

Agnieszka Gontaszewska

***WŁASNOŚCI TERMOFIZYCZNE
GRUNTÓW W ASPEKCIE
PRZEMARZANIA***

1. Wstęp	5
2. Podstawy teoretyczne ruchu ciepła	6
2.1. Rodzaje ruchu ciepła	6
2.2. Ustalone i nieustalone przewodzenie ciepła	9
3. Właściwości termofizyczne gruntów. Transport ciepła w gruntach	12
3.1. Porowatość gruntu	15
3.2. Przewodnictwo cieplne	15
3.3. Dyfuzyjność termiczna i ciepło właściwe	24
3.4. Inne czynniki wpływające na przemarzanie	28
4. Ruch wody w gruntach zamarzniętych	31
4.1. Struktura wody i lodu	31
4.2. Zjawisko zamarzania wody	33
4.3. Mechanizm zamarzania gruntów	34
4.4. Woda niezamarznięta w gruntach poniżej 0°C	36
4.5. Ruch wody jako przyczyna powstawania wysadzin	38
5. Określanie głębokości przemarzania gruntu	46
5.1. Maksymalna głębokość przemarzania według polskiej normy	46
5.2. Wzory oparte na danych meteorologicznych i rodzaju gruntu	48
5.3. Wzory oparte na własnościach fizykotermicznych gruntu	59
5.4. Modele przemarzania gruntu	61
5.5. Głębokość przemarzania a pokrycie terenu	64
6. Obserwacje terenowe przemarzania w zimie 2003/2004	67
6.1. Teren badań i metody pomiaru	68
6.2. Aparatura pomiarowa	69
6.3. Podstawowe parametry geotechniczne badanych gruntów	70
6.4. Pomiary temperatury gruntu w zimie 2003/2004	73
7. Pomiary laboratoryjne i terenowe przewodnictwa cieplnego gruntów	81
7.1. Metodyka badań	81
7.2. Obszar badań	88
7.3. Grunty niespoiste	101
7.4. Grunty spoiste	123
7.5. Dyskusja wyników	145
8. Rozkład przestrzenny wskaźnika mrozowego na terenie Polski	150
9. Obliczanie maksymalnej głębokości przemarzania na podstawie wskaźnika mrozowego	155
10. Literatura	160

5. OKREŚLANIE GŁĘBOKOŚCI PRZEMARZANIA GRUNTU

Informacje o występowaniu i maksymalnej głębokości przemarzania gruntów są niezbędne dla prawidłowego rozwiązania wielu problemów geotechnicznych czy inżynierskich. Głębokość przemarzania jest bardzo zróżnicowana w zależności od regionu, klimatu i rodzaju gruntu, trudno jest więc określić taką głębokość dla danego kraju. Niemniej jednak, normy budowlane muszą odnosić się do maksymalnej głębokości przemarzania gruntu, tak aby podać odpowiednią głębokość bezpiecznego fundamentowania czy położenia sieci wodociągowych. Wiedza o głębokości przemarzania jest także potrzebna w rolnictwie (Brady, 1984) oraz leśnictwie.

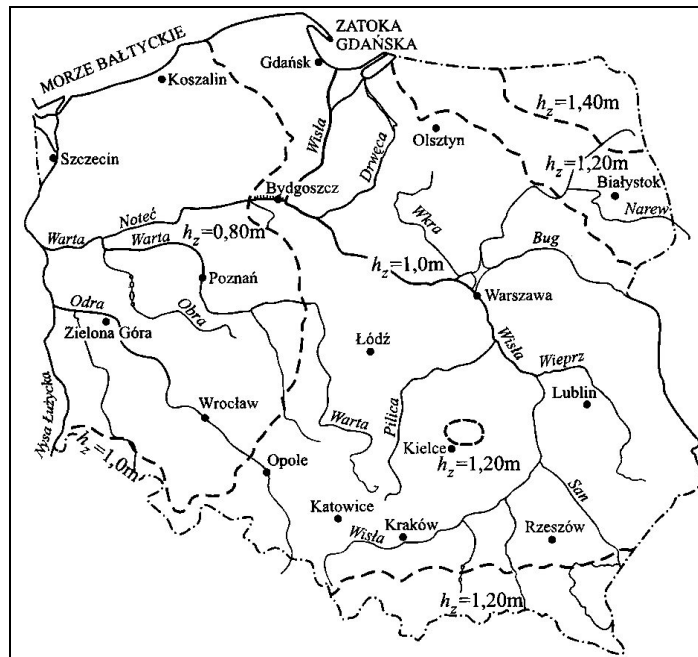
Problem określania głębokości przemarzania gruntów jest od dawna obecny w geotechnice i wielu innych dziedzinach. W literaturze można spotkać wiele wzorów empirycznych opartych na danych meteorologicznych, jak też wzory wyprowadzone z równań przewodzenia ciepła. Wzory te opisano w dalszej części rozdziału.

Istnieje także kilka modeli przemarzania gruntów, bazujących na różnych danych, które pozwalają określić zasięg przemarzania w gruncie. Modele te tworzone są zwykle dla pewnego regionu (i klimatu) i jest to ich istotnym ograniczeniem, nie pozwalającym na szersze zastosowanie. Modele jednak najdokładniej oddają skomplikowane procesy przemarzania gruntów. Kilka przykładowych modeli opisano w dalszej części pracy.

5.1. MAKSYMALNA GŁĘBOKOŚĆ PRZEMARZANIA WEDŁUG POLSKIEJ NORMY

Polska norma PN-81/03020 podaje dla Polski maksymalne przemarzanie gruntu w postaci mapy z izoliniami głębokości od 0.8 do 1.4 metra (Ryc.5.1.), Zaleca się w przypadku przewodów wodociągowych, kanalizacyjnych oraz drenaży zwiększenie odczytanej wartości głębokości przemarzania o co najmniej 1/3. (Pisarczyk, 2001). W poprzednio obowiązującej normie (PN-59/03020) wartości głębokości przemarzania były nieco inne (Ryc.5.2.) Obie te normy nie uwzględniają wpływu rodzaju gruntu na wielkość przemarzania.

Najważniejszą wadą takiego określania zasięgu przemarzania gruntów jest nieuwzględnienie rodzaju gruntu, wiadomo bowiem, że zasięg ten w poszczególnych gruntach może się różnić nawet o ponad 1 m (np. Seppälä, 1999) Poza tym nie jest wiadome, skąd autor tej mapy (Zenon Wiłun) czerpał dane na temat przemarzania i z jakiego okresu one pochodzą. Należałoby przeanalizować aktualność tej mapy, szczególnie w odniesieniu do informacji o zmianach klimatycznych ostatnich lat.



Ryc. 5.1. Mapa Polski z zaznaczonymi strefami głębokości przemarzania gruntów z normy PN-81/03020



Ryc. 5.2. Mapa Polski z zaznaczonymi strefami głębokości przemarzania gruntów z normy PN-59/03020

W roku 2002 przeprowadzono badania statystyczne pt. „Analiza przemarzania gruntów w skali kraju. Wykonanie XI serii badań na długoterminowych odcinkach testowych” (Janowski, 2002) mające na celu określenie, czy wartości podane w normie PN-81/B-03020 nie są zawyżone z powodu ocieplania się klimatu. (Należy jednak podkreślić, że fakt ocieplania się klimatu jest mocno dyskusyjny. Obserwacje astronomiczne wskazują raczej na trend ochładzania się, a obecnie panujące temperatury mogą stanowić jedynie krótkotrwałe zmiany, podobnie jak „mała epoka lodowcowa”, która miała miejsce kilkaset lat temu.) Autor wymienionych badań przeanalizował średnią i maksymalną wartość przemarzania z 36 stacji IMGW z okresu wrzesień 1992 – 2002. Wynika z nich, że w badanym dziesięcioleciu obserwowano większe głębokości przemarzania gruntów niż zakłada to norma w strefach 0,8 oraz 1,0 m (ok. 80% powierzchni

Polski). W pozostałych strefach (1,2 i 1,4 m) nie zaobserwowano takiego zjawiska. Należy jednak zauważyć, że normowa strefa największych przemarzań (1,4m) była w badaniach reprezentowana tylko przez 1 stację – Suwałki, a do tego IMGW prowadzi pomiary jedynie do głębokości 1m. Autor dysponował jedynie 651 pomiarami, co daje 1,8 pomiaru na stację na rok. Statystyka oparta na takiej ilości danych może więc być kwestionowana. Autor stwierdza także (na podstawie danych z lat 1992-2002), że klimat Polski ociepla się w tempie 0,13°C na rok. Wydaje się jednak, że wyciąganie wniosków (zarówno o ocieplaniu się klimatu, jak i o zmianach w głębokości przemarzania) z tak krótkiego okresu czasu nie jest właściwe.

W literaturze tematu można znaleźć także inne opinie na temat aktualnie przyjmowanej głębokości przemarzania. Kozłowski (Kozłowski, 2003) przeanalizował głębokości przemarzania podane w PN-81/B-03020 i porównał je z danymi klimatycznymi z kilku stacji IMGW w Polsce. Jego badania, choć nie poparte danymi terenowymi, wskazują, że wartości normowe są znacznie zaniżone (w przypadku Białegostoku nawet o 0,8 metra). Autor zauważył także (opisaną w dalszych rozdziałach) różnicę pomiędzy rozkładem terenowym „wielkości mrozu” wyrażonego jako wskaźnik mrozowy a granicami „stref przemarzania” na mapie zamieszczonej w omawianej normie. Tymczasem głębokość przemarzania jest proporcjonalna do wskaźnika mrozowego. Kozłowski pisze wręcz o niskiej wiarygodności mapy normowej.

Obserwacje terenowe, a także awarie wodociągów pozwalają na stwierdzenie, że na terenie Polski zdarzają się zimy, podczas których przemarzanie sięga głębiej niż zakłada to Polska Norma. W tabeli 5.1. podano zestawienie najmroźniejszych zim XX wieku w Zielonej Górze wraz z szacunkową głębokością przemarzania (wg wzorów opisanych w rozdziale 5.2.). Dokładne wartości nie są znane, gdyż pomiary na stacjach IMGW są prowadzone jedynie do głębokości 1m.

Tabela 5.1. Szacunkowa głębokość przemarzania gruntu w Zielonej Górze podczas najmroźniejszych zim XX w. wg wzorów empirycznych [m] (wg Gontaszewska, 2003b, rozszerzone)

<i>Zima</i>	<i>Wskaźnik mrozowy</i>	<i>Głębokość przemarzania [m]</i>		
		<i>Wg wzoru McKeowna</i>	<i>Wg wzoru radzieckiego</i>	<i>Wg wykresu Mäkkeli</i>
1939/40	b.d.	-	1,43	-
1928/29	b.d.	-	1,35	-
1955/56	559,9	1,30	1,00	1,50
1962/63	ok. 900	1,65	1,31	1,40
1969/70	498,8	1,22	1,18	1,45
1984/85	402,0	1,10	1,10	1,20
1995/96	437,1	1,15	1,13	1,25
Głębokość przemarzania wg PN-81/B-02030				0,80

5.2. WZORY OPARTE NA DANYCH METEOROLOGICZNYCH I RODZAJU GRUNTU

5.2.1. Wskaźnik mrozowy

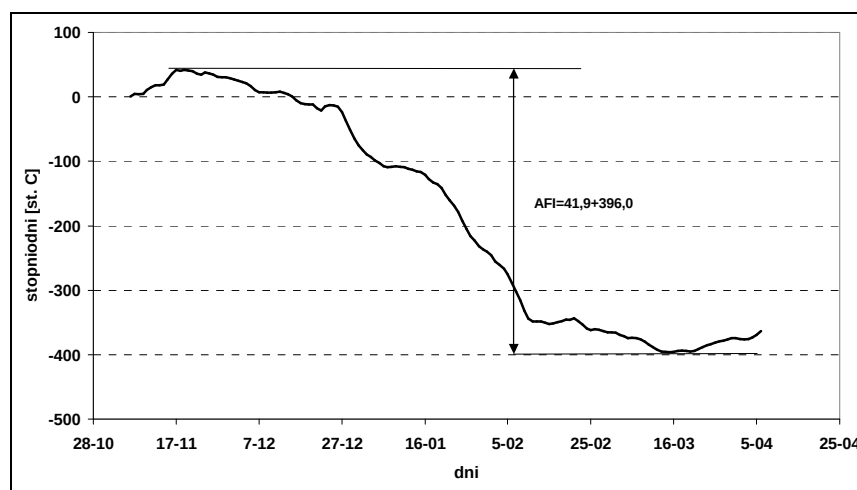
Wzory empiryczne opracowywane są z reguły na podstawie danych meteorologicznych (średnia temperatura powietrza, suma temperatur ujemnych w okresie zimy, itp.), charakterystycznych dla danego regionu. Wzory te nie zawierają trudnych do wyznaczenia parametrów gruntowych, co bardzo upraszcza

ich stosowanie, prowadzi jednak do uogólnień przy pomijaniu parametrów gruntu. Jedynie niektóre wzory zawierają współczynniki zależne od rodzaju gruntu.

Spora część wzorów empirycznych, szczególnie tych stosowanych w USA, Kanadzie i krajach skandynawskich, opiera się na tzw. **wskaźniku mrozowym** (air-freezing index, AFI) wyrażanym w stopniodniach, ewentualnie stopniogodzinach, będącym najczęściej sumą ujemnych średnich temperatur dobowych panujących w danym okresie (zimie). Pozwala on ocenić „wielkość” działania mrozu na danym obszarze. Wskaźnik mrozowy jest szeroko stosowany w wielu krajach, lecz w różnych modyfikacjach (Gontaszewska, 2003c, 200d, 2004; Steurer & Crandell, 1995; Steuer, 1996). W Polsce nie jest on prawie w ogóle używany. Analogicznie do wskaźnika mrozowego wyznaczany jest tzw. „wskaźnik rozmarzania” (air-thawing index) będący sumą dodatnich średnich temperatur w danym okresie. Wskaźnik ten używany jest głównie w klimatach polarnych, gdzie ilość dni z dodatnią średnią temperaturą dobową jest mniejsza niż z ujemną. Istnieje także wskaźnik mrozowy dla powierzchni gruntu (surface-freezing index), używany czasem w obliczeniach przemarzania, ale nie jest on wyznaczany przez służby meteorologiczne i dlatego jest zwykle wyznaczany ze zwykłego wskaźnika mrozowego AFI.

Należy jednak zwrócić uwagę, że w różnych krajach istnieją różne metody wyznaczania średniej temperatury dobowej. W Polsce jest to obecnie średnia z temperatur zmierzonych o godzinie 7.00, 13.00, 19.00 oraz 1.00. Natomiast w USA jest to średnia z dobowej temperatury minimalnej i maksymalnej. Wartości średniej temperatury dobowej liczone odmiennymi metodami mogą się więc różnić.

Podobnie różne są definicje „dni mroźnych”. Z reguły przyjmuje się, że są to dni, podczas których średnia temperatura dobowa jest niższa od 0°C , jednak można spotkać się (Keil, 1951) z definicją, że są to dni o minimalnej temperaturze poniżej 0°C . Ten sam autor wyróżnia także dni, podczas których temperatura nigdy nie przekracza 0°C (czyli maksymalna temperatura jest niższa od 0°C), nazywając je „Eistage” w odróżnieniu od „Frosttage”.



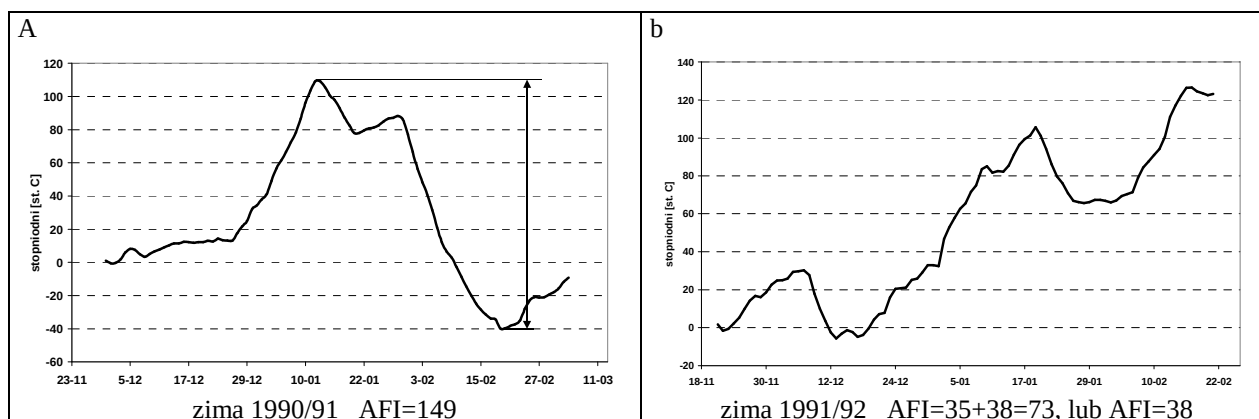
Ryc.5.3. Przykład odczytywania wskaźnika mrozowego wg metody amerykańskiej (opis w tekście)

Pierwsze **amerykańskie** opracowania metod wyznaczania indeksu mrozowego pochodzą z roku 1954 (metoda stosowana przez US Corps of Engineers; Wiłun, 1998). Jest ona stosowana do dnia dzisiejszego (Haas & Winters, 1984; Steurer & Crandell, 1995; Steurer, 1996; DeGaethano & Wilks, 2002). Wskaźnik (indeks) mrozowy (air-freezing index) wyznacza się z wykresu jako odległość w pionie

pomiędzy najniższym i najwyższym punktem na „krzywej mrozowej” dla danej zimy. Krzywa ta powstaje przez sumowanie kolejnych średnich dobowych temperatur (zarówno ujemnych i dodatnich) w danym sezonie. Przykład takiej krzywej oraz sposób odczytywania AFI pokazano na Ryc.5.3.

Metoda amerykańska eliminuje z sumy ujemnych średnich temperatur dobowych pewną ich ilość, co odpowiada uwzględnieniu okresów ociepleń w danej zimie. Podobnie nie zalicza się do wskaźnika mrozowego mroźnych dni panujących długo przed i długo po głównym okresie ujemnych temperatur. Metoda amerykańska jest więc dokładniejsza niż zwykle zsumowanie wszystkich ujemnych temperatur. Minusem tej metody jest graficzny i dość żmudny sposób jej wyznaczania. Problem pojawia się, gdy w trakcie zimy występuje więcej niż jeden okres wyraźnego ochłodzenia (Ryc.5.4.b). Zaleca się wtedy (Steurer & Crandell, 1995) wyznaczanie AFI tylko na podstawie jednego okresu ochłodzenia, takiego, który posiada największy spadek temperatury. Dla wykresu zaprezentowanego na Ryc.5.4.b obliczony w ten sposób wskaźnik mrozowy wyniósłby 38 stopniodni. Jednak niewątpliwie wpływ na przemarzanie gruntów ma długość okresu panowania dodatnich temperatur pomiędzy okresami zimna. Gdy okres ten jest dość krótki, należałoby być może sumować wskaźniki mrozowe wszystkich okresów ochłodzenia i wprowadzić pewną korektę „in minus” do obliczonego wskaźnika, zależną od długości trwania okresu dodatnich temperatur. Niestety brak jest w literaturze takich przykładów.

Służba Meteorologiczna w USA wyznacza dla każdego sezonu zimowego (12-miesięcznego) sumę ujemnych temperatur (FDDs, freezing degree days) tą samą metodą co wskaźnik mrozowy.



Ryc.5.4. Przykład odczytywania wskaźnika mrozowego wg metody amerykańskiej dla pomiarów ze stacji IMGW Radzyń k/Sławy. a – zima z jednym, długim okresem ochłodzenia, b – zima z dwoma okresami ochłodzeń (Gontaszewska, 2003c)

Prostsza, lecz nieco gorzej przedstawiającą zjawisko metodą obliczania wskaźnika mrozowego jest **metoda norweska** (Steurer & Crandell, 1995), polegająca na prostym zsumowaniu wszystkich ujemnych średnich temperatur dobowych w danym sezonie. Nie uwzględnia więc ona okresów ociepleń w trakcie zimy i może być zawyżona przez pojedyncze dni o ujemnej temperaturze poza głównym sezonem (np. w październiku czy maju), które nie mają wpływu na przemarzanie gruntu. Dla regionów z bardzo zimnymi i stabilnymi klimatami oraz długimi zimami wyniki uzyskane tą metodą nie powinny zbytnio odbiegać wynikami metody amerykańskiej. Zaletą metody norweskiej jest łatwe wyznaczanie wskaźnika mrozowego, bez konieczności rysowania wykresów. Wzór na wskaźnik mrozowy metodą norweską można zapisać następująco:

$$AFI = \sum_{i=1}^n |T_i| \quad (5.1.)$$

gdzie: T_i – średnia temperatura dobową, przy czym gdy $T_i > 0^{\circ}\text{C}$, to przyjmujemy $T_i = 0^{\circ}\text{C}$.

Metoda norweska jest szeroko stosowana na świecie, szczególnie w Europie. Przykładem może być jedna z czeskich norm geotechnicznych – ČSN 72 1191 (Stehlik, 2004).

Metodą bazującą na znacznie mniejszej ilości danych meteorologicznych jest **metoda fińska**. Zamiast sumy ujemnych temperatur w danym miesiącu, używa się w niej średniej temperatury miesięcznej i mnoży ją przez ilość dni w miesiącu. Uwzględnia się oczywiście jedynie te miesiące, w których średnia temperatura miesięczna jest mniejsza o zera. Z powodu swojej małej dokładności metoda ta może mieć zastosowanie wyłącznie dla długich i mroźnych zim bez dłuższych okresów ociepleń. W warunkach polskich wskaźnik mrozowy obliczony metodą fińską ma zdecydowanie zaniżone wyniki.

Wzór na wskaźnik mrozowy metodą fińską można zapisać następująco:

$$AFI = \sum_{m=1}^{12} (|T_m| \cdot n) \quad (5.2.)$$

gdzie: T_m – średnia temperatura miesięczna, przy czym gdy $T_m > 0^{\circ}\text{C}$, to przyjmujemy $T_m = 0^{\circ}\text{C}$;

n – ilość dni w danym miesiącu

Przykłady wyznaczania wskaźnika mrozowego powyższymi metodami w warunkach polskich można znaleźć w pracy autorki (Gontaszewska, 2003c, 2003d, 2004). Dla cieplejszych zim pojawiał się wzmiankowany już wyżej problem z odczytaniem wartości AFI z wykresu wg metody amerykańskiej. Porównanie wartości wskaźnika mrozowego wyznaczonego różnymi metodami przedstawiono w tab.5.2.

Tabela 5.2. Porównanie wartości wskaźnika mrozowego szacowanego różnymi metodami dla stacji IMGW Radzyń k./Sławy w latach 1991 – 2000 (Gontaszewska, 2003c)

Zima	Wskaźnik mrozowy		
	Amerykański	Norweski	Fiński
1990/91	149,0	167,8	107,34
1991/92	73,0	93,0	0
1992/93	178,3	199,7	21,66
1993/94	150,0	161,1	62,16
1994/95	43,0	71,0	0
1995/96	437,9	470,9	399,67
1996/97	257,3	286,2	235,91
1997/98	85,0	110,1	0
1998/99	160,0	178,7	0
1999/00	60,0	89,4	7,13
<i>średnio:</i>	<i>144,86</i>	<i>166,17</i>	<i>75,81</i>

Wartości wskaźnika mrozowego wg metod amerykańskiej i norweskiej są do siebie zbliżone, choć ta druga zawsze daje nieco wyższe wartości. Są to jednak na tyle małe różnice, że można w polskich warunkach stosować metodę norweską jako mniej kłopotliwą i czasochłonną. Należy jednak przy tym pamiętać, że wzory empiryczne do obliczania głębokości przemarzania gruntów zostały opracowane na podstawie wskaźnika mrozowego liczonego metodą amerykańską.

Steurer i Crandell (Steurer & Crandell, 1996) porównali wartości wskaźnika mrozowego

oszacowanego metodą amerykańską, norweską i fińską dla 3110 stacji pomiaru temperatur z terenu Stanów Zjednoczonych dla lat 1951 – 1980. Za pełen sezon przyjęli oni okres 1 sierpień – 31 lipiec. Stwierdzają oni, że metoda norweska zawyża, a fińska zaniża wyniki. Zauważono, że w klimacie zimnym (Alaska), różnice pomiędzy wartościami AFI wyliczonym różnymi metodami są minimalne i sięgają 1%, natomiast w klimacie ciepłym (Nowy Meksyk) mogą dochodzić nawet do 100%. Autorka (Gontaszewska, 2003c) doszła do takich samych wniosków na podstawie analizy danych z obszaru Polski.

W przypadku wzorów empirycznych opartych na wskaźniku mrozowym istnieje także problem, czy przyjęta do wzoru wartość AFI jest wartością maksymalną. Z pewnością powinno się opierać na możliwie najdłuższym okresie obserwacji, przynajmniej trzydziestolecie. Steuer (Steurer & Crandell, 1995; Steurer, 1996), a także DeGaethano i Wilks (DeGaethano & Wilks, 2002) proponują obliczanie dla danego terenu 1-procentowego prawdopodobieństwa dla wskaźnika mrozowego, inaczej mówiąc, wartości wskaźnika mrozowego, który wystąpi z 1-procentowym prawdopodobieństwem (czyli teoretycznie raz na 100 lat). Wartość tę można odczytać z rozkładu prawdopodobieństwa, przy czym wymienieni wyżej autorzy uważają, że rozkład AFI najlepiej oddaje rozkład Weibulla lub Gumbela. Steurer (Steurer, 1996) wykreślił dla USA mapę wskaźnika mrozowego o 1-procentowym i 10-procentowym prawdopodobieństwie na podstawie danych z trzydziestolecia.

W literaturze (np. fińskiej) można spotkać także inne oznaczenia wskaźnika mrozowego, np. DDF_A (Degree-Day of Freezing of Air) lub DDF_S (Degree-Day of Freezing of Surface). Na podstawie wskaźnika mrozowego oraz „wskaźnika topnienia” wyznaczyć można współczynniki zamarzania i rozmarzania (Kukkonen & Šafanda, 2001):

$$N_T = \frac{DDT_S}{DDT_A} \quad (5.3.)$$

$$N_F = \frac{DDF_S}{DDF_A} \quad (5.4.)$$

gdzie:

N_T – współczynnik rozmarzania;

N_F – współczynnik zamarzania;

DDT_S – wskaźnik rozmarzania dla powierzchni gruntu [stopniodni];

DDT_A – wskaźnik rozmarzania dla powietrza [stopniodni];

DDF_S – wskaźnik mrozowy dla powierzchni gruntu [stopniodni];

DDF_A – wskaźnik mrozowy dla powietrza (=AFI) [stopniodni]

Współczynniki te z reguły wynoszą od 0,3 do 1,0 dla gruntów trwale zamarzniętych i 1,0 do 2,0 dla mineralnych gruntów rozmarzających. W literaturze amerykańskiej noszą one nazwę „N-factors” (np. Lunardini, 1985) i służą także do obliczania wskaźnika mrozowego dla powierzchni gruntu, potrzebnego niekiedy do wzorów na obliczanie głębokości przemarzania.

Keil podaje jeszcze inny parametr mówiący o „wielkości” mrozu w danym sezonie zimowym, nazywa go intensywnością mrozu (Frostintensität) (Keil, 1951):

$$H_\tau = \frac{\sum H_m}{\tau_i} \quad (5.5.)$$

gdzie: H_τ - intensywność mrozu [$^{\circ}\text{C}$];

H_m – średnia dobową temperaturą, gdy $H_m > 0^\circ\text{C}$, to przyjmuje się $H_m = 0^\circ\text{C}$, $[\text{°C}]$;

τ_i – ilość dni

Wzór ten można zapisać także w ten sposób:

$$H_\tau = \frac{AFI}{\tau_i} \quad (5.6.)$$

gdzie: H_τ - intensywność mrozu $[\text{°C}]$;

AFI – wskaźnik mrozowy (wg metody norweskiej) [stopniodni];

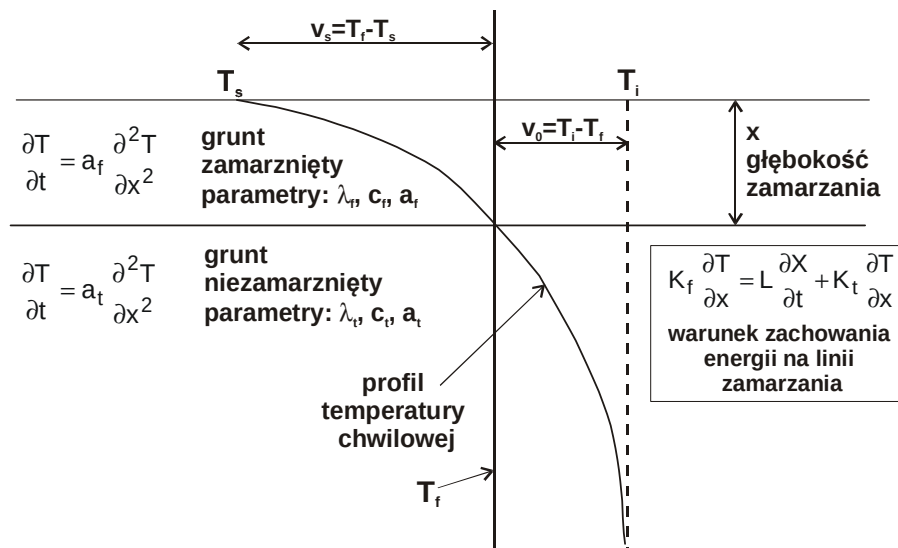
τ_i – ilość dni

Wg Keila istnieje następująca zależność pomiędzy intensywnością mrozu H_τ a najniższą zanotowaną dla danego okresu temperaturą powietrza $H_{\min}$: (Keil, 1951):

$$H_\tau \cong 0,64H_{\min} \quad (5.7.)$$

5.2.2. Wzory empiryczne

W literaturze można spotkać wiele wzorów opartych na wskaźniku mrozowym. Pierwszym był wzór Berggrena z 1943 roku (DeGaethano et al., 2001; McCormick, 1993; Wiłun, 2001; Zarling et al., 1989). Choć jest on bardzo prosty i empiryczny, jak dotąd najlepiej oddaje wartości maksymalnego przemarzania, nawet w porównaniu do bardziej skomplikowanych wzorów. Berggren oparł się na rozwiązaniu Neumanna opublikowanym w 1912. Rozwiązanie Neumanna dotyczy wymiany ciepła w przestrzeni półnieskończonej. Metoda Berggrena została zaadaptowana przez U.S. Army Corps of Engineers w 1947 i przedstawiona w formie graficznej. W roku 1953 metoda ta została nieco zmieniona i rozszerzona dla ośrodków wielowarstwowych przez Aldricha i Payntera i nazwana „zmodyfikowaną metodą Berggrena”. Dodatkowe małe ulepszenia wprowadził w 1963 Sanger (Lunardini, 1985; Wiłun, 2001; Zarling et al., 1989).



Ryc.5.5. Schemat rozwiązania Neumanna (wg Lunardini, 1985; Lunardini, 1997; Zarling et al., 1989)

Objaśnienia: T_s – temperatura powierzchni gruntu, T_f – temperatura zamarzania gruntu, T_i – stała temperatura na pewnej głębokości, X – głębokość zamarzania, x – odległość od powierzchni, T – temperatura w danym punkcie, t – czas, a_f – dyfuzyjność termiczna gruntu zamrożonego, a_t – dyfuzyjność termiczna gruntu niezamrożonego, c_f – objętościowe ciepło właściwe gruntu zamrożonego, c_t – objętościowe ciepło właściwe gruntu niezamrożonego, L – objętościowe ciepło utajone, λ_f – współczynnik przewodzenia ciepła gruntu zamrożonego, λ_t – współczynnik przewodzenia ciepła gruntu niezamrożonego.

Schemat rozwiązania Neumanna pokazano na ryc.5.5. W rozwiązaniu tym przyjęto szereg uproszczeń, m.in. zakłada się, że przed wystąpieniem na powierzchni ujemnych temperatur temperatura niezamarzniętego gruntu jest jednolita w całej warstwie (T_i na rysunku) i wyższa od temperatury zamarzania gruntu (T_f). W czasie zero na powierzchni występuje temperatura T_s niższa od temperatury zamarzania i utrzymuje się stale na tym samym poziomie. W rezultacie następuje przemieszczanie się frontu zamarzania w głąb gruntu (Lunardini, 1985; Lunardini, 1997; Zarling et al., 1989).

W rozwiązaniu Neumanna głębokość przemarzania takiego uproszczonego modelu wynosi:

$$X = 2d\sqrt{a_f t} \quad (5.8.)$$

Wartość d otrzymuje się przez rozwiązanie równania:

$$\frac{e^{-d^2}}{\text{erf}(d)} - \frac{\phi\beta e^{-d^2\beta^2}}{\text{erfc}(d\beta)} = \frac{d\sqrt{\pi}}{\text{Ste}} \quad (5.9.)$$

gdzie:

$$\beta = \sqrt{\frac{a_f}{a_t}} \quad (5.10.)$$

$$\phi = \frac{\lambda_t(T_i - T_f)}{\lambda_f(T_f - T_s)} \quad (5.11.)$$

$$\text{Ste} = \frac{C_f(T_f - T_s)}{L} \quad (5.12.)$$

gdzie:

X – głębokość przemarzania;

a_f – dyfuzyjność termiczna gruntu zamarzniętego;

a_t – dyfuzyjność termiczna gruntu niezamarzniętego;

t – czas;

T_s – temperatura powierzchni gruntu;

T_f – temperatura zamarzania gruntu;

T_i – stała temperatura na pewnej głębokości;

c_f – objętościowe ciepło właściwe gruntu zamarzniętego;

L – objętościowe ciepło utajone gruntu;

λ_f – współczynnik przewodzenia ciepła gruntu zamarzniętego;

λ_t – współczynnik przewodzenia ciepła gruntu niezamarzniętego.

Liczba Stefana, która występuje w powyższych wzorach to wartość wskazująca na stosunek ciepła jawnego do ciepła ukrytego. Wysokie wartości liczby Stefana są charakterystyczne dla bardzo suchych gruntów, a wartości mniejsze dla gruntów wilgotnych (Zarling et al., 1989).

Rozwiązanie Neumana zmodyfikował jeszcze w XIX wieku Stefan zakładając, że temperatura początkowa układu (T_i) jest równa temperaturze topnienia T_f . Wtedy otrzymujemy dużo prostszy wzór na głębokość przemarzania (Lunardini, 1985):

$$X = \sqrt{\frac{2\lambda(T_f - T_s)t}{L}} \quad (5.13.)$$

Wzór ten jest słuszny jedynie dla małych wartości liczby Stefana, czyli gruntów wilgotnych i

nasyconych wodą. Wzór Stefana można także zapisać jako:

$$X = \sqrt{\frac{2\lambda}{L} \int_0^t (T_f - T_s) dt} \quad (5.14.)$$

Wartość całki w powyższym wzorze jest równa wartości powierzchniowego wskaźnika mrozowego, (Surface-freezing Index, opisany w poprzednim podrozdziale) który możemy zapisać jako:

$$SFI = \int_0^t (T_f - T_s) dt' \quad (5.15.)$$

czyli:

$$X = \sqrt{\frac{2\lambda SFI}{L}} \quad (5.16.)$$

Ponieważ wskaźnik mrozowy dla powierzchni nie jest standardowo wyznaczany przez służby meteorologiczne, ze względów praktycznych zastępuje się go zwykłym wskaźnikiem mrozowym (AFI, Air-Freezing Index). Równanie 4.16. otrzymuje wtedy postać:

$$X = \sqrt{\frac{2\lambda}{L} n \cdot AFI} \quad (5.17.)$$

gdzie:

n – współczynnik przeliczeniowy

Wartość n jest zależna od pokrycia powierzchni terenu (roślinność, asfalt, cement), położenia nad poziomem morza oraz szerokości geograficznej. W nowszych publikacjach podaje się dla czystych (nie osłoniętych śniegiem) powierzchni asfaltowych $n = 0,7 - 0,9$, powierzchni betonowych $0,6 - 0,8$, a w starszych publikacjach $0,6 - 0,7$ dla obszarów arktycznych i subarktycznych oraz $0,74 - 0,8$ dla Stanów Zjednoczonych (Kukkonen & Šafanda, 2001; McCormick, 1993).

Wzór powyższy jest podstawowym wzorem, stosowanym w różnych drobnych modyfikacjach na całym świecie. Na rozwiązaniu Stefana oparli się Aldrich i Paynter i stworzyli zmodyfikowany wzór Berggrena. Wzór ten wygląda następująco:

$$X = b \sqrt{\frac{2\lambda}{L} n \cdot AFI} \quad (5.18.)$$

gdzie:

$$b = f(\alpha, \mu) \quad (5.19)$$

$$\alpha = \frac{T_i - T_f}{T_f - T_s} \quad (5.20)$$

$$\mu = \frac{c_f}{2L} (T_f - T_s) \text{ zamarzanie} \quad (5.21)$$

$$\mu = \frac{c_t}{2L} (T_s - T_f) \text{ topnienie} \quad (5.22)$$

Wartość μ jest połową wartości liczby Stefana. Dla małych wartości α oraz μ wartość współczynnika b będzie bliska wartości 1, a więc równanie 5.18. zredukuje się do równania Stefana (5.13.). Wartość współczynnika b jest odczytywana z nomogramów dla poszczególnych gruntów na podstawie α oraz μ .

Do obliczeń, które nie wymagają dużej dokładności, współczynniki α oraz μ są upraszczane do

pojedynczej wartości, zależnej od rodzaju gruntu i jego przykrycia.

Wzór Berggrena – Aldricha (czyli zmodyfikowany Berggrena) najczęściej występuje w następujących postaciach (Kozłowski, 1985a; McCormick, 1993):

$$X = k \sqrt{\frac{1,728 \cdot 10^5 \lambda F_s}{L}} \quad (5.23.)$$

gdzie:

X – głębokość przemarzania [m];

F_s – powierzchniowy wskaźnik mrozowy [stopniodni];

k - bezwymiarowy współczynnik zależny od rodzaju gruntu i jego przykrycia

λ – współczynnik przewodzenia ciepła zamrożonego gruntu [$\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$]

L – objętościowe ciepło utajone topnienia [J m^{-3}]

lub:

$$X = 416\beta \sqrt{\frac{\lambda \alpha F_a}{L}} \quad (5.24.)$$

gdzie:

F_a – wskaźnik mrozowy (AFI) [stopniodni];

α - współczynnik przemarzania powierzchniowego ($0,8 \leq \alpha \leq 0,9$);

k – współczynnik przewodzenia ciepła zamrożonego gruntu [$\text{cal} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$]

β - współczynnik poprawkowy

L – ciepło utajone topnienia, przyjmowane $80 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-3}$

Jeszcze prostszym wzorem jest wzór zaproponowany przez McKeowna i in. (McKeown et al., 1988):

$$D = \lambda \sqrt{F_a} \quad [\text{m}] \quad (5.25.)$$

gdzie: F_a – powietrzny wskaźnik mrozowy (AFI)

Autorzy prowadzili badania w 12 punktach na profilu gruntowym złożonym z grubego żwiru z dodatkiem frakcji kamienistej, o wilgotności 3% i gęstości właściwej $2000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. Współczynnik λ mieścił się wg autorów w przedziale 0,069 – 0,125. Haas i Winters (Haas, Winters 1984) badali przemarzanie gruntu pod szosami asfaltowymi i podają dla tego przypadku bardzo podobny wzór:

$$D = a + \lambda \sqrt{F_a} \quad (5.26.)$$

gdzie: a – stała

Z badań przemarzania gruntów pod powierzchniami przykrytymi asfaltem i cementem (oczyszczanych regularnie ze śniegu) przeprowadzonych na 19 kanadyjskich lotniskach (McCormick 1993) wynika, że współczynnik λ mieści się w przedziale 0,037 – 0,083 (średnio 0,056). Najniższe wartości λ zanotowano dla gruntów przykrytych asfaltem, co można tłumaczyć łatwiejszą absorpcją ciepła (promieniowania słonecznego) przez ciemny asfalt niż powierzchni pokryte jaśniejszym cementem. Dla powierzchni pokrytych cementem współczynnik λ wynosił zwykle 0,5 – 0,6. Podobne badania przeprowadzono na 12 punktach usytuowanych na szosach asfaltowych w Kanadzie. Współczynnik

λ mieścił się w przedziale 0,41 – 0,60. Ogólnie znany jest fakt, że współczynnik λ jest wyższy dla gruntów gruboziarnistych niż dla drobnoziarnistych. Autorzy tychże badań zalecają użycie do obliczeń zasięgu przemarzania maksymalnych wartości λ i współczynnika mrozowego.

Na wskaźniku mrozowym opiera się także wzór Łapkina (Kozłowski, 1985a):

$$z = K_m (0,09W_m + 70) \quad (5.27.)$$

gdzie: z – głębokość przemarzania w cm;

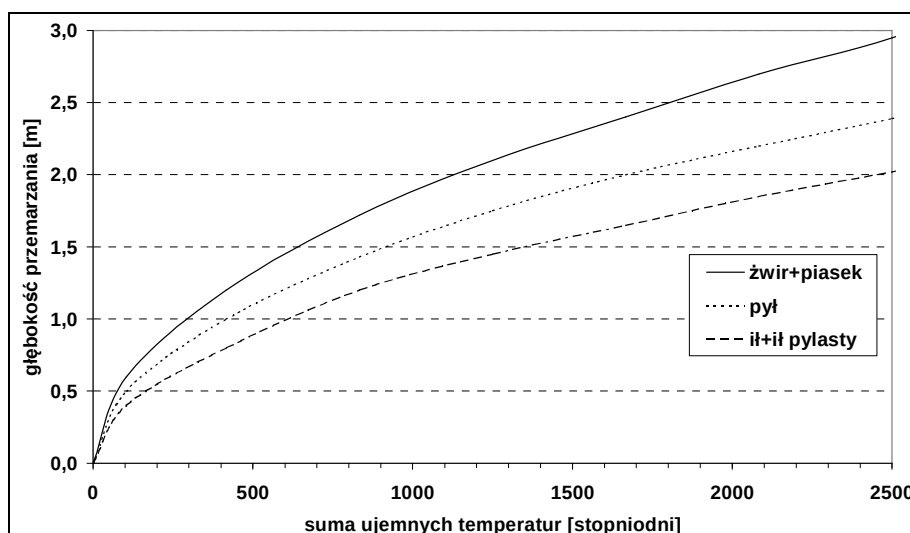
W_m – wskaźnik mrozowy [stopniodni]

K_m – współczynnik empiryczny, przyjmowany odpowiednio:

1,00 – dla gruntów małoSpoistych i spoistych o wilgotności do 30% bez pokrywy śnieżnej;

0,75 – dla gruntów małoSpoistych i spoistych o wilgotności większej od 30% bez pokrywy śnieżnej;

1,33 - dla żwirów i gruntów gruboziarnistych



Ryc.5.6. Zależność głębokości przemarzania gruntu od wskaźnika mrozowego i rodzaju gruntu bez pokrywy śnieżnej (wg Seppälä 1999)

W literaturze fińskiej można znaleźć gotowe wykresy pozwalające odczytać głębokość przemarzania gruntów w zależności od rodzaju gruntu oraz średniej grubości pokrywy śniegu zalegającej na danym terenie. Zależności te także oparte są na wskaźniku mrozowym, czyli sumie temperatur ujemnych panujących w trakcie zimy. Przykład takiego wykresu zaprezentowano na Ryc.5.6.

W Związku Radzieckim do określania głębokości przemarzania używano wzoru zamieszczonego w normie SNiP II-15-74:

$$H_H = H_0 \sqrt{\sum |T_m|} \quad (5.28.)$$

gdzie: H_H – głębokość przemarzania [cm]

H_0 – głębokość przemarzania przy $\sum |T_m| = 1$, którą przyjmuje się odpowiednio jako:

23 - dla glin i glin piaszczystych;

28 – piaski gliniaste, drobne i pylaste;

30 – żwiry, piaski grube i średnie

T_M – suma ujemnych średnich temperatur miesięcznych

Wiłun (Wiłun, 2001) podaje ten sam wzór jako:

$$H_H = 23\sqrt{\sum |T_M| + 2} \quad (5.29.)$$

Stosowano także inny, dokładniejszy wzór oparty na zależnościach termodynamicznych:

$$H_H = \sqrt{\frac{2\lambda_m(t_2 + t_{H.3})\tau_2}{q_2}} \quad (5.30.)$$

gdzie: H_H – głębokość przemarzania

λ_m – współczynnik przewodności cieplnej zamrożonego gruntu (kcal/m h grad);

t_2 – średnia temperatura powietrza w okresie ujemnych temperatur ze znakiem plus (°C);

$t_{H.3}$ – temperatura początku zamarzania gruntu (°C);

τ_2 – czas trwania okresu ujemnych temperatur powietrza (h);

$$q_2 = q(W_c - W_H)\gamma + 0,5C_M(t_2 + t_{H.3}) \quad (5.31.)$$

gdzie: q – ciepło właściwe topnienia lodu, przyjmuje się 80 000 kcal/tc;

W_c – wilgotność gruntu [-];

W_H – zawartość niezamrożonej wody w gruncie [-];

C_M – objętościowa pojemność cieplna przemarzniętego gruntu (kcal/m³grad);

γ – objętościowy ciężar szkieletu gruntowego (T/m³)

Jak podaje norma SNiP II-15-74, wzór 5.28. daje zaniżone wyniki w stosunku do wzoru 5.31. i rzeczywistych pomiarów.

Na wskaźniku mrozowym bazuje także wzór Dębskiego z roku 1938 (Pisarczyk, 2001):

$$h_z = 10^{-3}(126 - 0,9s)GWQ \quad (5.32.)$$

gdzie: h_z – głębokość przemarzania [m]

s – grubość warstwy śniegu [cm]

G – współczynnik zależny od rodzaju gruntu, przyjmowany:

0,90 – dla gruntów kamienistych, żwirowych i piasków;

0,78 – dla torfów i gruntów próchnicznych;

Q – wskaźnik mrozowy [stopniodni]

W – współczynnik zależny od osłony terenu, przyjmowany:

1,00 – dla miejsc otwartych;

0,92 – dla miejsc osłoniętych

5.3. WZORY OPARTE NA WŁASNOŚCIACH FIZYKOTERMICZNYCH GRUNTU

Przykłady wzorów opartych na własnościach fizykotermicznych gruntów można znaleźć w literaturze radzieckiej. Jest to np. wzór Cytowicza (Jeske i in., 1966; Kozłowski, 1985):

$$z = \sqrt{\frac{2\lambda(t_0 - t_m)}{Q\gamma_0 - 0,25c_1(t_0 - t_m)\gamma_0}} - \frac{q\tau}{Q\gamma_0} \quad (5.33.)$$

oraz Łukjanowa, który często występuje w postaci gotowych nomogramów (Kozłowski, 1985; Shvecov, 1974):

$$z = \left(Q + \frac{c_1(t_0 - t_m)}{2} \right) \left(\frac{\lambda(t_0 - t_m)}{q^2} \ln \left(\frac{\lambda(t_0 - t_m) - qS}{\lambda(t_0 - t_m) - q(S + z)} - \frac{z}{q} \right) \right) \quad (5.34.)$$

Znany jest także jeszcze przedwojenny wzór Stefana (Jeske i in., 1966):

$$z = \sqrt{\frac{2\lambda}{Q\gamma_{ow}}}(t_0 - t_m)\tau \quad (5.35.)$$

oraz powojenny Piętkowskiego (Jeske i in., 1966):

$$z = \sqrt{\frac{2 \frac{\lambda t_m}{M} \tau}{1 + 0,09n}} \quad (5.36.)$$

$$\text{gdzie } M = c_2 t_1 + Q_n = 0,5 t_m c_1 - 0,045 n t_m \quad (5.37.)$$

Oznaczenia we wzorach 5.33. – 5.37. to:

z – głębokość przemarzania [m];

λ – współczynnik przewodzenia ciepła gruntu przemarzniętego [$\text{kcal} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{h}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$];

Q – ciepło krzepnięcia wody; wzory 4.33. 4.35 w [$\text{kcal} \cdot \text{kg}^{-1}$], wzory 4.34. 4.37. w [$\text{kcal} \cdot \text{m}^{-3}$];

γ_0 – ciężar objętościowy gruntu [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$];

γ_{ow} – ciężar objętościowy wody zawartej w gruncie odniesiony do jednostki objętości gruntu [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$];

t_0 – temperatura zamarzania wody w gruncie [$^\circ\text{C}$];

t_m – temperatura mrozenia (temp. ujemna na powierzchni gruntu) [$^\circ\text{C}$];

t_1 – średnia temperatura gruntu z okresu poprzedzającego wystąpienie ujemnych temperatur powietrza [$^\circ\text{C}$];

τ - czas działania ujemnych temperatur [h]

c_1 – pojemność cieplna zamarzniętego gruntu, wzór 4.33. w [$\text{kcal} \cdot \text{kg}^{-1}$], wzory 4.34., 4.37 w [$\text{kcal} \cdot \text{m}^{-3}$];

c_2 – pojemność cieplna niezamarzniętego gruntu [$\text{kcal} \cdot \text{m}^{-3}$];

n – porowatość gruntu [-];

l – względna zawartość lodu w gruncie;

q – strumień ciepła z dolnych warstw gruntu [$\text{kcal} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$];

s – grubość warstwy gruntu stanowiąca odpowiednik termicznego przeciwstawienia się oddawaniu ciepła z powierzchni pokrytej izolacją cieplną.

We wszystkich powyższych wzorach uwzględniono najważniejszą cechę fizykotermiczną gruntów, czyli współczynnik przewodzenia ciepła. Uwzględniono także transport ciepła z dolnych warstw gruntu ku powierzchni Ziemi oraz wydzielanie ciepła podczas krzepnięcia wody zawartej w gruncie. Natomiast izolujący wpływ pokrywy śnieżnej uwzględnia jedynie wzór Łukjanowa (Kozłowski, 1985;

Shvecov, 1974). Wadą wzoru Piętkowskiego (Jeske i in., 1966) jest założenie, że grunt zamarza w temperaturze 0°C, co nie jest prawdą. Wzór Cytowicza (Jeske i in., 1966; Kozłowski, 1985) nie uwzględnia pojemności cieplnej gruntu. Widoczna jest więc względność i niejednoznaczność obliczania głębokości przemarzania gruntu.

Wadą powyższych wzorów jest także trudność dokładnego wyznaczania potrzebnych do obliczeń parametrów gruntu, jak np. względnej zawartości lodu w gruncie, strumienia ciepła z dolnych warstw gruntu, czy chociażby temperatury zamarzania wody w gruncie. Parametry te są zależne od wielu różnych czynników i zawsze będą obarczone sporymi błędami.

Autorzy radzieccy (np. Shvecov, 1974) podają także metodę szacowania maksymalnej możliwej głębokości przemarzania dla danego obszaru na podstawie danych (pomiarów) pochodzących z jednego sezonu zimowego. Wtedy:

$$h_{\max} = h_d \sqrt{\frac{\sum |\theta_{\max}|}{\sum |\theta_d|}} \quad (5.38.)$$

gdzie:

$h_{\max}$ – maksymalna możliwa głębokość przemarzania [m];

h_d – głębokość zaobserwowana w danej zimie [m];

$\theta_{\max}$ – średnia miesięczna temperatura w czasie najmroźniejszej zaobserwowanej zimy [°C];

θ_d – średnia miesięczna temperatura w czasie danej zimy [°C]

Do wzoru podstawia się jedynie ujemne wartości średnich miesięcznych temperatur.

W literaturze można znaleźć porównania wartości głębokości przemarzania gruntów wyznaczonych różnymi wzorami, np. Kozłowski (1985), także empirycznymi (Gontaszewska 2003a, 2003b, 2003d, 2004).

Istnieją także wzory i modele pozwalające wykreślić przebieg zmian temperatur na dowolnej głębokości, wykorzystujące fakt, że temperatury gruntu zmieniają się okresowo. Jednym z takich wzorów jest wzór Baggsa (Popiel et al., 2001) oparty na rozwiązaniu dla nieustalonego przepływu ciepła w ciele półnieskończonym, na którego powierzchni temperatura jest zmienna okresowo, a okres ten wynosi:

$$O = A_s \cos\left(\frac{2\pi(t - t_0)}{365}\right) \quad (5.39.)$$

gdzie:

A_s – amplituda rocznej średniej temperatury powietrza [°C];

t – czas [dni];

t_0 – okres fali temperatury powietrza [dni];

Wg Baggsa dla półkuli północnej można zapisać dla gruntu na dowolnej głębokości:

$$T(x, t) = (T_m \pm \Delta T_m) - 107k_v A_s \exp\left(-0,00031552 x a^{-0,5}\right) \cdot \cos\left(\frac{2\pi}{365} \left(t - t_0 + 0,018335 x a^{-0,5}\right)\right) \quad (5.40.)$$

gdzie:

T – temperatura [°C];

T_m – średnia roczna temperatura powietrza [°C];

ΔT_m – zróżnicowanie temperatury gruntu [°C];

k_v – współczynnik pokrycia roślinnością (od 1,0 dla braku roślinności do 0,22 dla roślin dających 100-procentowe zacienienie) [-];

x – głębokość [m];

a – średnia roczna pozorna dyfuzyjność termiczna gruntu [$m^2 \cdot s^{-1}$]

Krzywe wykreślone wg powyższego wzoru dla danych meteorologicznych z Poznania (grunty spoiste, $T_m=9,4^\circ C$; $\Delta T_m=0,85^\circ C$; $A_S=11,6^\circ C$; $a=5,5 \cdot 10^{-7} m^2 \cdot s^{-1}$; $t_0=21$ dni) dla różnych głębokości były zbliżone do faktycznej zaobserwowanej zmienności temperatur gruntu (Popiel et al., 2001).

5.4. MODELE PRZEMARZANIA GRUNTU

Pierwszym modelem jest opisany już wcześniej model Berggrena z roku 1943, bardziej znane są także: model różnic skończonych, opisany przez Flechingera i Saxtona w 1989 oraz Jansona w 1991 oraz metoda bilansu strumienia cieplnego zaproponowana przez Benoita i Mostaghimi'ego w 1985 i Guseva w 1985 (DeGaethano et al., 1996, 2001). Porównanie tych i jeszcze innych modeli można znaleźć w pracy Kennedy'ego i Sharratta (Kennedy & Sharratt, 1998).

W Stanach Zjednoczonych znany jest model Simultaneous Heat and Water (SHAW) zaproponowany przez Flechingera i Saxtona w 1989. Jest model w dużej mierze hydrologiczny, wymagający bardzo dużej ilości parametrów, które można podzielić na cztery grupy:

1. parametry meteorologiczne: temperatura powietrza, prędkość wiatru, początkowa grubość pokrywy śnieżnej, gęstość śniegu, wilgotność, wielkość opadów, nasłonecznienie;
2. parametry gruntu: początkowa temperatura powierzchni, początkowa wilgotność, gęstość, przewodność hydrauliczna, współczynnik przewodzenia ciepła, albedo;
3. dane miejsca: nachylenie terenu, położenie, szerokość geograficzna, stopień chropowatości, albedo, powierzchnia liści roślin, wysokość roślinności, głębokość korzeni;
4. parametry pokrycia: obciążenie, miąższość, procentowe pokrycie, albedo

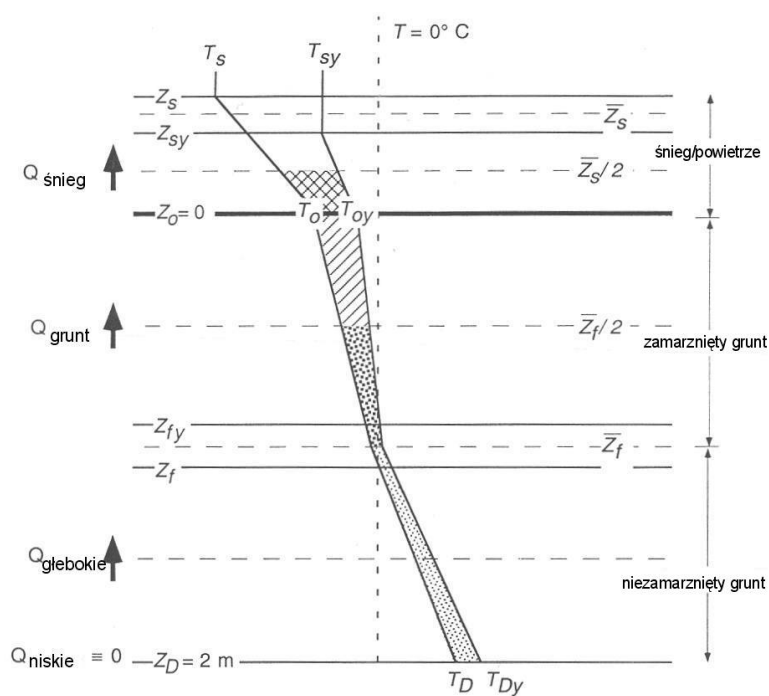
Oprócz tego należy znać jeszcze wielkość parowania i odpływu oraz znać profil wody gruntowej. W modelu można „przeliczać” grunt składający się z maksimum 20 niezaburzonych warstw. Model zakłada pokrycie roślinne oraz pokrywę śnieżną. Dla każdej warstwy obliczany jest przepływ ciepła i wilgoci do górnej granicy, a następnie pomiędzy warstwami. Model SHAW pozwala określić dobowy postęp przemarzania. W przeciwieństwie do najprostszego modelu Berggrena model SHAW uwzględnia zawartość wody w gruncie, jak i jej wpływ na przewodność cieplną, uwzględnia także utajone ciepło wydzielane podczas zamarzania, co powoduje, że daje on bardzo dobre wyniki. Jednak z powodu ogromnej ilości niezbędnych danych, model ten może być użyty jedynie w szczególnych przypadkach, przy obecności wielu niezbędnych przyrządów pomiarowych.

Drugi z wymienionych modeli (metoda bilansu strumienia cieplnego zaproponowana przez Benoita i Mostaghimi'ego w 1985 i Guseva w 1985) wymaga dużo mniejszej ilości (ogólnie dostępnych w USA) danych, jednak lekko zawyża wartości maksymalnego przemarzania gruntów, najprawdopodobniej przez brak uwzględnienia objętościowej pojemności cieplnej (DeGaethano et al., 1996, 2001). Model ten posługuje się zbiorem równań dyskretnych opisujących przepływ ciepła.

DeGaetano, Wilks i McKay (De Gaethano et al., 1996, 2001) zaproponowali jeszcze inny model, nazwany od miejsca powstania modelem NRCC (Northeast Regional Climate Center). Model

NRCC jest modelem pośrednim pomiędzy dwoma opisanymi wcześniej. Powstał on z myślą o wykorzystaniu ogólnie dostępnych danych z państwowej, bardzo gęstej sieci stacji pomiarowych. Model NRCC bazuje na minimalnej i maksymalnej temperaturze dobowej oraz na grubości pokrywy śnieżnej. Dodatkowo opracowano empirycznie, korzystając z codziennych obserwacji opadów (deszczu i śniegu), wzór na obliczanie gęstości śniegu na podstawie jego grubości.

Model ten, podobnie jak dwa powyższe, zakłada jednowymiarowy przepływ ciepła, jak pokazano to na ryc. 5.7. Dolna granica modelu została umiejscowiona na głębokości 2 metrów. Autorzy modelu pomijają przepływ ciepła przez dolną granicę modelu ($Q_{\text{NISKIE}}=0$). Temperatura T_D jest określana poprzez funkcję średniej dobowej temperatury z okresu kwiecień – marzec poprzedniego sezonu, 25% grubości pokrywy śnieżnej z poprzedniego okresu styczeń – marzec oraz dyfuzyjności termicznej śniegu i gruntu. Warunki górnej granicy modelu są określane na podstawie średniej dobowej temperatury powietrza, jako reprezentatywnej dla temperatury powierzchni śniegu. Pokrywa śnieżna stanowi pierwszą warstwę opisywanego modelu (Ryc.5.7.) W przypadku braku pokrywy śnieżnej za warstwę tę przyjmuje się górną część gruntu o grubości 0,001 m, gdyż właściwości termiczne tej warstwy są charakterystyczne dla nieruchomego powietrza. Temperatura powierzchni gruntu jest obliczana. Dalsze dwie strefy to warstwa gruntu zamrożonego i warstwa gruntu niezamrożonego, oddzielone izotermą 0°C . Model zakłada maksymalnie trzy warstwy gruntu, jedna zamrożona i dwie nie zamrożone.



Ryc.5.7. Schemat modelu NRCC (DeGaethano et al., 2001)

Objaśnienia: Symbole główne: Q – strumień ciepła, Z – głębokość, T – temperatura, Indeksy: s – śnieg lub powietrze, f – zamrożony grunt, D – dolna granica modelu (2m), y – wartość obserwowana lub szacowana z dnia poprzedniego, o – powierzchnia gruntu. Pozostałe objaśnienia w tekście

Gradienty temperatur w każdej warstwie są z założenia liniowe, dlatego przepływ ciepła Q [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$] jest definiowany jako różnica temperatur pomiędzy granicami warstwy. Dysproporcje pomiędzy uzyskiwanymi pionowymi przepływami ciepła są korygowane poprzez zmiany temperatury wewnętrznej oraz, gdy zmiany te „przekroczą” 0°C , przez topnienie lub zamarzanie na odpowiedniej głębokości.

Przepływ ciepła w poszczególnych warstwach można zapisać następująco (Ryc. 5.7.):

$$Q_{\text{śnieg}} = Q_{\text{grunt}} = Q_{\text{glebokie}} \quad (5.41.)$$

gdzie:

$$Q_{\text{śnieg}} = \frac{-K_S(T_S - T_0)}{Z_S} + \Delta Q_U \quad (5.42.)$$

$$Q_{\text{grunt}} = \frac{K_G T_0}{Z_G} + \Delta Q_U \quad (5.43.)$$

$$Q_{\text{glebokie}} = \frac{K_W T_D}{Z_G - Z_D} + (Z_{GY} - Z_G)(\phi - 0,1)L_G \quad (5.44.)$$

gdzie: K – współczynnik przewodnictwa cieplnego [$\text{W} \cdot \text{m}^{-3} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$];

L – utajone ciepło zamarzania [$\text{J} \cdot \text{m}^{-3}$];

T – temperatura [$^\circ\text{C}$];

Z – głębokość [m];

ϕ – porowatość [-];

ΔQ – okresowa zmiana ilości ciepła [$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$];

indeksy parametrów: S – warstwa śniegu lub powietrza; G – warstwa gruntu zamrożonego, W – warstwa gruntu niezamrożonego, D – dolna granica modelu, Y – wartość z dnia poprzedniego.

ΔQ została przedstawiona na Ryc.5.7., jako ΔQ_U – obszar zakreskowany, oraz ΔQ_L – obszar zakropkowany pomiędzy profilami temperaturowymi dwu kolejnych dni.

Powyższe równania są rozwiązywane dla „prognostycznych” T_0 (temperatura powierzchni gruntu) oraz Z_G (głębokość przemarzania).

Autorzy opisanego modelu podają wysoką zgodność pomiędzy wartościami obliczonymi i obserwowanymi (De Gaethano et al., 1996, 2001). Model NRCC został jednak zaprojektowany dla określonego obszaru (północno-wschodnia część Stanów Zjednoczonych) i może nie sprawdzać się w obszarach o nieco innych parametrach, szczególnie o innej wilgotności. Powstał także zmodyfikowany model NRCC dla bardziej suchych obszarów USA (De Gaethano et al., 2001).

5.5. GŁĘBOKOŚĆ PRZEMARZANIA A POKRYCIE TERENU

Pokrycie terenu (roślinność, sztuczna nawierzchnia, zabudowa) wpływa na głębokość przemarzania gruntów w dwojaki sposób: jako izolacja pomiędzy powietrzem a gruntem (np. śnieg, darń, budynek, nawierzchnia), powodująca zmniejszanie przepływu ciepła z gruntu do atmosfery lub z atmosfery do gruntu oraz jako powierzchnia odbijająca promienie słoneczne (śnieg), lub powierzchnia absorbująca i wchłaniająca większą ilość energii słonecznej niż sam grunt (asfalt). Wszystkie te czynniki, a w szczególności pokrywa śnieżna i darń, są bardzo trudne do uwzględnienia w obliczeniach i modelach przemarzania gruntu z powodu swojej niejednorodności i miąższości zmiennej w czasie. Większość wzorów empirycznych uwzględnia jednak przynajmniej grubość pokrywy śnieżnej lub zakłada, że dany wzór dotyczy powierzchni bez jakiegokolwiek pokrycia.

Jak już wspomniano wcześniej, z badań kanadyjskich (McCormick, 1993) wynika, że mniejsze wartości głębokości przemarzania zanotowano dla gruntów przykrytych asfaltem, co można tłumaczyć

łatwiejszą absorpcją ciepła (promieniowania słonecznego) przez ciemny asfalt, a większe głębokości przemarzania dla gruntów przykrytych powierzchniami z jaśniejszego cementu.

Badania przeprowadzone podczas budowy drogi Qinghai – Xinzang w Tybecie, (Wu et al., 2003; Wu & Liu, 2004) w warunkach wieloletniej zmarzliny sięgającej do 100m p.p.t., pokazały, jak duży jest wpływ nawierzchni asfaltowej na miąższość warstwy aktywnej. Autorzy badań wykazali, że średnia głębokość warstwy odmarzającej pod naturalną powierzchnią terenu wynosi 1,77 m, podczas gdy pod powierzchnią pokrytą asfaltem 4,15 m, a w poboczu drogi 3,55 m. W niektórych badanych punktach różnica pomiędzy głębokością odmarzania gruntu pod naturalną i asfaltową powierzchnią wynosiła więcej niż 100%. Pokrycie asfaltowe powoduje także przyspieszenie degradacji wieloletniej zmarzliny z 1,5 – 4,5 cm/rok do nawet 20,5 cm/rok. Skróceniu ulega także czas, w jakim grunt jest zamrożony, z około 8 do 5,5 miesiąca.

W krajach, w których występuje konieczność budowania dróg na terenie wiecznej zmarzliny, opracowuje się metody przeciwdziałania odmarzaniu permafrostu pod drogami czy budynkami. Jedną z takich metod polega na izolacji stropu wiecznej zmarzliny od wpływu warunków powierzchniowych przez zastosowanie izolacji cieplnej pod drogą lub bardzo grubej warstwy podsypki pod drogą (Cheng et al. 2004).

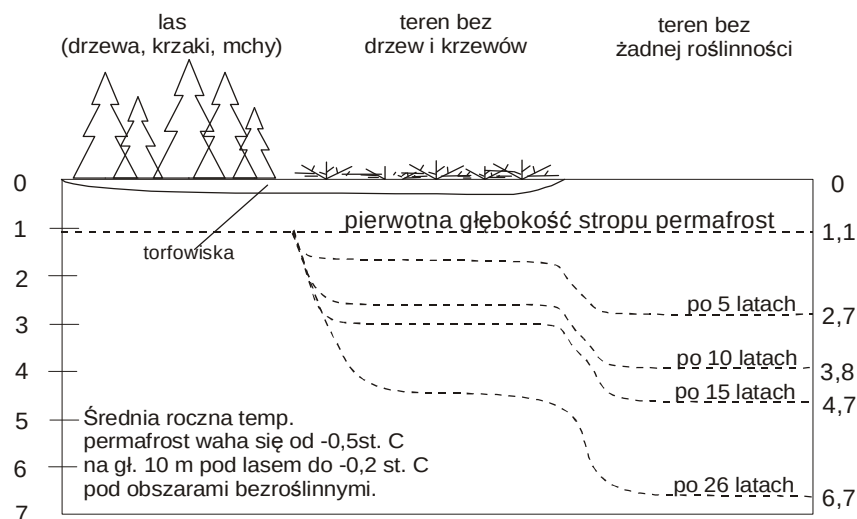
Na głębokość przemarzania gruntu ogromny wpływ ma pokrywa śniegowa. Jej zaleganie może nawet (przy niskich wartościach ujemnych temperatury powietrza) uniemożliwić przemarzanie przez dłuższy czas, co wykazała także autorka w swoich pomiarach (patrz rozdział 6). Warstwa śniegu, a szczególnie śniegu nieubitego, o wysokiej zawartości powietrza, ma bardzo niskie wartości przewodnictwa cieplnego, przez co działa jak materiał izolacyjny.

Z analiz przeprowadzonych na Alasce wynika, że wpływ na temperatury gruntu ma także czas zalegania pokrywy śnieżnej (Ling & Zhang, 2003). Autorzy tych badań przeanalizowali dane meteorologiczne ze stacji w Barrow na Alasce i obliczyli, że przesunięcie o 10 dni sezonu, w którym istniała ciągła pokrywa śnieżna powoduje wzrost średniej rocznej temperatury na głębokościach 0,0 ; 0,5 ; 1,0 i 2,0 o odpowiednio 0,7 ; 0,5 ; 0,4 i 0,4°C. Natomiast wydłużenie o 10 dni tego sezonu (na wiosnę) powoduje wzrost o odpowiednio 0,2 ; 0,2 ; 0,1 i 0,1°C.

Stwierdzono także znaczne różnice w rozkładzie temperatur w gruncie pokrytym roślinnością w stosunku do gruntu pozbawionego roślinności. Nixon opisuje wieloletnie badania przeprowadzone w latach 1946 – 1972 przez U.S. Corps of Engineers niedaleko Fairbanks na Alasce (Nixon, 1985). Obszar ten charakteryzuje się średnią roczną temperaturę powietrza -3°C i średnią roczną temperaturę przygruntową bliską 0°C , co skutkuje tym, że nawet małe zmiany na powierzchni powodują zmiany pola temperatur gruntu. Wieczna zmarzlina jest tam ciągła do co najmniej 30 m p.p.t. (jej strop znajduje się na 1,1 m p.p.t.) a grunty zalegające w podłożu to pyły i pyły organiczne o wilgotności 30-40%. Obszar badań podzielono na trzy części: pierwszą pozostawiono bez zmian (naturalny las), w drugiej systematycznie usuwano drzewa i krzewy o wysokości powyżej 0,33 m, a w trzeciej usunięto całkowicie całą szatę roślinną wraz z korzeniami i zapobiegano jej odnowieniu. Przez cały czas monitorowano rozkład temperatur w podłożu do 10 m p.p.t.

Stwierdzono stałe zwiększanie się strefy aktywnej (rozmarzającej), jej głębokość była wprost proporcjonalna do pierwiastka kwadratowego z czasu od usunięcia roślinności. Głębokość strefy aktywnej pod terenem o naturalnej roślinności pozostała bez zmian. Obserwacje pokazały (ryc.5.8.), że strop

wieloletniej zmarzliny po 26 latach znacznie się obniżył: o 3,7 metra po obszarze pozbawionym drzew i krzewów oraz o 5,6 m pod obszarem pozbawionym wszelkiej roślinności. Wskazuje to na izolacyjne właściwości pokrywy roślinnej, zarówno tej drobnej (mchy, porosty, trawa), jak i zbiorowisk leśnych.



Ryc.5.8. Degradacja wieloletniej zmarzliny wskutek usunięcia pokrywy roślinnej w okresie 26 lat, okolice Fairbanks, Alaska (wg Nixon, 1985)

Wnioski na temat wpływu pokrywy roślinnej na temperatury gruntu można także znaleźć w pracy Popiel et al., 2001. Autorzy prowadzili 1,5-letnie pomiary temperatury gruntu (pyły) do głębokości 17 m zarówno pod trawą, jak i na terenie pozbawionym roślinności. Na podstawie tych pomiarów wysunęli oni wniosek, że w lecie na głębokości 1 m temperatura gruntu pod pokrywą roślinną jest ok. 4°C niższa niż gruntu bez roślinności. Inna była też średnia temperatura na głębokości 10 m (gdzie roczne amplitudy temperatur nie przekraczają 0,3°C): 10,25°C dla gruntu z pokrywą roślinną oraz 10,50°C dla gruntu bez pokrywy roślinnej.

Badania terenowe nad letnim odmarzaniem gruntu na Spitsbergenie prowadzone podczas Toruńskich Wypraw Polarnych (Marciniak & Przybylak, 1990) wykazały, że największa miąższość warstwy aktywnej występowała na terenach termicznego oddziaływania wód morskich i rzecznych (nielodowcowego pochodzenia) oraz terenach wolnych od szaty roślinnej. Najmniejszą miąższość zaobserwowano natomiast na terenach pokrytych w co najmniej 50% tundrową roślinnością. Po raz kolejny potwierdzono więc izolacyjną rolę pokrywy roślinnej.

W literaturze (Abu-Hamdeh, 2000; Usovich, 1996) można znaleźć także informację o wpływie zagospodarowania powierzchni (upraw rolnych) na współczynnik przewodzenia ciepła.

Badania terenowe autorki także wykazują wpływ pokrycia powierzchni terenu na głębokość przemarzania, co opisano w rozdziale 6.

9. OBLICZANIE MAKSYMALNEJ GŁĘBOKOŚCI PRZEMARZANIA NA PODSTAWIE WSKAŹNIKA MROZOWEGO

W rozdziale 5 przedstawiono już metody służące do szacowania głębokości przemarzania gruntu. Wykazano także, że wartości głębokości przemarzania przyjmowane dla obszaru Polski przez normę PN-B/03020 są znacznie zaniżone. Istotnym zarzutem stawianym mapie zawartej w tej normie jest nieuwzględnianie rodzaju gruntu przy szacowaniu głębokości przemarzania. Tymczasem jest to najważniejszy parametr przy tego typu obliczeniach.

W tabeli (Tab. 9.1.) zestawiono dane na temat najmroźniejszych zim, jakie wystąpiły w Zielonej Górze w XX wieku. Oszacowano także hipotetyczną głębokość przemarzania. Jak wynika z tychże danych, głębokość przemarzania mogła sięgać ponad 160 cm, podczas gdy norma mówi o 80 cm. Jest to kolejny dowód na zbyt niskie wartości głębokości przemarzania zawarte w normie PN-B-03020.

Tab. 9.1. Głębokość przemarzania gruntu w Zielonej Górze podczas najmroźniejszych zim XX w. wg wzorów empirycznych opisanych w rozdziale 5.

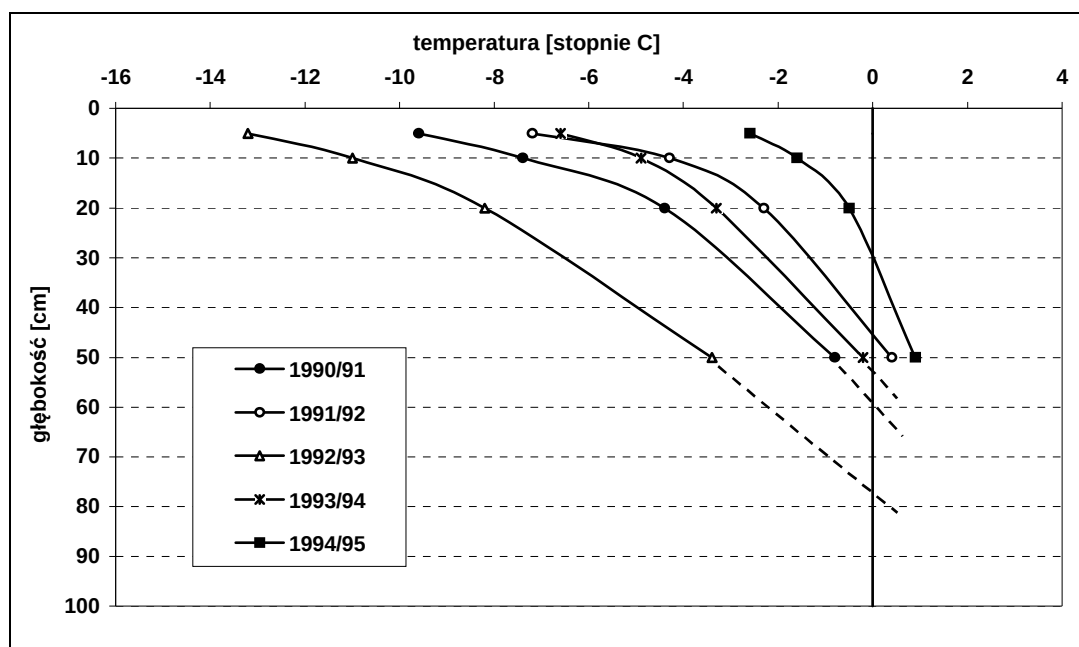
zima	wskaźnik mrozowy wg metody norweskiej [stopniodni]	głębokość przemarzania [cm]	
		wzór McKeowna	wzór radziecki
1939/40	b.d.	-	1,43
1928/29	b.d.	-	1,35
1962/63	ok. 900	1,65	1,31
1969/70	498,8	1,22	1,18
1995/96	437,1	1,15	1,13
1984/85	402,0	1,10	1,10

Podobna sytuacja miała miejsce w Zielonej Górze w zimie 1995/1996, kiedy zaobserwowano przemarzanie gruntu na terenie miasta poniżej 1,0 m p.p.t. Niestety autorka nie dysponowała danymi meteorologicznymi z tego okresu.

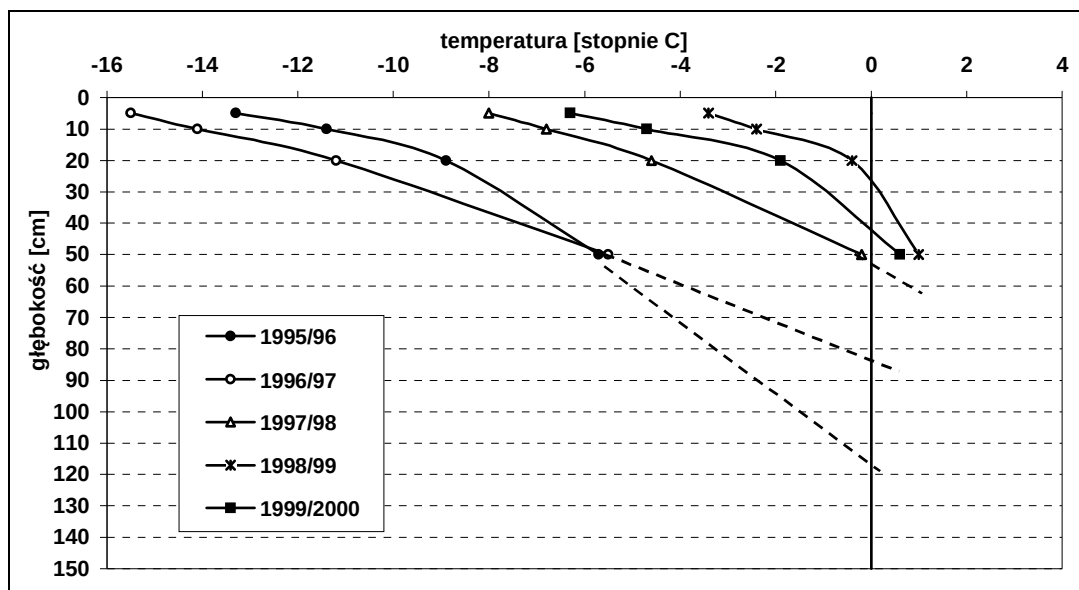
Jednak dzięki uprzejmości dyrekcji stacji IMGW Radzyń k/Sławy (ok. 40 km na wschód od Zielonej Góry) udało się prześledzić temperatury powietrza oraz gruntu do głębokości 0,5 m p.p.t. w latach 1990 – 2000. Poniższa tabela (Tab. 9.2.) przedstawia obliczone wartości wskaźnika mrozowego oraz głębokości przemarzania dla tej stacji. Jak wynika z tabeli, głębokość przemarzania w zimie 1995/96 wyniosła 118 cm. Ponieważ IMGW dopiero od kilku lat mierzy temperaturę gruntu na głębokości 100 cm, głębokość przemarzania została oszacowana na podstawie najniższych zaobserwowanych temperatur na głębokościach 0, 5, 10, 20 oraz 50 cm. Szacowanie tą metodą może dawać błędy rzędu kilku cm. Przykłady wyznaczania głębokości przemarzania na podstawie minimalnych temperatur gruntu pokazano na ryc. 9.1. oraz 9.2.

Tab.9.2. Wartości wskaźnika mrozowego oraz głębokości przemarzania w latach 1990 – 2000 dla stacji IMGW Radzyń k/Sławy [Gontaszewska, 2003c]

zima	wskaźnik mrozowy [stopniodni]			głębokość przemarzania [cm]
	amerykański	norweski	fiński	
1990/91	149,0	167,8	107,34	59
1991/92	73,0	93,0	0	45
1992/93	178,3	199,7	21,66	77
1993/94	150,0	161,1	62,16	52
1994/95	43,0	71,0	0	30
1995/96	437,9	470,9	399,67	118
1996/97	257,3	286,2	235,91	83
1997/98	85,0	110,1	0	52
1998/99	160,0	178,7	0	27
1999/00	60,0	89,4	7,13	42
średnio:	144,86	166,17	75,81	53,18



Ryc. 9.1. Wyznaczanie głębokości przemarzania na podstawie minimalnych temperatur gruntu dla stacji IMGW Radzyń k/Sławy w latach 1990 - 1995. Linia przerywaną zaznaczono ekstrapolację.



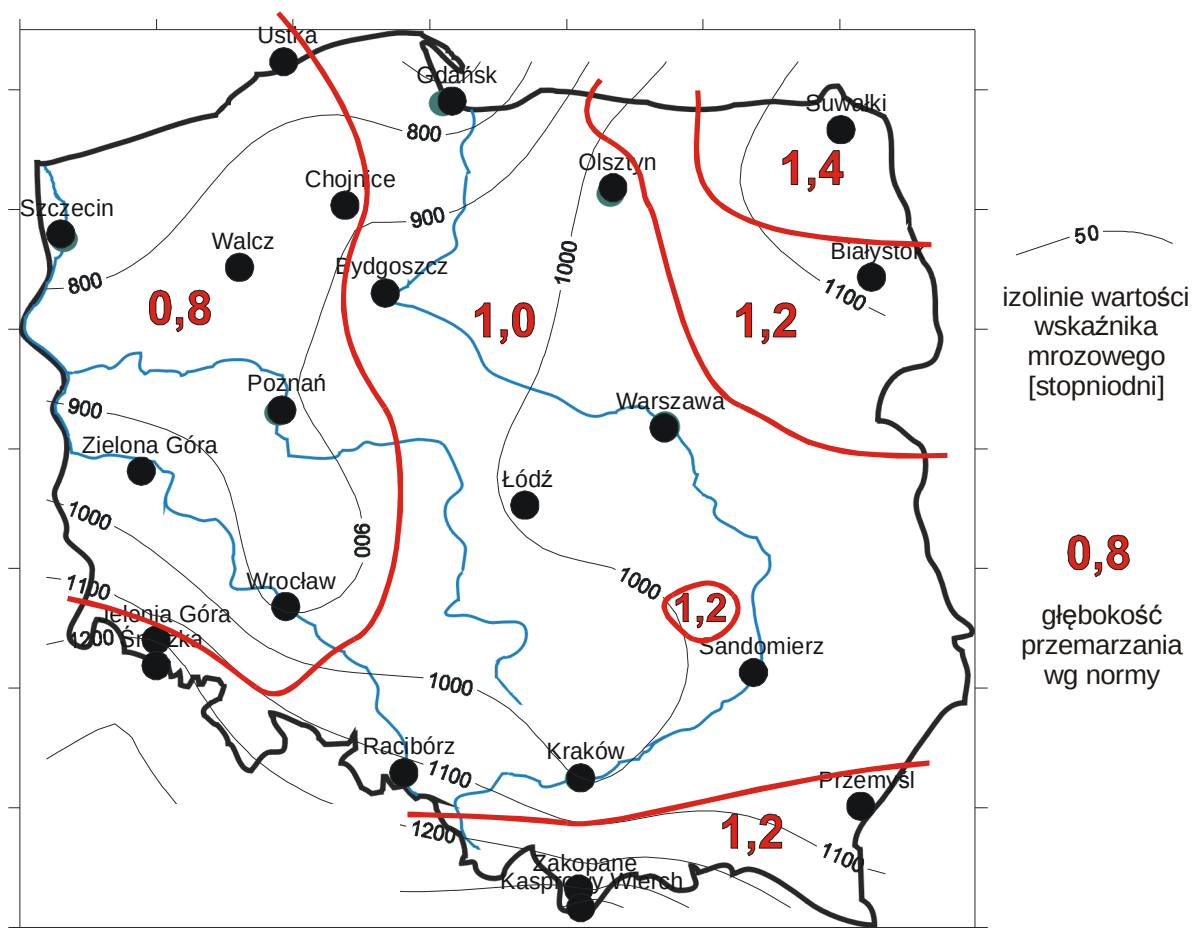
Ryc. 9.2. Wyznaczanie głębokości przemarzania na podstawie minimalnych temperatur gruntu dla stacji IMGW Radzyń k/Sławy w latach 1995 - 2000. Linia przerywaną zaznaczono ekstrapolację.

W związku ze znacznym zaniżeniem głębokości przemarzania przez Polską Normę PN-B/03020, która jest podstawą dla projektowania fundamentów bezpośrednich, konieczne jest wskazanie prawidłowych wartości głębokości przemarzania.

W poprzednich rozdziałach zostało opisanych wiele wzorów pozwalających na oszacowanie głębokości przemarzania. Można zauważyć, że dokładność danego wzoru jest wprost proporcjonalna do ilości parametrów w nim występujących. Jednak w codziennej praktyce zbyt skomplikowane wzory opierające się na wielu danych byłyby trudne w użyciu. Wydaje się więc, że dane meteorologiczne powinny ograniczać się do wskaźnika mrozowego, który najlepiej oddaje „wielkość mrozu”. Oczywiście wzór musi uwzględniać także rodzaj gruntu, ponieważ różnice między głębokościami przemarzania w gruntach spoistych i sypkich są znaczne.

Istotnym problemem metodologicznym jest odpowiednie dobranie wartości wskaźnika mrozowego. Aby oszacować głębokość przemarzania dla danej zimy, wystarczy dysponować wskaźnikiem mrozowym właśnie dla tego okresu. Jednak aby określić maksymalne możliwe przemarzanie danego gruntu, należałoby znać ekstremalną wartość wskaźnika, czyli największą jego wartość, jaka kiedykolwiek wystąpiła. Zakładamy przy tym, że w przyszłości nie wystąpi jeszcze mroźniejsza zima. W przypadku Polski można przeanalizować mniej więcej ostatnie sześćdziesiąt lat (oczywiście dla pojedynczych stacji istnieją nawet ponad stuletnie ciągi danych). Najmroźniejsza zima miała miejsce na przełomie lat 1939/40 i z wiadomych względów brak jest dokładnych danych meteorologicznych dla całej Polski. Dokładne dane istnieją natomiast dla zimy 1962/63, która była najmroźniejsza w latach powojennych. Wydaje się, że przy założeniu stabilności klimatu i braku tendencji ocieplania bądź ochładzania, można wartości wskaźnika mrozowego tej zimy potraktować jako wartości maksymalne.

Wartości wskaźnika mrozowego zimy 1962/63 zostały przedstawione na ryc. 8.3., a także na poniższej ryc. 9.3. wraz z normowymi strefami głębokości przemarzania.



Ryc. 9.3. Mapa maksymalnych wartości wskaźnika mrozowego oraz strefy głębokości przemarzania wg PN-B/03020

Analizując mapę przedstawioną na ryc. 9.3. można zauważyć, że izoliny wartości wskaźnika mrozowego są dość zgodne ze strefami przemarzania wyznaczonymi przez prof. Wiłuna, za wyjątkiem Pomorza. Nie stwierdzono także wyższych wartości wskaźnika mrozowego na terenie Gór Świętokrzyskich.

Autorka jest zdania, że przedstawiona na ryc. 8.3. mapa może służyć jako mapa maksymalnych wartości wskaźnika mrozowego na terenie Polski. Oczywiście istnieje pewne prawdopodobieństwo wystąpienia mroźniejszej zimy i tym samym jeszcze wyższych wartości wskaźnika mrozowego, lecz jest ono bardzo niskie.

Wzór pozwalający na określenie głębokości przemarzania powinien być możliwie najprostszy. Autorka uważa, że punktem wyjścia do stworzenia takiego wzoru powinno być cytowane już wcześniej równanie Stefana:

$$X = \sqrt{\frac{2\lambda(T_f - T_s)t}{L}} \quad (9.1.)$$

gdzie:

X – głębokość przemarzania;

t – czas;

T_s – temperatura powierzchni gruntu;

T_f – temperatura zamarzania gruntu;

L – objętościowe ciepło utajone gruntu.

Jak już opisano w rozdziale 5., wzór ten można uprościć do postaci:

$$X = \sqrt{\frac{2\lambda}{L} n \cdot AFI} \quad (9.2.)$$

gdzie:

n – bezwymiarowy współczynnik;

AFI – wskaźnik mrozowy (Air-freezing Index).

Współczynnik n jest zależny od klimatu (jest to iloczyn pomiędzy wskaźnikiem mrozowym liczonym dla temperatury powierzchni terenu, a wskaźnikiem mierzonym dla temperatury powietrza na wysokości 2 m). Współczynnik ten jest głównie zależny od pokrycia terenu (roślinność, pokrywa śnieżna). Ponieważ jednak powyższe wzory nie uwzględniają rodzaju pokrycia terenu, można uznać, że współczynnik n jest wartością stałą. Podobnie parametry λ oraz L są wartościami stałymi dla danego gruntu (przy założeniu stałości wilgotności gruntu).

Autorka uważa, że wzór ten można jeszcze uprościć do postaci:

$$x = a\sqrt{0,9AFI} \quad (9.3.)$$

gdzie:

a – współczynnik zależny od rodzaju gruntu.

Wzór 9.3. jest najbliższy wzorowi McKeowna (McKeown et al., 1988), zaprezentowanemu w rozdziale 5.

Wzór autorki nie uwzględnia pokrycia terenu, czyli zakłada, że powierzchnia gruntu jest wolna od śniegu, roślinności oraz sztucznej nawierzchni. Obecność któregośkolwiek z tych pokryć spowoduje zmniejszenie głębokości przemarzania gruntu. Ponieważ jednak wzór 9.10. miałby służyć określaniu maksymalnej możliwej głębokości przemarzania gruntu, to należy założyć najbardziej niekorzystne warunki, czyli brak jakiegokolwiek przykrycia terenu. Aby obliczyć powyższym wzorem maksymalną możliwą głębokość przemarzania danego gruntu, należy użyć maksymalnych zaobserwowanych wartości AFI dla danego terenu. Wartości te można odczytać z mapy pokazanej na ryc. 9.3. oraz ryc. 8.3.

Współczynnik a należy przyjmować następująco:

0,058 dla piasków grubych i średnich;

0,054 dla piasków drobnych i pylastych;

0,048 dla pyłów i glin piaszczystych

0,040 dla ilów i innych glin

Tabela (Tab. 9.3.) przedstawia obliczone wartości maksymalnego przemarzania według wzoru 9.3. i ich porównanie z wartościami normowymi

Tab. 9.3. Maksymalne wartości głębokości przemarzania dla piasków grubych i średnich dla wybranych miejscowości wg metody autorki i ich porównanie z wartościami normowymi.

<i>stacja IMGW</i>	<i>odczyt z mapy normowej</i>	<i>maksymalny wskaźnik mrozowy</i>	<i>maksymalna głębokość przemarzania</i>
Zielona Góra	0,80	940,0	1,67
Słubice	0,80	900,0	1,65
Jelenia Góra	1,00	1200,0	1,91
Szczecin	0,80	750,0	1,51
Suwałki	1,40	1150,0	1,87
Gorzów Wlkp.	0,80	870,0	1,62
Bydgoszcz	1,00	930,0	1,68
Leszno	0,80	880,0	1,63
Poznań	0,80	870,0	1,62
Zakopane	1,20	1300,0	1,98
Przemyśl	1,20	1090,0	1,82

Wzór 9.3. nie sprawdza się (daje zbyt duże błędy) przy małych wartościach wskaźnika mrozowego (AFI < 500 stopniodni) i powinien być używany jedynie do szacowania maksymalnej możliwej głębokości przemarzania danego gruntu.

Podsumowując, proponuje się, aby dotychczasowy sposób ustalania głębokości przemarzania (odczyt z mapy zawartej w PN-81/B-03020) zastąpić metodą obliczeniową poprzez zastosowanie wzoru 9.3. Do wzoru tego zastosować należy odpowiedni, zależny od rodzaju gruntu, współczynnik a , oraz odczytać z mapy (ryc. 9.3. lub ryc. 8.3.) wartość wskaźnika mrozowego (AFI) dla danego terenu.

11. LITERATURA

1. Abu-Hamdeh N.H. – Effect of tillage treatments on soil thermal conductivity for some Jordanian clay loam and loam soils. *Soil & Tillage Research*, vol. 56, 145-151, 2000
2. Abu-Hamdeh N.H. – Measurement of the thermal conductivity of sandy loam and clay loam soils using single and dual probes, *Journal of Agricultural and Engineering Research, Soil and Water*, vol. 80(2), 209-216, 2001
3. Abu-Hamdeh N.H., Reeder R.C. – Soil Thermal Conductivity: Effect of density, moisture, salt concentration and organic matter. *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, vol. 64, 1285-1290, 2000
4. Abu-Hamdeh N.H., A.I. Khdaif, R.C. Reeder – A comparison of two methods used to evaluate thermal conductivity for some soils, *Heat and Mass Transfer*, vol. 44, 1073-1079, 2001
5. Andersland O.B., Ladanyi B. – Frozen ground engineering, Wiley 2004
6. Anderson D.M., Tice A.R. – Unfrozen water contents of six Antarctic soil materials. Proceeding of the 5th International Conference "Cold Regions Engineering", 353-366, St. Paul, Minnesota, 1989
7. Atlas klimatyczny Polski. Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa, 1973
8. Bartkowski T. - O związku między budową geologiczną podłoża a ukształtowaniem powierzchni w okolicy Zielonej Góry, *Przegląd Geologiczny*, nr 10, Warszawa, 1957
9. Beltrami H., Kellman L. – An examination of short- and long-term air-ground temperature coupling. *Global and Planetary Change*, vol. 38, 291-303, 2003
10. Bolewski A., Kubisz J., Żabiński W. – Fizyczne własności minerałów. [w:] Mineralogia ogólna, 195-200, Wyd. Geologiczne, Warszawa, 1990
11. Brady N.C. – Soil air and soil temperature. [w:] The Nature and Properties of Soils, Macmillan Publ. Comp., Nowy Jork, 1984
12. Buntebarth G., Schopper J.R. – Experimental and theoretical investigation on the influence of fluids, solids and interactions between them on thermal properties of porous rocks. *Physics and Chemistry of the Earth*, vol. 23, 1141-1146, 1997

13. Burn C.R. – Permafrost and ground ice conditions reported during recent geotechnical investigations in the Mayo District, Yukon Territory. *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 2, 259-268, 1991
14. Chachaj J. – Objąsnienia do szczególowej mapy geologicznej Polski, arkusz Czerwieńsk, Ministerstwo Środowiska, Warszawa, 2003
15. Chen D., Kling J. – Apparent thermal diffusivity in soil: estimation from thermal records and suggestion for numerical modelling. *Phys. Geogr.*, vol. 17, 419-430, 1996
16. Cheng G., Zhang J., Sheng Y., Chen J. – Principle of thermal insulation for permafrost protection. *Cold Regions Science and Technology*, vol. 40, 71-79, 2004
17. Civan F. – Unfrozen water in freezing and thawing soils: kinetics and correlation. *Journal of Cold Regions Engineering*, vol. 14, no.3, 146-156, 2000
18. DeGaetano A.T., Cameron M.D., Wilks A.D. – Physical simulation of maximum seasonal soil freezing depths in the Unites States using routine weather observations. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 40, no.3, 546-555, 2001
19. DeGaetano A.T., Wilks D.S. – Extreme-value climatology of maximum soil freezing depths in contiguous United States. *Journal of Cold Regions Engineering*, vol. 16, no. 2, 51-71, 2002
20. DeGaetano A.T., Wilks D., McKay M. – A physically based model of soil freezing in humid climates using air temperature and snow cover. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 35, 1009-1027, 1996
21. Duxbury A.C., Duxbury A.B., Sverdrup K.A. – Fizyczne właściwości wody [w:] *Oceany świata*, 163-191, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, 2002
22. Farouki O.T. – Ground thermal properties. [w:] *Thermal design considerations in frozen ground engineering*, ed. T.G. Krzewinski, R.G. Tart, 186-203, ASCE, New York, 1985
23. Fowler C.M.R. – *The Solid Earth*. Cambridge Univ. Press, 1990
24. Gontaszewska A. – Zastosowanie wzorów opartych na wskaźniku mrozowym do obliczania głębokości przemarzania gruntu w Polsce. Konferencja Naukowo-Techniczna „Aktualne problemy naukowo – badawcze budownictwa” Olsztyn – Kortowo, 2003a
25. Gontaszewska A. – Próba zastosowania wzorów empirycznych do obliczania głębokości przemarzania gruntu. *Natura*, nr 8, PTPNoZ, Zielona Góra, 2003b
26. Gontaszewska A. – Przykłady wyznaczania wskaźnika mrozowego na podstawie danych ze stacji IMGW Radzyń koło Sławy. *Zeszyty Naukowe*, nr 130, Uniwersytet Zielonogórski, Zielona Góra 2003c
27. Gontaszewska A. – Porównanie obliczonego i zaobserwowanego przemarzania gruntu w zimie 2002/2003 na stacji IMGW Radzyń k/ Sławy. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, seria Budownictwo*, nr 101, Gliwice, 2003d
28. Gontaszewska A. – Comparison of calculated and observed depth of frost penetration in West Poland. 6. Odborná conference doktorského studia, Brno, 2004
29. Gontaszewska A. - Estymacja przewodnictwa cieplnego gruntów na podstawie przewodnictwa cieplnego jego poszczególnych faz, *Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej* nr 110, 2005
30. Gontaszewska A. – Własności termofizyczne gruntów okolic Zielonej Góry w aspekcie przemarzania, niepublikowana rozprawa doktorska, Instytut Geologii UAM, Poznań, 2006
31. Gontaszewska A. – Zróźnicowanie przewodnictwa cieplnego różnych typów genetycznych gruntów niespoistych, *Zeszyty Naukowe Politechniki Białostockiej, Budownictwo* 29, Białystok, 2006
32. Gontaszewska A. – Thermal Conductivity of Quaternary Sediments in West Poland, 16. Tagung der Ingenieurgeologie, Bochum, 2007
33. Gontaszewska A. – Badania laboratoryjne przewodnictwa cieplnego piasku kwarcowego, *Zeszyty Naukowe UZ* 134, Zielona Góra, 2007
34. Goodrich L.E. – The influence of snow cover on the ground thermal regime. *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 19, 421-432, 1982
35. Haas W.M., Winters L.H. – Freezing degree-days and frost penetration under roads, *Proceedings of 3rd International Specialty Conference on Cold Regions Engineering*, Edmonton, Alberta, 1984
36. Hammer T.A., Ryan W.L. Zirjacks W.L. – Ground temperature observations. [w:] *Thermal design considerations in frozen ground engineering*, ed. T.G. Krzewinski, R.G. Tart, ASCE, New York, 1985
37. Hermansson Å. – Mathematical model for paved surface summer and winter temperature: comparison of calculated and measured temperature. *Cold Regions Science and Technology*, vol. 40, 1-17, 2004
38. Hinkel K.M. – Estimating seasonal values of thermal diffusivity in thawed band frozen soils using temperature time series. *Cold Regions Science and Technology*, vol. 26, 1-15, 1997
39. Hinkel K.M., Outcalt S.I. – Identification of heat transfer processes during soil cooling, freezing, and thaw in central Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 5, no. 4, 217-235, 1994
40. Hinkel K.M., Outcalt S.I., Nelson F.E. – Temperature variation and apparent thermal diffusivity in the refreezing active layer, Toolik Lake, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 1, no. 4, 265-274, 1990

41. Hinkel K.M., Paetzold F., Nelson F.E., Bockheim J.G. – Patterns of soil temperature and moisture in the active layer and upper permafrost at Barrow, Alaska: 1993-1999, *Global and Planetary Change*, vol. 29, 293-309, 2001
42. Hobler T. – Ruch ciepła i wymienniki, Wyd. Naukowo – Techniczne, Warszawa, 1986
43. Hobler M. – Badania fizykomechanicznych własności skał, PWN, Warszawa, 1977
44. Hohmann M. – Soil freezing – the concept of soil water potential. State of the art. *Cold Regions Science and Technology*, vol. 25, 101-110, 1997
45. Jania J. – Właściwości fizyczne lodu. [w:] *Glaciologia*, 85-90, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, 1997
46. Janowski A. – Analiza przemarzania gruntów w skali kraju. Wykonanie XI serii badań na długoterminowych odcinkach testowych, etap I, Dro-Konsult, 1-15, Warszawa, 2002
47. Jeske T., Przedecki T., Rossiński B. – Mechanika gruntów. PWN, Warszawa, Wrocław, 1966
48. Keil K. – Das bodenmechanische Problem des Frostes [w:] *Ingenieur Geologie*, Verlag Wilhelm Knapp, Halle (Saale), 1951
49. Kane D.L., Hinkel K.M., Goering D.J., Hinzman L.D., Outcalt S.I. – Non-conductive heat transfer associated with frozen soils. *Global and Planetary Change*, vol. 29, 275-292, 2001
50. Kennedy I, Sharratt B. – Model comparisons to simulate soil frost depth, *Soil Science* 163, 636-645, 1998
51. Kondracki J. – Geografia regionalna Polski, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, 2002
52. Konishchev V.N. – Relationship between the lithology of active-layer materials and mean annual ground temperature in the former USSR. Proceedings of 7th International Conference "Permafrost" 591-594, Yellowknife, Canada, 1998
53. Kotowski J., Kraiński A. – Kry glacitektoniczne w Wale Zielonogórskim, Vth Glacitectonics Symposium, Wyd. WSI, Zielona Góra, 1986
54. Kotowski J., Kraiński A. – Uwagi o występowaniu zaburzeń glacitektonicznych we wschodniej części Zielonej Góry, VIIIth Glacitectonics Symposium, Wyd. WSI, Zielona Góra, 1992a
55. Kotowski J., Kraiński A. – Zaburzenia glacitektoniczne fragmentu zachodniej części Zielonej Góry, VIIIth Glacitectonics Symposium, Wyd. WSI, Zielona Góra, 1992b
56. Kowalik P. – Termika gleb. [w:] *Ochrona środowiska glebowego*, 91-102, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, 2001
57. Kozłowski T. – Dyskusja na temat obliczania głębokości przemarzania podłoża gruntowego. *Zeszyty Naukowe Politechniki Świętokrzyskiej*, Budownictwo 20, 187-197, Kielce, 1985a
58. Kozłowski T. – Skład fazowy wody w gruntach spoistych poniżej 0°C. Monografie, Studia, Rozprawy nr 6, 1-235, Politechnika Świętokrzyska, Kielce, 1997
59. Kozłowski T. – Głębokość przemarzania krajowych gruntów budowlanych w aspekcie PN-81/B-03020 i projektu jej zmian. *Inżynieria i Budownictwo* 3, 168-170, 2003
60. Kukkonen I.T., Šafanda J. – Numerical modelling of permafrost in bedrock in northern Fennoscandia during the Holocene. *Global and Planetary Science*, vol. 29, 259-273, 2001
61. Ling F., Zhang T. – Impact of the timing and duration of seasonal snow cover on the active layer and permafrost in the Alaskan Arctic. *Permafrost and Periglacial Processes*, vol.14, no.2, 141-150, 2003
62. Loch J.P.G. – State-of-the-art report – frost action in soils. *Engineering Geology*, vol. 18, 213-224, 1981
63. Lorenc H. – Wpływ zmiany lokalizacji stacji klimatologicznej Warszawa – Obserwatorium Astronomiczne na jednorodność jej wieloletniej serii danych. *Wiadomości IMGW*, tom XXVI, z. 4, 15-36, 2003
64. Lunardini V.J. – Analytical methods for ground thermal regime calculations. [w:] *Thermal design considerations in frozen ground engineering*, ed. T.G. Krzewinski, R.G. Tart, 204-257 ASCE, New York, 1985
65. Lunardini V.J. – Effect of convective heat transfer on thawing of frozen soil. Proceedings of 7th International Conference "Permafrost" 591-594, Yellowknife, Canada, 1998
66. Marciniak K., Przybylak R. – Spatial Differentiation of the depth of summer ground thawing in northern part of Kaffiöyra (NW Spitsbergen) in 1982 and 1989. *Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, Sesja Polarna* 1990
67. Mayocchi C.L., Bristov K.L. – Soil surface heat flux: some general questions and comments on measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 75, 43-50, 1995
68. McCormick G. – Frost penetration beneath cleared pavements. Frost in Geotechnical Engineering, 117-126 Balkema, Rotterdam, 1993
69. McKeown S., Clark J.I., Matheson D. – Frost penetration and thermal regime in dry gravel, *Journal of Cold Regions Engineering*, vol.2, 1988
70. Miller D.R. – Temperature monitoring/ Ground Thermometry. [w:] *Thermal design considerations in frozen ground engineering*, ed. T.G. Krzewinski, R.G. Tart, 53-71, ASCE, New York, 1985
71. Miller D.R. – Frost heaving in non-colloidal soils. Proceedings of 3rd International Conference "Permafrost" 707-713, Edmonton, Canada, 1978

72. Mortimer Z. – Zarys fizyki Ziemi, AG-H, Kraków, 2001
73. Myślińska E. – Laboratoryjne badania gruntów, PWN, Warszawa, 1998
74. Nixon J.F. – Case histories of ground temperature effects. [w:] Thermal design considerations in frozen ground engineering, ed. T.G. Krzewinski, R.G. Tart, 258-274, ASCE, New York, 1985
75. Nowaczyk B. – Geneza i rozwój wydym śródlądowych w zachodniej części Pradoliny Warszawsko – Berlińskiej w świetle badań struktury, uziarnienia i stratygrafii budujących je osadów, Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Geograficzno – Geologicznej tom XVI, PWN, Warszawa – Poznań, 1976
76. Nowak J. – Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski, arkusz Sulechów, Ministerstwo Środowiska, Warszawa, 2003
77. Nusier O.K., Abu-Hamdeh N.H. – Laboratory techniques to evaluate conductivity for some soils. *Heat and Mass Transfer*, vol. 39, 119-123, 2003
78. Ochsner T.E., Horton R., Ren T. – A new perspective on soil thermal properties. *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, vol. 65, 1641-1647, 2001
79. Osterkamp T.E. – Freezing and thawing of soils and permafrost containing unfrozen water or brine. *Water Resources Research*, vol. 23, no.12, 2279-2285, 1987
80. Outcalt S.I., Hinkel K.M., Nelson F.E. Miller L.L. – Estimating the magnitude of coupled-flow effect in the active layer and upper permafrost, Barrow, Alaska U.S.A., Proceedings of 7th International Conference "Permafrost" 591-594, Yellowknife, Canada, 1998
81. Pastucha, Otwinowski – Podstawy przekazywania ciepła, 400-429, Częstochowa, 1999
82. Penner E., Walton T. – Effect of temperature and pressure on frost heaving. *Engineering Geology*, vol. 13, 39-39, 1979
83. Petela R. – Przepływ ciepła. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, 1983
84. Pisarczyk S. – Wpływ temperatury na właściwości gruntów. [w:] Gruntoznawstwo inżynierskie. 157-169, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, 2001
85. Popiel C.O., Wojtkowiak J., Biernacka B. – Measurement of temperature distribution in ground. *Experimental Thermal and Fluid Science*, vol. 25, 301-309, 2001
86. Putkonen J. – Determination of frozen soil thermal properties by heated needle probe. *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 14, 343-347, 2003
87. Robin P., Cellier P., Richard G. – Theoretical and field comparison of two types of soil heat fluxmeter. *Soil Technology*, vol 10, 185 – 206, 1997
88. Różycki S.Z. – Plejstocen Polski Środkowej, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, 1972
89. Seppälä M. – Geomorphological aspects of road construction in a cold environment, Finland. *Geomorphology*, vol. 31, 65-71, 1999
90. Shvecov P.F. – Inzhenernaja geokriologija [w:] Spravocnik po inzhenerioj geologii, red. M.V. Curinova, Izdatel'stvo Nedra, Moskwa, 1974
91. Stanisławczyk J. – Budowa geologiczna Pradoliny Warszawsko – Berlińskiej w obrębie województwa zielonogórskiego, Zeszyty Naukowe WSiNz w Zielonej Górze nr 29, 61 – 90, 1975
92. Stankowski W. – Stratygrafia i minerały ilaste glin zwałowych w Radowicach i w Rusinowie, Przewodnik L Zjazdu PTG, Wyd. Geologiczne, Warszawa, 1978
93. Stankowski W. – Wstęp do geologii kenozoiku ze szczególnym odniesieniem do terytorium Polski, Wydawnictwo naukowe UAM, Poznań, 1996
94. Stehlik D. – Namrzavost zemin a zlepšených zemin v podloží pozemních komunikaci. 6. Odborná conference doktorského studia, Brno, 2004
95. Steurer P.M. – Probability distributions used in 100-year return period of air-freezing index. *Journal of Cold Regions Engineering*, vol. 11, no.1, 25-35, 1996
96. Steurer P.M., Crandell J.H. – Comparison of methods used to create estimate of air-freezing index. *Journal of Cold Regions Engineering*, vol. 9, no.2, 64-74, 1995
97. Szczeniowski Sz.: Ciepło. PWN, Warszawa, 1964
98. Urbański K. – Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski, arkusz Buchałów, Ministerstwo Środowiska, Warszawa, 2002
99. Urbański K. – Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski, arkusz Zielona Góra, Ministerstwo Środowiska, Warszawa, 2003
100. Usovich B., Kossowski J., Baranowski P. – Spatial variability of soil thermal properties in cultivated fields. *Soil & Tillage Research*, vol. 39, 85 – 100, 1996
101. Vasseur G., Brigaud F., Demongodin L. – Thermal conductivity estimation in sedimentary basins. *Tectonophysics*, vol. 244, 167-174, 1995
102. Vierira G. T., Mora C., Ramos M. – Ground temperature regimes and geomorphological implications in a Mediterranean mountain (Sierra da Estrela, Portugal). *Geomorphology*, vol. 52, 57-72, 2003
103. Vosteen H.-D., Schellschmidt R. – Influence of temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different types of rock. *Physics and Chemistry of the Earth*, vol. 28, 499-509, 2003

104. Wanatabe K., Mizoguchi M. – Amount of unfrozen water in frozen porous media saturated with solution. *Cold Regions Science and Technology*, vol. 34, 103-110, 2002
105. Wiłun Z. – Wpływ mrozu na grunty. [w:] Zarys geotechniki, 393-416, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa, 2001
106. Wu Q., Liu Y.- Ground temperature monitoring and its recent change in Qinghai – Tibet Plateau. *Cold Regions Science and Technology*, vol. 38, 85-92, 2004
107. Wu Q., Shi B., Fang H-Y. – Engineering geological characteristic and processes of permafrost along the Qinghai – Xizang (Tibet) Highway. *Engineering Geology*, vol. 68, 387-396, 2003
108. Zarling J.P, Braley W.A., Pelz C. – The modified Berggren method – a review. Proceeding of the 5th International Conference “Cold Regions Engineering”, 262-273, St. Paul, Minnesota, 1989
109. Zhang T., Osterkamp T.E. – Consideration in determining thermal diffusivity from temperature time series using finite difference methods, *Cold Regions Science and Technology*, vol. 23, 333-341, 1995