Marmury są skałami ciężkimi i bardzo ciężkimi, o małej i bardzo małej nasiąkliwości, o małej ścieralności, skałami o średniej, wysokiej i bardzo wysokiej wytrzymałości i zwięzłości (kategorie Va–I). Marmury w masywach skalnych wg Bieniawskiego zalicza się do klasy górotworu IV–II (RMR = 24–79 pkt.) (Pinińska red., 1994, 1999).

Triasowe wapienie zwykłe. Skały te tworzą osłonę mezozoiczną wokół cokołu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. Występują na południowym i północnym ich obrzeżeniu. Są to cienkoławicowe wapienie pelityczne (z detrytusem organicznym). Często towarzyszą im margle. Na Wyżynie Śląsko-Krakowsko-Częstochowskiej trias jest reprezentowany przez tzw. warstwy karchowickie, terebratulowe, gorażdżańskie i gogolińskie, które są wykształcone jako wapienie, wapienie margliste i wapienie zdolomityzowane, często o strukturze mikrytowej.

Wapienie triasowe Gór Świętokrzyskich i Wyżyny Śląsko-Krakowsko-Częstochowskiej pod względem parametrów fizycznych są bardzo zróżnicowane, w szczególności wapienie regionu krakowskiego, gdzie: gęstości objętościowe zmieniają (średnio) w granicach 2,22–2,69 Mg/m^3, porowatość 1–19%, nasiąkliwość 0,5–16% przy odpowiednich parametrach dla wapieni świętokrzyskich: 2,61–2,67 Mg/m^3, 1–3%; 0,9–1,3%. Ścieralność wapieni obu regionów jest podobna rzędu 0,2–1,4 cm. Wytrzymałość na ściskanie tych wapieni zamyka się w zakresie 18–187 MPa, przy

wytrzymałości na rozciąganie 2,0–7,5 MPa. Według PN-EN ISO wapienie triasowe zalicza się do od niskiej do bardzo wysokiej wytrzymałości. Wskaźnik odbojności w granicach 25–35. Masywy skał triasowych należy uznać za Bieniawskim jako klasy górotworu II (RMR 67) – wapienie Gór Świętokrzyskich i klasy III (RMR 41) – wapienie rejonu krakowskiego.

Jurajskie wapienie zwykłe występują przede wszystkim w Górach Świętokrzyskich, na Wyżynie Śląsko-Krakowsko-Częstochowskiej i w Karpatach (Pieninach). W Górach Świętokrzyskich wapienie jurajskie tworzą wychodnie osłony mezozoicznej, głównie od strony północno-wschodniej i od południowo-zachodniej, ogólnie są to wapienie płytowe z bułami krzemieni, skaliste, wapienie organogeniczne z liczną fauną (jura górna).

Na Wyżynie Śląsko-Krakowsko-Częstochowskiej wapienie „jury białej" zajmują szeroki pas wychodni między Krakowem a Wieluniem, są to wapienie: płytowe, skaliste, margliste oraz detrytyczne. Lokalnie wyróżnia się jurajskie zlepy muszlowe złożone ze skorup małży. Wapienie jurajskie spotyka się w Karpatach (Pieninach) – wapienie organogeniczno-detrytyczne (krynoidowe), drobnoziarniste, barwy od białej do czerwonej.

Wytrzymałość na ściskanie R_{cs} i rozciąganie R_{rs} w tych regionach geologicznych zmienia się w granicach (Pinińska red., 1994–2014):

- Góry Świętokrzyskie R_{cs} = 56–202, $\overline{130}$ MPa; R_{rs} = 8 MPa, $R_{cs} : R_{rs}$ = 3–7,
- Wyżyna Śląsko-Krakowsko-Częstochowska R_{cs} = 13–176 MPa, R_{rs} =1,5–6,5 MPa, $R_{cs} : R_{rs}$ = 10–30,
- Karpaty (Pieniny) R_{cs} = 55–168 MPa, R_{rs} = 3–10 MPa, $R_{cs} : R_{rs}$ = 17–20.

Podstawowe parametry fizyczne są podobnego rzędu, jedynie porowatość wapieni Wyżyny Śląsko-Krakowsko-Częstochowskiej jest wyjątkowo duża – do 34%. Ocena masywu wapieni jurajskich wg Bieniawskiego w zależności od liczby punktów, RMR = 13–89, wskazuje, że należą do klasy górotworu od V do I. Wytrzymałość wapieni jurajskich jest od niskiej do bardzo wysokiej (wg PN-EN ISO).

Kredowe wapienie. Występują na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, Lubelszczyźnie i w Karpatach (Tatrach i Karpatach fliszowych). Ogólnie wapienie wieku kredowego zalicza się do skał tzw. lekkich, oznacza to, że w stanie świeżym są miękkie i dają się łatwo obrabiać, a po wyschnięciu stają się twarde. Pod względem wytrzymałościowym część wapieni kredowych o wytrzymałości w stanie nasyconym <10 MPa zalicza się do skał litych miękkich. W Górach Świętokrzyskich wapienie kredowe występują w rejonie Janikowa, Kars i Ożarów-Zawichost, są one wykształcone jako drobnoziarniste (czasami zsylifikowane), barwy białożółtej, szarej z odcieniami niebieskawymi. Na Lubelszczyźnie wapienie kredowe (głównie turonu) można obserwować w wychodniach w krawędzi doliny Wisły pomiędzy Józefowem a Zawichostem, są to wapienie ilaste i wapienie opokowo-ilaste, średnio- i gruboaleurytowo-pelitowej mikrostrukturze, biofacji spikulowo-otworniczej, generalnie smugowo-warstwowej teksturze (Łozińska-Stępień, 1965).

W Karpatach wapienie kredowe występują w Tatrach Wysokich w rejonie Hali Gąsienicowej (wapienie organodetrytyczne z licznymi małżami i diploporami). W fliszowych Karpatach w profilu jednostki skolskiej występują wapienie mikrytowe z licznymi składnikami ziarnistymi (igły gąbek, otwornice, kwarc).

Ze względu na geologiczno-inżynierskie zachowanie się kredowych wapieni trzeba wyróżnić wapienie występujące w:

- Górach Świętokrzyskich i Lubelszczyźnie,
- Karpatach.

Wapienie Gór Świętokrzyskich i Lubelszczyzny z uwagi na: gęstość objętościową w granicach 1,28–1,93 Mg/m^3, porowatość 8–47%, nasiąkliwość 3–38%, wytrzymałość na ściskanie R_{cs} = 3,6–176,0 MPa, wytrzymałość na ściskanie w stanie nasyconym R_{cn}= 3,7–110 MPa (nie wszystkie wapienie wytrzymują cykl 25 zamrożeń i odmrożeń, ulegają rozpadowi), wytrzymałość na rozciąganie R_{rs}= 0,7–1,5 MPa, R_{cs} : R_{rs} = 15–28, współczynnik odporności na mięknięcie M = R_{cn} : R_{cs} = 0,23–0,36, można je częściowo zaliczyć do skał lekkich, litych miękkich o wytrzymałości od bardzo niskiej do bardzo wysokiej. Zupełnie inaczej zachowują się wapienie Karpat (Tatr i Karpat fliszowych), ich parametry fizyczne i wytrzymałościowo-odkształceniowe są zbliżone, charakteryzują się bardzo wysoką wytrzymałością (126–181 MPa), modułem sprężystości w granicach 24–44 GPa. Analizowane wapienie w masywie wg Bieniawskiego stanowią III–II klasę górotworu o RMR = 48–67 punktów (Domonik, 2012; Pinińska, 2013).

Neogeńskie wapienie. Neogeńskie wapienie występują w Górach Świętokrzyskich i Lubelszczyźnie. Na południowych stokach Gór Świętokrzyskich aż po Wisłę spotyka się wapienie przepełnione szczątkami organicznymi, głównymi rodzajami są tu wapienie organodetrytyczne, wapienie litotamniowe i detrytyczne. Najbardziej znaną odmianą wapieni litotamniowych są wapienie pińczowskie, wśród których można wydzielić odmiany grubo- i drobnoziarniste. Na Lubelszczyźnie neogeńskie utwory węglanowe tworzą pas wychodni między Wisłą a wschodnią granicą Polski, budują Roztocze. Są to głównie wapienie litotamniowe oraz serpulowe. Pod względem geomechanicznym neogeńskie wapienie zalicza się do skał lekkich, miękkich. Parametry fizyczne i mechaniczne wapieni Gór Świętokrzyskich i Lubelszczyzny są podobne. Wytrzymałość na ściskanie w granicach R_{cs} = 4–60 MPa, R_{rs} = 0,5–4 MPa. Współczynnik odbojności 13–26. Moduły sprężystości 0,7–12 GPa. Współczynnik M = R_{cn}: R_{cs} ≈ 0,5. Według PN-EN ISO wapienie neogeńskie kwalifikuje się do bardzo niskiej–wysokiej wytrzymałości. Masywy z tych wapieni stanowią wg Bieniawskiego górotwory klas IV/V (RMR ≈ 20).

Dolomity. W Polsce występują dolomity[24]:

- dewońskie w Górach Świętokrzyskich i na Wyżynie Śląsko-Krakowsko-Częstochowskiej,
- triasowe w Górach Świętokrzyskich i na Wyżynie Śląsko-Krakowsko-Częstochowskiej i w Tatrach.

W rejonie Świętokrzyskim (Zagnańsk–Łagów–Chęciny) spotyka się dewońskie dolomity margliste o różnej ziarnistości od drobno- do grubokrystalicznych (0,01–2 mm), barwy szarobrunatnej, tekstury często bezładne. Są zbite o ziarnach ściśle ułożonych. W rejonie śląsko-krakowskim dewońskie dolomity spotyka się w okolicach Siewierza, Olkusza i Dębnika, ciemnoszare, twarde, zbite, wyraźnie krystaliczne, silnie bitumiczne. Najbardziej znane triasowe dolomity występują w rejonie śląsko-krakowskim na obszarze Chrzanowa–Trzebini–Libiąża, są to dolomity kruszconośne i diploporowe, barwy kremowożółtej. Spotyka się również dolomity w Tatrach w serii reglowej, reprezentują dolomity płytowe o zatartej strukturze, słabo wysortowane, zawierające liczne bioklasty. Pod względem wytrzymałościowym dolomity dewońskie R_{cs} = 122–212, wyjątkowo 262 MPa, są mocniejsze od triasowych o R_{cs} = 43–170, wyjątkowo 302 MPa. Wytrzymałość na rozciąganie R_{rs} = 3–9 MPa, R_{cs} : R_{rs} > 10. Współczynnik odbojności waha się w zakresie 25–56. Współczynnik odporności na mięknięcie M >0,8. Dolomity zalicza (PN-EN ISO) się najczęściej do skał o bardzo wysokiej wytrzymałości. Według Protodiakonowa dolomity wykazują zwięzłość kategorii III–II. Parametry fizyczne dolomitów są zbliżone do wapieni o tym samym wieku. Masywy dolomityczne zalicza się zwykle do klasy V–II górotworu.

[24] Ponadto na Dolnym Śląsku w obrębie utworów zmetamorfizowanych występuje seria węglanowo-dolomitowa, tzw. marmury dolomitowe (prekambr–stary paleozoik) – brak danych geomechanicznych.

Kreda pisząca jest zdiagenezowanym dość jednorodnym mułem kokolitowym z licznymi otwornicami, występuje przede wszystkim na Lubelszczyźnie w kredzie (turon–mastrycht). Jest to kreda pisząca ($CaCO_3$ >90%) lub kreda pisząca marglista ($CaCO_3$ = 80–90%). Charakterystyczną cechą kredy jest duża porowatość 19–48%, a nawet 55%, tekstura bezładna. Obserwowana wielkość porów zmienia się w zakresie 0,01–0,40 mm. Kreda pisząca należy do skał lekkich (1,43–2,26 Mg/m^3), litych miękkich o R_{cs} = 3,6–30,0 MPa, R_{cn} = 0,5–19,0 MPa. Jest ona nieodporna na działanie czynników atmosferycznych w szczególności wody i mrozu, rozpada się początkowo na druzgot, następnie na pył kredowy. Próbki kredy nie wytrzymują całego cyklu badań na mrozoodporność. Współczynnik mięknięcia kredy piszącej skrajnie wynosi $M = R_{cn} : R_{cs}$ = 0,1–0,3; natomiast wskaźnik $R_{cs} : R_{rs}$ = 15–20. Kształt zależności naprężenie–odkształcenie świadczy o dużym udziale odkształceń plastycznych. Wskaźnik zwięzłości f = 0,2–3,0 wskazuje na skały dość miękkie z jednej strony oraz na grunty (skały nielite) z drugiej. Urabialność kredy w stanie nasycenia wodą jest wielokrotnie łatwiejsza. Kreda jest skałą silnie odkształcalną (moduł E_{st} = 0,2–3,3 GPa). Według Łozińskiej-Stępień (1975) kąt tarcia wewnętrznego w stanie powietrzno-suchym Φ = 50–65°, a spójność 0,4–4,3 MPa, ciśnienie pęcznienia w kierunku prostopadłym do uwarstwienia generalnie jest niższe od wytrzymałości na rozciąganie w stanie nasyconym w tym samym kierunku $Z = \sigma_{p\perp} : R_{rn\perp}$ = 0,3–0,4.

6.4.4.2. Skały węglanowo-ilaste (margle)

Margle są skałami przejściowymi pomiędzy wapieniami a skałami ilastymi, występują w wielu formacjach geologicznych od dewonu do neogenu, głównie na obszarze Gór Świętokrzyskich (dewon, jura – kimeryd, kreda), Wyżyny Śląsko-Krakowsko-Częstochowskiej (jura i kreda), na Lubelszczyźnie (kreda), przedgórzu karpackim i w Karpatach (kreda). W literaturze istnieją publikowane parametry geologiczno-inżynierskie dotyczące margli kredowych Gór Świętokrzyskich i Lubelszczyzny i miasta Opola[25].

Margle zawierają CaO w granicach 30–43%, SiO_2 = 19–38%, o strukturze grubo-aleurytowo-pelitowej (od 0,05–0,1 mm), drobno smugowo-warstwowej teksturze i spikulowo-otwornicowych biofacjach. Z minerałów ilastych przeważają kaolinity i illity, ich zawartość przekracza 25%.

W tabeli 6.24 przedstawiono charakterystyki geologiczno-inżynierskie margli występujących w Karpatach (turon), w Górach Świętokrzyskich i na Lubelszczyźnie (senon = santon + kampan + mastrycht). Swoimi cechami fizyczno-mechanicznymi wyróżniają się wyraźnie margle turońskie Karpat fliszowych. Charakteryzują się niską porowatością i nasiąkliwością oraz dużą wytrzymałością na ściskanie, R_{cs} = 93–183 MPa, oraz na rozciąganie ~7 MPa i modułem odkształcenia 25–42 GPa. Można je zaliczyć do skał o wysokiej i bardzo wysokiej wytrzymałości (PN-EN ISO), RMR ~50/III (Bieniawskiego). Pozostałe senońskie margle klasyfikują się w grupie skał ze względu na gęstość objętościową do: bardzo lekkich i lekkich, bardzo porowatych i nasiąkliwych. Nie obserwuje się wyraźnych różnic w ocenie geologiczno-inżynierskiej między marglami Gór Świętokrzyskich a Lubelszczyzny, jak i między poszczególnymi piętrami santonu, kampanu, mastrychtu. Wśród margli z uwagi na proporcje wapień–ił–czert (spongiolit) wyróżnia się odmiany margiel, margiel opokowy i margiel krzemionkowy. Zbadane wytrzymałości na ściskanie wszystkich margli,

[25] Kreda opolska jest wykształcona w postaci margli, masa kryptokrystaliczna jest zbudowana z kalcytu i minerałów ilastych (z grupy illitu): ρ_s – 2,72 Mg/m^3, ρ = 2,45 Mg/m^3, n = 16%, R_{cs} = 3–6 MPa (Jaremski, 1990).

Tabela 6.24. Geologiczno-inżynierskie charakterystyki kredowych skał osadowych węglanowo – ilastych i krzemio

Region	Wiek	Rodzaj skały		Parametry fizyczne						
				gęstości Mg/m³		porowatość	nasiąkliwość	ścieralność	$R_{cs\perp}$	$R_{cs\parallel}$
				ρ	ρ_s	n, %	n_o, %	S_c^B, cm		
Karpaty	turon	MARGLE	krzem.	2,59–2,62	2,57–3,72	2,6–3 7	2–3	0,5	93–183	–
Góry Świętokrzyskie	turon	MARGLE	mar.	1,53–1,56	2,57–2,67	40–44	39–41	1,4–2,1	15–16	15–18
		MARGLE	op.	1,57–1,80	2,53–2,75	29 49	28–47	0,8–1,8	17–26	14–21
	santon	MARGLE	krzem.	1,49–1,51	2,60–2,61	42–43	–	~0,5	34–35	20–30
	kampan	MARGLE	op.	1,35–1,46	2,51–2,55	42–46	–	~0,7	16–44	14–37
Wyżyna Lubelska	kampan	MARGLE	krzem.	1,25–1,37	2,48–2,49	45–50	35–42	~0,7	15–24	14–22
	mastrycht	MARGLE	op.	1,25–1,60	2,47–2,55	38–50	30–46	do 2	14–26	14–24
	turon	OPOKI	mar.	1,40–1,48	2,56–2,59	42–46	37–40	0,5–1,0	16–22	–
	mastrycht	OPOKI	mar.	1,35–1,47	2,50–2,61	43–46	37–42	0,4–1,1	16–29	–
Góry Świętokrzyskie Wyżyna Lubelska	mastrycht	OPOKI	mar.	1,38–1,54	2,46–2,60	40–60	25–33	0,9–1,1	22–33	17–33
		OPOKI	cz-ił	1,34–1,45	2,42–2,58	42–49	18–40	0,6–1,2	7–20	9–22
		OPOKI	cz. op.	1,58	2,61	41	14–25	0,5–0,8	60–70	58–69
		OPOKI	wap.	1,43–1,68	2,46–2,55	33–45	21–29	1–2	16–25	16–24

* Na podstawie prac: Kowalski, 1961, 1966, 1978; Kaczyński, 1964; Drągowski, 1965, 1981; Łozińska-Stępień, 1965; Wyrwicka, 1977;
$Z = \sigma_{p\perp} / R_{rn\perp}$ wskaźnik zniszczenia wilgotnościowego (Drągowski, 1981)
Margle: krzem. – krzemionkowy, op. – opokowy; mar. – margiel. Opoki: wap. – wapniste, mar. – margliste, cz. op. – czert opokowy, cz-ił

R_{cs} = 14–44 MPa, średnio 25 MPa, kwalifikuje je do skał o niskiej/średniej wytrzymałości, litych miękkich, podatnych (silnie mięknących) na oddziaływanie wody o współczynniku mięknięcia 0,4–0,9. Ze względu na wskaźnik zniszczenia wilgotnościowego $Z = \sigma_{p\perp} : R_{rn\perp} > 0,89$ margle należy zaliczyć do skał bardzo szybko niszczejących. Oznacza to, że ciśnienie pęcznienia wskutek działania wody osiąga wartości zbliżone do wytrzymałości na rozciąganie w stanie nasyconym wodą w kierunku prostopadłym do uwarstwienia.

onkowych*

Wytrzymałość (MPa)					Odkształcalność					Ocena wg PN-EN ISO 14689–1: 2006
$R_{cn\perp}$	A (–)	M (–)	$R_{rs\perp}$	K_r (–)	P_0 (%)	S_0 (%)	E_{st}/E_0 (GPa)	$\sigma_{p\perp}$ (MPa)	Z	
116–119	–	0,92	6,6–7,7	~18	–	–	25–42	–	–	wysoka – b. wysoka
~11	0,9–1,2	0,7–0,9	3,8–7,1	~3	1,7–2,0	1,6–2,0	1,2–1,9	–	–	niska
8–15	0,8–1,1	0,4–0,8	3,5–3,9	~6	1,0–4,2	1,1–4,0	1,9–2,3	–	–	niska
8–12	0,6–0,9	~0,5	–	–	–	–	–	–	–	średnia
8–23	0,7–1,0	0,2–0,5	–	–	–	–	–	–	–	niska – średnia
6–8	0,8–0,9	~0,4	–	–	–	–	–	–	–	niska
7–13	0,8–1,0	~0,5	1,9–2,7	~10	1,2–2,3	1,0–2,3	1,8–4,3	1,4–1,8	0,89–0,97	niska
11–15	–	0,9	1,9–2,5	8–19	–	–	2,7–5,8	–	–	niska
2–19	–	0,4–0,9	1,7–2,9	7–11	–	–	2,5–5,0	–	–	niska – średnia
7–19	~0,9	~0,5	1,5–3,1	~12	1,1–1,4	1,1–1,4	2–9	0,5–1,3	0,96–0,98	niska – średnia
4–19	~0,9	~0,6	0,7–1,2	~14	1,1–2,9	1,1–2,8	0,5–3,5	0,2–0,3	0,36–0,64	niska
35–47	~1,0	0,6	5–8	5–8	–	–	~10	0,60	–	wysoka
15–21	~1,0	0,9	1–3	~10	0,2–0,8	0,2–0,8	1,4–8,5	–	0,10–0,17	niska

Kozłowski, 1986; Pinińska, Dziedzic red., 2006, 2007

– czertowo-iłowe. P_0/S_0 – współczynnik pęcznienia/skurczu

6.4.4.3 Skały węglanowo-krzemionkowe (opoki i gezy)

Opoki są głównym przedstawicielem tej grupy skał. Występują głównie w Górach Świętokrzyskich i na Lubelszczyźnie, są wieku kredowego (turon, mastrycht). Opoki dzieli się na: margliste, wapniowe, iłowo-czertowe oraz czert opokowy. Wspólną cechą opok jest ich biodetrytyczne pochodzenie. W stanie naturalnym (odizolowanym od bezpośredniego wpływu czynników atmosferycznych) są miękkie, natomiast na powietrzu ulegają dehydratacji, twardnieją i stają się zwięzłymi skałami. Pozornie są jednorodne, wskazują zróżnicowaną teksturę warstwowo-smugową. Opoki różnego rodzaju ogólnie zawierają 15–55% $CaCO_3$ i 5–75% SiO_2 – kwarc w postaci ziarn o średnicy 0,01–0,1 mm. Wyższą zawartość węglanów zawierają opoki bogate w czerty i krze-

mienie. Barwę mają od białożółtej do szarej w różnych odcieniach. Z 10% HCl reagują wolno i długo, nie rozpadają się, miejscami, przede wszystkim opoki mastrychtu, wykazują tendencje do oddzielności łupkowej (Wyrwicka, 1977).

Opoki charakteryzują się parametrami fizyczno-mechanicznymi zbliżonymi do margli. Należą do skał lekkich, miękkich[26], wykazują dużą porowatość i nasiąkliwość. Wytrzymałość na ściskanie R_{cs} = 7–70 MPa, przy średniej wartości takiej samej jak w marglach (R_{cs} = 25 MPa). Wytrzymałość na rozciąganie R_{rs} = 1–8 MPa. Niezwykle ważną cechą tych skał to podatność na pęcznienie–skurcz, zamarzanie–odmarzanie. Drągowski (1981) stwierdza, że już zawartość minerałów ilastych powyżej 5% powoduje znaczne pęcznienie opok. Szczególnie destrukcyjny dla nich jest proces cyklicznego pęcznienia–skurczu. Ciśnienie pęcznienia σ_p = 0,2–1,3 MPa, przy wytrzymałości na rozciąganie w stanie nasyconym R_{rn} = 0,5–1,3 MPa prowadzi do wskaźnika zniszczenia wilgotnościowego (poza opoką wapnistą) Z = 0,36–0,98, wskazując na wyjątkowy udział procesów pęcznienia–skurczu w ich niszczeniu. Wpływ zamarzania–odmrażania względem pęcznienia–skurczu jest mniejszy. Najczęściej opoki nie wytrzymują całego cyklu (25) zamarzania–odmarzania, rozpadają się w trakcie badania i wytrzymałości na ściskanie po 25 cyklach nie można przeprowadzić. Trochę mniej typowo zachowują się opoki wapniste i opoki określane jako czert opokowy. Masywy zbudowane z opok kredowych kwalifikować można wg Bieniawskiego do klasy IV–V (17–39 punktów) górotworu (Pinińska, Dziedzic red., 2006, 2007).

Do skał węglanowo-krzemionkowych oprócz opok zalicza się jeszcze **gezy**, które występują wśród osadów węglanowych kredy i neogenu, przede wszystkim na Lubelszczyźnie oraz na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Wyrwicka (1977) gezy występujące na Wyżynie Lubelskiej określa jako skały kruche, miejscami zwięzłe, porowate, na przełamie szorstkie, matowe, o krawędziach nierównych, gruzłowe. Podstawowym składnikiem jest krzemionka występująca w postaci kwarcu terygenicznego oraz opalu, krystobalitu i trydymitu, zawarta w szczątkach organicznych i spoiwie. Właściwości fizyczno-mechaniczne gez są podobne do właściwości opok. Charakteryzują się dużą porowatością (30–50%), gęstościami objętościowymi rzędu 1,5–1,6 i właściwymi 2,4–2,5 Mg/m^3, wytrzymałością na ściskanie R_{cs} = 15–30 MPa. Ważną cechą gez stanowi ich aktywność puculanowa, tzn. ich reaktywność z wodorotlenkiem wapnia w środowisku wodnym.

6.4.4.4. Skały osadowe okruchowe (zlepieńce, piaskowce, mułowce i iłowce)

Skały osadowe okruchowe – lite, są złożone ze składników okruchowych o różnych rozmiarach i substancji, która je wiąże, czyli spoiwa. Do podstawowych rodzajów skał okruchowych w kolejności zalicza się: zlepieńce (ø >2 mm), piaskowce (ø 0,05–2 mm), mułowce (ø 0,002–0,05 mm) i iłowce (ø < 0,002 mm). Wytrzymałość i odkształcalność tych skał zależy od cech strukturalno-teksturalnych, składu mineralno-litologicznego oraz w dużym stopniu od składu mineralnego spoiwa. Skały okruchowe – lite występują w Polsce głównie południowej, przede wszystkim w Górach Świętokrzyskich, Karpatach, Sudetach, na Lubelszczyźnie i Wyżynie Śląsko-Krakowsko-Częstochowskiej (tab. 6.25).

[26] Podział skał węglanowych z uwagi na współczynnik anizotropii A = $R_{cs\parallel}$: $R_{cs\perp}$ (Kowalski, 1966): • skały izotropowe 0,9< A <1,1; • skały warstwowo-anizotropowe silnie A > 0,7; słabo 0,7 < A <0,9; • skały niewarstwowo-anizotropowe silnie A >1,3; słabo 1,1< A <1,3; Podział skał ze względu na wielkość współczynnika mięknięcia M = $R_{cn\perp}$: $R_{cs\perp}$ (Kowalski, 1961): • skały praktycznie nie podlegające działaniu wody, M >0,9; • skały słabo mięknące 0,7 < M < 0,9; • skały silnie mięknące 0,5< M <0,7; • skały b. silnie mięknące 0,3< M <0,5; •skały nadzwyczaj silnie mięknące 0,1< M <0,3; • skały rozmakające M <0,1; Podział skał ze względu na wskaźnik zniszczenia wilgotnościowego Z = $\sigma_{p\perp}$: $R_{rn\perp}$ (Drągowski, 1981): • skały słabo niszczejące 0≤ Z <0,2; • skały średnio niszczejące 0,2≤ Z <0,5; • skały szybko niszczejące 0,5≤ Z <0,8; • skały b. szybko niszczejące 0,8≤Z <1,0; • skały wyjątkowo szybko niszczejące ≥1,0.

Zlepieńce (konglomeraty). Do najbardziej znanych należą zlepieńce permskie: Zygmuntowski (marmur) i Myślachowicki (region krakowski). Spotyka się je w Karpatach fliszowych, w serii piaskowców ciężkowickich, są drobnoziarnistymi zlepieńcami, ponad 70% stanowi kwarc, spoiwo jest żelaziste, tekstura bezładna. Ze względu na wytrzymałość na ściskanie (PN-EN ISO) klasyfikuje się je jako skały o wysokiej wytrzymałości ~70 MPa.

Piaskowce. Wśród skał okruchowych największe znaczenie i rozprzestrzenienie mają piaskowce. Ze względu na skład mineralny i historię geologiczną wyróżnia się piaskowce zwykłe i kwarcytowe (kwarcyty). Spotyka się piaskowce o spoiwie węglanowym, ilastym, żelazistym, krzemionkowym itp.

Kambr, ordowik, dewon. Piaskowce kwarcytowe (kwarcyty) występują w Górach Świętokrzyskich i są silnie zdiagenezowane, przypominające kwarcyty pochodzenia metamorficznego. Piaskowce kambryjskie budują Łysogóry (góry: Jeleniowska, Szczytniak, Witosławska, Wesołówka), są bardzo odporne na działanie procesów egzogenicznych. Najlepiej zbadane są piaskowce kambru w okolicach Wiśniówki, składają się wyłącznie z ziarn kwarcu o średnicy 0,05–3 mm. Piaskowce ordowickie występują lokalnie. Natomiast piaskowce kwarcytowe dewońskie występują na kilku obszarach w paleozoiku świętokrzyskim, między innymi budują pasmo Klonowskie (okolice Barczy pod Zagnańskiem). Wytrzymałość kwarcytów jest znaczna, średnio wynosi powyżej 150–200 MPa, wskazując na skały o bardzo wysokiej wytrzymałości (PN-EN ISO). Średnie wartości wytrzymałości na ściskanie wskazują, że pod względem zwięzłości wg Protodiakonowa analizowane skały zalicza się do kategorii I–IV do skał bardzo zwięzłych i o wysokim stopniu zwięzłości. Wytrzymałość na rozciąganie jest rzędu 10–20 MPa, moduł sprężystości – 10–26 GPA. Masywy piaskowców kwarcytowych kwalifikuje się wg Bieniawskiego (77–85 pkt.) do I i II klasy górotworu. W strefach przypowierzchniowych obserwuje się wyraźny profil wietrzeniowy, stąd dość szerokie przedziały wytrzymałości na ściskanie.

Karbon, perm. Piaskowce zwykłe młodszego paleozoiku występują w Sudetach i na Wyżynie Śląsko-Krakowsko-Częstochowskiej. Piaskowce karbońskie na Górnym Śląsku stanowią tzw. warstwy łaziskie, orzeskie, rudzkie, grodzickie, florowskie i sarnowieckie, są one wykształcone jako drobno-, średnio- i gruboziarniste o zawartości kwarcu powyżej 80%. Wytrzymałość na ściskanie (średnio) w zależności od rozmiarów ziarn waha się w granicach 40–70 MPa, kąt tarcia wewnętrznego 30–35°, przy czym bardziej wytrzymałe są odmiany drobnoziarniste, a kąt tarcia jest wyższy dla piaskowców gruboziarnistych (Kidybiński, 1982).

Piaskowce permskie występują w depresji śródsudeckiej, wykształcone jako średnio- lub gruboziarniste, czerwone, zwięzłe, wykazują dużą bloczność. Ich średnia wytrzymałość na ściskanie wynosi ok. 77 MPa, a więc jest podobnego rzędu jak w piaskowcach karbonu. Według PN-EN ISO piaskowce karbonu i permu zlicza się do skał o średniej, wysokiej i bardzo wysokiej wytrzymałości.

Trias, jura, kreda. Piaskowce mezozoiczne występują na kilku obszarach Polski, głównie w Górach Świętokrzyskich, Sudetach i Karpatach (Tatrach, Karpatach fliszowych).

Piaskowce triasowe w Górach Świętokrzyskich stanowią obrzeżenie cokołu paleozoicznego. W zależności od miejsca nazywane są piaskowcami wąchockimi, tumlińskimi, zagnańskimi, suchedniowskimi, są granulometrycznie zróżnicowane, przeważają odmiany średnio- i gruboziarniste, barwy od żółtej do czerwono-wiśniowej. W Tatrach Zachodnich odsłaniają się czerwone piaskowce triasowe, kwarcowe o różnoziarnistej strukturze i niskiej porowatości.

Piaskowce jurajskie również tworzą obrzeżenie Górach Świętokrzyskich, obrzeżenie północno-zachodnie (na odcinku od Skarżyska Kamiennej do Ostrowca Świętokrzyskiego) stanowią piaskowce gromadzickie i szydłowieckie (kunowskie), są one drobnoziarniste o spoiwie krzemionkowym, krzemionkowo-ilastym lub żelazistym barwy biało-żółtawo-szarej.

Tabela 6.25. Geologiczno-inżynierskie charakterystyki skał osadowych okruchowych*

Region geologiczny		Wiek	Rodzaj skały		Parametry fizyczne					
					gęstości (Mg/m^3)		n %	n_0 %	S_c^B cm	R_{cs}
					ρ	ρ_s				
Karpaty fliszowe		paleogen	zlepieńce		2,30–2,38	2,64	10–13	2,9–5,8	~0,35	63–77
Góry Świętokrzyskie		kambr	piaskowce	kwarcyty	2,42–2,64	2,61–2,69	1,7–7,9	1–4	0,2–0,7	60–365
		ordowik			2,41–2,63	2,67–2,68	0,01–0,05	0,3–2,0	0,1–0,6	100–205
		dewon			2,54–2,63	2,56–2,70	0,9–5,0	0,6–1,3	0,1–0,2	48–314
Sudety		perm			2,19–2,64	2,54–2,76	~10	~3,5	~3	35–145
Góry Świętokrzyskie		trias			2,12–2,41	2,66–2,70	8,8–20,5	2–10	0,4–2,8	41–138
Tatry					2,57–2,73	2,70–2,71	0,3–4,6	0,6–1,0	–	196–252
Góry Świętokrzyskie		jura			1,90–2,14	1,98–2,60	20–17	5–19	1,1–3,0	15–62
		kreda			2,45–2,57	2,67–2,72	7,5	1–3	0,1–0,2	209–353
Sudety					1,92–2,60	2,62–2,69	4–27	2,5–20,0	0,4–1,5	23–120
Karpaty	fliszowe			dr	2,53–2,63	2,64–2,70	2,0–4,5	1,4–2,6	0,2–0,3	188–247
				gr	2,29–2,62	2,64–2,71	2,5–19,1	0,5–6,0	0,2–0,5	67–162
		paleogen		dr	2,26–2,66	2,64–2,72	2–14	0,8–5,2	0,3–0,7	72–247
				gr	2,22–2,60	2,63–2,74	1,5–15,5	0,5–8,4	0,2–0,8	53–201
	Podhale				2,41–2,77	2,72–2,79	1–12	1,0–6,5	–	71–285
Góry Świętokrzyskie		neogen			2,00–2,57	2,68–2,71	4,0–7,5	2–3	0,3–1,1	65–110
Wyżyna Lubelska					2,39–2,55	2,70	6–9	2,5–5,8	~0,6	50–90
Karpaty fliszowe		paleogen	mułowce		2,57–2,65	2,69	1–5	0,4–3,2	~0,4	141–213
			iłowce		2,48–2,55	2,56	0,6–2,9	0,3–0,9	~0,3	192–251

* Na podstawie prac: Kamieński, 1949; Wojno, Pentlakowa, 1956, 1957; Kamieński, Skalmowski red., 1957; Penkalowa, 1961; Kac Pinińska red., 2003, 2004; Pinińska, Dziedzic red., 2006, 2007; Domonik red., 2012; Łukaszewski, 2013
dr – drobnoziarnisty, gr – grubo- i średnioziarnisty

Wytrzymałość (MPa)					Odkształcalność		Oceny, klasyfikacje wg:		
R_{cn}	R_{cn25}	R_{rs}	R_{rez}	r_s (–)	ε_f %	E_{st}/E_0 GPa	PN-EN ISO 14689-1 2006	Protodiako-nowa	Bieniawski RMR
47–56	31–44	~2	~9	37–42	0,8–0,9	9–11	wysoka	IV	53/III
–	do 350	12–20	–	49–62	1,3–1,6	do 25	wys.–n.wys.	I–IV	77–85/I,II
–	–	–	–	–	–	–	b. wysoka	I–III	–
108–210	51–360	12–18	–	46–53	~1,6	10–26	wys.–n.wys.	I–IVa	77/II
–	–	–	–	–	–	–	średnia–b. wysoka	III–Va	–
36–110	37–79	2,3–6,0	6–12	39–53	1,05–1,12	8–11	wys.–b. wys.	III–V	44–54/III
80–207	70–130	7–11	–	60	0,6–0,8	36–47	b. wysoka	I	58/III
12–50	11–26	1,7–2,4	~5	44–52	0,6–0,8	6–8	niska–wys.	IVa–VIa	26/IV
–	–	–	–	–	–	–	b. wysoka–n. wys.	–	–
17–108	15–102	0,5–1,0	2,5–4,5	30–44	0,7–1,0	6–13	śred.–b. wys.	III–VI	21–62/ II–IV
145–247	105–188	10–14	–	54–66	0,60–0,65	37–46	b. wysoka	I–II	53–77/ III–II
50–148	34–116	3–12	30–45	49–57	0,5–1,2	12–37	wys.–b. wys.	III–IV	50–61/III
62–221	44–196	2,5–13,0	14–75	23–56	0,6–1,0	15–43	wys.–b. wys.	I–IIIa	50–68/ III–II
39–169	37–139	2–12	29–63	33–61	0,6–1,2	10–39	wys.–b. wys.	I–IVa	51–67/ III–II
68–255	59–226	5–14	–	35–61	0,4–1,2	13–51	wys–n. wys.	I–IVa	47–89/ I–III
~67	67–108	4–5	8–20	40–50	~1,2	8–15	wys.–b. wys.	III–IV	45–59/III
41–62	33–44	4,5	8–15	20–29	0,4–0,7	11–20	wysoka	IIIa–IVa	40/IV
139–158	111–126	6–8	54–94	23–68	0,4–1,2	24–41	b. wysoka	II	56/III
163–181	115–124	5–10	–	20–63	0,6–0,9	34–44	b. wysoka	I	59/III

czyński, 1964, 1986, 1987; Boretti-Onyszkiewicz, 1968; Kidybiński, 1982; Kozłowski, 1986; Pinińska red., 1994–1995, 1996–1997;

Piaskowce kredowe znane są przede wszystkim z Gór Świętokrzyskich, Sudetów i Karpat fliszowych. Piaskowce świętokrzyskie kredowe odsłaniają się w dolinie Wisły, są to zwięzłe skały o spoiwie krzemionkowym, barwy białożółtawej. Na Dolnym Śląsku występują w depresji północno- i śródsudeckiej oraz rowie Nysy. Najbardziej są tu znane piaskowce z rejonu Bolesławca, Lwówka i Złotoryi. Ogólnie są to piaskowce kwarcowe różnoziarniste, w pewnym stopniu glaukonitowe, o zmiennym spoiwie. W depresji śródsudeckiej (np. Góry Sowie) spotyka się tzw. „piaskowce ciosowe", drobnoziarniste żółto-ciemnobrunatne, o zawartości kwarcu powyżej 90%. Liczne poziomy piaskowców tworzą Karpaty fliszowe, które utworzyły się w kredzie i starszym paleogenie. W całej masie piaskowce karpackie uważa się za mało zróżnicowane, natomiast stwierdza się daleko idącą zmienność co do wielkości ziarna oraz ilości i jakości spoiwa w obrębie poszczególnych poziomów, a nawet ławic. Bromowicz i in. (1976) wymieniają m,in. piaskowce: grodzickie, lgockie, godulskie, istebniańskie i inoceramowe. Ławice piaskowców o różnej grubości są przewarstwione wkładkami łupków, przeważnie marglistych. Flisz podhalański tworzą piaskowce: zakopiański, chochołowski, szaflarski, występują one w cienkich ławicach i przekładane są łupkami. Struktura różnoziarnista, ziarna kwarcu i okruchy innych skał zlepione są krystalicznym spoiwem węglanowym (kalcytowym).

Ze względu na różną historię geologiczną, skład mineralny, wykształcenie litologiczne piaskowce mezozoiczne (trias, jura, kreda) wykazują zasadnicze różnice wytrzymałościowo-odkształceniowe.

Wytrzymałość na ściskanie R_{cs} i rozciąganie R_{rs} piaskowców (w MPa):

- triasowych Góry Świętokrzyskie, R_{cs} = 41–138, średnio 100, R_{rs} = 2,3–6,0
  Tatry R_{cs} = 196–252, R_{rs} = 7–11
- jurajskich Góry Świętokrzyskie R_{cs} = 15–62, średnio 50, R_{rs} = 1,7–2,4
- kredowych Góry Świętokrzyskie, (alb) R_{cs} = 209–353, średnio 270
  Sudety R_{cs} = 23–120, średnio 75, R_{rs} = 0,5–1,0
  Karpaty fliszowe
  psk. drobnoziarniste R_{cs} = 188–247, średnio 220, R_{rs} = 10–14
  psk. średnio i gruboziarniste R_{cs} = 67–162, średnio 130, R_{rs} = 3–12.

Wytrzymałość na ściskanie R_{cs} piaskowców mezozoicznych waha się w szerokich granicach min.–maks. = 15–353 MPa, rozpatrując wartości średnie wg PN-EN ISO można je zaliczyć do skał:

- o niskiej i średniej wytrzymałości – piaskowce jurajskie Gór Świętokrzyskich,
- o średniej, wysokiej i niekiedy bardzo wysokiej wytrzymałości – piaskowce triasowe Gór Świętokrzyskich, piaskowce kredowe Sudetów i piaskowce kredowe średnio- i gruboziarniste Karpat fliszowych,
- o wysokiej, bardzo wysokiej i nadzwyczaj wysokiej wytrzymałości – piaskowce triasowe Tatr, piaskowce kredowe (albu) Gór Świętokrzyskich, piaskowce drobnoziarniste Karpat fliszowych.

Niska i średnia wytrzymałość piaskowców jurajskich i triasowych Gór Świętokrzyskich i piaskowców kredowych Sudetów jest uzasadniona ich strukturą oraz znaczną porowatością dochodzącą do 20–27%. Porowatość pozostałych piaskowców osiąga 10%. Duża porowatość piaskowców powoduje zmniejszenie gęstości objętościowej.

Masywy zbudowane z mezozoicznych piaskowców wg Bieniawskiego w zależności od liczby punktów można zakwalifikować do II, III i IV klasy górotworu. O zróżnicowanej wytrzymałości masywów zbudowanych ze skał mezozoicznych świadczą również różnice w wynikach wytrzymałości rezydualnej, które wahają się w granicach 2,5–45 MPa. Wskaźnik odbojności Schmidta

wynosi 30–60, odporność na działanie wody – współczynnik M = 0,37–0,97 (najbardziej podatne są piaskowce jurajskie Gór Świętokrzyskich).

Paleogen i neogen. Piaskowce paleogenu występują w jednostce śląskiej, magurskiej, skolskiej, w fałdach dukielskich w Karpatach fliszowych, wymienia się tu piaskowce: ciężkowickie, klęczańskie, cergowskie, krośnieńskie, magurskie (Kozłowski, 1986) oraz tworzące flisz podhalański piaskowce: zakopiańskie, chochołowskie, szaflarskie. Paleogeńskie piaskowce, podobnie jak kredowe, są różnoziarniste, niekiedy nawet zlepieńcowate o różnym spoiwie (ilaste, wapienne, krzemionkowe). Piaskowce fliszowe są przewarstwione ławicami i przerostami łupków. Te zaliczane do fliszu podhalańskiego występują w cienkich ławicach, przekładanych łupkami. Struktura różnoziarnista, ziarna kwarcu i okruchy innych skał zlepione są krystalicznym spoiwem węglanowym (kalcytowym).

Piaskowce neogenu znane są z południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (torton, sarmat), okolice Dwikoz, Staszów – Sandomierz, Szydłowa oraz Lubelszczyzny z obszaru Roztocza. Piaskowce świętokrzyskie są dość porowate, wapniste, czasami przechodzące w piaskowce detrytyczne o spoiwie krzemionkowym. Piaskowce z Roztocza są jasnoszare lub kremowoszare, porowate, zawierają szczątki organiczne (okruchy małży), z przewagą ziarn kwarcu.

Wytrzymałość na ściskanie R_{cs} piaskowców paleogeńsko-neogeńskich zmienia się w granicach:

paleogen
- Karpaty fliszowe, piaskowce drobnoziarniste R_{cs} = 72–247, śr. 150 MPa
- Karpaty fliszowe, piaskowce średnio- i gruboziarniste R_{cs} = 53–201, śr. 110 MPa
- Flisz podhalański, R_{cs} = 71–285, śr. 140 MPa

neogen
- Góry Świętokrzyskie, R_{cs} = 65–110 MPa
- Lubelszczyzna, R_{cs} = 50–90 MPa

Najwyższą wytrzymałością charakteryzują się piaskowce drobnoziarniste fliszu karpackiego i piaskowce fliszu podhalańskiego. Piaskowce paleogeńskie fliszu wykazują podobną zależność wytrzymałości od wielkości uziarnienia jak piaskowce fliszowe kredowe. Piaskowce średnio- i gruboziarniste są mniej wytrzymałe niż odmiana drobnoziarnista. Odporność na mięknięcie jest stosunkowo niska M >0,50[27]. Piaskowce fliszu karpackiego o spoiwie głównie wapiennym, drobno- lub średnioziarniste, zawierają przede wszystkim kwarc (32–45%), spoiwo stanowi 37–40%, wykazują anizotropię wytrzymałościową w stanie powietrzno-suchym $R_{cs\parallel}$: $R_{cs\perp}$ = 0,70–0,95, natomiast w stanie nasyconym wodą $R_{cn\parallel}$: $R_{cn\perp}$ = 0,80–0,90. Współczynnik mięknięcia $M_\perp = R_{cn\perp} : R_{cs\perp}$ = 0,70–0,90; $M_\parallel = R_{cn\parallel} : R_{cs\parallel}$ = 0,60–0,92 (Boretti–Onyszkiewicz, 1968).

Masywy zbudowane z piaskowców paleogeńskich w zakresie liczby punktów 47–89 klasyfikujemy do I–III klasy górotworu (wg Bieniawskiego). Natomiast masywy piaskowców neogeńskich RMR (40–59) do III–IV (Pinińska red., 2003, 2014).

[27] Należy zwrócić uwagę na niską odporność piaskowców fliszowych zwłaszcza gruboziarnistych na mięknięcie $M = R_{cn}/R_{cs}$ i na zamrażanie $W_Z = R_{cn}^{25}/R_{cs}$. Współczynnik odporności na zamrażanie zmienia się w zakresie 0,5–0,8, w wyjątkowych przypadkach osiąga wartości nawet 0,35–0,40. Niektóre odmiany piaskowca magurskiego z okolic Nowego Sącza rozpadały się przed 25 cyklem zamrażania-rozmrażania (Badania archiwalne PG Kraków, 1959), wskazują na szybkie tempo powstawania piaszczystej zwietrzeliny. W skrajnie sprzyjających warunkach (w stanie pełnego nasycenia) potrzeba 20–60 całkowitych zamarznięć i odmarznięć do wytworzenia kilkucentymetrowej warstwy zwietrzeliny. W innych warunkach tempo powstawania zwietrzelin będzie wielokrotnie mniejsze.

Mułowce i iłowce. Występują w Polsce lokalnie we fliszu karpackim – paleogenie. Są to skały o niskiej porowatości i wysokiej wytrzymałości na ściskanie. Ich masywy zalicza się do III klasy górotworu.

Geologiczno-inżynierska ocena skał występujących w Polsce z uwagi na ich genezę i właściwości fizyczno-mechaniczne oraz na różny sposób ich oddziaływania na czynniki egzogeniczne z konieczności musi być zróżnicowana.

Po przeanalizowaniu wszystkich parametrów zamieszczonych w tabelach 6.22–6.25 i przy zastosowaniu dotychczasowych kryteriów można zbadane skały ogólnie podzielić na:

- skały lite twarde,
- skały lite miękkie,

Należy wyróżnić grupy skał uprzednio skał litych twardych, których w trakcie historii geologicznej wytrzymałość uległa zmniejszeniu i trzeba je zakwalifikować do litych miękkich, a nawet do skał nielitych – gruntów.

Do skał litych twardych (R_{cs} >5 MPa i R_{cn} >10 MPa) należą:

- skały magmowe i metamorficzne,
- skały osadowe okruchowe,
- skały osadowe węglanowe, przede wszystkim wapienie paleozozoiczne i starszego mezozoiku, marmury i dolomity.

Do skał litych miękkich (R_{cs} = 0,2–5,0 i R_{cn} ≤10 MPa) należą:

- skały węglanowe (wapienie kredowe i neogeńskie oraz kreda pisząca),
- skały węglanowe-ilaste (kredowe margle),
- skały węglanowo-krzemionkowe (kredowe opoki i gezy).

Skały lite twarde są bardzo dobrym podłożem budowlanym o wystarczającej nośności, praktycznie są one w granicach stosowanych obciążeń nieściśliwe, współczynnik zwięzłości Protodiakonowa f >8. Skały magmowe i metamorficzne są odporne na działanie wody i są mrozoodporne w skali współczesnej, natomiast w skali historycznej ulegały wietrzeniu. Jednak skały osadowe węglanowe głównie wapienie i dolomity podlegają rozpuszczającemu działaniu wody, co w odpowiednich warunkach hydrogeologicznych prowadzi do rozwoju zjawisk krasowych. Wytrzymałość i nośność skał litych twardych zależy od stopnia spękania, liczby spękań, które decydują przede wszystkim o wytrzymałości masywu. Stateczność skarp w tych skałach jest uwarunkowana charakterem, rozciągłością i kierunkami upadów spękań i częściowo złupkowaceniem, w wielu przypadkach skarpy mogą być pionowe.

Intensywność spękań jest znacznie większa w partiach przypowierzchniowych względem głębszych stref, po prostu na syngenetyczne i tektoniczne nieciągłości nadkładają się spękania wietrzeniowe. Podawane w tabelach wartości wytrzymałości zmieniają się w szerokim zakresie, ten fakt uzasadnia stopień zwietrzenia, maksymalne wartości są charakterystyczne dla niespękanej niezwietrzanej skały. W skałach metamorficznych uwaga powinna być zwrócona na warstwowanie i łupkowatość, czyli powierzchnie osłabienia i nieciągłości. Skały głębokiego metamorfizmu nie wykazują uwarstwienia. Twarde, lite skały osadowe wykazują najczęściej mniejszą wytrzymałość w porównaniu z magmowymi i metamorficznymi skałami.

Obserwuje się w nich widoczne uławicenie bądź warstwowanie (laminacje), niezwykle wyraźne we fliszu karpackim, który jest „przekładańcem" warstw piaskowców i margli (łupków) ilastych. Porowatość skał osadowych jest wyższa niż magmowo-metamorficznych, szczelinowatość warunkuje wodo- i gazoprzepuszczalność masywu skalnego. Skały osadowe lite twarde z uwagi na swoją strukturę wykazują anizotropię właściwości, generalnie wytrzymałość na ściskanie w kierunku prostopadłym jest większa niż w kierunku równoległym. Wpływ wody na wytrzymałość jest

zróżnicowany, współczynnik mięknięcia w zależności od rodzaju skały osiąga wartość 0,5, czyli woda może obniżyć wytrzymałość o 50%.

Skały lite miękkie. Do tej grupy przede wszystkim zalicza się skały osadowe, węglanowe. W większości przypadków stanowią one podłoże o wystarczającej wytrzymałości – nośności, w granicach stosowanych obciążeń są mało ściśliwe, są ogólnie dobrym podłożem budowlanym. Dawne normy budowlane proponowały przyjmować naprężenie dopuszczalne nie większe niż 1/7 wytrzymałości na ściskanie niespękanej skały.

Do tej grupy trzeba zaliczyć:

- skały węglanowe, węglanowo-ilaste i krzemionkowe,
- skały spękane i zwietrzałe uprzednio lite twarde,
- skrasowiałe skały lite uprzednio twarde.

Skały węglanowe w większości przypadków stanowią podłoże o wystarczającej wytrzymałości – nośności, w granicach stosowanych obciążeń są one mało ściśliwe – stanowią dobre podłoże budowlane.

Do najsłabszych w tej grupie skał w kolejności można wymienić kredę pisząca, kredowe margle, opoki i gezy, występują na Lubelszczyźnie i obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich.

Ponadto do tej grupy są zaliczane (Kowalski,1978):

- paleogeńsko-neogeńskie litotamniowe wapienie, margle, iłołupki, północnego obrzeżenia zapadliska przedkarpackiego,
- neogeńskie piaskowce o słabym spoiwie marglistym obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Roztocza,
- zlepy muszlowe kimerydu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i zachodniego obrzeżenia niecki łódzkiej,
- węgiel kamienny, karboński Górnego i Dolnego Śląska,
- gipsy i sole kamienne neogeńskie zapadliska przedkarpackiego.

Geologiczno-inżynierska ocena tych skał wymaga wnikliwego ustalenia wpływu wody na ich wytrzymałość i odkształcalność, który jest uwarunkowany szczelinowatością, porowatością i zawartością minerałów iłowych. Do głównych procesów wpływających na zachowanie się tych skał należą: pęcznienie–skurcz, zamarzanie–odmarzanie, rozmakanie, rozpuszczanie itp. Ponadto z uwagi na to, że elementy szkieletu gruntowego są ze sobą słabo pozwiązane ulegają procesom wietrzeniowym. W spękanych i zwietrzałych skałach litych miękkich podczas przepływu wód podziemnych często obserwuje się sufozyjne wymywanie drobnych cząstek, prowadzące do dalszego osłabienia masywu skalnego.

Na możliwość zniszczenia wilgotnościowego skały wskazuje wartość wskaźnika Drągowskiego (1981) $Z = \sigma_{p\perp} : R_{rn\perp}$ (stosunek naprężenia pęcznienia do wytrzymałości na rozciąganie w stanie nasycenia wodą). Kiedy $Z > 0,5$ oznacza to, że skały należą do szybko i bardzo szybko niszczejących wskutek wody. Do najbardziej podatnych skał niszczonych wskutek pęcznienia należą margle i opoki. Skały te przeważnie nie wytrzymują 25 cyklów zamarzania-odmarzania, ulegają w trakcie badań rozpadowi, czasami całkowitemu.

W skałach osadowych węglanowych obserwuje się następujące zależności:

- $R_c > R_\tau > R_r$ (wytrzymałość na ściskanie > wytrzymałość na ścinanie > wytrzymałość na rozciąganie),
- $R_{cs} > R_{cn} > R_{cn}^{25}$ (wytrzymałość na ściskanie w stanie powietrzno-suchym > w stanie nasyconym > po 25 cyklach zamarzania i odmarzania),
- $R_{c\perp} > R_{c\parallel}$ (wytrzymałość w kierunku prostopadłym do uwarstwienia > od wytrzymałości w kierunku równoległym do uwarstwienia),

Można też zapisać następującą nierówność:

$R_{cs\perp} > R_{cs\parallel} > R_{cn\perp} > R_{cn\parallel} > R_{ts\perp} > R\tau_{s\parallel} > R_{rs\parallel} > R_{rs\perp} > R_{rn\parallel} > R_{rn\perp}$.

Spękane i zwietrzałe skały lite uprzednio twarde. Z biegiem czasu pierwotna wytrzymałość skały litej twardej obniża się i może zmniejszyć się do wartości charakterystycznej dla skał litych miękkich, a nawet przy powierzchni przejść w skałę nielitą – grunt zwietrzelinowy. W polskich warunkach klimatycznych wietrzenie następuje strefowo. Miąższość stref zależy od rodzaju skały macierzystej, warunków jej występowania (tektoniki, morfologii terenu i jego ekspozycji), szczelinowatości i warunków hydrogeologicznych.

Syntetyczny profil wietrzeniowy skał wyróżnia sześć stref (rozdz. 5.5).

W zależności od strefy można uznać, że:

- I–III – są podłożem o wystarczającej nośności,
- IV – skały tej strefy stanowią podłoże o niskiej nośności,
- V–VI – skały – grunty nienośne.

Skrasowiałe skały lite uprzednio twarde. Przede wszystkim skały węglanowe (dolomity i wapienie), niezależnie od genezy, oraz anhydryty i sole w wodzie ulegają rozpuszczaniu. Spękany masyw skalny wskutek przepływu wody krasowieje, ujawnia się to w postaci połączonych kawern podziemnych, kanałów pieczar, jaskiń. Ponadto, w odpowiednich warunkach tworzą się na powierzchni morfologiczne formy (werteby, uwały, polja, lapiezy itp.). Procesy i zjawiska krasowe obniżają wyraźnie wytrzymałość i nośność podłoża, stanowią problem dla posadowienia obiektów różnego budownictwa. Kras podziemny sprzyja ucieczkom wody w głąb masywu, następuje intensywny drenaż powierzchni terenu, powstają obszary bezwodne, skrajnie sieć rzeczna zanika.

W Polsce kras jest rozwinięty na znacznych obszarach, gdzie występują skały węglanowe:

- wapienie dewońskie Gór Świętokrzyskich i Wyżyny Śląsko-Krakowsko-Częstochowskiej,
- wapienie i dolomity triasowe Tatr i Wyżyny Śląsko-Krakowsko-Częstochowskiej,
- wapienie jurajskie Wyżyny Śląsko-Krakowsko-Częstochowskiej i obrzeżenia Gór Świętokrzyskich,
- neogeńskie wapienie, gipsy i sole obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, Wyżyny Lubelskiej (Roztocza), Karpat (zapadliska przedkarpackiego).

Rozdział 7

Charakterystyka warunków geologiczno-inżynierskich Polski

Obszar Polski w 80–90% pokrywają osady czwartorzędowe, a więc są one najczęstszym podłożem budowlanym. Na ogół stanowią dość dobre podłoże, chociaż charakteryzują się znacznym zróżnicowaniem genetyczno-litologicznym, a tym samym wykazują dużą zmienność właściwości wytrzymałościowo-odkształceniowych. Ogólnie osady czwartorzędowe wymagają szerokiego zakresu badań. O konkretnych warunkach budowlanych podłoża gruntowego decydują lokalne warunki geologiczno-inżynierskie, a o właściwościach fizyczno-mechanicznych osadów także ich geneza i wiek – różne warunki powstawania, różna historia występujących obciążeń. Na terenie Polski procesy geodynamiczne w zasadzie są mało intensywne, nie wpływają ujemnie na warunki budowlane, przy czym należy zaznaczyć, że lokalnie mogą mieć one duże znaczenie. W ujęciu całego kraju przeprowadzenie rejonizacji warunków geologiczno-inżynierskich jest niezwykle trudne, a w małej skali praktycznie niemożliwe.

Najbardziej rozpowszechnionym typem genetyczno-litologicznym gruntów występujących na terenie Polski są osady lodowcowe i rzeczno-lodowcowe (fluwioglacjalne). Odmienne warunki geologiczno-inżynierskie panują w obrębie dolin rzecznych, grunty organiczne przeważnie ograniczają lub eliminują bezpośrednie posadowienie obiektów. Osady przybrzeżne Bałtyku mają ograniczony zasięg. Prawie na całej powierzchni Polski występują utwory eoliczne, np. wydmy. Na północy Polski na powierzchni terenu występują osady jeziorne w postaci kredy (gytii), namułów i torfów oraz niekiedy osady zastoiskowe (np. iły warwowe). Niezwykle istotną rolę odgrywa występowanie zwierciadła wody podziemnej.

Warunki geologiczno-inżynierskie (geologiczne, hydrogeologiczne, geomorfologiczne, geodynamiczne i parametry fizyczno-mechaniczne) określają realną ocenę podłoża budowlanego pod względem nośności i odkształcalności, pozwalają na bezpieczną budowę różnych obiektów.

Miarą jakości warunków geologiczno-inżynierskich w pewnym stopniu mogą być przyczyny awarii budowlanych (Rossiński, 1978).

Analiza statystyczna danych dotyczących geotechnicznych przyczyn awarii budowlanych, które wystąpiły na obszarze Polski, wskazuje, że największa liczba awarii obejmuje obiekty (budynki) mieszkalne, publiczne i przemysłowe – od 10 do ponad 50% względem wszystkich innych budowli (Tarnawski, 2011). Najczęściej (20–50%) awariom ulegają obiekty żelbetowe i murowane, przy czym za bardzo wrażliwe na przemieszczenia uznaje się obiekty z prefabrykatów, a ponad 40% awarii dotyczy konstrukcji płytowych. 15–30% awarii (katastrof) wynika z pęcznienia i przemieszczenia podłoża, wskutek czego może dojść do runięcia obiektów.

Tarnawski (2011) kolejno wymienia przyczyny awarii o charakterze geotechnicznym (geologiczno-inżynierskim):

- błędy projektowania i wykonawstwa prac ziemnych i budowli;
- wykonywanie wykopów w sąsiedztwie budowli;
- zagrożenia geologiczne (kras i in.);
- nieszczelność instalacji wodno-kanalizacyjnych;
- obniżenie zwierciadła wody gruntowej;
- szkody górnicze, drgania, trzęsienia ziemi;
- skurcz i pęcznienie gruntów ekspansywnych;
- podmywanie wodami rzecznymi lub morskimi;
- procesy osuwiskowe.

Wśród błędów projektowych – źródeł awarii z przyczyn geotechnicznych – zdecydowanie dominuje posadowienie na zbyt słabym (nienośnym) podłożu gruntowym (naturalnym i antropogenicznym). Bardzo często nie docenia się wpływu wody gruntowej i opadowej, które powodują pogorszenie właściwości geologiczno-inżynierskich gruntów, a tym samym warunków posadowienia. Oczywiście sprawdza się powiedzenie wynikające z wieloletniej praktyki, że o awarii (katastrofie) najczęściej decydują najsłabsze ogniwa i takie błędy jak:

- brak rozpoznania w obrębie rzutu budowli, zbyt rzadka siatka punktów badawczych;
- zbyt mała głębokość rozpoznania;
- błędne rozpoznanie rodzajów i stanów gruntów;
- niewłaściwy podział podłoża na warstwy geotechniczne;
- brak lub niewłaściwe ustalenie cech gruntów, ich jakość i losowość;
- niedostateczne rozpoznanie warunków hydrogeologicznych;
- brak prognozy procesów geodynamicznych.

Młynarek (2009) dodaje, że na wymienione sytuacje niewątpliwy wpływ ma dwoistość dokumentowania geologiczno-inżynierskiego i geotechnicznego oraz percepcja inżynierów geotechników lub inżynierów budowlanych.

O właściwym, bezpiecznym posadowieniu obiektów budowlanych decydują warunki geologiczno-inżynierskie oraz parametry fizyczno-mechaniczne gruntów. Niekiedy wykorzystuje się analizę tzw. wsteczną, która pozwala na ocenę cech gruntu w stanie granicznym (w momencie awarii).

Poniżej zostanie przedstawiona charakterystyka warunków geologiczno-inżynierskich w nawiązaniu do podziału Polski na regiony geologiczne (ryc. 2.3), przy czym zasadnicze rozróżnienie obejmuje Niż Polski oraz obszary górskie i podgórskie.

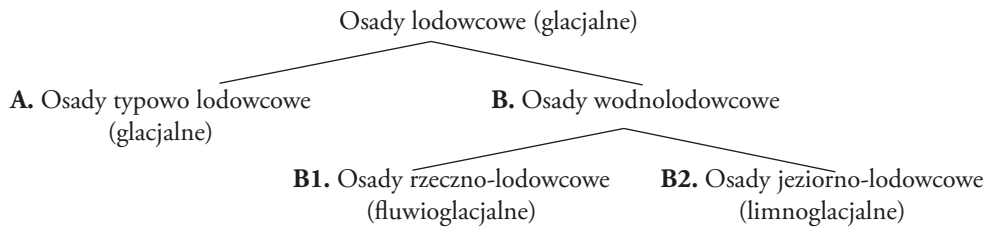
7.1. Niż Polski

Niż Polski w podziale geologicznym należy do rejonu nr 08, w geomorfologicznym – do podprowincji 313–318, a w hydrogeologicznym – do prowincji niżowej (regionów I–VI).

7.1.1. Obszary akumulacji lodowcowej

W Polsce obserwujemy ślady dawnej działalności akumulacyjnej i rezydualnej zarówno lodowców górskich (Karpaty, Sudety), jak i lodowców kontynentalnych (lądolodów). Do najbardziej charakterystycznych form rzeźby polodowcowej na obszarach górskich należą cyrki (jeziora) polodowcowe (np. Czarny Staw w Tatrach) oraz różnego rodzaju U-kształtne doliny. W niewielkim stopniu występują moreny lodowców górskich.

Zasadnicze ślady działalności lodowców w Polsce to osady lodowcowe pochodzące od lodowców kontynentalnych. Rühle (1973) dzieli osady lodowcowe w następujący sposób:



Osady lodowcowe zawierają materiał pobrany przez lodowce wzdłuż drogi ruchu. W Polsce materiał ten, np. głazy narzutowe, pochodzi ze Skandynawii. Tworzą go zarówno skały magmowe i metamorficzne, jak i wapienie, piaskowce oraz miejscowe skały.

A. Osady typowo lodowcowe

Najważniejszym osadem lodowcowym jest **glina lodowcowa** (zwałowa). Jest to niewysortowany osad o zmiennych proporcjach frakcji żwirowej, piaskowej, pyłowej i iłowej. Odnośnie do glin lodowcowych w literaturze istnieje kilka podziałów. Często cały materiał znajdujący się w lodowcu nazywa się moreną. Jako formy akumulacji lodowcowej wyróżnia się (ryc. 7.1 i 7.2):

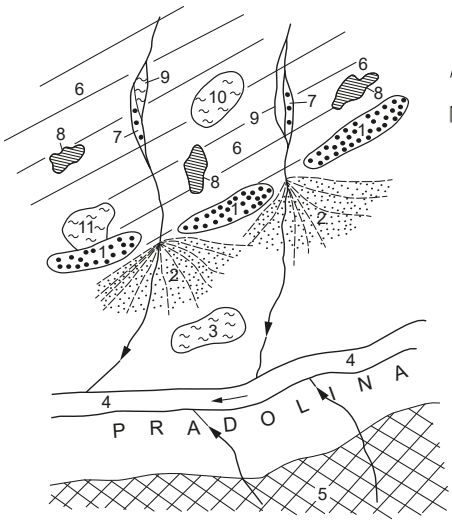
- morenę czołową;
- morenę spiętrzoną;
- morenę denną;
- morenę boczną.

Natomiast ze względu na charakter środowiska sedymentacji i genezy wyróżnia się gliny z odłożenia, wytopieniowe oraz spływowe (ablacyjne) – ryc. 7.3.

Morena czołowa powstaje podczas postoju lodowca, tworzą ją wały o wysokości do kilkudziesięciu metrów i rozciągłości zachód–wschód. W skład tej moreny wchodzą przeważnie frakcje piaskowe i żwirowe oraz kamieniste.

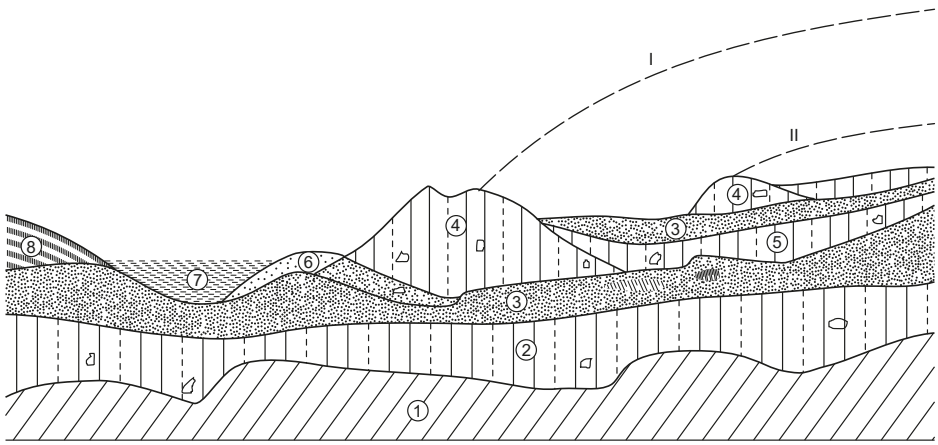
Morena spiętrzona występuje bezpośrednio w sąsiedztwie moreny czołowej, powstaje wskutek odkłucia i spiętrzenia osadów starszych.

Morena denna powstaje, gdy czoło lodowca cofa się, rozpada lub wytapia. Odsłania się wówczas powierzchnia moreny dennej. W morfologii stanowi obszar lekko falisty z licznymi niewielkimi wzniesieniami i zagłębieniami często wypełnionymi wodami jezior.



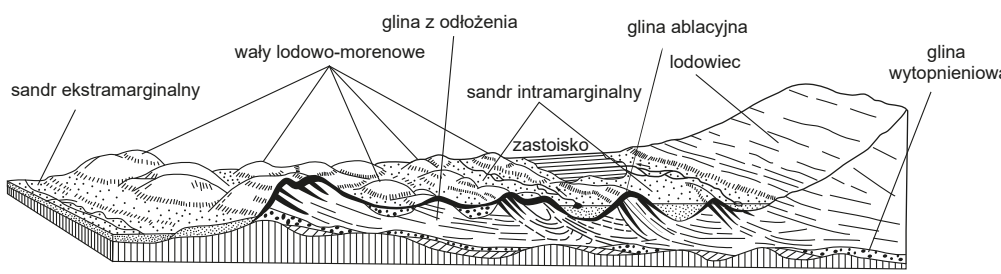
Ryc. 7.1. Rozmieszczenie utworów polodowcowych w planie (schemat) (Lenczewska-Samotyja i in., 1992)

1 – morena czołowa, 2 – sandry, 3 – jezioro zastoiskowe, 4 – rzeka marginalna, 5 – obszar akumulacji lessów, 6 – morena denna, 7 – ozy, 8 – kemy, 9 – jezioro rynnowe, 10 – jezioro moreny dennej, 11 – jezioro zaporowe



Ryc. 7.2. Schematyczny przekrój geologiczny przez osady lodowcowe

1 – podłoże przedlodowcowe, 2 – morena starsza, 3 – utwory międzylodowcowe, 4 – moreny czołowe, 5 – morena denna, 6 – sandr, 7 – zastoisko, 8 – less, I, II – zasięgi zlodowaceń



Ryc. 7.3. Powstawanie glin lodowcowych (wg Lindnera i in., 1982; zmienione *w*: Lindner, 1992)

Moreny boczne przeważnie przylegają do ścian żlebu lodowcowego. W szerokich dolinach, które nie zostały w całości wypełnione lodowcem, wały moren bocznych znajdują się nieraz w znacznej odległości od zboczy doliny.

Glina z odłożenia (bazalna) powstaje bezpośrednio pod poruszającym się lodowcem wskutek stopniowego uwalniania się z sunącego lodu materiału moreny dennej. Glina bazalna jest zwykle osadem bardzo skonsolidowanym, może być silnie spękana, o charakterze ciosu. Pierwotna konsolidacja gliny nie podlega późniejszym większym zmianom. Ustalenie OCR (stopnia przekonsolidowania) może służyć do oszacowania grubości lądolodu. Glina z odłożenia ma skład granulometryczny bliski składowi moreny dennej. Występujące w niej okruchy są zwykle lepiej obtoczone od innych typów glin. Glinę bazalną cechuje duża spoistość – zwykle większa niż w pozostałych glinach.

Glina lodowcowa wytopieniowa powstaje wskutek powolnego topnienia martwego lodu. Skład granulometryczny gliny jest zbliżony do składu granulometrycznego moreny wewnętrznej. Glina wytopnieniowa zawiera stosunkowo dużo frakcji pyłowej, a mniej żwirowej. Glina ta na ogół nie wykazuje spękań ciosowych. Charakterystyczne są dla niej liczne soczewki i przewarstwienia warstwowanych piasków.

Glina lodowcowa spływowa tworzy się na powierzchni topniejącego lodowca. Powstająca masa gliniasta jest silnie nasycona wodą. Zwykle glina spływowa występuje razem z osadami fluwioglacjalnymi, występuje ona we wszystkich formach lodowcowych (np.: moreny boczne, czołowe, kemy, ozy). Przekrój pionowy gliny spływowej jest bardzo zmienny, zróżnicowany w wyniku zachodzącego wypłukiwania frakcji drobniejszej. W górnych partiach osadu może się zaznaczyć warstwowanie i jego lepsze wysortowanie. Glina spływowa w porównaniu z glinami z odłożenia i gliną wytopieniową jest najmniej skonsolidowana.

Gliny lodowcowe przeważnie powstają w warunkach lądowych.

B. Osady wodnolodowcowe

B1. Do form związanych z akumulacją wodnolodowcową zaliczamy głównie ozy, sandry, kemy i drumliny (ryc. 7.1).

Ozami nazywamy wały i ciągi pagórków o wysokości od kilku do kilkudziesięciu metrów, o stromych stokach i falistej linii grzbietowej. Mogą się one ciągnąć od kilkuset metrów do kilkudziesięciu kilometrów. Zbudowane są ze żwirów i piasków glacifluwialnych warstwowanych oraz dobrze obtoczonych i wysortowanych. Powierzchnia ozów zwykle jest otulona moreną gliniastą. Wznoszą się one ponad powierzchnie moreny dennej, towarzyszą im często rynny lodowcowe. W przekroju poprzecznym przypominają nasypy kolejowe. Są wydłużone w kierunku północ–południe zgodnym z ruchem lodowca.

Sandry tworzą się na przedpolu lodowca, materiał piaszczysto-żwirowy osadza się z wód wypływających i spływających z lodowca. Depozycja zachodzi często u wylotu tzw. bram lodowcowych, gdzie powstają stożki napływowe nakładające się na siebie tworząc rozlegle i płaskie równiny sandrowe. Sandry przede wszystkim są zbudowane z piasków wysortowanych i warstwowanych. Im dalej od lodowca, tym drobniejsze znajdują się frakcje.

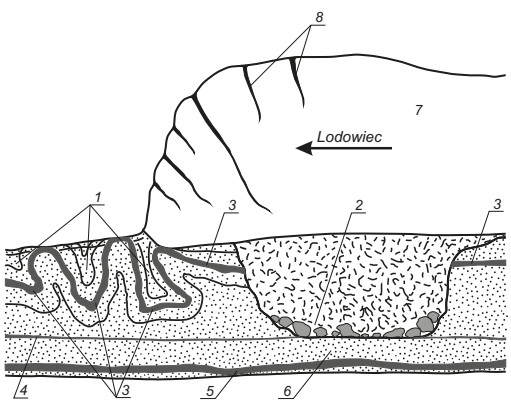
Kemy to pagórki, wzgórza i wały o wysokości od kilku do kilkudziesięciu metrów i średnicy do kilkuset metrów. Zasadniczo ich kształt jest nieregularny, często tworzą formę tarasów (kemowych). Kemy z reguły tworzą grunty piaszczyste warstwowane, występują przeważnie grupowo na obszarze pagórkowatym moreny dennej. Kemy mają na ogół strome stoki i powstają w strefie lodowca lub martwego lodu lodowcowego (często w szczelinach).

Drumliny to niskie i owalne wzgórza o długości zwykle od kilkudziesięciu metrów do 1–2 km, wydłużone zgodnie z ruchem lodowca. Drumliny mają opływowy kształt, przypominający spadającą krople wody, stanowią je formy o genezie akumulacyjnej lub erozyjnej. Ich proksymalne zbocza są z reguły szersze i bardziej strome aniżeli dystalne. Drumliny występują w dużych skupiskach tworząc pola drumlinowe, poszczególne formy mogą być oddzielone od siebie podłużnymi jeziorami, bagnami lub torfowiskami.

B2. Do osadów jeziorno-lodowcowych zalicza się bardzo charakterystyczny osad jakimi są **iły zastoiskowe (warwowe)**. Na przedpolu lodowców powstają jeziora zastoiskowe, które są wypełnione osadami. W lecie, gdy dopływ i ruchliwość wód są intensywne, opadają duże ziarna, w zimie pod pokrywa lodową i przy bardzo słabej ruchliwości wód opadają natomiast ziarna bardzo drobne. Tak powstaje rytmika osadów zwanych iłami warwowymi (wstęgowymi). Każda warstwa składa się z dwóch warstewek o zróżnicowanych grubościach w granicach 1–25 cm, które reprezentują okres roczny.

Do ważnych form erozyjno-akumulacyjnych związanych z działalnością lodowca i wód fluwioglacjalnych należy zaliczyć pradoliny. Są to szerokie do kilkudziesięciu kilometrów doliny, wyżłobione w okresie postojów lodowców przez rzeki powstałe z połączenia potoków lodowcowych z rzekami płynącymi z południa Polski. Pradoliny mają kierunek zachód–wschód prawie równoległy do czoła lodowca, wypełnione są głównie osadami dostarczonymi przez rzeki lodowcowe. Ich profil jest zbliżony do profilu aluwiów rzecznych – w spągu osady gruboziarniste, w stropie drobniejsze. Miąższość osadów (zasobnych w wodę) dochodzi do kilkudziesięciu metrów. W Polsce do najważniejszych pradolin zalicza się: Wrocławsko-Magdeburską, Barycko-Głogowską, Warszawsko-Berlińską, Toruńsko-Eberswaldzką, Pomorską, Kaszubską (Redy–Łeby).

Nieodzownie z lodowcami są związane zaburzenia zwane glacitektonicznymi wywołane naciskiem nasuwającego się lodowca. Występują różne zaburzenia, stanowią je najczęściej fałdy, niekiedy uskoki (ryc. 7.4), obserwuje się również powierzchnie licznych zlustrzeń w osadach gliniasto-ilastych. Deformacje glacitektoniczne powstają w wyniku statycznego lub dynamicznego oddziaływania (obciążenia) lodowca na jego podłoże w czasie rozwoju lub zanikania zlodowacenia. W podłożu lodowca powstaje stan naprężeń, który po przekroczeniu wytrzymałości na ścinanie gruntów podłoża wywołuje odkształcenia. Ocenia się, że wielkość naprężeń od lodowca przyrasta do 10 MPa na każde 1000 m miąższości lodu. Większość deformacji glacitektonicznych powstaje w przypadku, kiedy miąższość lodowca jest niejednakowa, to wówczas powstaje w podłożu stan naprężenia dewiatorowego, który jest główną przyczyną powstawania takich deformacji.



Ryc. 7.4. Odkształcenie fałdowe wywołane w podłożu przez lodowiec (wg Zwierzyckiego *w*: Lenczewska-Samotyja i in., 1992)

1 – morena czołowa, 2 – morena denna, 3 – górny pokład węgla brunatnego (u czoła lodowca jest on zaburzony), 4 – pośredni poklad węgla brunatnego (pod lodowcem jest on zredukowany), 5 – pokład dolny węgla brunatnego, 6 – piasek, 7 – kierunek nasuwania się lodowca, 8 – szczeliny w lodowcu

Gliny lodowcowe (zwałowe) z punktu geologiczno-inżynierskiej oceny pozornie wydają się ośrodkiem mało zróżnicowanym pod względem właściwości fizyczno-mecha-

nicznych. Jednak jeżeli rozpatruje się je lokalnie (nie w całej masie), to wykazują dość znaczne zróżnicowanie składu litologicznego i właściwości. Naprzemianległe występowanie gruntów spoistych i piaszczystych (a raczej ich miąższości, powodujące różnice osiadań) obniża nośność podłoża budowlanego utworzonego z glin lodowcowych. Niejednorodność glin lodowcowych powiększa obecność licznych głazów (lub ich nagromadzenia) i bruków morenowych. W glinach często spotyka się wkładki, soczewki nawodnionych piasków, tworzących sieć połączeń hydraulicznych, w których otoczeniu konsystencja glin zmienia się. Ujemnie na wytrzymałość i odkształcalność glin wpływają spękania (szczeliny). Znaczący wpływ na fizyczno-mechaniczne właściwości gruntów, w przypadku glin lodowcowych, ma wiek i historia obciążeń. Istotne jest ustalenie zachowania się glin (zależność naprężenie–odkształcenie) przed i po przekroczeniu tzw. naprężenia prekonsolidacyjnego – naprężenia, które dzisiaj „pamięta" grunt. Oczywiście dzisiejsze obciążenie prekonsolidacyjne jest tylko częścią obciążenia historycznego glin. Z danych ogólnogeologicznych przyjmuje się, że lodowce występujące w Polsce podczas zlodowaceń wykazywały zróżnicowane miąższości (grubości):

- lodowiec południowopolski ok. 1000 m,
- lodowiec środkowopolski podczas stadiału odry ok. 600 m i stadiału warty ok. 400 m.

A więc, poza już wymienionymi czynnikami, na właściwości glin istotny wpływ wywarły naciski lodowca i warstw leżących wyżej, które następnie zostały zdenudowane. Z tego punktu widzenia właściwości wytrzymałościowe i stopień skonsolidowania glin zmieniają się w kierunku północ–południe, im bardziej na północ w kierunku młodszych wiekowo glin, tym stanowią gorsze podłoże budowlane.

Gliny lodowcowe w większości przypadków stanowią optymalną „mieszankę" o różnej wielkości i kształcie cząstek i ziarn o stosunkowo wysokim zagęszczeniu, wyrażonym przez gęstość objętościową przeważnie powyżej 2,0 Mg/m^3, a nieraz powyżej 2,2 Mg/m^3. Skład granulometryczny glin jest względnie mało zróżnicowany, głównie są to gliny piaszczyste z przewarstwieniami/wkładkami glin piaszczystych zwięzłych lub piasku gliniastego. Średnia zawartość głównych frakcji przedstawia się w zależności od zlodowacenia następująco (rozdz. 6):

- piaskowa 40–50%,
- pyłowa 20–30%,
- iłowa 10–25%.

O właściwościach glin decyduje przede wszystkim skład granulometryczny, a głównie zawartość frakcji iłowej. Głównym składnikiem glin są kwarc (do 90%) i minerały ilaste (do 40%), często występują węglany i związki żelaza. Wśród minerałów ilastych wyróżnia się beidelit, illit i kaolinit. Taki skład mineralny sprawia, że gliny lodowcowe nie wykazują większej aktywności podczas zmian wilgotności.

Na cechy mechaniczne glin duży wpływ miały pokrywy lodowcowe. Ocenia się, że obciążenia lodowcem spowodowały wzrost wytrzymałości glin o 30% (Bażyński, 1973). O wartości budowlanej glin decydują głównie uziarnienie i stopień plastyczności. Gliny zlodowaceń środkowopolskich i południowopolskich stanowią bardziej nośne podłoże niż gliny północnopolskie. Warto też podkreślić, że gliny południowopolskie, pomimo że nie były obciążone lądolodem, są bardziej skonsolidowane, co wynika (prawdopodobnie) z długotrwałego obciążenia osadami później zdenudowanymi. Dotyczy to również strefy glin zlodowacenia środkowopolskiego na południe od granicy zasięgu zlodowacenia młodszego. Gliny zlodowacenia południowopolskiego i środkowopolskiego są przede wszystkim zwarte, półzwarte i twardoplastyczne. Znaczne zróżnicowanie przydatności budowlanej wykazują gliny lodowcowe północnopolskie, w szczególności te, które występują tuż pod powierzchnią terenu, gdyż mają bowiem konsystencję plastyczną, a niekiedy i miękkoplastyczną.

Wartość budowlaną ostatniego zlodowacenia, poza niską wytrzymałością glin, obniżają jeszcze liczne wypełnione wodą zagłębienia (po martwym lodzie) oraz częste występowanie namułów i torfów.

Masywy gruntowe zbudowane z glin lodowcowych spękanych charakteryzują się przedziałem wartości kąta tarcia i spójności z jednej strony wartościami maksymalnymi (które odpowiadają wytrzymałości na ścinanie niespękanego masywu), a z drugiej – wartościami minimalnymi (odpowiadającymi wytrzymałości powierzchni spękania usytuowanej zgodnie z płaszczyzną maksymalnych naprężeń ścinających). Szczególnie ma to znaczenie przy ocenie stateczności zboczy w strefie wpływu skarpy na obszar przyległy. Osłabienie masywu zbocza spękaniem na skutek skurczu w glinach lodowcowych (np. Płocka) sięga w strefie przypowierzchniowej w głąb wysoczyzny na odległość ok. 30 m, licząc od górnej krawędzi skarpy. Obniżenie przez spękania masywu glin nie zaznacza się w stanie plastycznym ($w > w_p$), natomiast jest wyraźniejsze im mniejsza jest wilgotność glin. Istniejąca sieć spękań w glinach lodowcowych jest wynikiem obciążenia lodowcami, ale nie tylko, obserwuje się również występowanie tekstury typu foliacji, która odtwarza linie poślizgu zbliżone do kierunku działania poziomej siły ścinającej wywołanej ruchem lodowca. Spękania i foliacje w zależności od ich orientacji przestrzennej decydują o geologiczno-inżynierskiej ocenie glin lodowcowych. O wytrzymałości podłoża zbudowanego ze spękanych glin, decyduje kierunek i nachylenie spękań oraz zawodnienie. Spękania obniżają wytrzymałość glin co najmniej dwukrotnie w przypadku spękań suchych, a w obecności wody więcej niż czterokrotnie (Wysokiński, 1967). Ponadto mogą one spowodować niekorzystne, nadmierne różnice osiadań, stałe lub okresowe zawilgocenie części podziemnych obiektów, niestateczność wykopów fundamentowych, zboczy np. dolin rzecznych i skarp kopalń odkrywkowych. Konieczne jest bezwzględne utrzymanie pierwotnego stanu podłoża. Wykopy w glinie trzeba starannie zabezpieczyć przed wpływem wód opadowych i podziemnych.

Mimo podanych powyżej uwag dotyczących wytrzymałości i odkształcalności glin, stanowią one stosunkowo dobre podłoże o dość dużym dopuszczalnym obciążeniu jednostkowym, przy czym nie należy wykorzystywać w pełni ich nośności (Hückel, 1957).

Trzeba podkreślić, że na obszarach moren czołowych i spiętrzonych glinie lodowcowej towarzyszą osady sypkie, zwłaszcza w zasięgu zlodowacenia północnego występują duże ilości żwirów i często głazy o znacznych rozmiarach. W profilu pionowym nieregularnie i bardzo zmiennie występują poszczególne rodzaje gruntów. Na obszarach moreny dennej w zasięgu zlodowacenia północnego rzeźba terenu jest bardzo urozmaicona, deniwelacje mogą dochodzić do kilkunastu metrów. Natomiast na obszarach starszych zlodowaceń powierzchnie terenu są wyrównane, zdenudowane.

W większości przypadków obiekty budowlane są posadowiane na glinach lodowcowych w sposób bezpośredni na ławach, stopach lub płytach fundamentowych. Dla znacznych obciążeń posadowienie na glinach plastycznych lub dla obiektów specjalnych o małych dopuszczalnych różnicach osiadań stosuje się pośredni sposób posadowienia np. na palach.

Grunty piaszczyste lodowcowe i wodnolodowcowe w obrębie wysoczyzn morenowych charakteryzują się znacznym zróżnicowaniem granulometrycznym, są słabo wysortowane i zmiennie zagęszczone. Wykazują dużą nośność i małą odkształcalność. Największe urozmaicenie uziarnienia spotykamy w strefie moren czołowych. Występuje tu znaczna ilość żwirów i pospółek. Osiadanie obiektów posadowionych na takich gruntach kończy się praktycznie z końcem budowy obiektu. Z uwagi na złą selekcję ziarn grunty te nadają się do budowy nasypów, można je dobrze zagęścić. Cechy mechaniczne gruntów piaszczystych lodowcowych w niewielkim stopniu zależą od wilgotności.

W **ozach** grunty sypkie są wykształcone w postaci żwirów i gruboziarnistych piasków, niekiedy pospółek i są dobrze zagęszczone. Stanowią potencjalne złoża kruszywa. Można je uznać za

dobre podłoże budowlane, ale ze względu na urozmaiconą morfologię są niewykorzystywane przez budownictwo, zwłaszcza dużych obiektów.

Dobre warunki budowlane występują na rozległych piaszczystych powierzchniach **sandrowych**. Zmienność uziarnienia nie jest tak duża, wyrównane są więc właściwości mechaniczne. Głównie piaski, w mniejszym stopniu żwiry, są dobrze zagęszczone. Zwierciadło wody gruntowej występuje stosunkowo głęboko. Badania geologiczno-inżynierskie na takich obszarach mogą być prowadzone w ograniczonym zakresie. Na sandrach obserwuje się występowanie procesów wydmotwórczych – wydmy, a głównie piaski przewiane mogą pogorszyć nośność podłoża.

Ocena **kemów** pod względem podłoża budowlanego jest niezwykle trudna i niejednoznaczna. Budują je grunty o różnorodnym uziarnieniu – od pyłów do żwirów. Warunki budowlane będą zależały od gruntów występujących bezpośrednio pod fundamentem. Najlepsze podłoże będą stanowić żwiry.

7.1.2. Obszary akumulacji rzecznej

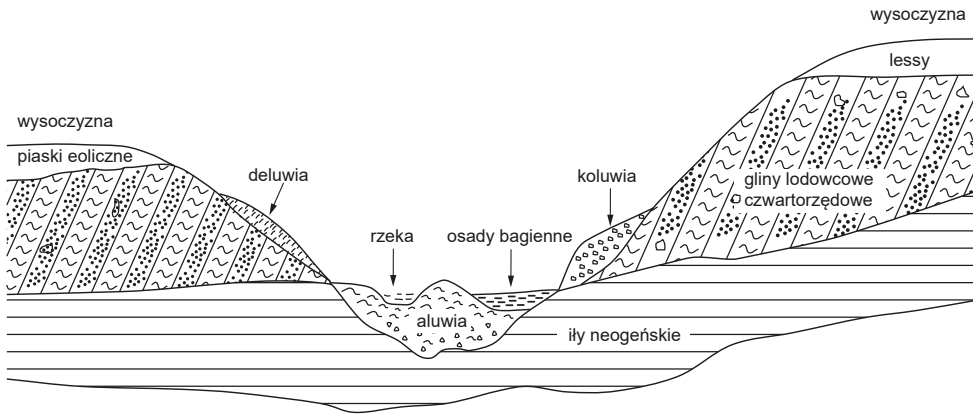
Istotną rolę w kształtowaniu powierzchni lądów odgrywają procesy rzeczne (fluwialne). Znaczne obszary (przede wszystkim tereny wyżej położone) są w mniejszym lub większym stopniu niszczone przez płynącą wodę, powstają charakterystyczne doliny, w których gromadzą się duże ilości osadów rzecznych (aluwiów). Woda rzeczna płynie dzięki sile ciężkości, jej energia kinetyczna jest proporcjonalna do masy wody i kwadratu prędkości. W rzece płynie woda wraz z cząstkami, ziarnami (niekiedy otoczakami) gruntów (skał). Prędkość płynięcia zależy głównie od masy wody i spadku, przeważnie malejącego wraz z biegiem rzeki – przepływy laminarne lub turbulentne. Profile podłużne rzek zwykle posiadają kształt wklęsły. Rzeki dzięki posiadanej energii wykonują pracę polegającą na niszczeniu podłoża, po którym płyną (działalność erozyjna), przenoszeniu materiału (działalność transportowa) i jego osadzaniu (działalność akumulacyjna). Materiał skalny dostarczony ze zbocza oraz wyerodowany w korycie rzecznym jest głównym narzędziem erozji (wgłębnej, wstecznej, bocznej). Rzeki transportują materiał w postaci wleczonej, zawieszonej i rozproszonej. Proces akumulacji może zachodzić na całej długości koryta rzecznego, ale największe rozmiary osiąga na ogół w miejscach, gdzie zmniejsza się siła transportu rzeki. Aluwia są na ogół najlepiej wyselekcjonowane i warstwowane (przede wszystkim przekątnie). W górnych odcinkach rzek odkładane są najgrubsze frakcje (kamienista, żwirowa). W dół rzeki w miarę zmniejszania prędkości przepływu wymiary ziarn stają się coraz mniejsze (frakcje piaskowe, pyłowe i iłowe). Miąższość osadów natomiast wzrasta z biegiem rzeki i dochodzi do kilkudziesięciu, a nawet kilkuset metrów. Ilość i wielkość transportowanego materiału, a następnie odkładanego, wzrasta gwałtownie przy wysokich stanach wód. Wyróżnia się aluwia składane w korycie właściwym rzeki – facje korytowe (frakcje grubsze – wleczone) i poza korytem – facje powodziowe (frakcje drobne – substancje organiczne). Przykładowy przekrój doliny rzecznej przedstawiono na rycinie 7.5.

Osady rzeczne występują głównie w trzech formach geomorfologicznych – tarasach, stożkach napływowych i deltach.

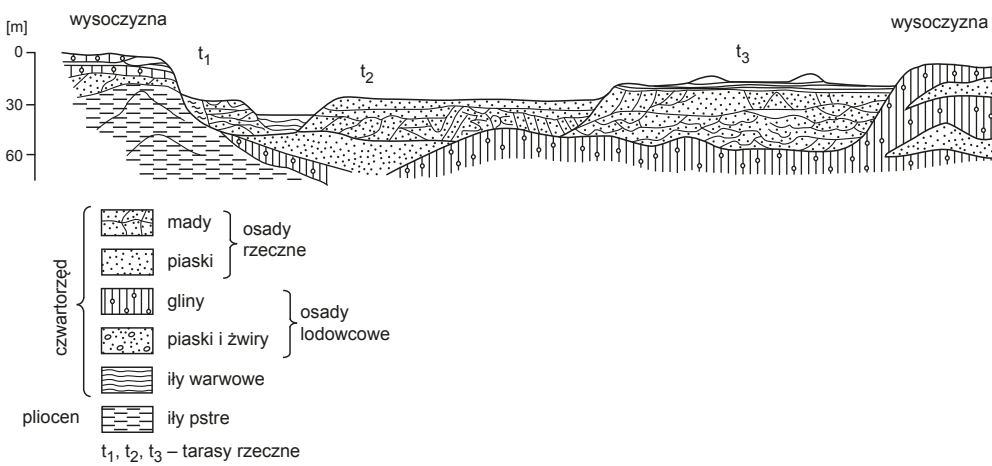
Tarasy rzeczne (ryc. 7.6) są to formy dawnych, rozciętych den dolinnych. Stanowią je spłaszczenia terenu (półki, stopnie) występujące na różnych wysokościach, pochylone w stronę koryta i zgodnie z biegiem rzeki.

Stożki napływowe są usypywane przez wody rzeczne u wylotów dolin bocznych do dolin głównych i dolin górskich na płaskie przedpola oraz przy połączeniu dwóch rzek o różnych spadkach.

Przy ujściach rzek do naturalnych lub sztucznych zbiorników wodnych akumulacja osiąga



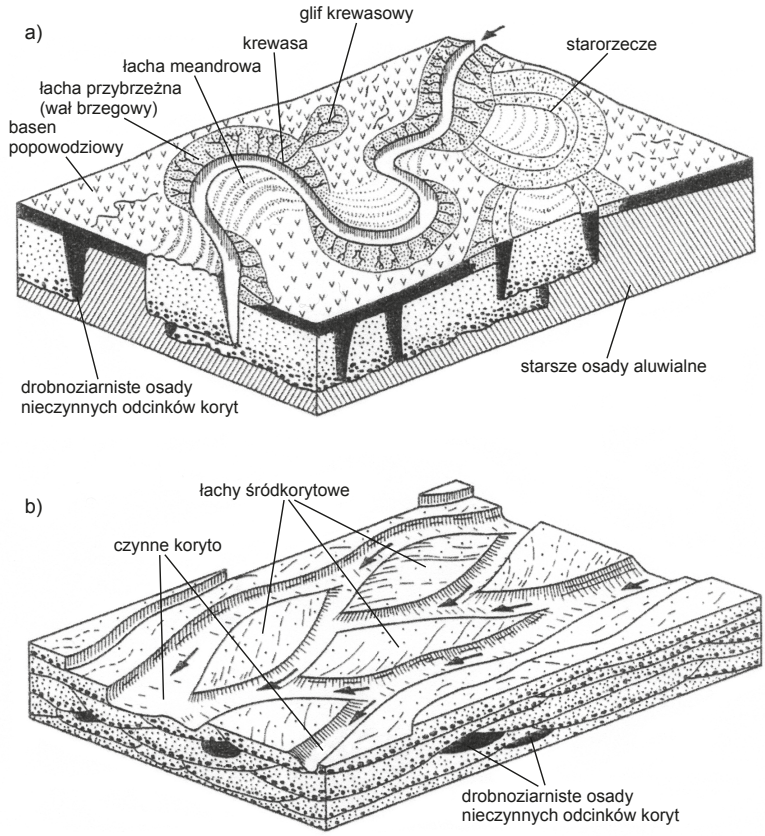
Ryc. 7.5. Schematyczny przekrój geologiczny przez osady występujące w dolinie rzecznej



Ryc. 7.6. Przekrój przez dolinę Wisły w rejonie Góry Kalwarii
(wg Falkowskiego *w*: Lenczewska-Samotyja i in., 1992)

największe rozmiary. Osadzanie materiału szczególnie szybko postępuje w basenach morskich, ponieważ zasolenie powoduje łączenie się drobniejszych cząstek w agregaty i powstają płaskie stożki zwane deltami.

Charakter powstających rzecznych form erozyjnych i akumulacyjnych ścisle zależy od rozwinięcia rzeki, czyli stopnia krętości (Falkowski, 1967; Falkowski, Szumański, 1975). Rozwinięcie koryta jest miarą obciążenia rzeki względem wielkości i zmienności przepływu oraz zachodzącej akumulacji. Rzadko rzeki płyną jednym mało krętym korytem. Najczęściej mówimy o rzekach meandrujących lub roztokowych (ryc. 7.7). **Rzeki meandrujące** wykazują naturalną tendencję do tworzenia krętego, meandrującego koryta. Rozwój meandrów (zakoli – pętlowato wygięty odcinek rzeki) jest wiązany z erozją boczną krawędzi jednego brzegu rzeki (podczas wysokich stanów) i równoczesną boczną akumulacją osadów na drugim brzegu. Odsyp meandrowy jest nagromadzeniem materiału gruboziarnistego (piasków, żwirów i otoczaków). Odsuwanie się koryta w stronę przeciwległego brzegu powoduje rozbudowę meandru w poziomie i w pionie, stopniowo na jego powierzchnię jest wnoszony coraz to drobniejszy materiał. Drugim równie częstym typem



Ryc. 7.7. Przykłady sedymentacji rzecznej (wg Allena, 1970 *w*: Gradziński i in., 1976)

a) rzeka meandrująca, b) rzeka roztokowa

rozwinięcia koryta rzecznego jest rozwinięcie roztokowe. **Rzeki roztokowe** płyną rozwidlającymi się i ponownie łączącymi korytami, rozdzielonymi przez mielizny i wyspy często zmieniające swoje położenie. Mają one przebieg bardziej prostoliniowy i wykazują większe spadki. Cechą charakterystyczną tych rzek jest występowanie licznych odsypów śródkorytowych – wysp i mielizn w obrębie koryta. Odsypy są wydłużone zgodnie z kierunkiem przepływu, gdy odsyp staje się zbyt duży, to główny przepływ rozdziela się na obrzeżające go koryta (powstają wyspy). Roztokowość jest związana z obfitością grubego materiału w korycie rzecznym i wysoką wartością stosunku jego szerokości do głębokości.

Wiele rzek ma na przemian meandrujące i roztokowe odcinki. Prawidłowe określenie typu rozwinięcia rzeki pozwala zastosować w interpretacji geologicznej odpowiedni model przestrzenny.

Dużą pomoc w badaniach geologiczno-inżynierskich dolin rzecznych stanowią zdjęcia lotnicze, ich fotointerpretacja pozwala na wydzielenie spotykanych form morfologicznych. Osady rzek roztokowych i meandrujących różnią się strukturalnie i teksturalnie wzajemnymi relacjami ilościowymi osadów korytowych, powodziowych i starorzecznych w profilu pionowym oraz wielkościami i poziomym rozprzestrzenieniem budujących je jednorodnych, przestrzennych ciał sedymentacyjnych. Warunkuje to odpowiednie zróżnicowanie takich cech osadów rzecznych jak: zagęszczenie, nośność, przepuszczalność (anizotropię przepływu wód) itp.

Warunki geologiczno-inżynierskie w dolinach rzecznych zależą od charakteru rozpatrywanego odcinka.

Doliny **w górnych odcinkach rzek** ogólnie charakteryzują się brakiem osadów drobnoziarnistych, występują tu otoczaki frakcji kamienistej, żwiry, rzadziej piaski i cienka pokrywa spoistych aluwiów. Miąższość osadów tarasu zalewowego dochodzi do 1,0–1,5 m, duże wahania stanów wód powodują, że górne odcinki rzek nie są zabudowywane, są natomiast domeną budownictwa hydrotechnicznego. Na tarasach wyższych (powyżej tarasu zalewowego) występują cienka warstwa aluwiów spoistych (mad) w górnych partiach oraz żwiry i pospółki w dolnych, stanowiące bardzo dobre podłoże budowlane. Pierwszy poziom wody podziemnej na obszarze tarasu zalewowego odpowiada poziomowi wody w rzece, często podnosi się w kierunku tarasów wyższych (rzeka drenuje), lecz może występować odwrotne zjawisko – zwierciadło wody pierwszego poziomu może być nachylone od koryta rzeki na zewnątrz (rzeka nawadnia). Należy zwrócić uwagę, że podczas fundamentowania poniżej dna koryta, i na tarasach zalewowych i powodziowych, może występować ujemny wpływ erozji bocznej i wgłębnej. Projekty sporządzane dla takich konstrukcji powinny uwzględnić odpowiednie zabezpieczenie przed niekorzystnymi skutkami tych zjawisk.

Inna sytuacja panuje **w środkowym i dolnym odcinku rzek**, miąższości osadów (aluwiów) są znaczne, przeważnie od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów. Powierzchnie tarasów akumulacyjnych są prawie płaskie, łagodnie nachylone ku rzece zgodnie z jej biegiem. Są one ukształtowane przede wszystkim w postaci gruntów:

- sypkich (piaski i żwiry);
- spoistych (mady);
- organicznych (sapropele, torfy/namuły).

Najkorzystniejsze warunki geologiczno-inżynierskie występują na tarasach akumulacyjnych nadzalewowych, które są zbudowane z gruntów sypkich (żwiry i piaski o różnym uziarnieniu) o dobrej nośności, stanowią podłoże budowlane o wysokich wartościach jednostkowych obciążeń (dopuszczalnych). Warunki wodne są również dogodne. Z uwagi na zmienne warunki sedymentacji, które mogły spowodować zróżnicowanie upakowania ziarn (duże różnice osiadań), wymagane jest stwierdzenie stopnia zagęszczania. Przy ustaleniu głębokości posadowienia można wykorzystać fakt, że w tarasach rzek średnica ziarn maleje ku górze, a zatem im głębiej, tym korzystniejsze warunki z punktu widzenia wytrzymałości podłoża.

Znacznie niższe parametry budowlane wykazują grunty występujące na tarasach zalewowych (powodziowych). Większość rzek dla wysokich poziomów wód ma koryto obwałowane, a obszary poza nimi są zagospodarowywane. Do niekorzystnych cech należy zaliczyć płytko występującą wodę gruntową, jej roczne wahania, bardzo zmienny stopień zagęszczenia oraz obecność gruntów madowo-organicznych. Glina aluwialna – mada, dla dużych rzek (np. Wisły i jej dopływów) osiąga miąższość nawet kilku metrów. W składzie granulometrycznym mad nie ma frakcji żwirowej i kamienistej. Wykazują niewielką konsolidację. Mają najczęściej młody wiek (często tworzą się współcześnie) i dużą porowatość (niekiedy makroporowatość) oraz zawierają części organiczne. Zwykle uznaje się te grunty za bardzo ściśliwe, niekorzystne podłoże budowlane.

Mady zajmują ok. 4,5% powierzchni kraju. Powstają głównie podczas wezbrań powodziowych. Mady to aluwia, które zalicza się do gruntów organicznych (mineralnych). Ogólnie wyróżnia się je jako osady rzeki roztokowej, tzw. mady lekkie (piaszczysto-pylasto-gliniaste) oraz rzeki meandrującej, tzw. mady ciężkie (gliniasto-ilaste).

Zawartość części organicznych w madach w większości przypadków nie przekracza 2%, tylko niekiedy dochodzi do 5% (wyjątkowo do 10%). Zawartość węglanu wapnia zazwyczaj nie jest

większa niż 10%. Mady wykazują dużą porowatość (czasem makroporowatość) – do 65%. Stan gruntów przeważnie jest plastyczny, twardoplastyczny, niekiedy miękkoplastyczny. Mady są zaliczane do podłoży o niskiej nośności, wynikającej ze zmiennej litologii, niskiego stopnia diagenezy (konsolidacji). Na wyższych tarasach miąższość mad jest niewielka.

Grunty organiczne spotyka się na wszystkich tarasach, głównie w obrębie wcześniej powstałych starorzeczy, wypełnionych osadami akumulacji jeziornej i bagiennej. Wykształcone są w postaci torfów (namułów) i w przypadku dużych rzek ich miąższość sięga do kilku metrów. Oczywiście są to grunty nienośne (q_f < 50–100 kPa), bezpośrednie posadowienie jest wykluczone. Młode torfy słabo rozłożone o ciężarze objętościowym poniżej 10 kN/m^3 często wypływają podczas budowy zbiorników wodnych. Strefy występowania gruntów organicznych można zinterpretować na zdjęciach lotniczych.

W przypadku obecności na tarasach gruntów spoistych madowo-organicznych należy liczyć się z występowaniem stałego lub okresowo napiętego (pod ciśnieniem) zwierciadła wód podziemnych. Woda przy kontakcie z gruntami organicznymi staje się agresywna względem betonu (z cementu portlandzkiego). Warto zaznaczyć, że grunty sypkie występujące pod pokrywą gruntów spoistych są słabo zagęszczone, często luźne nawet do 5–10 m p.p.t.

Ujściowe odcinki rzek (delty) to płaskie powierzchnie pod względem geomorfologicznym. Głównym problemem geologiczno-inżynierskim na terenie delt jest naprzemianległość występowania piasków, namułów i torfów, osadów bardzo młodych słabo zagęszczonych, bardzo ściśliwych – podłoże o niewielkiej nośności. Na tych terenach większość obiektów budowlanych jest posadawianych pośrednio na palach. W profilach pionowych występuje kilka warstw namułów i torfów oraz mad i piasków. Ogólnie ich cechy fizyczno-mechaniczne są zbliżone do opisanych uprzednio.

Woda gruntowa występuje bardzo blisko powierzchni terenu, właściwie każde prace ziemne wymagają odwodnienia. W pobliżu morza woda w deltach może być zasolona. W przypadku występowania gruntów plastycznych podczas odwodnienia może dojść do powstania stanu upłynnienia, tzw. kurzawek, co wymaga odpowiedniego zabezpieczenia, np. zastosowania ścianek szczelnych.

Stożki napływowe na obszarach nizinnych łączą się i tworzą delty. Spotykane są również stożki napływowe u podnóża pasm górskich. Powierzchnie takich stożków są płaskie i wyraźnie pochylone z biegiem rzeki, nachylenie dochodzi do kilkunastu stopni. Rozkład frakcji w stożku jest zróżnicowany, najdrobniejsze cząstki są osadzone u czoła stożka. Najkorzystniejsze warunki geologiczno-inżynierskie występują zatem w najwyższych partiach stożków napływowych, obecne są tu żwiry i otoczaki frakcji kamienistej. W dół stożka warunki budowlane stają się coraz gorsze, niedogodne dla fundamentowania. Szczególnie niekorzystne warunki są w strefie czoła stożka, gdzie w gruntach mają przewagę cząstki frakcji iłowej i pyłowej (grunty słabo przepuszczalne). Pierwszy poziom wody gruntowej w stożkach napływowych występuje płytko, dobra przepuszczalność większości gruntów budujących stożki napływowe ułatwia bezpośredni kontakt z wodą w rzece. Szybki przepływ wody może utrudniać odwodnienie wykopów.

7.1.3. Obszary akumulacji morskiej

Wody morskie (oceaniczne) przemodelowują w pasie wybrzeży formy uprzedniej rzeźby.

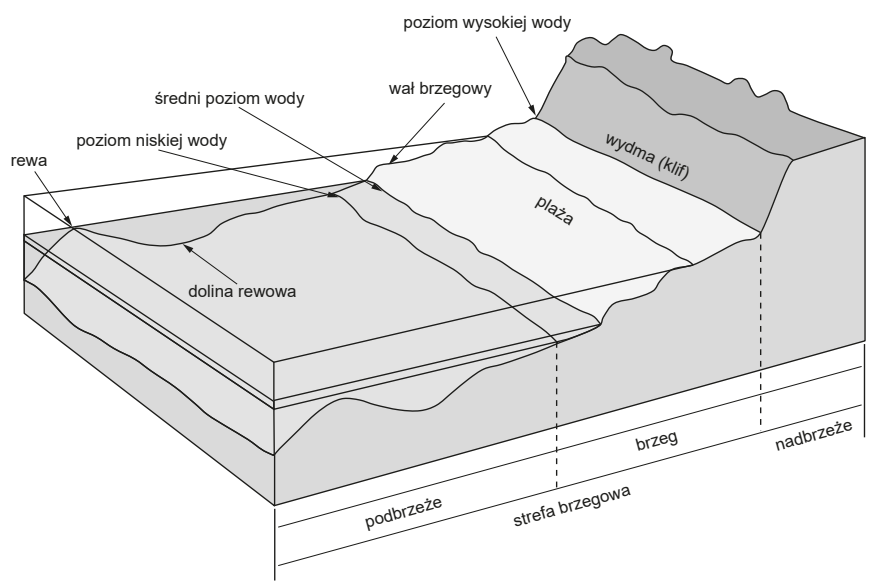
Niszczenie brzegów morskich przejawia się w działalności hydraulicznej, mechanicznej, chemicznej i biologicznej. Fale uderzające w brzeg skalny (gruntowy) powodują rozsadzanie,

rozkruszanie, odrywanie i rozmywanie, czyli następuje fragmentacja wybrzeża morskiego. Na stromych wybrzeżach zarys linii brzegowej jest dość zawiły, składa się z zatok i cypli. Transport materiału wzdłuż brzegu jest skomplikowany i zmienny. Erozja morska, czyli abrazja, jest spowodowana wiatrem oraz przyciąganiem Słońca i Księżyca (przypływy i odpływy). Działalność niszcząca fal morskich jest selektywna. Odcinki wybrzeży zbudowane ze skał miękkich i spękanych ulegają niszczeniu i cofają się (zatoki), odcinki zbudowane ze skał twardych, odpornych tworzą natomiast cyple i półwyspy. Na cyplach powstają klify – strome brzegi wybrzeży, intensywnie atakowane przez fale morskie. Z morzem współdziałają powierzchniowe ruchy masowe powodujące cofanie się klifu. Dolna jego część jest z reguły bardziej stroma niż górna. Abrazja morska zachodzi również w strefie międzypływowej (różnice poziomów wody są wywołane przypływem i odpływem) oraz w strefie przybrzeża, klif sąsiaduje z przybrzeżną platformą abrazyjną (ryc. 7.8). Działalność akumulacyjna morza ma duże znaczenie jako obszar tworzenia się skał osadowych. W morzu wyróżnia się cztery strefy sedymentacyjne: litoralną (przypływów i odpływów), szelfową (nerytyczną), batialną i abisalną. W morzach śródlądowych (jakim jest Bałtyk) występują trzy pierwsze strefy, natomiast dwie pierwsze uznaje się za płytkomorskie (wybrzeże).

Strefa litoralna obejmuje obszar położony pomiędzy liniami (średniego) odpływu i przypływu. Pod wpływem falowania następuje abrazja brzegu, powstają formy abrazyjne i akumulacyjne. Dzięki cofaniu się brzegu powstaje płaska powierzchnia – platforma abrazyjna, która stopniowo przekształca się platformę akumulacyjną, na której gromadzi się materiał klastyczny głównie żwirowo-piaszczysty, po części są to plaże nadmorskie. Do form akumulacyjnych należą wały brzegowe – mierzeje (kosy). Kiedy mierzeje zamykają zatokę morską powstaje zalew.

Strefa nerytyczna (szelf) obejmuje część morza do głębokości 130–200 m, aż do skłonu kontynentalnego. W całej strefie zachodzi falowanie. W klimacie umiarkowanym dominują tu osady klastyczne.

Strefa batialna i abisalna dotyczy morza o głębokości powyżej 200 m.



Ryc. 7.8. Schemat strefy brzegowej (wg Pruszak, 2003 *w*: Zasady...– Frankowski i in., 2009)

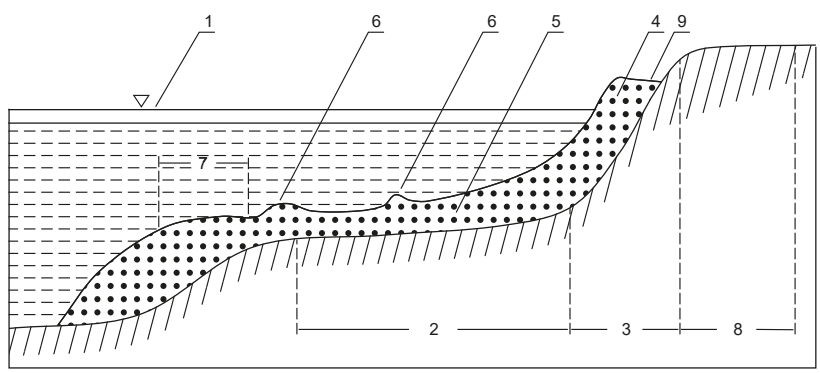
Problemy geologiczno-inżynierskie na obszarze akumulacji morskiej są zróżnicowane. Głównie są one związane z brzegiem i strefą przybrzeżną, gdzie intensywnie działają procesy erozji (abrazji) i sedymentacji – zmienne w czasie i przestrzeni. W dużej mierze chodzi tu o prognozę zmian właściwości fizyczno-mechanicznych gruntów na skutek wpływu: zmian wilgotności podczas nawadniania (nasycania), odwadniania, zmian chemizmu wód i ciśnień porowych oraz zmian stanu agregacji i dezagregacji cząstek osadów. Istotne zagadnienie stanowi stateczność brzegu, w szczególności klifowego oraz metod jego wzmacniania. Osobnym problemem jest wyznaczenie rejonów eksploatacji kopalin (surowców budowlanych) z dna morskiego na potrzeby morskiego budownictwa hydrotechnicznego.

Warunki geologiczno-inżynierskie w strefie brzegowej należy rozpatrywać w mniejszych jednostkach przestrzennych. Brzeg (klifowy) składa się z (ryc. 7.9):

- podbrzeża (dna);
- plaży;
- nadbrzeża (klifu).

W **podbrzeżu** wyróżnia się podłoże macierzyste i warstwę dynamiczną. Podłoże macierzyste tworzą osady czwartorzędowe (plejstoceńskie). Przykrywającą podłoże warstwę dynamiczną stanowią współczesne piaski morskie w spągu ze żwirem i otoczakami. Miąższość tej warstwy dochodzi do 4–5 m. Szerokość **plaży** (dla średniego poziomu morza) waha się w granicach 10–20 m. Miąższość piasków plaży dochodzi do 1 m, pod nimi występuje przeważnie podłoże macierzyste. **Nadbrzeże** (klify) ma wysokość od kilku do kilkudziesięciu metrów. Spotykamy tu w zależności od wysokości jeden lub dwa poziomy glin zwałowych (zlodowacenia północnopolskiego) oraz przeważnie piaszczyste i ilaste (pochodzenia zastoiskowego – glacilimnicznego) utwory międzymorenowe. Niekiedy pośród osadów plejstoceńskich spotyka się kry glacjalne starszych utworów. W piaskach międzymorenowych zwykle występuje woda podziemna (wycieki na zboczach). Tam gdzie woda współwystępuje z iłami obserwujemy intensywne ruchy osuwiskowe. Właściwości fizyczno-mechaniczne osadów dennych Morza Bałtyckiego nie są dostatecznie rozpoznane.

Budowa geologiczna i charakter brzegów polskiego wybrzeża są ściśle związane z ostatnim zlodowaceniem (północnopolskim) i rozwojem Bałtyku. Z reguły brzegi zbudowane z osadów plejstoceńskich stanowią klify, natomiast nizinne tworzą laguny i jeziora przymorskie, odcięte od morza mierzejami, w części ujściowej występują pradoliny. Wysoczyzny (klify) budują gliny



Ryc. 7.9. Przekrój brzegu morskiego (wg Pazdro, 1957 *w*: Grubecki, Sysak, 1960)

1 – średni poziom morza, 2 – platforma abrazyjna, 3 – klif, 4 – wał brzegowy, 5 – taras przybrzeżny, 6 – rewa, 7 – morski taras akumulacyjny, 8 – taras akumulacyjny, 8 – taras od strony lądu, 9 – plaża

morenowe, iły zastoiskowe i piaski lodowcowe. Natomiast obszary nizinne głównie są zbudowane z piasków wodnolodowcowych, rzecznych, wydmowych oraz z mułów (pyłów) jeziornych i piasków holoceńskich.

W rzeźbie dna południowego Bałtyku wyróżnia się dwa główne obszary morfogenetyczne – płytko- i głębokowodne. Obszar płytkowodny obejmuje strefę od linii brzegowej aż po izobatę 60 m. Występują tu płycizny przybrzeżne i ławice (np.: Czołpińska, Ławica Odrzana, Ławica Słupska, Ławica Środkowa). Obszar głębokowodny obejmuje rozległe obniżenia (rynny).

Cechy litologiczne osadów występujących na powierzchni dna morskiego są odzwierciedleniem procesów litodynamicznych zachodzących w tej części Bałtyku (Subotowicz 2011). Strefa płytkowodna jest zbudowana głównie z osadów piaszczystych (piasków różnoziarnistych), niekiedy żwirów lub pyłów. Strefę głębokowodną stanowią osady bardzo drobnoziarniste – iły, i pyły.

Osady czwartorzędowe (plejstocen–holocen) stanowią ciągłą pokrywę dna morskiego Bałtyku o zmiennej miąższości (1–300 m, przeciętnie 35 m). Część wschodnia dna morskiego polskiego wybrzeża jest zbudowana przeważnie z gruntów spoistych z udziałem części organicznych oraz gruntów niespoistych. W części zachodniej obserwuje się więcej gruntów sypkich.

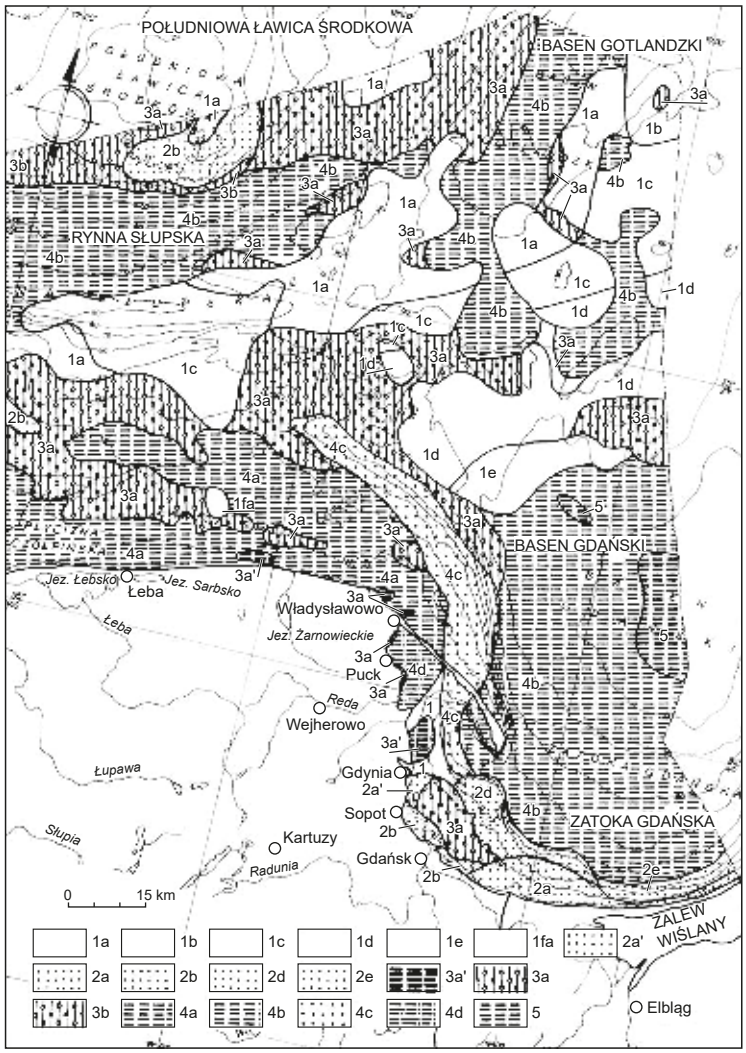
W strefie akumulacji morskiej mamy do czynienia z różnymi gruntami zarówno spoistymi (gliny, iły zastoiskowe), jak i sypkimi, głównie piaskami plażowymi. W Zatoce Gdańskiej na znacznym obszarze podłoże stanowią namuły o niskiej wytrzymałości na ścinanie (kąt tarcia wewnętrznego do 5°, spójność do 20 kPa) i wysokiej ściśliwości (edometryczny moduł ściśliwości w granicach 1,0–2,5 MPa). Parametry fizyczno-mechaniczne tych gruntów są podane w rozdziale 6.

W przypadku posadawiania platform wiertniczych/wiatrowych istotne jest określenie (zbadanie) wpływu obciążeń dynamicznych (od działania fal morskich) na właściwości gruntów podłoża, a w szczególności ustalenie charakterystyk upłynniania się gruntu w zakresie obciążeń jakie mogą mieć miejsce podczas sztormów (przy danym współczynniku cyklicznych naprężeń).

W rejonie dna morskiego południowego Bałtyku w podziale na jednostki geologiczno-inżynierskie (Zasady... – Frankowski i in., 2009; Kaszubowski i Coufal, 2014) wyróżnia się:

- podłoże bardzo dobre dla budownictwa morskiego – grunty, lite skały: łupki, piaskowce, wapienie o R_{cs} = 10–150 MPa, 1a–1fb;
- podłoże dobre dla budownictwa morskiego – grunty niespoiste (o wytrzymałości na ścinanie τ_f = 300–500 kPa) o różnej genezie występujące w SE części Ławicy Słupskiej, na wschód od Ławicy Odrzanej oraz w strefie przybrzeżnej na wysokości Ustki (od jeziora Bukowo do jeziora Kopań), 2a–2e;
- podłoże dostateczne dla budownictwa morskiego – grunty spoiste plejstoceńskie (gliny zwałowe) o τ_f = 100–300 kPa, występujące w okolicy Ławicy Słupskiej na wysokości Dziwnowa do jeziora Wicko, 3a–3b;
- podłoże złe dla budownictwa morskiego – grunty spoiste (pyły i iły) i niespoiste wieku plejstoceńskiego i wczesnoholoceńskiego o τ_f = 50–150 kPa, występujące głównie w Zatoce Pomorskiej i w okolicy Ustki, 4a–4d;
- podłoże bardzo złe dla budownictwa morskiego – grunty środkowo- i późnoholoceńskie (iły, pyły, pyły organiczne – namuły) o niskiej wytrzymałości na ścinanie τ_f <50 kPa, występujące w głębszych partiach Basenu Bornholmskiego, 5.

Przykład jednostek geologiczno-inżynierskich dla części wschodniej polskiego Bałtyku przedstawiono na rycinie 7.10.



1a – łupki ilaste (sylur)
1b – wapienie (dewon)
1c – piaskowce (perm)
1d – mułowce i iłowce (trias)
1e – wapienie (jura)
1fa – mułowce i iłowce (kreda)
2a' – piaski (neogen)
2a – piaski i żwiry morskie z interglacjału eemskiego (plejstocen)
2b – piaski i żwiry glacifluwialne (górny plejstocen)
2d – piaski i żwiry rzeczne paleodelty Wisły (górny plejstocen i dolny holocen)
2e – piaski i żwiry morza litorynowego, morza Limnaea i morza Mya (środkowy i górny holocen)
3a' – muły i iły (neogen)
3a – gliny zwałowe zlodowacenia warty (plejstocen)
3b – subakwalne gliny zwałowe zlodowacenia wisły (plejstocen)
4a – muły (pyły) i iły zastoiskowe (górny plejstocen)
4b – muły (pyły) i iły bałtyckiego jeziora lodowego, morza Yoldii i Jeziora Ancylusowego (górny plejstocen–dolny holocen)
4c – piaski mierzejowe bałtyckiego jeziora lodowego (górny plejstocen)
4d – muły (pyły) i piaski pylaste jeziorne (dolny holocen)
5 – iły, muły (pyły), namuły organiczne morza Mastogloii, morza litorynowego, morza Limnaea i morza litorynowego, morza Limnaea i morza Mya (środkowy i górny holocen)

Ryc. 7.10. Podłoże gruntowe wschodniej części polskiego Bałtyku na głębokości 10 m poniżej dna morskiego (Kaszubowski, Coufal, 2014)

7.1.4. Obszary akumulacji eolicznej

Wiatr niszczy, transportuje i buduje, rozmiary tej działalności zależą od siły i przeważających kierunków wiatru. Wiatry pokonując opór stawiany przez podłoże wykonują prace rzeźbotwórczą. Deflacja i korozja (korazja) to główne typy erozji eolicznej. Deflacja (wywiewanie) to przenoszenie przez wiatr ziarn frakcji piaskowej i pyłowej z jednego miejsca na drugie, transport odbywa się do wysokości 1–3 m. Korozja wiatrowa polega na ścieraniu skał przez uderzające ziarna piasku. W wyniku erozyjnej działalności wiatru powstają misy deflacyjne, korozyjne grzyby skalne, różnego rodzaju rynny i bruzdy w skałach mniej odpornych. Podczas transportu wiatrowego materiał

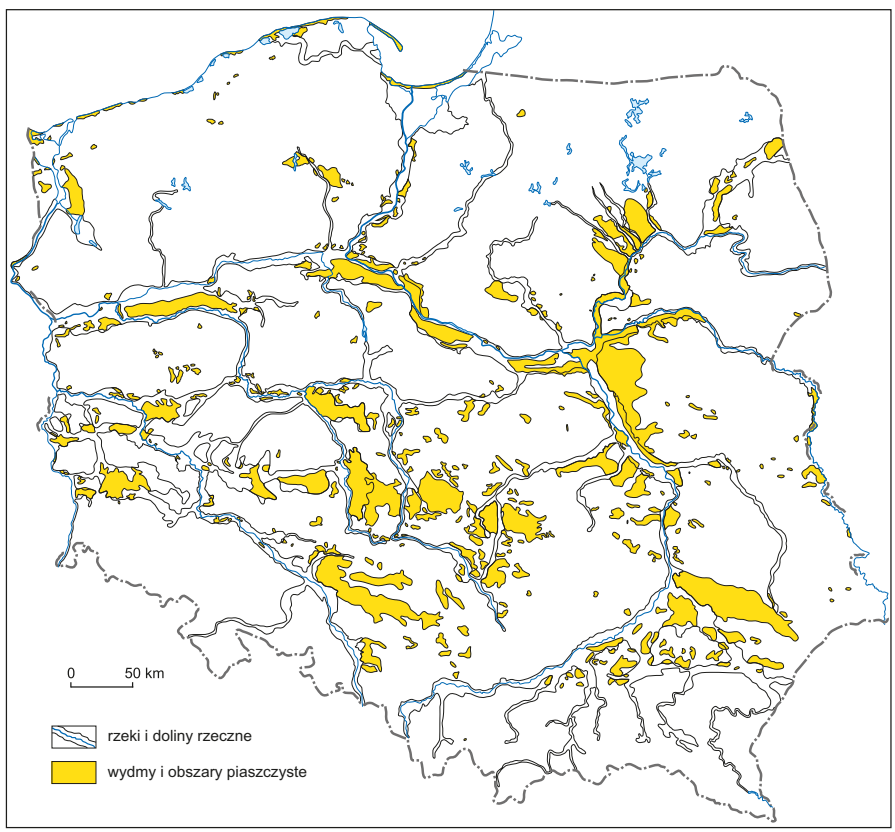
ulega stosunkowo szybko sortowaniu, ziarna mniej odporne są stopniowo rozdrabniane, następuje oddzielenie frakcji piaszczystych od pylastych. Frakcje piaszczyste są zwykle transportowane na mniejsze odległości, na ogół depozycja ma miejsce niedaleko od obszaru deflacji.

Formami akumulacji eolicznej są wydmy, pola piasków przewianych (pokrywy, płaty). Skałę (grunt) zbudowaną z pyłu naniesionego przez wiatr nazywamy lessem.

Polska jest klasycznym krajem wydm śródlądowych. Zajmują one znaczne obszary pradolin, zwłaszcza ich kotlinowate rozszerzenia, rozwinęły się także na równinach sandrowych i nie są rzadkością na piaszczystej wysoczyźnie morenowej (ryc. 7.11). Oprócz typowych wydm parabolicznych, skierowanych ramionami ku zachodowi, obecne są zwarte wydmy wałowe o przebiegu południkowym oraz wydmy proste o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego. Występują one zarówno pojedynczo, jak i zespołowo, tworząc zwarte pola wydmowe. W ścisłym związku z wydmami występują lotne piaski lub rozwiane wzniesienia wydmowe.

Do najważniejszych krajobrazów wydmowych w Polsce zaliczamy zespoły wydmowe: Kotliny Warszawskiej (Puszcza Kampinoska), Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej, Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego i Puszczy Kurpiowskiej.

Wydmy na obszarze Polski powstawały po ostatnim zlodowaceniu lub w okresie późnoglacjalnym i postglacjalnym. Piaski eoliczne zawierają florę typu interstadialnego. U schyłku zlodowacenia, gdy ukształtowała się strefowa cyrkulacja atmosferyczna, wiały wiatry zachodnie. Wydmy



Ryc. 7.11. Rozmieszczenie wydm śródlądowych w Polsce (wg Galon *w*: Kozłowski, 1986)

śródlądowe Polski powstawały głównie pod wpływem wiatrów zachodnich, ale również obserwuje się wpływy wiatrów o kierunku SSW i S.

Wydmy te mają charakter kopalny, dzisiaj się nie tworzą. Obserwujemy jedynie rozwiewanie i przewiewanie wydm, gdy są pozbawione ochronnej szaty roślinnej.

Wydmy osiągają największe rozmiary spośród form akumulacji eolicznej, są to wzniesienia piaszczyste, mają różnorodne kształty (barchany, paraboliczne, podłużne, poprzeczne, gwiaździste). Charakterystyczną cechą wydm jest asymetria stoków. Stoki dowietrzne są długie, łagodnie nachylone (5–12°), podnoszą się ku ostrej lub zaokrąglonej kulminacji, stoki przeciwlegle (odwietrzne) są krótkie i strome (nachylenie 20–33°). Wydmy są zbudowane głównie z piasków drobno- i średnioziarnistych, przeważają ziarna kwarcu (90–99%). Na powierzchni wydm obserwuje się zmarszczki eoliczne (ripplemarki) – równolegle przebiegające drobne nabrzmienia i obniżenia o przebiegu prostopadłym do kierunku wiatru. Wydmy osiągają wysokości do kilkudziesięciu metrów. Zajmują ok. 2% powierzchni kraju.

Drobnoziarnistość piasków wydmowych jest ich zasadniczą cechą, podstawową masą ziarnistą tworzą frakcje: 0,25– 0,50 mm i 0,10–0,25 mm, które stanowią nieraz 100% całej masy.

Pozostałe frakcje stanowią sporadycznie kilka procent. Niekiedy można spotkać w wydmach grubsze ziarna, w postaci cienkich wkładek, co przypisuje się wiatrom huraganowym. Ziarna piasków eolicznych są dobrze obtoczone (względem ziarn powstałych w innych środowiskach, np. wodnych). Były one podrzucane i toczone przez wiatr po nierównych powierzchniach, ulegały również zmatowieniu. W piaskach wydmowych ziarna obtoczone stanowią nawet do 85%.

Piaski wydmowe charakteryzują się wysokim stopniem wysortowania. Znaczne deniwelacje typowych wydm oraz słabe zagęszczenie ziarn sprawia, że podłoże budowlane zbudowane z piasków wydmowych w większości przypadków uznaje się za niekorzystne. Dodatkowo ujemną stroną takiego podłoża jest znaczna wysokość (niekiedy ponad 2 m) podniesienia kapilarnego w niektórych przypadkach potrzebna jest odpowiednia izolacja.

Występujące w wydmach przewarstwienia jakie tworzą gleby kopalne stanowią warstwy osłabienia. Podłoże wydmowe jest bardzo wrażliwe na przepływ wody powierzchniowej, łatwo ulega rozmyciu. Należy dbać o szatę roślinną istniejącą na wydmach. Obszary wydmowe często sąsiadują z rejonami występowania torfów lub namułów organicznych.

Pola piasków przewianych – depozycja materiału piaszczystego prowadzi niekiedy do utworzenia rozległych pokryw eolicznych, które mają zwykle nieregularne zarysy w planie, gdy podłoże jest gładkie materiał piaszczysty tworzy w przekroju płaską soczewkę o miąższości kilkudziesięciu centymetrów.

Lessy – pyły eoliczne przenoszone na dużej wysokości i na znaczną odległość, po opadnięciu tworzą grube pokrywy. Powstają lessy w facji pustynnej lub lodowcowej. Te drugie powstają na przedpolu lodowców w klimacie peryglacjalnym. Lessy zawierają florę i faunę właściwą dla okresu zlodowacenia, są wynikiem wiatrów wschodnich.

Skały te są zbudowane głównie z frakcji pyłowej, 40–80% cząstek o średnicy 0,005–0,01 mm, w składzie mineralnym dominuje kwarc (>60%) i węglan wapnia (<20%). Węglan wapnia nadaje lessom spójność i zdolność utrzymywania pionowych zboczy (skarp). Lessy należą do gruntów makroporowatych (o porowatości 30–50 %), bardzo wrażliwych na wpływ wody.

Lessy występują głównie w południowej Polsce w następujących regionach (ryc. 7.12):

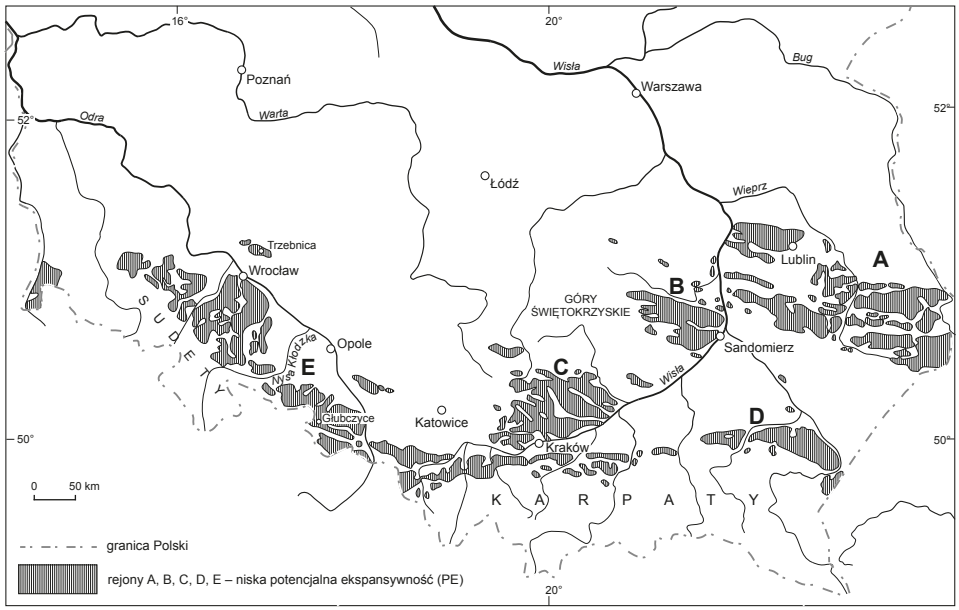
A – Wyżyna Lubelska;

B – Wyżyna Sandomierska;

C – Wyżyna Krakowsko-Częstochowska i Niecka Nidziańska;

D – Karpaty i Pogórze Karpackie;

E – Sudety i Pogórze Sudeckie.



Ryc. 7.12. Rozmieszczenie lessów w Polsce
(wg Maruszczaka, 1991 *w*: Grabowska-Olszewska red., 1998)

Zajmują one ok. 7% powierzchni kraju, ich miąższość dochodzi do 20 m. Geologiczno-inżynierskie właściwości przedstawiono w rozdziale 6. Powierzchnie obszarów występowania lessów są ogólnie płaskie lub pagórkowate i często porozcinane wąwozami o prawie pionowych zboczach, o wysokości przeciętnie 10–20 m.

Jako podłoże budowlane lessy stwarzają pewne problemy. Są porowate (makroporowate) i stosunkowo ściśliwe. Pod wpływem wody odkształcenia wzrastają, niekiedy dość znacznie. Przy stałym obciążeniu i dodatkowym zawilgoceniu podłoże lessowe gwałtownie osiada, jest to tzw. osiadanie zapadowe. Ma ono miejsce gdy współczynnik makroporowatości (i_{mp}) >0,02. Podłoże zbudowane z lessu makroporowatego powinno być odpowiednio przygotowane, np. dogęszczone, polewane wodą lub wstępnie obciążone. Lessy, które występują poniżej zwierciadła wody gruntowej nie dosiadają. Tak samo jak wydmy są one mało odporne na ablację. Świeże wykopy powinny być od razu zabezpieczone przed działaniem wód opadowych. Wykazują niską odsączalność, co skutkuje trudnościami ich odwodnienia. Wrażliwe są na deformacje filtracyjne (w szczególności na sufozję). W lessach skarpy wykonuje się jako pionowe stopnie. Skały te są zaliczane do bardzo dobrych gleb, w szczególności nadają się na plantacje winogron.

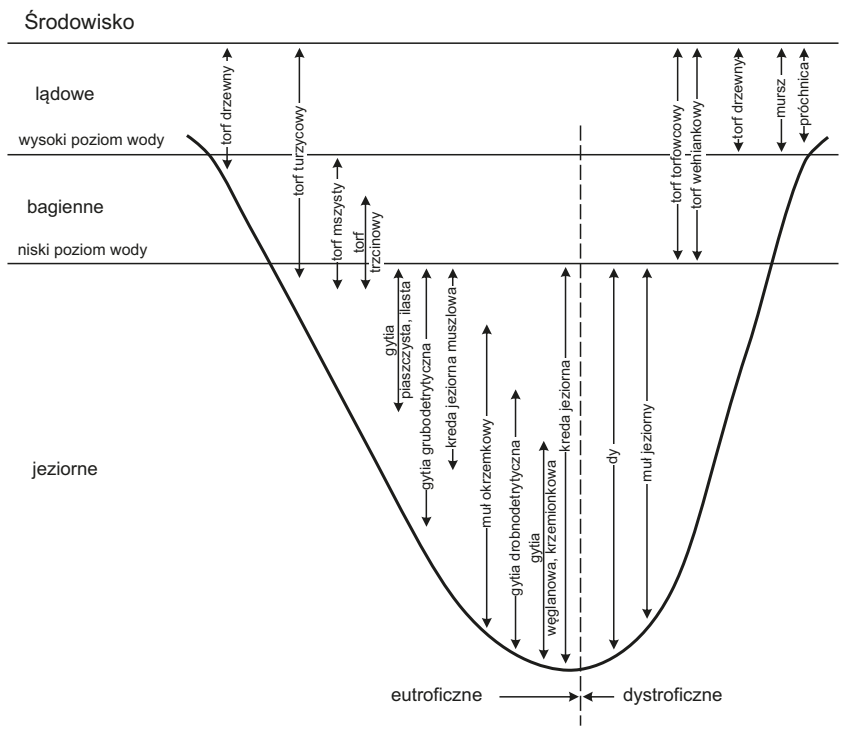
7.1.5. Obszary akumulacji jeziornej, bagiennej i zastoiskowej

W skali czasu geologicznego jeziora są zjawiskiem stosunkowo krótkotrwałym. Wypełniają zagłębienia różnego kształtu i pochodzenia w obrębie lądu. Formy akumulacyjne pochodzenia jeziornego (limnicznego) zanikają stosunkowo szybko, przeobrażając się w bagniska i torfowiska. Wskutek niszczenia brzegów jeziornych (np. przez fale) powstają i rozwijają się klify i platformy abrazyjne oraz listwy. Rezultatem działalności budującej są: plaże, kosy, mierzeje i ławice przybrzeżne. W Polsce występują jeziora egzogeniczne powstałe w wyniku działania czynników i proce-

sów zewnętrznych, a więc wyróżnia się jeziora: lodowcowe, rzeczne, osuwiskowe, morskie, eoliczne i sztuczne. Misy jeziorne stopniowo wypełniają się osadami klastycznymi, później chemicznymi, a na końcu organogenicznymi. W czasie tworzenia w tzw. stadium jeziornym powstają osady klastyczne przybrzeżne (piaski, żwiry, pyły, iły). W głębszych częściach jezior powstają osady drobnoziarniste (pyły i iły, margle) z domieszką części organicznych (ryc. 7.13). Osady chemiczne tworzą się w klimacie suchym i gorącym, współcześnie w jeziorach polskich powstaje kreda jeziorna (niekiedy zwana marglem łąkowym) oraz ruda darniowa. Kreda jeziorna jest osadem wapiennym (>80% węglanu wapnia) z domieszką minerałów ilastych, często zawiera rozproszony siarczek żelaza, zwykle o szarej barwie i bezładnej teksturze. Ostatnią grupę osadów jeziornych stanowią grunty organiczne – sapropelowe (muły i iły jeziorne bogate w substancje organiczne). Wśród saproplu wyróżnia się gytie (rozpoznawalne szczątki organiczne) i dy (szczątki organiczne silnie zmienione). Gytia przy zawartości węglanu wapnia powyżej 80% przechodzi w kredę jeziorną. Barwa gytii zależy od proporcji części organicznych do mineralnych i od rodzaju wytrąceń chemicznych (barwa szara do brunatnej).

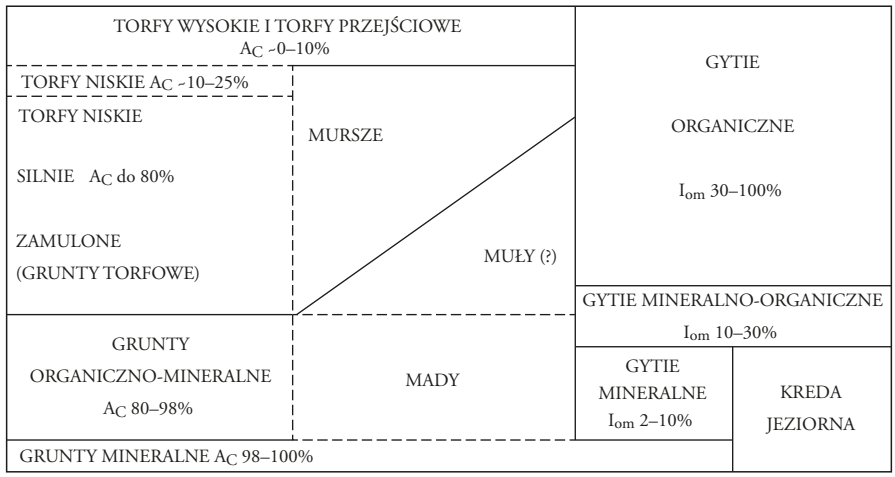
W tzw. stadium bagiennym tworzą się **osady organogeniczne**, takie jak torfy i namuł organiczny.

Ocena warunków geologiczno-inżynierskich na obszarze akumulacji jeziorno-bagiennej i zastoiskowej zostanie przeprowadzona według proponowanego przez Myślińską (2001) podziału gruntów organicznych (tab. 7.1).



Ryc. 7.13. Klasyfikacja osadów jeziornych i bagiennych w zależności od trofii i głębokości wody (West, 1977, zmienione, *w*: Lindner red., 1992)

Tabela 7.1. Podział gruntów organicznych wg Myślińskiej (2001)



Grunty organiczne powstają zarówno w środowisku akumulacji rzecznej, jak i jeziorno-bagiennym. Substancja organiczna jest głównie pochodzenia roślinnego, stanowią ją również szczątki zwierzęce (plankton) oraz związki humusowe. W jeziorach, razem z sedymentacją substancji organicznych, osadzają się części mineralne o różnym składzie granulometrycznym i mineralnym.

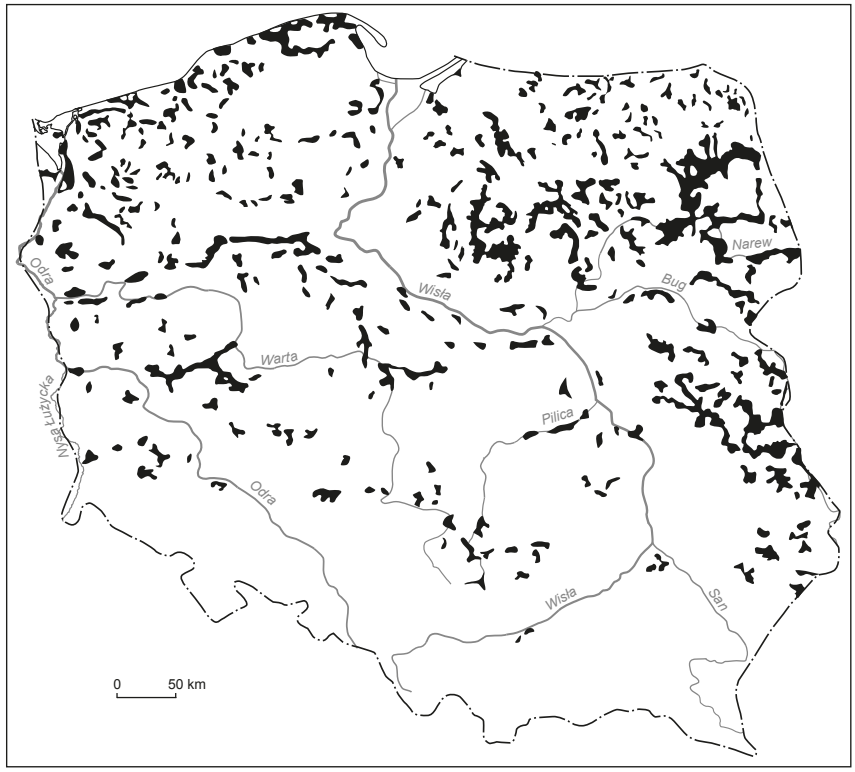
Torf jest osadem organogenicznym, niezdiagenezowanym zbudowanym z obumarłych i podlegających stopniowej karbonatyzacji części roślin. Najczęściej przyjmuje się, że torf zawiera części organicznych (I_{om}) powyżej 30%. Powstawał on w warunkach bagiennych i strefach brzegów jezior przez cały plejstocen w okresach interglacjalnych. Na ogół torfy występują od powierzchni terenu lub pod niewielkim nadkładem. Typowym profilem torfowisk jest układ: torf–gytia–kreda jeziorna –podłoże mineralne. Pod względem genetycznym polska norma PN-85/G-02500 wyróżnia trzy zasadnicze typy torfów (torfowisk):

- niski;
- przejściowy;
- wysoki.

Wyróżnia się również bardziej szczegółowe podtypy (rodzaje), w zależności od gatunków roślin z których powstały. Rozwój torfowiska zależy w dużym stopniu od warunków wodnych. W stadium tzw. bagiennym torfy i namuły powstają przez stopniowe zarastanie roślinnej misy jeziornej. Obumarłe rośliny na dnie jezior pod przykryciem wody ulegają uwęglowieniu. Kiedy w jeziorze nie ma przepływu wody obserwujemy kolejne etapy rozwoju torfu: niski, przejściowy i wysoki, natomiast przy istniejącym przepływie wody rozwój kończy się na etapie torfu niskiego. Torfowiska zajmują w Polsce ok. 12 000 km^2, co stanowi ok. 4% powierzchni kraju. Według Bolewskiego red. (1994) w Polsce występuje ponad 49 000 torfowisk. Przyjmuje się, że ok. 90% stanowią torfowiska niskie (ryc. 7.14), 6% – torfowiska wysokie i 4% – torfowiska przejściowe.

Gytie są przeważnie ciemnoszarym jeziornym lub bagiennym osadem organicznym w słodkowodnych zbiornikach (również rynnach polodowcowych) złożonym z:

- części organicznych;
- węglanu wapnia ($CaCO_3$);
- części mineralnych (bezwęglanowych).



Ryc. 7.14. Rozmieszczenie w Polsce większych torfowisk niskich (o powierzchni ponad 200 ha) (wg Jasnowski, 1975 *w*: Myślińska, 2001)

W zależności od przewagi jednego z tych składników wyróżnia się trzy zasadnicze odmiany gytii (Okruszko, 1976; Markowski, 1980):

- organiczne ($CaCO_3$ < 20%, substancji org. 30–90%, części mineral. bezwęgl. <65%);
- węglanowe/mineralno-organiczne ($CaCO_3$ 20–80%, substancji org. <40%, części mineral. bezwęgl. <60%);
- mineralne ($CaCO_3$ < 20%, substancji org. 5–35%, części mineral. bezwęgl. >65%).

Gytie powstały w holocenie i u schyłku plejstocenu, tworzyły je szczątki roślinne i zwierzęce. W zbiorniku w profilu pionowym najczęściej występują gytie mineralne, wyżej osadzały się gytie mineralno-organiczne, a najwyżej – organiczne. Najczęściej są położone pomiędzy kredą jeziorną, która leży niżej, a torfem, który je przykrywa.

Z uwagi na zmienne zawartości części organicznych i innych składników właściwości geologiczno-inżynierskie gytii są niezwykle zróżnicowane (Żurek-Pysz, 2001).

Trzeba zaznaczyć, że w starszych gytiach (eemskich), np. w rynnie Żoliborskiej, zaszła zaawansowana konsolidacja i charakteryzują się one całkiem, jak na te grunty, dobrymi parametrami wytrzymałościowo-odkształceniowymi. Dla niektórych obiektów może być rozważane bezpośrednie posadowienie (Pietrzykowski, 2014).

Kreda jeziorna bardzo często współwystępuje z pokładami gytii. Tworzy się współcześnie i charakteryzuje się dużą porowatością, jest bardzo ściśliwa i mało wytrzymała.

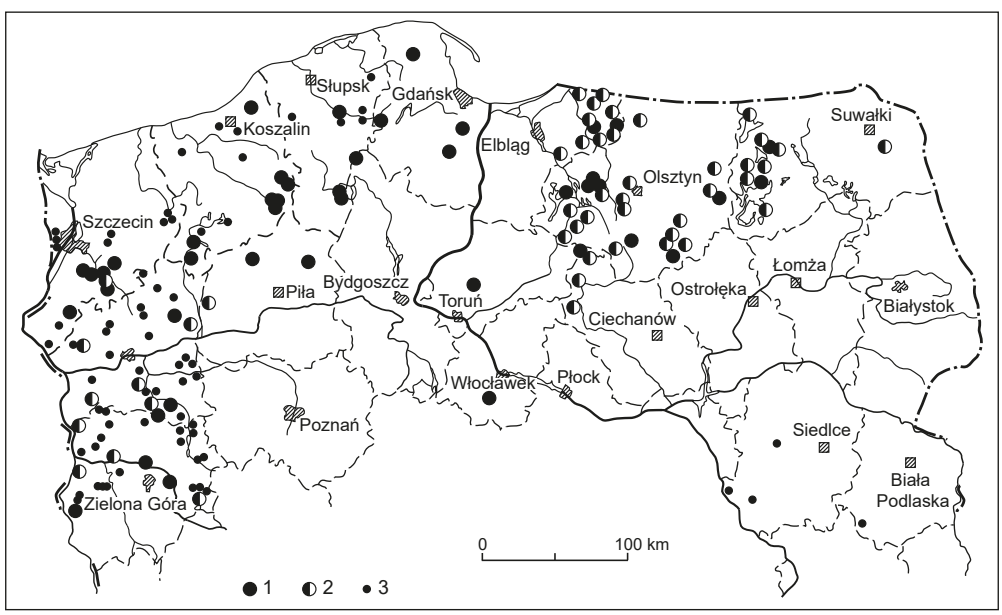
Zarówno gytię, jak i kredę jeziorną zaliczamy do gruntów słabych, nie nadających się do bezpośredniego posadowienia.

Kreda i gytie jeziorne występują przeważnie w północnej Polsce (ryc. 7.15). Ich miąższość jest zmienna w granicach od 2 do 15 m.

Podstawowe cechy gruntów organicznych są przedstawione w tabeli 6.6 (rozdz. 6). Ogólnie są to grunty uważane za słabonośne. W większości przypadków są one usuwane z podłoża a posadowienie fundamentów następuje na gruncie wymienionym lub w sposób pośredni. Pod względem wytrzymałościowo-odkształceniowym można ułożyć następujący szereg (w kierunku wzrostu wytrzymałości i zmniejszenia odkształcalności): torf – gytia (organiczna i mineralno-organiczna) – kreda – namuł – gytia (mineralna).

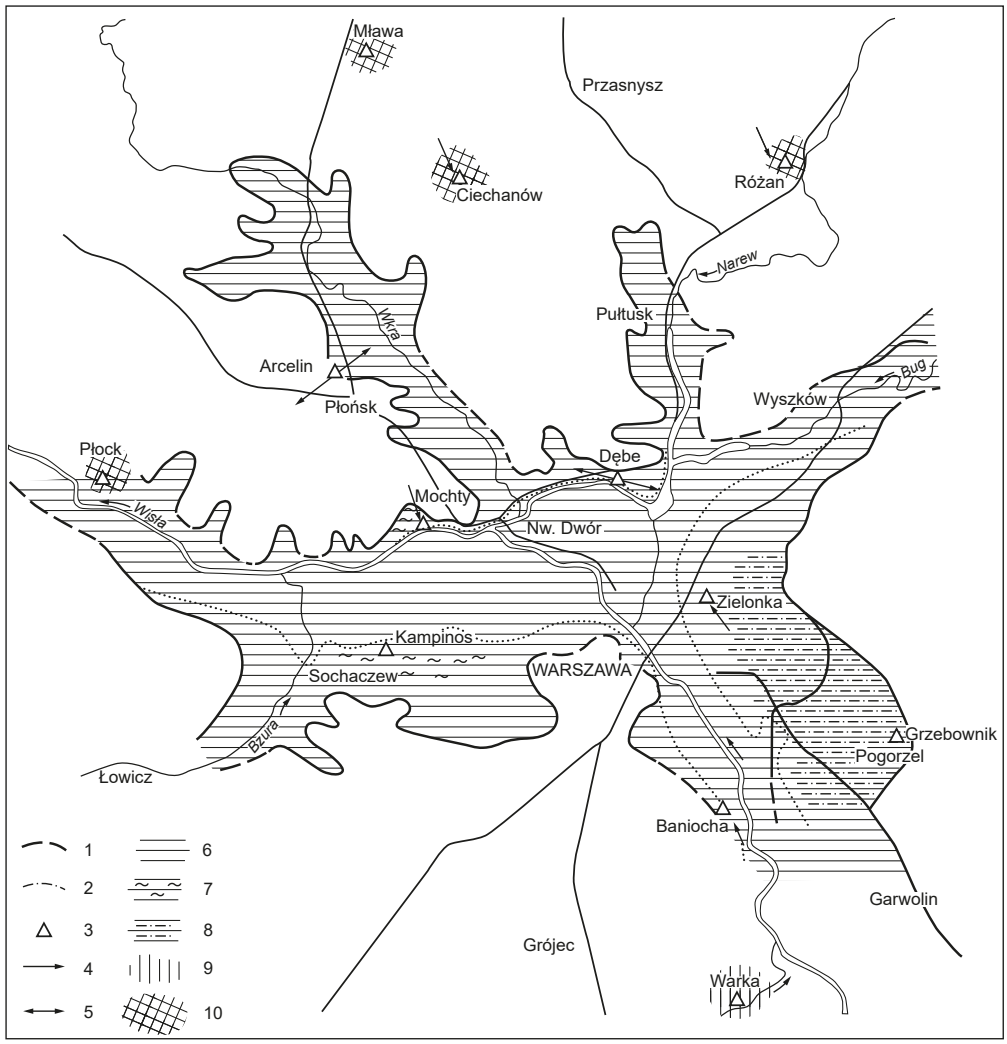
Iły zastoiskowe tworzyły się w zbiornikach wodnych powstałych ze spiętrzonych wód rzecznych zatamowanych od północy przez cofające się lodowce. Występują głównie w środkowej i północnej części Niżu Polskiego pod nadkładem gruntów o różnej grubości i granulometrii. Miąższość iłów jest zmienna, osiąga nawet 20 m. W morfologii nie zaznaczają się w sposób wyraźny, nie tworzą widocznych form. Cechą charakterystyczną tych iłów jest laminacja – laminy jasne głównie pylaste i laminy ciemne przeważnie ilaste, wykazują wysoką anizotropię i niskie parametry geologiczno-inżynierskie. W zastoiskach powstaje osad przede wszystkim nieskonsolidowany, w wyniku osiadania osiąga on stan normalnie skonsolidowany. Zmniejszający się zasięg polskich plejstoceńskich zlodowaceń sprawia, że iły zastoiskowe nie podlegały obciążeniu lodowcami, natomiast po okresie stagnacji i następnie w czasie kolejnej transgresji (glacjału) po wkroczeniu lodowca na obszar starszego zastoiska było możliwe silne przeciążenie iłów (Wierzbicki, 2010).

Najwięcej badań dotyczących wytrzymałości i odkształcalności zostało przeprowadzonych na iłach zastoiska warszawskiego (ryc. 7.16). Iły zastoiskowe często stanowią podłoże budowlane różnych obiektów. Badaniami laboratoryjnymi, jak również polowymi DMT, CPTU (Zawrzykraj,



Ryc. 7.15. Mapa występowania złóż kredy jeziornej i gytii wapiennej (wg Kociszewskiej-Musiał, 1988)

1 – złoża udokumentowane, 2 – złoża o zasobach szacunkowych, 3 – występowania kredy jeziornej i gytii wapiennej (na podstawie literatury)



Ryc. 7.16. Rozmieszczenie punktów obserwacyjnych iłów warwowych (wg Myślińskiej, 1965)

1 – zasięg zastoiska warszawskiego wg Różyckiego, 2 – przypuszczalna granica zastoiska warszawskiego w okolicy Pogorzeli, 3 – reperowe punkty obserwacyjne, 4 – kierunki dopływu materiału, 5 – osie fałdów, 6 – obszar zastoiska warszawskiego, 7 – facja środkowych i północnych części zastoiska warszawskiego, reprezentowanego przez typ I, 8 – facja brzeżna zastoiska warszawskiego, reprezentowana przez typ II, 9 – osady starszego od zastoiska warszawskiego wykształcone w typie I, 10 – osady zastoisk młodszych od zastoiska warszawskiego, reprezentowane przez typ III

Kiełbasiński, 2011), stwierdzono ich przekonsolidowanie, OCR = 2–13, przy czym przeważnie nie wynika ono z historycznego obciążenia – jest pozorne. Uzyskane w badaniach presjometrycznych (MPM) wartości naprężenia pełzania są zbieżne z otrzymanymi naprężeniami prekonsolidacji i wynoszą 0,24–0,58 MPa, natomiast naprężenia graniczne zmieniają się w przedziale 0,55–0,87 MPa, współczynnik parcia gruntu w spoczynku K_0 = 0,6–2,0; moduły sztywności z badań SCPT, G_0 = 50–110 MPa (Kiełbasiński, Zawrzykraj, 2011; Zawrzykraj, Kiełbasiński, 2011). Iły zastoiskowe

są również bardzo podatne na zmiany wywołane przez nasycenie wodą oraz przez zamarzanie–odmarzanie (wysadziny). Osłabienie iłów mogą wywołać występujące soczewki i laminy gruntów piaszczystych nawodnionych. Iły łatwo się uplastyczniają, a nawet niekiedy podlegają upłynnieniu. Iły zastoiskowe są wyjątkowo wrażliwe na obciążenia dynamiczne, pod wpływem których bardzo szybko zmieniają niekorzystnie swój pierwotny stan, tracą swoje względnie dobre cechy wytrzymałościowo-odkształceniowe. Podłoże zbudowane z iłów warwowych jest kłopotliwe dla budownictwa, przy posadowieniu fundamentów wskazane jest staranne odwodnienie wykopów fundamentowych. Przy zachowaniu określonych warunków iły zastoiskowe mogą być wykorzystane jako umiarkowanie nośne podłoże budowlane. W pracach inżynierskich istotne jest zabezpieczenie iłów jako podłoża budowlanego przed wpływem wody, mrozu i wszelkiego rodzaju wstrząsów.

7.2. Obszary górskie i podgórskie

Przedstawione warunki w głównej mierze dotyczą występowania starszego podłoża, przede wszystkim gruntów litych – skał. Skały starszego podłoża występują na powierzchni lub pod niewielkim nadkładem na obszarze południowej Polski, na południe od linii: Zgorzelec – Bolesławiec – Jawor – Kąty – Strzelin – Opole – Ostrzeszów – Kalisz – Burzenin, Radomsko – Przedbórz – Sulejów – Tomaszów – Nowe Miasto – Iłża – Puławy – Lublin – Włodawa i obejmują następujące rejony geologiczne: Sudety – 01, Przedgórze – 02, Wyżynę Śląsko-Krakowsko-Częstochowską – 05, Góry Świętokrzyskie i Nieckę Niedziańską – 06, Karpaty (Tatry, Pieniny, Podhale) – 03, przedgórze Karpat – 04, Wyżynę Lubelską – 07.

Ogólny charakter ukształtowania starszego podłoża odpowiada obecnemu ukształtowaniu powierzchni Polski. W zasadzie powierzchnia utworów starszych zarysowuje się jako struktura nachylona ku Bałtykowi, w szczegółach jednak jest nierówna, urozmaicona wzniesieniami i bruzdami. Osady młodsze na tym obszarze z reguły wypełniają zagłębienia w podłożu starszym, przyczyniając się tym samym do zniwelowania terenu i maskują pierwotna rzeźbę.

Kształtowanie się form starszego podłoża odbywało się przede wszystkim pod wpływem dwu głównych procesów geologicznych – wgłębnych, endogenicznych (ruchów górotwórczych) i zewnętrznych, egzogenicznych, głównie niszczących, określanych jako denudacja. W związku z tym istniejące formy morfologiczne starszego podłoża można podzielić na dwie zasadnicze grupy:

- formy uwarunkowane strukturą (tektoniką);
- formy denudacyjne kształtujące się pod wpływem procesów zewnętrznych.

Formy uwarunkowane strukturą to takie, w których denudacja nie zatarła wyraźnych predyspozycji tektonicznych. Do tej grupy zalicza się: powierzchnie strukturalne urozmaicone niewielkimi wzniesieniami i zagłębieniami, kuesty, zrównane obszary fałdowe z wypreparowanymi pasmami i krawędzie uskokowe (zręby, rowy). W kształtowaniu się tych form decyduje odporność skał na denudację. Bardzo częstym zjawiskiem jest tzw. inwersja – występowanie odmiennej formy morfologicznej względem dawnych struktur, np. w miejscu dawnej antykliny (formy wypukłej) istnieje obecnie dolina (forma wklęsła) i na odwrót.

W skałach miękkich występują zawsze wklęsłe formy morfologiczne, w twardych, odpornych – kulminacje terenowe. Typowymi formami denudacyjnymi są: penepleny, twardziele i skałki, formy krasowe (jaskinie, leje, kieszenie, kotły, doliny, uwały, polje, itp.).

Z końcem neogenu obszar Polski był lądem ukształtowanym w wyniku działania orogenez: kaledońskiej, hercyńskiej–waryscyjskiej, alpejskiej i od tej pory odbywały się procesy denudacyjne, których rozwój przerwała epoka lodowcowa w plejstocenie. W paleogenie i neogenie ukształtowały się zasadnicze pasma górskie, kuesty oraz złagodzone zostały krawędzie uskokowe. Także

w paleogenie i neogenie rozwinął się kras na obszarze Jury Polskiej i obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. W czasie plejstocenu ma miejsce przyspieszone niszczenie form starszych. Obecnie w Polsce denudacja jest zaliczana do „normalnej", gdzie współdziałają erozja, wietrzenie i powierzchniowe ruchy masowe, czyli zasadniczą rolę w kształtowaniu form morfologicznych odgrywa woda, w szczególności jej ruch.

Na terenie Polski obszary występowania form starszego podłoża nie tworzą wielkich ciągłych powierzchni. Najczęściej są one rozdzielone na mniejsze elementy przez nałożone na nie młodsze formy.

Na obszarze występowania skał starszego podłoża warunki geologiczno-inżynierskie stanowią syntezę budowy geologicznej, geomorfologii, warunków hydrogeologicznych, czynnych procesów geodynamicznych, właściwości fizyczno-mechanicznych skał oraz w pewnym stopniu ruchów neotektonicznych. W poszczególnych regionach geologicznych południowej Polski warunki geologiczne, geomorfologiczne, hydrogeologiczne, geodynamiczne procesy oraz parametry geologiczno-inżynierskie zostały przedstawione odpowiednio w rozdziałach 5 i 6. Starsze podłoże w południowej Polsce występuje w postaci dwóch wyraźnych pasów o ogólnym przebiegu równoleżnikowym:

- pas północny, strefa kaledońsko-hercyńska (stare góry i wyżyny);
- pas południowy stanowi część strefy alpejskiej młodych gór i kotlin (Karpaty i przedgórze Karpat).

W strefie kaledońsko-hercyńskiej znajdują się masywy krystaliczne i stare górotwory fałdowe oraz obszary o budowie płytowej, monoklinalnej, charakteryzujące się bardzo zróżnicowaną geomorfologią.

7.2.1. Sudety i Przedgórze Sudeckie

Sudety i Przedgórze Sudeckie w podziale geologicznym należą do regionu 01, 02, geomorfologicznym – podprowincji 332, hydrogeologicznym – prowincji górskiej XIV (XIV_1 i XIV_2) i prowincji Odry, SS – subregion Sudetów. W przypadku Sudetów przy ocenie warunków geologiczno-inżynierskich kluczowe znaczenie w budowie geologicznej mają: mozaikowość litologiczna i strukturalna, zróżnicowanie biegów i upadów warstw w skałach osadowych i foliacji w skałach metamorficznych oraz kenozoiczna tektonika uskokowa, której efektem było powstanie zrębu Sudetów jako całości, jak również licznych zrębów, rowów i zapadlisk niższego rzędu (Migoń, Placek, 2014).

Sudety cechuje wybitnie urozmaicona rzeźba ze znacznymi różnicami wysokościowymi, dochodzącymi do 1500 m. Uskok sudecki oddziela Sudety od Przedgórza Sudeckiego w postaci progu o wysokości względnej 150–600 m. W morfologii Sudetów obok wysokich masywów górskich (powyżej 1000 m n.p.m.) występują niższe, a obok stromych – łagodne pasma i grzbiety. Częste są również wierzchowiny (penepleny). Dodatnie formy morfologiczne kontrastują wyraźnie z rozległymi kotlinami śródgórskimi, obniżeniami dolinnymi i przełęczami dzielącymi Sudety na trzy główne części: Sudety Zachodnie, Środkowe i Wschodnie. W Sudetach występują wszystkie rodzaje skał: magmowe (głębinowe, wylewne), metamorficzne i osadowe. Skały głębinowe – plutoniczne budują masywy granitoidowe: Łużycki (częściowo na terenie polskich Sudetów), Karkonoski wraz z częścią Gór Izerskich, Kłodzko-Złotostocki, a na Przedgórzu Sudeckim pluton Strzegom–Sobótka, pluton Żulowej oraz mniejsze intruzje w okolicach Strzelina. Z gabra są zbudowane masywy Ślęży, Braszowic i Nowej Rudy. Skały wylewne – wulkaniczne w różnym stopniu zniszczone przez erozję, często tworzą kopuły riolitowo-bazaltowe. Skały metamorficzne tworzą kilka dużych masywów: metamorficzna część masywu karkonosko-izerskiego, masyw orlicko-śnieżnicki, masyw kłodzki, masyw Gór Sowich, pasmo kamienieckie,

strefa Niemczy, pasmo kaczawskie (Migoń, Placek, 2014). Skały osadowe są obecne w Sudetach w niecce śródsudeckiej wraz z rowem Górnej Nysy Kłodzkiej, w niecce północno-sudeckiej oraz w dwóch basenach – niecce Świebodzic i strukturze bardzkiej. Przykładem gór pokładowych, zbudowanych w całości z leżących płasko ławic piaskowców i margli kredowych są Góry Stołowe. Przedgórze Sudeckie stanowi elewację zbudowaną ze skał metamorficznych i magmowych, częściowo przykrytych utworami permsko-triasowymi i kenozoicznymi. Starsze podłoże odsłania się w niektórych miejscach w postaci wzniesień, np.: Masyw Ślęży, wzgórza Strzegomskie i Strzelińskie.

Na skałach starszego podłoża osadziły się mioceńskie iły, piaski, żwiry, mułki preglacjalne oraz urozmaicona seria osadów czwartorzędowych.

Speneplenizowany w paleogenie masyw Sudetów został wypiętrzony wzdłuż dyslokacji w czasie orogenezy alpejskiej, a następnie był modelowany przez procesy egzogeniczne.

Przez całą erę mezozoiczną Sudety i Przedgórze stanowiły ląd. Łańcuchy gór i wzniesienia były niszczone przez procesy denudacyjne. W paleogenie i miocenie w warunkach klimatu umiarkowanie ciepłego do podzwrotnikowego, ogólnie korzystnego dla rozwoju roślinności, odbywało się intensywne wietrzenie, głównie chemiczne, oraz miały miejsce procesy krasowe. Na wychodniach głównie granitów zachodziła kaolinizacja sięgająca w głąb od kilkunastu do ponad 100 m, rozwojowi kaolinizacji sprzyjały wody zakwaszone dwutlenkiem węgla. W paleogenie i neogenie miało miejsce niszczenie i zrównywanie alpejskiej rzeźby tektonicznej, zanotowano trzy poziomy zrównań. Po zakończeniu wilgotnego podzwrotnikowego klimatu następuje zmywanie i odprowadzenie ilastej zwietrzeliny przez bieżące wody na przedpole Sudetów.

Na przełomie oligocenu i miocenu podnoszeniu niektórych masywów sudeckich towarzyszyło ożywienie erozji rzecznej i rozcięcie paleogeńskiej powierzchni zrównania, o czym świadczą serie piasków i żwirów przewarstwiające pokłady węgla brunatnego.

W czwartorzędzie Sudety w dalszym ciągu były poddawane intensywnym procesom niszczącym, które doprowadziły do powstania różnych form erozyjnych i akumulacyjnych. Na obszar Przedgórza Sudeckiego dwukrotnie wkroczył lodowiec kontynentalny (południowo- i środkowopolski). W czasie zlodowacenia północnego Sudety znajdowały się w strefie peryglacjalnej. Ponadto w plejstocenie Karkonosze były objęte zlodowaceniem górskim, z tego okresu pochodzą charakterystyczne formy cyrków (kotłów) lodowcowych. Pozostałością po zlodowaceniu górskim są moreny czołowe i boczne.

W Sudetach i na Przedgórzu rozwojowi współczesnych procesów geodynamicznych sprzyjają duże nachylenia stoków, wysokie opady i mało zwięzłe gleby. Do głównych typów procesów zalicza się: spłukiwanie, erozję wąwozową, procesy fluwialne, eoliczne i grawitacyjne. Karkonosze i inne masywy Sudetów i Przedgórza są pokryte rumowiskami. Wydziela się (Galon, Dylik, 1967) dwie grupy rumowisk – grzbietową i stokową. W pierwszej grupie wyróżnia się rumowiska czapowe i wieńcowe. W drugiej grupie wydziela się natomiast trzy typy: podłużne, poprzeczne i nieregularne. Dolna granica nachylenia powierzchni stokowej, wystarczająca do powstania rumowiska, określana jest na ok. 7°, przy czym optymalne warunki rozwoju są na stokach o kącie nachylenia 17–25°. Na stokach o nachyleniu 25–55° pokrytych np. zwietrzelinami, osadami soliflukcyjnymi, czy eolicznymi działają procesy osuwania, spełzywania i spływania. Na młodszych stokach o nachyleniu 53–90° ma miejsce odpadanie okruchów i obrywanie mas skalnych oraz usypywanie odpadniętego materiału. Powyższe procesy, a także lawiny gruzowe i spływy gruzowo-skalne są w zasadzie ograniczone do Karkonoszy. Migoń i in. (2014) opublikowali zasięg obszarów objętych osuwiskami w Górach Kamiennych w Środkowych Sudetach na podstawie map geologicznych i cyfrowego modelu wysokości z danych LiDAR. Wykazują oni znacznie większą (czterokrotnie) powierzchnię przekształconych przez osuwiska stoków niż dotychczas przyjmowano.

Parametry fizyczne i wytrzymałościowo-odkształceniowe skał tworzących Sudety i Przedgórze Sudeckie[1] są zróżnicowane, zmieniają się w dość szerokich granicach (tab. 6.22 i 6.25).

Poniżej przedstawiono wytrzymałość na ściskanie (R_{cs}) i odbojność wg młotka Schmidta (r_s) dla następujących skał:

- magmowych głębinowych R_{cs} 80–350, $\overline{150}$ MPa, r_s 43–63;
- magmowych wylewnych R_{cs} 80–500, $\overline{200}$ MPa, r_s 41–54;
- metamorficznych R_{cs} 20–420, $\overline{120}$ MPa, r_s 26–50;
- osadowych R_{cs} 23–145 MPa, r_s 30–44.

Duże rozpiętości R_{cs} (20–500 MPa) i r_s (26–63) dla skał magmowych i metamorficznych wynikają przede wszystkim ze stopnia zwietrzenia badanych skał. Oczywiście górne wartości podanych przedziałów odpowiadają skałom niezwietrzałym. W klasyfikacji PN-EN ISO te skały zaliczane są do skał od niskiej do nadzwyczaj wysokiej wytrzymałości. Natomiast wartości średnie wytrzymałości wymienionych grup skał są podobnego rzędu – 120–200 MPa i pozwalają je zaliczyć do skał o wysokiej i bardzo wysokiej wytrzymałości. Wytrzymałość skał osadowych jest wyraźnie niższa od wytrzymałości skał magmowych i metamorficznych. Badania odbojności młotkiem Schmidta skał magmowych i metamorficznych wahają się w granicach 26–63, co świadczy o zróżnicowanej twardości i wytrzymałości. Przedstawione wyniki r_s są zbieżne z opublikowanymi rezultatami w 2011 i 2014 roku (Placek; Migoń, Placek). Autorzy, którzy podają granicę 20–70 łącznie ze skałami osadowymi, wykorzystując zaproponowany podział wg Selby, wykonali mapę twardości skał. Wyróżniają oni pięć różnych klas od bardzo twardych do bardzo miękkich. Skały magmowe i metamorficzne kwalifikuje się do skał umiarkowanie bardzo twardych, skały osadowe wykazują cechy skał generalnie miękkich, niekiedy bardzo miękkich.

Ogólnie skały występujące w Sudetach charakteryzują się niskimi wartościami porowatości, nasiąkliwości, ścieralności oraz niską odkształcalnością, wysoką wytrzymałością na ściskanie i rozciąganie i znaczną mrozoodpornością.

Wytrzymałość masywów zbudowanych z wyżej wymienionych skał jest funkcją wytrzymałości na ściskanie próbek skalnych R_{cs} i występujących spękań, zawodnienia, itp. Badania (Pinińska, 1996, 1997) kwalifikują masywy skał występujących w Sudetach, wg klasyfikacji Bieniawskiego, od V do I klasy jakości górotworu, w zależności od liczby punktów (19–82, średnio 50 (II/III klasa)). Pod względem zwięzłości wg klasyfikacji Protodiakonowa analizowane skały można zaliczyć (średnio) od skał zwięzłych (twardych) do skał o wysokim stopniu zwięzłości.

Skały (grunty lite) Sudetów pod względem nośności i wytrzymałości charakteryzują się bardzo korzystnymi warunkami geologiczno-inżynierskimi. Szczególna uwaga musi być zwrócona na występowanie zwietrzelin o znacznej miąższości (nawet do 50 m) u podnóża zboczy. Skały magmowe ulegają zasadniczym zmianom wskutek procesów wietrzeniowych. Pomiędzy parame-

[1] W okolicach Lubina i Głogowa na monoklinie sudeckiej występują złoża miedzi, które powstały w wyniku mineralizacji skał utworzonych w permie na pograniczu czerwonego spągowca i cechsztynu, a mianowicie piaskowców, skał węglanowych wapieni, dolomitów i łupków. Łupki miedzionośne o miąższości 0,1–0,5 m są wykształcone jako łupki ilaste lub ilasto-dolomitowe. Okruszcowanym skałom towarzyszą anhydryty o dużej miąższości. Według Kidybińskiego (1982), wymienione skały wykazują następujące właściwości: wytrzymałość na ściskanie R_{cs} (MPa) – piaskowce 27–72, dolomity i wapienie 114–132, anhydryty 111; wytrzymałość na rozciąganie R_{rs} (MPa) – piaskowce 1,5–2,8, dolomity i wapienie 4,7–5,3, anhydryty 5,1; moduł sprężystości E_s (GPa) – piaskowce 6,9–25,0, dolomity i wapienie 52,7–57,5, anhydryty 58,9. Bereś i Lis (1984) dla anhydrytów występujących w profilu złoża miedzi podają: gęstość (Mg/m^3) właściwą 2,98–3,02 i objętościową 2,89–2,93; porowatość (%) całkowitą 2,9–3,3 i efektywną 0,15–0,45; nasiąkliwość (%) wagową 0,06–0,09 i objętościową 0,19–0,23; średnia wytrzymałość różnicowa ($\sigma_1 - p$) w badaniach trójosiowego ściskania w zależności od ciśnienia wszechstronnego p (0–60 MPa) zmieniała się w zakresie 98–291 MPa (przy czym σ_1 oznacza naprężenie główne – pionowe w momencie zniszczenia); moduł sprężystości (Younga) w zależności od ciśnienia p, w granicach 55–93 GPa. Wszechstronny stan naprężeń w zakresie 0–60 MPa zwiększa wytrzymałość i sprężystość anhydrytów prawie trzykrotnie.

trami charakterystycznymi dla skały świeżej (strefa I) a skałami mocno zwietrzałymi (strefa V) następuje spadek: wytrzymałości na ściskanie 10–30 krotnie, modułu odkształcenia 2–20 krotnie, gęstości objętościowej o 10–20%, prędkości fali podłużnej 2–3 krotnie oraz wzrost porowatości 5–10 krotnie. Duże trudności dla budownictwa będą związane ze statecznością zboczy o znacznym nachyleniu. W tym rejonie poza skałami występują jeszcze grunty nielite: piaszczysto-żwirowe tarasów rzecznych oraz na terenie Przedgórza Sudeckiego gliny zwałowe zlodowacenia południowo- i środkowopolskiego.

W podsumowaniu powyższych danych warto zaznaczyć, że „makroformy tektoniczne (zręby, rowy, zapadliska) współwystępują jednak z makroformami o ewidentnych uwarunkowaniach litologicznych, których obecność decyduje o znacznym urozmaiceniu krajobrazu Sudetów" (Migoń, Placek, 2014).

7.2.2. Wyżyna Śląsko-Krakowsko-Częstochowska

Wyżyna w podziale geologicznym należy do regionu 05, w podziale geomorfologicznym – do prowincji 341, w hydrogeologicznym – do prowincji wyżynnej XI–XIII i prowincji Wisły, subregion SŚWW wyżyny.

W budowie biorą udział utwory paleozoiczne i mezozoiczne o różnej odporności skał zapadających ku północnemu wschodowi.

Wyżyna Śląsko-Krakowsko-Częstochowska jest w zasadzie monokliną, obejmująca trzy makroregiony – Wyżynę Śląską, Wyżynę Krakowską i Wyżynę Miechowską. Wyżyna Śląska składa się z dwóch członów – północny ma rzeźbę strukturalną, południowy rzeźbę zrębową. W obręb części północnej wchodzą przeważnie niskie progi strukturalne zbudowane z odpornych skał triasu i jury oraz oddzielające je obniżenia denudacyjne o cechach dolin subsekwentnych. Południową część Wyżyny Śląskiej tworzą garby – pagóry, płaskowyże, oddzielone kotlinami i rowami. W obszarze płaskowyżu Bytomsko-Katowickiego znajduje się Górnośląskie Zagłębie Węglowe. Wyżyna Krakowska zwana także Jurą Krakowską lub Jurą Polską jest zbudowana z silnie krasowiejących wapieni skalistych oraz drobnookruchowych lub pelitycznych wapieni płytowych. W morfologii wapienie skaliste zaznaczają się jako malownicze ostańce krasowe i skałki stokowe. Natomiast z wapieni płytowych są zbudowane zwykle płaskie garby. Wyżyna Krakowska składa się z wyraźnych trzech części – Płaskowyżu Ojcowskiego, Płaskowzgórza Częstochowskiego i obniżonej tektonicznie Wyżyny Wieluńskiej. Z Wyżyną Krakowską hipsometrycznie i krajobrazowo jest związana Wyżyna Miechowska, którą budują margle, wapienie margliste i opoki kredowe (senońskie).

Do najstarszych skał odsłaniających się na powierzchni należą dewońskie wapienie (marmury) ze Zbrzy i z Dębnika. Wapienie karbonu dolnego z brachiopodami lub bitumiczne sąsiadują z wapieniami dewońskimi. Na początku karbonu górnego na terenie zapadliska górnośląskiego wytworzyły się specyficzne warunki korzystne do powstania złóż węgla. Złożom tym towarzyszą warstwy płonne występujące w wielkiej antyklinie siodłowej, wykształcone w postaci piaskowców i szarogłazów oraz łupków ilastych. Perm rozpoczyna się zlepieńcem myślachowickim, który jest przykryty tufami porfirowymi (filipowieckimi). Powstanie tufów wiąże się z działalnością wulkaniczną orogenezy waryscyjskiej, której wynikiem są skały magmowe – wylewne, występujące na północ i południe od Rowu Krzeszowickiego. Są to przede wszystkim porfiry kwarcowe z Miękini i Zalasu, melafiry z Alwerni oraz diabazy z Niedźwiedziej Góry. Skały mezozoiczne (trias, jura, kreda) są wykształcone głównie jako wapienie, dolomity lub margle. W triasie dolnym przeważają wapienie organiczne, wapienie dolomityczne lub dolomity, natomiast w triasie górnym występują iły, gipsy i skały okruchowe. Jura jest wykształcona w postaci margli, wapieni płytowych i wapieni

skalistych, często zawierają one duże ilości krzemionki w postaci konkrecji krzemieni. W kredzie przeważają skały okruchowe i węglanowe – margle. W paleogenie występowały długotrwałe procesy erozyjne i wietrzeniowe. Tworzą go głównie utwory morskie i lądowe. W okolicach Opola zaznaczyły się zjawiska wulkaniczne w postaci lawy bazaltowej (Góra Św. Anny). W okolicach Żor osadziły się osady ilasto-wapienne oraz sole, gipsy i anhydryty. W czwartorzędzie Wyżyna Krakowska i Wyżyna Miechowska zostały objęte tylko jednym zlodowaceniem – południowopolskim, natomiast Wyżyna Śląska była dwukrotnie zlodowacona – zl. południowo- i środkowopolskie. Wyżyna Śląska podczas tych zlodowaceń została zasypana osadami pochodzenia rzecznego, rzeczno-lodowcowego, jeziorno-lodowcowego, lodowcowego, zboczowego, wietrzeniowego, eolicznego i organicznego o różnym wykształceniu litologicznym i zmiennej miąższości. Na Wyżynie Krakowskiej nasunięcie południowego lądolodu poprzedziło intensywne wietrzenie, głównie mechaniczne, które dostarczyło gruzu, dziś wypełniającego niektóre zagłębienia krasowe. Po ustąpieniu lądolodu południowopolskiego rozpoczęła się wzmożona denudacja i erozja. W holocenie oprócz sedymentacji rzecznej odbywała się sedymentacja eoliczna, która spowodowała lokalne powstanie wydm. Wyżyna Krakowsko-Częstochowska jest klasycznym przykładem rozwoju procesów krasowych, których intensywność datuje się od zakończenia ery mezozoicznej. Na powierzchni głównie skał węglanowych tworzą się liczne wklęśnięcia (lapiezy, werteby, uwały, polja). Podczas przepływu wody przez spękania skały węglanowe mogą ulegać podziemnemu krasowieniu, które ujawnia się w postaci systemu połączonych kawern podziemnych, kanałów, pieczar itp.

W profilu wietrzeniowym wapieni jurajskich obserwuje się strefowość intensywności procesu wietrzeniowego. Na wapieniach tworzy się rędzina. Pod tą warstwą powstaje strefa wietrzeńców składająca się z bloków, brył i okruchów zmniejszających się ku górze. Dzięki silnie rozwijającemu się krasowi powierzchniowemu, powierzchnia stropowa skały jest bardzo nierówna, w tych zagłębieniach gromadzą się zarówno produkty wietrzenia (np. terra rosa), jak i osady młodsze. W ten sposób materiał wypełniający tworzy wyrównaną powierzchnię, na której tuż obok niecki może występować prawie niezmieniona skała macierzysta i głębokie gniazda zmytej zwietrzeliny (organy krasowe). Prócz krasu powierzchniowego rozwija się kras podziemny sprzyjający rozwojowi wietrzenia i deformacji powierzchni.

W przypadku piaskowców wietrzenie prowadzi do rozpadu skały na bloki, okruchy i ziarna. Gdy spoiwo jest ilaste, tworzą się gliny zwietrzelinowe ze znaczną ilością rumoszu piaskowcowego. Również gliny zwietrzelinowe powstają w przypadku przewarstwienia piaskowców łupkami. Na Wyżynie Śląsko-Krakowsko-Częstochowskiej zjawiska geodynamiczne koncentrują się na wysokich progach strukturalnych i niektórych tektonicznych oraz na terenie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW).

Zjawiska geodynamiczne na obszarach podziemnej eksploatacji górniczej są bardziej intensywne niż na terenie poza eksploatacją. Granicom niecek górniczych towarzyszą strefy rozpełzań (wskutek naprężeń rozciągających), nachyleń i spełzań (wskutek naprężeń ściskających), co skutkuje między innymi powstawaniem osuwisk na tych terenach. Stwierdza się, że (poza przyczynami naturalnymi) na terenach górniczych osuwiska powstają w zależności od (Krajewski i in., 1983):

- wielkości pola eksploatacji;
- grubości eksploatowanego pokładu;
- głębokości eksploatacji;
- systemu eksploatacji;
- sposobu podsadzania wyrobisk;
- prędkości eksploatacji.

W Rybnickim Okręgu Węglowym (ROW) analiza rozmieszczenia osuwisk wskazuje, że wiele z nich leży poza terenami objętymi eksploatacją, lecz z drugiej strony większe jest ich nasilenie na terenach podlegających eksploatacji. Eksploatacja górnicza – powstanie niecki osiadań, powoduje zmiany stanu naprężeń i odkształceń oraz właściwości mechanicznych gruntów(rozluźnienie gruntu). Stan graniczny w gruntach jest osiągany (Krajewski i in., 1983) przy 5–10% odkształceń poziomych lub przy trwałej wytrzymałości, która najczęściej wynosi 0,3–0,7 wytrzymałości maksymalnej. Rozluźnienie gruntu wpływa na zmniejszenie jego wytrzymałości, kąt tarcia wewnętrznego obniża się do 20%, a spójność do 35%. Od wielkości rozluźnienia zależy głębokość strefy granicznej. W wielu przypadkach na obszarze ROW głębokość strefy stanu granicznego odpowiada głębokości, na której powstają osuwiska. Główną rolę w rozwoju osuwisk na terenach górniczych odgrywa naturalna predyspozycja terenu (morfologia, płytkie występowanie iłów neogeńskich, opady, itp.), wpływ górnictwa stanowi czynnik dodatkowy. Na obszarze ROW na terenach objętych eksploatacją górniczą występuje ok. 60% osuwisk, które towarzyszą często rejonom spękań wywołanych eksploatacją. Według Palki (1978) w ROW powstają:

- osuwiska typu złazów na zboczach o kącie nachylenia 25–30°;
- osuwiska typu spełzów na zboczach o kącie nachylenia do 10°;
- osuwiska typu zsuwów na zboczach o kącie nachylenia od kilkunastu do 20°.

Bardzo istotnym procesem geodynamicznym na obszarze eksploatacji jest również stateczność nasypów i obwałowań różnego rodzaju zbiorników (składowisk). Deformacje niszczące tego typu obiekty posadowione na rozciąganym podłożu mają miejsce już przy przekroczeniu wartości odkształceń rozciągających 5–10% (Glinko, 1976; Litwinowicz, 1977).

Podstawowe parametry wytrzymałościowo-odkształceniowe występujących skał na Wyżynie Śląsko-Krakowsko-Częstochowskiej przedstawiają się następująco (R_{cs} – wytrzymałość na ściskanie(MPa), R_{rs} – wytrzymałość na rozciąganie (MPa), E_{st} – moduł sprężystości (GPa), r_s – współczynnik odbojności):

- skały magmowe – wylewne (porfiry, melafiry, diabazy), R_{cs} = 50–290, $\overline{150}$–$\overline{200}$, R_{rs} = 10–16, E_{st} = 12–21, r_s = 46–58;
- skały piroklastyczne – tufy riolitowe, R_{cs}= 15–30, R_{rs} = 2, E_{st} = 2,5, r_s = 26;
- dewońskie wapienie (marmury), R_{cs} = 35–136, R_{rs} = 1,7–10,0, E_{st} = 6–26, r_s = 29–41;
- karbońskie skały okruchowe (piaskowce, szarogłazy[2]), R_{cs} = 70–135, E_d = 43–66;
- karbońskie skały okruchowe (mułowce, łupki[2]), R_{cs} = 48–84, E_d = 47–57;
- triasowe i jurajskie wapienie, R_{cs} = 13–187, R_{rs} = 1,5–6,5, E_{st} = 2–25, r_s = 24–35;
- triasowe dolomity, R_{cs} = 44–94, R_{rs} = 6–9, E_{st} = 6–17, r_s = 25–56.

Powyższe wyniki wskazują na wyraźne zróżnicowanie wytrzymałości i odkształcalności. Najwyższe wytrzymałości na ściskanie wykazują skały magmowe – wylewne, natomiast najniższą wytrzymałością i najwyższą odkształcalnością charakteryzują się tufy riolitowe. Pozostałe rodzaje skał zajmują pośrednie miejsce. Normowa ocena (PN-EN ISO) szereguje badane skały od niskiej wytrzymałości do nadzwyczaj wysokiej. Zwraca uwagę niska wytrzymałość, wysoka porowatość, mała odporność na mięknięcie $R_{cn} : R_{cs} \approx 0,5$ i odporność na zamrażanie $R_{cn}^{25} : R_{cs} \approx 0,4$ tufów riolitowych. Tufy riolitowe, skały osadowe węglanowe i osadowe okruchowe należy zaliczyć do skał litych twardych, lecz wskutek procesów wietrzenia, krasu, ich wytrzymałość może ulec zmniejszeniu i mogą się stać skałami litymi miękkimi. Szczególna uwaga powinna być zwrócona na rodzaj spoiwa występującego w skałach osadowych, w których bywa ono różnorodne. Spoiwa ilaste, wapniste, żelaziste łatwo ulegają procesom wietrzenia, a pierwotne właściwości znacznie się zmniejszają. Skały płonne z otoczenia złoża węgla kamiennego Zagłębia Górnośląskiego wykształcone jako seria łupkowo-piaskowcowa zalicza

[2] Wyniki badań Łukaszewskiego (1996), Ed – dynamiczny moduł sprężystości (GPa).

się głównie do skał o wysokiej i bardzo wysokiej wytrzymałości (48–135 MPa). Maksymalne wytrzymałości osiąga się przy odkształceniu względnym 1,2–1,5%. Łukaszewski (1996) podaje dla tych skał wartości wytrzymałości rezydualnej R_{rez} = 6–25 MPa i odpowiedni stosunek $R_{rez} : R_{cs}$ = 0,2–0,7; faza odkształceń liniowych ma miejsce do 30% R_{cs}. Seria łupkowo-piaskowcowa może stwarzać poważne trudności przy eksploatacji górniczej (szkody górnicze). Nierównomierne osiadanie podłoży zbudowanych głównie z wapieni jurajskich jest wywołane procesami krasowymi. Obserwowano kłopoty geologiczno-inżynierskie przy budowie np. Huty Częstochowa, cementowni w Działoszynie, Centralnej Magistrali Kolejowej[3] oraz przy odwodnieniu kopalni węgla brunatnego w Bełchatowie.

Masywy zbudowane z różnych skał zalicza się do kilku klas górotworu (tab. 6.22–6.25), przeważnie do (wg Bieniawskiego, 1989):

- II (62–68 punktów) skały magmowe – wylewne;
- III (53 punkty) skały piroklastyczne;
- IV (24 punkty) marmury dewońskie;
- IV, V (16–36 punktów) dolomity triasowe;
- III–V (13–49 punktów) wapienie triasowe i jurajskie.

7.2.3. Góry Świętokrzyskie i Niecka Nidziańska

W podziale geologicznym należą do regionu 06, w podziale geomorfologicznym do podprowincji nr 342, w hydrogeologicznym do prowincji wyżynnej (VIIII region świętokrzyski i X_3 subregion nidziański oraz do prowincji Wisły, subregion wyżynny SŚWW).

Góry Świętokrzyskie są fragmentem łańcucha hercyńskiego, wyłaniającego się spod pokrywy skał mezozoicznych na obszarze 100 km długości i 40 km szerokości. Są one górami niskimi, wykazującymi różnice wysokości rzędu 200–350 m. Istotne znaczenie dla geomorfologii ma zróżnicowanie regionu na dwie jednostki tektoniczno-facjalne: łysogórską i kielecką, oddzielone dyslokacją świętokrzyską. Zajmujący środkową część Gór Świętokrzyskich masyw paleozoiczny stanowi pasmo fałdowe ukształtowane głównie podczas młodopaleozoicznych ruchów tektonicznych i zbudowane z fałdów o kierunku WNW–ESE, niekiedy NW–SE, które są pocięte systemem uskoków poprzecznych, przy czym budowa geologiczna Gór Świętokrzyskich jest wynikiem działających na tym obszarze orogenez: kaledońskiej, hercyńskiej i alpejskiej oraz ruchów neotektonicznych. Fałdowa tektonika dominuje również w południowo-zachodniej części permsko-mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, natomiast część północna i pół-

[3] W przekopie kolejowym CMK w rejonie Góry Włodowskiej (Glazer i in., 1982) odsłaniają się iły batońskie (jura środkowa), które tworzą względnie jednorodną serię miąższości kilkudziesięciu metrów, występującą wzdłuż kuesty Jury Polskiej. Iły batońskie pod względem granulometrycznym są wykształcone jako iły, iły pylaste i gliny pylaste zwięzłe o następujących parametrach: zawartość frakcji iłowej ~40%, pyłowej 40–50%, piaskowej 10–20%; gęstość właściwa/objętościowa 2,71–2,74/1,95–2,05 Mg/m^3, porowatość 25–30%; wilgotność naturalna 20,5–32,0%; granica plastyczności 20–25%, płynności 44–50%; wskaźnik plastyczności 24–25%; stopień wilgotności 0,85–1,00; stopień plastyczności 0,00–0,05; aktywność Skemptona 0,48–0,60; efektywny kąt tarcia (NNS) 15–20°. Badania strukturalno-teksturalne iłów batońskich wykazały, że są one wewnętrznie zaburzone i „pseudozbrekcjowane". Należy przypuszczać, że były one w historii geologicznej poddane obciążeniom większym od ich długotrwałej wytrzymałości na ścinanie. Iły batońskie wykazują zdolności do tiksotropowego lub synaerycznego twardnienia (wzmacniania struktury). W przypadku występowania w iłach powierzchni nieciągłości o charakterze ścięciowym, prowadzących wodę wytrzymałość ich wyraźnie spada 2–5-krotnie: efektywny kąt tarcia i spójność osiągają wartości odpowiednio 5° i 5 kPa. Powyższe wartości są zbliżone do parametrów wytrzymałościowych charakterystycznych dla zwietrzelin iłów batońskich. Iły batońskie są bardzo wrażliwe na naruszanie ich struktury, wskaźnik wrażliwości strukturalnej – $St = \tau_{NNS}/\tau_{NS} \approx 10$, wskazuje, że procesowi utraty wytrzymałości sprzyja ich agregatowa, pylasta struktura. Obserwowane powierzchniowe ruchy masowe mogą być wywołane reologicznym pełzaniem iłów pod występującymi obciążeniami.

nocno-zachodnia obrzeżenia ma strukturę blokową. Bezpośrednie podłoże Niecki Nidziańskiej, przylegającej od południa do Gór Świętokrzyskich, tworzą nakładające się na siebie jednostki geologiczne, zbudowane ze skał mezozoicznych: synklinorium miechowskie oraz wypełnione utworami morskimi mioceńskie zapadlisko przedkarpackie (Urban, 2014). Zasadniczym rysem rzeźby Gór Świętokrzyskich jest występowanie szeregu równoległych „twardzielcowych" pasm i grzbietów o budowie izoklinalnej, rzadziej antyklinalnej, rozdzielonych podłużnymi szerokimi obniżeniami o cechach niecek oraz dolin inwersyjnych – antyklinalnych i izoklinalnych. Obniżenia pochodzenia denudacyjnego są wymodelowane w skałach mniej odpornych (Klimaszewski, 1972). W kształtowaniu morfologii Gór Świętokrzyskich biorą udział: wytrzymałość i odkształcalność skał i ich odporność na działanie czynników egzogenicznych (np. zamarzanie–odmarzanie, pęcznienie–skurcz, rozpuszczanie itp.), gęstość i kierunek spękań, miąższość ławic itp.

W części trzonu paleozoicznego i południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich najwyższe pasmo tzw. główne jest zbudowane z piaskowców kwarcytowych (kwarcytów) kambru. „Twardzielcowe" pasma wzniesień tworzą również dewońskie piaskowce, wapienie i dolomity. W południowo-zachodnim obrzeżeniu bardziej odporne strefy reprezentują: zlepieńce permu, piaskowce triasu, wapienie jury oraz piaskowce kredy.

Morfologia obrzeżenia północnego i północno-zachodniego Gór Świętokrzyskich jest odmienna od terenu paleozoicznego, wzniesienia nie tworzą wąskich pasm, lecz rozgałęzione i krzywoliniowe grzbiety lub nieregularne grupy, które charakteryzują się rozległymi partiami szczytowymi. Uwarunkowane jest to odmiennym blokowym stylem budowy tektonicznej. Cały obszar jest pocięty siecią uskoków (nieciągłości) podłużnych (NW–SE) i poprzecznych (NE–SW). Północno i północno-zachodnie obrzeżenie budują miąższe serie skał mezozoicznych (skały: okruchowe, krzemionkowe, krzemionkowo-ilaste, organogeniczne), głównie triasowych i jurajskich.

Niecka Nidziańska stanowi szerokie obniżenie pomiędzy Wyżyną Śląsko-Krakowsko-Częstochowską i Górami Świętokrzyskimi wypełnione skałami kredowymi i neogeńskimi. Występują tu również złoża gipsów i anhydrytów nad Nidą oraz na obszarze północno-zachodniego obrzeżenia zapadliska przedkarpackiego.

W Niecce Nidziańskiej miały miejsce ruchy tektoniczne trwające od początku kenozoiku, które doprowadziły do wypiętrzenia dwóch zrębów tektonicznych – pińczowskiego i Nidy, wyraźnie zaznaczonych w morfologii w postaci wałów–garbów, przedzielonych depresjami (nieckami). W obrębie tych struktur ujawnia się rzeźba strukturalna, większość elementów rzeźby powstała w rezultacie selektywnej denudacji skał neogeńskich (Urban, 2014). Obserwuje się występowanie: kuest, stromych stoków, depresje krasowo-denudacyjne, odosobnione wzgórza, tzw. góry świadki, zbudowane z gipsów.

W paleogenie Góry Świętokrzyskie są silnie denudowane. Erozja zdziera utwory kredowe i starsze, docierając do jądra paleozoicznego. Dopiero w miocenie nastąpiła nowa sedymentacja morska. Morze wdarło się tylko zatokami w obszar Gór Świętokrzyskich i dlatego wyróżnia się dwie facje: lądową (rumosze skał starszych, gliny zwietrzelinowe, glinki ogniotrwałe, procesy krasowe) i morską (wapienie litotamniowe, wapienie pińczowskie, piaski szklarskie–baranowskie, wapienie z siarką, seria gipsowo-wapniowa, bentonity, iły krakowieckie).

Czwartorzędowe osady występujące w Górach Świętokrzyskich to przede wszystkim utwory morenowe, piaski z otoczakami skał skandynawskich, świadczące o zlodowaceniu gór, oraz lessy, które odsłaniają się w wielu wąwozach w Sandomierzu i Opatowie. Podczas zlodowacenia południowego Góry Świętokrzyskie były pokryte lądolodem z wyjątkiem najwyższych swych szczytów. Występujące ponad lądolód wierzchołki poddawane były silnemu wietrzeniu mechanicznemu w warunkach klimatu arktycznego, rozpoczął się wówczas proces tworzenia gołoborzy, który roz-

winął się intensywnie podczas zlodowacenia środkowopolskiego, kiedy to Góry Świętokrzyskie znajdowały się w strefie peryglacjalnej.

Do głównych procesów geodynamicznych na obszarze Gór Świętokrzyskich należy wietrzenie. Obserwujemy charakterystyczne gołoborza, formy wietrzeniowe powstałe z kwarcytów (nagromadzenia kamienistych fragmentów skał o średnicy powyżej 20 cm). Kwarcyty pękają na bloki i odłamki ostrokrawędziste w warunkach głównie wietrzenia mechanicznego, generalnie nie podlegają większemu transportowi poza grawitacyjnym staczaniem się. Podobnie nagromadzenia nieobtoczonych okruchów o wymiarach mniejszych niż 20 cm, które nie były daleko transportowane nazywamy gruzem – piargiem, tworzącym się u podstawy ścian w górach i u wylotów stromych żlebów. Piaskowce w zależności od spoiwa ulegają łatwiejszemu lub trudniejszemu wietrzeniu. Te o spoiwie węglanowym lub ilastym rozpadają się zazwyczaj na drobny, zaokrąglony rumosz z dużą zawartością części ilastych. Głębokość aktywnego wietrzenia dochodzi do 1–2 m, podczas wietrzenia zwiększa się liczba spękań. Piaskowce o spoiwie krzemionkowym wietrzeją trudniej, powstaje ostrokrawędzisty rumosz. Wietrzenie wapieni skalistych odróżnia się od wietrzenia wapieni płytowych. W wapieniach skalistych pod warstwą ilasto-gliniastą występuje strefa wietrzeńców (bloków, brył i okruchów) zmniejszających się ku górze. Powierzchnie stropowe wapieni wskutek rozwijającego się krasu są nierówne. W zagłębieniach gromadzi się materiał – produkt wietrzenia, obok siebie mogą występować niezmieniona skała i głębokie gniazda zwietrzeliny. W wapieniach płytowych rozwój procesów krasowych jest znacznie wolniejszy, ograniczony do powierzchni szczelin, w profilu zaznacza się wyraźna warstwa płytowych wietrzeńców. Wapienie paleogenu i neogenu (np. litotamniowe) wietrzeją w sposób analogiczny do jurajskich wapieni płytowych. Dolomity wietrzeją wolniej niż wapienie, górna warstwa zwietrzeliny to glina z okruchami skalnymi. Ze względu na zmienną, gniazdową teksturę skały, jej powierzchnia wietrzeje nierównomiernie. Kieszenie i leje są wypełnione z reguły brunatną gliniastą zwietrzeliną. Wietrzenie w gipsach i anhydrytach występujących w Niecce Nidziańskiej polega głównie na ługowaniu, dając nierówną powierzchnię krasową. Powstałe kieszenie, kotły i leje krasowe są wypełnione rezyduum zwietrzelinowym.

W wapieniach dewońskich (skalistych) i jurajskich spotyka się rozwinięte zjawiska krasowe w postaci szczelin, lejów krasowych i jaskiń. Szczególne formy występują w okolicy Starachowic, w postaci niewielkich lejów krasowych i dolinek, tzw. dołów starachowickich. W rejonie Chęcin obserwuje się zjawiska krasowe na powierzchni szczelin.

Góry Świętokrzyskie i Niecka Nidziańska nie należą do rejonów osuwiskowych, na ich terenie występują powierzchniowe ruchy mas typu:

- powstawanie rumowisk powyżej kąta nachylenia 7°;
- osuwanie, spełzywanie zwietrzelin, pokryw soliflukcyjnych na stokach o kącie nachylenia do 55°;
- odpadanie okruchów i obrywanie mas skalnych powyżej kąta nachylenia 55°.

Lawiny gruzowe i spływy gruzowo-skalne są ograniczone do Łysogór.

Przyczyną ruchu mas skalnych jest często zwiększenie nachylenia zboczy wskutek podcinania przez rzekę i działalności człowieka (np. wzrost obciążenia wywołanego zabudową), natomiast bezpośrednim impulsem ich powstania jest silne nasiąkniecie mas skalnych i zwietrzelinowych najczęściej wodą deszczową. Prawdopodobnie niebagatelną rolę w kształtowaniu warunków geologiczno-morfologicznych miały najmłodsze neogeńsko-czwartorzędowe ruchy neotektoniczne. Okresowo na analizowanym obszarze w plejstocenie (interglacjale) zachodziła sedymentacja eoliczna, powstawały lessy.

Warto wspomnieć w tym miejscu, że Góry Świętokrzyskie były bazą surowcową najstarszego kopalnictwa w Polsce, często nazywanym Zagłębiem Staropolskim. Do najwcześniej eksploato-

wanych zalicza się krzemienie występujące w wapieniach jurajskich (Krzemionki Opatowskie), następnie kopalnictwo i hutnictwo rud żelaza, rudy miedzi i ołowiu (Rudki koło Nowej Słupi, Strachowice, Miedzianka). Ponadto eksploatowano fosforyty koło Annopola i cały szereg kamieniołomów różnych skał oraz surowce ceramiczne (okolice Opoczna, Żarnowca, Przysuchy i Parszowa, Mojczy i Chmielnika (bentonity)).

W Górach Świętokrzyskich występują obok siebie gleby mające wszystkie specyficzne cechy dla rejonów górskich oraz gleby charakterystyczne dla nizinnych obszarów. Najbardziej rozprzestrzenione i odgrywające znaczną rolę w produkcji rolniczej są rędziny wykształcone ze zwietrzelin wapieni i margli jurajskich oraz kredowych.

Na obszarze Gór Świętokrzyskich i Niecki Nidziańskiej spotyka się skały różnego wieku (od prekambru do holocenu) i różnej genezy. Do najstarszych (górny prekambr) skał występujących na powierzchni należą lekko zmetamorfizowane zielonawe łupki ilaste z wkładkami kwarcytów na niewielkim obszarze w okolicach Kotuszowa–Sandomierz (Góry Pieprzowe). W budowie geologicznej tego regionu biorą udział przede wszystkim skały osadowe okruchowe i węglanowe, (węglanowo-ilaste i krzemionkowe) typu piaskowce i wapienie. Lokalnie koło Łagowa występują diabazy – wylewne skały magmowe. Są one przejawem działalności orogenezy kaledońskiej.

Piaskowce kwarcytowe paleozoiczne, głównie kambru, ordowiku i dewonu, często nazywane kwarcytami tworzą najważniejsze pasma Gór Świętokrzyskich, są one silnie zdiagenezowane, najczęściej drobnoziarniste, przypominają swoimi cechami kwarcyty pochodzenia metamorficznego. Najbardziej znane są kwarcyty kambryjskie z Wiśniówki i dewońskie z Barczy. Piaskowce mezozoiczne (trias, jura, kreda) budują obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, są to przede wszystkim piaskowce kwarcowe o mniejszym stopniu zdiagenezowania, generalnie o spoiwie krzemionkowo-ilasto-żelazistym. Piaskowce drobnoziarniste najczęściej występują na obrzeżeniu południowo-zachodnim, średnio- i gruboziarniste na północnym obrzeżeniu. W zależności od miejsca występowania triasowe piaskowce nazywane są piaskowcami np. wąchockimi, tumlińskimi, zagnańskimi, suchedniowskimi. Piaskowce jurajskie (lias, kelowej) występują na znacznych obszarach północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, często zlepieńcowate o różnej zwięzłości o spoiwie ilasto-krzemionkowym lub żelazistym. Eksploatuje się je w okolicach Ostrowca Świętokrzyskiego, Kunowa, Starachowic i Szydłowca (piaskowce gromadzickie, szydłowieckie). Z północno-wschodniego obrzeżenia znane są piaskowce kwarcytowe kredowe (alb). Natomiast na obszarze południowego obrzeżenia występują piaskowce neogeńskie (torton, sarmat) w okolicach Dwikoz, Staszów–Sandomierz, Szydłowa (Kozłowski, 1986). Piaskowce neogeńskie są najmniej zdiagenezwane, porowate, najczęściej różnoziarniste, niekiedy zlepieńcowate o spoiwie węglanowym. Piaskowce sarmackie to przede wszystkim piaskowce detrytyczne, tortońskie piaskowce charakteryzują się często spoiwem krzemionkowym.

Wapienie (dolomity) w Gór Świętokrzyskich występują w formacjach: ordowickiej, dewońskiej, karbońskiej, triasowej, jurajskiej i neogeńskiej. W czasie ordowiku na południowym obszarze gór tworzyły się osady węglanowe – czerwone wapienie z trylobitami (Mojcza koło Kielc). Wapienie dewońskie stanowią wapienie organogeniczne (stromatoporowe, brachiopodowe, i inne) o strukturze grubo-, średnio-, drobno-, mikro- i kryptokrystaliczne, zajmują obszar o długości 80 km i szerokości 10–30 km (od Miedzianki do Lipnika), są zbite i masywne. W tych wapieniach rozwinął się kras. Stopień skrasowienia wapieni dewońskich jest niekiedy tak duży, że przekracza 50% objętości masy skalnej (Kozłowski, 1986).

Wapienie dewońskie są znane między innymi z miejscowości Nowiny-Sitkówka, Kowala-Sobków i Kadzielni. W południowo-wschodniej części Gór Świętokrzyskich lokalnie występują wapienie karbonu wykształcone w facji wapienia węglowego. Wapienie permskie, często bitumiczne w regionie świętokrzyskim odsłaniają się na powierzchni w synklinie gałęzicko-bolechowickiej (koło Kajetanowa). Seria węglanowo-triasowo-jurajsko-kredowa tworzy osłonę mezozoiczną wokół cokołu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. Wapienie triasowe, niekiedy margliste lub piaszczyste, cienkopłytowe, organodetrytyczne z wkładkami dolomitów (Piekoszów). Osłonę jurajską (malm) tworzą głównie wapienie i wapienie margliste często z licznymi krzemieniami, nad nimi leżą wapienie płytowe lub skaliste, poza obszarem tworzenia się wapieni skalistych powstały wapienie koralowe i oolitowe. Pod koniec malmu lokalnie powstają zlepy muszlowe. Osady węglanowe jurajskie zawierają liczne: amonity, małże, ślimaki, gąbki, korale i ramienionogi. Podczas transgresji górnokredowej powstały wapienie i wapienie margliste. W neogenie podczas transgresji mioceńskiej utworzyły się w południowej części obrzeżenia mezozoicznego wapienie pińczowskie i litotamniowe (okolice Buska, Chmielnika, Staszowa, Sandomierza).

Marmury – masywne wapienie przyjmujące poler często nazywa się „marmurami". Na obszarze Gór Świętokrzyskich zalicza się do nich wapienie paleozoiczne (dewon, perm) – np. Bolechowice, Zelejowa, Zygmuntówka i mezozoiczne (jura) – Morawica.

Dolomity – w Górach Świętokrzyskich dolomity towarzyszą wapieniom dewońskim, wyróżnia się dolomity margliste oraz krystaliczne o różnej ziarnistości (grubo-, średnio-, drobno- i skrytokrystaliczne).

Skały osadowe węglanowo-ilaste (margle) i węglanowo-krzemionkowe (opoki) – margle i opoki na obszarze Gór Świętokrzyskich i Niecki Nidziańskiej zalicza się do kredy górnej (turon, santon, kampan, mastrycht). Skały węglanowo-ilaste są wykształcone jako margle, margle opokowe, margle krzemionkowe, nazwa jest uzależniona od procentowej zawartości: węglanów, iłów, krzemionki, podobnie wyróżnia się: opoki, opoki margliste, opoki czertowo-iłowe, opoki wapniste i czert opokowo-iłowy. Ponadto margle paleogenu–neogenu współwystępują z wapieniami powstałymi w tortonie i sarmacie.

Ocena geologiczno-inżynierska skał występujących na obszarze Gór Świętokrzyskich i Niecki Nidziańskiej z uwagi na olbrzymią różnorodność litologiczną, stopień zdiagenezowania, genezę (historię geologiczną) i stopień spękania (szczelinowatość) jest niezwykle trudna. Podstawowe parametry wytrzymałościowo-odkształceniowe w poszczególnych grupach skał (tab. 6.22–6.25) przedstawiają się następująco (R_{cs} – wytrzymałość na ściskanie (MPa), R_{rs} – wytrzymałoś na rozciąganie (MPa), E_{st} – moduł sprężystości (GPa), r_s – współczynnik odbojności Schmidta, w – wytrzymałość wg PN-EN ISO: RMR wg Bieniawskiego (Pinińska red., 1994, 1995):

- magmowe (wylewne), diabazy, R_{cs} = 180–260, $\overline{220}$, R_{rs} = 10–15, w – bardzo wysoka;
- osadowe (okruchowe):
  - piaskowce paleozoiczne – kwarcyty, R_{cs} = 48–365, $\overline{150}$–$\overline{200}$, R_{rs} = 12–20, $\overline{15}$, E_{st} = 10–26, r_s = 46–62, w – wysoka do nadzwyczaj wysokiej, RMR – I, II/77–89;
  - piaskowce mezozoiczne (trias, jura, kreda[4]), R_{cs} = 15–138, $\overline{50}$–$\overline{100}$, R_{rs} = 0,5–6,0, $\overline{3}$, E_{st} = 6–11, r_s = 39–53, w – niska do bardzo wysokiej, RMR – III, IV/26–54;
  - piaskowce neogeńskie, R_{cs} = 65–110, $\overline{100}$, R_{rs} = 4–5, $\overline{5}$, E_{st} = 8–15, r_s = 40–50, w – wysoka i bardzo wysoka, RMR – III–IV/45–59;

[4] Wyjątkowo piaskowce kredowe (albu) charakteryzują się bardzo wysoką i nadzwyczaj wysoką wytrzymałością R_{cs} = 209–353 MPa

- osadowe węglanowe:
  - wapienie paleozoiczne (ordowik, dewon[5]), R_{cs} = 50–210, $\overline{110}$–$\overline{120}$, R_{rs} = 5–7, E_{st} = 1,3–18,0, r_s = 15–48, w – wysoka i bardzo wysoka, RMR – II/67–79;
  - wapienie mezozoiczne (trias, jura), R_{cs} = 56–202, $\overline{100}$–$\overline{130}$, R_{rs} ~7,5, E_{st} = 9–18, r_s = 30–61, w – wysoka i bardzo wysoka, RMR – II–IV/37–67;
  - wapienie mezozoiczne (kreda), R_{cs} = 3,6–24,5, R_{rs} = 0,5–1,5; w – bardzo niska i niska;
  - wapienie neogeńskie, R_{cs} = 6–60, R_{rs} =1,5–2,0, E_{st} = 1–5, r_s = 15–17, w – niska i średnia, RMR – IV/22;
  - wapienie (marmury) dewońskie, R_{cs} = 75–240, $\overline{115}$, R_{rs} ~5,5; E_{st} = 13–16, r_s = 49–53, w – wysoka i bardzo wysoka, RMR – II/79;
  - wapienie (marmury) permskie, R_{cs} = 55–95, R_{rs} ~8, E_{st} = 10–15, r_s = 47–52, w – wysoka, RMR – III/59;
  - wapienie (marmury) jurajskie, R_{cs} = 80–153, $\overline{100}$, R_{rs} ~5, E_{st} = 9–17, r_s = 42–46, w – wysoka i bardzo wysoka, RMR – II/67;
  - dolomity dewońskie, R_{cs} = 122–212, $\overline{170}$, R_{rs} = 7, E_{st} = 12–18, r_s = 26–36, w – bardzo wysoka, RMR –II/74;
- osadowe (węglanowo-ilaste i węglanowo-krzemionkowe):
  - margle kredowe, R_{cs} = 15–44, $\overline{25}$, R_{rs} = 3,5–7,1, E_{st} = 1,2–2,3, w – niska–średnia;
  - opoki kredowe, R_{cs} = 7–33, $\overline{20}$, R_{rs} = 0,7–3,1, E_{st} = 0,5–3,0; w – niska–wysoka;
  - czert opokowy kredowy, R_{cs} = 60–70, R_{rs} = 5–8, E_{st} ~10, w – wysoka.

Według ocen normy PN-EN ISO na podstawie laboratoryjnej wytrzymałości na ściskanie R_{cs} można analizowane skały występujące na obszarze Gór Świętokrzyskich i w Niecce Nidziańskiej zaliczyć do skał o wytrzymałości:

- wysokiej i nadzwyczaj wysokiej: diabazy, kwarcyty paleozoiczne, dolomity dewońskie;
- wysokiej i bardzo wysokiej: piaskowce mezozoiczne i neogeńskie, wapienie paleozoiczne i mezozoiczne, czert opokowy – kredowy, marmury (dewońskie, permskie i jurajskie);
- niskiej–średniej: wapienie kredowe, wapienie neogeńskie, margle kredowe, opoki kredowe i niekiedy piaskowce mezozoiczne.

W ocenie geologiczno-inżynierskiej istotnym czynnikiem jest wpływ wody na wytrzymałość na ściskanie w stanie nasyconym R_{cn}, a ilościowo wyraża to stosunek R_{cn}:R_{cs}, którego wartość zmienia się od 0,4–0,5 dla piaskowców jurajskich i wapieni neogeńskich do 0,8–1,0 dla kwarcytów. Większy wpływ na wytrzymałość wywiera zamarzanie i odmarzanie, odpowiednio np. dla skał węglanowych ilastych – margli – może osiągać wartość nawet R_{cn}^{25} : R_{cs} = 0,0–0,20 (rozpad przed 25 cyklem).

W skałach węglanowych, przede wszystkim ilastych, ważnym czynnikiem jest pęcznienie i skurcz (odkształcenia objętościowe) oraz ciśnienie, które powstaje podczas pęcznienia. Jeżeli ciśnienie pęcznienia $\sigma_{p\perp}$ jest większe od wytrzymałości na rozciąganie w stanie nasyconym $R_{rn\perp}$ oznaczone w tym samym kierunku, tzn. $Z = \sigma_{p\perp} \geq R_{rn\perp}$ (wg Drągowskiego, 1981), wówczas skała ulega niszczeniu (pękaniu). Takie sytuacje obserwuje się w opokach i marglach kredowych. Warto zaznaczyć, że skały głównie osadowe węglanowe wykazują anizotropię wytrzymałości $R_{c\parallel}$: $R_{c\perp}$, ten

[5] Peszat (1980) dla skał węglanowych dewonu (eifel, żywet, fran i famen) Gór Świętokrzyskich wykształconych w postaci wapieni i dolomitów podaje następujące dane: gęstość właściwa 2,72–2,84 Mg/m^3, gęstość objętościowa 2,68–2,78 Mg/m^3, nasiąkliwość objętościowa 0,38–0,75%, wytrzymałość na ściskanie R_{cs} = 98–108 MPa, wytrzymałość na ściskanie w stanie nasyconym R_{cn} = 82–88 MPa, wytrzymałość po nasycaniu i zamrożeniu R_{cnz} = 68–75 MPa, ścieralność (wg Boehmego) 0,50–0,54 cm, ścieralność w bębnie Devala 4,7–6,7%. Na podstawie 15,5 tys. oznaczeń.

stosunek wytrzymałości w kierunku równoległym do kierunku prostopadłego do uwarstwienia w tych skałach zmienia się w granicach 0,5–1,0; przy czym w marglach osiąga on wartości 0,5–0,7.

Wytrzymałość masywów skalnych zbudowanych ze skał występujących na obszarze Gór Świętokrzyskich jest tak samo zmienna jak wytrzymałość materiału skalnego określona w badaniach laboratoryjnych. Rozpatrywane rodzaje skał wg klasyfikacji Bieniawskiego można zaklasyfikować do różnych klas górotworu, a mianowicie (Pinińska red., 1994, 1995):

- klasa I i II (powyżej 60 i 80 pkt.) – kwarcyty paleozoiczne, dewońskie wapienie, dolomity, marmury dewońskie i jurajskie;
- klasa III i IV (41–60 i 21–40 pkt.) – piaskowce mezozoiczne (trias, jura), piaskowce neogeńskie, wapienie mezozoiczne (trias, jura), wapienie (marmury) permskie;
- klasa V (poniżej 21 pkt.) – wapienie neogeńskie, prawdopodobnie do tej klasy powinno się zaliczyć margle, opoki i wapienie kredowe.

Biorąc pod uwagę wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie w stanie powietrzno-suchym i nasyconym wodą według starych norm budowlanych skały w klasie V należałoby nazwać gruntami litymi miękkimi.

7.2.4. Wyżyna Lubelska

Wyżyna Lubelska z Roztoczem stanowi wschodni odcinek pasa starych gór i wyżyn. W podziale geologicznym należą one do regionu 07, w geomorfologicznym do podprowincji nr 343, w hydrogeologicznym do prowincji wyżynnej VII (region lubelsko-radomski) i do prowincji Wisły, subregion wyżynny SŚWW oraz do subregionu Wyżynnego Bugu SBW.

Wyżyna Lubelska stanowi „przejście" od skomplikowanej budowy geologicznej Gór Świętokrzyskich na zachodzie do prostej i spokojniejszej budowy Wyżyny Podola na wschodzie. Powierzchnia wyżyny najwyżej wznosi się w części południowo-wschodniej (Roztocze 380–390 m n.p.m.), stąd obniża się do 200 m w kierunku NE i NW. Na zachodzie granicę stanowi przełom Wisły, od SW obszar opada wyraźnym progiem tektonicznym w kierunku NW–SE ku Kotlinie Sandomierskiej, granicę północną tworzą krawędzie denudacyjne.

Rzeźba Wyżyny Lubelskiej i Roztocza ukształtowana została we wczesno- oraz środkowo-kenozoicznym etapie morfogenezy wału metakarpackiego, w sposób czytelny nawiązuje do szeroko rozumianej struktury kompleksu górnokredowo-paleogeńskiego brzeżnej części kratonu wschodnioeuropejskiego (Dobrowolski i in., 2014). Ponadto uważa się, że w tym kształtowaniu główną rolę odegrały aktywność tektoniczna alpejska i współczesna (warunkująca zrębowy charakter), a także zróżnicowanie litologiczne występujących skał (kredowo-neogeńskich) i ich właściwości wytrzymałościowo-odkształceniowe (Dobrowolski i in., 2014). Aktywność tektoniczna wpływała w zasadniczy sposób na dynamikę procesów geodynamicznych, w szczególności krasowych, fluwialnych, glacjalnych itp. Kowalski i Liszkowski (1972) podają, że współczesne ruchy pionowe poszczególnych bloków dla Wyżyny Lubelskiej szacowane są na ok. 0,5 mm/rok i ok. 1 mm/rok dla Roztocza. Roztocze stanowi dział wodny pomiędzy dorzeczem Wieprza i Bugu od NE oraz Sanu i Dniestru od SW, rozciąga się na długości ok. 200 km i szerokości średnio 20 km.

W geologicznym podłożu tego obszaru występują paleozoiczno-mezozoiczne struktury. Najstarszymi odsłaniającymi się na powierzchni skałami są zlepy muszlowe kimerydu (jura) w antyklinie Rachowa. Wyżyna Lubelska i Roztocze są zbudowane ze skał kredy górnej, paleogenu i neogenu (od turonu do miocenu), przykryte są osadami czwartorzędowymi. Odporność na denudację występujących skał w sposób czytelny uwypukla główne rysy strukturalne obszaru. Poza progami (krawędziami) Roztocza, w morfologii zaznaczają się wzniesienia/wzgórza ostańcowe

o wysokości względnej 25–55 m, kuesty zbudowane z bardziej odpornych skał węglanowo-krzemionkowych przedzielone obniżeniami morfologicznymi wykorzystującymi często sieć uskoków i mniej odporne skały węglanowo-ilaste. Rzeźba obszaru wg Maruszczaka (Klimaszewski, 1972) jest jakby odwrócona w stosunku do układu jednostek struktury wgłębnej. Warstwy kredowe leżą prawie poziomo lub są słabo nachylone, najczęściej przykryte luźnymi utworami neogeńskimi i czwartorzędowymi.

Wyżyna Lubelska i Roztocze zostały jeden raz zlodowacone – zl. południowopolskie. Lądolód środkowopolski jedynie przekroczył przełom Wisły koło Zawichostu, lecz nie wkroczył na obszar Wyżyny. Osady pochodzenia lodowcowego, rzecznego, eolicznego o różnej miąższości nadbudowują starsze górnokredowe i neogeńskie podłoże. Z warunkami peryglacjalnymi, w szczególności podczas ostatniego zlodowacenia, wiązała się akumulacja pokryw lessowych oraz piasków wydmowych, ponadto rozwijały się intensywne procesy denudacji i erozji.

Do głównych procesów geodynamicznych występujących na Wyżynie Lubelskiej i Roztoczu należy zaliczyć w kolejności: wietrzenie, erozję, kras, powierzchniowe ruchy masowe, deformacje filtracyjne itp.

Na Lubelszczyźnie obserwujemy najbardziej typowe profile wietrzeniowe skał węglanowych. Dla tych skał Drągowski (1965) opracował syntetyczny profil wyróżniając pięć stref (rozdz. 5.5). Za kryterium wydzieleń przyjmuje się stopień i charakter rozdrobnienia, dla podatności na wietrzenie, głównie fizyczne, autor proponuje następujące wskaźniki:

- wskaźnik podatności na wietrzenie fizyczne przy zamarzaniu i odmarzaniu:

$$S_{zw} = \frac{S_z - S^{\bullet}}{S^{\bullet}} \qquad (79)$$

gdzie

S_z – ścieralność w bębnie Devala po badaniu odmarzanie–zamarzanie,

$S^{\bullet}$ – ścieralność w bębnie Devala w stanie naturalnym;

- wskaźnik podatności na wietrzenie fizyczne przy pęcznieniu i skurczu:

$$S_{pw} = \frac{S_p - S^{\bullet}}{S^{\bullet}} \qquad (80)$$

gdzie

S_p – ścieralność w bębnie Devala po badaniu pęcznienie–skurcz,

$S^{\bullet}$ – ścieralność w bębnie Devala w stanie naturalnym;

- wskaźnik podatności na wietrzenie fizyczne:

$$W = \frac{S_{pw} - S_{zw}}{S_{pw} + S_{zw}} \qquad (81)$$

Za główne czynniki niszczenia skał mastrychckich Wyżyny Lubelskiej w procesie wietrzenia Drągowski (1981) uważa zamarzanie–odmarzanie oraz pęcznienie–skurcz, przy czym w ponad 50% przypadków skały wykazują większą podatność na działanie zamarzania–odmarzania (W >0). W naszym klimacie dominuje wietrzenie fizyczne. Miąższość profili wietrzeniowych wynosi (strefy IV–I) przeciętnie 3–4 m, skrajnie do 7 m.

Na zwietrzelinie gliniastej najczęściej rozwija się proces glebowy. Należy podkreślić, że trzeba osobno wyróżnić dwa zasadnicze typy zwietrzelin:

- *in situ*,
- zboczowe.

Zwietrzeliny zboczowe charakteryzują się zaburzeniami związanymi z ruchem materiału na zboczu. Profil zboczowych zwietrzelin jest najczęściej zredukowany, składa się z mniejszej liczby stref.

Niekiedy wygodniej jest do oceny wielkości zwietrzeliny skał stosować podział profilu na 6 stref (wykorzystując współczynnik redukcji wytrzymałości WRW i stopień zwietrzenia R_w – *Instrukcja badań*...GDDP, 1998).

Procesy erozyjne na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Roztocza w sytuacji współczesnej aktywności tektonicznej, gdy następuje nierównomierne dźwiganie bloków strukturalnych, ulegają intensyfikacji, następuje wcinanie rzek w podłoże, deformują się profile podłużne koryt i tarasów. Obserwuje się, przede wszystkim na obszarze Roztocza, w pokrywie lessów o dużej miąższości erozję wąwozową.

Na miękkich marglach i wapieniach rozwija się kras, pomiędzy zrównaniami i wzgórzami ostańcowymi występuje wiele kopalnych zagłębień krasowych wieku plioceńskiego i czwartorzędowego. Na powierzchniach podstokowych nachylonych do 5° rozwijają się współczesne zjawiska krasowe, obserwuje się niezliczone werteby, uwały i doliny krasowe. Natomiast nie ma podziemnych próżni krasowych.

Powierzchniowe ruchy masowe występują przede wszystkim w dolinach rzek i wąwozach lessowych.

W lessach stwierdza się formy po deformacjach filtracyjnych, w strefach zboczowych przejawy powierzchniowych ruchów masowych (rozdz. 5.3). Na mapie współczesnych autochtonicznych procesów eolicznych w Polsce (Starkel, 1991) Wyżyna Lubelska i Roztocze są zaliczane do obszaru o intensywności bardzo silnej – 500–1000, średnio 600 t/km^2. Transportowany jest przede wszystkim pył o średnicy większej od 0,01 mm, z przewagą frakcji 0,02–0,05 mm. Działalność procesów eolicznych obserwuje się np. w „lessowej" części Lublina, w strefie eksploatacji różnych surowców.

Na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Roztocza w strefie przypowierzchniowej występują przede wszystkim skały:

- węglanowe: kredowe i neogeńskie wapienie oraz kreda pisząca;
- węglanowe – ilaste: kredowe margle;
- węglanowo-krzemionkowe: kredowe opoki i gezy.

W ocenie geologiczno-inżynierskiej powyższe skały zalicza się do skał litych miękkich o niskich parametrach wytrzymałościowych, łatwo ulegających wpływowi wody.

Wapienie kredowe (turońskie) i neogeńskie (mioceńskie). Wapienie turońskie są wykształcone w postaci: wapieni, wapieni ilastych i wapieni opokowo-ilastych o mikrostrukturach przeważnie średnio- i gruboaleurytowo-pelitycznych, z uwagi na składniki organogeniczne wykazują strukturę biomorficzno-otwornicową, otwornicowo-spikulową lub spikulowo-otwornicową. W składzie mineralnym stwierdza się $CaCO_3$ powyżej 75%, SiO_2 do 15%. Wśród minerałów ilastych przeważa illit i montmorillonit. Wapienie mioceńskie są zaliczane do wapieni detrytycznych lub organodetrytycznych. W wapieniach detrytycznych dominują algi i mszywioły, ponadto występują otwornice, muszle małż i liliowców. Struktura jest zbita z wapiennymi ziarnami psamitowymi i psefitowymi spojonymi węglanem wapnia. Wapienie te zalicza się do gruboławicowych laminowanych poziomo lub przekątnie warstwowanych. Często spotyka się wkładki margli. Biegi warstw wapieni są ogólnie równoległe do kierunku NW–SE (110–170°).

Parametry fizyczne wapieni kredowych i mioceńskich przedstawiają się następująco [ρ – gęstość objętościowa (Mg/m^3), n – porowatość (%), n_o/n_w – nasiąkliwość objętościowa/wagowa (%), S_c^B – ścieralność (cm), V_p – prędkość fali podłużnej (m/s)]:

- wapienie kredowe – ρ = 1,28–1,93, n = 8–47, n_o = 3–38, V_p > 2000, S_c^B = 0,4–1,8;
- wapienie neogeńskie – ρ = 1,42–2,25, n = 17–47, n_o = 11–38, V_p > 1700, S_c^B = 0,5–1,7.

Kreda pisząca[6] reprezentuje osady kredy górnej – od turonu do mastrychtu. Głównym składnikiem kredy są węglan wapnia (80,00–95,36%), krzemionka (2,07–11,47%), suma tlenków R_2O_3 (0,20–5,46%), jest ona osadem jednorodnym o teksturze bezładnej (Łozińska–Stępień, 1975). Wyróżnia się dwa typy litologiczne:

- typowa kreda pisząca o $CaCO_3$ > 90%;
- marglista kreda pisząca o $CaCO_3$ = 80–90%.

W obrazie mikroskopowym kreda pisząca wygląda jak szara masa węglanowa, słabo ilasta, stanowiąca tło skalne. Większość elementów skałotwórczych nie przekracza rozmiarów 0,02 mm. W tle skalnym spotyka się ułamki szczątków inoceramów, igły gąbek i otwornice. Kreda wykazuje stosunkowo dużą porowatość, są to przeważnie makropory, w przybliżeniu izometryczne. Pod mikroskopem obserwuje się mikrospękania (prawdopodobnie diagenetyczne). Porowatość w kierunku prostopadłym do uławicenia jest 1,5–2 razy niższa niż w kierunku równoległym do uławicenia. Parametry fizyczne dla kredy piszącej wynoszą: ρ = 1,43–2,26, n = 19–55, n_o = 40–50, V_p >1600, S_c^B = do 2,0.

Najbardziej znane obszary występowania kredy piszącej to rejony Chełma i Opola Lubelskiego.

Kredowe margle – stratygraficznie są zaliczane do kredy górnej – mastrychtu i kampanu. Występują wśród opok, często wykazują oddzielność łupkową. Charakteryzują się teksturą warstwo-smugową. Na przełamie są ziemiste, matowe, bielące o krawędziach gładkich, z HCl reagują gwałtownie. Struktura przeważnie aleurytowo-psamitowa (>0,01 mm). Wśród szczątków organicznych wyróżniamy fragmenty: inoceramów, małży, ramienionogów, korali, niekiedy liczne mszywioły, pojedyncze radiolarie, otwornice, spikule gąbek, zwęglone szczątki flory (Wyrwicka, 1977). Margle Wyżyny Lubelskiej są wykształcone jako margle opokowe i krzemionkowe.

Podstawowe parametry fizyczne dla margli kredowych przedstawiają się następująco: ρ = 1,25–1,60 (do 1,72), n = 38–50 (od 31), n_o = 30–46, V_p > 1700, S_c^B = do 2,0.

Powyższe parametry są zbliżone do cech kredy piszącej.

Kredowe opoki – są zaliczane do turonu–mastrychtu, dominują głównie w mastrychcie (powyżej 50%). Wykształcone są jako opoki, opoki margliste, opoki wapniste, opoki czertowo-ilaste oraz czerty opokowe. Głównymi składnikami opok są węglany (kalcyt, dolomit), wolna krzemionka (kwarc, opal, chalcedon), minerały ilaste (z grupy montmorillonitu, illitu i kaolinitu), spotyka się również glaukonit. Tło skalne stanowi węglanowo-ilasta, drobnopelitowa substancja. Kwarc występuje w postaci słabo obtoczonych ziarn o średnicy nieprzekraczającej 0,1 mm. W budowie opok zasadniczą rolę odgrywają szczątki organizmów – spikul, otwornic, kokolitów i fragmenty radiolarii, skorupki małży, jeżowców, liliowców. Opoki najczęściej wykazują barwy biało-żółto-szare w różnych odcieniach. Bardzo ważną cechą opok i margli jest ich miękkość (możliwość krojenia nożem), w warunkach odizolowanych od wpływu czynników atmosferycznych. W stanie naturalnym natomiast twardnieją (dojrzewają), stają się zwięzłe na powierzchni. Opoki wykazują zróżnicowaną tekturę warstwowo-smugową, trawione w HCL mają postać silnie porowatego szkieletu krzemionkowego. Przede wszystkim z opok i gez górnokredowych jest zbudowane Roztocze.

Istotne parametry fizyczne dla kredowych opok przedstawiają się następująco (tab. 6.23 i 6.24): ρ = 1,34–1,68 (do 1,83), n = 33–60 (od 27), n_o = 14–42, V_p >1500, S_c^B = 0,5–2,0.

Parametry wytrzymałości i odkształcalności w poszczególnych grupach analizowanych skał przedstawiają się następująco (R_{cs} – wytrzymałość na ściskanie w stanie powietrzno-suchym (MPa),

[6] Większość wyników badań pochodzi z profili kredy piszącej, występujących w rejonie Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Seria górnokarbońska (westfal) mułowców z pokładami węgla kamiennego o miąższości do 3 m występuje na głębokości 600–1000 m p.p.t. Obszar najbardziej węglonośny znajduje się koło Łęczycy.

R_{cn} – wytrzymałość na ściskanie w stanie nasycenia (MPa), R_{rs} – wytrzymałość na rozciąganie w stanie powietrzno-suchym (MPa), E_{st} – moduł sprężystości/odkształcenia (GPa), σ_p – ciśnienie pęcznienia (MPa), r_s – odbojność) dla:

- wapieni kredowych R_{cs} = 7–176, R_{cn} = 4–110, E_{st} = 1,5–15,0, σ_p >0,5, r_s = 15–20;
- wapieni mioceńskich R_{cs} = 4–32, R_{cn} = 3–30, R_{rs} = 0,5–4,0, E_{st} = 0,7–12, r_s =13–26;
- kredy piszącej R_{cs} = 3,6–30,0, R_{cn} = 0,5–19,0, R_{rs} = 0,2–2,5, E_{st} = 0,2–3,3, r_s =10–15;
- margli kredowych R_{cs} = 14–26, R_{cn} = 6–13, R_{rs} = 1,9–2,7, E_{st} = 1,8–4,3, σ_p = 1,4–1,8, r_s =20–30;
- opoki kredowej R_{cs} = 7–70, R_{cn} = 4–47, R_{rs} = 0,7–8,0, E_{st} = 0,5–10,0, σ_p = 0,2–1,3, r_s = 20–35.

Na obszarze Wyżyny Lubelskiej występują także gezy należące do skał węglanowo-krzemionkowych. Są to skały kruche, niekiedy zwięzłe, porowate. Swoimi właściwościami są zbliżone do opok. Wytrzymałość na ściskanie w stanie powietrzno-suchym osiąga wartość 14–30 MPa. Gezy zalicza się do kredy górnej i neogenu.

Całość cech fizyczno-mechaniczno-odkształceniowych skał występujących na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Roztocza upoważnia do zakwalifikowania ich (wg PN-EN ISO) do skał od niskiej do bardzo wysokiej wytrzymałości, przeważnie średniej. Wyjątkowo niskimi wytrzymałościami charakteryzują się margle kredowe, wapienie mioceńskie i kreda pisząca. Bardzo zróżnicowane wytrzymałości wykazują wapienie kredowe i opoki kredowe. Oczywiście należy je zaliczyć do gruntów litych – skał miękkich. Są one niezwykle wrażliwe na oddziaływanie wody, ulegają pęcznieniu i skurczowi oraz na skutek zamarzania i odmarzania rozpadowi. Współczynnik mięknięcia w kredzie piszącej i marglach spada do poziomu $R_{cn} : R_{cs} \approx 0{,}25$. Niektóre opoki i margle wykazują ciśnienie pęcznienia na poziomie zbliżonym do wytrzymałości na rozciąganie w stanie nasyconym. Trzeba się liczyć z przejściem tych skał uprzednio twardych do miękkich o znacznie zmniejszonych wytrzymałościach, przy czym w ocenie geologiczno-inżynierskiej odgrywają istotną rolę obecne w tych skałach spękania. W ocenie wytrzymałościowej masywów zbudowanych ze skał występujących na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Roztocza wg Bieniawskiego należy zaliczyć (tab. 6.23 i 6.24):

- margle i kredę piszącą do górotworu klasy V o liczbie punktów poniżej 21;
- wapienie i opoki do górotworu klasy IV o liczbie punktów 21–40, w wyjątkowych przypadkach do klasy V.

Lokalnie w rejonie Roztocza (~174 km na SW od Tomaszowa Lubelskiego) występują piaskowce mioceńskie, średnioziarniste, o spoiwie węglanowym, budują je dobrze obtoczone ziarna detryryczne kwarcu, liczne szczątki małż, jeżowców, mszywiołów itp. Podstawowe parametry przedstawiają się następująco: gęstość objętościowa – 2,46 Mg/m^3, porowatość – 8,9%, nasiąkliwość objętościowa – 4,14%, ścieralność – 6,3 mm, wytrzymałość na ściskanie (R_{cs}) 68,9 MPa, na rozciąganie (R_{rs}) 4,62 MPa, moduł sprężystości (E_{st}) 17 GPa, prędkość fali podłużnej ~3900 m/s, RMR = IV/40 (Pinińska, Dziedzic red., 2006, 2007)

7.2.5. Karpaty i przedgórze Karpat

Reprezentują południowy pas (część strefy alpejskiej) młodych gór i kotlin. W podziale geologicznym należą do regionu 03 i 04, w geomorfologicznym do prowincji nr 51 i 52 (podprowincji 512–514 i 521–522), w hydrogeologicznym do prowincji górskiej, regionu karpackiego XV (XV_1, XV_{1A}, XV_{1B}, XV_2) i do prowincji Wisły, regionu górnej Wisły (subregiony SKW, SKZ, SZP).

Karpaty w granicach Polski stanowią łańcuch górski o długości ok. 300 km i o średniej szerokości 60–70 km. Fałdowanie Karpat odbywało się w kilku etapach, najintensywniejsze były

fałdowania kredowe (po cenomanie) i neogeńskie, w konsekwencji powstały różniące się wiekiem:

- Karpaty wewnętrzne (Tatry, Podhale, Pieniny);
- Karpaty zewnętrzne – fliszowe (Beskidy i Pogórze Karpackie).

Karpaty są zbudowane przede wszystkim ze skał osadowych, skały magmowe i metamorficzne odgrywają znacznie mniejszą rolę.

Przedgórze Karpat, często nazywane zapadliskiem przedkarpackim, obejmuje obszar ograniczony zasięgiem występowania morskich osadów miocenu, leżący na północ od morfologicznej krawędzi (nasunięcia) Karpat. W granicach Polski znajduje się tylko odcinek (340 km) całego zapadliska.

Tatry – zbudowane są z przedmezozoicznych skał krystalicznych takich jak granity (tatryty), skał metamorficznych oraz z osadowych skał mezozoicznych. Od północy, wschodu i południa masyw Tatr otaczają natomiast osady paleogeńsko-neogeńskie.

Na trzonie krystalicznym leżą silnie sfałdowane skały mezozoiczne w postaci dwóch nasuniętych od południa jednostek płaszczowinowych – serii wierchowej i reglowej. W morfologii Tatr (od północy) zaznaczają się trzy piętra: najniższe reglowe, pośrednie wierchowe i najwyższe – główny trzon Tatr (ze szczytem Gerlach – 2663 m n.p.m.). Serię wierchową i reglową tworzą skały różnego wieku (trias, jura, kreda) i o różnej litologii (piaskowce, wapienie, dolomity, margle, łupki ilaste), a tym samym różnej odporności. Do najbardziej odpornych na niszczenie należą: piaskowce (kwarcyty) dolnotriasowe, wapienie i dolomity środkowotriasowe, piaskowce i wapienie jurajskie. Do skał o mniejszej odporności należą: łupki i iłołupki triasowe oraz margle i łupki margliste kredowe. Właśnie na podłożu skał mniej odpornych ukształtowały się liczne doliny. Sfałdowany górotwór tatrzański podlegał przez długi czas procesom erozji i denudacji, które miały miejsce od neogenu po ostatnich ruchach górotwórczych. Materiał ze zniszczenia podnoszonych masywów Karpat wewnętrznych był znoszony przez rzeki do obniżających się obszarów zapadlisk. W neogenie Tatry zostały otoczone przez transgresję morską, dzięki której powstał flisz podhalański. W czasie plejstocenu w Tatrach tworzyły się lodowce górskie – powstawały w dolinach. Tatry w tym okresie były co najmniej trzykrotnie zlodowacone. Na tym obszarze w wyniku niszczącej działalności lodowców powstało wiele form lodowcowych: doliny U-kształtne, cyrki – kotły lodowcowe, kary, które po ustąpieniu lodowca wypełnione wodą utworzyły malownicze stawy (jeziora). Powstałe moreny często zamykały doliny, powodując powstanie stawów (np. Morskie Oko). Materiał skalny wynoszony przez wody był natomiast osadzany u podnóża Tatr w postaci żwirowisk.

W holocenie rozwija się intensywnie erozja. W wyniku wietrzenia powstają charakterystyczne formy: turnie, rynny usypiskowe, piargi. Na obszarze Tatr występują liczne (ponad 750) jaskinie i groty. Głębokie podcięcie zboczy górskich przez lodowce spowodowało po ich stopnieniu rozszerzenie istniejących w masywie szczelin i doprowadziło do blokowych, grawitacyjnych przesunięć, obrywów skał. Współcześnie również zachodzą na stromych zboczach obrywy, a na łagodnych – spełzywanie zwietrzelin, szczególnie intensywne na wiosnę. Podczas gwałtownych porywów wiatru halnego ma miejsce wyrywanie drzew z korzeniami i następuje wywiewanie zwietrzeliny ze stoków pozbawionych roślinności. Nieobce są lawiny typu gruntowego. Powszechnie zbocza są pokryte nieregularnymi piargami i trójkątnymi stożkami usypiskowymi. Na obszarze Tatr są obserwowane ruchy masowe spowodowane pełzaniem bloków skalnych po łupkach marglistych, np. bloki skalne Stołów pełzną w kierunku Doliny Kościeliskiej (Bac-Moszaszwili, Gąsienica-Szostak, 1990).

Podhale – stanowi płaską nieckę (kotlinę), której oba brzegi (tatrzański i pieniński) są podniesione. Jest ona wypełniona fliszem podhalańskim, który w centralnej części leży na ogół płasko, silniejsze zaburzenia występują w strefie kontaktu z Pieninami. Utwory fliszu podhalańskiego leżą transgresywnie na masywie Tatr, są to przede wszystkim skały osadowe okruchowe, zlepieńce

i piaskowce oraz wapienie numulitowe. W utworach tych występuje bogata fauna. Nad nimi leżą łupki i piaskowce warstw zakopiańskich oraz chochołowskich.

Pieniny – pomiędzy Podhalem a Karpatami fliszowymi występuje pasmo zwane pienińskim pasmem skałkowym. Jest to strefa o skomplikowanej budowie geologicznej, obejmuje ona serię osadów głębokowodnych (s. pienińska) i płytkowodnych (s. czorsztyńska). Jurajskie i kredowe skały serii pienińskiej i czorsztyńskiej tworzą skałki, są one wykształcone jako wapienie, margle, łupki, niekiedy piaskowce. Osłonę skałkową tworzą piaskowce i margle kredowe oraz zlepieńce i piaskowce paleogenu. W ciągu swej historii geologicznej Pieniny uległy trzykrotnemu fałdowaniu. Przedostatni raz z Tatrami i ostatni raz razem z Karpatami fliszowymi. Wzdłuż północnej granicy pasa skałkowego w miocenie miała miejsce działalność wulkaniczna, która pozostawiła po sobie żyły skał magmowych – wylewnych andezytów i bazaltów. Głównym elementem stylu tektonicznego Pienin są wąskie, niesymetryczne fałdy i łuski, cechują się one licznymi wyciśnięciami warstw, powtórzeniami sekwencji stratygraficznych. Morfologicznie odcinek Czorsztyn–Krościenko–Szczawnica (przełom Dunajca) tworzy jeden z najpiękniejszych zakątków kraju.

Karpaty fliszowe – Karpaty zewnętrzne nazywane fliszowymi stanowią obszar peryferyczny Karpat, leżący pomiędzy Pieninami a północną granicą, którą wyznacza linia Cieszyn, Bielsko-Biała, Wieliczka, Bochnia, Tarnów, Dębica, Rzeszów, Przemyśl. Szerokość Karpat fliszowych zmienia się od 50 km na zachodzie do 120 km na wschodzie, przy długości ok. 340 km. Utwory fliszowe Karpat to seria naprzemianlegle ułożonych warstw skał osadowych pochodzenia morskiego, składająca się zasadniczo z ławic i warstw piaskowców i łupków (ryc. 7.17), czyli są to przewarstwienia związane ze zróżnicowaną facjalnie sedymentacją, grubsze osady psefitowo-psamitowe (głównie piaskowce, ale i zlepieńce) oraz drobniejsze, pylasto-ilaste (mułowce i iłowce o oddzielności łupkowej). Współwystępują rogowce i margle, niekiedy nawet wapienie.

Flisz tworzył się w głębokim zbiorniku morskim, przy czym głównie rozwijała się sedymentacja osadów drobnoziarnistych, które stwierdza się w profilach otworów wiertniczych, natomiast na powierzchni odsłaniają się przeważnie skały bardziej odporne na wietrzenie, czyli średnio- i gruboziarniste piaskowce, cienko- i gruboławicowe. Tworzyły się one wskutek okresowego dopływu do zbiornika sedymentacyjnego materiału z obszarów wynoszonych ruchami górotwórczymi. W czasie kilku etapów rozwoju basenu sedymentacyjnego w okresie od dolnej kredy do oligocenu włącznie.

W neogenie (miocenie) w czasie ruchów górotwórczych skały fliszowe zostały odkłute od podłoża, podzielone na płaszczowiny, nasunięte od południa ku północy jedna na drugą, a brzeg Karpat na osady miocenu, wypełniające zapadlisko przedkarpackie (rów przedgórski), wyróżnia się tu w kolejności następujące płaszczowiny (serie): magurską, dukielską, śląską, podśląską i skolską.

Dodatkowo w Karpatach fliszowych wyróżnia się w kredzie górnej dwa regiony facjalne: śląski i inoceramowy, a w neogenie wydziela się: magurski i menilitowy. Najwyższą południową jednostką tektoniczną Karpat fliszowych jest płaszczowina magurska, obejmuje okres eocen–oligocen, wykształcona jest w postaci piaskowców ciężkowickich, pstrych łupków, warstw hieroglifowych i piaskowców magurskich w stropie, charakteryzujących się dużą wytrzymałością i odpornością na czynniki geodynamiczne. Piaskowce magurskie średnio- i gruboziarniste budują wysokie szczyty Beskidów (np. Babia Góra 1725 m n.p.m.), ciągną się one na całej długości Karpat. Wzdłuż północnego brzegu płaszczowiny magurskiej występuje seria przedmagurska w części zachodniej, a w części wschodniej odpowiada jej strefa dukielska o strukturze fałdowej, często przekształconej w skiby. Przed czołem płaszczowiny magurskiej znajduje się największa płaszczowina Karpat Zachodnich – płaszczowina śląska, zbudowana ze skał facji śląskiej. Wyróżnia się tutaj skały wieku kredowego (od najstarszych): wapienie i łupki cieszyńskie, piaskowce grodziskie, lgockie,

Ryc. 7.17. Flisz karpacki. Kozy koło Bielska (fot. P. Łukaszewski)

godulskie, łupki pstre i radiolaryty, piaskowce, łupki i zlepieńce istebniańskie. W obrębie tej płaszczowiny w oknach tektonicznych odsłania się seria podśląska. We wschodniej części Karpat fliszowych płaszczowina śląska i podśląka są nasunięte na osady paleogenu płaszczowiny skolskiej o budowie skibowej. W płaszczowinie skolskiej kreda jest wykształcona w facji inoceramowej. Na południe od pasa skib (na wschód od Dunajca i Białej Dunajcowej) rozciąga się rozległa depresja karpacka, wykształcona w skały facji menilitowej (łupki istebniańskie, pstre łupki, rogowce i łupki menilitowe oraz najmłodsze piaskowce krośnieńskie), tworzą ją szerokie synkliny wypełnione warstwami krośnieńskimi, rozdzielonymi wąskimi stromo spiętrzonymi antyklinami, zbudowanymi ze skał paleogenu. Antykliny te stanowią struktury roponośne o małej zasobności. Piaskowce krośnieńskie tworzą pasmo Bieszczadów.

Cechy skał podłoża warunkują rozmieszczenie wypukłych i wklęsłych form morfologicznych. Do odpornych serii budujących grzbiety i progi należą piaskowce magurskie, godulskie, lgockie, cergowskie, w mniejszym stopniu istebniańskie i ciężkowickie oraz niektóre poziomy warstw krośnieńskich i inoceramowych. Obniżenia występują z reguły na pstrych łupkach eoceńskich, łupkach cieszyńskich, menilitowych, warstwach podmagurskich i krośnieńskich (Klimaszewski, 1972).

Podczas alpejskiej fazy górotwórczej uformował się główny zarys geometrii Karpat. Sam proces polegał na dołączaniu („doklejaniu") do formującego się górotworu coraz to nowszych elementów tektonicznych, odkłutych na jego przedpolu podczas etapu nasuwczego. Z procesem ściskania współwystępowała radialna ekstensja (rozciąganie – wydłużanie podczas ściskania), co spowodowało powstanie stref uskokowych prostopadłych do kierunku transportu tektonicznego (Jankowski, Margielewski, 2014). W efekcie powstał „układ kratowy", sieć uskoków normalnych jest stowarzyszona z uskokami prostopadłymi do nich. Te prostopadłe uskoki do rozciągłości wykorzystują doliny rzeczne. Rozciągłość głównych fałdów Karpat jest związana z kierunkami WNW–ESE i NW–SE lub W–E, a główne uskoki prostopadłe wykazują kierunki NE–SW. We fliszu karpackim występowanie spękań ciosowych jest zjawiskiem powszechnym i dobrze widocznym (Książkiewicz, 1968; Jaroszewski, 1980; Zuchniewicz, 1997, 2001; Mastella, Konon, 2002). Najczęściej obserwuje się uporządkowane spękania ciosowe – zespoły i całe systemy ciosowe. Z reguły w odsłonięciach występują 1–3 zespoły, które należą do systemów ciosu diagonalnego i ortogonalnego. System diagonalny składa się z 2 zespołów ciosu (S_L, S_R), które są skośne do rozciągłości regionalnych struktur. Na system ciosu ortogonalnego składają się: zespół T, który jest ogólnie prostopadły oraz dwa zespoły L i L′, które są w przybliżeniu równoległe do rozciągłości struktur (Koprianiuk, 2004). Rozwartość szczelin zespołów spękań S_L i S_R rzadko przekracza kilka milimetrów. Są one przeważnie wypełnione krystalicznym kalcytem, często towarzyszą im spękania kulisowe i opierzające. Dwusieczna kierunków S_L i S_R jest prostopadła do rozciągłości głównych struktur. Zespół T i zespół L tworzą system ortogonalny. Rozwarcie szczelin jest większe od poprzednich zespołów, powierzchnie spękań są w zasadzie prostopadłe do uwarstwienia. Zespoły L i L′ nie wykazują stałości orientacji kierunków. Według Zuchniewicza (1997) osie maksymalnego nacisku odpowiadające położeniu dwusiecznej kąta ostrego pomiędzy zespołami sprzężonych spękań ścięciowych w płaszczowinach fliszu (np. magurskiej) mają orientację N–S i NNE–SSW w skałach kredowych oraz ENE–WSW w skałach paleoceńskich i NNW–SSE we fliszu eoceńskim–środkowomioceńskim, ponadto pola naprężeń odpowiedzialne za otwarcie spękań ciosowych w środkowej części polskich Karpat zewnętrznych wiązały się najprawdopodobniej z tektogenezą mioceńską.

Charakterystyka geologiczno-inżynierska skał fliszu karpackiego, zwłaszcza masywu zbudowanego z tych skał, jest złożona, bowiem ilościowa ocena jest funkcją wielu powiązanych ze sobą czynników, a przede wszystkim zależy od:

- wytrzymałości i odkształcalności samych skał (jako materiału);

- właściwości fizycznych skał i ich zmienności;
- wieku (historii geologicznej), wykształcenia litologicznego kompleksu fliszowego, w dużym stopniu od procentowego udziału i miąższości ławic głównych składników piaskowców–łupków;
- składu mineralnego skał, a zwłaszcza spoiwa (ilości i jakości);
- stopnia gęstości, wielkości rozwarcia rys, szczelin i spękania (powierzchni osłabienia: nieciągłości – uskoków, warstwowania – laminacji – ich kierunków);
- warunków wodnych (przepuszczalności i wodochłonności).

Większość publikacji związanych z geologiczno-inżynierską/geomechaniczną oceną skał fliszowych dotyczy bezpośrednio parametrów fizyczno-mechanicznych samych skał wyznaczonych w badaniach laboratoryjnych. Tylko nieliczne obejmują badania terenowe: kartowanie odsłonięć (wyłomów), opis i pomiar rdzeni wiertniczych oraz polowe oznaczenia nośności (zależność naprężenie–odkształcenie) podłoża, np. dla budowanych lub projektowanych zapór wodnych. Natomiast istnieje bogata literatura „osuwiskowa".

Brakuje przede wszystkim danych wytrzymałościowo-odkształceniowych dla łupków, opisów i rysunków profilu wietrzeniowego z konkretnych miejsc.

Zainteresowanie geologii inżynierskiej w większości przypadków ogranicza się do strefy przypowierzchniowej o miąższości kilku, kilkunastu metrów, maksymalnie do 50–70 m w przypadku zapór wodnych oraz wyjątkowo w górnictwie do 3 km p.p.t. W strefie podłoża budowlanego dla budownictwa powszechnego flisz karpacki stanowią przeważnie średnio- i gruboławicowe, różnoziarniste piaskowce oraz cienko- i średnioławicowe łupki i iłołupki margliste o różnym stopniu spękania i zwietrzenia. Obserwuje się, że ze wzrostem głębokości zwiększa się liczba ławic łupków, w strefie przypowierzchniowej dominują bardziej odporne na wietrzenie ławice piaskowców.

Warstwy fliszu karpackiego są monotonne makroskopowo pod względem wykształcenia litologicznego, trudno wydzielić warstwy jednorodne geomechanicznie. Dziewański (1973) paralelizuje serie o zbliżonym procentowym udziale łupków i piaskowców oraz o podobnym „wydzieleniu" tzw. średniej miąższości pojedynczej warstewki (rytmogram). Jest to droga, żeby w kompleksie fliszowym wydzielić serie jednorodne o określonych wskaźnikach liczbowych możliwych do porównania ze sobą. Zbadanie i określenie stosunków ilościowych i jakościowych (z uwagi na skład petrograficzny) skał budujących serie łupkowo-piaskowcowe i piaskowcowo-łupkowe sprawia trudności. Na razie metoda rytmogramów została sprawdzona na profilu warstw krośnieńskich. Wydaje się, że metodyka sporządzania rytmogramów, czyli statystycznego, ilościowego ujęcia skał fliszowych, może stanowić realny sposób oceny geologiczno-inżynierskiej tych skał.

Flisz karpacki zalicza się do masywów o złożonej strukturze, która wykazuje znaczną zmienność nawet na niewielkim odcinku, co powoduje kłopoty z ekstrapolacją wyników punktowych na właściwości całego ośrodka. Masyw skalny fliszowy zbudowany jest z naprzemianległych warstw piaskowca i łupku ilastego/marglistego, podrzędnie występują: zlepieńce, mułowce, iłowce, margle i wapienie. Często w zależności od procentowego udziału głównych składników (piaskowców i łupków) wyróżnia się cztery rodzaje kompleksów (zespołów) litologicznych (Thiel, Zabuski, 1995):

- piaskowcowy >85%;
- piaskowcowo-łupkowy 85–50%;
- łupkowo-piaskowcowy 50–15%;
- łupkowy <15%.

Najsłabszymi elementami fliszu karpackiego są przewarstwienia łupków, które w stosunku do twardych piaskowców uważane są za miękkie, słabe skały. Pod względem wytrzymałościowym najistotniejsze są powierzchnie osłabienia, kontakt piaskowiec–łupek lub powierzchnia nieciągłości w obrębie warstw łupków.

Poniżej przedstawiono ilościową ocenę geologiczno-inżynierską występujących w Karpatach skał [ρ – gęstość objętościowa (Mg/m^3), n – porowatość (%), n_o/n_w – nasiąkliwość objętościowa/wagowa (%), S_c^B – ścieralność (cm), V_p – prędkość fali podłużnej (m/s), RQD – wskaźnik Deere'a, R_{cs} – wytrzymałość na ściskanie w stanie powietrzno-suchym (MPa), R_{rs} – wytrzymałość na rozciąganie (MPa), E_{st} – moduł sprężystości (GPa), r_s – współczynnik odbojności (–), RMR – wskaźnik Bieniawskiego, Φ – kąt tarcia wewnętrznego (°), c – spójność (kPa), σ_p – ciśnienie pęcznienia (MPa) (tab. 6.22–6.25)].

Tatry[7]

Skały magmowe (głębinowe) – granity

– ρ = 2,62–2,68; $\overline{2,64}$, n = 1–6; $\overline{3,5}$, n_o = 0,5–2,0; S_c^B = 0,09–0,28; V_p > 5300, R_{cs} = 36–210, $\overline{150}$; R_{rs} ~ 9; E_{st} = 43, RQD = 17

Skały osadowe węglanowe – wapienie kredowe

– ρ = 2,68; n = 2,2; n_o = 0,3; S_c^B = 0,40; V_p > 6000, R_{cs} = 173, R_{rs} = 4,5; E_{st} = 44, r_s = 55, RQD = 8

Skały osadowe węglanowe – dolomity triasowe

– ρ = 2,63–2,82; n = 2–9; n_o = 0,5–1,0; S_c^B = 3,0; V_p > 5600, R_{cs} = 89–170, R_{rs} = 3–7; E_{st} = 44, r_s = 55, RQD = 8

Skały osadowe okruchowe – piaskowce triasowe

– ρ = 2,57–2,73; n = 0,3–4,6; n_w = 0,6–1,0; V_p > 4300, R_{cs} = 196–252, R_{rs} = 7–11; E_{st} = 36–47, r_s = 60, RQD = 8

Pieniny[7]

Skały magmowe (wylewne) – andezyty

– ρ=2,39–2,83;$\overline{2,65}$,n=3,1–11,4;$\overline{4,0}$,n_o=0,46–6,30;$\overline{1,5}$,S_c^B=0,01–1,0;$\overline{0,15}$;V_p>2800, R_{cs} = 75–277, $\overline{170}$; R_{rs} 5–10; E_{st} = 12–37, RQD = 13–20; RMR – I,II/70–92

Skały osadowe węglanowe – wapienie jurajskie

– ρ = 2,57–2,65; n = 3,8–5,9; n_o = 2–3; S_c^B = 1–2; V_p >4800, R_{cs} = 55–168; R_{rs} = 3–10; E_{st} = 18–27, RQD = 13–17; r_s = 32–42; RMR – I–III/45–89

Podhale[7]

Skały osadowe okruchowe – piaskowce paleogeńskie

– ρ = 2,41–2,77; n = 1–12; n_w = 1–6,5; V_p > 4100, R_{cs} = 71–285; $\overline{140}$; R_{rs} = 5–14; E_{st} = 13–51, RQD = 8–17; r_s = 35–61; RMR – I–III/47–89

Karpaty fliszowe[8]

Skały osadowe okruchowe – piaskowce kredowe, drobno-, średnio- i gruboziarniste

– ρ = 2,29–2,63; n = 2,0–10,1; n_w = 0,5–6,0; S_c^B = 0,2–0,5; V_p >2300, R_{cs} = 67–247; $\overline{170}$; R_{rs} = 3–14; $\overline{10}$; E_{st} = 12–46, r_s = 49–66; RMR – II–III/50–77

Skały osadowe okruchowe – piaskowce paleogeńskie, drobno-, średnio- i gruboziarniste

– ρ = 2,22–2,66; n = 1,5–15,5; n_w = 0,5–8,4; S_c^B = 0,2–0,8; V_p >1900, R_{cs} = 53–247; $\overline{135}$; R_{rs} = 2–13; $\overline{6,5}$; E_{st} = 10–43, r_s = 23–61; RMR – III/50–68

[7] Wyniki badań wg Domonika red., 2012.

[8] Opublikowano wiele wyników wytrzymałości na ściskanie piaskowców fliszowych. Na przykład Bolewski, Parachoniak (1988) podają dla piaskowców kredowych (lgockie, godulskie, istebniańskie, inoceramowe) R_{cs} = 60–276 MPa i dla piaskowców paleogeńskich (ciężkowickie, magurskie i krośnieńskie) R_{cs} = 55–290 MPa. Natomiast Kozłowski (1986) dla piaskowców kredowych fliszu karpackiego podaje R_{cs} = 67,3–152 MPa, R_{cn} = 64–127,5 MPa, M = 0,82; dla piaskowców paleogeńskich R_{cs} = 75,5–168 MPa, R_{cn} = 49,3–160,0 MPa i M = 0,82. Według Łukaszewskiego (2013) R_{cs} dla piaskowców kredowych i paleogeńskich wynosi 70–270 MPa, dynamiczny moduł sprężystości E_{ds} = 25–75 GPa i dynamiczny współczynnik Poissona υ_d = 0,1–0,3; M = R_{cn}/R_{cs}.

Skały osadowe ilaste, łupki (iłołupki), margliste kredowe i paleogeńskie[9]

– ρ = 2,20–2,30; n = 13–18; n_o = 6–10, R_{cs} = 5–51, Φ = 14–16, c = 60–70, σ_p >0,2.

Podane w zestawieniu parametry fizyczno-mechaniczne zmieniają się w szerokich granicach, w dużym stopniu jest to spowodowane wietrzeniem, a właściwie procentowym wpływem tego procesu na odpowiednie właściwości. Badania przeprowadzone w 12 rejonach Karpat, w których projektowano lub wybudowano zapory, dotyczą stropowych i często w różnym stopniu zwietrzałych skał fliszowych (kredowych i paleogeńskich), w szerokim przedziale wartości parametrów głównie mechanicznych, wartości niższe dotyczą zwietrzałych skał, przykładowo: wytrzymałość na ściskanie piaskowców w strefie stropowej nie przekracza 100 MPa, natomiast dla łupków marglistych R_{cs} ~20 MPa (Niedzielski, 1977).

Stateczność zboczy w stropowych partiach fliszu karpackiego zależy w głównej mierze od właściwości:

- zwietrzelin lub mieszaniny zwietrzelino-koluwialnej,
- łupków i piaskowców w różnym stopniu zwietrzałych.

Zwietrzeliny[10], głównie łupków marglistych, są wykształcone w postaci iłów, glin pylastych i glin, w stanie przeważnie twardoplastycznym (I_L= 0,10–0,27), parametry wytrzymałości na ścinanie (kąt tarcia wewnętrznego Φ i spójność c) zmieniają w zakresach:

- zwietrzeliny o strukturze NNS, Φ = 9–21°, c = 7–45 kPa,
- zwietrzeliny o strukturze NS, Φ = 2–3°, c = 15–20 kPa,
- zwietrzeliny o strukturze NNS (parametry rezydualne), Φ_r = 9–10°, c_r = 0,0 kPa.

Zwietrzałe łupki o Φ powyżej 14° i spójności c powyżej 25 kPa nie wykazują powierzchniowych ruchów masowych.

Koluwialne zwietrzelinowe grunty[11] składają się z dwóch głównych utworów, pierwszy stanowi grunty/skały psamitowe (piaskowce grubo- i drobnoziarniste) o teksturze bezładnej o spoiwie węglanowym ilastym, krzemionkowym i glaukonitowym. Drugi utwór to głównie frakcja pelitowa, stanowią go łupki zbudowane z minerałów ilastych (między innymi z montmorillonitu i minerałów mieszano-pakietowych szeregu illit–montmorillonit oraz kaolinitu o zdolności chłonięcia wody). Wykształcone są one w postaci głównie glin pylastych, glin pylastych zwięzłych, niekiedy iłów i glin, w stanie twardoplastycznym lub półzwartym, wyjątkowo plastycznym. Dla stanu półzwartego i twardoplastycznego (z powierzchni poślizgu) otrzymano (dla struktury NNS):

- Φ_u = 4–12°, c_u = 45–105 kPa (badania w aparacie trójosiowym bez konsolidacji),
- Φ_{cu} = 8–11,5°, c_u = 26–42 kPa (badania w aparacie trójosiowym z konsolidacją),
- Φ_{sk} = 4–6°, c_{sk} = 2–30 kPa (badania w aparacie skrzynkowym).

Podczas badania wytrzymałości na ścinanie ważną rolę odgrywają kierunek i wielkość powierzchni ścinania. W zasadzie tylko badania polowe (*in situ*) pozwalają przeprowadzić ścinanie na dużych powierzchniach. Badania IBW PAN (Thiel, 1995) wskazują, że spójność określona w warunkach laboratoryjnych jest ok. trzykrotnie wyższa niż wyznaczona *in situ*, przy czym stosunek powierzchni w obu przypadkach wynosił 36–720 : 6400–11000 cm^2. Wytrzymałość na ścinanie skał fliszowych w kierunku równoległym do uwarstwienia w przypadku łupków: spójność $c_{\parallel}$ = 0,015–0,140 MPa, kąt tarcia $\Phi_{\parallel}$ = 5–50°, natomiast w kierunku prostopadłym: $c_{\perp}$ = 0,015–1,0 MPa, $\Phi_{\perp}$ = 10–55°, a w przypadku piaskowców: c = 30–50 MPa, a Φ = 40–52°. Natomiast

[9] Na podstawie prac: Niedzielski, 1977; Glazer, Malinowski, 1991.

[10] Na podstawie prac: Niedzielski, 1977; Thiel, 1989; Królikiewicz, 2000.

[11] Według Chrzanowskiej, 1980.

wytrzymałość na ścinanie masywów fliszowych w kierunku równoległym $C_{M\parallel}$ = 0–200 kPa, $\Phi_{M\parallel}$ = 10–20°, $C_{M\perp}$ = 200–900 kPa, $\Phi_{M\perp}$ = 25–50°, oraz wzdłuż spękań C_{MS} = 0 kPa i Φ_{MS} = 25–35°.

Długoletnie badania laboratoryjne i polowe gruntów dla ustalenia stateczności zbocza osuwiskowego w Lipowicy koło Dukli (Bober, Thiel, 1980) wskazują na wyraźne zróżnicowanie wytrzymałości na ścinanie gruntów w zależności od ich położenia w przestrzeni osuwiska np.:

- iły i iły z okruchami u czoła osuwiska c_{max} = 24–44 kPa, Φ_{max} = 16–30°, c_{tr}[12]= 18–44 kPa, Φ_{tr} = 16–29°,
- iły z niszy osuwiska c_{max} = 30 kPa, Φ_{max} = 11°, c_{tr}= 27 kPa, Φ_{tr} = 7°,
- mułowce bitumiczne i kwarcowe z niszy osuwiska c_{max} = 8–23 kPa, Φ_{max} = 26–30°, c_{tr} = 2–30 kPa, Φ_{tr} = 24–25°,
- piaskowce fliszowe, parametry obliczeniowe c = 0, Φ = 50°.

Dla regionu Karpat fliszowych Thiel (1995) opracował klasyfikację masywu (tab. 7.2) zbliżoną do punktowej klasyfikacji Bieniawskiego. Uwzględnia ona wytrzymałość na ściskanie, odstęp spękań, stopień zaburzenia tektonicznego, litologię i warunki wodne. Suma ocen cząstkowych KF wskazuje na klasę masywu od I do V (KFG).

W przypadku fliszu karpackiego istnieje możliwość wykorzystania pomiarów geofizycznych, sejsmicznych i elektrooporowych do oceny jego rzeczywistej odkształcalności w warunkach długotrwałego obciążenia podłoża budowlą, do tego celu można wykorzystać geofizyczny wskaźnik klasyfikacyjny KFG (Klasyfikacja Fliszu – Geofizyczna) (Bestyński, 1997; Bestyński, Thiel, 1999). Wskaźnik:

$$KFG = 0{,}01V_p - 0{,}1\rho_e - 11, \quad KFG = 1{,}08KF - 2{,}1 \tag{82}$$

jest wyznaczany po dokonaniu pomiarów V_p – prędkości fal sejsmicznych podłużnych oraz ρ_e – właściwej oporności elektrycznej. V_p i ρ_e determinują odkształcalność i właściwości reologiczne podłoża skalnego. Prędkość fal zależy od wytrzymałości, stopnia spękania, naruszenia struktury, a oporność elektryczna zależy od litologii i warunków wodnych. Dla fliszu karpackiego autorzy wyznaczyli w wyniku aproksymacji wielomianem drugiego stopnia zależności $KFG = f(V_p, \rho_e)$ w postaci odpowiedniego nomogramu. Jednocześnie z pomiarem geofizycznym były wykonywane badania modułu sprężystości (Younga) E_s i modułu odkształcenia E_o, co pozwoliło na ustalenie wiarygodnych korelacji (funkcji wykładniczych) $E_s = f(KFG)$ i $E_o = f(KFG)$. Wskaźnik KFG, którego wartość w założeniu jest równoważna klasie geotechnicznej klasyfikacji RMR (Rock Mass Rating) Bieniawskiego (RMR = 1,05 KFG–3). Opracowane korelacje (Bestyński, 2014) mają duże znaczenie praktyczne, mogą być wykorzystywane do projektowania oraz matematycznego modelowania stateczności wykonywanych obiektów inżynierskich.

Do całościowej oceny masywów skalnych, zwłaszcza zbudowanych ze skał fliszowych, służy GSI (Geological Strength Index) przedstawiony w tabeli 7.3. Przykładowo dla eoceńskiego fliszu karpackiego z terenu Chorwacji GSI wynosi 18–70 (Pollack i in., 2010).

Profil wietrzeniowy skał fliszowych

W większości przypadków cała strefa przypowierzchniowa będąca obiektem badań geologii inżynierskiej mieści się w strefie oddziaływania wietrzenia, tzn. grunty/skały swoje właściwości zmieniły lub zmieniają aktualnie. Czynniki odgrywające zasadniczą rolę podczas wietrzenia przedstawiono w rozdziale 5.5, został tam opisany syntetyczny profil wietrzeniowy.

Profile wietrzeniowe we fliszu karpackim są bardziej złożone niż w pozostałych górskich regionach, co jest spowodowane występowaniem w masywie przewarstwiających się skał piaskow-

[12] c_{tr}, Φ_{tr} – parametry w tych badaniach w przybliżeniu są równe rezydualnym c_r i Φ_r.

ców i łupków marglistych. Ustalenie profilu komplikuje fakt zmiennego udziału procentowego piaskowce : łupki. We fliszowym masywie skalnym spotyka się strefy gdzie piaskowce: łupki stanowią skrajnie stosunek 15:1, lecz również występują miejsca, w których stosunek piaskowców do łupków wynosi 1:5. Kowalski (1988) opracował profile wietrzeniowe dla piaskowców i łupków fliszowych w wersji jednorodnego litologicznie piaskowca (o spoiwie wapnistym) i w wersji piaskowca przewarstwionego łupkami (iłołupkami). Na rycinie 7.18 wyróżniono strefy: skała macie-

Tabela 7.2. Parametry klasyfikacyjne (a) i klasyfikacja masywu fliszowego (b) wg Thiela, 1995

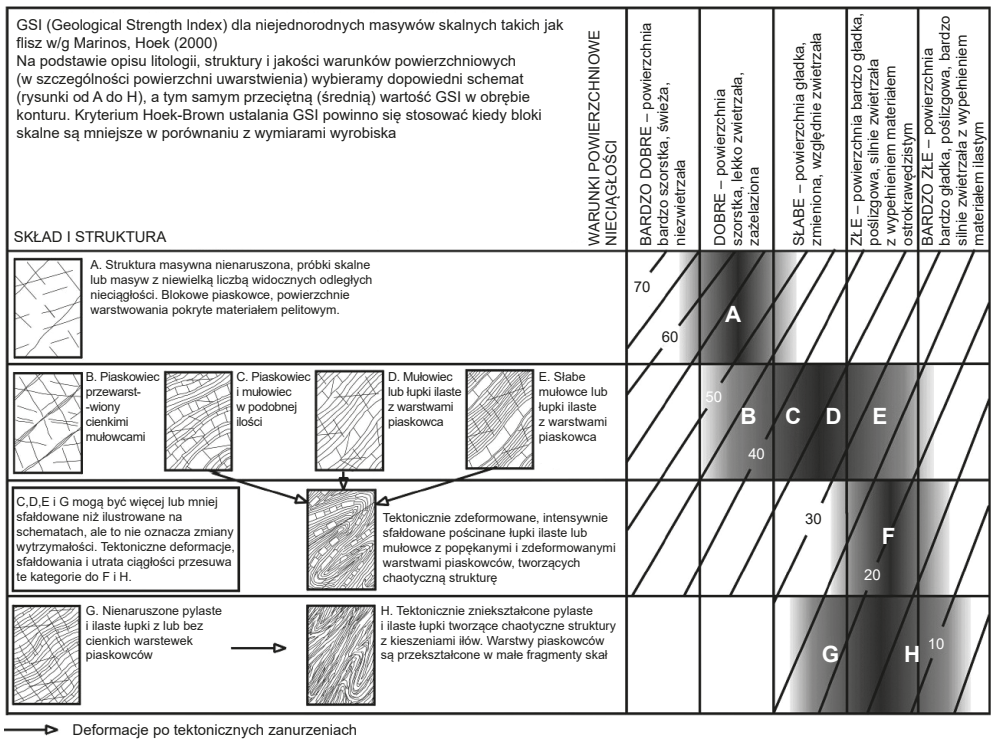
a)

Parametry klasyfikacyjne	Wartość parametru/opis	Wartość wskaźnika KF
Wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie R_c [MPa]	<25	0
	25–50	1–3
	50–100	4–6
	>100	7–12
Odstęp spękań d [m]	<0,05	0
	0,05–0,3	1–5
	0,3–1,0	6–11
	>1,0	12–24
Stopień zaburzenia tektonicznego T	BARDZO MOCNA – brekcja tektoniczna, warstwy skruszone i przemieszczone	0
	MOCNA – liczne płaszczyzny nieciągłości i strefy koncentracji spękań, wyraźne fałdy	1–5
	ŚREDNIA, SŁABA – pojedyncze powierzchnie nieciągłości, fałdy	6–11
	BARDZO SŁABA – pojedyncze spękania, fałdy	12–24
Litologia (zawartość piaskowca) [%]	<15	0
	15–50	1–5
	51–85	6–11
	>85	>11
Warunki wodne	trudne, wypływy wody pod dużym ciśnieniem	0
	wypływy i wycieki wody pod małym ciśnieniem	1–5
	wilgotno	6
	sucho	12

b)

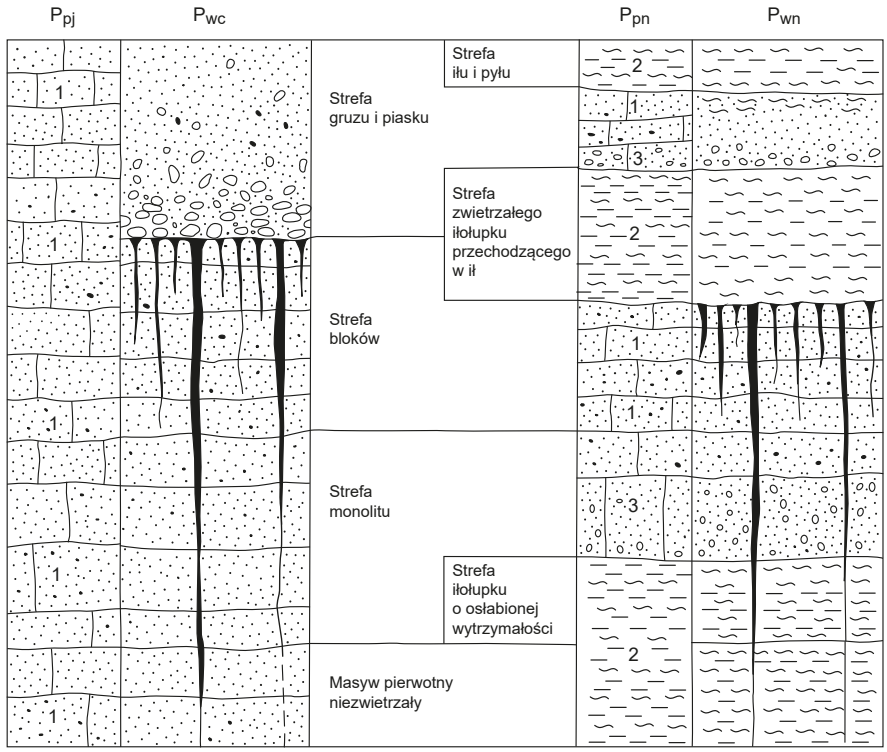
Klasa	Opis	Wskaźnik KFG
I	bardzo mocna	>80
II	mocna	61–80
III	średnia	41–60
IV	słaba	21–40
V	bardzo słaba	<20

Tabela 7.3. GSI (Geological Strength Index) dla niejednorodnych masywów skalnych takich jak flisz wg Marinos, Hoek (2000)



rzysta, monolityczna, bloków, gruzu i piasku oraz iłu i pyłu (gleba). Skały w strefie monolitycznej nie różnią się wcale lub tylko w niewielkim stopniu od skały pierwotnej. Strefa bloków wykazuje większą (względem strefy monolitycznej) gęstość spękań spowodowaną powstawaniem spękań wietrzeniowych. Obserwuje się poszerzenie spękań wietrzeniowych. Wzdłuż szczelin pojawia się zwietrzelina ilasta, ale w niewielkim stopniu. Następna strefa gruzu i piasku całkowicie różni się od niezwietrzanej skały macierzystej. Piaskowce ulegają rozpadowi na poszczególne bryły i otoczaki, tworzące rodzaj gruzu. Często w spągu tej strefy obserwuje się gruz zorientowany. Powstają tu duże ilości minerałów wietrzeniowych ilastych. W piaskowcach fliszowych w szczególności bardzo wyraźnie można zauważyć tworzenie się tzw. wietrzeńców (ryc. 7.19). Ostrokrawędziste bryły ulegają stopniowo zaokrągleniu, najczęściej przyjmują kształt elipsoidalny. Kolejna strefa pyłów i iłów jest strefą o maksymalnym rozdrobnieniu (do frakcji ilastej) i największych zmian składu mineralnego, prawie w całości składa się z minerałów wietrzeniowych. Klasyczny, typowy profil wietrzeniowy jednorodnej skały zasadniczo odbiega od profilu wietrzenia w warstwowanym masywie fliszowym, zależy on od głębokości wietrzenia i liczby przewarstwień (piaskowców i łupków) objętych tymi procesami.

Mamy tu do czynienia z nakładającymi strefami wietrzeniowymi poszczególnych warstw piaskowców i łupków. Łupki margliste (iłołupki) wietrzejąc często ulegają „rozlasowaniu", przechodzą w grunt ilasty. W niektórych profilach wietrzeniowych jest brak niektórych stref, dotyczy to przede wszystkim górnych stref profilu, co jest spowodowane procesami denudacyjnymi, które intensywnie działają na zboczach o odpowiednim nachyleniu.



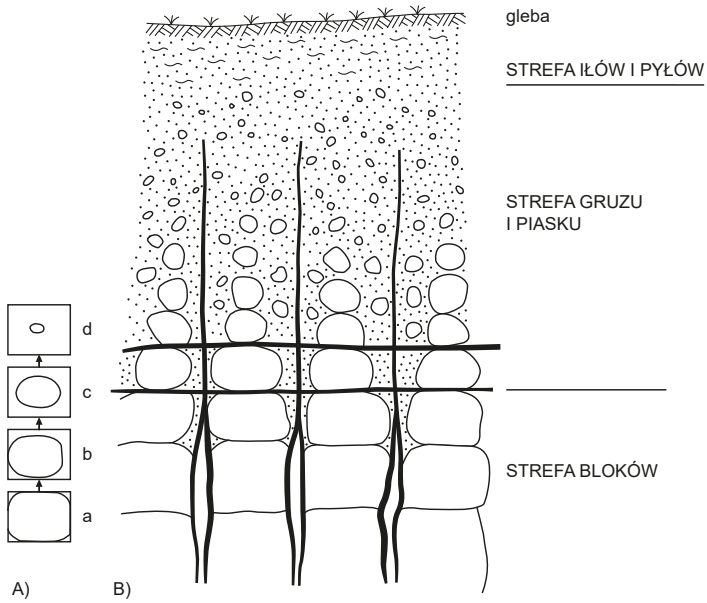
Ryc. 7.18. Profile wietrzeniowe (Kowalski, 1988)

Skały ulęgające wietrzeniu: 1 – jednorodne litologicznie piaskowce średnioziarniste o spoiwie wapnistym; 2 – iłołupki; 3 – piaskowce gruboziarniste z ziarnami żwiru, o spoiwie ziarnistym. Pierwotne profile (przed zwietrzeniem) serii skalnych masywu fliszowego: Ppj – litologicznie jednorodna seria piaskowcowa; Ppn – seria przewarstwiających się iłołupków i piaskowców o spoiwie wapnistym. Profile wietrzenia: Pwc – całkowite; Pwn – niecałkowite

W Karpatach fliszowych obserwuje się profile silnie zwietrzałych skał o miąższości 3–5 m, przy czym maksymalnie do 15 m, a zwietrzenie wzdłuż szczelin do 50 m p.p.t. (Niedzielski, 1977). Najczęściej w wierceniach zasięgi zwietrzelin są wykazywane o mniejszych grubościach, natomiast w odkrywkach (wyłomach) profile są pełniejsze i bardziej miąższe. W strefach dyslokacji obserwuje się wzrost miąższości profilu wietrzeniowego. Taką samą zależność obserwuje się na zboczach w stosunku do dolin.

Stateczność zboczy w Karpatach fliszowych

Ruchy masowe należą do jednych z najważniejszych procesów geodynamicznych wpływających na współczesną ewolucję zboczy nie tylko w polskich Karpatach fliszowych. Osuwiska są zjawiskiem o charakterze katastrofalnym, wywołującym niekorzystne zmiany w podłożu naturalnym i infrastrukturze. Powierzchniowe ruchy masowe w zasadniczym stopniu decydują o współczesnej rzeźbie gór, w niektórych obszarach Karpat prowadzą do utworzenia, specyficznego, tzw. osuwiskowego typu rzeźby (Kotarba, 1989). Zawsze są one niekorzystne dla gospodarki, powodują zniszczenia w zabudowaniach, zagrażają stateczności budowli wodnych, linii komunikacyjnych, niszczą uprawy rolne itp.



Ryc. 7.19. Powstawanie wietrzeńców w strefie gruzu i piasku (Kowalski, 1988)

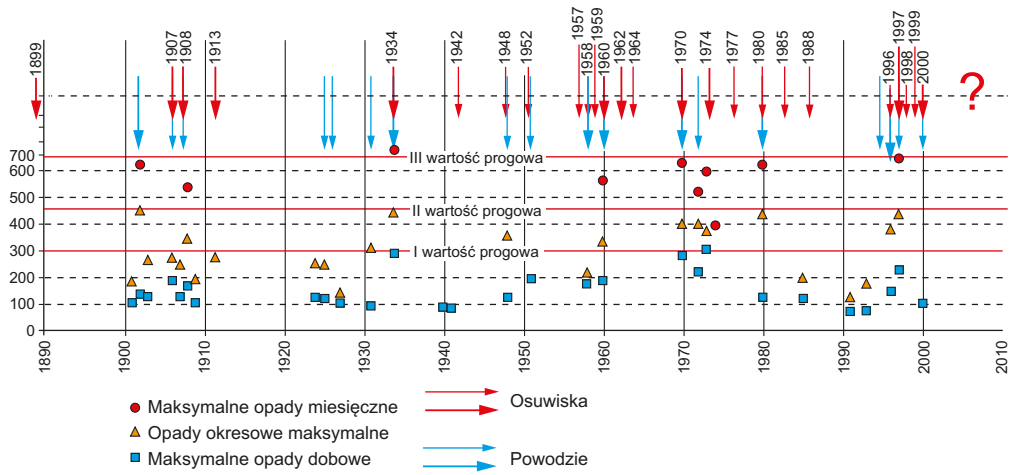
A) kolejne stadia zaokrąglania się okruchów skały pierwotnej: a – stadium zaokrąglania naroży (w miejscu okruchu o największej powierzchni właściwej); b – stadium zaokrąglania krawędzi; c – stadium kształtu elipsoidalnego, zwłaszcza w przypadku skał o dużej anizotropii wytrzymałościowej; d – stadium wietrzeńca kulistego, kształtem podobnego do otoczaka.
B) stadia zaokrąglania się okruchów skały pierwotnej w profilu wietrzeniowym; linie ciągłe grubsze – żelaziste (limonityczne) nacieki, nie zawsze zachowane, jako pozostałość po dawnych szczelinach

Według danych Państwowego Instytutu Geologicznego (PIG) z 2001 r. w polskich Karpatach na obszarze 6% powierzchni kraju zarejestrowano ponad 95% wszystkich występujących w Polsce osuwisk – ponad 20 tys. Natomiast na podstawie prac prowadzonych w latach 2008–2010 w ramach projektu SOPO (System Osłony PrzeciwOsuwiskowej) szacuje się, że liczba osuwisk w Karpatach może osiągnąć liczbę nawet 50–60 tys., wskaźnik osuwiskowości, wyrażający wielkości obszaru objętego i zagrożonego osuwiskami w stosunku do powierzchni terenu ogółem w Karpatach osiąga 26–40% (Bober, 1984; Ministerstwo Środowiska, 2010).

Pierwsze dane literaturowe dotyczące osuwiska w Brzeżance pochodzą z roku 1850 (Bober i in., 1977). Na rycinie 7.20 na podstawie badań Oddziału Karpackiego PIG (2000) zestawiono wystąpienia historyczne ruchów osuwiskowych na obszarze polskich Karpat fliszowych w nawiązaniu do występujących opadów atmosferycznych i powodzi. Ponadto zostały zaznaczone wartości progowe związane z intensywnością i ilością opadów atmosferycznych.

Pierwsza wartość progowa występuje, gdy ilość opadów atmosferycznych przekroczy podczas jednego opadu 1/3 wartość opadu rocznego, przy czym średnie roczne opady w Karpatach mają wielkość 800–1100 mm. Kolejne wartości progowe opadów to: II – 450 mm i III – 700 mm.

Powyższe zestawienie trzeba uzupełnić co najmniej o katastrofalne opady deszczu, które miały miejsca w latach 1997–2002 oraz w 2010 r. Kaczmarczyk i in. (2012) podają, że gwałtowne deszcze w lipcu 2001 r. wywołały lub uaktywniły wiele osuwisk, np. w Lachowicach-Falkowej osuwisko zniszczyło 12 zabudowań mieszkalnych, a 38 budynków znalazło się w strefie dużego zagrożenia. Odnowienie osuwisk w 2002 r. było związane z gwałtownym topnieniem śniegu, a latem tego



Ryc. 7.20. Zestawienie notowanych w literaturze wystąpień ruchów osuwiskowych na obszarze polskich Karpat fliszowych w nawiązaniu do występujących opadów atmosferycznych i powodzi

Poziome linie czerwone charakteryzują wartości progowe związane z intensywnością i ilością opadów atmosferycznych: I – wartość progowa może być nazwana – wartością płytkich osuwisk ziemnych i spływów gruzowych; II – wiąże się z występowaniem głębokich osuwisk strukturalnych; III – wartość progowa – można ją nazwać wartością katastrofy (wg Mat. Konf. Oddział Karpacki PIG, 2000)

roku wywołane katastrofalnymi opadami atmosferycznymi zwłaszcza w rejonie Muszyny. Podczas powodzi w maju–czerwcu 2010 r. osuwiska wystąpiły w 107 gminach na obszarze Karpat.

Kaczmarczyk i in. (2012) poddali szczegółowym badaniom 74 (spośród ponad 50 tys.) osuwiska związane z intensywnymi opadami w 2010 r., wszystkie powstały lub uaktywniły się po powodzi. Uzyskane wyniki przedstawiono na diagramach kołowych (ryc. 7.21), obejmują one: sytuację geomorfologiczną, powierzchnię osuwisk, przyczyny powstawania, rodzaj utworów w obrębie płaszczyzny poślizgu, kąt nachylenia stoku, sposób użytkowania terenów, na których powstały osuwiska i obszary zniszczeń.

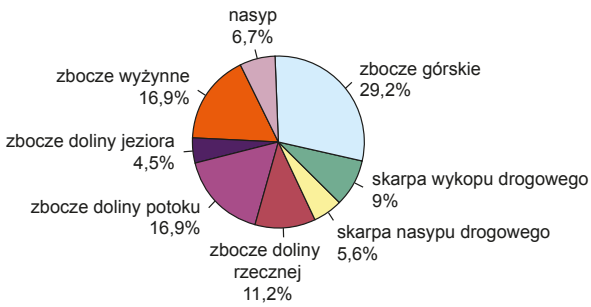
Zdecydowanie największą liczbę osuwisk zanotowano na zboczach dolin cieków wodnych, o kącie nachylenia rzędu 30° i więcej, o zróżnicowanej powierzchni – od 1 do powyżej 30 tys. m^2 (wyjątkowo powyżej 100 tys. m^2), przy czym w większości osuwisk płaszczyzny poślizgu przebiegały w utworach zwietrzelinowych skał fliszowych. Do głównych przyczyn powstania osuwisk autorzy zaliczają czynniki antropogeniczne (w 52%), a pozostałe stanowią przyczyny naturalne.

W Polsce do największych osuwisk karpackich zalicza się: osuwisko w Duszatynie k. Komańczy, gdzie przemieściło się ok. 10 mln m^3 ziemi oraz w Szymbarku k. Gorlic, gdzie zsuw objął 3,5 mln m^3 gruntów (Królikiewicz, 2000).

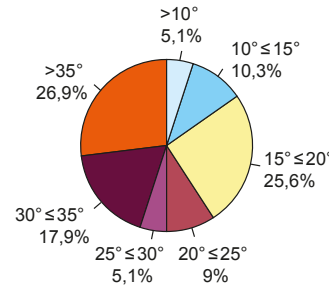
Osuwiska najczęściej powstają na wychodniach łupków i łupków/piaskowców, których kąt upadku zmienia się w zakresie 10–40°, przeważnie 20–30°, większość stanowią osuwiska (zsuwy) subsekwentne, konsekwentne i obsekwentne.

Warto jeszcze raz podkreślić, że powierzchniowe ruchy masowe na obszarze polskich Karpat wpływają na współczesną transformację rzeźby i kształtują morfometrię zboczy. Przemieszczenie mas skalnych i gruntów zwietrzelinowych z wyższych wysokości do niższych powoduje zmianę pierwotnego kształtu zbocza, w dalszej kolejności odnawianie się ruchów modeluje długotrwały

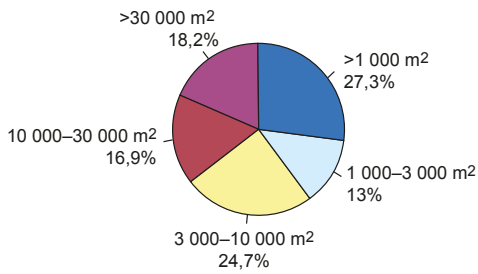
Sytuacja geomorfologiczna osuwisk



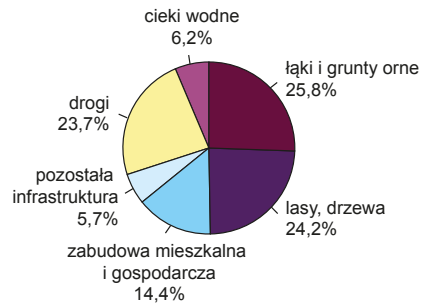
Kąt nachylenia stoku



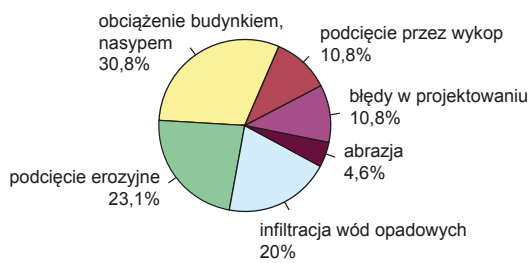
Powierzchnia osuwisk



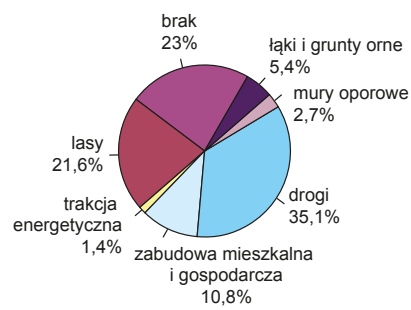
Sposób użytkowania terenów, na których powstały osuwiska



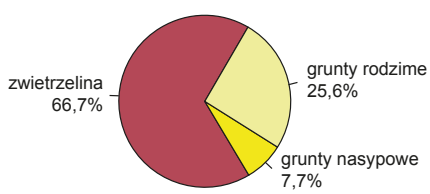
Przyczyny powstawania osuwisk



Obszary zniszczeń



Rodzaj utworów w obrębie płaszczyzny poślizgu



Ryc. 7.21. Charakterystyka geologiczno-inżynierska osuwisk powstałych we fliszu karpackim w związku z opadami atmosferycznymi w roku 2010, na podstawie 74 badań spośród ponad 50 tys. osuwisk (Kaczmarczyk i in., 2012)

jego profil. Wielkości mas skalnych podczas ruchów osuwiskowych zależą od głębokości tych procesów. Głównie wyróżnia się ruchy:

- płytkie, obejmujące swym zasięgiem tylko utwory zwietrzelinowe o miąższości do 2–3 m;
- strukturalne, w których biorą udział fliszowe skały o głębokości do kilku–kilkunastu (wyjątkowo kilkudziesięciu) metrów;
- mieszane, zwietrzelinowe-strukturalne, przeważnie o pośredniej grubości koluwiów.

Według powojennych prac specjalistów od osuwisk, w tym także tych występujących w Karpatach, (Śliwa, Wilk, 1954; Kleczkowski, 1955; Jakubowski, 1968, 1974; Ziętara, 1969; Thiel, 1976, 1989, 1995; Klimaszewski, 1978; Bażyński, Frankowski, 1980; Bober, Thiel, 1980; Bober, 1984; Kotarba, Thiel, 1989; Wójcik, Zimnal, 1996; Bober i in., 1997; Wójcik, 1997; Zabuski i in., 1999; Poprawa, Raczkowski, 2003; Rybicki i in., 2004; Chowaniec, Wójcik, 2012 oraz prace opublikowane w materiałach licznych konferencji i seminariów) do głównych przyczyn ich powstawania zalicza się czynniki bierne i aktywne.

Czynniki bierne – cechy zboczy ukształtowane podczas historii geologicznej, należą do nich:

- budowa geologiczna, litologia (rodzaj fliszu: normalny, piaskowcowo-łupkowy, łupkowo-piaskowcowy, łupkowy, piaskowcowy – ponad 50% powierzchni Karpat zbudowana jest z fliszu łupkowo-piaskowcowego i łupkowego), stopień zwietrzenia skał;
- tektonika – młody górotwór alpejski silnie zaangażowany tektonicznie, liczne spękania, fałdy, nasunięcia, obecność stref uskokowych i zluźnień tektonicznych;
- warunki hydrogeologiczne – wody podziemne przeważnie występują w pokrywie czwartorzędowej i lokalnie w zwietrzelinach oraz w koluwiach, w skałach fliszowych wody szczelinowe;
- morfologia stoku – typ stoku, geometria, kąt nachylenia, wysokość względna, długość, zmiany termiczne;
- sposób użytkowania.

Czynniki bierne stwarzają dogodne warunki (przyczyny pośrednie) do powstawania powierzchniowych ruchów masowych. Przekroczenie warunków granicznych (progów) jest domeną aktywnych czynników.

Czynniki aktywne oddziaływają na zbocza z zewnątrz, charakteryzują się zmienną intensywnością i siłą oddziaływania, przede wszystkim należą do nich naturalne:

- gwałtowne opady atmosferyczne, położenie zwierciadła wody (spadek hydrauliczny);
- erozja boczna i wgłębna rzek i potoków prowadząca do podcięć zboczy;
- współczesne ruchy tektoniczne i trzęsienia ziemi w niewielkim stopniu i sztuczne (antropogeniczne);
- obciążenia powierzchni zboczy różnymi obiektami inżynierskimi (w tym podcinanie zboczy);
- drgania od ruchu kołowego lub robót strzałowych;
- zmiana szaty roślinnej – wycinanie drzew;
- wahania wody w zbiornikach, stopień nasycenia skał/gruntów.

Thiel (1976) zaproponował klasyfikację powierzchniowych ruchów masowych występujących w Karpatach fliszowych (tab. 7.4), przedstawiony podział ruchów zasadniczo nie odbiega od ogólnej klasyfikacji załączonej w rozdz. 5.3. Klasyfikacja Thiela wyróżnia 4 podstawowe rodzaje ruchów masowych – odpadanie (obrywanie), osuwanie, spływanie i spełzywanie.

Odpadanie – proces zachodzący na stromych stokach i ścianach skalnych, przemieszczenia najczęściej odbywają się drogą powietrzną poprzez spadanie ruchem skokowym lub przez toczenie,

Tabela 7.4. Klasyfikacja ruchów masowych w Karpatach (Thiel, 1976, ze zmianami)

Rodzaj ruchu	Kształt powierzchni poślizgu	Formy morfologiczne	Formy strukturalne	
			Przebieg powierzchni poślizgu w stosunku do upadu płaszczyzn nieciągłości	
			Zgodny	Niezgodny
Odpadanie (obrywanie)	brak powierzchni poślizgu	obryw przez odchylenie się bloku (przewracanie)		
	dowolna	obryw przez zniszczenie podstawy bloku		
Osuwanie	płaska	osuwiska asekwentne	osuwiska konsekwentne	osuwiska insekwentne subsekwentne
	kołowa			
	dowolna			
Spływanie	dowolna	Spływ zwietrzelinowy	——	
Spełzywanie	płaska	złaziska zwietrzelinowe	złaziska konsekwentne	złaziska insekwentne
	kołowa			
	dowolna			

ruchy mas są gwałtowne. Prędkość przemieszczania skał podczas obrywów osiąga kilkadziesiąt metrów na sekundę. Oddzielenie (obrywanie) i spadanie skał następuje głównie w wyniku wietrzenia fizycznego, tworzą się u podstawy zboczy usypiska (piargi) oraz zwaliska. Usypiska mają zwykle kształt stożków, które w czasie ulegają zazwyczaj powolnym ruchom. Kąt pod jakim układają się usypiska jest kątem naturalnego stoku (zsypu), najczęściej utożsamianym z kątem tarcia wewnętrznego gruntów sypkich. Na wielkość tego kąta wpływa wiele czynników, między innymi:

- wielkość fragmentów (rozmiar ziarn),
- kształt okruchów i ziarn,
- charakter powierzchni okruchów,
- zagęszczenie (kompakcja),
- gęstość właściwa,
- wysokość spadku okruchów,
- wskaźnik różnoziarnistości (w stosunku do gruntów sypkich),
- domieszki okruchów o mniejszych wielkościach,
- nasycenie wodą.

Kąt nachylenia stoku ulega zwiększeniu jeśli: zagęszczenie materiału jest wyższe, im bardziej są szorstkie powierzchnie, im gęstość właściwa jest mniejsza, im bardziej jest różnorodny materiał; natomiast zawodnienie, zaokrąglenie i większa wysokość spadku okruchów powoduje obniżenie wartości kąta.

Książkiewicz (1968) podaje, że im większe fragmenty, tym mniejszy kąt naturalnego stoku usypiska. W przypadku gruntów sypkich: piasków, żwirów i pospółek, kąt tarcia jest zależny od wielkości ziarn. Lundgren opracował wzór na graniczną wartość kąta tarcia wewnętrznego Φ (Glazer, 1977):

- $\Phi = 36° + \Phi_1 + \Phi_2 + \Phi_3 + \Phi_4$
  gdzie Φ_1, Φ_2, Φ_3, Φ_4 – kąty korygujące,
- Φ_1 – ze względu na kształt ziarn:
  $\Phi_1 = +1°$ dla ziarn nieobtoczonych, kanciastych,
  $\Phi_1 = 0°$ dla ziarn częściowo obtoczonych,
  $\Phi_1 = -3°$ dla ziarn obtoczonych,
  $\Phi_1 = -5°$ dla ziarn kulistych,

- Φ_2 – kąt korygujący ze względu na wielkość ziarn:
  Φ_2 = 0° dla piasków,
  Φ_2 = +1° dla pospółek,
  Φ_2 = +2° dla żwirów,
- Φ_3 – kąt korygujący ze względu na wskaźnik różnoziarnistości $C_u = d_{60} : d_{10}$

gdzie:

d_{60} – średnica cząstek, których wraz z mniejszymi w gruncie jest 60% (masy)
d_{10} – średnica cząstek, których wraz z mniejszymi w gruncie jest 10% (masy)
Φ_3 = –3° dla gruntów równomiernie uziarnionych $C_u \leq 5$,
Φ_3 = 0° dla gruntów nierównomiernie uziarnionych $5 < C_u \leq 15$
Φ_3 = +3° dla gruntów bardzo nierównomiernie uziarnionych $C_u > 15$

- Φ_4 – kąt korygujący ze względu na stopień zagęszczenia I_D
  Φ_4 = –6° dla gruntów luźnych $I_D \leq 0{,}33$
  Φ_4 = 0° dla gruntów średnio zagęszczonych $0{,}33 < I_D \leq 0{,}67$
  Φ_4 = +6 dla gruntów zagęszczonych $I_D > 0{,}67$.

Kąt tarcia jest rozpatrywany najczęściej w naprężeniach efektywnych, w piaskach suchych naprężenie całkowite = naprężenie efektywne, natomiast w piaskach wilgotnych (gdy występuje ujemne ciśnienie kapilarne) naprężenie efektywne jest większe od całkowitego. W piaskach mokrych (nawodnionych) może wystąpić ciśnienie wody w porach, ale ze względu na dużą przepuszczalność (szybki odpływ) można przyjąć, że naprężenie efektywne jest równe całkowitemu.

W Karpatach stożki usypiskowe charakteryzują się następującymi (wskaźnikowymi) kątami nachylenia dla skał:

- magmowych (granitów, andezytów) 40–45°;
- osadowych piaskowców 35–38°, wapieni 32–35°, margli i łupków 25–30°.

Często usypiska powstają na skutek działania lawin śnieżnych, lawiny erodują zbocza i znoszą bardzo duże ilości materiału skalnego do podstawy zboczy. Z reguły zbocza o kącie nachylenia powyżej 35°są przeważnie pozbawione zwietrzelin.

Osuwanie (osuwiska) – cechą odróżniającą ten rodzaj ruchu od pozostałych jest obecność powierzchni poślizgu oddzielającą masę ruchomą od nienaruszonego podłoża. Ruch skał (gruntów) zachodzi w momencie kiedy naprężenia ścinające występujące w masywie zbocza przekroczą wytrzymałość (opór) na ścinanie materiału. Przemieszczenia skał odbywają się wzdłuż powierzchni poślizgu (ścięcia o różnym kształcie): płaskiej, kołowo-cylindrycznej lub dowolnej. Powstałe formy w wyniku osuwania się są bardzo czytelne w morfologii zboczy. Powszechność występowania osuwisk w Karpatach wynika głównie ze sprzyjającej tym zjawiskom budowy geologicznej, charakteru rzeźby o znacznych deniwelacjach i warunków hydrogeologicznych, są one typowym elementem dla krajobrazu karpackiego. Osuwiska w Karpatach tworzyły się już w okresie lodowcowym w historii wielokrotnie „odżywały" w późniejszych okresach, w dzisiejszych czasach są w znacznym stopniu przekształcone przez działanie różnych procesów rzeźbotwórczych.

We fliszu karpackim najczęściej osuwiska zachodzą wzdłuż powierzchni zwietrzelina–podłoże niezwietrzałe i po powierzchni zlokalizowanej w kompleksie łupkowym. Osuwiska mogą wystąpić już przy kącie nachylenia powyżej 8°.

Spływanie – należy do ruchów masowych, dotyczy materiału luźnego i nasyconego wodą. Charakteryzują się one zróżnicowaną prędkością. Powierzchnie nieciągłości w obrębie poruszającej się, upłynnionej masy są z reguły niemożliwe do zlokalizowania. Najpospoliciej w Karpatach występują spływy ziemne, gruzowe i błotne. Spływy błotne stanowią w głównej mierze zwietrzeliny zawierające powyżej 50% frakcji mniejszej od 0,5 mm, natomiast spływy gruzowe zawierają

znaczący udział okruchów o średnicy powyżej 0,5–1,0 cm. Zazwyczaj spływy błotne wykazują znaczną siłę transportową, mogą przenosić bloki skalne pomimo stosunkowo niedużych prędkości. Spływanie materiału zachodzi na zboczach o niewielkich kątach nachylenia.

Spełzywanie – w Karpatach fliszowych spełzywaniu ulegają przede wszystkim zwietrzeliny. Sam ruch jest wywołany działaniami siły grawitacji (siły stycznej, równoległej do nachylenia zbocza), zasadniczo odbywa się on bez udziału płynącej wody. Uruchomienie cząstek ilastych w zwietrzelinach jest spowodowane zmianami wywołanymi pęcznieniem i skurczem oraz zamarzaniem i odmarzaniem, czyli zmianami wilgotnościowymi. Zsuwająca się zwietrzelina działa ciągnąco na przypowierzchniowe części warstw i powoduje przegięcie ich w kierunku spadku zbocza, tworzą się tzw. haki zboczowe (do 3 m p.p.t.). Spełzywanie pojawia się na zboczach o kącie nachylenia powyżej 5°. W okresie topnienia śniegu zwietrzeliny zostają nasycone wodą, która nie może wsiąknąć w grunt, ponieważ podłoże jest jeszcze zamarznięte, wobec czego górna warstwa jest podatna na odkształcanie się, dochodzi do wystąpienia zjawiska soliflukcji (powolne pełzanie o prędkości do kilku cm/rok). Pełznące zbocza wykazują nierówną, pofalowaną, pomarszczoną powierzchnię. Przemieszczony materiał zwietrzelinowy zbiera się u podstawy zbocza, przez co pierwotny wklęsły zarys zbocza zmienia się stopniowo w wypukły.

Przedstawione rodzaje ruchów masowych rzadko występują w jednorodnej postaci, najczęściej w powstaniu form osuwiskowych bierze udział zespół procesów. Dominującym powierzchniowym ruchem masowym w Karpatach jest osuwanie (zsuwanie), pozostałe rodzaje ruchów ograniczają się do pewnych stref.

W tabeli 7.5 przedstawiono omówione powyżej poszczególne rodzaje ruchów masowych w zależności od wyróżnionych mezoregionów w obrębie Karpat. Suma punktów określających

Tabela. 7.5. Ruchy masowe w Karpatach i ich występowanie w obrębie mezoregionów (Kotarba, 1989)

Rodzaje ruchów masowych		Mezoregiony						Indeks aktywności
		Tatry	Podhale	Beskidy	Bieszczady	Pogórze	Kotliny podkarpackie	
Odpadanie (obrywanie)	odpadanie w obrębie skał litych	▪▪▪	▪	▪	▪			14
	odpadanie w obrębie skał luźnych	▪▪▪	▪	▪	▪	▪	▪	
Osuwanie (zsuwy)	osiadanie w obrębie skał luźnych	▪	▪▪	▪▪▪	▪▪	▪▪▪	▪	31
	osuwanie w obrębie skał litych	▪▪		▪▪▪	▪▪	▪▪▪		
	osuwanie w obrębie skał luźnych	▪	▪▪	▪▪▪	▪▪	▪▪▪	▪	
Spływanie	spływy błotne	▪	▪	▪▪▪		▪▪▪	▪	26
	spływy gruzowe	▪▪▪	▪	▪▪	▪▪			
	soliflukcja	▪▪▪	▪	▪▪	▪▪	▪		
Spełzywanie	spełzywanie luźnego gruzu	▪▪▪						12
	spełzywanie pokryw glebowo-zwietrzelinowych	▪▪	▪	▪▪▪	▪▪	▪		
Indeks aktywności wg stopnia deformacji stoków		22	10	21	14	12	4	–

Deformacje stoków: ▪▪▪ bardzo częste, ▪▪ częste, ▪ rzadkie

deformacje stoków (3 – bardzo częste, 2 – pospolite, 1 – rzadkie) stanowi indeks aktywności. Osuwanie i spływanie w Karpatach występuje najczęściej przy indeksie aktywności odpowiednio 31 i 26, przy czym w samych Karpatach fliszowych wynosi odpowiednio 21 i 25.

W wysokich górach, np. w Karpatach i Sudetach, obserwujemy ruch mas wody i luźnego gruntu podobny do typowych ruchów masowych, dość często mają miejsce potoki i lawiny błotne, zachodzą one przeważnie w przewężonych dolinach o stosunkowo dużym kącie nachylenia. Uruchomiają się zwłaszcza po okresie suszy podczas intensywnych deszczy – po przejściu silnej ulewy. Potoki i lawiny błotne tworzą mieszaniny zwietrzelin, wody, powietrza, rozmokłego śniegu, czyli niezbędnymi warunkami ich powstawania są:

- odpowiedni kąt nachylenia zboczy doliny, najczęściej powyżej 10°;
- dość luźne zwietrzeliny zbudowane z niejednorodnego materiału;
- ulewne deszcze, szybkie tajanie śniegu i lodu.

W przypadku tych zjawisk główną przyczyną jest erozyjna działalność wód powierzchniowych, przy ograniczonym oddziaływaniu siły ciężkości. Szczególnie wrażliwe na powstawanie potoków i lawin błotnych są zwietrzeliny łupków ilastych/iłów łupkowych, które podczas wysychania rozsypują się na drobne fragmenty (bryłki, płytki), po nasyceniu wodą, tworzą półciekłą masę o dużej porowatości, tracą warunki równowagi (siła tarcia dochodzi do zera) i następuje ruch. Po drodze zabierane są kamienie i głazy. Miąższość potoków i lawin błotnych dochodzi do kilku metrów, prędkość do 0,65–8 m/s, czas przepływu do godziny (Grubecki, Sysak 1960).

W Karpatach fliszowych w rozwoju powierzchniowych ruchów masowych należy uwzględnić poza budową geologiczną i nachyleniem zboczy jeszcze jeden czynnik, a mianowicie wpływ odkształceń terenu wywołanych eksploatacja górniczą.

W rejonie Pogórza Wielickiego w utworach jednostki podśląskiej, śląskiej i skolskiej są obserwowane powierzchniowe ruchy masowe przede wszystkim w zwietrzelinach fliszu zbudowanego z naprzemianlegle ułożonych warstw głównie piaskowców i łupków oraz zlepieńców, mułowców, margli i wapieni. Górną warstwę zwietrzeliny stanowią przeważnie plastyczne gliny/iły piaszczyste, które ulegają głównie spełzywaniu. Przeprowadzone obserwacje ustaliły (Trzpis, 2006), że:

- na zboczach o kącie nachylenia powyżej 10° zachodzą osuwiska;
- zbocza o kącie nachylenia 7–10° są predysponowane do powstawania osuwisk;
- na zboczach o kącie nachylenia poniżej 7° ruchy osuwiskowe zachodzą, jeśli decydują inne czynniki niż nachylenie, np. podcięcie stoku, odkształcenia od eksploatacji górniczej.

Pomiary geodezyjne zboczy o różnym kącie nachylenia wskazują, że na zboczach o:

- kącie nachylenia do 7° zachodzi przemieszczenie poziome osiągające wartość do 15 mm/rok;
- kącie nachylenia 7–10°– przemieszczenia poziome osiągają wartość do 50 mm/rok;
- kącie nachylenia >10° – przemieszczenia poziome osiągają wartość powyżej 50 mm/rok.

Na Śląsku są posadawiane obiekty budowlane na terenach zakwalifikowanych do I i II kategorii górniczej, z zastosowaniem odpowiednich zabezpieczeń.

W rozwoju osuwisk płytkich i głębokich wyróżnia się stadia zróżnicowanego przebiegu ruchu mas skalnych (Jakubowski, 1974):

- inicjalne, przygotowawcze;
- głównego przemieszczania mas;
- ruchów wtórnych, wyrównawczych;
- stabilizacji osuwiska.

W osuwiskach strukturalnych obserwuje się przeważnie wszystkie stadia ruchu materiału.

Przedgórze Karpat (zapadlisko przedkarpackie) obejmuje obszar ograniczony zasięgiem występowania morskich osadów miocenu, leżący na północ od morfologicznej krawędzi Karpat. Zapadlisko przedkarpackie ma zmienną szerokość, szczególnie wyraźne przewężenie zaznacza się w okolicy Krakowa (tzw. rygiel krakowski), dzieli zapadlisko na część zachodnią i wschodnią. Część zachodnia jest wąska i płytka, część wschodnia jest natomiast znacznie szersza ze starszym podłożem występującym na znacznej głębokości. We wschodniej części sedymentacja odbywała się w dwóch basenach – zewnętrznym (osady autochtoniczne) i wewnętrznym. Wewnętrzna część rowu znajduje się pod Karpatami.

Tektonika zapadliska jest związana z orogenezą alpejską. Podłoże przedmioceńskie ma skomplikowaną budowę geologiczną, stanowią je osady eokambru na wschodzie i mezozoiku na zachodzie. Podczas górnego miocenu wystąpiły synsedymentacyjne ruchy tektoniczne, które spowodowały nierównomierne gromadzenie się osadów w tym samym czasie. Utwory miocenu strefy zewnętrznej leżą niezgodnie na osadach starszych, są mało zaburzone, natomiast w strefie nasunięcia karpackiego, bądź innych dyslokacji, osady miocenu charakteryzują się budową fałdową. Największe miąższości miocenu stwierdza się w osi zapadliska i przy nasunięciu karpackim, w rowie Wielkich Oczu dochodzi ona do 3,8 km (Karnkowski, 1974). Ku północy miąższości maleją, w rejonie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich osiągają od kilku do kilkudziesięciu metrów. Dzisiejszy obszar zapadliska uformował się pod koniec górnego miocenu, kiedy Karpaty fliszowe zostały ostatecznie sfałdowane i nasunięte na przedpole.

Zmiany linii brzegowej morza mioceńskiego i jego głębokości były zasadniczymi przyczynami powstawania w tym zbiorniku osadów zróżnicowanych pod względem litologicznym w profilu poziomym i pionowym. Utwory miocenu można podzielić na dwie facje:

- pelagiczną, czyli otwartego morza;
- przybrzeżną, która przechodzi w utwory lądowe.

Facja pelagiczna zajmuje centrum zapadliska i jest reprezentowana przede wszystkim przez serię monotonnych, szarych iłów krakowieckich, zaliczanych do dolnego sarmatu i tortonu. Facja przybrzeżna występuje na krańcach zapadliska, pod względem litologicznym jest silnie zróżnicowana, a jej osady zawierają liczne skamieniałości i są zaliczane do tortonu (badenu). Strefę przybrzeżną północną stanowią utwory organogeniczne, w strefie przybrzeżnej południowej (przykarpackiej) przeważają osady klastyczne.

Osady tortonu (dolnego) znane są z terenu całego zapadliska. Na południowych zboczach Gór Świętokrzyskich wyróżnia się warstwy:

- podlitotamniowe (piaski, margle, iły),
- litotamniowe (wapienie z litotamniami i mszywiołami, niekiedy margle i piaski),
- nadlitotamniowe (piaski i piaskowce = warstwy baranowskie, margle).

Sedymentacja tortonu (dolnego) kończy się osadami chemicznymi – wapieniami słodkowodnymi i formacją ewaporatową złożoną z anhydrytów, gipsów i soli. Z przeobrażenia gipsów pod wpływem węglowodorów i przy współudziale bakterii powstały złoża siarki. Seria złożowa jest zbudowana głównie z osiarkowanych: wapieni, wapieni marglistych, margli i iłów marglistych o miąższości do 30 m, w rejonie Grzybów, Osiek, Machów, Jeziórko średnia miąższość waha się w przedziale 12–17 m. Osiarkowanie jest zmienne w granicach 5–40%.

W strefie przybrzeżnej południowej (okolice Krakowa i na Górnym Śląsku) dolny torton jest wykształcony w postaci margli z ostrygami, piasków, iłów, zlepieńców i gipsów. W rejonie Wieliczki i Bochni, Brzeska i Tarnowa dolny torton jest rozwinięty jako formacja solonośna. Nad tą formacją występują łupki ilaste z wkładkami tufów i gipsów (tzw. warstwy chodenickie).

Górny torton (piętro grabowieckie) na całym obszarze zapadliska jest wykształcony w postaci iłów z wkładkami wapieni i margli, niekiedy tylko w postaci piasków (bogucickich k. Wieliczki). W strefie występowania złóż siarki nad serią chemiczną występują warstwy pektenowe, które stanowią: margle ilaste, iły margliste, margle wapniste, wapienie lub iłowce wapniste, o miąższości do 30 m, przeciętnie ok. 15 m. Nad warstwami pektenowymi występują najmłodsze osady neogeńskie (sarmackie) – iły krakowieckie.

Na utworach mioceńskich na prawie całym obszarze zapadliska przedkarpackiego leżą utwory czwartorzędowe o zmiennej miąższości, maksymalnie do 140 m w okolicach Jarosławia (Boczar, Manterys, 1971). Do najstarszych należą osady lodowcowe, do młodszych lessy i wydmy, a najmłodszymi są aluwia gromadzone w dolinach rzek. Ponadto występują zmiany morfologiczne związane z intensywną antropogeniczną działalnością człowieka. Na obszarze występowania serii chemicznej obserwujemy formy wypukłe w postaci hałd (zwałowiska zbudowane z gruntów zwałowanych powstałe z nadkładu) oraz wklęsłe – niecki osiadania nad terenami podziemnej eksploatacji siarki, metodą otworową (Fresha) oraz o dużych rozmiarach wyrobiska po eksploatacji odkrywkowej[13].

Pod względem geologiczno-inżynierskim w zapadlisku przedkarpackim występują grunty o różnej genezie, litologii i zmiennych parametrach wytrzymałościowo-odkształceniowych. Przede wszystkim spotykamy tu osady mioceńskie, czwartorzędowe i antropogeniczne. Podstawowe parametry przedstawiają się następująco[14]:

- warstwy baranowskie: piaskowce
  - ρ_s = 2,55–2,75; $\overline{2,65}$ Mg/m^3; ρ = 2,20–2,55; $\overline{2,45}$ Mg/m^3; n = 2–28, $\overline{7,5}$%; R_{cs} = 14–65, $\overline{40}$ MPa;
- seria złożowa: wapienie i margle osiarkowane
  - ρ_s = 2,30–2,80; $\overline{2,65}$ Mg/m^3; ρ = 1,80–2,50; $\overline{2,25}$ Mg/m^3; n = 1–25, $\overline{11}$%; R_{cs} = 6–70, $\overline{22}$ MPa – stan naturalny;
  - ρ_s = $\overline{2,65}$ Mg/m^3; ρ = 1,10–2,50; $\overline{1,88}$ Mg/m^3; n = 1–50, $\overline{30}$%; R_{cs} = 0–60, $\overline{9}$ MPa – stan po wytopieniu siarki;
- warstwy pektenowe: margle ilaste i wapniste, iły margliste
  - ρ_s = 2,35–2,72, $\overline{2,50}$ Mg/m^3; ρ = 1,90–2,35, $\overline{2,16}$ Mg/m^3; n = 20–40, $\overline{28}$%; R_{cs} = 0,5–12, $\overline{2,7}$ MPa;
- iły krakowieckie, osady czwartorzędowe (parametry przedstawione w rozdz. 6);
- grunty antropogeniczne: grunty zwałowane (grunty spoiste o zawartości frakcji iłowej 14–60%)
  - ρ_s = 2,64–2,81 Mg/m^3; ρ = 1,51–2,09 Mg/m^3; n = 30–60%; I_L od –0,90 do 0,60; c_u = 0,010–1,60; $\overline{0,030}$ MPa; Φ_u = 4–33°, $\overline{21}$°.

Do głównych i aktualnie działających procesów geodynamicznych w zapadlisku przedkarpackim należy zaliczyć: powierzchniowe ruchy masowe, wietrzenie, kras oraz procesy związane z działalnością rzek i wiatrów.

[13] Różnego rodzaju zmiany w morfologii terenu są związane z obszarami intensywnej eksploatacji górniczej, przede wszystkim ma to miejsce w Zagłębiu Górnośląskim, w rejonie Zawierciańsko-Częstochowskim Jury Polskiej, w Górach Świętokrzyskich i niektórych rejonach Przedgórza Sudeckiego.

[14] Załączone właściwości zostały opracowane na podstawie następujących prac: Rybicki, 1973; Stein, 1973; Stopiński, 1972; Kaczyński, 1977, 1981.

Sprzyjające warunki rozwoju osuwisk tworzą występujące iły neogeńskie (krakowieckie) i leżące na nich lessy oraz silnie meandrujące rzeki Wisła i San, podcinające ich zbocza. Główne strefy osuwiskowe w zapadlisku są zlokalizowane wzdłuż Wisły na odcinku Kraków–Witów i Sanu na odcinku Nisko–Leżajsk.

Obserwacje i badania terenowe wskazują, że najbardziej charakterystycznymi powierzchniowymi ruchami masowymi na skarpach (sztucznych zboczach dawnych kopalń odkrywkowych w Piasecznie i Machowie dochodzących do wysokości 70–80 m, przy poziomach do 30 m i kącie nachylenia ok. 18°) i zboczach naturalnych doliny Wisły i Sanu zbudowanych z iłów krakowieckich były na (ryc. 7.22):

- skarpach (krótkotrwałych): obrywy, zsuwy i osuwiska;
- zboczach (długotrwałych): płytkie osuwiska, zsuwy zwietrzelinowe i spełzywanie.

Na skarpach i zboczach o wysokości do 30 m wyprofilowanych w stropowych partiach iłów krakowieckich w zależności od ich kąta nachylenia stwierdza się, że:

- zbocza o kącie nachylenia <8° są stateczne,
- zbocza o kącie nachylenia 8–15° są ustabilizowane, wykazują tylko niewielkie powolne odkształcenia (głównie spełzywanie),
- zbocza o kącie nachylenia 15–30° są w zasadzie niestateczne, charakterystyczne typy ruchów stanowią zsuwy zwietrzelinowe, osuwiska, podrzędnie spływy,
- zbocza o kącie 30–70° są niestateczne, głównie charakteryzują się zsuwami po powierzchniach nieciągłości oraz osuwiskami,
- zbocza o nachyleniu >70° są niestateczne, charakterystyczne typy ruchów masowych stanowią zsuwy, osuwiska i obrywy.

Stateczność zboczy w tych gruntach jest uwarunkowana głównie wilgotnością i występowaniem powierzchni osłabienia typu:

- sedymentacyjnego (laminacji, warstwowania),
- nieciągłości (ciosowych i zlustrowań).

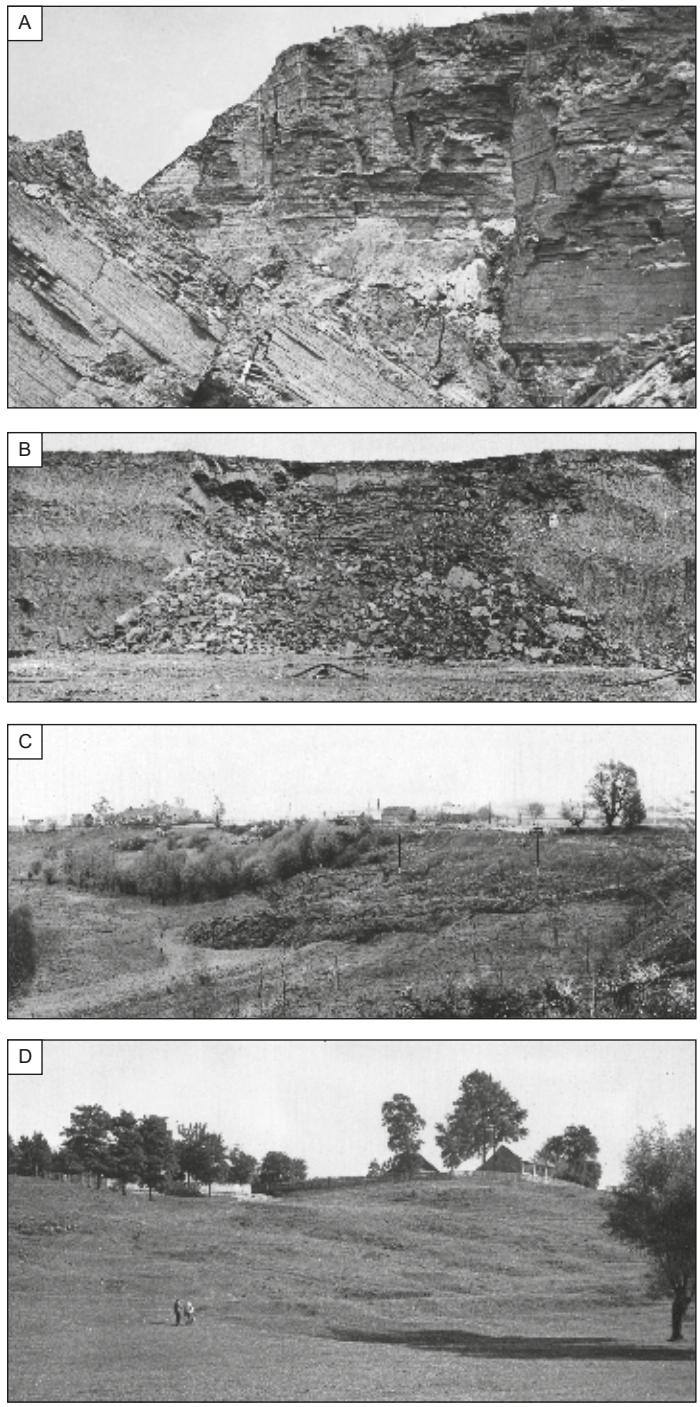
Objętość mas koluwialnych na skarpach stałych w kopalni Machów osiągała maksymalnie 100–300 tys. m^3, można je było zaliczyć do bardzo dużych (Krajewski, 1967).

Do rzadko spotykanych w polskich warunkach rodzajów ruchów masowych trzeba zaliczyć wały (strefy) wypierania, które można było obserwować w dawnej kopalni Machów u podstawy skarpy na głębokości 45–50 m poniżej powierzchni wysoczyzny przy wysokości skarpy ok. 25 m i kącie nachylenia ok. 60° oraz w strefie zwałowiska zewnętrznego o wysokości 40–60 m. Strefę wypierania w kopalni stanowiły wysunięte ponad poziom podstawy skarpy wały podłużne, równoległe do kierunku skarpy, o długości 30–150 m i szerokości 10–30 m, o liczbie wałów 1–5 i wysokości do 3 m. Strefy wypierań od zwałowiska były znacznie większe, na szerokości do 500 m i wysokości do 15 m. W tym ostatnim przypadku przypominały ruchy typu „glacitektonicznego" związanego z naciskiem lodowca w dużej skali.

Obecnie zbocza wyprofilowane w iłach krakowieckich charakteryzują się formami dojrzałymi, które w wyniku ewolucji osiągnęły następujący profil:

- w górnej partii są lekko wypukle,
- w środkowej lekko wklęsłe,
- w dolnej partii (największej) znów lekko wypukłe,

przy czym ogólny kąt nachylenia jest stosunkowo nieduży.



Ryc. 7.22. Charakterystyczne formy powierzchniowych ruchów masowych w iłach krakowieckich

A – obryw, B – zsuw, C – osuwisko, D – spełzywanie

Podczas wietrzenia, przypowierzchniowe warstwy iłów krakowieckich są najsilniej zwietrzałe, iły ulegają „lasowaniu się" na glinę o dużej zawartości frakcji iłowej. W procesie glebotwórczym powstaje rędzina. Pod warstwą przypowierzchniową powstaje strefa płytkowych wietrzeńców o wymiarach zwiększających się ku dołowi.

W górnym miocenie po osadzeniu się iłów krakowieckich w wyniku obniżenia bazy erozyjnej nastąpiło nasilenie procesów denudacyjnych. Procesy te kontynuowały się przez cały pliocen i czwartorzęd.

Ostateczne ukształtowanie głównych typów rzeźby i jednostek geomorfologicznych zapadliska jest wynikiem rozcięcia nierównej powierzchni zasypania po ustąpieniu zlodowacenia południowopolskiego.

Warunki geologiczno-inżynierskie na obszarze Polski w sposób najbardziej syntetyczny przedstawione są na mapach MWGI (mapy warunków geologiczno-inżynierskich) oraz MRWI (mapy rejonizacji geologiczno-inżynierskiej), które są sporządzane dla różnych rejonów kraju w miarę uzyskiwania niezbędnych danych do ich opracowania.

Rozdział 8

Mapy geologiczno-inżynierskie w Polsce

Głównymi mapami syntetyzującymi istniejące dane geologiczne są mapy warunków geologiczno-inżynierskich (MWGI) i rejonizacji geologiczno-inżynierskiej (MRGI).

Ocena warunków geologiczno-inżynierskich zależy od złożoności/jednorodności poszczególnych elementów składowych środowiska geologicznego. Ocena geologiczno-inżynierska zróżnicowanego terenu prowadzi do podziału na mniejsze jednostki przestrzenne. W tym rozdziale przedstawiono sposób i metodykę opracowania map warunków geologiczno-inżynierskich. Obecnie nie ma opublikowanej mapy warunków geologiczno-inżynierskich dla całego kraju w odpowiedniej skali z odpowiednim rozpoznaniem. Istniejące mapy można traktować jako dane wskaźnikowe, szacunkowe dla opracowań wielkoskalowych. Do opracowań geologiczno-inżynierskich właściwe skale zaczynają się od 1:10 000. Takie mapy istnieją tylko dla niektórych terenów – przede wszystkim aglomeracji miejskich, miast i gmin.

Liczba sporządzanych map warunków geologiczno-inżynierskich co roku zwiększa się. Udokumentowanie geologiczno-inżynierskie np. 1 km^2 terenu jest niezwykle kosztowne. Wykonuje się je tylko dla określonych celów zagospodarowania czy projektowania różnego rodzaju budownictwa.

Ponadto istnieją również w archiwach różnych jednostek niepublikowane syntetyczne mapy/plany wykonywane w dużych skalach (500–10 000) dla konkretnych inwestycji w ramach dokumentacji geologiczno-inżynierskich.

8.1. Dokumentowanie geologiczno-inżynierskie i geotechniczne

Dokumentowanie geologiczno-inżynierskie to zespół czynności polegających na zbieraniu, gromadzeniu, analizowaniu i opracowywaniu różnych dokumentów (danych) geologiczno-inżynierskich w celu ustalenia modelu budowy geologicznej i warunków geologiczno-inżynierskich stanu obecnego i sporządzenia prognozy ich zmian w czasie.

Prace związane z dokumentowaniem i oceną warunków geologiczno-inżynierskich podłoża różnych obiektów budowlanych powinny być przeprowadzone zgodnie z uprzednio wykonanym projektem (programem) robót geologicznych, który jest uzgodniony z projektantem inwestycji. Zakres i sposób sporządzania oraz zatwierdzania projektu robót geologicznych określają odpowiednie przepisy – ustawy i rozporządzenia Ministra Środowiska [Prawo geologiczne i górnicze: ustawy z dnia 4 lutego 1994 r. (Dz.U. Nr 27 poz. 96) i z dnia 9 czerwca 2011 r. (Dz.U. Nr 163 poz. 981); obwieszczenia Marszałka Sejmu Rzeczypospolitej Polskiej z dnia 9 lutego 2015 r. (Dz.U. poz. 196) i z dnia z 28 lipca 2016r. (Dz.U. poz. 1131); rozporządzenia z dnia 20 grudnia 2011 (Dz.U. Nr 288 poz. 1696) i z 1 lipca 2015 (Dz.U. poz. 964) w sprawie projektów robót geologicznych oraz z dnia 8 maja 2014 r. (Dz.U. poz. 596) i 18 listopada 2016 r. (Dz.U. poz. 2033) w sprawie dokumentacji hydrogeologicznej i dokumentacji geologiczno-inżynierskiej].

Projekt robót geologicznych jest dokumentem, który stanowi podstawę wykonywania prac i robót (np.: wierceń, szybików, studni, wykopów i innych robót górniczych oraz likwidacji otworów wiertniczych i badań geofizycznych z użyciem materiałów wybuchowych) oraz badań geologicznych. Zawarty jest w nim cel zamierzonych prac, sposób jego osiągnięcia, rodzaj dokumentacji geologiczno-inżynierskiej oraz harmonogram prac z określeniem przestrzeni objętej pracami oraz przedsięwzięć koniecznych ze względu na ochronę środowiska.

Osiągnięcie celu zamierzonych prac powinno zawierać: lokalizację, uzasadnienie liczby projektowanych wyrobisk (podstawowych punktów obserwacyjnych – p.p.o.), schematyczną konstrukcję i sposób likwidacji wierceń, zakres obserwacji oraz badań terenowych i laboratoryjnych. W części graficznej dołącza się mapę topograficzną z miejscami projektowanych badań geologicznych oraz odpisy istniejących już map geologicznych. Uzyskane wyniki są przedstawiane w dokumentacji geologiczno-inżynierskiej.

Dokumentacja geologiczno-inżynierska określa: budowę geologiczną (model), warunki geologiczno-inżynierskie[1] (w tym i hydrogeologiczne) podłoża, występowania złóż kopalin (surowców budowlanych) nadających się do wykorzystania przy realizacji projektowanego obiektu, przydatność analizowanego terenu do planowanych inwestycji, prognozę zmian w środowisku, które mogą powstać na skutek realizacji, funkcjonowania oraz likwidacji zamierzonych przedsięwzięć, jeżeli nie istnieje obowiązek sporządzania raportu o oddziaływaniu inwestycji na środowisko zgodnie z odrębnymi przepisami.

Z różnicy celów wykonywania poszczególnych dokumentacji geologiczno-inżynierskich, jak i etapu rozpoznawania, wynikają zmienne treści, zakresy i dokładności dokumentowania. Nawet dla takiego samego przedsięwzięcia (obiektu) może być sporządzonych kilka dokumentacji geologiczno-inżynierskich, np. dla studium, koncepcji, lokalizacji, warunków zabudowy i zagospodarowania, projektu: (wstępnego, budowlanego itp.).

Dokumentacja geologiczno-inżynierska składa się z części tekstowej i graficznej, sporządzonej w celu określenia warunków geologiczno-inżynierskich na potrzeby:

1. zagospodarowania przestrzennego;
2. posadowienia obiektów budowlanych, z wyłączeniem obiektów budownictwa wodnego i obiektów budowlanych inwestycji liniowych;
3. posadowienia obiektów budownictwa wodnego;
4. posadowienia obiektów budowlanych inwestycji liniowych;
5. podziemnego bezzbiornikowego magazynowania substancji lub podziemnego składowania odpadów;

[1] Mapy warunków geologiczno-inżynierskich i rejonizacji geologiczno-inżynierskiej omówiono w rozdziałach 8.4–8.7.

6. podziemnego składowania dwutlenku węgla;
7. składowania odpadów na powierzchni.

W niedalekiej przyszłości prawdopodobnie będą również uwzględnione (wyodrębnione z innych dokumentacji) dokumentacje geologiczno-inżynierskie wykonywane na potrzeby:

- usuwania skutków zjawisk katastroficznych, np. ruchów masowych itp.
- rekultywacji terenów zdegradowanych np. po odkrywkowej eksploatacji kopalin czy podziemnego wytapiania płynnej siarki itp.

W części opisowej (tekstowej) dokumentacji geologiczno-inżynierskiej zwraca się uwagę przede wszystkim na: wymagania techniczno-budowlane i kategorię geotechniczną projektowanej inwestycji, model budowy geologicznej z występującymi procesami geodynamicznymi i warunkami hydrogeologicznymi, ocenę właściwości (parametrów) fizyczno-mechanicznych gruntów występujących w podłożu inwestycji, prognozę zmian oraz lokalizację i zasoby kopalin do wykorzystania przy budowie planowanej inwestycji. Część graficzna zawiera najczęściej plan sytuacyjny, mapę dokumentacyjną (z lokalizacją punktów badawczych i naniesionymi liniami przekrojów), mapę warunków geologiczno-inżynierskich, tabele zestawcze wyników badań laboratoryjnych i polowych gruntów, przekroje, profile itp.

Projekt robót geologicznych i dokumentację geologiczno-inżynierską podpisuje osoba posiadająca stwierdzone odpowiednie kwalifikacje – uprawnienia (kat. VII i VI). Powyższe dokumenty są zatwierdzane w odpowiednich urzędach na różnym poziomie administracji państwowej.

Dokumentowanie geotechniczne – ustalenie geotechnicznych warunków posadowienia obiektów budowlanych przeprowadza się zgodnie z Rozporządzeniem Ministra Transportu, Budownictwa i Gospodarki Morskiej z dnia 25 kwietnia 2012 r. (Dz.U. poz. 463) i na podstawie art. 34 ust. 6, pkt. 2 ustawy z dnia 7 lipca 1994 r. – Prawo Budowlane (Dz.U. z 2010 r. Nr 243 poz. 1623 z późn. zm.). Stwierdza się, że są one częścią projektu budowlanego w zależności od potrzeb, przedstawia się wyniki badań geologiczno-inżynierskich oraz geotechniczne warunki posadowienia obiektów budowlanych, które polegają na: zaliczeniu obiektu do odpowiedniej kategorii geotechnicznej, określeniu stateczności podłoża gruntowego (nośności i przemieszczeń), ustaleniu wzajemnego oddziaływania obiektu z podłożem gruntowym, zaprojektowaniu odwodnień budowlanych (barier lub ekranów uszczelniających), ocenie stateczności zboczy i skarp (wykopów i nasypów), wyborze metod wzmacniania podłoża itp.

Geotechniczne warunki posadowienia przedstawia się w formie:

1. opinii geotechnicznej;
2. dokumentacji badań podłożą gruntowego;
3. projektu geotechnicznego.

Kategorię geotechniczną ustala projektant obiektu w opinii geotechnicznej w zależności od stopnia skomplikowania warunków gruntowych oraz konstrukcji obiektu budowlanego.

Złożoność warunków gruntowych jest wyrażona w postaci trzech rodzajów:

a. warunki proste – jednorodne genetycznie i litologicznie warstwy gruntów zalegające poziomo, zwierciadło wody poniżej poziomu posadowienia, brak gruntów słabonośnych;
b. warunki złożone – warstwy gruntów niejednorodne, zmienne genetycznie i litologicznie, występują grunty słabonośne, organiczne i nasypy niekontrolowane, zwierciadło wody w poziomie i powyżej głębokości posadawiania fundamentu;
c. warunki skomplikowane – warstwy gruntów objęte niekorzystnymi zjawiskami geodynamicznymi (np.: kras, osuwiska, deformacje filtracyjne, glacitektonika itp.), występują grunty ekspansywne, zapadowe, nieciągłe deformacje, szkody górnicze itp.

Rozróżnia się trzy kategorie geotechniczne obiektu budowlanego:

1. Pierwsza kategoria obejmuje posadawianie niewielkich obiektów budowlanych o statycznie wyznaczalnym schemacie obliczeniowym w prostych warunkach gruntowych, w przypadku których możliwe jest zapewnienie minimalnych wymagań na podstawie doświadczeń i jakościowych badań geotechnicznych, zalicza się do nich:
   a. jedno- lub dwukondygnacyjne budynki mieszkalne i gospodarcze;
   b. ściany oporowe i rozparcia wykopów, jeśli różnica poziomów nie przekracza 2,0 m;
   c. wykopy do głębokości 1,2 m i nasypy budowlane do wysokości 3,0 m wykonywane w szczególności przy budowie dróg, pracach drenażowych oraz układaniu rurociągów.
2. Druga kategoria obejmuje obiekty budowlane w prostych i złożonych warunkach gruntowych, wymagające ilościowej i jakościowej oceny danych geotechnicznych i ich analizy, zalicza się do nich:
   a. fundamenty bezpośrednie lub głębokie;
   b. ściany oporowe lub inne konstrukcje oporowe z zastrzeżeniem pkt. 1b, utrzymujące grunt lub wodę;
   c. wykopy, nasypy budowlane z zastrzeżeniem pkt. 1c, oraz inne budowle ziemne;
   d. przyczółki i filary mostowe oraz nabrzeża;
   e. kotwy gruntowe i inne systemy kotwiące.
3. Trzecia kategoria obejmuje:
   a. obiekty budowlane posadawiane w skomplikowanych warunkach gruntowych;
   b. nietypowe obiekty budowlane niezależne od stopnia skomplikowania warunków gruntowych, których wykonanie lub użytkowanie może stanowić poważne zagrożenie dla użytkowników, takie jak: obiekty energetyki, rafinerie, zakłady chemiczne, zapory wodne i inne budowle hydrotechniczne o wysokości piętrzenia powyżej 5,0 m, budowle stoczniowe, wyspy morskie i platformy wiertnicze oraz inne skomplikowane budowle morskie lub których projekty budowlane zawierają nieznajdujące podstaw w przepisach nowe niesprawdzone w krajowej praktyce rozwiązania techniczne;
   c. obiekty budowlane zaliczane do inwestycji mogących zawsze znacząco oddziaływać na środowisko, określone w Rozporządzeniu Rady Ministrów z dnia 9 listopada 2010 r. w sprawie przedsięwzięć mogących znacząco oddziaływać na środowisko (Dz.U. Nr 213, poz. 1397);
   d. budynki wysokościowe projektowane w istniejącej zabudowie miejskiej;
   e. obiekty wysokie, których głębokość posadawiania bezpośredniego przekracza 5,0 m lub które zawierają więcej niż jedną kondygnację zagłębioną w gruncie;
   f. tunele w twardych i niespękanych skałach, w warunkach niewymagających specjalnej szczelności;
   g. obiekty infrastruktury krytycznej;
   h. obiekty zabytkowe i monumentalne.

Według *Instrukcji badań podłoża gruntowego budowli drogowych i mostowych* opracowanej przez Generalna Dyrekcję Dróg Publicznych (1998) do kategorii trzeciej zalicza się również:

   i. autostrady i drogi ekspresowe (klasy I i II);
   j. mosty przez rzeki o świetle 100 m lub rozpiętości przęseł powyżej 100 m;
   k. głębokie wykopy poniżej zwierciadła wody;
   l. przekopy i przejścia pod terenami o dużym natężeniu ruchu drogowego;
   m. konstrukcje nabrzeży;

n. konstrukcje narażone na wstrząsy sejsmiczne lub położone na terenach górniczych kat. II i wyższych;
o. konstrukcje posadawiane na gruntach pęczniejących i zapadowych.

W przypadku obiektów budowlanych wszystkich kategorii geotechnicznych opracowuje się opinię geotechniczną. Dla obiektów drugiej i trzeciej kategorii wykonuje się dodatkowo dokumentację badań podłoża gruntowego i projekt geotechniczny. W przypadku obiektów trzeciej kategorii oraz w złożonych warunkach gruntowych drugiej kategorii wykonuje się dodatkowo dokumentację geologiczno-inżynierską wg Prawa geologicznego i górniczego z dnia 9 czerwca 2011 r. (Dz.U. Nr 163 poz. 981) i Rozporządzenia Ministra Środowiska z dnia 8 maja 2014 r. (Dz.U. poz. 596).

Geotechniczne warunki posadawiania ustala się na podstawie bieżących wyników badań geotechnicznych gruntu, analizy danych archiwalnych, w tym analizy i oceny dokumentacji geotechnicznej, geologiczno-inżynierskiej i hydrogeologicznej, obserwacji geologicznych, zachowania się obiektów sąsiednich oraz innych danych dotyczących podłoża badanego terenu i jego otoczenia.

Opinia geotechniczna powinna ustalić przydatność gruntów na potrzeby budownictwa oraz wskazywać kategorię geotechniczną obiektu budowlanego. Opinia ta dla obiektu pierwszej kategorii w prostych warunkach gruntowych może zastąpić dokumentację badań podłoża gruntowego, natomiast dla obiektów drugiej i trzeciej kategorii określa zakres laboratoryjnych i polowych badań podłoża, niezbędnych do wykonania obliczeń w ramach projektu geotechnicznego.

Dokumentacja badań podłoża gruntowego powinna zawierać opis metodyki polowych i laboratoryjnych badań gruntów, ich wyniki i interpretację, model geologiczny oraz zestawienie tzw. wyprowadzonych wartości parametrów geotechnicznych dla każdej wydzielonej warstwy.

Projekt geotechniczny stanowi integralną część projektu budowlanego i powinien zawierać:

1. prognozę zmian właściwości podłoża gruntowego w czasie;
2. określenie obliczeniowych parametrów geotechnicznych;
3. określenie częściowych współczynników bezpieczeństwa do obliczeń geotechnicznych;
4. określenie oddziaływań od gruntu;
5. przyjęcie modelu obliczeniowego podłoża gruntowego, a w prostych przypadkach projektowego przekroju geotechnicznego;
6. obliczenie nośności i osiadania podłoża gruntowego oraz ogólnej stateczności;
7. ustalenie danych niezbędnych do zaprojektowania fundamentów;
8. specyfikę badań niezbędnych do zapewnienia wymaganej jakości robót ziemnych i specjalistycznych robót geotechnicznych;
9. określenie szkodliwości oddziaływania wód gruntowych na obiekt budowlany i sposobów przeciwdziałania tym zagrożeniom;
10. określenie zakresu niezbędnego monitorowania wybudowanego obiektu budowlanego, obiektów sąsiadujących i otaczającego gruntu, niezbędnego do rozpoznania zagrożeń mogących wystąpić w trakcie robót budowlanych lub w ich wyniku oraz w czasie użytkowania obiektu budowlanego.

Zakres badań geotechnicznych gruntów zależy oczywiście od kategorii geotechnicznej obiektu budowlanego. Dla obiektów kategorii pierwszej zakres badań może być ograniczony do wierceń i sondowań oraz określenia rodzaju gruntów na podstawie analizy makroskopowej, a wartości parametrów geotechnicznych można ustalić korzystając z lokalnych zależności korelacyjnych. Dla obiektów drugiej i trzeciej kategorii zakres badań (poza badaniami jak dla pierwszej kategorii) powinien uwzględniać stopień skomplikowania warunków gruntowych oraz specyfikę i charakter obiektu budowlanego oraz określać:

1. rodzaj gruntu;

2. fizyczne i mechaniczne parametry gruntu, takie jak: kąt tarcia wewnętrznego, spójność, wytrzymałość na ścinanie bez odpływu, moduł ściśliwości i odkształcenia wyznaczone w badaniach laboratoryjnych i polowych (np. sondowania statyczne i dynamiczne, badania presjometryczne i dylatometryczne, badania sondą krzyżakową, badania próbnych obciążeń gruntu);
3. fizykochemiczne właściwości wód gruntowych (w zależności od potrzeb).

Ponadto dla obiektów trzeciej kategorii (poza wyżej wymienionymi) należy dodatkowo wykonać badania niezbędne do przeprowadzenia obliczeń analitycznych i numerycznych dla przyjętego modelu geotechnicznego podłoża w uzgodnieniu z wykonawcą specjalistycznych robót geotechnicznych.

W przypadku budowli ziemnych i składowisk odpadów zaliczanych do drugiej i trzeciej kategorii geotechnicznej (poza wymienionymi w pkt. 1–3) należy uzupełnić planowane badania o oznaczenia:

1. przepuszczalności hydraulicznej gruntów (wykonane w terenie i laboratorium);
2. zagęszczalności podłoża gruntowego i gruntów stosowanych do budowy;
3. materiałów stosowanych do uszczelniania;
4. materiałów stosowanych w konstrukcjach drenażowych.

W przypadku wzmacniania podłoża gruntowego dla obiektów drugiej i trzeciej kategorii badania (poza już wymienionymi) należy uzupełnić o pomiary:

1. efektów wzmocnienia gruntów;
2. materiałów stosowanych do wzmocnienia gruntów.

W zależności od potrzeb zakres badań geotechnicznych może być rozszerzony o dodatkowe badania, takie jak:

1. geofizyczne;
2. na poletkach doświadczalnych;
3. odkrywki fundamentów;
4. zanieczyszczenia gruntu i wód gruntowych;
5. właściwości dynamicznych gruntu;
6. teledetekcyjne.

Należy podkreślić, że dokumentacje geotechniczne stanowiące geotechniczne warunki posadowienia obiektów (opinia, dokumentacja badań podłoża i projekt geotechniczny) nie podlegają przepisom Prawa geologicznego i górniczego i związanych z nim rozporządzeń.

W Prawie budowlanym brak jest konkretnych deklaracji w sprawie kwalifikacji osób uprawionych do ustalenia geotechnicznych warunków posadowienia obiektów budowlanych. Polski Komitet Geotechniki z pośredniej interpretacji przepisów Prawa budowlanego i rozporządzenia Ministra oraz Eurokodu uważa, że (Stanowisko PKG – prof. Lechowicz z dn. 6.12.2012 r.):

a. w przypadku projektu geotechnicznego osobą uprawnioną do jego wykonywania jest specjalista posiadający uprawnienia budowlane w specjalności konstrukcyjno-budowlanej do projektowania i Certyfikat PKG;
b. do wykonania dokumentacji badań podłoża gruntowego powinien uprawniać certyfikat PKG lub uprawnienia geologiczne kat. VI i VII;
c. do opracowania opinii geotechnicznej dla obiektów drugiej i trzeciej kategorii geotechnicznej uprawnieni są projektanci–geotechnicy, czyli osoby posiadające uprawnienia budowlane i certyfikat PKG, dla pozostałych przypadków wystarczy certyfikat PKG.

W podsumowaniu dokumentowania geotechnicznego wyraźnie należy podkreślić, że ocena geotechniczna warunków posadowienia obiektów stanowi element projektu budowlanego i jest niezbędna niezależnie od rodzaju dokumentacji rozpoznania podłoża. Obejmuje ona zespół czynności kameralnych, uzupełnionych w razie potrzeby badaniami w terenie i w laboratorium, ustalających warunki budowlane podłoża w celu podjęcia decyzji dotyczącej posadowienia obiektów, stateczności podłoża i skarp, przydatności gruntu do robot ziemnych, geotechnicznej prognozy współdziałania obiektu z podłożem w czasie budowy i eksploatacji oraz wpływu obiektu budowlanego na otoczenie i sąsiednie budowle.

Projektant obiektu budowlanego jest osobą decydującą o powierzeniu badań podłoża gruntowego konkretnym osobom o odpowiednich kwalifikacjach.

8.2. Złożoność warunków geologiczno-inżynierskich

Ocena warunków geologiczno-inżynierskich, np. na potrzeby zagospodarowania przestrzennego terenu i różnego rodzaju budownictwa, zależy od wielu czynników – ekonomicznych, technicznych, a przede wszystkim naturalnych. Wpływ czynników ekonomicznych i technicznych powinien być zawsze uwzględniony przed analizą wpływu naturalnych (geologicznych) czynników. Te pierwsze rzutują na uszczegółowienie wymagań dotyczących oceny warunków geologiczno-inżynierskich, pozwalają uwzględnić konkretne potrzeby danego obszaru, te drugie natomiast wpływają np. na planowany sposób zagospodarowania terenu.

Właściwa ocena warunków geologiczno-inżynierskich determinuje ustalenie najbardziej zbliżonego do rzeczywistości modelu geologicznego podłoża z parametrami gruntowymi, przy czym do tej oceny niezbędne jest określenie stopnia złożoności (niejednorodności) tych warunków i ich rozpoznanie, a więc istnieje konieczność zbadania warunków:

- geologicznych,
- geomorfologicznych,
- hydrogeologicznych,
- geodynamicznych.

Ważnym elementem, który powinien być uwzględniony, jest etap projektowania i dokumentowania. Dla syntetycznego obrazu warunków geologiczno-inżynierskich w granicach badanego terenu należy przeanalizować i przedstawić te warunki na szerszym, regionalnym tle (np. występowanie prawidłowości w zmienności warunków i ich właściwości w profilu pionowym i poziomym w zależności od warunków paleogeograficznych). Taka kompletna analiza, uwzględniająca dane i obserwacje z sąsiadujących części terenu i samego rozpatrywanego obszaru, pozwala znacznie dokładniej ocenić warunki geologiczno-inżynierskie aniżeli ograniczenie się tylko do danego fragmentu, w oderwaniu od otoczenia.

Oceny map i atlasów warunków geologiczno-inżynierskich przeprowadza się z reguły dla stosunkowo dużych obszarów (głównie aglomeracji miejskich, niekiedy gmin). Są to wyprzedające opracowania na potrzeby planowania zagospodarowania oraz projektowania i dokumentowania. Oceny tych warunków przeprowadza się przy maksymalnym wykorzystaniu materiałów archiwalnych i minimalnych badaniach uzupełniających (polowych i laboratoryjnych) z określoną wymienionymi potrzebami dokładnością. Z każdym etapem projektowania i dokumentowania (metodą kolejnych przybliżeń) uściśla się oceny warunków geologiczno-inżynierskich. Na dokładność rozpoznania wpływa również wielkość i kształt badanego obszaru oraz skala opracowania.

Na podstawie dotychczasowego rozpoznania warunków geologicznych, geomorfologicznych, hydrogeologicznych i procesów geodynamicznych określa się stopień złożoności warunków geologiczno-inżynierskich, który warunkuje niezbędną liczbę podstawowych punktów obserwacyjnych – p.p.o. (wierceń, sondowań, wykopów itp.) w celu dokonania właściwej ich oceny.

Ilościowym wskaźnikiem dokładności rozpoznania warunków geologiczno-inżynierskich danego obszaru jest liczba p.p.o. przypadająca na jednostkę powierzchni (np. 1 km^2). Liczba ta zależy od celu, etapu projektowania i skomplikowania (złożoności) warunków geologiczno-inżynierskich danego obszaru oraz skali. W Polsce w tej mierze nie obowiązują żadne przepisy, które określają wymaganą liczbę p.p.o. na 1 km^2, istnieją natomiast w literaturze (Bażyński, 1969; Kowalski, 1988) i w instrukcjach (np. GDDP, PIG, ITB) wskazania co do liczby p.p.o. dla dwóch lub trzech stopni złożoności (niejednorodności) warunków geologiczno-inżynierskich. Trzeba zaznaczyć, że ustalenie realnej liczby p.p.o. jest bardzo trudne, wymaga dużego doświadczenia, bowiem jak zadekretować liczbę p.p.o. do oceny warunków geologiczno-inżynierskich wzdłuż zboczy dolin rzecznych lub o ile zmniejszyć liczbę p.p.o. jeśli do badań są wykorzystane zdjęcia lotnicze, itp.

Kowalski (1988) podaje trzy stopnie niejednorodności/złożoności warunków geologiczno-inżynierskich:

- jednorodne (proste);
- niejednorodne (złożone);
- bardzo niejednorodne (skomplikowane).

Taki podział nawiązuje do instrukcji dawnego Centralnego Urzędu Geologii (CUG). Każdy stopień złożoności (budowy geologicznej, warunków geomorfologicznych, warunków hydrogeologicznych, zjawisk i procesów geodynamicznych) otrzymuje punkty o wartości 1, 2, 3. Suma punktów (wag) określa stopień:

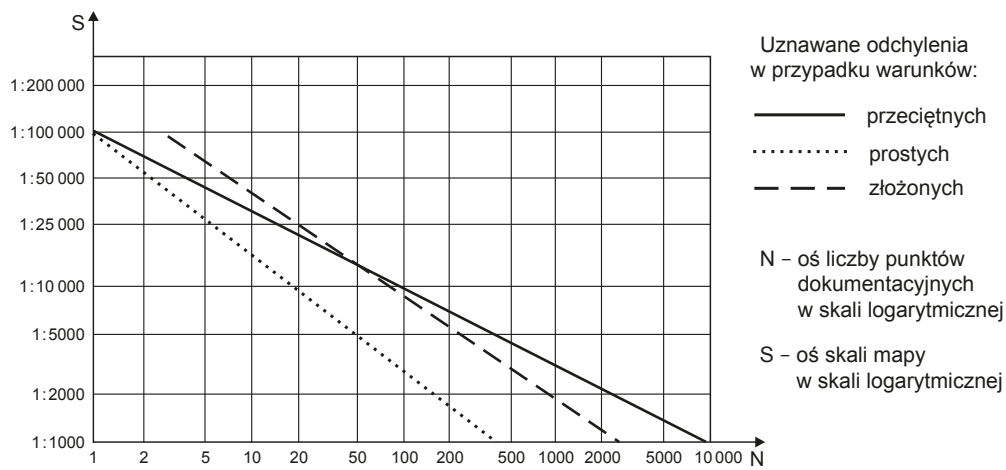
- ≤4 warunki proste;
- 5–8 warunki złożone;
- >9 warunki skomplikowane.

W tabeli 8.1 przedstawiono ocenę stopnia złożoności warunków geologiczno-inżynierskich (wg *Instrukcji badań...*GDDP, 1998) w dwóch wariantach na potrzeby kartowania geologiczno-inżynierskiego oraz programowania badań podłoża budowli drogowych i ustalenia kategorii geotechnicznych.

Wskaźnikowo (szacunkowo) można posługiwać się wykresem zależności liczby p.p.o. (N) przypadających na 1 km^2 od skali udokumentowanego modelu – mapy, przekroju – (S) w układzie podwójnie logarytmicznym (ryc. 8.1). Na rycinie 8.1 zaznaczono również stosowane w praktyce odchylenia względem warunków prostych i złożonych. Zasadnicza zależność przedstawiona na tej rycinie polega na przyjęciu przez Bażyńskiego (1969) reguły, że udokumentowanie mapy odpowiada jej skali, tzn. na 1 cm^2 mapy przypada 1 p.p.o. Przykładowo, żeby udokumentować warunki geologiczno-inżynierskie w skali 1 : 10 000 potrzeba 100 p.p.o. dla stopnia złożoności II – warunki złożone, 20 p.p.o. – w przypadku warunków prostych. Wymagane liczby p.p.o. mogą być korygowane zależnie od już istniejących materiałów, np. *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000* itp. W tabeli 8.2 podobnie zawarto liczby p.p.o. na 1 km^2.

Tabela 8.1. Ocena stopnia złożoności podłoża (wg Instrukcji badań...GDDP, 1998)

Stopień złożoności podłoża	Na potrzeby kartowania geologiczno-inżynierskiego	Na potrzeby programowania badań podłoża budowli drogowych i ustalania kategorii geotechnicznych
I proste	• tereny płaskie lub pofałdowane • warstwy gruntu poziome lub nieznacznie pochylone • wyraźne, stałe i znane poziomy litostratygraficzne • jeden poziom wody podziemnej o ustabilizowanym składzie • brak objawów procesów geodynamicznych lub procesy o małej intensywności	• poziome warstwy gruntów jednorodnych, dobrze poznanych w podłożu obiektu, gdy z dostępnych badań wynika, że grunty niespoiste są co najmniej średnio zagęszczone, a spoiste co najmniej plastyczne • brak warstw o małej nośności lub zaburzeń geodynamicznych (glacitektonika, zsuwy, kras itp.) • woda gruntowa jest poniżej posadowienia (dna wykopów) lub można ją obniżyć
II złożone	• tereny pagórkowate, formy erozyjne, warstwy pochyłe, sfałdowane, słabo poznana stratygrafia z niewyraźnymi poziomami przewodnimi, zmienna facja • jedno do trzech poziomów wodonośnych o zróżnicowanym składzie chemicznym, wyraźne formy po ustabilizowanych procesach geodynamicznych	• poniżej poziomu posadowienia obiektów występują grunty mineralne zróżnicowane co do rodzaju, miąższości i stanu • woda gruntowa występuje okresowo lub stale powyżej poziomu posadowienia, a odwodnienie jest trudne • przypowierzchniowe warstwy gruntów o małej nośności (organiczne lub spoiste miękkoplastyczne) • brak czynnych procesów geodynamicznych
III skomplikowane	• tereny podgórskie i górskie, doliny rzek, złożona budowa geologiczna fałdowo-łuskowa, dyslokowana • na pozostałych terenach: duża zmienność litologiczna, kilka poziomów wodonośnych o zróżnicowanym składzie chemicznym (wody krasowe, tereny kopalniane), intensywne procesy geodynamiczne, w tym zaburzenia glacitektoniczne	• duża zmienność rodzajów, miąższości i stanu gruntów • występowanie gruntów organicznych, pęczniejących lub spoistych miękkoplastycznych o zmiennej miąższości, w kilku warstwach • obiekt znajduje się na terenie lub w bezpośrednim sąsiedztwie zagrożeń geodynamicznych, szczególnie glacitektonicznych i osuwiskowych albo na terenach szkód górniczych



Ryc. 8.1. Wykres zależności liczby punktów dokumentacyjnych N w skali modelu geologicznego (mapy, zdjęcia) (wg Bażyńskiego, 1969 *w*: Kowalski, 1988)

Tabela 8.2. Wymagana gęstość punktów dokumentacyjnych w zależności od skali mapy i stopnia złożoności budowy geologicznej terenu

Skala mapy	Budowa geologiczna	Liczba punktów [na 1 km^2]	Odległość między punktami w terenie [m]	Odległość między punktami na mapie [cm]
1 : 50 000	prosta	2,5	640	1,3
	złożona	9	340	0,7
1 : 25 000	prosta	6	410	1,6
	złożona	22	220	0,9
1 : 10 000	prosta	20	225	2,3
	złożona	82	110	1,1
1 : 5 000	prosta	50	145	2,9
	złożona	235	65	1,3

Według *Instrukcji sporządzania Mapy warunków geologiczno-inżynierskich w skali 1 : 10 000 i większej dla potrzeb planowania przestrzennego w gminach.* PIG, 1999

8.3. Klasyfikacja geologiczno-inżynierska jednostek przestrzennych

Oceny warunków geologiczno-inżynierskich stosunkowo dużego (rozległego) i zróżnicowanego obszaru z konieczności prowadzą do jego podziału na mniejsze jednostki przestrzenne różnego rzędu. Charakterystyka geologiczno-inżynierska terenu musi być oparta na systematyce jednostek przestrzennych, różniących się między sobą sumą warunków: geologicznych, hydrogeologicznych, geologiczno-inżynierskich i zagospodarowania. Mapa warunków geologiczno-inżynierskich wraz z ich oceną stanowi podstawę do przeprowadzenia rejonizacji geologiczno-inżynierskiej. Rejonizacja w postaci mapy powinna zawierać wskazówki dla zagospodarowania obszaru, uwzględniać kierunki rozwoju różnych rodzajów budownictwa z uwzględnieniem ekonomiczno-technicznych czynników przy jego projektowaniu, dokumentowaniu i realizacji na tle konkretnych planów zagospodarowania terenu.

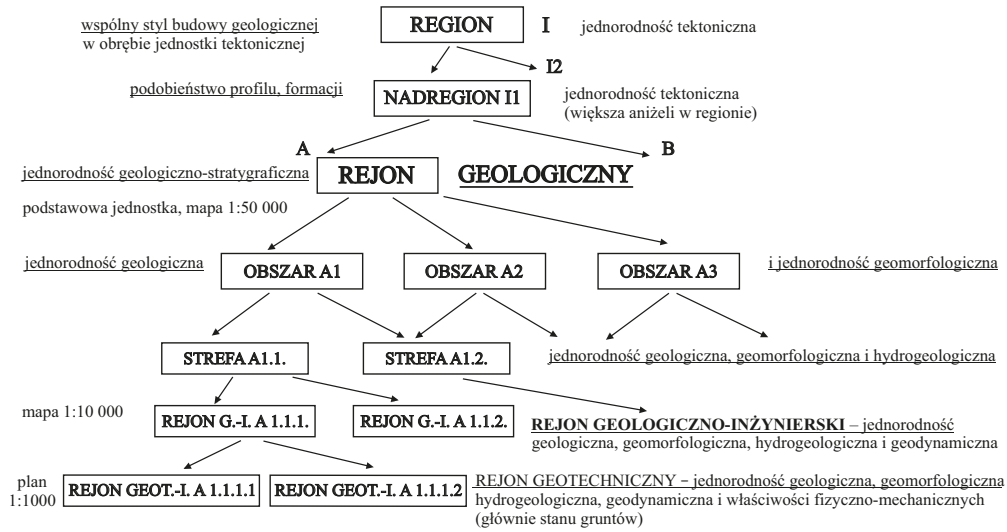
Głównym obiektem badań geologii inżynierskiej jest przede wszystkim pokrywa czwartorzędowa i jej współdziałanie z obiektami gospodarczej działalności człowieka.

W celu dokonania geologiczno-inżynierskiej rejonizacji powierzchni kraju, głównie osadów czwartorzędowych, po stworzeniu syntezy całości oddziaływujących czynników można wykonać próbę podziału powierzchni na mniej lub bardziej jednorodne (homogeniczne) jednostki przestrzenne, czyli klasyfikację przestrzennych jednostek.

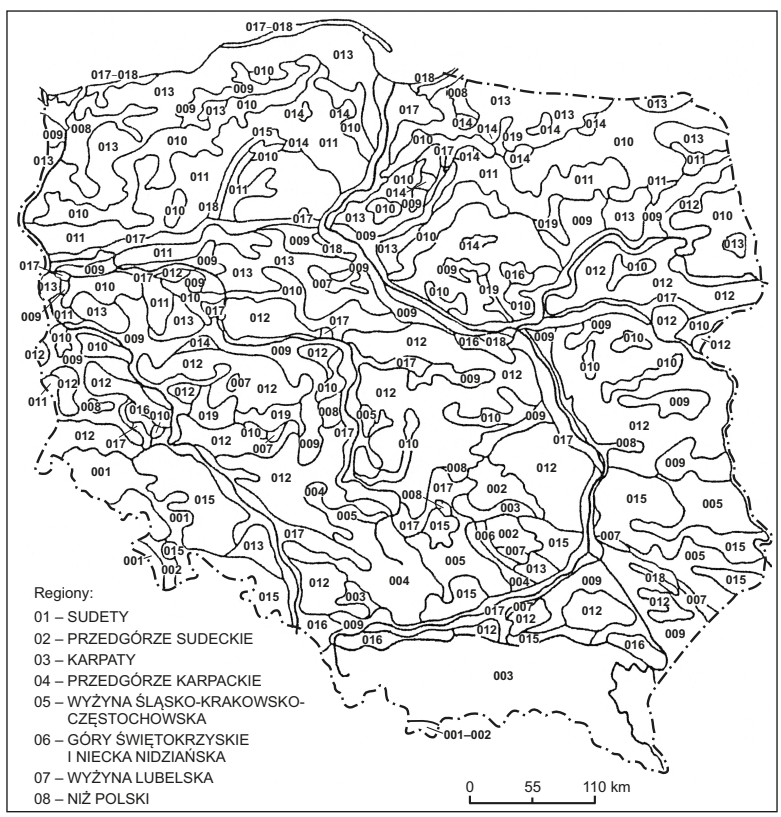
Podstawową jednostką przestrzenną jednorodną geologicznie jest **rejon** (ryc. 8.2), który określa jednorodność litostratygraficzną. Oznacza to, że grunty powstały w jednym czasie w wyniku jednego procesu, mają tę samą historię geologiczną, reprezentują tę samą litofację i występują w tej samej strukturze geologicznej.

Jednakże warunki geologiczno-inżynierskie w obrębie rejonu mogą być bardzo różne. Jednorodność geologiczna jednostek przestrzennych o jeden rząd niższych niż rejon określa jednorodność litostratygraficzna i geomorfologiczna, czyli **obszary**. Glazer i Malinowski (1991) przedstawili propozycję podziału Polski na 20 obszarów gruntów budowlanych, które zostały wyróżnione w ośmiu regionach geologicznych Polski (ryc. 8.3 i tab. 8.3).

Podczas wydzielania obszarów, poza litologią i rzeźbą terenu, uwzględnia się głębokość występowania podłoża skał litych. Mapa obszarów gruntów budowlanych jest wykonana w bardzo małej skali, korzystanie z niej jest raczej mało precyzyjne. Kolejnymi jednostkami niższego rzędu są **strefy**, które charakteryzuje jednorodność litologiczna, geomorfologiczna i hydrogeologiczna.



Ryc. 8.2. Schemat klasyfikacji geologiczno-inżynierskich jednostek przestrzennych



Ryc. 8.3. Obszary gruntów budowlanych w Polsce (schemat uproszczony) (wg Glazera, Malinowskiego, 1991)

Tabela 8.3. Podział Polski na rejony i obszary gruntów budowlanych (wg Glazera, Malinowskiego, 1991)

REGION	OBSZARY
01 SUDETY	001 obszar górski i wyżyny skał magmowych i metamorficznych 002 obszar górski i wyżyny skał osadowych jednolitych zdiagenezowanych piaskowców 009 obszar gruntów piaszczysto-żwirowych tarasów rzecznych 015 obszar gruntów makroporowatych lessopodobnych i pylastych plus pokrywy zwietrzelinowe
02 PRZEDGÓRZE SUDECKIE	009 obszar gruntów piaszczysto-żwirowych tarasów rzecznych 012 obszar glin zwałowych zlodowacenia południowo- i środkowopolskiego 015 obszar gruntów makroporowatych lessopodobnych i pylastych 016 obszar gruntów ilasto-pylastych zastoiskowych 017 obszar gruntów piaszczysto-madowych tarasów niskich 019 obszar torfów i gruntów bagiennych
03 KARPATY	001 obszar górski i wyżyny skał magmowych i metamorficznych 003 obszar górski lub wyżyny skał typu fliszu 009 obszar gruntów piaszczysto-żwirowych tarasów rzecznych 020 aluwia osuwiskowe plus pokrywy zwietrzelinowe
04 PRZEDGÓRZE KARPACKIE	009 obszar gruntów piaszczysto-żwirowych tarasów rzecznych 012 obszar glin zwałowych zlodowacenia południowo- i środkowopolskiego 015 obszar gruntów makroporowatych lessopodobnych i pylastych 017 obszar gruntów piaszczysto-madowych tarasów niskich 018 obszar piasków wydmowych 019 obszar torfów i gruntów bagiennych
05 WYŻYNA ŚLĄSKO--KRAKOWSKO--CZĘSTOCHOWKA	002 obszar górski i wyżyny skał osadowych jednolitych zdiagenezowanych piaskowców 004 obszar górski lub wyżyna skał węglanowych-wapieni i dolomitów 005 obszar skał wapienno-marglistych 006 obszar gruntów skalistych i łupkowych 015 obszar gruntów makroporowatych lessopodobnych i pylastych plus pokrywy zwietrzelinowe
06 GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE I NIECKA NIDZIAŃSKA	002 obszar górski i wyżyny skał osadowych jednolitych zdiagenezowanych piaskowców 004 obszar górski lub wyżyna skał węglanowych – wapieni i dolomitów 005 obszar skał wapienno-marglistych 006 obszar gruntów skalistych i łupkowych 015 obszar gruntów makroporowatych lessopodobnych i pylastych plus pokrywy zwietrzelinowe
07 WYŻYNA LUBELSKA	005 obszar skał wapienno-marglistych 015 obszar gruntów makroporowatych lessopodobnych i pylastych plus pokrywy zwietrzelinowe
08 NIŻ POLSKI	006 obszar gruntów skalistych i łupkowych 007 obszary gruntów ilastych paleogenu i neogenu (dawniej trzeciorzędu) 009 obszar gruntów piaszczysto-żwirowych tarasów rzecznych 010 obszar gruntów żwirowo-kamienistych 011 obszar gruntów piaszczysto-żwirowych wodnolodowcowych i lodowcowych 012 obszar glin zwałowych zlodowacenia południowo- i środkowopolskiego 013 obszar glin zwałowych zlodowacenia północnego 014 obszar oczek morenowych 016 obszar gruntów ilasto-pylastych zastoiskowych 017 obszar gruntów piaszczysto-madowych tarasów niskich 018 obszar piasków wydmowych 019 obszar torfów i gruntów bagiennych

Dodając do tego jeszcze jednorodność procesów geodynamicznych dochodzimy do **rejonu geologiczno-inżynierskiego**, a jeżeli uwzględnimy homogeniczność właściwości (głównie stanu) gruntów osiągamy w końcu **rejon geotechniczny** – najbardziej homogeniczną jednostkę przestrzenną.

8.4. Mapa warunków geologiczno-inżynierskich (MWGI)

Mapy geologiczno-inżynierskie wykonuje się przeważnie w skalach 1:10 000–1:5 000 i większych. Im większa skala tym istnieje znacznie większa możliwość przedstawienia szczegółów dotyczących warunków geologiczno-inżynierskich. Dobór odpowiedniej skali wynika przede wszystkim z zadania geologicznego i etapów projektowania oraz złożoności omawianych warunków. Mapy warunków geologiczno-inżynierskich (warunków geotechnicznych) wykonywane w odpowiednio dużych skalach (1:2000–1:500) mogą służyć nie tylko do sporządzania i korekty np. miejskich planów zagospodarowania przestrzennego, lecz także stanowić podstawę projektowania, a nawet realizacji obiektów budowlanych.

MWGI wykonuje się przeważnie dla określonego poziomu posadowienia (często różnej granicy przemarzania) lub kilku innych możliwych głębokości w zakresie tzw. podłoża budowlanego (czyli strefy praktycznego współoddziaływania obiektu i podłoża gruntowego).

Mapy te uwzględniają poszczególne elementy podłoża istotne z punktu ich przydatności budowlanej, np.:

- wpływ ukształtowania powierzchni;
- rodzaj gruntów i ich charakterystykę pod względem nośności;
- występowanie poziomów wodonośnych;
- wpływ czynnych procesów dynamicznych;
- prognozę obejmującą wzajemne interakcje obiektu i podłoża gruntowego.

Powyżej wymienione elementy mogą stanowić kryteria wydzielania i oceny rejonów o zbliżonych warunkach geologiczno-inżynierskich. Przykładową propozycję przedstawiono w tabeleli 8.4.

Na MWGI można odczytać:

- profil litologiczny w ramach wyróżnionych rejonów;
- jednostki geomorfologiczne;
- rodzaje gruntów występujących na głębokości, na której sporządzona jest mapa geologiczno-inżynierska;
- ewentualny stan gruntu;
- w ramach wyróżnionych jednostek głębokość poziomu zwierciadła wody.

8.5. Mapa rejonizacji geologiczno-inżynierskiej (MRGI)

Podstawę wykonania mapy rejonizacji geologiczno-inżynierskiej stanowi mapa warunków geologiczno-inżynierskich wraz z ich oceną. Te dwie mapy nie są tożsame. MRGI jest dalszym krokiem do zwiększenia użyteczności i odpowiedniego wykorzystania MWGI. Mapa ta zawiera wskazówki dla zagospodarowania terenu, uwzględnia kierunki ekspansji różnego rodzaju budownictwa oraz czynniki ekonomiczno-techniczne przy jego projektowaniu i realizacji.

Na MRGI poza przedstawionymi, wyróżnionymi uprzednio pod kątem ich przydatności dla bezpośredniego posadowienia np. czterema wydzieleniami warunków geologiczno-inżynierskich (I, II, III, IV lub bardziej szczegółowo: I ab, II cd, III ac, IV bce) podaje się wskazówki dla zagospodarowania terenu, np.:

- wskazane rejony pod zabudowę miejską, uwzględniając w przypadku miasta jego prawidłowy rozwój;

Tabela 8.4. Klasyfikacja warunków geologiczno-inżynierskich ze względu na przydatność budowlaną

Rejon I. Warunki geologiczno- -inżynierskie ZŁE	Praktycznie wykluczające możliwość bezpośredniego posadowienia a – spadki powierzchni terenu powyżej 12% b – podłoże o niewielkiej nośności <50 kPa, grunty: organiczne antropogeniczne (nasypowe), nawodnione pyły, o konsystencji płynnej, miękkoplastyczne lub luźne c – poziom wody gruntowej do 1 m p.p.t. d – nachylenie warstw geologicznych zgodne z nachyleniem zbocza e – tereny górskie, aktywne procesy geodynamiczne, tereny zalewane wodą
Rejon II. Warunki geologiczno- -inżynierskie NIEKORZYSTNE	Wyraźne trudności z wykonawstwem i eksploatacją obiektów budowlanych a – spadki terenu w granicach 8–12% b – małonośne podłoże (50–100 kPa), grunty nieskonsolidowane, spoiste o I_L > 0,25–0,50, I_D < 0,33 c – poziom wody gruntowej na głębokości 0–2 m p.p.t. d – procesy geodynamiczne – ślady nieustabilizowanych powierzchniowych ruchów masowych
Rejon III. Warunki geologiczno- -inżynierskie DOSTATECZNE	Warunki dogodne dla budownictwa lekkiego, niekorzystne dla budownictwa ciężkiego a – spadki terenu 5–8% b – podłoże o wystarczającej nośności (100–200 kPa), grunty skonsolidowane, spoiste o I_L < 0,25, I_D > 0,33 c – poziom wody gruntowej poniżej 2 m p.p.t. d – ewentualna możliwość występowania czynnych procesów geodynamicznych
Rejon IV. Warunki geologiczno- -inżynierskie DOBRE I BARDZO DOBRE	Warunki dogodne dla budownictwa a – spadki terenu poniżej 5% b – podłoże nośne > 200 kPa, grunty skaliste, sypkie (piaski, żwiry) o I_D > 0,50 c – nachylenie warstw geologicznych przeciwne do nachylenia zbocza d – poziom wody gruntowej poniżej 2 m p.p.t. e – brak aktywnych procesów geodynamicznych

- wskazane rejony do zagospodarowania pod tereny zielone, np.: strefy skarp i zboczy związane z uwzględnieniem aktywnych procesów geodynamicznych;
- rejony niewskazane pod zabudowę, rezerwowane na przeznaczenie rolnicze – konieczność ochrony;
- rejony niewskazane do zabudowy, w granicach zasięgu wpływu zbocza – strefa zmian stateczności zbocza;
- rejony miejscowej bazy surowców użytecznych;
- obszary obecnej zabudowy.

Mapy geologiczno-inżynierskie w skali 1 : 10 000 i większej są dokumentami wyprzedzającymi w stosunku do projektowania i realizacji obiektów budowlanych. Przykładowe mapy warunków geologiczno-inżynierskich i rejonizacji geologiczno-inżynierskiej zostały przedstawione w punktach 8.6 i 8.7.

8.6. Mapy geologiczno-inżynierskie w wersji tradycyjnej

Mapy geologiczno-inżynierskie są głównym elementem większości opracowań i dokumentacji geologiczno-inżynierskich, przy czym powinny one być wykonane w odpowiedniej skali wynikającej z jednej strony z obszaru objętego opracowaniem, a z drugiej – z celu i etapu projektowania.

Właściwa ocena warunków geologiczno-inżynierskich zależy od złożoności/jednorodności poszczególnych elementów składowych podłoża i pozwala podzielić zróżnicowany obszar na mniejsze jednostki przestrzenne.

Moduł geologiczno-inżynierski przeważnie obejmuje zespół warstw informacyjnych dotyczących podłoża budowlanego – mapę przydatności budowlanej podłoża gruntowego.

W Polsce mapy geologiczno-inżynierskie są wykonywane w skalach od małych (1 : 1 000 000) do dużych (przeważnie 1 : 10 000, wyjątkowo 1 : 5 000), a w dokumentacjach w skali do 1 : 500.

Mapy geologiczno-inżynierskie w skali 1 : 1 000 000–1 : 300 000

W grupie map ogólnych i przeglądowych Państwowy Instytut Geologiczny (PIG) po roku 1950 opracował mapy geologiczno-inżynierskie w skalach:

- 1 : 1 000 000;
- 1 : 500 000;
- 1 : 300 000.

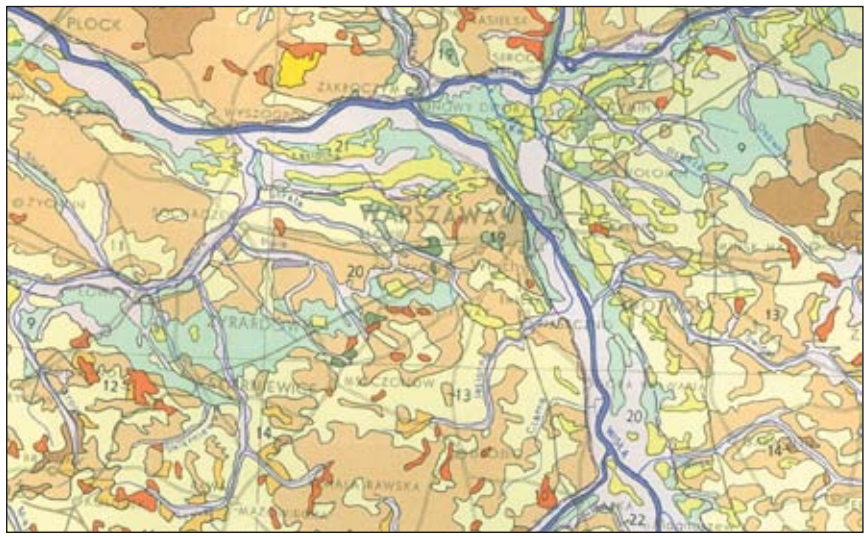
W ramach *Atlasu geologicznego Polski* w roku 1959 została opublikowana *Mapa geologiczno-inżynierska Polski* w skali **1 : 1 000 000** autorstwa Watychy. Na jednym arkuszu wydawniczym w tak małej skali na obszarze Polski wydzielono 23 obszary o zróżnicowanych warunkach geologiczno-inżynierskich pod względem genezy/litologii i oceny przydatności budowlanej. Wyróżniono warunki budowlane skrajnie złe, przeważnie złe, złe, dostateczne, dobre i bardzo dobre (ryc. 8.4).

W roku 1994 PIG wydał *Mapę geologiczno-inżynierską Polski* w czterech arkuszach w skali **1 : 500 000**, autorstwa Jakubicz i Łodzińskiej. Cała powierzchnia Polski została podzielona na 6 głównych obszarów (wydzielenia barwne) gruntów (organicznych, sypkich, spoistych, lessowych), skał (miękkich, twardych). Te sześć obszarów jest jednocześnie wydzieleniami w obrębie pięciu (I–V) jednostek morfogenetycznych formy: akumulacji morskiej, rzecznej, eolicznej, lodowcowej i wodnolodowcowej oraz formy rzeźby podłoża przedczwartorzędowego. Opisowo przy obszarach są podane oceny warunków geologiczno-inżynierskich – niekorzystne, średnie, na ogół dobre, bardzo dobre i zmienne (ryc. 8.5).

W latach 1955–1962 opublikowano na 23 arkuszach *Przeglądową mapę geologiczno-inżynierską Polski* w skali **1 : 300 000**, różnego autorstwa (IG). Na tych mapach wydzielono 23–25 obszarów o zbliżonych warunkach geologiczno-inżynierskich wraz z oceną budowlaną oraz dwa tereny występowania szkód górniczych i intensywnych zjawisk krasowych. Na 25 obszary składają się (ryc. 8.6):

- 1–8 – obszary gruntów skalistych;
- 9, 11 (11a)–14 (14a) – obszary gruntów sypkich;
- 10, 18– 20 – gruntów spoistych (ilasto-pylastych);
- 16–17 – gruntów makroporowatych;
- 21, 24 – gruntów jeziornych oraz torfów i gruntów bagiennych;
- 22, 23 – obszary mad i piasków wydmowych;
- 25 – obszar spływów zboczowych (osuwisk).

Przy wydzielonych obszarach jest podana ocena budowlana, warunki: skrajnie złe, bardzo złe, przeważnie złe, złe, dostateczne, dobre, bardzo dobre (i zmienne). Na wyróżnieniach zastosowanych na mapach w skali 1 : 1000 000 i 1 : 300 000 wzorowano się przy opracowaniu propozycji podziału Polski na obszary gruntów budowlanych, opublikowanych w książce autorstwa Glazera i Malinowskiego (1991).



1 Obszar górski i wyżynny skał magmowych i metamorficznych
Warunki budowlane bardzo dobre; trudności budowlane rosną w miarę wzrostu nachylenia zboczy

2 Obszar górski lub wyżynny skał osadowych jednolitych (głównie piaskowce), silnie zdiagenezowanych
Warunki budowlane bardzo dobre; trudności budowlane rosną w miarę wzrostu nachylenia zboczy

3 Obszar górski lub wyżynny skał węglanowych (wapienie i dolomity)
Warunki budowlane dobre; pogarszają się proporcjonalnie do nasilenia zjawisk krasowych i wzrostu nachylenia zboczy

4 Obszar górski lub wyżynny skał typu fliszu z przewagą piaskowców
Warunki budowlane dobre; pogaszają się w miarę wzrostu nachylenia zboczy i zaburzeń tektonicznych

5 Obszar górski lub wyżynny skał typu fliszu z przewagą łupków
Warunki budowlane średnio dobre; pogaszają się wybitnie w miarę wzrostu nachylenia zboczy

6 Obszar skał wapienno-marglistych
Warunki budowlane dobre

7 Obszar gruntów skalistych iło-łupkowych
Warunki buowlane dobre lub dostateczne; pogarszają się w miarę wzrostu zawodnienia oraz nachylenia zboczy

8 Obszar gruntów piaszczysto-żwirowych z wkładkami iłów i węgla brunatnego
Warunki budowlane dobre lub dostateczne; pogarszają się w miarę wzrostu zawodnienia i zaburzeń glacitektonicznych

9 Obszar gruntów piaszczysto-żwirowych tarasów wyższych, powyżej 4–6 m
Warunki budowlane dobre; polepszają się w miarę obniżania się zwierciadła wody gruntowej

10 Obszar gruntów żwirowo-kamienistych moreny czołowej
Warunki budowlane dobre

11 Obszar gruntów piaszczysto-żwirowych akumulacji wodno-lodowcowej i lodowcowej o nachyleniu powierzchni 0–3%
Warunki budowlane dobre lub dostateczne; polepszają się w miarę wzrostu średnicy ziarna i obniżania się zwierciadła wody gruntowej

12 Obszar gruntów piaszczysto-żwirowych akumulacji wodno-lodowcowej i lodowcowej o nachyleniu powierzchni powyżej 3%
Warunki budowlane dostateczne; pogarszają się w miarę skomplikowania morfologii i zaburzeń glacitektonicznych

13 Obszar glin zwałowych wysoczyzn morenowych o nachyleniu powierzchni 0–3%
Warunki budowlane dobre; pogarszają się w miarę wzrostu zawodnienia

14 Obszar glin zwałowych wysoczyzn morenowych o nachyleniu powierzchni powyżej 3%
Warunki budowlane dobre; pogarszają się w miarę skomplikowania morfologii i wzrostu zawodnienia

15 Obszar występowania oczek morenowych w obrębie glin zwałowych
Warunki budowlane na terenach śródoczkowych dostateczne lub dobre, w obrębie oczek złe, uzależnione od morfologii

16 Obszar gruntów ilastych
Warunki budowlane dobre lub dostateczne; pogarszają się proporcjonalnie do wzrostu zawodnienia i zaburzeń glacitektonicznych

17 Obszar gruntów gliniasto-pylastych (lessopochodnych) na gruntach spoistych lub fliszu
Warunki budowlane dostateczne lub dobre, wyraźnie zależne od stopnia zawodnienia

18 Obszar gruntów makroporowatych
Warunki budowlane dostateczne; przy zawodnieniu występuje niebezpieczeństwo suffozji i osiadań zawałowych

19 Obszar gruntów ilasto-pylastych zastoiskowych
Warunki budowlane dostateczne lub złe, uzależnione od zawodnienia

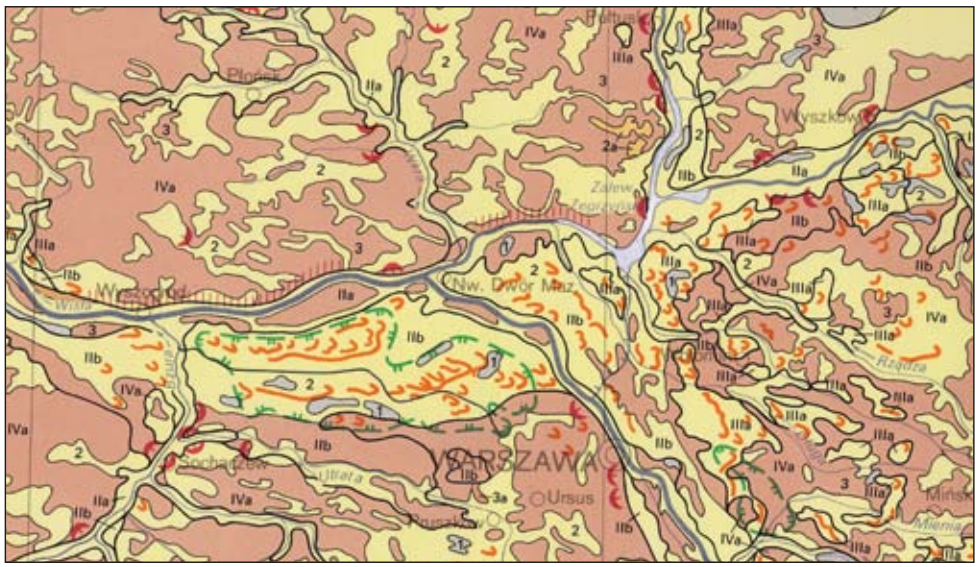
20 Obszar gruntów piaszczysto-madowych tarasów niższych, poniżej 4–6 m oraz gruntów jeziornych
Warunki budowlane przeważnie złe

21 Obszar piasków wydmowych
Warunki budowlane zmienne, przeważnie złe

22 Obszar torfów i gruntów bagiennych
Warunki budowlane złe lub bardzo złe

23 Obszar spływów zboczowych i osuwisk
Warunki budowlane złe lub skrajnie złe

Ryc. 8.4. Mapa geologiczno-inżynierska Polski (fragment), skala 1 : 1 000 000 (Watycha, 1959)



1 Obszary gruntów organicznych
Torfy, gytie, kresy jeziorne, namuły piaszczyste i gliniaste – czwartorzędowe, głównie w dolinach rzecznych i obniżeniach bezodpływowych. Woda gruntowa na głębokości 0–2 m. Warunki geologiczno-inżynierskie niekorzystne. Przed posadowieniem wymagają szczegółowych badań.

2, 2a Obszary gruntów sypkich
Piaski, pospółki, żwiry, otoczaki – czwartorzędowe (2) oraz piaski – starsze od czwartorzędu (2a). Woda gruntowa w dolinach i na równinach akumulacji wodnej na głębokości 0–5 m, na wysoczyznach morenowych i równinach sandrowych przeważnie na głębokości 5–10 m. Warunki geologiczno-inżynierskie na ogół dobre. Mało korzystne w rejonach piasków drobnych i pylastych oraz w miejscach płytko występującej wody gruntowej i dużych spadków terenu.

3, 3a Obszary gruntów spoistych
Gliny, piaski gliniaste, pyły, iły – czwartorzędowe (3) oraz – starsze od czwartorzędu (3a). Warunki geologiczno-inżynierskie średnie lub dobre. Możliwość pogorszenia w miejscach przejścia przez gruntu w stan plastyczny, szczególnie w strefach przykrawędziowych oraz zaburzeń glacitektonicznych.

4 Pyły, pyły piaszczyste, gliny pylaste – osady eoliczne, czwartorzędowe. Warunki geologiczno-inżynierskie zmienne. Przed posadowieniem wymagają szczegółowych badań.

5 Obszary skał miękkich
Skały osadowe: zlepieńce i piaskowce o słabym spoiwie, iłowce iłołupki, margle, opoki, kreda pisząca, wapienie, węgiel kamienny, gipsy i sole – starsze od czwartorzędu (trzeciorzędowe, kredowe, jurajskie, triasowe, permskie i karbońskie). Warunki geologiczno-inżynierskie dobre, poza obszarami krasu i zwietrzelin.

6 Obszary skał twardych
Skały magmowe, metamorficzne i osadowe – starsze od czwartorzędu (mezozoiczne, paleozoiczne i prekambryjskie). Warunki geologiczno-inżynierskie bardzo dobre, poza strefami dyslokacji i zwietrzelin. W miejscach dużego nachylenia zboczy, osuwisk i krasu niekorzystne.

Jednostki morfogenetyczne

Formy akumulacji morskiej
I – Mierzeje, plaże i wydmy nadmorskie

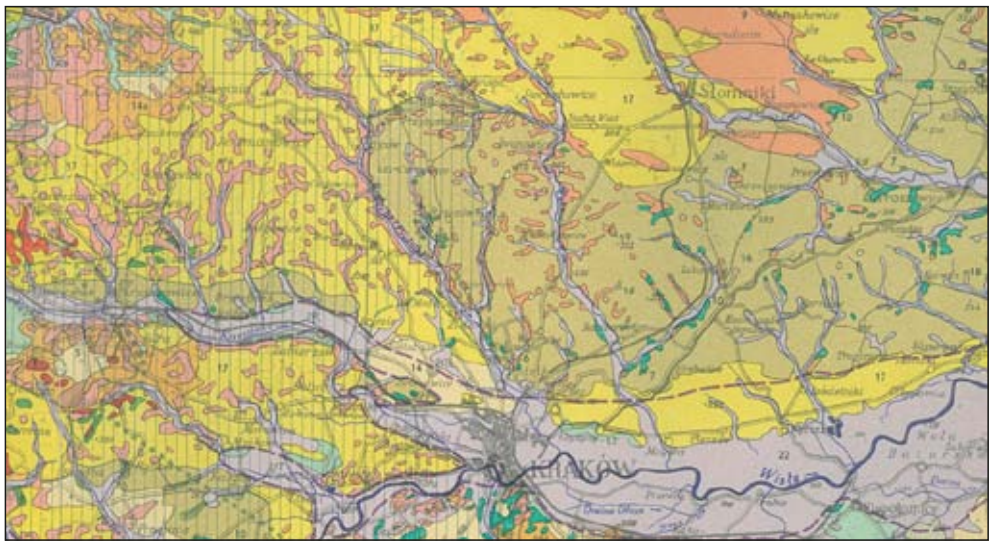
Formy akumulacji wodnej
IIa – Dna dolin rzecznych
IIb – Równiny akumulacji rzecznej, jeziornej i zastoiskowej

Formy akumulacji eolicznej
IIIa – Obszary piasków przewianych
IIIb – Płaskie lub faliste pokrywy lessowe

Formy akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej
IVa – Wysoczyzny morenowe i równiny denudacyjne
IVb – Równiny sandrowe

Formy rzeźby podłoża przedczwartorzędowego
Va – Wyżyny faliste, garby i pagóry
Vb – Góry fałdowe młode
Vc – Góry fałdowe stare i zrębowe

Ryc. 8.5. Mapa geologiczno-inżynierska Polski (fragment), skala 1 : 500 000 (Jakubicz, Łodzińska, 1994)



Ryc. 8.6. Przeglądowa mapa geologiczno-inżynierska Polski, skala 1 : 300 000, ark. Kraków (fragment) (Bażyński, 1955)

Mapy geologiczno-inżynierskie w skali 1 : 200 000 – 1 : 50 000

Skala 1 : 200 000

W tej skali brak map geologiczno-inżynierskich, istnieją tylko mapy geologiczne.

Skala 1 : 100 000

Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski (SMGP) 1 : 50 000 jest wyjątkową mapą w skali światowej i stanowi podstawę do wykonywania innych seryjnych map specjalnych. Stanowi największe źródło wiadomości na temat geologii całej Polski. W objaśnieniach publikowanych do arkuszy SMGP są załączone (do niektórych) szkice geologiczno-inżynierskie w skali 1 : 100 000. Na szkicach wydawanych do 1999 r. są wydzielone dwa rejony geologiczno-inżynierskie o warunkach geologiczno-inżynierskich (ryc. 8.7):

- korzystnych dla budownictwa (grunty spoiste zwarte, półzwarte i twardo plastyczne, grunty sypkie, zagęszczone i średniozgęszczone), brak zjawisk geodynamicznych, głębokość zwierciadła wody przekracza 2 m;
- utrudniających budownictwo (grunty słabonośne: organiczne, spoiste miękkoplastyczne i plastyczne), płytkie występowanie wody (0–2 m) oraz ruchów masowych i obszarów zalewanych w czasie powodzi.

Skala 1 : 50 000

Na 1069 arkuszy *Szczegółowej mapy geologiczno-inżynierskiej Polski* wydano tylko sześć arkuszy dla wybranych terenów – Bytom, Katowice, Pyskowice, Radzymin, Wokowice i Legionowo.

Każda mapa składa się z dwóch wersji:

- A – mapa gruntów (ryc. 8.8a);
- B – mapa klasyfikacji terenu na potrzeby budownictwa (ryc. 8.8b).

Na mapie gruntów, zależnie od arkusza wyróżniono ok. 20 wydzieleń litologicznych

Objaśnienia do ryciny 8.6

1 Obszar gruntów skalistych pochodzenia magmowego i metamorficznego
Warunki budowlane bardzo dobre lub wybitnie dobre; trudności budowlane rosną w miarę wzrostu nachylenia zboczy

2 Obszar gruntów skalistych osadowych jednolitych, silnie zdiagenezowanych
Warunki budowlane bardzo dobre; trudności budowlane rosną w miarę wzrostu nachylenia zboczy

3 Obszar gruntów skalistych węglanowych (wapienie i dolomity)
Warunki budowlane dobre; pogarszają się proporcjonalnie do wztostu skrasowienia

4 Obszar gruntów skalistych typu fliszu z przewagą piaskowców
Warunki budowlane dobre; pogarszają się w miarę wzrostu nachylenia zboczy i zaburzeń tektonicznych

5 Obszar gruntów skalistych typu fliszu z przewagą łupków
Warunki budowlane średnio dobre; pogarszają się wybitnie w miarę wzrostu nachylenia zboczy i zaburzeń tektonicznych

6 Obszar gruntów skalistych wapienno-marglistych
Warunki budowlane dobre

7 Obszar gruntów skalistych gipsowych
Warunki budowlane dobre lub dostateczne; pogarszają się proporcjonalnie do wzrostu skrasowienia

8 Obszar gruntów skalistych iłowo-łupkowych
Warunki budowlane dobre lub dostateczne; pogarszają się w miarę wzrostu zawodnienia oraz nachylenia zboczy

9 Obszar gruntów piaszczysto-żwirowych z wkładkami ilastymi starszych od czwartorzędu
Warunki budowlane dobre; polepszają się w miarę obniżania się zwierciadła wody gruntowej

10 Obszar gruntów ilastych
Warunki budowlane dobre lub dostateczne; pogarszają się proporcjonalnie do wzrostu zawodnienia i zaburzeń glacitektonicznych

12 Obszar gruntów piaszczysto-żwirowych tarasów wyższych, powyżej 4–6 m
Warunki budowlane dobre; polepszają się w miarę obniżania się zwierciadła wody gruntowej

13 Obszar gruntów żwirowo-kamienistych moreny czołowej
Warunki budowlane dobre

14 Obszar gruntów piaszczysto-żwirowych akumulacji wodno-lodowcowej i lodowcowej o nachyleniu zboczy 0–3%
Waruni budowlane dostateczne lub dobre; polepszają się ze wzrostem średnicy ziarna i obniżaniem się zwierciadła wody gruntowej

14a Obszar gruntów piaszczysto-żwirowych akumulacji wodno-lodowcowej i lodowcowej o nachyleniu zboczy powyżej 3%
Warunki budowlane dostateczne; pogarszają się w miarę skomplikowania morfologii i zaburzeń glacitektonicznych

16 Obszar gruntów makroporowatych na fliszu lub gruntach spistych
Warunki budowlane dostateczne lub dobre, wyraźne uzależnione od zawodnienia

17 Obszar gruntów makroporowatych
Warunki budowlane dostateczne; niebezpieczeństwo sufozji i osiadań zawałowych przy zawodnieniu

18 Obszar glin zwałowych o nachyleniu zboczy 0–3%
Warunki budowlane dobre; pogarszają się w miarę wzrostu zawodnienia

19 Obszar glin zwałowych wysoczyzn morenowych o nachyleniu zboczy powyżej 3%
Warunki budowlane dobre, uzależnione od morfologii i zawodnienia

20 Obszar gruntów ilasto-pylastych zastoiskowych
Warunki budowlane dostateczne lub złe, uzależnione od zawodnienia

22 Obszar gruntów piaszczysto-madowych tarasów niższych, poniżej 4–6 m
Warunki budowlane przeważnie złe

23 Obszar piasków wydmowych
Warunki budowlane zmienne, przeważnie niedostateczne

24 Obszar torfów i gruntów bagiennych
Warunki budowlane złe lub bardzo złe

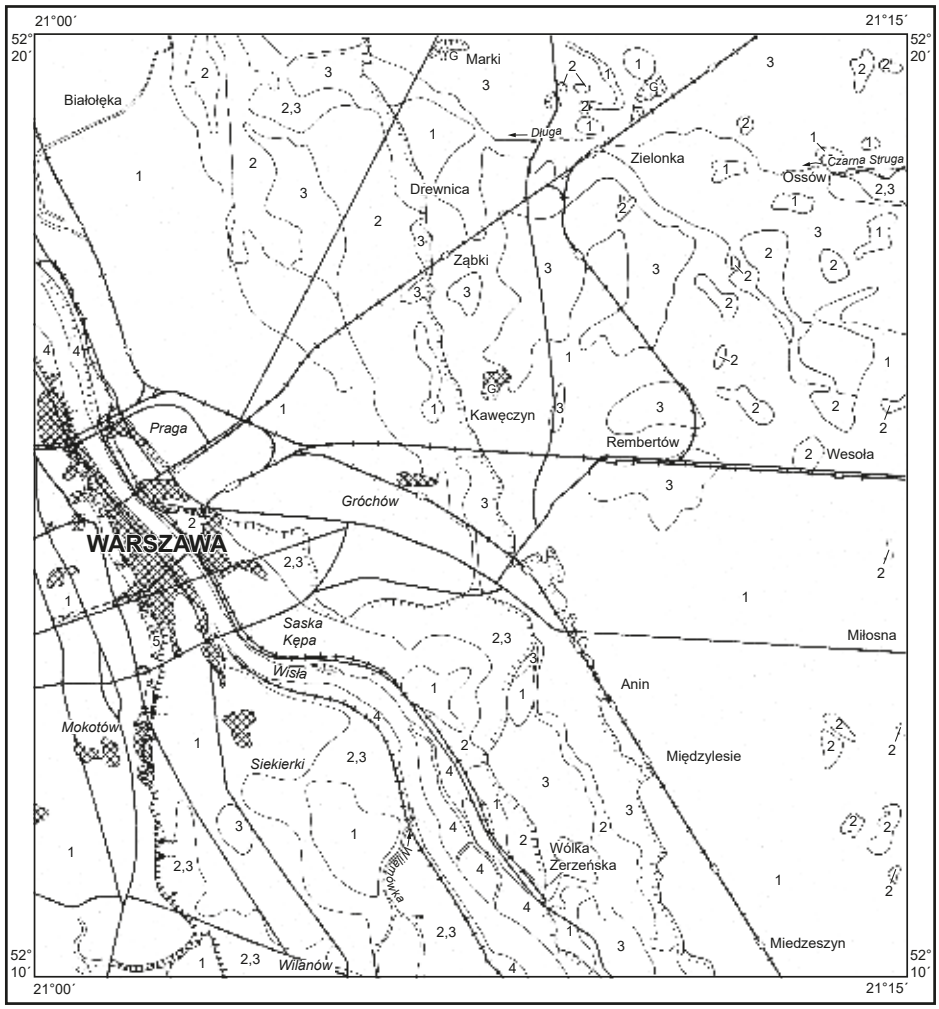
Tereny występowania intensywnych zjawisk krasowych

Tereny występowania szkód górniczych

Granica terenów węglonośnych i rudonośnych

Granica wielkich dolin rzecznych i pradolin

A——A Linia przekroju geologicznego



A. Rejonizacja geologiczno-inżynierska

I. Rejony o warunkach geologiczno-inżynierskich korzystnych dla budownictwa

1 — Obszary gruntów spoistych, zwartych, półzwartych i twardoplastycznych oraz gruntów sypkich średniozagęszczonych na których nie występują zjawiska geodynamiczne, a głębokość wody gruntowej przekracza 2 m

II. Rejony o warunkach geologiczno-inżynierskich utrudniających budownictwo

2 — Obszary gruntów słabonośnych (grunty organiczne i grunty spoiste miękkoplastyczne)

3 — Obszary płytkiego występowania wód gruntowych (0–2 m)

4 — Obszary zalewane w czasie powodzi

5 — Obszary występowania ruchów masowych (osuwiska, spełzywania)

B. Zjawiska geodynamiczne

Osuwiska

Obszary potencjalnych osuwisk

Spełzywanie zboczy

Krawędzie: a. wysoczyzny, b. tarasów

D. Inne

Piaskownie

Glinianki

Wały przeciwpowodziowe

Nasypy o miąższości ponad 2 m

C. Zjawiska hydrogeologiczne

Źródła

Wysięki

Ryc. 8.7. Szkic geologiczno-inżynierski w skali 1 : 100 000, ark. Warszawa Wschód (Sarnacka, 1980)

występujących na powierzchni terenu i ok. 30 wydzieleń na głębokości 2 m p.p.t. Cyframi rzymskimi (I–III) i literami a i b wyróżniono: (I) doliny rzeczne, (II) wysoczyzny morenowe, (III) pagórki zbudowane z utworów czwartorzędowych i przedczwartorzędowych. Na mapie w wersji B wyróżniono warunki (nośności): złe (do 50 kPa), niekorzystne (50–100 kPa), dogodne (100–200 kPa), bardzo dogodne (powyżej 200 kPa).

Mapy i atlasy geologiczno-inżynierskie w skali 1 : 20 000 i 1 : 10 000

W ramach *Atlasu geologicznego Warszawy* Malinowski i Stamatello (1964) opublikowali w części drugiej pt. *Mapy geologiczno-inżynierskie Warszawy* dwie mapy w skali 1 : 20 000:

- gruntów budowlanych (na głębokościach 0, 2, 4, 6, 8 i 10 m) (ryc. 8.9),
- dopuszczalnych obciążeń (na głębokościach 2 i 4 m) (ryc. 8.10).

W podziale gruntów budowlanych wyróżniono grunty sypkie i spoiste o różnej genezie. Na obszarze Warszawy o powierzchni ok. 200 km^2 w ramach rejonizacji geologiczno-inżynierskiej wydzielono cztery regiony o odmiennych warunkach geologiczno-inżynierskich (tarasu zalewowego, tarasu akumulacyjnego – praskiego, wyżyny lodowcowej i skarpy warszawskiej). Mapy dopuszczalnych obciążeń sporządzono w następujących przedziałach nośności: nienośne, do 100, do 150, do 200, do 250 i do 300 kPa. Ponadto była dołączona mapa procesów geodynamicznych. Uważa się, że przedstawione mapy są przydatne przy planowaniu rozbudowy miasta oraz jako podstawa do planowania wszelkiego rodzaju robót budowlanych w obrębie zwartej zabudowy.

Pierwowzorem map geologiczno-inżynierskich w skali 1 : 10 000 i większych były opracowania wykonane w latach 60., a opublikowane w latach 70 ub. wieku (Łozińska-Stępień, Stochlak, 1970, 1975; *Atlas*..., 1974) przykładowe mapy warunków i rejonizacji geologiczno-inżynierskiej miasta Słucka (Płocka).

Wówczas opracowano metodykę sporządzania tych map. Dla opracowania wymienionych dwóch syntetycznych map trzeba wykonać szereg map analitycznych (dokumentacyjnej, geomorfologicznej, geologicznej, hydrogeologicznej, gruntów budowlanych na różnych głębokościach, procesów geodynamicznych z prognozą ich rozwoju) oraz profile i przekroje geologiczno-inżynierskie. Wszystkie mapy były wykonane w skali 1 : 5 000, a potem opublikowane przez Wydawnictwa Geologiczne w skali 1 : 10 000. Mapa warunków geologiczno-inżynierskich wykonana według przyjętych zasad i kryteriów pozwala odczytać rzeczywisty profil geologiczny w danym punkcie wraz z geologiczno-inżynierską charakterystyką (ryc. 8.11). Mapa rejonizacji geologiczno-inżynierskiej uwzględnia wydzielenia o różnej przydatności budowlanej przedstawione na mapie warunków geologiczno-inżynierskich oraz podaje wskazówki dla zagospodarowania i prawidłowego rozwoju budownictwa (ryc. 8.12), np. obszary istniejącej zabudowy, wskazane pod zabudowę miejską, wymagające szybkiego zagospodarowania pod tereny zielone (po uprzednim przygotowaniu inżynierskim), niewskazane pod zabudowę z uwagi na wartość rolniczą, granice zasięgu wpływu skarpy, występowania surowców budowlanych.

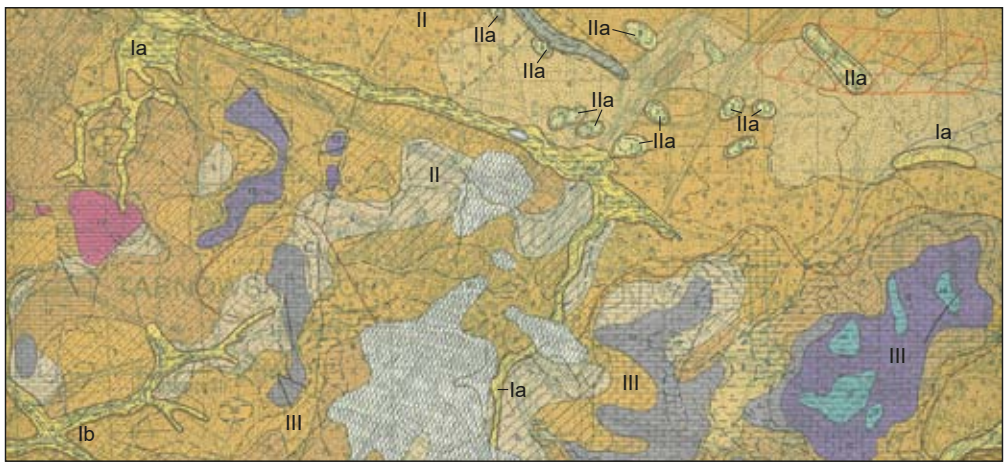
Mapa warunków geologiczno-inżynierskich dla bezpośredniego posadowienia obiektu zawiera cztery obszary o zróżnicowanych warunkach.

I. Warunki inżyniersko-geologiczne bardzo złe z uwagi na:

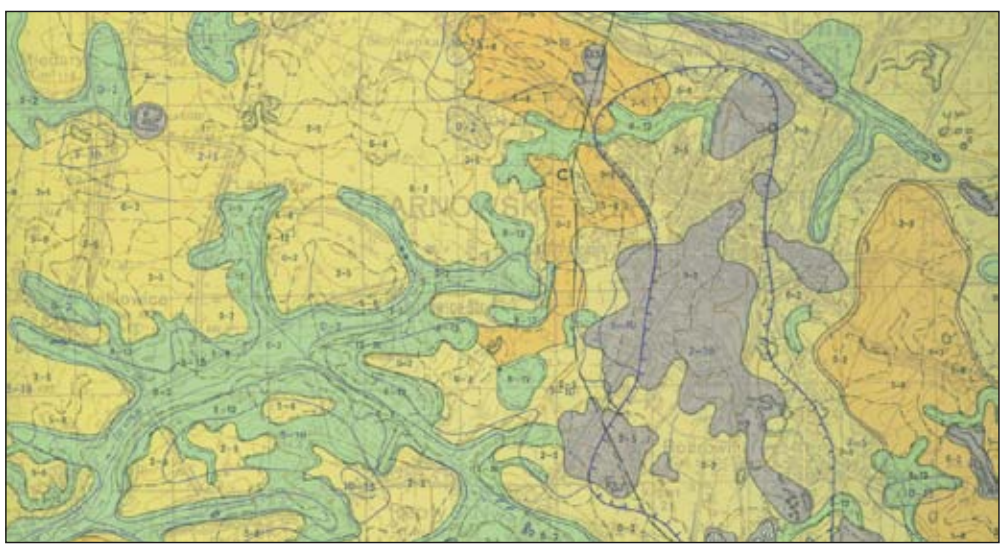
a. spadki terenu >12%,
b. występowanie w profilu geologicznym gruntów organicznych, nasypów, gruntów o konsystencji płynnej i miękkoplastycznej, o dopuszczalnym obciążeniu jednostkowym na głębokości 1 m od powierzchni terenu <0,8 kG/cm^2 (80kPa),
c. występowanie zwierciadła wody podziemnej do głębokości 1 m od powierzchni terenu,
d. występowanie czynnych procesów geodynamicznych.

Bardzo duże trudności wykonawstwa i eksploatacji obiektów.

a)



b)



Ryc. 8.8. Szczegółowa mapa geologiczno-inżynierska Polski (fragmenty) (Sokołowski, 1956, 1957)

a) Mapa gruntów w skali 1 : 50 000, ark. Bytom

b) Mapa klasyfikacji terenu dla potrzeb budownictwa, w skali 1 : 50 000, ark. Bytom

Objaśnienia do ryciny 8.8a

Litologia

- Torfy i piaski torfiaste
- Piaski różnoziarniste z warstwami pyłów i iłów
- Iły i iły piaszczyste
- Iły piaszczyste

Jednostki geomorfologiczne

I Doliny rzeczne:

Ia Doliny cieków okresowych i zagłębienia bezodpływowe

Ib Dna dolin rzecznych i tarasy zalewowe 0–2 m n.p. rzeki

Ic Tarasy nadzalewowe 2–5 m n.p. rzeki

II Wysoczyzna morenowa z wychodniami skał przedczwartorzędowymi

IIa Wydmy

III Pagórki zbudowane z utworów czwartorzędowych i przedczwartorzędowych

Granice jednostek geomorfologicznych

Objaśnienia do ryciny 8.8b

Klasyfikacja obszarów budowlanych wg stanu z 1956–1957 r.

- Warunki złe, praktycznie wykluczające możliwości fundamentowania obiektów wszelkiego typu bezpośrednio na podłożu
- Warunki niekorzystne dla budownictwa wszelkiego typu
- Warunki dogodne dla budownictwa lekkiego, mało korzystne dla budownictwa ciężkiego
- Warunki dogodne dla budownictwa wszelkiego typu

Charakterystyka ogólna

Występowanie gruntów organicznych pochodzenia bagiennego o nośności 0–0,5 kG/cm^2*, nasypów i czynnych szkód górniczych, wyrobisk oraz terenów zalanych wodą i zabagnionych

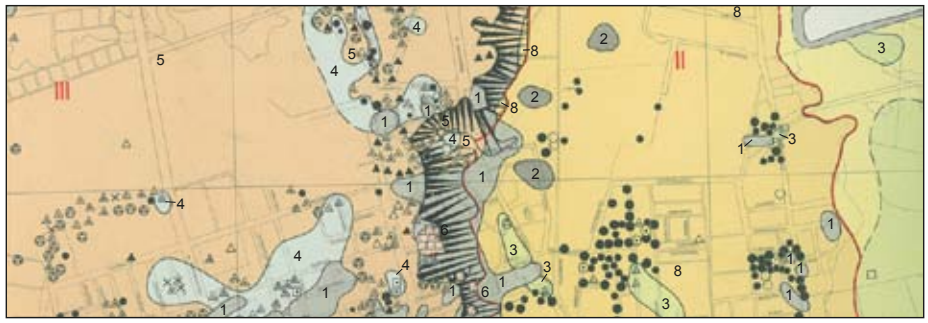
Występowanie gruntów mało skonsolidowanych, woda gruntowa na głębokości 0–2 m, nośność gruntów sypkich i spoistych 0,5–1,0 kG/cm^2, spadki terenu powyżej 8%, trudności w prowadzeniu wkopów

Występowanie gruntów skonsolidowanych, woda gruntowa na głębokości poniżej 2 m, nośność gruntów sypkich i spoistych 1–2 kG/cm^2, zmienne własności geotechniczne podłoża

Występowanie różnych gruntów skonsolidowanych, woda gruntowa na głębokości poniżej 5 m, nośność gruntów sypkich i spoistych powyżej 2 kG/cm^2, lub płytkie do 5 m od powierzchni terenu występowanie podłoża skalnego o dużej nośności.

Obszary występowania pierwszego poziomu wody gruntowej (na podstawie mapy hydrogeologicznej opracowanej przez M. Milewską i S. Łodzińskiego)
Zwierciadło wody gruntowej w przeważającej części roku na głębokości:
0–2, 2–5, 2–20, 5–10, 10–15, 15–20 i >20 m

* 1 kG/cm^2 = 100 kPa



RODZAJ GRUNTÓW wg PN 54/B-02480	WIEK	GENEZA	LITOLOGIA	REJON GEO-MORFOLOGICZNY WYSTĘPOWANIA GRUNTÓW	OZNACZAENIA LITOLOGICZNO--GENETYCZNE	STWIERDZONA ZMIENNOŚĆ GRUNTÓW wg PN 54/B-02480	GŁĘBOKOŚĆ ZAWODNIENIA
NASYPY		Antropogeniczne	Gruz ceglany Nasypy ziemne Hałdy glianek Obwałowania	I II III	1	———	w przewadze suche zawodnienie lokalne
GRUNTY ORGANICZNE	HOLOCEN	Bagienno--zastoiskowe	Torfy i pyły torfiaste	I II III	2	nierozdzielone	0,5 – 1,0
GRUNTY SPOISTE	HOLOCEN	Rzeczne	Mady i gliny napływowe	I	3	× ▲ ▲ △ △ ◬ ◬ ● • • ○ □ ⊡ ⊠ ◬	1,3 – 5,0
	PLEJSTOCEN	Zastoiskowe	Iły warwowe, pyły warstwowane – mułki	III II	4	× ▲ ▲ △ △ ◬ ◬ ● • • ○ □ ⊡ ⊠ ⊙	1,7 – 8,9

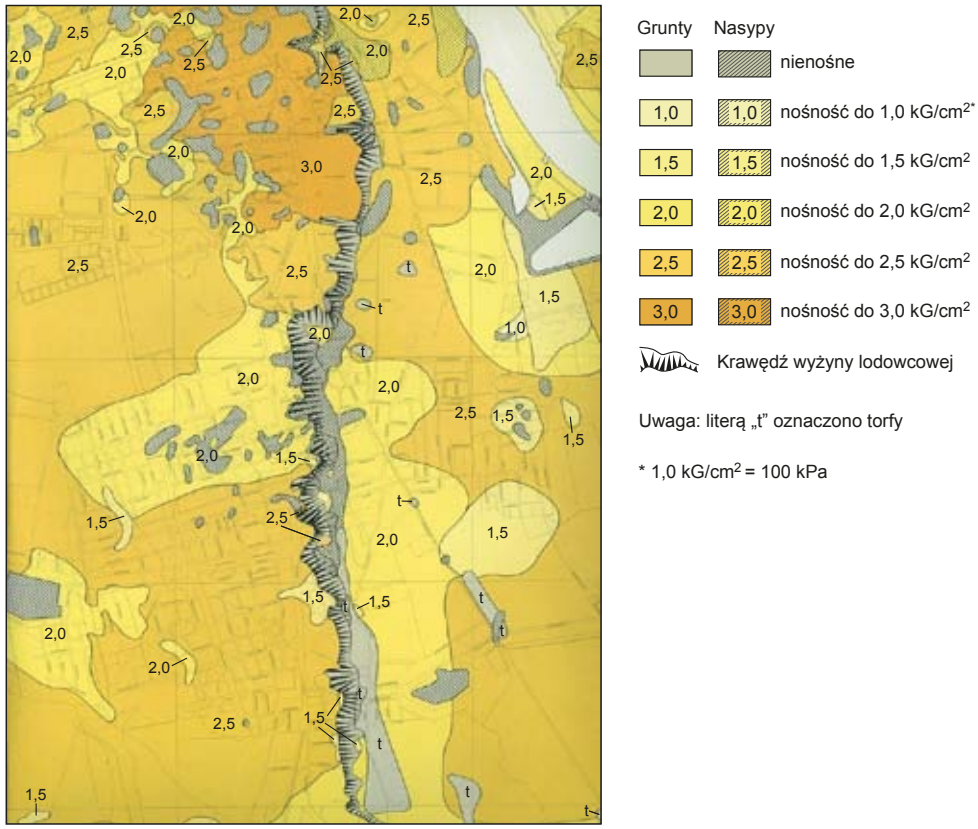
Ryc. 8.9. Mapa inżyniersko-geologiczna Warszawy – mapa gruntów budowlanych na głębokości 2 m, skala 1:20 000 (fragment) (Malinowski, 1964)

II. Warunki inżyniersko-geologiczne złe z uwagi na:
- a. spadki terenu >12%,
- b. występowanie w profilu geologicznym gruntów o dopuszczalnych obciążeniach jednostkowych na głębokości 1 m od powierzchni terenu >0,8–1,0 kG/cm^2 (80–100 kPa),
- c. występowanie zwierciadła wody podziemnej do głębokości 1–2 m od powierzchni terenu,
- d. występowanie czynnych procesów geodynamicznych.

Możliwości wystąpienia trudności wykonawstwa i eksploatacji obiektów.

III. Warunki inżyniersko-geologiczne średnie z uwagi na:
- a. spadki terenu <5%,
- b. występowanie w profilu geologicznym gruntów o dopuszczalnych obciążeniach jednostkowych na głębokości 1 m od powierzchni terenu >1,0–1,5 kG/cm^2 (100–150 kPa),
- c. występowanie zwierciadła wody podziemnej do głębokości 2–3 m od powierzchni terenu,
- d. możliwość występowania procesów geodynamicznych.

Przeciętne warunki wykonawstwa i eksploatacji obiektów.



Ryc. 8.10. Mapa inżyniersko-geologiczna Warszawy – mapa dopuszczalnych obciążeń, skala 1 : 20 000 (fragment) (Stamatello, 1964)

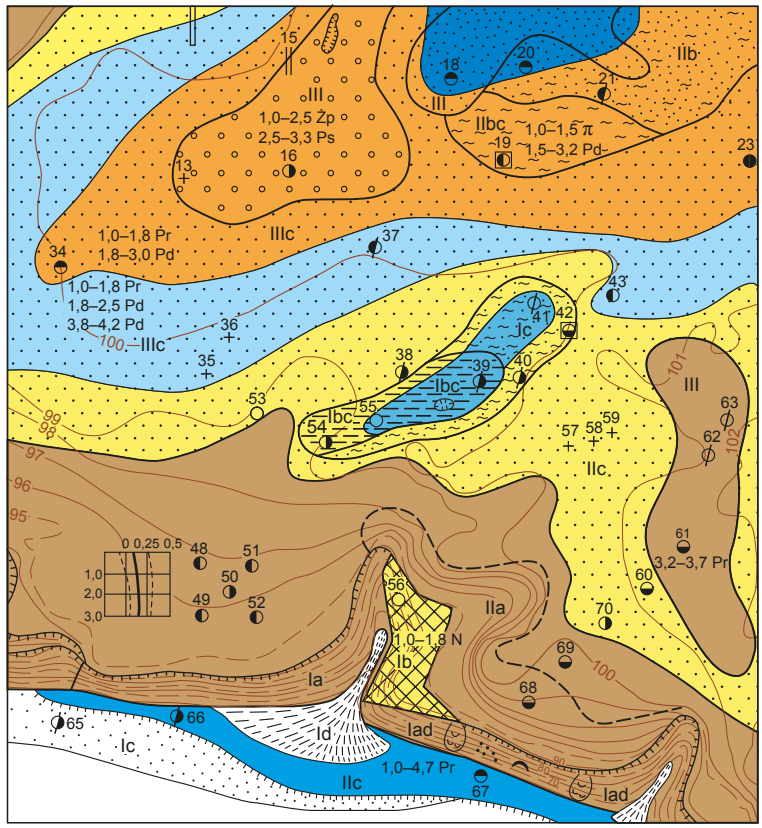
IV. Warunki inżyniersko-geologiczne dobre z uwagi na:

a. spadki terenu <5%,
b. występowanie w profilu geologicznym gruntów o dopuszczalnych obciążeniach jednostkowych na głębokości 1 m od powierzchni terenu >1,5 kG/cm^2 (>150 kPa),
c. występowanie zwierciadła wody podziemnej do głębokości >3 m od powierzchni terenu,
d. brak czynnych procesów geodynamicznych.

Dobre warunki wykonawstwa i eksploatacji obiektów.

8.7. Komputerowe mapy i atlasy

W roku 2000 został opracowany **cyfrowy atlas geologiczno-inżynierski Warszawy** z dokładnością jak dla skali 1 : 10 000 (Frankowski, Wysokiński, 2000). Szereg informatycznych map tematycznych przedstawia ocenę geologiczno-inżynierską warunków, które są przydatne w planowaniu zagospodarowania przestrzennego (ryc. 8.13). Bank danych pozwala generować w ramach map geologiczno-inżynierskich 27 (a–w) mapy różnego rodzaju, m.in.: gruntów na głębokościach 2, 4, 6, 8 i 10 m, głębokości do wody gruntowej, głębokości pliocenu, gruntów słabych



Warunki inżyniersko-geologiczne dla bezpośredniego posadowienia obiektu

I. Warunki inżyniersko-geologiczne bardzo złe z uwagi na:
   a. spadki terenu >12%
   b. występowanie w profilu geologicznym gruntów organicznych, nasypów, gruntów o konsystencji płynnej i miękkoplastycznej, o dopuszczalnym obciążeniu jednostkowym na głębokości 1 m od powierzchni terenu <0,8 kG/cm^2
   c. występowanie zwierciadła wody podziemnej do głębokości 1 m od powierzchni terenu
   d. występowanie czynnych procesów geodynamicznych
   Bardzo duże trudności wykonawstwa i eksploatacji obiektów

II. Warunki inżyniersko-geologiczne złe z uwagi na:
   a. spadki terenu 5–12%
   b. występowanie w profilu geologicznym gruntów o dopuszczalnych obciążeniach jednostkowych na głębokości 1 m od powierzchni terenu >0,8–1,0 kG/cm^2
   c. występowanie zwierciadła wody na głębokości 1–2 m od powierzchni terenu
   d. występowanie czynnych procesów geodynamicznych
   Możliwość wystąpienia trudności wykonawstwa i eksploatacji obiektów

III. Warunki inżyniersko-geologiczne średnie z uwagi na:
   a. spadki terenu <5%
   b. występowanie w profilu geologicznym gruntów o dopuszczalnych obciążeniach jednostkowych na głębokości 1 m od powierzchni terenu >1,0–1,5 kG/cm^2
   c. występowanie zwierciadła wody na głębokości 2–3 m od powierzchni terenu
   d. możliwość występowania procesów geodynamicznych
   Przeciętne warunki wykonawstwa i eksploatacji obiektów

Ryc. 8.11. Mapa warunków geologiczno-inżynierskich miasta Płocka

IV. Warunki inżyniersko-geologiczne dobre z uwagi na:
a. spadki terenu <5%
b. występowanie w profilu geologicznym gruntów o dopuszczalnych obciążeniach jednostkowych na głębokości 1 m od powierzchni terenu >1,5 kG/cm^2
c. występowanie zwierciadła wody podziemnej na głębokości >3 m od powierzchni terenu
d. brak czynnych procesów geodynamicznych
Dobre warunki wykonawstwa i eksploatacji obiektów

Strop gruntów spoistych (piaski gliniaste, gliny, iły) od powierzchni terenu

a – na głębokości 1 m
b – poniżej 1 m
c – poniżej 2 m
d – poniżej 3 m
e – wysoczyzna
f – taras nadzalewowy } poniżej 4 m
g – taras zalewowy

Rodzaje gruntów występujących na głębokości 1 m

a – żwiry (Ż), pospółki (Zp)
b – piaski gruboziarniste (Pr), średnioziarniste (Ps)
c – piaski drobnoziarniste (Pd)
d – piaski pylaste (P)
e – pyły piaszczyste (πp)
f – pyły (π)
g – piaski gliniaste (Pg), gliny piaszczyste (Gp), gliny (G), gliny pylaste (Gπ), iły piaszczyste (Ip), iły (I), iły pylaste (Iπ) w miejscach, w których strop gruntów spoistych występuje na głębokości większej niż 1 m
h – namuły organiczne (Mo), torfy (T)
i – nasypy (N)

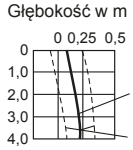
Profil geologiczny

3,4–4,5 Ps — a – przewarstwienia występujące w obrębie gruntów spoistych (np. piaski średnioziarniste – 3,4–4,5 m)

1,0 – 2,5 Pr
2,5 – 3,1 π — b – profil geologiczny gruntów występujących powyżej stropu gruntów spoistych (np. piaski gruboziarniste – 1,0–2,5 m, pyły – 2,5–3,1 m)

Charakterystyka stanu gruntów spoistych w profilu pionowym

Głębokość w m



a – stopień plastyczności (Sp)
b – średni stan gruntu na odpowiedniej głębokości
c – przedział zmienności

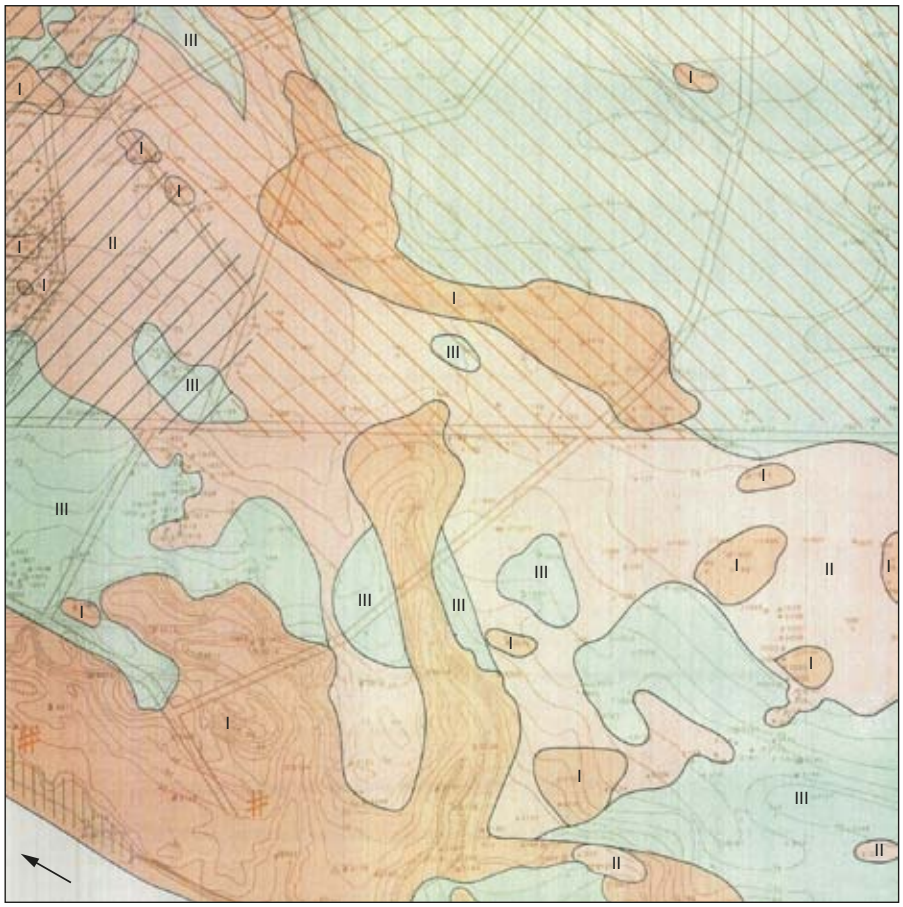
* 1 kG/cm^2 = 100 kPa

Przyjęte znaki umowne

a – granica wydzieleń litologicznych gruntów występujących na głębokości 1 m
b – granica stropu gruntów spoistych
c – granice przewarstwień w gruntach spoistych
d – granice obszarów o spadkach > 5%
e – krawędzie morfologiczne i skarpy
f – granice zsuwów
g – jęzory osuwiskowe
h – świeże osuwiska
i – aktywne spełzywanie pokryw wietrzeniowych (płytkie osuwiska)
j – stożki napływowe
k – wyrobiska eksploatacyjne (znak ogólny) (c – cegielnia, ż – żwirownia, p – piaskownia, f – doły torfowe)

Symbole p. p. o. jak w objaśnieniach do mapy dokumentacyjnej (tab. 1)

(fragment), skala 1 : 10 000 (Łozińska-Stępień, Stochlak, 1970)



Warunki inżyniersko-geologiczne dla bezpośredniego posadowienia obiektów

I Teren I – bardzo złe

II Teren II – złe

III Teren III – średnie

IV Teren IV – dobre

Wskazówki dla zagospodarowania terenu wynikające z oceny warunków inżyniersko-geologicznych

Obszary istniejącej zabudowy miejskiej

Obszary wskazane pod zabudowę miejską

Obszary wymagające szybkiego zagospodarowania pod tereny zielone (po uprzednim przygotowaniu inżynierskim)

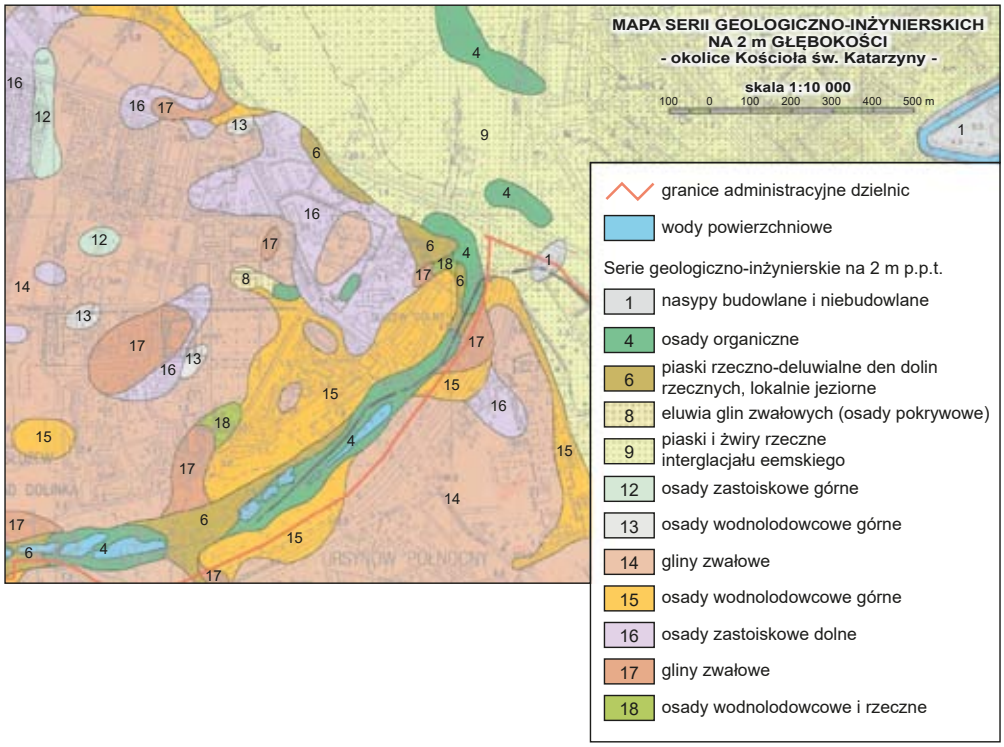
Obszary niewskazane pod zabudowę miejską z uwagi na wartość rolniczą

Granice zasięgu wpływu skarpy, posadowienie obiektów budowlanych wymaga każdorazowo szczegółowej analizy zmian stateczności skarpy

Obszary występowania surowców budowlanych z możliwością ich eksploatcji dla potrzeb lokalnych

Stwierdzone szkody budowlane

Ryc. 8.12. Mapa rejonizacji geologiczno-inżynierskiej i bonitacji terenu dla potrzeb budownictwa, rejon Płocka (fragment), skala 1 : 10 000 (*Atlas*..., 1974)



Ryc. 8.13. Cyfrowy atlas geologiczno-inżynierski Warszawy 1 : 10 000 (fragment) (Frankowski, Wysokiński red., 2000)

i antropogenicznych oraz mapy warunków budowlanych na głębokości 2 m p.p.t. Przy ocenie wyróżnia się 30 warstw (serii) geologiczno-inżynierskich z parametrami fizyczno-mechanicznymi. Mapa warunków budowlanych dzieli je na niekorzystne i korzystne. Niekorzystne uwzględniają trzy kryteria – występowanie gruntów antropogenicznych, gruntów słabych i głębokość zwierciadła wody (A, B, C). Korzystne warunki budowlane podzielono na sześć obszarów (Rz – grunty rzeczne, F – grunty fluwioglacjalne, G – grunty glacjalne, Za – grunty zastoiskowe, J – grunty jeziorzyskowe, W – grunty eoliczne). Dla skarpy warszawskiej wykonano dodatkowe warstwy informacyjne.

Atlasy geologiczno-inżynierskie innych aglomeracji i miast w skali 1 : 10 000

Do dzisiaj w ujęciu cyfrowym opracowano atlasy dla aglomeracji katowickiej (2005), krakowskiej (2007), trójmiejskiej (Gdańsk, Sopot, Gdynia) (2007), wrocławskiej (2009); Rybnik – Jastrzębie Zdrój – Żory (2010), łódzkiej (2012), Wałbrzych – Świebodzice – Kamienna Góra (2012) oraz miast Warszawy (2000), Poznania (2007) i Kielc (2010).

Obecnie w ramach Centralnej Bazy Danych Geologicznych (CBDG) istnieje baza danych geologiczno-inżynierskich (BDGI) i są realizowane tematy, dla których planuje się wprowadzenie do bazy co najmniej 66 000 otworów wiertniczych:

- 15 000 otworów – Atlas geologiczno-inżynierski aglomeracji Bydgoszcz;
- 10 000 otworów – Atlas geologiczno-inżynierski aglomeracji Koszalin;

- 20 000 otworów – Atlas geologiczno-inżynierski województwa mazowieckiego:
  - powiat piaseczyński,
  - powiat Płock;
- 3 000 otworów – Atlas geologiczno-inżynierski wybranych obszarów strefy brzegowej:
  - rejon klifów kaszubskich (Cetniewo–Jastrzębia Góra),
  - rejon klifów gdyńskich (Oksywie–Babie Doły).

Ponadto są wykonywane dwa opracowania o charakterze studiów wykonalności:

- na potrzeby sporządzania Atlasu geologiczno-inżynierskiego aglomeracji Lublin–Świdnik,
- na potrzeby sporządzania Atlasu geologiczno-inżynierskiego aglomeracji Szczecin.

Cyfrowe mapy warunków geologiczno-inżynierskich w skali 1 : 10 000 i większej dla potrzeb planowania przestrzennego w gminach (ryc. 8.14).

Bażyński i in. (1999) opublikowali instrukcję wykonywania takich map oraz opracowano je dla trzech różnych gmin – Kazimierz Dolny n. Wisłą, Jabłonna k. Warszawy, Miłki k. Giżycka (Kaczyński i in., 1998; Kaczyński, 2002a, 2012). Sposób gromadzenia, przetwarzania i wizualizacji danych geologiczno-inżynierskich ujęto w tzw. Tematyczny System Informacji Regionalnej (TSIR), który składa się z kilku modułów, np. infrastruktury, zarządzania, geologiczno-inżynierskiego, sozologicznego, wód powierzchniowych, atmosfery itp.

Moduł geologiczno-inżynierski – mapa warunków geologiczno-inżynierskich (MWGI) stanowi zbiór cyfrowych map tematycznych i syntetycznych opracowanych w systemie GIS. Merytorycznym celem MWGI jest:

- określenie przydatności terenu dla celów budownictwa w nawiązaniu do istniejącej infrastruktury i uwarunkowań sozologicznych;
- dokonanie analizy i określenie prognozy wpływu inwestycji budowlanych w odniesieniu do warunków geologicznych terenu;
- przedstawienie i opisanie wpływu naturalnych i sztucznych procesów geodynamicznych na warunki budowlane;
- wskazanie i opisanie oddziaływania wszystkich innych czynników geologicznych i antropogenicznych wpływających lub mogących ujemnie wpłynąć na działalność budowlaną,
- wskazanie głównych problemów budowlanych, które należy rozwiązać szczegółowymi badaniami geologiczno-inżynierskimi podczas dokumentowania większych obiektów inwestycyjnych;
- ustalenie możliwości zaopatrzenia gminy w wodę i w lokalne złoża surowców mineralnych.

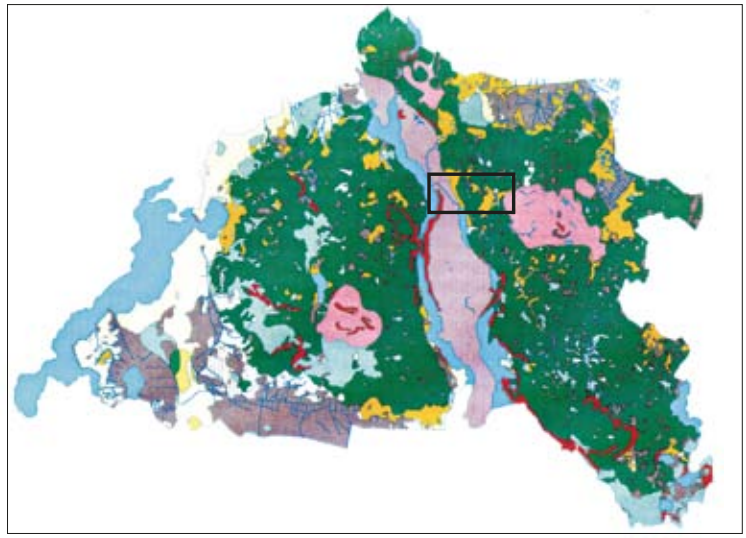
Moduł geologiczno-inżynierski składa się z dwóch zespołów warstw informacyjnych:

- zespół warstw informacyjnych podłoża budowlanego;
- zespół warstw informacyjnych dotyczących wód powierzchniowych i podziemnych.

Zespół warstw informacyjnych podłoża budowlanego obejmuje:

- morfologię powierzchni (podział geomorfologiczny i/lub spadki terenu);
- grunty przypowierzchniowe (głębokość 1,0 m lub 1,5 m, zależnie od głębokości przemarzania);
- grunty podłoża budowlanego (jednostki litogenetyczne) dla obszarów inwestycyjnych na głębokości 2 i 4 m i in., zależnie od przewidywanej zabudowy;
- rzędne lub głębokości występowania wody gruntowej (hydroizohipsy lub/i hydroizobaty), stany wód podziemnych (średni maksymalny, minimalny oraz amplituda wahań);

a)



b)

Objaśnienia [1] jeziora cieki powierzchniowe

Klasy przydatności budowlanej gruntów – obszary

o niekorzystnych warunkach [2]

- A1 predysponowany osuwisko k < 50 [3]
- A2 o dużych spadkach > 12%

o ograniczonej przydatności, zw. wody do 1,5 m p.p.t.

- B1, k = 30–50, bagienny
- B2, k = 120–225, prawdopodobnym deformacji glacitektonicznych
- B3, k = 110–150, piasków deluwialnych, jeziornych tarasów
- B5, k = 80–250, glin i piasków gliniastych zwałowych
- B6, k < 100, gruntów nasyconych

o dobrych warunkach zwierciadła wody poniżej 6 m p.p.t.

- D1, k > 300, piasków tarasów kemowych i żwirów lodowcowych
- D2, k > 250, glin/iłów i pyłów zastoiskowych
- D3, k > 200, glin i piasków gliniastych zwałowych

o przeciętnych warunkach zwierciadła wody od 1,5 do 6 m p.p.t.

- C1, k > 200, piasków tarasów kemowych i żwirów lodowcowych
- C2, k = 120–150, glin/iłów i pyłów zastoiskowych
- C3, k = 150–300 i k > 300, glin i piasków gliniastych zwałowych

1) objaśnienia w tekście, 2) dla bezpośredniego posadowienia, 3) k – wskaźnik nośności podłoża w kPa

Ryc. 8.14. Komputerowa mapa geologiczno-inżynierska warunków gminy Miłki (Kaczyński, 2012). Mapa przydatności budowlanej gruntów (fragment)

a) w skali 1 : 100 000; b) w skali 1 : 10 000

- agresywność wody gruntowej względem betonu i stali;
- zagrożenia geologiczne (czynne, uspokojone, potencjalne obszary osuwiskowe, kras gipsowy lub wapienny, strefa klifu i krawędzi erozyjnych, deformacje glacitektoniczne, grunty zapadowe, dna dolin i obszary zalewowe, obszary bagienno-zastoiskowe, obszary zmienione – skażone chemicznie, zajęte pod składowiska, szkody górnicze i budowlane;
- wskaźniki nośności podłoża budowlanego;
- złoża surowców budowlanych (miejscowych);
- przydatność budowlana podłoża gruntowego.

Przydatność budowlana podłoża gruntowego, na podstawie ilościowych kryteriów (spadek, litologia, stan, głębokość zwierciadła wody, wskaźniki nośności, zagrożenia geologiczne) została podzielona na cztery (A, B, C, D) główne obszary (ryc. 8.14):

A – o niekorzystnych warunkach
(A1 – predysponowany osuwiskowo, A2 – o dużych spadkach >12%);

B – o ogranicznej przydatności, zwierciadło wody do 1,5 m p.p.t.
(B1 – bagienny, B2 – prawdopodobnych deformacji glacitektonicznych, B3 – piasków deluwialnych, jeziornych, tarasów kemowych, B4 – glin i piasków gliniastych zwałowych, B5 – glin i piasków gliniastych zwałowych, B6 – gruntów nasyconych);

C – o przeciętnych warunkach, zwierciadło wody od 1,5 do 6 m p.p.t.
(C1 – piasków tarasów kemowych, piasków i żwirów lodowcowych, C2 – glin/iłów i pyłów zastoiskowych, C3 – glin i piasków gliniastych zwałowych);

D – o dobrych warunkach, zwierciadło wody poniżej 6 m p.p.t.
(D1 – piasków tarasów kemowych, piasków i żwirów lodowcowych, D2 – glin/iłów i pyłów zastoiskowych, D3 – glin i piasków gliniastych zwałowych).

Cyfrowa mapa przydatności budowlanej dla gminy Miłki w skali 1 : 10 000 została opracowana na podstawie następujących map analitycznych: mapy gruntów na 1,5 m głębokości, mapy procesów geodynamicznych, mapy głębokości do zwierciadła pierwszego poziomu wody gruntowej, mapy nośności podłoża (dla obszarów inwestycyjnych przewidywanych w planie zagospodarowania przestrzennego).

Podstawowym materiałem do opracowania mapy nośności jest mapa gruntów na głębokości 1,5 m p.p.t. oraz wyniki badań polowych i laboratoryjnych. Dokładność rozpoznania – powyżej 20 punktów dokumentacyjnych na 1 km^2 (jak dla budowy prostej).

Ponadto można spotkać mapy związane z szeroko pojętą geologią inżynierską.

Mapy osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi (MOTZ)

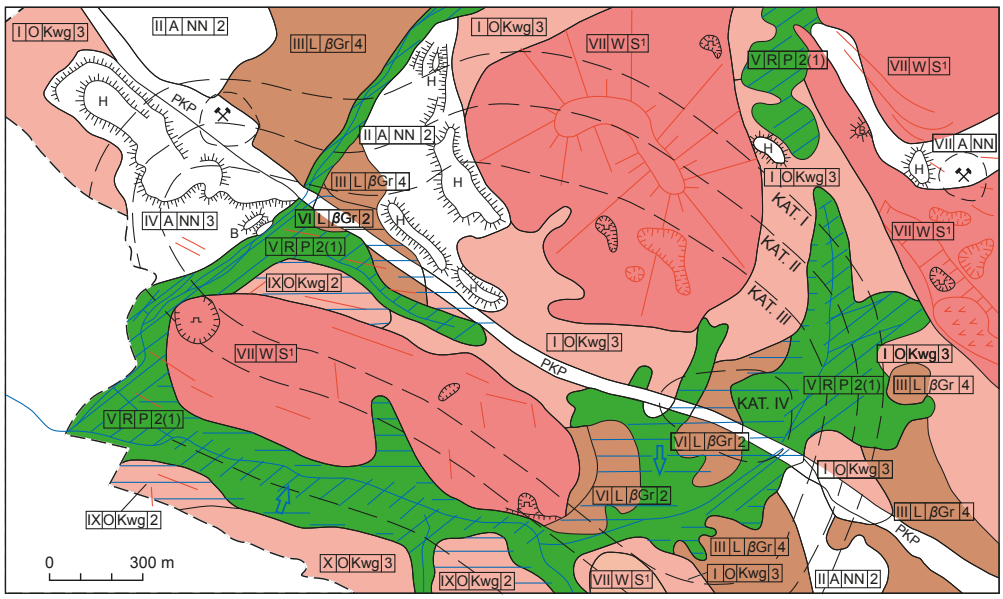
Od roku 2008 PIG i MŚ realizuje MOTZ w skali 1 : 10 000 dla całej Polski. MOTZ ma stanowić dokumentację kartograficzno-geologiczną osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi, które stanowią lub mają stanowić w bliskiej przyszłości (do 50 lat) zagrożenie dla działalności i egzystencji człowieka. W dniach 19–22 marca 2015 r. w Wieliczce pod auspicjami PIG-PIB odbyła się Ogólnopolska Konferencja pt. *O!suwisko*, która obejmowała następujące zagadnienia: monitoring osuwisk, zagrożenia i ryzyko ich występowania, zabezpieczenia i stabilizacja osuwisk, planowanie przestrzenne na terenach osuwiskowych, sposoby dokumentowania, badania regionalne i geologiczne uwarunkowania osuwisk.

Mapy geotechniczne warunków budowlanych (MGWB)

W roku 1991 Instytut Techniki Budowlanej (Instrukcja ITB 302) opracował instrukcję (i przykład) wykonania MGWB dla obszaru miejskiego i rejonu górniczego. Sporządza się je w skali od 1 : 10 000 do 1 : 2000 (ryc. 8.15).

MGWB są przeznaczone do:

- oceny geotechnicznej obszarów miast;
- stosowania przy projektowaniu budownictwa oraz tras obiektów liniowych i komunikacyjnych;
- wykorzystania na potrzeby projektów budowlanych inwestycji miejskich, zwłaszcza zabudowy uzupełniającej i plombowej;
- określenia kategorii geotechnicznej.



NN — nasypy niebudowlane

P — piaski drobne i pylaste

βGr — gliny, gliny piaszczyste

Kwg — zwietrzeliny gliniaste i gliniasto-rumoszowe

S1 — szarogłazy, arkozy zlepieńcowate, zlepieńce porfirowo-kwarcowe

0,0 1,5 3,0 >3,0 — pierwszy poziom wodonośny w m p.p.t.

główny kierunek spływu wód gruntowych

wody powierzchniowe

spadki >30%

osuwiska aktywne

zapadliska powierzchni nad wyrobiskami górniczymi

progi, szczeliny otwarte, szczeliny zamknięte

Wg ITB, 1991
skala 1 : 20 000

Fragment mapy wykonano na podstawie mapy pt. „Ocena deformacji górniczych – mapa synoptyczna dla rejonu Boguszów–Gorce" opracowanej przez doc. dr hab. inż. Joannę Pinińską

Załącznik do instrukcji ITB pt. „Wytyczne wykonywania map warunków budowlanych dla obszarów miejskich"

Ryc. 8.15. Mapa warunków budowlanych dla rejonu górniczego (fragment), skala 1 : 20 000 (Instrukcja ITB 302 – Wysokiński, Szurmak, 1991)

MGWB przedstawia w sposób syntetyczny dane geologiczne, hydrogeologiczne, geomorfologiczne i geodynamiczne, a więc te wszystkie czynniki, które uwzględniają mapy geologiczno-inżynierskie w skali 1 : 10 000 i większej. Można powiedzieć, że mapy geotechniczne są mapami geologiczno-inżynierskimi wykonanymi przeważnie w większej skali, są bardziej techniczne, a mniej uwzględniają uwarunkowania środowiskowe.

W skład MGWB wchodzą:

- mapa wynikowa wraz z tabelarycznym zestawieniem;
- mapa dokumentacyjna wraz z zestawieniem profili otworów i odsłonięć.

Na mapach MGWB wyróżnia się wydzielenia o tej samej genezie, litologii oraz zbliżonych parametrach geotechnicznych na określonych głębokościach (1,5–4,5 m). Opis wydzieleń jest czteroczłonowy i uwzględnia kolejny numer wydzielenia, oznaczenie genezy, rodzaju gruntu ze zbliżonymi parametrami geotechnicznymi oraz oznaczenie stanu gruntu. Ponadto odpowiednimi graficznymi oznaczeniami są przedstawione: grunty organiczne, głębokość zwierciadła wody i zjawiska geodynamiczne. W instrukcji ITB podkreślono, że MGWB zezwala na ustalenie warunków geotechnicznych w celu rozwiązywania problemów kategorii I bez wykonania dodatkowych badań.

Literatura

ABDULHADI N.O., BARGHOUTHI A.F., 2012 – Measurement of stiffness of rock from laboratory and field tests. Internet: http://www.jeaconf.org/uploadedfiles/document/2112b614-7ba7-421b-b3aa--0deb3d622a44.pdf (dostęp: luty 2017).

ADAMCZYK Z., BIAŁECKA B., 2001 – Ocena możliwości lokowania odpadów fosfogipsowych w podziemiach kopalń. *Zesz. Nauk. PŚl. Gór.*, **248**: 7–12.

AL-HELO K.H.L., 1993 – Geotechnical criteria for irrigation canals in Iragi soils [pr. doktor.]. Politechnika Warszawska, Warszawa.

ALLEN J.R.L., 1970 – Physical Processes of Sedimentation. Allen & Unwin, London.

ALPAN I., 1967 – Empirical evaluation of the coefficient K_0 and K_{0R}. *Soil and Foundation*, **2** (1): 1–40.

ANONYMOUS, 1995 – The description and classification of weathered rock for engineering purposes. Geological Society Engineering Group Working Party Report. *QJEG*, **28**: 207–242.

ASTM, 1998–1994 – Standardy wg American Society for Testing and Materials.

ASTM D2487, 2006 – Standard practice for classification of soils for engineering purposes (Unified Soil Classification System).

ATLAS INŻYNIERSKO-GEOLOGICZNY MIASTA SŁUCKA 1 : 10 000, 1974 – Opracowanie metodyczne (Liszkowski J., Łozińska-Stępień H., Myślińska E., Stochlak J., Wiatr I., Wysokiński L. pod kier. nauk. W.C. Kowalskiego i Z. Glazera) z objaśnieniami. Wydaw. Geol., Warszawa.

BAC-MOSZASZWILI M., GĄSIENICA-SZOSTAK M., 1990 – Tatry Polskie. Przewodnik geologiczny dla turystów. Wydaw. Geol., Warszawa.

BALDI G., BELLOTTI R., GHIONNA V., JAMIOLKOWSKI M., MARCHETTI S., PASQUALINI E., 1986 – Flat dilatometer tests in calibration chambers. *W*: Proc. in Situ'86 ASCE, Conf. on 11 "Use of in situ tests in geotechnical engineering". *Sp. Publ.*, **6**: 431–446.

BANACH M., 1977 – Rozwój osuwisk na prawym zboczu doliny Wisły między Dobrzynem a Włocławkiem. *Pr. Geogr.*, **124**: 101.

BARANIECKA M.D., 1990 – Propozycja nowelizacji stratygrafii czwartorzędu dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000 w świetle głównych wyników badań stratygraficznych ostatnich 20 lat. *Kwart. Geol.*, **34**: 149–166.

BARAŃSKI M., 2004 – The interplay between geological history and the geotechnical properties of overconsolidated Mio-pliocene clays. *W*: Proc. Skempton Memorial Conference, London. *Advanced in Geotechnical Engineering*, **2**: 1219–1230.

BARAŃSKI M., 2010 – Wytrzymałość i odkształcalność glin lodowcowych zanieczyszczonych ropopochodnym benzenem na terenie Petrochemii Płock SA [pr. doktor.]. Biblioteka Wydziału Geologii UW, Warszawa.

BARAŃSKI M., SZCZEPAŃSKI T., 2006 – Wykorzystanie metod sejsmiki powierzchniowej (CSWS, SASW) do wyznaczania parametrów sprężystych gruntu. *Zesz. Nauk. PBiałost. Budownictwo*, **20**: 9–18.

BARTON N.R., 1976 – The shear strength of rock and rock joint. *Int. J. Rock Mech. Min. Sc. Geomech.,* **13** (9): 255–279.

BARTON N., LIEN R., LUNDE J., 1974 – Engineering classification o rock masses for the design of tunnel support. *Rock Mech*., **6** (4): 189–236.
BAŻYŃSKI J., 1960 – Geologiczno-inżynierska charakterystyka krasu okolic Częstochowy. *Prz. Geol.*, **8**: 430–432.
BAŻYŃSKI J., 1969 – Dokładność map geologiczno-inżynierskich w zależności od skali i ilości punktów dokumentacyjnych. *Prz. Geol.*, **17** (9): 444–449.
BAŻYŃSKI J., 1973 – Badania geologiczno-inżynierskie osadów czwartorzędowych. Cz. 6. *W*: Metodyka badań osadów czwartorzędowych (red. E. Rühle): 587–609. Wydaw. Geol., Warszawa.
BAŻYŃSKI J., FRANKOWSKI Z., 1980 – Prognoza rozwoju osuwisk w wykopie kolejowym w Sadowicu. *Biul. Inst. Geol.*, **324**: 19–52.
BĄKOWSKA A., 2009 – Zachowanie się glin lodowcowych rejonu Warszawa-Służew pod wpływem obciążeń dynamicznych [pr. doktor.]. Biblioteka Wydziału Geologii UW, Warszawa.
BEAVIS F.C., 1985 – Engineering Geology. Blackwelll Scientific Publications 2231, Melbourne.
BELL F.G. (red.), 1987 – Ground Engineer's Reference Book. Butterworths.
BELL F.G., 2004 – Engineering Geology and construction: 791. Taylor and Francis Group, London.
BEREŚ B., LIS J., 1984 – Charakterystyka geomechaniczna anhydrytów cechsztyńskich z obszaru Lubińsko–Głogowskiego Okręgu Miedziowego. *W*: Mat. Sesji Nauk. Kom. Nauk Geol. PAN, AGH: 91–106. Kraków.
BERGGREN B., FALLSVIK J., VIBERG L., 1992 – Mapping and evaluation of landslide risk in Sweden. *W*: Proc. 6 Inter. Symp. on Landslides (red. D.H. Bell): 873–878. Christchurch N.Z.
BESKOW G., 1936 – Frostbildung und Frosthebung: 4, 5, 9, 10. Der Strassenbau.
BESTYŃSKI Z., 1997 – Ocena właściwości geotechnicznych fliszu karpackiego na podstawie badań geofizycznych [pr. doktor.]. AGH, Kraków.
BESTYŃSKI Z., 2011 – Metody geofizyczne w geologii inżynierskiej. *Biul. Państw. Inst. Geol*., **446**: 175–182.
BESTYŃSKI Z., 2014 – Polowe pomiary odkształcalności fliszowych masywów skalnych. *Prz. Geol.*, **62** (10/2): 544–548.
BESTYŃSKI Z., THIEL K., 1999 – Flysh geotechnical properties by the Geophysical Classification Index KFG. *W*: Proc. 9 Inter. Congress on Rock Mechanics ISRM, Paris: 1339–1346.
BESTYŃSKI Z., THIEL K., ZABUSKI L., 1991 – Geotechniczne klasyfikacje masywów fliszowych. *Rozpr. Hydrotech.*, **52**: 143–163.
BIENIAWSKI Z.T., 1973 – Engineering classification of jointed rock masses. *Trans. South Africa Inst. Civ. Eng.*, **15** (12): 335–344.
BIENIAWSKI Z.T., 1989 – Engineering rock mass classification: a complete manual for engineers and geologist in mining, civil and petroleum engineering. John Wiley & Sons, New York.
BIERNATOWSK K., DEMBICKI E., DZIERŻAWSKI K., WOLSKI W., 1987 – Fundamentowanie. Projektowanie i wykonawstwo. Wydaw. Arkady, Warszawa.
BJERRUM L., 1967 – Engineering geology of Norwegian normally consolidated marine clay as related to the settlement of buildings. *Geotechnique*, **18**: 83–118.
BOBER L., 1984 – Rejony osuwisk w polskich Karpatach fliszowych i ich związek z budową geologiczną regionu. *Biul. Inst. Geol.*, **340**: 115–162.
BOBER L., THIEL K., 1980 – Badania stateczności zbocza osuwiskowego w Lipowicy koło Dukli. Z Badań geologiczno-inżynierskich w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, **324**: 239–282.
BOBER L., CHOWANIEC J., OSZCZYPKO N., WÓJCIK A., WITEK K., 1977 – Geologiczne warunki rozwoju osuwiska w Brzeżance koło Strzyżowa. *Prz. Geol.*, **7**: 372–377.
BOBER L., THIEL K., ZABUSKI L., 1997 – Zjawiska osuwiskowe w polskich Karpatach fliszowych. Geologiczno-inżynierskie właściwości wybranych osuwisk. IBW, PAN, Gdańsk.
BOCK H., 2006 – Core values, competencies and issues in engineering geology – a European perspective. *W*: Proc. 10th Congress IAEG: 3–13. Nottingham, UK.
BOCZAR M., MANTERYS K., 1971 – Geologia Polski. Wydaw. Geol., Warszawa.
BOLEWSKI A. (red.), 1994 – Encyklopedia surowców mineralnych. Wydaw. CPPGSMiE PAN, Kraków.
BOLEWSKI A., PARACHONIAK W., 1988 – Petrografia. Wyd. 3. Wydaw. Geol., Warszawa.

BORECKA A., HERZIG J., KACZMARCZYK R., WOŹNIAK H., 2006 – Właściwości fizykomechaniczne wybranych gruntów spoistych ze zboczy wyrobiska KWB „Bełchatów". *Zesz. Nauk. PBiałost. Budownictwo*, **28**: 39–50.

BORETTI-ONYSZKIEWICZ W., 1968 – Anizotropia piaskowców fliszowych Podhala Zachodniego w świetle badań wytrzymałościowych. *Biul. Geol. UW*, **10**: 115–152.

BRACKLEY I.J., 1975 – Swell under lead. *W*: Proc. 6th Reg. Conf. for Africa on Soil Mechanics and Fund. Eng.: 65–70. Durban.

BRACKLEY I.J., 1980 – Prediction of soil heavy from suction measurements. *W*: Proc. 7th Reg. Conf. For Africa on Soil Mech. Found. Eng. Accra.: 159–166.

BROMOWICZ J., GUCIK J., MAGIERA M., MOROZ-KOPCZYŃSKA M., NOWAK T.W., PESZAT CZ., 1976 – Piaskowce karpackie, ich znaczenie surowcowe i perspektywy wykorzystania. *Zesz. Nauk. AGH*, *Geologia*, **2** (2): 1–95.

BROOKER E.W., IRELAND H.O., 1965 – Earth pressures at rest related to stress history. *Can. Geotech. J.*, **2** (1): 1–15.

BRYL B., 1986 – Wielkość stref odkształceń plastycznych w podłożu z iłów oligoceńskich w rejonie osuwisk Stołczyna. *Pr. Nauk. Politechniki Szczecińskiej*, **25**: 27–36.

BRYL B., 1989 – Przyczyny awarii obiektów posadowionych na iłach trzeciorzędowych „szczecińskich". *Pr. Nauk. Politechniki Szczecińskiej*, **408**: 135–144.

BUJWID H., 1970 – Procesy sufozyjne w aluwiach doliny Wisły między Zakroczymiem a Wyszogrodem. [pr. doktor.]. Biblioteka PAN, Instytut Nauk Geologicznych, Warszawa.

BURLAND J.B., 1990 – On the compressibility and shear strength of natural clays. *Géotechnique*, **40(3)**: 329–378.

BZÓWKA J., JUZWA A., KNAPIK K., STELMACH K., 2013 – Geotechnika komunikacyjna: 463. Wydaw. PŚl., Katowice.

CABAŁA J., 2001 – Skład mineralny i wybrane cechy chemiczne ekologicznego surowca haloizytowego z Dunina. *Zesz. Nauk. PŚl., Gór.*, **248**: 33–40.

CASAGRANDE A., 1936 – The deformation of the preconsolidation load and its practical significance. *W*: Proc 1th Int. Conf. SMFE, 3: 60–63. Harvard.

CHADA M., MAJER K., ROGUSKI A., 2014 – Możliwości wykorzystania bazy danych PPW–WJ i PPW–WH w geologii inżynierskiej. *Prz. Geol.*, **62** (10/2): 560–562.

CHEN F.H., 1988 – Fundations on expansive soils. Elsevier, Amsterdam.

CHOMA-MORYL K., 1982 – Wpływ zamarzania na niektóre właściwości iłów poznańskich okolic Wrocławia. *W*: Mat. Sympoz. Nauk. „Badania geologiczno-inżynierskie w górnictwie": 171–186. Kraków.

CHOMA-MORYL K., 1988 – Zmienność własności fizycznych iłów poznańskich okolic Wrocławia na tle ich genezy i litostratygrafii. *Geol. Sudet.*, **23** (1): 1–63.

CHOWANIEC J., WÓJCIK A. (red.), 2012 – Osuwiska w województwie małopolskim. Atlas – przewodnik. Państw. Inst. Geol., Kraków.

CHRZANOWSKA E., 1980 – Osuwisko „Zapadle" w Szymbarku. Analiza wyników badań geofizycznych i geologiczno-inżynierskich: 1–63. Wydaw. Politechniki Krakowskiej, Kraków.

CHUDEK M., JANUSZ W., ZYCH J., 1988 – Studium dotyczące stanu rozpoznania tworzenia się i prognozowania deformacji nieciągłych pod wpływem podziemnej eksploatacji złóż. *Zesz. Nauk. PŚl. Gór.*, **141**: 1–159.

CRIPS J.C., TAYLOR R.K., 1981 – The engineering properties of mudrocks. *QJEGH*, **14**: 325–346.

CULSHAW M.G., REEVES H.J., ROSENBAUM M.S., 2008 – Two hundred years of engineering geology. *QJEGH*, **41**: 137–142.

CZADO B., KORZENIOWSKA-REJMER E., PIETRUS J.S., 2011 – Wpływ zanieczyszczeń olejowych na wytrzymałość na ścinanie i nośność gruntów piaszczystych. *Czas. Tech.*, *Środowisko*, **108** (6): 79–88.

CZAJKA R., 1994 – Zachowanie się iłów glacilimnicznych w warunkach statycznych i dynamicznych obciążeń [pr. doktor.]. Biblioteka Wydziału Geologii UW, Warszawa.

CZARNECKI W.L., JOŃCZYK M.W., ORGANIŚCIAK B., WYSOKIŃSKI L., 2007 – Zagrożenia geotechniczne w wyrobisku górniczym kopalni Bełchatów. *W*: Mat. Sesji Jubileusz. 31.05–1.06.2007: 5–38. ITB, Warszawa.

CZYŻEWSKI K., WOLSKI W., WÓJCIK S., ŻBIKOWSKI A., 1973 – Zapory ziemne. Wydaw. Arkady, Warszawa.

DAKSHANAMURTHY V., RAMAN V., 1973 – A simple method of identifying an expansive soli. *Japanese Society of Soil Mechanics and Foundation Engineering, Soils and Foundations*, **13** (1): 97–104.

DEARMAN W.R., 1976 – Weathering classification in the characterization of rock a revision. *Bull IAEG*, **13**: 123–128.

DEARMAN W.R., SERGEEV E.M., SHIBAKOVA V.S. (red.), 1989 – Engineering Geology of the Earth. Wydaw. Nauka Publishers, Moscow.

DEC T., 1981 – Stabilizacja torfów dla celów budownictwa. *W*: Mat. VI Krajowej Konf. Mechaniki Gruntów i Fundamentowania: 453–458. Warszawa.

DEERE D.U., 1964 – Technical description of rock cores for engineering purposes. *Rock Mech. Rock Eng.*, **1**: 17–22.

DEERE D.U., DEERE D.W., 1988 – The rick quality designation (RQD) index in practice. *W*: Rock classification system for engineering purpose (red. L. Kirkalde). *ASTM Special Publication*, **984**: 91–101.

DEERE D.U., HEDRON A.J., PATTON F.D., CORDING E.J., 1967 – Design of surface and near surface construction in rock. *W*: Proceedings of 8th US Symposium Rock Mechanics, Society of Mining Engineers, American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers (SAUS): 237–302, New York.

DINÇER J., ACER A., ÇABANOĞLU J., URAS Y., 2004 – Corelation between Schmidt hardness uniaxial compressive strength and Young´s modulus for andesites, basalts and tuffs. *Bull. IAEG*, **63**, 141–148.

DŁUGASZEK M., 1988 – Ocena właściwości fizyczno-mechanicznych gytii Pojezierza Olsztyńskiego dla potrzeb inżyniersko-geologicznych [pr. doktor.]. Biblioteka Wydziału Geologii UW, Warszawa.

DMITRUK S., 1965 – Zadania mechaniki gruntów w wymiarowaniu zwałowisk. *Zesz. Nauk. PWroc. Budownictwo*, **25** (11).

DMYTROW M., STASIERSKI J., WRZOSEK K., 2011 – Metoda szacowania podatności masywów gruntowych na upłynnienie na przykładzie osuwiska zapory ziemnej i zbiornika odpadów górniczych. *Czas. Tech.*, **108** (21): 11–26.

DOBAK P., 1999 – Rola czynnika filtracyjnego w badaniach jednoosiowej konsolidacji gruntów. *Studia, Rozprawy, Monografie*, **65**: 230.

DOBOSZ W., THIEL K., 1971 – Zagadnienie stateczności zboczy przy prognozowaniu osuwisk skalnych. *Rozprawy Hydrotechniczne*, **29**: 173–208.

DOBROWOLSKI R., HARASIMIUK M., BRZEZIŃSKA-WÓJCIK T. (red.), 2014 – Strukturalne uwarunkowania rzeźby Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. *Prz. Geol.*, **62** (1): 51–56.

DOMONIK A. (red.), 2012a – Właściwości wytrzymałościowe i odkształceniowe skał. Centralne Karpaty Zachodnie. Cz. 6. T. 13. Katalog. Wyd. Zakł. Geomechaniki IHiGI UW, Warszawa.

DOMONIK A. (red.), 2012b – Właściwości wytrzymałościowe i odkształceniowe skał. Centralne Karpaty Zachodnie. Cz. 5. T. 14. Objaśnienia i interpretacja. Wyd. Zakł. Geomechaniki IHiGI UW, Warszawa.

DRĄGOWSKI A., 1965 – Inżyniersko-geologiczna charakterystyka zwietrzelin utworów dolnomastrychckich przełomowego odcinka Wisły Środkowej i przyległych wyżyn. *W*: Mat. Sympoz. „Geologiczne problemy zagospodarowania Wisły Środkowej": 151–161. NOT SITG, Katowice.

DRĄGOWSKI A., 1979 – Wybrane problemy badawcze zwietrzelin i gruntów antropogenicznych dla posadowienia budowli. *W*: Mat. Konf. Budownictwo na gruntach słabych, nasypowych i antropogenicznych rejonu Warszawy: 47–61. NOT, Warszawa.

DRĄGOWSKI A., 1981 – Inżyniersko-geologiczna charakterystyka niszczenia skał mastrychckich Wyżyny Lubelskiej w wyniku pęcznienia i skurczu. *Biul. Geol. UW*, **29**: 5–99.

DRĄGOWSKI A., 1997 – Problemy ze składowaniem odpadów komunalnych w świetle dokonywanych ocen oddziaływania na środowisko. *W*: Mat. Konf. „Geotechnika w budowie składowisk odpadów": 97–106. Pułtusk.

DRĄGOWSKI A., 2010 – Charakterystyka i klasyfikacja gruntów antropogenicznych. *Prz. Geol.*, **58** (9/2): 868–872.

DRĄGOWSKI A., KACZYŃSKI R., PINIŃSKA J., 1979 – Ocena wpływu rynny erozyjnej na warunki eksploatacji siarki w rejonie Tarnobrzega. *Prz. Geol.*, **27** (3): 164–171.

DRĄGOWSKI A., KACZYŃSKI R., PINIŃSKA J., 1981 – Kształtowanie właściwości gruntów naturalnych popiołami z węgla brunatnego. *W*: Mat. VI Konf. Mechaniki Gruntów i Fundamentowania: 216–222. Warszawa.

DRĄGOWSKI A., KACZYŃSKI R., PINIŃSKA J., 1984 – Analiza czynników geologicznych oddziaływujących na zasięg strefy wpływu eksploatacji górniczej w rejonie złóż barytu. *W*: Mat. Sesji Nauk. Komitet Nauk Geologicznych PAN, AGH: 46–54.

DRĄGOWSKI A., GLAZER Z., KACZYŃSKI R., PINIŃSKA J., 1989 – Właściwości geotechniczne wybranych gruntów Polski. *Prz. Geol.*, **37** (2): 65–73.

DRĄGOWSKI A., KACZYŃSKI R., WIECZERZYŃSKI B., WRÓBLEWSKI J., 1990 – Zachowanie się podłoża zbudowanego z kredy jeziornej pod wpływem wstępnego obciążenia. *W*: Mat. IX Krajowej Konf. Mech. Gruntów i Fundamentowania. T. 2: 89–96. Kraków.

DÜCKER A., 1939 – Untersuchungen über die frostgefährlichen Eigenschaften nichtbindiger Böden. Forsch. Strass. Bd. 17.

DYJOR S., 1970 – Seria poznańska w Polsce zachodniej. *Kwart. Geol.*, **14** (4): 819–835.

DZIEWAŃSKI J., 1973 – Geologiczne warunki posadowienia zapór wodnych w skałach facji fliszowej (na przykładzie górnego Sanu). *Pr. Geol. PAN*, **79**: 108.

DZIEWAŃSKI J., KOMARÓW I.S., MOŁOKOW L.A., REUTER F., 1983 – Badania geologiczne masywów skalnych w budownictwie wodnym. Wydaw. Geol., Warszawa

ERGUVANLI K., 1981 – Engineering Geology Text–Book in the Word. *W*: Int. Engineering Geology Symposium: 1–16. Istanbul.

EYLES N., SLADEN J.A., 1981 – Stratigraphy and geotechnical properties of weathered lodgement till in Northumberland. *QJEG*, **14**: 129–142.

FALEŃSKI P., 1998 – Analiza wiarygodności i przydatności ocen warunków geologiczno-inżynierskich na mapie geologiczno-gospodarczej (geośrodowiskowej) Polski w skali 1 : 50 000. *W*: Mat. „Współczesne Problemy Geologii Inżynierskiej" (red. J. Liszkowski): 129–142. WIND-J.Wojewoda, Wrocław.

FALKIEWICZ A., 1962 – Własności fizyczno-mechaniczne glin zwałowych środkowego Mazowsza. *Biul. Geol. UW*, **2**: 3–128.

FALKOWSKA E., 2009 – Geomorfologiczne uwarunkowania występowania naturalnych geologicznych barier izolacyjnych na wybranych obszarach Polski Środkowej. Wydaw. UW, Warszawa.

FALKOWSKI E., 1967 – Ewolucja holoceńskiej Wisły na odcinku Zawichost–Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju. „Z badań Geologiczno-inżynierskich w Polsce". *Biul. Inst. Geol.*, **198** (4): 57–131.

FALKOWSKI E., SZUMAŃSKI A., 1975 – Problemy inżyniersko-geologiczne kartowania den dolin rzek nizinnych w strefie klimatu umiarkowanego. *W*: Mat. z okazji II międzynarodowego Kongresu IAEG w Sao Paulo: 23–35. Wydaw. Geol., Warszawa.

FELL R., MACGREGOR P., STAPLEDON D., 1992 – Geotechnical of Embankment Dams. Balkema.

FENK J., 1999 – Analityczne rozwiązanie opisujące wypiętrzenia powierzchni występujące przy likwidacji kopalń przez zatopienie. *Prz. Gór.*, **11**: 12–14.

FORTUNAT W., 1960 – Charakterystyczne cechy fizyczne trzeciorzędowych iłów Warszawy, Bydgoszczy i Tarnobrzega. *Biul. Inst. Geol.*, **163**: 125–161.

FLEMING R.W., SPENCER G.S., BANKS D.C., 1970 – Empirical behavior of clay shale slopes. *US Army Eng. Nuclear Createring Group (NCG). Tech. Rep.*, **15** (1): 1–93, **15** (2): 1–304.

FLISIAK J., RYBICKI S., TYLIKOWSKI M., 2014 – Ocena zagrożenia osuwiskowego w kopalniach odkrywkowych na przykładzie KWB Bełchatów i KWB Turów. *Prz. Geol.*, **62** (10/2): 563–569.

FRANKOWSKI Z., WYSOKIŃSKI L. (red.), 2000 – Cyfrowy atlas geologiczno-inżynierski Warszawy w skali 1 : 10 000 [pr. niepubl.]. Państw. Inst. Geol., ITB, Warszawa.

FRANKOWSKI Z., MAYER E., PIETRZYKOWSKI P., 2010 – Geological and geotechnical problems of less deposits from southeastern Poland. *W*: Proc. Inter. Geotech. Conf. "Geotechnical challenges in megacities", **2**: 546–553. Moscow.

FREDLUND D.G., 1987 – The prediction and performance of structures on expansive soils. Prediction and performance in geotechnical Engineering. Calgary, 17–19 June: 1–10.

FREDLUND D.G., 1996 – The scope of unsaturated soil mechanics: An overview. *W*: Proc. 1st Inter. Conf. on Unsaturated Soils UNSAT (red. E.E. Alonso, R. Delage): 1155–1177. Paris, France, 6–8 September 1995. Vol. 3. Balkema, Rotterdam.

FREDLUND D.G., RAHARDJO H., 1993 – Soils Mechanics for Unsaturated Soils. John Wiley & Sons, New York.

FREDLUND D.G., RAHARDJO H., FREDLUND M.D., 2012 – Unsaturated Soil Mechanics in Engineering Practice. John Wiley & Sons Inc., New York.

FURMAŃSKI J., 1969 – Stateczność skarpy zwału zewnętrznego kopalni siarki w Machowie w świetle wyników własnych badań laboratoryjnych. *Zesz. Nauk. AGH*, **193**.

GALON R. (red.), 1972 – Geomorfologia Polski. T. 2, Niż Polski. PWN, Warszawa.

GALON R., DYLIK J., (red.), 1967 – Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa.

GAŁKIEWICZ T., 1955 – Pierwsze polskie dzieło z geologii stosowanej. *Prz. Geol.*, **11**: 520–523.

GARBULEWSKI K., 2000 – Dobór i badania gruntowych uszczelnień składowisk odpadów komunalnych. Wydaw. SGGW, Warszawa.

GARBULEWSKI K., ŻAKOWICZ S., 1995 – Suction as an indicator of soil expansive potential. *W*: Proc. 1th Int. Conf. on Unsaturated soils. Paris, 2: 593–599. Balkema.

GARBULEWSKI K., ŻAKOWICZ S., WOLSKI W., 1995 – Laboratory methods for testing of the swelling soils permeability. *W*: Proc. 10th Europ. Conf. Soil mechanics and Foundations Eng. Copenhagen.

GAWRIUCZENKOW I., 2002 – Ocena właściwości iłów serii poznańskiej jako potencjalnych izolacyjnych barier geologicznych [pr. doktor.]. Biblioteka Wydziału Geologii UW, Warszawa.

GILEWSKA S., KLIMEK M., 1997 – Mapa. Typy krajobrazów naturalnych w skali 1 : 500 000. Główne strefy morfogenetyczne i wiek bezwzględny rozwoju rzeźby w skali 1 : 6 000 000. Polskie Przedsiębiorstwo Wydaw. Kartograficznych im. E. Romera SA, Warszawa.

GLAZER Z., 1973 – Metody badań popiołów jako materiału konstrukcyjnego. *Prz. Geol.*, **10**: 545–549.

GLAZER Z., 1977 – Działalność Zakładu Mechaniki Gruntów i Fudamentowania. *W*: Mat. Sesji pt. „Mechanika gruntów w zastosowaniach inżynierskich": 147–170. NOT, Warszawa.

GLAZER Z., 1977, 1985 – Mechanika gruntów. Wydaw. Geol., Warszawa.

GLAZER Z., KACZYŃSKI R., 1979 – Osiadanie powierzchni wywołane wskutek głębokiego odwodnienia. *W*: Mat. Sympozjum IAEG. „Zmiany środowiska geologicznego pod wpływem działalności człowieka". Kraków–Sandomierz–Bełchatów–Płock–Warszawa: 262–271.

GLAZER Z., MALINOWSKI J., 1991 – Geologia i geotechnika dla inżynierów budownictwa. PWN. Warszawa.

GLAZER Z., KACZYŃSKI R., LISZKOWSKI J., 1982 – Powierzchniowe ruchy mas w rejonie Góry Włodowskiej i ich wpływ na wykop CMK. *Biul. Geol. UW*, **26**: 191–207.

GLAZER Z., DOMAGAŁA M., DRĄGOWSKI A., KACZYŃSKI R., WYSOKIŃSKI L., 1971 – Problematyka badań inżyniersko-geologicznych przy składowaniu odpadów przemysłowych w stawach osadowych. *Prz. Geol.*, **19**: 244–248.

GLINKO H., 1976 – Wpływ poziomego rozluźnienia gruntu na stateczność ziemnych budowli piętrzących. PAN o/Katowice Komisja Ochrony Terenów Górniczych. *W*: Konf. Nauk. Tech. „Budownictwo na terenach o dużych deformacjach powierzchni". Katowice.

GODLEWSKI T., 2015 – Practical use of the dilatometer tests – some case studies from Poland. *W*: Proc. of the 3rd International Conference on the Flat Dilatometer DMT'15. Rome, Italy, 14–16 June 2015: 99–106. Marchetti, Monaco, Viana da Fonseca.

GODLEWSKI T., SZCZEPAŃSKI T., 2015 – Measurement of soil shear wave velocity using in situ and laboratory seismic methods – some methodological aspects. *Geol. Quart.*, **52** (2): 358–366.

GOŁĄB J., ŁYCZEWSKA J., RÜHLE E., 1960 – Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 1 000 000. *W*: Atlas geologiczny Polski, tab. 14. Inst. Geol., Warszawa.

GOŁĘBIEWSKA A., 2012 – Polska klasyfikacja według PN-B-02480:1986 zgodna z wymaganiami PN-EN ISO 14688:2006. *Acta Scientiarum Polonorum „Architectura"*, **11** (3).

GOŁĘBIEWSKA A., LIPIŃSKI M., 2000 – Miary charakteryzujące rozkład uziarnienia osadów poflotacyjnych. *W*: Mat. XII Konf. Gruntów i Fundamentowania. „Problemy geotechniczne obszarów przymorskich". Szczecin–Międzyzdroje: 211–219.

GOŁĘBIEWSKA A., WUDZKA A., 2006 – Nowa klasyfikacja gruntów według normy PN-EN ISO. *GDMT*, **4** (11): 45–55.
GÓRECKA J.M., MARSZAŁEK H., 2013 – Ocena wybranych parametrów hydrogeologicznych zwietrzelin granitu strzegomskiego (Dolny Śląsk). *Gosp. Sur. Miner.*, **29** (2): 103–118.
GRABOWSKA-OLSZEWSKA B. (red.), 1975 – Metody badań gruntów spoistych. Wydaw. Geol., Warszawa.
GRABOWSKA-OLSZEWSKA B., 1988 – Engineering-geological problem of less in Poland. *Engineering Geology*, **25**: 177–199.
GRABOWSKA-OLSZEWSKA B., 1989 – Skeletal microstructure of loesses its significance for engineering-geological and geotechnical studies. *Appl. Clay Sci.*, **4**: 327–336.
GRABOWSKA-OLSZEWSKA B., 1995 – Plastyczność i pęcznienie różnych genetycznych typów spoistych. *W*: Mat. Sem. Badania geotechniczne i ich zastosowanie w projektowaniu. PAN. Sekcja Geoinżynierii. Instytut Dróg i Mostów: 45–54. Politechnika Warszawska, Warszawa.
GRABOWSKA-OLSZEWSKA B., 1998 – Inżyniersko-geologiczna rejonizacja lessów polskich. *W*: Mat. II Ogólnopolskiego Sympozjum „Współczesne Problemy Geologii Inżynierskiej w Polsce" (red. J. Liszkowski): 139–145. WIND-J.Wojewoda, Wrocław.
GRABOWSKA-OLSZEWSKA B. (red.), 1998 – Geologia stosowana. Właściwości gruntów nienasyconych: 1–217. PWN, Warszawa.
GRABOWSKA-OLSZEWSKA B., 1990 − Mikrostruktury gruntów spoistych. *W*: Metody badań gruntów spoistych (red. B. Grabowska-Olszewska): 7–21. Wydaw. Geol., Warszawa.
GRABOWSKA-OLSZEWSKA B., SIERGIEJEW J.M. (red.), 1977 – Gruntoznawstwo. Wydaw. Geol., Warszawa.
GRABOWSKA-OLSZEWSKA B., OSIPOV V.I., SOKOLOV V.N., 1984 – Atlas of the microstructure of clay soils: 414. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.
GRADZIŃSKI R., KOSTECKA A., RADOMSKI A, UNRUG R., 1976 – Sedymentologia. Wydaw. Geol., Warszawa.
GRUBECKI J., SYSAK J., 1960 – Geologia inżynierska. Wydaw. Arkady, Warszawa.
GUROCAK Z., KILIČ R., 2005 – Effect of weathering on the geomechanical properties of the Miocene basalts in Malatya Eastern Turkey. *Bull. Eng. Geol. Env.*, **64**: 373–381.
HANSAGI J., 1974 – Method of determining the degree of fissuration of rock. *Int. J. Rock Mech. Min. Sc. Geomech. Abstract*, **11** (10).
HEAD K.H., 1994–2015 – Manual of soil laboratory testing. (Vol. 1– Soil classification and compaction tests, Vol. 2 – Permeability, shear strength and compressibility tests, Vol. 3 – Effective stress tests). J. Wiley & Sons, Whittles Publishing, Wardbuck.
HOBLER M., 1977 – Badania fizykomechanicznych właściwości skał. PWN, Warszawa.
HOEK E., 1983 – Strength of jointed rock masses. 23rd. Rankine Lecture. *Géotechnique*, **33** (3): 187–223.
HOEK E., 1994 – Strength of rock and rock masses. *ISRM News J.*, **2** (2): 4–16.
HOEK E., 1999 – Rock Engineering – course notes by Evert Hoek. Toronto.
HOEK E., BROWN E.T., 1997 – Practical estimates of rock mass strength. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech.*, **34** (8): 1165–1186.
HOEK E., KAISER P.K., BAWDEN W.F., 1995 – Support of underground excavation in hard rock. Balkema, Rotterdam.
HOLTZ W.G., GIBBS H.J., 1956 – Engineering properties of expansive clays. *Trans. Amer. Soc. Civ. Eng.*, **121** (1): 2814.
HÜCKEL S., 1957 – Zarys fundamentowania dla geologów. Wydaw. Geol., Warszawa.
ILCEWICZ-STEFANIUK D., STEFANIUK M., 2007 – Procesy osuwiskowe w dolinie Wisły. *Geologos*, **11**: 394–399.
ILCEWICZ-STEFANIUK D., RYBICKI S., SŁOMKA T., STEFANIUK M., 2007 – Powierzchniowe ruchy masowe w Polsce – przegląd. *Geologos*, **11**: 365–373.
ISRM, 1973 – Bassic classification of rock masses. *W*: Mechanika skał w inżynierii wodnej (aut. K. Thiel): 259– 260. PWN, 1980, Warszawa.

ISRM, 1978 – Suggested methods for the Quantative description of Discontinuities in Rock Masses. Commission on Standardization of Laboratory and Fields Tests. *Int. Jour. Rock. Mech. Min. Sci.*, **15** (6): 319–368.

IZBICKI R., STRÓŻYK J., 2005 – Prekonsolidacja iłów formacji poznańskiej. *W*: Mat. XXVIII Zimowej Szkoły Mechaniki Górotworu i Geoinżynierii. Geotechnika w Budownictwie i Górnictwie: 213–218. Instytut Geotechniki i Hydrotechniki. Wydaw. PWroc., Wrocław.

IZDEBSKA-MUCHA D., 2004 – Wpływ benzyny i oleju napędowego na właściwości deformacyjne mono--mineralnych iłów wzorcowych oraz gruntów spoistych [pr. doktor.]. Biblioteka Wydziału Geologii UW, Warszawa.

IZDEBSKA-MUCHA D., SZYSZKO C., TRZCIŃSKI J., 2011 – Właściwości geologiczno-inżynierskie i mikrostrukturalne glin lodowcowych zanieczyszczonych substancjami ropopochodnymi. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **446**: 459–468.

JAHN A., 1970 – Zagadnienia strefy peryglacjalnej: 1–202, PWN, Warszawa.

JAHN A., CHODAK T., MIGOŃ P., AUGUST C., 2000 – Utwory zwietrzelinowe Dolnego Śląska. Nowe stanowiska, wiek i znaczenie geomorfologiczne. *Stud. Geogr.*, **72**: 228. Wydaw. UWr., Wrocław.

JAKUBICZ B., ŁODZIŃSKA W., 1994 – Geologiczno-inżynierska mapa Polski w skali 1 : 500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

JAKUBOWSKI K., 1968 – Rola płytkich ruchów osuwiskowych zwietrzeliny w procesach stokowych na terenie wschodniego Podhala. *Pr. Muz. Ziemi*, **13**: 173–314.

JAKUBOWSKI K., 1974 – Współczesne tendencje przekształceń form osuwiskowych w holoceńskim cyklu rozwojowym osuwiska na obszarze Karpat fliszowych. *Pr. Muz. Ziemi*, **22**: 169–197.

JAKY J., 1944 – The coefficient of Earth Pressure at Rest. *J. Soc. Hung. Arch. Eng.*: 355–358 .

JANKOWSKI L., MARGIELEWSKI W., 2014 – Strukturalne uwarunkowania rozwoju rzeźby Karpat Zewnętrznych – nowe spojrzenie. *Prz. Geol.*, **62** (1): 29–35.

JAREMSKI J., 1990a – Parametry geotechniczne zwietrzeliny margli opolskich na podstawie badań „in situ". *W*: Mat. IX Krajowej Konf. Mech. Gruntów i Fundamentowania. T. 2: 43–48. Kraków.

JAREMSKI J., 1990b – Charakterystyka wytrzymałościowo-odkształceniowa profilu wietrzeniowego margli opolskich na podstawie badań laboratoryjnych-modelowych. T. 1: 299–304. Ibidem.

JAROSZEWSKI W., 1980 – Tektonika uskoków i fałdów. Wydaw. Geol., Warszawa.

JAROSZEWSKI W., 1986 – Przewodnik do ćwiczeń z geologii dynamicznej. Wydaw. Geol., Warszawa.

JASNOWSKI M., 1975 – Torfowiska i tereny bagienne w Polsce. *W*: Bagna kuli ziemskiej (red. R.J. Kac). PWN, Warszawa.

KACZMARCZYK R., WOŹNIAK H., BORECKA A., 2006 – Wytrzymałość na ścinanie stref kontaktów warstw w górotworze złóż węgla brunatnego. *Zesz. Nauk. PBiałost. Budownictwo*, **28**: 147–154.

KACZMARCZYK R., TCHÓRZEWSKA S., WOŹNIAK H., 2012 – Charakterystyka wybranych osuwisk z terenu Polski południowej uaktywnionych po okresie intensywnych opadów w 2010 r. *Now. Bud. Inż.*, **4** (43): 74–77.

KACZUGIN I.G., 1959 – Metodyczne wytyczne badań przekształcania brzegów zbiorników wodnych. Nedra, Moskwa [po rosyjsku].

KACZYŃSKI R., 1964 – Inżyniersko-geologiczna charakterystyka antykliny Rachowa. Arch. Wydziału Geologii UW, Warszawa.

KACZYŃSKI R., 1977 – Inżyniersko-geologiczna ocena wpływu powierzchni osłabienia w iłach krakowieckich na stateczność zboczy rejonu Tarnobrzega. *Biul. Geol. UW*, **22**: 5–60.

KACZYŃSKI R., 1981 – Wytrzymałość i odkształcalność górnomioceńskich iłów Zapadliska Przedkarpackiego. *Biul. Geol. UW*, **29**: 105–193.

KACZYŃSKI R., 1986 – Scale effect during compressive strength test of rocks. *W*: Proc. 5th Int. Congress IAEG, Buenos Aires: 753–757.

KACZYŃSKI R., 1987a – Wytrzymałość i odkształcalność kredowych piaskowców rejonu Nowogrodźca (depresja północnosudecka). *Kwart. Geol.*, **32** (3/4): 693–714.

KACZYŃSKI R., 1987b – Zachowanie się spoistych gruntów zwałowanych pod obciążeniami dynamicznymi. *Biul. Geol. UW*, **31**: 195–246.

KACZYŃSKI R., 1992 – Anisotropic swelling and shrinkage of Miocene Carpatian Foredeep clays. *W*: Proc. 7th Int. Conf. "On Expansive Soils": 1–5. Texas University, Lubbock.

KACZYŃSKI R., 1993 – Table of engineering–geological properties of miocene clays of the Carpathian Foredeep. *W*: Proc. Int. Conf. ISMFE, Geotechnical Engineering of Hard Soil–Soft Rocks (red. Anagnostopoulos i in.): 189–194. Balkema.

KACZYŃSKI R., 1995 – Zwietrzeliny gruntów spoistych jako podłoże budowli. Opis i zachowanie. *W*: Mat. Konf. „50 Lat Geotechniki w ITB": 216–224. Warszawa.

KACZYŃSKI R., 1999 – Metody badań laboratoryjnych i uogólniona geologiczno-inżynierska charakterystyka gruntów o specyficznych właściwościach. *W*: Mat. pokonferencyjne II Ogólnopolskiego Sympozjum (red. J. Liszkowski): 15–32. Bogucki Wydaw. Nauk. S.C., Poznań.

KACZYŃSKI R., 2000 – Działalność naukowo-dydaktyczna Zakładu Geologii Inżynierskiej w latach 1989–1999. *W*: Mat. seminarium pt. „Aktualne problemy geologiczno-inżynierskich badań podłoża budowlanego i zagospodarowania terenu": 25–38. Bogucki Wydaw. Nauk. S.C., Poznań.

KACZYŃSKI R., 2001a – Rola iłów plioceńskich w budowie składowisk niebezpiecznych odpadów. *Zesz. Nauk. PŚl. Gór.*, **248**: 89–97.

KACZYŃSKI R., 2001b – Permeability, swelling and microstructure of Pliocene clays from Warsaw. *W*: Clay Sciences for Engineering (red. K. Adachi, M. Fukue): 281–284. Proc. Int. Symp. Shizuoka, Japan. Balkema.

KACZYŃSKI R., 2002a – Development of an engineering geological map of a commune on a scale of 1 : 10 000 using GIS. *W*: Proc. 9th Cong. IAEG (red. J.L. van Roy, C.A. Jeremy): 558–564. Durban.

KACZYŃSKI R., 2002b – Engineering-geological evaluation of Mio-Pliocene clays in the Warsaw area, Central Poland, *Acta Geol. Pol.*, **52** (4): 437–448.

KACZYŃSKI R., 2003 – Overconsolidation and microstructures in Neogene clays from the Warsaw area. *Geol. Quart.*, **47** (1): 43–54.

KACZYŃSKI R., 2004a – Wpływ historii geologicznej na inżynierskie zachowanie sie iłów trzeciorzędowych. *W*: II Problemowa Konf. Geotechniki. Białowieża, 17–18 czerwca 2004 r.: 295–305. PBiałost., Komitet Inżynierii Lądowej i Wodnej, PAN.

KACZYŃSKI R., 2004b – Long-term stability of tertiary clay slopes in the Polish Carpathian Foredeep. *W*: Advances in Geotechnical Engineering: The Skempton Conference, Imperial College BGA. T. 1: 834–841. London.

KACZYŃSKI R., 2006 – Rola geologii inżynierskiej w badaniach podłoża budowlanego. *Zesz. Nauk. PBiałost. Budownictwo*, **20**: 155–168.

KACZYŃSKI R., 2007 – Geologiczno-inżynierskie zachowanie się iłów londyńskich i warszawskich. *Geologos*, **11**: 481–489.

KACZYŃSKI R., 2008 – Formation of engineering properties of soils during geological history. *Geologija*, **50** (Supplement): 4–11.

KACZYŃSKI R., 2010 – Microstructure in soils. *W*: Mathematical modelling and analysis in continuum mechanics of microstructured media: 255–284. Wydaw. PŚl., Sosnowiec.

KACZYŃSKI R., 2011 – Geologiczno-inżynierskie charakterystyki typowych gruntów występujących w Polsce. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **446** (2): 329–340.

KACZYŃSKI R., 2012 – Mapy geologiczno-inżynierskie w Polsce. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **452**: 101–108.

KACZYŃSKI R., GRABOWSKA-OLSZEWSKA B., 1997 – Soil mechanics of the potentially expansive Clays in Poland. *App. Clay Sci.*, **11**: 337–355.

KACZYŃSKI R., MUCHOWSKI J., 1988 – Mass movements of natural slopes composed of Krakowiec clays Southern Poland. *Bull. IAEG*, **37**: 113–121.

KACZYŃSKI R., TRZCIŃSKI J., 1992 – The physical-mechanical and structural properties of boulder clays of the Vistula Glaciation in the area of Poland. *Geol. Quart.*, **36** (4): 481–508.

KACZYŃSKI R., TRZCIŃSKI J., 1999 – Microstructural nonhomogenity of glacial tilles. *Visnyk Lviv Univ. Ser, Mech–Math.*, **55**: 152–157.

KACZYŃSKI R., GLAZER Z., PINIŃSKA J., DRĄGOWSKI A., DOBAK P., 1987 – Właściwości gruntów zwałowanych z iłów krakowieckich. *Biul. Geol. UW*, **31**: 151–194.

KACZYŃSKI R. i in., 1998 – Mapa warunków geologiczno-inżynierskich w skali 1:10 000 i większej dla potrzeb planowania przestrzennego w gminie Miłki k. Giżycka. Arch. Wydz. Geologii UW, Warszawa.

KACZYŃSKI R., BARAŃSKI M., BĄKOWSKA A., KOROWCZYK M., GAWRIUCZENKOW I., KIEŁBASIŃSKI K., KRAUŻLIS K., LASKOWSKI K., PIETRZYKOWSKI P., SZCZEPAŃSKI T., TRZCIŃSKI J., WÓJCIK E., ZAWRZYKRAJ P., 2008 — Stan skonsolidowania i mikrostruktury glin zlodowacenia środkowopolskiego rejonu Warszawa-Służew na tle ich geologiczno-inżynierskich właściwości. Projekt badawczy Nr 4 T12B 062 28. Arch. Wydziału Geologii Uw, Warszawa.

KACZYŃSKI R., BĄKOWSKA A., KIEŁBASIŃSKI K., 2012 – Geologiczno-inżynierska ocena statycznego i dynamicznego zachowania się gruntów występujących w przekroju doliny Wisły w Warszawie na wysokości Mokotów–Ursynów. Raport z projektu nr NN525362937. Narodowe Centrum Nauki.

KAHRAMAN S., GUNAYDIN O., 2009 – The effect of rock classes on the relation between uniaxial R_{cs} compressive strength and point load index. *Bull. Eng. Geol. Environ*., **68**: 345–353.

KAMIEŃSKI M., 1949 – Skały budowlane w Polsce. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **57**: 104.

KAMIEŃSKI M., SKALMOWSKI W. (red.), 1957 – Kamienie budowlane i drogowe. Wydaw. Geol., Warszawa.

KARNKOWSKI P., 1974 – Zapadlisko przedkarpackie. Część wschodnia. *W*: Budowa geologiczna Polski, T. 4. Tektonika: 402–406. Wydaw. Geol., Warszawa.

KASZUBOWSKI L.J., 2014 – Wpływ współczesnych ruchów pionowych podłoża na niestabilność infrastruktury budowlano-drogowej. *Prz. Geol.*, **62** (10/2): 601–608.

KASZUBOWSKI L.J., COUFAL R., 2014 – Wytrzymałość na ścinanie i ściskanie gruntów polskiego Bałtyku na głębokości 10 i 20 m poniżej dna morskiego. *Prz. Geol.*, **62** (10/2): 609–620.

KASZTELEWICZ Z., 2010 – Rekultywacja terenów pogórniczych w polskich kopalniach odkrywkowych. Fundacja Nauka i Tradycje Górnicze, Wydział Górnictwa i Geoinżynierii Akademii Górniczo-Hutniczej im. Stanisława Staszica. Agencja Wydawniczo-Poligraficzna ART–TEKST, Kraków.

KEIL K., 1951 – Ingenieurgeologie und Geotechnik. Verlag Wilhelm Knapp, Hale.

KIDYBIŃSKI A., 1980 – Bursting liability indices of coal. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstract*, **17**: 167–171.

KIDYBIŃSKI A., 1982 – Podstawy geotechniki kopalnianej. Wydaw. Śląsk, Katowice.

KIEŁBASIŃSKI K., 2015 – Geologiczno-inżynierska i geofizyczna ocena zachowania się gruntów spoistych w przekroju doliny Wisły wzdłuż trasy Siekierkowskiej w Warszawie pod wpływem obciążeń dynamicznych [pr. doktor.]. Biblioteka Wydziału Geologii UW, Warszawa.

KIEŁBASIŃSKI K., ZAWRZYKRAJ P., 2011 – Ocena właściwości mechanicznych iłów zastoiskowych okolic Radzymina na podstawie sondowań sejsmicznych SCPTU. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **446**: 361–368.

KILIĆ R., 1999 – The United Alteration Index (UAI) for Mafic. *Rocks Environ. Eng. Geosci., AEG*, **4**: 475–483.

KISIEL I., DYMITRUK S., LYSIK B., 1969 – Zarys reologii gruntów. Nośność i stateczność gruntów. Wydaw. Arkady, Warszawa.

KLECZKOWSKI A.S., 1955 – Osuwiska i zjawiska pokrewne. Wydaw. Geol., Warszawa.

KLECZKOWSKI A.S., 1956 – Zarys geologii inżynierskiej. Wydaw. Geol., Warszawa.

KLECZKOWSKI A.S. (red.), 1990 – Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony 1 : 500 000. AGH, Kraków.

KLIMASZEWSKI M., 1972 – Geomorfologia Polski. T. 1. Polska południowa, góry i wyżyny. PWN, Warszawa.

KLIMASZEWSKI M., 1978, 1994 – Geomorfologia. PWN, Warszawa.

KLUK K., 1781, 1782 – Rzeczy kopalnych osobliwe zdatniejszych szukanie, poznanie i zażycie. T. 1: 1–352 (plus 5 kart), T. 2: 1–342 (plus 5 kart, 2 tabele). Wydaw. ks. Pijarów w Warszawie, Warszawa.

KLUTE A., 1965 – Laboratory measurement of hydraulic conductivity of unsaturated soil. *W*: Methods of Soils Analysis. Mono, 9; Part 1 (red. C.A. Black i in.): 253–261. Amer. Soc. of Agronomy, Madison.

KŁĘBEK A., 1979 – Gytie jako podłoże budowlane. *W*: Mat. Konf. „Budownictwo na gruntach słabych, nasypowych i antropogenicznych rejonu Warszawy": 163–171. NOT, Warszawa.

KŁĘBEK A., ŁOSZEWSKI B., 1981 – Iły plioceńskie jako podłoże budowlane w rejonie Warszawy. *W*: Mat. VI Konf. Mech. Gruntów i Fundamentowania: 298–307. Warszawa.

KNILL J., 2002 – Core Values: The first Hans Cloos Lecture. *W*: Proc. 9th IAEG Congress. Durban, 16–20 September 2002 r.: 1–45.

KOCISZEWSKA–MUSIAŁ G., 1988 – Surowce mineralne czwartorzędu. Wydaw. Geol., Warszawa.
KODA E., FOŁTYN P., GOŁĘBIOWSKI P., PEJDA K., 1997 – Zabiegi wzmacniające stateczność skarp starych wysypisk odpadów komunalnych. *W*: Mat. Konf. „Geotechnika w budowie składowisk odpadów". Pułtusk, 22–24 października 1997 r.: 169–182.
KOLAGO C., 1970 – Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 1 000 000. Inst. Geol., Warszawa.
KOLASA M., 1967 – Inżyniersko-geologiczna charakterystyka skał ilastych formacji solonośnej przedgórza Karpat. *Zesz. Nauk. AGH.*, *Geodezja*, **181** (10): 117.
KOLLIS W. (red.), 1966 – Gruntoznawstwo techniczne. Wydaw. Arkady, Warszawa.
KONDRACKI J., 1978 – Polska północno-wschodnia. Wyd. 3. PWN, Warszawa.
KONDRACKI J., 2000 – Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.
KONDRACKI J., 2009 – Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.
KONDRACKI J., RICHLING A., 1994 – Regiony geograficzne Polski. Polskie Przedsiębiorstwo Wydaw. Kartograficznych im. Romera, Warszawa.
KOPRIANIUK M., 2004 – Charakterystyka drobnych struktur w warstwach cieszyńskich jednostki śląskiej między Cieszynem a Ustroniem (Pogórze Cieszyńskie) [pr. magister.]. Wydział Geologii UW, Warszawa.
KORZENIOWSKA-REJMER E., 2008 – Ochrona środowiska gruntowo-wodnego przed zanieczyszczeniami antropogenicznymi w „Gospodarka odpadami i ochrona gruntów"(red. A. Tabora). T. 3: 117–228. Politechnika Krakowska, Kraków.
KOSTAK B., KUDRNA Z., 1991 – Stability evaluation of high mountainous slopes by a method of percolation theory. *W*: 32th Symp. on Rock Mechanics as a Multidisciplinary Sciences: 1–10. Oklahoma.
KOTARBA A., 1989 – Ewolucja fliszowych stoków górskich pod wpływem ruchów masowych. *W*: Kształtowanie fliszowych stoków karpackich przez ruchy masowe (red. K. Thiel). *Pr. IBW PAN*, **17**: 3–15.
KOTOWSKI J., KRAIŃSKI A., 1987 – Zmiany wartości kąta tarcia wewnętrznego w gruntach zaburzonych glacitektonicznie. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWroc. Konf.*, **52** (24): 67–72.
KOWALCZYK Z., 1969 – Współczesne ruchy tektoniczne na terenach Śląska w świetle badań geodezyjnych. *Zesz. Nauk. AGH, Geodezja*, **212** (12).
KOWALCZYK K., 2006 – Nowa mapa współczesnych pionowych ruchów skorupy ziemskiej na obszarze Polski. Cały kraj się obsuwa. *Geodeta*, **8** (135): 45–48.
KOWALSKI W.C., 1961 – Wytrzymałość na ściskanie budowlanych skał senońskich przełomowego odcinka Wisły Środkowej na tle ich litologii. *Biul. Geol. UW*, **1** (2): 154.
KOWALSKI W.C., 1963 – Badania i roboty inżyniersko-geologiczne. Wydaw. UW, Warszawa.
KOWALSKI W.C., 1965 – Geologia inżynierska. *W*: Informator Geologia i Geologia Inżynierska. Wydaw. Geol., Warszawa.
KOWALSKI W.C., 1966a – Anizotropia wytrzymałości i mięknięcie skał senońskich przełomowego odcinka Wisły Środkowej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **190**: 137.
KOWALSKI W.C., 1966b – Inżyniersko-geologiczna charakterystyka głównych typów gruntów Polski. *W*: Gruntoznawstwo techniczne (red. W. Kollis i Z. Mikucki): 283–313. Warszawa.
KOWALSKI W.C., 1968 – Geologia inżynierska. *W*: Zarys Nauk Geologicznych. Wydaw. Geol., Warszawa.
KOWALSKI W.C., 1975 – Wpływ współczesnych i neotektonicznych ruchów skorupy ziemskiej na akumulację i denudację. *W*: Mat. Sympozjum „Współczesne i neotektonicze ruchy skorupy ziemskiej w Polsce". T. 1: 57–76. Wydaw. Geol.
KOWALSKI W.C., 1978 – Regionalna Geologia Inżynierska Polski. T. 1. Teoretyczne podstawy regionalizacji inżyniersko-geologicznej. Główne typy gruntów Polski. Wydaw. UW.
KOWALSKI W.C., 1988 – Geologia inżynierska. Wydaw. Geol., Warszawa.
KOWALSKI W.C., GLAZER Z. (red.), 1974 – Atlas inżyniersko-geologiczny miasta Słucka w skali 1 : 10 000 z objaśnieniami. Wydaw. Geol., Warszawa.
KOWALSKI W.C., LISZKOWSKI J., 1972 – Współczesne pionowe ruchy skorupy ziemskiej w Polsce na tle jej budowy geologicznej. *Biul. Geol. UW*, **14**: 5–18.
KOWALSKI W.C., FALKOWSKI E., LISZKOWSKI J., ŁOZIŃSKA-STĘPIEŃ H., MUCHOWSKI J., STOCHLAK J., 1965 – Problemy metodyczne regionalnej oceny warunków inżyniersko-geologicznych na przykładzie badań wzdłuż przełomowego odcinka Wisły Środkowej. *W*: Geologiczne problemy zagospodarowania Wisły Środkowej od Sandomierza do Puław: 71–80. NOT, Katowice.

KOZŁOWSKI S., 1986 – Surowce skalne Polski. Wydaw. Geol., Warszawa.
KRAIŃSKI A., 2002 – Parametry geotechniczne iłów serii poznańskiej zaburzone glacitektonicznie (Środkowe Nadodrze). *Zesz. Nauk. UZielonogór.*, **128**: 1–40.
KRAJEWSKA-PINIŃSKA J., 1967 – Inżyniersko-geologiczna charakterystyka glin zwałowych w nadkładzie węgla brunatnego okolic Turka [pr. doktor.]. Biblioteka Wydziału Geologii UW, Warszawa.
KRAJEWSKI R., 1967 – Osuwiska skarp roboczych w polskich kopalniach węgla brunatnego, ich typ i skala. *Węgiel Brunatny*, **2**: 98–102.
KRAJEWSKI R., 1972 – Geologia inżynierska. Poradnik Górnika. Dział IV: 295–364. Wydaw. Śląskie, Katowice.
KRAJEWSKI R., 1984 – Terminologia i klasyfikacja masywów skalnych. *Prz. Geol.*, **12**: 617–620.
KRAJEWSKI R., RYBICKI S., 1984 – Stateczność zboczy w górnictwie odkrywkowym siarki – stan poznania i potrzeby dalszych badań. *W*: Mat. „Mechanika gruntów w zastosowaniu praktycznym": 96–110. NOT, Warszawa.
KRAJEWSKI R., RYBICKI S., KROKOSZYŃSKI P., 1983 – Problematyka osuwisk na terenach podziemnej eksploatacji górniczej. *W*: Mat. Konf. Nauk. Tech.: 61–71. Katowice.
KROGULEC E., WIERCHOWIEC J., 2012 – Mapa geośrodowiskowa Polski. Mapa geologiczno-gospodarcza Polski 1:50 000, ark. Młynary. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
KRÓLIKIEWICZ A., 2000 – Przyczyny powstawania i metody zabezpieczenia osuwisk na wybranych przykładach. *Zesz. Nauk.-Tech. SITK*, **35** (76): 95–122.
KSIĄŻKIEWICZ M., 1968a – Geologia dynamiczna. Wydaw. Geol., Warszawa.
KSIĄŻKIEWICZ M., 1968b – Spostrzeżenia nad rozwojem ciosu w Karpatach fliszowych. *Rocz. PTG*, **38**: 335–384.
KSIĄŻKIEWICZ M., SAMSONOWICZ J., RÜHLE E., 1965 – Zarys Geologii Polski. Wydaw. Geol., Warszawa.
KUMOR M.K., 1987 – Mrozowe zmiany wybranych parametrów geotechnicznych i struktury iłów. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWroc. Konf.*, **52** (24): 73–78.
KUMOR M.K., 2016 – Iły ekspansywne podłoża budowlanego Bydgoszczy. Wybrane problemy geotechniczne. Wydaw. Uniwersytetu Technologiczno-Przyrodniczego, Bydgoszcz.
KWAŚNIEWSKI M., 2002 – Zachowanie się skał izo i anizotropowych w warunkach trójosiowego ściskania. *Zesz. Nauk. PŚl. Gór.*, **247**: 1–407.
LAMBE T.W., 1951 – Soil Testing for Engineers: 165. J. Wiley & Sons.
LAMBE T.W., WHITMAN R.V., 1969 – Soils mechanics. Mass. Inst. of Techn. New York [tłum. polskie] Mechanika gruntów. T. 1 i 2. 1977, 1978, Warszawa.
LASKOWSKA J., 1990 – Badania dynamicznych właściwości odpadów poflotacyjnych składowanych w zbiorniku „Żelazny Most". *W*: Mat. IX krajowej Konf. Mech. Gruntów i Fundamentowania. T. 1: 206–212, Kraków.
LASKOWSKA-WYSOCZAŃSKA W., 1971 – Stratygrafia czwartorzędu i paleomorfologia Niziny Sandomierskiej i Przedgórza Karpat rejonu Rzeszowskiego. *Stud. Geol. Pol.*, **34**: 1–109.
LASKOWSKI K., 1989 – Związek pomiędzy przepływem i litologią aluwiów w korycie rzeki jako podstawa metody wydzieleń litogenetycznych i stratygraficznych osadów w dolinie rzecznej. *W*: Mat. sesji „Inżyniersko-geologiczne problemy środowiska człowieka": 114–186. IHiGI UW, Warszawa.
LEMBERGER M. (red.), 2005 – Rejestracja i inwentaryzacja naturalnych zagrożeń geologicznych na terenie całego kraju (ze szczególnym uwzględnieniem osuwisk oraz innych zjawisk geodynamicznych). Sprawozdanie końcowe. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
LENCZEWSKA E., ZDROJEWSKA N., 1974 – Charakterystyka osadów gruboklastycznych w dolinie Dunajca na odcinku od podnóża Tatr do Nowego Sącza. *Pr. Nauk. Budownictwo*, **25**: 35–62.
LENCZEWSKA-SAMOTYJA E., ŁOWKIS A., ZDROJEWSKA N., 1992 – Zarys geologii z elementami geologii inżynierskiej i hydrogeologii. Wydaw. Politechniki Warszawskiej, Warszawa.
LINDNER L. (red.), 1992 – Czwartorzęd. Osady. Metody badań. Stratygrafia: 683. Wydaw. PAE SA.
LINDNER L., MARKS L., OSTAFICZUK S., 1982 – Evolution of the marginal zone and the forefield of the Torell, Nann and Tone glaciers in Spitsbergen. *Acta Geol. Pol.*, **32** (3/4).

LIPIŃSKI M.J., 2000 – Undrained response of cohesionless soils to monotonic loading [rozpr. doktor.]. Politechnika Gdańska, Gdańsk.
LIPIŃSKI M.J., 2012 – Wybrane kryteria określania parametrów gruntów naturalnych. *Inż. Mor.*, **4**: 267–276.
LIPIŃSKI M.J., 2013 – Kryteria wyznaczania parametrów geotechnicznych [pr. habilitacyjna; poz. 447]. Wydaw. SGGW, Warszawa.
LISZKOWSKI J., 1967 – Inżyniersko-geologiczna charakterystyka rozwoju krasu na tle litologii utworów górnojurajskich północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich [pr. doktor.]. Arch. Wydziału Geologii UW, Warszawa.
LISZKOWSKI J., 1971 – Filtracyjne deformacje utworów lessowych. *Biul. Geol. UW*, **13**: 87–129.
LISZKOWSKI J., 1975a – Dynamika litosfery na obszarze Polski w okresie czwartorzędu i jej praktyczne aspekty. *W*: Mat. Sympozjum „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce". T. 1: 255–277. Wydaw. Geol., Warszawa.
LISZKOWSKI J., 1975b – Geologiczne modele rozwoju filtracyjnych deformacji gruntów w Polsce. *W*: Mat. II Międzynarodowego Kongresu IAEG „Aktualne problemy geologii inżynierskiej": 133–151. Wydaw. Geol., Warszawa.
LISZKOWSKI J., 1989 – Antropogeniczne deformacje terenu w Polsce, ich mechanizmy rozwoju, rozprzestrzenienie, cechy geometryczne i kinematyczne oraz znaczenie geologiczno-inżynierskie. *W*: Inżyniersko-geologiczne problemy środowiska człowieka: 258–302. IHiGI UW, Warszawa.
LISZKOWSKI J., 2000 – Grunty o specyficznych właściwościach: określona systematyka i uogólniona geologiczno-inżynierska charakterystyka. *W*: Mat. seminarium z okazji 80. rocznicy urodzin i 60-lecia pracy zawodowej prof. dr hab. Witolda Cezariusza Kowalskiego pt. „Aktualne problemy geologiczno-inżynierskich badań podłoża budowlanego i zagospodarowania terenu". 10 listopada 1999 r.: 125–137. Bogucki Wydaw. Nauk. S.C., Poznań.
LISZKOWSKI J., STOCHLAK J. (red.), 1976 – Szczelinowatość masywów skalnych. Wydaw. Geol., Warszawa.
LITWINOWICZ L., 1977 – Oddziaływanie poziomych odkształceń górniczych terenu na budowle nasypowe w ujęciu mechaniki ośrodków dyskretnych. PAN, Komisja Ochrony terenów Górniczych. *W*: Mat. Konf. Nauk. nt. „Budowle ziemne na terenach górniczych". Katowice.
LITWINOWICZ L., 2003 – Stateczność skarp i nasypów na terenach górniczych. Wydaw. Politechniki Lubelskiej, Lublin.
LITWINOWICZ L., GLINKO H., 2000 – Wykorzystanie karbońskiej skały płonnej do formowania nasypów budowlanych na terenach górniczych. *W*: Mat. XII Krajowej Konferencji Mechaniki Gruntów i Fundamentowania „Problemy geotechniczne obszarów przymorskich". Cz. Ib: 49–65. Szczecin–Międzyzdroje.
LIU M.D., CARTER J.P., 1999 – Virgin compression of structural soil. *Géotechnique*, **49**: 43–47.
LUNNE T., LACASSE S., RAD N.S., 1989 – SPT, CPT pressuremeter testing and recent developments on in situ testing of soils. Norwegian Geot. Institue. Report No 591390–1.
LUNNE T., POWELL J.J.M., HAUGE E.A., MOKKELBOST K.H., UGLOW I.M., 1990 – Correlation of dilatometer readings to lateral stress. *W*: Proc. of Special Session on Measurement of Lateral Stress. 69th Annual Meeting of the Transportation Research Board: 183–193. Washington D.C.
ŁACHETA S., 2000 – Badania odporności na erozję hydrauliczną wybranych gruntów użytych na uszczelnienia mineralne składowisk odpadów. *W*: Mat. Sesji Nauk. Komitet Inż. Lądowej i Wodnej PAN: 177–182. Warszawa.
ŁOZIŃSKA-STĘPIEŃ H., 1965 – Właściwości fizyczno-mechaniczne skał turońskich przełomowego odcinka doliny Wisły Środkowej (okolic Annopola) na tle ich litologii. *Biul. Geol. UW*, **6**: 3–133.
ŁOZIŃSKA-STĘPIEŃ H., 1975 – Zmienności własności fizyczno–mechanicznych kredy piszącej Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Geol. UW*, **178**: 5–95.
ŁOZIŃSKA-STĘPIEŃ H., STOCHLAK J., 1970 – Metodyka sporządzania map inżyniersko-geologicznych w skali 1 : 5 000 i większych. *Biul. Inst. Geol.*, **5**, 231: 75–112.
ŁOZIŃSKA-STĘPIEŃ H., STOCHLAK J., 1975 – Principles of production of engineering geological maps for urban agglomerations. *Bul. IAEG*, **12**: 57–64.

ŁUCZAK-WILAMOWSKA B., 2013 – Uwarunkowania geologiczne składowania odpadów komunalnych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **45**: 1–142.

ŁUKASIK S., 2007 – Problemy składowania i zagospodarowania żużli i popiołów. *W*: Mat. Sesji Jubileuszowej: 105–147. ITB, Warszawa–Bełchatów.

ŁUKASZEWSKI P., 1996 – Ocena procesu pękania w wybranych skałach karbonu produktywnego przy zastosowaniu emisji akustycznej [pr. doktor.]. Wydział Geologii UW, Warszawa.

ŁUKASZEWSKI P., 2013 – Odkształcalność piaskowców fliszowych w złożonym stanie naprężeń. Wydaw. UW, Warszawa.

MACIOSZCZYK A. (red.), 2006 – Podstawy hydrogeologii stosowanej. PWN, Warszawa.

MALINOWSKI J., 1967 – Geologia inżynierska. Wydaw. Geol., Warszawa.

MALINOWSKI J. (red.), 1976 – Atlas geologiczny Polski 1 : 500 000. Atlas zasobów zwykłych wód podziemnych i ich wykorzystanie w Polsce. Inst. Geol., Warszawa.

MALINOWSKI J. (red.), 1991 – Budowa geologiczna Polski. T. 7. Hydrogeologia. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

MALINOWSKI J., STAMATELLO H., 1964 – Atlas Geologiczny Warszawy w skali 1 : 20 000. Cz. 2. Mapy geologiczno-inżynierskie. Inst. Geol., Warszawa.

MARCAK H., PILECKI Z. (red.), 2003 – Wyznaczenie właściwości utworów fliszu karpackiego metodą sejsmiczną dla potrzeb budownictwa tunelowego. Wydaw. IGSMiE PAN, Kraków.

MARCHETTI S., 1980 – In situ tests by flat dilatometer. *JGED*, *ASCE*, **106** (GT3): 299–321.

MARGIELEWSKI W., 2004 – Typy przemieszczeń grawitacyjnych mas skalnych w obrębie form osuwiskowych polskich Karpat fliszowych. *Prz. Geol.*, **52** (7): 603–614.

MARINOS P., HOEK E., 2001 – Estimating the geotechnical properties of heterogeneous rock masses such flysh. *Bull. IAEG*, **60**: 85–92.

MARKOWSKI S., 1980 – Struktura i właściwości podtorfowych osadów jeziornych rozprzestrzenionych na Pomorzu Zachodnim jako podstawa ich rozpoznania i klasyfikacji. *W*: Mat. Konf. nauk.-tech. „Kreda jeziorna i gytie". Gorzów Wlkp. – Zielona Góra, luty 1980: 44–55.

MARKS L., BER A., GOGOŁEK W., PIOTROWSKA K., 2006 – Mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000 + tekst objaśniający. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

MARSZAŁEK H., CHUDY K., WYSOCKI B., 2011 – Zdolność infiltracyjna zwietrzelin gnejsowych masywu Wielkiej Sowy (Sudety Środkowe). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **445**: 383–390.

MARUSZCZAK H., 1991 – Podstawowe profile lessów w Polsce. Uniwersytet M. Curie-Skłodowskiej, Lublin.

MASSARCH K.R., 1979 – Lateral earth pressure normally consolidated clays. *W*: Proc. 7th Europ. Conf. SMFE, **2**: 245–250. Brigthon.

MASTELLA L., KONON A., 2002 – Tektoniczne wygięcie łuku Karpat zewnętrznych w świetle analizy ciosu płaszczowiny Śląskiej. *Prz. Geol.*, **6** (50): 541–550.

MATERIAŁY KONFERENCJI PIG, 2000 – Prognozowanie i przeciwdziałanie skutkom ruchów osuwiskowych. Konf. w Oddziale Karpackim Państwowego Instytutu Geologicznego. Kraków, 7 września 2000 r. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

MATERIAŁY SESJI JUBILEUSZOWEJ, 2008 – 50 lat geologii inżynierskiej na Uniwersytecie Warszawskim, 185. Wydaw. IHGI, Warszawa.

MATERIAŁY SYMPOZJÓW GLACITEKTONICZNYCH w latach 1974–1992 (Z. Szafran, J. Kotowski, U. Kołodziejczyk, A. Kraiński, J. Wojnicki, A. Chrzanowski). Zielona Góra.

MAYNE P.W., 2006 – In-situ test calibration for evaluating soil parameters. *W*: Characterization and engineering properties of natural soil. T. 3: 1601–1652. Balkema, Rotterdam.

McKEEN R.G., 1992 – A model for predicting expansive soil behavior. W: Proc. 7th Int. Conf. On Expansive Soils: 1–6. Dallas, Texas.

MEISSNER K., 1970 – Własności inżyniersko-geologiczne iłów poznańskich rejonu Konina. *Biul. Inst. Geol.*, **231**: 114–187.

MENCL V., 1970 – Klassifikation von festen Felsmassen. Bricht über das 10. Ländertreffen des IBG. *W*: Pforr H., 1973 – IBG Richtlingen zur Ermittung von geomechanischen Kennziffren der Gestein und des Gebirgsmassivs. Freiberger Forschungshefte. A. 502. Geotechnik und Ingenieurgeologie. Leipzig.

MIGOŃ P., PLACEK A., 2014 – Litologiczno–strukturalne uwarunkowania rzeźby Sudetów. *Prz. Geol.*, **62** (1): 36–43.
MIGOŃ P., JANCEWICZ K., KASPRZAK M., 2014 – Zasięg obszarów objętych osuwiskami w Górach Kamiennych (Sudety Środkowe) – porównanie map geologicznych i cyfrowego modelu wysokości z danych LiDAR. *Prz. Geol.*, **62** (9): 463–471.
MINISTERSTWO ŚRODOWISKA, 2010 – Działania resortu środowiska zakresie systemu osłony przeciwosuwiskowej w Polsce: 1–20.
MIRICHUŁAWA C.E., 1959 – O zawisimosti soprotiwlenija razmywa cwjaznych gruntow ot sceplenija. *Doklady Akademii SSSR*, **124** (1) [po rosyjsku].
MIZERSKI W., 2010 – Geologia dynamiczna. PWN, Warszawa.
MŁYNAREK Z., 2009 – Podłoże gruntowe a awaria budowlana. *W*: Mat. XXIV Konf. Nauk.-Tech. „Awarie Budowlane", Międzyzdroje, 26–29 maja 2009r.: 103–108.
MŁYNAREK Z., WIERZBICKI J., 2007 – Nowe możliwości i problemy interpretacyjne polowych badań gruntów. *Geologos*, **11**: 97–118.
MŁYNAREK Z., TSCHUSCHKE W., WIERZBICKI J., 1996 – Strength of disturbed clays determined from laboratory and field tests. *W*: Mat. XI Kolokwium Francusko-Polskie: 47–52. Gdańsk.
MŁYNAREK Z., WIERZBICKI J., LONG M., 2008 – Factors affecting CPTU and DMT characteristics in organic soils. *W*: Geotechnical in Marintime Engineering. Proc. of the 11th Baltic Sea Geotechnical Conference (red. Z. Młynarek i in.). T. 1: 407–417. MISIURO, Gdańsk.
MYŚLIŃSKA E., 1965 – Wpływ warunków sedymentacji i diagenezy iłów warwowych zlodowacenia środkowopolskiego na obszarze Mazowsza na ich właściwości inżyniersko-geologiczne. *Biul. Geol. UW*, **7**: 3–106.
MYŚLIŃSKA E., 1967 – Własności fizyczno-mechaniczne iłów warwowych zlodowacenia środkowopolskiego okolic Warszawy na tle ich stratygrafii oraz warunków występowania. Z badań geologii inżynierskiej w Polsce. *Biul. Geol. Inst. Geol.*, **198** (4): 151–173.
MYŚLIŃSKA E., 2001 – Grunty organiczne i laboratoryjne metody ich badania. PWN, Warszawa.
MYŚLIŃSKA E., 2006 – Laboratoryjne badania gruntów. Wydaw. UW, Warszawa.
MYŚLIŃSKA E., 2010 – Laboratoryjne badania gruntów i gleb. Wydaw. UW, Warszawa.
NIEDZIELSKI H., 1977 – Geologia projektowanych zapór w polskich Karpatach. Politechnika Krakowska, Instytut Geotechniki, Zakład Geologii Inżynierskiej i Hydrogeologii, Kraków.
NIEJSZTADT L.I., 1957 – Mietody geołogiczeskogo izuczenija trieszczinowatosti gornych porod pri inżenierno-geołogiczeskich issledowanijach. Goseniergoizdat, Moskwa [po rosyjsku].
ODDZIAŁ KARPACKI PIG, 2000 – Prognozowanie i przeciwdziałanie skutkom ruchów osuwiskowych. Mat. Konf. 7 września 2000. Kancelaria Prezesa Rady Ministrów.
OKRUSZKO H., 1976 – Zasady rozpoznawania i podziału gleb hydrogenicznych z punktu widzenia melioracyjnego. *Bibl. Wiad. IMUZ*, **52**.
O'NEIL M.W., POORMOAYED A.M., 1980 – Methodology for foundations on expansive clays. *JGED, ASCE*, **12**: 1345–1367.
OSIPOV V.I., 1975 – Structural bands and properties of clays. *Bull. IAEG*, **2**.
OSIPOV V.I., 1979 – Nature of strength and deformability properties of clay soils. Izdatielstvo Moskovskogo Universiteta [po rosyjsku].
OSIPOV V.I., SOKOLOV V.N., 1978a – Structure formation in clays. *Bull. IAEG*, **18**: 83–90.
OSIPOV V.I., SOKOLOV V.N., 1978b – Relation between the microfabric of clays soils and their origin and degree of compaction. *Bull. IAEG*, **18**: 73–81.
ÖZSAN A., BASARIR H., YÜCEEL S., CÜCEN Ö., 2009 – Engineering geological evaluation and preliminary support desing for metro extension tunnel. Ankara. Turkey. *Bull. Eng. Geot. Environ.*, **68**: 397–408.
PACZYŃSKI B., 1972 – Zasady oceny zasobów użytkowych wód podziemnych obszaru Polski. *Pr. Hydrogeol. Ser. Spec.*, **2**: 11–36.
PACZYŃSKI B. (red.), 1976 – Atlas hydrogeologiczny Polski 1 : 500 000. Inst. Geol., Warszawa.
PACZYŃSKI B., 1977 – Regionalizacja ogólna wód podziemnych. *Kwart. Geol.*, **21** (4): 831–853.

PACZYŃSKI B. (red.), 1993, 1995 – Atlas hydrogeologiczny Polski w skali 1 : 500 000. Cz. 1 i 2. Wydaw. PAE SA, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
PACZYŃSKI B., 2002 – Objaśnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1 : 50 000, ark. Żarnów (0739). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
PACZYŃSKI B., SADURSKI A. (red.), 2007 – Hydrogeologia regionalna Polski. T. 1. Wody słodkie. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
PAJĄK-KOMOROWSKA A., 2006 – Osiadanie zapadowe lessów Wzgórz Trzebnickich i Płaskowyżu Głubczyckiego [pr. doktor.]. Biblioteka Wydziału Geologii UW, Warszawa.
PALKI J., 1978 – Występowanie nieciągłych deformacji terenu w warunkach Rybnickiego Okręgu Węglowego [rozpr. doktor.]. AGH, Kraków.
PATAKIEWICZ M.A., 2013 – Wpływ wskaźników sedymentacyjnych uziarnienia na parametry zagęszczalności gruntu: 1–27 [autoreferat rozpr. doktor.]. Politechnika Białostocka, Białystok.
PAZDRO Z., 1957 – Hydrogeologia [skrypt]. Studium Zaoczne Politechniki Warszawskiej, Warszawa.
PAZDRO Z., 1977 – Hydrogeologia ogólna. Wydaw. Geol., Warszawa.
PAZDRO Z., KOZERSKI B., 1990 – Hydrogeologia ogólna. Wydaw. Geol., Warszawa.
PECK R.B., HANSON W.E., THORNBURN T.H., 1974 – Foundation Engineering: 514. J. Wiley & Sons, New York.
PENDIAS H., 1961 – Uwagi o wietrzeniu bazaltów w rejonie Legnicy i Lubania Śląskiego. *Kwart. Geol.*, **5** (2): 429–445.
PENKALOWA B., 1961 – Własności techniczne i wyniki badań laboratoryjnych materiałów kamiennych Polski przeznaczonych do celów budowlanych i drogowych. Prace ITB, Seria 1. Materiały budowlane i ich zastosowanie, nr 15. Wydaw. Arkady, Warszawa.
PENNING W.H., 1880 – Engineering Geology. Bailliére, Tindal & Cox, London.
PENTLAKOWA Z., WOJNO T., 1952 – O niektórych marmurach dolnośląskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **80**.
PESZAT CZ., 1980 – Właściwości fizycznomechaniczne skał węglanowych dewonu Gór Świętokrzyskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.,* **324** (9): 283–319.
PIASKOWSKI A., 1963 – Fizyczne, fizykomechaniczne właściwości budowlanych gruntów spoistych. *Pr. Nauk. ITB*, **268**.
PIECZERKIN I.A., PIECZERKIN A.I., GAJKANOW SZ.H., 1981 – Piererabotka bieregow wodochranilisz złożennych pieszczano-gliniastymi i karbonatnymi porodami: 94. Permski Narodny Uniwersytet, Perm [po rosyjsku].
PIECZYRAK J., 2011 – Wykorzystanie odpadów górnictwa węgla brunatnego w geotechnice. *Inż. Mor.*, **1**: 28–33.
PIETRZYKOWSKI P., 2014 – Charakterystyka geologiczno-inżynierska eemskich gytii i kredy jeziornej z terenu Warszawy [pr. doktor.]. Biblioteka Wydziału Geologii UW, Warszawa.
PIĘTKOWSKI R., CZARNOTA-BOJARSKI R., 1964 – Mechanika gruntów. Wydaw. Arkady, Warszawa.
PILECKI Z., 2002 – Wyznaczenie parametrów górotworu na podstawie klasyfikacji geotechnicznych, 92. PAN, Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią. Wydaw. Drukol, Kraków.
PINIŃSKA J.,1992 – Emisja akustyczna ośrodków skalnych w stanach naprężeń pokrytycznych. *Prz. Geol.*, **12** (40): 727–733.
PINIŃSKA J. (red.), 1994 – Właściwości wytrzymałościowe i odkształceniowe skał. Skały osadowe regionu świętokrzyskiego. Cz. 1. T. 1. Katalog. Wydaw. Zakład Geomechaniki IHiGI UW, Warszawa.
PINIŃSKA J. (red.), 1995 – Właściwości wytrzymałościowe i odkształceniowe skał. Skały osadowe regionu świętokrzyskiego. Cz. 1. T. 2. Objaśnienia i interpretacja. Wydaw. Zakład Geomechaniki IHiGI UW, Warszawa.
PINIŃSKA J. (red.), 1996 – Właściwości wytrzymałościowe i odkształceniowe skał. Skały magmowe, osadowe i metamorficzne regionu Sudetów. Cz. 2. T. 3. Katalog. Wydaw. Zakład Geomechaniki IHiGI UW, Warszawa.
PINIŃSKA J. (red.), 1997 – Właściwości wytrzymałościowe i odkształceniowe skał. Skały magmowe, osadowe i metamorficzne regionu Sudetów. Cz. 2. T. 4. Objaśnienia i interpretacja. Wydaw. Zakład Geomechaniki IHiGI UW, Warszawa.

PINIŃSKA J. (red.), 1999 – Właściwości wytrzymałościowe i odkształceniowe skał. Jura Krakowsko-Częstochowska. Cz. 3. T. 5. Katalog. Wydaw. Zakład Geomechaniki IHiGI UW, Warszawa.

PINIŃSKA J. (red.), 2000 – Właściwości wytrzymałościowe i odkształceniowe skał. Jura Krakowsko-Częstochowska. Cz. 3. T. 6. Objaśnienia i interpretacja. Wydaw. Zakład Geomechaniki IHiGI UW, Warszawa.

PINIŃSKA J. (red.), 2003 – Właściwości wytrzymałościowe i odkształceniowe skał. Karpaty fliszowe. Cz. 4. T. 7. Katalog. Wydaw. Zakład Geomechaniki IHiGI UW, Warszawa.

PINIŃSKA J. (red.), 2004 – Właściwości wytrzymałościowe i odkształceniowe skał. Karpaty fliszowe. Cz. 4. T. 8. Objaśnienia i interpretacja. Wydaw. Zakład Geomechaniki IHiGI UW, Warszawa.

PINIŃSKA J. (red.), 2009 – Baza danych geomechanicznych właściwości skał. T. 11. Wydaw. Zakład Geomechaniki IHiGI UW, Warszawa.

PINIŃSKA J. (red.), 2011 – Właściwości wytrzymałościowe i odkształceniowe skał Polski na dużych głębokościach w warunkach wysokiego ciśnienia i temperatury. T. 12. Wydaw. Zakład Geomechaniki IHiGI UW, Warszawa.

PINIŃSKA J., DZIEDZIC A. (red.), 2006 – Właściwości wytrzymałościowe i odkształceniowe skał. Region Lubelski. Cz. 5, T. 9. Katalog. Wydaw. Zakład Geomechaniki IHiGI UW, Warszawa.

PINIŃSKA J., DZIEDZIC A. (red.), 2007 – Właściwości wytrzymałościowe i odkształceniowe skał. Region Lubelski. Cz. 5. T. 10. Objaśnienia i interpretacja. Wydaw. Zakład Geomechaniki IHiGI UW, Warszawa.

PINIŃSKA J., WYSOKIŃSKI L., 1995 – Geotechnical properties of glacial boulder Clay in Poland. *W*: Proc. XI ECSMFE Volume 10 DGF–Bull. Kopenhaga, 28.05–1.06 1995.

PISARCZYK S., 1990 – Wpływ wymiarów próbek na wytrzymałość na ścinanie iłów warwowych glacitektonicznie zaburzonych. *W*: Mat. IX krajowej Konf. Mech. Gruntów i Fundamentowania. T. 1: 343–348, Kraków.

PISARCZYK S., 2004 – Grunty nasypowe. Właściwości geotechniczne i metody ich badania. Wydaw. Politechniki Warszawskiej, Warszawa.

PISARCZYK S., 2010 – Mechanika gruntów. Wydaw. Politechniki Warszawskiej, Warszawa.

PISARCZYK S., 2014 – Gruntoznawstwo inżynierskie. PWN, Warszawa.

PISARCZYK S., RYMSZA B., 1993 – Badania laboratoryjne i polowe gruntów. Wydaw. Politechniki Warszawskiej, Warszawa.

PLACEK A., 2011 – Rzeźba strukturalna Sudetów w świetle pomiarów wytrzymałości skał i analiz numerycznego modelu wysokości. Rozpr. Nauk. Inst. Geografii i Rozwoju Regionalnego UWroc., **16**.

PLEWA M., 1999 – Geologia inżynierska w inżynierii środowiska. Wydaw. Nauk. DWN, Kraków.

POLLAK D., BULJAN R., TOŠEVSKI A., 2008 – General engineering geological characteristics of the Kaštela (Croatia) flysch deposits. *W*: II European Conference of International Association for Engineering Geology. Madrid, Španjolska, 15–19.09.2008.

POLLACK D., BULJAN R., TOŠEVSKI A., 2010 – Engineering-geological and geotechnical properties of flysch formations in Kaštela region. *Građevinar: časopis Hrvatskog saveza građevinskih inženjera*, **62** (8): 707–715 (preliminary note).

POPOW I.W., 1959 – Inżeniernaja gieołogija: 1–508. Izd. Mosk. Uniwersiteta, Moskwa [po rosyjsku].

POPRAWA D., RĄCZKOWSKI W., 2003 – Osuwiska Karpat. *Prz. Geol.*, **51** (8): 685–692.

POTTGNES J.J.E., 1985 – Bodenhebung durch ansteigendes Grubenwasser Vortag ISM–Tagung. Harrogate.

POŻARYSKI W., 1969 – Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. *Prz. Geol.*, **17** (2): 57–65.

PRIKŁOŃSKI W.A., 1955 – Gruntoznawstwo (tłum. na język polski). Wydaw. Geol., Warszawa.

PRUSZAK Z., 2003 – Akweny morskie. Zarys procesów fizycznych i inżynierii środowiska. Wydaw. IBW PAN, Gdańsk.

PRZYSTAŃSKI J., ŁĘCKI P., 1990 – Wybrane parametry geotechniczne iłów poznańskich w świetle badań wykonywanych dla celów budowlanych. *W*: Mat. IX Krajowej Konf. Mech. Gruntów i Fundamentowania. T. 2: 61–66. Kraków.

RANGANATHAN B.V., SATYANARAYAN B., 1965 – A rational method of predicting swelling potential of compacted expansive clays. *W*: Proc. 6th Inter. Conf. Soil Mechanics and Foundation Engineering. Montréal, 8–15 September: 92–96. University of Toronto Press.

RICHLING A., DĄBROWSKI A., 1995 – Mapa. Typy krajobrazów naturalnych w skali 1 : 500 000. Polskie Przedsiębiorstwo Wydaw. Kartograficznych im. E. Romera SA, Warszawa.
RIES H., WATSON T.L., 1914 – Engineering geology: 750. J. Wiley & Sons, New York.
ROGUSKI A., 2014 – Geologiczno-inżynierska ocena zwietrzelin gliniastych z południowej Polski. *Prz. Geol.*, **62** (5): 692–698.
ROLLA S., 1970 – Zwalczanie przełomów i wzmocnienie nawierzchni drogowych. WKiŁ, Warszawa.
ROSIKOŃ A., 1979 – Budownictwo komunikacyjne na terenach objętych szkodami górniczymi. WKiŁ, Warszawa.
ROSSIŃSKI B., 1978 – Błędy w rozwiązaniach geotechnicznych. Wydaw. Geol., Warszawa.
RÓŻYCKI S.Z., 1949 – Geologia Inżynierska. *W*: Podręcznik inżynierski (red. S. Bryla). Trzaska, Ewert, Michalski, Warszawa.
RÜHLE E. (red.), 1973 – Metodyka badań osadów czwartorzędowych. Wydaw. Geol., Warszawa.
RÜHLE E., MOJSKI J.E., 1968 – Mapa czwartorzędu Polski 1 : 2 000 000. *W*: Atlas geologiczny Polski (red. J. Znosko). Wydaw. Geol., Warszawa.
RÜHLE E., SOKOŁOWSKA M., 1956 – Mapa geologiczna utworów czwartorzędowych Polski. *W*: Atlas geologiczny Polski 1: 1000 000. Inst. Geol., Warszawa.
RYBICKI S., 1973 – Geologiczno-inżynierskie problemy otworowej eksploatacji siarki. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia*, **423** (20).
RYBICKI S., 1977 – O ciśnieniu porowym w gruntach podłoża zwału kopalni siarki w Machowie. *Tech. Poszuk.*, **5**: 31–34.
RYBICKI S., 1991 – Geoinżynieria środowiska i jej główne problemy. *W*: Mat. Kraj. Konf. Geotechniczne aspekty ochrony środowiska: 33–39. AGH, Kraków.
RYBICKI S., 1996 – Geodynamika i geoinżynieria środowiska. *W*: Ochrona środowiska przyrodniczego i zasobów mineralnych. Wydaw. CPPGSMiE PAN, Kraków.
RYBICKI S., KROKOSZYŃSKI P., 2011 – Sondowanie statyczne i dynamiczne w badaniach podłoża gruntowego budowli drogowych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **446** (2): 397–406.
RYBICKI S., BUDACZ M., BURDZIEŃSKA E., 1973 – Wpływ procesów wietrzeniowych na własności fizykomechaniczne gruntów ilastych. *Gór. Odkryw.*, **1**: 5–9.
RYBICKI S., WOŹNIAK H., LENDUSZKO P., 1995 – Filtracja wody przez spoiste grunty zwałowe oraz ich zdolności izolacyjne na przykładzie odkrywkowej kopalni siarki w Machowie. *Prz. Geol.*, **43** (4): 302–304.
RYBICKI S., WOŹNIAK H., KACZMARCZYK R., 1998 – Problemy uszczelniania likwidowanych odkrywkowych kopalń przed przewidywaniem zmineralizowanych wód złożowych. *W*: Współczesne problemy geologii inżynierskiej w Polsce (red. J. Liszkowski). WIND-J. Wojewoda, Wrocław.
RYBICKI S., RĄCZKOWSKI W., WÓJCIK A., 2004 – Zjawiska osuwiskowe w Karpatach zagrożeniem dla budownictwa komunikacyjnego. *W*: Mat. Konf. Nauk. Krynica. Wydaw. AGH, Kraków.
RYKA W., MALINOWSKA A., 1991 – Słownik petrograficzny. Wydaw. Geol., Warszawa.
SACHPAZIS C.I.M., 1990 – Correlating Schmidt hardness with compressive strength and Young's modulus of carbonate rocks. *Bull. IAEG*, **42**: 75–83.
SAFFET Y., 2009 – Predicting uniaxial compressive strength, modulus elasticity and index properties of rocks using the Schmidt Hammer. *Bull. Eng. Geol. Env.*, **68**: 55–63.
SANGLERAT G., 1972 – The penetrometer and soil exploration. Elsevier, Amsterdam.
SARNACKA Z., 1980 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Warszawa Wschód. Wydaw. Geol., Warszawa.
SARNACKA Z., 1992 – Stratygrafia osadów czwartorzędowych Warszawy i okolic. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **138**: 1–36 (z 50 fig.).
SAWAREŃSKI F.P., 1937 – Inżeniernaja gieołogija. Moskwa [po rosyjsku].
SCHMIDT B., 1966 – Discussion of "Earth Pressures at Rest Related to stress History". *Can. Geotech.J.*, **3** (4): 239–242.
SCHMIDT E., 1951 – A non–destructive concrete tester. *Concrete*, **59** (8): 34–35.
SCHULZ J.R., MUHS H., 1967 – Bodenuntersuchungen für Ingenieurbauten. Berlin, Heidelberg, New York.

SEED H., WOODWORD R., LUNDGREN R., 1962 – Prediction of swelling potential for compacted clays. *Journ. Soil Mech. – Found. Division*. *SM*, **3**: 53–87.
SIERGIEJEW J.M., 1978, 1981 – Inżeniernaja gieołogija. Moskwa [po rosyjsku].
SINGH B., GAHROOCE D.R., 1989 – Application of rocks mass weakening coefficient for stability assesment of slopes in heavily jointed rock masses. *Int. J. Surface Mining Reclam Environ.*, **3**: 217–219.
SIUTA J., 1998 – Rekultywacja gruntów – poradnik. Wydaw. Instytut Ochrony Środowiska, Warszawa.
SIUTA J., ŻUKOWSKI B., 2008 – Degradacja i rekultywacja powierzchni ziemi w Polsce. Monografia IOŚ, Warszawa.
SKALMOWSKI W., 1955 – Naturalne materiały kamienne w budownictwie drogowym. Wydaw. Komunikacyjne, Warszawa.
SKARŻYŃSKA K., 1997 – Odpady powęglowe i ich zastosowanie w inżynierii lądowej i wodnej. Wydaw. Akademii Rolniczej, Kraków.
SKEMPTON A.W., 1953 – The colloidal activity of clays. *W*: Proc. 3th. Conf. Soil Mech. Zurich, v. 1, s. 1/14.
SKEMPTON A.W., 1961 – Horizontal stress in on over–consolidated Eocene clays. *W*: Proc. 5th Int. Conf. SMFE. I: 351–357. Paris.
SKEMPTON A.W., 1964 – Long-term stability of Clay slopes. *Geotechnique*, **14**: 77–101.
SKUTNIK Z., BILINIAK M., SZYMAŃSKI A., 2015 − Badania wpływu ciśnienia ssania na wytrzymałość i sztywność gruntu spoistego i niespoistego. *Inż. Mor.*, **36** (3): 216–221.
SOKOLOV V.N., 1985 – Theoretical principles of Engineering Geology. The Physicochemical principles. (red. Sergeyev Y.M. Nedra) [po rosyjsku].
SOKOLOV V.N., 1990 – Engineering-geological classification of clay microstructures. *W*: Proc. 6th. Int. IAEG Congress, 1: 753–760. Balkema, Amsterdam.
SOKOŁOWSKI Z., 1956, 1957 − Szczegółowa mapa geologiczno-inżynierska Polski w skali 1 : 50 000, ark. Bytom. Inst. Geol., Warszawa.
STARKEL L. (red.), 1980 − Przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski w skali 1 : 500 000. Wydaw. Instytutu Geografii Przestrzennego Zagospodarowania PAN.
STASZKIEWICZ J., 1966 – Wyznaczenie parametrów skarp profilowanych w utworach ilastych z uwzględnieniem czynnika czasu. Odwodnienie kopalń i geotechnika. Z. 1. Warszawa.
STARKEL L. (red.), 1991 – Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze. PWN.
STATUS OF THE IAEG, 1992 – Newsletter, Paris.
STEIN J., 1973 – Wpływ eksploatacji otworowej na zmianę środowiska geologicznego złóż siarki na przykładzie kopalni Grzybów i Jeziorko [pr. doktor.]. Wydział Geologii UW, Warszawa.
STENZEL P., SZYMANKO J., 1973 – Metody geofizyczne w badaniach hydrogeologicznych i geologiczno-inżynierskich. Wydaw. Geol., Warszawa.
STEPHENS D.B., 1993 – Hydraulic conductivity assessment of unsaturated soils. *W*: Hydraulic Conductivity and Waste Contaminant Transport in Soils, ASTM STP 1142 (red. D.E. Daniel, S.J. Trautwein): 169–183. American Society for Testing and Materials, Philadelphia, Pennsylvania.
STINI J., 1922 – Technishe Geologie. Verlag von Enke F. 789. Sttutgart.
STOCHLAK J., 1974 – Klasyfikacja osadów zboczowych z inżyniersko-geologicznego punktu widzenia. *Prz. Geol.*, **22** (10): 487–491.
STOPIŃSKI A., 1972 – Zmiany w środowisku geologicznym na skutek otworowej metody eksploatacji złoża siarki „Grzybów" [pr. doktor.]. Wydział Geologii UW, Warszawa.
STRAKHOV N.M., 1967 – Principles of Lithogenesis. Vol. 1. Oliver & Boyd, Edinburgh.
STRÓŻYK J., IZBICKI R.J., 2003 –Wpływ historii geologiczno-inżynierskiej na własności iłów formacji poznańskiej. *W*: Geotechnika w budownictwie i górnictwie (red. W. Brzękała i in.): 160–167. Politechnika Wrocławska, Wrocław.
STUPNICKA E., 1997 – Geologia regionalna Polski. Wyd. II. Wydaw. UW, Warszawa.
STUPNICKA E., 2013 – Geologia regionalna Polski. Wyd. III. Wydaw. UW, Warszawa.
STUPNICKA E., STEMPIEŃ-SAŁEK M., 2016 – Geologia regionalna Polski. Wyd. IV, zmienione. Wydaw. UW, Warszawa.
SUBOTOWICZ W., 2001 – Litodynamika brzegów klifowych Wybrzeża Polski. GTN–Gdańsk, Ossolineum.

SUCHNICKA H., 1990 – Grunty zwałowe – propozycja oceny charakterystyk wytrzymałościowych. *W*: Mat. Konf. Mech. Gruntów i Fundament. T. 2: 67–80, Kraków.
SURYGAŁA J. (red.), 2000 – Zanieczyszczenia naftowe w gruncie. Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław.
SZAJNA W. S., 2016 – Jaką klasyfikację gruntów powinnyśmy stosować w Polsce po przyjęciu normy Eurokod 7.1. *Prz. Geol.*, **64** (2): 113–120.
SZCZEPAŃSKI T., 2005 – Ocena stanu skonsolidowania wybranych iłów na podstawie analizy parametrów ściśliwości [pr. doktor.]. Biblioteka Wydziału Geologii UW, Warszawa.
SZCZEPAŃSKI T., 2009 – Nowa metoda oceny stanu przekonsolidowania gruntów. *W*: Problemy geotechniczne i środowiskowe z uwzględnieniem podłoży ekspansywnych (artykuł konferencyjny): 447–452. Wydaw. Uczelniane UTP.
SZYMAŃSKI A., 1999 – Determination of stress history in cohesive soil on the basis of in situ, tests. *W*: Proc. 9th Baltic Geotechnical Conference: 25–28. Estonia, Balkema.
SZYMAŃSKI A., 2007 – Mechanika gruntów: 202. Wydaw. SGGW. Internet: w3k1.cem.sggw.pl/wp-content.
SZYSZŁO D., 1966 – Własności fizyczno-mechaniczne iłów poznańskich (plioceńskich) na tle ich litologii i warunków sedymentacji [pr. doktor.]. Biblioteka Wydziału Geologii UW, Warszawa.
ŚLIWA P., 1960 – Badania nad skłonnością do tworzenia osuwisk niektórych iłów trzeciorzędowych. *Biul. Inst. Geol.*, **164**.
ŚLIWA P., WILK Z., 1954 – Osuwisko w Bańskiej Wyżnej na Podhali. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **96**: 61–108.
TARNAWSKI M., 2011 – Geotechniczne przyczyny awarii budowlanych. Wydaw. PPH Zapol, Szczecin.
TAYLOR R.K., CRIPPS J.C., 1987 – Weathering Effects: Slopes in Mudrock and overe–concolidated Clays. *W*: Slope Stability (red. M.G. Anderson, K.S. Richards). J. Wiley & Sons, New York.
TEJCHMAN A., GWIZDAŁA K., ŚWIDZIŃSKI W., BRZOZOWSKI T., KRASIŃSKI A., 1995 – Stateczność i ochrona klifów polskiego Wybrzeża: 152. Politechnika Gdańska, Gdańsk.
TERZAGHI K., 1925 – Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer Grundlage: 1–397. Leipzig, Wien.
TERZAGHI K., 1925 – Princples of Soil Mechanics. ENR.
TERZAGHI K., 1932 – Inżeniernaja geołogija. Georazwiedizdat. Leningrad–Moskwa [po rosyjsku].
TERZAGHI K., 1936 – The shearing resistance of saturated soil and angle between the planes of shear. *W*: Proc. 1st. Int. Conf. Soil Mech. Found Eng. Harvard.
TERZAGHI K., 1943 – Theoretical Soil Mechanics. J. Wiley & Sons, New York.
TERZAGHI K., PECK R.B., 1948 – Soil Mechanics in Engineering Practice. J. Wiley & Sons, New York.
TERZAGHI K., REDLICH K.A., KAMPE R., 1929 – Ingenieurgeologie. Springer, Berlin.
THIEL K. (red.), 1971 – Badania stateczności podłożą skalnego zapory betonowej w złożonych warunkach geologicznych. IBW, PAN. PWN, Warszawa.
THIEL K. (red.), 1976 – Badania i prognozowanie stateczności zboczy skalnych. *Pr. IBW PAN*, **2**.
THIEL K. (red.), 1989 – Kształtowanie fliszowych stoków karpackich przez ruchy masowe, na przykładzie badań stoku Bystrzyca w Szymbarku. *Pr. IBW PAN*, **17**: 91.
THIEL K., 1980 – Mechanika skał w inżynierii wodnej. PWN, Warszawa.
THIEL K., 1995 – Właściwości fizyczno-mechaniczne i modele masywów skalnych Polskich Karpat Fliszowych. IBW PAN, Gdańsk.
THIEL K., ZABUSKI L., 1995 – Wytrzymałość na ścinanie masywów skalnych fliszu karpackiego. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. Hydrot. PWroc. Konf.*, **36** (69): 330–336.
TRENTER N.A., 1999 – Enginering in glacial tills. 1–259. Ciria, London.
TRZCIŃSKI J., 1995 – Qualitative and quantitative analysis of microstructures in Polish glacial tills with respect to their age. *Geol. Quart.*, **39** (3): 403–422.
TRZCIŃSKI J., 1998 – Ilościowa analiza mikrostrukturalna w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM) gruntów poddanych oddziaływaniu wody. *W*: Geologia Stosowana (red. B. Grabowska-Olszewska): 113–150. PWN, Warszawa.
TRZCIŃSKI J., 1999 – Mikrostruktury a właściwości geologiczno-inżynierskie glin lodowcowych [pr. doktor.]. Biblioteka Wydziału Geologii UW, Warszawa.
TRZECIAKOWSKA M., 2012 – Szczegółowa mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Kłodawa (515). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

TRZPIS B., 2006 – Wpływ pełzania zboczy rejonu Wieliczki na sposób projektowania obiektów budowlanych. *Zesz. Nauk. PBiałost. Budownictwo*, **29**: 211–220.
TSCHUSCHKE W., 2006 – Sondowanie statyczne w odpadach poflotacyjnych. *Zesz. Nauk. PŚl.*, **1738**: 266.
TSIAMBAOS G., SAROGLOU H., 2010 – Excavatability assesment of rock masses using the Geological Strength Index (GIS). *Bull. Eng. Geol. Environ.*, **69**: 13–27.
UBERMAN Ry., UBERMAN Ro., 2007 – Metody wyceny wartości złóż antropogenicznych. *Gosp. Sur. Miner.*, **23** (2): 35–48.
URBAN J., 2014 – Cechy rzeźby strukturalnej Gór Świętokrzyskich oraz południowo–wschodniej części Niecki Nidziańskiej. *Prz. Geol.*, **62** (1): 44–50.
WAROSZEWSKI J., i in., 2010 – Specyficzne właściwości gleb Kowarskiego Grzbietu w Karkonoszach. *Opera Corcontica*, *Suppl.*, **47**: 47–56.
WATYCHA L., 1959 – Mapa geologiczno-inżynierska Polski 1: 1 000 000. Inst. Geol., Warszawa.
WESTON D.J., 1980 – Expansive Road treatment for southern Africa. *W*: Proc. 4th. Int. Conf. on Expansive Soils: 301–360. Denver.
WICHROWSKI Z., 1981 – Studium mineralogiczne iłów serii poznańskiej. *Arch. Mineralog.*, **37** (2): 93–195.
WIERZBICKI J., 2010 – Ocena prekonsolidacji podłoża metodami in situ w aspekcie jego genezy. *Rozpr. Nauk.*, **410**: 182.
WIERZBICKI J., MŁYNAREK Z., 2012 – Identyfikacja efektu prekonsolidacji podłoża metodami in situ. *Inż. Mor.*, **4**: 277–285.
WILLIAMS A.A.B., DONALDSON G.W., 1980 – Buildings on expansive soils in South Africa: 1973–1980. *W*: Proc. 4th Conf. on Expansive Soils: 834–844. Denver.
WILK K., 2014 – Analiza ściśliwości warstwowanych iłów krakowieckich. *Prz. Geol.*, **62** (5): 250–256.
WIŁUN Z., 1976, 1982, 1987, 2010 – Zarys geotechniki. WKiŁ, Warszawa.
WIŚNIOWSKI T., 1927 – Geologia inżynierska. *W*: Podręcznik inżynierski (red. S. Bryła). T. 1. Wydaw. Księgarskie Lwów, Warszawa.
WOJNO T.J., PENTLAKOWA Z., 1956 – Właściwości techniczne skał. Wydaw. Geol., Warszawa.
WOJNO T.J., PENTLAKOWA Z., 1957– Właściwości techniczne kamieni budowlanych i drogowych. Wydaw. Geol., Warszawa.
WORTH C.P., 1984 – The interpretation of in-situ soil test. 24th Rankine Lecture. *Geotechnique*, **34** (4): 449–489.
WOŹNIAK H., 1995 – Cechy strukturalno-teksturalne i właściwości fizyczno-mechaniczne zwałowych gruntów spoistych z nadkładu kopalni Machów. *Tech. Poszuk. Geol.*, **2**: 13–17.
WOŹNIAK H., 2009 – Osiadania gruntów zwałowanych w świetle badań modelowych. *Studia, Rozprawy, Monografie,* **149**: 162.
WOŹNIAK H., 2009 – Właściwości deformacyjne i filtracyjne zwałowanych gruntów spoistych z wybranych kopalń odkrywkowych w aspekcie ich budowlanego wykorzystania. Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH, KBN nr 9T12B00810: 114, Kraków.
WÓJCIK A., 1997 – Osuwiska w dorzeczu Koszarawy – strukturalne i geomorfologiczne ich uwarunkowania (Karpaty Zachodnie, Beskid Żywiecki). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **376**: 5–42.
WÓJCIK A., ZIMNAL L., 1996 – Osuwiska wzdłuż doliny Sanu między Bachórzcem a Reczpolem (Karpaty, Pogórze Karpackie). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **374**: 77–91.
WÓJCIK E., 2003 – Wpływ ciśnienia ssania na przepuszczalność wybranych gruntów spoistych [pr. doktor.]. Biblioteka Wydziału Geologii UW, Warszawa.
WYSOKIŃSKI L., 1967 – Wpływ spękań w glinach zwałowych na stabilności skarpy wiślanej w Płocku na tle analizy aktualnych powierzchniowych ruchów masowych. *Biul. Geol. UW*, **9**: 129–216.
WYSOKIŃSKI L., 1980 – Kryterium dynamiki zboczy na przykładzie badań brzegów zbiornika Włocławek. *Biul. Inst. Geol.*, **324** (9): 168–238.
WYSOKIŃSKI L., 2002 – Geotechniczne problemy terenów zdegradowanych. *W*: Mat. Konf. „Zagospodarowanie terenów zdegradowanych". Mrągowo: 53–66.
WYSOKIŃSKI L. (red.), 2007 –Zasady oceny przydatności gruntów spoistych Polski do budowy mineralnych barier izolacyjnych. ITB, Ministerstwo Środowiska, Warszawa.

WYSOKIŃSKI L., DOBAK P., 2007 – Badania podłoża i analiza osiadań obiektów elektrowni Bełchatów. *W*: Mat. Sesji Jubileusz. 31.05–1.05.2007r.: 39–103. ITB.

WYSOKIŃSKI L., GODLEWSKI T., WSZĘDYRÓWNY-NAST M., 2008 – Zależności regionalne parametrów geotechnicznych podłoża na podstawie sondowań CPTU i DMT. Raport projektu Nr 4T07E 047 30 pt. „Zależności regionalne parametrów geotechnicznych na podstawie sondowań, badań laboratoryjnych i pomiarów osiadań". KBN, ITM, Warszawa.

WYRWICKA K., 1977 – Wykształcenie litologiczne i węglanowe, surowce skalne mastrychtu Lubelskiego. Z badań surowców skalnych. *Biul. Inst. Geol.*, **299** (9): 98.

WYRZYKOWSKI T., 1975 – Opracowanie mapy bezwzględnych prędkości pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Polski jako fragmentu mapy dla obszaru Europy Wschodniej. *W*: Mat. Sympozjum „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce". T. 1: 101–119. Wydaw. Geol., Warszawa.

VAN DER MERWE D.H., 1964 – The prediction of heave from the plasticity index and percentage clay fraction of soils. *Trans. South Arfica Inst. Civ. Engrs.*, **6**: 103–107.

VAN DINE D.F., NASMITH H.W., RIPLEY C.F., 1992 – The emergence of Engineering Geology in British Columbia. An Engineering Geologist knows a dam site better. Internet: https://www.cgs.ca/pdf/heritage/Recommended%20reading%20EngGeol.pdf (dostęp: maj 2017.)

VARNES D.L., 1958 – Chart showing classification of Landslides. USA. Geological Survey. Washington.

VARNES D.L., 1978 – Slope movement types and processes. *W*: Landlides. Analyses and control. Transportation Research Board. NRC Washington D.C. Special Report 176 (red. R. Schuster, R. Krizek): 12–33. National Academy of Sciences, Washington.

VIJAYVERGIYA V.N., GHAZZALY O.I., 1973 – Prediction of swelling potential for natural clays. *W*: Proc. 3th Int. Conf. on expansive Clay Soils. Vol. 1. Jerusalem Academic Press.

ZABIELSKA-ADAMSKA K., 2012 – Wybrane zastosowania materiałów odpadowych w geoinżynierii. *Inż. Mor.*, **4**: 286–293.

ZABUSKI L., THIEL K., BOBER L., 1999 – Osuwiska we fliszu Karpat polskich. Geomodelowanie – obliczenia stateczności: 171. IBW PAN, Gdańsk.

ZABUSKI L., MROZEK T., ŚWIDZIŃSKI W., KULCZYKOWSKI M., LASKOWICZ I., 2014 – Kompleksowe badania osuwiska w dolinie Brdy w Koronowie k. Bydgoszczy. *Prz. Geol.*, **62** (9): 472–480.

ZADROGA B., OLAŃCZUK-NEYMAN K., 2001 – Ochrona i rekultywacja podłoża gruntowego. Wydaw. Politechniki Gdańskiej, Gdańsk.

ZARUBA Q., 1976 – Engineering Geology. Praque.

ZAWRZYKRAJ P., 2004 – Analiza skonsolidowania iłów warwowych w rejonie Sochaczewa i Radzymina [pr. doktor.]. Biblioteka Wydziału Geologii UW, Warszawa.

ZAWRZYKRAJ P., 2007 – Ocena efektów prekonsolidacyjnych na podstawie charakterystyki ściśliwości iłów zastoiskowych okolic Warszawy. *Geologos*, **11**: 499–508.

ZAWRZYKRAJ P., KIEŁBASIŃSKI K., 2011 – Charakterystyka właściwości mechanicznych iłów zastoiskowych z okolic Radzymina na podstawie badań presjometrycznych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **446**: 429–436.

ZIĘTARA T., 1969 – W sprawie klasyfikacji osuwisk w Beskidach Zachodnich. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, **3**: 111–131.

ZUCHNIEWICZ W., 1997 – Reorientacja pola naprężeń w polskich Karpatach zewnętrznych w świetle wstępnych wyników analizy ciosu. *Prz. Geol.*, **45** (1): 105–109.

ZUCHNIEWICZ W., 2001 – Structural evolution of the Magura Nappe (Polish Outer Carpations) in the light of the studies of joints. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **396**: 171–171.

ŻAKOWICZ S., GARBULEWSKI K., 1996 – Nowa metodyka badań przewodności hydraulicznej nienasyconych gruntów ekspansywnych. *W*: Mat. 50-lecia SGGW: 45–56. Warszawa.

ŻUREK-PYSZ U., 2001 – Pomorze. Gytia i kreda jeziorna. *Zesz. Nauk. PZielonogór.*, **125**: 427–436.

Instrukcje i wytyczne (zasady)

INSTRUKCJA GIG – Zasady oceny możliwości prowadzenia podziemnej eksploatacji górniczej z uwagi na ochronę obiektów budowlanych. Wydaw. GIG, Katowice 2000.
INSTRUKCJA ITB 231 – Wytyczne badań presjometrem. Warszawa 1980.
INSTRUKCJA ITB 232 – Wykonywania próbnych obciążeń gruntu płytą sztywną i świdrem talerzowym oraz sporządzania dokumentacji i opinii geotechnicznych. Warszawa 1980.
INSTRUKCJA ITB 233 – Wytyczne wykonywania technicznych badań podłoża gruntowego oraz sporządzania dokumentacji i opinii geotechnicznych. Aut.: Z. Kowalewski. Warszawa 1980.
INSTRUKCJA ITB 296 – Posadowienie budowli na gruntach ekspansywnych. Red.: J. Przystański. Warszawa 1990.
INSTRUKCJA ITB 302 – Wykonywanie map warunków budowlanych dla obszarów miejskich. Aut.: L. Wysokiński, M. Szurmak. Warszawa 1991.
INSTRUKCJA ITB 303 – Ustalenie przydatności gruntów na potrzeby budownictwa. Aut.: L. Wysokiński. Warszawa 1990.
INSTRUKCJA ITB 304 – Posadowienie obiektów budowlanych w sąsiedztwie skarp i zboczy. Aut.: L. Wysokiński. Warszawa 1991.
INSTRUKCJA ITB 337 – Projektowanie przesłon izolacyjnych na składowiskach odpadów komunalnych. Aut.: L. Wysokiński. Warszawa 1995.
INSTRUKCJA ITB 339 – Badania szczelności izolacji mineralnych składowisk odpadów. Aut.: L. Wysokiński, S. Łukasik. Warszawa 1996.
INSTRUKCJA ITB, 340 – Projektowanie i wykonywanie badań do lokalizacji składowisk odpadów komunalnych. Aut.: L. Wysokiński, S. Łukasik. Warszawa 1996.
INSTRUKCJA ITB 376 – Ochrona zabudowy w sąsiedztwie głębokich wykopów. Aut.: W. Kotlicki, L. Wysokiński. Warszawa 2002.
INSTRUKCJA ITB, 424 – Ocena stateczności skarp i zboczy. Zasady wyboru zabezpieczeń. Aut.: L. Wysokiński. Warszawa 2006.
INSTRUKCJA ITB 427 – Warunki techniczne wykonywania i odbioru robót budowlanych. Część A, Roboty ziemne i konstrukcje, zeszyt 1, Roboty ziemne. Aut.: W. Kotlicki, L. Wysokiński, M. Świca. Warszawa 2007.
INSTRUKCJA ITB 428 – Komentarz do nowych norm klasyfikacji gruntów. Aut.: L. Wysokiński, W. Kotlicki. Warszawa 2007.
INSTRUKCJA ITB 429 – Projektowanie konstrukcji oporowych stromych skarp i nasypów z gruntu zbrojonego geosyntetykami. Aut.: L. Wysokiński, W. Kotlicki. Warszawa 2007.
INSTRUKCJE, WYTYCZNE, PORADNIKI ITB 487 – Ocena przydatności terenów górniczych do zabudowy. Aut.: M. Kawulok. Warszawa 2013.
INSTRUKCJA badań podłoża gruntowego budowli drogowych i mostowych. Aut.: B. Kłosiński, J. Bażyński, Z. Frankowski, R. Kaczyński, S. Wierzbicki. Część 1 i 2. Generalna Dyrekcja Dróg Publicznych, Warszawa 1998.
INSTRUKCJE i metody badań geologicznych, zeszyt 26. Wytyczne dokumentowania geologiczno-inżynierskiego dla obiektów liniowych. Aut.: J. Bażyński, Z. Frankowski, M. Graniczny. Wydaw. Geol., Warszawa 1974.
INSTRUKCJE i metody badań geologicznych, zeszyt 49. Zasady metodyczne opracowania map i atlasów geologiczno-inżynierskich obszarów zurbanizowanych i perspektywicznej zabudowy powierzchniowej. Aut.: B. Jakubicz, W. Łodzińska. Wydaw. Geol., Warszawa 1989.
INSTRUKCJA określania stopnia spękania skał. Aut.: J. Liszkowski, Z. Stochlak. Geoprojekt, Warszawa 1972.
INSTRUKCJA opracowania Mapy geośrodowiskowej Polski w skali 1 : 50 000. Ministerstwo Środowiska, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 2005.
INSTRUKCJA opracowania Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1 : 50 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 1996.

INSTRUKCJA opracowania Mapy osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi w skali 1 : 10 000. Aut.: D. Grabowski i in. Ministerstwo Środowiska, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 2008.
INSTRUKCJA opracowania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000. Wyd. 2, uzupełnione. Ministerstwo Środowiska, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 2004.
INSTRUKCJA sporządzania Mapy warunków geologiczno-inżynierskich w skali 1 : 10 000 i większej dla potrzeb planowania przestrzennego w gminach. Aut.: J. Bażyński, A. Drągowski, Z. Frankowski, R. Kaczyński. Ministerstwo Środowiska, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 1999.
INSTRUKCJA w sprawie technicznych badań podłoża gruntowego dla tras rurociągów i kanałów zakrytych. Aut.: H. Balzam, M. Gracki. Geoprojekt, Warszawa 1971.
INSTRUKCJA wykonywania badań wytrzymałości na ścinanie przyrządami kieszonkowymi. Geoprojekt. Warszawa 1974.
INSTRUKCJA zakresu i metodyki badań geologiczno-inżynierskich na terenach górniczych. Aut.: L. Dąbrowska, Z. Dąbrowski. Geoprojekt, Warszawa 1970.
MATERIAŁY pomocnicze w zakresie dokumentowania badań geologiczno-inżynierskich na terenach górskich. Aut.: S. Klich. Geoprojekt, Warszawa 1972.
PORADNIK ITB, 2015 – Metody określania sztywności gruntów w badaniach geotechnicznych. Aut.: T. Godlewski, T. Szczepański. Warszawa.
PRACE NAUKOWE ITB – Szkody górnicze w budownictwie. Aut.: M. Kawulok. Warszawa 2010.
STANOWISKO Polskiego Komitetu Geotechniki w sprawie różnych interpretacji przepisów Rozporządzenia Ministra Transportu, Budownictwa i Gospodarki Morskiej z dnia 25 kwietnia 2012 r. w sprawie ustalania geotechnicznych warunków posadowienia obiektów budowlanych (Dz.U. poz. 463 – 6.12.2012 r. prof. Lechowicz).
WARUNKI techniczne wykonania i odbioru. Roboty ziemne. Ministerstwo Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa, Warszawa 1994.
WTP, 1966 – Wytyczne projektowania obiektów i urządzeń budownictwa specjalnego w zakresie komunikacji. Podtorze kolejowe WP–D29. Ministerstwo Komunikacji.
WYMAGANIA ITB, 1975 – Wymagania techniczno-budowlane dla obszarów budowlanych wznoszonych na terenach podlegających wpływom eksploatacji górniczej. Pod kier. H. Przybyły. Warszawa.
WYTYCZNE do projektowania i wykonywania badań geologiczno-inżynierskich i technicznych dla potrzeb budownictwa wysokościowego. Aut.: E. Augustyniak, M. Bukowski. Geoprojekt, Warszawa 1979.
WYTYCZNE sprawdzania zgodności podłoża gruntowego w wykopach z dokumentacją. Aut.: S. Pisarczyk. Geoprojekt, Warszawa 1972.
WYTYCZNE w sprawie lokalizowania obiektów magazynowania i dystrybucji paliw płynnych oraz zakresu badań geologicznych dla oceny ich wpływu na środowisko. Aut.: L. Wysokiński, Z. Płochniewski, M. Ulman-Bortnowska. Ministerstwo Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa, Warszawa 1992.
ZASADY dokumentowania geologiczno-inżynierskich warunków posadowienia obiektów budownictwa morskiego i zabezpieczenia brzegu morskiego. Aut.: Z. Frankowski i in. Ministerstwo Środowiska, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 2009.
ZASADY dokumentowania warunków geologiczno-inżynierskich dla celów likwidacji kopalń. Aut.: P. Dobak i in. Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2009.
ZASADY dokumentowania warunków geologiczno-inżynierskich dla potrzeb rekultywacji terenów zdegradowanych. Aut.: Z. Frankowski i in. Ministerstwo Środowiska, Państwowy Instytut Geologiczny, Instytut Techniki Budowlanej, Warszawa 2012.
ZASADY sporządzania dokumentacji geologiczno-inżynierskich. Aut.: J. Bażyński i in. Ministerstwo Środowiska, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 1999.
ZASADY sporządzania map inżyniersko-geologicznych dla miast i ich aglomeracji. Aut.: H. Łozińska-Stępień, J. Stochlak. *W*: Aktualne problemy geologii inżynierskiej: 53–71. Wydaw. Geol., Warszawa 1975.
ZASADY sporządzania modelu budowy geologicznej terenu badań w aspekcie wyznaczania uogólnionych cech fizyczno-mechanicznych gruntów. Aut.: E. Falkowski. Budownictwo Mieszkaniowe, Warszawa 1974.

Normy polskie i europejskie

BN-64/8931-01 – Drogi samochodowe. Oznaczenie wskaźnika piaskowego. Warszawa.
BN-72/0505-01 – Górnictwo odkrywkowe. Badania geologiczno-inżynierskie złóż węgla brunatnego. Wytyczne projektowania i wykonywania.
BN-75/8704-05 – Skały zwięzłe. Oznaczenie wytrzymałości na rozciąganie metodą poprzecznego ściskania.
BN-79/6722-09 – Popioły lotne i żużle z kotłów opalanych węglem kamiennym i brunatnym. Podział, nazwy i określenia. Warszawa.
BN-82/0403-02 – Norma branżowa. Górnictwo odkrywkowe. Badania laboratoryjne wytrzymałościowych właściwości gruntów dla potrzeb projektowania kopalń odkrywkowych. Wytyczne wykonywania.
PKN-CEN ISO 17892:2009 (112) – Badania geotechniczne. Badania laboratoryjne gruntów.
PN-B-04493:1960 – Grunty budowlane. Oznaczenie kapilarności biernej.
PN-B-04497:1965 – Grunty budowlane. Wyznaczenie uogólnionych cech gruntów.
PN-B-03020:1981 – Grunty budowlane. Posadowienie bezpośrednie budowli. Obliczenia statyczne i projektowe. PKB, Warszawa.
PN-B-01080:1984 – Kamień dla budownictwa i drogownictwa. Podział i zastosowanie wg własności fizyczno-mechanicznych. PKN MiJ.
PN-B-04110:1984 – Materiały kamienne. Oznaczenie wytrzymałości na ściskanie.
PN-B-02170:1985 – Ocena szkodliwości wpływów drgań i wstrząsów w budynkach.
PN-B-02480:1954, 1986 – Grunty budowlane. Określenia, symbole, podział i opis gruntów.
PN-B-04481:1988 – Grunty budowlane. Badania próbek gruntu.
PN-B-02479:1998 – Geotechnika. Dokumentowanie geotechniczne. Zasady ogólne.
PN-B-02481:1998 – Geotechnika. Terminologia podstawowa, symbole literowe i jednostki miar.
PN-B-06050:1999 – Geotechnika. Roboty ziemne. Wymagania ogólne.
PN-B-04452:2002 – Geotechnika. Badania polowe.
PN-E-G-04301:1996 – Skały zwięzłe. Pobieranie i przygotowanie próbek do badań własności mechanicznych i technologicznych.
PN-G-2500:1985 – Torf. Genetyczny podział surowca.
PN-G-07800:2002 – Górnictwo odkrywkowe. Rekultywacja. Ogólne wytyczne projektowania.
PN-G-02305–5:2002 – Wiercenia małośrednicowe i hydrogeologiczne.Wiertnice. Wymagania bezpieczeństwa.
PN-EN 1998-1:2005 – Eurokod 8. Projektowanie konstrukcji poddawanych oddziaływaniom sejsmicznym. Część 1: Reguły ogólne, oddziaływania sejsmiczne i reguły dla budynków (oryg.).
PN-EN 14580:2006 – Metody badań kamienia naturalnego. Oznaczanie statycznego modułu sprężystości.
PN-EN 1926:2007 – Metody badań kamienia naturalnego. Oznaczanie jednoosiowej wytrzymałości na ściskanie.
PN-EN 1997-1:2008 – Eurokod 7. Projektowanie geotechniczne. Część 1. Zasady ogólne.
PN-EN 1997-2:2009 – Eurokod 7. Projektowanie geotechniczne. Część 2. Rozpoznanie i badanie podłoża gruntowego.
PN-EN ISO 11074-2:2001 – Terminologia. Część 2: Terminy i definicje związane z pobieraniem próbek.
PN-EN ISO 22476-2:2005 – Rozpoznanie i badania geotechniczne. Badania polowe. Część 2: Sondowanie dynamiczne (oryg.).
PN-EN ISO 22476-3:2005 – Rozpoznanie i badania geotechniczne. Badania polowe. Część 3: Sonda cylindryczna SPT (oryg.).
PN-EN ISO 11074-4:2005 – Jakość gleby – Terminologia – Część 4: terminy i definicje związane z rekultywacja gleb i terenów.
PN-EN ISO 14688-1:2006 – Badania geotechniczne. Oznaczanie i klasyfikowanie gruntów. Część 1: Oznaczanie i opis.
PN-EN ISO 14688-2:2006 – Badania geotechniczne. Oznaczanie i kwalifikowanie gruntów. Część 2. Zasady klasyfikowania. Plus Poprawka PN-EN ISO 14688-2:2006/Ap 2, z listopada 2012.
PN-EN ISO 14689-1:2006 – Badania geotechniczne. Oznaczanie i klasyfikowanie skał. Część 1: Oznaczanie i opis.

PN-EN ISO 22475-1:2006 – Rozpoznanie i badania geotechniczne – pobieranie próbek metodą wiercenia i odkrywek oraz pomiary wód gruntowych – Część 1: Techniczne zasady wykonania (oryg.).
PN-EN ISO 22476-12:2009 – Rozpoznanie i badania geotechniczne. Badania polowe. Część 12: Badania sondą stożkową (CPTM) o końcówce mechanicznej (oryg.).
PN-S-02205:1998 – Drogi samochodowe. Roboty ziemne. Wymagania i badania.
Strona internetowa Polskiego Komitetu Normalizacyjnego: http://www.pkn.pl.

Rozporządzenia i ustawy

OBWIESZCZENIE Marszałka Sejmu Rzeczypospolitej Polskiej z dnia 27 lutego 2015 r. w sprawie ogłoszenia jednolitego tekstu ustawy – Prawo wodne (Dz.U. z 2015 r. poz. 469 z późn. zm.).USTAWA z dnia 7 lipca 1994 r. Prawo budowlane (Dz.U. z 2010 r. Nr 243 poz. 1623 z późn. zm.).
ROZPORZĄDZENIE MINISTRA GOSPODARKI z dnia 5 marca 2001 r. zmieniające rozporządzenie w sprawie szczegółowych zasad usuwania, wykorzystywania i unieszkodliwiania odpadów niebezpiecznych (Dz.U. Nr 22 poz. 251).
ROZPORZĄDZENIE MINISTRA ŚRODOWISKA z dnia 24 marca 2003 r. w sprawie szczegółowych wymagań dotyczących lokalizacji, budowy, eksploatacji i i zamknięcia, jakim powinny odpowiadać poszczególne typy składowisk odpadów (Dz.U. Nr 61 poz. 549).
ROZPORZĄDZENIE MINISTRA ŚRODOWISKA z dnia 15 grudnia 2011 r. w sprawie gromadzenia i udostępniania informacji geologicznej (Dz.U. Nr 282 poz. 1657) oraz projekt z 7 czerwca 2016.
ROZPORZĄDZENIE MINISTRA ŚRODOWISKA z dnia 15 grudnia 2011 r. w sprawie szczegółowych wymagań dotyczących innych dokumentacji geologicznych (Dz.U. Nr 282 poz. 1656).
ROZPORZĄDZENIE MINISTRA ŚRODOWISKA z dnia 16 grudnia 2011 r. w sprawie kwalifikacji w zakresie geologii (Dz.U. Nr 275 poz. 1629).
ROZPORZĄDZENIE MINISTRA ŚRODOWISKA z dnia 20 grudnia 2011 r. w sprawie szczegółowych wymagań dotyczących projektów robót geologicznych, w tym robót których wykonanie wymaga uzyskania koncesji. (Dz.U. Nr 288 poz. 1696 z późn. zm.).
ROZPORZĄDZENIE MINISTRA ŚRODOWISKA z dnia 28 grudnia 2011 r. w sprawie podziemnych składowisk odpadów (Dz.U. Nr 278 poz. 1771).
ROZPORZĄDZENIE MINISTRA ŚRODOWISKA z dnia 9 maja 2014 r. w sprawie dokumentacji hydrogeologicznej i dokumentacji geologiczno-inżynierskiej (Dz.U. poz. 596).
ROZPORZĄDZENIE MINISTRA ŚRODOWISKA z dnia 14 lipca 2015 r. zmieniające rozporządzenie w sprawie szczegółowych wymagań dotyczących projektów robót geologicznych w tym robót, których wykonania wymaga uzyskania koncesji (Dz.U. poz. 964).
ROZPORZĄDZENIE MINISTRA ŚRODOWISKA z dnia 18 listopada 2016 r. w sprawie dokumentacji hydrogeologicznej i dokumentacji geologiczno-inżynierskiej (DZ.U. poz. 2033).
ROZPORZĄDZENIE MINISTRA TRANSPORTU, BUDOWNICTWA I GOSPODARKI MORSKIEJ z dnia 2 marca 1999 r., w sprawie warunków technicznych, jakimi powinny odpowiadać drogi publiczne i ich usytuowanie (Dz.U. Nr 43 poz. 430).
ROZPORZĄDZENIE MINISTRA TRANSPORTU, BUDOWNICTWA I GOSPODARKI MORSKIEJ z dnia 25 kwietnia 2012 r. w sprawie ustalania geotechnicznych warunków posadawiania obiektów budowlanych (Dz.U. poz. 463).USTAWA z dnia 27 kwietnia 2001 r. Prawo ochrony środowiska (Dz.U. z 2008 r. Nr 25 poz. 150 z późn. zm.).
USTAWA z dnia 27 marca 2003 r. o planowaniu i zagospodarowaniu przestrzennym (Dz.U. Nr 80 poz. 171 z późn. zm.).
USTAWA z dnia 9 czerwca 2011 r. Prawo geologiczne i górnicze (Dz.U. Nr 163 poz. 981 i Dz.U. z 2016 r. poz. 1131 i 1991).
USTAWA z dnia 14 grudnia 2012 r. o odpadach (Dz.U. z 2013 r. poz. 21).
USTAWA z dnia 16 kwietnia 2014 r. o ochronie przyrody (Dz.U. z 2016 r. poz. 2134).

Objaśnienia symboli i skrótów

Grunty

A, B, C – metody ustalania parametrów geotechnicznych wg PN-81/B-03020.

Metoda ***A*** – polega na bezpośrednim wyznaczeniu parametru x_i w badaniach polowych lub laboratoryjnych i obliczeniu $x^{(n)}$ i $x^{(r)}$;

$x^{(n)} = \sum x_i/N$ – wartość charakterystyczna (średnia), N – liczba oznaczeń, minimum 5;

$x^{(r)} = \gamma_m \cdot x^{(n)}$ – wartość obliczeniowa parametru;

$\gamma_m = 1 \pm \sigma/x^{(n)}$ – współczynnik materiałowy/niejednorodności, jeżeli w metodzie ***A*** wartość γ_m nie mieści się w zakresie $0{,}8 \leq \gamma_m \leq 1{,}25$ należy przeanalizować przestrzenną zmienność parametrów celem wydzielenia dodatkowych warstw;

$\sigma = \left[\frac{1}{N}\sum\left(x_i - x^{(n)}\right)^2\right]^{0,5}$ – odchylenie standardowe.

Metoda ***B*** – polega na oznaczeniu parametru z zależności korelacyjnych pomiędzy cechami fizyczno-mechanicznymi gruntów a parametrami tzw. wiodącymi I_L lub I_D (wyznaczonymi metodą ***A***). W tej metodzie przyjmuje się wartość bardziej niekorzystną z tych dwu liczb $\gamma_m = 0{,}9$ lub $\gamma_m = 1{,}1$.

Metoda ***C*** – polega na przyjęciu parametrów na podstawie praktycznych doświadczeń budownictwa na podobnych terenach. W tej metodzie γ_m równa się bardziej niekorzystnej wartości 0,9 lub 1,1.

$A = I_p/f_{i\leq 0,002}$ – aktywność Skemptona [–];

A_c – popielność [%];

C_{cc} – zawartość węglanu wapnia [%];

I_g – strata przy prażeniu [%];

S_m – zawartość części mineralnych [%];

I_{om} – zawartość części organicznych [%];

K_f – symbol/rodzaj gruntu;

$S_{ro}\ (_{w_n}, \rho_d)$ – stopień rozmakania [%], w_n – o wilgotności naturalnej, ρ_d – w stanie powietrzno-suchym;

f_k – zawartość frakcji kamienistej d > 40 mm [%];

$f_ż$ – zawartość frakcji żwirowej $40 \geq d > 2$ mm [%];

f_p – zawartość frakcji piaskowej $2 \geq d > 0{,}05$ mm [%];

$f_{Π}$ – zawartość frakcji pyłowej $0{,}05 \geq d > 0{,}002$ mm [%];

f_i – zawartość frakcji iłowej $d \leq 0{,}002$ mm [%];

$f_x' = 100f_x/[100 - (f_k + f_ż)]$ – zawartość frakcji zredukowanej (piaskowej, pyłowej, iłowej) dla ustalenia nazwy gruntu (wg trójkąta Fereta – ryc. 2.10) dla gruntów drobnoziarnistych zawierających ziarna >2 mm (≤10%) [%];

ρ_s – gęstość właściwa [Mg/m^3];

γ_s – ciężar właściwy [kN/m^3];

ρ_w – gęstość właściwa wody [1 Mg/m^3];

γ_w – ciężar właściwy wody [10 kN/m^3];

ρ; ρ_n – gęstość, gęstość objętościowa gruntu naturalnego [Mg/m^3];

γ_n – ciężar objętościowy gruntu naturalnego [kN/m^3];

ρ_d – gęstość objętościowa szkieletu gruntowego (Mg/m^3), stan powietrzno-suchy [–];

γ_d – ciężar objętościowy szkieletu gruntowego [kN/m^3];

$\gamma = \rho \cdot g$ – ciężar objętościowy gruntu (ρ – gęstość objętościowa, $g = 9{,}81 m/s^2$ – przyspieszenie ziemskie) [kN/m^3];

$\gamma' = \gamma_{sr} - \gamma_w = (1 - n)(\gamma_s - \gamma_w)$ – efektywny ciężar objętościowy gruntu (z uwzględnieniem wyporu wody) [kN/m^3];

$\gamma_{sr} = \gamma_d + n \cdot \gamma_w$ – ciężar objętościowy gruntu w stanie nasyconym $\gamma_d = (1 - n) \cdot \gamma_s$ [kN/m^3];

$e = n/(1 - n) = (\rho_s - \rho_d)/\rho_d$ – wskaźnik porowatości [–];

$n = (\rho_s - \rho_d)/\rho_s = e/(1 + e)$ – porowatość [–];

w, w_n – wilgotność, wilgotność naturalna [%];

$w_{kr} = 0{,}5I_p + w_n$ – wilgotność krytyczna [%];

$w_{sr} = e \cdot \gamma_w/\gamma_s \cdot 100$ – wilgotność całkowita (nasycenia) [%];

$S_r = w/w_{sr} = w_n \cdot \gamma_s/100e\ \gamma_w$ – stopień wilgotności (nasycenia) [%];

w_P, w_L – granice plastyczności i płynności [%];

w_S – granica skurczu, $w_S = (\rho_w \cdot e)/(\rho_s \cdot 100)$ [%];

$I_p = w_L - w_P$ – wskaźnik plastyczności [%];

I_L – stopień plastyczności, $I_L = (w_n - w_P)/(w_L - w_P)$ [–];

I_K – stopień konsystencji, $I_K = 1 - I_L$ [–];

$I_D = (e_{max} - e)/(e_{max} - e_{min})$ – stopień zagęszczenia [–];

e_{min} – wskaźnik porowatości minimalnej, przy najgęstszym ułożeniu ziaren [–];

e_{max} – wskaźnik porowatości maksymalnej, przy najluźniejszym ułożeniu ziaren [–];

$I_s = \rho_d/\rho_{d\,max}$ (wg Pisarczyka, 2005, $I_s = 0{,}855 + 0{,}165 \cdot I_D$) – wskaźnik zagęszczenia [–];

ρ_{dmax} – maksymalna gęstość objętościowa przy wilgotności optymalnej w_{opt} [Mg/m^3];

$K_d = I_K$ – wskaźnik zagęszczenia gruntu ilastego wg Prikłońskiego, 1955 (stopień konsystencji) [–];

I_c – wskaźnik konsystencji badany za pomocą penetrometru stożkowego, wyraża wilgotność pasty gruntowej o wytrzymałości na ścinanie $\tau_f = 5$ kPa, odpowiada to zagłębieniu stożka na 14 mm [%];

$OCR = \sigma_{pmax} : \sigma'_{zγ}$ – stopień przekonsolidowania (prekonsolidacji), σ'_{pmax} – maksymalne obciążenie prekonsolidacji (aktualnie zapamiętane), $\sigma'_{zγ} = \sigma'_{vo}$ – obciążenie geologiczne od nadkładu [–];

$OCR^* = \sigma'_{pmax} : \sigma'_{sp}$ – stopień przekonsolidowania gruntu nienasyconego, σ'_{sp} – skorygowane ciśnienie pęcznienia [–];

$YSR = \sigma'_{pγ} : \sigma'_{zγ}$ – stopień uplastycznienia wg Burlanda, 1990 ($\sigma'_{pγ}$ – naprężenie uplastycznienia) [–];

$K_S = a/g$ – współczynnik sejsmiczności (a – przyspieszenie drgań, $g = 9{,}81$ m/s^2 – przyspieszenie ziemskie) [–];

T_s – czas rozmakania (h);

$w_{h\,max}$ – maksymalna wilgotność higroskopijna [%];

w_{mmw} – maksymalna molekularna wodochłonność (≈ wilgotność granicy plastyczności) [%];

S_s – powierzchnia właściwa [m^2/g];

CEC – pojemność wymiany jonowej [mval/100 g];

d_{10}, d_{20}, …d_{50}, …d_{90} – średnice ziaren, których wraz z mniejszymi jest w gruncie odpowiednio: 10, 20, …50, …90% [mm];

$C_u = d_{60}/d_{10}$ – wskaźnik różnoziarnistości uziarnienia (Hazena) [–];

$C_c = (d_{30}{}^2)/(d_{10} \cdot d_{60})$ – wskaźnik krzywizny uziarnienia [–];

$C_d = (d_{10} \cdot d_{90})/d_{50}{}^2$ – cecha dominacji (Kollisa) – stopień dominacji uziarnienia grubego, bądź drobnego, względem d_{50} [–];

$S_L = (d_{20} \cdot d_{60})/d_{50}{}^2$ – współczynnik uziarnienia Laskowskiego, 1989 [–];

$S_o = \sqrt{\frac{Q_1}{Q_3}}$ – wskaźnik wysortowania Traski, Q_1, Q_3 – kwartyle [–];

G_p, G_{pz}, G_z, G, G_Π, $G_{\Pi z}$ – glina piaszczysta, glina piaszczysta zwięzła, glina, glina pylasta, glina pylasta zwięzła;

I, I_p, I_Π – ił, ił piaszczysty, ił pylasty;

Π, Π_p – pył, pył piaszczysty;

P_d, P_g, P_r, P_Π, P_s – piasek drobny, piasek gliniasty, piasek gruby, piasek pylasty, piasek średni;

Ż, $Ż_p$ – żwir, pospółka;

K_w, K_{wg} – zwietrzelina, zwietrzelina gliniasta;

KR, KR_g – rumosz, rumosz gliniasty;

KO – otoczaki;

$\tau_{ff} = (\sigma_f - u_w)tg\Phi' + c'$ – równanie Coulomba–Mohra dla gruntów nasyconych wyrażone w naprężeniach efektywnych [kPa];

$\tau_{ff} = c' + (\sigma_f - u_a)tg\Phi' + (u_a - u_w)tg\Phi^b$ – rozszerzone równanie Coulomba–Mohra dla gruntów nienasyconych [kPa];

τ, τ_f, τ_{ff} – naprężenie ścinające, naprężenie ścinające w płaszczyźnie zniszczenia (f) i chwili zniszczenia (ff) [kPa];

σ_f (σ_n) – całkowite naprężenie normalne w płaszczyźnie zniszczenia [kPa];

c, c′, c_u – spójność, spójność efektywna, spójność w badaniu bez odpływu [kPa];

Φ, Φ', Φ^b – całkowity kąt tarcia wewnętrznego, efektywny kąt tarcia, kąt tarcia równy kątowi nachylenia linii wytrzymałości w układzie τ_f i $(u_a - u_w)$ [°];

$h = (u_a - u_w)$ – ciśnienie ssania (u_a – ciśnienie powietrza, u_w – ciśnienie wody) [kPa];

τ_r, c_r, Φ_r – parametry wytrzymałości rezydualnej (wytrzymałość na ścinanie, spójność, kąt tarcia wewnętrznego) [kPa, kPa, °];

$s_u = c_u = \tau_u$ – wytrzymałość gruntu na ścinanie bez odpływu [kPa];

q_f – jednostkowy opór obliczeniowy podłoża (wg PN-81/B-03020) [kPa];

$q_{rs} \le m \cdot q_f$ – średnie obliczeniowe obciążenie jednostkowe podłoża (m – współczynnik korekcyjny w granicach 0,7–0,9) [kPa];

$S_{ci} = (\Delta\sigma/M) \cdot h_i = (\sigma_{dz}/M_0) \cdot h_i + \lambda \cdot (\Delta\sigma_{wz}/M_i) \cdot h_i$ – wg PN-81/B-03020 osiadanie i-tej warstwy gruntu (h_i – miąższość warstwy, λ – współczynnik uwzględniający stopień odprężenia podłoża w zakresie 0–1) [m];

M, M_o, M_i, $\overline{M}$ – moduł edometryczny, edometryczny moduł ściśliwości pierwotnej $M_o = \Delta\sigma'/\Delta\varepsilon_c$, edometryczny moduł ściśliwości wtórnej $M_i = \Delta\sigma'/\Delta\varepsilon_o$, edometryczny moduł odprężenia $\overline{M} = \Delta\sigma'/\Delta\varepsilon_s$ [kPa];

M_o – przyrost efektywnego naprężenia do przyrostu całkowitego odkształcenia w zakresie naprężeń dodatkowych σ_{dz};

M_i – przyrost naprężeń do przyrostu odkształcenia sprężystego – odwracalnego w zakresie naprężeń wtórnych σ_{wz};

$\overline{M}$ – zmniejszenie efektywnego naprężenia do przyrostu względnego odkształcenia sprężystego;

E, E_0, E_i, $\overline{E}$ – moduły odkształcenia, pierwotnego, wtórnego, odprężenia, wyznaczone w warunkach możliwej rozszerzalności bocznej [kPa];

E_s, C_p – moduł i współczynnik podatności podłoża, $E_s = \Delta\sigma'_i/\Delta\varepsilon_0$ – przyrost efektywnego naprężenia normalnego do przyrostu całkowitego odkształcenia względnego w warunkach ograniczonej bocznej rozszerzalności, np. w warunkach polowych, $C_p = \sigma/s$ – jako współczynnik proporcjonalności pomiędzy obciążeniem a osiadaniem podłoża;

a_v, m_v – współczynniki ściśliwości, ściśliwości objętościowej $a_v = \Delta e/\Delta\sigma'$, $m_v = a_v/(1 + e)$ [MPa^{-1}];

$M_o = f(a_v, m_v)$ – zależności edometrycznego modułu ściśliwości od współczynnika ściśliwości $M_o = (1 + e_o)/a_v$, i współczynnika ściśliwości objętościowej $M_o = 1/m_v$ [MPa];

$\delta = E_0/M_o = E/M = (1 + \nu)(1 - 2\nu) / (1 - \nu)$ – zależność pomiędzy modułami edometrycznymi i odkształcenia (wg PN-81/B-03020, $\delta = 0{,}565–0{,}900$, współczynnik Poissona $\nu = 0{,}20–0{,}37$);

$\beta = E_0/E_i = M_0/M_i$ – wskaźnik skonsolidowania gruntu (wg PN-81/B-03020, $\beta = 0{,}60–1{,}00$) [–];

CBR – kalifornijski wskaźnik nośności [%];

G_1, G_2, G_3, G_4 – cztery grupy nośności podłoża drogowego [wyrażone w % CBR];

a_v, a_t, a_m – współczynniki ściśliwości w gruntach nienasyconych zależne odpowiednio od: $\sigma - u_w$, $\sigma - u_a$, $u_a - u_w$ [MPa^{-1}];

$q = 0{,}5(\sigma_1 - \sigma_3) = 0{,}5(\sigma_1' - \sigma_3')$, $p = (\sigma_1 + \sigma_3)$, $p' = (\sigma_1' + \sigma_3')$ – współrzędne linii wytrzymałości w ścieżce naprężeń [MPa];

$K_0 = \sigma_{zh}/\sigma_{zv}$, $\sigma'_{zyh}/\sigma'_{zyv}$ – współczynnik parcia spoczynkowego (stosunek poziomego naprężenia geologicznego do pionowego naprężenia geologicznego) [–];

$w_{zz} = \gamma_n/\gamma_{zw}$ – współczynnik rozluźnienia (stosunek ciężaru objętościowego w stanie naturalnym do ciężaru objętościowego gruntu w zwałowisku) [–];

α_k (α_γ, α_r, α_I, α_d, α_w) – współczynniki redukcyjne w ocenie gruntów zwałowanych wg Suchnickiej, 1990, opisujące: rozluźnienie, zniszczenie struktury, wytrzymałości strukturalnej i resztkowej, wpływ obciążenia dynamicznego, wpływ zawilgocenia [–];

$C_{cs} = \Delta e_i/\Delta\log\sigma_i'$ – wskaźnik ściśliwości (nachylenie pierwotnej krzywej ściśliwości) zmniejszenie wskaźnika porowatości ze wzrostem naprężenia, dla gruntów organicznych $C_{cs} > 4$, dla gruntów o OCR ≈ 1, $C_{cs} = 0{,}2–1{,}0$ (wg Biernatowskiego i in., 1987);

$C_s = \Delta e_i/\Delta\log\sigma_i'$ – wskaźnik odprężenia (nachylenie krzywej odprężenia), przyrost wskaźnika porowatości przy zmniejszeniu naprężenia;

$C_\alpha = \Delta e_i/\Delta\log\Delta t$ – wskaźnik konsolidacji wtórnej jako nachylenie prostej w układzie półlogarytmicznym [–];

$S_{os} = \tau_{max}/\tau_{min}$ – wskaźnik osłabienia strukturalnego (maksymalna i minimalna wytrzymałość na ścinanie) [–];

$S_t = \tau_{NNS}/\tau_{NS}$ – wskaźnik wrażliwości naruszenia struktury (NNS – nienaruszona struktura, NS – naruszona struktura) [–];

$I_B = (\tau_{max} - \tau_r)/\tau_{max} \cdot 100$ – wskaźnik Bishopa (τ – minimalna, rezydualna wytrzymałość) [%];

$\lambda_R = \tau_r/\tau_{max} = 1 - I_B$ – wskaźnik Haefelego [–];

F – suma sił utrzymujących/suma sił zsuwających – współczynnik stateczności, bezpieczeństwa [–];

$i_{mp} = (h_1 - h_2)/h_0$ – współczynnik dosiadania (zapadowości), h_0 – wysokość próbki przy obciążeniu geologicznym $\sigma_{z\gamma}$, h_1 – wysokość próbki przy obciążeniu całkowitym (budowli i gruntu – σ_{zt}) bez dostępu wody, h_2 – wysokość próbki przy obciążeniu σ_{zt} po całkowitym nasyceniu wodą [–];

H_K – wysokość podniesienia kapilarnego [m];

$V = k_s \cdot i$ – prędkość filtracji [m/s];

k, k_s, k_w – k – współczynnik filtracji, k_s – współczynnik filtracji w gruntach nasyconych, $k_w = k_s/(1 + a)(u_a - u_w)^n$ – współczynnik filtracji w gruntach nienasyconych – przewodności hydraulicznej (a, n – stałe równania $(u_a - u_w)$ – ciśnienie ssania) [m/s];

i, i_0, i_{kr} – spadek hydrauliczny, spadek początkowy, spadek krytyczny $i_{kr} \approx \gamma'/\gamma_w$ [–];

$j = i \cdot \gamma_w$ – jednostkowe ciśnienie spływowe [kN/m^3];

$D = j \cdot V = i \cdot \gamma_w \cdot V$ – siła ciśnienia spływowego (V – jednostka objętości) [kN];

$\gamma'' = \gamma' \pm j$ – ($\uparrow^+$, $\downarrow^-$) – efektywny ciężar objętościowy z uwzględnieniem wyporu i ciśnienia spływowego [kN/m^3];

c_v, T_v, U_z – współczynnik konsolidacji, bezwymiarowy czynnik czasu, stopień konsolidacji [m^2/s, –, –];

$S_t = U_z \cdot S_{ci}$ – osiadanie w czasie (S_{ci} – osiadanie i-tej warstwy gruntu) [m];

V_p, ε_p – wskaźniki pęcznienia $V_p = (V_s - V_0)/V_0$, $\varepsilon_p = (h_p - h_0)/h_0$ – przyrost objętości/odkształcenia do objętości/wysokości pierwotnej [–];

σ_{sp}, $\sigma'_{sp} = f(u_a - u_w)$ – ciśnienie pęcznienia, ciśnienie pęcznienia w funkcji ciśnienia ssania [kPa];

w_{pe} – wilgotność pęcznienia [%];

$V_s = (V_0 - V_k)/V_0$ – wskaźnik skurczu objętościowego (zmiana objętości do objętości początkowej);

$\varepsilon_s = (h_0 - h_s)/h_0$ – wskaźnik skurczu liniowego (zmiana wysokości w wyniku skurczu do wysokości pierwotnej) [–];

w_s – wilgotność skurczu [%];

$R_s = m_d/\gamma_w \cdot V_d$ – współczynnik skurczu/skurczalności (m_d, V_d – masa i objętość gruntu w 105°C) [–];

$SI_s = (w_L - w_s)$ – wskaźnik skurczalności wg Ranganthana i Satayanarayana, 1965 [%];

$V_{ss} = (w - w_s) \cdot R_s$ – skurcz objętościowy (w – wilgotność początkowa) [%];

$L_s = (L_0 - L_D)/L_0$ – skurcz liniowy (zmiana długości próbki do pierwotnej długości) [–] lub ×100 [%];

S_{DR} – pęcznienie wg Dakshanamurty i Ramana, 1973;

FS – pęcznienie swobodne wg ASTM D 4546–90 [%];

FS_{HG} – pęcznienie swobodne wg Holtza i Gibbsa, 1956 [%];

EI·1000 – wskaźnik ekspansji wg ASTM D 4829–88 [–];

PE – potencjalna ekspansywność wg Van der Merwe, 1964 (stopnie ekspansji);

$I_{sp} = w/w_L$ – wskaźnik pęcznienia wg Vijayvergiya i Ghazzaly, 1973 [–];

DE, S, TE – stopień ekspansji, potencjał pęcznienia i całkowite pęcznienie wg Seeda i in., 1962 [–, %, %];

EMcK – ekspansywność wg McKeena, 1992 (na podstawie ciśnienia ssania w funkcji wilgotności) (klasy ekspansji) [–];

ΔH – podniesienie gruntu wg Brackleya,1983, nomogram [m];

$I_p = f(w_L)$ – nomogram Casagrande zmodyfikowany przez Grabowską-Olszewską, przedstawia: pęcznienie S_{DR}, plastyczność, spoistość, linia A: $I_p = 0{,}73(w_L - 20)$, linia B: $I_p = 0{,}9(w_L - 8)$;

$Z = (a - c)/(a - b) \cdot 100$ – wielkość rozpadu gruntu podczas rozmakania (a, b, c – odczyty na areometrze: początkowy, końcowy i po czasie t) [%];

$W = T_w \cdot V_w$ – wielkość wysadzin jest funkcją iloczynu czasu przemarzania T_w i prędkości podnoszenia się gruntu V_w [cm];

F_1, F_2, F_3, F_4 – cztery grupy gruntów wysadzinowych (wg US Army Corps of Engineers) Bell red., 1987 [–];

$W_w = S_g \cdot S_h \cdot S_K$ – wskaźnik wysadzinowości wg Wiłuna 1987 (S_g – współczynnik zależny od składu granulometrycznego, S_h – współczynnik uwarunkowany położeniem zwierciadła wody, S_K – współczynnik zależny od jednostki klimatycznej) [–];

$M = 6\sin\Phi'/3 - \sin\Phi'$ – nachylenie linii warunku stanu granicznego LSK w układzie naprężeń efektywnych q i p′ wg Dmytrowa i in., 2011 [–].

Uniwersalne kryterium niestabilności (równoznaczne z początkiem upłynnienia gruntu niespoistego wg Lipińskiego, 2013, $\max\left(\frac{\rho' + q}{\sqrt{p'^2 + q^2}}\right)$ przy $q/p' = 1$.

Skały

n_w, n_o – nasiąkliwość wagowa, objętościowa [%];

ρ, ρ_s – gęstości: objętościowa, właściwa [Mg/m^3];

$A_1 = R_{cs//}/R_{cs\perp}$, $A_2 = R_{cn//}/R_{cn\perp}$ – współczynniki anizotropii [–];

R_c, R_{cs}, R_{cn}, $R_{cs\perp}$, $R_{cs//}$ – wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie, wytrzymałość w stanie powietrzno-suchym (s), w stanie nasyconym wodą (n), w kierunku prostopadłym do uwarstwienia ($\perp$), w kierunku równoległym (//) [MPa];

R_{cM} – wytrzymałość masywu skalnego na ściskanie [MPa];

$R\tau_M$ – wytrzymałość masywu skalnego na ścinanie [MPa];

R_r, R_τ – wytrzymałość na rozciąganie, na ścinanie [MPa];

R_{rez} – wytrzymałość rezydualna [MPa];

C_M – spójność masywu [MPa];

Φ_M – kąt tarcia wewnętrznego masywu [°];

r_s – wskaźnik odbojności Schmidta (przedział wskazań 10÷60);

$M = R_{cn}/R_{cs}$ – współczynnik mięknięcia [–];

$R_{cn}^{1,25}$ – wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie w stanie nasyconym po jednym cyklu zamrożenia i odmrożenia lub po 25 cyklach [MPa];

$W_z = R_{cn}^{25}/R_{cs}$ – wskaźnik odporności na zamrażanie [–];

$K_r = R_{cs}/R_{rs}$ – wskaźnik kruchości w stanie powietrzno-suchym [–];

$Z = \sigma_{p\perp}/R_{rn\perp}$ – wskaźnik zniszczenia wilgotnościowego wg Drągowskiego, 1981, $\sigma_{p\perp}$ – ciśnienie pęcznienia w kierunku prostopadłym do uwarstwienia, $R_{rn\perp}$ – wytrzymałość na rozciąganie w stanie nasyconym w tym samym kierunku [–];

I_{sp} – wskaźnik wytrzymałości punktowej P/D^3 (P – siła krytyczna, D – odległość punktów przyłożenia siły) [MPa];

E_{st}, E_d – moduły sprężystości, st – badanie statyczne, d – dynamiczne (1 GPa = 1000 MPa);

G_{st}, G_{max}, G_d – moduły odkształcenia postaciowego (ścinania, sztywności): statyczny, maksymalny, dynamiczny [GPa];

K_{st}, K_d – moduły odkształcenia objętościowego: statyczny, dynamiczny [GPa];

E_0, E_M – moduły odkształcenia, E_M masywu [GPa];

ν_{st}, ν_d – statyczny/dynamiczny współczynnik Poissona [–];

RQD – podzielność rdzenia (Rock Quality Designation) Deere'a, 1963 [%];

RMR – wskaźnik Bieniawskiego, 1973, 1989 (Rock Mass Rating) (0–100 punktów);

GSI – geologiczny wskaźnik wytrzymałości Hoeka, 1994 (Geological Strength Index) (punkty 0–100);

Q – wskaźnik Bartona i in., 1974 (Rock Mass Quality) (0,001–1000);

C, C_s – wskaźnik spękania Hansagiego, 1974 (faktor kiruński), C_s – skorygowany wskaźnik;

K_{IC} – wskaźnik odporności na pękanie [$MPa \cdot m^{1/2}$];

ICS – wytrzymałość graniczna ścianek materiału na ściskanie (ułamek R_{cs}) [MPa];

IRC – współczynnik szorstkości powierzchni szczeliny (0–20);

$S_c^{D,B}$ – ścieralność wg Devala – D [%], Boehmego – B[cm];

V_p, V_s, V_R – prędkość fali (podłużnej, poprzecznej, powierzchniowej) [m/s, km/s];

f – wskaźnik zwięzłości Protodiakonowa [0–20 MPa];

ε, ε_f – odkształcenie względne, odkształcenie względne w momencie zniszczenia (krytyczne) [%];

$K_s = 100 - U_N$ – wskaźnik porowatości szczelinowej Niejsztadta, 1957 (U_N – uzysk rdzenia) [%];

σ_{dop} – jednostkowe obciążenie dopuszczalne na masyw skalny wg Kidybińskiego, 1982 [MPa];

$W_D = (S_{pw} - S_{zw})/(S_{pw} + S_{zw})$ – wskaźnik podatności na wietrzenie fizyczne wg Drągowskiego, 1981 [–];

S_{pw} – wskaźnik podatności na wietrzenie fizyczne przy pęcznieniu i skurczu [–];

S_{zw} – wskaźnik podatności na wietrzenie przy zamrażaniu i odmrażaniu [–];

WRW – współczynnik redukcji wytrzymałości = wytrzymałość na ściskanie skały zwietrzałej/wytrzymałość na ściskanie skały niezwietrzałej [–];

$W_{z1} = \rho_{dzw}/\rho_{dm}$ – wskaźnik zwietrzenia (gęstość objętościowa szkieletu zwietrzeliny/gęstość objętościowa szkieletu skały macierzystej) [–];

$W_{z2} = (\tau_m - \tau_{zw})/\tau_m \cdot 100$ – wskaźnik zwietrzenia (τ_m, τ_{zw} – wytrzymałość na ścinanie skały macierzystej, wytrzymałość zwietrzeliny) [%];

$W_c = R_{cs}/ICS$ – stopień zwietrzenia wg Singh, Gahrooce, 1989 ($\log ICS = 0{,}00088 \cdot \gamma \cdot r_s + 1{,}01$) [–];

$W_{KC} = n/A$ – wskaźnik punktowego skrasowienia stropu masywu wg Kowalskiego, 1988 (n – liczba form zapadowych, A – powierzchnia) [$1/m^2$];

$W_{KP} = A_{ZK}/A$ – wskaźnik powierzchniowego skrasowienia masywu wg Kowalskiego, 1988 (sumaryczna powierzchnia form krasowych do całej powierzchni) [–];

$W_{kV} = V_{pk}/V$ – wskaźnik objętościowego skrasowienia masywu wg Kowalskiego, 1988 (sumaryczna objętość wszystkich pustek krasowych do całkowitej objętości) [–];

$KFG = f(V_p, \rho_e)$ – wskaźnik klasyfikacyjny geofizyczny wg Bestyńskiego, 1997, funkcja prędkości fali podłużnej i oporności elektrycznej [–].

Inne

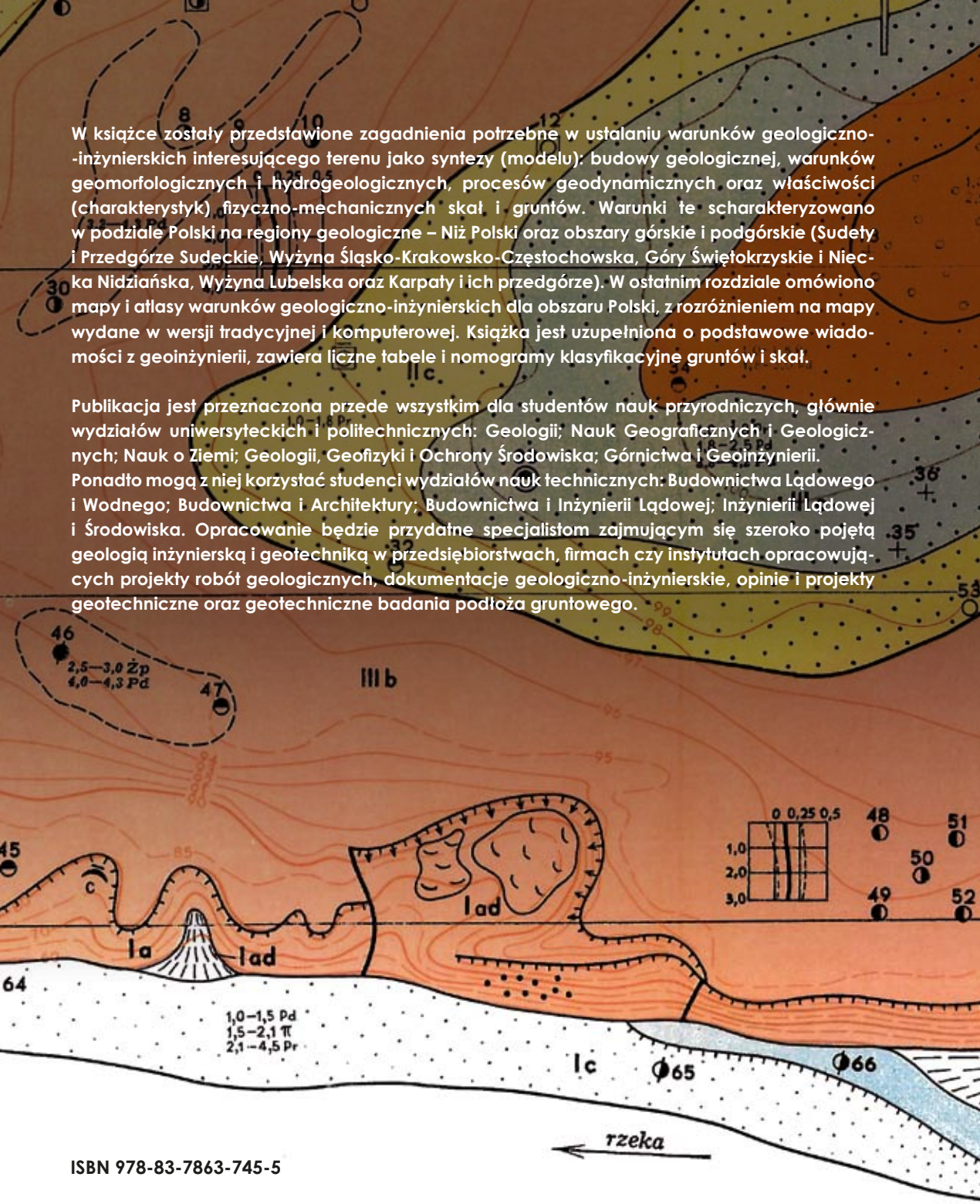
ASTM – American Society for Testing and Materials – amerykańskie normy;
BS – British Standards – brytyjskie normy;
DIN – Deutsches Institut für Normurg – niemieckie normy;
LST – 1445 Lietuvos Standartas (Geotechnika) – litewskie normy;
NF – Norme Française – francuskie normy.

GDDKiA – Generalna Dyrekcja Dróg Krajowych i Autostrad;
GDDP – Generalna Dyrekcja Dróg Publicznych;
FIGS – Federation of International Geoengineering Societies;
IAEG – International Association of Engineering Geology and Environment;
ISRM – International Society of Rock Mechanics;
ISSMGE – International Society for Soil Mechanics and Geotechnical Engineering;
JEWG – Joint European Workin Group.

CPT, CPTU, SCPTU – badanie sondą statyczną, sondą z pomiarem ciśnienia wody w porach, sondą z wykorzystaniem stożka sejsmicznego (q_c – opór na stożku, q_t – skorygowany opór na stożku, f_s – tarcie na pobocznicy, $R_f = f/q_c$ – współczynnik tarcia);
DMT – badanie dylatometrem typu Marchettiego (K_D – wskaźnik dylatometryczny naprężenia bocznego, M_{DMT} – moduł dylatometryczny, I_D – dylatometryczny wskaźnik materiałowy);
DPL – sonda dynamiczna;
FVT – sonda obrotowa, krzyżakowa;
Metody geofizyki powierzchniowej:
SASW – Spectral Analyses of Surface Waves,
CSWS – Continuous Surface Wave System;
MPM – badanie presjometryczne (E_M = moduł presjometryczny);
PLT – próbne obciążenie płytą;
SPT – badanie dynamiczne sondą cylindryczną.

W książce zostały przedstawione zagadnienia potrzebne w ustalaniu warunków geologiczno-inżynierskich interesującego terenu jako syntezy (modelu): budowy geologicznej, warunków geomorfologicznych i hydrogeologicznych, procesów geodynamicznych oraz właściwości (charakterystyk) fizyczno-mechanicznych skał i gruntów. Warunki te scharakteryzowano w podziale Polski na regiony geologiczne – Niż Polski oraz obszary górskie i podgórskie (Sudety i Przedgórze Sudeckie, Wyżyna Śląsko-Krakowsko-Częstochowska, Góry Świętokrzyskie i Niecka Nidziańska, Wyżyna Lubelska oraz Karpaty i ich przedgórze). W ostatnim rozdziale omówiono mapy i atlasy warunków geologiczno-inżynierskich dla obszaru Polski, z rozróżnieniem na mapy wydane w wersji tradycyjnej i komputerowej. Książka jest uzupełniona o podstawowe wiadomości z geoinżynierii, zawiera liczne tabele i nomogramy klasyfikacyjne gruntów i skał.

Publikacja jest przeznaczona przede wszystkim dla studentów nauk przyrodniczych, głównie wydziałów uniwersyteckich i politechnicznych: Geologii; Nauk Geograficznych i Geologicznych; Nauk o Ziemi; Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska; Górnictwa i Geoinżynierii. Ponadto mogą z niej korzystać studenci wydziałów nauk technicznych: Budownictwa Lądowego i Wodnego; Budownictwa i Architektury; Budownictwa i Inżynierii Lądowej; Inżynierii Lądowej i Środowiska. Opracowanie będzie przydatne specjalistom zajmującym się szeroko pojętą geologią inżynierską i geotechniką w przedsiębiorstwach, firmach czy instytutach opracowujących projekty robót geologicznych, dokumentacje geologiczno-inżynierskie, opinie i projekty geotechniczne oraz geotechniczne badania podłoża gruntowego.



ISBN 978-83-7863-745-5

Państwowy Instytut Geologiczny
Mente et Malleo
1919
Państwowy Instytut Badawczy

Sfinansowano ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej