

土の凍結に伴う
水分・熱・溶質の移動現象
に関する研究

Water, Heat and Salt Transport
in Freezing Soils

1990年11月

三雲大学生物資源学部

海 口 勝

①

土の凍結に伴う
水分・熱・溶質の移動現象
に関する研究

Water, Heat and Salt Transport
in Freezing Soils

1990年11月

三重大学生物資源学部

溝口 勝

まえがき

土の凍結の問題は現象そのものが非常に興味深いものであるため、ややもすると理論だけが先走りする傾向が指摘されている。これは、一部の研究者の間ではトウニョウ病に引っかけ「凍上病」と言われている。この病気に感染すると、とりつかれたように自己の理論を展開したくなる。逆にいうと、それだけ土の凍結現象には研究者を魅了するさまざまなテーマが隠されているといえる。実のところ、筆者も随分この病に悩まされてきた。ことあるごとに、中野政詩先生をはじめ多くの方々に注射はされたにも拘らず、なかなか治癒せず、この研究テーマに取り掛かってから8年の歳月が過ぎ去った。まだまだ問題点はある。いや、今になってようやく問題点が見えてきたような気もする。しかし、ここら辺で、これまでに明らかにできた事柄を取りまとめ、世に問うことも自分に課せられた責務ではないかと思い、この小論をしたためた。

平成2年11月

溝口 勝

目次

第1章 序論	1
1. 1 研究の意義	1
1. 2 土の凍結と移動現象に関する研究	2
1. 3 本研究の目的と構成	8
第2章 凍結下の土壌水の性質	12
2. 1 はじめに	12
2. 2 土中水のポテンシャル	12
2. 3 土中水の圧力	15
2. 4 土中における不凍水と氷の平衡	17
2. 5 土中水のマトリックポテンシャル	18
2. 6 土の凍結と土中水の移動方向	20
2. 7 まとめ	21
第3章 土の凍結に伴う移動現象の観察	22
3. 1 飽和混合物の凍結現象	23
3. 1. 1 はじめに	23
3. 1. 2 実験方法	23
3. 1. 3 実験結果と考察	25
3. 1. 4 まとめ	33

3. 2	上面空冷による凍結過程の移動現象	34
3. 2. 1	はじめに	34
3. 2. 2	実験方法	34
3. 2. 3	実験結果と考察	39
3. 2. 4	まとめ	49
3. 3	上面直冷による凍結過程の移動現象	51
3. 3. 1	はじめに	51
3. 3. 2	実験方法	51
3. 3. 3	実験結果と考察	57
3. 3. 4	まとめ	64
3. 4	土の凍結における塩分の影響	65
3. 4. 1	はじめに	65
3. 4. 2	実験方法	65
3. 4. 3	実験結果と考察	66
3. 4. 4	まとめ	79
3. 5	土の凍結における水蒸気移動の効果	80
3. 5. 1	はじめに	80
3. 5. 2	実験方法	80
3. 5. 3	実験結果と考察	82
3. 5. 4	まとめ	85
第4章	土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動方程式	86
4. 1	はじめに	86
4. 2	水分の移動方程式	86
4. 3	熱の移動方程式	89

4. 4	溶質の移動方程式	91
4. 5	土の凍結に伴う水分・熱・溶質移動の関連	93
4. 6	まとめ	96
第5章	土の凍結に伴う移動現象に関わる物性	97
5. 1	土の基本物性	97
5. 2	水分移動物性	99
5. 2. 1	未凍土の水分特性と不飽和透水係数	99
5. 2. 2	凍土の水分特性	101
5. 2. 3	凍土の不飽和透水係数	105
5. 3	熱移動物性	108
5. 3. 1	凍土の体積熱容量	108
5. 3. 2	凍土の温度伝導率	109
5. 3. 3	凍土の熱伝導率	118
5. 4	溶質移動物性	127
第6章	土の凍結に伴う移動現象の数値解析	129
6. 1	数値解析の方法	129
6. 1. 1	差分方程式	129
6. 1. 2	凍結量の推定	132
6. 1. 3	数値解析の手順	133
6. 1. 4	数値解析の適合性	138
6. 2	各種パラメータの推定	142
6. 2. 1	熱伝導率の補正係数	142
6. 2. 2	熱伝達率	142

6. 2. 3	物質伝達率	147
6. 2. 4	分散係数の実験定数	148
6. 3	上面直冷の凍結に伴う移動現象の解析	149
6. 3. 1	計算条件	149
6. 3. 2	温度分布	151
6. 3. 3	水分分布	151
6. 3. 4	塩分分布	154
6. 4	上面空冷の凍結に伴う移動現象の解析	156
6. 4. 1	計算条件	156
6. 4. 2	温度変化	156
6. 4. 3	水分分布	163
6. 4. 4	塩分分布	166
6. 5	凍結条件が水分・熱・溶質移動に与える影響予測	167
6. 5. 1	初期水分量の影響	167
6. 5. 2	表面境界温度の影響	171
6. 5. 3	初期塩分量の影響	171
6. 6	まとめ	178

第7章	結論	179
-----	----	-----

SUMMARY	184
---------	-----

記号	188
----	-----

プログラム	191
-------	-----

文献	203
----	-----

謝辞	208
----	-----

第1章 序論

1. 1 研究の意義

土は生きている。土は降雨や日射、荷重など様々な環境の変化という刺激を受けると、それに反応して平衡状態へ向かおうとする。降雨により土壌水分の平衡が崩れるとそこに水分の移動が発生し、日射により地表面の温度が変化すればそこに熱の移動が生じ、そして化学肥料の投入などにより土壌中の化学物質の濃度差が生じればそこに化学物質の移動が起こる。そして、水分・温度・化学物質濃度が同時に変化を受けるような場合には、最も効率よくエントロピーを増大させるように水分・熱・化学物質が相互に関係しながら移動する¹⁾。

これまで、土壌中の水分移動論は Darcyの飽和水分移動論に始まり、Richards型の不飽和水分移動論へと発展してきた²⁾。これらの水分移動論は等温・均一系を対象とし、水分・熱・溶質の相互に関係した移動のうち水分移動だけに着目したものである。しかし最近、こうした単一の水分移動論では説明しきれない現象がいくつか報告されている³⁾。それは、水分と熱、水分と化学物質、あるいは水分・熱・化学物質といった複合的な移動現象である。土の凍結はその典型的な例の一つである。すなわち、土壌表面が寒冷という刺激を受けると、土壌は水分・熱・溶質の移動、さらには土壌水の凍結という形でその刺激に対抗しようとする。

土の凍結は土壌水の移動を誘起し、凍上と呼ばれる土の体積膨張を引き起こす⁴⁾。このため土の凍結に関する研究は、従来より寒冷地における道路の舗装面の破壊、建物の倒壊、線路の浮き上がり、植物根の切断

などといった凍上被害の克服を目的とし、凍上過程の水分移動と熱移動について展開されてきた⁵⁾。しかし最近では、こうした凍上被害に加えて、凍土の融解時期の融解水によってもたらされる表土からの養分流失とそれに伴う河川や淡水湖の富栄養化などの環境問題⁶⁾、融雪剤として使用される化学物質と道路の凍上の関連性⁷⁾、凍結工法の塩分含有地盤への応用⁸⁾⁹⁾など、土の凍結と溶質に関する新たな問題が生まれてきた。こうした土の凍結と溶質に関する課題に応えるためには、土の凍結に伴う水分と熱の移動に加えて溶質の移動も予測することが望まれる。

土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動は、土壌という生きものにしてみれば寒冷という刺激に対する単純な反応であるに過ぎない。しかし、我々人間から見ると、水分・熱・溶質それぞれの移動と土壌水の相変化が連結された極めて複雑な現象であり、そのメカニズムを未だ理解できずにいる。そこで本研究では、こうした土の一つの挙動を理解するために土の凍結を水分・熱・溶質の同時移動現象として捉え、室内実験により不飽和土壌中におけるこれらの移動現象を観察した。そして、これらの移動に関連する土の物性と凍土中の不凍水の性質に着目することで土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動機構の解明を試みた。

1. 2 土の凍結と移動現象に関する研究

(1) 土の凍結に関する実験的研究

土の凍結において未凍土側の水分は凍土側へ移動する。この水分移動現象が研究されるようになったのは、Taber¹⁰⁾(1930)が水の代わりにベンゼンなどの収縮性の液体を使っても凍上が起こることを実験的に示し

たことに端を発する。それ以来、土の凍結に伴う土壌水の移動は凍上機構の解明の本質的な課題として注目されるようになった。しかし、この時期の研究は主に道路の凍上対策を目的として行われ、土質との関連で定性的に凍上性の判定基準が示されただけで、水分移動のメカニズムまでは立ち入っていなかった⁴⁾。

こうした土の凍結に伴う水分移動に対して、Everret¹¹⁾(1961)は熱力学の理論に立脚し、初めて機構論的な説明を与えた。この理論は水分移動の駆動力を土の間隙径と氷-水の界面エネルギーによって表現しているために、毛管力理論と呼ばれる。その後、この理論を検証するために数々の実験的研究が精力的に行われ、この理論の適用限界が示されたが、その反面、土の凍結に関して画期的な事実が判明してきた。凍土中の不凍水の存在とその移動に関する現象である。

Dirksen and Miller¹²⁾(1966)は破壊法を用いて、両端面一定の温度条件下で土の凍結過程の水分変化を測定し、含水比が凍土中で増加し、未凍土中で減少することを明らかにした。また、Hoekstra¹³⁾(1967)もガンマー線水分計を用いて凍土中の水分移動を連続的に測定し、不凍水移動の事実を証明した。これらの実験結果は、氷が凍結前線でのみ成長するとしていた毛管力理論では説明できない新しい知見であった。Hoekstraは凍土中におけるこの不凍水移動の駆動力を水の化学ポテンシャル勾配によるものと考えた¹⁴⁾。この考え方は、現在でも凍土中の水分移動に関する研究の底流をなすものである。

凍土中の不凍水の存在は、早くから Beskow¹⁵⁾(1932)が指摘していた。また、Schofield¹⁶⁾(1935)や Edlefsen and Anderson¹⁷⁾(1943)は土壌水を熱力学的に考察し、不凍水に関する基礎的な知見を与えていた。こうした理論的な背景の基に、Williams¹⁸⁾(1964)は熱量計により土の

不凍水分量を直接測定し、その温度依存性を明らかにした。また、Lowら¹⁹⁾(1968)やAndersonら²⁰⁾(1973)は、不凍水が温度の低下と共に減少することを理論的に求め、それが実測値と一致することを示した。こうした不凍水量の温度依存性は、その後、NMR²¹⁾、TDR法²²⁾などの新しい測定法によって詳細に検討された。このような不凍水の性質は熱の移動が土の凍結に伴う水分移動に深く関係していることを意味し、その後の土中の水分移動現象の解明に重要な役割を果たした。

不凍水の性質は溶質の存在によっても変化する。すなわち、不凍水中の溶質は凝固点降下をもたらし、不凍水量と温度の関係に大きな影響を与える。Caryら²³⁾(1979)は冬期間の野外の土壌で、土の凍結によって溶質も移動することを観測した。また、彼らは室内実験で凍土中での各種イオンの移動を測定し、溶質の存在は凍上を抑制すると同時に、水の浸透を増加させる効果があることを示唆した²⁴⁾。これらの事実は、土の凍結に伴う溶質の移動が水分の移動に重大な影響を及ぼすことを意味するものであった。

ところで凍上の現象に関して、荷重がある場合には凍上量は抑制されることが知られていた。すなわち、土の凍結過程では荷重によって水分の移動が抑えられる。こうした荷重下における土の凍結過程の水分移動に関して、高志ら⁴⁾²⁵⁾(1971)は、飽和土中の水分移動速度が凍上圧と温度勾配によって変化することを実験的に示した。この実験は飽和条件に限られているものの、土の凍結に伴う水分移動が荷重圧の影響を受けることを裏付けるものであり、凍土中に存在する不凍水の性質を力学的な側面から考察する上で重要である。

以上のようにこれまでの実験的研究により、土の凍結に伴う水分移動における不凍水の重要性が認識され、その温度依存性について明らかに

された。しかし溶質や圧力の影響に対する不凍水の性質については未だ十分に検討されていない。土の凍結に伴う水分移動のメカニズムを解明するためには、こうした不凍水の性質に着目しつつ、水分の移動と同時に熱の移動と溶質の移動の実態を実験的に把握し、それぞれの移動の相互関係を明らかにすることが必要であると考えられる。

(2) 土の凍結に関する理論的研究

土の凍結に伴う水分移動は凍上機構解明の最重要課題として研究され、その移動に関する様々な理論が提案されてきた。しかし、この水分移動には相変化、熱移動、溶質移動そして飽和状態では土の体積変化といった個々の問題が極めて複雑に絡み合っているために、その機構を十分に説明しうる理論は現在でも確立されていない。以下では、実験的研究を背景として生まれた土の凍結に伴う水分移動に関する代表的な理論を整理しておく。

① 熱と水の結合流れモデル

(coupled heat and moisture transfer model)

Harlan²⁶⁾(1973)は、凍土中に存在する氷を土粒子と同じ幾何形状をとると仮定し、凍土中の不凍水移動を未凍土中の不飽和水分移動と同じものと見なすことで、凍土・未凍土の連続系に Darcy 則を適用するモデルを提案した。このモデルでは、凍土中の不凍水分量を温度の一価関数として与えることで水分移動と熱移動の2つの方程式を連立させた。このモデルは、ガンマー線水分計を用いた実験結果²⁷⁾とコンピュータ・シミュレーションの比較により、凍上が生じるまでの水分移動に対してはその妥当性が検証された²⁷⁾²⁸⁾²⁹⁾³⁰⁾。しかし、これらのシミュレーションでは、モデル中の移動係数(凍土の透水係数、熱伝導率、水分特性

など)の十分な検討が要求され、その決定方法に問題点を残している。また、このモデルは熱と水分の移動を扱ったものであり、溶質の移動を予測することはできない。

②復氷理論 (Secondary frost heaving theory)

Miller³¹⁾(1980)は凍上現象の発生機構を説明するために、凍土中の温度勾配と土粒子間の有効応力に着目し、復氷現象による水分移動理論を提唱した。この理論は、土中水の凍結と融解の繰り返しによって、アイスレンズの生成とその過程の水分移動を予測するものである。ただし、この理論では凍上に寄与する有効応力の決定方法が明確にされていない。また、この理論は飽和土を対象とした凍上の現象を説明するものではあるが、凍結に伴う不飽和土中の水分移動については言及されていない。さらには、溶質の移動を無視しているために溶質を含む土の凍上現象を説明することはできない。

③吸着力理論 (Adsorption force theory)

Takagi³²⁾(1980)は土中水の凍結過程を、不凍水が凍結する析出水結と間隙水が凍結する単純水結に分類し、凍上過程の水分移動は析出水結による不凍水の減少を間隙水が補う形で起こるとした。すなわち、土の凍結に伴う水分移動はもともと平衡状態にあった不凍水が氷の析出による外乱を受け、その変化を阻止する方向に生じるという説明をした。そのための前提として、不凍水は液状でありながら荷重を支えることのできる固体的応力を持つことを仮定した。この理論は定性的にはル・シャトリエの法則に基づくものであり⁴⁾、飽和・不飽和に関わりなく凍結過程の水分移動を扱うことができる。しかし、不凍水がなぜ固体的応力を持ちながら水を引き寄せるとか、不凍水の性質に関する理論的な根拠については明確な説明がされていない。

こうした不凍水の性質に関連して、Iwata³³⁾(1980)は土の凍結過程の水分移動において、不凍水の化学ポテンシャルを規定する各状態量の重要度を評価した。その結果、土の凍結過程の水分移動では土中の温度勾配が重要な役割を果たしていることを示唆した。

④非平衡熱力学理論 (Irreversible thermodynamics theory)

一般に、土壤中の水分と熱の同時移動を扱う場合には Darcyの法則と Fourierの法則を連立させるという方法がとられることが多い。たとえば、不飽和未凍土中の移動を扱った Philip and de Vries³⁴⁾(1958)の理論、また前述した Harlanのモデル²⁶⁾はこのアプローチである。これに対して、土壤中の移動現象ではもともと各種の移動が相互に関連しながら複合的に起きるものとして、それぞれの移動式を各種の駆動力の線形和で表現するアプローチがある。これは、エントロピーの法則を出発点とした非平衡熱力学の理論³⁵⁾³⁶⁾に立脚している。Cary and Taylor³⁷⁾(1962)は不飽和未凍土に対してこれを適用し、Kay and Groenevelt³⁸⁾(1974)は不飽和凍土中の水分と熱の移動にこの方法の適用を試みた。

非平衡熱力学の土壌物理への適用は土壌中の移動現象を統一的に表現できるという点で美しく、魅力的ではある。しかし、具体的に現象係数を決定するためには、結局は個々の移動機構の物理的な説明が必須条件となる³⁹⁾。Forland⁴⁰⁾(1989)は凍上過程の凍上圧と温度の關係に着目して、非平衡熱力学を用いて凍土中のアイスレンズの生長を説明した。しかし、現在のところ、土の凍結の移動現象に関する力学的なアプローチと熱力学的なアプローチとの相互の關係が十分に整理されていないために、こうした非平衡熱力学理論に基づく水分移動論はまだ一般的には受け入れられていない状況にある。

以上、これまでの理論的な研究では、土の凍結に伴う水分と熱の移動

を扱った理論はあるものの、溶質の移動も説明できる理論は現在のところほとんどないことがわかる。現状で望まれる理論は土の凍結に伴う水分と熱の移動に加えて溶質の移動も同時に予測できるものであると考えられる。

1. 3 本研究の目的と構成

これまでの研究を実験と理論の両面から検討すると、土の凍結に伴う移動現象を解明するために重要な着目点は、現在のところ次の2点であると考えられる。

①凍土中の水分移動を支配する不凍水の性質の検討

②土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動の実測とその相互関係の把握

すなわち、不凍水の温度・濃度・圧力依存性に関する理論的な検討、および土の凍結において熱・溶質移動が水分移動に与える影響などの実験的な検討が十分でないために、飽和・不飽和に関わりなく、土の凍結に伴う移動現象を物理的に説明できる理論が確立されていないものと思われる。このような現状を打破するためには、凍土中の水分移動に関わる不凍水の性質を明確にすると同時に、適正な実験条件下で土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動を丹念に実測し、それらの相互関係を明らかにすることが必要である。

そこで本研究では、不飽和土を対象として土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動とそれらの相互関係を実験的に把握し、不凍水の性質に着目しつつそれらの移動現象を明らかにすることを目的とする。

そのために、本研究では、理論、実験、物性、解析の4つの事項について検討してゆく。それらの具体的な目標は以下の通りである。

①理論： 土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動現象を理論的に明らかにする。その中で、凍土中の不凍水の性質を熱力学的に考察し、水分移動の駆動力成分を明らかにする。そして、土の凍結に伴う凍土中と未凍土中における水分・熱・溶質の移動を定式化する。

②実験： 不飽和土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動を実験的に把握し、その特徴を整理する。特に、熱や溶質が水分移動に与える影響、水蒸気移動の影響などの各々の移動の相互関係について調べる。

③物性： 土の凍結に伴う移動現象に関わる移動物性値を把握する。すなわち凍土、未凍土の水分特性・不飽和透水係数、熱伝導率、分散係数について検討する。

④解析： 物理的な移動モデルにより実験結果を再現し、凍結に伴う移動現象の特徴について考察する。

本論文は7章より構成される。以下に本論文の内容を略述する。

第1章では、研究の意義を述べると共に、土の凍結と移動現象に関する研究の歴史を実験面と理論面に分けて総括し、不凍水の性質に関する研究の必要性和土の凍結に伴う水分・熱・溶質の同時移動に関する実験的研究の必要性を述べた。そして、本研究の目的を設定した。

第2章では、土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動において重要な働きをする不凍水の性質を化学熱力学の理論に基づいて考察する。すなわち、凍土中の不凍水と水の平衡を考えることにより、不凍水のポテンシャルを誘導し、溶質と圧力が存在する場合の不凍水移動の駆動力成分を明らかにする。その中で、凍結過程の凍土中の水分移動の駆動力が温度勾配、水圧勾配、浸透圧勾配の線形和で近似的に表され、溶質を含まず、凍上のない不飽和土の場合には、その駆動力が温度勾配に比例すること

を理論的に示す。

第3章では、土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動を実験的に明らかにし、その特徴を整理する。まず、3. 1では、試作した凍結実験装置を用いて、メチルオレンジ溶液、寒天、ガラスビーズ、ベントナイト、砂の飽和混合物を一次元的に凍結させ、凍結様式の観察と温度分布の測定を行い、凍結に伴う溶質の排除と熱移動について考察する。3. 2では、不飽和砂壤土の上面を空冷で凍結させ、その過程の水分・熱・溶質の移動を測定し、これらの移動に及ぼす初期水分量、凍結温度の影響を観察する。次に3. 3では、上部境界条件の扱いを容易にするために、試料上面を直接冷却で凍結させ、その過程の水分・熱・溶質の移動の特徴を整理する。さらに、3. 4では濃度の異なる塩分混入土の凍結過程の水分移動を調べ、塩分が水分移動に及ぼす影響を実験的に示す。そして、3. 5では液状水の連続性を切断した土コラムを凍結させ、その水分移動特性を調べることにより土の凍結における水蒸気移動の効果を評価する。

第4章では、第3章の実験結果に基づいて土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動の方程式を誘導する。これらの方程式は、凍土・未凍土それぞれの移動物性値（水分特性、不飽和透水係数、熱伝導率、体積熱容量、分散係数）を用いて定式化される。未凍土中ではこれらの方程式は各々独立したもので与えられるが、凍土中では各方程式に相変化の項が加わり、不凍水分量と温度・溶液濃度の関係を表す状態方程式によって各々の移動方程式が連結される。

第5章では、移動現象に関与する移動物性値について述べる。まず、5. 1では本実験で用いた試料の基本物性を示す。5. 2では凍土の水分特性としての不凍水分量曲線と、凍土の透水係数について検討する。

5. 3では凍土の熱物性値について述べる。ここでは凍土の温度伝導率を測定し、凍土の熱伝導率の推定モデルを提案する。さらに、5. 4では溶質移動の物性値として分散係数について触れる。

第6章では、第4章の移動方程式を差分式に展開し、土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動の数値解析を行う。ここでは第3章の実験結果を再現し、初期水分量・凍結温度・初期塩分量などの凍結条件が土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動に及ぼす影響について検討する。

第7章では、本研究の成果を述べる。すなわち、不凍水に関する熱力学的な考察によって凍土中の水分移動の駆動力成分を明らかにできたこと、土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動現象の実態を実験的に解明できたこと、さらには、実測あるいは推定した土の諸物性を用いると物理的な移動モデルによって土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動現象がほぼ予測できることを述べる。

第2章 凍結下の土壌水の性質

2. 1 はじめに

凍土中には不凍水が存在し、その量は温度の低下と共に減少するといわれる¹⁹⁾²⁰⁾。この不凍水の存在は、土粒子表面の吸着力により土中水の化学ポテンシャルが低下するため⁴¹⁾とされ、溶質や圧力が存在する場合にはその量に変化することが知られている。凍土中における不凍水の存在形態の概念図をFig.2-1に示す。この不凍水は土の凍結過程で、凍土中を移動し、凍結に伴う土中全体の水分の移動に加えて熱や溶質の移動においてもきわめて重要な働きをする。しかし、不凍水移動の駆動力は化学ポテンシャル勾配あるいは圧力勾配であるとされているものの、そのポテンシャルの性質については明確な理論づけがされていない。そこで、本章では、凍土中に共存する不凍水と氷の平衡を考え、溶質と圧力(凍上圧)の存在する一般的な条件下での不凍水のポテンシャルを誘導し、凍土中の水分移動の駆動力となる不凍水のマトリックポテンシャルの性質について論じる。

2. 2 土中水のポテンシャル

土中水の全ポテンシャルは、「基準高さの大気圧と平衡している純水の貯留槽から無限小の水量を取り出し、対象とする土中水へ等温可逆的に移動させるのに必要な、純水単位量当りの仕事量」と定義され⁴²⁾、次式で表される。

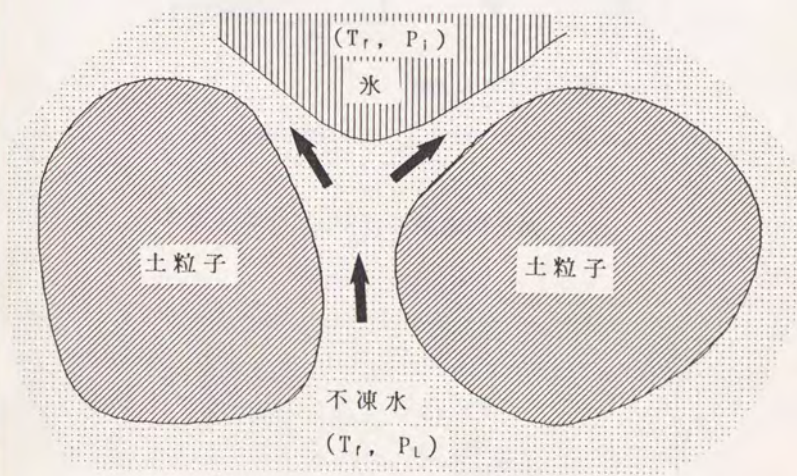


Fig.2-1 不凍水と氷の平衡 (概念図)

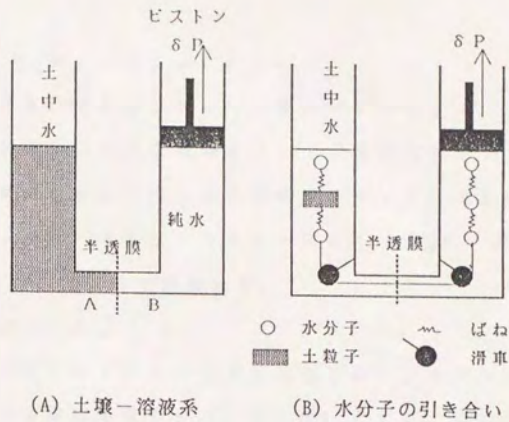


Fig. 2-2 土中水と純水の平衡

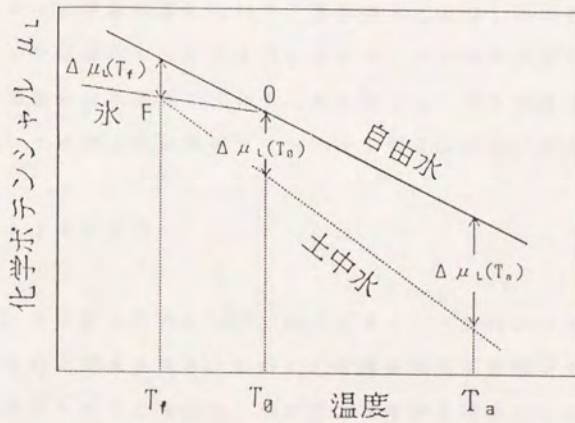


Fig. 2-3 水の化学ポテンシャルの温度依存性

O : 自由水と氷の平衡点 (標準状態)

F : 土中水と氷の平衡点

$$\phi = \phi_0 + (\Delta\mu)_T \quad (2.1)$$

ϕ , ϕ_0 はそれぞれ全ポテンシャル, 重力ポテンシャル、 $(\Delta\mu)_T$ は土中水と温度が等しい純水を基準とした土中水の化学ポテンシャル (土中水の化学ポテンシャル - 純水の化学ポテンシャル) である。土中水の化学ポテンシャルは、マトリックポテンシャル (ϕ_m)、浸透ポテンシャル (ϕ_o) を用いると次式で表わせる。

$$\Delta\mu = \phi_m + \phi_o \quad (2.2)$$

通常、化学ポテンシャルの単位はモル当りのエネルギーとして定義されるが、ここでは単位質量当りのエネルギーとする。このとき土中水の化学ポテンシャルは、吸引法、圧板・圧膜法、サイクロメータ法、蒸気圧法などを用いて、等温状態で土中水と平衡する純水の化学ポテンシャルから求められる。たとえば蒸気圧法では、ある温度の不飽和水蒸気と不飽和土中水の平衡状態において、理想気体と見なした水蒸気の化学ポテンシャルを示標にして土中水の化学ポテンシャルが決定される。同様に凍土の場合には水蒸気の代わりに氷に着目し、ある温度と圧力下の氷を示標にして不凍水の化学ポテンシャルを知ることができる。

2. 3 土中水の圧力

ここで、土中水の圧力について述べておく。一般的に、圧力は単位面積あたりの力と定義される。しかし、等温条件で不飽和の土中水や溶液中の水を対象にするときには、水の圧力を単位体積あたりのポテンシャルエネルギーと解釈した方がわかり易い。たとえば、半透膜で仕切られた溶液 - 純水系では、浸透圧 Π のために純水側を圧力 Π で吸引したときに力学的な平衡が保たれるが、これはミクロにみれば溶液中の水の配向

構造が溶質の存在によって変化し、溶液中の水1分子あたりのポテンシャルエネルギーと吸引された純水のポテンシャルエネルギーが等しいことを意味する。

同様に、溶液-純水系を土壌-純水系に置き換えれば、半透膜を介した土中水は δP で吸引された純水と力学的に平衡する。(Fig. 2-2 (A))

この平衡状態は微視的には Fig. 2-2(B) のような水分子の綱引き状態と考えることができよう。これは、土粒子表面の影響によりポテンシャルエネルギーが低下している土中の水分子と、ピストンで吸引された純水中の水分子が力学的に釣り合うことを示している。このように土中水の圧力を単位体積あたりのポテンシャルエネルギーとして定義しておく、一般的な土中水の化学ポテンシャルは温度と圧力だけの関数として表現され、しかも等温条件では化学ポテンシャルと圧力を1:1に対応させることができる。すなわち、大気圧下の純水を基準とした一般的な土中水の化学ポテンシャルは次式で表される。

$$\Delta \mu = -s_L \Delta T + v_L \Delta P_L \quad (2.3)$$

ここで、 s_L および v_L はそれぞれ水の比エントロピーおよび比容積、 ΔP_L および ΔT はそれぞれ大気圧を基準にした土中水の圧力および0°C基準の温度(摂氏温度)である。等温条件では(2.3)式は次式となる。

$$\Delta \mu = v_L \Delta P_L \quad (2.4)$$

この関係を用いて、(2.2)式を圧力の形式で表現すると次式となる。

$$\Delta P_L = \Delta P_m - \Pi \quad (2.5)$$

ここで、 ΔP_m は圧力で表現したマトリックポテンシャル(マイナス)、 Π は浸透圧(プラス)である。ただし、希薄溶液では浸透圧は溶質濃度に比例し次式で表される⁴³⁾。

$$\Pi = i C_H R T \quad (2.6)$$

ここで、 C_H は溶液濃度 (mol m^{-3})、 R は気体定数 ($\text{J mol}^{-1}\text{K}^{-1}$)、 i はvan't Hoff 係数である。

2. 4 土中における不凍水と氷の平衡

一定圧力下で、純水の液相（液状水）と固相（氷）の化学ポテンシャルの温度依存性は Fig. 2-3 のように表される⁴⁴⁾。この図は、通常、 0°C 以下では液状水よりも氷の化学ポテンシャルの方が低いため純水は氷の状態 で存在し、逆に 0°C 以上では液状水の方が氷よりも化学ポテンシャルが低いために液状水の状態 で存在することを示す。標準状態では、氷と液状水の化学ポテンシャルは等しく液状水と氷とが共存し、次の平衡条件を満たす。

$$\mu_L(T_0, P_0) = \mu_i(T_0, P_0) \quad (2.7)$$

ここで、 μ は水の化学ポテンシャル、添字 L, i はそれぞれ液状水、氷を表す。また、 T_0, P_0 はそれぞれ標準状態 (0°C 、 1 気圧)の温度と圧力である。

一方、凍土中において、温度 T_f 、不凍水の圧力 P_L 、氷の圧力 P_i の状態 で不凍水と氷が平衡している場合、不凍水と氷の平衡条件は次式で表される。

$$\mu_L(T_f, P_L) = \mu_i(T_f, P_i) \quad (2.8)$$

ここで、標準状態の化学ポテンシャルを基準にとり、(2.3)式を用いると、不凍水および氷の化学ポテンシャルはそれぞれ次式で近似できる。

$$\mu_L(T_f, P_L) = \mu_L(T_0, P_0) - s_L \Delta T_f + v_L \Delta P_L \quad (2.9)$$

$$\mu_i(T_f, P_i) = \mu_i(T_0, P_0) - s_i \Delta T_f + v_i \Delta P_i \quad (2.10)$$

ここで、 s_i および v_i はそれぞれ氷の比エントロピーおよび比容積で

ある。これらの式を平衡条件式(2.8)に代入し、純水の平衡条件式(2.7)を用いると、凍土中の氷と水に関する次の Clausius-Clapeyron 式 が得られる。

$$v_L \Delta P_L = (s_L - s_i) \Delta T_r + v_i \Delta P_i \quad (2.11)$$

この式は凍土中の水の化学ポテンシャルが温度と氷圧によって決まることを示す。この式を圧力形式で表すと次式となる。

$$\Delta P_L = (\Delta \dagger s / v_L) \Delta T_r + (v_i / v_L) \Delta P_i \quad (2.12)$$

ここで、 $\Delta \dagger s$ は液状水と氷の比エントロピー差である。この式で、右辺の ΔT_r と ΔP_i の係数も厳密には温度と圧力の関数となるが、近似的にこれらを一定と仮定すると、さらに簡略化された式を得る。すなわち、

$\Delta \dagger s = \Delta \dagger h / T_0$ の関係を用い、 $\Delta \dagger h = 336 * 10^3 \text{ J kg}^{-1}$, $v_L = 10^{-3} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, $v_i = 1.1 * 10^{-3} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, $T_0 = 273.15 \text{ K}$ を代入すると、 0°C 付近では次の近似式が成り立つ。

$$\Delta P_L = 12.3 * \Delta T_r + 1.1 * \Delta P_i \quad [10^5 \text{ Pa}] \quad (2.13)$$

2. 5 土中水のマトリックポテンシャル

(2.5)式よりマトリックポテンシャルは圧力形式で次式で定義される。

$$\Delta P_m = \Delta P_L + \Pi \quad (2.14)$$

通常、未凍土におけるマトリックポテンシャルは水分特性として含水量の一価関数で与えられる⁴⁵⁾。それに対して凍土におけるマトリックポテンシャルは、(2.13)式を(2.14)式に代入して次式で表される。

$$\Delta P_m = 12.3 * \Delta T_r + 1.1 * \Delta P_i + \Pi \quad [10^5 \text{ Pa}] \quad (2.15)$$

この式は、凍土のマトリックポテンシャルが温度、氷圧および浸透圧によって決定されることを示し、凍結の状況に応じて次のように簡略化

される。

(1) $\Delta P_i = 0$ の場合

凍上が起こらない不飽和土の凍結で、凍土間隙中の氷が大気圧に等しいと仮定できる場合には、 $\Delta P_i = 0$ と考えられる。このとき、(2.15)式は次式のように書ける。

$$\Delta P_m = 12.3 * \Delta T_f + \Pi \quad [10^5 \text{ Pa}] \quad (2.16)$$

この式は、不凍水のマトリックポテンシャルが温度と浸透圧の成分の和で表され、溶質を含まない場合には不凍水のマトリックポテンシャルが凝固点降下度に比例することを示す。この式によると、溶質を含まないとき、 -1°C の凍土中に存在する不凍水は $12.3 \times 10^5 \text{ Pa}$ (12.3 bar) の圧力で土粒子に吸引されていることになる。この状態のマトリックサクションを水頭 (cmH₂O) で表示し、pFに換算すると、次の関係が得られる。

$$pF = 4.1 + \log |\Delta T_f| \quad (2.17)$$

これは、Schofield の式¹⁶⁾と呼ばれ、 $|\Delta T_f|$ が小さい範囲で成立する。この式に対して、Low ら¹⁹⁾ (1968) はエンタルピーの温度依存性を考慮し、 $|\Delta T_f|$ が大きい場合の修正式を誘導した。

(2.16)式を ΔT_f について解くと、土中水の凝固点降下度の式が得られる。

$$\Delta T_f = 0.081 \times 10^{-5} * \Delta P_m - 1.86 * i * C_m \quad (2.18)$$

ここで、右辺第1項はマトリックポテンシャルによる凝固点降下度、右辺第2項は溶質による凝固点降下度を表す。ただし、 C_m は重量モル濃度 (mol kg^{-1}) である。この式は、土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動の数値解析を行うときに、凍土中の不凍水分量、温度、溶質濃度の関係を規定する状態方程式として重要である。

(2) $\Delta P_m = 0$ の場合

$\Delta P_m = 0$ では凍結に伴う水分移動が停止し、(2.15)式は最大凍上圧と凍結温度の関係を与える。

$$\Delta P_i = -11.2 \cdot \Delta T_f - 0.9 \cdot \Pi \quad [10^5 \text{ Pa}] \quad (2.19)$$

この式は、溶質を含まないときには最大凍上圧が温度に比例し、溶質を含むときには凍上圧が減少することを示す。高志ら⁴⁾⁴⁶⁾は、溶質を含まない場合(2.19)式の右辺第2項がない場合)、この関係が0℃付近で成立することを実験的に示した。

(3) $\Delta P_i = \Delta P_m$ の場合

溶質を含まず、水と氷の圧力が等しい場合($\Delta P_i = \Delta P_L$)には、(2.15)式は次式で表される純水の融解曲線⁴⁴⁾となる。

$$\Delta P_m = 123 \cdot \Delta T_f \quad [10^5 \text{ Pa}] \quad (2.20)$$

2. 6 土の凍結と土中水の移動方向

土の凍結では、土中の液状水が相変化という形で局所的に減少し、その減少を補うように未凍土から凍結面に向かって水分が移動する。こうした水分移動が液状で生じる場合、この水分移動の駆動力は土中水のマトリックポテンシャル勾配であると考えられる。したがって、全節で述べた凍土中のマトリックポテンシャルの性質に着目して凍土・未凍土で土中水のマトリックポテンシャルを連続的に考えると、土の凍結過程における水分移動は次の3つのパターンで生じることが予想される。

① 不飽和土の凍結では凍土中の氷は大気圧下で単純に間隙を埋め、(2.16)式で決まるマトリックポテンシャル勾配に応じて不凍水が移動する。

凍結面の前後では凍土中の不凍水のマトリックポテンシャルが未凍土の土中水のマトリックポテンシャルよりも小さければ水分が未凍土から凍土へ移動する。

②不飽和土の凍結で間隙が水で埋め尽くされた後、あるいは飽和土の凍結では、(2.15)式に従って不凍水のマトリックポテンシャルが水の圧力分だけ増大する。凍結面の前後でこのポテンシャルが未凍土の土中水のポテンシャルよりも小さければ未凍土から凍土へ水分移動が継続する。

③凍土中の水の圧力の増加によって、水の圧力と温度の関係が(2.19)式の関係に達すると凍土中の不凍水の移動は停止する。また、凍結面の前後でマトリックポテンシャルが等しければ未凍土から凍土への水分移動は停止する。

以上のうち、本論文の以下の章で実際に対象とするのは①の場合に限られる。

2. 7 まとめ

本章では、溶質と圧力が存在する一般的な条件下における凍土中の不凍水の熱力学的性質を考察し、そのマトリックポテンシャルが温度、水圧および浸透圧の線形和で与えられることを明らかにした。これにより凍土のない不飽和土の凍結では、溶質を含まない場合そのサクションが 12.3×10^5 (Pa/°C) になり、溶質を含む場合そのサクションが低下することを示した。また本章では、一般的な土の凍結に伴う土中水のマトリックポテンシャルと水分移動の様相について述べ、凍土中のマトリックポテンシャルの性質に対する理解が不飽和土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動現象を解明する上で重要であることを示した。

第3章 土の凍結に伴う移動現象の観察

土の凍結に伴い水分と熱が移動することはこれまで数々の室内実験や野外観測によって確認されている¹²⁾¹³⁾²³⁾²⁴⁾²⁷⁾。しかし、これらのデータは、それぞれ異なる条件下で個々の移動の一局面を観察したものが多く、水分・熱そして溶質の移動を同時に、系統的に追跡したデータはほとんど見あたらない。

そこで、本章では不飽和土の凍結に伴う移動現象の実態を把握するために、適正な室内実験条件下で試料を凍結させ、土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動現象の特徴を観察した。

本章では5つの実験を行った。まず、3.1では凍結の一般的な現象を理解するために、メチルオレンジ溶液、寒天、ガラスビーズ、ベントナイト、砂の飽和混合物を一次元的に凍結させ、凍結様式の観察と温度分布の測定を行い、凍結に伴う溶質の排除と熱移動について考察した。3.2では、不飽和砂壌土の上面を空冷で凍結させ、その過程の水分・熱・溶質の移動を測定し、これらの移動に与える初期水分量、凍結温度の影響を調べた。3.3では、境界条件の扱いを容易にするために試料上面を直接冷却で凍結させ、その過程の水分と塩分の再分布の変化を測定し、水分・熱・溶質の移動の特徴を整理した。さらに、3.4では濃度の異なる塩分混入土の凍結過程の水分移動を調べ、塩分が水分移動に及ぼす影響を検討した。そして、3.5では液状水の連続性を切断した土コラムを凍結させ、土の凍結における水蒸気移動の効果を評価した。

3. 1 飽和混合物の凍結現象

3. 1. 1 はじめに

凍結は温度の低下によって生じる液相から固相への相変化の現象である。この凍結によって溶液中では熱の移動と共に溶液中から溶質が排除されることが知られている⁴⁷⁾。このような凍結に伴う熱の移動と溶質の排除の現象を一般的な問題として観察しておくことは、不飽和土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動現象を理解する上で重要である。そこでここでは、メチルオレンジ溶液、寒天、ガラスビーズ、粘土、砂の飽和混合物を上面 - 10 °C・下面 5 °C の温度条件で一次的に凍結させ、凍結様式の観察と温度分布の測定を行い、凍結による溶質の排除と熱の移動について考察した。

3. 1. 2 実験方法

(1) 実験装置

実験装置全体の概略を Fig. 3.1-1 に示す。試料容器は、内径 80mm、長さ 250mm、厚さ 4mm のアクリル製円筒で、その上部および下部はアルミ板を介して冷却槽に装着される。試料は上から下に向かって凍結する。試料中央には熱電対 E (クロメル-コンスタンタン, 0.1 mmφ) が埋設され、実験期間中の温度は、ADコンバータとコンピュータにより連続的に計測される。凍結膨張による熱電対の移動を防ぐために、熱電対は一辺 2.5 mm、長さ 250 mm のアクリル角柱に、上面から 0, 0.5, 1, 1.5, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 15, 20, 25 cm の位置に固定さ

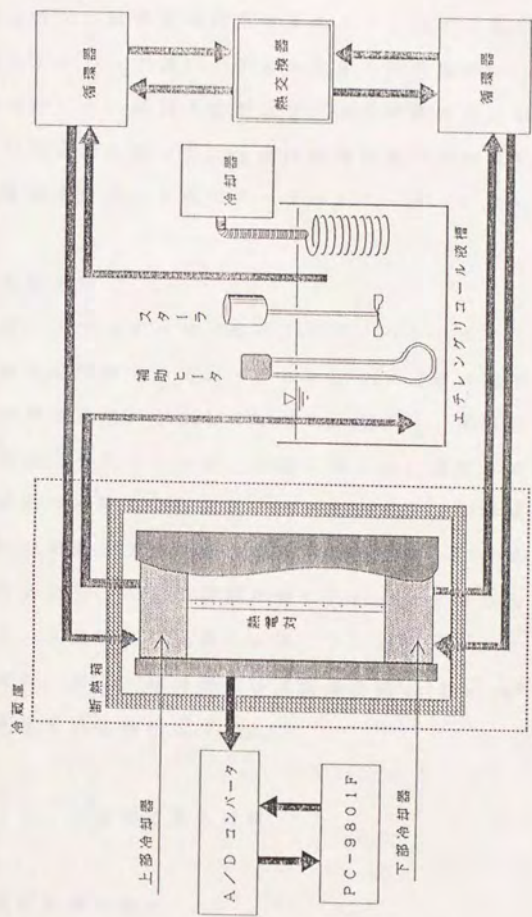


Fig. 3.1-1 実験装置の全体図

れている。また、試料容器の下部に排水口を設け、それにより地下水位を試料上面に設定すると共に凍結時の膨張圧の発生を回避した。

このような供試体の周辺をポリエステル綿で二重に巻き、厚さ5 cmの発砲スチロールで覆い、さらに全体を冷蔵庫の中へ入れて熱流の一次元性を保持した。試料上面および下面の冷却槽には不凍液を循環させ、任意の一定温度に保った。上面冷却槽の循環液の温度は、外部に設けた水槽の液温を投げ込み式のクーラーとヒーターにより制御される。

(2) 実験試料

試料は、メチルオレンジ溶液、寒天、ペントナイト、ガラスビーズ、および豊浦標準砂である。メチルオレンジ溶液は純水にメチルオレンジの粉末を適量溶かしたものである。寒天は、市販の着色料（赤色）入りの食用寒天を煮だした後、容器に流し入れ固化させた。飽和ペントナイトの試料は風乾した粉末状のペントナイト（国峰鉍化工業製、クニゲルV1）に重量比で約7倍の純水を加えて均一になるまで攪はん機で数時間練り合わせ、それを容器に流し入れた。その含水比は748%である。ガラスビーズは容器に充填した後、下方からメチルオレンジ溶液を毛管飽和させた。また、豊浦標準砂は乾燥密度 1.57g/cm^3 で充填した後、下方から純水を毛管飽和させた。

3. 1. 3 実験結果と考察

(1) 凍結状態の観察

各供試体を 5°C の冷蔵庫で24時間養生して供試体全体を均一な温度にした後、上面を -10°C 、下面を 5°C の一定温度で24時間凍結させ、

その過程における凍結の状況を観察した。

メチルオレンジ溶液の凍結の状態を Photo. 3.1-1 に示す。凍結により溶液中の溶質が下方に排除された結果、凍結部は透明になった。それに対して、寒天ゲルの凍結では Photo. 3.1-2 に示すように、凍結部はほとんど変色しなかった。これは、寒天が色素を組織中に強く保持しているためと思われる。また、メチルオレンジの溶液で飽和したガラスビーズでは、Photo. 3.1-3 に示すように凍結部が黄色から白色に変化した。凍結部分を取り出して融解させると再び黄色に戻るものが観察された。(Photo. 3.1-4) これはガラスビーズでは凍結部の溶質が未凍結部へ排除されて変色したのではなく、溶質が凍結部に残留したまま白色に変化したためである。つまり、凍結によって溶質が間隙中に濃縮され、その光学性が変化したものと考えられる。

飽和ベントナイトの凍結の状態を Photo. 3.1-5 に示す。この場合、鉛直方向にくさび形の氷が観察された。こうしたくさび形の氷は寒天においても形成されたと考えられる。すなわち、凍結した寒天を融解すると、凍結を受けた部分に束状の縦じわが観察された。(Photo. 3.1-6) これらの結果は粘土や寒天の凍結では氷と土粒子(組織)が分離され、氷晶が針状に下方へ伸びていくことを示す。こうした現象は、粘土や寒天中の水が粒子(組織)表面の影響を強く受けて、粒子表面に近いほど凍りにくくなっていることによるとと思われる。

(2) 温度分布の変化

メチルオレンジ溶液の凍結過程における温度分布を Fig. 3.1-2 に示す。凍結過程で溶液中の温度分布は表層・中間層・下層部の3領域に分かれて変化した。特に、中間層の温度は4℃であった。こうした温度分布の

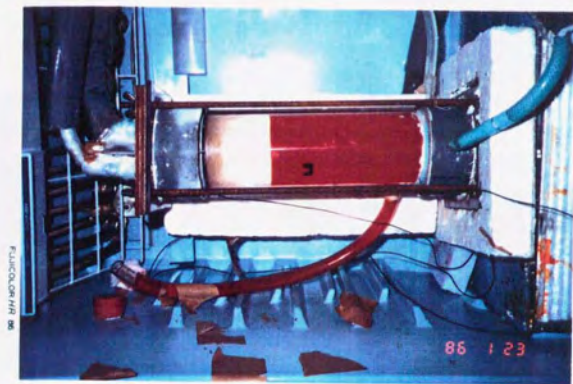


Photo. 3.1-1 メチルオレレンジ溶液の凍結

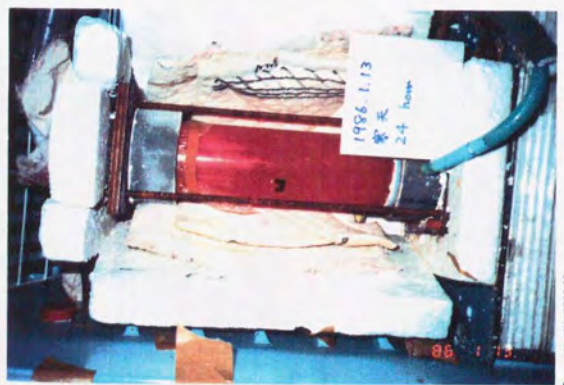


Photo. 3.1-2 寒天の凍結



Photo. 3.1-4 凍結ガラスビーズの解凍

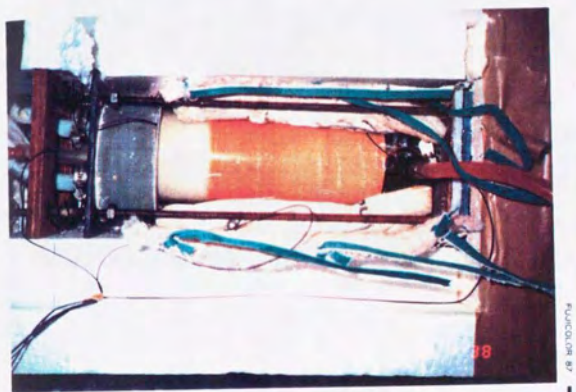


Photo. 3.1-3 ガラスビーズの凍結

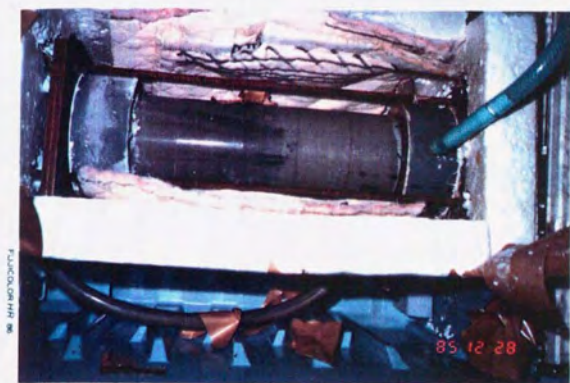


Photo. 3.1-5 ベントナイトの凍結



Photo. 3.1-6 凍結寒天の解凍

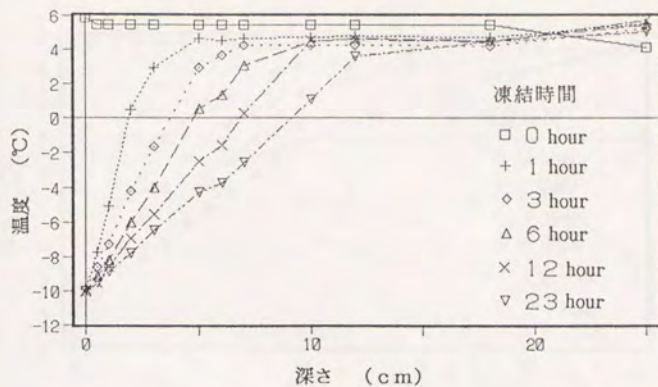


Fig. 3.1-2 凍結過程の温度分布 (メチルオレンジ溶液)

初期温度 5°C, 境界温度 -10°C, 5°C

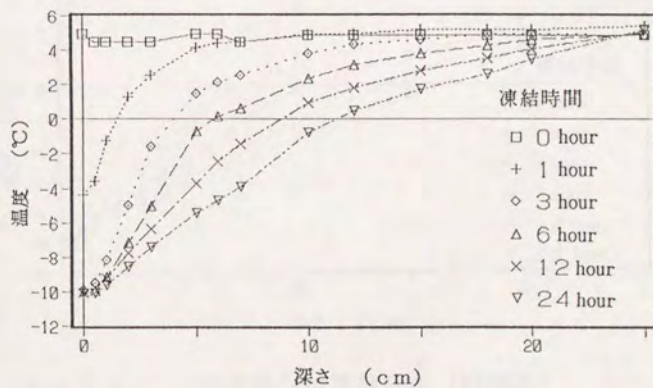


Fig. 3.1-3 凍結過程の温度分布 (寒天)

初期温度 5°C, 境界温度 -10°C, 5°C

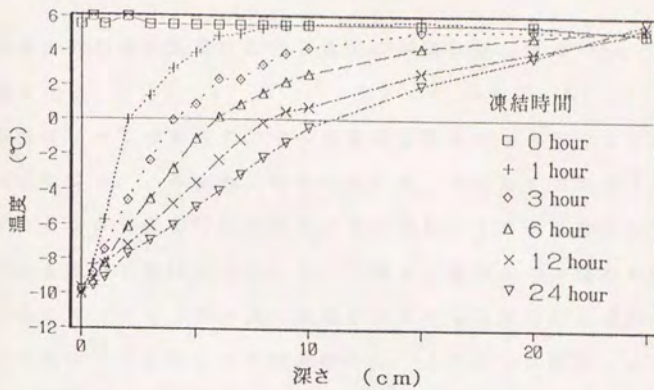


Fig. 3.1-4 凍結過程の温度分布 (ベントナイト)

初期温度 5°C, 境界温度 -10°C, 5°C

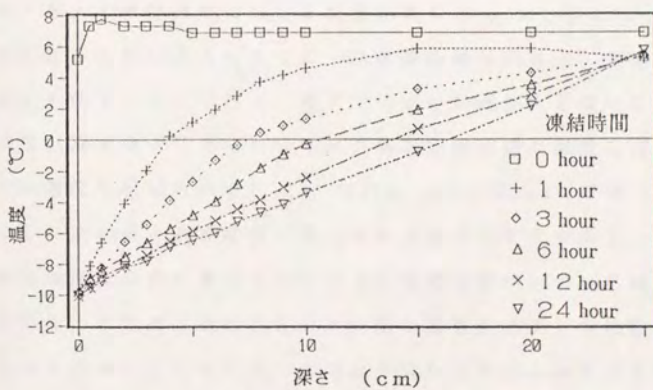


Fig. 3.1-5 凍結過程の温度分布 (標準砂)

初期温度 5°C, 境界温度 -10°C, 5°C

形成は液体の密度の温度依存性と重力の関係に着目する⁴⁸⁾と、次のように理解できる。

水の密度は4℃で最大で、その温度依存性は0～4℃では正、4℃以上では負となる。このため上面を-10℃、下面を5℃に保って凍結を開始すると、まず表面付近の水が4℃になり、その水は重力で下降する。下面付近を除いて全体が4℃になった後に、表面からの凍結が開始される。このとき、0～4℃の温度領域にある水は温度勾配と密度勾配が一致するために対流を起こさずに凍結する。このように溶液の凍結過程では、熱の移動が3つの様式で生じていると考えられる。すなわち、表面から0℃までの水層部分と0℃～4℃の水層部分の領域では熱伝導の形態で、4℃の中間層の領域では対流で、そして4℃～5℃の下部水層の領域では対流と熱伝導の形態で起こるため、温度分布が3領域で異なる分布になったものと考えられる。

次に、寒天の凍結過程における温度分布を Fig. 3.1-3 に示す。溶液の温度分布にみられたような4℃の一定温度領域は現れず、表面から連続的に温度が低下した。これは、寒天では水の対流が生じないことを示す。20時間以降では0℃を境にして凍結側と未凍結側の温度分布が直線的で、その温度勾配はそれぞれ1.0℃/cm, 0.33℃/cm 程度であった。このことは凍結部と未凍結部で熱伝導率が異なることを示す。しかし、6時間後の温度分布を見ると0℃付近に温度勾配がわずかに低下する領域が現れる。これは、凍結部と未凍結部の境界が必ずしも明確に区分できるものではないことを示す。このような0℃付近における温度分布の特徴は、Photo. 3.1-5 あるいは Photo. 3.1-6 に見られたくさび状の氷晶のでき方に関係していると思われる。すなわち、くさび状の氷晶が成長している前線付近では凍結部と未凍結部が平面的に分離されるのでは

なく、凍結部と未凍結部が3次元的に混在しているために、潜熱はある程度の幅をもって発生することになる。このために、この領域の熱物性に変化し、その影響が温度勾配に現れたものと考えられる。こうした寒天で見られた温度分布の各特徴は飽和ペントナイトの12時間後の場合にも同様に見られた。(Fig. 3.1-4)

飽和砂の温度分布をFig. 3.1-5に示す。この場合にも4℃の温度一定領域は見られず、溶液よりは寒天に類似した分布形になった。このことは、飽和砂の凍結過程では対流の影響は少ないことを示す。飽和した粘土でも対流の影響がないことを考慮すると、砂から粘土までの様々な粒径によって構成される一般的な飽和土では対流の影響はきわめて小さく、十分無視して解析できることが予想される。したがって、飽和土に比べて透水係数が低下する不飽和土の凍結では対流の影響はほとんど無視できると考えられる。

3. 1. 4 まとめ

本実験では、メチルオレンジ溶液、寒天、ガラスビーズ、粘土、砂の飽和混合物を上面-10℃・下面5℃の温度条件で一次元的に凍結させてその凍結状態を観察した。その結果、溶液では溶質が排除されるが、寒天やガラスビーズでは必ずしも溶質は排除されないことがわかった。また、各試料の凍結過程の温度分布を測定しそれらを比較した。その結果、溶液の凍結では対流の影響を受けるが、寒天、粘土および砂では対流の影響はほとんど受けないことがわかった。

3. 2 上面空冷による土の凍結に伴う移動現象

3. 2. 1 はじめに

寒冷地圃場では低温の空気によって土壌表面が冷却されながら凍結が進行し、その過程で水分・熱・溶質の移動が生じる⁴⁰⁾。本実験ではこうした寒冷地の裸地の自然凍結を想定して、上面空冷・下面断熱の条件で初期水分量と凍結温度が異なる試料を凍結させ、その過程における水分分布・溶質分布・温度分布の変化を調べた⁵⁰⁾。

3. 2. 2 実験方法

(1) 実験手順

供試体の概略を Fig. 3.2-1 に示す。試料容器は内径 50mm, 外径 100mm, 高さ 300mm のアクリル円筒である。これに試料を 15 層に分けて、乾燥密度 1.15 g/cm^3 で充填した。1 回の凍結実験で同条件の供試体を 2 個作製し、そのうちの一方には熱電対を埋設した。供試体の側面をガラスウール (10mm 厚) とアクリル円筒 (10mm 厚) で囲み、底面にはアクリル円柱 (30mm 高さ) を配し、さらにこれを一辺 60cm の立方体発砲スチロール箱の中央に設置することにより、供試体の側面および底面を断熱した。そして、これら全体を -10°C および -5°C の恒温室で冷却した。チャンパー内の温度設定を 4°C から、 -10°C または -5°C に切り換えた時点から冷却開始時間とし、それから 4 ~ 30 時間経過した時点で供試体を取り出し、2 cm ごとに切断して以下の量を測定した。

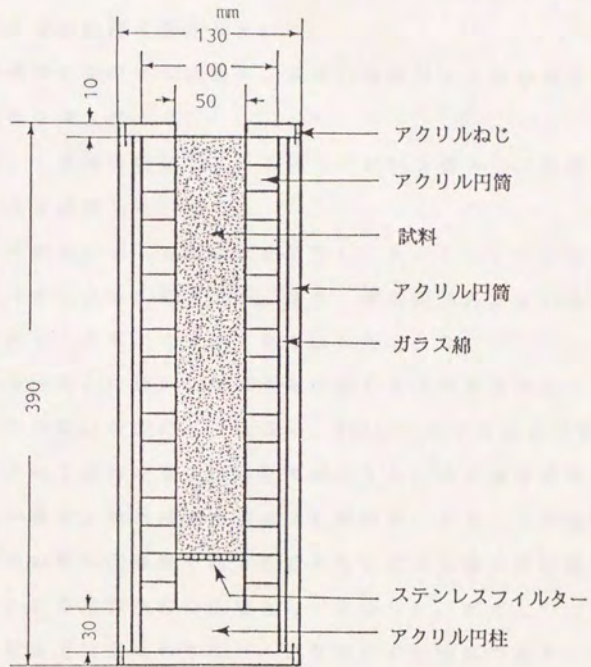


Fig. 3.2-1 供試体の概略

①凍結深： 凍土と未凍土の硬度の違いに応じて試料を葉さじで2分し、表面から境界面までの距離を測定した。

②凍上量： 供試体を切断する直前に、表面の隆起部4ヶ所の高さを測定し、その平均値を凍上量とした。

③表層の含水比： 表層の乾燥している部分の試料を葉さじで採取し、その厚みと含水比を測定した。

④水分分布： 炉乾法によって含水比を求めた。ただし、この方法で測定される含水比は氷を含めた値である。また、凍結面境界が2cm厚の間にある場合には凍土と未凍土に分けて含水比を測定した。

⑤溶質分布： ①～④とは別に、熱電対を埋設した方の供試体を2cmごとに切断した。この試料を広口ビンに採り、200mlの純水を加えて振とうし、24時間後にその上澄液の電気伝導度を測定した。本実験の溶液濃度の範囲では、モル濃度と電気伝導度がほぼ比例関係にあることが確認できたので、上澄液の電気伝導度を乾土質量と等質量の土壤溶液の電気伝導度に換算し、これを溶質分布の指標として表示した。ただし、この方法で測定される値は土粒子まわりのバルクな溶液の平均値であると考えられる。

⑥温度分布： 熱電対E（クメル-コンスタック； ϕ 0.1mm）を用いて、供試体中央の温度分布を連続測定した。各測点間隔を一定に保つために表面から0.3, 0.6, 1.0, 2.0 cm, 以下1cmごとに10cmまでは熱電対をアクリル角柱（断面積0.25 cm²）に固定してこれを供試体中央にセットし、14, 20, 26, 28cmの深さは、熱電対を側面から供試体中央に挿入した。

（2）試料

砂壤土（神奈川県総合農業試験場；2mmで篩別）を用いた。試料の基

本物性値は第5章に示してある。

実験試料の初期状態を Table 3.2-1 に示す。実験試料は初期水分量と凍結温度によって4つに分類した。すなわち、初期含水比を2種類 ($W_i = 21\%$; pF3.5 と $W_i = 43\%$; pF1.7)、冷却温度を2種類 (-10°C と -5°C) に設定した。初期水分量の調整は次の方法による。 $W_i = 21\%$ の供試体は、試料充填後、上下面の蒸発防止をして 4°C のチャンパー内に 50~60時間静置した。また、 $W_i = 43\%$ の供試体は、試料充填後、表面から重量モル濃度 $4.7 \times 10^{-2} \text{ mol/kg}$ の NaCl 水溶液 ($\text{EC} = 5 \text{ mS/cm}$) 250 ml を灌水浸潤し、蒸発防止した上、 4°C のチャンパーに 86時間静置した。ただし、試料表面の攪乱を避けるために、各供試体とも上面に試料を余分に充填し、凍結開始直前にこの部分を切り取った。NaCl 溶液濃度は $W_i = 21\%$ の土壌溶液濃度とほぼ等しい。なお、こうして作成した試料では重力により水分分布が形成される。その平均含水比がほぼ 43% であったことから、本研究ではこの水分条件の試料を $W_i = 43\%$ と呼ぶことにする。

Table 3.2-1 凍結試料 (神奈川砂壌土) の初期状態

試料	含水比 %	冷却温度 $^\circ\text{C}$	乾燥密度 Mg/m^3	溶液 EC mS/cm
A	21	-10	1.15	5.0
B	21	-5	1.15	5.0
C	43	-10	1.15	5.0
D	43	-5	1.15	5.0

Table 3.2-2 凍結の状況

タイプ ¹⁾	冷却時間 (hour)	過冷却時間 (hour)	f_{ice} -内温度 (°C)	f_{ice} -内湿度 (%)	凍上量 (mm)	表面乾燥厚 (mm)	表面含水比 (%)
(A)	4.0	2.6	-10.1	22.1	0	1.6	14.3
	7.0	3.5	-10.4	25.0	0	-	8.8
	9.0	2.1	-10.4	23.7	0	2.0	7.6
	15.5	2.4	-10.4	24.5	0	3.0	8.0
	18.0	-	-10.4	25.3	0	2.9	7.5
	18.5	3.3 2.8(0.6) ²⁾	-10.1	22.9	0	4.0	7.5
(B)	10.0	1.9	-5.3	22.3	0	3.2	10.2
	13.75	13.2	-5.0	20.2	0	2.2	11.6
	14.0	9.25	-5.0	21.1	0	4.85	10.8
	20.0	9.9	-4.8	22.7	0	3.95	8.2
	27.0	7.3 8.3(4.2)	-5.2	19.4	0	5.5	-
(C)	5.0	0.3	-10.7	20.5	1.5	-	43.5 ³⁾
	8.0	0.6	-10.7	23.6	0	-	20.6 ³⁾
	10.0	0.3	-10.7	22.0	1.0	-	14.9 ³⁾
	15.0	0.3 0.38(0.15)	-10.7	23.6	1.0	-	8.3 ³⁾
(D)	12.5	10.1	-5.7	20.0	0	-	-
	12.8	12.5	-5.3	21.5	0	-	-
	16.0	-	-5.3	22.9	1.0	-	14.0 ³⁾
	20.0	3.8	-5.0	25.1	1.0	-	13.6 ³⁾
	30.0	12.8 9.8(4.2)	-5.4	18.0	0.9	-	9.3 ³⁾

1) 初期含水比, チャンバー温度

(A) 21%, -10°C; (B) 21%, -5°C; (C) 43%, -10°C; (D) 43%, -5°C

2) 平均(標準偏差)

3) 凍上部の含水比

3. 2. 3 実験結果と考察

(1) 凍結の状況

凍結の状況を Table 3.2-2 に示す。凍上は、 $W_i=43\%$ では1mm程度観察されたが、 $W_i=21\%$ では見られなかった。表面の乾燥層の厚みは $W_i=21\%$ の場合、2~5mmの範囲で時間と共に厚くなり、またその含水比は1.4~7%の範囲で時間と共に減少する傾向を示した。これは冷却期間中に試料表面から蒸発が起こっていたことを示す。

凍結深の時間変化を Fig. 3.2-2 に示す。凍結深の進行は初期水分が少ない方が速かった。これは、 $W_i=43\%$ では水分量が多いので熱伝導率も大きい、同時に相変化量も多いため、その分 $W_i=21\%$ よりも凍結の進行が遅れたことによるものと思われる。Jame and Norum²⁷⁾ は、表面を直接冷却板で冷却する方法で初期水分の異なる試料の凍結実験を行い、本実験結果とは逆に、凍結深の進行は初期水分が多いほど速いという報告をしている。こうした違いは、土の凍結深は単純に初期水分量だけで決まるのではなく、熱伝導による熱移動量と相変化による潜熱発生量の大小関係で決定されることを示す。

(2) 水分分布

含水比の変化を Fig. 3.2-3 に示す。上段が -10°C 、下段が -5°C の冷却条件、左側が $W_i=21\%$ 、右側が $W_i=43\%$ の含水比分布である。ただし、 $W_i=21\%$ では変化幅が小さいので、時間ごとに含水比を表示した。図中の矢印は各時間での凍結深を示す。以下、初期含水比別にその特徴を整理する。

① $W_i=21\%$: -10°C では、含水比が凍結深付近で最小になり、その

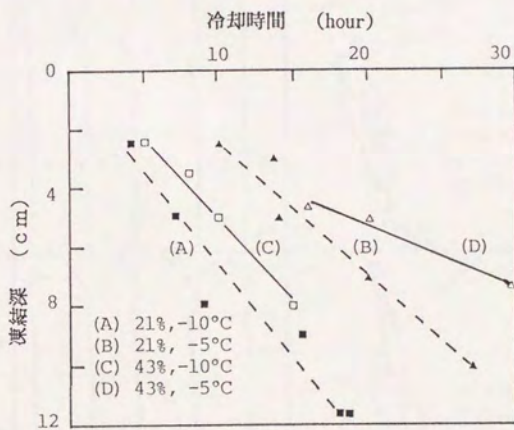


Fig. 3.2-2 凍結深の時間変化

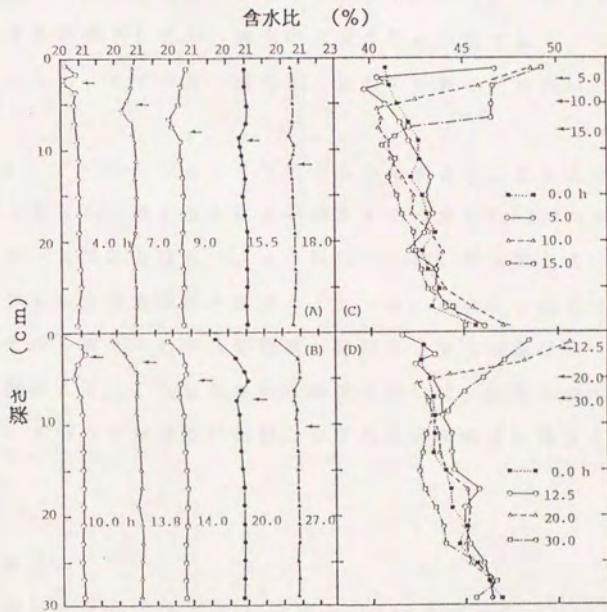


Fig. 3.2-3 凍結に伴う含水比の変化

(A)21%, -10 °C (B)21%, -5 °C

(C)43%, -10 °C (D)43%, -5 °C

位置が時間の経過と共に下方へ移動した。各時刻における最小含水比と平均含水比の差は1%未満で、その差は凍結深の進行とともに小さくなった。これらのことは凍結によって凍結面付近の水分が凍土側へ移動し、その移動量が時間と共に減少することを示す。一方、 -5°C では凍結深付近で含水比が低下したが、凍土中の含水比は表面で低下した。これは、 -10°C よりも -5°C の方が表面から蒸発の影響を受け易いためと思われる。

② $W_i=43\%$: -10°C と -5°C のどちらの場合も、含水比は「く」の字形分布となった。最小含水比と平均含水比の差は $W_i=21\%$ の場合よりも大きく、5~6%にも達した。また同じ $W_i=43\%$ を比較すると、 -5°C より -10°C の方が含水比の差が大きかった。これらの結果は、凍結に伴う未凍土から凍土への水分移動量が初期水分や冷却温度によって異なることを意味する。こうした水分移動量の違いは、初期水分や冷却温度によって、土中の水分移動の駆動力や不飽和透水係数が異なるためと考えられる。

(3) 溶質分布

溶質分布の変化を Fig. 3.2-4 に示す。4つの実験条件の結果を並べて示した。その特徴は以下のようである。

① $W_i=21\%$: -10°C と -5°C のいずれの場合も、溶質分布は全層にわたってほとんど一様であった。これは、水分量が少ない場合には溶質の移動がほとんど起こらないことを示す。

② $W_i=43\%$: -10°C と -5°C のいずれの場合も、溶質分布は含水比分布と同様に、「く」の字形となった。すなわち、溶質量は凍結面付近で最小となり、凍土中では表面方向に増加し、未凍土中では下方から凍結

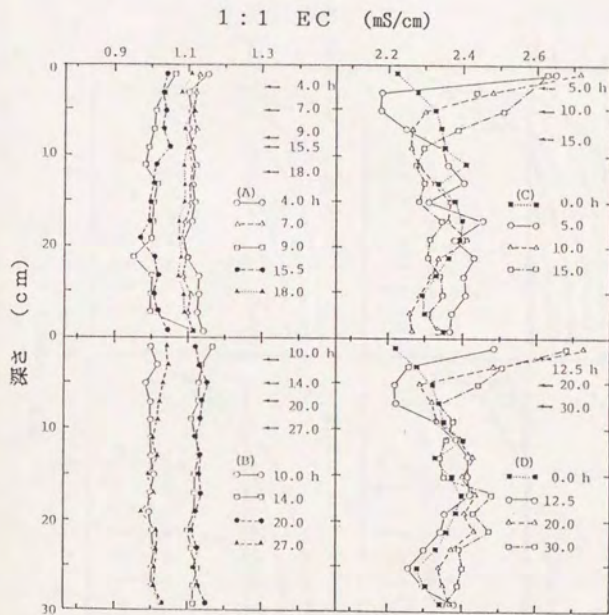


Fig. 3.2-4 凍結に伴う電導度の変化

(A)21%, -10 °C (B)21%, -5 °C

(C)43%, -10 °C (D)43%, -5 °C

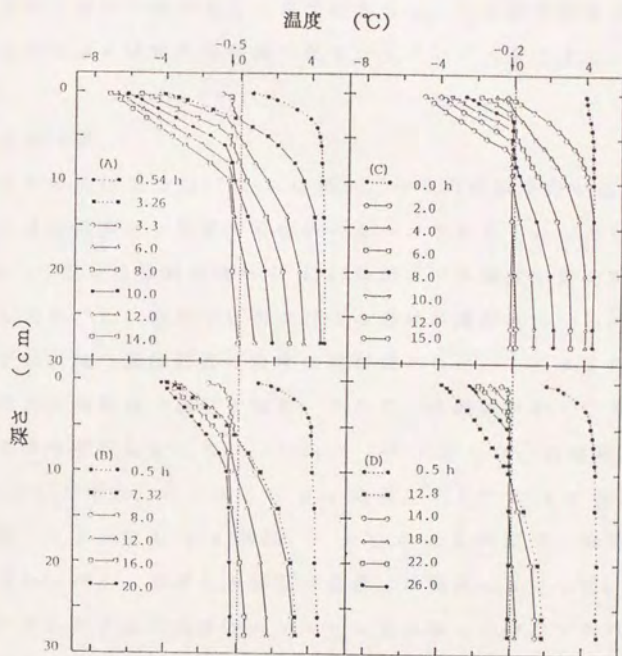


Fig. 3.2-5 凍結に伴う温度分布の変化

(A)21%, -10 °C (B)21%, -5 °C

(C)43%, -10 °C (D)43%, -5 °C

面方向に減少した。これは、凍結によって土中の溶質が未凍土から凍土へ移動することを示す。凍土中に生じる氷が溶質を含まないと考えれば、液状水の溶質濃度は未凍土中より凍土中の方が大きくなり、溶質が凍土側から未凍土側へ拡散することが予想される。この実験結果はこうした拡散の効果以上に液状水の移流の効果が大いであることを示す。

(4) 温度分布

温度分布の変化を Fig. 3.2-5 に示す。4つの実験条件の結果を並べて示した。温度分布は2期間で変化のパターンが異なった。たとえば、Fig. 3.2-5(A) では冷却開始時から 3.26時間までは温度が表面から連続的に低下したが、3.3 時間では表面付近の温度が瞬間的に -0.5°C まで上昇し、それ以降で表面付近の温度は再び低下した。このように温度が急変する現象は各実験で観測された。そこで、冷却開始からこの時刻までの時間を過冷却時間として、Table 3.2-2 に示した。過冷却の平均時間は、 $W_i=43\%$ の場合、 -10°C で 0.4 時間、 -5°C で 9.8 時間、 $W_i=21\%$ の場合、 -10°C で 2.8 時間、 -5°C で 8.3 時間で、冷却温度が低い方が短かったが、必ずしも初期水分量には関係しなかった。また過冷却は、いずれも表面の温度が $-4 \sim -3^{\circ}\text{C}$ になった時点で破れた。これは、土中での氷核の形成が冷却温度、特に表面温度に依存することを示す。

過冷却を経た凍結開始後の温度分布は3領域に分かれて変化した。たとえば Fig. 3.2-5(C) に見られるように、 -0.2°C より低温域の直線形温度分布領域、 -0.2°C の一定温度領域（以降 F.F領域と呼ぶことにする）、 -0.2°C より高温域のシグモイド形温度分布領域である。特に、F.F領域の温度は冷却温度によらず、 $W_i=21\%$ で -0.5°C 、 $W_i=43\%$ で -0.2

℃であり、初期水分量に応じて一定の温度を示した。

また、こうした F.F領域の消長は、初期水分量や冷却温度によって異なった。たとえば、 $W_i=21\%$ の場合、 -10°C では、F.F領域が凍結開始直後には現れたものの、それ以降は明瞭には見られなかった。それに対して -5°C では、F.F領域を残したまま凍結が進行した。 $W_i=43\%$ の場合には $W_i=21\%$ の場合よりも F.F領域が明瞭に現れ、その長さが長く、 -5°C の方が -10°C よりも F.F領域が長かった。

このように、不飽和土の上面空冷の凍結では、F.F領域の温度が初期水分によって決定され、その変化のパターンは初期水分や冷却温度に依存することが特徴である。

① F.F領域の温度

土中水の凝固点降下度は(2.18)式によって表される。

$$\Delta T_f = 0.081 \times 10^{-5} * \Delta P_m - 1.86 * i * C_m \quad (2.18)$$

土中水のマトリックポテンシャルは、それぞれの初期水分量に対して、 $W_i=43\%$ で $p F 1.75$ (-0.056×10^5 Pa)、 $W_i=21\%$ で $p F 3.5$ (-3.2×10^5 Pa) なので、これらの値を用いるとマトリックポテンシャルによる凝固点降下度(2.18)式の右辺第1項)はそれぞれ、 0.0046 、 0.26°C となる。一方、土中水の溶液濃度が、浸潤させた NaCl 溶液濃度 (0.047 mol/kg) と等しいと考え、van't Hoff 係数を $i=2$ とすると、浸透ポテンシャルによる凝固点降下度(2.17)式の右辺第2項)は共に 0.17°C となる。マトリックポテンシャルと浸透ポテンシャルの2つの凝固点降下の成分の和をとると、土中水の凝固点降下度は、 $W_i=43\%$ で 0.17°C ($0.0046+0.17$)、 $W_i=21\%$ で 0.43°C ($0.26+0.17$) と計算される。これらの計算値は F.F領域の温度によく一致する。このことから、F.F領域の温度は近似的に、土中水のマトリックポテンシャル(あるいは初期水分量)と溶質濃

度を用いて決定できるといえる。

② F.F領域の形成

F.F領域が形成される原因は2つ考えられる。1つは過冷却期間の熱移動の性質によるものである。そのモデルを Fig. 3.2-6 に示す。表面温度がある温度になった時点で過冷却が破れると仮定すると、過冷却が破れる直前の温度分布は、冷却温度の大きさあるいは試料の熱伝導率の大きさによって決定される。すなわち、冷却速度が大きい場合または熱伝導率が小さい場合には、内部に比べて表面付近の温度低下が速いため、凝固点（土中水の凝固温度）の等温線の位置は浅く、表面付近の温度勾配が大きくなる。それに対して、冷却速度が小さい場合または熱伝導率が大きい場合には、表面での熱損失を補うだけ内部からの熱供給があるため、凝固点の等温線の位置は深く、表面付近の温度勾配が小さくなる。こうした温度分布の状態では過冷却が破れると、凝固点以下の領域の土中水が瞬間的に凍結し潜熱を発生するために、この直後の F.F領域は後者の方が前者よりも長くなる。そしてこれ以降、再び表面の温度が低下してゆくために、この期間の温度分布は3領域に分かれて変化することになる。

実際、 $W_i=21\%$ の場合、 -10°C の方が -5°C よりも冷却速度が大きく、 -0.5°C の等温線は、 -10°C では、3.26 時間の時に 2.5cm、 -5°C では、7.3 時間の時に 6cm の位置にあった。そのために、過冷却が破れた直後およびそれ以降の F.F領域は -10°C よりも -5°C の場合の方が長くなったものと考えられる。また、土の熱伝導率は水分量が多いほど大きいので、 $W_i=21\%$ と $W_i=43\%$ では、 $W_i=43\%$ の方が熱伝導率が大きく、凝固点の等温線の進行速度が速い。その結果、 -5°C の場合に見られるように $W_i=43\%$ の方が F.F領域が長くなったと考えられる。この

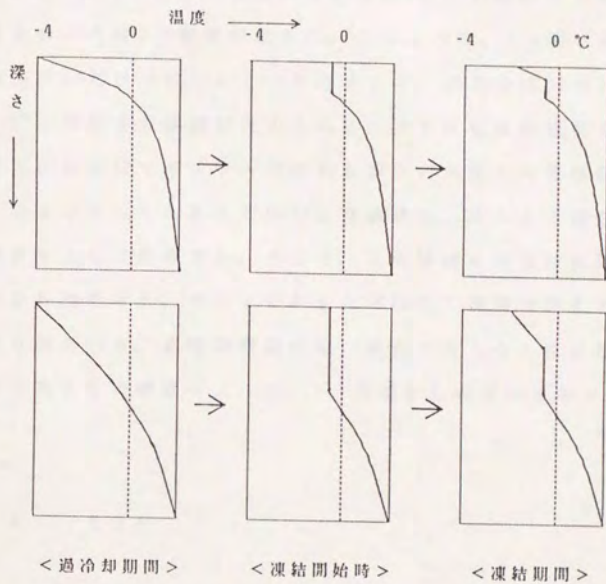


Fig. 3.2-6 F. F領域の形成モデル

上段：冷却速度大・熱伝導率小

下段：冷却速度小・熱伝導率大

下段の条件下では凍結開始直前までの間に温度が内部まで低下してしまう。

ように過冷却期間の熱移動を考えることによって、F.F領域の形成をほぼ説明できる。

しかし、 $W_i=43\%$ 、 -10°C では過冷却時間が0.3時間にも拘らず、8時間の分布のようなF.F領域が現れた。このことは、F.F領域が形成される原因が過冷却だけではないことを意味する。第2の成因として、凍結フリンジ⁶⁾の熱収支の機構が考えられる。様々な粒度組成をもつ土の凍結前線付近には凍結フリンジと呼ばれる凍土と未凍土の遷移領域が存在し、同一深さであってもある部分の水は凍結し、またある部分の水は未凍結の液状水として残存する。そして、この領域には凍結に伴って未凍土から水分が補給され、その水分がまた凍結して潜熱を発生するという過程が繰り返される。過冷却期間が短い場合でもこうした凍結フリンジ中の複雑な熱収支の機構によって、F.F領域が形成されるものと考えられる。

3. 2. 4 まとめ

本実験では、土壌表面を解放にした系で、上面冷却による凍結実験を行い、不飽和土の凍結に伴う水分・溶質・温度分布の変化を調べた。その結果、土の凍結に伴う水分・溶質・温度分布の変化は初期水分や冷却温度によって異なることが明らかになった。上面空冷凍結における水分・熱・溶質の移動の特徴を以下に整理する。

- (1) 水分は未凍土から凍土へ移動し、その移動量は初期水分が多い場合あるいは冷却温度が低い場合の方が多い。
- (2) 溶質は、水分が多い場合には未凍土から凍土へ移動する。
- (3) 凍結過程の温度分布は3領域に分かれて変化し、凍結前線付近に

一定温度の領域が現れる。こうした温度一定領域の温度は土中水の凝固点降下によって説明できた。また、その特徴的な分布形は過冷却時の熱移動あるいは凍結フリンジの熱収支によって形成されると考えられた。

3. 3 上面直冷による土の凍結に伴う移動現象

3. 3. 1 はじめに

上面空冷の凍結実験より、不飽和土の凍結では初期水分量と冷却温度の違いによって水分移動量が異なること、初期水分量が多い場合には溶質が未凍土から凍土へ移動することが明らかになった。しかし、空気を媒体として凍結した場合には、土壌表面に温度境界層⁴⁸⁾を考えねばならないために表面の温度境界条件の扱いが複雑になる。さらに表面からの蒸発により水分に関する境界条件も複雑になる。そこで、本実験では上部境界条件を容易にするために、上面に直接冷却板を密着させて塩分混入土を凍結させた。そして、その過程における水分・熱・溶質の移動の特徴を観察し、土の凍結に伴う水分と溶質の移動について考察した。

3. 3. 2 実験方法

(1) 実験手順

実験装置の全体図を Fig. 3.3-1 に示す。供試体下面の温度を制御しない点を除けば、3. 1 の実験とほとんど同じシステムで構成されている。すなわち、外部水槽のエチレングリコール溶液を投げ込み式クーラーとヒータで一定温度に保ち、それをポンプで循環させる。

供試体の概略を Fig. 3.3-2 に示す。試料容器は内径 80 mm、高さ 200 mm (50 mm × 4) のアクリル円筒容器である。この容器に試料を入れ、50 mm 高さごとに 1 kg のランマを 20 cm の高さから 5 回落下させて供試体を作成した。乾燥密度は 1.10 g/cm^3 である。供試体上部は表面から

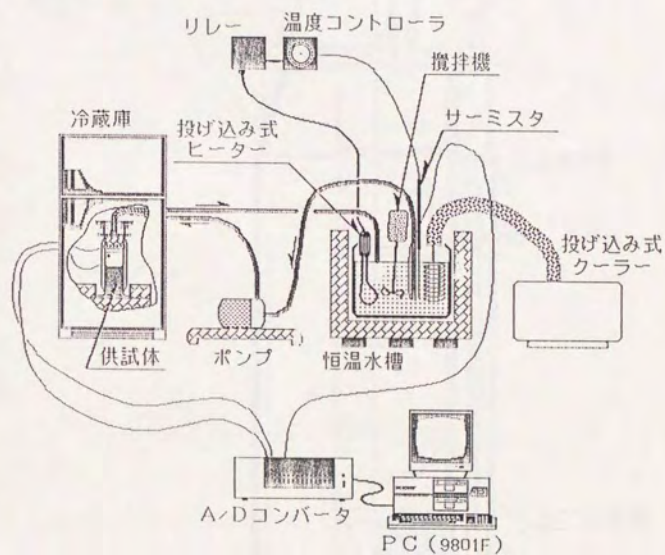


Fig. 3.3-1 実験装置の全体図

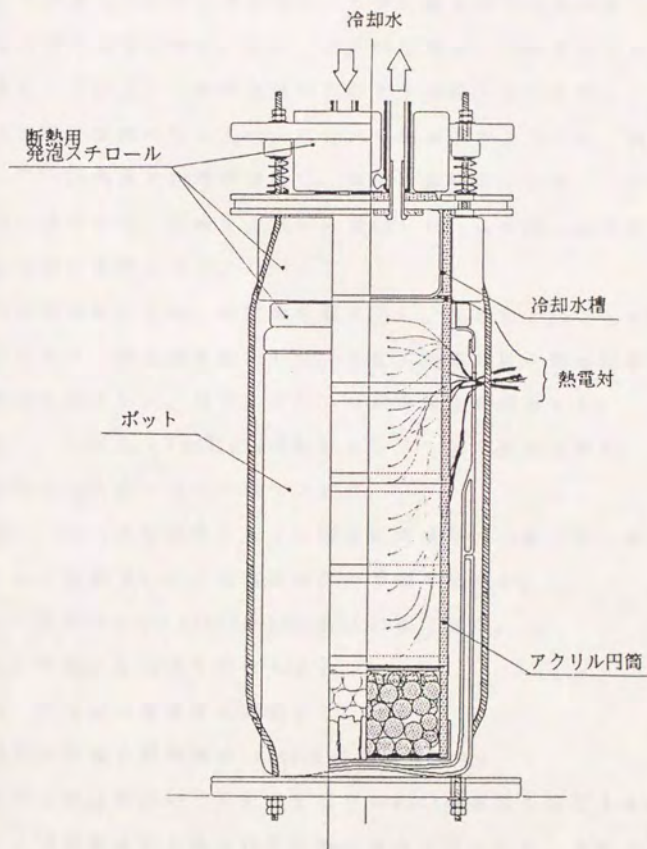


Fig. 3. 3-2 供試体の概略

の蒸発および凍上を抑制するために、アルミ板を介して拘束圧 1.5 kg/cm² で冷却槽に装着される。また、供試体下部は、50mm高さのガラス玉層に接続されている。この供試体の側面と下面を十分に断熱し、さらにこれら全体を冷蔵庫の中に入れ一次元的な熱流条件を作った。供試体全体を約 6℃ の冷蔵庫で 24 時間養生し、均一な温度にした後、-6℃ の液を冷却槽に循環させ、試料を上方から凍結した。この間、試料の上面と下面では水分の移動はない。

所定の時間凍結した後、供試体を取り出し、それを 1 cm ごとに切断して各々の含水比と塩分量を測定した。また、熱電対により凍結期間中の試料内温度を測定した。以下にそれらの測定方法を略述する。

①含水比： 炉乾法（110℃/24時間）によって含水比を求めた。ただし、凍土中の含水比は氷を含んだ値である。

②含塩比： 乾土単位重量あたりの塩分の重量（NaCl重/乾土重）を「含塩比」として表示した。含塩比は次の手順で求めた。

- 1) 切断した試料の 1/4～1/3 (20-25g) を広口瓶に採る。
- 2) 約 150g の純水を加えて攪はんする。
- 3) 1 日後、懸濁液の電導度を測定する。
- 4) この電導度の値を懸濁液の NaCl 濃度に換算する。
- 5) 懸濁液の含水比を用いて乾土 1 g 当りの NaCl の重量を算定する。

なお、土壤懸濁液から含塩比を正確に推定するために、予め一定量の NaCl を加えた砂壤土（含塩比 1.43mg/g）に純水を加え、含水比の異なる懸濁液を作り、その懸濁液の電導度と含塩比の関係を求めた。その結果を Fig. 3.3-3 に示す。本凍結実験の測定範囲内では、設定値と推定値とのずれはほとんどなく、この方法で含塩比がほぼ正確に測定できることが確認された。

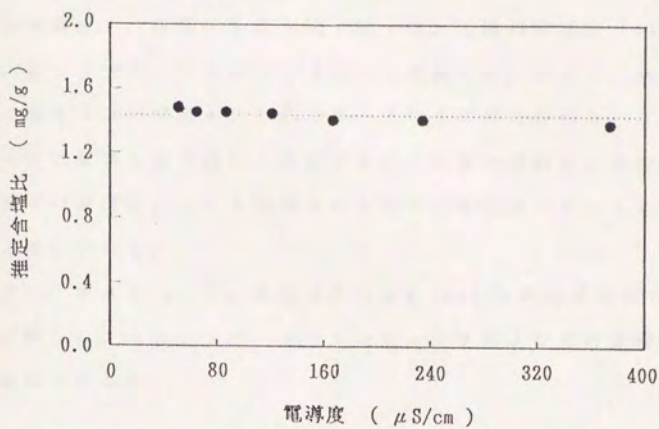


Fig. 3.3-3 土壤懸濁液の電導度と推定含塩比の関係

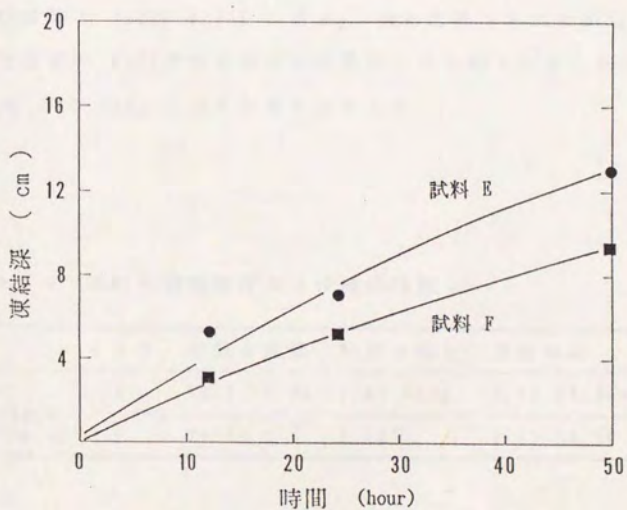


Fig. 3.3-4 凍結深の時間変化

③見かけ濃度： 含塩比を含水比で割って、土壌溶液濃度（NaCl 重 / (水+氷)重）を求め、「見かけの濃度」と定義する。ただし、凍土中の不凍水の濃度はこの濃度よりも高くなっていると考えられる。なお、この点については第6章で詳しく検討するが、本実験試料Eの場合、凍土中の不凍水の濃度は、ここで定義された見かけの濃度のおよそ3～4倍であると推定される。

④温度： 深さ1cmごとに熱電対E（ ϕ 0.1mm）を供試体側面から2cmの位置に挿入し、ADコンバータとコンピュータにより凍結過程の温度を連続的に測定した。

(2) 試料

神奈川砂壤土（上面空冷と同試料）を用いた。試料の初期水分条件および凍結時間を Table 3.3-1 に示す。含水比約18%の試料に濃度の異なる2種類のNaCl溶液を加えて初期含水比を約30%、初期含塩比を1.07mg/gと3.12mg/gの2種類に設定した。

Table 3.3-1 試料の初期条件および凍結時間

	タイプ	初期含水比	初期含塩比	凍結時間
砂壤土 $\rho_s = 2.74 \text{ g/g}$ $\rho_b = 1.10 \text{ g/cm}^3$	E	$30.2 \pm 0.8\%$	1.07 mg/g	0, 12, 24, 50h
	F	28.8 ± 0.1	3.12	0, 12, 24, 50

3. 3. 3 実験結果と考察

(1) 凍結深の時間変化

凍結深の時間変化を Fig. 3.3-4 に示す。試料切断時に強度が急変する位置を凍結深と判定した。凍結深は時間の経過に伴い土壌内部に進行し、50時間では、試料Eで13cm、試料Fで9.5cmで、その進行速度は塩分が多い試料の方が小さかった。

(2) 温度変化

凍結過程の温度変化を Fig. 3.3-5E および Fig. 3.3-5F に示す。本実験では上面空冷の実験で見られたような過冷却現象はほとんど観察されなかった。そして、温度分布は上面から下方に連続的に低下し、空冷実験で観察された0℃付近の温度停滞層はほとんど見られなかった。

(3) 水分および塩分分布の変化

試料Eの凍結に伴う水分および塩分分布の変化を Fig. 3.3-6E に示す。横軸に深さをとり、縦軸に含水比、含塩比、見かけ濃度を並べて示した。含水比は凍結面直下で最小となり、凍土中で増加し未凍土中で減少した。すなわち、12時間では、凍土中の含水比が一様に36%程度に増加し、凍結面直下で26%となり、以下初期含水比に漸近した分布形になった。凍結深が進行するのに伴い凍結面直下の最小含水比は低下し、未凍土の含水比勾配が低下した。また、一旦凍結した凍土中の含水比はほぼ36%で、ほとんど変化しなかった。

含塩比も含水比と同様に凍結面直下で最小となり、凍土中で増加し未

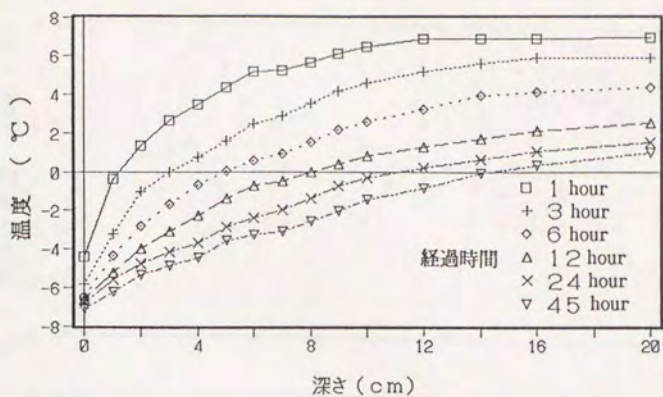


Fig. 3.3-5E 凍結に伴う温度分布の変化 (試料 E)

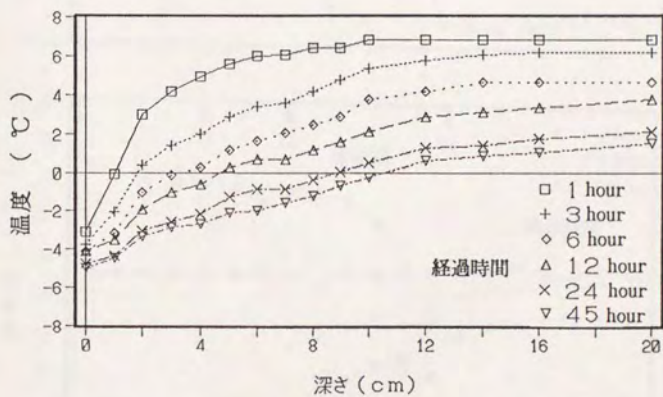


Fig. 3.3-5F 凍結に伴う温度分布の変化 (試料 F)

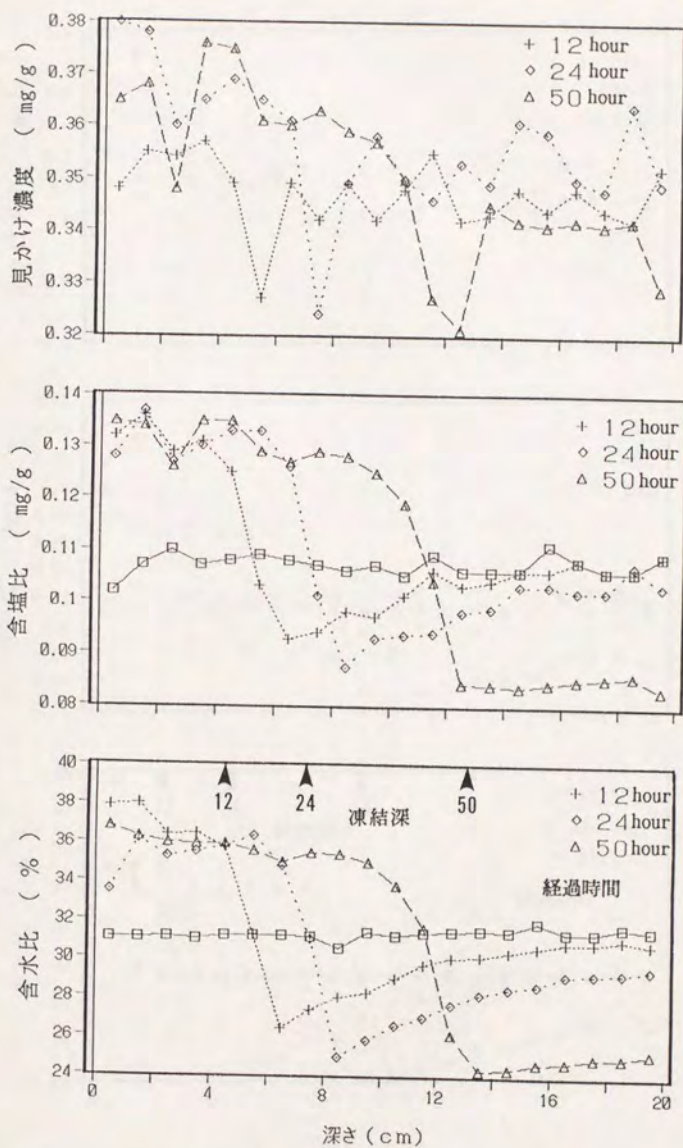


Fig. 3.3-6E 凍結に伴う水分と塩分分布の変化 (試料E)

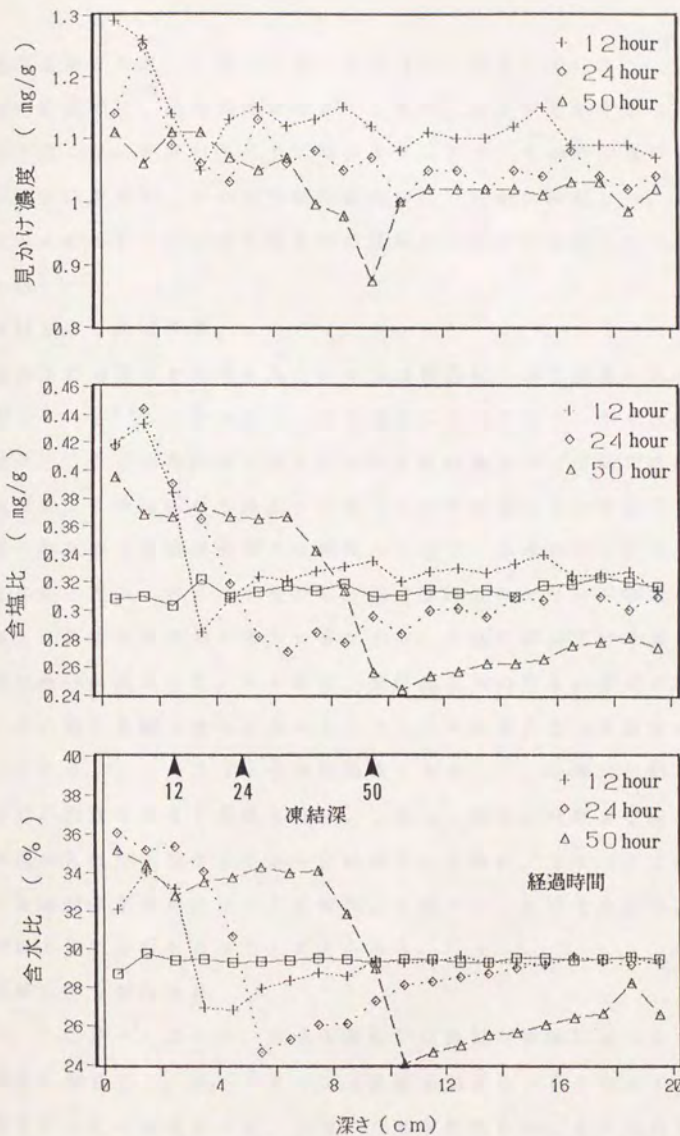


Fig. 3.3-6F 凍結に伴う水分と塩分分布の変化 (試料F)

凍土中で減少した。その分布形は水分分布と類似していた。

見かけ濃度は、凍結深付近で最小となり、凍土中でわずかに増加する傾向を示した。すなわち、12時間において5.5 cmの位置に見かけ濃度の最小点が現れ、それが時間の経過に伴い内部に移動した。こうした水分および塩分分布に関する特徴は試料Fの場合にも見られた。(Fig. 3.3-6F)

①凍結に伴う水分移動

土の凍結過程における未凍土中の水分移動は、蒸発過程の水分移動に類似している⁵¹⁾。すなわち、蒸発過程における土中の水分分布は蒸発速度と下方からの蒸発面への水分供給速度の差によって決定されるが、凍結過程では凍結面から凍土へ向かう水分移動速度と未凍土下方から凍結面への水分の供給速度の大小関係によって、未凍土中の水分分布が形成されると考えられる。すなわち、凍結面付近のフリンジ領域では相変化により液状水が激しく消失するために、凍結前線直下の未凍土から凍結面に水分が流れ込む。その結果、凍結面直下の含水比が局所的に低下し、その低下を捕うように未凍土中の水分が順次上方へ移動するものと考えられる。このような水分移動機構によって、土の凍結に特徴的な水分分布が形成されると推察される。しかし、凍結が内部まで進行すると、試料長が有限で下面からの水分供給がないために、24、50時間のようには凍結面直下の含水比が12時間より低下し、未凍土全体の含水比勾配が低下した分布形になると考えられる。

②凍結に伴う溶質移動

3.1で述べたように、溶液の凍結では溶質の排除によって凍結部分が透明になること、メチルオレンジ溶液を加えたガラスビーズの凍結では溶質そのものの移動は起こらないことを観察した。これに対して、本

実験では凍結によって溶質が未凍土から凍土に移動し、含塩比が凍土中で増加し未凍土中で減少すること、そしてそのとき見かけ濃度は凍結前線で最小になることが観察された。土の凍結に伴って濃度の等しい溶液が土中を移動すると仮定すれば、見かけ濃度は一定に保たれるはずである。したがって、ここで得られた実験結果は土の凍結では各深さで濃度の異なる溶液が移動することを示す。すなわち、凍結に伴うこのような溶質移動の特性は、Fig. 3.3-7 に示すように、凍土中の不凍水の溶質濃度勾配が負の状態では未凍土側から凍土側へ液状水が移動することに起因する。

土の凍結に伴う溶質移動はその凍結条件に応じて異なり、凍結速度がきわめて遅い場合には凍土中から未凍土中へ溶質が拡散しうる。本実験の凍結時間は高々50時間であり、数カ月の時間スケールに比べると凍結速度が大きいといえる。そのため、溶質の拡散速度に比べて未凍土から凍土への移流速度が大きくなり、溶質の排除が観察されなかったものと考えられる。

凍上圧の発生する場合には、不凍水に荷重圧が加わるために不凍水のマトリックポテンシャルが変化し、それに伴って水分の移動と溶質の移動速度が変化することが予想される。しかし、この点に関しては、荷重圧下での凍上実験や、荷重圧と溶質が存在する凍土中の不凍水量の測定など、今後の課題として残される。

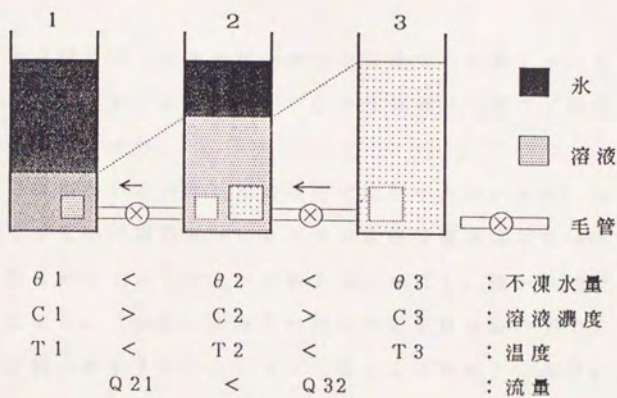


Fig. 3.3-7 凍結に伴う水分と塩分の移動モデル

3. 3. 4 まとめ

本実験では表面境界条件の扱いを容易にするために、試料上面に直接冷却板を密着させて含水比30%の塩入り砂壤土を凍結させ、その過程の水分・熱・溶質の移動を調べた。その結果、以下のことが明らかになった。

(1) 土の凍結に伴って水分は未凍土から凍土へ移動する。ただし、上面空冷の場合と比較すると凍土中の含水比分布は一樣で、凍結後の凍土中の水分移動が小さい。

(2) 塩分量が多い方が凍結深の進行速度が小さい。また、温度分布には上面空冷の実験で観察されたような温度停滞層が現れない。

(3) 溶質は未凍土から凍土へ移動する。ただし、見かけ濃度は凍結前線で最小となる。これは、不凍水の濃度勾配が負の条件下で水分が未凍土から凍土側へ移動することによって起こる不飽和土の凍結に特有の現象である。

3. 4 土の凍結における塩分の影響

3. 4. 1 はじめに

3. 3 では土の凍結に伴う液状水の移動によって溶質も未凍土から凍土へ移動することが明らかになった。こうした溶質移動の直接の原因となる水分移動は一般には土中水のマトリックポテンシャル勾配を駆動力として生じる²⁾。しかし、第2章で論じたように土中水のマトリックポテンシャルは土中水の浸透圧の影響を受けるため、土中に存在する溶質が逆に水分移動に影響を及ぼすことが予想される。そこで、本実験では初期塩分量の異なる試料を上面直冷・下面断熱の条件で凍結させ、その過程における水分分布の変化を調べた。そして、塩分が水分移動に与える影響について検討した。

3. 4. 2 実験方法

(1) 実験手順

実験装置および実験手順は3. 3と同じである。ただし、本実験では初期温度を3℃、上面の境界温度を-10℃とした。所定の時間凍結した後、供試体を1cmごとに切り出して、その含水比を測定した。また、熱電対により凍結期間中の温度を1cm間隔で測定した。

(2) 試料

砂壤土(三重大農場)を用いた。試料の基本物性値は第5章に示してある。試料の初期条件および凍結時間をTable 3.4-1に示す。含水比

約18%のこの試料に濃度の異なるNaCl溶液を加えて初期含水比を約28%、初期含塩比(NaCl重量/1g乾土)を0.082, 0.307, 3.01 mg/gの3種類に設定した。ただし、試料aは純水を加えたものである。

Table 3.4-1 凍結試料(三重大農場砂壤土)の初期条件

試料	含水比 %	乾燥密度 Mg/m ³	含塩比 mg/g	凍結時間 hours
a	28.4	1.47	0.082	0, 6, 12, 24
b	28.6	1.39	0.307	0, 3, 6, 24
c	28.9	1.45	3.01	0, 3, 6, 24

3.4.3 実験結果と考察

(1) 温度変化

本実験において、試料aの3時間と12時間凍結の場合に、それぞれ1.2, 1.8時間の過冷却現象が観測された。たとえば、12時間の場合、Fig. 3.4-1dに示すように、冷却開始後、1.8時間で温度が一旦上昇し再び低下した。一般に過冷却は物質をゆっくりと冷却していった場合、温度が融点以下に低下した後、突然温度上昇が起こり凍結が開始される現象で、過冷却が破れる時刻は氷核の有無にもよるが、ほとんどの場合偶発的な要素が大きい。そのため、過冷却現象を生じた試料では、温度条件が異なることが予想される。そこで、本実験では過冷却時間が1時間を越えた実験結果は棄却し、過冷却のなかった試料に関して塩分の影響を検討した。

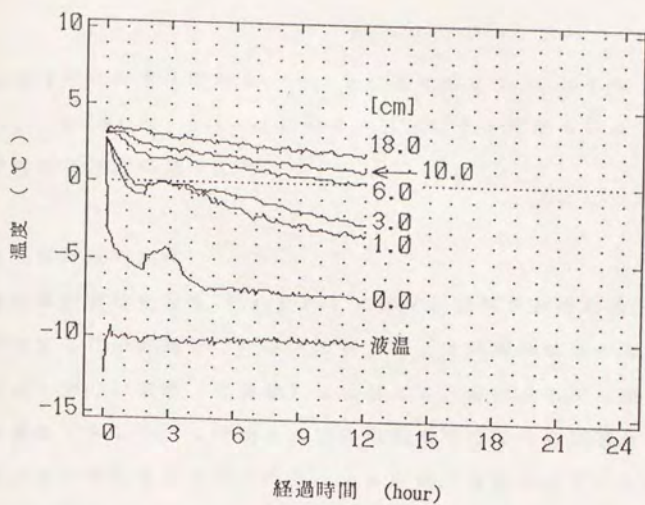


Fig. 3.4-1d 含塩土の凍結過程の温度変化 (試料 a: 過冷却)
1.8時間で過冷却が破れた例

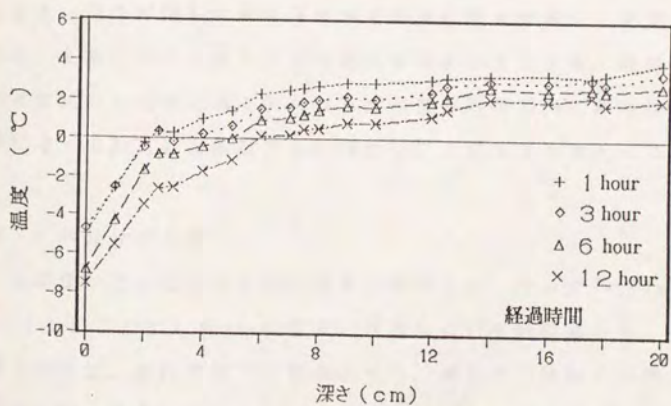


Fig. 3.4-1d 含塩土の凍結過程の温度変化 (試料 a: 過冷却)

非過冷却に対する試料 a, b, c の温度分布をそれぞれ Fig. 3.4-1a, Fig. 3.4-1b, Fig. 3.4-1c に示す。各試料とも時間の経過と共に表面から連続的に温度が低下した。

(2) 凍結深の変化

凍結深の経時変化を Fig. 3.4-2 に示す。試料切断時に強度の違いによって判定した凍結深をプロットで示し、24時間凍結後の凍結深の位置の温度と等しい温度(等温線)に着目して、温度分布から推定した凍結深を実線で示した。3時間および6時間の時点では初期塩分量による凍結深の違いは見られなかったが、24時間では試料 a で 15 cm, 試料 b, c で 12 cm と、わずかながら塩分量の多い試料の方が凍結深が浅かった。これは、塩分量が多い方が凍土中の不凍水量が多いためその熱伝導率が小さいことによると考えられる。

なお、過冷却試料の凍結深は非過冷却試料 a の約 $1/2$ であった。これは、未凍土の方が凍土よりも熱伝導率が小さいため、過冷却期間中に過冷却試料から熱伝導で失われる総熱量が同時間内に非過冷却試料から熱伝導で失われる総熱量よりも少ないことによると考えられる。

(3) 水分分布の変化

凍結後の含水比の変化を初期塩分量ごとに、それぞれ Fig. 3.4-3a, Fig. 3.4-3b, Fig. 3.4-3c に示す。含水比はいずれの場合も、3.3の結果と同様に、凍結深直下で最小となり、凍土中で増加し未凍土下層で初期含水比に漸近する分布形になった。ただし、試料 a の 24 時間では、凍結深が 15 cm に達し、試料下面からの水分補給がないために水分勾配が低下した。

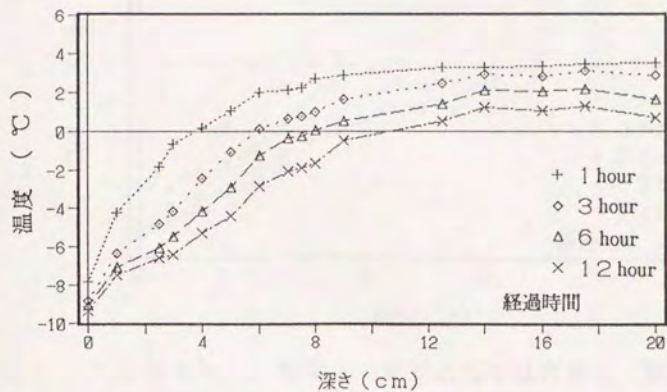


Fig. 3.4-1a 含塩土の凍結過程の温度変化 (試料 a)

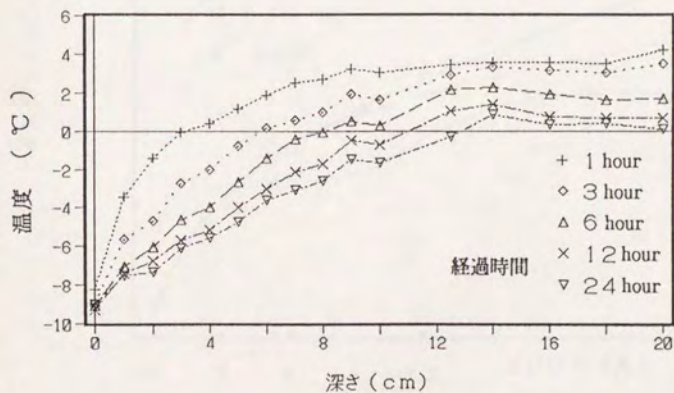


Fig. 3.4-1b 含塩土の凍結過程の温度変化 (試料 b)

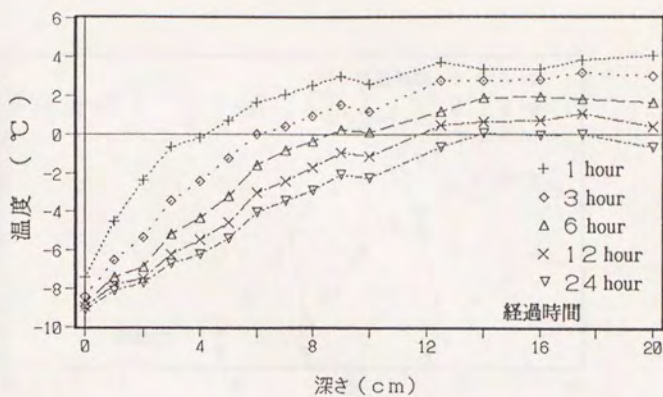


Fig. 3.4-1c 含塩土の凍結過程の温度変化 (試料 C)

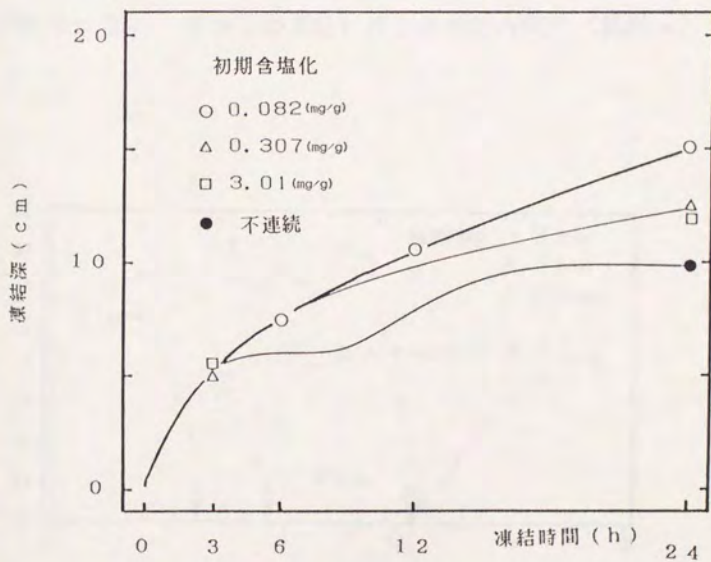


Fig. 3.4-2 凍結深の時間変化

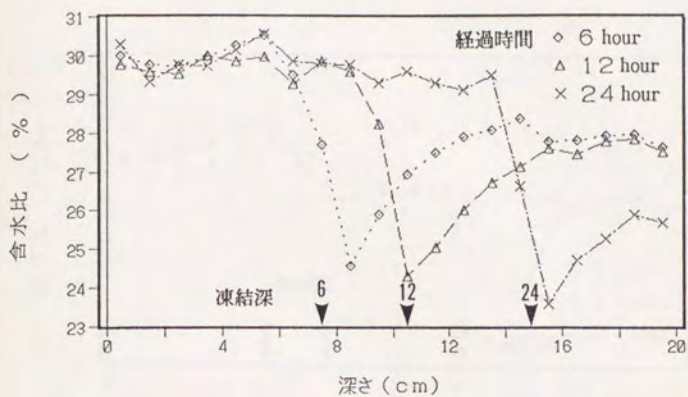


Fig. 3.4-3a 含塩土の凍結に伴う含水比の変化 (試料 a)

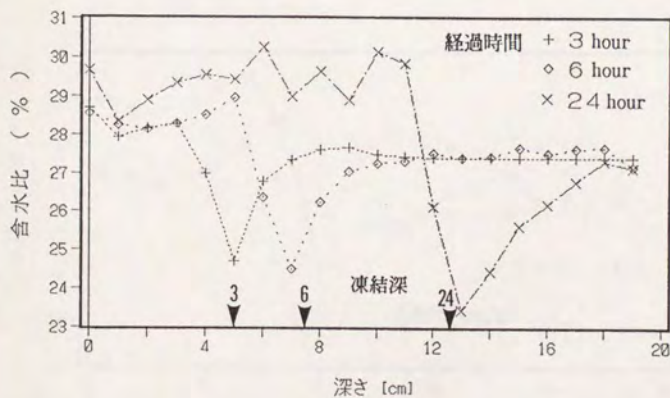


Fig. 3.4-3b 含塩土の凍結に伴う含水比の変化 (試料 b)

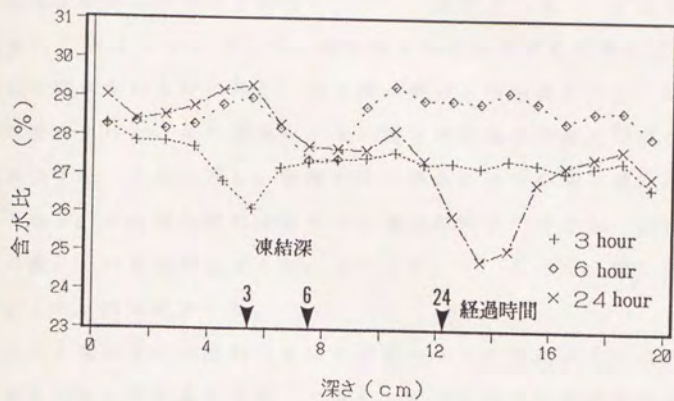


Fig. 3.4-3c 含塩土の凍結に伴う含水比の変化 (試料 c)

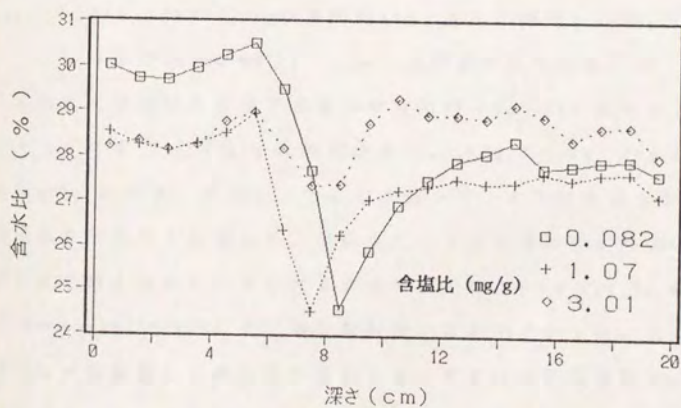


Fig. 3.4-4 含水比分布形の比較 (6時間)

凍結深が等しかった6時間について、試料 a, b, c の含水比分布を比較して Fig. 3.4-4 に示す。塩分量が少ないと凍結前線付近の水分が局所的に吸水されたのに対し、塩分量が多いと前線付近の広い領域から水分が吸水された。また塩分量が少ない場合には凍結深付近の含水比の低下量が大きかったのに対し、塩分量が多い場合にはその低下量が小さかった。すなわち、凍結面の両側の凍土と未凍土の含水比の差は、試料 a, b, c の順にそれぞれおよそ 6%, 4.5%, 1.5% と、塩分量が多い程小さくなる傾向を示した。

そこで塩分が水分移動に及ぼす影響をさらに検討するために、各水分分布から水分移動量を計算してみた。水分に関する連続式 ($\partial \theta / \partial t = -\partial J_w / \partial x$) を両端面で水分フラックスが 0 の条件下で積分すると次式により任意の位置における水分移動量が計算できる。

$$Q(x) = J_w \Delta t = \int_0^x \Delta \theta dx \quad (3.4.1)$$

ここで、 Q : 水分移動量 (cm) J_w : 平均水分フラックス ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-2} \text{s}^{-1}$)
 Δt : 時刻 t_1, t_2 の時間差 (s) $\Delta \theta$: 時刻 t_1, t_2 における体積水分率の差 ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) x : 冷却面からの距離 (cm)

この式より求めた近接する 2 つの時間内 ($t_2 - t_1$) における平均水分フラックスを Fig. 3.4-3 に対応させて、Fig. 3.4-5a, Fig. 3.4-5b, Fig. 3.4-5c に示す。ただし、ここで水分フラックスは未凍土から凍土方向の流れを正として表示した。平均水分フラックスはいずれの場合も凍結深付近で最大となり、その大きさはそれぞれ、 $5 \sim 8 \times 10^{-6}$, $4 \sim 7 \times 10^{-6}$, $-5 \sim 3 \times 10^{-6}$ (cm/s) で、塩分量が多い方が小さかった。また、試料 a, b では一旦凍結した凍土中の水分フラックスは凍結深付近および未凍土中の水分フラックスと比較してきわめて小さかった。これは一旦凍結し

た凍土中では不凍水の移動が十分小さいことを意味する。

なお、試料 c では、3—6 時間でマイナスのフラックスが算出されたが、これは初期塩分量が多くなるほど凍結に伴う水分と塩分の移動が複雑になることに起因する。すなわち、濃度が高い場合には、凍土中の不凍水量が多いため重力による塩対流の効果などが現れることが予想される。こうした濃度の高い不飽和土の凍結に伴う水分と塩分の移動に関しては、現段階では今後の課題と考えられる。

$t_1=0$ として求めた積算水分移動量を Fig. 3.4-6a, Fig. 3.4-6b, Fig. 3.4-6c に示す。この図で各時間における積算水分移動量の最大値は、凍結終了時間までに凍結深の位置の単位断面積を通過した水の体積、すなわち未凍土から凍土への水分移動量を表す。この値は水分分布の平均値 (θ_{av}) を用いて次式によっても求められる。

$$Q_{max} = \frac{1}{2} \int_0^x |\theta(x) - \theta_{av}| dx \quad (3.4.2)$$

こうして求めた最大積算水分移動量と時間の関係を、初期塩分量をパラメータとして、Fig. 3.4-7 に示す。最大積算水分移動量は時間の経過に伴い増加する傾向を示す。ただし、試料 a の 24 時間では、凍結深が下方まで達し下面からの水分補給が不十分であるために水分移動量は小さくなっている。しかしいずれにせよこの図から、塩分が多いほど水分移動量が小さくなることがわかる。すなわち、塩分は土の凍結に伴う水分移動量を低下させる。こうした塩分による水分移動量の低下は塩分による土中水の凝固点降下のために凍結面近傍の不凍水量が多くなり、凍結面前後におけるマトリックポテンシャル勾配が小さくなることによると考えられる。

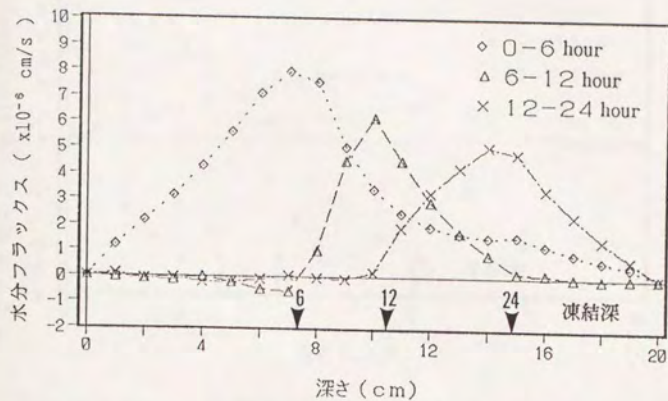


Fig. 3.4-5a 含塩土の凍結に伴う水分フラックス (試料 a)

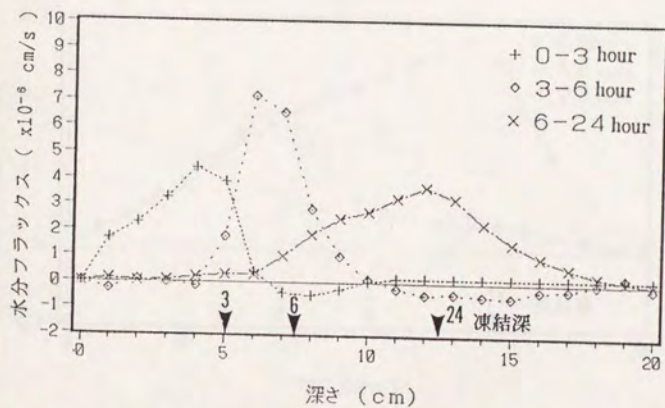


Fig. 3.4-5b 含塩土の凍結に伴う水分フラックス (試料 b)

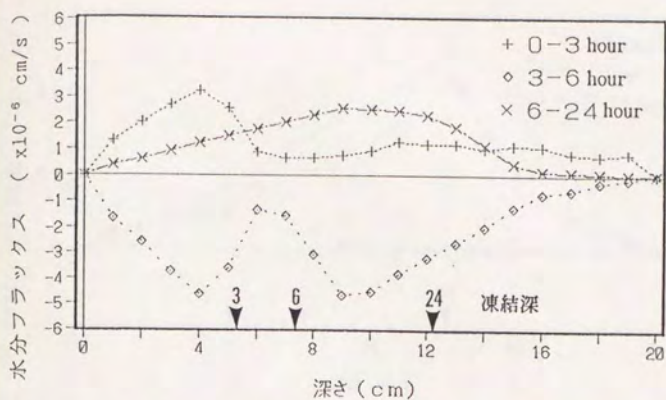


Fig. 3.4-5c 含塩土の凍結に伴う水分フラックス (試料c)

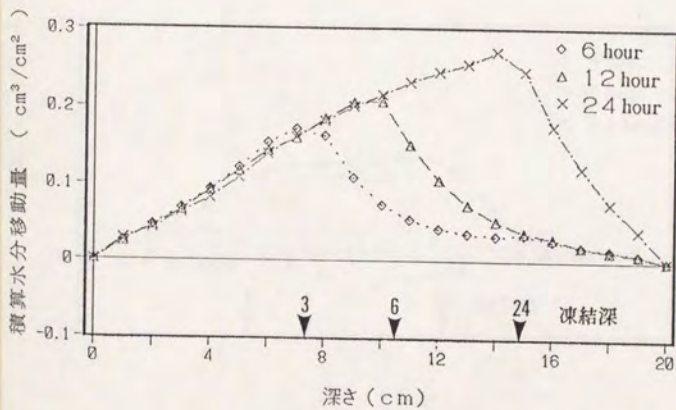


Fig. 3.4-6a 含塩土の凍結に伴う積算水分移動量 (試料a)

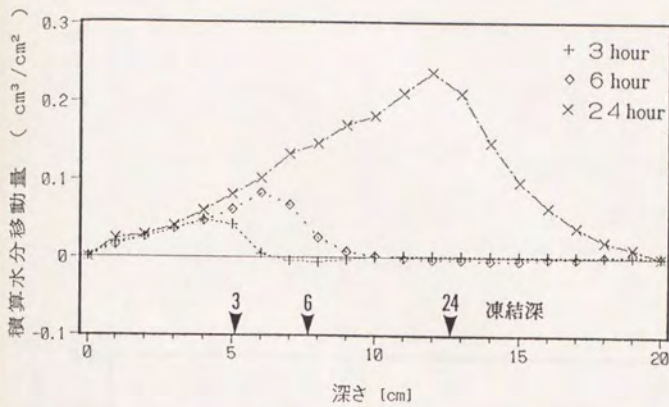


Fig. 3.4-6b 含塩土の凍結に伴う積算水分移動量 (試料 b)

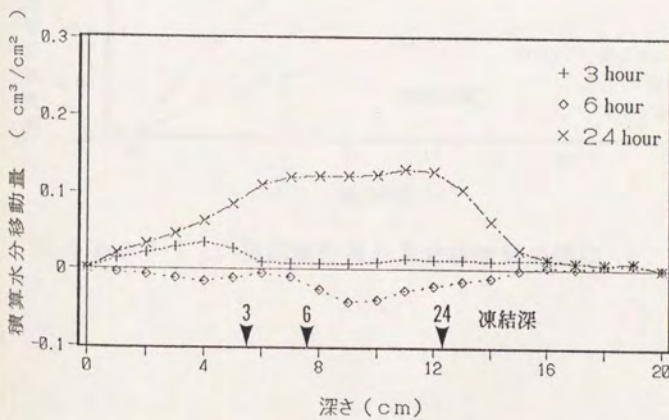


Fig. 3.4-6c 含塩土の凍結に伴う積算水分移動量 (試料 c)

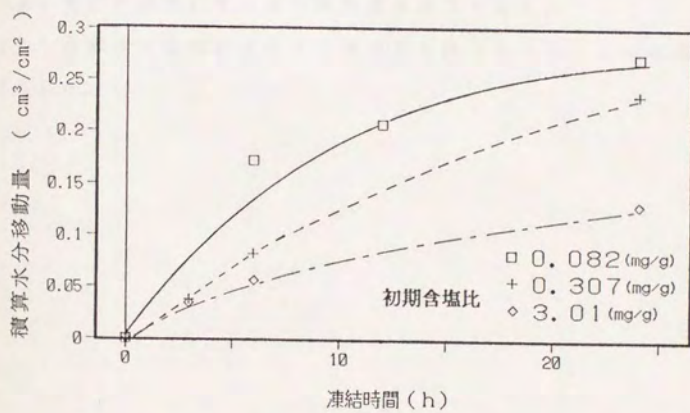


Fig. 3.4-7 初期塩分量と水分移動量の関係

3. 4. 4 まとめ

本実験では塩分が水分移動に与える影響を見るために、初期塩分量の異なる試料を上面直冷・下面断熱の条件で凍結させ、その過程の水分分布の変化を調べた。その結果、次の点が明らかになった。

(1) 塩分が少ないと水分は凍結前線の局所的な領域から吸水されるが、塩分が多いと前線付近の広い領域から平均的に吸水される傾向がある。

(2) 塩分は凍結に伴う水分移動量を低下させる。

こうした特徴は塩分が土中水の凝固点を低下させることに起因すると考えられた。

3. 5 土の凍結における水蒸気移動の効果

3. 5. 1 はじめに

一般に不飽和土中の水分は液状と水蒸気状の2つの形態で移動する。このうち、等温系では通常水蒸気の移動を無視できるが、非等温系では水蒸気の移動を無視できないことがある⁵³⁾。水蒸気移動は蒸発や凝縮、昇華や凍結といった土中水の相変化を介在しながら生じる場合には、水蒸気の移動が熱移動に影響を及ぼすことが考えられる。非等温系における水蒸気移動量を評価する1つの方法として、土コラムを温度勾配方向と垂直に切断してそのときの水分分布を調べるものがある⁵⁴⁾。そこで本実験では、土の凍結に伴う水蒸気移動の効果を知るために、液状水の連続性を断った土コラムを凍結させ、その過程での熱移動と水分移動の特性を調べた。そして、土の凍結における水蒸気移動量について検討した。

3. 5. 2 実験方法

(1) 実験手順

本実験で用いた供試体の概略を Fig. 3.5-1 に示す。試料容器は 3. 4 の実験と同じであるが、本実験では 5 cm 間隔に 5 mm のガラス玉を 1 cm 厚さに挟み不連続コラムとした。土とガラス玉との境界には約 1 mm 網目のシートを挟んである。ガラス玉を除いた土の乾燥密度は 1.43 g/cm^3 である。この供試体の側面および下面を断熱し、初期温度を 3°C 、供試体上面を -10°C の温度条件で凍結させた。所定の時間凍結後、試料を 1 cm ごとに切断し含水比を測定した。また、凍結時の試料内の温度分布を熱

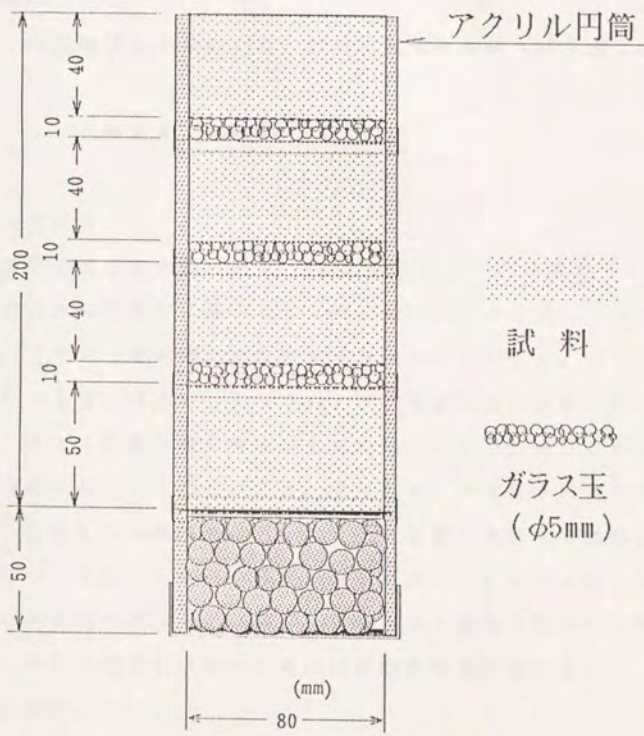


Fig. 3.5-1 供試体の概略 (不連続コラム)

電対により連続測定した。

(2) 試料

3. 4 の実験試料 a を用いた。試料の基本物性値を第 5 章に示した。

3. 5. 3 実験結果と考察

(1) 温度変化

凍結過程の温度変化の一例を Fig. 3.5-2 に示す。連続コラムでは温度分布は表面から連続的に低下した (Fig. 3.4-1a) のに対し、不連続コラムでは、ガラス玉層を挟んで温度が不連続的に変化した。すなわち、土の 1 層目と 2 層目の境界 (4 ~ 5 cm) で、温度勾配が急激に変化した。これは、ガラス玉層の熱伝導率が土に比べて小さいため、この位置での熱移動速度が低下したことによる。すなわち、1 層目の熱収支を考えると、表面からの熱損失に対してガラス玉層を通過する熱流入量が極端に少ないために、1 層目の温度の低下が激しい。これに対して、2 層目および 3 層目では上下の境界となるガラス玉層を通過する熱流量が小さく、その熱流差も小さいために比較的溫度変化が小さくなったものと考えられる。

(2) 凍結深の変化

不連続コラムの凍結深の時間変化を連続コラムの結果と並べて Fig. 3.4-2 に示した。記号は切断時の硬度の違いから判定した凍結深、実線は実験終了直前の凍結深の温度 (-0.8°C) の等温線から求めた凍結深である。不連続コラムの凍結深の進行は連続コラムよりも遅かった。特に、

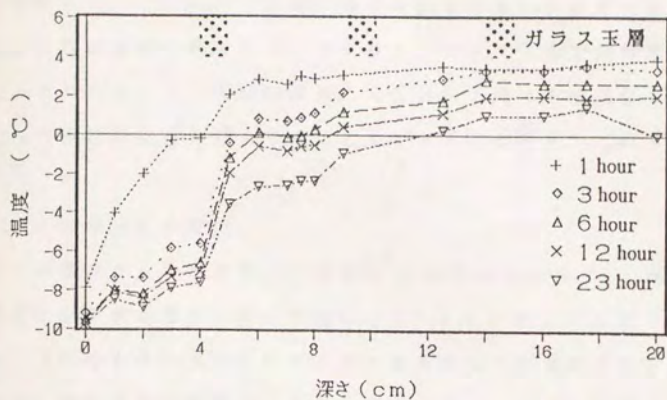


Fig. 3.5-2 温度分布の変化 (不連続コラム)

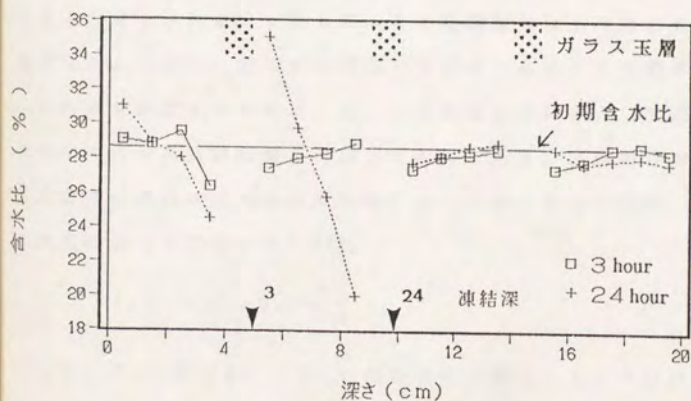


Fig. 3.5-3 不連続コラムの凍結に伴う含水比分布の変化

不連続コラムではガラス玉層のある5 cmと10 cmの位置で進行が停滞した。これは温度分布に見られたように、ガラス玉層で熱移動が弱められたためである。この実験結果は、人工的に土層に不連続層を挟むことによって凍結の進行を遅らせることができることを示している。

(3) 水分分布の変化

不連続コラムの水分分布の変化を Fig. 3.5-3 に示す。連続コラムでは凍土中の含水量が一様に増加した (Fig. 3.4-3a) のに対し、不連続コラムでは凍土中の水分分布がガラス層を挟んで不連続となり、各土層内だけで水分の再分布を形成した。このことは、ガラス玉層を通過する水分移動量がきわめて少ないことを示している。ガラス玉層では液状水の連続性が断たれているので、このときの水分移動は水蒸気によってのみ生じると考えられる。すなわち、この実験結果は土の凍結では水蒸気移動がほとんどなく、液状水の移動が支配的であることを意味する。

この点を確認するために、3.4の実験条件に照らして連続コラムの凍結に伴う水蒸気移動量を見積もってみる。通常、不飽和未凍土中における水蒸気の移動は大部分温度勾配によって生じるといわれ、その移動量は次式によって評価される⁵³⁾。

$$J_v = -\theta_v D_{v0} h_r s \frac{dT}{dx} \quad (3.5.1)$$

ここで、 θ_v : 気相率 h_r : 相対湿度 (湿った土中ではほぼ100%)

D_{v0} : 標準状態における水蒸気拡散係数 ($2.12 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$)

s : 飽和水蒸気密度曲線の勾配 ($d\rho_v/dT = 0.33 \text{ g/m}^3\text{K}$, 0°C)

3.4の実験条件 (真比重 2.61, 乾燥密度 1.43 g/cm^3 , 含水比 28%) を用いると、 $\theta_v = 0.052$ となる。また、Fig. 3.4-1a より凍結前線付近

の温度勾配は、凍結初期の表面付近を除けばせいぜい 2 ($^{\circ}\text{C}/\text{cm}$) 程度である。これらの値を (3.5.1)式に代入すると、水蒸気移動量は $J_v = -7.4 \times 10^{-5}$ ($\text{g}/\text{m}^2\text{s}$) $= -7.4 \times 10^{-9}$ (cm/s) となる。温度勾配下の水蒸気移動量の実測値は (3.5.1)式による予測値の 10 倍程度になるともいわれるが、この点を考慮して J_v を 10 倍したとしても、3.4の実験における水蒸気移動量は 7×10^{-8} (cm/s) と見積られる。この値は、Fig. 3.4-5a で示した全水分フラックスの実測値 $5 \sim 8 \times 10^{-8}$ (cm/s) よりも 2 オーダー小さい。この計算結果より、水蒸気による水分の移動量は通常は十分小さく、連続コラムの凍結に伴う水分移動は液状で生じたと推察される。

以上のように不連続コラムの凍結実験および温度勾配に基づく水蒸気移動量の計算結果から判断して、土の凍結において水蒸気移動の効果はほとんどないものと考えられる。

3. 5. 4 まとめ

本実験では、液状水の連続性を断った不連続コラムを凍結させ、その過程における熱移動と水分移動の特性を調べた。その結果、次の点が明らかになった。

- (1) 連続コラムと比較して不連続コラムの方が凍結速度が小さい。
- (2) 土の凍結では液状水の移動が支配的で、水蒸気移動はほぼ無視できる。温度勾配に基づく水蒸気移動量を計算してみたところ、その大きさは液状水移動量の 1% 以下である。

第4章 土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動方程式

4. 1 はじめに

第2章では、化学熱力学の理論に基づいて凍土中の水分移動の駆動力となる不凍水のマトリックポテンシャルの性質について論じた。そして、第3章では不飽和土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動現象を実験的に把握しその特徴を整理した。その結果、土の凍結では液状水の対流の影響は無視できること(3. 1)、土の凍結に伴って水分・熱・溶質が未凍土から凍土へ移動しその移動量が初期水分量・凍結温度によって異なること(3. 2)、凍結前線付近では濃度勾配をもつ液状水が移動するために見かけ濃度が低下すること(3. 3)、塩分は水分移動量を低下させること(3. 4)、土の凍結に伴う水分移動は液状水移動が支配的であること(3. 5)などが明らかになった。

本章では、こうした不凍水のマトリックポテンシャルに関する性質と実験的に確かめられた移動現象の特徴を踏まえて、土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動の数学的な方程式を誘導する。

4. 2 水分の移動方程式

(1) 未凍土中の水分移動²⁾

土粒子が移動しない土の内部に固定された鉛直方向の座標軸 x をとり、平衡が定義できる程度の大きさの微小体積を考える。このとき、不飽和未凍土中の水分に関して次の連続式が成り立つ。

$$\frac{\partial \theta_L}{\partial t} = - \frac{\partial J_w}{\partial x} \quad (4.1)$$

ここで、 x : 鉛直下向きの位置 (m) t : 時間 (s)

θ_L : 体積含水率 ($m^3 m^{-3}$)

J_w : 未凍土中の体積水分フラックス ($m^3 m^{-2} s^{-1}$)

水蒸気による水分の移動を無視すれば、水分フラックスは液状水のフラックスになるので、Darcy 式を用いて次式で表せる。

$$J_L = - \frac{k_u}{\rho_L g} \frac{\partial P_u}{\partial x} + k_u \quad (4.2)$$

ここで、 k_u : 未凍土の不飽和透水係数 ($m s^{-1}$)

P_u : 未凍土のマトリックポテンシャル (圧力 : Pa)

ρ_L : 水の密度 ($kg m^{-3}$) g : 重力加速度 ($N kg^{-1}$)

(4.1)式と(4.2)式から、不飽和未凍土中における水分移動の基礎方程式が得られる。

$$\frac{\partial \theta_L}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{k_u}{\rho_L g} \frac{\partial P_u}{\partial x} \right) - \frac{\partial k_u}{\partial x} \quad (4.3)$$

(4.3)式は、マトリックポテンシャル勾配と重力によって移動してきた水分が単純に体積含水率の増加量になることを示す。重力を無視できる系では右辺第2項は省略できる。通常、マトリックポテンシャルおよび不飽和透水係数は体積含水率の一価関数として与えられるので、(4.3)式は適当な初期条件と境界条件を与えると解くことができる。

$$P_u = P(\theta_L) \quad (4.4)$$

$$k_u = K(\theta_L) \quad (4.5)$$

(2) 凍土中の水分移動

未凍土中の水分移動式の誘導で氷の生成を考慮すると、凍土中における水分移動の基礎式は次式によって表される。

$$\frac{\partial \theta_L}{\partial t} + \frac{\rho_i}{\rho_L} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{k_f}{\rho_L g} \frac{\partial P_f}{\partial x} \right) - \frac{\partial k_f}{\partial x} \quad (4.6)$$

ここで、 ρ_i : 氷の密度 (kg m^{-3}) θ_i : 体積含水率 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)

k_f : 凍土の不飽和透水係数 (m s^{-1})

P_f : 不凍水のマトリックポテンシャル (ゲージ圧: Pa)

(4.6)式は、マトリックポテンシャル勾配と重力によって凍土中を移動してきた不凍水が不凍水の増加量と氷の増加量に寄与することを示す。ここで、 P_f は不凍水のマトリックポテンシャルで、(2.16)式によって与えられる。

$$P_f = 12.3 * T + \Pi \quad [10^5 \text{ Pa}] \quad (2.16)$$

また、 k_f は凍土の不飽和透水係数である。

ところで、(4.6)式の左辺は不凍水と氷のトータルの増加量を与えるものの、その分配割合はわからない。そこで、凍土中の水分移動を記述するために (4.6)の基礎方程式に加えて、不凍水量を決定するための状態方程式が必要となる。間隙中に氷が存在する場合にも、土粒子表面に吸着する水の性質が変わらず凍土に対しても未凍土の水分特性曲線がそのまま適用できると仮定する。このとき、不凍水のマトリックポテンシャルが既知であれば、不凍水量は (4.4)式の逆関数を用いて次式で求められる。

$$\theta_L = P^{-1}(P_f) \quad (4.7)$$

凍土中の不凍水に対しても、粘性の温度補正をするだけで未凍土の不飽和透水係数の関係式が成り立つものとすれば、凍土の不飽和透水係数は、(4.7)式で決定される θ_L を用いて求められる。

$$k_r = K (\theta_L) \quad (4.5')$$

4.3 熱の移動方程式

(1) 未凍土中の熱移動⁵⁵⁾

不飽和未凍土中の熱に関する連続式は次式で与えられる。

$$\rho C_u \frac{\partial T}{\partial t} = - \frac{\partial J_o}{\partial x} \quad (4.8)$$

ここで、 T : 温度 ($^{\circ}\text{C}$) ρC_u : 未凍土の体積熱容量 ($\text{J m}^{-3}\text{K}^{-1}$)

J_o : 熱フラックス (W m^{-2})

水蒸気の移動を無視すれば、熱フラックスは次式で表される。

$$J_o = - \lambda_u \frac{\partial T}{\partial x} + J_L \rho_L C_L \Delta T \quad (4.9)$$

ここで、 λ_u : 未凍土の熱伝導率 ($\text{W m}^{-1}\text{K}^{-1}$) ΔT : 温度 ($^{\circ}\text{C}$)

J_L : 水分フラックス ($\text{m}^3\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$) $\rho_L C_L$: 水の体積熱容量 ($\text{J m}^{-3}\text{K}^{-1}$)

(4.8)式と(4.9)式から不飽和未凍土中における熱移動を表す次の基礎方程式が得られる。

$$\rho C_u \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda_u \frac{\partial T}{\partial x} \right) - J_L \rho_L C_L \frac{\partial T}{\partial x} \quad (4.10)$$

この式の右辺第1項は熱伝導、右辺第2項は液状水の移動に伴う顕熱移動を表す。不飽和土中の熱移動では通常右辺第2項は無視でき、次式で表せる。

$$\rho C_u \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda_u \frac{\partial T}{\partial x} \right) \quad (4.10')$$

この式は、 ρC_u と λ_u が与えられると解ける。通常、未凍土の体積熱

容量は土の構成成分の体積熱容量と体積分率を用いて次の線形式で表される。

$$\rho C_u = \rho_s C_s \theta_s + \rho_L C_L \theta_L \quad (4.11)$$

ここで、 C_s 、 C_L : 土粒子、水の比熱 ($J kg^{-1}K^{-1}$)

ρ_s : 土粒子の密度 ($kg m^{-3}$)

また、未凍土の熱伝導率は土の乾燥密度が一定の場合、水分の関数として与えられる。

$$\lambda_u = \lambda(\theta_L) \quad (4.12)$$

(2) 凍土中の熱移動

相変化による潜熱に比べて、水蒸気移動と不凍水移動による顕熱移動は十分小さく無視できるので、不飽和凍土中における熱の移動は次式で表すことができる。

$$\rho C_f \frac{\partial T}{\partial t} - \rho_i H_f \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} (\lambda_f \frac{\partial T}{\partial x}) \quad (4.13)$$

ここで、 ρC_f : 凍土の体積熱容量 ($J m^{-3}K^{-1}$)

λ_f : 未凍土の熱伝導率 ($W m^{-1}K^{-1}$) H_f : 水の融解熱 ($J kg^{-1}$)

(4.13)式は、熱伝導による熱移動量が、温度の上昇と液状水の凍結に消費されること示す。左辺第2項に示される単位時間当りの氷の生成量は、(4.6)式と共通で、これによって水分と熱の移動式が連結される。

凍土の体積熱容量は、(4.11)式に氷の項を加えて次式で与えられる。

$$\rho C_f = \rho_s C_s \theta_s + \rho_L C_L \theta_L + \rho_i C_i \theta_i \quad (4.14)$$

ここで、 C_i : 氷の比熱 ($J kg^{-1}K^{-1}$)

また、熱伝導率は不凍水分率と含水率の関数として与えられる。

$$\lambda_f = \lambda(\theta_L, \theta_i) \quad (4.15)$$

4. 4 溶質の移動方程式

(1) 未凍土中の溶質移動²⁾⁵⁶⁾

不飽和未凍土の単位体積において、着目する1種類の溶質に関する連続式は次式で表される。

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho_L \theta_L C) = - \frac{\partial J_s}{\partial x} \quad (4.16)$$

または、

$$\rho_b \frac{\partial S}{\partial t} = - \frac{\partial J_s}{\partial x} \quad (4.16')$$

ここで、C: 溶質の濃度 (g塩/g乾土) ρ_L : 水の密度 (kg m^{-3})

J_s : 溶質のフラックス ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)

S: 含塩比 (g塩/g乾土) ρ_b : 土の乾燥密度 (kg m^{-3})

ただし、 $\rho_b S = \rho_L \theta_L C$

溶質フラックスは拡散と移流の和として次式で与えられる。

$$J_s / \rho_L = - \theta_L D_s \frac{\partial C}{\partial x} + J_L C \quad (4.17)$$

ここで、 D_s : 未凍土の分散係数 ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) で、 J_L は(4.2)式で与えられる水分フラックスである。

(4.16)式と(4.17)式より不飽和未凍土中の溶質移動の基礎方程式は次式となる。

$$\frac{\partial}{\partial t} (\theta_L C) = \frac{\partial}{\partial x} (\theta_L D_s \frac{\partial C}{\partial x}) - \frac{\partial}{\partial x} (J_L C) \quad \dots \dots \dots (4.18)$$

または、

$$\frac{\rho_b}{\rho_L} \frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\theta_L D_s \frac{\partial C}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial x} (J_L C) \quad \dots \dots \dots (4.18')$$

これらの式は、各位置における単位時間あたりの溶質の増加量が右辺第1項の拡散項と第2項の移流項によって表されることを示す。

分散係数は通常、分子拡散と水理学的分散を用いて表される⁵³⁾⁵⁶⁾。

$$\theta_L D_s = D_0 a + \kappa |J_L| / \theta_L \quad (4.19)$$

ここで、 D_0 : 自由水中における溶質の拡散係数 ($m^2 s^{-1}$)

a, κ : 実験定数

溶質移動式は未凍土中であっても、 J_L を介して水分の移動式と連結される。

(2) 凍土中の溶質の移動

溶質を含んだ不凍水の流れが未凍土中の液状水の流れと同様に扱えると仮定すると、凍土中の溶質移動式に対しては未凍土の溶質移動式をそのまま適用できる。ただし、凍土中の不凍水の溶質濃度についてみると、凍結による濃縮効果を誘導できる。

(4.18)式と(4.6)式を連立させると次式を得る。

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_s \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \alpha \frac{\partial C}{\partial x} + \beta C \quad (4.20)$$

ここで、

$$\alpha = \frac{1}{\theta_L} \left(D_s \frac{\partial \theta_L}{\partial x} - J_L \right) \quad (4.21)$$

$$\beta = \frac{\rho_i}{\rho_L \theta_L} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \quad (4.22)$$

ただし、重力による水分移動を無視できる場合には、(4.21)式は水分拡散係数 D_L を用いて次式となる。

$$\alpha = (D_a + D_L) \frac{\partial \ln \theta_L}{\partial x} \quad (4.21')$$

(4.20)式の右辺第1項は拡散項、第2項は移流項、そして第3項は反応項を表す。すなわち、第3項は凍土中では液状水の凍結によって溶液が濃縮され、不凍水の溶質濃度が高まることを示す。この濃度の増大は、(2.6)式で示される浸透圧を高める。

$$\Pi = i C_H R T \quad (2.6)$$

浸透圧の増大は(2.16)式に基づく凍土中のマトリックポテンシャルの増大をもたらし、(4.7)式の不凍水分量を変化させ、氷の生成速度に影響を与える。また凍土の不凍水分量と水量の体積割合の変化により凍土の熱伝導率や体積熱容量も変化し、(4.13)式で表される凍土中の熱移動にも影響を与えることになる。

4. 5 土の凍結に伴う水分・熱・溶質移動の関係

土の凍結に伴う水分・熱・溶質移動の関係式を基礎方程式・補助方程式・状態方程式に分けて Table 4-1 にまとめて示す。ここで、補助方程式は移動に関与する凍土と未凍土の物性値（水分特性・不飽和透水係数、体積熱容量・熱伝導率、分散係数）を与え、状態方程式は水分・熱・溶質相互の関係を与える。土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動を同時に解析するためには、補助方程式に示される関係を適当な実験式または推定式で与える必要がある。

Table 4-1 土の凍結に伴う水分・熱・溶質移動の関係式

	基礎方程式	補助方程式	状態方程式
水分	(4.3) (4.6)	(4.5), (4.4) (4.5'), (4.7)	(2.18), (4.7)
熱	(4.10) (4.13)	(4.11), (4.12) (4.14), (4.15)	
溶質	(4.18/20) (4.18/20)	(4.19) (4.19)	(2.6)

* (*, *): 本文中の式番号

** 上段: 未凍土 下段: 凍土

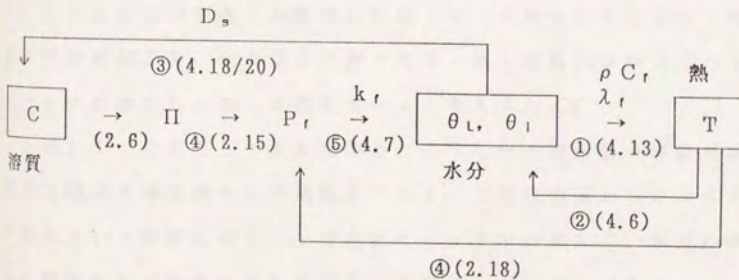


Fig. 4-1 水分・熱・溶質移動の関連

凍土中では水分・熱・溶質の移動が、Fig. 4-1 に示すように複雑に絡み合いながら生じる。これらの移動は次のようにまとめられる。

- ① 土壤表面からの熱損失に伴い土壤表面の温度が低下し、土中に熱移動が生じる。この熱移動には土の水分状態によって決定される体積熱容量と熱伝導率が関与する。
- ② 土の温度が土中水の凍結温度よりも高い場合には水分の移動が起らないが、温度が土中水の凍結温度以下になると、土中水の一部が凍結する。このとき、土中水の凍結量は不凍水量を規定する状態方程式(2.18)式により決定される。
- ③ 土中水の凍結によって不凍水の溶質濃度が高まると同時に拡散および移流に基づく溶質の移動が生じる。
- ④ 温度低下と溶質濃度の増大によって、不凍水のマトリックポテンシャルが変化する。
- ⑤ マトリックポテンシャル勾配によって水分移動が生じる。

こうした凍土中の各々の移動に呼応して、未凍土中でも水分・熱・溶質の移動が起こる。土の凍結に伴う水分・熱・溶質の移動はこのようなプロセスが連続的に生じる現象であると考えられる。

土壤を1つの系として捉えた場合、こうした土壤内部の移動現象の直接の原因は土壤表面からの熱損失にある。土壤は表面からのエネルギーの損失という刺激に対して土壤内部における水の相変化、水分の移動、熱の移動そして溶質の移動という形で反応しているといえる。

4. 6 まとめ

本章では、第2章で明らかにした不凍水のマトリックポテンシャルの性質と第3章の実験事実を踏まえて、水分と熱に加えて溶質の移動も結合した方程式を誘導した。これらの基礎方程式は、移動物性を与える補助方程式、水分・熱・溶質の相互関係を記述する状態方程式によって連結される。これらの方程式は、補助方程式に示される関係を適当な実験式または推定式で与えることで数值的に解くことが可能となる。