

博士論文

排水に伴う泥炭地盤の沈下機構
に関する研究

二〇〇二年三月

東京大学大学院農学生命科学研究科
生物・環境工学専攻
環境地水学研究室

飯山一平

排水に伴う泥炭地盤の沈下機構に関する研究

目次

第一章 序論.....	1
第一節 研究の背景.....	1
第二節 既往の研究.....	5
第一項 排水に伴う泥炭地盤沈下の特徴.....	5
第二項 泥炭地盤沈下の要因.....	6
第三項 泥炭土への圧密試験の適用.....	7
第四項 圧密試験以外の沈下予測法.....	10
第三節 研究の目的.....	11
第四節 研究の構成.....	11
第二章 泥炭土試料採取地及び泥炭土試料.....	13
第一節 はじめに.....	13
第二節 美唄湿原の概要.....	13
第三節 美唄湿原の地表面標高分布及び地下水位分布.....	18
第四節 泥炭土試料.....	21
第五節 まとめ.....	36
第三章 排水に伴う泥炭土の沈下実験.....	37
第一節 はじめに.....	37
第二節 実験方法.....	37
第三節 結果及び考察.....	41
第四節 まとめ.....	52
第四章 模擬試料による初期沈下実験.....	53
第一節 はじめに.....	53

第二節	模擬試料	53
第三節	初期沈下実験の方法	59
第四節	結果及び考察	64
第五節	水位低下に伴う有効応力変化の定式化	71
第六節	まとめ	80
第五章	初期沈下挙動のモデル	81
第一節	はじめに	81
第二節	初期沈下挙動のモデル化	81
第三節	模擬試料による試験結果との比較	83
第四節	初期沈下モデルの性質	85
第五節	初期沈下モデルの泥炭土供試体への適用	91
第六節	まとめ	93
第六章	排水に伴う泥炭地盤沈下の予測	94
第一節	はじめに	94
第二節	排水路掘削に伴って生じる初期沈下量	94
第三節	分解消失による沈下速度	99
第四節	実際の泥炭地盤における沈下量の予測	99
第五節	提案した沈下予測法に関する考察	106
第六節	まとめ	110
第七章	結論	111
	謝辞	114
	引用文献	115
	図表一覧	120

第一章 序論

第一節 研究の背景

泥炭土は、植物の遺体が未分解のまま、または部分的に嫌氣的分解を受けて堆積した高有機質土壌である。その定義では、『主として多少腐植化せる植物残體の自然に集積して生ぜる土壌にして、其の有機物含量五〇%（重量）を下らざるもの』（北海道農事試験場,1937a）とあるように、主に有機物含有量に基準を求めているが、基準となる有機物含有量は、土質工学関係で 20%以上、米国の Soil Taxonomy では Histosols として表層下 40cm 以内に 30%以上（大羽と永塚,1988b）など、分野や世界各国で色々な値とされている。

泥炭地の定義は泥炭土の厚さを基準に行われており、日本では、『排水後二〇糎以上の厚さある泥炭土を以て被覆せられたる土地を謂ふ』（北海道農事試験場, 1937a）のように、泥炭が排水後も地表面に 20cm 以上あるところを泥炭地としている。一方、アメリカやカナダでは、泥炭層が未排水の場合は 45cm、排水の場合は 30cm 以上の厚さで、灰分が 80%以下の泥炭層のあるものを泥炭地としている（北海道泥炭地研究会,1992）。よってその面積についての統計も様々なものとなるが、世界の泥炭地の分布は概ね Table 1-1 のように与えられている(阪口,1974)。

定義から明らかなように、泥炭地の生成には、植物が生育でき且つその枯死後に植物遺体の分解が進まないような環境条件が必要である。よって、水文・地形的に泥炭集積の条件が整えば熱帯においても生成するが、泥炭多産地域は亜寒帯と温帯の一部に多い。

北半球における泥炭多産地帯の南限は 7 月の平均気温 20°C の等温線とほぼ一致し、北限は 1 月の平均気温が -10~-15°C である（阪口 (1974)、大羽と永塚

Table 1-1 国(地域)別の泥炭埋蔵量と泥炭地面積(阪口,1974)

国名(地域名)	埋蔵量(100万トン)	面積(万ha)	国土の面積に占める割合(%)
旧ソビエト連邦	158000	7300	3.3
フィンランド	35000	1000	29.4
カナダ	25000	950	1.0
アメリカ合衆国*	14000	750	1.0
スウェーデン	9000	500	11.1
ポーランド	6000	150	4.8
日本	625	20	0.5
デンマーク	250	12	2.8
オランダ	88	4.5	1.3

*アラスカを除く

以上の生成の条件から、一般に、大河川の後背地やその他の低平な湿地帯には泥炭地が広がっていると考えられる。こうした土地には、その水の利や広さに耕作地としての資質があった。北海道の場合、その開拓史は泥炭地の開拓史と共にあったと言える。

第二次世界大戦後も、当時の日本の食糧事情が困窮していたことを受け、耕作地面積増大の要望の下に泥炭地の開墾が強く進められてきた。最終的に、石狩川流域の泥炭地6万haの殆どは農用地となっている。この土地改良事業は世界的に見ても稀な規模であり、その後の食生活基盤の確立に大きく貢献したといえる。

泥炭地の特性のうち、耕作地とする上での障害となり得るものとしては、多湿であること、非常に高い間隙率のために地盤として軟弱であること、未分解の有機質が過剰に存在する一方で無機成分が欠乏していること、植物遺体の分解過程において生成する腐植酸によって酸性であること、などがある。よって、泥炭地を農地として改良するためには、まずは過剰水の排水が基本となる。排水によって、作物の生育環境として適当な通気、及び耕作作業を行うために必要な地耐力を確保することができる。

しかし、泥炭地における排水には著しい地盤沈下の伴うことが、常に問題となってきた。北海道農事試験場(1937b)には、「泥炭地に排水を行ふときはその乾燥せる部分は著しく容積を縮小すると共に地面の低下を來すものなり。(中略)此の沈下の程度は泥炭の種類、分解の程度及泥炭層の深さによりて大差あるものにして、排水施工後は其の以前に比し、實際著しく沈下するものなるを以て排水設計上留意すべき重要事項たり。」とある。Fig.1-2 は、北海道農事試験場が美唄泥炭地試験地圃場において、高位泥炭地に46m間隔で深さ2mあまりの明渠を掘削した後、15年経過したときの地表面及び地下水位分布である。また、これとは別に、札幌郡白石村低位泥炭地において、「深さ一〇尺乃至一五尺の泥炭層において、排水主溝(上幅約六尺)に沿ひて」一年目に二尺、二年目に一尺、三年目に〇・三尺の沈下を記録した(北海道農事試験場,1937b)という記述もあり、排水溝掘削時の沈下、及びこれに続く沈下とも、著しいものであることがわかる。

上述の試験が行われた北海道美唄市の農用地では、現在でも年に数cmの割合で沈下が続いており、40年間で3m以上の沈下が生じている(宮地ら,1995)。

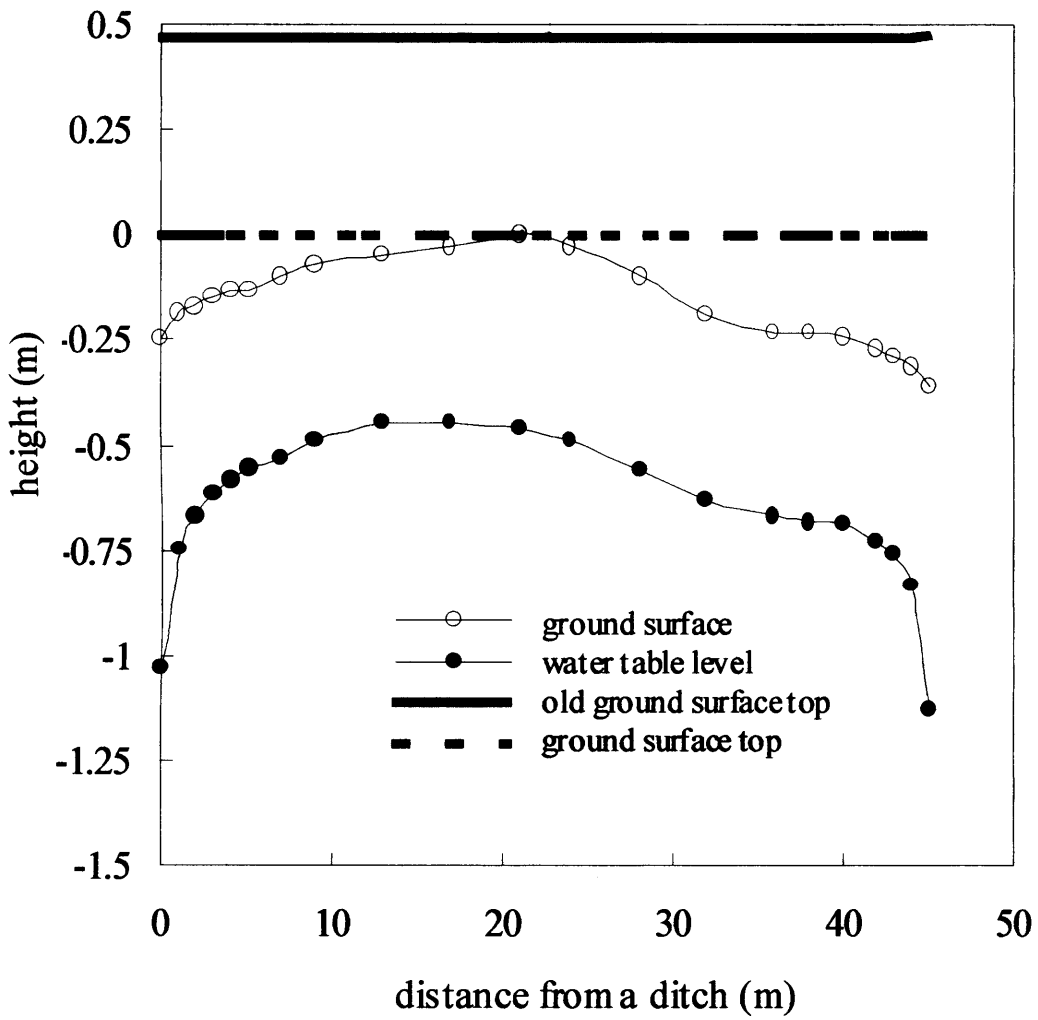


Fig.1-2 大排水溝掘削後十五年の地表面及び地下水位 (北海道農事試験場,1937b)
Shapes of ground surface and water table 15 years after digging ditches (Hokkaido Agric. Res. Center,1937b)

泥炭地における地盤沈下は、埋設した暗渠の機能低下や耕作地表面の不等沈下、排水路と耕作地との比高差の減少による排水効率の低下など、農地における様々な弊害を引き起こしており、また、道路や家屋、送電線といった生活基盤に対しても深刻な影響を及ぼしている。

泥炭地盤の沈下予測をはじめとし、今後の開墾泥炭地における農地利用のあり方や原生の泥炭湿地の保全について考えていく上で、泥炭地盤沈下の特徴である沈下量の著しさ及び長期にわたる沈下期間について、その機構を明らかにすることは重要である。

第二節 既往の研究

第一項 排水に伴う泥炭地盤沈下の特徴

排水路の掘削によって生じる沈下は、それぞれの泥炭地の持つ特性や排水路の規模、配置によって変わってくるが、排水から数年のうちに 10cm を超えることが多く、数十 cm もの沈下が生ずることも稀ではない。北海道農事試験場(1937b)によると、北海道美唄市の高位泥炭地に「深さ三尺、距離二五間の排水溝を掘設したところ、七箇年間に約一尺四寸の地表沈下」を生じたとある。Hillman(1992)は、カナダの Alberta における高位泥炭地において、深さ 0.9m、幅 1.4m の排水路を掘削後、26 ヶ月での沈下量が平均で 11.2cm であったと報告している。

さらに、沈下はその速度を減じながらも長期間にわたって続く。宮地ら(1995)によると、美唄市の高位泥炭地を開拓した農地における沈下は過去 40 年間で 3m 以上であり、現在も平均で 3cm/yr.程度の割合で沈下が進行している。Wosten et al.(1997)は、マレーシアの Johor における泥炭地の沈下について、1960 年から 1974 年までで 180cm 程度、その後の平均沈下速度は、1988 年までが 4.6cm/yr.、1988 年以降は 2.0cm/yr.であったことを述べている。

また、沈下は排水対象地全体で一様に生ずるのではなく、掘削した排水路近傍において特に著しくなる傾向があり、地表面の形は Fig.1-2 に見られたように中央

が盛り上がる地表面形となる。北海道農事試験場(1937b)では、Fig.1-2に見られる試験結果以外にも、高位泥炭地及び低位泥炭地において同様の試験を行い、それぞれ Fig.1-2 と同様の地表面形を得ている。他にも、Rothwell et al.(1996)が、深さ 0.9m、幅 1.4m の排水路を 30~60m の様々な間隔で掘削した結果、26 ヶ月までの平均沈下量が、排水路近傍において 8.5cm、排水路間中央で 6.7cm、排水路中央と排水路との中間点では 7.4cm という例を報告している。

第二項 泥炭地盤沈下の要因

泥炭地盤沈下の要因となる現象については、「之、乾燥による容積の減少と、乾燥の結果空気の透通良好となりたるが為其の分解による容積の減少、更に絶えず水中に浸れる土地ありては排水の結果上層部泥炭層の重量増加し、下部を厭縮するが為なり。」(北海道農事試験場,1937b) とあるように、好気層における収縮、及び有機物分解、嫌気層における圧縮、の三つが挙げられる。他にも Schothorst (1977)が、(1) Shrinkage due to physical processes、(2) Oxidation of organic matter through biochemical processes、(3) Compression due to mechanical process と述べており、また、Wosten et al.(1997)も、Consolidation、Oxidation 及び Shrinkage を挙げている。このように、それぞれ表現の仕方に若干の違いは見られるものの、沈下が収縮、有機物分解、圧縮の三要因に分けられることは、一致した見解といえる。

しかし、上述の三つの沈下要因が全沈下量に対してそれぞれどの程度寄与しているかについては、宮地ら(1995)が北海道美唄市において、原生湿原と隣接防風林の間の標高差、及び両者の泥炭土層に含まれる炭素含有量の違いを元に有機物の分解消失が沈下へ寄与した割合を 30%と見積もった例があるものの、他にこれを明確にした研究例は少ない。

また、三つの沈下要因が、沈下期間中それぞれどのように寄与しているかについては、井本ら(2001)が泥炭地の堆積履歴の詳細な検討から、低位泥炭土の収縮は主に含水比減少に伴うもので急速な地盤沈下の原因となること、中間泥炭土や高位泥炭土の収縮は有機物分解の役割が大きく長期的な地盤沈下の原因となることを示唆しているものの、その時間的な線引きはなされていない。

第三項 泥炭土への圧密試験の適用

軟弱地盤の沈下予測には従来、Terzaghi の圧密理論が大きな役割を果たしてきた。泥炭地盤の沈下予測においても例外ではなく、泥炭土への圧密試験および圧密理論の適用は多く試みられてきた。

しかし、まず問題となったことは、泥炭土を圧密試験に供するための工夫であった。地盤工学会(1990)では、泥炭土を「特殊土」の中の「高有機質土」として分類し、試料の整形の難しさ、供試体の寸法決定の難しさ、試験中の透水性の変化など、圧密試験実施上の問題点をあげている。

また、圧密試験結果の整理法についても、 \sqrt{t} 法 (Taylor の方法) や $\log t$ 法 (Casagrande の方法) による圧密係数 c_v の決定に必要な曲線形状が得られない、圧密理論の適用範囲外である初期圧縮量が著しくこの補正が問題となる、同じく圧密理論の適用範囲外である二次圧密も著しい、など難点が多い。

泥炭土への圧密理論の適用に関する研究

間隙比 e の変化量と圧縮応力 σ の対数変化量との比

$$C_c = -\frac{\Delta e}{\Delta \log \sigma}$$

を圧縮指数といい、応力状態の変化から沈下量を求める場合に用いられる。Berry and Poskitt(1972)、及び Berry and Vickers(1975)は、圧縮指数は一定であるという仮定を置いて、泥炭土のための圧密方程式の誘導を試みている。しかし、続く研究では寧ろ、間隙比の対数と圧縮応力の対数の間に直線関係があることを利用しようという試みが多い。山口ら(1987)は、間隙比 e の対数変化量と圧縮応力 σ の対数変化量の比として定義された指数

$$\bar{C}_c = -\frac{\Delta \log e}{\Delta \log \sigma}$$

が初期間隙比に依存し、初期間隙比が等しい供試体では供試体の厚さや荷重増加率の大小によらずほぼ一致するとして解析を行っている。

さらに、Oikawa(1987)は、間隙量の指標として固相体積と間隙体積の比

$$f = 1 + e$$

を定義し、 $\log f$ と $\log \sigma$ の関係が2つの直線部からなる折れ線形であること、その折点は Casagrande 法における圧密降伏応力によく一致していることなどを述べ、 $\log e$ と $\log \sigma$ の関係に対する優位性を説いている。

その他、日下部ら(1993)のように、泥炭土が Terzaghi の圧密理論によく従わない理由を、間隙水の流れが1次元と仮定していることに求め、水平方向の圧密係数を求める試験装置を用いた研究例もある。

以上の知見は泥炭土の圧密試験結果の整理方法として貢献をしてきたが、排水に伴う泥炭地盤の沈下の場合に比べて大きすぎる圧縮応力領域での試験結果であるといえる。泥炭地盤の飽和含水比はしばしば 1000% を超えることもあり、通常の粘性土地盤に比べ有効土被り圧は小さい。よって、第1段階の圧縮応力は粘土に対する標準的な応力よりも小さい値をとるべきであり、荷重増分比の設定にも注意が必要である(地盤工学会,1990)。さらに、 $0.2 \sim 1.6 \text{ kgf/cm}^2$ といった低応力領域では、時間-沈下曲線の形状が Terzaghi 型の曲線にならず、圧密係数を求めることができない、とされている(関ら,1989)。

泥炭土に特有の圧密現象に関する研究

圧密試験時に見られる泥炭土特有の現象から、試験方法の工夫や圧縮特性の把握を試みた研究例も多い。

安川(1979)は、泥炭土の圧密量のうち半分以上が二次圧密であるために Terzaghi の圧密理論は適用できないとした上で、粘土と同じような段階的载荷による試験法ではなく、瞬時载荷方式の試験法を用いることで、現場実測値と室内試験測定値との間に相似則が成り立つ、と述べている。

神谷(1979)は、有機物含有量が圧縮特性に与える影響について考察し、強熱減量が 40-50% 以下の泥炭土では、強熱減量の増加は体積圧縮係数の増加と線形関係

にあるが、それ以上ではあまり影響が見られない、と報告している。

及川ら(1989)は、圧密試験における荷重増加率の影響を調べたところ、最終的な荷重さえ同じならば、そこに至るまでの荷重増加率に関わらず最終沈下量は同じである、としている。また、中山ら(1989)は、同一荷重条件ならば、時間の増大に伴って、載荷方法の相違が沈下特性に与える影響はほとんどなくなっていく、と述べている。

しかし、いずれの議論も泥炭土の圧密現象を定性的に把握してきているものの、その機構に接近した研究例は少なく、沈下予測においてこれらの性質を考慮するに当たっては、多数の測定値から得られる統計的傾向に頼らざるを得ない場合が多い。

二次圧密について

泥炭土は顕著な二次圧密を示すことが多い(土質工学会,1990)。二次圧密とは過剰間隙水圧消失後に続く圧縮現象であり、Terzaghi の圧密理論の適用範囲外にある。二次圧密期間における間隙比 e の変化量と経過時間の対数変化量との比

$$C_{\alpha} = -\frac{\Delta e}{\Delta \log t}$$

を二次圧密係数という。この期間における沈下予測は二次圧密係数が一定、すなわち間隙比と経過時間の対数との間の直線関係を利用するものであるが、Fox and Edil(1996)が、二次圧密係数を一定とした沈下予測は沈下量の過小評価につながる、と指摘しているように、二次圧密係数の圧密荷重依存性が問題となる。

松尾ら(1986)は、高有機質土の二次圧密係数に及ぼす試験条件について検討し、荷重増加率は二次圧密係数に影響しないと結論している。

一方、山口ら(1987)は、二次圧密係数には荷重依存性があり、供試体の厚さ及び圧縮に伴って変化し、圧密降伏応力の2~3倍程度の荷重で最大値を示す、としている。小田島と能登(1993)も、標準圧密試験により求めた二次圧密係数が圧縮応力の変化に対して凸型の分布となる結果を得ている。

Mesri(1973)は、強熱減量の増加に従って二次圧密係数への圧縮応力の影響が顕

著になってくることを見出し、その後、Mesri and Godlewski(1977)、Mesri and Castro(1987)、Mesri et al.(1997)などの一連の研究において、初期間隙比さえ一定であれば二次圧密係数と圧縮指数の比が一定である、として沈下予測を行っている。

しかし、二次圧密自体が元来、圧密理論に従わない圧縮現象を一まとめにしたものという色合いが濃いために、二次圧密に関するこれらの知見を活用する場合にも経験則に頼らざるを得ず、その機構は明らかにされているとはいえない。

第四項 圧密試験以外の沈下予測法

能登(1987)は、泥炭土の時間-沈下曲線やその他の圧縮特性が Terzaghi の圧密理論に従わないという例が多く報告されていることを受け、沈下現象の理論的な解明には向かわず、圧密荷重や初期間隙比といった沈下を左右すると思われる物性値を数多く集め、これらの物性値と次の沈下予測式

$$\varepsilon = \frac{\varepsilon_f}{1 + C_p t^{-\delta}}$$

$$C_p = \left(\frac{\varepsilon_f}{\varepsilon_1} - 1 \right) t_1^\delta$$

の諸定数との関係を統計的に求めて沈下予測を行う方法を提案した。ここで、 δ は体積変化に関する定数、 ε_f は ∞ の圧密荷重に対する圧縮ひずみの仮想値を示す定数、 ε_1 は時刻 t_1 におけるひずみである。

上述の予測式は、地盤に関する物性値や盛土施工状況が詳細に得られている現場の実測沈下曲線を用いた検証により、予測の精度は高いと結論されている。しかし、予測式の導出が体積 V と経過時間 t の関係が次式で表されることを前提としている点に議論の余地を残していると考えられる。

$$\frac{1}{V - V_f} - \frac{1}{V_0 - V_f} \propto t^\delta$$

ここで、 V_f は ∞ の圧密荷重を受けたときの供試体体積、 V_0 は供試体の初期体積、である。

第三節 研究の目的

排水に伴う泥炭地盤の沈下は、長期間にわたる著しいものであり、その要因は、地下水位よりも上の部分における物理的な収縮、地下水位よりも下の部分における圧縮、そして微生物による有機物の分解、の三つと考えられる。

泥炭地盤沈下予測の手段として、圧密試験及び圧密理論に基づく検討が多くなされてきたが、これは上記三要因のうち主として地下水位よりも下の部分における圧縮を対象としたものと考えられ、他の二要因も含めた地盤全体の沈下挙動を明らかにしなければ、排水に伴う泥炭地盤の沈下の解析は難しいと考えられる。

また、排水に伴って泥炭地盤にかかる圧縮応力は標準圧密試験における圧縮応力よりもはるかに小さいと考えられるが、そのような低応力領域での圧密試験の結果は圧密理論によって説明することが難しく、沈下現象そのものの把握とこれに対する物理的な考察が必要と考えられる。

そこで本研究では、実際の沈下現象に近い形で室内試験を行い、排水に伴う泥炭地盤の沈下挙動の全体像を明らかにすること、及びその沈下機構をモデル化することを目的とした。さらに、実際の地盤沈下現象にモデルを適用し、沈下予測の方法について考察した。

第四節 研究の構成

第一章「序論」では、研究の背景、既往の研究、研究の目的について述べた。

第二章「泥炭土試料採取地及び泥炭土試料」では、室内実験に用いた泥炭土試料の採取地、及び泥炭土試料の物理性について述べた。

第三章「排水に伴う泥炭土の沈下実験」では、泥炭土の不攪乱試料を用いて、排水に伴う泥炭地盤の沈下挙動を室内実験によって再現した。

第四章「模擬試料による初期沈下実験」では、第三章において観察された沈下挙動において排水初期に生ずる沈下が大きな割合を占めていたことに着目し、泥炭土の模擬試料としてペーパータオルを用いて、初期沈下の機構を明らかにすることを試みた。

第五章「初期沈下挙動のモデル」では、第四章において得られた初期沈下挙動に関する実験事実に基づき、初期沈下挙動をモデル化した。

第六章「排水に伴う泥炭地盤沈下の予測」では、泥炭土の分解消失による沈下速度を一定と仮定し、第五章において得られた初期沈下モデルによる沈下量と分解消失沈下量とを併せて沈下を予測する方法を提案し、野外における沈下試験の結果を用いて検証した。

第七章「結論」で、第一章から第六章までを総括した。

第二章 泥炭土試料採取地及び泥炭土試料

第一節 はじめに

排水に伴う泥炭地盤の沈下現象を室内実験として再現するためには、泥炭土の不攪乱試料を用いることが最適であると考えられた。本研究では泥炭土試料採取地として、北海道農業研究センター生産環境部水田土壌管理研究室美唄分室敷地内の湿原（以下、美唄湿原）及びその周辺の防風林を選んだ。これは、美唄湿原が泥炭地開拓の中心であった石狩川流域にあり、且つ歴史的な素性が明らかであったことによる。本章では、泥炭土試料採取地及び泥炭土試料について述べる。

第二節 美唄湿原の概要

歴史

北海道の開拓は、北海道開拓使(1869～1882)の設置に始まった。北海道の泥炭地は全道の平坦地面積の約四分の一を占めていたが、当初は不毛の地として捨て置かれたままであった。その後、拓地殖民の進展に伴って開発の容易な未開地が減少していったことから、泥炭地開発の機運が高まった。

1919年、北海道農事試験場は国費により、空知郡沼貝村美唄原野（現、美唄市開発町南）に美唄泥炭地試験地を設置した（北海道農業試験場,1969c）。用地は高位泥炭地52町歩余りであったというから、50ha程度の敷地であった。

美唄泥炭地試験地はその後、1942年の北海道農事試験場の北海道農業試験場への改組、1950年の北海道農業試験場の北海道庁から農林省への転属等を経て、2001年4月より独立行政法人農業技術研究機構の北海道農業研究センター生産環境部水田土壌管理研究室美唄分室となっている。約50haの敷地には原野であった当時からの原生湿原が含まれている。この原生湿原は、湿原生態の把握や周辺農地との比較対照を行うための野外調査区の役割を担うことが期待でき、泥炭地研究の観点から非常に貴重である。美唄湿原付近の航空写真を次頁に示す。

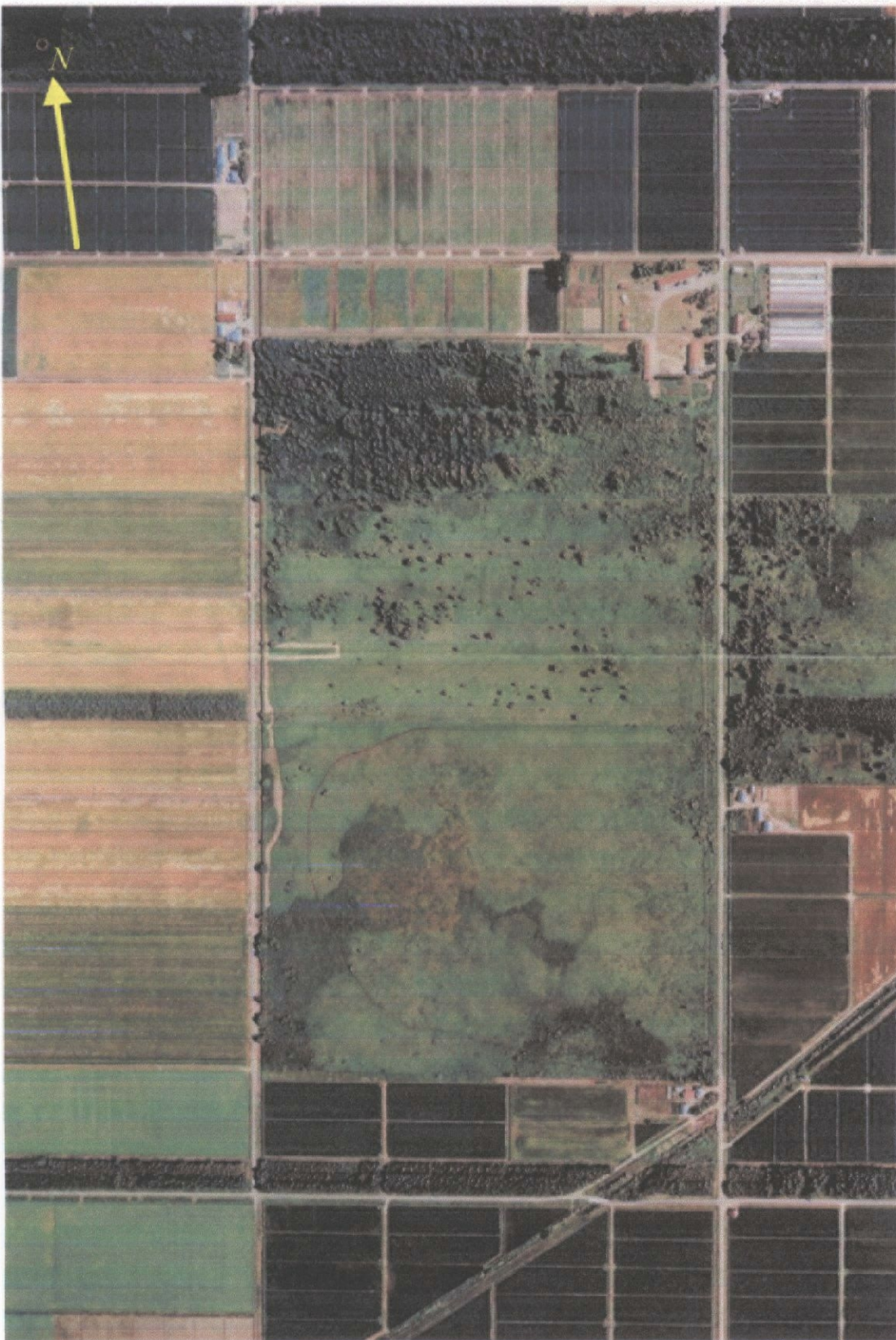


Photo 2-1 美唄湿原付近の航空写真(1995). 北海道農業試験場所蔵.
Aerial photograph around Bibai mire (1995). Hokkaido Agric. Res. Center
Schematic diagram of the location of Bibai mire and its surrounding.

美唄湿原の立地条件及び現況

Fig.2-1 は、Photo 2-1 の航空写真を基にした美唄湿原付近の立地条件である。美唄分室を含む区画内の南側約 25ha が原野であった当時の湿原を残した領域となっている。

美唄湿原の西側と東側は農道に面しており、それぞれ水路が湿原領域に沿って掘削されている。後述する標高測量の結果にあるように、美唄湿原西側水路近傍において著しい地盤沈下が生じており、湿原西側に隣接する農地との標高差は3m以上にも及んでいる。

美唄湿原自体も乾燥化が進んできており、ササ群落やウルシ群落の侵入は著しく、25haのうち、本来のミズゴケ群落が生存している領域は湿原中央よりやや西よりの1ha程度を残すのみとなっている。

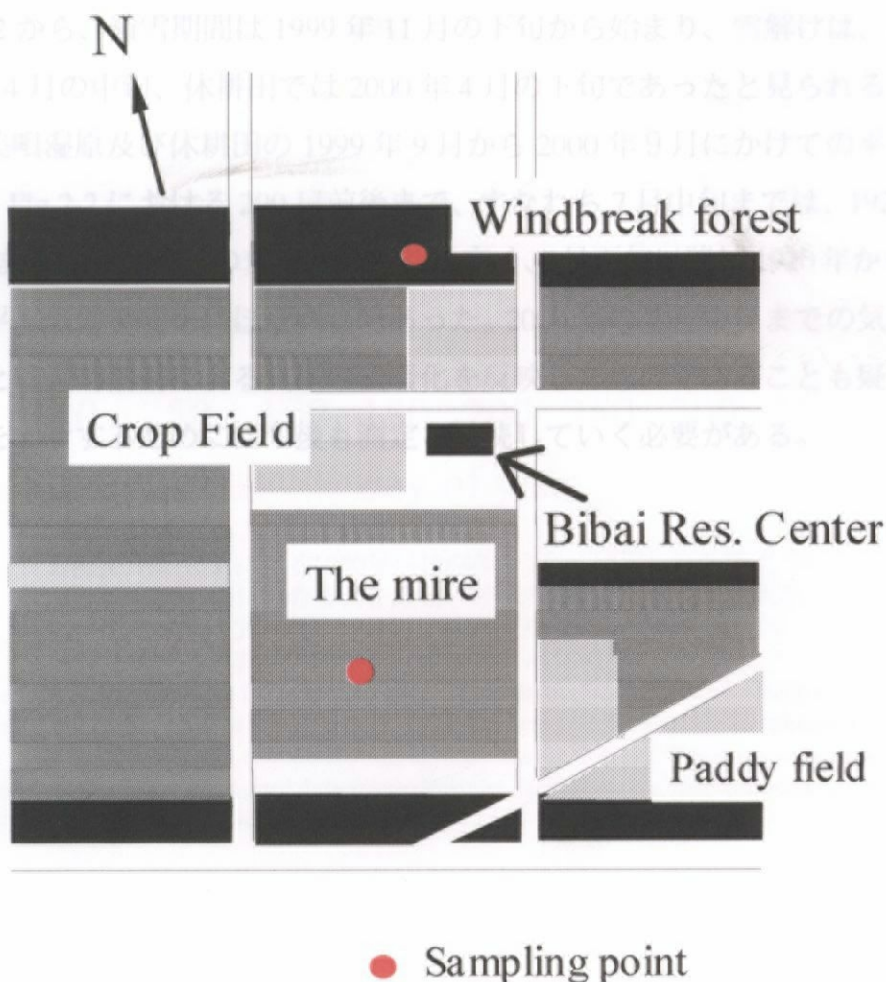


Fig.2-1 美唄湿原周辺の概略図
Schematic diagram of the location of Bibai mire and its surrounding.

美唄湿原付近の温度環境

Fig.2-2 は、美唄湿原付近の気温変化である。横軸は、1月1日を1とした日数とした。黒、灰、赤のデータはそれぞれ5月から10月までの10日間毎の最高気温、平均気温、最低気温の変化であり、1920年から1968年までの48年間のうちの6年分を示した（北海道農業試験場,1969d）。また、緑と茶の実線は、それぞれ美唄湿原の地表面及び隣接する休耕田の地表面における、1999年9月から2000年9月までの10日間毎の平均地温の変化である。測定は、熱電対内蔵小型データロガーHOBO H8 Pro RH/Temperature Logger (Onset Computer Co.)を美唄湿原地表面及び休耕田地表面に設置して行った。

1月1日より約100日間、美唄湿原及び休耕田の地表面温度は0°C近辺で一定となっていた。これは地表面が積雪によって覆われたことによるものと考えられる。Fig.2-2 から、積雪期間は1999年11月の下旬から始まり、雪解けは、湿原では2000年4月の中旬、休耕田では2000年4月の下旬であったと見られる。

また、美唄湿原及び休耕田の1999年9月から2000年9月にかけての平均気温の変化は、Fig.2-2における200日前後まで、すなわち7月中旬までは、1920年から1968年までの平均気温の変化よりも若干高く、7月下旬以降は1920年から1968年までの平均気温の変化にほぼ同じであった。2000年の7月中旬までの気温が若干高いことは人為活動による気候の温暖化を反映したものであることも疑われるが、これを判断するためには今後も測定を継続していく必要がある。

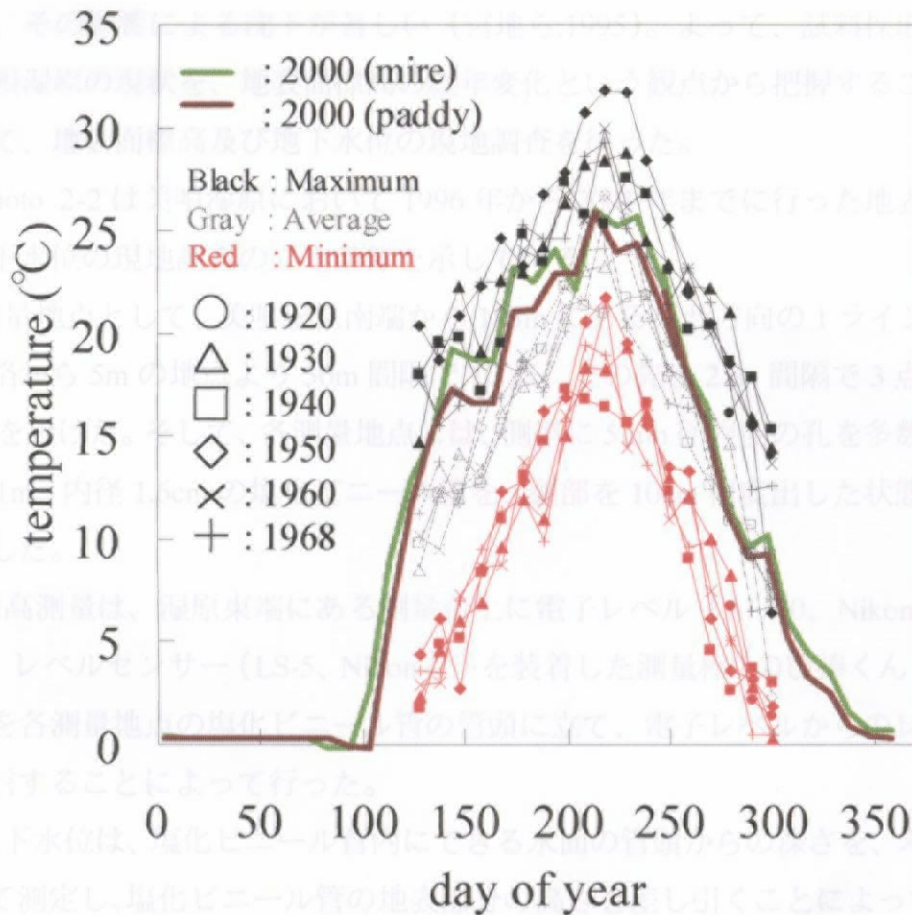


Fig.2-2 美唄泥炭地研究室による1920年～1968年の5月～10月の気温変化。黒、赤、灰はそれぞれ、10日毎の最高、最低、平均気温。(北海道農業試験場,1969d) 緑の実線及び茶の実線はそれぞれ、1999年9月～2000年9月に測定した湿原地表面及び休耕地表面における10日毎の平均気温。

Annual temperature change from May to Oct. measured by Bibai peatland laboratory. Black, Red and Gray symbols show the maximum, the minimum and the average temperature for every 10 days, respectively. (Hokkaido Agric. Res. Center, 1969d). Green thick line and Brown thick line show measured data from 1999.9 to 2000.9 on the mire surface and on the paddy field surface, respectively.

第三節 美唄湿原の地表面標高分布及び地下水位分布

美唄湿原は原生湿原とされているが、その周辺は既に農地として拓かれている。そのため美唄湿原は、Fig.2-1 に示したように、東端及び西端を水路によって区切られ、その影響による沈下が著しい（宮地ら,1995）。よって、試料採取地としての美唄湿原の現状を、地表面標高の経年変化という観点から把握することを目的として、地表面標高及び地下水位の現地調査を行った。

Photo 2-2 は美唄湿原において 1996 年から 2001 年までに行った地表面標高及び地下水位の現地調査の立地条件を示している。

測量地点として、美唄湿原南端から 183m にある東西方向の 1 ライン上を、東側水路から 5m の地点より 50m 間隔で 10 点、その先を 25m 間隔で 3 点、の合計 13 点を設けた。そして、各測量地点には、側壁に 5mm 径程度の孔を多数空けた、長さ 1m、内径 1.6cm の塩化ビニール管を、頭部を 10cm 程度出した状態で鉛直に埋設した。

標高測量は、湿原東端にある測量台上に電子レベル（AL-50、Nikon 社）を設置し、レベルセンサー（LS-5、Nikon 社）を装着した測量棒（のび棒くん III、Nikon 社）を各測量地点の塩化ビニール管の管頭に立て、電子レベルからのレーザー光を受信することによって行った。

地下水位は、塩化ビニール管内にできる水面の管頭からの深さを、スケールを用いて測定し、塩化ビニール管の地表部分の高さを差し引くことによって求めた。

Fig.2-3 は、測量の結果得られた地表面標高分布及び地下水位分布である。

地表面標高分布によると、湿原の東側、西側とも水路の影響で沈下が進んでおり、特に、元の標高より 540cm の深さまで掘削された西側水路近傍における沈下が著しく、西端の測量点より東側へ 100m 程度までの傾斜が特徴的である。

また、1996 年に行った 2 回の調査の結果から、地表面標高も 10cm ほどの年変動がありうるということが明らかとなった。この変動は、主に降雨時の膨張と渇水時の収縮によるものと思われ、1999 年、2000 年の標高分布は、この年変動の範囲内にあると見られる。

一方、1996 年以降の 5 年間で沈下し続けていたと見られる測量地点は西側水路近傍の 1 点であり、1999 年、2000 年とも 1996 年当時に比べると 20cm 以上沈

下していた。

地下水位分布も、地表面標高分布とほぼ同様の形状であったが、1996年から2000年までの5年間で少なくとも20cm以上の水位変動が存在していた。特に、西側水路近傍の3つの測量点における水位変動は50cm以上となっており、激しい乾湿履歴が沈下に影響を与えていることが示唆された。

以上、美唄湿原の現状として、水路掘削による美唄湿原の地表面形状への影響は水路から100m程度の範囲にあること、湿原内部では年に10cm程の地表面標高の変動があるものの1996年からの5年間でほぼ安定していること、地下水位は地表面近傍にあり、年に20cmほどの変動があることが分かった。

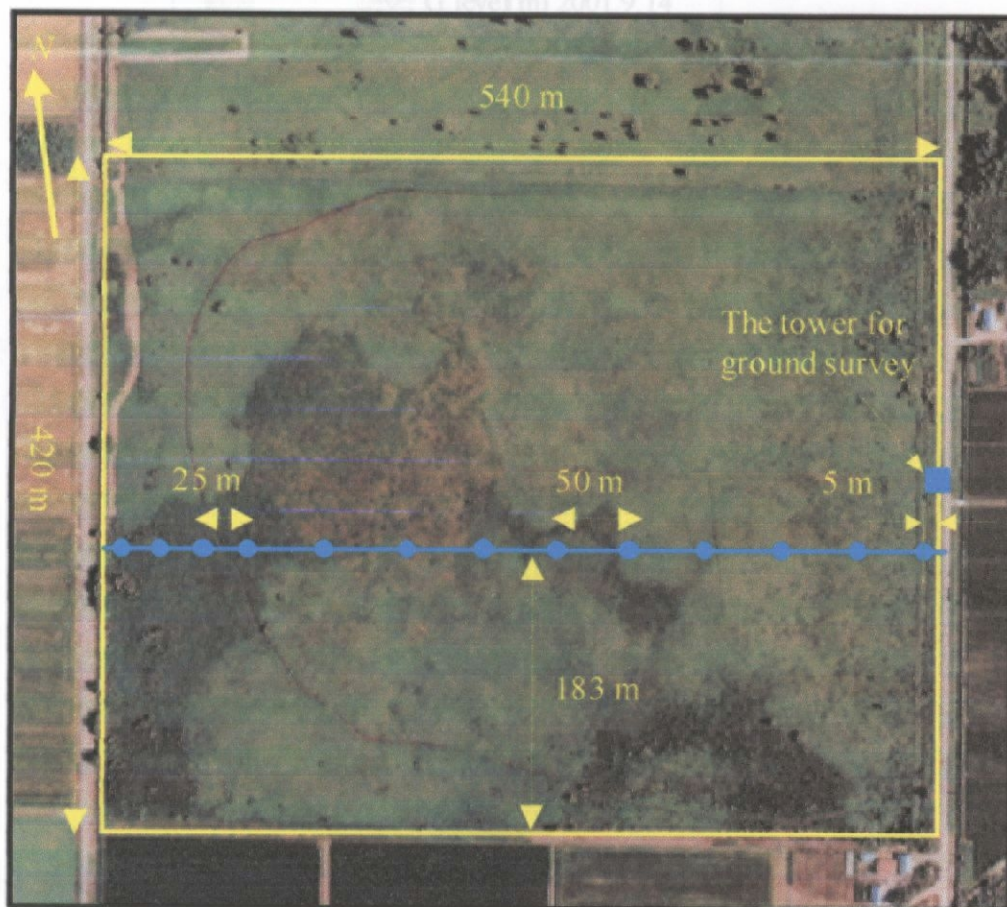


Photo 2-2 美唄湿原の地表面標高及び地下水位調査の立地条件。水色の点が地表面標高及び地下水位の測量点である。湿原東端にある測量台上に電子レベルを設置し、レベルからのレーザー光を各測量点で受信することで地表面標高を測量した。

Location of ground surface and water table level survey in Bibai mire. Sky blue spots are measurement points for ground surface level and water table level, using electronic level set on the tower for ground survey at the east extremity of the mire.

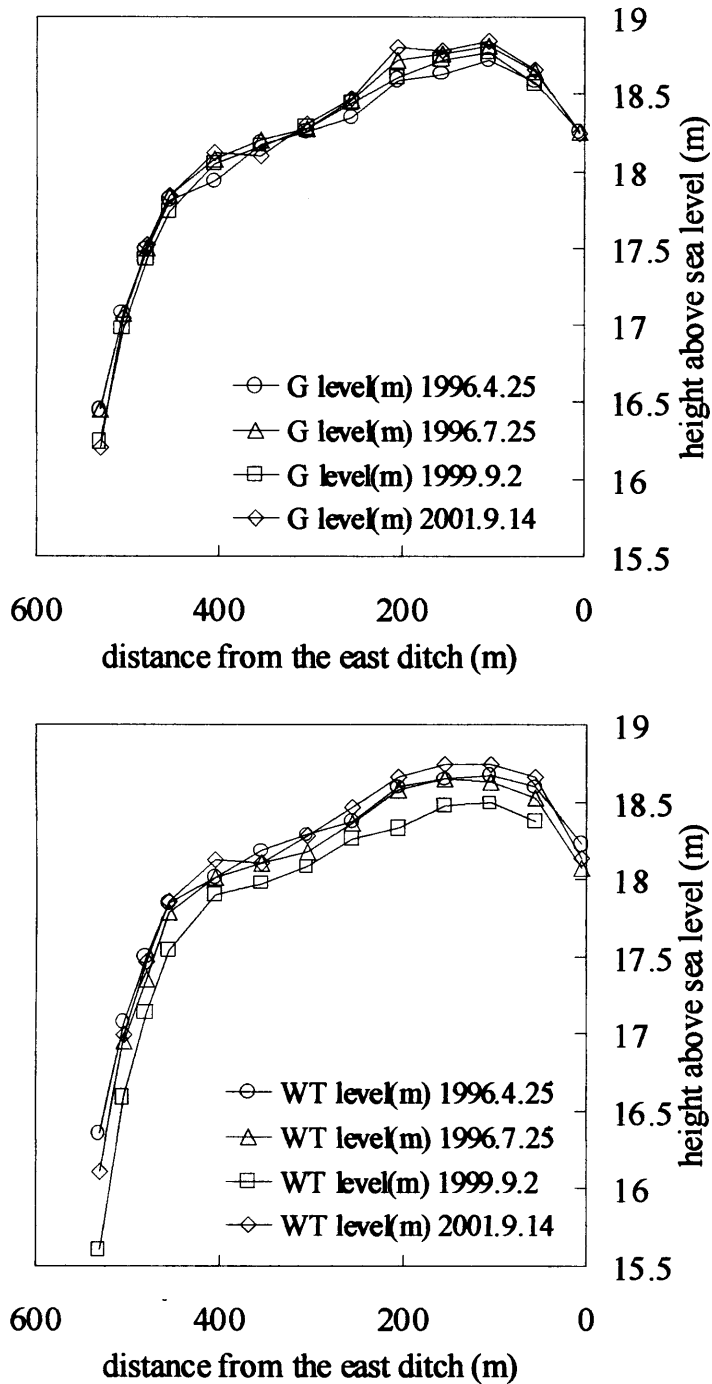


Fig.2-3 美唄湿原南端より183mの東西方向1ラインにおける地表面標高分布(上)及び地下水位分布(下). 1996年の2回のデータは斎藤(1997)、1999年のデータは田村(2000)による.

Ground surface level (above) and ground water table level (below) of the Bibai mire. The direction of this measured line is from east to west and the distance from the south extremity of the mire is 183m. Data sets of 1996 and 1999 are from Saito(1997) and Tamura(2000), respectively.

第四節 泥炭土試料

泥炭土試料の採取

泥炭土は植物遺体の多くが未分解のまま堆積しているため、植物繊維が試料採取の障害となる。よって、不攪乱試料を採取する際は、通常の採土器類に代わり刃渡り 33cm の牛刀を用いて試料を切り出した。

試料採取地は、Fig.2-1 に赤丸で示した 2 地点である。美唄湿原を高位泥炭土試料の、美唄分室北側の防風林を中間泥炭土試料の採取場所として選んだ。

防風林では、スコップを用いて 1×1m 程度の大きさの試孔を掘り、深さ 1m くらいまでの土壌断面を出すことが可能であったが、湿原ではスコップを用いるとミズゴケ群落表面を荒らす上、Fig.2-3 にあるように地下水位が地表面に近いこともあり、幅 50cm、奥行き 35cm 程度の試孔を牛刀によって掘った。採掘深さは、水を汲み出しながら 55cm 程度まで掘ることが可能であった。採取できる試料の大きさは牛刀の刃渡り長さで試孔の深さによって制限され、防風林では 25×25×70cm 程度が、湿原では 15×15×25cm 程度が、不攪乱状態で採取可能な最大の大きさであった。

不攪乱柱状試料は、採取後、長い側面のうちの一つに木板などをあてがって形状保持の助けとした。これを調理用のプラスチックフィルムなどで幾重にも丁寧に包装した後、適切な大きさのチャックつきビニール袋に入れてガムテープ等を用いて密封梱包し、輸送中の水分損失を防いだ。不攪乱試料は、柱状のものを、水分特性曲線の測定、及び第三章における沈下実験に用いた。また、10×10×10cm のブロック試料を乾燥密度の測定に用いた。

攪乱試料は、深さ 5cm 毎に適当な大きさのチャックつきビニール袋に入れ、密封梱包し、研究室へ持ち帰った後、含水比、真比重、強熱減量の測定に用いた。

次頁に、美唄湿原及び防風林における土壌断面図を示す (Fig.2-4)。

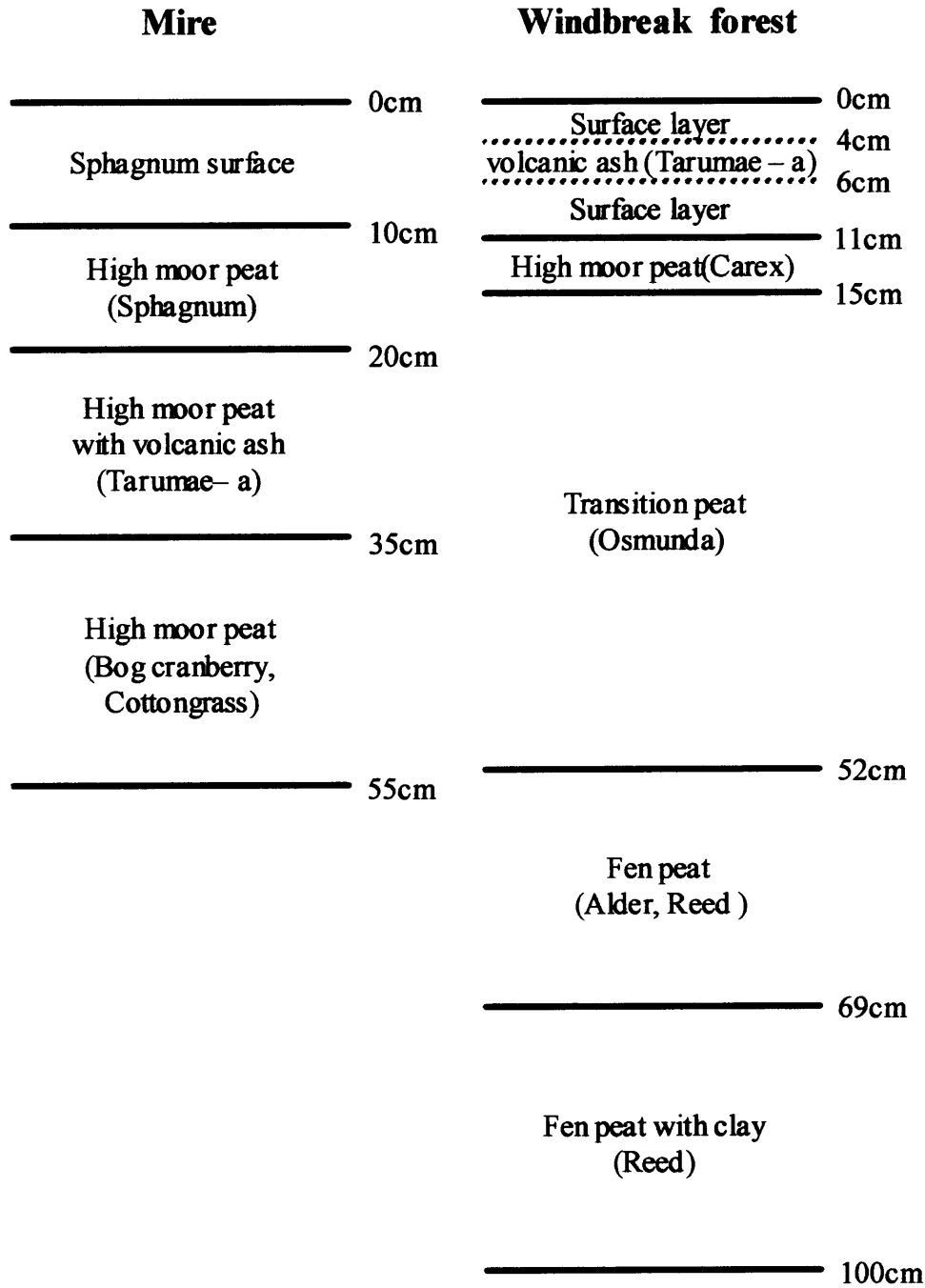


Fig.2-4 美唄湿原 (左) 及び防風林 (右) の土壤断面図.
Soil profiles of Bibai mire (left) and the windbreak forest (right).

泥炭土の物理性

高位泥炭土及び中間泥炭土に関して深さ方向の物理性の分布を求め、Fig.2-4に見られた層位毎の物理性の特徴を把握することを目的として、各種物理性試験を行った。含水比、真比重、強熱減量は、試料採取地より深さ5cm毎に採取した攪乱試料を用いて測定した。乾燥密度は、10×10×10cmの不攪乱ブロック試料を用いて深さ10cm毎に求めた。

また、Fig.2-4で見られた層毎に4×4×4cmのブロック供試体を不攪乱柱状試料から切り出して作成し、水分特性曲線を測定した。美唄湿原の土層は、深さ方向へ上から順に、ミズゴケ生活層、高位泥炭土層（ミズゴケ）、火山灰混入の高位泥炭土層、高位泥炭土層（ツルコケモモ・スゲ）となっており、これらの4種類の層をそれぞれ代表する深さとして、6-10cm、16-20cm、27-31cm、そして36-40cmの部分を選んだ。防風林試料については、深さ方向へ上から順に、表層の火山灰混入層、表層、高位泥炭土層、中間泥炭土層をそれぞれ代表する深さとして、2-7cm、7-11cm、11-15cm、そして30-34cmを選んだ。

物理性試験を行うに当たっては、強熱減量の測定は中野ら(1995)に記載されている方法に準じたが、その他の物理性については、鉱物土壌を測定する場合と異なる測定上の留意点が幾つかあったため、以下に記す。

含水比

攪乱袋試料を用いて炉乾前の質量を測定し、100°Cの炉で24時間炉乾した後、試料をデシケータに入れ、冷却時間として30分置いた後、乾燥質量を測定して求めた。通常の鉱物土壌の場合に105°Cとする炉の温度を100°Cとした理由は、有機物の損失を抑えるためであったが、後に24時間の炉乾では値にほとんど影響しないことがわかった。

真比重

まず、ピクノメータの乾燥質量 W_f を測定した。そして、ピクノメータに蒸留水を満たした時の質量 W_a' を、水温 T' と共に測定した。これにより、水温が T のときの満水ピクノメータ質量 W_a を次式により求めた。

$$W_a = \frac{\text{density of water at temperature } T}{\text{density of water at temperature } T'} (W_a' - W_f) + W_f$$

続いて、銚を用いてピクノメータに入れやすい大きさに切断した湿潤試料をピクノメータの胴回りが最も大きくなる高さの半分程度まで入れ、ピクノメータの胴回りが最も大きくなる高さを超える程度まで水を追加して、真空ポンプを用いて脱気した。湿潤試料を用いた理由は、乾燥が進んだ泥炭土は撥水性を示してピクノメータ内に気泡が残り、脱気作業の妨げとなることによる。

脱気後は、試料の入ったピクノメータを水で満たし、水温 T と共に質量 W_b を測定した。

その後、乾燥質量が既知のビーカーに中身をすべて空け、ビーカーごと 100°C で 48 時間炉乾した。ピクノメータごと炉乾を行うと、植物遺体がピクノメータ内に張り付き、取れなくなる場合が多いことによる。

炉乾後、ビーカーをデシケータに入れ、冷却時間として 30 分置いた後、乾燥質量を測定し、ビーカーの乾燥質量を差し引いて試料の乾燥質量 W_s を求めた。

以上で求められた値から次式を用いて温度 T の水に対する試料の真比重の値を求めた。

$$G_s = \frac{W_s}{W_s + W_a - W_b}$$

乾燥密度

ブロック試料の質量を測定した後、含水比の場合と同様、 100°C の乾燥炉を用いて 24 時間炉乾した。炉乾後は試料をデシケータに入れ、冷却時間として 30 分置いた後、乾燥質量を測定して求めた。

水分特性曲線

吸引法（中野ら,1995）によって、排水過程の水分特性曲線を測定した。ただし、泥炭土は実験期間中の脱水による体積減少の影響の著しいことが予想されたため、石膏を用いて体積変化を拘束した供試体を、次の手順で作成した。

まず、不攪乱試料を用いて、目的とする層位から 4×4×4cm のブロックを牛刀によって切り出し、水を張った大きなバットの中に布を敷いた上に安置して原型を保つように努めた。

次に、厚さ 10mm、幅 50mm、高さ 30mm、35mm 及び 40mm の 3 種類の発泡スチロール片をそれぞれ 4 つ用意し、4 片をガムテープによって組み合わせて高さの異なる 3 種類の型枠を作成した。

高さ 40mm の型枠では泥炭土ブロックは圧縮を受けない状態で体積を保ち、高さが 30mm 及び 35mm の型枠では泥炭土ブロックは高さ方向への圧縮を受けた状態で体積を保った。これらの高さの異なる 3 種類の供試体を用いることによって、最大で 25%の圧縮が水分特性曲線へ与える影響を把握することを意図した。

続いて、バットの中に安置しておいた試料を発泡スチロール型枠で囲むようにアクリル板の上に置き（Photo 2-3）、ブロック試料の上面及び下面が石膏で閉じないように留意しながら、ブロック試料と形枠の間隙間に石膏を流し込んでアクリル蓋を用いて石膏が固化するまで固定した（Photo 2-4）。

石膏が固化した後は発泡スチロール型枠を取り去り、石膏供試体を吸引法試験に供した（Photo 2-5）。

吸引法試験終了後、石膏供試体内部の泥炭土試料を、葉匙などを用いて残らず掻き出し（Photo 2-6）、100°Cで 24 時間炉乾することによって、泥炭土試料の乾燥質量を求めた。

残された石膏枠は底をゴム板によって塞いだ状態で注水し、入れた水の量から内体積を求めて、泥炭土の乾燥質量と合わせて乾燥密度を算出した。

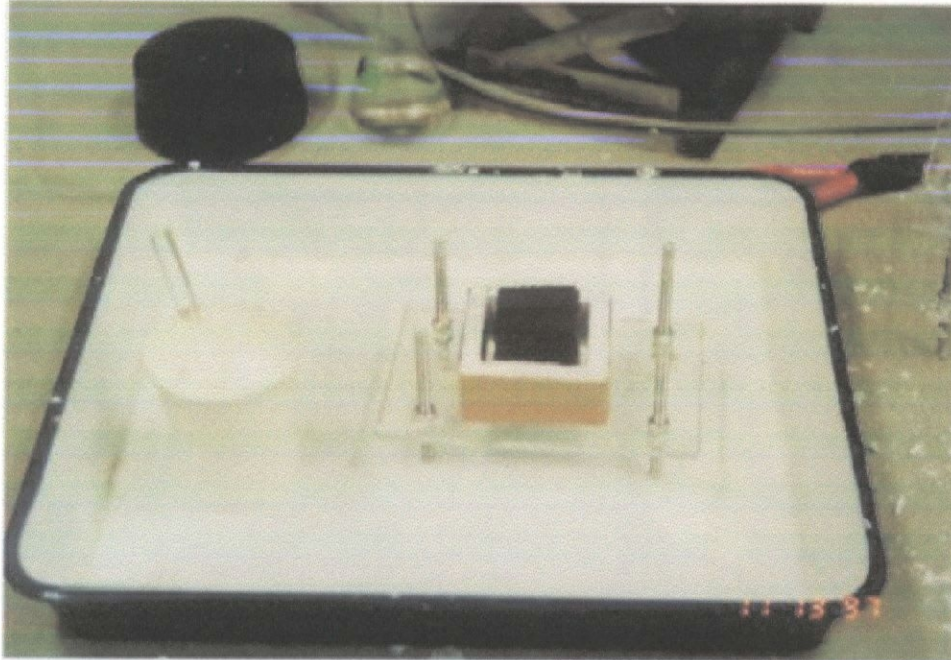


Photo 2-3 石膏、発泡スチロール型枠とブロック試料.
Gypsum fluid, styrene foam frame and block sample.



Photo 2-4 石膏枠の乾燥。2時間程度で固化する。
Gypsum frames drying for about 2 hours.

乾燥室で、浮天井、加熱減量、真比重

Fig. 2-4 浮天井の構造及び試料採取の様子を示す。乾燥室、浮天井、加熱減量、真比重

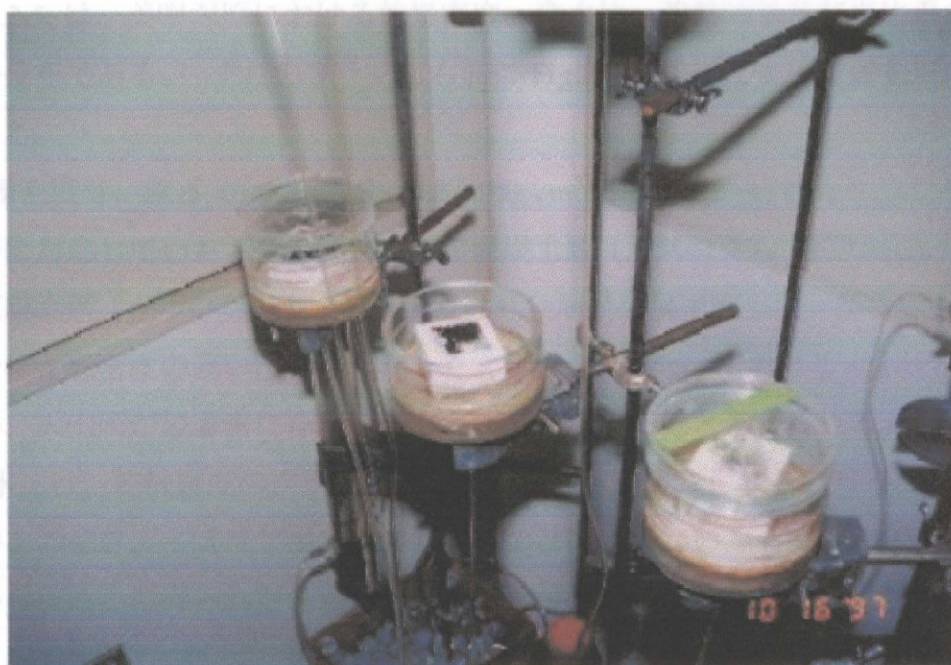


Photo 2-5 石膏供試体による吸引法の様子。
Hanging column method with gypsum-framed specimens.

加熱減量は、高位泥炭土層（ツルヨケモモ・スゲ）では90%以上であり、ほとんどが有機物であることが示された。一方、火山灰混入層にかかる深さ20cm付近では40%

にまで真比重は1.6程度である。Fig. 2-5 浮天井の構造及び試料採取の様子を示す。乾燥室、浮天井、加熱減量、真比重

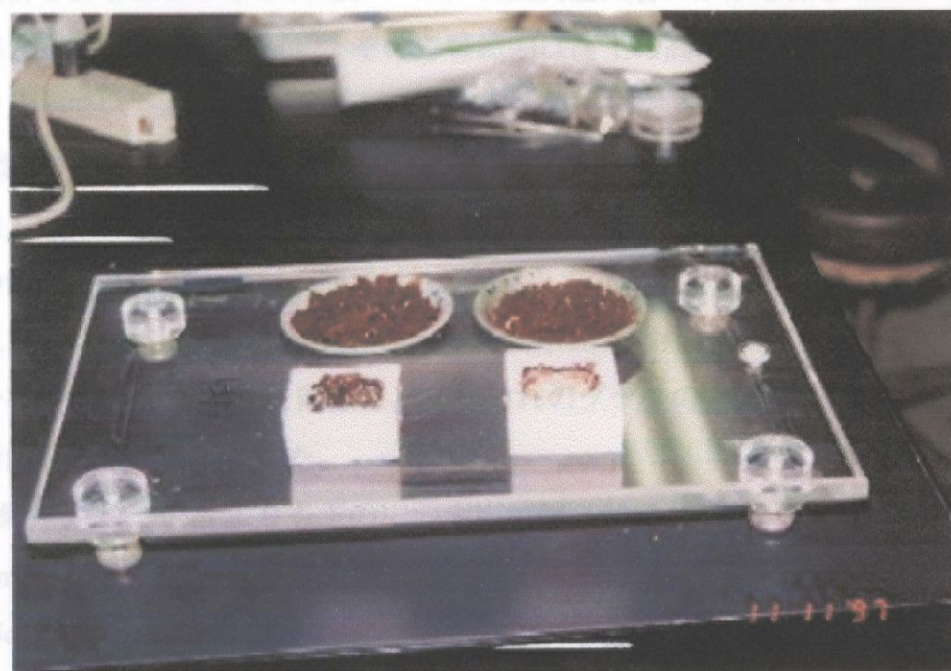


Photo 2-6 実験終了後の泥炭土試料と石膏枠。
Peat samples and gypsum frames after experiments.

以上の部分である。深さ0~10cmの表層部分については、浮天井を用いて試料採取することができなかった。

乾燥密度、含水比、強熱減量、真比重

Fig.2-5 は、美唄湿原における乾燥密度、含水比、強熱減量及び真比重の深さ方向の分布である。いずれのグラフも右側に Fig.2-4 で挙げた土壌断面を対応させて示した。

乾燥密度は、深さ 10cm 程度までは $0.05\text{g}/\text{cm}^3$ に満たない値であり、ミズゴケ生活層に対応していた。その直下の高位泥炭土層（ミズゴケ）、及び 35cm 以深の高位泥炭土層（ツルコケモモ・スゲ）では $0.1\text{g}/\text{cm}^3$ 未満であった。深さ 20~25cm の部分に乾燥密度の高い部分が存在した。深さ 20~35cm における火山灰混入層の中の、火山灰が最も密に存在する層がこれに相当したと考えられる。

含水比は、乾燥密度のグラフと左右対称を成すような形状をとった。湿原は、渇水時をのぞき、ミズゴケ生活層よりも下の部分は概ねいつも飽和の状態であることから、ここに得られた含水比分布は間隙量を直接反映したと考えられる。その値は、火山灰混入層では 400~1000%、それ以外の層では 1000%を超えており、下層へ行くほど大きな値となっていた。

強熱減量は、高位泥炭土層（ツルコケモモ・スゲ）では 90%以上であり、殆どが有機物であることが示された。一方、火山灰混入層にかかる深さ 20cm 付近では 40%と最も小さい値を示し、その影響範囲は直上の高位泥炭土層（ミズゴケ）にまで及んでいた。

真比重のグラフ形状は、強熱減量とほぼ対称となった。ミズゴケ生活層及び高位泥炭土層（ミズゴケ）では 1.8、高位泥炭土層（ツルコケモモ・スゲ）では 1.6 程度の値であり、火山灰混入層では 2.2 程度となった。

Fig.2-6 は、防風林における乾燥密度、含水比、強熱減量及び真比重の深さ方向の分布である。Fig.2-5 と同様に、それぞれのグラフの右側に Fig.2-4 で挙げた土壌断面を対応させて示した。

乾燥密度は、20cm よりも下の中間泥炭土層（ヤマドリゼンマイ）の値は $0.1\text{g}/\text{cm}^3$ 程度で一定の値を示した。直上の高位泥炭土層（スゲ）に対応する深さ 10~15cm の部分が $0.2\text{g}/\text{cm}^3$ 程度と比較的大きな値となっているが、これはさらに上の部分である表層からの圧縮や鉱物の混入によるものと思われる。深さ 0~10cm の表層部分については、非常に脆い構造であったために不攪乱ブロック試料を採取することができなかった。

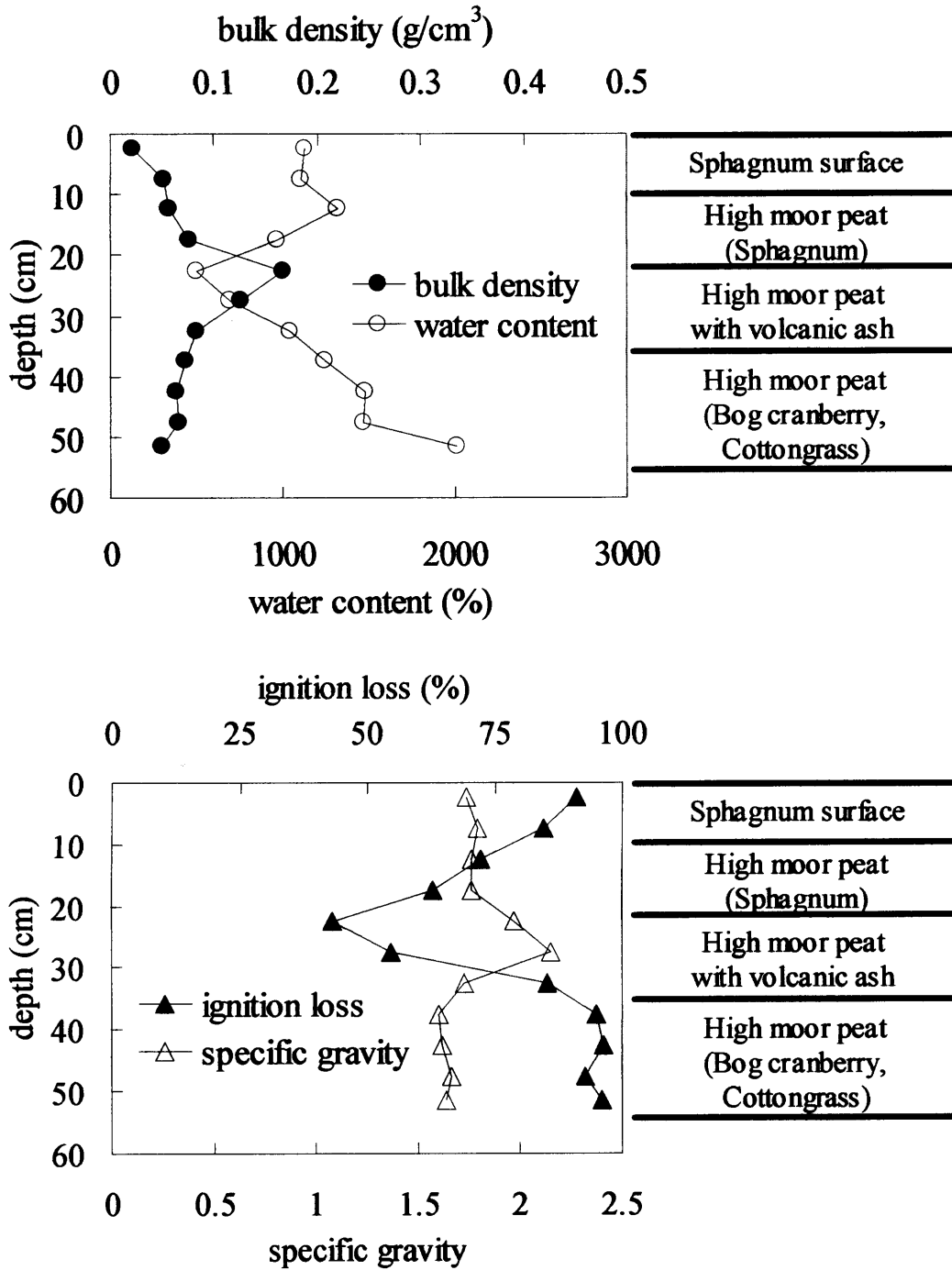


Fig.2-5 美唄湿原の物理性分布. 上が乾燥密度及び含水比、下が強熱減量及び真比重.
 Distributions of physical properties in the mire; the above one is for bulk density and water content, and the below one is for ignition loss and specific gravity.

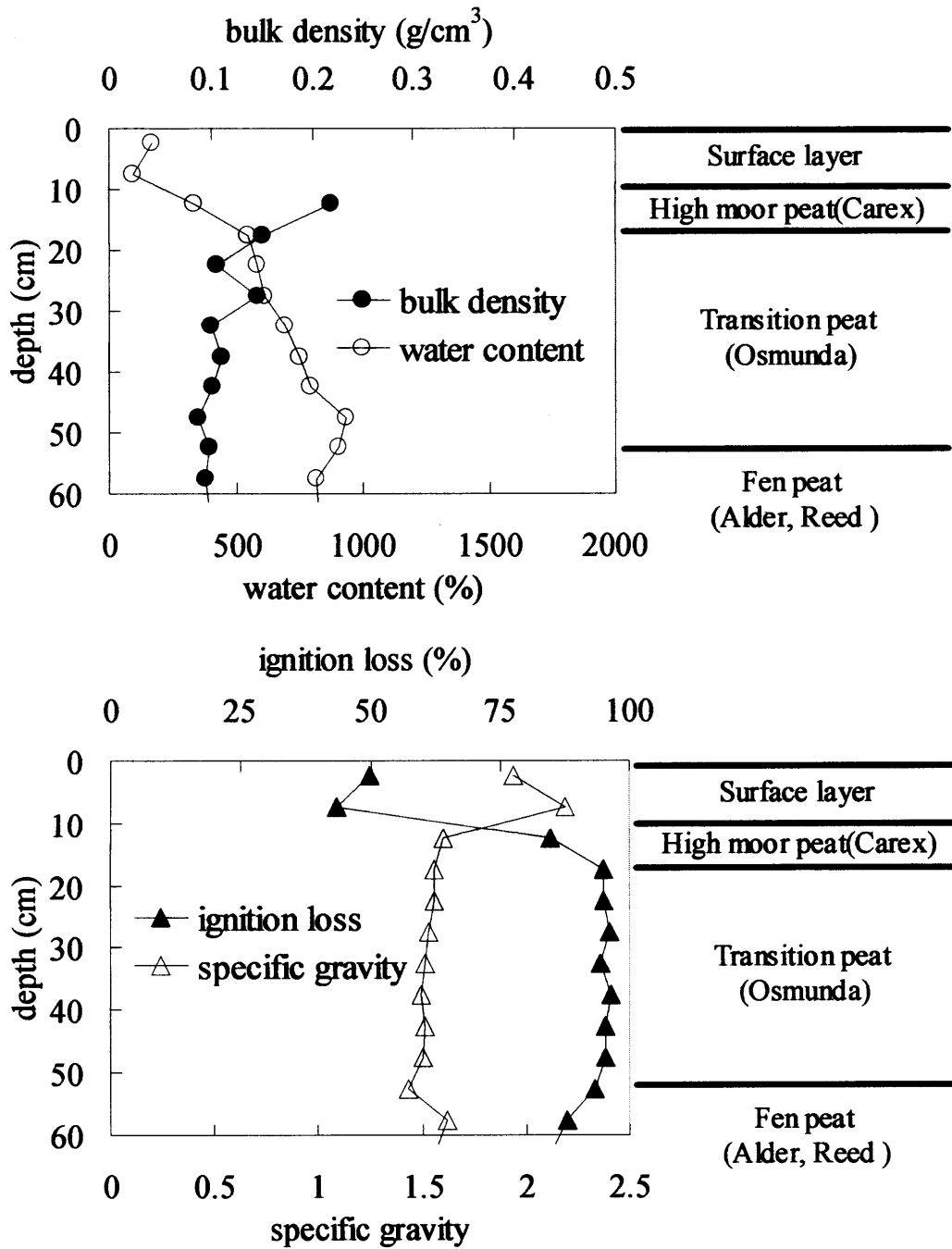


Fig.2-6 防風林の物理性分布. 上が乾燥密度及び含水比、下が強熱減量及び真比重.
Distributions of physical properties in the windbreak forest; the above one is for bulk density and water content, and the below one is for ignition loss and specific gravity.

含水比は、表層において100~200%の値を示し、下層へ向かうほど値は高くなっているものの1000%には届かなかった。中間泥炭土層（ヤマドリゼンマイ）での値は500~1000%の範囲にあると考えてよい。試料採取時の地下水位はこれよりも深かったために飽和状態ではなかったことが、湿原の高位泥炭土層の含水比よりも低い値となった理由と考えられるが、先に挙げた乾燥密度の値が湿原の高位泥炭土層よりも若干高いことを考え併せると、間隙量もまた高位泥炭土層に比べて少ないものと思われる。

強熱減量は、表層において40~50%の値を示し、中間泥炭土層（ヤマドリゼンマイ）ではほぼ95%程度の値をとった。60cmよりも深い位置で減少傾向にあるのは、深くなるほどに粘土が混入してくることが影響しているものと思われる。

真比重は、強熱減量に対してほぼ左右対称の形状の分布を示した。鉋物が主体となる表層では2前後の値をとった。中間泥炭土層（ヤマドリゼンマイ）では概ね1.5の一定値を示し、1.6程度である湿原の高位泥炭土層よりも若干小さな値となった。

以上、Fig.2-5、Fig.2-6からは、乾燥密度や含水比の分布から、高位泥炭土層の方が中間泥炭土層よりも間隙を多く含み、また真比重の値から、高位泥炭土層の方がやや固相質量も大きいと考えられる。排水に伴って生じる沈下の量は、泥炭土の持つ間隙量や土層自らの持つ質量に影響されると考えられるため、高位泥炭土層の方が多くなることが予想された。

高位泥炭土の水分特性

Fig.2-7 は、美唄湿原の各土層の水分特性曲線である。各グラフ中の凡例の数字は、実験終了後に測定して得られた供試体の乾燥密度である。

ミズゴケ生活層である深さ 6~10cm の部分は、乾燥密度が 0.042g/cm^3 の供試体において、間隙水圧を-2.9cm から-20cm へ低下させる間に含水比が 2033%から 1107%まで減少した。また、圧縮を受けて乾燥密度が高くなるほど曲線が下にくる傾向が見られ、その低下量も間隙水圧が 0cm から-20cm の領域において著しかった。以上のことにより、ミズゴケ生活層には大間隙が多く存在し、圧縮を受けることによってこれらが消失することがわかる。

高位泥炭土層（ミズゴケ）である深さ 16~20cm の部分は、乾燥密度が 0.073g/cm^3 の供試体において、間隙水圧が-4.1cm のときに 1175%程度の含水比を示した。負圧がかかることに伴う含水比の低下はミズゴケ生活層に比べると顕著でなく、-100cm の下でも 520%以上の含水比を保っていた。乾燥密度が 0.073g/cm^3 と 0.097g/cm^3 の曲線を比較すると、圧縮による含水比の低下は間隙水圧が 0cm から-10cm の領域において確認されるものの、それ以外の間隙水圧領域においては、圧縮の影響は大きいものとは言えない。

火山灰混入層である深さ 27~31cm の部分は最も保水性が低く、 0.248g/cm^3 の供試体において、間隙水圧が-4cm のときに 318%の含水比であった。ただし、間隙水圧を-125cm まで下げても含水比は 222%までしか下がらず、負圧がかかっても排水が進みにくいと言える。3cm 厚の供試体が石膏型の不備により測定不能となったために曲線は 2 本であるが、両者を比較する限りでは圧縮の影響は小さかった。

高位泥炭土層（ツルコケモモ・スゲ）である深さ 36~40cm の部分は、 0.087g/cm^3 の供試体において、間隙水圧が-3.6cm のときに 1005%、-125cm のときに 619%の含水比を示し、全体に高位泥炭土層（ミズゴケ）とほぼ同様の曲線形状を示した。よって、これら 2 つの高位泥炭土層はほぼ同様の水分特性を備えているといえる。また、圧縮による乾燥密度増加の曲線形状への影響としては、間隙水圧が 0cm から-20cm の領域において若干、含水比の低下が見られたが、その他は保水性に殆ど影響がなかった。

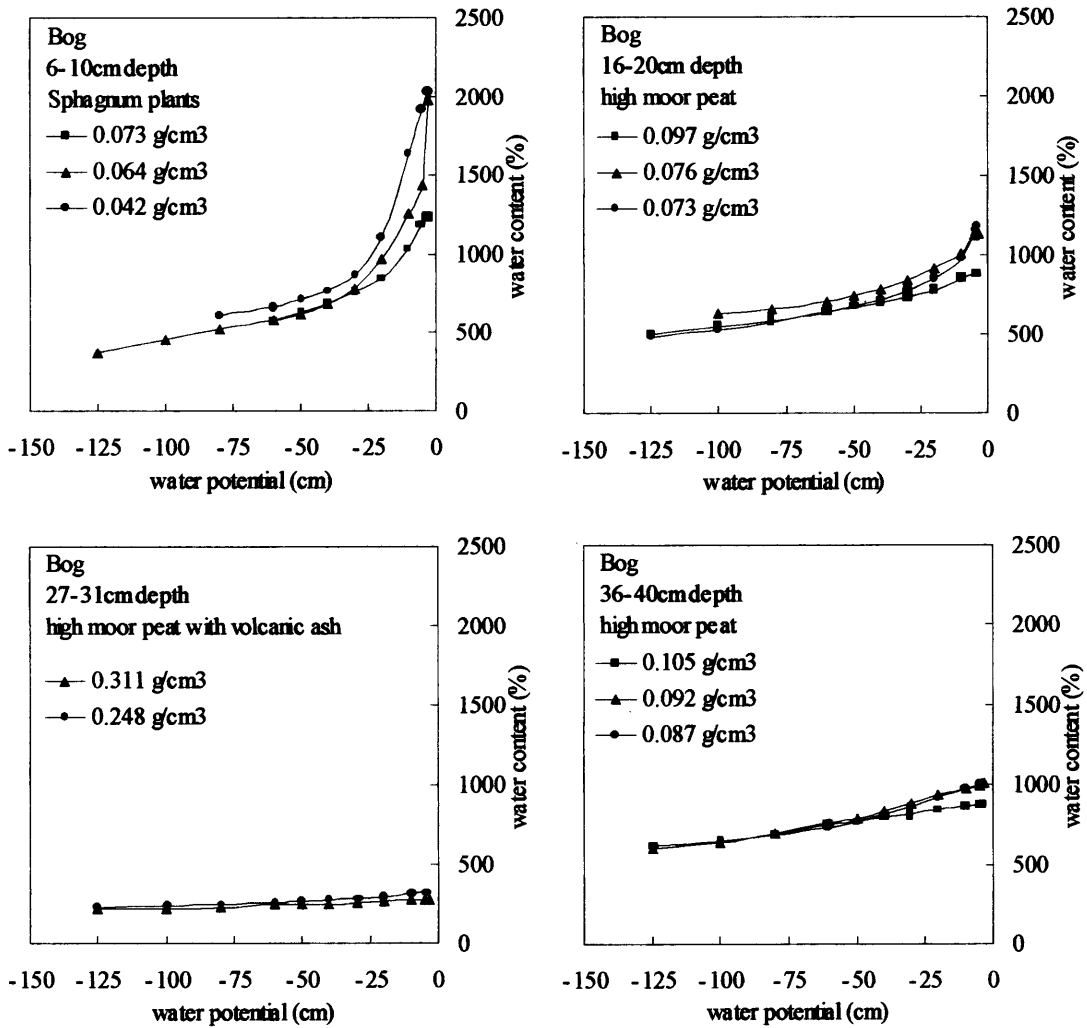


Fig.2-7 美唄湿原の各土層の水分特性曲線. 深さ6-10cmはミズゴケ生活層 (左上)、深さ16-20cmはミズゴケ泥炭土層 (右上)、深さ27-31cmは火山灰混入層(左下)、深さ36-40cmはツルコケモモ・スゲ泥炭土層 (右下). 図中凡例は実験後に測定された各供試体の乾燥密度.

Soil water retention curves of each soil layer in the Bibai mire. 6-10cm depth represents Sphagnum plants layer, 16-20cm depth; high moor peat layer, 27-31cm depth; high moor peat layer with volcanic ash, 36-40cm depth; high moor peat layer. Numbers in explanatory notes indicate bulk density of each specimen.

中間泥炭土の水分特性

Fig.2-8 は、防風林の各土層の水分特性曲線である。図中の凡例の数字などは、Fig.2-7 に倣う。

火山灰が混入した表層の部分である深さ 3~7cm では、乾燥密度が 0.404g/cm^3 の供試体において、間隙水圧が-3.6cm のときの含水比が 169%であり、間隙水圧を-125cm まで下げたときには 100%となった。この部分は土壌構造が非常に脆く、不攪乱試料からの供試体の作成が難しかったため 2 供試体のみの測定となっている。作成した石膏供試体の高さは 4.0cm 及び 3.5cm の 2 体だが、一方を高さ方向に 0.5cm 圧縮したにもかかわらず両者の乾燥密度に差をつけることができなかった。このため、水分特性曲線の形状は両者で殆ど同じであった。

表層部分に高位泥炭土が混入した部分である深さ 7~11cm では、間隙水圧が -3.9cm のときの含水比が、乾燥密度が 0.415g/cm^3 の供試体で 160%、 0.344g/cm^3 の供試体で 210%であった。両者の含水比の差が-20cm 以下の間隙水圧領域では概ね 30%で変わらなかったことから、圧縮により間隙水圧が 0cm から-20cm の領域に対応する大きな間隙が消失したといえる。先の深さ 3~7cm の供試体は火山灰を含んでいたが、この深さ 7~11cm の供試体がこれにほぼ同じ水分特性曲線の形状を示したことから、両者を区別せずに表層部分として扱ってよいと考えられる。

高位泥炭土層から中間泥炭土層への遷移部分である深さ 11~15cm では、 0.148g/cm^3 の供試体において、間隙水圧が-3.5cm のときの含水比が 556%、-125cm で 420%と、測定したすべての間隙水圧領域において防風林表層の倍程度の保水性を示した。供試体の乾燥密度の増加に伴って全体に曲線が下方へ動く傾向を見せたことから、圧縮によって保水性が低下したといえる。また、乾燥密度が 0.173g/cm^3 の供試体では間隙水圧が-5cm における含水比が 730%を超えているが、これは吸引法装置からの排水量が供試体からの排水量に加算されたことによる測定上の異常値と考えられる。

中間泥炭土層（ヤマドリゼンマイ）の部分である深さ 30~34cm では、乾燥密度が 0.092g/cm^3 の供試体において、間隙水圧が-3.6cm のときの含水比が 882%、-100cm のときの含水比が 659%であった。乾燥密度の増加に伴って曲線がほぼ平行に下方へ移動していることから、圧縮の影響は間隙水圧が 0cm から-20cm 程度の領域に対応する大きさの間隙の消失にのみ現われたと考えられる。

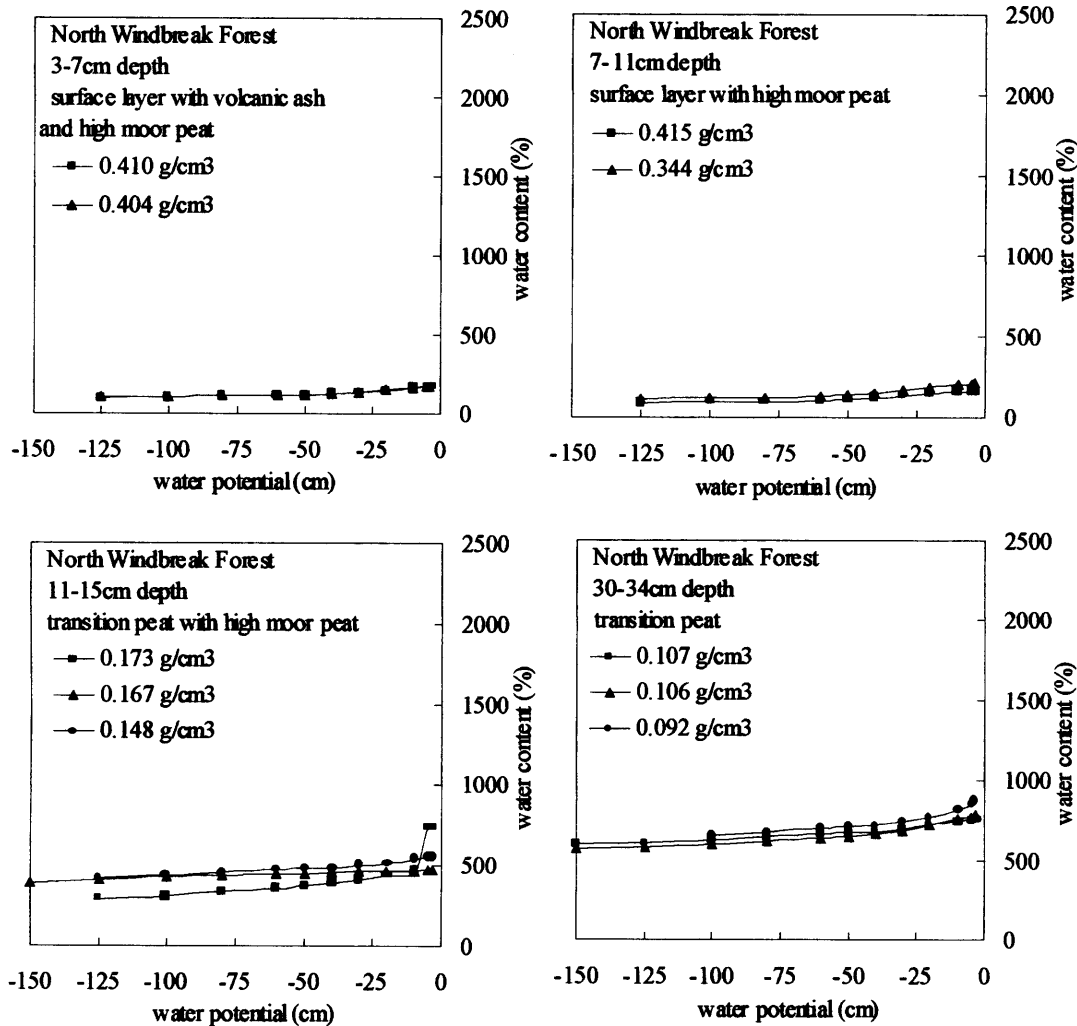


Fig.2-8 防風林の各土層の水分特性曲線. 深さ3-7cmは表土火山灰高位泥炭土混層 (左上)、深さ7-11cmは表土高位泥炭土混層 (右上)、深さ11-15cmは高位泥炭土中間泥炭土遷移層 (左下)、深さ30-34cmは中間泥炭土層 (右下). 図中凡例は実験後に測定された各供試体の乾燥密度.

Soil water retention curves of each soil layer in the windbreak forest. 3-7cm depth represents surface layer with volcanic ash and high moor peat, 7-11cm depth; surface layer with high moor peat, 11-15cm depth; transition peat layer with high moor peat, 30-34cm depth; transition peat layer. Numbers in explanatory notes indicate bulk density of each specimen.

第五節 まとめ

泥炭地盤の沈下挙動を室内実験によって再現するために、泥炭土の不攪乱試料を採取することが必要であったため、美唄湿原及びこれに隣接する防風林地を試料採取地として選んだ。

試料採取地の現状を把握することを目的に美唄湿原において 5 年間にわたって地表面標高及び地下水位の測量を行った。その結果、湿原東端及び西端に隣接する水路近傍での沈下が著しく、特に現地表面から見て 540cm の深さまで掘削された西側水路近傍では 5 年間で 20cm 以上の沈下が生じていたことが分かった。これに対し、湿原内部の地表面標高は年に 10cm 程の変動をしながら安定していた。地下水位の年変動は 20cm 程度であった。

室内実験のための試料として、美唄湿原より高位泥炭土試料を、美唄湿原に隣接する防風林地より中間泥炭土試料をそれぞれ採取した。採取した泥炭土試料の物理性を測定した結果、間隙量や固相質量の観点から、排水に伴って生じる沈下の量は高位泥炭土層の方が多くなることが予想された。

また、深さごとに採取した泥炭土試料の水分特性曲線から、圧縮の影響による保水性の低下は主に間隙水圧が 0cm から -20cm の領域において生じること、高位泥炭土層の方が中間泥炭土層よりも全体に保水性が高いことが分かった。

第三章 排水に伴う泥炭土の沈下実験

第一節 はじめに

本章では、第二章で得た泥炭土の不攪乱試料から作成した供試体を用いて、排水に伴う泥炭地盤の沈下挙動を室内実験により再現する。沈下挙動と供試体内部の水分移動とを同時に追跡し、沈下過程の全体像を把握する。

第二節 実験方法

試料

北海道農業研究センター生産環境部水田土壌管理研究室美唄分室が美唄市開発南に管理する原生湿原において採取した高位泥炭土不攪乱試料、及び湿原周辺の防風林において採取した中間泥炭土不攪乱試料を用いた。

供試体

試料採取地において切り出したままの不攪乱柱状試料はその切断面が不揃いであり、方形ではなかったため、整形の必要があった。そこで、刃渡り 33cm の牛刀を用いて整形した。試料の切断に当たっては、寝かせた不攪乱柱状試料の左側面に木板をあてがって試料を固定し、柱状試料よりも小さい幅の木板で軽く試料表面を抑えて、試料表面に当てた板の縁に沿って切断する方法をとった。

高位泥炭土試料では、採土深さ 0~25cm に相当する部分の不攪乱試料から、断面積が 5×5cm 及び 10×10cm の 2 種類の柱状供試体を切り出し、採土深さ 25~50cm に相当する部分の不攪乱試料から、やはり断面積を 5×5cm 及び 10×10cm として深さ 25~40cm の部分を切り出した。これらを上下に重ねることで深さ 0~40cm に相当する柱状供試体を作成した (Photo 3-1)。中間泥炭土試料では、深さ 0~70cm に相当する部分の不攪乱試料より、断面積が 10×10cm、高さが 40cm 及び 67cm の 2 種類の柱状供試体を作成した (Photo 3-2)。



Photo 3-1 高位泥炭土柱状供試体.
Parallelepiped specimen of high moor peat.

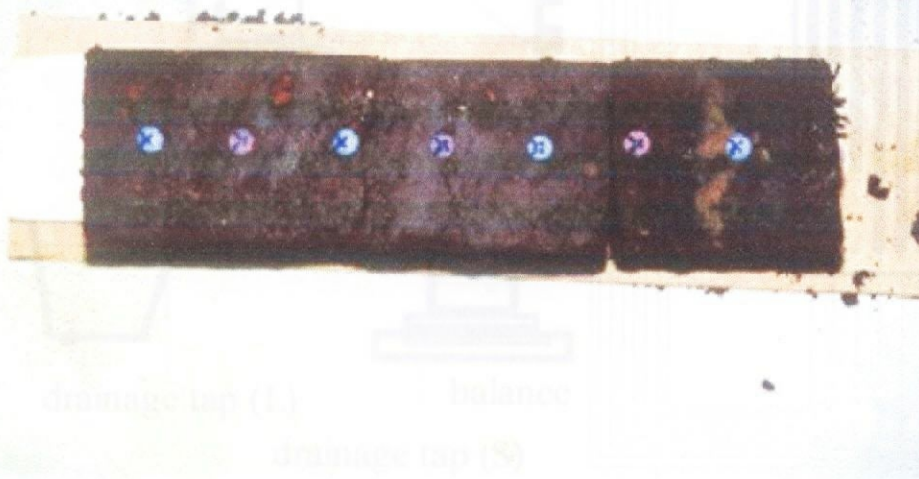


Photo 3-2 中間泥炭土柱状供試体.
Parallelepiped specimen of transition peat.

実験装置

排水に伴う柱状供試体の沈下挙動を把握するための装置を、立てた供試体周囲の水位を操作することができること、供試体の沈下挙動を極力妨げないこと、及び供試体内部の水分移動や水収支を把握することができることを条件として作成した。Fig.3-1 に実験装置図を示す。不攪乱柱状供試体を飽和させるためのアクリル容器、蒸発防止蓋、ポラスプレートを用意した供試体台座、水位低下のためのコック（大）、供試体からの排水のためのコック（小）、供試体各部の収縮挙動を観察するための変位測定ピン、供試体内部の間隙水圧測定のためのポラスカップ及び水マノメータから成る。

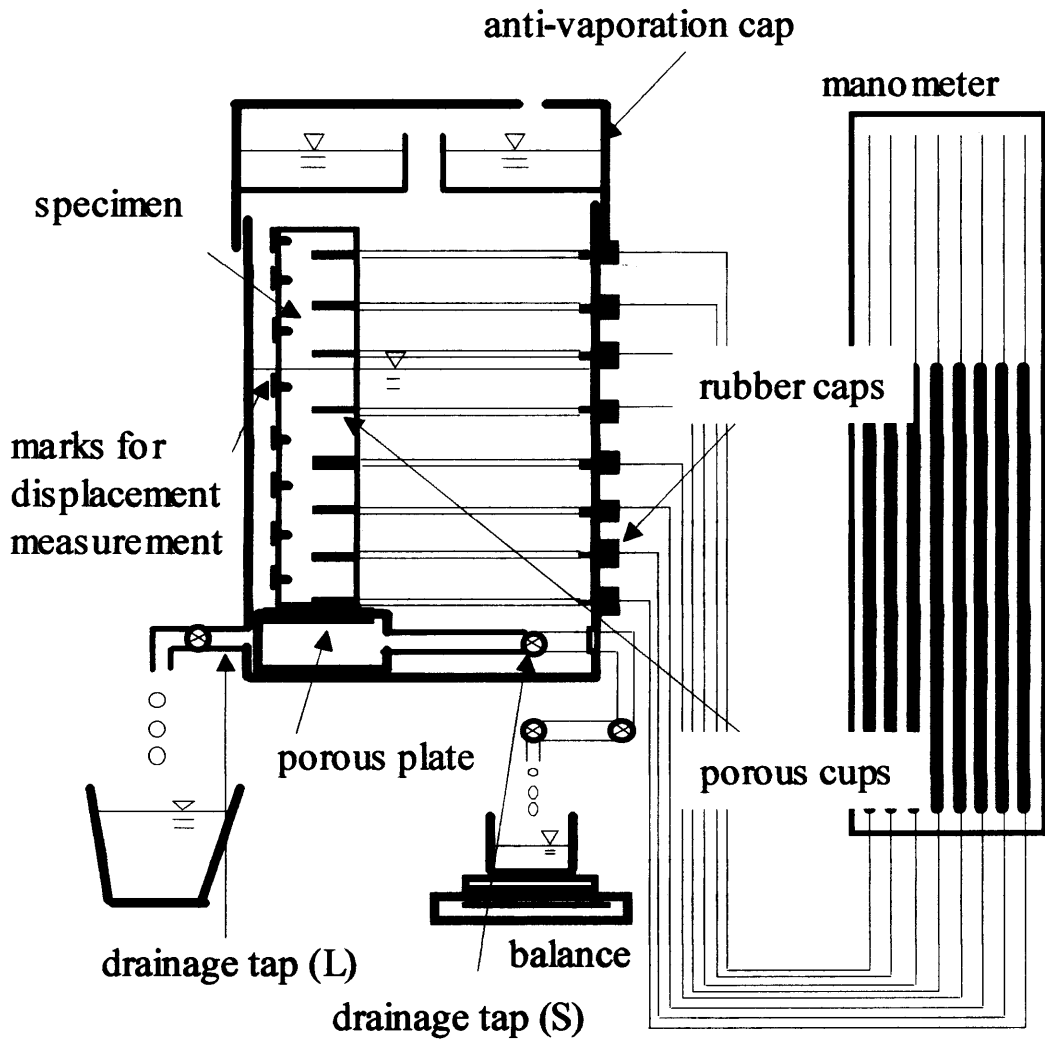


Fig.3-1 排水沈下実験装置概略図.
Experimental apparatus for drainage subsidence tests.

実験手順

柱状供試体を安置したアクリル容器内に水を満たし、供試体を三日間飽和したのち、排水コック（大）を開けて供試体周囲の水位を低下させた。

供試体周囲の水がなくなった時点で排水コック（小）を開け、供試体底面にかかる負圧を一定に保ち、供試体からの排水を行った。供試体底面にかかる負圧は、深さ 60cm の暗渠排水を想定し、供試体底面より 20cm 下方にドリップポイントを固定することで-20cm に保った。実験は、高位泥炭土では 5×5×40cm の供試体で4回（実験名をそれぞれ H1、H2、H3、H4 とする。以下同様）、10×10×40cm の供試体で2回（H5、H6）、中間泥炭土では 10×10×40cm の供試体で2回（T1、T2）行った。

また、水位を低下させたまま沈下挙動を観測する実験に加え、5×5×40cm の高位泥炭土供試体（H7）及び 10×10×67cm の中間泥炭土供試体（T3）を用いて、水位履歴を与える実験も行った。水位履歴における水面の位置は、排水過程では H7 が供試体底面より 20cm 下方、T3 が供試体底面、吸水過程では H7 が供試体底面より 15cm 上方、T3 が供試体底面より 40cm 上方に、それぞれドリップポイント及びマリOTT管を用いて保持した。

実験条件を Table 3-1 に示す。

Table 3-1 各実験における高位泥炭土供試体(H)及び中間泥炭土供試体(T).
Experimental conditions for high moor peat (H) and transition peat (T).

Run No.	H1 H2 H3 H4	H5 H6 T1 T2	H7	T3
Size of a specimen(cm)	5×5×40	10×10×40	5×5×40	10×10×67
Test name	drainage	drainage	hysteresis	hysteresis

測定項目

排水コック（大）を開けた時点を実験開始時刻とし、供試体各部の変位の時間変化を、カセットメータによって変位測定ピンの位置を観測することで測定した。また、供試体内部の間隙水圧分布の変化を、ポーラスカップ及び水マノメータを用いて測定した。さらに、供試体からの排水量を、バランスを用いて経時的に測定した。

実験はすべて、20℃の恒温室内で行った。

第三節 結果及び考察

時間沈下曲線及び排水量曲線

Fig.3-2 は高位泥炭土供試体 (H6) の時間沈下曲線及び排水量曲線である。沈下量を、供試体の初期高さに対する高さの変化の比から計算されるひずみで表した。排水量は供試体周囲の水位低下が終了した直後より供試体から排出された水の量を質量であらわした。

開始直後のデータは試験開始後 5 分の時点であり、このとき既に 4% 程度のひずみが生じた。続いて 20000 分までに、沈下速度を減じながら 6.2% の沈下量に達し、その後はほぼ一定速度での沈下が進行した。また、排水量曲線によると、20000 分は供試体からの排水がほぼ終了した時点に対応していた。

Fig.3-3 は、実験 H1 以下 T2 までの時間沈下曲線である。Fig.3-2 と同様に、供試体初期高さを基準としたひずみを沈下量として用いた。

高位泥炭土供試体 (H1~H6) と中間泥炭土供試体 (T1 及び T2) とを比較すると、全沈下量はひずみに換算して、高位泥炭土供試体が 3.7~11.5%、中間泥炭土供試体が 2.4~2.9% となり、第二章第四節で測定した物理性の違いから予測したとおり、高位泥炭土供試体のほうが大きく沈下した。

また、いずれの供試体においても実験開始直後に急激な初期沈下過程が見られた。実験開始後 10 分までの間に、高位泥炭土供試体では 1.0~6.1%、中間泥炭土供試体では 0.9~1.0% の初期沈下が見られ、実験期間中に生じた全沈下量の 3 割から 5 割を占めていた。そして、高位泥炭土供試体と中間泥炭土供試体の全沈下量の違いは、高位泥炭土供試体のほうが中間泥炭土供試体よりも初期沈下の絶対量が大きかった点にあった。

さらに、いずれの供試体においても、沈下速度を減じながらの数週間の沈下の後、やはり、ほぼ一定速度での沈下が見られた。

よって、排水に伴う泥炭土の沈下挙動は、排水開始直後の著しい初期沈下、排水を伴う、沈下速度を減じながらの緩慢な沈下、そして排水がほぼ終了した後も続くほぼ一定速度での沈下、の 3 過程からなると考えられる。

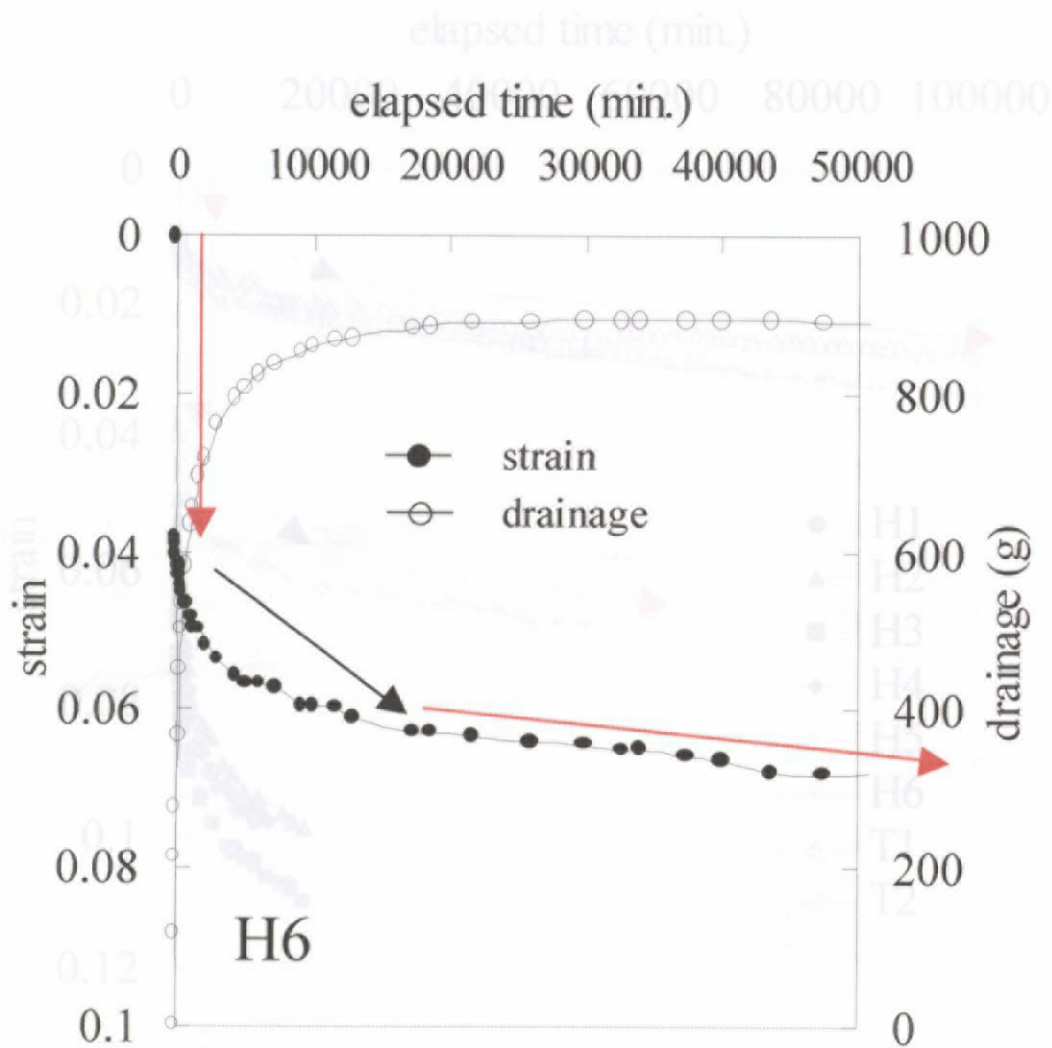


Fig. 3-2 高位泥炭土供試体 (H6) の沈下曲線と排水量曲線.

Subsidence curve and drainage curve of a highmoor peat specimen (H6).

Subsidence, intermediate subsidence and constant rate subsidence. Capitals H and T show High moor peat specimens and Transition peat specimens, respectively.

ひずみひずみ変化

Fig.3-4は高位泥炭土供試体(H16)と中間泥炭土供試体(T2)の各層のひずみひずみ変化である。ひずみは、変形測定ビンの間隔を各層の厚さとし、初期沈下に対する層のずれ量として求めており、これが収縮ひずみひずみひずみを表している。

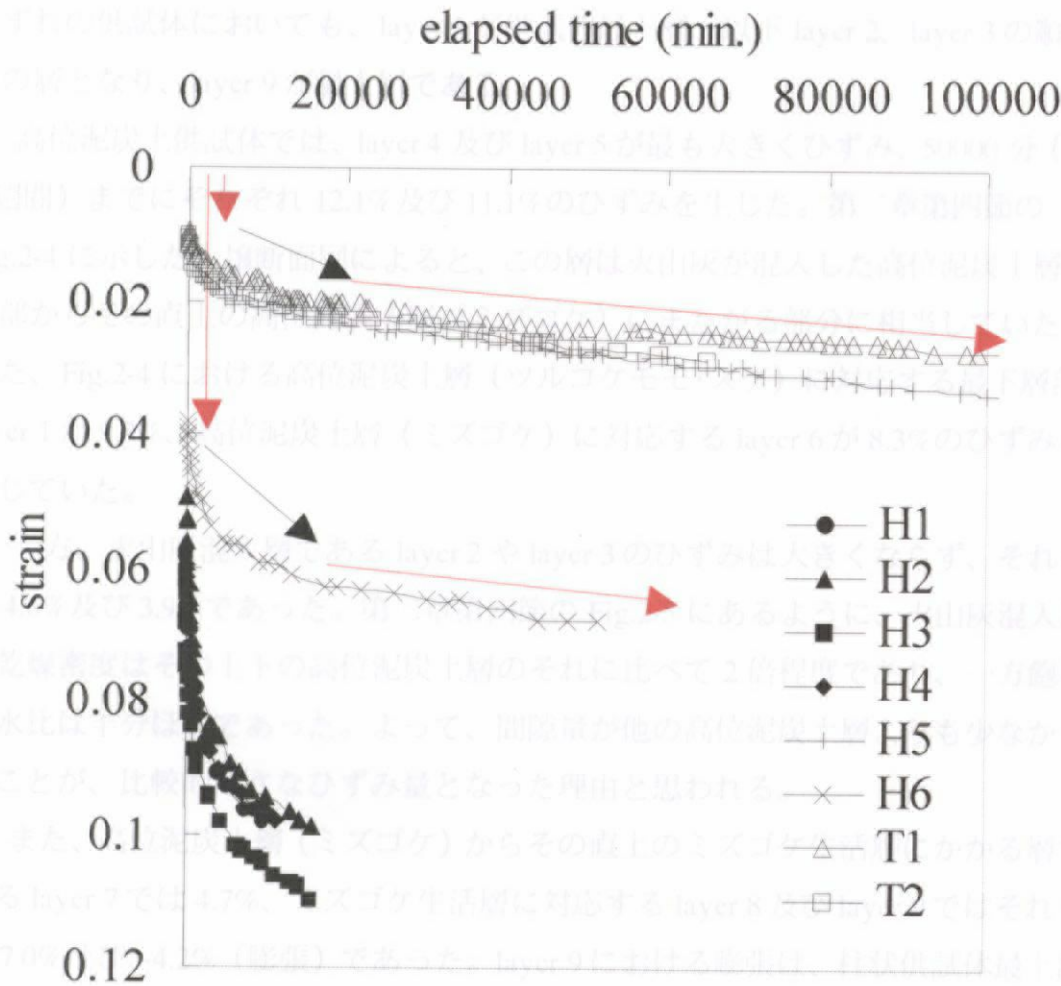


Fig.3-3 泥炭土供試体の時間沈下曲線。初期沈下、沈下速度を減じながらの沈下、ほぼ一定速度での沈下の3過程が見られる。凡例のH、Tはそれぞれ、高位泥炭土供試体、中間泥炭土供試体を示す。

Subsidence curves of peat soil specimens. There are 3 processes such as Initial subsidence, intermediate subsidence and constant rate subsidence. Capitals H and T show High moor peat specimens and Transition peat specimens, respectively.

中間泥炭土供試体では、下層ほどひずみが小さくなる傾向がやや見られるが、このFig.3-4だけでは、その他に明確な傾向があるとは判断できない。

高位泥炭土、中間泥炭土のいずれの供試体においても、各層とも沈下の3過程を辿っていた。

ひずみ分布変化

Fig.3-4 は高位泥炭土供試体 (H6) と中間泥炭土供試体 (T2) の各層のひずみ分布変化である。ひずみは、変位測定ピンの間隔を各高さの層厚とし、初期層厚に対する層厚の減少量として求めており、正が収縮量、負が膨張量を表している。いずれの供試体においても、layer 1 が供試体最下層、以下 layer 2、layer 3 の順に上の層となり、layer 9 が最上層である。

高位泥炭土供試体では、layer 4 及び layer 5 が最も大きくひずみ、50000 分 (約 5 週間) までにそれぞれ 12.1% 及び 11.1% のひずみを生じた。第二章第四節の Fig.2-4 に示した土壤断面図によると、この層は火山灰が混入した高位泥炭土層の上部からその直上の高位泥炭土層 (ミズゴケ) にまたがる部分に相当していた。また、Fig.2-4 における高位泥炭土層 (ツルコケモモ・スゲ) に対応する最下層部 layer 1 が 9.3%、高位泥炭土層 (ミズゴケ) に対応する layer 6 が 8.3% のひずみを生じていた。

一方、火山灰混入層である layer 2 や layer 3 のひずみは大きくなり、それぞれ 4.6% 及び 3.9% であった。第二章第四節の Fig.2-5 にあるように、火山灰混入層の乾燥密度はその上下の高位泥炭土層のそれに比べて 2 倍程度であり、一方飽和含水比は半分ほどであった。よって、間隙量が他の高位泥炭土層よりも少なかったことが、比較的小さなひずみ量となった理由と思われる。

また、高位泥炭土層 (ミズゴケ) からその直上のミズゴケ生活層にかかる層である layer 7 では 4.7%、ミズゴケ生活層に対応する layer 8 及び layer 9 ではそれぞれ 7.0% 及び -4.2% (膨張) であった。layer 9 における膨張は、柱状供試体最上部の植物体の実験期間中に成長したことによるものと思われる。また、植物体の作る構造は脱水に伴う形状変化を生じにくく、高位泥炭土として分解が進んだ層よりも小さな収縮となったと考えられる。

中間泥炭土供試体では、全体に平均で 3% 程度のひずみが生じていた。この値は、高位泥炭土供試体のうち一番小さなひずみを生じた層の値に相当する。また、中間泥炭土供試体では、下層ほどひずみが小さくなる傾向がやや見られるが、この Fig.3-4 だけからは、その他に明確な傾向があるとは判断できない。

高位泥炭土、中間泥炭土のいずれの供試体においても、各層とも沈下の 3 過程を辿っていた。

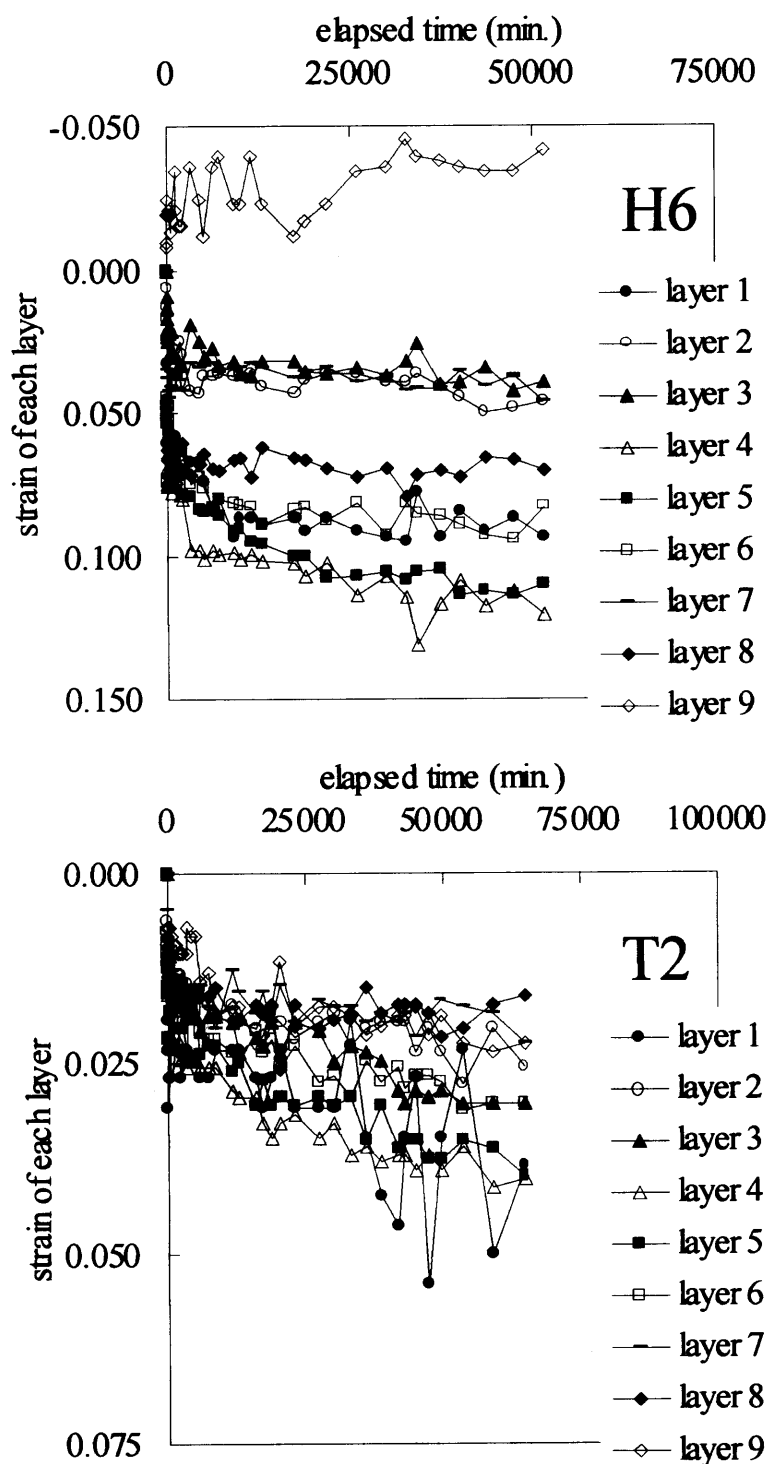


Fig.3-4 高位泥炭土供試体（上）及び中間泥炭土供試体（下）の各層のひずみの時間変化. 柱状供試体の下部よりlayer 1、layer 2、...layer 9の順.

Strain curve of each layer of high moor peat specimen (above) and transition peat specimen (below). layer 1 is the bottom layer of each specimen. And the larger the number is, the higher the position of the layer is.

間隙水圧分布変化

Fig.3-5 は高位泥炭土供試体 (H3) 及び中間泥炭土供試体 (T2) の間隙水圧分布変化である。

実験開始時点の間隙水圧分布の傾きである-1 が平衡水圧分布における傾きである。高位泥炭土供試体では 15610 分 (11 日間)、中間泥炭土供試体では 30270 分 (2 1 日間) で傾きがほぼ-1 となっていたことから、それぞれこれらの時点で水分移動が終了したといえる。この、供試体内部の水分移動がほとんど止まった時点は、Fig.3-3 における沈下速度一定期間の開始時点に対応していた。

一定速度沈下

供試体内部の水圧分布が平衡になった後も測定を続けた H5、H6、T1、T2 を対象に、それ以降の沈下速度を線形回帰によって求めた (Fig.3-6)。その結果得られた沈下速度は、高位泥炭土供試体では 2.5 cm/yr. 及び 3.7cm/yr.、中間泥炭土供試体では 1.2 cm/yr. 及び 2.9cm/yr. であった。

長期沈下現象として知られる二次圧密では、沈下量は対数時間に対して線形であることが多く知られている (松尾ら,1986) が、沈下量が時間に対して比例する場合には、対数時間に対する沈下曲線は勾配を増し続けることになるため、一定速度沈下過程は、二次圧密よりも顕著な沈下挙動であるといえる。

また、実験は 20°C の恒温室で行われ、かつ実験容器内の水蒸気圧がほとんど飽和であったこと、微生物の分解に供される基質が泥炭土そのものであり十分な量が常に存在していたことから、泥炭土供試体の分解速度は実験期間中ほぼ一定だったと考えられる。

さらに、宮地ら(1995)によると、美唄湿原付近の防風林における分解消失沈下速度は 2.0cm/yr. 程度であった。この値を与えた野外観測では地下水位は年間を通じて深さ 60~80cm であり、好気条件下にあった層の厚さが本実験に近かったと考えられる。

以上のことから、一定速度沈下過程は主として好氣的微生物による有機物の分解消失によるところが大きい沈下過程であることが示唆される。

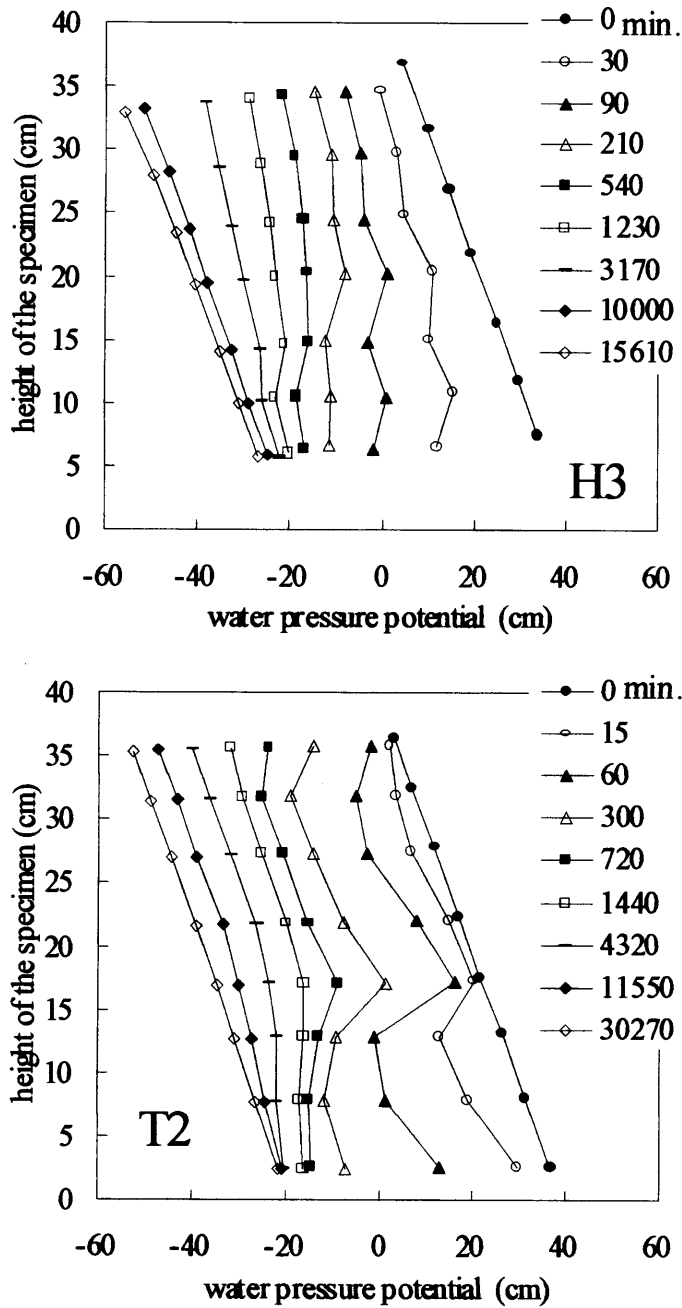


Fig.3-5 高位泥炭土供試体（上）及び中間泥炭土供試体（下）の間隙水圧分布変化。
 Pore water pressure distribution change of the high moor peat specimen (above) and transition peat specimen (below).

水位履歴に対する挙動

Fig.3-7は水位履歴を繰り返した場合の柱状供試体の沈下及び膨張挙動である。表位は、グラフ中の模式例に示したように、高位泥炭土供試体（H5、供試体初期高さ42cm）では供試体底面より約3cm上方と供試体底面より15cm上方の間を、中間泥炭土供試体（T1、供試体初期高さ42cm）では供試体底面と供試体底面より40cm上方の間を、それぞれ間隔ごとにして示させた。

各排水過程における沈下速度、間隙水圧分布を求め、一定速度沈下期間における沈下速度、間隙水圧分布がほぼ平衡に達した後も実験を続けた4供試体、H5、H6、T1、T2について、水圧分布平衡が得られた後の直線部分を用いて線形回帰した。

各排水過程における沈下速度、間隙水圧分布を求め、一定速度沈下期間における沈下速度、間隙水圧分布がほぼ平衡に達した後も実験を続けた4供試体、H5、H6、T1、T2について、水圧分布平衡が得られた後の直線部分を用いて線形回帰した。

また、各排水過程と各排水過程における膨張量と膨張量とを比べると、いずれの供試体においても水位履歴の間も沈下が進行していることがわかった。この傾向は特に高位泥炭土供試体において顕著である。さらに、各排水過程及び水位履歴に伴う膨張挙動及び膨張挙動を求め、Fig.3-8に示したように、水位履歴の開始時の沈下に対する膨張変化量の比であり、収縮が正、膨張が負の値である。

Fig.3-6 一定速度沈下期間における沈下速度、間隙水圧分布がほぼ平衡に達した後も実験を続けた4供試体、H5、H6、T1、T2について、水圧分布平衡が得られた後の直線部分を用いて線形回帰した。

Subsidence rates during constant rate subsidence process. Data plots after pore water pressure distribution reached an equilibrium condition were fitted to get the subsidence rate using linear regression.

また、各排水過程と各排水過程における膨張量と膨張量とを比べると、いずれの供試体においても水位履歴の間も沈下が進行していることがわかった。この傾向は特に高位泥炭土供試体において顕著である。さらに、各排水過程及び水位履歴に伴う膨張挙動及び膨張挙動を求め、Fig.3-8に示したように、水位履歴の開始時の沈下に対する膨張変化量の比であり、収縮が正、膨張が負の値である。

以上より、排水に伴う沈下は非常に顕著な不可逆性を持つが、水位を回復することによって沈下抑制が期待できると考えられる。

水位履歴に対する挙動

Fig.3-7は水位履歴を与えた場合の柱状供試体の沈下及び膨張挙動である。水位は、グラフ中の模式図に示したように、高位泥炭土供試体（H7、供試体初期高さ42cm）では供試体底面より20cm下方と供試体底面より15cm上方の間を、中間泥炭土供試体（T3、供試体初期高さ67cm）では供試体底面と供試体底面より40cm上方の間を、それぞれ間隙水圧分布が平衡に達するごとに上下させた。

各排水過程における沈下量は、供試体の初期高さに対するひずみに換算して、高位泥炭土供試体では順に、9.90、1.77、1.15、1.64、1.35%、中間泥炭土供試体では順に、6.53、1.09、1.25、1.07%であり、高位泥炭土供試体の方が概ね大きな沈下量となる傾向が見られた。

各吸水過程における膨張量は、供試体の初期高さに対するひずみに換算して、高位泥炭土供試体では順に1.33、0.89、1.27、1.15%、中間泥炭土供試体では0.85、1.14、1.03、0.98%であり、高位泥炭土供試体の方がやや大きな膨張量となる傾向が見られた。また、水位の履歴を経ても、回復水位が一定ならば膨張量はほぼ一定となる傾向が見られた。

また、各排水過程と各吸水過程の沈下量と膨張量とを比べると、いずれの供試体においても水位履歴の間も沈下が進行していることがわかった。この傾向は特に高位泥炭土供試体において顕著であった。

さらに、各排水過程及び吸水過程における、供試体各部の収縮挙動及び膨張挙動を求め、Fig.3-8に示した。ひずみは、各排水過程もしくは各吸水過程の開始時の層厚に対する層厚変化量の比であり、収縮が正、膨張が負の値である。

高位泥炭土供試体では吸水過程における水位が高さ15cmであったが、各吸水過程では、回復水位よりも上の部分も含め、ほとんどの部分で膨張していた。中間泥炭土供試体の各吸水過程では、回復水位である高さ40cmよりも下の部分において膨張が生じていた。高さ40cmよりも上の部分では、膨張こそ見られなかったものの、収縮もほとんど生じていなかった。よって、Fig.3-7で見られた、水位履歴に伴って進行する沈下は、吸水過程では抑制され、排水過程のたびに生じたと考えられる。

以上より、排水に伴う沈下は非常に顕著な不可逆性を持つが、水位を回復することによって沈下抑制が期待できると考えられる。

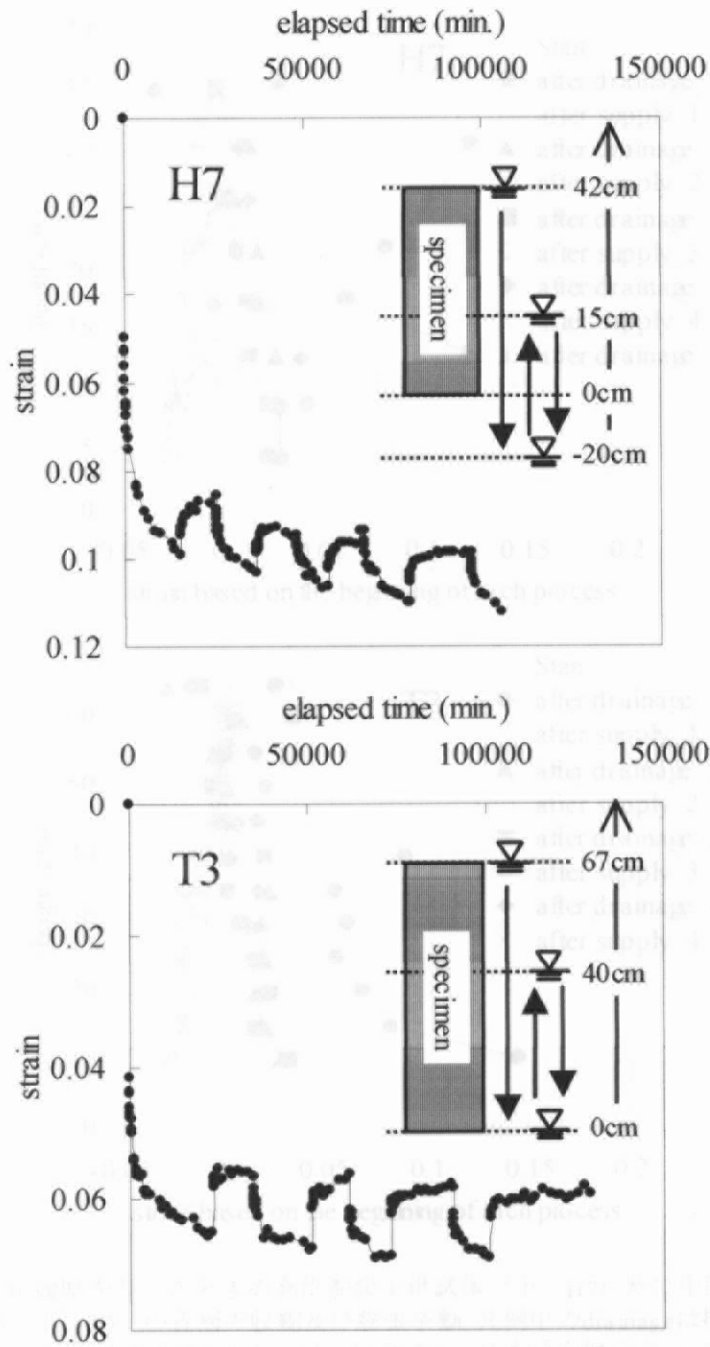


Fig.3-7 水位履歴を与えたときの高位泥炭土供試体（上、H7）及び中間泥炭土供試体（下、T3）の沈下、膨張挙動。グラフ中の模式図は水位履歴の与え方を示し、排水過程は、H7では供試体底面より20cm下方に、T3では供試体底面に、それぞれドリップポイントを固定した。吸水過程は、H7では供試体底面より15cm上方に、T3では供試体底面より40cm上方に、それぞれマリオット管の吸気孔を固定した。

Subsidence and swelling behaviors of high moor peat specimen (above) and transition peat specimen (below) with water table level hysteresis. During drainage process, water table level was kept at 20cm below the bottom of high moor peat specimen and at the bottom of transition peat specimen using a drip point. During water supply process, water table level was kept at 15cm above the bottom of high moor peat specimen and 40cm above the bottom of transition peat specimen using a mariotto water supply tank.

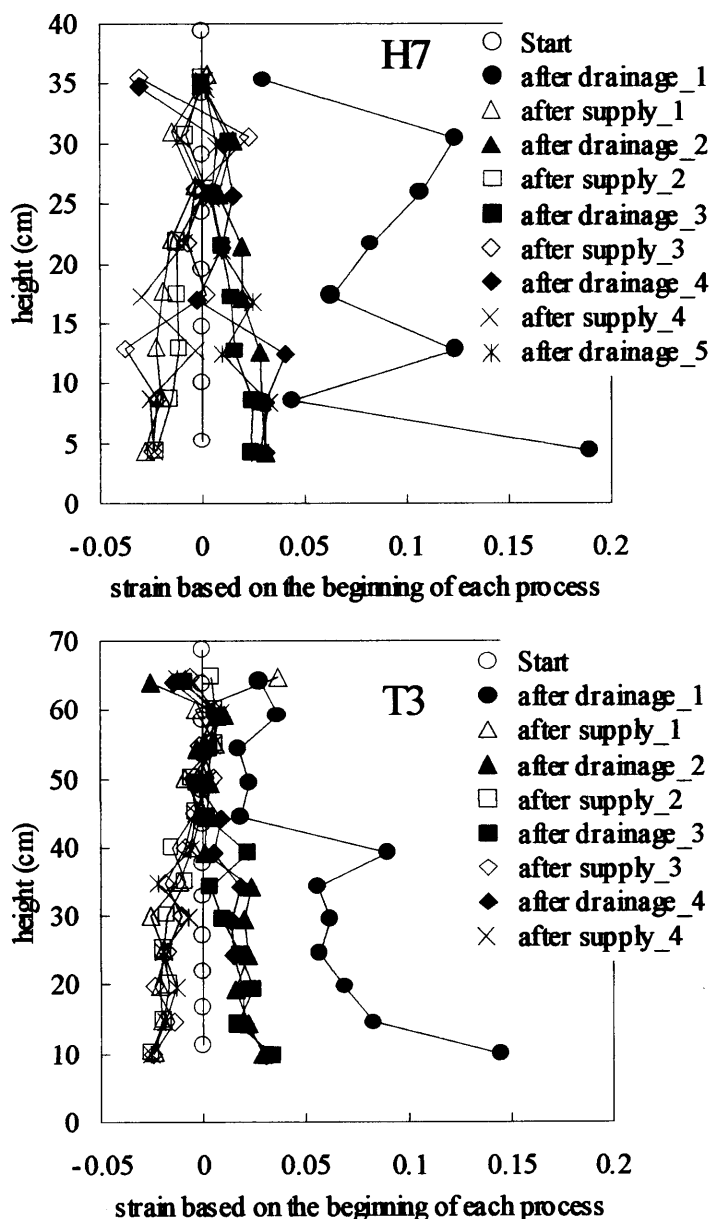


Fig.3-8 水位履歴を与えたときの高位泥炭土供試体（上、H7）及び中間泥炭土供試体（下、T3）の各層の収縮及び膨張挙動。凡例中のdrainageは排水過程を表し、H7では高さ-20cmに、T3では高さ0cmに水位を保った。supplyは吸水過程を表し、H7では高さ15cmに、T3では高さ40cmに水位を保った。ひずみは各排水過程及び各吸水過程の初期層厚に対する層厚変化量の比であり、収縮を正、膨張を負の値とした。

Shrinking and swelling behaviors of each layer of high moor peat specimen (above, H7) and transition peat specimen (below, T3) with water table level hysteresis. “drainage” in explanatory notes means drainage process during which water table was kept at -20cm for H7 and at 0cm for T3. “supply” means water supply process during which water table was kept at 15cm for H7 and at 40cm for T3. Strain of each layer is based on the thickness of each layer at the beginning of each drainage process or water supply process, positive values and negative values of which show shrinkage and swelling, respectively.

第四節 まとめ

排水に伴う泥炭地盤の沈下挙動の全体像を把握するために、泥炭土の不攪乱柱状供試体を用いて沈下実験を行い、以下のことを明らかにした。

排水に伴う沈下は、著しい初期沈下、供試体からの排水を伴う緩慢な沈下、排水が殆ど見られない極めて緩慢な一定速度での沈下の三つの過程に分けられた。

実験期間で生じた全沈下量は、供試体初期高さに対するひずみに換算して、高位泥炭土供試体で 3.7~11.5%、中間泥炭土供試体で 2.4~2.9%であり、このうち初期沈下が全沈下量の 3 割から 5 割を占めていた。

排水がほぼ終了した後の沈下速度は、高位泥炭土供試体で 2.5cm/yr.及び 3.7cm/yr.、中間泥炭土供試体で 1.2cm/yr.及び 2.9cm/yr.であり、分解消失を主因とする沈下過程であることが示唆された。

また、排水に伴う沈下は、非常に不可逆性が高いこと、及び水位の回復によって抑制できることが示唆された。

上述した初期沈下及び一定速度沈下は、ともに圧密理論の適用が難しい現象である。排水に伴って泥炭地盤に生ずる沈下の大方が、初期沈下過程及び一定速度沈下過程において発生していたことは、沈下予測を行うにあたってこれらの沈下過程の機構を明らかにする必要性を示している。