

X線立体造影法による土壌間隙研究の新展開

(研究課題番号 12460103)

平成12年度～平成14年度科学研究費補助金
基盤研究(B)(1)

研究成果報告書

平成15年3月

研究代表者 佐々木長市
(弘前大学農学生命科学部教授)

はしがき

土壌間隙の3次元形態を直視することは、これまで不可能であった。しかし、徳永らの間隙造影法が開発されて、それが可能となった。その結果、根成孔隙が殆どの土壌に存在すること、それが数十万年以上も精細に土中に保存され、土壌構造を形作っていることが明らかにされた(1998年度、日本農学賞受賞)。

本報告の諸研究は、これらのベース研究をさらに発展させるため、全く新しい分野である考古学的課題や土壌物理学的諸課題への新展開を図った。この報告で得られた成果等は以下のように要約される。

①根成孔隙の地層断面における形態変動特性と連続性についての課題では、岩手火山灰と水田土層について調査した。

火山灰層では、地層断面の垂直方向における根成孔隙形態の変動や物理特性の変動は、1 m範囲内では小さく、1 mを越えると変動が増大した。また、層界の上下や砂層、礫層における根成孔隙の連続性は明瞭で、層界や粗粒地層(軽石層)内で断絶や不連続は見られなかった。

水田土層では、毎年人為の及ぶ作土層は根成孔隙の密度が低く、これに比較しすき床層は根成孔隙の密度が高くなった。さらにその下の心土層は根成孔隙の密度が低下する傾向にあった。タイ王国の水田土壌でも同様の傾向が認められたが、過去の土地履歴に基づく根成孔隙が存在し、これが土壌の構造の変動をもたらしている傾向が認められた。また、雨季乾季の季節変動が心土層の根成孔隙の劣化をもたらしていることが明らかになった。

②考古課題については、大阪府八尾市の池島・福万寺遺跡の弥生時代水田について、層位別に当時の水稻根跡が保存されることを、精細にX線造影法で検出した。そして、現代水田の層位別根跡と比較検討して、弥生時代初頭に、早くも代かき移植栽培が実施されていた可能性を示した。これは、従来、弥生時代後期にしか証明されていなかった。代かき・移植栽培の歴史を見直す新発見である。また、根成孔隙のX線造影法が、考古学の分野に有効な新手法であることを提示したといえる。

③根成孔隙の経時的耐久性の課題では、前期更新世(70万年前～170万年前)の火山灰堆積地を岩手県に見出し、ここの各層位について、根成孔隙の研究を行った。その結果、最下部の堆積を除き、全ての層位に根成孔隙の存在が確認され、その耐久性は、これまでの研究で明らかにされていた、20～40万年を大幅に越えることが明らかになった。さらに、72万年を越えると、経重の差があれ、根成孔隙は劣化の進行が始まることが確認された。1～11万年前の堆積層からなる十和田八甲田火山灰土は、深度方向には劣化は認められず新鮮であった。

④根成孔隙の示相化石としての活用の可能性を調べるため、植物珪酸体群集との対応を調査した。その結果、植物珪酸体群集の各層位の変動特性と根成孔隙の変動には対応関係が認められ、現地性の高い古環境特に古植生環境及び古気候の推定が可能となった。この手法が植物学や生態学分野への新手法として活用の可能性が見出され。

以上の研究は、岩手火山灰においては火山研究者である地熱エンジニアリング主席技師長の土井宣夫博士の協力をいただいた。また、植物珪酸体分析は斯界の第一人者である岩手県立宮古高校教諭佐瀬隆先生に研究協力者として参加いただき、助言指導をいただいた。さらに、本研究では、試料の採取及び分析において弘前大学地域環境科学部の農地工学研究室専攻の学生及び北里大学獣医畜産学部生物生産環境科学科の農地システム学研究室専攻生の協力を得た。記して各位に感謝申し上げます。

研究組織

- 研究代表者：佐々木長市（弘前大学農学生命科学部、教授）
研究分担者：徳永光一（岩手大学農学部、名誉教授）
研究分担者：佐藤幸一（北里大学獣医畜産学部、助教授）
研究分担者：松井 章（奈良国立文化財研究所、主任研究官）
研究協力者：佐瀬 隆（岩手県立宮古高校、教諭）

交付金額（配分額）

平成12年度	： 4 1 0 万円
平成13年度	： 1 6 0 万円
平成14年度	： 1 5 0 万円
合計	： 7 2 0 万円

研究発表

- (1) 佐々木長市, 小関恭：大型ライシメータを用いた開放浸透層内の気相成分変動
土壌物理学会誌, 85：11-17、2000
- (2) Sasaki Choichi, Koseki Kyo, Matuyama Nobuhiko, Enari Keijiro and Sato Kouichi :
Studies on the correlation between percolation pattern and soluble elements in downward water
using a stratified paddy field model, THE XIV MEMORIAL CIGR WORLD CONGRESS,
1184-1189、2000
- (3) Sasaki Choichi, Inagaki Motoaki, Matuyama Nobuhiko Enari Keijiro and Koseki Kyo:Influence
of percolation pattern on the removal of soluble ions in stratified paddy fields with rice and
gravel under the plowsole. Rural and environmental engineering, 41:78-89,2001
- (4) 佐々木長市・徳永光一・佐瀬隆・佐藤幸一：岩手川口火山灰土における間隙の連続
性と変動、農土学会講演要旨集、174-175、2001.
- (5) 佐藤幸一・徳永光一・佐瀬隆・佐々木長市：岩手火山灰土壌における X 線造影法
で求めた根成孔隙の消長、日土肥学会講演要旨集 47、2、2001.
- (6) 佐藤幸一・徳永光一・佐瀬隆・佐々木長市：岩手火山灰土壌における根成孔隙の消
長とプラントオパール、日土肥学会講演要旨集 48、1、2002.
- (7) Sasaki Choichi, Koh-ichi Tokunaga, Tkase Sase and Koichi Sato:Influence of the differnce of
soil-forming process on the change of pore distribution, Transaction of 17th ICSS, CD-ROM,
Symposium 22 (No.1093):1-6,2002.
- (8) Koichi Sato, Koh-ichi Tokunaga, Tkase Sase and Sasaki Choichi:Studies on the formation and
durability of pore systems formed by roots which affect water retention and drainage actions of
the soil, Transaction of 17th ICSS, CD-ROM, Symposium 35 (No.929),1-6,2002.

目次

はじめに

第I章 根成孔隙の連続性と変動

1～16

1. はじめに
2. 調査地と調査方法
3. 結果及び考察
4. おわりに
引用文献

第II章 弥生時代水田土に残る稲の根跡に関する研究

17～30

1. 研究の方針
2. 調査、採土
3. 実験方法
4. 結果と考察
参考文献

第III章 根成孔隙の経時的耐久性と消長

31～36

1. はじめに
2. 調査地区と土壌
3. 結果と考察
4. まとめ
引用文献

第IV章 後期更新世八戸種差火山灰土壌における根成孔隙の経時的耐久性

37～48

1. これまでの研究と本研究の課題
2. 調査地区の地層断面と実験方法
3. 結果・考察
4. おわりに
引用文献

第V章 植物珪酸体

49～66

1. はじめに
2. 植物珪酸体分析の方法
3. 試料
4. 結果と考察
引用文献

第1章 根成孔隙の連続性と変動

1. はじめに

土壌の粗孔隙の大部分は根成孔隙より構成されることが徳永ら¹⁻³⁾により深度別に明らかにされている。このような孔隙が、数mに及ぶ火山灰堆積層のどの深度でも旺盛に存在し、高い土壌の透水性を発生させていることを検証している。佐藤⁴⁾は、草地を中心とした根成孔隙の排水・保水間隙実態の映像化に成功している。世界の草地的に共通して根成孔隙が存在することを検証している。佐瀬ら⁵⁾は、根成孔隙の垂直分布特性、起源およびその意義について植物珪酸体との関係から検討している。この研究では、火山灰土壌の堆積が数度の地表履歴を持ちながら今日の層厚を形成しているため、植物珪酸体がどの深度にも存在することを明らかにしている。これに対し、マサ土や泥流堆積物のような残積土は、地表履歴を持つ面から植生の根の身長範囲にのみ根成孔隙が存在することを解明している。

根成孔隙が火山灰土壌においてどの深度においても旺盛に存在することは、今日ほぼ明らかとなっている。しかし、上述の研究での採土は、各累積テフラ層から一深度につき一採土で実施されている。故に、数十mに及ぶ土壌断面における大まかな粗間隙の変動はとらえていと判断されるが、間隙（特に粗間隙）の連続変動の実態を捉えているとは言いがたい。特に、地表面に旺盛に存在する植物珪酸体と地下に残る生痕化石としての根成孔隙の存在深との対応関係も未了な課題である。また、溶質および気体の送配システムは、累積テフラの層界を越えて生じている。連続採土による粗間隙構造の詳細な変動調査は、物質の送配システムを考察する上で重要課題と考えられるが現在まで未了である。

水田土壌は、人間の土への働きかけを受けその構造を変化させている可能性が高い。しかしながら、この実態も十分解明されているとは言いがたい。水田造成に、下層から礫や泥炭と言った過去の土地の履歴を示すものが検出され、土壌構造等の変動を予見させられることはしばしばである。こうした予見は、三相分布や透水係数と言った物理的指標により明らかとはなるが、顕著な異物のない水田では過去の土地利用の相違は予測もつかないことである。特に、同一断面に同色でかつ同じ土性の土壌が存在し、物理性のみ異なる場合は説明に苦慮する。さらに、少ないサンプリング試料による、鉛直方向の透水性の変動が妥当性を持つか否かの判定は懸念される課題の一つである。こうした変動要因の一端を証明するには、連続採土し根成孔隙の存在の状態の相違を証明によることが正確であると推察される。変動すると考えられている透水係数が、異なる種類の根成孔隙の存在により証明あるいは傍証されることは学術的意義が高いと推察される。

本研究では、人為の影響の及ばない火山灰土と人為の及んだ水田の土を連続採土し、その変動実態を明らかにすることを目的とした。

2. 調査地と調査方法

2.1 調査地

2.1.1 火山灰土壌

調査地は、堆積履歴が明らかとなっている岩手県北部の岩手町に位置するJR岩手川口駅東方500mの切通しである。切通し上部は、72万年前の火山泥流堆積物（洪民溶結凝灰岩）が覆っている。この直下に、岩手川口火山灰土が約3.5mの厚さで堆積している。採土は、この断面を1.5mほど掘込んだ後に、鋸法⁶⁾を用い、この断面から縦横14cm、奥行き6cmのブロックで不攪乱採土を連続採取する方法を開発して行った。図1に示すように採土は、地表面から1.23m～2.17m区間（以下、I区間と記す）と2.50m～3.60m区間（以下、II区間と記す）の2区間から実施した。採土位置は、図1に示した。採土ブロックには、I-1あるいはII-2のように名称を付した。なお、鉛直方向採土における

垂直深さ

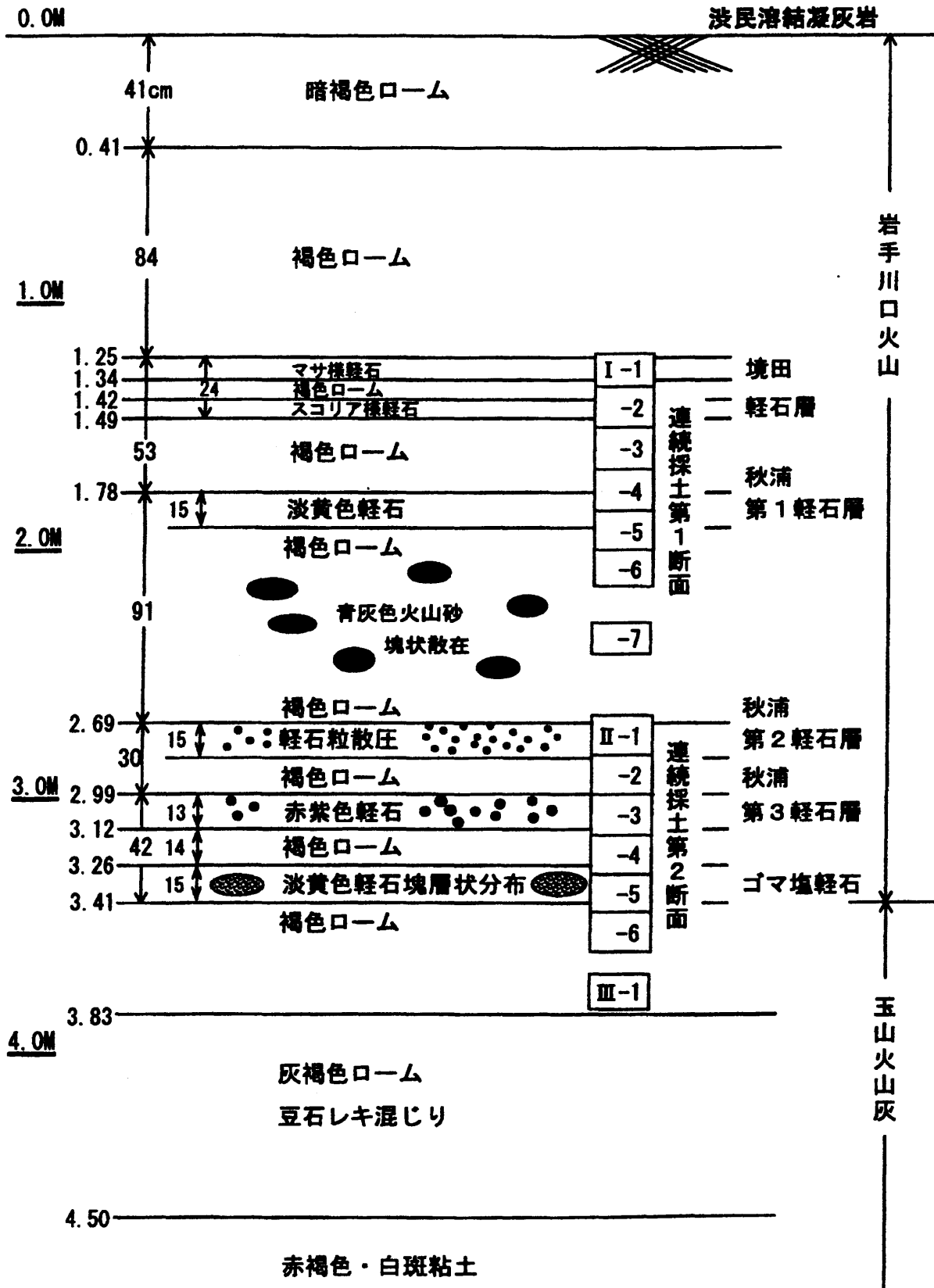


図1 岩手川口火山灰土の土層断面及び採土位置概略

各試料ブロックの間隔は約1.5cmとなった。I-1、2、5のブロック及びII-1、3、5のブロックは軽石層からの採土となった。

根成孔隙のX線影像の撮影は、試料を1辺4.15cmの立方体に整形した後、試料周囲を粘土でコーティングし、乾燥法⁶⁾で実施した。撮影には軟X線装置（ソフテックス社製、M-100型）とX線フィルム（工業用#150）を使用した。造影剤は、ジヨードメタン（CH₂I₂、水に難溶性）とした。

採取した試料の比重、密度、三相分布等の基本的物理性は表1に示した。調査断面の山中式硬度は、軽石層では30mm前後、ローム層で22mm前後となった。孔隙の起源を解明する目的で、孔隙造影試料の整形の際に切り出された土を用いて植物珪酸体を分離した。分析は、試料の鉄処理及び超音波処理後、100-10μm粒径のものについて検鏡により実施した。

表1 岩手川口火山灰土の基本的物理性

試料番号	土粒子の密度 (g/cm ³)	含水比 (%)	湿潤密度 (g/cm ³)	乾燥密度 (g/cm ³)	固相率 (%)	液相率 (%)	気相率 (%)	間隙率 (%)
岩手川口I-1	2.789	45.9	1.685	1.155	41.4	53.0	5.6	58.6
岩手川口I-2	2.782	59.9	1.464	0.916	32.9	54.8	12.3	67.1
岩手川口I-3	2.805	42.1	1.747	1.230	43.9	51.7	4.4	56.1
岩手川口I-4	2.801	65.2	1.551	0.939	33.5	61.2	5.3	66.5
岩手川口I-5	2.858	64.6	1.558	0.946	33.1	61.2	5.7	66.9
岩手川口I-6	2.803	49.7	1.724	1.189	42.4	53.5	4.1	57.6
岩手川口I-7	2.874	72.2	1.550	0.900	31.3	65.0	3.7	68.7
岩手川口II-1	2.914	59.7	1.390	0.870	29.9	52.0	18.1	70.1
岩手川口II-2	2.891	103.7	1.301	0.639	22.1	66.2	11.7	77.9
岩手川口II-3	2.905	80.7	1.443	0.779	26.8	66.4	6.8	73.2
岩手川口II-4	2.893	54.7	1.710	1.110	38.4	60.0	1.6	61.6
岩手川口II-5	3.033	73.8	1.590	0.910	30.0	68.0	2.0	70.0
岩手川口II-6	2.874	86.1	1.460	0.784	27.3	67.6	5.1	72.7
岩手川口III-1	2.808	23.0	1.301	0.639	22.8	66.2	11.0	77.2

2. 1. 2 水田土壌

人為の及ぶ土壌の代表として、水田土を対象に耕起代かきする日本の水田とタイ王国の水田土を鉛直に採土し、変動を調査した。

a) 金木水田

水田土は、弘前大学附属生物共生センタの金木農場から採取した。沖積平野に広がる水田で排水不良で苦慮している。この水田から不攪乱採土で、作土(5-10cm)、スキ床(15-20ccm)、心土(45-50cm)の3層から不攪乱採土し、三相分布や孔隙のX線影像を撮影した。採土は10cm×10cm×6cmのブロックを水平に採土した。

基本的物理性は、表2に示した。

表2 金木水田の基本的物理性

採土深さ (cm)	固相率 (%)	液相率 (%)	気相率 (%)	間隙率 (%)	乾燥密度 (g/cm ³)	密度 (g/cm ³)
2.5~7.5	27.19	67.11	5.70	72.81	0.76	2.79
7.5~12.5	31.79	60.62	7.59	68.21	0.90	2.82
15~20	37.96	57.04	5.00	62.04	1.01	2.66
45~50	36.08	58.92	5.00	63.92	0.93	2.57

b) タイ王国水田

タイ王国は雨季と乾季があり、このような環境における水田土の実態を知ることは興味深い。採土地区は、図2に示すタイの北部のノンラート村である。日本と同じく耕起移植栽培であった。この水田は、排水が不良で大型機械による土の不透水層化が懸念されていた。この土層から、鉛直に15cm×15cm×6cmブロックで60cm区間を連続採土した。

調査地点は図2に、基本的物理性は表3に示した。なお、土壌断面図は2水田をならべて図3に示した。

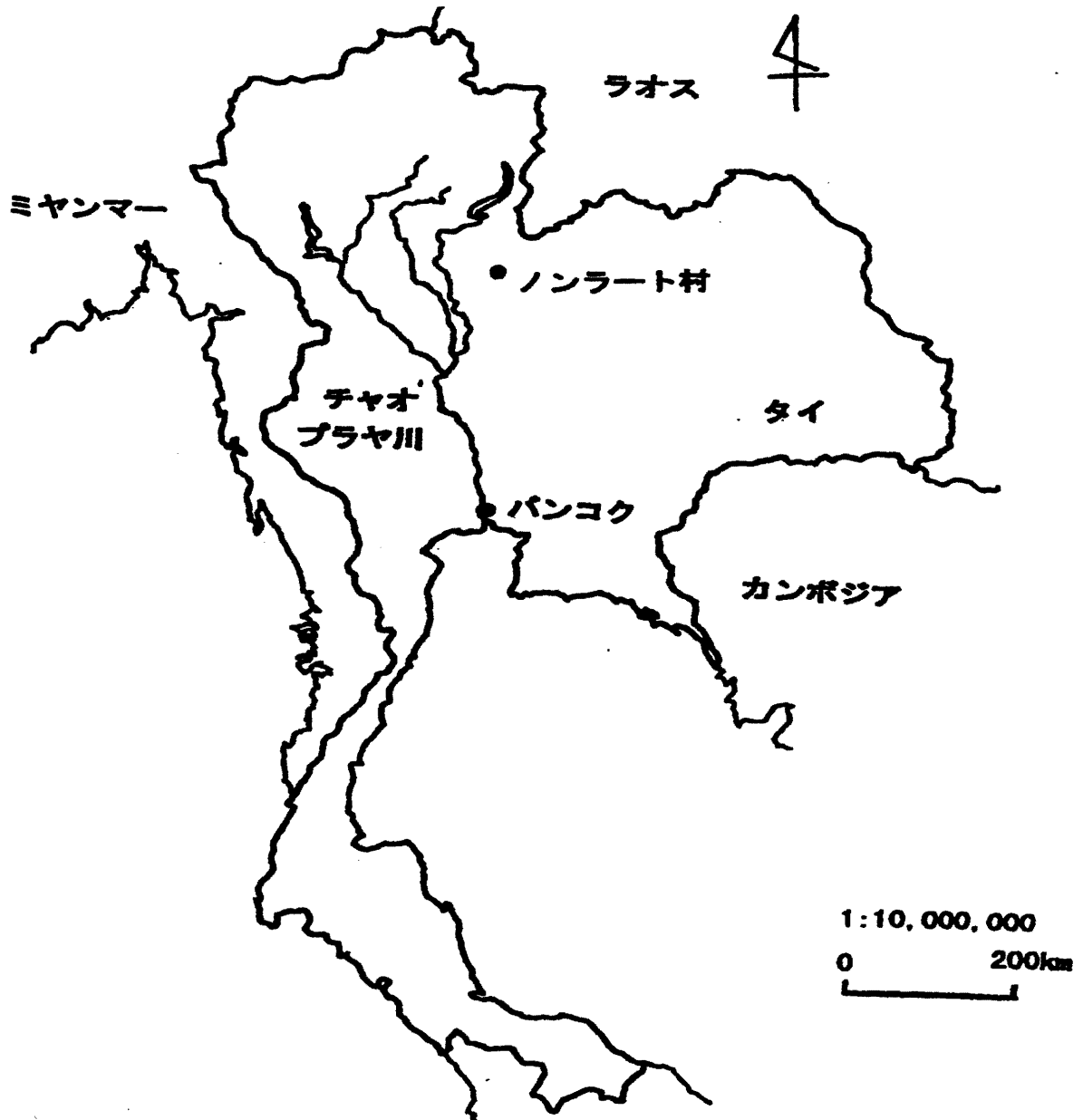


図2 採土位置概略 (タイ王国ノンラート村)

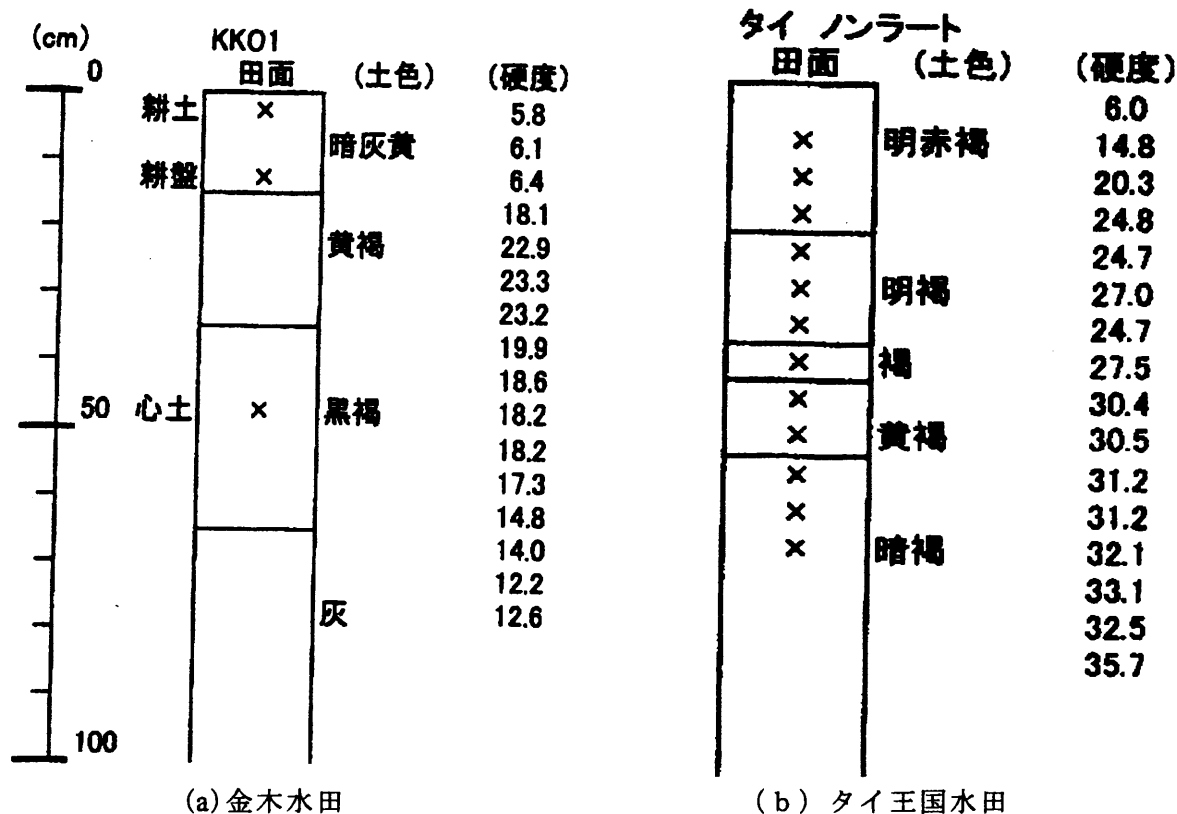


図3 水田土壌断面図

表3 タイ王国水田の基本的物理性 (ノンラート村)

採土深 (cm)	固相率 (%)	液相率 (%)	気相率 (%)	間隙率 (%)	乾燥密度 (g/cm ³)
5-20	59.9	31.5	8.6	40.1	1.95
20-35	58.2	12.3	29.5	41.8	2.07
35-50	59.8	15.8	24.4	40.2	1.88
50-65	60.6	16.0	23.4	39.4	1.91

3. 結果及び考察

3.1.1 火山灰土壌

1) 根成孔隙の変動

得られた根成孔隙影像写真は写真1～15に示した。得られた写真を通覧するならば、いずれのブロックの写真でも、間隙の断面はほぼ円形で、多くの分岐が認められる。分岐した孔隙は、段階的に細くなる傾向となった。また、分岐は屈曲した部位の外側に出現し、草本根茎の特徴が認められた。

①採土Ⅰ区間の影像 図1に示すⅠ-1~2層の中には植物珪酸体（以下OPと記す）は殆ど検出されなかった。しかし、根成孔隙は観察された。水平方向に伸びる根が観察され、ササとは異なる特性となっている。軽石層であり、堆積様式が植物珪酸体の混入を低くしたものと推察される。この層の植物珪酸体の種類は、ファン型（タケ亜科）が主体であるが調査区間の約60cmでは各ブロックの含有量に差異はないようである。Ⅰ-3から6までの各ブロックには、縦に太い約1mm直径の根成孔隙が確認される。根成孔隙の影像は、ササと異なり分岐の頻度も低くかつ屈曲が少ない特性と見られる。この特徴は、木本の根の特徴を示している。Ⅰ-3から6までの各ブロックからは、広葉樹起源の植物珪酸体（木運と推定される）が検出されたことも、木本の根の特徴であることを傍証している。この1m程度の範囲では、根成孔隙の特徴は類似性が認められる。また、植物珪酸体の土中に含有される種類と量に大きな差異がなかった。

②採土Ⅱ区間の影像 図1のⅡ-1から5までのブロックは岩手川口火山灰の下層である。これらの写真を通覧するならば、屈曲及び分岐の特性が類似しておりいずれもササ様（ミヤコササ様）の根の写真と推察される。ただし、Ⅱ-5の写真には、木本類の根の影像らしきものも散見される。この層の植物珪酸体は、どの深度でもササが確認されていることに対応している

その含有量は、採土Ⅰ区間に比べ5%ほど多く15%となった。また、ウシノケ草型の植物珪酸体も1%程度であるが確認されている。また、これらの2種類の植物珪酸体は、Ⅱ-1~6の間での変動はほとんど認められない。なお、この採土Ⅱ区間では広葉樹起源の植物珪酸体は確認されなかった。採土Ⅰ区間と採土Ⅱ区間のX線影像を比較するならば、縦方向に太く分岐の少ない影像が、この区間の写真にはほとんど確認されない。このこととより、数m単位での植物珪酸体と根成孔隙の変動は認められるということになると判断される。

Ⅱ-4ブロックには、ササ様の根は確認されるが、極めて細い根しか確認されない。この層は、山中式硬度が29mmと高く、根成孔隙の径がこれに適應し細くなったと推察される。この硬化の原因は不明であるが、この下のⅡ-5では、太い根成孔隙が明瞭となった。土の堆積環境がこのような差異をもたらしたと思われる。因みにこの層の硬度は約23mmであった。この2ブロックの写真より、硬度の違いが根成孔隙の保存あるいは侵入に大きな相違をもたらすことが明らかとなった。

以上の影像より、根成孔隙の連続性の変動は、この範囲では大きくは変動しないことが確認された。さらに、植物珪酸体もこの範囲では変動がほとんど無いものと判断された。

③境界層及び軽石層の根成孔隙 採土Ⅰ区間と採土Ⅱ区間の境界層はどのようにになっているか調査した。写真14~15に境界部の写真を示した。境界部の粗間隙は、縦方向に分岐がなく伸び

る樹木起源の根成孔隙と縦横に伸びるササ様の根成孔隙の併存する条件となっており、遷移層の影像と推察される。

これまで軽石と言ったような硬度の高い層の間隙実態は不明であった。Ⅰ-1、Ⅱ-2、Ⅱ-3及びⅡ-5のブロックは軽石層の影響のある層からの採土である。硬度が高くとも根成孔隙が確認される影像となった。相対的には、孔隙の割合が少なくなっているようである。この原因は層内への侵入抵抗の大きさによると推定される。しかしながら、根成孔隙が軽石層にも存在し、鉛直方向の粗間隙の連続性を維持していることは興味深い事実である。

今回初めて、岩手川口とその下の玉山火山灰の層界連続採土を実施した。このⅡ-5とⅡ-6のブロックの写真を比較するならば、相違が歴然とする写真が撮れた。堆積年代等の違いにより、玉山火山灰土は根成孔隙が殆ど劣化し、数本の根成孔隙の痕跡を残すのみとなっている。

以上の結果より、同じ堆積様式の土層は1m範囲では根成孔隙形態の相違は大きく認められないが、堆積様式あるいは年代の異なる場合は、近接する土層で大きく根成孔隙の存在様式が異なることもあることが明らかとなった。、あた、同一土層の中でも、一次堆積物である軽石層は、多少根成孔隙の存在密度等に影響を受けることが示唆された。

なお、植物珪酸体の分布は第Ⅳ章に示した。

2) 物理性の変動と劣化

基本的物理性を通覧するならば、土粒子の密度は、 2.7g/cm^3 以上と高い。乾燥密度も全体的に採土Ⅰ区間は 0.9g/cm^3 以上と高く、採土Ⅱ区間は 0.9g/cm^3 以下となる傾向である。固相率も同じく採土Ⅰ区間が30~45%、採土Ⅱ区間が20~30%と低い。間隙率はこの逆の傾向となった。物理的にも採土区間ⅠとⅡでの隙影像と類似した変動が読みとれるようである。

透水計数は、I-5、I-7、II-2及びII-5について測定した。その結果、II-5が 4×10^{-3} cm/s となったが、そのほかの 2×10^{-4} cm/s となった。各採土区間の違いによる値の変動は少ないようである。間隙率が異なっているが、透水計数は類似したものとなった。根成孔隙の種類が異なっても、透水計数の変動は少ないことを示唆していると思われる。

しかし、これまでの徳永³⁾や佐々木⁷⁾の研究によれば根成孔隙を含む火山灰土の透水計数はほぼ $1 \times 10^{-3} \sim 5 \times 10^{-2}$ cm/sであった。これらの値に比べ、今回の値がかなり低下している。これまで、マサ土といえども根成孔隙の存在により、根成孔隙の存在しない場合より透水液数が10倍ほど大きくなることが分かっている。これらの既往の研究から判断するならば、透水計数を減少させる原因が存在するものと推測される。写真を詳細に再検討するならば、根成孔隙の劣化するなわち部分閉鎖や狭小さらには部分消滅が発生している。これらのことが粗孔隙同士の連続性及び接続性を不良としていると推測された。72万年という地史的年月が根成孔隙を劣化させ、透水計数を低下させたと判断される。この場合でも、ほぼ一様な透水計数となったことは自然の摂理の妙を垣間見るようである。

3. 1. 2 水田土壌

1) 根成孔隙の変動

①金木水田 得られた影像是、写真16～18に示した。耕土層は、直進性を持つ稲の根のが観察される。下部の影像是過年度の植物根が腐朽したものと推察される。耕盤層は、亀裂と直進性を持つ根が観察されている。心土層は、クラックと稲のねとこれに比べ太い根が観察される。本水田は緩い傾斜地を階段状に平らにした造成地であり、過去の履歴の根(ヨシ)が混入している可能性がある。採土時には下層にはヨシの根が散見されている。

連続性と言うことを考えるならば、稲の根が鉛直に到達しうる範囲が連続性を持つことになる。しかし、耕土層は、毎年の代かきで常に新しい根成孔隙が存在することになる。

耕盤層(あるいはスキ床層)は、耕起の影響は及ばないが農業機械等の踏圧の影響を受け、硬度が増し、根の侵入を抑制している可能性が伺える。これらの根跡も、毎年の代かきでかなり減少しているため、予想外に少ない結果となったと推測される。しかし、心土層は機械の踏圧の影響や耕起の影響さらには微細土粒子の流下による目詰まりの影響が少なく、根成孔隙の存在が明瞭に残ったと推察される。、かつ累積効果が生じていると思われる。佐々木⁸⁾の仙台平野の沖積土水田の調査時にも、過去の植生根と考えられる根穴が心土層には多数存在し、700年に及び残存することが確認されている。

②タイ王国水田 本水田土の間隙影像是写真(19)から写真(22)に示した。この水田は、潤土直播水田で採土は不耕起部分とした。作土層の影像是(0-15cm)は、稲の根が支配的に存在している。スキ床層(15-30cm)は根の根成孔隙の密度がやや低下している。さらに、稲以外の植物根の存在も伺える。存在量が少ない原因としては土の密度が高いことと対応しているようである。写真(21)の層は、根成孔隙の寸断や亀裂が認められる。この層の硬度は、山中式で30mm近くになっている。乾期の乾燥収縮の影響が考えられる。同様に写真(22)には、根成孔隙が減少し、乾燥亀裂が写真(21)に比べさらに顕著に認められている。

以上のことより、根成孔隙の連続性の変動要因は、日本の水田と同じく代かきのような人為と乾燥亀裂のような気候の影響を土は履歴として残し、連続性を変動させていると判断された。

2) 物理性の変動

日本の水田とタイの水田の硬度を比較するならば、全体的にタイの水田の方が密度が高くなっている。スキ床層の山中式硬度は20-25mmであるが、心土層は15mmと30mmというように倍ほどの差異が認められる。三相分布では、タイの水田土の固相率が60%程度であるが日本のその2倍ほどの高さとなっている。この影響が乾燥密度等にも認められている。

根成孔隙影像是、硬度の高い層ほど存在量が減少する傾向であり、物理性の変動と対応している可能性が示唆された。

透水係数及びpF特性についての検討は今後の課題である。

4. おわりに

72万年前に降灰した火山灰土壌（岩手川口土壌）と水田土における間隙の連続性と変動について検討した。その結果、以下のような結果が得られた。

①岩手川口土壌において、根成孔隙はマクロに約1m単位の範囲では形態の類似した根成孔隙の存在が確認された。しかし、この範囲以上の距離では、変動が認められた。これに対し、水田土は、人為の及ぶ作土では、根成孔隙が毎年更新され、鉛直方向の連続が途絶えること、これに対し、心土層は稲の根成孔隙やそれ以外の過去の根跡が残り、通水性に影響をもたらしていること、さらに稲の根の根成孔隙量は累積されていく傾向であることが判明した。タイの水田心土は、乾燥収縮の影響が心土層に残ることが日本の水田との違いとして映像化された。人為の及ぶ場合の変動は1m内でも大きいと判断された。

②岩手川口火山灰と玉山火山灰というような層界で連続採土した結果、根成孔隙に歴然と差異が生じることが判明した。自然堆積の層界の連続性は、極めて変動が大きい可能性がある。

③火山灰土壌の植物珪酸体の組成は、約1m単位では変動が少なく、根成孔隙の変動と対応した関係が認められた。すなわち、X線映像を撮影した試料の植物珪酸体をもって、根成孔隙の種類を推定することの妥当性は高いと判断された。

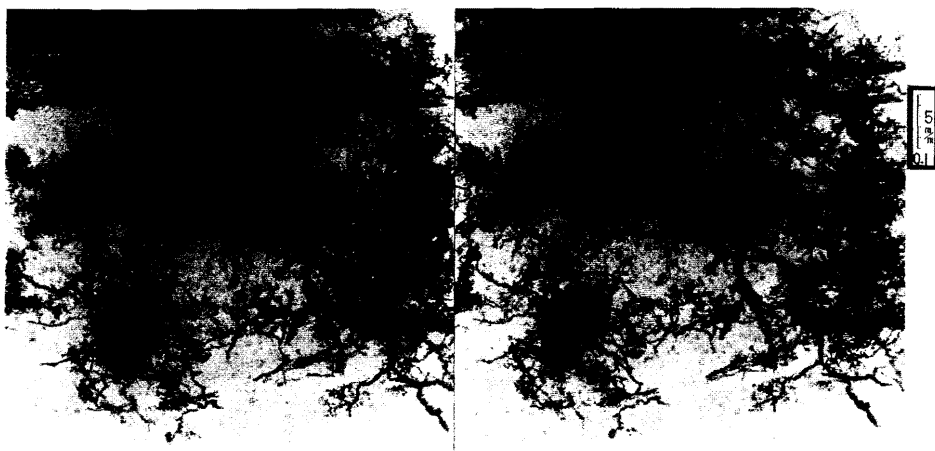
④根成孔隙は、硬度の高い軽石層にも存在し、堆積層における間隙の連続性を維持していることが推定された。また、硬度と対応し、根成孔隙の存在密度や太さを変える傾向が認められた。

⑤火山灰土壌の透水性変動は、根成孔隙の存在する条件下では小さく、むしろ土壌の劣化により発生する傾向となった。土壌の劣化は、雨季乾季という気候変動の影響も受けることが明らかとなった。

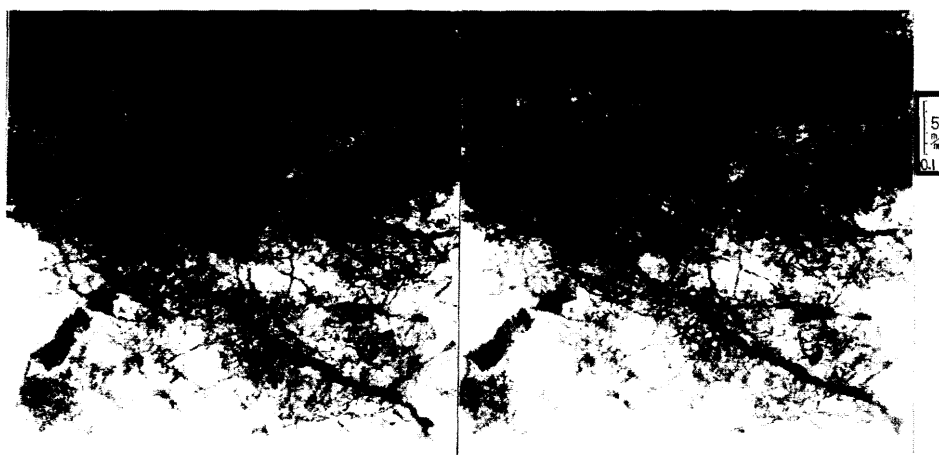
今回の調査は、劣化の存在する土壌での調査であったが、今後は劣化というような変動因子を伴わない地点での検討を試みる予定である。

引用文献

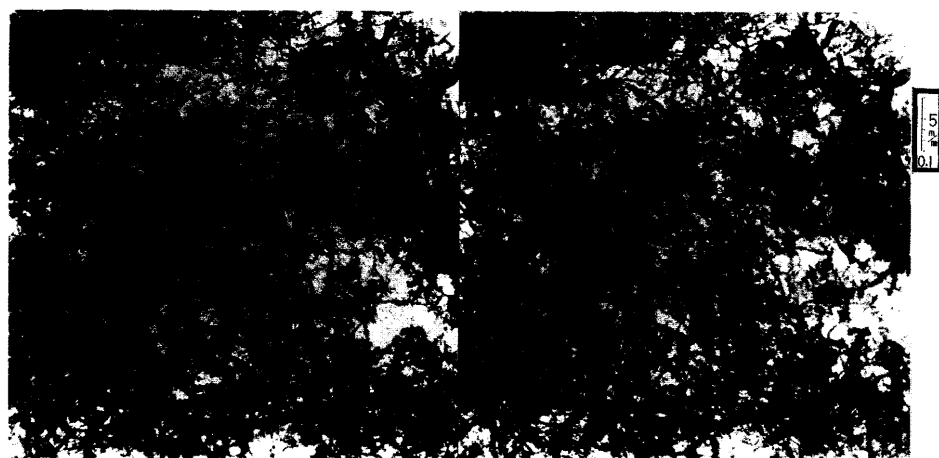
- 1) 徳永光一ほか(1986)：火山灰下層土における粗孔隙の根成的特徴について、農土論集、126、p.75-85.
- 2) Tokunaga, K., 1988. X-ray stereoradiographs using new contrast media on soil macropores, Soil Sci., 146: 199-207
- 3) 徳永光一ほか(1991)：火山灰土およびマサ土地盤における根系状孔隙の発達と透水性、農土誌、59(5)、p.51-62.
- 4) 佐藤幸一(1992). 草地土壌の孔隙構造に関する研究、日草誌、38(3)、p.259-270.
- 5) 佐瀬隆ら(1992)：累積テフラ層における根系状孔隙の垂直分布特性、起源およびその意義、第四紀研究、31(3)、p.131-146.
- 6) 徳永光一(1995)：土壌間隙のX線立体映像法、畑地農業振興会、p.1-245.
- 7) 佐々木長市(1991)：火山灰下層土の限界間隙に関する研究、農土論集、151、p.65-73.
- 8) 佐々木長市・小関恭(1996)：成層水田の浸透型が物質の移動集積に及ぼす影響、農土論集、182、p.77-87.



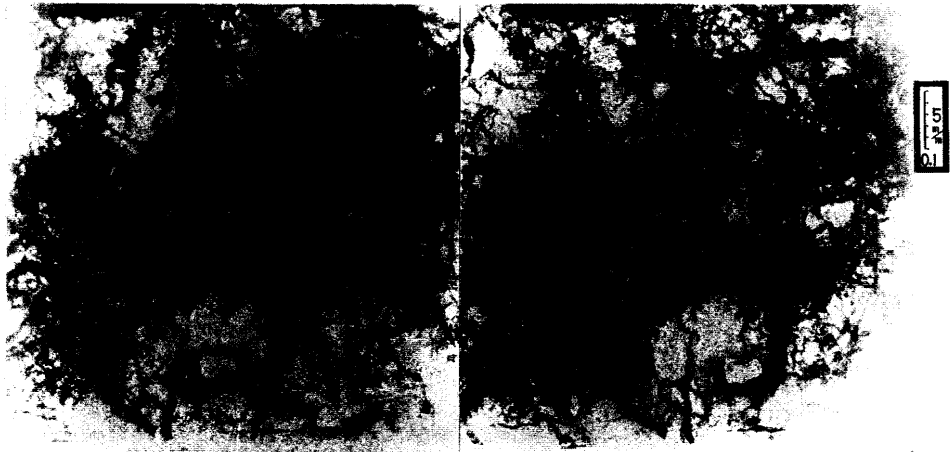
写真(1) 岩手川口 I-1層 (垂直 1.23~1.37m深)



写真(2) 岩手川口 I-2層 (垂直 1.39~1.53m深)



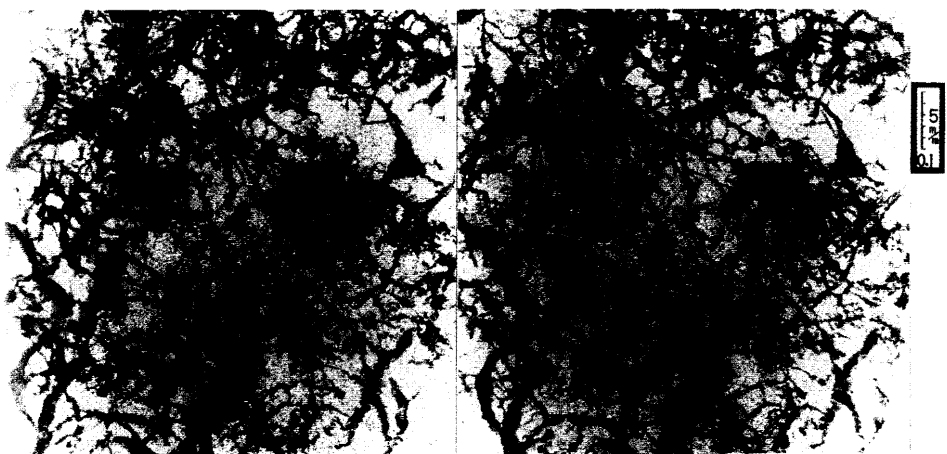
写真(3) 岩手川口 I-3層 (垂直 1.55~1.69m深)



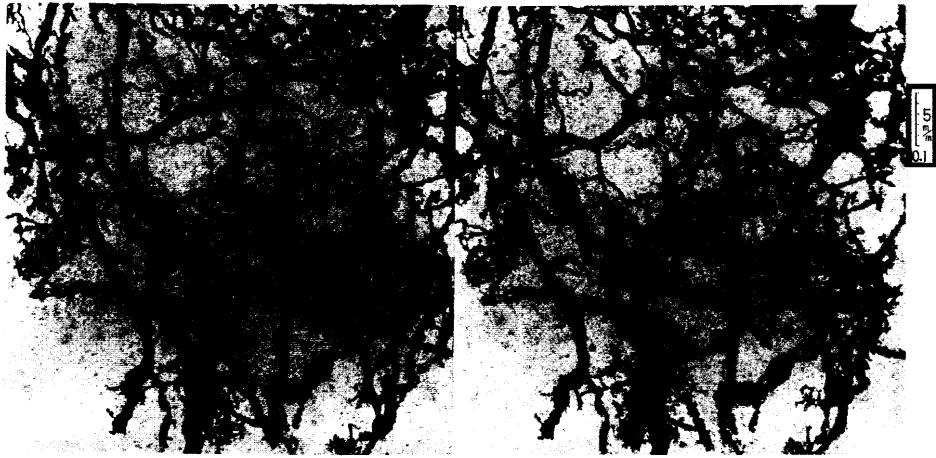
写真(4) 岩手川口 I-4層 (垂直 1.71~1.85m深)



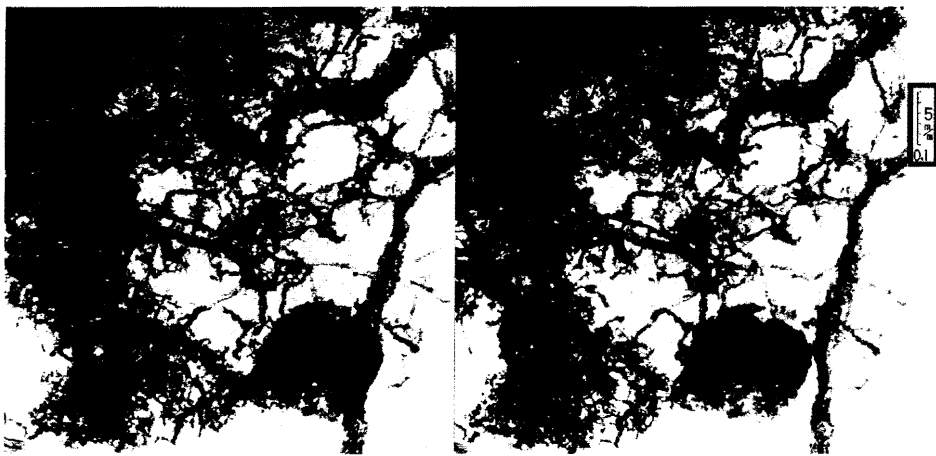
写真(5) 岩手川口 I-5層 (垂直 1.87~2.01m深)



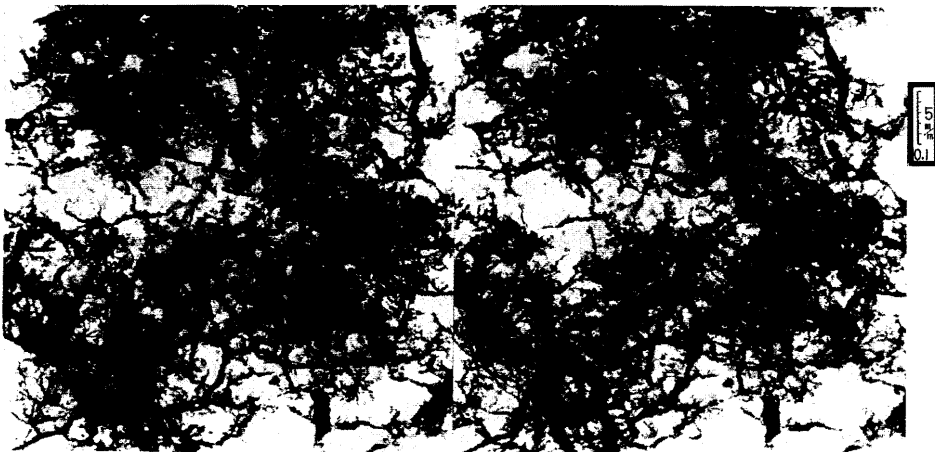
写真(6) 岩手川口 I-6層 (垂直 2.03~2.17m深)



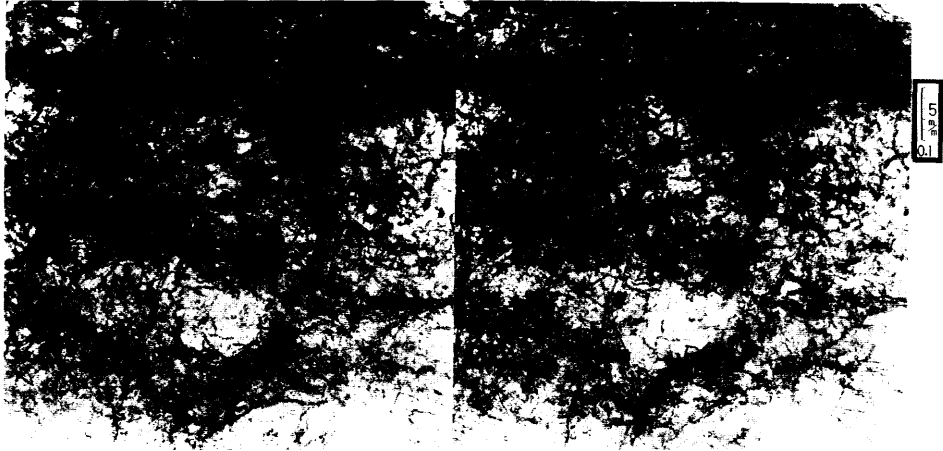
写真(9) 岩手川口 II-1層 (垂直 2.66~2.80m深)



写真(10) 岩手川口 II-2層 (垂直 2.84~2.98m深)



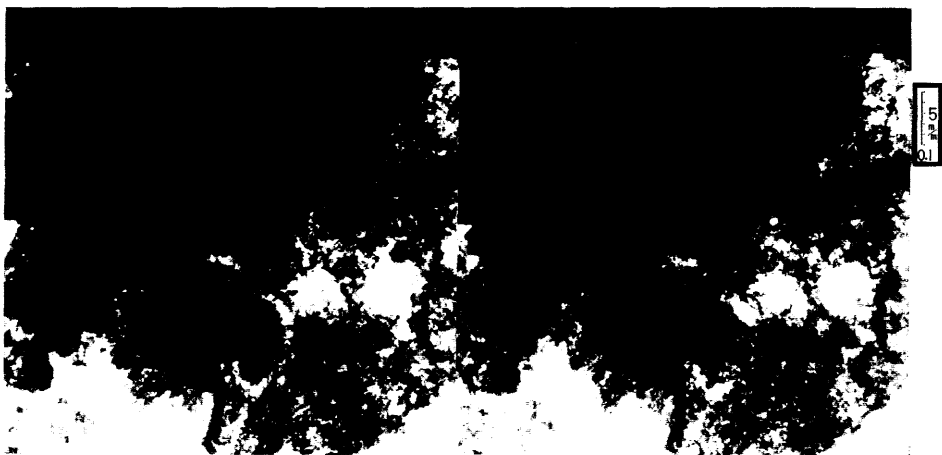
写真(11) 岩手川口 II-3層 (垂直 3.00~3.14m深)



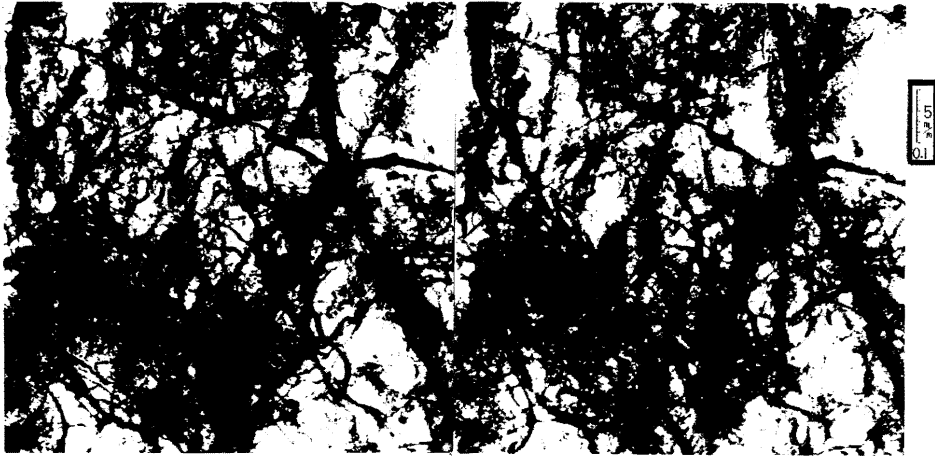
写真(12) 岩手川口 II-4層 (垂直 3.16~3.30m深)



写真(13) 岩手川口 II-5層 (垂直 3.32~3.46m深)



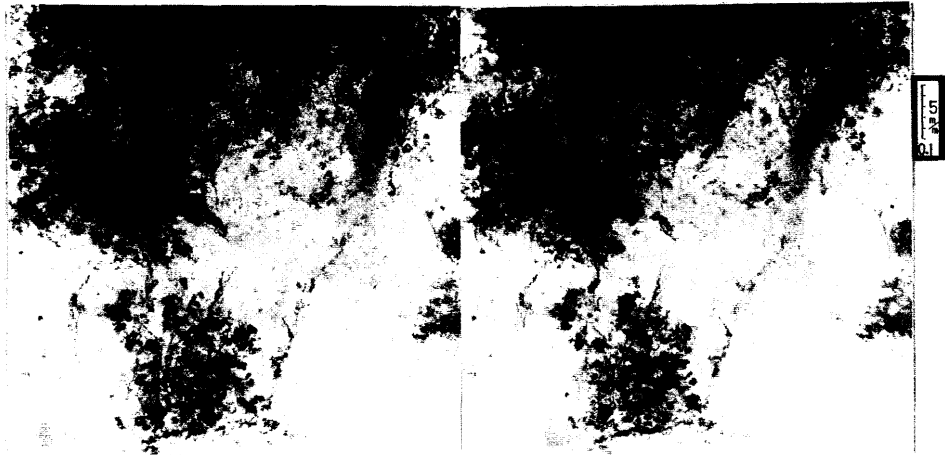
写真(14) 岩手川口 II-6層 (垂直 3.48~3.62m深)



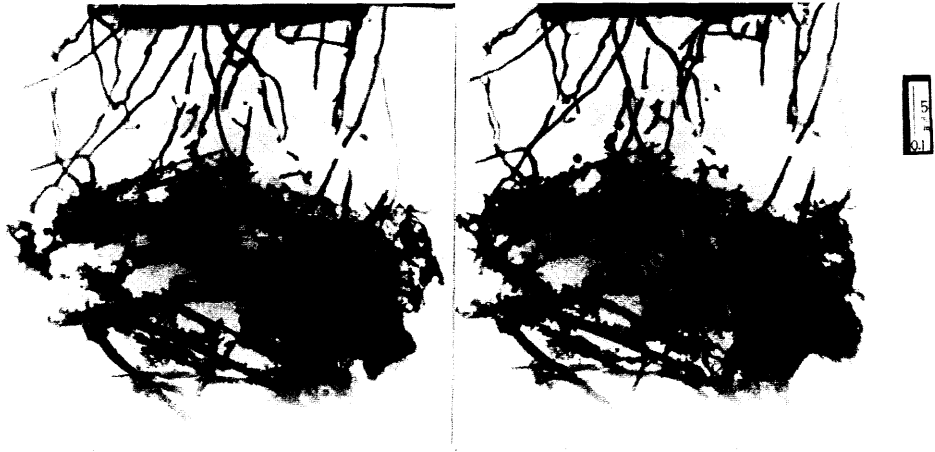
写真(7) 岩手川口 I-7層-② (垂直 2.29~2.43m深)



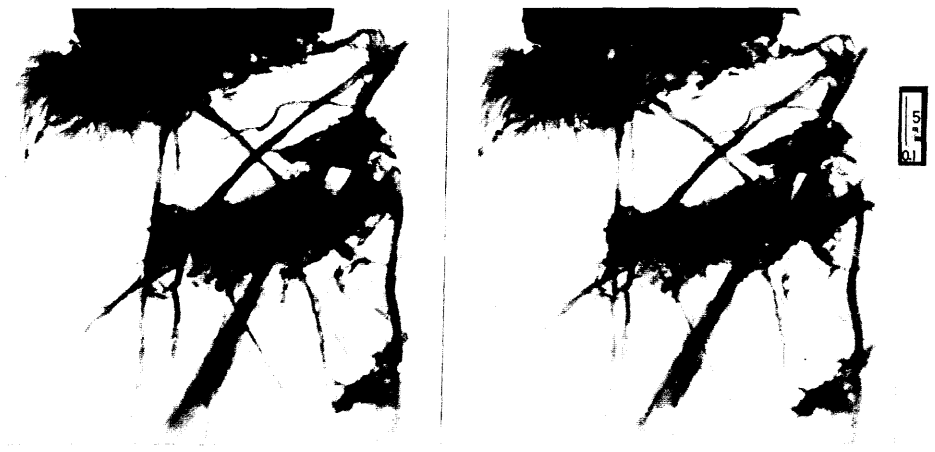
写真(8) 岩手川口 I-7層-③ (垂直 2.29~2.43m深)



写真(15) 岩手川口 Ⅲ-1層 (垂直 3.74~3.88m深)



写真（16）金木水田（耕起、代かき水田）2002年4月採土
5-10cm 区間



写真（17）金木水田（耕起、代かき水田）2002年4月採土
15-20cm 区間



写真（18）金木水田（耕起、代かき水田）2002年4月採土
45-50cm 区間

写真 (19)
タイ王国
ノンラート村
0-15 cm 区間

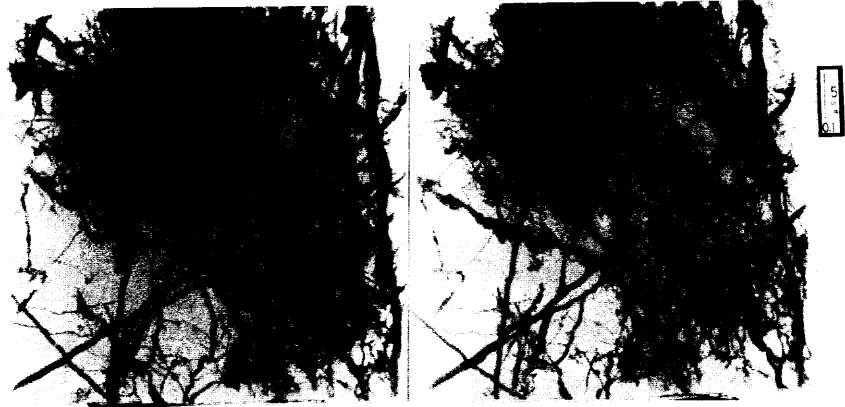


写真 (20)
タイ王国
ノンラート村
15-30 cm 区間

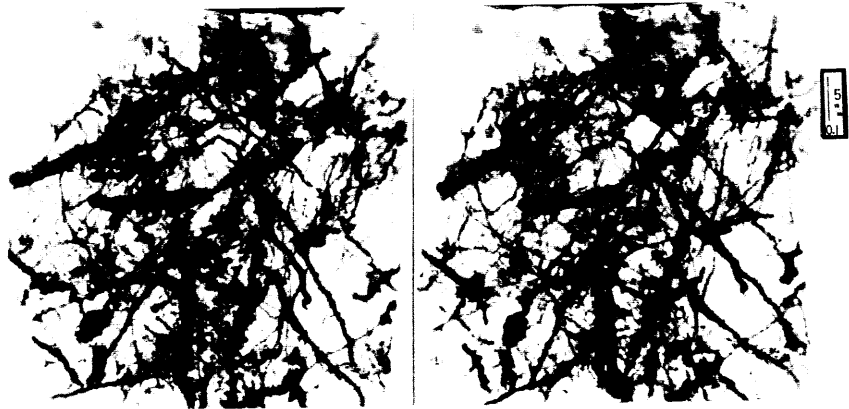


写真 (21)
タイ王国
ノンラート村
30-45 cm 区間

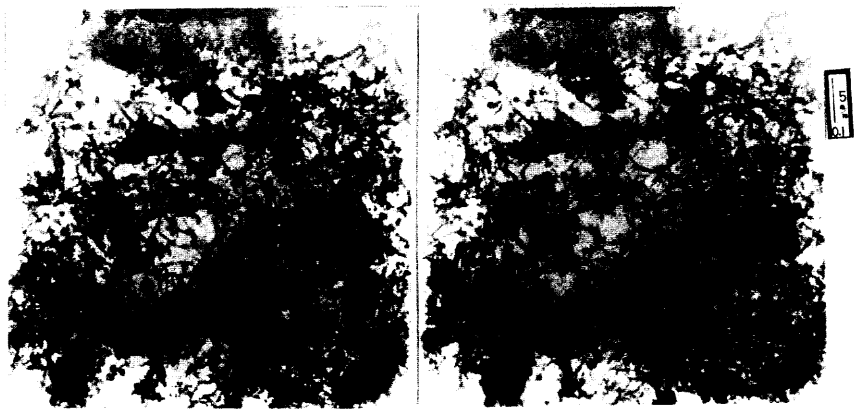
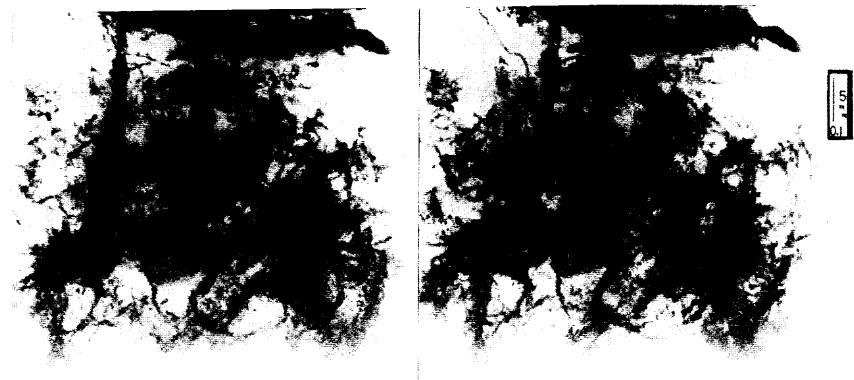


写真 (22)
タイ王国
ノンラート村
45-60 cm 区間



第Ⅱ章 弥生時代水田土に残る稲の根跡に関する研究

1. 研究の方針

これまで根成孔隙が変形、消滅せずに、地層中に保存される耐久年月について、その地層の堆積年代に基づく計算から、20～40万年以上であることが、当研究の共同研究者らにより明らかにされてきた¹⁾。地層に対する攪乱作用がない限り、極めて長期に安泰であることが、根成孔隙の特性である。

しかし反対に、自然や人間の営為が地層に攪乱を与えると、簡単に変形や消滅をすることも、根成孔隙の特性である。

これら二つの特性を活用すれば、考古学的課題の新しい研究手法として、X線立体造影法が有効になる可能性が考えられてきた²⁾。この可能性を実証するため、大阪府八尾市福万寺町にある池島・福万寺遺跡（以下、当遺跡）の弥生時代水田土層を調査した。弥生時代水田の作土やその下層土に水稻根が作る根成孔隙をX線造影して検討を行った。

根成孔隙の造影写真には、各種植物の根系により作られたものが混入する。それらの分別を写真像からだけ行うには、研究の蓄積が不足である。そこで、植物珪酸体分析（以下、OP分析）を並行して、その結果を照合することが一つの方法として必要になった。

また、当遺跡と地形、土性などの類似した現代水田について、その作土や下層土の水稻根跡を、同じX線造影法で撮影することにした。この影像と当遺跡の影像を対比することで、弥生時代前期末～中期初頭（約2200年前）と同時代前期中葉（約2300年前）における、当遺跡の稲作に関わる何らかの知見を得ることとした。

なお、「根成孔隙」の用語を「根跡」に切替えて、以下の記述では用いる。根成孔隙とは土壌物理学的に土壌間隙の種別名称として、またこの間隙が有する組織的、機能的特性を包含する専門用語として定められたものである。しかし、考古課題においては、土壌物理学的意義よりも、水稻根や水稻栽培に関わる考古学的検討が主題であり、根跡の用語が目的に沿った表現と考えられたため、これを用いることとした。

2. 調査、採土

1) 現代水田

現代の水田として、地形、土性が当遺跡に類似していること以外に、栽培法が明確な2ヶ所の水田を選んだ。一つは、現代水田Ⅰとして、盛岡市郊外の北上川河岸（紫波町K地区）の沖積低平地水田調査した。土性は作土から下層まで、シルト質粘土であった。この田では、春に耕起、代掻きを行う普通移植栽培が毎年行われてきた。荒起し前の4月初めに、調査、採土した。地下水位は50～60cmであり、深さ50cmまで掘削して、作土層（15～20cm厚）、犁床層（約10cm厚）及び下層の観察を行った。犁床以下は青灰色化された還元層であった。断面観察後、直ちに作土と犁床層から不攪乱ブロック採土を行った。採土法の詳細は徳永の方法³⁾によった。

現代水田Ⅱとしては、弘前大学付属生物共生教育研究センターの金木（カナギ）農場（北津軽郡金木町）の1水田を選んだ。岩木川支流沿いの低湿地水田で、土性はやはり粘土質である。この水田は不耕起栽培を1年行った時点で調査した。耕起代かきをせず、不耕起田植機で田植をし、1作の収穫を行った翌年4月に採土をした。不耕起の前年までは、毎年普通移植栽培が行われてきた。採土は、田面掘削調査後、直ちに行われた。作土厚は約15cm、直下の犁床は約10cmで犁床層および下層は還元層であった。

2) 池島地区水田

当遺跡は恩智川を挟んで、東側の池島地区と西側の福万寺地区に二分されるが、調査、採土を行った

のは池島地区の水田および島畑である。図1にその位置を示す。1～3が弥生時代水田、4は島畑の調査、採土位置である。更に、調査断面とその断面からの採土層位を、図2に示した。

断面1は後述の諸検討に関係が少なく、紙幅の都合もあり、割愛した。断面2、3の採土試料により、第2黒色粘土層（以下、2黒）を作土とした、弥生前期末～中期初頭の水田（以下、2黒水田）と第3黒色粘土層（以下、3黒）を作土とした弥生前期中葉の水田（以下、3黒水田）について、稲の根跡やプラントオパールを検討を行った。採土法は、図2に示したステンレス製の採土杵に、木板をあてがって目標層位に静かに押し入れ、ナイフにより杵ごと方形土塊を切出す不攪乱採土を行った。

3. 実験方法

1) X線立体造影法

採土杵から押し出した方形土塊を6個に切断し、夫々を4cm立方の標本試料に整形して、X線撮影に供する。整形時の切りくず土はOP分析試料として用い、X線根跡像とプラントオパールを一体で検討できるようにした。標本試料は撮影まで、水で飽和した砂を入れた砂箱中の、砂面上に置き、密閉蓋をして保存する。

4cm立方の標本は、撮影前日から準備を始め、まず粘土薄層で5面（上面を除く）をコーティングする。次に、真空中で標本内の脱気を行い、静かに上面から注水して、標本を完全に飽和させる。徐々に真空を解除し、大気圧中に取り出したら、標本の上面に、開発した土壌用造影剤（液体）を湛え、卓上で放置し、標本の5面から水分を乾燥させる。乾燥に伴い、水の入っていた標本内間隙へと、水の代わりに造影剤が引き込まれ、根跡など大きい間隙から脱水と浸剤が進行する。

乾燥（浸剤）の進行と共に、X線撮影を行う。撮影は同一標本を左右にずらして2回行い、2枚1組の写真を作って、「立体視」を行う方法である。

これらの方法の詳細は、文献3）により行った。なお、この撮影標本の大きさは、4cm立方が標準であるが、同一原理で4～5倍増まで拡大は可能である。

2) OP分析法

2黒、2黒直下、3黒、3黒直下の4試料について植物珪酸体分析を実施した。分析の手順は以下の通りである。

(1) 乾土1g前後を秤量。(2) 5%過酸化水素を加えホットプレート上で加熱し有機物分解。(3) 超音波処理で土塊の破碎。(4) ジチオナイト法により脱鉄処理。(5) デカンテーションと篩で粒径5～100 μ m画分を分離、乾燥、秤量。(6) 分離画分の一部をカナダバルサムで封じ、プレパラートを作成、検鏡、同定。

(植物珪酸体の区分)

検出された植物珪酸体は、給源植物、給源組織細胞、形態により、ファン型（イネ科機動細胞起源）、棒状型（主にイネ科長細胞起源）、ポイント型（イネ科棘細胞起源）、タケ型（イネ科タケ亜科単細胞起源）、ヒゲシバ型（イネ科ススメガヤ亜科、一部のキビ亜科、一部のダンチク亜科短細胞起源）、キビ型（イネ科キビ亜科短細胞起源）、ウシノケグサ型（イネ科イチゴツナギ亜科短細胞起源）、樹木起源、カヤツリグサ科起源などの珪酸体群に区分した。

4. 結果と考察

1) 根跡について

(1) 現代水田の根跡

写真1、2は、現代水田Iの水稻根跡を、X線立体造影法により撮影した影像である。写真の上辺が地表方向である。縦横に走る黒筋が、根跡である。倍率2倍程度の簡易実体鏡で観察頂きたい。左右

の写真が1枚に合致して、奥行きのある立体像として観察できる。写真右上のスケール線の太さは0.1mm、1目盛が1.0mmである。写真3以下についても、以上の注釈は同様である。

次に、根跡観察のために、稲の根系形態の特徴を簡単に記す。稲の根系は水平から垂直まで、株元から1次根が多数、放射状に伸びる「ヒゲ根型」である。各1次根は直角に細い2次根を分岐する。1次、2次とも一本の根は凡そ直線的で、急な曲がりや屈折的な曲がりをしていない。作土内では水平から、斜め下方および垂直下方まで全方向の根跡が発生するが、下層土では垂直根跡が増える。作土では横走根跡、下層では縦走根跡が特徴になる。但し、これらの特徴はイネ科植物に広く共通するから、弥生時代水田の根跡観察では、OP分析結果などを照合して、稲の存在を確認する必要がある。

さて、写真1には根跡の黒筋以外に面状(左側)や円状(中央下)その他の黒影が見える。これらを立体視すると、地表乾燥で発生した亀裂面(左側)や未分解有機物(前年の稲株碎片や施肥残体)など、作土特有の状況が観察される。因みに写真上辺の黒影帯は、試料土上面が造影剤を載せているため天井のように写った部分である。写真1の根跡には、水平や斜め下方に伸びる、作土特有の根跡がかなりの割合で存在している。但し、▲で1例を示した根跡のように、屈曲の著しいものは雑草など非稲根跡である。▲の付近には非稲根跡の細いものが数本見える。稲根跡を横と縦の方向に分けて数えると、各5本ずつ存在する。太さは直径1~0.5mm位で写真2の作土直下部に比べて太い。しかし、写真1は2に比べて、根跡本数が著しく少ない。

写真2を観察すると、作土から押し込まれた若干の混入物(写真中央の黒塊)が見えるが、直線的な稲の根跡が、濃密に縦走りしている。縦根跡の平均太さは、写真1よりも細く、根系の流れを感じられる。この縦根跡から直角に水平方向に分岐する2次根の根跡は、太さが0.1mm級かそれ以下であるが、濃密な分布をしている。

僅か10cmほどの深度差で、このような根跡の分布密度の激しい差は何故生じたか。答は簡単明瞭で、普通移植栽培では必ず行う、耕起・代かき作業の影響である。写真1の根跡は、採土した4月から遡り、前年の秋収穫時点までの約半年間に、腐朽した根体が作るものに過ぎない。それも、耕起・代かきにより田植時を迎えれば完全に消滅する。従って作土層では、根跡が発達したり蓄積されることがない。これに比べ、耕起・代かきの影響が及ばない作土直下、写真2では、この深度まで伸びた毎年の根体が、腐朽とともに根跡に変わり、根跡は崩されることなく保存される。永年の稲作により、根跡の蓄積は濃密なものとなる。

次に、現代水田Ⅱの写真3、4を観察する。写真3の作土では、やはり未分解有機物などの混入が塊状黒影になっているが、稲の根跡はやはり10本前後と少ない。殆ど水平方向に走っているのは、深度が5~10cmと浅いためである。不耕起栽培を永く続けられれば、作土層にも根跡は蓄積されるはずであるが、1年くらいでは大した変化も現れていないことが、写真1と3の比較で解る。写真3には、前年まで続けられた普通移植栽培の影響が、強く残っていると見られる。

写真4の作土直下層では、対照的に濃密な稲の根跡の蓄積が鮮明である。写真2と比べて、濃密分布の点では好一対だが、写真4の方が根跡直径が幾分太いのは、稲の生育や品種の相違と思われる。

東北における2枚の沖積低地水田を選び、その作土と作土直下層の稲の根跡を見た。これらに共通の特徴は、耕起や代かきの影響が及ぶ作土では、根跡の残存が極めて疎になるが、その影響がない作土直下層では根跡の蓄積が極めて濃密になる。この疎密の対照が著しい点で、現代水田は共通しており、紙幅の都合で2例の例示に止めたが、現代水田一般の特徴である。水田のみならず、普通耕起栽培の畑地でも、作土とその直下層の作物根跡が、全く同じ対照性をもっている。

(2) 1 黒層の根跡

池島地区の弥生時代後期の水田作土をなす、第1黒色粘土層(以下、1黒)とその下層を図1の地点1の断面で調査、採土した。その標本試料を、X線造影した一例が写真12である。黒筋以外の黒影~薄黒影は、小面積の膜状亀裂である。この小亀裂は、立体観察すると根跡に絡んで発生しており、根跡から離れて、独立に発生している小亀裂は認められない。根跡が小亀裂との複合形態となり、

また、存在するはずの2次根級の細根跡が、全く消失しているなど、造影写真がデータとしての価値を失っている。この断面1から採土した1黒下層の標本試料も、すべて写真12と同様のX線造影写真になった。

検討の結果、断面土層の水分乾燥が進行した結果、このように異常な根跡像が現れたと判明した。地点1の採土断面には、巾5～10mmの縦割れ大亀裂が深く観察された。この断面は調査、採土当日の以前から、掘削され露出していた。そこで、今回は残念ながら、1黒層を作土とする水田の根跡研究は割愛する。

今後、他の遺跡の根跡を、X線立体造影法により研究する場合、その断面掘削直後に採土することを、重要な注意事項として教訓にしたい。また、粘質土の乾燥収縮が、根跡（根成孔隙）に絡みつつ、微小亀裂群の発生として進行することは、土壤物理学的にも知られていない現象であり、貴重な資料として写真12に掲げた。

(3) 2黒水田、3黒水田の根跡

1黒層調査と異なり、2黒層、3黒層および島畑では、掘削による断面露出と調査、採土が同時に行われた。そのため乾燥による根跡形態の攪乱はなく、正常にX線造影が進行した。同一層位から6個ずつの標本試料が得られており、3個以上撮影した影像の内、共通的特徴をもち、しかも広く鮮明に根跡を観察できるものを写真5～11に示した。これらの内、2黒水田、3黒水田に関わる写真5～9について、以下に検討する。

① 遺跡地層の根跡保存性

この5枚の写真を通して、最初に指摘できることは、2200～2300年前の水田土層にも、根跡が精細に保存されていることである。しかも、現代水田の稲根跡（写真1～4）と形態が類似した根跡を5枚の写真の何れにも見出すことができる。勿論、現代水田と異なり、稲根跡にしては太すぎるものや、稲とは形態の異なる根跡などが、混じっている写真もある。しかし、総体として根跡自体の保存性は良好と言える。

冒頭に記したように、自然や農地の地層における、根成孔隙の耐久年代に関する研究が示すように、遺跡地層における各種根跡も、その耐久性はきわめて大きいものと思はれる。ただし、遺跡地層の保存が、前述したように乾燥したり、掘削したり、各種の攪乱を与えないことが保存の前提条件になる。

② 2黒水田の根跡

まず、写真5の根跡は最も太いものが径1.5mmである。現代水田では1mm強であるから、やや太めであるが、直線的形状などから見て、太いものも含め全体は稲根跡と認められる。写真6では、右上に太さ3mm級の、稲根跡としては太すぎるものが1本見られる。この他にも、2mm級の太い根跡が2～3見られる。これらを除いて観察すれば、大部分の根跡が稲の縦根跡と見られる。

さて、現代水田では、作土と作土直下の根跡の分布密度が、疎密の差が著しい対照を示していた。この対照性が2黒水田ではどうであろうか。写真5、6を比べると、作土（2黒）の方が直下層に比べて根跡密度が低いことが見て取れる。写真5の中で、径1mm級の1次根だけで直下層と比べれば、根跡密度の差は歴然とする。しかし、現代水田に比べれば、2黒作土の根跡は密である。とくに細いものが多い。これは何故か。2黒水田の上部には、数mの後代の堆積があり、それらの上位層における後代の栽培や、自然植生などの根群が下方に伸び、2黒層に侵入する。上方から下方に伸びて、細くなって2黒作土に侵入した根跡群を、分別することは困難だが、そのような根群が写真5に含まれていることは否定できない。上位層からの根跡増加の影響は、2黒直下層にも加わっているが、作土の厚さ分だけ、影響は少ないであろう。これらの上位層の影響を差引いて考えると、2黒と2黒直下の根跡密度の差は一層大になるはずであり、現代水田の対照性に近づく。

このように観察してみると、2黒水田では、作土にかなりの攪乱作用が、毎年加えられていたと見なければならぬ。それが、現代水田に類する耕起・代かきであるかどうか、断定は控えるが、写真5、

6は、その可能性を示している重要な資料と思われる。水田の耕作で、耕起・代かきに代わる毎年の作土攪乱作用を、他に考えることはかなり困難だからである。弥生時代稲作で代かき、移植栽培が検証されているのは、現時点では、弥生時代後期からであるが、稲作が我国で本格的に拡大を始めるのは、弥生前期末～中期初頭ごろ、丁度2黒水田時代からであり、大陸から伝来の稲作技術には最初から耕起・代かきが組込まれていたことを示すデータと解釈することもできる。

次節で詳細に説明するが、OP分析の結論を先取りすると、2黒試料土中のイネ属珪酸体は5.1%、2黒直下が2.7%に対し、後述する3黒では1.2%、3黒直下0%であり、約100年を経て2黒水田時代には稲作生産性が急増している。

③ 3黒水田の根跡

写真7の3黒には逆Y字型の太さ約3mmの非稲根跡が見える。水稻根はこのような鋭角分岐をしない。これを除くと太さは1mm前後からそれ以下となり、直線的形態の根跡であり、稲根跡に見える。しかし、上述のようにイネ属珪酸体は1.2%と僅少であるから、根跡の多くは非稲のイネ科作物と考えられる。また、水田表層にしては横走、斜走する1次根(径1mm級)の根跡が殆ど見られないことも、2黒作土層と対照的である。

写真8は総て太さが1mm級であり、直線的形態で、濃密な根跡分布は、現代水田の作土直下層を思わせる。しかし、上述のようにイネ属のオパールは検出されなかった層位である。ただし、3黒層の僅かな稲の根が、この層位に侵入しているはずである。基本的には3黒層の作物と同種の根跡と考えられる。稲およびイネ科作物の根跡と見られる。

写真9は更に下方の根跡で、太さは一段と細くなり、0.5mm級以下が殆どで、写真7からの連続性を感じられる。写真9の上辺と下辺にある帯状黒影と、上半部に点在する黒雲斑は、立体視すると砂層や小砂塊であることが解る。

3黒水田として、作土と直下層の根跡密度の対照性はどうか。写真7と8の密度差は径1mm級の根跡で比べると、2黒水田の場合ほど激しくない。良く観ると、3黒作土のほうが直下層より若干疎であるが、その差は顕著でない。

その原因は、3黒試料NO8は断面3からの採土であり、直上NO7層位が地表であった頃の植生の強い影響で、根跡が濃密化したのではないか、という推察ができる。しかし、それならば2黒NO6層位は何故、上層からの影響で、NO8と同じように濃密化しなかったのか?と云う矛盾を生じる。このような矛盾を生じないためには、上層からの根跡濃密化の影響は、各層位とも一様、同等に受けていると観るのが妥当と思われる。

結局、3黒作土とその直下層の根跡密度は、2黒水田ほど明確な差異が無いものとして、その原因を考察することにする。3黒水田時代には、耕起・代かきのような強い攪乱を与えない栽培法が行われたと推察される。上述したOP分析結果からして、各種穀類に混じって稲はそれらの一部として栽培されていたと考えられる。自然湿地のような水田に、不耕起に近い直播栽培が行われていたため、代かき水田のように横走、斜走する根跡の発達が多くなかったと思われる。不耕起のような栽培であったが故に、作土でありながら、写真7のように密な根跡が蓄積されたと考えられる。

当遺跡においては、3黒水田時代から2黒水田時代への100年間に、水稻栽培法が大飛躍を遂げたことが、写真5～9の根跡像に反映しているのではないかと考えられる。

(4) 島畑

島畑は砂含量が高く、供試土が4cm立方の形で自立できるか、自壊して崩れるか危惧された。しかし、撮影法が試料土の外周を粘土の薄層によりコーティングすることもあり、心配は不要となった。けれども、写真10、11に示すとおり、砂質土の特徴である粗間隙が黒雲状に造影されて、そこに重なった根跡像が見えなくなる。写真10の上下の黒影、写真11の下端の黒影がそれである。また、写真11では特大の砂粒間隙が粒状(径0.3mm前後)になって、根跡像の周辺につぶつぶに現れている。

しかし、写真10、11の程度には、砂土であっても根跡像を得ることはできた。この根跡像から作物

種を同定したいが、研究はまだその段階に達していない。この写真2枚から判明することは、2黒、3黒などに比べて根跡密度が極めて小さいことである。耕起作業などが丁寧に行われたと考えるより、洪水による島畑土工事で土層が屢々攪乱された影響が大きいと推定される。

(5) 土層断面の「根跡記載」とX線造影写真の比較

筆者らの1人、加藤が永年行ってきた方法による、当調査地区の土層断面の記載は図-2に示した。この図には、各種の記載項目があるが、その中に「縦根跡」に関する評価記載がある。その評価とX線写真の根跡実体がどの程度一致するか、検討する。

図-2の根跡に関する記載は、断面ごとに層位別に記されている。この記載を当該層位のX線写真番号と対比して、下の表1に纏めた。因みに、断面記載は常に採土時に行われており、X線撮影より遙かに先行して、現地即決で判明していることは言うまでも無い。

表1 根跡記載とX線写真番号

水 田		島 畑
2 黒	3 黒	
写真5 (NO6) 太 +	写真7 (NO8) 縦 +	写真10 (NO9) 斜太曲 ++
写真6 (NO7) 縦太細 ++	写真8 (NO4) ++	写真11 (NO10) 斜太曲 ++
	写真9 (NO5) +	

これにより、写真の根跡状況を比べてみる。まず、水田では、写真5～9の5枚の写真の中で、写真6、8の2枚の根跡密度を2+と評価することは、総体的に妥当な判定と言える。従って、他の写真3枚が1+と評価されることも、写真の実体に良く合致していると言える。ただ、写真5と7が同列の1+になることは、若干問題であるが、これは現地判断の記載法に、そこまで精度を求めることが無理であろう。また、写真6について「縦太細」、写真7について「縦」などという形態記載も写真と良く一致している。全体として、水田の根跡の加藤方式による記載は、現場における断面記載法として極めて有効な方法といえる。

次に、島畑について。ここでは根跡密度の2+評価と写真10、11の実体とが乖離した。前述したように、写真からは根跡は疎であった。この不一致は何故生じたのか。その原因として、次のことが考えられた。島畑の断面には、斑鉄が殆ど無数、濃密に現れていた。砂土が持つ砂粒子同士が作る無数の粗間隙に発生する斑鉄と根跡内に発生する斑鉄の区別が、1平面に切出された断面上では極めて困難である。このことが、原因であったと考えられた。しかし、根跡の形態記載では、斜太曲の観察は、写真とかなり良い合致を示している。

以上のことから、粗砂含量の高い砂土では、根跡密度の評価が困難であったが、それ以外の土層では、加藤の根跡記載法は極めて有効と判断された。また、土層中に内蔵される根跡の実体は、加藤の方法を行えば、断面調査の段階で、素早く概要を把握し得ることが立証されたと云えよう。

2) 植物珪酸体分析

得られた各試料の植物珪酸体組成表(表2)を、また、主な珪酸体群については組成図(図3)を

作成した。

(2黒)

ファン型(イネ科機動細胞起源)では、非タケ亜科起源が優勢である。その中でイネ属タイプの検出率は約5%であった。イネ科短細胞起源ではキビ型が約14%で最も優勢であり、続いて、ヒゲシバ型ヨシ属タイプが約7%、タケ型メダケ属タイプが約5%、ウシノケグサ型が2%強、稲型が2%弱検出された。また、タワー状が約6%、糸巻き状がやく2%検出された。非イネ科起源では樹木起源(広葉樹)、カヤツリグサ科起源(種皮起源)がともに約1%検出されたに過ぎない。

(2黒直下)

ファン型では、非タケ亜科起源が優勢であり、その中でイネ属タイプの検出率は約3%あった。短細胞起源ではキビ型が最も多く約16%検出され、その中で典型が優勢であったが、フリル付きも4%弱検出された。続いて、タケ型メダケ属タイプ、ヒゲシバ型が共に約6%、ウシノケグサ型、イネ型がともに約2%検出された。他にタワー状が3%、糸巻き状が2%検出された。非イネ科起源では、樹木起源(広葉樹)が約1%検出されるに止まるが、カヤツリグサ科(種皮起源)はやく3%検出された。

(3黒)

ファン型では、非タケ亜科起源が優勢であり、その中でイネ属タイプ、ヨシ属タイプがともに約1%検出された。短細胞起源ではキビ型約13%で最も多く検出され、ヒゲシバ型約8%、ウシノケグサ型約6%、タケ型メダケ属タイプ約5%が続く、イネ型の検出率は1%弱であった。他にタワー状がやく5%、糸巻き状が約2%検出される。非イネ科起源では、樹木起源(広葉樹)、カヤツリグサ科(種皮起源)が検出され、いずれも1%に満たない。

(3黒直下)

ファン型では非タケ亜科起源が優勢であり、その中でヨシ族タイプが約2%検出された。イネ属タイプは検出されない。タケ亜科起源は分析試料中で最も多いが、それでもその検出率は6%に満たない。短細胞起源ではタケ型メダケ属が最も多く約10%検出された。これに、キビ型約8%、ヒゲシバ型約2%が続く、イネ型は1%弱検出された。その他、糸巻き状が約5%、タワー状が約2%検出される。非イネ科起源は検出されない。

以上をまとめた珪酸体組成の特徴から、2黒、2黒直下、3黒ではキビ亜科、イネ属、ヨシ属を主とする非タケ亜科が珪酸体の主要な給源と推定される。一方、3黒直下では非タケ亜科を主要給源とするものの、上位3層におけるより、タケ亜科の関わりが比較的大きかったと考えられる。イネ属タイプの珪酸体は、何れの試料でも検出されたが、2黒、2黒直下でより大きな検出率を得た。イネ属タイプ珪酸体のこのような検出傾向は、外山(1998)⁴⁾においても認められているものであり、稲作耕作の影響がより強く2黒層、2黒直下層に反映されていることを示しているものといえよう。

ところで、2黒直下層では、キビ型フリル付きの検出率が総体的に高い。このことは、2黒直下層において、キビ型フリル付き珪酸体の給源種の可能性がある、ヒエ属などの関わりが増加したと考えられる。

また、おしなべて、ヒゲシバ型ヨシ属タイプ、ファン型ヨシ属タイプが、比較的多く検出されるのは、当遺跡の湿性環境に対応するものであろう。湿性環境を好むカヤツリグサ科の種皮に起源する珪酸体が検出されること、また、乾性環境を好むタケ亜科に由来する珪酸体の検出率が、全般に高くないことも、湿性環境と調和しているといえよう。なお、珪藻殻、海綿骨針が上位3層で検出された(表-2)ことも、湿性環境を示している。

参考文献

- 1) 例えば 徳永, 侯, 馬場, 佐瀬 (1997) 中国・藍田の黄土層における根成孔隙の発達について; 農業土木学会論文集, N0187, pp59~68.

- 2) 徳永光一 (1999) 「土壌間隙の X 線立体造影法」と「根成孔隙」について；『水田跡, 畑跡をめぐる自然科学—その検証と栽培植物』第 9 回東日本の水田跡を考える会, pp16~21.
- 3) 徳永光一 (1995) 「土壌間隙の X 線立体造影法」畑地農業振興会, p246.
- 4) 外山秀一 (1998) 池島・福万寺遺跡の立地と環境Ⅲ — 95-2 調査区のプラントオパール分析の結果 その 1 — ; 池島・福万寺遺跡発掘調査概要XXI, pp108~130.

図1 遺跡における調査・採土断面（4ヶ所）の位置

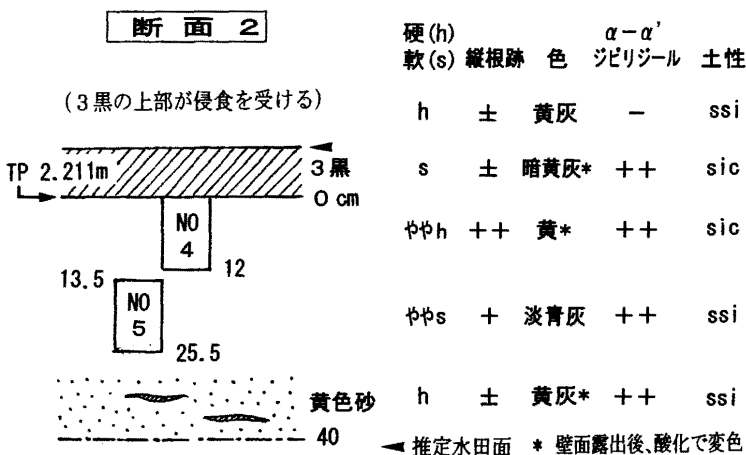
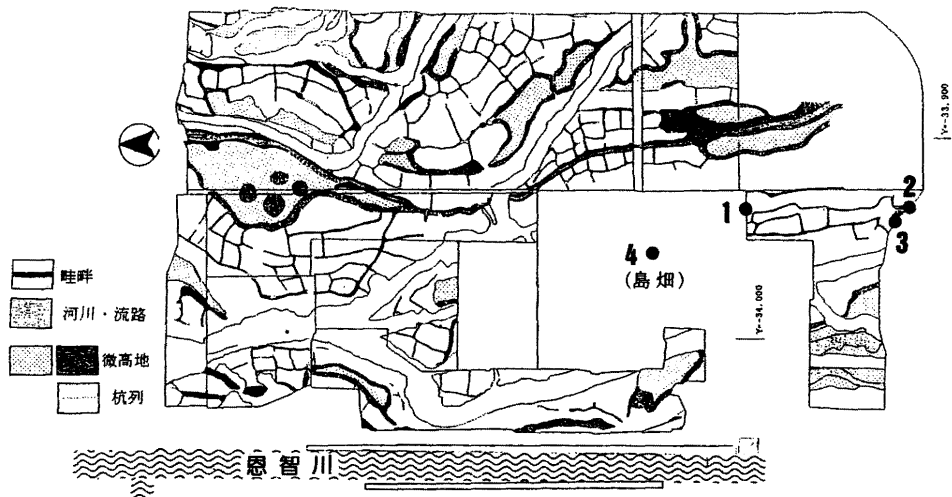
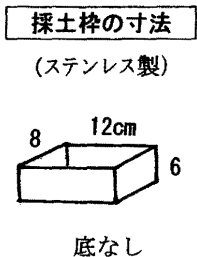
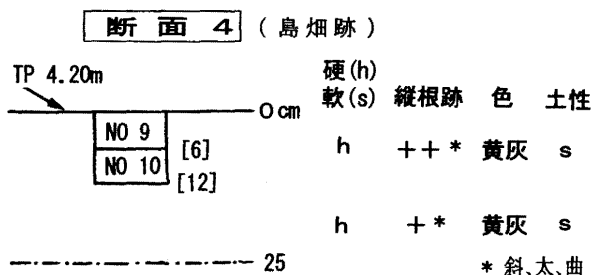
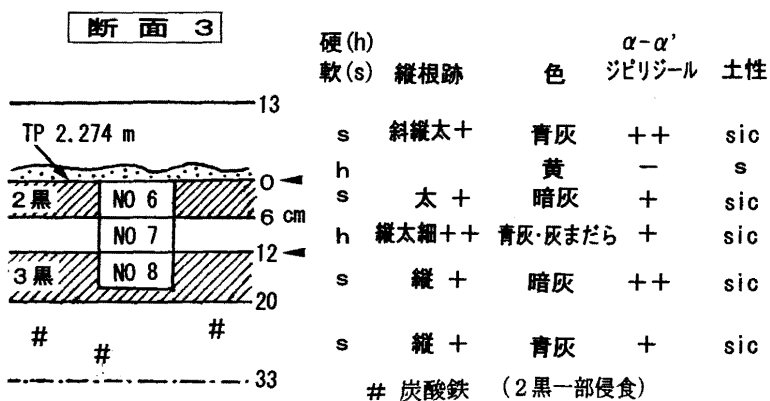


図2 調査断面と採土層位

* 断面図中のNOは、採土枠の打込み位置。試料土番号でもある。



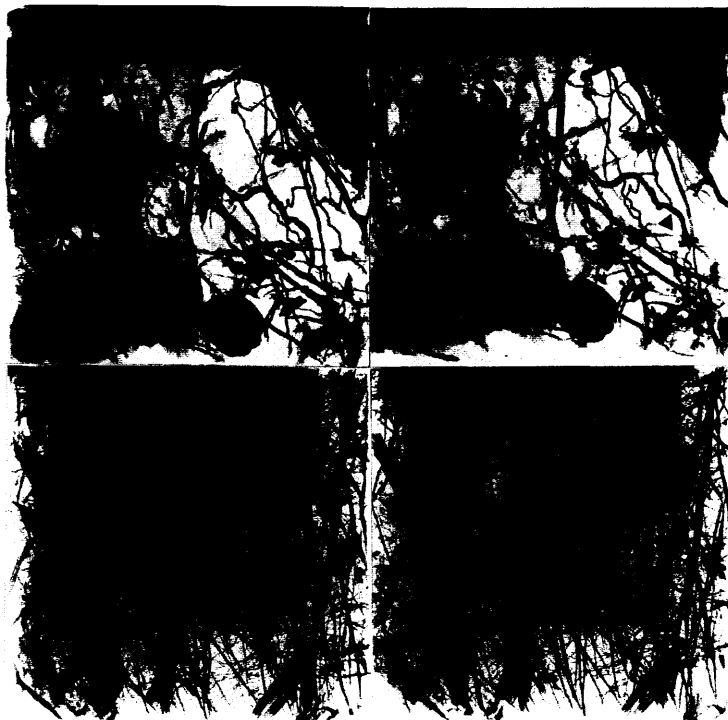


写真 1

現代水田 I

作土

(10 ~ 15 cm)

写真 2

現代水田 I

作土直下

(20 ~ 25 cm)

写真 3

現代水田 II

作土

(5 ~ 10 cm)

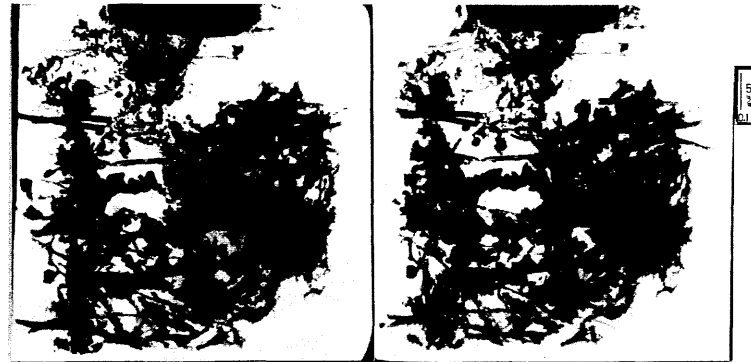


写真 4

現代水田 II

作土直下

(15 ~ 20 cm)





写真5

2 黒
(0 ~ 6 cm)
NO 6



写真6

2 黒直下
(6 ~ 12 cm)
NO 7



3 黒
(0 ~ 6 cm)
NO 8



3 黒直下
(8 ~ 14 cm)
NO 4

写真9
3黒下方
(16~22cm)
NO5

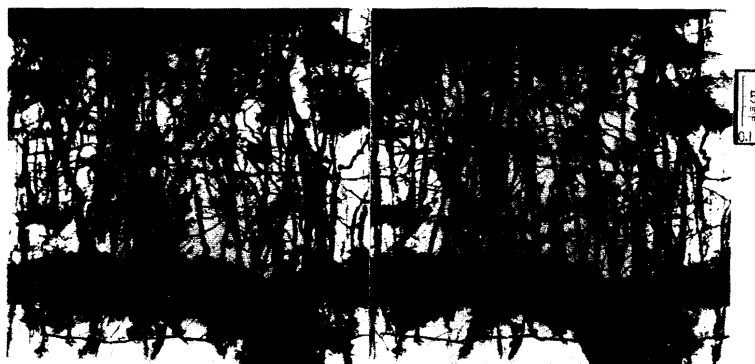


写真10
島畑表層
(0~6cm)
NO9



写真11
島畑表層直下
(6~12cm)
NO10

写真12
1黒
(0~6cm)
NO1



表2 池島弥生水田土層の植物珪酸体群集組成表

非短細胞起源		棒状型		ボイント型		その他		非短細胞計															
タクテ型	不明	タクテ型	不明	ボイント型	不明	ボイント型	不明	タクテ型	不明														
17	不明	17	不明	17	不明	17	不明	17	不明														
2黒	1	2	3	19	58	77	80	18	12	24	54	2	8	10	1	145							
0.3	0.5	0.8	5.1	0.0	15.4	20.5	21.3	4.8	3.2	6.4	0.0	0.0	0.0	2.7	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.3	38.6		
2黒下	3	2	5	9	1	49	59	1	65	32	14	16	62	2	9	11					0	138	
0.9	0.6	1.5	2.7	0.3	14.8	17.8	0.3	19.6	9.7	4.2	4.8	0.0	18.7	0.6	2.7	3.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	41.7
3黒	5	4	4	52	60	65	23	8	20	5	11	51	6	5	11	2	1	2	0.0	0.0	0.0	3	130
1.5	1.2	1.2	1.2	15.5	17.9	19.3	6.8	2.4	6.0	0.0	15.2	1.8	1.5	3.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.6	0.0	0.9	38.7
3黒下	4	8	12	5	77	82	9	103	14	11	8	33	6	5	11	1						1	148
1.8	3.7	5.5	0.0	2.3	35.3	37.6	4.1	47.2	6.4	5.0	3.7	0.0	15.1	2.8	2.3	5.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	67.9

各試料欄、上段は検出個数、下段は検出率、

短細胞+非短細胞	短細胞計		その他		その他		その他													
	toen/saddle	spool	wedge	lower	boat/dumbbell	hat	Trapezoid-boat	sinuous straight short												
2黒	17	3	26	21	4	49	1	3	1	6	3	4	1	12	22	3	7	5	192	337
0.3	4.5	0.8	6.9	5.6	1.1	13.0	0.3	0.8	0.3	1.6	0.8	1.1	0.3	3.2	5.9	0.8	1.9	1.3	51.1	89.6
2黒下	21	7	20	20	3	35	12	3	2	5	3	2	2	4	6	9	1	8	150	288
0.6	6.3	2.1	6.0	6.0	0.9	10.6	3.6	0.9	0.6	1.5	0.9	0.6	0.6	1.2	1.8	2.7	0.3	2.4	45.3	87.0
3黒	17	6	27	28	32	2	5	4	2	6	5	3	3	15	3	15	8	2	171	301
0.3	5.1	1.8	8.0	8.3	9.5	0.6	1.5	1.2	0.6	1.8	1.5	0.9	0.9	4.5	0.0	2.4	0.6	50.9	89.6	
3黒下	21	4	5	4	9	3	4	1	1	2	1	2	5	11	1	11	1	69	217	
0.6	9.6	1.8	2.3	1.8	4.1	1.4	1.8	0.5	0.5	0.0	0.5	0.9	0.5	2.3	0.0	5.0	0.5	31.7	99.5	

各試料欄、上段は検出個数、下段は検出率、

短細胞+非短細胞	短細胞計		その他		その他		その他														
	toen/saddle	spool	wedge	lower	boat/dumbbell	hat	Trapezoid-boat	sinuous straight short													
2黒	1	3	0.0	0.0	2	3	0.5	0.8	0.0	1.3	2.1	6.1	100.0	%	1	1	1	1	1	1	
2黒下	2	2	0.6	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0	3.0	3.6	5.7	100.0	%	6	3	3	3	3	3	
3黒	1	1	0.3	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.6	4.2	5.4	100.0	%	2	3	2	2	2	2	
3黒下	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	9.2	100.0	%

各試料欄、上段は検出個数、下段は検出率、

第三章 根成孔隙の経時的耐久性と消長

1. はじめに

土壌間隙の3次元形態を直視するために徳永らが創出した「土壌間隙のX線立体造影法」¹⁻⁹⁾により、植物根に由来する「根成孔隙」が土壌粗間隙として卓越することを明らかにした。しかし、根成孔隙の耐久性や消長に関してはまだ充分明らかでない。これまでの研究では、徳永らが八戸市天狗岱火山灰土で16万年¹⁾、中国・藍田の黄土で32万年の耐久性⁹⁾を究明している。そこで、本研究では岩手火山灰土で72万年前以上の堆積断面の探索に成功したので深度方向に連続採土し、根成孔隙の経時的耐久性について検討した。

根成孔隙は、地被植物により発生し、植生の世代交代により根穴が増殖する増殖期に始まり、次に地表面の上昇に伴い地被根群到達の最大深に至ると増殖はストップし、根成孔隙の組織が一定状態を維持する耐久期に移行する。更に地表面が上昇すると土圧など種々の要因で消滅期に達する。それらの実態は、いままでの調査で風成土の増殖期が約4万年¹¹⁾と算定され、耐久期は八戸市天狗岱火山灰最下層で16万年¹⁾、中国の藍田黄土で32万年¹⁰⁾を経て、それぞれ今日に至っていることが算定されている。

そこで、火山灰下層土の古い地層における根成孔隙の耐久期から消滅期における実態を究明するために岩手県の中期更新世後葉に属する地層を最下層とする断面における根成孔隙の消長について検討した。

2. 調査地区と土壌

調査地区は岩手県西根地区および岩手川口地区の2地区に位置している。土層断面が既知の古土壌として、岩手山北部に位置する西根地区(3層、約20万年前)と岩手川口(12層、約72万年前)の古火山灰土¹²⁾を対象とした。西根地区は中期更新世前葉に属する地層断面であり、岩手川口地区は前期更新世全般に属する断面が分布している。更新世の前・中期を区分する指標は洪民溶結凝灰岩(72万年)と呼ばれる火砕流岩層¹¹⁾で、西根地区が採土断面の数m下方にこの岩層が露出しており、岩手川口地区が露頭頂部の水平地表面にこの岩層が散在している。

採土は、現在植生の影響を除外した土層より行い、X線造影は徳永(1995)に従い「乾燥法」の手順で行った⁹⁾。各土壌の物理性は各土層ともテフラ層は砂質土であり、その間のローム層は粘質土で、比重が2.64～2.75の範囲にあり、乾燥密度が0.73～1.66g/cm³の範囲に分布しており、火山灰土としては緻密なであった。そのため透水係数は、砂質層では10⁻³ cm/secのオーダーで良好であったが、粘質土は10⁻⁴ cm/secのオーダー以下で不良であった。

3. 結果と考察

1) X線造影法で求めた粗孔隙形態と劣化度

X線造影法で得られた根成孔隙は、写真1、2に示すように、いずれの写真にも根成孔隙、またはその断片的形態が明白に見られる。断片的根成孔隙の写真には、粒間間隙や多数の軽石粒が造影剤を吸収して黒粒化した群粒像などが黒雲状に同居している。例えば、写真1-1①の右上や右下の黒雲を拡大立体視すると角粒状の軽石群や粒間間隙であることが判る。また、写真2-3①の上部の黒雲並びにそれから左、右に分れて降下する黒影部は1～2mmの大粒軽石群であり、群粒を繋ぐように根成孔隙の断片が走っている。根成孔隙が造影剤の送流パイプとなって群粒造影に貢献している様が観察できる。しかし、このような断片化した根成孔隙は、当初、土壌内空間を支配的に濃密分布していた孔隙であったが、何らかの作用が加わって破壊され、連続していた孔隙が分断され消滅して、部分的に残存した姿と考えられる。根成孔隙の劣化が最大に進んだ状態で、この先は根成孔隙の完全消滅が予想される。写真1-6⑥はそのような完全消滅に近い状態である。拡大立体視をすると、大きさが0.1mm以下の細かい根成孔隙断片が軽石群粒を繋ぐように、上辺から下方に10本ほど伸びている。大観すれば殆ど完全消滅である。写真1-1①、写真2-3①のような重度の劣化状態を劣化度3と分類する。この段階では根成孔隙の組織性やそれに基づいた機能性は失われ

ていると考える。完全消滅を劣化度4とすると写真1-6⑥は劣化度3~4と現すことにする。

次に写真1-4④、写真1-5⑤のように根成孔隙が一見した処、劣化していないように見える場合もある。だが、写真1-5⑤を拡大立体視すると、孔隙の太さがくびれて狭窄部を作ったり、完全に途切れたりしている箇所が太、細の孔隙全体に見える。写真1-4④も同じく、くびれや途切れがあちこちに見出される。しかし、両写真とも根成孔隙の連続性や分布密度に大きな変化を与える程ではなく、軽度の劣化状態である。これを劣化度1とする。

また、劣化状態が1と3の中間的、中度の場合を劣化度2とした。例えば写真1-3③は、連続性は良好だが、立体視をすると分布密度が、かなり疎となっており、消滅した根成孔隙もかなりあると考えられるので、劣化度2とした。劣化度1~2、2~3などの表記は、両側劣化度の中間を表わすこととし、全写真について根成孔隙の劣化度評価を行った結果を写真1、2の左側説明欄に示した。

また、上に記した劣化度の特徴やその評価記号は表2にまとめた。この表では評価4の完全消滅に関連して、当初から根成孔隙が形成されず、存在していない場合をb(フラット)で表わすことにした。bか4(完全消滅)かの区別は困難なことも多いと思われる。層準⑬の場合、水性堆積層なのでbの可能性もあるので「bまたは4」とした。

本研究の調査対象火山灰、松内以下寺林までの地層は、軽、重の差はあるが、総て劣化していることが大きい特徴である。本研究の調査火山灰は、中期更新世前葉から前期更新世初頭へ遡る極めて古い地層である。

先行研究などから判断すると¹⁾¹⁰⁾¹¹⁾、劣化現象は大局的には時間に併行して進行すると言える。しかし、単調な時間併行ではなく、時系列に逆転する進行もある。このような逆転は、松内以下の地層についても、多数見られる(例えば、松内と玉山⑥、⑦)。このことは、時系列逆転の層準には、劣化進行を促進する時間以外の特異条件が働いたことを示唆していると考えられる。先行研究¹⁾である北海道大樹町の場合、その特異条件として、寒冷古気候における時系列逆転現象であることを示している。

2) 中期更新世前葉から前期更新世初頭における根成孔隙の耐久性

根成孔隙における耐久期の終末状態を劣化度1と設定すると、層準①、②あるいは⑥、⑦などの写真1-1④、1-5⑤、2-1⑨、2-2⑩は、根成孔隙組織の著しい変化を受けていないと思われる。その孔隙形態の劣化度を数量的計測指標として飽和透水係数を調べた。その結果、これらの層準では 10^{-3} cm/sec級~ 10^{-4} cm/sec級であり、新鮮な劣化のない根成孔隙の通常値 10^{-2} cm/sec級~ 10^{-3} cm/sec級に比べて、やや低下している程度である。軽度の劣化が始まる劣化度1を根成孔隙組織の耐久限界期と考えれば、①、②層準は70万年強の耐久期であり、⑥、⑦は70万年を遙かに超えている。これは、本研究の成果の一つである。

では、③、④、⑤、⑨、⑩など、同級の年代を経た層準が劣化度3に達している理由やその耐久期年代をどう考えるのか。①、②、③についても同様な問題が生じる。その解答には、前述した「劣化の進行は大局的には、時間に併行する。しかし、時間以外の特異条件が働くと時系列を逆転して劣化が進行する場合もある」という認識に基づいて検討することにしたい。つまり、③~⑩層準は70~200万年という長時間を経ているため、特異条件との遭遇が偶然でなく幾度も作用したため、劣化が進行したと思われる。むしろ、④~⑩層準の方が偶然的に特異条件に遭遇しないで経過したと考えられる。

①以下の火山灰で、劣化度2以上の層準について、その耐久期年代はどう考えるか。これは、現時点で確かな答えを出すことはできない。これらの層準も、特異条件に遭遇しなければ、④~⑩層準に準じた年限を示したであろうと推定したい。では、④~⑩層準が70年以上の年月を経て、劣化度1に至った原因は何か? この問も、本研究の結果として発生した課題としたい。恐らく各層準土壌の性質、土壌化過程さらに広く続成作用の各種要因を検討せねばならないであろう。

検討の最後に、劣化度1を過ぎた根成孔隙について述べると、劣化度2以降は根成孔隙の組織やその機能が著しく失われ、例えば飽和透水係数は 10^{-5} cm/sec以下の難透水性に低下する。この段階に入った根成孔隙には「消滅期」と命名し、この期を過ぎると劣化度4段階の消滅に至る。根成孔隙の地史的生成過程は「増殖期、耐久期、そして衰退期を経て消滅に至る」と総括できる。衰退期つまり劣化度2、3の年限がどの位であるかは、今後の課題である。しかし、写真1、2の劣化度を見ると、④~⑩など一部の層準を除き、玉山火山灰から松内火山灰まで根成孔隙は衰退期に入っていると言えよう。

4 まとめ

根成孔隙の耐久性や消長、そして排水・保水領域の孔隙形態の究明を目的とした本研究では岩手火山灰土で 72 万年前以上の堆積断面を深度方向に連続採土し、根成孔隙の形態と消長について検討した。研究は、土層断面が既知の古土壌として、岩手山北部に位置する西根地区（3 層、約 20 万年前）と岩手川口（12 層、約 72 万年前）の古火山灰土を対象とした。

その結果、岩手火山灰土壌における根成孔隙の消長は、劣化階級で示すと健全から耐久期、そして衰退期にあり、前期更新統の 72 万年前において一部下層で重度から消滅過程に至る層として耐久性がみられた。このように根成孔隙が数十万年以上も精細に土中に保存されることから、根成孔隙の果たす排水・保水作用の物理的機能が本研究で明らかとなった。

引用文献

- 1) 佐瀬 隆・徳永光一・石田智之：累積テラフ層における根系状孔隙の垂直分布特性,起源およびその意義. 第四紀研究 31, 131-146 (1992)
- 2) 徳永光一・佐藤照男・菊池 宏・今 和則:粘質水田土の粗孔隙の実態と透水性について,土壌の物理性 51, 49-57 (1985)
- 3) 徳永光一:土壌の孔,軟X線の科学 1, 33-40 (1985)
- 4) 徳永光一・竹内正己・林 高峰:火山灰下層土における粗孔隙の根成的特徴について,農土論集 126,75-80 (1986)
- 5) Tokunaga,K:X-ray stereoradiographs using new contrast media on soil macropores,*Soil Sci.*146, 199-207 (1988)
- 6) 徳永光一:土孔隙のX線造影法の完成ならびにその応用に関する研究,平成元年度科研費(試験研究)研究成果報告書, p.1-54 (1990)
- 7) 徳永光一・石田智之・佐瀬 隆・井坂誠博:火山灰土およびマサ土地盤における根系状孔隙の発達と透水性,農土誌 59, 525-536 (1991)
- 8) 徳永光一:土壌間隙のX線立体造影法, 畑地農業振興会,p.1-239 (1995)
- 9) 徳永光一・侯彦林・馬場秀和・佐瀬 隆:中国・藍田の黄土層における根成孔隙の発達についてー日本火山灰土層との比較ー,農土論集 187, 59-68 (1997)
- 10) 徳永光一・佐源隆・石田智之:北海道十勝の累積火山灰土層における根成孔隙の発達と古気候の影響,ペドロジスト 42, 88-96 (1998)
- 11) 町田瑞男・大上和良・土井宣夫・畑村政行:岩手山麓に分布する渋民溶結凝灰岩の火山灰層序とフィッション・トラック年代, 埼玉県立自然博物館研究報告 5,49-58 (1987)
- 12) 佐藤幸一:土壌の根成孔隙の物理的機能に関する研究,平成 12 年度～ 13 年度科学研究費補助金基盤研究(C)(1)研究成果報告書 22-23 (2002)

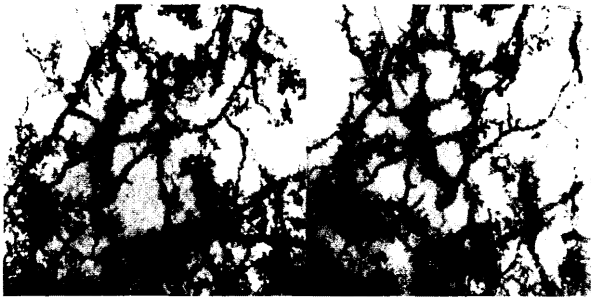
Table 1 The general physical condition of the Mt. Iwatesan volcanic ash soil

Volcanic ash name	Layer no.	Soil texture	Specific gravity	Dry density (g/cm ³)	Permeability (cm/sec)	Porosity (%)
Nishine	①	CoSL	2.66	0.97	1.57×10^{-5}	63.5
	②	CoSL	2.70	0.92	1.48×10^{-6}	65.9
	③	CoSL	2.64	0.68	5.08×10^{-6}	74.2
Iwate	④	CoSL	2.67	0.73	7.63×10^{-6}	72.6
	⑤	LiC	2.68	0.91	9.06×10^{-6}	66.0
Iwate	⑥	LiC	2.75	1.66	7.02×10^{-5}	39.6
Kawaguchi	⑦	LiC	2.73	1.41	3.12×10^{-6}	48.3
	⑧	HC	2.65	1.21	1.29×10^{-6}	54.3
Tamayama	⑨	LiC	2.71	0.93	7.89×10^{-5}	65.6
	⑩	LiC	2.67	0.92	6.79×10^{-5}	65.5
	⑪	CoSL	2.71	0.98	1.96×10^{-5}	63.8
Terabayashi	⑫	CoSL	2.72	0.86	1.05×10^{-5}	68.3
	⑬	LiC	2.73	1.00	4.16×10^{-7}	63.3

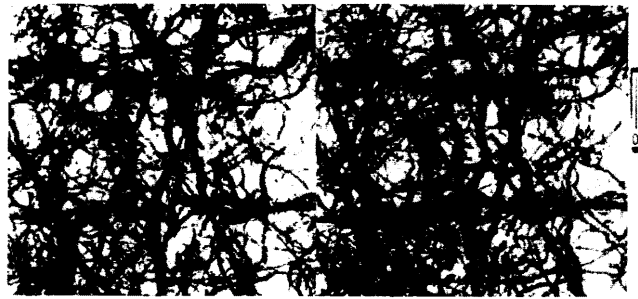
Table 2. The degradation levels of pore system formed by roots.

Features of the degradation condition.	Evaluation symbol
No signs of degradation are observed.	0
Slight indications of pore space constriction or termination; overall slight decrease in density.	1
Intermediate states 1 and 3. The moderate condition. The pore space fragments and divides.	2
Problems easily visible. The pore space fragments and divides. The distribution density of persistence pore space is non-dense for the disappearance part. Severe condition.	3
Pore spaces show complete constriction or termination; overall density of pore system is very light.	4
No existence of root pore system seen or postulated. Only intergranular pore and crack are observed.	b (Flat symbol)

Photo. 1 Stereoscopic images of Iwate volcanic ash soil using x-ray stereo-radiography



0.1 4.50



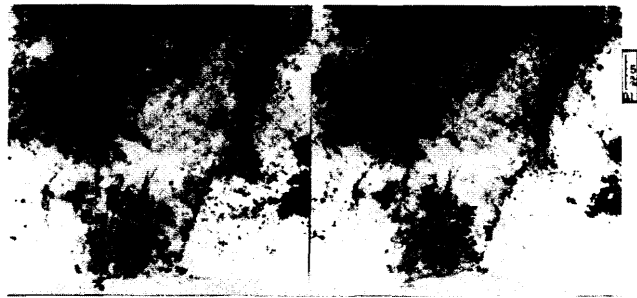
0.1 4.50

Photo. 1-1 ① Matunai, degradation level 3.

Photo.1-5 ⑤ Iwatekawaguti, degradation level 1.



0.1 4.50



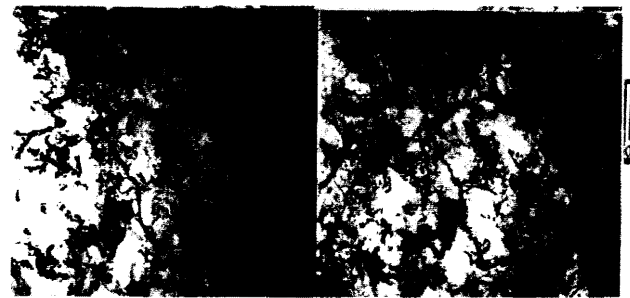
0.1 4.50

Photo. 1-2 ② Numakunai, degradation level 2-3.

Photo.1-6 ⑥ Tamayama, degradation level 3-



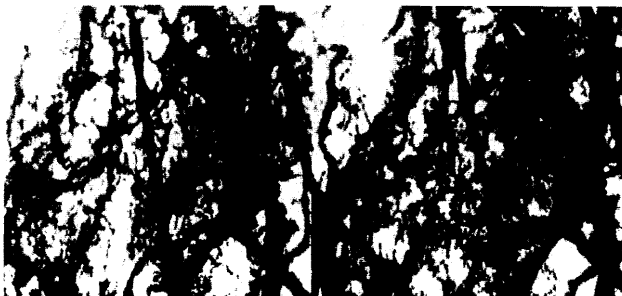
0.1 4.50



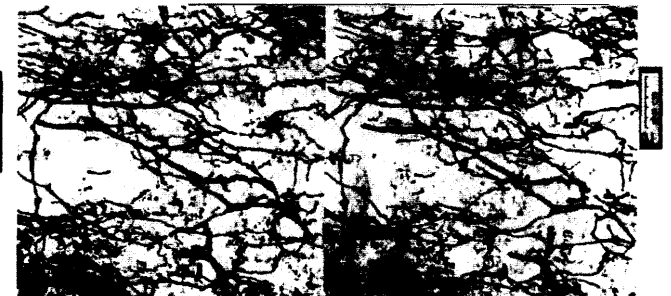
0.1 4.50

Photo. 1-3 ③ Egarinai, degradation level 2.

Photo. 1-7 ⑦ Tamayama, degradation level 3.



0.1 4.50



0.1 4.50

Photo. 1-4 ④ Iwatekawaguti, degradation level 1.

Photo. 1-8 ⑧ Tamayama, degradation level 3.

Photo. 2 Stereoscopic images of Iwate volcanic ash soil using x-ray stereo-radiography



Photo. 2-1 ⑨ Tamayama, degradation level 1.

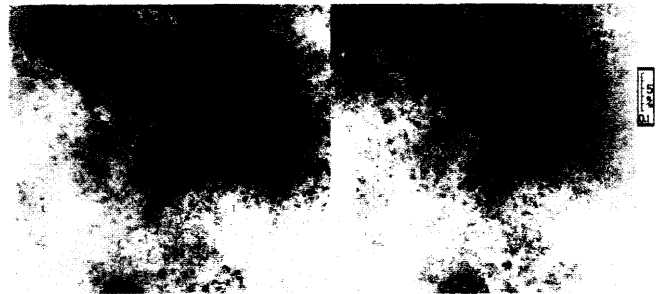


Photo. 2-5 ⑬ Terabayashi, degradation level b or 4.

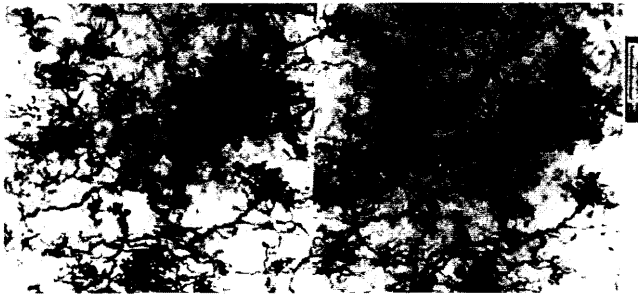


Photo. 2-2 ⑩ Tamayama, degradation level 3-4.

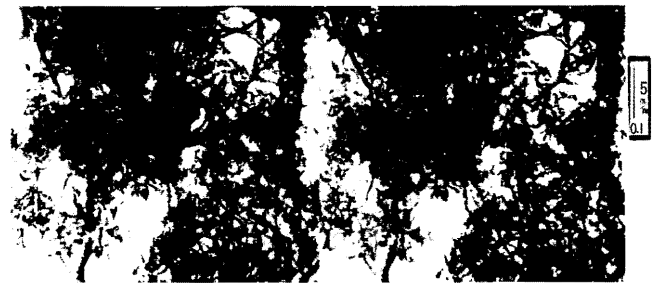


Photo.2-6(No.1)Iwatekawaguti,degradation level 0-1.

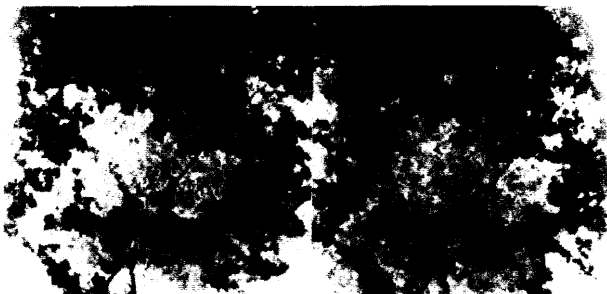


Photo. 2-3 ⑪ Tamayama, degradation level 3.



Photo.2-7(No.2)Iwatekawaguti,degradation level 0-1.

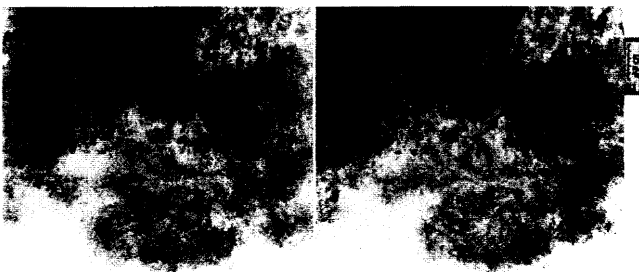


Photo. 2-4 ⑫ Tamayama, degradation level 3.

第IV章 後期更新世八戸種差火山灰土壌における 根成孔隙の経時的耐久性

1. これまでの研究と本研究の課題

植物根によって火山灰土あるいは風成土に形成されている粗孔隙構造、すなわち「根成孔隙」の深層分布など経時的耐久性についての研究はこれまでのところ、徳永、佐瀬、石田、佐藤らによる論文^{5-6,2,4,3)}があげられる。

これらの論文では、日本の火山灰土や中国の黄土の調査結果から、風成土では表層から下層まで根成孔隙が連続して濃密に発達していることが確認されている。それは、風成土や火山灰土において土層の降下堆積の進行と共に地表植物も殆ど継続的に存在していたために、地被植物の根穴が各土層に形成したものであった。

このように地被植物が形成した根成孔隙は、土層の形成過程の初期において、植生の旺盛な世代交代により根穴が増殖する増殖期から始まる。次に土層が発達すると根がその層準に届かないので、増殖はストップし、根成孔隙の組織が一定状態を維持する耐久期に移行する。さらに土層が深くなると土圧等による土壌のち密化に伴い根成孔隙の消滅期に移行する。

今までの調査では、風成土で増殖期が約4万年と算定され、耐久期が北海道十勝の累積火山灰層で10万年、八戸市天狗岱火山灰最下層で16万年²⁾、中国の藍田黄土で32万年⁶⁾、岩手川口駅東方の岩手山火山灰で72万年³⁾が算定されている。根成孔隙の消滅期に関しては、北海道十勝地方の大樹町における後期更新世・最終氷期の火山灰層⁴⁾においてかなり劣化の進んだ地層が見いだされた。さらに岩手川口地方の中期更新世前葉から前期更新世初頭まで遡る火山灰地層³⁾においては、孔隙の部分的くびれ、途切れ、さらには部分消滅の現象が示され一部で消滅期が発見されている。

大樹町における後期更新世・最終氷期の劣化の進んだ火山灰層では、激しいインポリューションが確認され時系列的な逆転現象も見られ、劣化現象が地表時代の厳しい寒期により土中水分が強い凍結融解作用を受けたことであると推定された⁴⁾。

そこで本研究は、そうした逆転現象を検証するためにも地質学的に比較的新しい地史的な垂直分布の層序における根成孔隙の増殖期、耐久期、消滅期に関する耐久性と消長の究明を目途とした。そして、一連の研究では、連続土層における根成孔隙が示す形態と土壌物理性試験や古気候、当時の植生の類推を目途にした別章に記すプラントオパール(O.P.)分析を併行して究明しようとした。

2. 調査地区の地層断面と実験方法

調査地は青森県八戸市の種差地区で後期更新世から中期更新世前葉まで遡る連続した火山灰地層である。この土層において後期更新世の八戸浮石層(約 1-1.4 万年前)と中期更新世前葉の洞爺火山灰層(約 10.5-11 万年前)は、年代同定のキー層となっている。

2.1 調査地区と断面

2.1.1 調査地点

調査地点は、八戸市鮫町下須田に所在し、図 1 に示した北緯 40° 30' 10'、東経 141° 36' 30' の八戸市中心部より東方約 10km の採石場露頭で、種差海岸より内陸に約 500m 程入った所に位置する。

2.1.2 供試土

調査地は、図 2 の標準模式図に示すように、後期更新世を中心とした連続土層が約 8.5 m 分布している。採土地は、自然堆積土の表土厚さ 1.5 m の黒ボク土が除去されて八戸浮石層の表層部が露出している。採土は図 2-1 に示すように、この露出した八戸浮石層の表層部から深さ約 8.5m まで分布しているローム層を対象とした。これらの層にはパミス(火山灰層)が 11 枚確認され、とくに深さ 6.4 m に位置する洞爺火山灰が年代同定のキー層となっている。土層の同定は、土層調査の終了している八戸市中心部から北西約 6km に位置する図 2-2 の八戸市天狗岱火山灰土層を基準層²⁾として行った。調査範囲の年代同定と気候変動の関係については、天狗岱火山灰土層を基準として図 2-3 の酸素同位体比の変動曲線と氷期・間氷期の年代位置¹⁾より求めた。それによると対象土層は、後氷期(1.3 万年前)以前の後期更新世から中期更新世前葉の最終氷河期サイクルに属する。

採土は 2002 年 10 月 3 日～6 日の間、八戸浮石層の最上層部から 8.4m を 30cm 単位に 27 層を連続採土した。

試料は X 線造影用の不攪乱土を縦：横：高さ、20cm：15cm：30cm の大きさにチェーンソーを用いて、土壤物理性用 (32 層) を 100cc の定量採土管及び攪乱土で採土した。本報告ではそのうち X 線造影を終了した 12 層分を対象とした。

2.2 土壤物理性の測定

土壤物理性の測定は、土壤の基本的性質として含水比、容積重、真比重、土性、コンシステンシー、土壤硬度を、また間隙構造をみるため透水係数、間隙分布の各項目について以下の測定方法⁶⁾で行った。

容積重は採土を内径 50mm の 100cm³ の定容積円筒採土管を用いて求めた。土性は、ハイドロメーターを用いた機械分析による粒度試験 (JIS A 1204-80) で求め、粒径を国際法で区分した。真比重は、土粒子の比重 (JIS A 1202) を容積 100cm³ のピクノメーターで求めた。透水係数は、飽和変水位透水試験 (JIS A 1218-78) で求めた。間隙分布は pF 試験により、pF1.0-pF1.5 を砂柱法で、pF2.0-pF3.2 を加圧法で求め、粗大間隙 (pF ≤ 1.5)、有効間隙 (1.5 < pF ≤ 2.7)、微細間隙 (pF > 2.7) に区分した。

2.3 X線造影法

土壤孔隙を求めるため X 線と造影剤を用いた X 線造影法は徳永らの実験法に基づいて⁷⁾下記のように行った。

2.3.1 試料調整法

不攪乱のブロック状態で採取した試料は、X 線造影や孔隙の立体視に適した大きさである 4.2cm 立方体にバンドソーとトリマーを用いて整形した。整形後は真空飽和における破壊防止と造影剤の漏出を防ぐため、試料の周囲を粘土ペーストでコーティングした。さらに、試料補強のため厚さ 3～5 mm の粘土板を試料上面を除く 5 面に張り付け、その上を包帯で二重に巻いた。試料上面には、水と造影剤を注入するため高さ 5 mm 程度の粘土板の畦を設けた。脱気水や造影剤を溜めるために試料上面下を 3 mm 程度の深さに土を凹型に剥離し、内側の壁面をパラフィンで覆った。試料を横にしても造影剤が漏れないように、試料上部の畦の上には有孔透明プラスチック薄板 (天板) を付け加えた。最後は水分蒸発防止のため試料全体をラップで覆い試料調製の最後とした。調整後の試料は、造影剤が微細な孔隙に浸透できるように、真空飽和を減圧度 10⁻² cmTorr オーダー以下にして脱気水を飽水した。飽水後は圧力を大気圧に解放してから畦部の過剰水を除去して直ちに造影剤を浸剤して X 線撮影に供した。

2.3.2 土壤孔隙の X 線造影法

土壤孔隙の造影は、土壤よりも比重の大きな造影剤を孔隙に乾燥法で浸剤させて求める X 線造影法で行った。具体的には、根成孔隙の造影を徳永 (1995) の「乾燥法」の手順、すなわち、真空飽水後に試料を大気中に取出して試料上面 (天面) に造影剤を湛液した後に、試料周囲のラップを剥いて放置乾燥させる。試料重の減少と共に何回か X 線撮影を行う方法である。使用した造影剤はヨウ化メチレン (Methylene iodide, CH₂I₂、比重:3.2) の重液で、脂肪族ハロゲン化炭化水素に属し、蒸発量も少なく、水に難溶性の重液である。X 線撮影装置はソフテックス社製 (SV-120AW) で最大管電圧 120kVp、最大感電流 5 mA の規格である。撮影条件は X 線管焦点とフィルムまでの間隔が 50cm、X 線フィルムは富士工業用 X-ray フィルム # 150 を用いて、管電圧 60～70kVp、管電流 3mA、露出 60～70sec の条件下で行った。X 線造影は孔隙中の造影剤陰影を、試料に密着させたフィルムで X・Y 面を立体撮影して行った。立体視撮影は、試料の中心間隔を左右 6cm に設定して、キャビネ版のフィルムに鉛板で交互に覆いながら行った。

3. 結果・考察

3.1 供試土の物理性

八戸浮石からの物理性を表 1、2 に示した。各項目についてみると、現場含水比は採土時期が秋雨時期であったため各層とも 70% 以上の火山灰特有の高い含水比であった。含水比は、降雨の影響を受けた 10 層目以下が 120%～270% の高い水分状態であったが、採土が先行して降雨の影響が少なかった 11 層～32 層が 70%～120% であり、下層部ほど含水比が低かった。乾燥密度は表層と下層が大きく 0.7～0.8g/cm³ の値であったが、中間層で 0.6g/cm³ 前後と小さい値であった。採土時の三相分布は全層を概観すると固相部分が 16～36%、液相部分が 52～75%、気相部分が 2～20% であった。固相部分は表層部分と下層部分が高めであり、各層で気相部分が少なく液相部分が孔隙の大部分を占めていた。土粒子の密度 (真

比重)は表層と最下層部が 2.4-2.5 とやや小さい低い値であったが、その他の層は 2.7-2.8 の範囲で下層ほど漸増していた。粒径組成は各層とも粘土含量が 6 ~ 14 % で少なく、シルトが 10 ~ 33 % で粘土の倍程度を含み、砂が粗砂が 2 ~ 49 %、細砂が 20 ~ 71 % と粒径の 60 ~ 70 % を砂質分が占めていた。土性は 2 層目が粗砂質壤土、上層部の 1 ~ 5、10、25 層目が壤土であり、そのほかの層がすべて細砂質壤土であった。粘性土の性質をみるコンシステンシーの結果は、土の液性限界 (W_L) を横軸、塑性指数 (I_p) を縦軸にとると各層とも高圧縮性の無機質シルトと有機質粘土に区分され、圧縮性や体積変化率、透水性が大きく、乾燥強さの小さい土といえる。土壌硬度は山中式硬度計でのコーンの貫入量を mm で示した。表層部分は、降雨の影響で含水比が高いため 20mm 以下の小さい値であったが、2.2m 以深で 20 ~ 28mm の範囲に示され、下層ほど大きくなっていた。透水係数は表層部と最下層部で $10^{-4} \sim 10^{-5}$ cm/sec オーダーでやや低い値であったが、その他の層では下層ほど低下傾向にあるが各層で $10^{-2} \sim 10^{-3}$ cm/sec オーダーで透水性の良い値を示した。間隙分布は、各層とも pF1.5 より大きい粗大間隙 ($pF \leq 1.5$) が 2 ~ 11 % と少なく、pF1.5 ~ 2.7 の有効間隙 ($1.5 < pF \leq 2.7$) が 5 ~ 17 % で含み、pF2.7 以上の微細間隙 ($pF > 2.7$) が 48 ~ 70 % で全間隙の半分以上を占めていた。これらの値は火山灰砂質土壌特有の性質を示していた。このように八戸種差土壌は、岩手山火山灰由来の岩手川口土壌³⁾と比較すると各層とも粗間隙量が多く、ち密度が低い透水性の大きい値を示していた。

3.2 X線造影法で求めた孔隙形態

八戸種差火山灰土壌の完新世から中期更新世に至る後期更新世 (1 ~ 13 万年前) を中心とした連続土層で最終氷期から最終間氷期における根成孔隙の耐久性と消長について検討した。

3.2.1 層準の孔隙形態

各層準における孔隙形態は、写真 1 ~ 写真 3 に示すように、各層とも鮮明な根成孔隙で形成されていた。1 層目 (50-60cm) は、太い孔隙が少なく孔隙の太さが比較的均質であり、垂直方向が水平方向より多く分布しており孔隙も連続している。分岐している、孔隙のくびれが少なく健全な孔隙が多い、しかし、一部で影像の中抜け等の劣化があり、表 3 に示す根成孔隙の劣化度区分³⁾により分類すると、劣化度は 0 ~ 1 で少ない。2 層目 (120-125cm) は、孔隙が明瞭で分布密度が大きく、垂直方向に太い孔隙が上から下に連続している。孔隙状態は一部で中抜けがあるが劣化度 0 ~ 1 で少なく健全状態である。3 層目 (195-200cm) は、上から下に連続している孔隙形態は 2 層目と同様の形態を示した。孔隙分布は 2 層目と同様で孔隙状態が途中で切れているのも存在し、上から下に連続していた。劣化度は 0 ~ 1 でやや進んでいる。4 層目 (250-255cm) は、垂直方向の太い孔隙が多く、細い孔隙が少ない。各層を相対的に比較すると、寒冷期に属する No.2 層から No.7 層の孔隙形態は木本類様の太。太い孔隙には影像の中抜けが見られるが、上下方向に連続しており、水平方向より垂直方向がの分布が多い。孔隙状態は一部で中抜けがあるが劣化度 0 ~ 1 でやや進行している。5 層目 (330-335cm) は、木質由来と判断される上下方向に連続し屈曲した垂直方向の太い孔隙が多く、細い孔隙が少ない。太い孔隙には影像の中抜けが見られ、部分的に途切れている。孔隙状態は劣化度 1 とやや劣化が示された。6 層目 (360-365cm) は、5 層目に類似した孔隙形態で、垂直方向に屈曲した太い孔隙が多く、水平方向の細い孔隙の分布が少ない。木質様の太い孔隙には影像の中抜けが見られるが、上下方向に連続している。孔隙状態は一部で中抜けがあり劣化度 1 でやや進行。7 層目 (425-430cm) は、5、6 層目と類似した孔隙形態で上下方向に連続し屈曲した垂直方向の太い孔隙が多く、細い孔隙が水平方向に分布している。太い孔隙には影像の中抜けと途切れが見られる。孔隙状態は劣化度 1 でやや進行している。8 層目 (495-500cm) は、5 ~ 7 層目と比較的類似した孔隙形態で、垂直方向および斜め方向に上下に連続した太い孔隙が多く、水平方向と斜め方向に細い孔隙が多く分布している。孔隙は垂直方向の分布が多い。孔隙状態は一部で中抜けがあるが劣化度 0 ~ 1 で劣化が少なく健全状態である。9 層目 (610-615cm) は、垂直方向には上下方向に連続した太い孔隙が多く、細い孔隙と水平方向の孔隙が少ない。太い孔隙には影像の中抜けが見られ、途中で途切れた孔隙が多く、水平方向より垂直方向の分布が多い。孔隙状態は劣化度 1 ~ 2 とやや劣化が見られる。10 層目 (640-645cm) は、影像の右端中央から下部に示される木質由来と判断される劣化した太い孔隙が上下方向に分布したのを除くと、太い孔隙が少なく、太めの孔隙も不連続で不鮮明である。孔隙形態は細い孔隙が多く示された。細い孔隙は垂直方向より水平方向に多く分布し、層状に団粒状に、そして土粒子・団粒間隙も部分的に分布していた。孔隙状態は劣化度 1 ~ 2 との劣化が示された。11 層目 (710-715cm) は、太い孔隙が一部水平方向に分布するのを除くと、明瞭で上下方向に連続した垂直方向の太い孔隙が

多く、細い孔隙が水平方向に高密度で分布する。孔隙状態は劣化度 0 ~ 1 と劣化が少なく健全状態が示された。12 層目(810-815cm)は、太い孔隙と細い孔隙形態が明瞭に示された。太い孔隙形態は斜め方向に、ちりめん状態の細い孔隙は斜め・垂直方向に多数分布した。孔隙状態は劣化状態が少なく劣化度 0 ~ 1 で健全状態である。

各層の孔隙形態を形態別に区分すると、1 ~ 3 層目、4 ~ 9 層目、10 ~ 12 層目に分けられる。1 ~ 3 層目は太い孔隙より多くの細い孔隙が主体である。4 ~ 9 層目は細い孔隙より垂直方向の太い孔隙が主体を占めた。10 ~ 12 層目は太い孔隙が少なく、多数の細い孔隙が示された。

3.2.2 各層の影像孔隙径

各層における根成孔隙の太さをマイクロルーペで測定し、その結果をヒストグラムで表したのが図 3 である。孔隙は X 線造影法で求めたネガ影像を横方向に各層 20 ~ 50 本をスキャンして求めた。その結果、全体としては細い孔隙径の第 1 グループが 0.1 ~ 0.6mm、太い孔隙径の第 2 グループが 0.7 ~ 1.1mm、および第 3 グループが 1.2 ~ 2.3mm の 3 つに大別された。孔隙径の出現頻度ピークは各層とも細い孔隙径 0.1 ~ 0.6mm 付近の 1 グループに存在し、全孔隙径の出現頻度の大半を占めていた。層別における孔隙径のピークは、.1 層目から .8 層目までが 0.2 ~ 0.4mm 付近に、.9 層目は 0.5mm 付近に、そして 10 ~ 12 層目が 0.2mm 付近に示された。これらの孔隙は水平方向を主体に複雑に発達した毛管網構造を形成していた。第 2、3 番目の太い孔隙径のグループは出現頻度が少なく孔隙径が 0.7 ~ 1.1mm、1.2 ~ 2.3mm に存在していた。これらの太い孔隙は一部水平方向にも分布するが大部分が垂直方向に発達し、上部から下部方向に連続した孔隙形態を示していた。

3.2.3 各層の影像孔隙の連続性

各層における水平方向から立体視して求めた孔隙本数は、視野 4 cm 平方内で求めると、孔隙径 0.7mm 以上の太い孔隙が各層 1 ~ 4 本存在し、平均 1.83 本、0.11 本/cm² の密度であった。これらの太い孔隙は試料の上部から下部方向に垂直ないし斜め方向に貫通しており、孔隙の連続性をもたらしめていた。こうした孔隙の連続性は土壌の物理性において pF1.5 より大きい粗大間隙や pF1.5-2.7 範囲の有効間隙量の分布をもたらし、高い透水性の要因となっていた。

3.2.4 気候変動と孔隙形態

八戸種差土壌の土層断面の層位は、図 2-2 に示す天狗岱土層断面を参考にした。この天狗岱土層で年代を同定する鍵層は八戸浮石最下層 1.4 万年前と洞爺火山灰 10.5 ~ 11 万年前である。また過去 13 万年前までの地球上の水河量に関連する海水の酸素同位体 O¹⁸ と O¹⁶ の存在比で求めた同位体温度の変動曲線と氷期・間氷期の関係¹⁾が図 2-3 である。同図に示すように気候変動による氷期と間氷期は、約 1.1 万年前までの後氷期から約 1.1 万年前から 7.8 万年前の最終氷期、そして 7.8 万年前から 13 万年前の最終間氷期が存在している。各氷期内の小波動は、氷期の寒冷期についてみると、最終氷期の 1.1 万年前から 7.8 万年の間に、亜氷期が 2 万年前と 7 万年前に、亜間氷期が 3 万年前と 5 万年前に出現している。同じく間氷期の小波動は温暖期が 8 万年前、10.5 万年前、12.5 万年前に、そして冷涼期が 9 万年前、11 万年前に出現し年代が古くなるほど温暖となっている。これらの気候サイクルは、現気候サイクルの開始が後氷期であり、前気候サイクル開始が 13 万年前である。1 気候サイクルは 11 万年から 12 万年間隔で訪れており、本調査断面が最終気候サイクルを網羅している。

各土層を天狗岱火山灰層と照合して気候変動を求めると、1 層目は初期の後氷期でやや温暖、2 層目は亜氷期で最も強い寒冷、3,4 層目は亜間氷期で弱い寒冷、5,6 層目は亜氷期で強い寒冷、7 層目は最終間氷期でやや寒冷で 8,9,10 層目は最終間氷期の温暖期でやや温暖、11 層目は最終間氷期の寒冷期で弱い寒冷、12 層目は最終間氷期から前氷期に位置する寒冷期で弱い寒冷である。2 ~ 8 層目の寒冷期においては木質様の太い孔隙の分布が上下に貫いているのが特徴であり、0.2mm 以下の微細な孔隙が少ない。しかし、温暖期に属する 1 層目、10、11 層目と寒冷期への移行期である 12 層目が草本類様の 0.2mm 以下の微細な孔隙形態が多い。これらは気候変動による植生の相違が孔隙形態に現れているものと判断できる。また、本調査の結果では、北海道の大樹町のようなインボリュージョンの影響について地層や根成孔隙に確認できなかった。

3.2.5 岩手山火山灰土壌と比較した根成孔隙の経時的耐久性

根成孔隙の増殖期、耐久期、消滅期に関する耐久性に関して、岩手山火山灰土壌の西根地区と岩手川口地区における約20～72万年前の中期更新世前葉から前期更新世における孔隙形態結果と比較した。その結果、後期更新世に位置する八戸種差土壌は各層とも劣化度0～1で健全状態であったのに対し、中期更新世前葉に位置する西根地区の松内、江刈内、沼宮内火山灰の各土壌は劣化度2～3で劣化が進んでいた。さらに前期更新世に位置する岩手川口地区の岩手川口、玉山、寺林火山灰土壌は、劣化度1～2の層位の存在や、最下層の寺林火山灰層で根成孔隙が消滅ないし存在しない層も分布するなど変動が大きく劣化度3～4の進行した層位が主体で耐久期から一部消滅期にあった。

このように中期更新世前葉から前期更新世になると根成孔隙の劣化度は、健全状態や一部消滅状態も存在するが変動が大きくなり、全体として劣化の進行が示される耐久期の中期から後期段階にあった。そして孔隙の連続性は一部で不連続な分布が示された。しかし、後期更新世から中期更新世前葉までの八戸種差火山灰土壌における根成孔隙の劣化度は、劣化が殆ど進まず変動の少ない健全な状態にあり、根成孔隙の連続性が明瞭に示される耐久期の初期ないし中期段階にあることが明かとなった。

4. おわりに

本研究は、根成孔隙の経時的耐久性究明の一環として、地質学的には比較的新しい後期更新世から中期更新世前葉までの土層が分布する八戸種差火山土壌における根成孔隙の増殖期、耐久期、消滅期に関する耐久性と消長の実態を究明した。その結果は、年代同定のキー層である後期更新世の八戸浮石層（約1-1.4万年前）と中期更新世前葉の洞爺火山灰層（約10.5-11万年前）を中心とした各層における、根成孔隙の消長（生成、保存性、機能性）に関して次にまとめた。

- ①. 根成孔隙は、生成期の後の保存期段階にあった。
- ②. 根成孔隙の経時的耐久性は、各層とも耐久期の初期から中期段階であった。
- ③. 時系列的孔隙形態の消長は、耐久期段階の八戸種差土壌が耐久期から消滅期段階の約20～72万年前の岩手山火山灰土壌の前段階の孔隙形態として明瞭に示された。
- ④. 根成孔隙の連続性は、深度方向の明瞭な連続性が示され変動が少ない。
- ⑤. 根成孔隙の機能は、垂直方向の粗大孔隙が通水性に、水平方向の微細孔隙が保水性を担っていた。
- ⑥. 根成孔隙の示相化石性は、氷期の寒冷期において木質様の太い孔隙が示され、温暖期において草本類様の細い孔隙が示され古環境の植生を示唆した。

今後の課題として、本結果が調査断面の代表層であるため、今後未撮影土層全層のX線撮影を行い、5cm単位の連続した孔隙形態を究明して八戸種差土壌の孔隙形態の全貌を明らかにすることにある。

引用文献

- 1) 小林国夫・坂口豊：氷河時代を見直す。科学47(10)：579-590, 1977.
- 2) 佐瀬 隆・徳永光一・石田智之：累積テラフ層における根系状孔隙の垂直分布特性，起源およびその意義。第四紀研究 31：131-146, 1992.
- 3) 佐藤幸一・徳永光一・佐瀬 隆・佐々木長市：土壌の根成孔隙の物理的機能に関する研究 H12年度～H13年度科学研究費補助金 基盤研究(C) (1)研究成果報告書、1-67, 2002.
- 4) 徳永光一・佐瀬隆・石田智之：北海道十勝の累積火山灰土層における根成孔隙の発達と古気候の影響。ペドログスト42：88-96, 1998.
- 5) 徳永光一・石田智之・佐瀬 隆・井坂誠博：火山灰土およびマサ土地盤における根系状孔隙の発達と透水性。農業土木学会誌 59：525-536, 1991.
- 6) 徳永光一・候彦林・馬場秀和・佐瀬 隆：中国・藍田の黄土層における根成孔隙の発達について—日本火山灰土層との比較—。農業土木学会論文集187：59-68, 1997.
- 7) 徳永光一：土壌間隙のX線立体造影法，畑地農業振興会，1-239, 1995.
- 8) 地盤工学会士の試験実習書編集委員会：土質試験，地盤工学会，1-102, 2000.

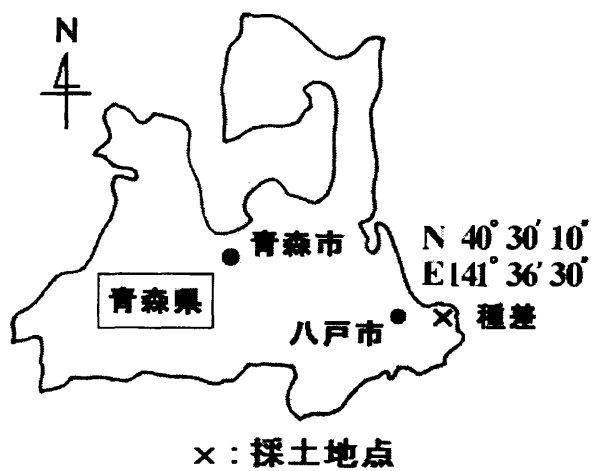


図1 八戸種差火山灰土壤採土地点

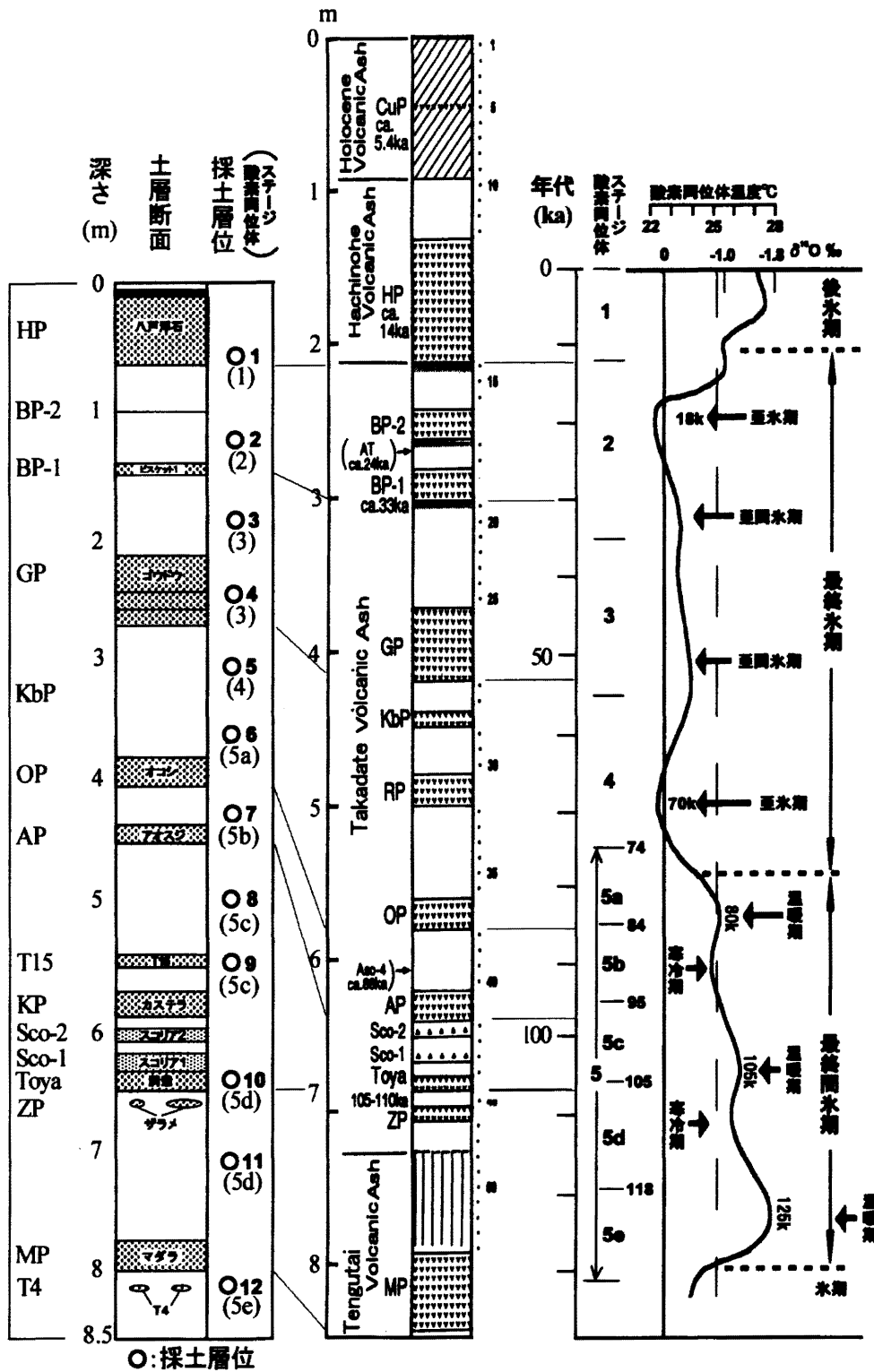


図2-1 八戸種差

図2-2 天狗岱

図2-3 酸素同位体比の変動曲線と氷期・間氷期の年代位置

HP:Hachinohe Pumice, BP-2:Biscuit-2 Pumice, BP-1:Biscuit-1 Pumice, GP:Godo Pumice, KbP:Kibidango Pumice, RP:Red Pumice, OP:Okoshi Pumice, AP:Aosuji Pumice, T15:Tephra-15, KP:Kasutera Pumice, Sco-2:Scoria-2, Sco-1:Scoria-1, Toya:Toya Pumice, ZP:Zarame Pumice, MP:Madara Pumice, T4:Tephra-4,

図2 八戸種差火山灰土層の標準模式図と地層年代同定に用いた八戸市天狗岱火山灰土層の標準模式図と酸素同位体比の変動曲線と氷期・間氷期の年代位置 10)

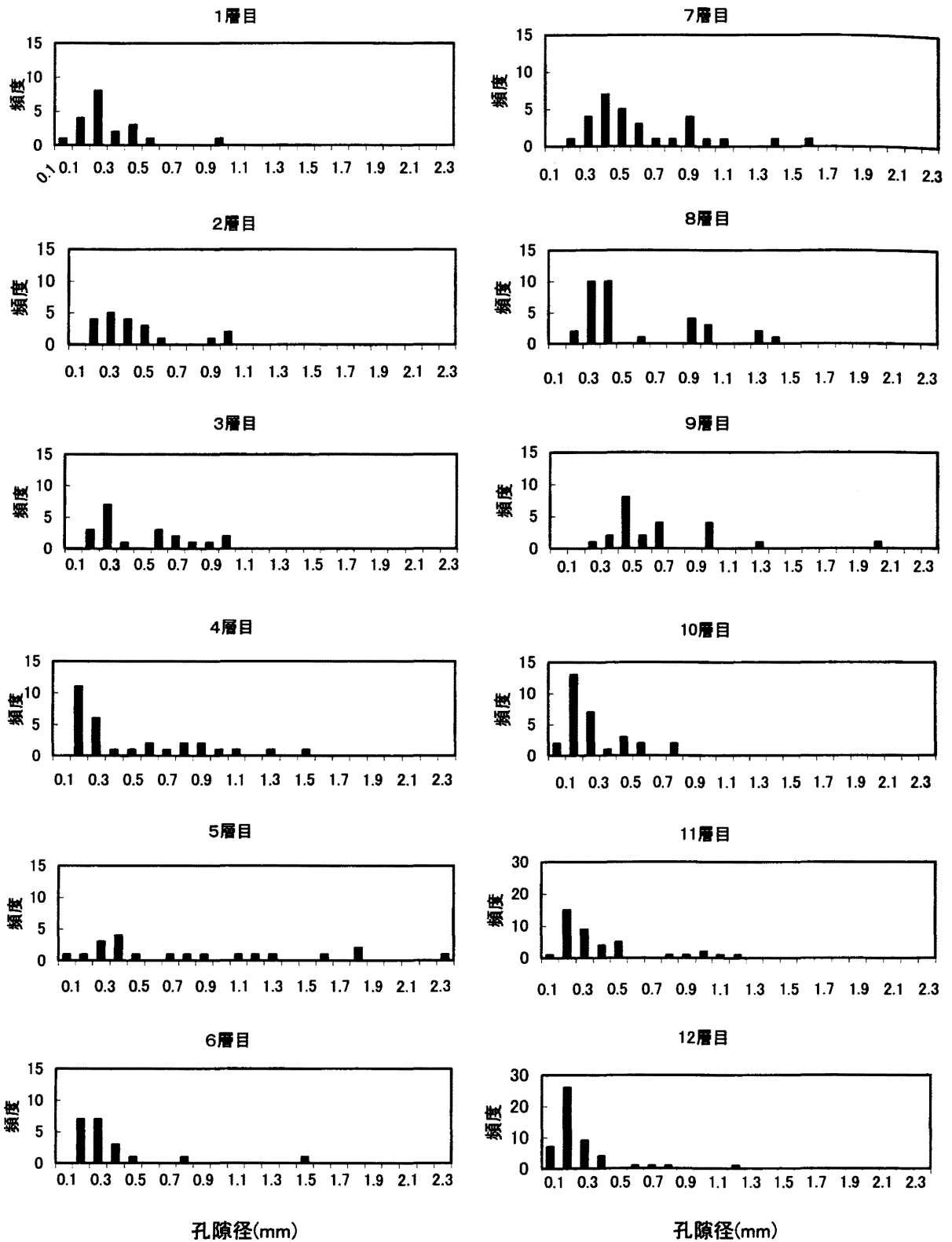


図3 各層におけるX線造影法で求めた影像孔隙径のヒストグラム(測定数20~50本)

表1 八戸種差火山灰土壌の物理性(1)

層位	深さ (cm)	含水比 採土時	乾燥密度 (g/cm ³)	三相分布(採土時、%)			比重 Gs	透水係数 (cm/sec)	コンシステンシー			硬度 山中式 (mm)
				固相 Vs	液層 Vw	気相 Va			液性限界 WL(%)	塑性限界 Wp(%)	塑性指数 Ip(%)	
1	55~60	149.1	0.87	32	62	6	2.73	2.53×10 ⁻³	111	43	68	16
2	120~125	162.4	0.67	25	60	15	2.68	5.14×10 ⁻³	104	72	31	18
3	185~190	191.9	0.58	21	67	12	2.74	3.62×10 ⁻²	85	65	20	20
4	250~255	274.2	0.44	16	71	13	2.71	3.14×10 ⁻³	106	48	58	26
5	305~310	91.9	0.68	25	65	10	2.76	1.65×10 ⁻²	68	51	17	27
6	360~365	111.9	0.60	22	65	13	2.75	1.29×10 ⁻²	80	38	42	28
7	425~430	87.5	0.67	24	60	16	2.76	1.68×10 ⁻²	138	95	43	21
8	495~500	113.6	0.60	22	70	8	2.70	2.31×10 ⁻²	101	58	43	23
9	550~555	122.4	0.58	21	70	9	2.78	2.73×10 ⁻³	132	67	65	25
10	640~645	93.0	0.61	23	61	16	2.60	6.62×10 ⁻³	137	129	8	28
11	710~715	93.6	0.72	27	66	7	2.63	3.77×10 ⁻³	90	64	26	21
12	810~815	73.5	0.88	36	61	3	2.42	4.70×10 ⁻⁵	175	132	43	25

表2 八戸種差火山灰土壌の物理性(2)

層位	深さ (cm)	粒径組成(%)					間隙分布(%)			
		粘土	シルト	細砂	粗砂	土性	固相	pF<1.5	1.5<pF<2.7	pF>2.7
1	55~60	14	27	51	8	壤土	32	3	6	59
2	120~125	11	29	52	8	壤土	25	5	14	56
3	185~190	9	21	65	5	細砂質壤土	21	2	11	66
4	250~255	8	18	68	6	細砂質壤土	16	7	9	68
5	305~310	14	20	64	2	細砂質壤土	25	7	6	62
6	360~365	10	20	65	5	細砂質壤土	22	5	9	64
7	425~430	10	15	52	23	細砂質壤土	24	11	10	55
8	495~500	10	14	62	14	細砂質壤土	22	6	7	65
9	550~555	9	16	58	17	細砂質壤土	21	5	10	64
10	640~645	8	33	53	6	壤土	23	4	16	57
11	710~715	8	10	70	11	細砂質壤土	27	5	5	63
12	810~815	11	20	62	7	細砂質壤土	36	2	1	61

表3 根成孔隙の劣化度区分³⁾

劣化状態の特徴	劣化度の評価記号
よく観察しても、くびれ、途切れなど劣化部分の無い状況。	0
孔隙のくびれ、途切れ、孔隙像の黒さが薄くなる、などの状況が全体に広がる。しかし、一見無傷様の軽度の状況	1
1と3の中間状態。一見して、劣化に気づく。中度の状態。	2
一見して、ひどいと判る。孔隙が断片化、部分化している。消滅部のため残存孔隙の分布密度が疎。重度の状態。	3
劣化が3より進み、根成孔隙は痕跡程度。僅かの残片を発見できる程度か、完全消滅の状態。	4
根成孔隙が全く存在せず、当初から形成されていないと判断される状態。粒間隙やキ裂などのみ写る。	b (フラット記号)

写真1-1(1層)

深さ 55~60cm

劣化度 0~1

根成孔隙



写真1-2(2層)

深さ 120~125cm

劣化度 0~1

根成孔隙

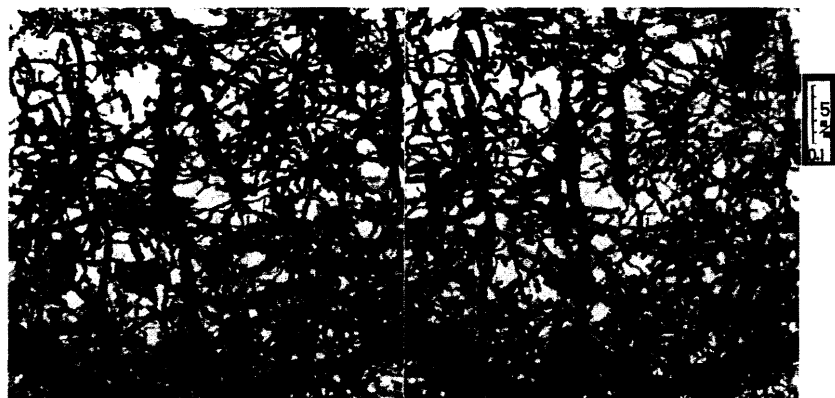


写真1-3(3層)

深さ195~200cm

劣化度 0~1

根成孔隙

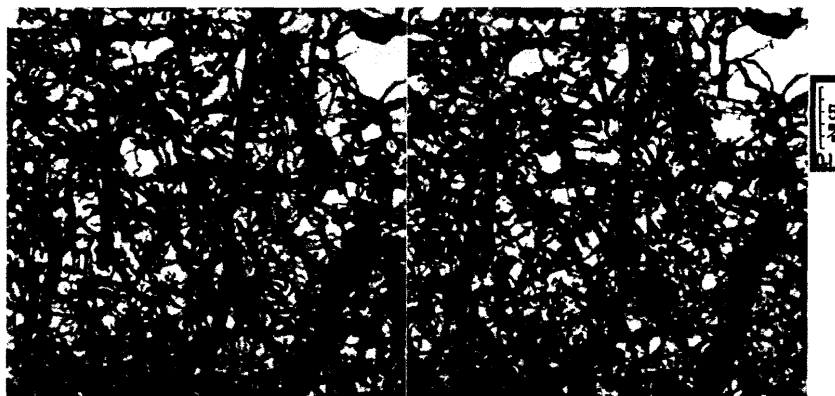


写真1-4(4層)

深さ250~255cm

劣化度 0~1

根成孔隙

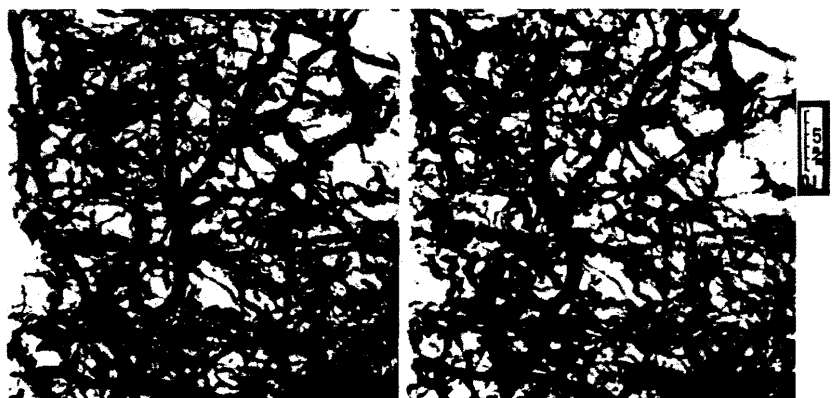


写真1 X線造影法で求めた後期更新世八戸種差火山灰土壤における実体視孔隙影像

写真2-1(5層)

深さ 330~335cm

劣化度 1

根成孔隙



写真2-2(6層)

深さ360~365cm

劣化度 1

根成孔隙

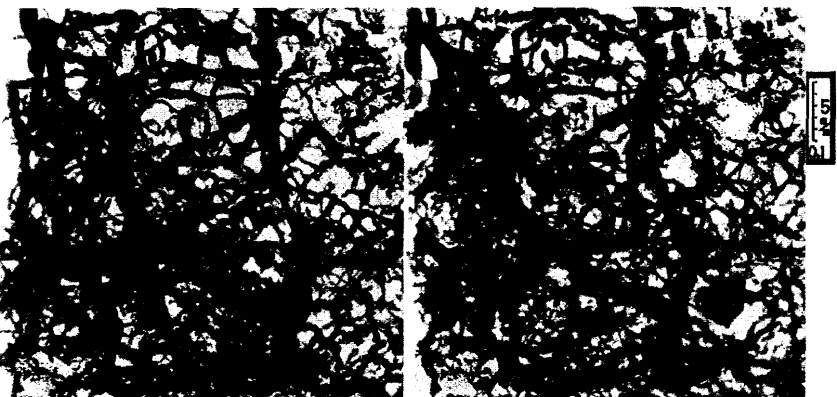


写真2-3(7層)

深さ425~430cm

劣化度 1

根成孔隙



写真2-4(8層)

深さ495~500cm

劣化度 0~1

根成孔隙



写真2 X線造影法で求めた後期更新世八戸種差火山灰土壌における実体視孔隙影像

写真3-1(9層)

深さ610~615cm

劣化度 1~2

根成孔隙

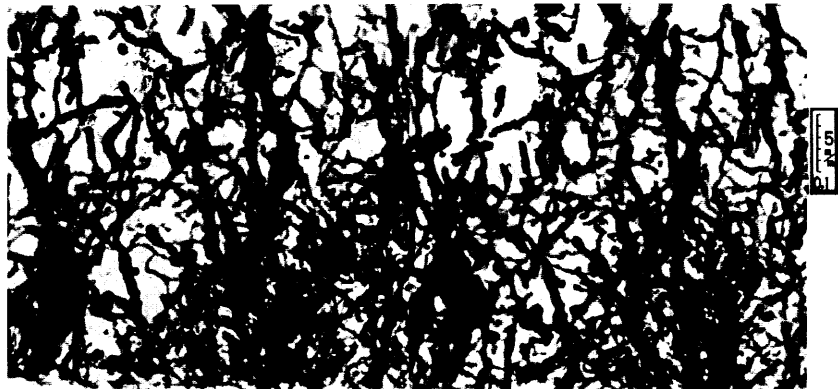


写真3-2(10層)

深さ640~645cm

劣化度 1~2

根成孔隙

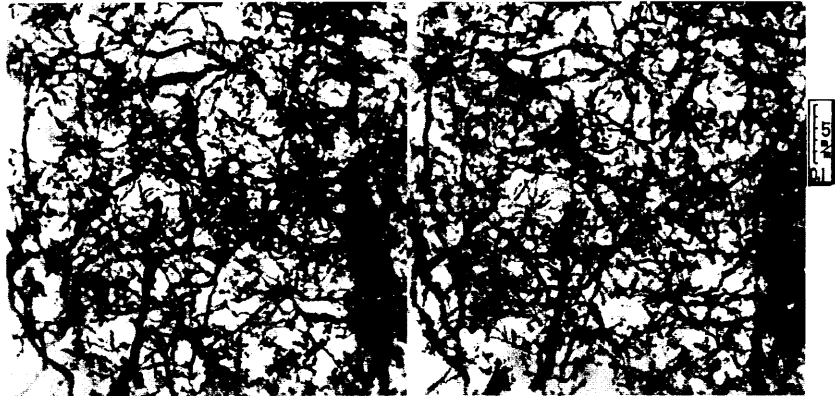


写真3-3(11層)

深さ710~715cm

劣化度 0~1

根成孔隙

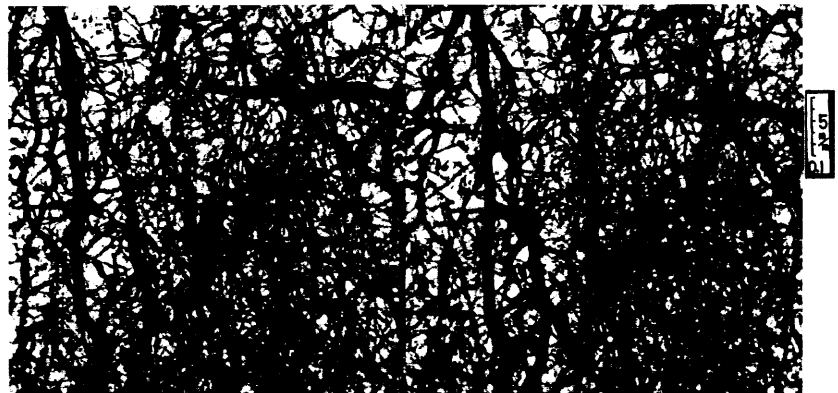


写真3-4(12層)

深さ810~815cm

劣化度 0~1

根成孔隙

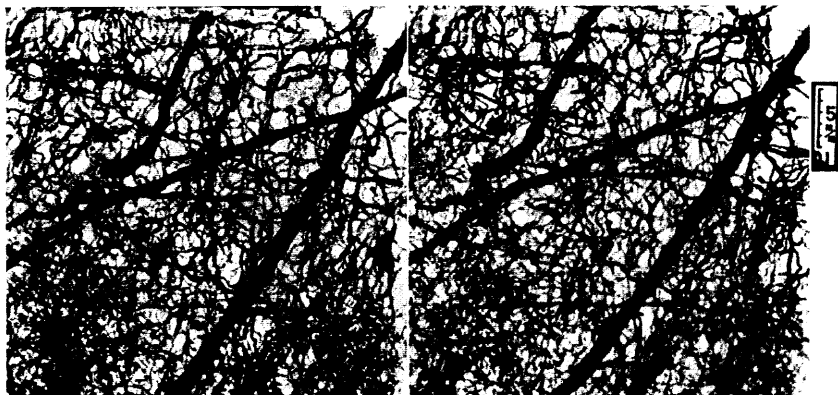


写真3 X線造影法で求めた後期更新世八戸種差火山灰土壌における実体視孔隙影像