

24

URBAN KUBOTA

アーバンクボタ・JUNE 1985・久保田鉄工株式会社

●特集＝北海道の特徴的土壌



①ミヤコザサ 茎の高さは30～50cmで低く、日本各地に分布するが、北海道では東部の雪の少ない火山灰地帯によくみられる。道内の野草はほとんどがササ類で、この中でもミヤコザサは葉が軟かで栄養も高く、放牧家畜は好んで食べる。道内には、このほかクマイザサ（高さ1～2m、径6～10mm）、山地に生えるチシマザサ（高さ1～3m、径1～1.5cm）があり、クマイザサは俗名クマザサ、チシマザサは根曲り竹と呼ばれている。チシマザサの竹は、園芸作物や豆類栽培の支柱（手竹）に、竹の子はモウソウチクより色が白くアクが少なく美味で、「おでん」の材料など食用に賞用されている。

②ミズナラ 高さ20～25m、胸高直径70～80cmになり、日本各地、樺太、千島に分布する。日本の温帯林を構成する代表樹種の一つである。

生育地の適応性は広いが、概して地味の低い土地での分布が多い。実はドングリとなり、材は家具、建築材など用途が広い。類似の樹種にコナラがあるが、北海道では空知以南に分布が限られている。

③カシワ 高さは15～20m、胸高直径30～40cmになる。日本各地、南千島、朝鮮、中国に分布する。陽樹で、火山灰地や砂丘などの瘠薄な乾性の土地に群生する。冬になっても枯葉を落さないのてよく目立つ。北海道には、アイヌ（先住民族）はいつも和人にだまされていたが、ただ一つ、アイヌが和人をだましたという次のような伝説がある。アイヌが和人に「カシワの葉の落ちる頃に返す」と云って金を借りた。和人は多分、秋までと云ってその頃返金を催促すると、アイヌは落葉しないカシワを指さし、とうとう春まで

待たされたとうことである。カシワの葉は「かしわもち」を包むのに用い、実はドングリ、材はウイスキー樽に適する。

④シラカンバ 高さは10～20m、胸高直径は30～40cmになるが、生育樹令がわずかに60～70年と短かいのが特徴である。北海道、本州中部以北に分布し、代表的な陽樹で山火事跡など日当りのよいところに一勢に生え、生長は速い。瘠地にみられ、乾燥地にも湿地にも耐える。類似の樹種にウダイカンバ、高山に多いダケカンバなどがある。建築材、器具、工芸物、パルプ材などとして使用され、公園、庭にも植えられる。

⑤トウモロコシ トウモロコシには生食用のスイートコーンと飼料用のデントコーンとがある。酪農王国を形成する北海道にとって、後者は欠くことのできない作物で、その生産量は全国の36%を占めている。道北、道東の寒冷地方を除く地域で、安定した牧量性とすぐれた産乳性などの特性から、良質飼料の中心的役割を果たしている。これは、青刈りして「サイロ」の中で乳酸発酵させ自給飼料とするもので、また、穀実は配合飼料に用いられるが、ほとんど輸入にたより自給率はゼロに等しい。デントコーンは草丈が高く2～3mに達する。なお、北海道産の生食用スイートコーンは食味が良いので有名である。

⑥テンサイ わが国の砂糖の需要は、ほとんど輸入糖でまかなわれているが(66%)、国産のものは、テンサイ糖が24%、甘しや糖(沖縄と鹿児島)が10%を占めている。テンサイは根部に砂糖を蓄積し、根の大きさは800g前後になり、その中に14%程度含有される。現在北海道のみで栽培され、冷涼な気候に強い作物であるため重要な基幹作物となっており、その作付面積は十勝、網走支庁管内を主に73,000ha

におよんでいる。牧量は10a当り4～5tの水準で欧米並に達している。

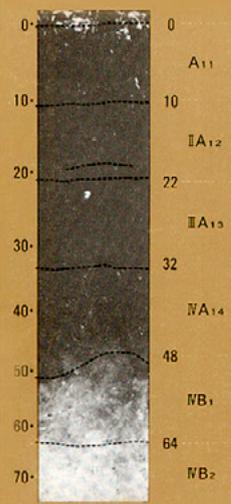
なお、砂糖は製法によって色々な種類に分れる。上白糖などは結晶の感じがソフトシュガーと呼ばれ、グラニュー糖などはハードシュガー、その他角砂糖、黒砂糖など、最近では顆粒状糖もみられる。我が国の1人当りの砂糖消費量は年21.7kgで、40～50kgの欧米諸国に比べて、きわめて少ない。

⑦ダイズ ダイズは根粒菌を根に着生し、この根粒菌は空気中の窒素を固定して作物に供給する。ダイズは豆類の中でもとくにこの能力が強い。窒素は作物のことも必要な成分であり、省エネルギーの面からもダイズは重要な作物である。ダイズは、実に40%近いタンパク質と、16%を越える脂肪を含み、栄養価が高い。用途は、油製品、一般食品や飼料など広範にわたっている。しかし、現在国内の生産量は需要の5%にすぎず、ほとんどアメリカ、一部中国などからの輸入によってまかなっている。北海道内でのダイズの生産はとくに多くはないが、その単位面積当りの収量は、国内でも上位を占めている。なお、未成熟ダイズは食味が良く、枝豆として

賞用されている。豆類には、ダイズのほかにショウズ、インゲン、エンドウなどがあり、これらはそれぞれ64%、91%、100%と北海道が国内での高い生産量を占めている。

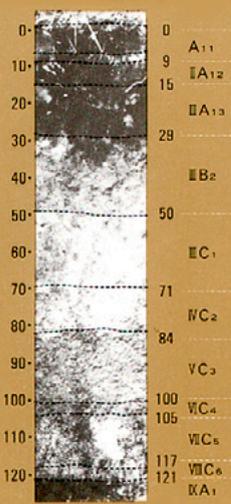
⑧バレイショ バレイショは地下茎(塊茎)に多くの澱粉を蓄積する。その含量は主に14～20%であるが、26%に達する品種もある。用途は生食用、加工原料用、澱粉原料用、種子用であるが、北海道では、澱粉用と種子用が多い。バレイショは温帯の冷涼地に適し、生育適温は10～23℃といわれ、北海道はこの期間が長く、冷害の影響も少ない安定した作物である。また、従来地味の低かった北海道に多い火山灰地、泥炭地、重粘地でも他の作物ほど生産が低下しないこともあり、開拓当初から栽培され、北海道開拓の速度はバレイショによって加速されたとも言われている。北海道内での栽培面積は全国の58%であるが収量は73%を占め、また、澱粉含量が高く、食味のよいことでもよく知られている。

①厚層黒色火山性土



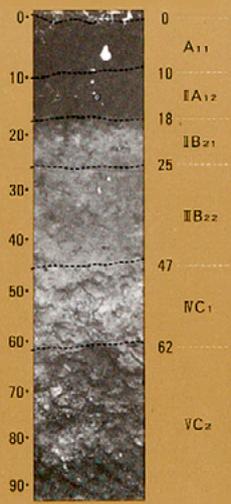
従来、<ろ土>といわれてきたもので、厚い黒色の腐植層をもち、波島、日高、根釧、網走の海岸地域に特徴的に分布している。腐植含量が高く、軽しうで保水力強く、融雪時や降雨時に過湿になりやすい。りん酸吸収係数は大きい。断面は函館市銭亀沢の海岸段丘上の未墾地のもの。0～22cm Ko-d₂ 壤土 10～22cm Ko-e 壤土 22～32cm 銭亀沢火山灰層 32cm以下 ローム 軽粘土 断面を通し構造の発達は余りよくない。A₁₃層までは膨軟であるが、A₁₄層以下は下層ほど堅密である。(斉藤万之助)

②黒色火山性土



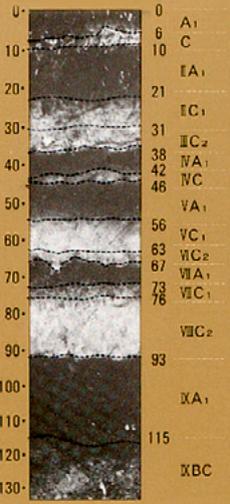
やや厚い腐植層をもち風化の進んだ火山性土。断面は別海町香川の軽しう黒色火山性土(未熟火山灰表層)。0～9cm Me-a 腐植に富む壇壤土で、りん酸吸収係数1500以下の未熟火山灰層。9～15cm 矢白別火山灰+Km-1f。15～29cm Ma-f₁。二層とも腐植に富む壇壤土でりん酸吸収係数は1500以上。これらの腐植層は地味は低いが酸性微弱で膨軟。29～71cm Ma-f、土層が分化しているが下層ほど粗粒質で密になっている。71～84cmはMa-f₃、84～100cmはMa-g。100～105cmはMa-h。105～117cmはMa-iで、これらは褐色の軽石の累層。117～121cmはMa-j、砂土。121cm以下はMa-l、壤土。(松原一実)

③褐色火山性土



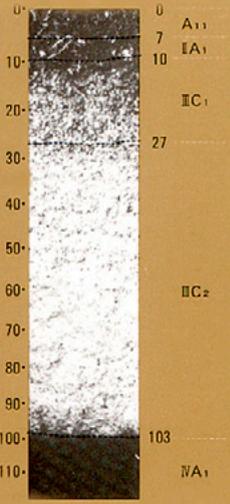
腐植のあまり多くない風化の進んだ褐色のB層をもつ乾燥型の火山性土。りん酸吸収係数は大きく、養分は少ない。侵食を受けたところでは、腐食はさらに少ない。断面は芽室町北伏古の台地に分布する下層台地軽しう褐色火山性土(未熟火山灰表層)。0～10cm Ta-b 砂壤土 10～25cm To-c₁ 壤土 25～47cm To-c₂ 壇壤土 47cm以下 洪積層(砂礫層) A₁₁～A₁₂層は黒褐色、膨軟。A₁₁層はりん酸吸収係数が小さい未熟火山灰層。B層は明褐色、軽しうで粉状を呈する。(斉藤万之助)

④未熟火山性土



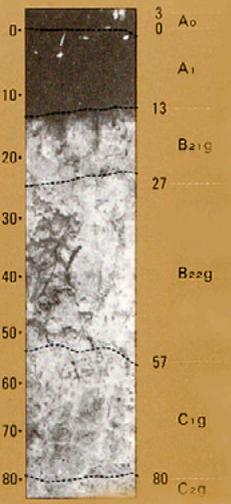
断面は標茶町紅別、波状性台地の平坦面(未墾地)。Me、Km、Ma起源の数種の火山灰が累積し、いくつかの埋没腐植層が明瞭に認められる。放出年代が新しい北海道の代表的な火山性土の一つ。やや風化し、層位の分化が認められ、腐食に富むが、りん酸吸収係数は1500以下。表層は膨軟であるがA₁層からち密な堆積状態を示す。0～10cm Me-a 壤土 10～31cm Km-2a 砂壤土 31～38cm Km-4a 砂土 38～46cm Km-b 壇壤土 46～63cm Km-c 壇壤土 63～67cm Km-d 壇壤土 67～73cm Km-e+1f 壇壤土 76～93cm Ma-e 壤土 93cm以下 Ma-f 壇壤土 (松原一実)

⑤火山放出物未熟土



軽石や岩片からなる火山砂礫層が堆積したもので、典型的な粗粒火山灰。層位の分化は認められないが弱く、現在の分類では未熟土として、火山性土から分離されている。養分は少なく保水力にも乏しく乾燥している。断面は白老町竹浦の平坦な低地(未墾地)のもの。0～7cm Ta-a 7～10cm Us-b₁ 二層とも腐植を含む砂土。10～103cm Us-c 径4cm以下の軽石の堆積層。103cm以下には低地土の埋没腐植層が認められる。(斉藤万之助)

⑥疑似グライ土



紋別市小向の中位段丘上の断面。周期的停滞水型の水分環境下で生成した重粘密な湿性土壌で、典型的な重粘土。表層は腐植にすこぶる富む。B_{21g}層はやや丸味をおびた堅密な大柱状構造で下部に向かってその径を減じ、B_{22g}層ではやや扁平な塊状との複合構造に变化し、粘土はこの層で最も多い。C_{1g}層は一段と堅密な大柱状と板状の複合構造を呈する難透水層で、湿潤期にはこれより上層に停滞水を滞留させる。この影響でこれらの層には灰白色の基質に黄褐色の斑紋が生成している。上部の構造壁は、暗色の腐植・粘土の被膜におおわれているが、下部では暗色がうすれ粘土主体の被膜になる。堅密なため植物根は構造壁にそって下方へ伸びている。溶脱が進み強酸性である。(斉藤万之助)

断面の左側の数字は深さ(cm)、右側は層名および層厚(cm)を示す。本文中の火山灰の記号・年代は2p～5pの図を参照。





表紙掲載の植生・作物カラー写真提供者及び解説文執筆者(*印の解説文は富岡悦郎による)

- ①⑨ = 高畑滋(林業試験場北海道支場)*
- ②④⑩⑪ = 鮫島惇一郎(林業試験場北海道支場)*
- ③ = 富岡悦郎(北海道農業試験場)
- ⑤ = 長谷川春夫(北海道農業試験場)
- ⑥ = 堅木育雄(北海道農業試験場)
- ⑦⑧ = 星忍(北海道農業試験場)
- ⑫ = 斎藤万之助(北海道開発局)*
- ⑬ = 安田修(北海道開発局)*
- ⑭ = 古賀野完爾(北海道農業試験場)
- ⑮ = 田中征勝(北海道農業試験場)

⑧ **ミスゴケ** 北海道には泥炭地の広く分布するのが特徴である。泥炭は、初期には沼沢にヨシなどの遺体が堆積したものであるが、その生成が進むと、低位泥炭から中間泥炭を経て、ほとんど雨水のみに生育を依存するミスゴケを主とする植物遺体からなる高位泥炭となる。ミスゴケの種類は多く、国内でも50種類におよび、保水性のごく強いのが特徴である。これは、葉緑体をもたない細胞の内部が空洞で、ここに水が入るため、ミスゴケの名もこれに基づく。ミスゴケはこのような保水性を利用し、園芸用な

どに用いられている。

⑩ **サロベツ原野** 天塩川下流に広がるサロベツ原野は、石狩川に次ぐ北海道第二の大湿原で、砂丘の発達により海をどざされ、泥炭植物が長年堆積し、かぶと沼、ペンケ、パンケ沼など多数の湖沼を残して形成されたものである。南北27km、東西8km、面積23,000haといわれる広大な地域には、春から秋まで高山植物、湿性植物が咲きみだれ、とくに6月下旬から7月初旬にかけてのエソカンゾウの満開時が美しい。なお、近隣の徳満台からの利尻山を含めた遠望は雄大である。人間

の開拓を拒み続けたこの原野も、周辺の土地条件のよい部分から酪農地としての開発が進められている。

⑪ **ハマナス** 高さ1~1.5mになる落葉低木で、刺があり、地中枝をひいて繁殖する「北海道の花」として定められており、夏季、赤色大型の花をつける。北海道、本州、その他アジア東北部の温帯、亜寒帯の海に近い地方に広く分布する。海辺の砂浜に群生し、和名は「浜梨」を意味するが、東北地方の人がなまって「ハマナス」と発音したことに由来する。

⑫ **アカエゾマツ** 高さ40m、胸高直径1mにもなる円すい形の美しい高木で、「北海道の木」として定められている。北海道、本州(若手県の一部)、南樺太、南千島に分布する。北海道では、北部、東部の寒冷地方に多く、エゾマツ、トドマツと混交するが、湿原の周辺や岩礫山地に純林をつくることも

占めている。これらの主なものは道北や道東の寒冷地域で、水田や一般畑作物には適しないため、草地酪農経営を行っている。このような地域では、一般に1戸当りの経営面積は40~50ha、さく乳牛50~60頭(このほか育成牛10~20頭)におよぶ大型経営を行っている。

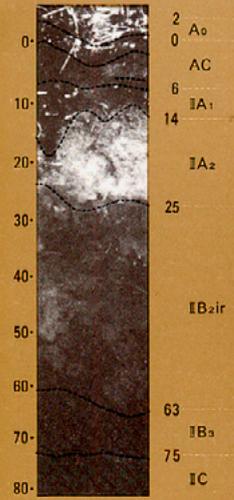
⑬ **水稲** 北海道の稲作の歴史は、低温との闘いに明け暮れたと言っても過言ではない。現在栽培されている品種は、短稈、多けつ、感光性、早生であることが特徴で、単位両積当りの牧量は全国でも上位を占めている。水田は、主に比較的気候温暖な道央以南の主として低地帯で、全国の約9%の栽培面積をもってあり、大型経営で1戸当りの平均面積は4haにもおよんでいる。

⑭ **タマネギ** 北海道のタマネギは、国内で唯一の春まき秋どりの産地で、全国の生産量の3~4割を占め、作付面積、収

穫量ともに全国一である。生産されたタマネギは、9月から翌年の3月にかけて長期貯蔵され、府県に移出されている。主要産地は、往時は札幌市の近郊、伏古川(豊平川の旧流)流域の「札幌タマネギ」が著名であったが、市街化により減少し、現在は富良野や岩見沢周辺、とくに近年面積を拡大してきた北見周辺が主となっている。

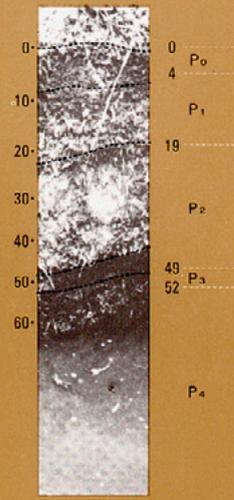
河川流域の新しい氾濫堆積物に由来する地味肥沃で物理性もよい褐色低地土での栽培が多く、多肥、集約的な栽培、また、畑作物としては連作に適するものが特徴的である。品種はこれまで「札幌黄」を主体としてきたが、最近は調理加工用として大球のもの、さらに年間を通じて需要に応ずるため、貯蔵性の高い一代雑種なども栽培されてきている。

⑦ **ポドソル**



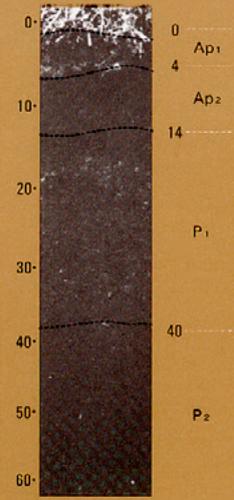
この土壌は、オホーツク海沿岸の浜頓別町から猿払村にかけての砂丘地帯に分布している。他にも局所的なものはあるが、面的なひろがりをもって平地に分布するものとしてはわが国で唯一である。これを保存し、学術研究に供するため、北農会は1973年に4ha強の土地を取得している。植生は、アカエゾマツ、クマイザサ、スギゴケ、ツルコケモモ、ヒカゲノカツラなど。一部草地として利用されている。細砂を主体とする砂土で薄いA層の下には漂白層(A₂)と集積層(B)が明瞭に分化している。B層には鉄と若干の腐植が集積し、オルトエルデが舌状に生成している。最表層は、火山灰が薄くおおっている。(斎藤万之助)

⑧ **高位泥炭土**



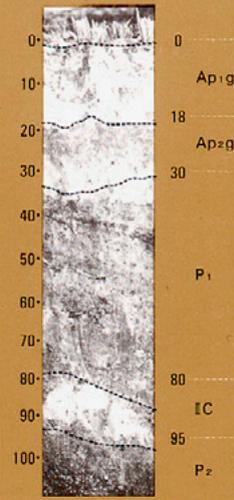
豊富町サロベツ原野に発達した高位泥炭土。高位泥炭地にはミスゴケ堆が発達し、ホロムイスケ、ツルコケモモなどがみられる。地下水位は高い。P₀ 0~4cm ミスゴケの生活層。P₁ 4~19cm ミスゴケ(ホロムイスケを含む)。暗赤褐色、分解不良。P₂ 19~49cm ホロムイスケ・ミスゴケ。暗赤褐色、分解不良。P₃ 49~52cm ワタスゲ。にぶい褐色。分解不良。P₄ 52~80cm ヤマドリゼンマイ。黒色、分解不良。P₄層のヤマドリゼンマイがめずらしい。(斎藤万之助)

⑨ **中間泥炭土**



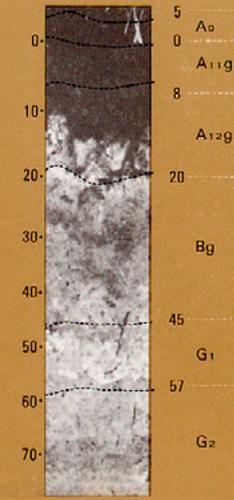
豊富町サロベツ原野。牧業畑。昭和46~48年に草地化され、排水、客土がなされている。Ap₁ 0~4cm 砂壤土質の客土層で、泥炭と混合され黒褐色を呈している。Ap₂ 4~14cm ホロムイスケ主体の黒褐色の泥炭層。ミスゴケを含む。分解良。P₁ 21~40cm ヨシを伴うヌマガヤ泥炭。暗褐色。分解やや不良。P₂ 40cm以下 黒色のヨシ・スゲ泥炭。分解やや不良。作土層の泥炭は分解が進んでいるが、21cm以下は繊維質である。(斎藤万之助)

⑩ **低位泥炭土**



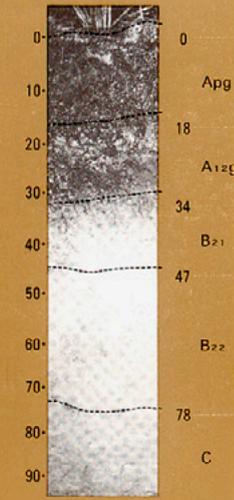
石狩川の中下流域に広く分布する低位泥炭土は、排水とともに客土がなされ、ほとんどが水田として利用されている。断面は岩見沢市西川町の低位泥炭土の水田。過去2~3回の客土によって厚さ30cm程度の無機質層ができていている。0~18cm 新客土層で腐植を含む軽粘土。18~30cm 旧客土層で腐植にすこぶる富む堆積土。30~80cm 分解の進んだ暗褐色のヨシ泥炭(ハンノキを含む)。80~95cm うすい粘土層。95cm以下 暗褐色のヨシの泥炭層。この泥炭層は分解が進み、現在では安定した状態にあるとみてよい。客土層が厚く、水稲の生産性は他の低地土と変らない。(木村 清)

⑪ **グライ台地土**



疑似グライ土と同様の母材からなり。重粘土の範ちゅうに入る。疑似グライ土の分布する台地の凹地地形など、年間を通じ停滞水型の水分環境のところに生成する。分布はごくわずかである。断面は羽幌町築別高台の中段丘上の未墾地。植生は、クマイザサ、スゲ、ヨシ、ヨモギなど。4.5cm前後から青灰色のグライ層になっている。土性は微砂質粘土~重粘土で、下層ほど粘土が多い。かべ状を呈し、疑似グライ土ほど堅密ではない。亀裂の数は少ないが深さは6.0cm近くまで及んでおり、乾燥化の傾向をうかがわせる。それに沿って腐植が流下している。表層は腐植質であるが、オホーツク海沿岸のものは泥炭質の表層をもつことが多い。(斎藤万之助)

⑫ **褐色低地土**



妹背牛町2区第2。水田。暗色表層褐色低地土、細粒質。石狩川上中流域には、厚い腐植層を有する褐色低地土が分布している。りん酸吸収係数は2000前後、容積重は0.8g/cm³程度と比較的軽いため火山灰の影響があると考えられるが、母材は石狩川の沖積作用によってもたらされたもので、褐色低地土に分類される。断面では圃場整理により腐植層の部分が均平化され3.0cm前後の厚さになっているが、工事前には5.0cm以上に達する例もある。A_{12g}層は圃場整理により圧密され、かべ状を呈しているが、B層は塊状構造が発達し孔隙に富んでいる。(木村 清)

断面の左側の数字は深さ(cm)、右側は層名および層厚(cm)を示す。本文中の火山灰の記号・年代は2p~5pの図を参照。



URBAN KUBOTA

アーバンクボタ NO.24 JUNE 1985 株式会社クボタ

目次

特集 = 北海道の特徴的土壌

1 北海道の特徴的な土壌	
火山性土	
火山灰の起源と分布 近堂祐弘	2
細粒質火山性土 音羽道三	6
粗粒質火山性土 赤沢 伝	10
重粘土 佐久間敏雄	12
泥炭土 梅田安治	20
2 農牧地および農牧適地の土壌 富岡悦郎	24
3 土壌の凍結・融解 長沢徹明・梅田安治	26
4 座談会・土地・土壌の改良と利用をめぐって	
<出席者 ABC順>	
赤沢伝・北川芳男・近堂祐弘・松山竜男・長沢徹明	
大垣昭一・音羽道三・斉藤万之助・佐久間敏雄・梅田安治	
北海道の地形・地質	30
土地資源の農業的利用の経過と現状	34
水田化と土地・土壌の改良	37
畑・草地化と土地・土壌の改良	44



= 農地造成中の裸地斜面では、春季に、地盤の凍結・融解に関連する侵食が発生することがある。写真は十勝地方の例で、はリル侵食の発生、は凍上と表面の過度の乾燥。(1980年3月、長沢撮影)

凍結・融解による未舗装農道の破壊(1979年4月、長沢撮影)

発行所 = 株式会社クボタ

大阪市浪速区敷津東一丁目2番47号

発行日 = 1985年6月

編集製作 = 秋本・原田 + 国東照幸

印刷 = 大日本印刷株式会社大阪工場

図版作成 = 巧凡社 + スタジオ・ツノ

火山灰の起源と分布

近堂祐弘 = 帯広畜産大学畜産学部教授

はじめに

北海道の阿寒および支笏洞爺国立公園は、清らかな水をたたえたカルデラ湖と、湖の周辺で噴気中の、生火山が排列する火山地形で特徴づけられている。火山国日本のうちでも、北海道は活動的な火山の多い地域であり、1977年（昭和52年）夏の有珠山噴火は、まだ私たちの記憶に新しい。

最初の軽石噴火から、8年を経た有珠山の火口原に登ってみると、荒涼とした地表面の所々にオオブキ、オオイトドリ、スギナなどが再生しはじめている。厚さ数m以上の軽石・火山灰の表層へ、永年生植物の根が侵入し、ミミズなどの土壌動物も少しづつ住みつき、活動しはじめたようである。度重なる噴火によって、壊滅的な打撃を受けた有珠火口原においてさえ、母なる大地の復活と、土壌生成のきざしが見られるのである。

北海道の火山とテフロクロノロジー（火山灰編年学）

日本列島最北の島、北海道には、千島弧と北本州弧の内帯にそって、約170万年前から現在までの、第四紀に活動した多数の火山が分布している。日本列島には、200近くの第四紀火山（群）があるが、そのうちの約60（カルデラ9、火山（群）51）は北海道に分布する。

第四紀更新世後期（約15万年～1万年前）に、激烈な軽石噴火を繰返した後に陥没したカルデラは、広大な火山砕屑岩台地を残した古い火山である。図1の軽石・火山灰分布図には、いくつかの代表的なカルデラを示してある。カルデラ生成後、その中心部や周辺に噴出した火山には、有珠山・樽前山・十勝岳・雌阿寒岳のように現在も活動的なものがあり、これらは完新世（1万年～現在）に噴出した独立の火山である。開発の歴史の短い北海道でも、西南部の渡島大島・駒ヶ岳・恵山・有珠山・樽前山をはじめ、中央部～東部の十勝岳・雌阿寒岳・知床硫黄山の計8火山が噴火の記録をもっている。歴史時代の火山活動については、若干の古文書などにより約340年前まで把握できる。しかし、多くの場合、最もよい火山活動の指標は、噴火口から山麓と平野一帯に広く分布する、軽石・スコリア（岩滓）・火山灰の降下火山砕屑物（テフラ）なのである。例えば、先史時代から活潑な活動をつづけている駒ヶ岳・有珠山・カムイヌプリ（摩周岳）などは、とくに軽石・火山灰の

放出の多い生火山として知られている。

更新世後期末（約5万年前）以降の降下火山砕屑物と火砕流堆積物は、北海道の面積の約53%を被っており、とくに農業・畜産適地面積約271万ヘクタールのうち、約108万ヘクタールは、厚さ20 cm以上の降下火山砕屑物で被覆されている。このような降下火山砕屑物で被われた土地のことを、北海道では古くから火山灰地とよんできた。そして、北海道の表層地質を特徴づける軽石・火山灰層は、火山学・地質学・第四紀学・土壌学・考古学の分野にとって、いわば大地に埋れた古文書のようなものであった。

1933年（昭和8年）、当時の北海道農業試験場の土壌研究者は、札幌・苫小牧低地帯に分布する軽石・火山灰の一層一層について追跡し、それらの分布・層位・噴出源・年代などを明らかにした。この仕事は、火山灰地の農業開発のための基礎調査として行なわれたものであるが、研究論文は火山学会誌「火山」に発表され、日本におけるテフロクロノロジーの先駆ともなったのである。

厚く堆積した軽石・火山灰層や、それらを母材として、火山活動の休止期に生成した火山性土の断面を観察し、火山灰の粒度・色調・風化の程度や土壌腐植（暗色有機物）の集積程度が調べられた。以上の観察結果を基にして、各軽石・火山灰の層序と層厚変化より、分布域と噴出源（火山）を追跡する野外調査がつづけられた。北海道におけるこのような仕事は、「テフロクロノロジー」という用語をはじめて提唱した、故トラリンソン教授の母国アイスランドでのテフラ研究に先行するものであった。

その後も、野外調査は、北海道農業試験場の研究者達により精力的につづけられ、主として完新世（1万年～現在）の軽石・火山灰と、火山性土壌に関する詳細な資料がたくわえられた。1950年以降、北海道の第四紀の諸問題のなかに占める火山砕屑物の重要性が認識され、多くの地質学者によって、おもに更新世後期から完新世に噴出した軽石・火山灰と溶結凝灰岩にかんする研究が行われた。その結果、北海道には多量の火砕流堆積物が降下火山砕屑物と共に広く分布しており、こうした大規模な噴火に伴って、多くのクラカトア型カルデラが形成されたことも明らかにされた。

1969年（昭和44年）、これまでの専門の枠をこえて、全道の火山灰研究者を網羅した北海道火

山灰命名委員会が発足した。この委員会により、降下火山砕屑物の層序・分布・対比の問題が地域別、火山別に検討され、軽石・火山灰層の名称の整理もおこなわれた。そして、1972年と1982年に「北海道火山灰分布図」とその説明書が刊行されたのである。図1の分布図は、おもに同委員会編集の縮尺60万分の1図を基に、比較的広い分布域をもつ降下火山砕屑物を図示したものである。

降下火山砕屑物の生成・分布および堆積年代図1の分布図をみると、北海道のほぼ南半分の地域が軽石・火山灰で広く被われていることが理解される。とくに、石狩平野・十勝平野・根釧原野の大部分は、西方ないし北西の火山からの降灰の影響をうけている。さらに、北海道最北端の稚内付近の天北原野にも、日本海上の利尻火山起源の2層の軽石・火山灰が堆積したことが明らかである。

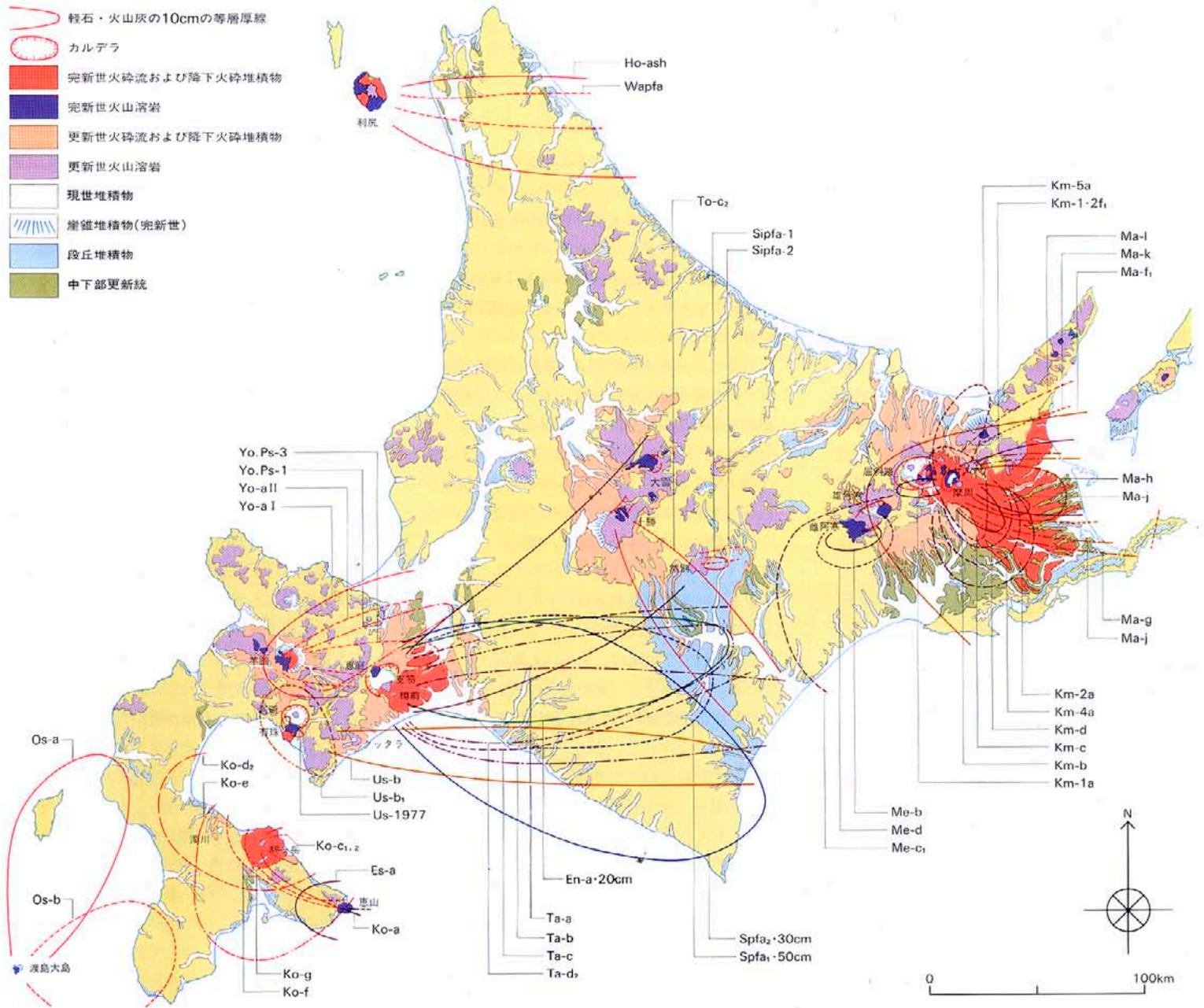
冒頭にのべた有珠山噴火のように、大最の降下火山砕屑物の噴出によって、山体はもとより、時には数100km遠方の平野部においても、厚い降灰による噴火災害が生じ、自然生態系は破壊される。降灰により、かつて植生を支え肥沃であった土壌は埋没し、新たな表土と生態系の回復には、数100年ないし数1,000年の時間を要したことが想像される。

しかし、地史的な長い時間のスケールでみた場合、累積した降下火山砕屑物や火砕流堆積物によって、広い乾燥性の台地平野が形成されたことが理解される。もしかりに、平野部に大量の火山砕屑物の供給がなかったとすると、十勝平野などは扇状地礫層や段丘礫層がむき出しの、さいの河原のような礫質な土壌地域になっていたろう。また、湿潤冷涼な苫小牧付近の勇払原野や道東の根釧原野は、標高の低い泥炭地（湿原）が大半を占める、不毛な(?)低湿地として今日に至ったであろう。

周知のとおり、火山は、繰り返される噴火活動で火口から地表上に噴出されたものが集積して、山体を成長させていく。火山の噴出物には、溶岩流・火山砕屑物（テフラ）および火山ガスとがある。このうち、火山砕屑物は爆発的な噴火に起因する大小種々の放出物を総称する。新しいマグマの中に含まれる水などのガス成分が過飽和になって、ガス成分は気泡として分離し、膨脹したマグマとあわの混合物が地表にあふれ出るのが噴火である。

図1 - 北海道における主要な軽石・火山灰の分布

<主に北海道火山灰命名委員会(1982)の分布図による>



火山	降下火砕物	体積(Km³)	精度
渡島大島	Os-a	3.3	D
	Os-b	1.3	A
恵山	Es-a	0.16	A
	Es-b	0.10	A
駒ヶ岳	Ko-a	0.38	C
	Ko-c1	0.11	C
	Ko-c2	0.26	C
	Ko-d1,2	3.5	A~C
	Ko-e	0.89	C
	Ko-f	1.0	E
羊蹄山	Yo-a1	0.98	C
	Yo.Ps-1	0.72	A
	Yo.Ps-2	0.44	A
	Yo.Ps-3	0.62	A

火山	降下火砕物	体積(Km³)	精度
有珠山	Us-1978(9/12)	0.0020	A
	Us-1977-3	0.027	A
	Us-1977-2	0.023	A
	Us-1977-1	0.024	A
	Us-IIIa	0.35	C
	Us-IVa	0.28	C
	Us-Va	0.11	C
	Us-b1(火山灰)	0.50	A
	Us-b2(火山灰)	0.065	A
支笏	Spfa-1	36.2	A
	Spfa-2	5.6	A
	Ssfa(スコリア)	17.0	C
恵庭岳	En-a	4.83	A

火山	降下火砕物	体積(Km³)	精度
樽前山	Ta-IIIa	0.042	C
	Ta-IIa	0.021	C
	Ta-a	0.665	A
	Ta-b	3.1	A
	Ta-c1,2	4.2	A~C
利尻山	Wapfa	1.53	A
	To-a	0.0025	C
十勝岳	To-c2	1.2	C
	Me-a1,2	1.5	D
雄阿寒岳	Me-b1~6	0.17	D
	Oa-a	0.13	C
	Oa-b	0.66	A
アトサヌプリ	At-a	0.021	D
	At-b	0.027	D
	At-c	0.021	D

火山	降下火砕物	体積(Km³)	精度
摩周	Km-1a	0.045	D
	Km-2a	0.66	D
	Km-3a	0.10	D
	Km-4a	0.13	B
	Km-5a	0.81	A
カムイヌプリ	Km-b	0.11	C
	Km-c	0.20	C
	Km-d	0.22	A
	Km-e	0.17	C
	Ma-f1(火砕流)	5.6	E
	Ma-f3(火砕流)	0.90	E
	Ma-g	1.5	A
	Ma-h	1.0	D
	Ma-i	1.7	D
	Ma-j	0.42	D
Ma-k	0.44	D	
摩周カルデラ	Ma-l	2.0	D

<注1> 精度は、分布域内の等層厚線の多いものほどよく、誤差の範囲は、A:±15%, B:±30%, C: +50% -30%, D: +100% -50%, E: +200% -70%である。

噴火の際、マグマ由来の本質的な放出物のほか、マグマ溜りの側壁をつくっている岩石や溶岩の破片はもちろん、時には火口原の砂礫・粘土をも巻き込んで、噴火口からガスと一緒に噴き出して来る。このような爆発的な噴火は、安山岩質とかデイサイト質の粘性の大きいマグマの特徴であり、北海道の火山では、駒ヶ岳・有珠山・樽前山・摩周火山などが軽石を大量に伴う爆発をする。なお、マグマの性質が玄武岩～苦鉄質安山岩質で、ガス成分が多くて発泡した場合、多孔質なコークス状のスコリア（岩滓）が放出される。一回の噴火で、軽石とスコリアが相前後して放出される例もみられる。

ところで、1回の噴火でどの位の量の軽石・火山灰が噴出するものであろうか？ 1977年の有珠山噴火の際、8月7日から14日までの降灰総量は、約2億 m^3 と概算された。この体積は、火山灰を5 m^3 積める8トントラックに換算して4,000万台分という膨大なものである。

最近、火山学者達は、「層厚・面積曲線法」という方法で降灰総量を算定したが、その資料の一部をリストアップすると表1のとおりである。表1をみると、支笏、摩周火山のように、カルデラ形成にかかわる降下火山砕屑物と火砕流の体積が、いかに膨大なものであるかわかるであろう。一方、完新世の火山でも、軽石噴火の場合は一般に噴出量は多く、最大4.48 km^3 (Ta-d₂)、平均値で1.05 km^3 である。しかし、細粒な火山灰の噴出量は比較的少なく、3.3 km^3 (0s-a)～0.002 km^3 (Us-1978)、平均値で0.48 km^3 程度である。

火山砕屑物（テフラ）のなかで、粒径32mm以上の、緻密でみかけ密度の大きい火山岩塊・火山弾などは、おもに火口付近に落下する。一方、発泡がよく、みかけ密度の小さい軽石・スコリアは、32mm以上の火山岩塊サイズのもので、火口から遠距離の地点まで風で運搬される。したがって、大噴火の場合、粒径32～4mm火山礫サイズの軽石・スコリアは、4mm以下の火山灰と共に偏西風によって、火口から数100km以上の東方に運搬され降下堆積することも稀ではない。

図1の火山灰分布図にみられるように、多くの軽石・火山灰は、火山の東側か南東側に、ほぼ楕円形に分布している。その厚さは、火山からの距離とともに指数的に減少し、また最大粒径値や中央粒径値も極端に小さくなる。北海道で

は、粒径の粗い軽石を主体に生成した火山性土を、粗粒（質）火山性土とよび、他方、粒径2mm以下の火山灰に由来する火山性土を、細粒（質）火山性土とよんでいる。しかし、このような名称は、土壌母材としての軽石・火山灰の粒度組成を基準とした、いわば便宜的な分類名である。

ところで、火山活動によって平野に堆積した軽石・火山灰の年代推定には、どのような方法が有効であろうか？ この年代測定の研究は、火山形成史、平野の地史と人類活動史の編年に役立つばかりでなく、火山性土の生成と分類学の上から重要視される。堆積年代の推定には、古くから層位学的方法を基礎に、噴火の古記録、植生（とくに樹木の年輪）、湿原における火山灰層上位の泥炭の堆積速度（平均1mm/年）、人類文化層との層位関係などが使われてきた。しかし、1950年以降は、もっぱら軽石・火山灰中の木炭や黒ボク土（腐植質火山灰土）から抽出した腐植酸を試料とした、¹⁴C法による年代測定がおこなわれている。

さらに、北海道の先史時代遺跡から多数出土する、黒曜石（火山ガラス、十勝石ともいう）の石器・石片を試料に、水和層年代測定法が応用され、¹⁴C法とともに火山灰層や土壌の年代推定が可能となってきた。以上の年代測定法による、火山砕屑物の編年を図2に概念的にまとめて示した。この図から、北海道における約4万年前（更新世後期末）から現在までの火山活動の変遷のみならず、軽石・火山灰に由来する火山性土、とりわけ暗色有機物にとむ黒ボク土（腐植質火山灰土）の生成時期など読みとることができるであろう。

軽石・火山灰の土壌化 黒ボク土の生成 さて、北海道は東北、関東、九州と並んで、日本における黒ボク土と黒ボク土以前の若い火山性土 火山放出物未熟土（粗粒質火山性土の大部分が相当する）や未熟黒ボク土の代表的な分布地域である。黒ボク土の特徴となっている腐植化度の高い有機物にとみ、黒くやわらかでほくほくする土壌は、いったい何時頃から生成したのであろうか？

図2のなかで、更新世後期末の火砕流堆積物や、Yo-a₁, a₂（羊蹄）、En-a（恵庭）、Sipfa-1（然別）およびMa-1（摩周）の降下軽石は、堆積年代が古く、粘土化もかなり進んだものがみられる。しかし、軽石層の最上部に腐植の集積

はほとんど認められない。この理由として、上記の各軽石層の堆積年代は約17,000～9,000年前で、最終氷期から後氷期の寒冷・乾燥気候下では、植生の回復が不十分なため、土壌腐植の集積が極めて少なかったことが考えられる。

一方、約9,000年前までに堆積を終えた風化火山灰層（ローム層）の上部には、かなりの量の腐植の集積が認められ腐植酸の年代は約9,000～8,000年前を示している。例えば、有珠山山麓の館山ローム層の腐植層がこれに相当する。この年代は、考古学的に先土器文化の末葉から縄文早期前半にあたるが、当時の腐植集積には北海道内で地域差があるように思われる。

その後、縄文早期後半から中期にかけて、ほぼ北海道全体は火山活動の休止期を迎える。この期間に集積した厚い腐植層は、約7,000～3,000年前と測定され、北海道西南部・東部および北部を通じてよく発達し、この層準からは多くの縄文文化遺跡が発見されている。この4,000年間は、いわゆる縄文海進が続いており、湿潤で温暖な時期もあって、植物生産の旺盛な黒ボク土の主形成期ともいべき時代であったろう。すなわち、Ko-h, g（駒ヶ岳）、Ta-d₂,₁（樽前）To-c₂（十勝）、Me-d（雌阿寒）、Ma-k, f₁（摩周）およびHo（豊徳、利尻）などの降下軽石・火山灰を母材として厚い黒ボク土が生成したが、これらの大部分は、その後の火山灰の堆積で埋没黒ボク土（腐植層）として残存している。

ついで、約3,000～2,000年前頃、以上の黒ボク土を被って、ふたたび多くの軽石・火山灰が堆積している。例えば、Ko-f（駒ヶ岳）、To-c₁（樽前）、Me-c₁（雌阿寒）、Ma-e（摩周）などである。

その後、約1,500～400年前に、ふたたび火山活動の衰退期がある。この時期の腐植層からも、続縄文・擦文・アイヌ文化の多数の遺跡が発見されている。なお、約3,000～400年前も断続的であるが、土壌腐植の集積はつづいたとみるべきで、西南部のKo-f, e（駒ヶ岳）、十勝平野のTo-c₂（十勝）、Ta-c₁（樽前）、根釧原野のMe-c₁（雌阿寒）、Ma-e（摩周）およびKm-1f（カムイヌプリ）の軽石・火山灰に由来する黒ボク土または未熟黒ボク土が、これに相当するであろう。

最後に、約400年前から今日まで、多くの火山活動の行われる時期を迎える。すでに述べたように、北海道では、噴火記録の最も古いもので

図2の注 = 山田ほか (1963), 佐々木ほか (1971), 勝井ほか (1975), 横山ほか (1976), 大貫ほか (1977), 五十嵐 (1977), 赤松・佐藤 (1977), 十勝団地研究会 (1978), 勝井ほか (1979), 北海道火山灰命名委員会

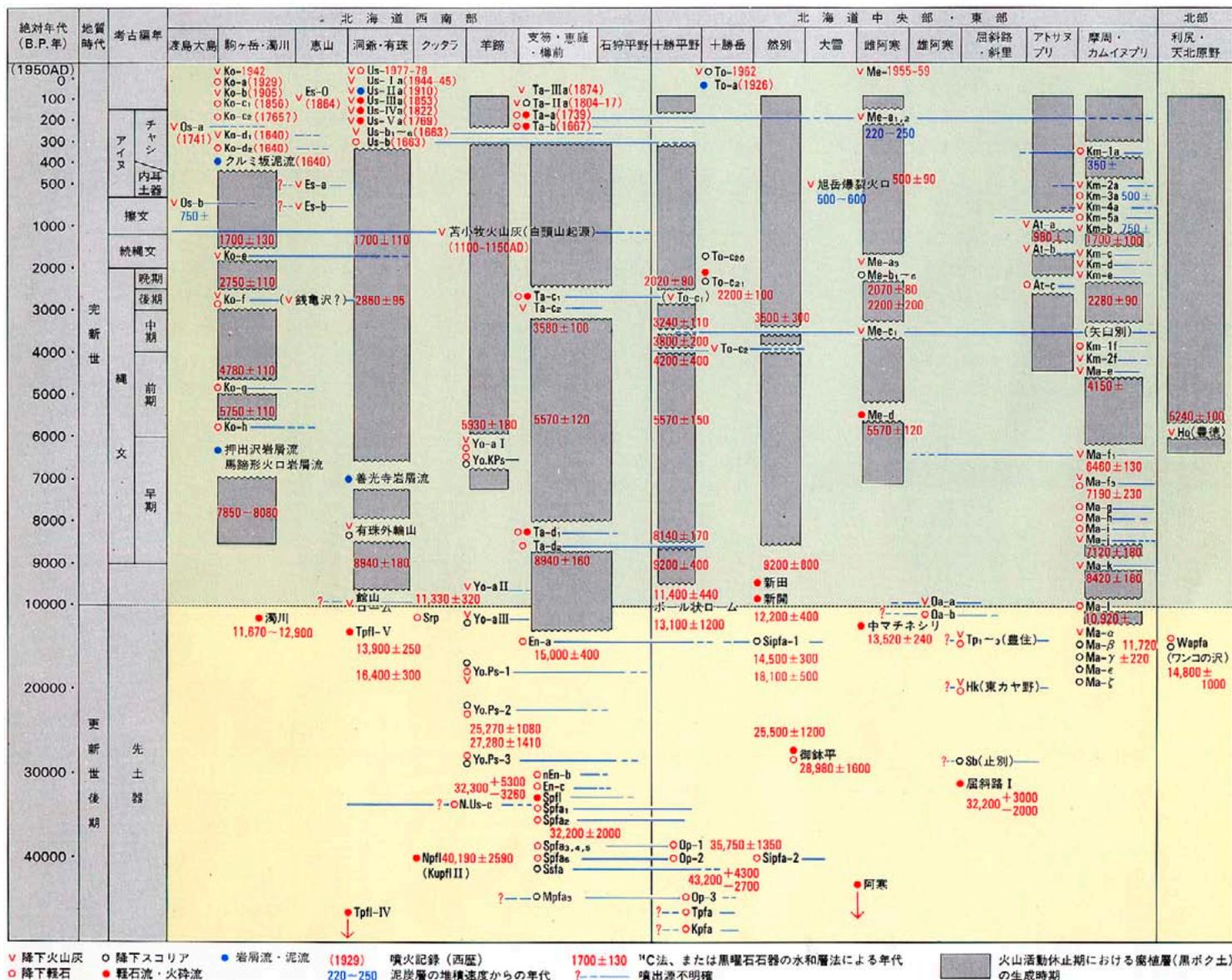
(1982), 佐藤 (1980), 春日井 (1980), 宇田川 (1980), 河内ほか (1980), 近堂ほか (1980), MACHIDA and ARAI (1981), ANDO (1981), KATSUI et al. (1981), 山崎ほか (1983), 近堂 (1984), の文献に基づいて作成

も約340年をさかのぼるにすぎない。しかし、多年にわたるテフロクロノロジー（火山灰編年学）と古記録の解釈によって、この最後の活動期の噴火の詳細が知られるようになった。この時期に活動した火山は、渡島大島・恵山・駒ヶ岳・有珠山・樽前山・十勝岳・旭岳（大雪山）・雌阿寒岳・アトサヌプリ・カムイヌプリなどである。北海道では、約400年前から今日にいたる新しい軽石・火山灰が広く分布しており、これらに由来する未熟で粗粒質な火山性土の多いことは注目すべきことであろう。粗粒質な火山性土（火山放出物未熟土・未熟黒ボク土）は、風化および土壌化期間が短かく腐

植、粘土に乏しいこともあって、植物養分の蓄積の少ないことが指摘される。すなわち、植物栄養上の多量要素であるリン酸、カルシウム、マグネシウムおよびカリに不足しており、北海道北部の重粘土に比べると、とくに可給態のカリが低含量である。以前から注目されてきた火山性土の微量元素（植物必須微量元素）についてみると、母材である軽石・火山灰の岩質が、珪酸含量の高いデイサイト質～流紋岩質の場合、鉄苦土鉱物が極端に少ないため、鉄をはじめマグネシウム、マンガン、銅、亜鉛、モリブデンの含有量が低い。なお、動物に必須な微量元素であるコバルト、

バナジウム、セレンにも不足している。1950年代に、火山性土畑地で猖獗をきわめた作物のマグネシウム欠乏症の発生は、土壤中の可給態マグネシウムが不足し、かつ当時、苦土肥料が一般に施用されなかったことに起因する。最近では、十勝平野の乾性火山灰土畑地のトウモロコシに発生した亜鉛欠乏症、根釧原野の摩周・カムイヌプリ系の火山性土草地に発生した、めん羊のコバルト欠乏症などが研究者の注目を引いた。以上の事例で明らかなように、北海道の火山性土壌地域における多量、微量元素の欠乏と、作物家畜の栄養障害の発生は、常に古くて新しい問題としてクローズアップされている。

図2 - 北海道における第四紀火山碎屑物の類別と編年



細粒質火山性土

音羽道三 = 農林水産省北海道農業試験場農芸化学部土壌肥料第一研究室長

北海道の火山性土の特徴と分類

前項の「火山灰の起源と分布」に詳しく述べられているように、北海道には噴出源・年代の異なる数10の火山放出物が知られており、これまでの調査によってその分布もほぼ明らかになっている。これらの放出物に由来する北海道の火山性土は、わが国の他の地域の火山灰土壌（黒ボク土）と比較すると次のような特徴がある。

降灰時期の比較的新しい放出物が明瞭な層理を作って堆積している。したがって土壌断面には、古い放出物に由来する埋没土が認められる場合が多い。また低地土・泥炭土・疑似グライ土などの上に放出物が堆積して出来た「複合土壌」が特徴的である。

土性が一般に粗く砂壤土ないし埴壤土で、府県の火山灰土壌のように野外の触手で埴壤土と判定されるものはほとんどない。

軽石質の砂土ないし礫土の未熟土（後述の分類では火山放出物未熟土、本誌では粗粒質火山性土）の分布が広く、土地利用上特殊な問題がある。

細粒質の段丘堆積物（疑似グライ土）の上に火山灰が降灰して生成した湿性土壌の分布が広い。府県と異なり、火山性土が水田として利用されることはほとんどなく、また冷涼な気候の影響もあるので、成因の異なる他の湿性土壌（例えば、斜面下部の土壌）も含めて、湿性な火山性土の改良と管理が大きな問題になっている。

上述のとも関連するが、耕作によって地表がかく乱されたために形態的に府県の淡色黒ボク土、厚層黒ボク土によく似ていても、これらに対応する北海道の土壌（褐色火山性土、厚層黒色火山性土）は、ほとんどの場合土層は非常に新しい（約200年前）火山灰よりできている、などである。

わが国の火山灰土壌（黒ボク土）は、一般にA層（あるいは作土であるAp層）の厚さと腐植含量によって分類されている。上述のように、粗粒な軽石質の土壌・砂壤土質の土壌の分布が広く、また下層に異種土壌を埋没するなど土層構成に変化の多い北海道の土壌の場合は、このような基準だけでは農業的土地利用に役立つ土壌のグルーピングをすることはできない。このような事情で北海道の火山性土の分類は、勿論類似点も多いが、府県で用いられているものとはかなり異なっている。

表1はその分類の概要であるが、大分類火山性土はUSDAの分類のアンディソル（Andisol）に相当し、火山放出物未熟土は火山放出物を母材とするエンティソル（Entisol）に相当する（注1）。なおこの表では小分類以下は省略されているが、小分類では、例えば下層泥炭湿性火山放出物未熟土とか下層台地湿性黒色火山性土などというように、地表50cm以内に異種土壌が現れるものを区別している。

細粒質火山性土の分布様式

ここで言う細粒質火山性土は、表1の大分類火山性土に含まれる7つの中分類を指している。一般に火山性土の性状は、母材である放出物の種類、厚さ、粒径に支配されるので、噴出源からの距離、方向と密接な関係がある。また台地地形が発達している地域では、台地の高低（形成の時代）によって降下堆積している放出物の種類が異なるため、下層土の性状の異なる火山性土が隣接して分布する。さらに同一の放出物より生成した火山性土でも、斜面上のわずかな位置の違いによって水分状況に大きな違いがあるため、数10mの距離で著しく様相の異なる土壌が連続して分布することがある。火山性土の性質と、このような噴出源・地形面・斜面上の位置との関係は、特に比較的新しい時代の放出物に由来する北海道の火山性土の特徴を理解する上で重要な点である。

噴出源からの距離との関係

釧路、根室地方には、カムイヌプリ岳・摩周起源の20種類以上の放出物が厚く堆積している。km-5a火山灰のように噴出源の北に分布するような例外もあるが、通常は偏西風によって東に分布するので、大部分の放出物はカムイヌプリ岳・摩周の東側で次第に薄くなる。

図1は噴出源から約15kmの標茶町虹別、33kmの中標津町桜丘、45kmの標津町茶志骨の柱状模式図である。標茶（未熟火山性土）では、

表1 - 火山性土の分類 <北海道土壌分類委員会, 1979>

大分類	中分類	特徴
未熟土	火山放出物未熟土	A層、B層などの層位の分化が弱い。A層は腐植含量5%以下で、燐酸吸収係数も非常に小さい。
	湿性火山放出物未熟土	同上で湿性のもの
火山性土	未熟火山性土	腐植は集積しているが(5%以上)、風化の程度は弱く、燐酸吸収係数が比較的小さい(1,500以下)
	湿性未熟火山性土	同上で湿性のもの
	褐色火山性土	表層の腐植層は火山性土としては色が明るく、薄く、通常20cm前後から褐色のB層が現われる。
	黒色火山性土	表層が黒く、腐植含量高く、燐酸吸収係数1,500以上、火山性土の最も普通の形で面積が最も大きい。
	湿性黒色火山性土	同上で湿性のもの
	厚層黒色火山性土	黒色で腐植含量高く(平均12%以上)、かつ厚い腐植層(30cm以上)を持つ。かつ厚い土と呼ばれていた土壌を含む。
	湿性厚層黒色火山性土	同上で湿性のもの

図1 - カムイヌプリ、摩周火山灰の噴出源からの距離による変化

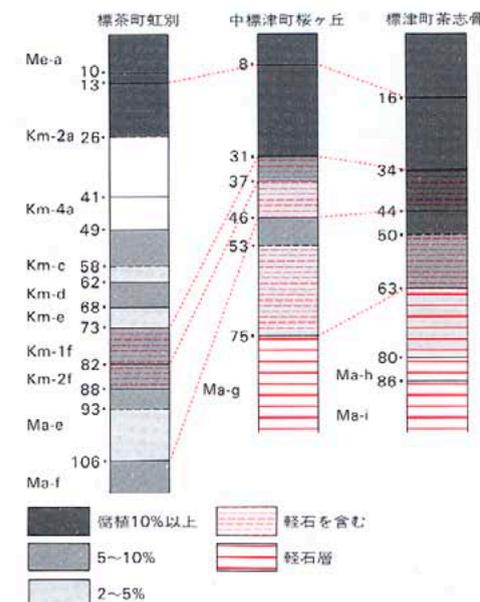
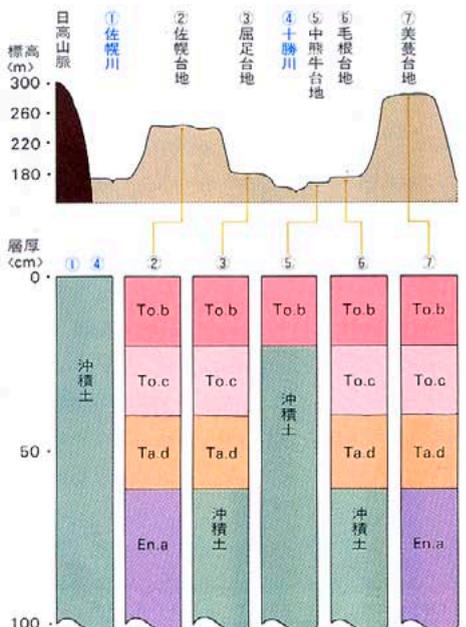


図2 - 火山灰と地形面との関係 <菊地ら, 1975>



注1: Andisol = アメリカの土壌分類の目の一つ. 火山灰土壌に相当する Entisol = アメリカの土壌分類の目の一つ. 土壌層位がほとんど発達していない未熟な土壌.

1 m以内にMa-e までの9枚の火山灰があり、また釧路・根室地方で分布が広く主要な火山灰の一つであるMa-f は106 cm から現れる。中標津（黒色火山性土）では、Ma-f までの火山灰の厚さは46 cm になり、その上部は直上の層を除きほぼ黒色になる。標津（厚層黒色火山性土）では、Ma-f の出現位置は中標津と大差ないが、Ma-g, h, i などの腐朽した軽石が浅く現れ、表層の黒色層が厚くかつ腐植含量も高い。このような噴出源からの距離と土壌断面の構成との関係は、堆積時期の比較的新しい火山灰が累積する地域で広く認められる現象である。北海道土壌図（24p～25p）の根室・釧路地域の部分を見ると、噴出源の近くには火山放出物未熟土と未熟火山性土が分布する。それぞれの火山灰層が薄くなる噴出源から遠い地域、および平坦で土壌水分が多く腐植の集積と腐植化が進む段丘地帯には、厚層黒色火山性土が見られる。中間の地域と、丘陵地形の釧路南部には黒色火山性土が広い。

地形面との関係

十勝地方では台地地形がよく発達しているが、これらは生成年代、侵食の程度、傾斜などによって、高台地、中台地および低台地に概念的に区分することができる。これらの台地には、樽前山（Ta）、恵庭岳（En）、支笏（Spfa）の放出物が日高山脈をこえて西方より降下堆積し、十勝岳（To）と雌阿寒岳（Me）起源の放出物が北

あるいは北東より降下堆積している。

図2は、十勝西部地域における火山灰の堆積と地形面との関係を示したものである。高台地および中台地の美瑛台地、佐幌台地では、火山灰層が厚く1 m以内にTo-b, To-c, Ta-d, およびEn-aの4種の火山灰が堆積している。低台地の屈足台地、毛根台地では、火山灰の厚さは50cm前後でTo-b, To-c, Ta-dの3種より成り、その下は古い沖積土である。さらに低い中熊平台地では、火山灰はTo-bだけで厚さは20cm前後であり、その下は比較的新しい沖積土である。佐幌川と十勝川の流路の近くには、火山灰が全く被覆していない新しい沖積土が見られる。

表2は、このような火山灰の厚さと断面構成との関係を示し、十勝全域についてまとめたものである。ここで新期末熟火山灰は、降下年代が200～1,000年前で燐酸吸収係数が500～1,500のもの（Ta-b, To-b, Me-a など）、新期風化火山灰は、降下年代が1,000～10,000年前で燐酸吸収係数が2,000以上のもの（To-c, Ta-c, Ta-d など）、古期ローム質火山灰は、降下年代が10,000年以上前で1:1型粘土鉱物を含み、燐酸吸収係数が1,500～2,000のもの（En-a, Spfaなど）である。

このような火山性土の土壌断面の構成と地形面との関係は、北海道の火山性土の生成分類と利用管理を考察する際の重要な背景の一つである。

<菊地ら, 1975>

上述の分類で、例えば下層台地湿性黒色火山性土は、表2の新期末熟火山灰 新期風化火山灰 台地土、あるいは新期末熟火山灰 台地土の堆積様式のうちの、地下（停滞）水位の高いものに相当するものであり、利用管理の面では、十勝の畑作で冷湿害が最も深刻な、所謂湿性火山灰を表わしている、

カテナ

カテナとは地形（斜面上の位置）によって排水状態（地下水位）が連続的に変化する一連の土壌を指す言葉である（鎖を意味するラテン語に由来、鎖をはると∪のような形になることから）。

火山性土のカテナは、田村らによって十勝で初めて研究されたもので、その特徴は表3のように要約されている（なおここで過湿型の凸部は直径1 m位の半円球状をなしている十勝坊主を指している）。火山性土のカテナが他の土壌のそれと最も異なる点は、乾湿の変化にともなう腐植含量と土色の変化が著しいことである。例えば長さが約70mのある斜面では、上部から下部に褐色・黒色・厚層黒色・湿性厚層黒色火山性土が連続して分布するが、上部の褐色火山性土のAp層は暗褐色（10 YR ³/₂～³/₃）で腐植含量6～8%であるのに対し、底部の湿性厚層黒色火山性土では黒色（10 YR ^{1.85}/₁）で腐植含量は20%を超える。

火山性土のカテナはゆるやかな起伏のある台地

表3 - 火山性土のカテナの特徴

<田村ら, 1958>

土壌型名	特性		
	土層の分化様式	排水	腐植
過湿型	凸部 A, A/B	↓ 難	↑ 増
湿性型	凹部 A, A/G		
過潤型	A, B/G		
過乾型	A, A/B, B	↓ 易	↓ 減
乾性型	A, B/C, C		

火山灰の厚さの区分		火山灰の区分を考慮した断面の構成		
100cm以上	50cm・ 全層火山灰	50cm・ 新期末熟火山灰 新期風化火山灰 古期ローム質火山灰	50cm・ 新期末熟火山灰 古期ローム質火山灰	
25～75cm	50cm・ 火山灰層 非火山灰	50cm・ 新期末熟火山灰 新期風化火山灰 台地土	50cm・ 新期末熟火山灰 新期風化火山灰 低地土	
20+5cm	50cm・ 火山灰層 非火山灰	50cm・ 新期末熟火山灰 台地土	50cm・ 新期末熟火山灰 低地土	50cm・ 新期末熟火山灰 泥炭土
0	50cm・ 非火山灰		50cm・ 低地土	

で広く認められるが、通常は乾性型（褐色火山性土）が主体の台地の一部（斜面下部）が湿性な土壌で占められるという形で分布する。5万分の1縮尺の土壌図ではこれらを別々に図示できない場合が多い。

細粒質火山性土の利用と管理

北海道では、細粒質火山性土が水田として利用されるのがくまねなので、以下に、根室・釧路地域の草地と十勝地域の畑について利用・管理上の問題を概説する。

草地

草地は、耕起・播種後長期にわたって耕起されずに利用され、さらに刈取・施肥のための作業機械の走行による踏圧が加って、表層がち密になる。また肥料は草地の表面にのみ散布されるので、牧草の根は表層に集まる。さらに牧草によるカルシウムやマグネシウムの吸収、肥料などに由来するアニオンが塩基と結合して土壌水とともに下層へ移動する結果、土壌 pH は次第に低下する。このような草地土壌の特徴は、更新後10年以上の古い草地の多い根室・釧路地域の草地の低収化要因の一つになっていると考えられる。

上述のように、この地域の土壌は未熟火山性土、黑色火山性土、厚層黑色火山性土に大別されるが、作土を構成する火山灰（耕起によって作土に混合される火山灰も含めて）は、噴出源に近い内陸地域から沿海地域に向かって腐植含量が増加し、リン酸吸収係数が高くなる。表4に示すように、作土の分析結果はリン酸、カリ、マグネシウム、微量元素に欠乏する草地が広いことを示しているが、さらにこの傾向には、リン酸で最も明らかなように、地域間の違いが認められる。この地域のもう一つの特徴は、冬季雪が比較的少ないため土壌凍結が著しいことである。土壌凍結は春の農作業を遅延させ、またアルファルファなどチモシー以外の牧草の導入を難しくしてきた。しかしアルファルファの断根、抜根現象を引起す霜柱状氷層の生成が、イネ科牧草との混播によって回避できること、また早春に凍結層に穴を明けることによって融凍を促進できることが最近明らかにされている。施肥管理については窒素、カリのほかは牧草の無機養分バランスも考慮してリン酸とマグネシウム追肥の必要性が近年指摘されている。

畑

十勝の畑作が直面する問題の一つは、図3に示すように冷害・湿害、あるいはこの両者が合併した冷湿害がひんぱんに起こることである。しかし、乾性型の火山性土（上述の分類によれば褐色火山性土と黑色火山性土）と、排水効果が上がっている湿性型の火山性土（湿性黑色火山性土、厚層黑色火山性土・湿性厚層黑色火山性土）は、冷湿害年でも比較的高い収量を上げている。冷湿害以外にも、乾性・湿性火山性土間には利用・管理の上でいろいろな違いがある。図4は乾性、湿性火山性土の一般的な理化学的性質を比較したものである。腐植含量、塩基交換容量、交換性塩基含量が乾性土壌で小さく、湿性土壌は pH (KCl) が低く、リン酸吸収係数が大きい。乾性の火山性土は腐植含量が低く、窒素潜在地力の低い土壌であるので、できるだけ有機物を土壌に還元する必要がある。また腐植が少ないので緩衝力が低く、要素欠乏症状や逆に過剰症状が出やすい、例えばピートにホウ素を施用すると、後作の小豆にホウ素過剰症状の現われることがあるなどである。急激な深耕をさせ、ま

図4 - 乾性、湿性火山性土の理化学的性質

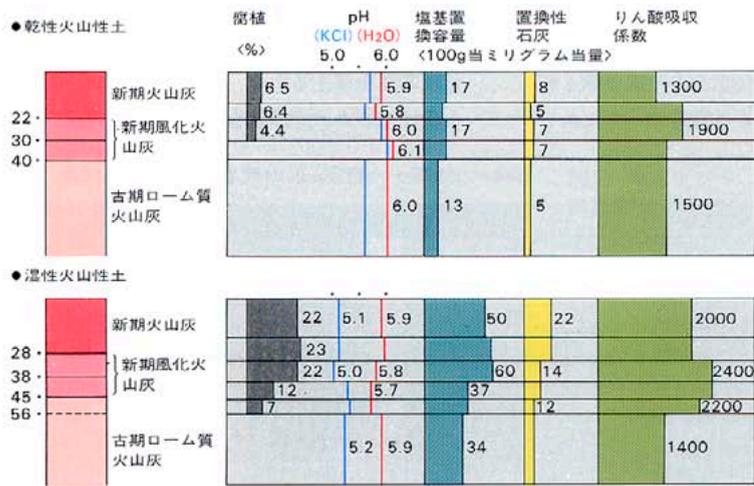


図5 - 十勝管内における土層の構成とそれに対応する土層改良の模式図

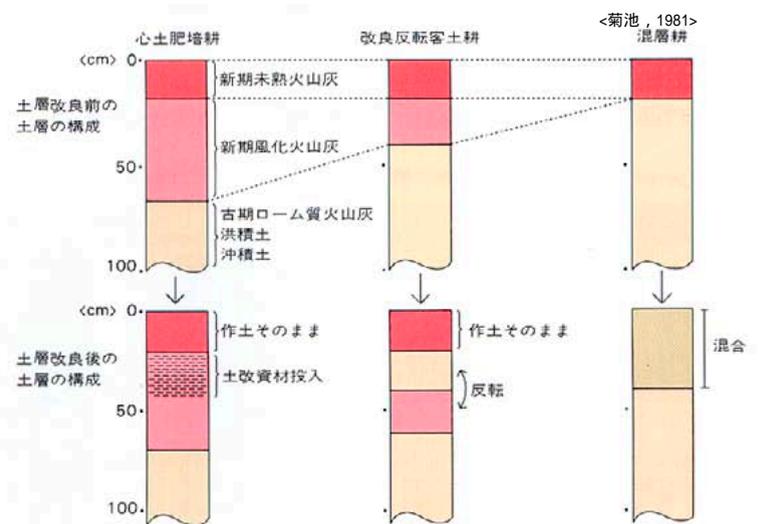


図3 - 十勝地方における畑作物収量の経年的推移

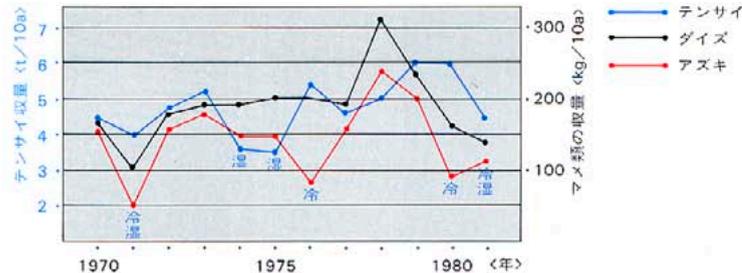


表4 - 根釧火山灰草地における養分欠乏土壌の割合 (%)

<大竹ら, 1981>

地域	P ₂ O ₅ 15mg	K ₂ O 10mg	CaO 100mg	MgO 10mg	Mn		Zn 3ppm	Cu	
					20ppm	40ppm		0.35ppm	0.5ppm
全体	35	65	10	49	18	68	25	42	75
内陸地域	0	100	15	77	50	92	35	42	73
中間地域	15	55	5	70	5	75	25	30	80
沿海地域	58	64	6	36	10	60	18	64	92

(注) 各要素とも表示した数値未満のもの割合

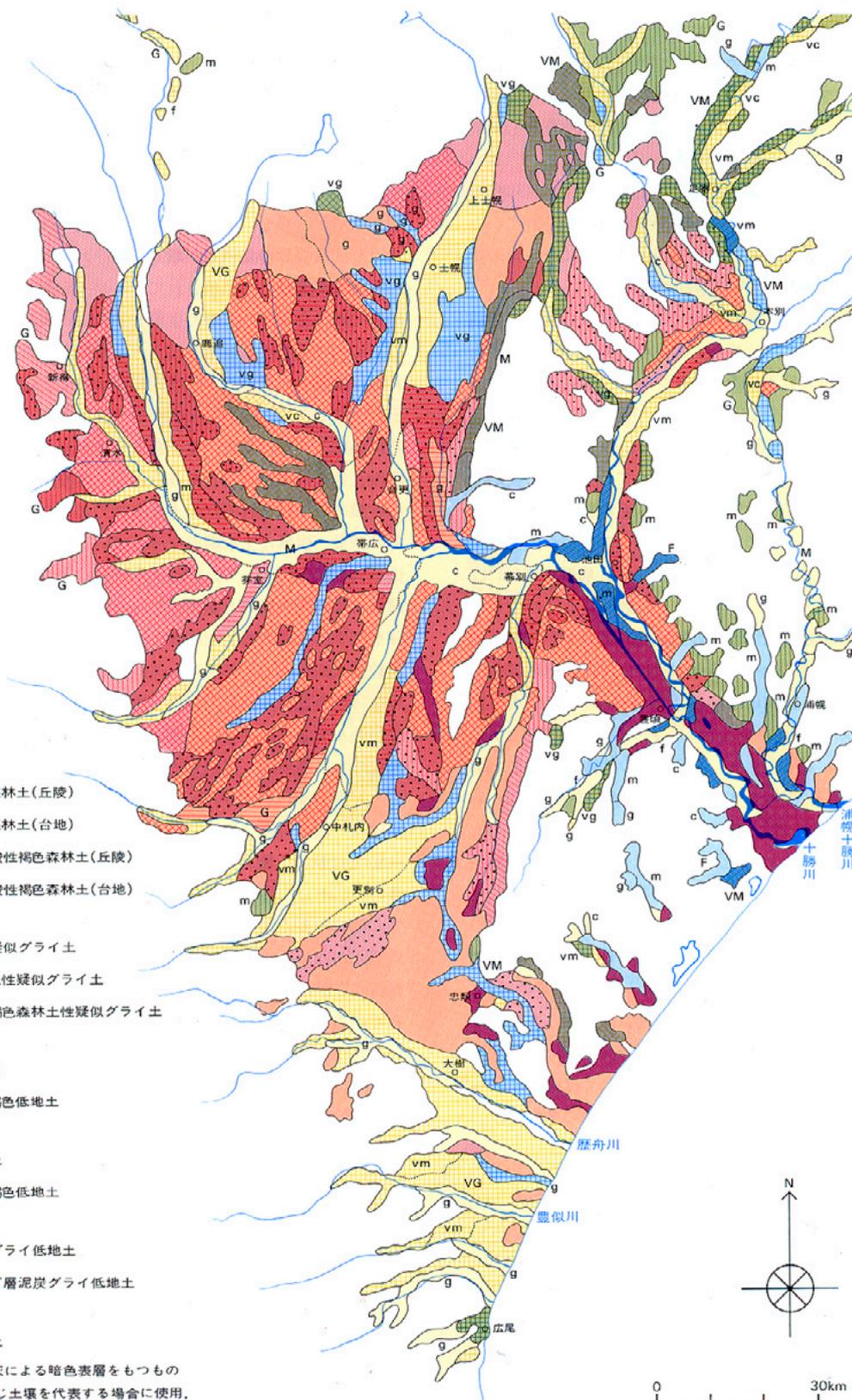
た風食による表土の飛散を防ぐ必要もある。湿性の火山性土は窒素潜在地力が高いので、これを維持する程度で輪作を行えばよい。むしろ排水の効果を上げて、地温の上昇、通気性の改善をはかるとともに、酸性を矯正し、磷酸肥沃度を高めることが必要である。化学性改良の効果は作土のみでなく心土肥培耕においても認められている。

十勝の火山性土の表層は、上述のように、Me-a, Ta-b, To-b など磷酸吸収係数の小さい火山灰より構成されているが、その下層は、To-c₁, c₂ などの磷酸吸収係数の大きい不良な火山灰よりなる。したがって深耕すればかえって生産力が低下する場合があります。これをその下の磷酸吸収係数の比較的小さい、En-aなどの細粒質火山灰と入れかえ、深耕に耐える土層配列にする土層改良法が考案され、改良反転客土耕と呼ばれている。土層改良は図5に示すように、土層の構成によってその方法が選ばれる。

60万分の1北海道土壤図の一部である十勝の土壤図(図6)は、以上述べてきた火山性土の利用・管理において重要な事項を概観し、読み取れるように編集されたものである。

図6 - 十勝地域の土壤図

<北海道土壤図1985, 編集 富岡悦郎より. 本地域は、菊池ら, 十勝管内土壤分類図(1973)原図にもとづき作成(一部改訂)>



<図6の凡例: 24p~25p. 参照>

- 褐色火山性土
 - 積層軽しゅう褐色火山性土
 - 下層低地軽しゅう褐色火山性土
 - ローム質火山性土
- 黒色火山性土
 - 積層軽しゅう黒色火山性土
 - 下層台地軽しゅう黒色火山性土
 - 下層低地軽しゅう黒色火山性土
 - ローム質黒色火山性土
 - 下層台地ローム質黒色火山性土
- 湿性黒色火山性土
 - 湿性黒色火山性土
 - 下層台地湿性黒色火山性土
- 厚層黒色火山性土
 - 厚層黒色火山性土
 - 下層台地厚層黒色火山性土
- 湿性厚層黒色火山性土
 - 湿性厚層黒色火山性土
 - 下層台地湿性厚層黒色火山性土
 - 下層低地湿性厚層黒色火山性土
- 酸性褐色森林土
 - 酸性褐色森林土(丘陵)
 - 酸性褐色森林土(台地)
 - 暗色表層酸性褐色森林土(丘陵)
 - 暗色表層酸性褐色森林土(台地)
- 疑似グライ土
 - 暗色表層疑似グライ土
 - 褐色森林土性疑似グライ土
 - 暗色表層褐色森林土性疑似グライ土
- 褐色低地土
 - 褐色低地土
 - 暗色表層褐色低地土
- 灰色低地土
 - 灰色低地土
 - 暗色表層灰色低地土
- グライ低地土
 - 下層泥炭グライ低地土
 - 暗色表層下層泥炭グライ低地土
- 低位泥炭土
 - 低位泥炭土

g = 礫質 c = 粗粒質 m = 中粒質 f = 細粒質 v = 薄い火山灰による暗色表層をもつもの
小文字は周辺地域の土壌と異なる場合に、大文字は周辺地域と同じ土壌を代表する場合に使用。

粗粒質火山性土

赤沢 伝 = 専修大学北海道短期大学教授

北海道の南部および東北部には「粗粒火山灰」と呼ばれる第四紀の火山砕屑物が広く分布している。これらは主に樽前山、有珠山、駒ヶ岳、羊蹄山およびカムイヌプリ岳の各火山を噴出源とする降下軽石、スコリアなどの堆積物である。この「粗粒火山灰地」は、全般に表層から降灰年代の新しい未熟土が多く、地力も低い。さらに地形や気象による制約もあって、1960年代まで、大部分が未開発原野の状態に残されていた。農業的土地利用が促進されるようになったのは、その後数年を経てからである。

「粗粒火山灰」の名称は、山田（1934）が樽前火山灰に初めて用いたものであるが、その後も明確な定義はなされていない。最近、北海道土壌分類委員会（1979）は、土層の上部50 cm の平均土性が国際法でS, LS, SLのものを「粗粒質」と規定している。したがって、第四紀の火山性放出物で粗粒質な土壌が「粗粒質火山性土」となるが、ここではその放出物の粒径が国際法で粗砂（0.2mm <）より大きく、層厚が20cm以上堆積しているものとして述べることにする。

粗粒質火山性土の特徴

北海道に分布する火山灰の中で主な粗粒質火山灰は、樽前山系の4種（Ta-a, b, c, d）、有珠山系の3種（Us-a, b, c）、駒ヶ岳系の8種（Ko-a, b, c, d, e, f, g, h）、羊蹄山系の3種（Yo-a, a, a）、カムイヌプリ岳系の6種（Km-1a, 3a, 4a, 5a, 1f, 2f）、および摩周系の7種（Ma-f1, f3, g, h, i, j, l）などである。これらの中には、場所により細粒質なものもあるが、単一土層としては薄層である。また、各火山灰層は土層上部の50cm以内に出現するとは限らないし、厚さ20cm以上の単独層ばかりでもない。上記のほか、恵庭岳、十勝岳、雌阿寒岳、雄阿寒岳あるいは利尻山などに由来する粗粒質火山灰の堆積もみられるが、いずれも薄層かもしくは深部に限られる。このような粗粒質火山性土の分布域は、

図1に示す範囲とみなされている。各火山灰の多くは東方に主軸をもつが、中には北～西方への降灰もみられる。降灰範囲は各層別にほぼ確認されており、約45万 ha以上に及ぶ。各火山はいずれも数回の噴火で粒径や岩質の異なる火山礫、火山砂、火山灰を噴出しているが、これらの放出物は空中で分級されて降下するため、堆積層の粒径は距離に応じた比較的均一な層位となる。一般に、噴火の休止時間が長ければ有機物の集積量が増え、短ければ異種の噴出物が連続して累積されてくる。一定期間地表で風化を受け、A層の生成をみた火山灰層の上に別の火山灰が堆積すると、地表にあったA層は埋没火山層となる。粗粒質火山性土では、土層中にこのような埋没火山灰層の現れるところが多い。また、非火山性土あるいは泥炭土が埋没土となっている場合もみられる。埋没土層の種類や分化はそれぞれの土地条件で異なり、その結果、複雑な土層構成を示している。樽前山系火山灰を例として、埋没火山灰層の層位、層厚および地表期間と噴出源からの距離との関係を図2に示す。

粗粒質火山性土の理化学性は、土粒子の風化程度によって異なる。累積状態の下層では比較的風化が進んでおり、表層には噴出年代の新しい未風化なものが多い。粗粒質火山性土は粘土をほとんど含まず、大部分、砂礫主体である。鉱物組成は一般に粒径2mm以上が軽石、2～0.074mmでは長石・輝石類、スコリア、岩片などが多い。しかし、風化の進んだものは2mm以下でも軽石を多く含む。未風化な軽石は、内部に外部とつながっていない閉塞孔隙が多く、風化軽石の孔隙は外部に連通している。このような孔隙の違いは比重に関係し、未風化な大粒径ほど比重は小さく、風化が進むと普通土の値と変わらなくなる（前田ら、1983）。透水性は、粒子が粗粒質なものからなるため、非常に良いが、

堆積状態が緊密で盤層を形成する場合や下層に非火山性の難透水性土層が存在する場合は極めて不良になる。また、保水性は、図3に示したように、未風化なTa-cやKo-dで小さく、風化の進んだTa-dではかなり大きい。

一方、化学性については、一般に表層の腐植が少なく、無機コロイドの少ないことも加って、養肥分の吸収保持力が小さい、また、噴出源と噴出年代により異なるが、弱～微酸性を呈し、固定力も低いものが多い。しかし、風化の進んだ埋没土層では、未風化層よりも塩基状態がよく、比較的肥沃なものも認められる。表1には樽前山系火山灰の理化学性を例示した。

粗粒質火山性土の土層改良

粗粒質火山灰地の農地利用に際しては、従来から堆肥・緑肥・泥炭などの有機物と石灰質資材の施用、細粒質土壌を客入・添加した耕土層の土性改善、かんがいによる水分補給、および窒素・リン酸主体の施肥などを基本に、湿地では排水改良も考慮して、適作物が導入されている。これらの中で、土地基盤の造成改良法として特徴的なのが耕うんによって下層の埋没土を耕土として利用する土層改良の耕法である。

埋没土の類別とその利用耕法

前記した埋没火山灰層のA層は細粒質部分、有機物および可給態養分など、表層と同程度もしくはそれ以上のものが多い。

北海道の火山灰地では、以前から、埋没土を利用した耕うんによる土層改良の効果が認められているが、実施にあたって機械施工と密接に関係する埋没土の出現形態や地域的分布の把握が必要のために、粗粒質火山灰地の有用な埋没土について、土層内の出現位置、層厚、母材および乾湿状態の4因子による6種類（～型）の土壌類別が試みられ、各類型ごとの土層改良耕法も提案されている（図1）。

埋没土を利用する耕法は、土層構成に応じてお

表1 - 粗粒質火山灰の理化学性

<早来町フモンケ>

火山灰名	深さ (cm)	層名	粒径組成 (%)					容積重 (g/cm ³)	真比重	三相分布 (%)			密植 (%)	pH		置換酸度	C.E.C. (me/100g)	塩基飽和度 (%)	置換性塩基 (me/100g)		リソ酸吸収係数 (mg/100g)
			レキ	粗砂	細砂	シルト	粘土			固相	液相	気相		H ₂ O	KCl				Ca	Mg	
Ta-a	0-9	A ₁	42.0	65.0	15.6	11.1	8.3	0.99	2.81	35.2	34.8	30.0	8.8	5.6	5.5	3.0	16.3	50.9	11.4	2.6	607
	9-28	C	67.0	90.0	5.0	2.5	2.5	1.07	2.72	39.4	16.6	44.0	0.4	6.3	5.9	0.1	3.3	72.0	1.0	0.2	307
Ta-b	28-42	IIIC	12.7	83.5	11.6	4.4	0.5						0.4	5.9	5.5	0.3	3.0	88.0	1.1	1.0	624
	42-63	III A ₁	6.0	33.1	31.9	27.7	7.3	0.65	2.89	20.8	44.7	34.5	17.0	6.1	5.5	0.2	22.3	71.1	7.8	1.0	1589
Ta-c ₁	63-71	III A ₂	3.7	69.2	17.3	10.5	3.0	0.83	2.85	29.1	39.4	31.5	12.0	6.3	5.9	1.0	10.2	38.6	2.6	1.9	1026
	71-82	IIIC	13.5	76.8	13.7	7.8	1.7	1.10	2.79	39.4	24.9	35.7	0.8	6.2	5.9	0.3	2.9	52.4	0.9	0.5	386
Ta-c ₂	82-88	IVC	67.5	84.0	8.0	6.5	1.5						0.2	6.1	5.8	0.2	2.6	56.3	0.5	0.1	452
Ta-d	88-100	VA ₁	17.2	32.9	31.5	26.9	8.7						17.9	6.0	5.5	0.6	40.0	60.2	10.2	2.3	2082

おむね図4のように考えられる。深耕，混層耕は埋没土を含めた耕うん土層全体を攪はん混合し，反転客土耕は埋没土を反転露出させ，できる限り埋没土までのもとの層序を逆転した状態に近づける。改良反転客土耕は心土部で反転し，埋没土層の位置を作土直下に置き換える。さらに表土扱い（または層厚調整工）は埋没土層までを土層別に削りとり，任意の層厚に埋め戻す。広義の深耕には混層耕，反転客土耕なども含まれ，また，各耕法はプラウその他作業機の形により土層断面の形態が変動する。

土層改良による土層配列の変化

粗粒質火山灰地では，混層耕や反転客土によって作土の肥沃性や水分条件の好転あるいは根圏域の拡大などから作物の増収が得られる。これらはいずれも埋没土の作土への混入程度に影響される。図5は，土壤類別のⅡ型に相当する火山灰地で，土層状態の変化を耕法別に調べた結果である。

土層改良後の作土層について原土層の混和率をみると，原表土層（Ta-aのA層）と埋没土層（Ta-cのA層）の混合割合が多いのは，改良反転客土耕と混層耕であり，反転客土耕でははつ土板形が円板形に優っている。

いずれにしても埋没土利用の土層改良では，埋没土層までの深さとその層厚によって作土層への混入が変わってくる。とくに，深部薄層の埋没土利用に難しさがある。作土層における不十分な混和は，発芽・生育不整の原因ともなる。また，埋没土の中には酸性，パン土性および還元性の強いものがある。それらによっても土層改良の効果が異なってくる。

したがって，埋没土を利用して耕土層の永続的な改善を図るには，施工前に埋没土の理化学性を十分に把握し，土層構成に適応した機械施工と土層改良を併行させ，さらに有機物補給を伴った周到的な土壌管理が必要である。

図3 - 粗粒質火山灰のpF 水分曲線 <前田ら1983>

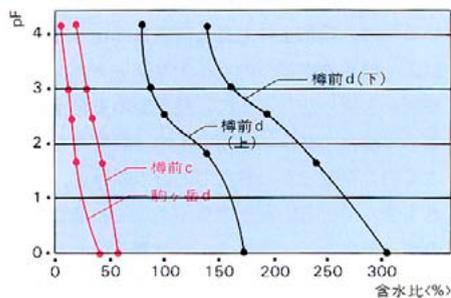


図1 - 粗粒質火山性土の分布と埋没土による種別

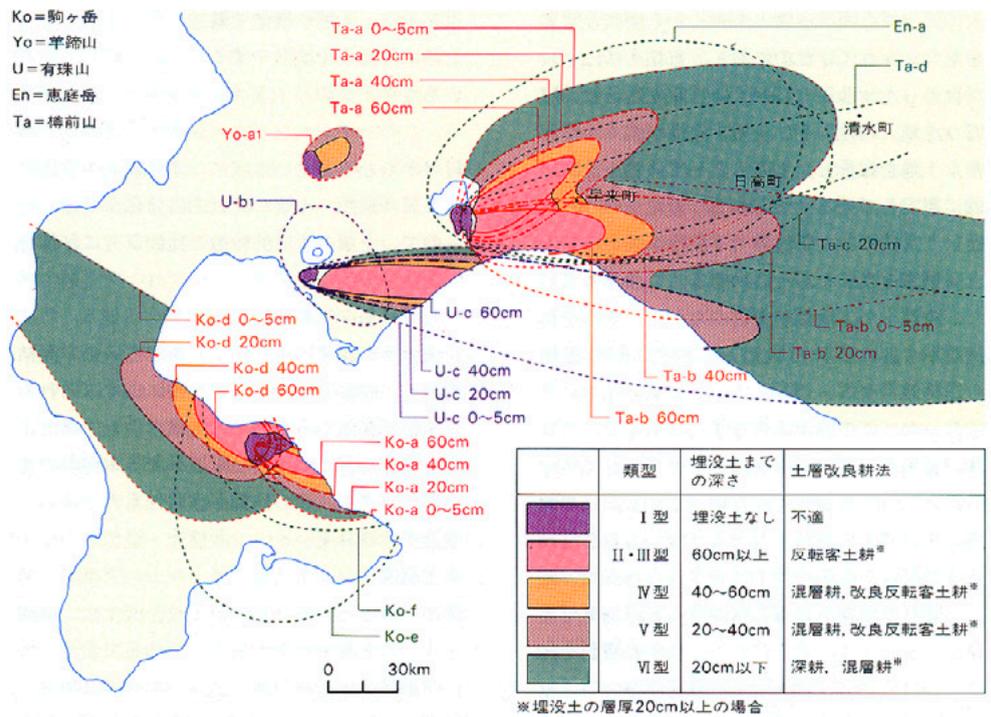


図4 - 耕法別の土層変化(模式図)

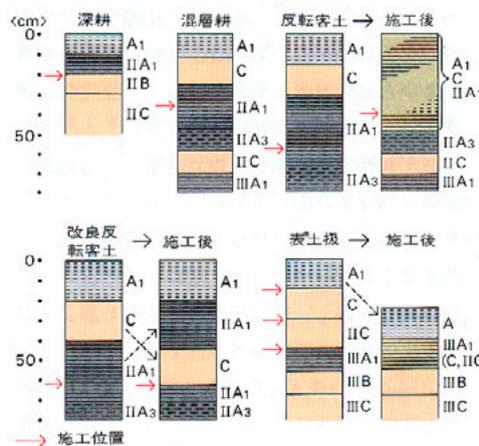


図2 - 噴出源からの距離と埋没火山灰層<矢野, 1983>

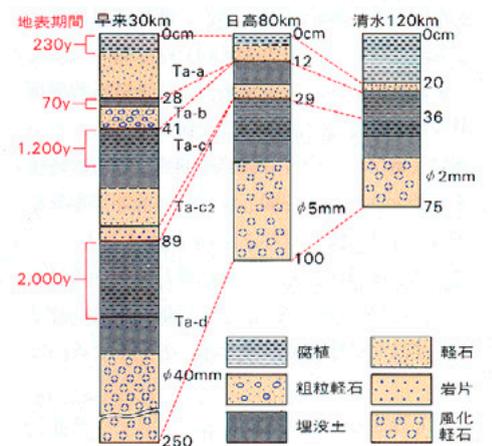
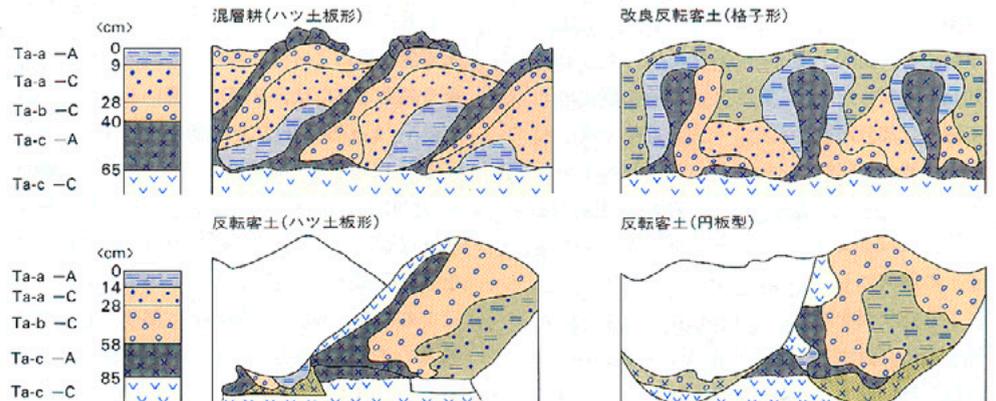


図5 - 土層改良後の断面 (上段 = 型, 早来, 下段 = 型, 早来)



重粘土

佐久間敏雄 = 北海道大学農学部助教授

重粘土とは

火山灰土壌と泥炭土壌とが古くから明確な定義をあたえられていたのに対し、重粘土にはそれがなかった。池田（1944）は「重粘地とは、堅密な土地、粘性が強い土地、粘性が強くかつ堅密な土地を総称したもの」として重粘土を間接的に規定している。すなわち、重粘土の「重粘」という言葉には、細粒質で「粘性が強い」とことと「堅密」なことがその内容として含まれていた。重粘土が土壌調査報告のなかで、その全体像を示されたのは、「北海道における農牧適地の土壌地帯概説」（瀬尾，1951．注1）においてであった。この成果は特筆すべきもので、その後の重粘土に関する研究は、すべてこれに胚胎したといっても過言ではない。しかし、この報告においても、重粘土とそうでないものを区別する基準は、明瞭な型では示されなかった。ただ、報告の内容を仔細に検討すると、当時の重粘土がどのように考えられていたかの概要を知ることができる。すなわち、概説において「重粘・堅密」と説明された土壌統(区)(注2)は、(a)細粒質(埴壤土～埴土)な母材に由来する。(b)丘陵亜系、段丘亜系に属し、低地亜系に属するものはほとんどない(注3)。(c)火山灰に由来する土壌系(又は地区)や泥炭系には、ほとんど認められない。

というように、母材および地理的分布上の特性をもつ。これらの特徴と重粘土の分布図を考えあわせて、当時の重粘土像を復元すると、「丘陵、地丘段地に分布する細粒質な非火山性鉍質土で、粘性が強くかつ堅密な土壌、あるいはそのいずれかの性質を示す土壌」ということになる。

しかしながら、粘性とか堅密度とかいう数量化しにくい性質によって重粘土を規定しているために、この重粘土像には拡大解釈や誤解を生む余地がかなり残されていた。その後の研究は、重粘土の代表的土壌とその特性について多くの知見を蓄積したが、「重粘土」の内容規定には不透明な部分が残された。一方、近年では、水田の畑地への転換が大規模におこなわれるようになり、重粘な畑土壌の改良や管理に幅広い関心もたれるようになった。このため、「重粘土」の解釈にも一層大きな幅が生じてきている。こうした状況を考慮し、本稿では、前述した重粘土像に合致する土壌を「重粘土」とし、その特性を洗い直すことから作業を始める。

重粘土の形態的特徴

重粘土は、下層に緻密で難透水性の土層をもつために停滞水を生じやすく、これに応じているようなタイプのハイドロシークエンスが発達する。このハイドロシークエンスは、ほぼ同一の母材からなるせまい地域に、水分状況の変化に応じて多種類の土壌が規則的に分化、発達したもので、土壌の生成的特徴の比較研究に好都合である。

丘陵亜系の重粘地

丘陵亜系に属する重粘地は、新第三系の半固結堆積岩(泥岩、シルト岩)地帯に広くみられる。残積性風化殻からなるこの地域の主な土壌は、酸性褐色森林土(注4)であるが、日本海沿岸北部にはポドゾル化の傾向が顕著なものがみられ、酸性褐色森林土ポドゾル性土疑似グライ土を主構成メンバとするハイドロシークエンスが認められる。その代表例の1つを図1に、構成メンバの形態的特徴を表1に要約しておく。

この地域の酸性褐色森林土は、A層、B層とも薄い。また多少ともポドゾル化の傾向にあるものが多く、B層に弱い三・二酸化物の集積をとこなうものが多い。基岩は、珩藻土質のシルト岩で粗孔隙が多く高い透水性を示すが、B層は多少とも緻密化しており、小～中亜角塊状構造が優占し透水性が低い(地点1)。

ポドゾル性土は、浅い窪地状の部分にみられ、通常、 $A_1/A_2/B_2(t)hir/B\ C/C$ の層序を示す。A1層は腐植集積量が多く、しばしば15～20cmに達する。その $B_2(t)hir$ 層は、暗褐色ないし暗橙褐色を呈し、酸性褐色森林土のB層よりさらに緻密化しており、透水性も低い(地点2)。 $B_2(t)hir$ 層の透水性の低下は、この層の発達程度と密接な関係にあり、これが良く発達して難透水性になった部分には、 $A_1/A_2g/B_2\ hir/Bt/C$ のような層序を示すグライポトゾル様の土壌がみられる。

地形的条件によって、さらに湿潤化しやすい鞍部や斜面下部には、B層にも弱いグライ化が及び、 $A_1/A_2g/B_2g(t)/Cg$ の層序を示す疑似グライ土が出現する(地点3)。このカテナの疑似グライ土は、20cm以上の厚いA1層、厚く緻密・堅硬なA2g、B2gによって特徴づけられる暗色表層疑似グライ土である。

図1にみるように、丘陵亜系に属する地域では浅層にグライ層をもち、あるいは表層に泥炭層を伴う土壌は認められない。これには、大規模

注1 = 北海道農業試験場土性調査報告第一編、以下概説と略称。

注2 = 概説の土壌区、土壌統は、日本農学会(1925)の方法に準拠している。土壌区：同型の地形・地質・気候、同じ成因・堆積様式、酷似した表土の色・粗細・疎密及び構造・下層土の特徴をもち、作物生育も近似

な低平地がないという地形的条件と、基盤地層が多孔隙で、高い透水性をもつことが関係している。なお、このカテナのポドゾルと類似した腐植の溶脱とその $B_2, B\ C$ 層への沈積が著しいポドゾル性土は、類似の母材に由来する日本海沿岸の丘陵地域に広く認められ、丘陵亜系の重粘土の重要な一員になっている。

段丘亜系の重粘地 1

段丘亜系に属する重粘地は、海岸に発達した洪積世の海成段丘に広く分布している。図2に示したのはその代表例である。このハイドロシークエンスは、酸性褐色森林土(典型的、暗色表層)、疑似グライ土(典型的、褐色土性、暗色表層)、グライ台地土、泥炭土(低位泥炭土)からなり、グライ台地土には、厚さ20cm以下の泥炭質の表層(低位泥炭土)をもつものと、そうでないものがある。このように、小規模な凹地にも泥炭土や泥炭表層のグライ台地土が出現するのは、オホーツク海沿岸北部のハイドロシークエンスの特徴である。主要構成メンバの形態的特徴は、表2のように要約できる。

段丘亜系の重粘地 - 2

図2と類似のハイドロカテナは、日本海沿岸北部の海成段丘、石狩川・天塩川流域の河成段丘にも認められるが、泥炭土や泥炭表層のグライ台地土を構成メンバとして含む例は稀である。図3は、天塩川沿岸の低台地～丘陵地で見られたハイドロシークエンスの1例である。この地域には、集塊岩に由来する赤色風化殻が広く分布し、これを母材とする酸性褐色森林土が主要自生土壌の1つになっている。土別北部のハイドロシークエンスは、これを構成メンバの一員として含む例で、酸性褐色森林土(典型的、赤色風化殻母材)、疑似グライ土(褐色土性、典型的)およびグライ台地土から成る。主要構成メンバの形態的特徴は表3に要約した。赤色風化殻に由来する酸性褐色森林土は、各地の高位段丘とその背後に展開する山麓緩斜面にも認められる。赤色土化の過程で粘土富化が進行しているため、重粘土の主要な構成員になっている。以上、段丘地の2つのハイドロシークエンスの事例から明らかなように、段丘地の重粘土はきわめて変化に富み、堅密なもの、強粘性を呈するもの、堅密でかつ粘性の強いものなど、いずれも含んでいる。疑似グライ土はこの最たるもので、堅密なCg層によって特徴づけられる。より湿潤な環境下で発達するグライ台地土は、

した区域・土壌統：同型の地形・地質、類似の成因・堆積様式・表下層土の特徴をもち、または漸化する2つ以上の土壌区を合せた区域。

注3 = 概説においては、北海道の農牧適地の土壌地域は、日本海側、太平洋側、オホーツク海側の3地域、25系(7火山灰系, 6泥炭系を含む), 4垂系(丘陵

段丘, 平野, 低地)にわけて説明された。
丘陵垂系は傾斜地および波状地を含む丘状の山地帯を、
段丘垂系は洪積世の堆積物からなる階段状に発達した
地帯を意味する。
注4 = 以下、土壌の分類、命名法は原則として「北海道の農牧地土壌分類第2次案(第2次案と略称)に準

拠する。分類上の問題点は別に論ずる。
注5 = 干拓地土壌では、これを物理的熟成と呼び、土
壤生成の第1段階と考えている。
注6 = カベ状構造ともいう。微小な粒子または粒団が
均一に集合して土層を形成しており、掘りあげても特
定の形に砕けない。

「強粘性」が強調される傾向にあり、より乾燥した条件下で生成する酸性褐色森林土では、「堅い」ほうの性質が強調されることが多い。

重粘土の物理的性質

重粘性を生む特異な土壌構造

土壌が湿ったときに強い粘性や可塑性を示し、乾くと著しく硬化する現象は、構成粒子に微細なものが多くときにみられる。図4は重粘土B~C層の機械組成を調べた結果を整理したものである。重粘土の土性は、壤土から重粘土の広い範囲にわたっている。たしかに、重粘土、軽粘土に分類されるものが多いのは事実であるが、重粘土 重粘土の図式は明かに成り立たない。

図5は三相分布の散布図である。重粘土は、固相率25 vol%以上、気相率おおむね20 vol%以下の範囲に含まれるが、母材・生成的層位による変動がかなり大きい。段丘垂系に属する重粘土のB, Bg, Cg層などは、固相率25~72 vol%, 気相率10 vol%以下の範囲にあるが、固相率の分布幅はかなり広い。すなわち、重粘土のなかには、緻密度がかなり低いものも含まれているのである。

これは、重粘土が「堅密」と「強粘性」という2つの性質によって識別されてきたことによる。段丘垂系の重粘土は、もともと水中で淘汰・再堆積した母材から発達したものであるから、脱水・圧密(注5)が進みにくい条件下では、固相

率は高くない。図6は段丘堆積物(凝灰質粘土)を母材とした重粘土の下層土について、脱水の程度を示す指標w(径20μ以下の粒子100g当たりの最大含水量)と固相率の関係を整理したものである。

集計された範囲で、wは20~90%, V_s は30~70 vol%の範囲を変化しているが、g-G層(簡単化のためB, Cの記号は省略した)については、wの減少につれて V_s は漸増する傾向が明瞭であり、g層とG層はw- V_s 曲線からみれば一連のものと考えてよさそうである。すなわち、この図においてw = 大、 V_s = 小の領域は、干拓地土壌のような飽水した「強粘性」の状態に、逆の領域は乾燥して「堅密」な状態に対応し、この間に物理的な不連続はない。これは、微小な粘土、シルト質粒団が均一に集合してできる泥状構造(注6)の土層に特有なものと考えられ、粘土・シルト含量と保水性・緻密度が相互に密接な関係にある。ことを示している。こうした関係は、図のB~C層の例にみられるように多孔質な粗粒団が良く発達した土層にはみられない性質である。

重粘土のBg~C G層のpF-水分分布曲線は、低pF領域の水分(粗孔隙)が少なく、高pF側(pF > 3.5)にやや明瞭な高まりをもつことを特徴とする(図7の青色の曲線)。これに対して、多孔質な粗粒団がよく発達した表層土やローム質火山灰土などは、全孔隙量が多いだけで

なく、低pF領域にも多量の孔隙をもつ複雑な孔隙分布を示す(図7の赤色の曲線)。

pF 3.5程度以上に相当する微細な孔隙は、水を保持する力が大きいので、よほど激しい乾燥に見舞われないが、水で充満された状態におかれる。したがって、図7の青色の曲線のようなpF-水分分布曲線をもつ下層土は、水を収容する余力が小さく、少量の水でも飽水して強粘性を呈し、これが失なわれると容易に堅密な状態になる。

さらに、土層中における水や空気の速い移動は、粗大孔隙を媒介しておこるので、粗孔隙の絶対量が少ない土層は、透水性や通気性が低下しやすく、少量の降雨によっても停滞水を生じたり、還元状態に陥入ったりしやすい。これらの条件は、下層土における多孔質な粗粒団の発達を阻害し、泥状構造やその脱水によってできる緻密な板状、柱状あるいは塊状構造を温存する原因になる。

以上のように、重粘土の「堅密」、「強粘性」あるいは「堅密でかつ粘性強い」といった表面に現われた性質は、実は、細粒質で粗孔隙の少ない特異な粒子及び孔隙の配列様式、すなわち土壌構造に根ざしているのである。

粘団内部の微細構造

粘団内部の微細構造は、土塊を樹脂等で固定したのち、岩石と同様に薄片を作成して顕微鏡観察する。写真1~8は、図3に示した天塩川沿

図4 - オホーツク海沿岸台地の重粘土の粒径組成

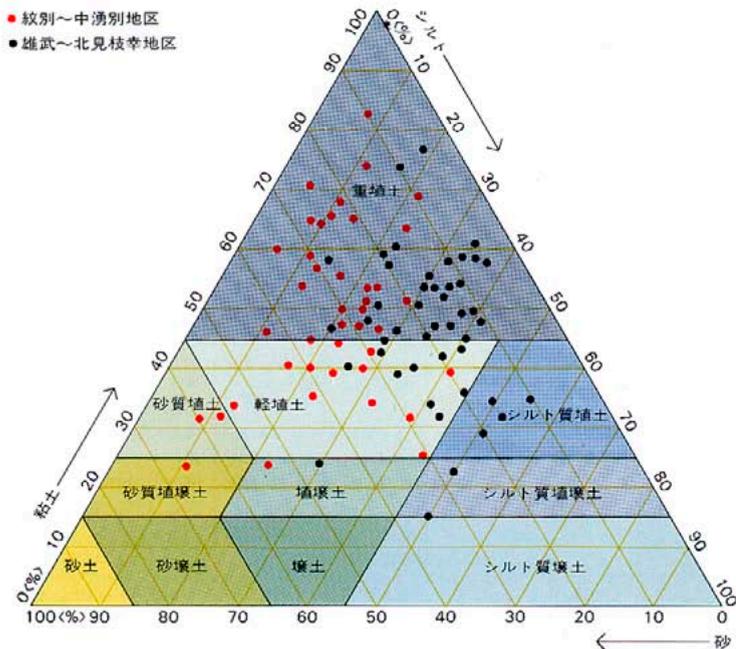


図5 - 重粘土と火山灰土壌の三相分布の比較

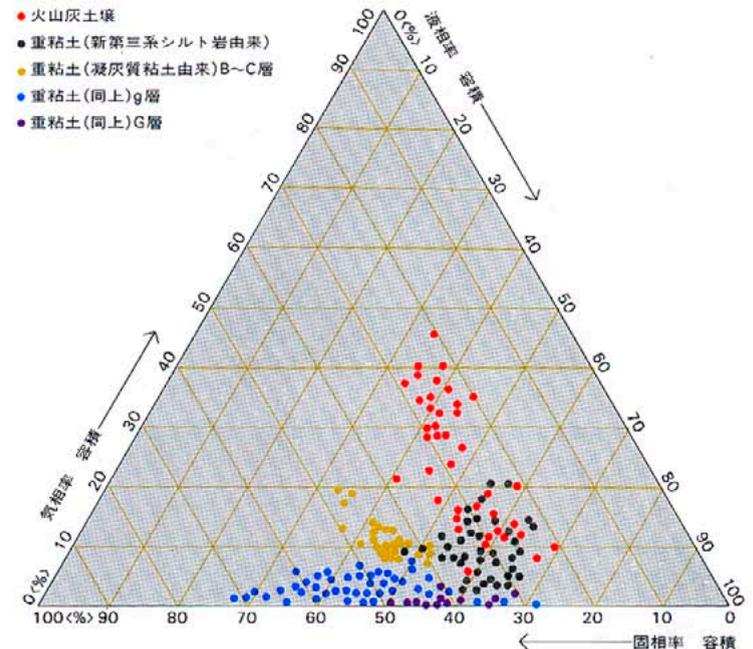


図1 - 天塩町北部丘陵地のハイドロシーケンス断面図
 <佐久間, 1971より簡略化>

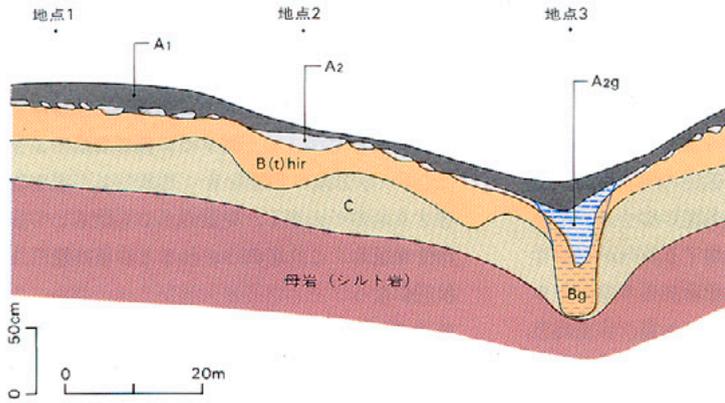


図2 - 雄武町中部, 中位段丘のハイドロシーケンス断面図
 <佐久間, 1971より簡略化>

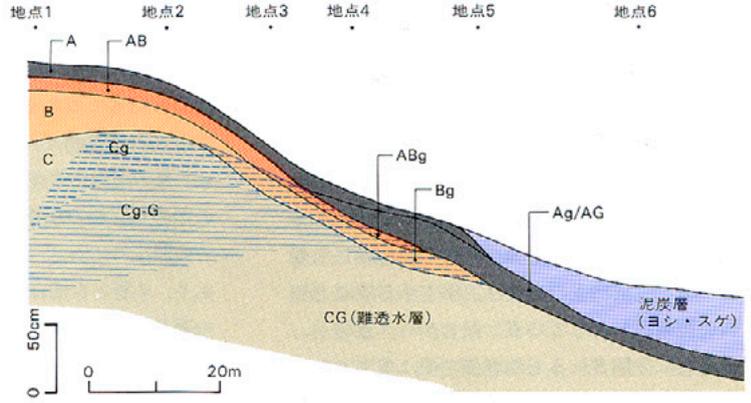


表1 - 同上のハイドロシーケンス構成メンバの形態的特徴

地点	地点1	地点2	地点3
土壌型	酸性褐色森林土 (ポドゾル性)	ポドゾル性土 (腐植質)	疑似グライ土 (ポドゾル性)
断面構成	0cm・ A ₀ A ₁ A ₁₊₂ B(t)hir B ₃ C C 100・	0cm・ A ₀ A ₁₁ A ₁₂ A ₂ B(t)hir B(t)ir C 100・	0cm・ A ₀ A ₁₁ A ₁₂ A _{2g} Btg Cg 100・
腐植	陸成 (モダ、L/(F)/H)	陸成 (モル、L/F/H)	陸成 (モル、L/F/H)
構造	A ₁ = 発達中程度の屑粒状 B(t)hir = 発達の良い中垂角塊状 C = 発達の良い大角塊状	A ₁ = 発達の良い屑粒~小粒状 A ₂ = 発達の良い薄板状~無構造 B(t)hir = 発達の良い小~中垂角塊状 C = 発達の良い大角塊状	A ₁ = 発達の良い屑粒状 A _{2g} = 発達の良い大角柱状~無構造 Btg = 発達の良い中~大角塊状 Cg = 発達の良い中~大角塊状
構造面沈積物	B(t)hir = 厚い連続した黒褐色(10YR _{2/2})の被膜 B ₃ ~C = 薄い連続的~部分的な褐灰色(10YR _{5/1})~灰黄色(2.5Y _{2/2} ~ _{2/2})の被膜	B(t)hir = 厚い連続した褐灰色(10YR _{5/2})~黒褐色(10YR _{2/2})の被膜 C = 薄い部分的な褐灰色(10YR _{5/1})の被膜	A _{2g} = 厚い連続的な黒~黒褐色(10YR _{2/2} ~ _{2/2})の被膜 Btg = 薄い連続的な褐灰色(10YR _{5/1} ~ _{5/1})の被膜
斑紋・グライ		B(t)hir下部 = 被膜内側に灰白色(5Y _{2/2})~黄灰色(5Y _{2/2})の小斑紋群	Btg = にぶい黄褐色(10YR _{5/2} ~ _{5/2})とグライ斑(2.5Y _{2/2} ~ _{2/2})の流理状 A _{2g} の一部に小斑紋
滞水層, 難透水層		B(t)hir = 難透水性化, 一部にA ₂ 層の湿性化が著しいものあり。	0.5~1m 難透水性

表2 - 同上のハイドロシーケンス構成メンバの形態的特徴

地点	地点1, 2	地点3, 4	地点5, 6
土壌型	酸性褐色森林土	疑似グライ土	停滞グライ土, 泥炭質グライ土
断面構成	0cm・ A ₁ A ₃ B ₁₁ B ₁₂ B ₃ C C 100・	0cm・ A ₁ A ₃ Bg C ₁ G C ₂ G 100・	0cm・ A ₀ AG C ₁ G C ₂ G 100・
腐植	陸成 (L/(F)/H)	陸成 (L/F/H)	半陸成 (泥炭-ヨシ・スゲ・木)
構造	A ₁ = 鮮明な小~中粒状 B(t) = 発達中程度の中垂角塊状 C = 不鮮明な中~大角塊状, カベ状	A ₁ = 発達中程度の小~中屑粒ないし小粒状 B(t)g = 鮮明な大角柱状, 乾くと中~大角塊状に崩壊 Cg = 不鮮明な大角柱状, 乾くと厚い板状に崩壊	AG = 不鮮明な小屑粒状 BG~CG = カベ状
構造面沈積物	レン化重型のみ	B(t)g = 縦方向に発達した構造面に薄い断続的な粘土被膜(腐食と少量の鉄水酸化物を含む) Cg = 構造面全体に粘土被膜(少量の鉄水酸化物, 腐食を含む)	BG = 明瞭で連続的な粘土・腐植質沈積物 CG = 明瞭な粘土・腐植質の被膜
斑紋・グライ	疑似グライ性重型の断面下部	Bg = 明黄褐色(5YR _{2/2} ~10YR _{2/2}), 灰色~灰オリブ色(2.5Y _{2/2} ~5Y _{2/2})の大理石様・流理状グライ化 Cg = 明黄褐色(10YR _{5/2} ~10YR _{5/2}), 灰オリブ色(5Y _{2/2})の大理石様・流理状グライ化, 一部(腐朽根周辺など)に青灰色の活性グライ(5BG _{2/2})	全層グライ化 BG = 灰黄~浅黄(2.5Y _{2/2} ~ _{2/2})中~大斑紋, 境界漸移, 少量の赤褐色(5YR _{2/2}), 環状~小斑点状, 境界明瞭, 根管周辺に少量 BG~CG = 明オリブ色(2.5G _{2/2})~青灰(5BG _{2/2})の活性グライ, 全層
滞水層, 難透水層	不明瞭, 1.5~2m以下	滞水層 = 0.3~1.2m, 明瞭, 湧水 難透水層 = 0.5~1.5m, 明瞭	滞水層 = 0~1.5m, 明瞭 難透水層 = 0.5m内外, 明瞭

<佐久間, 1971より要約>

図3 - 土別市北部塩川沿岸台地～丘陵地の hidroシークエンス断面図

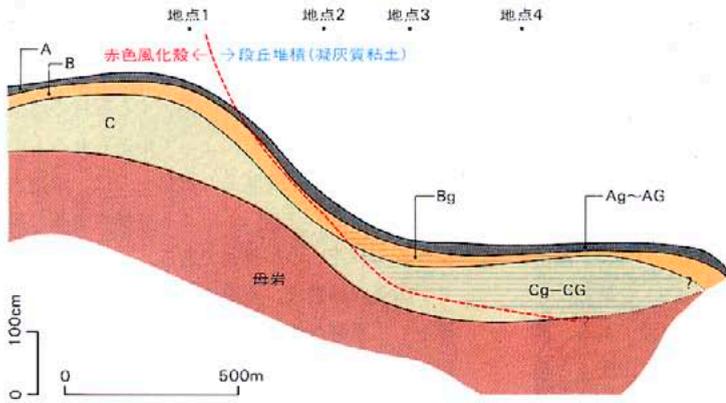
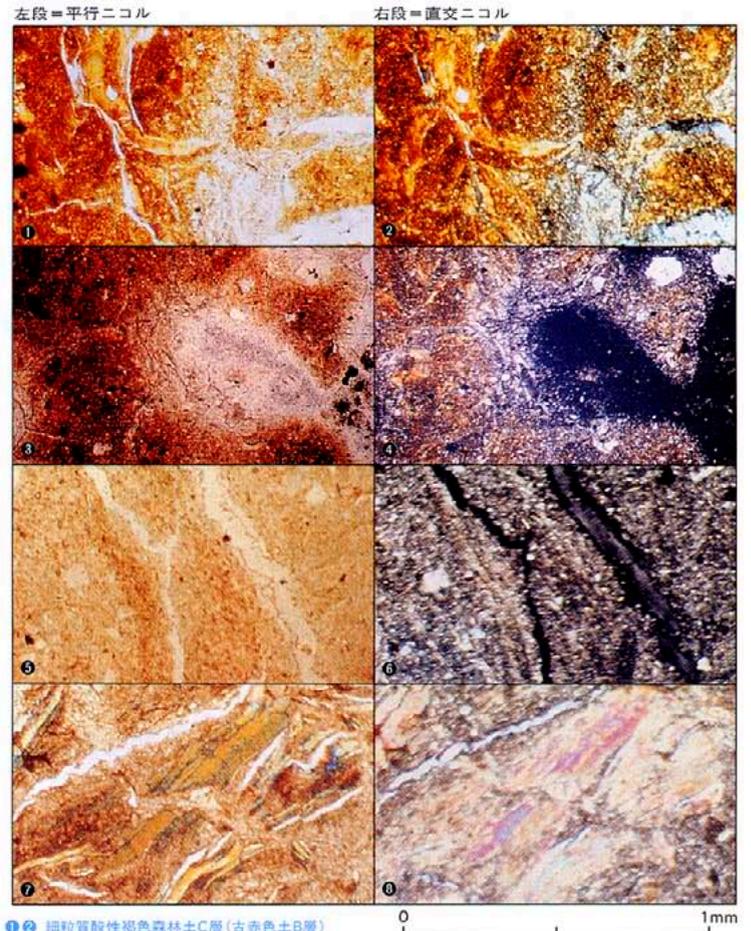


表3 - 同上の hidroシークエンス構成メンバの形態的特徴

地点	地点1, 2	地点3	地点4
土壌型	酸性褐色森林土	疑似グライ土	停滞水グライ土
断面構成	0cm・ A ₀ A ₁ (P) 暗色系 B 黄褐色 BC 橙系 C ₁ 赤褐色 C ₂ 赤褐色 C ₃ 赤褐色 50・ 100・	A ₀ A ₁ 黒系 AB 暗系～暗褐色 B ₁ g 灰黄色(赤褐色斑紋) B ₂ g 灰黄色(赤褐色斑紋) C _g 黄灰色 50・ 100・	A ₀ A ₁ g 泥炭質黒系 A ₁ 2g 黒系 BG 灰白色(赤褐色斑紋) C ₁ g 灰黄色(赤褐色斑紋) C ₂ g 灰白色(黄系斑紋) C ₃ g 灰白色(黄系斑紋) 50・ 100・
階層	陸成 (モダー、L/(F)/H)	陸成 (モル、L/(F)/H)	半水成 (泥炭+モル、L/(F)/H)
構造	A ₀ (p) = 発達中程度の小粒状 B~BC = 発達中程度の小亜角塊状 C = 発達中程度の小亜角塊～角塊状(赤色風化殻)	A ₁ = 発達中程度の層粒状 AB = 発達中の悪い小亜角塊状 B _g = 発達中程度の大角柱状～角塊状 C _g = 発達中の悪い大角柱状～無構造(カベ状)	Ag = 発達中の悪い層粒状 BG = 無構造(泥状) CG = 無構造(泥状)
構造面沈積物		C _g = 薄い部分的な黄灰色の被膜	BG~CG = 薄い断続的な灰色の被膜
斑紋・グライ	疑似グライ性亜型、C _g 層にグライ斑、鉄斑	B _g = にぶい黄橙色(10YR%), 灰黄色(2.5Y%), 大理石様～流理状グライ化 C _g = 明黄褐色(10YR%), 灰黄色(2.5Y%), 大理石様グライ化、一部は流理状に下層に侵入、	CG層下部 = にぶい黄褐色の斑紋(根周辺環状)
滞水層、難透水層	疑似グライ性亜型の1.2~1.6m = やや難透水性化	滞水層 = 0.7~1.6m, 2層 難透水層 = 1m内外, 1.6m~2.2m,	滞水層 = 0.3~0.8m 0.8m以下 = ち密で難透水性

写真 - 重粘土の微細構造(土別市東多寄、hidroシークエンス構成メンバ)



- ① ② 細粒質酸性褐色森林土C層(古赤色土B層)
(内部排水=良好、構造=発達中程度の小亜角塊状構造)
基質は、いろいろな程度に水和酸化状態で着色され、暗赤褐色、橙、黄褐色、淡黄色を呈する。径0.2~0.5mm程度の微小な粒団が認められ、その間に屈曲の多い孔隙が発達している。粗大な孔隙の周辺は、多少とも淡色化し、一部はゼラチン状に変化している。暗赤褐色部には、屈曲・分岐の多い細孔隙が分布し、黄色～黄褐色の粘土被膜も随所にみられる。これらの隙隙は、直交ニコル下で強い複屈折を示し、赤黄色～黄褐色を呈する。また、粒団壁に沿って年輪状の縞模様を呈し、あるいは貝殻を重ねたような構造を示す。孔隙部分は、乳白色を呈し、バンド状に消光する物質で充填されている。淡色部にも複屈折を示す部分が認められるが直交ニコル下で白色を呈し、層状構造が不明瞭になっている。淡色化部の一部は直交ニコル下で消光する。
- ③ ④ 細粒質褐色土性疑似グライ土C_g層(古赤色土B層)
(内部排水=やや不良、構造=発達中程度の中～大亜角塊状構造)
暗赤褐色の粒団と孔隙及びその周辺の淡色化した部分の対照が顕著である。淡色化部は孔隙周辺部から、小囊状に粒団間に侵入し、暗赤褐色部に漸移する。孔隙部には腐朽細根と思われる黒色の沈積物が認められる。偏光下では、淡色部はほぼ完全に消光し、マトリックスの固有の構造が失われたことを示している。酸化鉄の濃集によって暗赤褐色を呈する部分は0.5mm内外の微小粒団を形成しているように見え、粒団周辺部は多少とも淡色化している。偏光下では、暗赤褐色部の粒状構造がより明瞭に観察され、表面に沿った粘土被膜、粒団内部の小孔隙を充填して同心円状に配置した被膜が認められる。粒団内部には斑紋状や貝殻状に累層した構造も認められ、プラズマと一次粒子が複雑に入り組んだ構造を示唆している。
- ⑤ ⑥ 細粒質疑似グライ土B_g層
(内部排水=不良、構造=発達中程度の中角柱状構造、乾くと中角塊状に割れる)
全体に淡黄色ないし淡黄褐色を呈し、色調のコントラストが低い。孔隙は少なく、直線的で、その壁面に沿ってゼラチン状の被膜が形成されている。基質は、全体に散在し、随所にシルトサイズの一次粒子を含む。孔隙に沿って、褐色味の強い部分が連続しているが、コントラストは低い。直交ニコル下では、ゼラチン状の部分は完全に消光し、一定の粒子配列をもたないことを示している。褐色味の強い部分は、弱い複屈折を示し、直交ニコル下で掃目状に連続しているが、輪かくが不鮮明である。写真1・2で認められた環状(半環状)又は貝殻状の構造はみられない。輪かくの明瞭な粒子は、ほとんどが一次粒子とみられる。比較的粗な孔隙の一部は、直交ニコル下で乳白色を呈し、バンド状に消光する粘土物質で充填されている。
- ⑦ ⑧ 細粒質グライ台地土CG層
(内部排水=きわめて不良、構造=泥状(カベ状)構造)
写真3同様、淡色でコントラストが低い。①細孔隙に平行した流理状ないし、縞状の構造が発達している。②径0.1mm以下の細かい粒状の構造単位が識別できる。③暗赤褐色、赤紫色の斑紋や縞模様が散在するなどの特徴も認められる。孔隙は概して屈曲が少ないが、流理状の構造をなす部分には、細孔隙が複雑に走っている。直交ニコル下では、流理状～縞状構造をなす部分が強い複屈折を示し、部分的には多色性も認められる。それ以外の基質は、直交ニコル下で、まだらに消光し、複雑な内部構造をもつことを示唆している。やや粗な孔隙には、直交ニコル下で、縞状に消光する乳白色の充填物がみられる。なお、いわゆる鉄斑は、根周辺部にみられ、コントラストが高い暗赤～赤褐色の点状又は管状を呈し、この写真にみられるものとは形態・色・コントラストいずれも異なる。

岸の台地～丘陵地にみられたハイドロソックス構成メンバから作成した薄片の顕微鏡写真である。観察結果の概要は、写真説明にまとめておいた。

すなわち、赤色風化殻に由来する酸性褐色森林土B層の粒団は、概して多孔質で、複雑な基質構造をもつ。また、水和酸化物によって褐色～黒褐色に着色している。これに対して、疑似グライ土Bg層の粒団は、均一かつ密に集合した構造をもち、水和酸化物による着色は弱い。粒団間の孔隙は、屈曲が少なく、しばしば・厚い配向粘土被膜で充填されている。また、写真5・6にその1例を示したように、赤色風化殻に由来する試料でも、停滞水による湿潤化の影響を受けた部分では、基質構造の一部が壊されて、[〃]泥状化[〃]していき、この泥状化が淡色化を伴っていることは、水和酸化鉄ゲルの接着あるいは架橋作用が、複雑な内部構造を形成するうえで重要なことを示している。また、この淡色化は、泥状化の過程がゲル状鉄化合物の損失または局所的な濃集を伴うことを示しており、一度泥状化した構造は、単なる乾燥によってはもとに戻らないことを示唆している。さらに、台地グライ土の微細構造(写真7・8)は、泥状構造が必ずしも無構造ではないことを示している。

重粘土の化学的、鉱物学的性質
概説をはじめ多くの調査報告においても、重粘土に強酸性を呈するものが多いことが確かめら

れている。図8は、土壌 pH (注7)の散布図である。pH (H₂O)は4～6、pH (KCl)は3～4.5の範囲に分布し、pHは負で、その絶対値は最大2.2pH単位という大きな値になっている。とくに、疑似グライ土やグライ台地土の下層土に pHの大きい例が多い。これは、これらの下層土では、結晶性粘土鉱物に由来する強酸の交換基が交換複体の負荷電の主成分をなすことを示している。このことは、KCl酸度(注8)を横軸に、交換性水素(注9)を縦軸にとって描いた散布図(図9)により明瞭である。測点は広い範囲に散布しているが、火山灰土と重粘土の下層土(腐植含有率<2%)は、対称的な分布傾向を示している。すなわち、重粘土の測点は、交換性水素が比較的少なく、横軸に沿って広く分布するのに対し、火山灰土のそれは、縦軸に沿って分布している。腐植含有率の高い重粘土A～B層の測点は、両者の中間に散在する。

重粘土の CEC (注9参照)は、B～CG層で15～30me/100g、A～AB層では30～50me/100gの範囲にある例が多いが、腐植含有率主成分粘土鉱物の種類と量によって変化する。図10は、図3に示した天塩川沿岸の台地～丘陵地のハイドロソックス構成メンバの CEC および塩基状態であるが、この図にみるように、CECのうち、交換性の塩基性陽イオンによって占められる割合(塩基飽和度)、交換性陽イオンの内訳は、土壌の種類、層位により大幅に変動する。

この図にみられる塩基状態の特徴は、段丘垂系の重粘土に共通するものとして良く、a)生物学的循環による表層部へのカルシウムの富化、b)A-B層の塩基溶脱、c)溶脱塩基の難透水層上部への集積、d)これらに関する母材の塩基状態と堆積環境、などによって形造られるものと考えられる。丘陵垂系の重粘土では、難透水層を欠くため、上記c)による交換性塩基の集積はみられないのが普通である。

リン酸吸収係数は、土壌のリン固定力を示す指標として重要な性質である。重粘土のリン酸吸収係数は、腐植の影響が大きいA～AB層を除けば、800～1200 mg P₂O₅/100 g 乾土程度のもものが多く、一般に低い。これは、リン酸固定において、主要な役割を果す非晶質コロイド成分に乏しいことが原因である。蔞酸 蔞酸アンモニウム溶液(Tamm 試薬)可溶成分量は、非晶質コロイド成分の量を示す指標としてよく用いられるが、重粘土、とくに疑似グライ土や停滞水グライ土では、その含有率はきわめて低い(2～3%あるいはそれ以下)のが普通である。ただし、洪積世火山灰の影響を受けた一部の酸性褐色森林土や赤色風化殻に由来する土壤には、この含有率が5～6%に達するものがあり、丘陵垂系のポドゾル性土B(t)ir層にも、同程度の含有率を示すものが認められる。これらのなかには、やや高いリン酸吸収係数を示すものが認められるが、それでも1500～1600mgP₂O₅/100g程度で、2000mg P₂O₅ /100gを超えることは

図6 - 重粘土の保水指数Wと固相率の関係

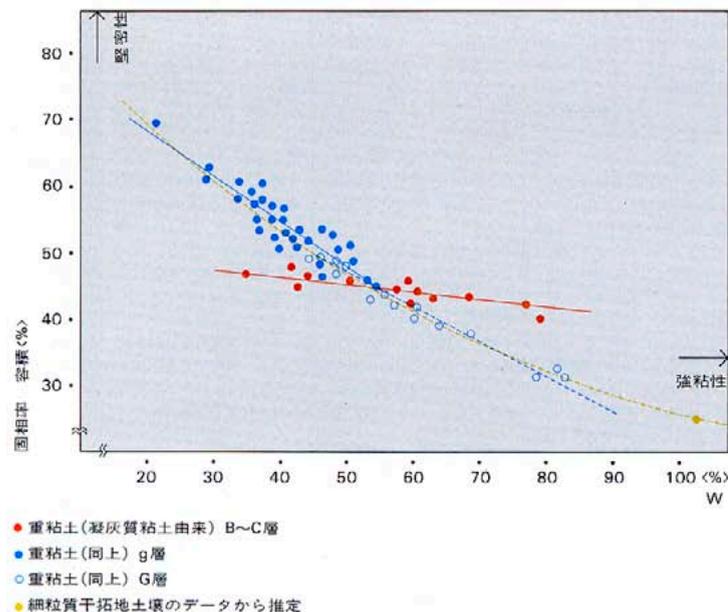
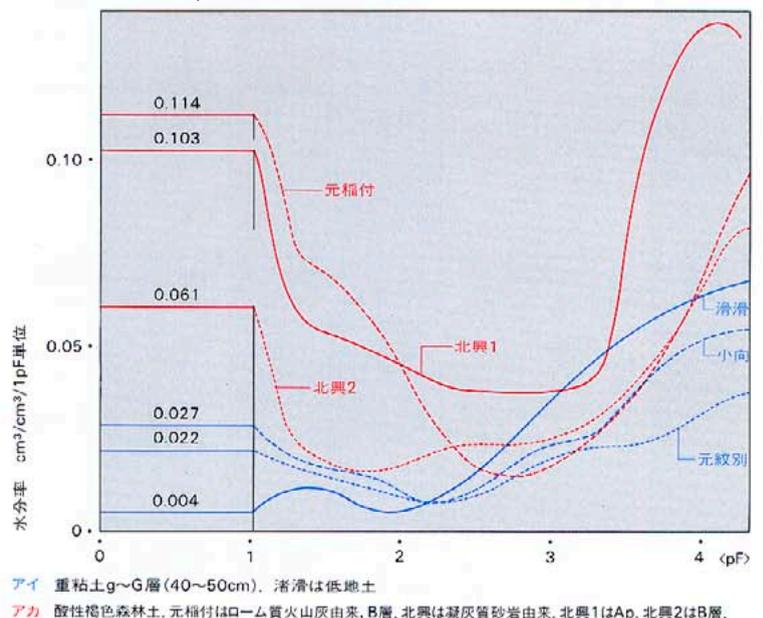


図7 - 細粒質土壌のpF - 水分分布曲線



注7 = 試料：浸出液(H₂O, 1NKCl)比 = 1 : 2.5の懸濁液を用いて測定する。pH(KCl) - pH(H₂O)をPHで表わす。PHは交換複合体の荷電特性に関する定性的指標。
 注8 = 1NKCl溶液を用いるの反覆抽出によって測定される酸の量。大工原酸度又は交換酸度とも呼ばれる。

Y₁は第1回目に抽出される量でこれを代用したもの。
 注9：交換性水素 = 醋酸アンモニウム(1N, pH = 7.0)溶液によって抽出される酸物質の量、土壤の陽イオン交換基の総量を陽イオン交換容量CECとすると、CEC - (交換性カルシウム + マグネシウム + カリウム + ナトリウム) = 交換性水素

まずないといつてよい。

以上の結果は、重粘土の理化学性が、主成分をなす結晶性粘土鉱物の性質・量と密接な関係にあることを示唆している。重粘土の粘土鉱物組成についての調査結果は、おおよそ次のようにまとめることができる。

- a) 粘土鉱物の主体は、1:1, 2:1型結晶性粘土鉱物で、非晶質ないし低結晶質成分は少ない。
- b) 1:1型鉱物としては、カオリナイト、メタハロイサイト、加水ハロイサイトなどが認められているが、これらが主成分鉱物である例は、当初考えられていたほど多くない。
- c) 2:1型鉱物としては、モンモリロナイト、バーミキュライト、層間にアルミニウム水和酸化物をもつもの、イライト(加水雲母)、カオリン鉱物とイライト、イライトと14 鉱物の不規則混合層鉱物をなすものなどが認められる。
- d) 一部、蛇紋岩地帯には蛇紋石鉱物を主成分鉱物とする重粘土も認められる。
- e) 一般に、これらの粘土鉱物組成は、母岩(母材)に由来するものと考えられ、それぞれの重粘土に特有な粘土鉱物相を形成するにはいたっていない。

重粘土の腐植蓄積量は、乾湿によって大幅に変化する。北海道北部の自成土壌では、腐植の下方への溶脱が顕著で、やや厚いA B層あるいは明瞭な腐植 粘土質被膜をもつ土壌が多い。これに対し、半水成土壌、とくに疑似グライ土はA層下部で腐植含量が急減し、厚い漸移層が発

達しないことが多い。暗色表層疑似グライ土、グライ台地土、泥炭質表層のグライ台地土などにみられる腐植含有率の高い、厚い表層は、有機物の下層への混入というよりは、植物遺体の集積、周辺からの泥土の洗いこみ、火山灰の混入などによって、次第に厚くなってきたと考えられるケースが多い。

表層部の窒素集積量にも同様の傾向がみられるが、過湿地ほど、炭素含有率に比べて窒素含有率が低い傾向にあり、C/N比は乾燥から過湿にむかって増大する傾向を示す。

重粘土の生成

以上、断面形態、理化学性の検討結果から、重粘土の生成には、細粒質な母材、湿潤ないし亜湿潤な水分条件、両者の相互作用が重要な要因となっていることがうかがわれる。

細粒質な母材と土壌生成過程での粘土富化
 細粒質な母材の成因としては、a) 細粒質な母岩、b) 再堆積過程での粒径淘汰、c) 土壌生成過程における粘土富化が考えられる。

a) としては、新第三系の半固結堆積岩に由来する残積性風化殻あるいはソリフラクションによって表層移動した粘土質の斜面堆積物があり、丘陵系重粘土の主母材となっている。また、北海道北部の沿岸地域では、湖沼や内湾的な環境で、b) による細粒質な物質が堆積し、その後地盤の隆起あるいは海水準の低下によって台地が形成されたために、その表層が細粒質な堆積物に覆われたところが多い。これが段丘

図10 - 士別市北部天塩川沿岸台地～丘陵地のハイドロシークエンス構成メンバのCECおよび塩基状態(地点1～4は図3参照)

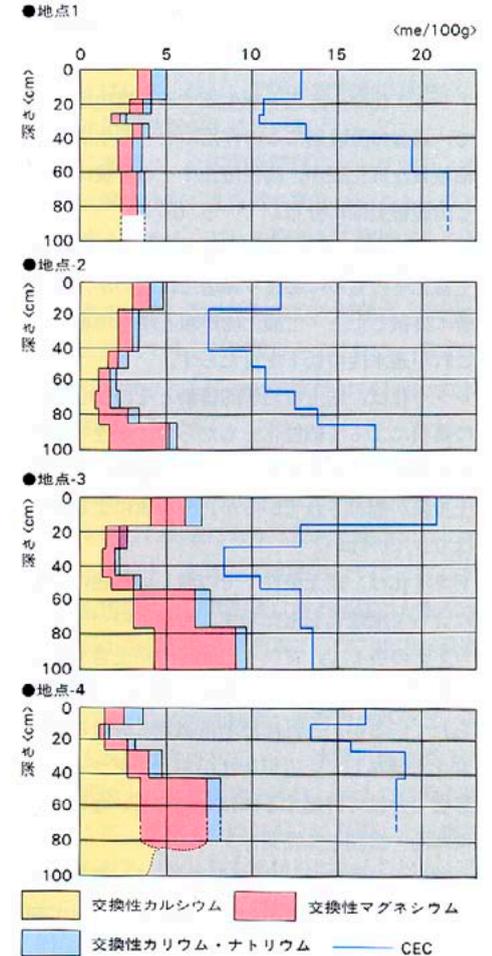


図8 - 火山灰土壌と重粘土のpH(H₂O)とpH(KCl)散布図の比較

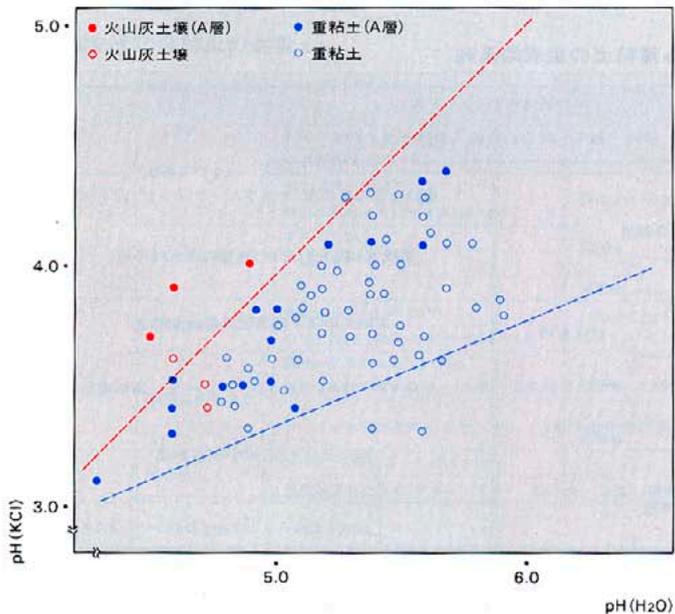
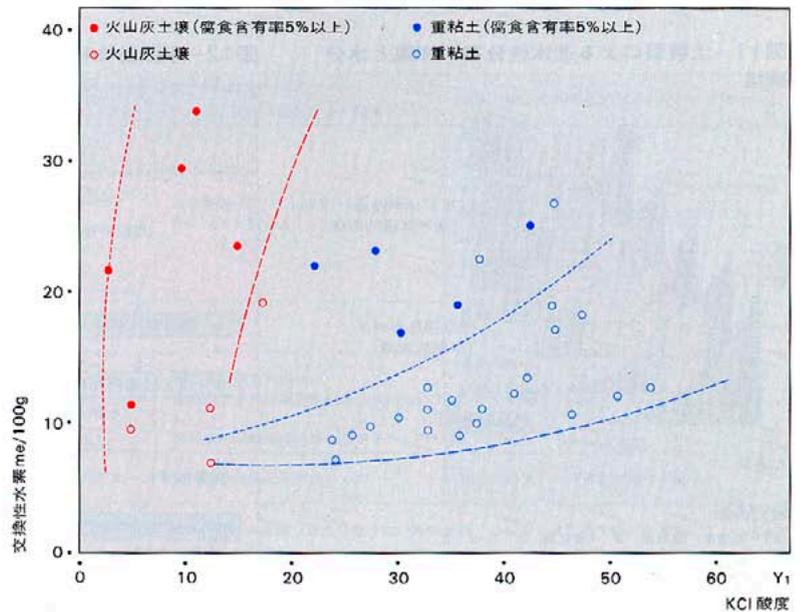


図9 - 火山灰土壌と重粘土のKCl酸度と交換性水素散布図の比較



亜系重粘土の主母材となっている。

c)は、土壤生成作用の性質と進み具合によって、その現われかたが異なるが、アリット化、ポドゾル化、レシベ化、グライ化などが重要である。

アリット化は、赤色土を生成する土壤生成作用で、過去の温暖期にこの作用によって生成した細粒質な風化殻が、高位段丘やその背後に広がる山麓緩斜面に分布している(図3)。

ポドゾル化は、図1,表1に例示したように、粘土富化そのものはあまり顕著ではないが、B_{hir}層に集積した三・二酸化物が粗孔隙を埋積し、これが透水性の低下をもたらす。

レシベ化は、粘土の物理的移動とそのB_t層への集積によって細粒化をもたらす。湿性の酸性褐色森林土や疑似グライ土にその証拠となる粘土被膜が観察されているが、分析値による確認はできていない。

グライ化は、還元条件下での激しい鉄物の分解によって細粒化をもたらす。台地上のハイドロカタナの多くで、グライ台地土の粘土含有率が疑似グライ土のそれより格段に高いことが認められているが、これには堆積過程における層相変化も関与している可能性があり、グライ化の影響を分けて評価するにはいたっていない。

寒・湿潤な気候条件

土壤の水分状態は、a)気候条件、b)微地形条件、c)表層および基盤地層の透水性によって変化する。

北海道は、その大部分が寒・湿潤な冷温帯北部の気候帯に属し、年平均値でみるかぎり、全

域で降水量が蒸発散量より多い状態にある。

しかし、その季節変化をみると、晩春～夏(4～7月)にかけては、降水量が蒸発散量より少ない期間があり、この間土壤はかなり乾燥して、非洗滌の条件におかれる。この乾燥は、オホーツク海沿岸地域、とくにその中南部で著しい。このように気候的な水収支からみると、北海道の大部分は初夏に短い乾期をもつ周期的洗滌型の水分状態におかれている。丘陵地や台地の自成一帯(成帯性土壤)であるポドゾル性土や酸性褐色森林土は、ほぼ上記の気候条件に対応して生成する。とくに乾期の短い日本海側の地域では、塩基や三・二酸化物の溶脱が著しい。

微地形と基層の透水性

一方、ハイドロシークエンスの形成、各構成メンバの分布は、すでにみたように、微地形と基層の透水性によってより強く支配される。重粘土の多くは、下層のあまり深くない位置に難透水性の土層をもっている(図11)。丘陵地のポドゾル性土や酸性褐色森林土では、B層が難透水性化しているが、多くの台地の重粘土は、深さ70～120cm付近に難透水層をもっている。これが雨水のスムーズな浸透を阻害する。したがって、地表面排水のよくない、台地上の平地や窪地には、難透水層によって浸透を阻止された水が停滞する。この停滞水の量は、地表付近にあること、集水面積が小さいこと、その一部が浸透水として徐々に排水されていくことなどのために、気候的な乾・湿の影響を受けやすく6～7月の乾燥期後半になると、ほとんど涸渇してしまう。疑似グライ土はこのような部分に発達

し、グライ台地土は停滞水が年間を通じて存在する部分に生成する。

疑似グライ土のB～B_g層は、乾燥期にはかなり乾燥して、堅密になるとともに、大きな亀裂を生成し、高い浸入能を示すようになる。したがって、秋から初冬にかけては、その表層部は強く溶脱される。疑似グライ土の一部に、ポドゾル化の傾向の強いものが認められるのは、このような事情による。また、疑似グライ土の腐植集積量が、褐色森林土より少ないものから暗色表層のものまで、広い範囲に及んでいるのも、その水分状況と密接な関係にある。

難透水性の基層の生成

このように、台地上の重粘土の生成において、基層(70～120cm付近)の透水性は、きわめて重要である。この部分は、通常、C_g層として記載され、きわめて緻密・堅硬である。自然状態では、無構造のようにみえるが、乾くと厚い板状または大きな塊状に割れ目が入り、構造面には粘土被膜が良く発達している。3節で指摘したように、細粒質土の緻密化には、泥状化と脱水・圧密が不可欠である。丘陵地のシルト岩に由来する土壤の生成的系列(図12)にもこのことは明らかである。凍結・融解と表層移動による泥状化を受けた再積性の母材は、基層の透水性が低下しており、疑似グライ土の生成にむかやすい。他方、残積性風化殻では基層の透水性が良かったため、レシベ化やポドゾル化が先行してB層の透水性が低下し、漸次湿潤化していく。

重粘土の分類

はじめに指摘したように、重粘土は物理的屬性

図11 - 土壤型による透水性分布の相違と水分環境

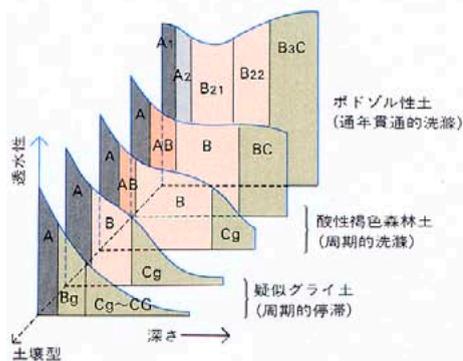
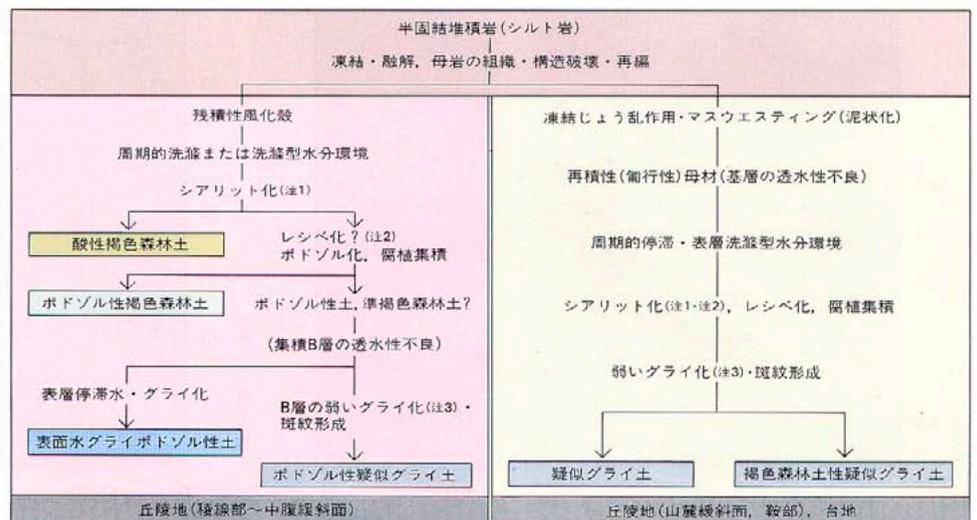


図12の注
注1=原塩基、鉄放出、2:1型鉱物、2:1-2:2
注2=細粘土の移動、表層部のスメクタイト化、鉄・アルミニウムの移動、アルミニウムの層間へのとりこみ、ササ積生下の腐植集積
注3=A2g~Bg層からの鉄の還元溶脱、Bg~Cg層での斑紋形成

図12 - 半固結堆積岩に由来する重粘土の生成的系列



注10=第2次案のグライ台地土にほぼ相当する。
 注11=第2次案では酸性褐色森林土の一部に含まれるとした。ポドゾルへの移行型。
 注12=第2次案の暗赤色土の大部分を含む。
 注13=概説の附図の1つ(1/1,000,000)。

注14=クロボクに近い意味。リン酸に欠乏した厚い(>30cm)暗色の表層をもつ土壌。火山灰の影響を受けたものが多いが、ろ質なる表現は、過湿地の黒色の土壌にも用いられた。

によって経験的に識別されてきた。したがって、生成的特徴に基づいた自然分類の体系にこれを位置づけようとする、いくつかの分類単位にまたがってくるのはある程度当然のことである。重粘地グループ(1967)は、前項で要約した生成的特徴を考慮しつつ、土壌型を基本単位とする自然分類体系に重粘土を位置づけようとした。その結果、重粘土が疑似グライ土、停滞水グライ土(注10)の全部と腐植質ポドゾル性土(注11)、酸性褐色森林土(注12)の一部を含むこと、このうち疑似グライ土が重粘土の特徴を最もよく具備することを明らかにした。その後、北海道土壌分類委員会によって、第2次案が提示されたが、ここでは重粘土の分類上の位置については、あまり触れられなかった。そこで、表4では、重粘地グループの分類を媒介にして、第2次案における重粘土の位置づけを試みた。なお、表4には特殊土壌分布概略図(注13)の図示単位との対比も付記してある。この概略図では、重粘土地帯は、a)重粘土、b)重粘土酸性、c)重粘土酸性ろ土(注14)、d)重粘土酸性ろ土過湿、e)重粘土酸性過湿、f)重粘土過湿の6地帯に細分して図示されている。この過湿という表現に疑似グライ土またはそれより湿潤な条件を、ろ土という表現に暗色表層を対応させれば、おおむね表4のように対比できよう。この結果は、重粘土が疑似グライ土、グライ台地土を主とし、酸性褐色森林土、暗赤色土の一部にまたがることを示している。その一部が重粘土の範疇に含まれるものについては、重粘地グループが提案したように、母材による土壌属

によって重粘土とそうでないものを区別することができよう(表4参照)。第2次案では、土性・鉱物組成ファミリーのような、より低位の分類で区別することになる。また、特殊土壌分布概略図において、重粘土は、事実上、火山灰土・泥炭土・低地土でない農牧適地のほとんどにまたがるように示されており、その総面積は50余万 ha におよんでいる。その後の北海道開発局の集計によっても、石狩・空知・上川・後志・網走・宗谷・留萌・十勝の8支庁管内で約44万 ha をかぞえる。これらの重粘土地帯は、気候条件が劣悪な道北地方に主として分布し、普通畑として開発された。しかし、機械力をほとんど装備しなかった初期の開拓民にとって、開墾、耕起・碎土に大きな労力を要する重粘土は、営農のあらゆる面で大きな負担を強いるものであった。軽い土質からなる火山灰地が、化学的にいろいろな問題をもちながらも、根釧地域を除いて、比較的早くに経営の安定をみたのに対し、道北の重粘土地帯における畑作農業の安定は、結局第二次大戦後の機械化農業の成立まで待たなければならなかった。これは、機械力が貧弱な中小開拓農民にとって、重い土が化学性のよくない軽い土以上に扱にくい存在であったことをよく示している。これに対して、稲作が可能になった道央～道南地方では、重粘地の分布面積はかなり大きかったにもかかわらず、これを水田として利用することによって、困難をかなり軽減することができた。実際、水利が改善された昭和30

～40年代には、この地域の台地帯に造田ブームが起った。時が移って、道北地域の草地化が進み、道央・道南の水田地帯には水田減反の嵐が吹き荒れている。もはや貧弱な機械力に泣くことはなくなったとはいえ、新しい問題が重粘地の草地で、また水田転換畑で生じている。とくに後者は、全国的な問題になっており、重粘な土壌の分布が北海道に限らないことを改めて示すとともに、これを畑として利用することのむずかしさが、いろいろな面から浮彫りにされてきている。重粘地転換畑の問題は、作土が重く、耕転・碎土が困難であるという、重粘土本来の性質とともに水分特性やその不均一な分布と関連している。冒頭にも指摘したように、重粘な転換畑にまつわる問題は、伝統的な重粘土の概念に新しいものをもちこむ契機にもなった。北海道では、いわゆる重粘土に低地土が含まれないことは、最初にも指摘した。北海道以外の地域にも重粘な土壌がかなり広く分布することは、地力保全基本調査でも明らかにされているが、「重粘な転換畑」というような場合、北海道以外では、低地土もかなり含まれている。事実、細粒質なグライ低地土、灰色低地土には、図7の渚滑の例のように、重粘土の性質をよく具備した土壌が認められる。これらを重粘土に含めるべきか否かについては、本稿では論及をさけたが、実際的な立場からだけで考えれば、低地土を一括して除外する理由はあまりなさそうに思える。今後の問題である。

表4 - 重粘土の分類上の位置(注1)

北海道の農牧適地土壌分類第2次案改訂版(注2)			重粘地グループによる北海道北部の土壌分類(注3)			特殊土壌分布概略図の図示単位との関係
大分類	中分類	小分類	亜型のための修飾語	土壌型	重粘土の範囲に含まれる土壌属	
疑似グライ土	疑似グライ土	疑似グライ土	疑似グライ性	疑似グライ土	土壌亜型(または土壌型)に属するものすべてが重粘土	重粘土過湿、重粘土酸性過湿
		暗色表層疑似グライ土		酸性褐色森林土		重粘土酸性ろ土過湿
		褐色森林土性疑似グライ土		酸性褐色森林土		重粘土過湿、重粘土酸性過湿または重粘土酸性
	暗色表層褐色森林土性疑似グライ土	酸性褐色森林土	重粘土酸性ろ土過湿または重粘土酸性ろ土			
グライ台地土	グライ台地土	(正常)	停滞水グライ土	重粘土酸性過湿、重粘土過湿		
	暗色表層グライ台地土	泥炭質	(停滞水)グライ土	重粘土酸性ろ土過湿		
褐色森林土	褐色森林土	褐色森林土(丘陵・丘地)	(正常)	———— (注4)	細粒質半固結地積物 細粒質半固結地積物風化殻由来のもの 細粒質半固結地積物風化殻由来のもの	重粘土
		暗色表層褐色森林土(丘陵・台地)(注5)		———— (注4)		重粘土酸性
	酸性褐色森林土(丘陵・台地)	酸性褐色森林土	重粘土酸性ろ土			
	暗色表層酸性褐色森林土(丘陵・台地)	酸性褐色森林土	重粘土酸性			
酸性褐色森林土	ポドゾル性褐色森林土(丘陵)(注6)	ポドゾル性	ポドゾル性土	重粘土酸性		
	腐植質	腐植質	ポドゾル性土	重粘土酸性		
赤黄色土	暗赤色土	暗赤色土(貧塩基、丘陵・台地)	(正常)	酸性褐色森林土	細粒質赤色風化殻由来のもの	重粘土酸性、一部重粘土酸性ろ土
		暗色表層暗赤色土(貧塩基、丘陵)		酸性褐色森林土		重粘土酸性、一部重粘土酸性ろ土

注1=重粘地グループの分類を基礎にした横割の対比。
 注2=原案;北海道土壌分類委員会(1979)。北海道土壌図・農牧地及び農牧適地、1/600,000で一部改訂。
 注3=青藤(1979)のまとめによる。
 注4=重粘地グループの調査は北海道北部に限られたため記載されなかった。

注5=第2次案の「火山灰表層」は改定版では「暗色表層」に統合。改訂版では、記号“V”によって火山灰表層を表示している。
 注6=改訂版で新設。細粒質半固結地積物(シルト)残積性風化殻由来する丘陵地の土壌。改訂版のポドゾルは砂丘砂に由来するものに限定。

泥炭土

梅田安治 = 北海道大学農学部助教授

はじめに

泥炭とは、植物の残遺体を多く含有する土のようなものでもいうべきであろうか、特殊土と呼ばれるものにふさわしいものである。植物を主構成成分とするので、地域性が極めて強い。その定義・分類も多岐にわたっているが、一般的には、枯死した植物の生化学的分解が十分に行われないまま生成した有機質土で、肉眼で容易に識別できるような植物繊維を含むものをいう。有機物の含有量に関しては多くの規定が試みられているが、わが国では、北海道農業試験場がドイツに範をとって定めた有機物50%以上を泥炭と呼ぶ方式が広く用いられている。この方式では、有機物含有量50~20%を垂泥炭と呼ぶことになっているが、近年はこの用語はあまり用いられていない。なお土質工学関係では、有機物含有量20%以上をピートとすることもある。排水後も泥炭が地表面に20cm以上あるところを泥炭地と呼ぶが、この泥炭地は一般に、高位泥炭地（Hochmoor）、中間泥炭地（Übergar-gsmoor）、低位泥炭地（Niedermoor）に細分される。これは生成過程による分類で、それぞれを構成する泥炭は、高位泥炭、中間泥炭、低位泥炭と呼ばれる。

泥炭地の生成と分布

北海道では、山地の平坦部を除けば、泥炭地の

大部分は沖積平野に集中している。その代表的なものが、サロベツ泥炭地、石狩泥炭地、釧路泥炭地である（図1 A~C）。いま、泥炭地の生成過程（生成機構）を模式的に考えると次のようになるであろう。

周辺の比較的浅い沼があるとき、水辺にはヨシ、ガマ、スゲなどが繁茂する。夏期に生育したこれらの植物は秋には枯死凋落して水中に沈積し、水中の土砂も交じって水深を減じていくことになる。このように周辺から順次陸化していき、遂に湖沼全域が植物の残遺体で埋めつくされるようになる。このようにしてできたのが低位泥炭地である。

ヨシ、スゲなどの残遺体が堆積して地盤が高くなると植生は変化して、ハンノキ、ヤナギなどの小灌木も混交するようになる。これらの枝葉も漸次堆積していくことによって下からの水分の供給が少なくなり、植生の主体はワタスゲ、ヌマガヤに変わる。またヤマドリゼンマイ、ヤチヤナギなども交じえるがこの時期に生成したものが中間泥炭地である。このときに過渡森林が生ずるともいわれているが、わが国ではこれに相当するものは見られない。

さらに地盤が高くなり、河川氾濫の影響が少なくなると鉱質養分の不足をきたし、下方からの水分供給はさらに不十分となり、植物は雨水に

のみ頼ることになる。このような状態ではミズゴケ類が主として生育し、それにツルコケモモ、ホロムイヌゲなどを交じえることになる。ここに生成されるのが高位泥炭地である。

泥炭地のいずれもがこのように順序よく生成しているわけではなく、環境条件の変化によっては逆行した発達過程を示すこともある。わが国では構成植物をみることによって、高位泥炭、中間泥炭、低位泥炭と分類するのが一般的で、資料の蓄積も多い。また、わが国は気象変化の著しいこと、河川氾濫の多いこと、火山灰混入のあることなどから構成植物が多種にわたることが多い。

図2は、泥炭地の生成過程について、水分供給が停滞状態か流動状態か、泥炭が水中で堆積していく陸化型か、あるいは地下水位上または地表面上で堆積する湿地化型か、という観点からとらえた模式図である。一般的にみるならば、水中堆積で泥炭の生成が開始される場合が多い。このさい、見かけ上は停滞状態であってもそれは地表流水であり、富栄養状態である。それが発達するに伴い水深が浅くなり、水の流動も遞減し、さらには水面以上に発達、また周辺部へ拡大発達するようになる、こうして、湿地化による泥炭地の生成発達をみるようになる。この過程の各状態の経過履歴が、その泥炭地の特性

図1-A - サロベツ泥炭地

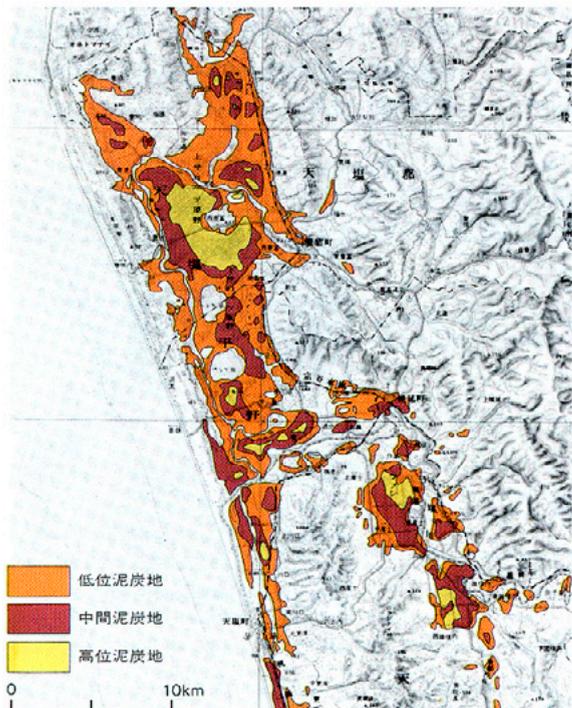


図1-B - 石狩泥炭地

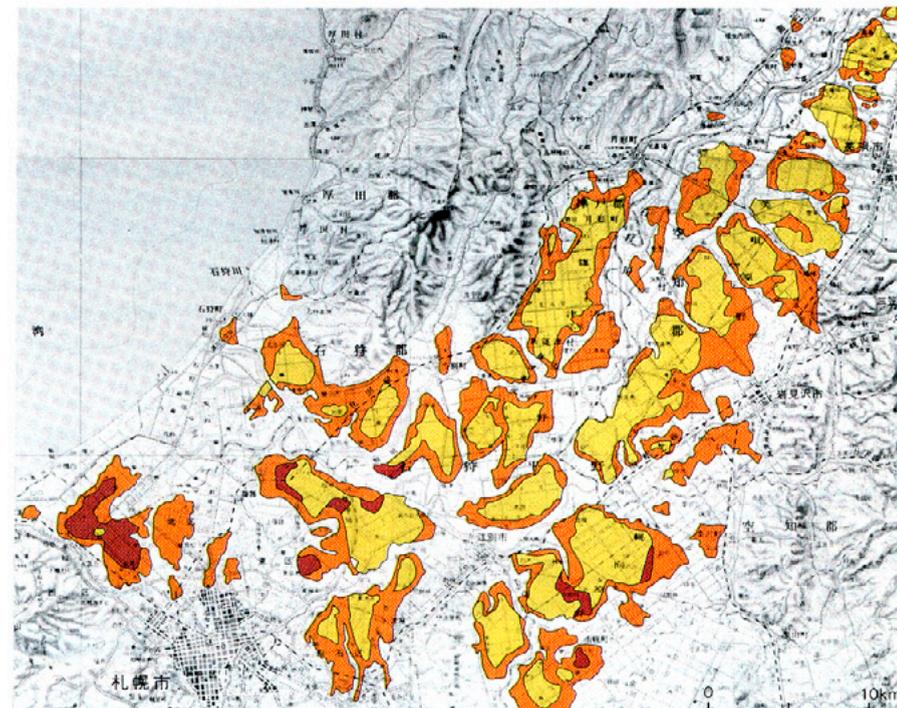


図2 - 泥炭地の形成過程

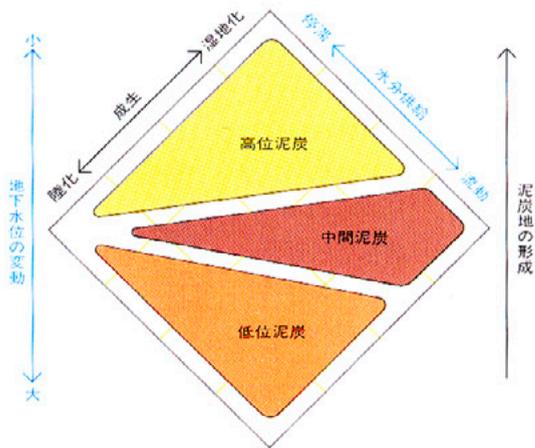


図3 - 泥炭構成植物の生育ゾーン

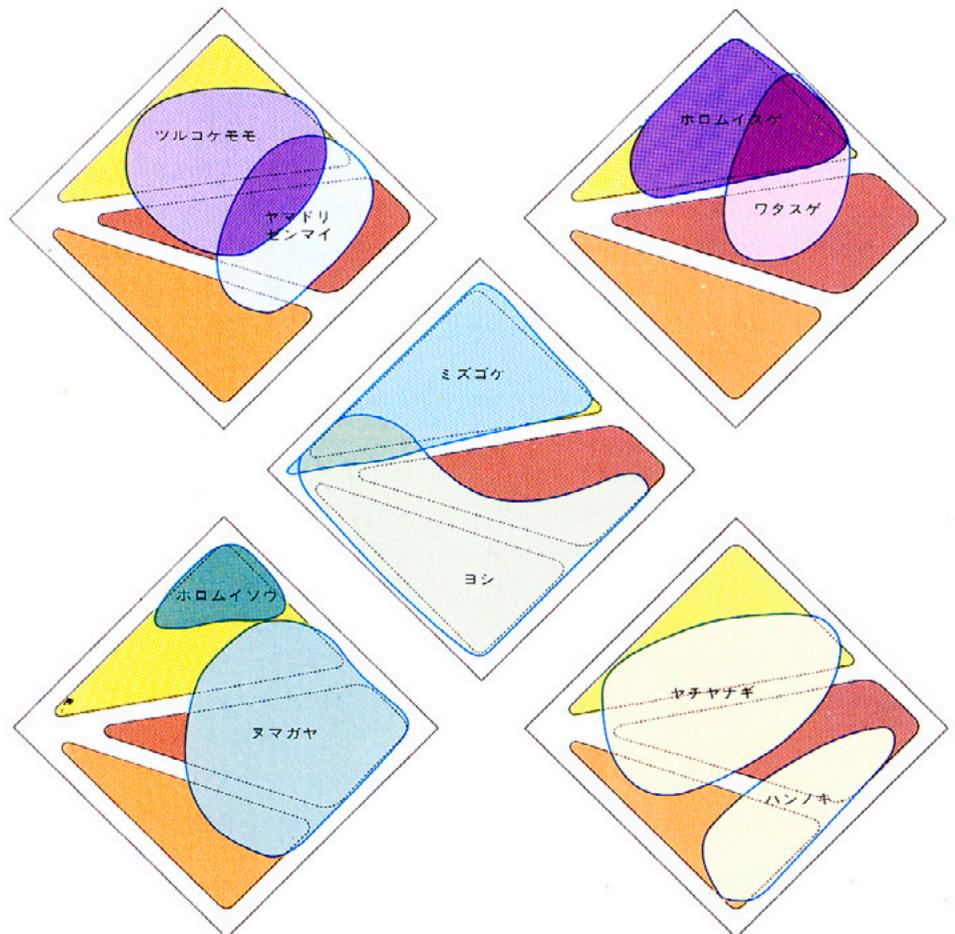


図4 - 泥炭の主なる構成植物

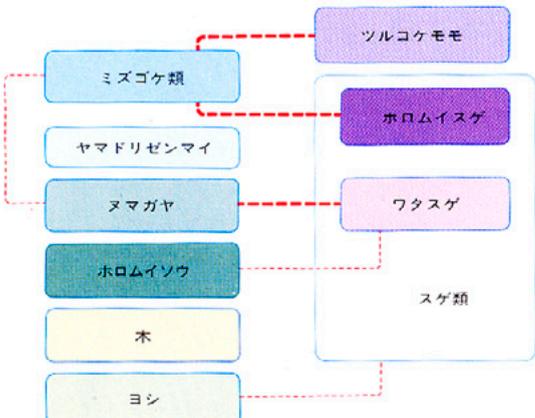


図1・C - 釧路泥炭地

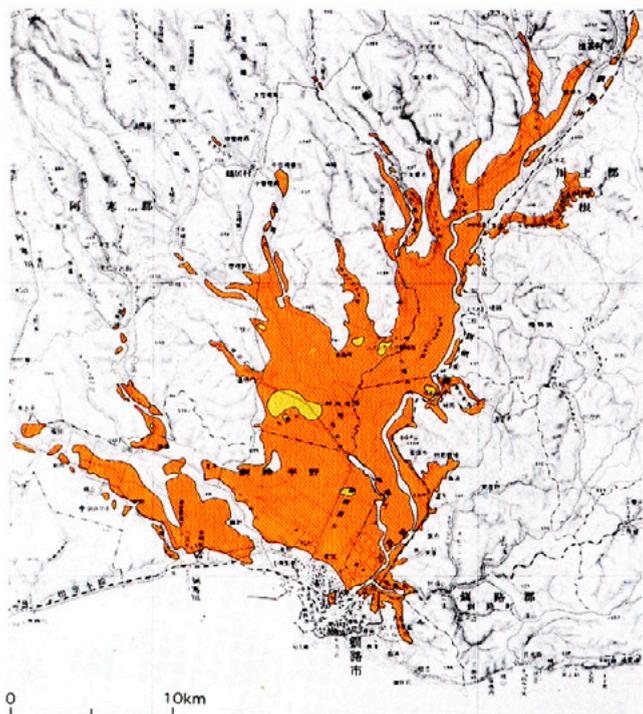
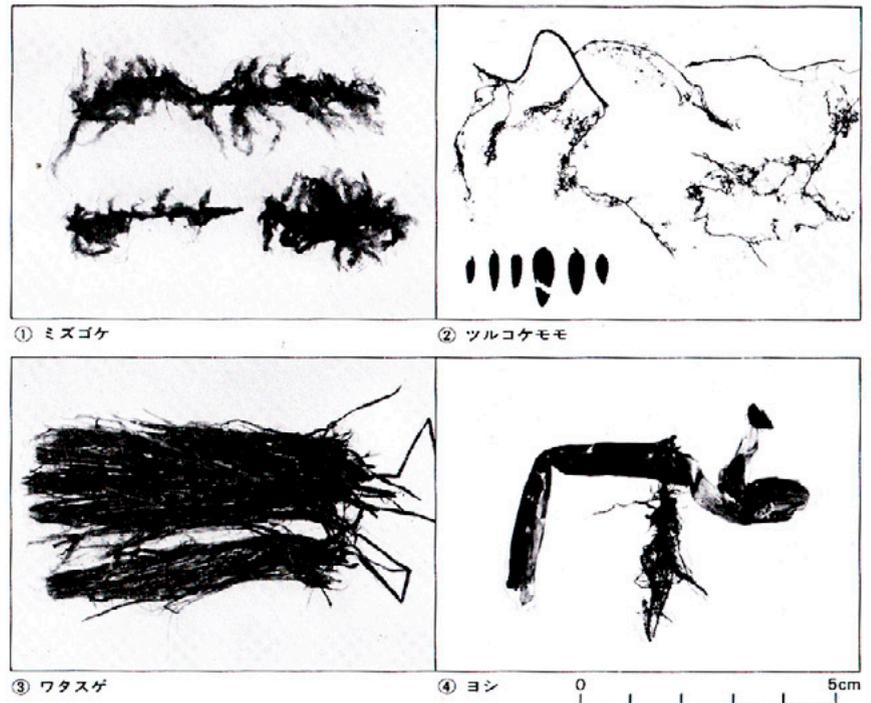


写真 - 汚炭の構成植物



を示すことになる。経過履歴は、泥炭層の構成植物や周辺地形などから知ることができる。図3は、泥炭構成植物の生育ゾーンを図2の泥炭生成分類図上にあらわしたものである。

泥炭の構成植物

泥炭地には多くの植物が生育するが、構成植物として残り、その中でも泥炭の各種特性に関係するものとなると数種類に限られるとみてよい。それらの関係をみたのが図4である。これらの構成植物の代表的な識別特徴を挙げると次のようになる（以下前ページ写真参照）。

ミズゴケ類

全体が泥炭となる。もともと軟弱な植物体であるから、分解によって形状が損われてゆくのも比較的速い。分解が進まないものは黄褐色で圧縮されているが、これは生育中に近い形で識別される。分解が進むにつれて色調は暗褐色となり、茎と枝葉は分離してしまう。さらに分解が進むと、茎は芯が細い切れやすい繊維となり、全体的に暗褐色の味噌状になっていく。

ツルコケモモ

長く横にはった針金状の茎と、小さな葉、ヒゲ根からなっており、茎が主に泥炭の中に残る。茎は径1～1.5mm程度、太さの均一な直線状の黒い針金のように見え、これがからみあっている。上下方向にも連なり、三次元の網目状に泥炭中に入っている。ときどき未分解の葉がみられることもある。分解がすすむと茎は次第に柔軟性を失い、もろく、折れやすくなる。

ワタスゲ

植物体の地上部は分解消失し、葉鞘と根が泥炭となって残る。葉鞘部は非常に多数が密に束となってしっかりした株をつくっている。分解がすすむと、鞘の束は繊維状になり、平行する多量の赤褐色の繊維の束となる。根は径1～2mmで、分解が進むと褐色の表皮のみが残り、扁平につぶされ屈曲して折りたたまれたようにみえる。

ヨシ（アシ）

長く続く地下茎が残存する。ヨシの根は、条件によっては地下2mにも達するといわれており、ヨシの地下茎の周囲の泥炭化した植物遺体は必ずしも同時代に生育したものと限らない。地下茎は、生育中は太い肉厚の黄白色の管状である。泥炭化すると次第に茶褐色～褐色となる。分解が進むにつれて内容物が消失し、光沢のある黒褐色の薄い表皮のみが残る。

泥炭の水分特性

泥炭の水分保持の特徴として、水分量がきわめて多い。低pF値における水分量が多くに多い。一度乾燥すると水分を吸収しにくい。などが挙げられる。

鉱質土壌での保水機構は、一般に、ボール状の土粒子または土粒子の集合体の周囲に水が付いているモデルを想定するが、泥炭の場合には、カップ状のもの（泥炭構成植物）が乱積になっていて、その中に水が入り、間隙はカップの内側と外側にあることになる。そのため間隙がきわめて大きく、保持水分量が多いのは当然である。カップ内間隙の水は、外間隙の水と直接的には連続しないで低pF値のものである。しかし、その構造上、内間隙の水は蒸発が圧縮によってのみ外へ出ることになり、水が出て空気に置き換った内間隙には、外からの水は表面張力などのため入りにくくなる。これが乾燥～湿潤の難可逆性を示すことになる（図5）。

泥炭は間隙が多い割には透水性が比較的小さい。これは、内・外間隙のうち外間隙しか透水に關与していないからである。

いま、泥炭試料を乾燥～湿潤の過程を繰返して、水分量、空気量の変化をみると図6のようになる。すなわち、豪雨（実験的には水浸し）と晴天（温度20℃、相対湿度50%の恒温恒湿槽）の条件を繰返すと、空気量が徐々に増加していく。これはカップの中に封入状態であった水分が蒸発し、空気に置き換わっていき、その後の浸水では再び入り難くなるという現象を繰返しているのである。この封入空気量は一定値に漸近している。

このことは、泥炭地で排水工事を実施したとき、その効果発現に数年を要することと合致する。すなわち、泥炭地で排水を施工したとき、カップの外側の外間隙の水は普通土の場合とほぼ同様に排除されるが、カップ内間隙で示される構成植物の繊維分の中の水は蒸発によってのみ排除されるため、そのために泥炭地の排水には相当の時間を要することになる。

泥炭の分解度と透水係数

泥炭の分解度が、その理工学性を大きく支配していることが知られている。一般的にみるならば、分解の程度がすすむに伴い透水係数は小さくなり、強度は大きくなる傾向を示す。これは、分解に伴い間隙が小さくなっていくことによるのであろう。いま、北海道内90試料のうち、ミ

ズゴケを主構成植物とする泥炭の分解度と間隙比の関係をみると図7のようになる。

なお、分解度の測定法としては、比色法、水洗法（フルイ分け法）、von Post法などがある。比色法は、精度が高いとされているが標準液作成の構成植物によって、若干の差異がみとめられる。水洗法は、量的に表示でき操作も簡単であるが、混入土砂の影響をうけやすい。von Post法は現場における総合的判別法として用いられている。というようなそれぞれの特徴があるが、相互の相関は高くない。いま、分解度（フルイ分け）と透水係数の関係を見ると図8のようになる。

泥炭の排水履歴と理工学性

泥炭の理工学性の特徴として、植物遺体の堆積が層状になりやすいことから異方性であること、構成素材が植物であるから、場所により異なりバラツキが多いこと、が挙げられる。とくに泥炭の水分は、単なる泥炭構成物の間隙の水分としてのみでなく、泥炭構成物自体の性状にも大きく關与している。また排水（乾燥化）～湿潤に難可逆的な部分があるため、排水履歴がその理工学性に大きく影響している。

北海道内各地の泥炭試料を50mm立方にして、0.04kg/cm²の載荷をしたときの圧縮量を間隙比との関係でみたとき、排水履歴のあるグループとそれのないグループに明確に分かれた（図9）。引張り強さについては、含水比の低下に伴い急激に増大しているのがみとめられる。圧密特性についても、排水履歴のない泥炭と、その泥炭をある程度排水乾燥過程を経たものを一応飽和状態に復元した試料による圧密試験の結果をe～q曲線にしてみると、排水乾燥程度の大いものほど、圧縮指数、圧密係数が小さくなり、一般的にみるならば強度が増大していることになる（図10）。これらは、間隙量縮小の効果とともに、構成素材の植物繊維体の強度の増加などが再湿潤後も残存するためとみられる。

泥炭・泥炭地と農業土木技術

泥炭地は一般的には平坦であり、河川の中下流域にあるため水利の便が得やすく、農地として利用されることが多かった。農地として造成するためには、まず排水であるが、泥炭の水分保持機構が内・外間隙の2重構造になっているため、排水効果発現には時間を要することになる。そのため、各種工種に先行して排水関係の施工をすることが必要であり、ときには事前排水、

仮排水などがきわめて有効である。また、きわめて軟弱な地盤であるため各種施工機械などの立入りのための地盤強化手段としても排水が有効である。その排水の施工に当って、地盤の軟弱なこと、地下水位の高いことなどから、切土水路では、法面のはらみ出し、底面の浮上りなどを生ずることがある。その対策として、排水による強度の増加をはかって、掘削断面を漸拡していくような工法をとることが有効なことがしばしばある。これは農地についても同様である。泥炭地の水田は、その開拓造成過程で一度畑地として利用された後に水田化されているが、開畑から造田まで、すなわち、畑としての利用期間、とくに排水履歴期間の長い水田ほど基盤が安定している。

泥炭地は平坦であるため、道路、用水路なども盛土となることが多いが、不等沈下を生じやすい。その対策としては余盛り、盛土下へのシート敷設、盛土の段階施工などが実施されているが、この対策としても事前排水が効果的である。水路の装工材料として、不等沈下に追従性のあるアスファルト、コルゲート鉄板などが用いられることもある。

掘削時の断面変形や、その後の沈下などのために排水路も変形し、その機能を低下することも多いので、再施工を必要とすることも多い。

泥炭地は地下水位が高く、軟弱であることから、排水に伴い沈下が生じやすい。サロベツ泥炭地において1本の明渠排水を掘削した後の地盤の沈下状況を、地下水位との関係でみると、地下水位の変動に伴いながら地盤の沈下が累加してゆく傾向が認められる。とくに冬期の積雪期間は地下水位が低下するため、沈下量が多くなることが認められている。また、石狩泥炭地など排水の実施されている泥炭地では0.5m以上の沈下もみられている。

図5 - 泥炭の保水機械のカップモデル

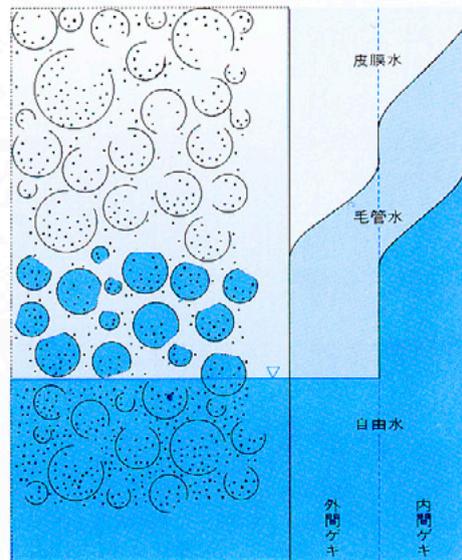


図7 - ミズゴケ泥炭の分解度と間隙比

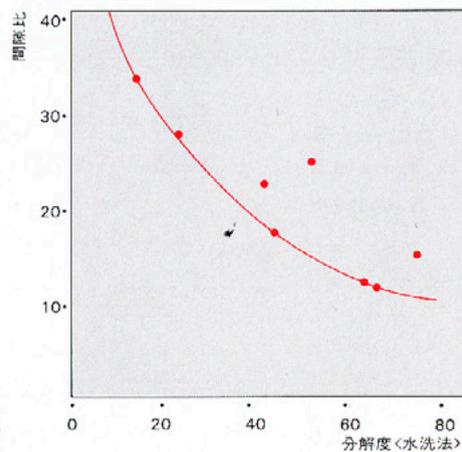


図8 - 泥炭の分解度と透水係数

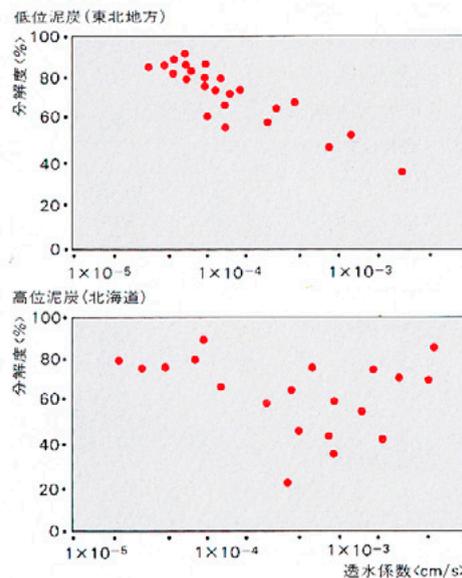


図6 - 泥炭の乾湿の繰返しによる三相比の変化

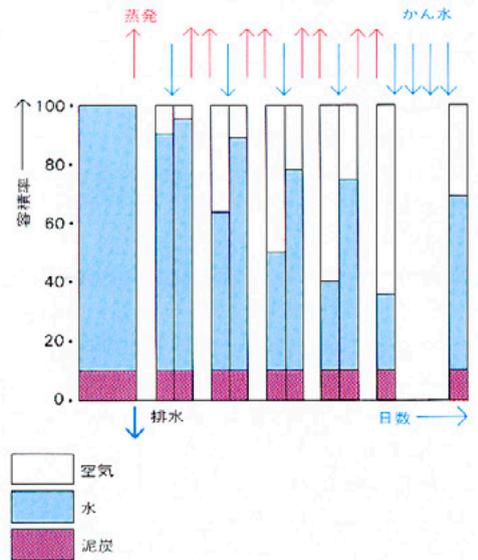


図9 - 泥炭の間隙比と圧縮量

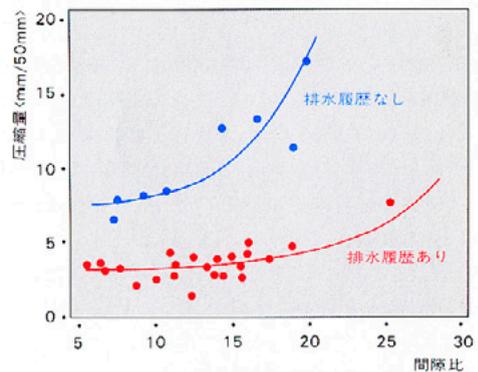
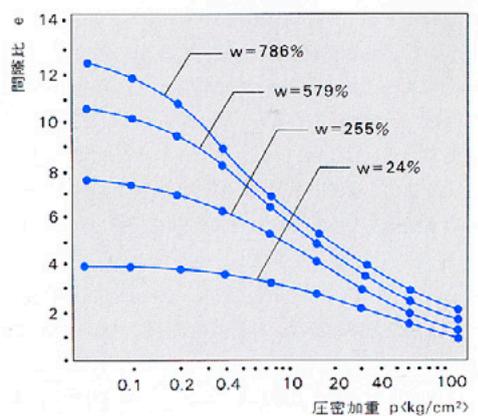


図10 - 排水乾燥(w=含水比)履歴ごとのe-p曲線



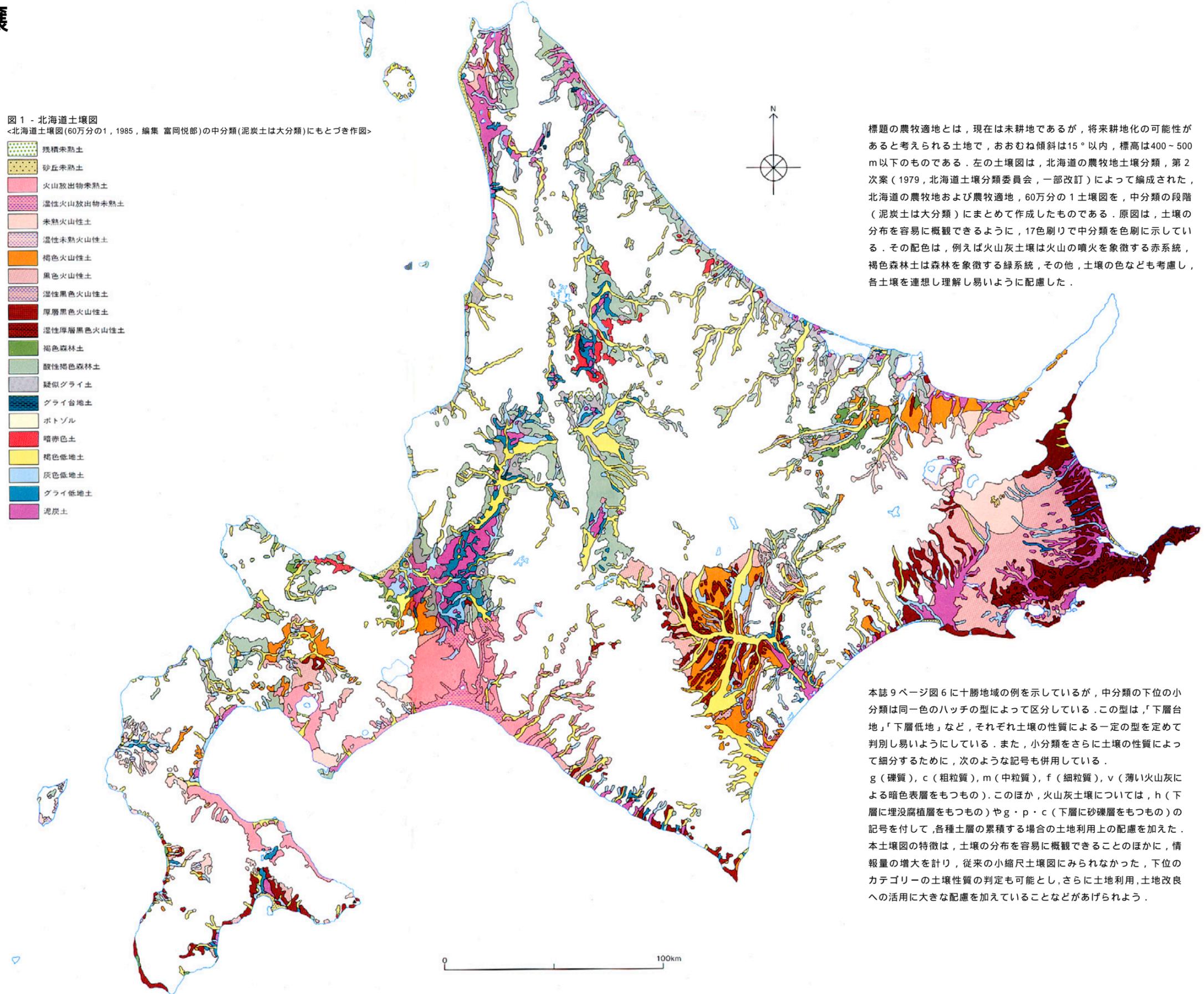
農牧地および農牧適地の土壌

富岡悦郎 = 農林水産省北海道農業試験場農芸化学部土壌肥料第一研究室

残積未熟土 13, 100ha. 丘陵の著しい礫質地で、農耕地としては劣悪な土壌。
 砂丘未熟土 31, 400ha. まれに内陸部のものもあるが、一般には海辺の砂地で、乾燥し土壌養分にも欠けているためほとんど未利用地である。しかし余市や石狩砂丘など、一部では果樹園や瓜類の産地もある。
 火山放出物未熟土 176, 400ha. 粗粒火山灰と呼ばれている噴出時期の新しい未風化な火山灰で、腐植質表層に乏しい軽砂礫層からなる。この層の余り厚くないところは、下層と混合し(混層耕)、土性の改善を行っている場合が多い。
 湿性火山放出物未熟土 44, 200ha. 地下(停滞)水位の高い火山放出物未熟土で、排水が必要。
 未熟火山性土 96, 700ha. やや風化し有機物にも富む火山灰で(腐植に富む表層20cm以上)、火山放出物未熟土に比べ利用しやすい性状にある。
 湿性未熟火山性土 8, 520ha. 地下(停滞)水位の高い未熟火山性土で排水が必要。
 褐色火山性土 172, 300ha. 風化の進んだ火山灰で*、火山灰としては表層の腐植含量の少ない乾性のものである。(* = 磷酸肥料の要求度が高い)
 黒色火山性土 312, 000ha. 風化のすすんだ*腐植含量の多い火山灰土壌。
 湿性黒色火山性土 19, 500ha. 地下(停滞)水位の高い黒色火山性土で排水が必要。
 厚層黒色火山性土 186, 000ha. 風化の進んだ火山灰で*、腐植含量のごく多い腐植質表層の厚いもの(30cm以上)。有機物過多のためにかえって障害のあらわれる場合が多い。
 湿性厚層黒色火山性土 78, 100ha. 地下(停滞)水位の高い厚層黒色火山性土で、排水が必要。
 褐色森林土 21, 300ha. 塩基含量が高く、排水の良い丘陵、台地の土壌。
 酸性褐色森林土 352, 700ha. 酸性で塩基に乏しい、排水の良い丘陵、台地の土壌。
 疑似グライ土 161, 900ha. 重粘、堅密で排水が悪く、灰色を帯びる台地の土壌。湿害のほか乾害も受け易く、強酸性で土壌養分にも乏しい取扱いにくい土壌である。
 グライ台地土 2, 910ha. 疑似グライ土よりさらに排水が悪く、青色を帯びる過湿な台地の土壌。
 ボドゾル 1, 760ha. 寒冷湿潤な気候によって土壌成分が強い洗脱をうけ、漂白層の形成された土壌。本土壌図では砂丘のボドゾルがみられる。
 暗赤色土 20, 500ha. 強い風化作用によって土壌中の鉄の成分が変化し、赤色の強い色を呈する丘陵や台地の土壌。道内では安山岩質の火砕岩に由来するものが主であるが、まれには玄武岩や赤色珪岩など特殊な母岩の性質によって土壌が赤色を呈する場合もある。土壌の性質は酸性褐色森林土に類似するが、重粘で塩基にごく乏しく、強酸性を呈する瘠薄土が主となっている。
 褐色低地土 440, 400ha. 排水のよい主に河川流域の低地土壌。低地以外の扇状地(沖積世の堆積物)も含む。礫質のものが少なくないが地味肥沃な土地が多い。
 灰色低地土 241, 300ha. 排水の悪い主に河川流域の低地土壌。地下水の影響で土層は灰色化し鉄錆斑を含む。排水が必要であるが、水田には適地。
 グライ低地土 100, 400ha. 排水のごく悪い河川流域の低地土壌。下層は強グライ化をうけ一般に青色を帯びる。排水の完備が必要。
 泥炭土: 本図では大分類のみ表示。中分類は以下のとおり
 低位泥炭土 190, 900ha. 沼沢地に生成される初期の泥炭(湿性植物遺体の堆積したもの)。構成植物はヨシを主としハンノキなどを混することもある。泥を混える場合も多く、泥炭としては利用度が高い。強酸性を呈するが排水、客土が行われ、水田としての生産性は高い。
 中間泥炭土 18, 900ha. 低位泥炭から高位泥炭に移行する過渡期に生成される泥炭。構成植物は、ヌマガヤ、ワタスゲ、ホロムイソウなど。
 高位泥炭土 31, 200ha. 前記泥炭の上部に生成する極く貧栄養な泥炭。構成植物は、ミズゴケを主とし、ホロムイソゲ、ツルコケモモにヌマガヤやワタスゲを混える場合がある。低位泥炭に比べ生産性は劣るが、道央などでは土地改良が行なわれ水田としてよく利用されている。

図1 - 北海道土壌図
 <北海道土壌図(60万分の1, 1985, 編集 富岡悦郎)の中分類(泥炭土は大分類)にもとづき作図>

- 残積未熟土
- 砂丘未熟土
- 火山放出物未熟土
- 湿性火山放出物未熟土
- 未熟火山性土
- 湿性未熟火山性土
- 褐色火山性土
- 黒色火山性土
- 湿性黒色火山性土
- 厚層黒色火山性土
- 湿性厚層黒色火山性土
- 褐色森林土
- 酸性褐色森林土
- 疑似グライ土
- グライ台地土
- ボドゾル
- 暗赤色土
- 褐色低地土
- 灰色低地土
- グライ低地土
- 泥炭土



標題の農牧適地とは、現在は未耕地であるが、将来耕地化の可能性があると考えられる土地で、おおむね傾斜は15°以内、標高は400~500m以下のものである。左の土壌図は、北海道の農牧地土壌分類、第2次案(1979, 北海道土壌分類委員会, 一部改訂)によって編成された、北海道の農牧地および農牧適地、60万分の1土壌図を、中分類の段階(泥炭土は大分類)にまとめて作成したものである。原図は、土壌の分布を容易に概観できるように、17色刷りで中分類を色刷りに示している。その配色は、例えば火山灰土壌は火山の噴火を象徴する赤系統、褐色森林土は森林を象徴する緑系統、その他、土壌の色なども考慮し、各土壌を連想し理解し易いように配慮した。

本誌9ページ図6に十勝地域の例を示しているが、中分類の下位の小分類は同一色のハッチの型によって区分している。この型は、「下層台地」「下層低地」など、それぞれ土壌の性質による一定の型を定めて判別し易いようにしている。また、小分類をさらに土壌の性質によって細分するために、次のような記号も併用している。
 g(礫質), c(粗粒質), m(中粒質), f(細粒質), v(薄い火山灰による暗色表層をもつもの)。このほか、火山灰土壌については、h(下層に埋没腐植層をもつもの)やg・p・c(下層に砂礫層をもつもの)の記号を付して、各種土層の累積する場合の土地利用上の配慮を加えた。本土壌図の特徴は、土壌の分布を容易に概観できることほかに、情報量の増大を計り、従来の小縮尺土壌図にみられなかった、下位のカテゴリーの土壌性質の判定も可能とし、さらに土地利用、土地改良への活用に大きな配慮を加えていることなどがあげられよう。

3 土壌の凍結・融解

長沢徹明 = 北海道大学農学部助手

梅田安治 = 北海道大学農学部助教授

凍結現象は、限られた地域での特殊な現象とみられがちであるが、年間を通して地盤が凍結している（いわゆる永久凍土、パーマフrost）地域は約2,100万km²とされ、全陸地の14%、日本全土の55倍にも達する。また、多少とも凍結する地域まで含めると、実に地球上全陸地面積の70%にも及ぶ（木下・1980）。わが国でも、関東地方はもち論、四国・九州であっても冬には地表が凍結することは周知のところである。さらに、近年盛んに行われる地盤凍結工法、液化ガス地下貯蔵などに関連して、周辺地盤の凍結・凍上が問題とされている。このように、土の凍結現象は、寒冷地だけのローカルな話題ではなく、一般的で身近な問題なのである。土の凍結現象に付随する問題は、極めて多岐にわたるため、その研究範囲もマクロな面からミクロな面まで多種多様であり、国の内外を問わず各方面で研究が行われている。農地工学上の観点からは、各種方面の崩落・傾斜農地の侵食・圃場面のトラフィカビリティ劣化・農業用構造物の凍上と融解沈下に伴う破損など、多くの問題が存在し、寒地農業の大きな課題の一つとなっている。

地盤の凍結

地表面からの深さに伴う地中の温度変化を、地温断面という。ある時刻の地温断面は、地表面での熱移動と地盤の熱的性質によって決まる。熱移動の機構は輻射・対流・伝導からなり、これに対する影響因子として地形的条件・アルベド・地表面の状態・気象条件などがあげられる。

図1 - 地盤の凍結・融解

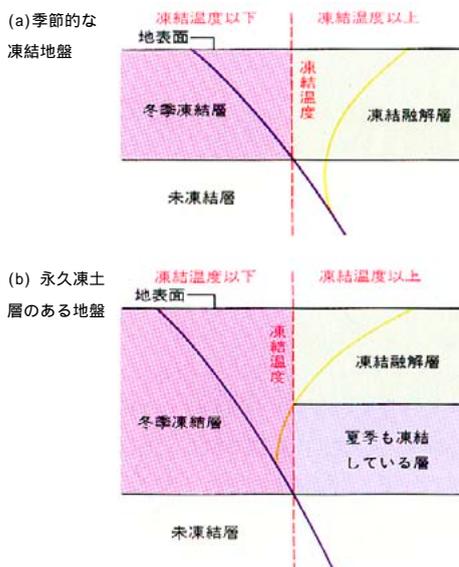


図1には、凍結線の侵入を伴う2種類の地温断面を示す。図に示される凍結融解層は、冬季間凍結し夏には融解する土層であり、わが国の自然条件ではほとんどがこのパターンをとる。凍結線の侵入が深ければ、夏季にも凍結層が残存しうる。このような永久凍土層の分布図（例えば図2）では、日本では永久凍土がないことになっているが、最近になって富士山や大雪山系などで永久凍土の存在が確認されている（木下・1980）。

凍結温度を軸にして、ある期間にわたって地表面温度をプロットした場合、凍結点以下の温度曲線で囲まれる面積は温度強度であり[凍結点以下の温度] × [日数]、day であらわして「凍結指数」と定義されている。これは、凍結侵入とそれに付随する問題を考える上で、極めて重要な因子である。

上述のように、地中温度や凍結侵入深さに直接関連するのは、地表面温度である。従ってある地点の凍結深を推定する場合には、そこでの地表面温度を用うべきである。しかし、気温のデータは多いが地表面温度に関するものは少なく、しかも両者の関係を把握するのは難しい問題である。すなわち、日平均気温によってある地域の凍結指数の分布が得られたとしても、植生・積雪・日射・風速などの諸条件により地表面温度は影響を受けるため、凍結侵入の程度は千差万別になるからである。

凍結侵入深さを推定するとき、地盤内における熱の流れを伝導によると考えても、大きな誤差は生じない。氷の生成を伴う熱伝導問題は、湖や海の結氷に関して古くから論じられてきた。そのなかで条件設定を単純にした Stefan の解がよく知られている。すなわちこの場合には、凍結線上方の温度変化は直線的であり、下方は0で一定とする条件下で得られる。こうして求められる凍結深さは、実際より過大になる傾向がある。それは、地盤の場合は未凍結土層に温度勾配 = 下から熱の供給があるためである。そこで、未凍結土層の温度勾配も配慮された条件に合うものに、やはり氷厚の予測を行う Neumann の解がある。これを地盤に適用して、凍結線の位置を求めるのである。

以上の考え方では、著しい凍上の発生する場合は不正確となる。これは、凍上により基準面である地表面が動くこと、および凍結深に分離氷晶（アイスレンズ）の厚さが加わることによる。

また、気温のデータから凍結深さを推定しようとする場合、積雪があれば著しく異なるので注意しなければならない。積雪は極めて高性能な断熱材であり、同一凍結指数に対する凍結深さの比は、積雪が15cmをこえると10%以下となり、地盤凍結はほとんど進行しないとされている（東・1954）。

凍結深さの実態を知るには、掘返して調べるとか、予め深さごとに埋設しておいた温度センサーによって地温分布の変化を調べるなどの方法があるが、凍結するとその部分が透明になる溶液を利用して、凍結線の位置を知る方法がよくとられている。この溶液は、メチレンブルーをごく少量水に溶解させたもので、これを透明な管に入れて前もって地盤に挿入しておき、凍結期間中に時々とり出して色の変り目の位置を測定するのである。

木下ら（1978）は、メチレンブルーによる凍結深測器を北海道全域に多数設置し、積雪のない条件での地盤凍結深分布図を作製している（図3）。これによれば、札幌近辺で40cm、道東の最深部で80cmとなっているほか、道北とくに日本海側で浅いのが注目される。また、同じ年の凍結指数の分布は図4のようになり、図3と比較すると寒いところほど深く凍ることがうなずける。

さて、凍結指数（F, day）と凍結深（Z, cm）の間には、 $Z = a \sqrt{F}$ なる関係式が成り立つが、このaを図3、図4により計算すると、平均で2.7前後であり、道南などの凍結深の浅いところでは小さく、帯広などでは3に近づく。前述のように、東は積雪深15cmを凍結停止限界とし、この限界積雪深に達する日までの凍結指数の平均値から、年間最大凍結深を算出しているが、その地理的分布は、北海道の凍土地帯と多雪地帯の区分を明確に表わしている。その後石川ら（1964）は、実測によって積雪条件下での最大凍結深分布図（図5）を作製した。これによれば、凍結深0cmの線は東の推察による20cmの線にほぼ一致した。

土の凍結

土の凍結、つまり間隙水が凍結するのは、温度低下に伴い間隙水の化学ポテンシャルと氷の化学ポテンシャルが等しくなるときに生じる。氷点以下の温度では、氷の化学ポテンシャルは水のそれよりも小さいため、水から氷への変相換がなされる。そして、土粒子とが構造単位に保

持されている水が凍結するのに必要な温度低下量は、[土～水]系のエネルギー状態によって変化する。

凍結の前後において、地中の水分はかなり移動することが、現地調査・室内実験によって確かめられている。すなわち、凍結層の水分は凍結前に比べて著しく増加する反面、凍結線直下の土層は乾燥状態となり、明らかに下層土から凍結層へ水分が移動している。これは、土層内に生じる温度勾配によるとされる。そして、水分移動の大きさと速さは、温度勾配の大きさ・[土～水]系の熱的性質および水理特性によって左右される。

凍上の研究ではわが国の草分けである中谷は、凍結土中にある氷晶の存在形態により、凍結様式を霜柱状凍結・霜降り状凍結・コンクリート状凍結などの用語で分類した。こうした凍結様式の違いは、凍結線進行速度の違いに起因し、速度が大きければ微粒氷晶が散在するコンクリート状凍結となる。

凍上

地盤が凍結することにより地表面が隆起する現象を凍上という。水は凍結すると堆積を増大させるが、間隙水がそのままの位置で凍るのであれば、その堆積増は9%であり、系全体としてはわずかなものである。しかし、実際には非常に大きな凍上が観察されている。これは、凍結に際して氷晶分離がなされ、この氷晶が下層からの水分供給によって成長するためである。従って、土中に形成される水の量の多寡が、凍上量の大小に直接反映する。いいかえれば、下層からの水分移動が凍上の基本機構であって、土の種類・温度・水分・上載荷重などの諸因子に

図2 - 北半球の寒冷地帯

<Andersland 5, 1978>

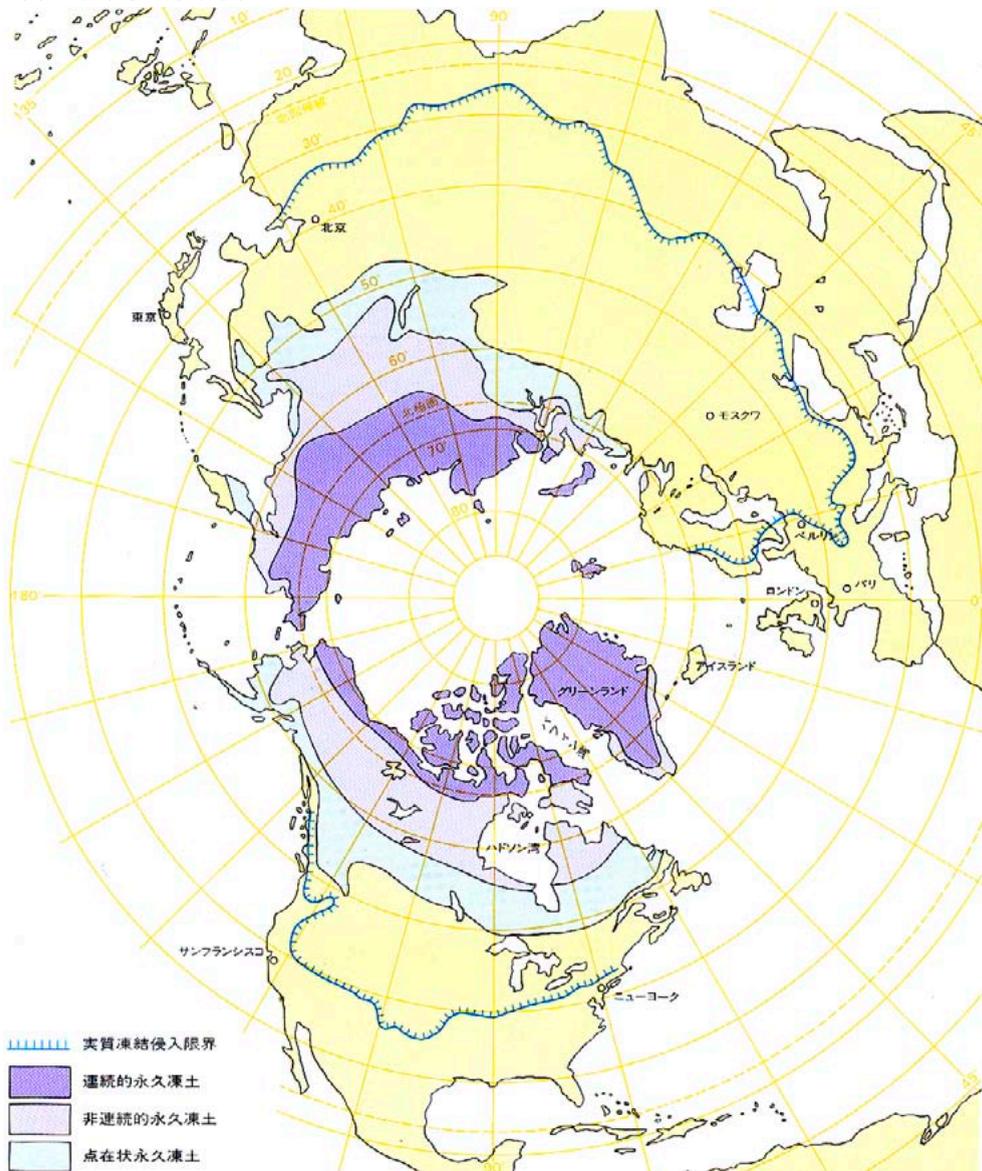


図3 - 昭和49～50年冬期における最大凍結深の分布

<木下ら, 1978>

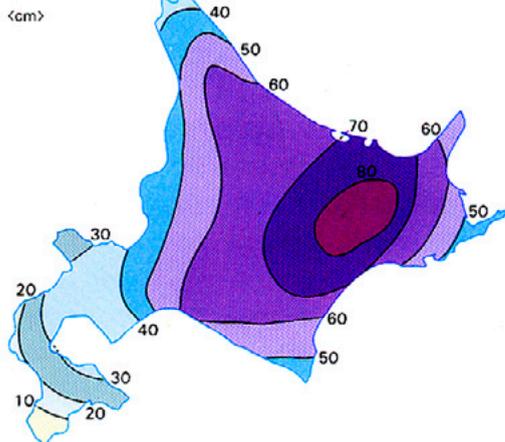


図4 - 昭和49～50年(3月末)冬期の凍結指数分布

<木下ら, 1978>

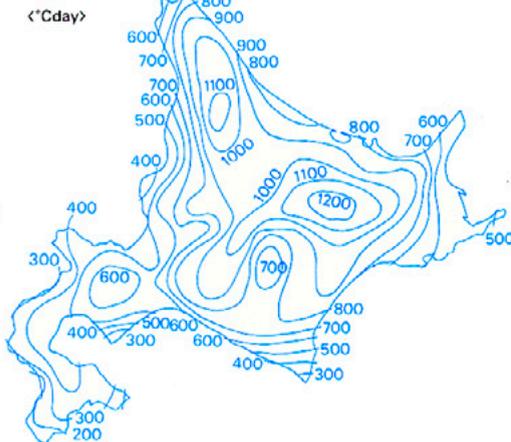
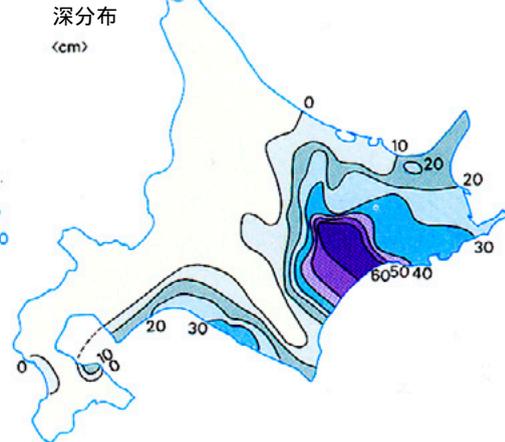


図5 - 昭和39年～40年冬の自然積雪下における最大凍結深分布

<石川ら, 1964>



支配され、各因子の組合せで凍上の様相が左右される。

凍上量は上載荷重に影響され、荷重の増加とともに減少することがわかっている。ここで、凍上量も0とするのに要する力を凍上力と呼んでいる。木下（1963）は、凍上力を実験的に検討し、この値が1 kg/cm²（砂）から数kg/cm²（粘土）の範囲になること、また凍結速度が大きいときほど凍上力は大きくなることを確かめた。冬季間、凍結深・凍上量がともに減少することがなくても、凍上力は増減を繰返す。この凍上力の減少は、凍上が停止することによるレオロジカルな応力緩和によるものである。

融解

永久凍土地帯の緑辺部には、季節的に地盤が凍結・融解する地域が存在する。さらに温暖な地域では、数日の周期で地表付近が凍結・融解を繰返す。このような融解現象は、気温の変動、地盤の性質などにより複雑な様相を呈する。いま、融解層の温度変化は直線的であると、凍結層の温度変化を無視すると、地盤の凍結深さを求めた式と同型の次式が得られる。

$$Y = b \cdot G \quad (G \text{は融解指数, day})$$

このような、単純化した条件に基づく解は多少過大な値を示すことになるが、実用上は充分であるとされている（Nixonら・1973）。

凍結地盤の融解に関連して、後述する土壌保全上の問題が生じる。既存の農地においては、農民が経験的にこれを知り、地盤の凍結融解挙動に対応した営農を行ってきた。しかし、地盤凍結に類する調査報告は少なく、融解開始時期・融解速度・融解完了時期等の実情については、不明な点が多い。

つぎに、凍結土自体の融解に視点を置いたとき、土壌構造は凍結前の状態に復元するか、という点が注目される。凍結に際しては、氷核の発生とそれに引続く間隙水の集中移動に伴い、初期の土壌構造は変化することになる。そしてこれは、温度勾配・水分条件などの影響を受けた。しかし融解に際しては、凍結時のような粒子移動を伴う営力は働かないので、構造変化は小さい。すなわち、凍結作用により変化した構造性は、融解後も完全には復元しないし、凍結時に移動した間隙水も、氷晶位置で融解した後、全てが元の場所に戻ることはないと思われる。以上のような凍結～融解の状況に対応して、土の性質は大きく変化することになる。

凍結土の性質

土は凍結すると大変硬くなり、圧縮強さなどは数十倍にもなる。コンクリートに優るとも劣らぬこの強さは、元来の土はもとより、純粋な氷よりもはるかに大きい。このことが、冬期間の土木工事を困難なものとし、また一方では軟弱地盤の一部を凍らせて掘削する地盤凍結工法に利用されたりもしている。

凍結土の強さに関する研究は、ソ連で古くから行われてきた。その後の研究によるものも1930年代から行われていたソ連の研究結果とほぼ同じ傾向を示している。すなわち、凍結土の強さは温度と含水量に左右され、また粘土よりも砂質土の方が大となることなどである。とくに砂は、凍結以前の状態ではほとんど0に近い圧縮強さが、数百kg/cm²にもなる場合がある。粘土の場合には、凍結温度・含水量はもちろんであるが、凍結様式に強く影響され、コンクリート状凍結のときが大きな強さを発現する。

図5は、凍結土の一軸圧縮強さが温度に依存して変化する様子を、氷の場合とともに示している。これによると、凍結土の強さは氷に比べて非常に大きい。土粒子を含む未凍結の部分よりも、また氷よりもはるかに硬い状態となる。凍結土の強さが、温度の低下にともなって増大するのは、定性的には凍結土中の不凍結水分量が減少すること、図6にも示されるように氷自体の強さが増大することなどによるものとみられている。

凍結土の熱的性質は、凍結土の構成素材である土粒子・不凍結水・氷・空気それぞれの熱的性質の組合せで決ってくる。つまり、構成4要素の熱的性質を、各々の占める体積割合に応じて加え合せたものにほぼ等しい。熱伝導率の値は、10⁻³cal/cm・s・のオーダーであり、同じ含水比の不凍結土の場合の1.1～1.3倍である。また、Hoekstraら（1973）は、温度に伴う比抵抗の変化を検討し、凍結土（岩）の比抵抗は凍結前の値に対して10～100倍も大きくなることを示している。このような電気的性質も、前述の熱的性質の場合と同じく、構成各要素の性質の組合せで考えることができる。

融解土の性質

凍結した土の強さは凍結前に比べて飛躍的に増大し、またほとんど水を通さない。凍結土のこの性質を利用した土木工法は、地下水位の高い都市部でのトンネル掘削などで威力を発揮して

いる。ただ、この場合問題となるものの一つに、解凍後の沈下（解凍前のレベル以下へ）がある。北海道などの寒冷地においては、春先の融解期にいろいろな問題が発生する。これらの原因としては、凍結過程での過剰な水分集積のほかに、凍結～融解を通して土自体の力学的な性質が変化すること（例えば強さの低下）が考えられる。凍結融解による土の強さの低下現象（図7）は、凍結時に土中に形成される氷晶が原因とみられる。つまり、氷晶の発生とそれに続く成長の過程を通して、土の構造性など元来の環境が変化し、融解後も容易に復元しないことによるのである。そして、凍結融解土の強さは、凍結時の温度条件や凍結～融解の繰返し、土の初期条件（水分・密度など）とか種類、あるいは凍結前の土が攪乱状態であったか否か、乾燥前歴の有無などによってそれぞれ強い影響を受ける。つぎに、融解沈下現象にかかわる凍結融解土の圧縮挙動をみてみよう。図8は、圧縮荷重下における土の間隙量の変化を、凍結温度と凍結～融解の繰返しに対してプロットしたものである。土塊が外力を受けて変形する場合、土塊内には外力に対抗する応力が発生する。この応力は、土の骨格構造と間隙水で分担する。しかるに凍結融解作用は、間隙水の変換過程を通じて土塊に重大な影響を及ぼし、外力に対する構造的抵抗性を減せしめる。また、後述するように間隙水自体の存在形態が変化し、外的作用によって系外へ相対的に容易に離脱し得るようになる。このことが、凍結融解土の圧縮強さを低下させ、圧縮量を増大させる原因と考えることができる。前述のように、土中における間隙水の分布は凍結の前後で異なる。この水分移動と氷晶の生成・成長のプロセスを通じて、[土～水]系の状態は大きく変化する（土粒子配列・団粒などの構造性にかかわる変化とか間隙水自体の存在状態の変化など）ことになるだろう。脱水に伴う土塊の見かけの体積減少曲線を比較すれば、[土～水]系が凍結融解作用によって相対的に疎水化する様子を知ることができる。つまり、凍結融解作用によって疎水的になった[土～水]系は、土粒子（あるいは行動単位）～間隙水の相互作用が低下し、間隙水の脱水過程において土粒子を連行移動させる作用が弱化する結果、凍結融解作用を受けない土塊より収縮量が小さくなるのである。また、このときの土塊からの脱水速度は凍結融解土の方が大きく、別に行っ

た pF 試験により保水性も変化することが確かめられている。

土壤保全上の問題点

北海道のように寒冷な地域では、土壤侵食に対処しようとするとき、地盤の凍結融解現象を考慮する必要がある場合がある。これは、一般につきのように説明される。まず、気温の低下に伴い地盤が凍結するに際し、下方から水分を吸い上げる。凍結時の条件にもよるが、地表付近の凍結土層には極めて多量の自由水（氷相）が存在することになる。春先には、凍結土層は主として上方から融解しはじめるが、ある期間、地盤内に凍結層が残存することは避けられない（図9）。凍結層は難透水性であるため、過剰な融凍水は地下へ浸透し得ず、傾斜に沿って流下する。これに降雨などの悪条件が重なれば、地表の土壤流亡が著しく増大することになる。しかし同じ寒冷地でも、積雪量の多い地域は地盤凍結が僅少なため、上述のような事態を呈することはない。

さて、少雪酷暑の北海道東部地方において侵食調査を行うと、経時的に侵食状況の変化することが認められる。すなわち、その年に原植生を除去して耕耘した裸地試験区では、当然かなり

の土壤流亡を呈するのであるが、1年、2年と経過するうちに流亡量が減少していく。これと同時に、表面流出率も経年的に減少していく。このような現象の主要な原因として考えられるのが、地盤の凍結融解である。これまでも述べたように、土壤凍結に伴う氷晶の形成は土壤構造を変化させ、間隙の存在形態に影響を及ぼすとみられるからである。

図10は、土壤流亡状況を凍結融解との関連のなかで検討したものである。これから明らかなように、不凍結土の流亡土量は、降雨強度の増大に伴って激増する。しかし、凍結融解土の場合は流亡土量が極めて少なく、降雨強度に対して余り変化していない。このように、凍結融解の有無は、土壤侵食に対して重大な影響を及ぼすのである。また、このときの雨水の浸入を調べたところ、不凍結土に比べて凍結融解土の侵入度は大きく、また侵入度直線の傾きも大きいことが認められた。これらのことにより、凍結融解作用の有無による土壤侵食の程度の違いは、系全体の構造的変化に負うところが大きいということがわかる。つまり、凍結融解土の場合、侵入度が大きく表面流出の小さいことが、流亡土量の少ないことの主因である。図10の実験供

試体において透水係数と間隙率を測定すると、凍結融解土の透水係数は不凍結土よりかなり大きな値を示すが、間隙率では差がみられない。このことから、前述の構造変化は、間隙自体の存在形態の変化、いいかえると量的変化というより質的变化としてとらえることができそうである。

現地試験区の表面を観察すると、はじめは滑らかであったものが、翌春の融解後には亀甲紋状の模様が見られる。これは、凍結時に生じる収縮クラックが原因のように思われる。こうした大きな水みちは、土壤流亡を抑制するうえで効果的な働きを発揮するだろう。

以上のように、凍結土層が残存する時期は土壤保全上好ましくない状態にあるが、完全に融解してしまえば、逆に水食を抑制する一面さえ出てくるのである。地盤の凍結融解と侵食の問題は、時間とともにダイナミックに変化する現象であることを理解しなければならない。

図6 - 凍結土と氷の一軸圧縮強さの温度依存性

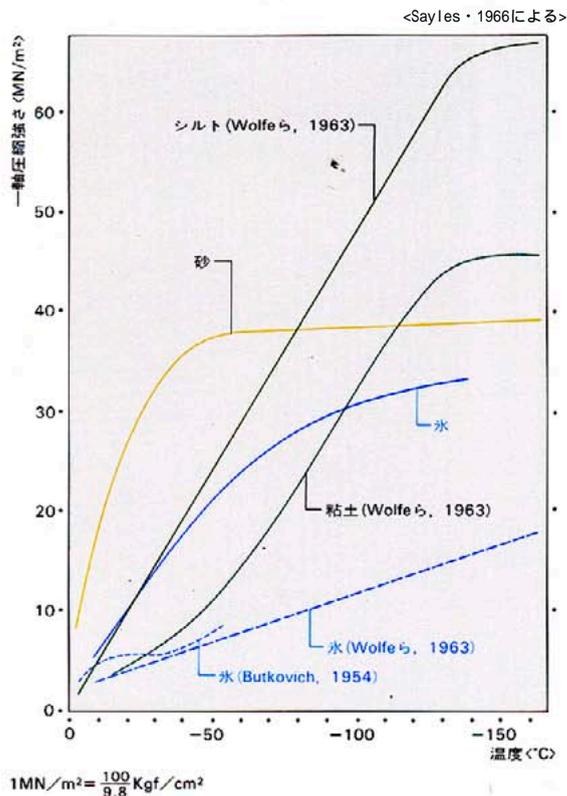


図7 - 凍結融解土の圧縮強さ

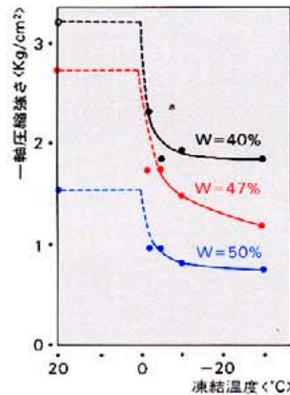


図8 - 圧縮による間隙比の変化

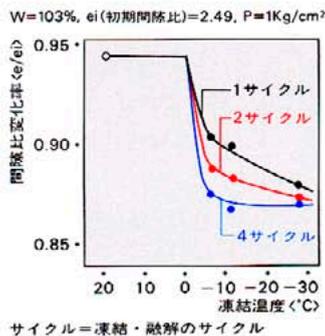


図9 - 地盤の凍結融解過程の模式図

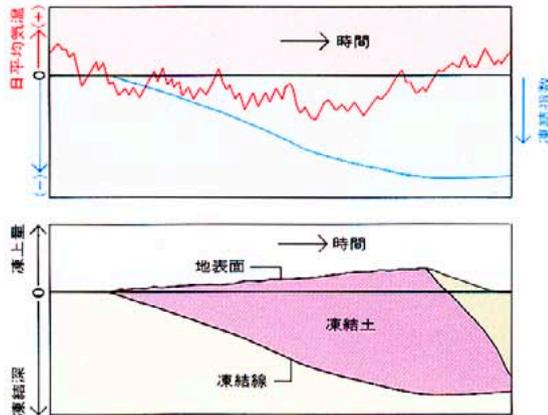
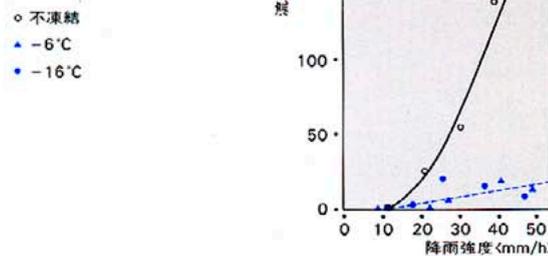


図10 - 凍結融解による土壤流亡状況の変化（人工降雨実験による）





土地・土壌の改良と利用をめぐる

基盤整備を中心に

出席者 (A B C 順)

- 赤沢 伝 = 専修大学北海道短期大学教授
- 北川 芳男 = 北海道開拓記念館学芸部長
- 近堂 祐弘 = 帯広畜産大学畜産学部教授
- 松山 竜男 = 農林水産省北海道農業試験場農業物理部長
- 長沢 徹明 = 北海道大学農学部助手
- 大垣 昭一 = 北海道立中央農業試験場化学部長
- 音羽 道三 = 農林水産省北海道農業試験場農芸化学部土壌肥料第一研究室長
- 斉藤万之助 = 北海道開発局土木試験所土壌保全研究室長
- 佐久間敏雄 = 北海道大学農学部助教授
- 梅田 安治 = 北海道大学農学部助教授

北海道の地形・地質 第四紀地史と土壌を中心に

編集 本日は、北海道の土地・土壌を農業的に利用し、改良していく場合の問題を、基盤整備という側面を中心に、過去の経緯や現在の課題など、いろいろとお話させていただきたいと思っております。ただ最初に本題のイントロダクションとして、北川先生から北海道の地質や地形について、赤沢先生からは土地資源の農業的利用の経過と現状などを簡単にお話いただき、そのあと、主として水田と畑・草地の問題について、先生方に自由にお話いただければと思います。では、北川先生からお願いいたします。

北海道の地質構造区分と地質構造のあらまし
北川 北海道の地質・地質といっても、これは、ひとくちではとても紹介できませんので、本日は、最初に、北海道の地質構造のあらましをごく簡単にお話しし、次に、第四紀の地史と関連する北海道の土壌にふれてみたいと思います。1980年に道立地下資源調査所が、60万分の1の北海道の地質図をまとめています。図1・1は、この図をもとに第四系と新第三系を中心に描いた地質概略図です。また図1・2は、同地質図に付されている北海道の地質構造区分図です。この2つの図をみると、北海道の地質構造の概要がわかるかと思えます。図でみるように、北海道は、地質構造上3つの地質区、西部、中央部、東部という3つの地質区に分けられます。古くから津軽海峡を通るブラキストン線が動物分布とくに鳥類の分布の上で、本州と、北海道・サハリンの境界線として知られ、また植物分布の上からは、札幌と苫小牧を結ぶ石狩低地帯が1つの境界線とみられています。こうした動植物分布の境界には地史的條件が反映されているわけで、石狩低地帯というのは、地体構造からいっても大変重要な位置を占めています。これを境に、北海道の地質構造は、西側の西南北海道を中心とした西部と、東側の主部に大きく分けられ、東側の主部は、さらに中央部と東部とに分けられます。もちろん、それぞれの境界部というのは、つねに両側の要素が重複することになります。

西部北海道には、渡島半島と樺戸山地が含まれます。渡島半島部は、松前や函館地域に分布する古生界や中生界を基盤とし、それらに進入する花崗岩類やこれらを不整合に覆って発達する

新第三紀および第四紀の火山岩類や堆積岩類からなっております。先第三紀の古期岩類は、東北地方の北部北上山地に連続するもので、石炭紀から白亜紀にわたるものです。新第三系は東北内帯（日本海側）に連らたるグリーンタフ変動に関連する緑色凝灰岩、プロピライト、安山岩を主とし、硬質頁岩やハイアロクラスタイト（水中火砕岩類）などの堆積岩からなっており、古くから西南北海道グリーンタフ地域として注目されていたところです。

ただ、問題は樺戸山地です。この山地の東側は夾炭層を含む古第三紀の地層からなっており、多くの点で石狩炭田地域の要素をもっておりますが、西側では、緑色凝灰岩やプロピライトこそ認められませんが、中新世後期の硬質頁岩や火山岩類などが分布し、鮮新世から更新世にかけての火山活動も認められ、西南北海道の要素をもっているのです。このように樺戸山地は西南北海道と中央部との境界に位置してはおりますが、現在では、留萌から樺戸山地の東縁を通り苫小牧に至る線を境に、中央部と西部に構造区分されております。

中央部北海道は、西側はいまお話しした境界線で、東側は北見の常呂と十勝川河口付近を結ぶ線で境された地域で、北海道の背骨に当たるところです。この地域には、日高造山運動の母体となった二畳紀から白亜紀初期にわたる地向斜堆積物（日高累層群）が広く分布しております。しかし、この地域を特徴づけるものは、造山運動に直接関与した火成活動や深成作用あるいは変成作用によって形成された、塩基性～酸性の火成岩類、変成岩類などが、南北の帯状配列を示し、特徴的な構造帯をつくっていることです。それらは、西側から神居古潭帯、日高帯、常呂帯と区分されております。

神居古潭帯は、塩基性火山噴出物や蛇紋岩、結晶片岩類で特徴づけられ、日高帯は造山運動の中核となった日高変成帯、これは、かんらん岩、斑れい岩、花こう岩などの深成岩類やホルンフェルス、片麻岩、ミグマタイト、角閃岩などの変成岩からなるものですが、それを中心として東西両翼には、それぞれ、日高累層群や輝緑岩類などが分布しております。

常呂帯は、神居古潭帯と同じように、地向斜期の塩基性火山噴出物である輝緑凝灰岩層を主としますが、蛇紋岩や変成岩類はみられません。中央北海道のいま一つの特徴は、いまお話しし

- 北海道の地形・地質 ————— 30
- 土地資源の農業的利用の経過と現状 ——— 34
- 水田化と土地・土壌の改良 ————— 37
- 1 土地改良における北海道と本州の違い
- 2 用水の水温問題と圃場整備
- 3 排水の重要性
- 4 北海道水田にひそむ大きなメリット
- 5 水田土壌にみられる北海道の特徴
- 6 転換畑 泥炭土水田と重粘土水田を中心に
畑・草地化と土地・土壌の改良 ————— 44
- 1 火山灰地の改良
- 2 排水をめぐる
- 3 土壌の凍結・融解と土壌侵食
- 4 重粘土の改良
- 5 ササのルートマットと表土
- 6 改良山成工と酸性硫酸塩土壌
- 7 蔬菜園芸と人工土壌
- 8 北海道における畑地灌漑
- 9 泥炭地の草地造成

図1-1 - 北海道の地質概略図

<北海道立地下資源調査所；北海道地質図（60万分の1），1980にもとづき簡略化>

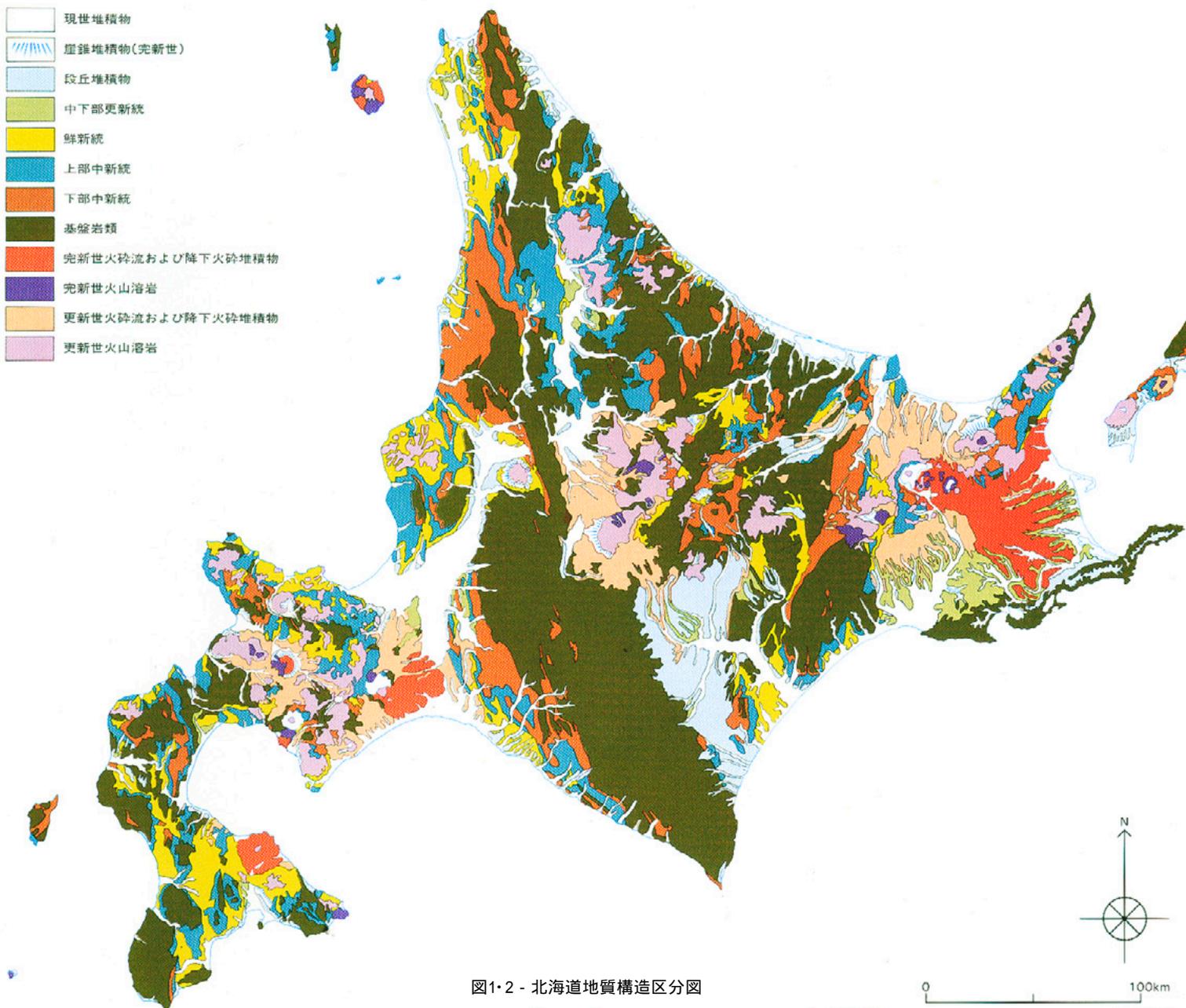
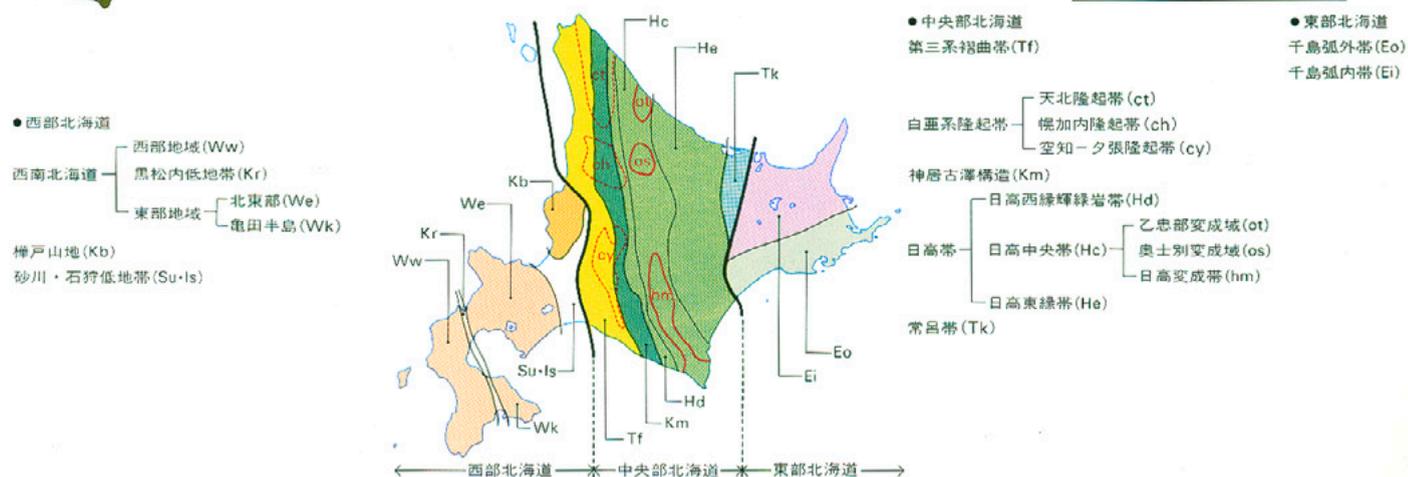


図1-2 - 北海道地質構造区分図



た造山帯の西側に、日高帯の隆起によって東からの極大な横圧をうけ、複雑な地質構造を示している白亜系、古第三系、新第三系の非火山性の堆積層が分布していることです。そしてこれらは、地質構造上ではサハリンとつながります。なお、日高造山帯の中軸帯の北方延長は、サハリンの主軸のなかにみとめられますが、その南方延長は、本州の東北地方にはこれに対応する構造帯がみとめられず、太平洋中に没するものとみなされているようです。

東部北海道は千島弧に属し、外帯と内帯に分けられます。外帯は歯舞諸島から根室半島、釧路を通り浦幌に至る太平洋沿岸域で、主として白亜系、古第三系からなっております。内帯は根釧原野の標津付近より北西側の地域で、グリーンタフを含む中新世から現世にかけての火山活動の舞台となったところで、その一部は中央部北海道の東北域（オホーツク海側）とオーバーラップしております。

第四紀の地史と北海道の特徴的な土壌

第三紀までの地質構造的な特徴をきわめて大ざっぱにいうと、以上ようになりますが、第四紀になると、古気候変化にともなう海面変動や、風化・侵食作用あるいは新しい火山活動などにより北海道全域が整形されてきます。この第四紀の地史的過程やその堆積物、風化生成物というのが、土壌の生成に深く関与しているわけですが、ここでは、重粘土の生成に焦点をあ

ててこの辺の問題を考えてみたいと思います。

重粘土の生成

北海道北部の台地や丘陵には、湿ると農具に粘りついてしまい、乾くとカチカチに固まってしまつてツルハシでも掘れたいような、まさに「重粘」という言葉がぴったりの農業上まことに厄介な土が広く分布しています。重粘土の典型的なものは疑似グライ土ですが、北海道で重粘土といわれてきたものは、第2次案による富岡さんの新しい土壌図(注1)では、疑似グライ土のほか、グライ台地土、それに暗赤色土や酸性褐色森林土の一部を含みます。また北海道では、はん濫原堆積物を母材とする低地の土壌は普通土壌としていましたので、それが重粘性をおびるものであっても重粘土の仲間には入れていなかった。そういう事情があります。

重粘土の主流を占める疑似グライ土は、主として台地上に分布しているのですが、これは、母材がち密で水はけの悪いところ、そして湿潤期には水が土層内に停滞し、5～7月の乾燥期は水は蒸発して乾く、そういう場所になります。こうした状況が年ごとにくり返されるので、土層内では酸化と還元のかり返しにより斑紋のモザイク模様ができる。こういう土壌断面をもつものが疑似グライ土です。同じ台地上でも凹所において年中水が停滞しているところでは、グライ台地土ができます。これは還元状態のままですから青い粘土の土です。また同じ台地には、

気候帯や植物帯に対応してできる成帯性土壌もできます。成帯性土壌は、北海道では図1・3のようにポドゾル性土地帯と褐色森林土地帯に分かれますが、疑似グライ土は両地帯のいずれにもあらわれず。

それでいま、こういったさまざまな土壌が、じっさいにはどのような姿で分布しているかを同じ1つの台地のなかでみてみます。図1・4の模式断面図は、オホーツク海沿岸の中位段丘で調べたものですが、比高3m水平距離100mというせまい場所に、上述した各土壌が連続してあらわれます。ここでは、下層に難透水性層(A)があるために、高所からの伏流水は地形のわづかな起伏に応じて停滞したり貯留したりして、土層中の水分環境に変化を生じさせていますが、まさにこの変化に対応して各種の土壌があらわれます。

難透水性層が深い位置にあって排水のよい高所では、気候条件に敏感に反応して(支配されて)成帯性土壌である酸性褐色森林土ができます。これに対して気候条件には鈍感で水分環境の影響の強いところでは、成帯内性土壌である疑似グライ土や台地グライ土ができます。ですから台地の平坦面でも、比較的浅い所に砂礫層があって排水のよいところでは、とくに高所でなくとも成帯性土壌である酸性褐色森林土がじっさいにできているのです。これに対し疑似グライ土は、さきの図でみたように、ごく浅所まで

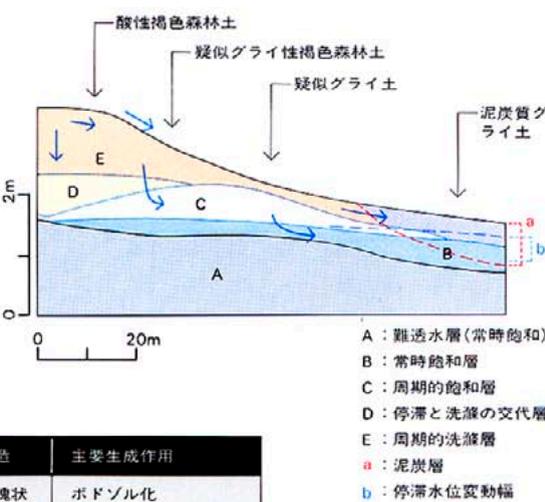
図1-3 - 土壌地帯区分および気候区分



表1-1 - 各土壌型の生成学的特徴

土壌型	水分環境	下層土の構造	主要生成作用
ポドゾル性土	貫通洗滌型	塊状～亜角塊状	ポドゾル化
酸性褐色森林土	周期的洗滌型	塊状～亜角塊状	シアリット化
疑似グライ土	周期的停滞水型	角柱状	腐植集積化、斑紋形成
停滞水グライ土	停滞水型	かべ状	腐植集積化、グライ化
泥炭土			泥炭集積化、グライ化

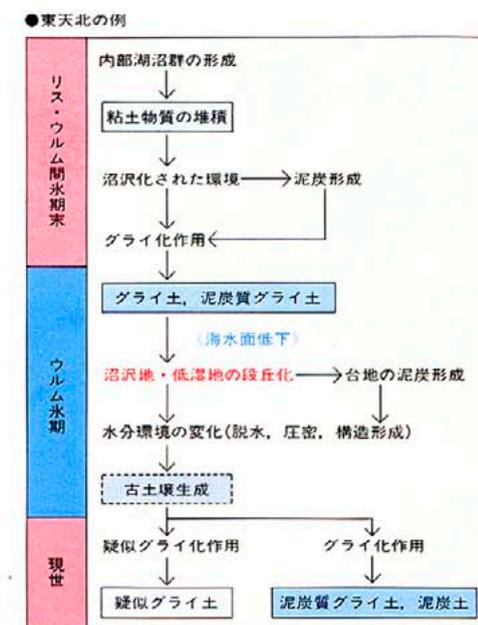
図1-4 - ハイドロカテナにおける水分環境の模式断面図



A: 難透水性層(常時飽和)
 B: 常時飽和層
 C: 周期的飽和層
 D: 停滞と洗滌の交代層
 E: 周期的洗滌層
 a: 泥炭層
 b: 停滞水位変動幅

●注=図1-4、図1-5および表1-1中の土壌名は重粘地グループ(1967)による。停滞水グライ土、泥炭質グライ土は、第2次案ではグライ台地土。

図1-5 - 段丘堆積物(粘土)を母材とした類似グライ土の生成過程



注1 = 24p ~ 25p 収載の「北海道土壌図」参照(編)
注2 = 凍土中に地表から垂直に下方へとがった楔状の氷がたまっている割れ目。
注3 = 寒冷な周氷河気候下に発達する表土構造や地表

面付近の現象。特に地形的な意味が重視され、その地形を周氷河地形または氷河周辺地形と呼ぶ。
注4 = 凍結と融解のくり返しにより土層が曲がったり、巻きこんだり、ちぎれたりする現象。

密な土層で占められ、周期的に水を停滞させているところになります。

これらの関係をまとめたのが表1・1です。各土壌の地表上の分布は、一見すると、何の規則性もないようにみえますが、生成的にみればきわめて整然としております。では、このような下層に難透水層をもつ疑似グライ土は、どのようにして生成したのか。これが本日の私の話のメインになるはずなんですが、正直のところ、実はこれがよく判らないのです(笑)。

図1・5は、疑似グライ土の性状(形態や物理性など)と古地理的環境変化とを関連づけて、この土壌の生成過程を考えてみたものです。リス・ウルム氷期末に内湾や湖沼に堆積した粘土物質は、ウルム氷期初期の海面低下によって段丘化し、この過程で水分環境が変化して土層の脱水収縮やその後の充填圧密が生じます。これは、ウルム氷期の寒冷な気候下ですむので、この作用には凍結による水分奪取や粘土の不活性化が加わります。このために圧密は一層促進されて難透水性層が形成されるとともに構造分化が進み、この過程で古土壌が生成される。

このあたりのことをもう少し詳しく述べてみますと、ヨーロッパの場合には、疑似グライ土の難透水性の下層土は、そのほとんどが化石土壌(古土壌)で、モザイク模様の斑紋をもつg層はウルム氷期に発達したツンドラ土壌の化石であるとする研究老もおります。北海道の場合には、疑似グライ土の難透水層の多くは、写真1・1に示すように、ち密な柱状と板状の複合構造を示すのですが、この縦の亀裂つまり柱状構造には2つの成因があります。1つは、干拓地の土壌のように、干陸後の脱水により収縮亀裂一柱状構造がもたらされるもので、これが段丘化にともなって生じることが容易に想像できます。もう1つは、過去の氷楔(注2)による亀裂で、ヨーロッパでは、ち密な柱状構造の生成にはこの両方の場合があるとされております。北海道でも、周氷河現象(注3)を研究しておられる小崎先生が、重粘土のなかに氷楔の疑いのある楔状構造を観察しているのです。それに、北海道の山麓緩斜面や台地面には、凍結じょう乱作用(注4)の痕跡が広く認められております。こうしたことから北海道でも、柱状構造は収縮亀裂と凍結という2つの作用がはたらいているものと思えます。

一方、さきの写真でみたような板状構造という

のは、これが凍結によってできるものであることは、現在土壌凍結のおきている十勝地方の火山灰土壌の例をみるまでもなくよく知られていることです。ところがこの土壌断面写真は紋別市のもので、この地方では現在土壌凍結がほとんどおきておりません。ですからこの板状は、過去の寒冷期の産物と考えられます。さらに他の場所の例では、黄褐色～灰褐色のち密な塊状構造を示す化石土壌の上位に、この塊状構造をこわすかたちで疑似グライ土が生成しているケースが観察されています。以上のようなことから、難透水層をもつ疑似グライ土の発達には、過去の段丘化に伴う脱水収縮と寒冷な気候下での凍結の影響とを考えざるをえないのです。

そして地形分化が進み、ち密な土層で周期的停滞水型の水分環境が生じると、褐色土～疑似グライ土などの古土壌形成過程に、より温暖湿潤な完新世の土壌生成過程が重複して、疑似グライ土ができた。温暖湿潤といっても、この土壌は、年降水量500mm以上、年平均気温12℃以下、相対湿度60%以上、季節的な乾湿の交代のある気候条件のもとでできるので、わが国では、北海道と東北地方がこれに相当し、現在の土壌としては、この地域にのみ疑似グライ土が分布しているわけです。いずれにしても、寒冷気候下でのこの土壌の難透水性の下層土の形成や、構造発達と凍結の関係は、さらにくわしく調べなければならぬ問題だと思えます。

以上は、台地上の粘土堆積物を母材とした典型的な重粘土、疑似グライ土の生成過程をみたものですが、重粘土の母材としてはこのほかに、山麓緩斜面や丘陵地緩斜面上のソリフラクションによる匍行性堆積物。

古赤色風化殻のように過去の風化作用によって粘質になったもの。

主として宗谷地域の丘陵地にみられるような第三系の頁岩やシルト岩などの風化したもの。

主として後志、十勝地方に分布するもので、古期火山砕屑物。などがあります。

これらの母材は、いずれも細～中粒質であることが特徴ですが、このうち、第四紀地史との関連の深いと について少し触れてみます。

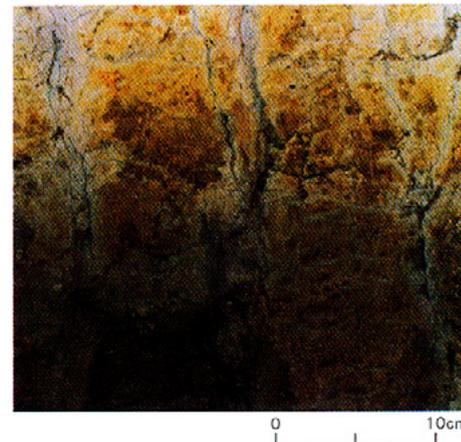
まず の斜面堆積物ですが、ソリフラクションというのは、凍結と融解のくり返しによって表土が斜面上を移動するもので、これも周氷河現象の1つです。その結果、角礫を含む粘土層が緩斜面上に堆積し、これが重粘土の母材になっ

ております。北海道の山麓斜面や丘陵地は、地形的特徴として、ゆるやかな波状地形を示しますが、これは氷河周辺地域にみられる独特の地形なのです。

次に の赤色風化殻ですが、この赤色土は氷期ではなくて、逆に間氷期(温暖期)の所産なのです。だいたい赤色の土というのは、高温多湿な気候環境のもとで激しい風化や洗脱作用をうけて生成されるわけで、寒冷な気候下では赤色の土はできません。ところがオホーツク海沿岸地域には、本来なら褐色の森林土があってよいはずのところこの土が分布している。ただその分布状況をよくみると、高位段丘あるいは丘陵性台地の上に限られており、これは、いわゆる“くされ礫”(更新世の温暖期の所産)が分布する地形と同じところですが、しかも、赤色土と地形との関係は、この地域だけでなく、石狩平野や十勝平野の周辺域でも全く同じです。こうした事実から、この赤色土は、更新世の温暖期に生成した古土壌であることがわかってきたのですが、では、その時期はいつかとなると、まだ問題が残されております。

石狩平野の野幌丘陵に分布する中期更新世の音江別川層という地層からは多量の貝化石が産出し、それらは、現在、北海道の西南域より北には生息しないイボキサゴ、アカニシ、サルボウなど暖流系のものを多く含んでおります。また、花粉分析の結果からも現在より温暖な植生が推定され、この時期が、北海道の第四紀を通して、もっとも温暖であったと考えられております。こうした温暖な気候条件が、おそらく何万年にもわたって続き、赤色土を生成したものと思われる。以上のように重粘土の生成は、想像以上に第四紀地史との関連が深いのです。

写真1・1 - 疑似グライ土の下層土の構造



完新世における泥炭土の生成

完新世に入りますと、この時期の火山活動に由来する軽石や火山灰が火山性土壌の母材になりますが、北海道ではこの分布はまことに広汎で、北海道のほぼ南半分をおおっております。ただこれについては、前半部で近堂さんがくわしく述べられるということなので、ここでは、泥炭土に関連して完新世の地史を一瞥してみます。最終氷期の最寒冷期がすぎ、いわゆる後氷期に入りますと、気候の温暖化にともなって海水面が上昇し、最終氷期に形成された谷をどんどん埋めて、内陸まで侵入をはじめます。そして、海水面が最も高くなったのが、5～6,000年前、つまり縄文時代前期の頃です。北海道の場合ですと、現海水面より3～4m高くなったことが確認されております。当然のことですが、気候的条件も現在より温暖でありました。

この縄文海進はやがて海退に転じ、浅海部の陸化がはじまります。そして、内陸部の河川流域には自然堤防なども形成され、河川の流路が安定してきます。同時に、それらの背後地は沼沢化を呈し始めますが、北海道の平地の気候条件は、泥炭地の発達に最も適しているようで、北海道の広大な低湿地帯で、泥炭の生成が開始されることとなります。それはほぼ4,000年くらい前のことです。こうしてみますと、泥炭地の形成は、第四紀の最後を飾るべきことといえましょう。

以上述べてきましたように、寒冷な北海道においては、温暖地とは幾分異なった独特の地質・地形的諸現象をとめない、第四紀の地史が土壌の生成に色濃く反映しております。しかもそれらの土壌は、本州ではみられないような特徴をおびているだけでなく、低地から丘陵地まで広汎に分布しています。北海道の開拓の歴史が、一面では、土壌との闘いであったといわれるのも、ここに大きな要因がひそんでいるわけで、この課題は、現在はもちろん将来にわたっても、さまざまな形であらわれてくるものと思われまます。ただ私としては、以上のような観点から第四紀をさぐろうとする若い研究者のいない現状が大変に残念なのですが、この点は今後に期待したいと思っております。

土地資源の農業的利用の経過と現状

赤沢 昭和44年に、札幌市の市史の編集委員をしておられた井黒弥太郎さんが、北海道の開拓の進行状況を示す図面をまとめておられますが、図2・1は、この図を簡略化して地形図にオーバーラップさせたものです。これを見ますと、土地資源である土壌が、北海道の農業利用の進展と共に、どのように利用されてきたかがよくわかります。

ご承知のように、北海道の農業というのは、道南の渡島から始まっています。明治以前にも、道南の海岸線や、道央の海岸線にも若干の人々が移住して、沿岸漁場の設定に付随した形で、ささやかな農耕を開始したようですが、本格的に農業が始まったのは明治に入ってからといわれております。

たとえば人口の推移からみますと、明治の初期10年間ぐらいには、約20万近い人がいたようですが、それが、明治30年にはすでに約80万人、明治40年になりますと約140万人に増え、大正の初めごろには200万人を越す、そういうような急速な人口の増加を示しております。それにほぼ並行して農業も内陸部に向かって急速に伸展しております。

耕地面積の推移をみますと、明治の初め1,000ha程度にすぎなかった耕地は、中期には、石狩、渡島を中心に約5万haに増え、末期では、空知、上川、胆振の急伸もあって、実に約60万haに及んでいます。この背景としては、明治2年設置の開拓使による10力年計画や明治19年北海道庁設置後の拓殖行政の推進、官営事業の民営化、明治34年からの拓殖10力年計画とそれに続く明治42年樹立の第1期拓殖15力年計画など、制度的条件に支えられた田畑作の進展があったと思えます。

大正年間も、地域別の増減はありますが、第1次大戦による好景気もあって、畑作ブームにのった十勝、網走などを含めて着実な伸びを示しております。こうして一時は約85万haに達しますが、後期には若干減少します。それが、昭和2年からの第2期拓殖計画で再び増え始め、第2次大戦まで、冷凶害作にみまわれながらも、約100万haの耕地が拓かれています。

しかし、戦時中から戦後の数年間にかけては混迷期で、食糧増産が叫ばれながらも耕地利用は漸減しています。それが、昭和27年以降の第1

期総合開発計画に続く昭和38年の第2期計画で持ち直し、昭和46年からの第3期計画によって再び100万haにもどり、その後も漸増して、昭和58年現在で約117万haの耕地利用となっております。(図2・2)

このような経過を、地形との関係で大きくみてみますと、最初は道南の渡島平野の函館付近、道央の札幌付近の平野部と道東の十勝の平野部、それから根釧の平野部、主としてこうした海岸平野部の沖積低地が拠点のような形になり、それから内陸の台地地形へ、さらに山麓斜面ぐら

いまで、徐々に開拓が進んでいったというようにみられます。こうしてほぼ大正の初めぐらいいまでに、内陸の限界線ぐらいいまで、すなわち現在とほぼ変わらないような状態のところまで開拓が進んでおります。ですから、さきの図面でみますと、いわゆる火山山地も含めた大きな山地を除いた部分が、ほぼ大正の初めぐらいいまでに人が入って行って、そして農耕が行われた。そのようにみることができると思います。

では、土壌との関係からこの経過をみてみますと、これは当然のことですが、一番農耕のしやすい地彩と土壌条件を備えている沖積低地がまず農耕地として利用されていった。その次に、緩斜面や波状地形を伴った台地が上がっていく。ある程度台地で開拓が進むと、さらにその奥の山麓の斜面に進む。そして当時の農耕技術なりに限界線のところで、自然におさまったというふうになります。

ですから、現在の土壌条件からいいますと、火山灰地帯、重粘土地帯を問わず、むしろ地形なりに開拓が進んでいったわけです。ただ、沖積低地とはいいいながら、泥炭地に関しては取り残されています。当時の技術では、これを克服・利用できなかったからです。

一方、農業利用の形態からみますと、最初は開拓使によって酪農を主体とした新農法がはかられたのですが、開拓移住民はこれにはなじみ得なかったようで、米作奨励に切り替え、平野部では水田中心の農業が、そして水田の周辺で小規模な畑作が行われたわけです。それが台地が上がっていくと、初めて地域的に、比較的広い面積にかたまった畑作が行われるようになります。たとえば十勝地帯、根釧地帯、網走のオホーツク海沿岸も含めた斜網地帯などです。こうして、道南・道央の平野部では、気象的、土地

図2-1 - 開拓線の進展と自然立地条件

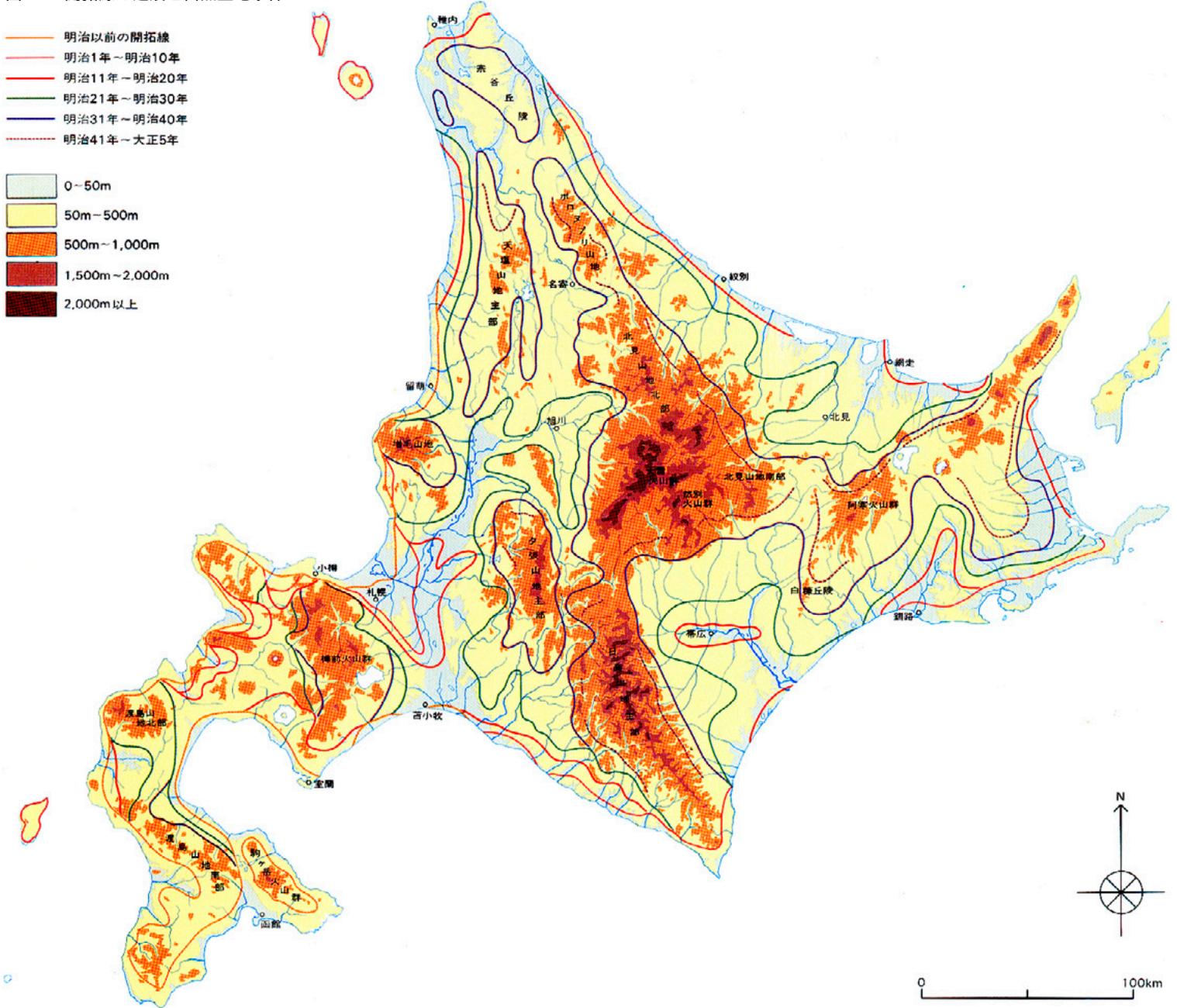
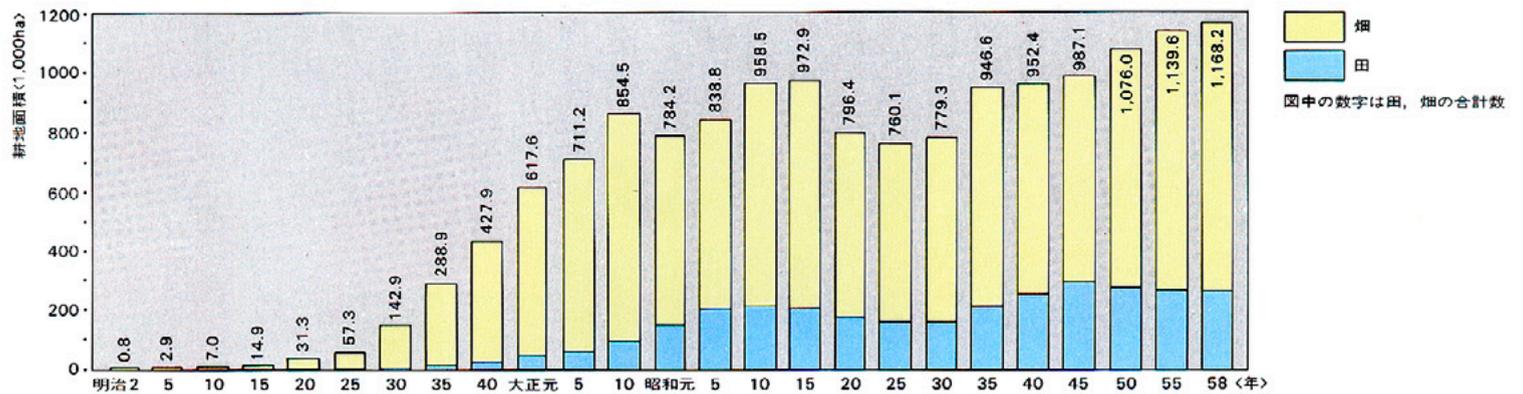


図2-2 - 耕地面積の推移



的な制約をうけながらも水田中心の農耕が進展し、一方、道北あるいは道東方面では、台地での畑作経営が広く行われるようになります。ただ、畑作といいますが、大正の初期ぐらいまではいまとは全く違う形で、いわば小規模な穀菽経営（菽は豆類の総称）または混同経営として進められております。

その後の、大正の中期から昭和の初期ぐらいまでの農業は、技術も含めそれほど目ぼしい発展はなかったようです。ただ昭和の中期以降には、当時の政策的な背景もあったのですが、試験・研究部門では、かなり進んだ技術が地域別に見られるようになってきて、北海道の中で農業というものが、直接、間接に推進されるような体制が少しずつ出てきました。

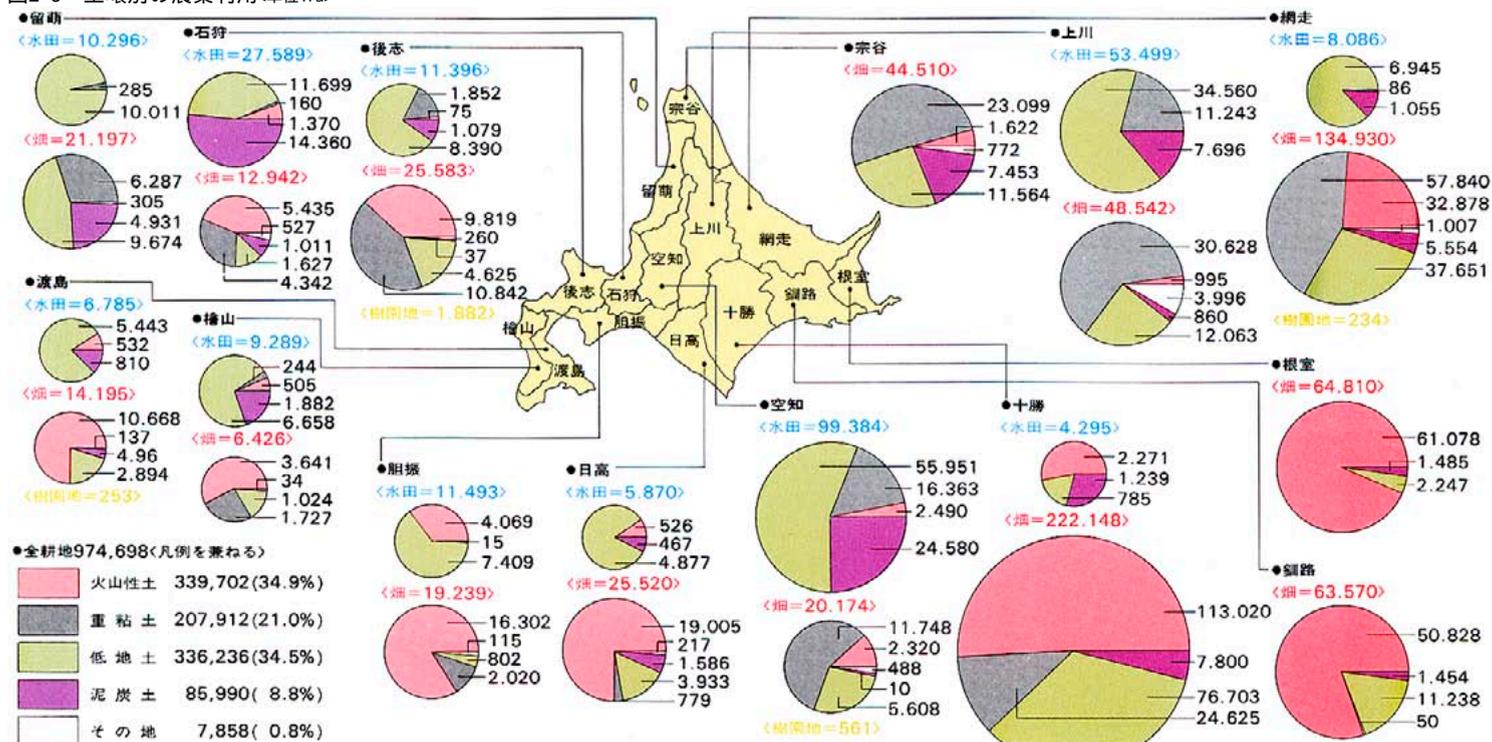
しかし、いわゆる北海道農業としてのはっきりした形が一般に認められるようにたつたのは、むしろ戦後のことになると思います。戦後になりますと、ご承知のように、それぞれ、国の政策としての開拓が大規模に取り上げられて、道内に非常にたくさん入植者が入ります。ただこの場合も、地域的に見ればそれほど奥地まで入るということはなく、かつての開拓線の範囲内において、改めて開拓が進められたというふうに私は受け取っています。

そのうちに、昭和40年代に入って、現在のようなた形のもとになるようないろいろな政策が推進され始めます。こうした経過の中で、地域的な区分も進み、北海道農業に特徴的な地域農業の姿が出現してきます。酪農中心の道東地域とか、畑作と酪農の十勝地域とか、あるいは畑作、酪農に水田も一部含めた斜網地域などというように地域区分が進み、その中で粗放化あるいは集約化の方向で農業が進んでいるわけです。一方、その間に、米に対しては、全国的にいわゆる生産調整が始まり、現在に至っております。では、こうした現在の農業土地利用の形を、今度は土壌別にみえます。データは、昭和49年時点のものなので、ちょっと古いのですが、道立農業試験場でまとめた地力保全の基本調査成績表というのがあります。それを並べ変えたのが図2・3です。

そうしますと北海道全体の耕地は約975,000 haです。それを土壌別にみまると、多いのが、火山性土壌の34.9%と低地土の34.5%です。次が重粘土で、これが21.0%、泥炭土は8.8%、その他0.8%という状況にあります。この割合は現在でもそう変わってはおられません。この図には、水田、畑、樹園地に利用されているそれぞれの土壌の分布割合と面積とを支庁別に示して

あります。ただ牧草地は畑の中に含めてあるのでその点の問題はありますが、土壌別の農業利用の現状がよくわかります。たとえば火山性土壌の耕地が多いのは、道南の渡島、胆振、日高と、道東の十勝、釧路、根室などです。とくに道東の耕地面積の広さは、他を圧倒しています。これに対し、重粘土は、逆に道北の上川、宗谷、網走に多く、また道央の後志付近や空知にも若干あります。低地土というのは、本来全道にまたがっていますが、比較的多いのが、空知、上川、十勝、網走などです。泥炭土の耕地が多いのは、石狩、空知、十勝、上川です。なおこの図では、北海道全体としての各土壌の利用形態が明示されていませんのでそれを申しあげますと、水田は、一番多いのが低地土で、全水田248,000 haのうち61.6%をこの土壌が占めています。次いで泥炭土の21.4%、重粘土は12.2%、火山性土は4.8%とわづかです。畑は全体で724,000 haありますが、このうち火山性土が45.3%とほぼ半分を占め、次いで低地土25.1%、重粘土24.1%です。泥炭土は4.5%とわづかです。樹園地は、全体の面積が3,000 haと少なく、低地土が半分以上を占めます。大体こういった形で、現在、北海道の土地資源が農業に利用されております。

図2・3 - 土壌別の農業利用<単位ha>



水田化と土地・土壌の改良

3-1 土地改良における北海道と府県の違い

編集 土地改良ということでは、北海道の水田は、本州（都府県）の水田と大分違うのでしよう。

近堂 北海道の水田は、ご承知のように、まだ100年未満の歴史しかもっていません。弥生文化以降の2,000年近い歴史をもっている本州の水田と比べますと、非常に若いのです。その上、北海道は気象条件が悪く、冷害の常襲地で、土壌条件もあまり良くありません。そういう中で、冷害に対抗できるような北海道の稲作技術というものが、水田の基盤整備事業と並行して進められてきたわけですが、何しろ農地、土壌に刻まれた歴史が非常に新しいというのが北海道の大きな特徴の一つです。

昭和58年度の統計を見ますと、北海道の水田で土地改良が必要だという面積が約137,000haもあります。これは、用排水分離が必要な水田面積で、排水改良のみ必要な面積は約59,000haです。また30a以上に区画整備が必要な水田面積は、約103,000haほどあります。北海道の戦前の土地改良事業をどう評価するかという問題もありますが、戦後においても、用水路にしる、排水路にしる、北海道では、本州ほど何回も手厚く土地改良事業が濃密に行われていないのです。現在の水田地帯の土地改良を第2期と解釈するか、第3期と解釈するかは別として、とにかくいま、第2段階が第3段階かの基盤整備に入っているというのが実情です。

さらに北海道では、用排水改良以外に、もう一つ重要な事業があります。先ほどのお話にありましたように、北海道の沖積平野では、その後背湿地が広く泥炭土壌に覆われています。これは、東北地方の一部にあるにせよ、本州の沖積平野一般にはありません。この、本来は人も機械も入れないような軟弱な有機質土壌を、北海道では開田しなければならなかった。そのためには、排水以外に無機質の土壌、特に粘土質の土壌を客土することが必要で、こういった客土事業というのがいまだに続いております。現在でも、客土が必要な水田が、面積にして10,000ha以上残っていると推定されます。客土事業は、戦前からも行われておりましたが、現在はトラックその他で何回にも分けて搬入し、泥炭地の水田をカバーして作土づくりをしているわ

けです。

梅田 最初に北海道で水田をつくったときには、本州で昔からあった一般技術としての土木技術で始まったわけでしょう。丘陵末端の平坦部の周辺などで、小さな沢をとめて、そこに小さな溜池をつくって、そこから水を引き、水田をつくった。

それと、もう一方では、開拓の拠点にたった札幌周辺の石狩の沖積平野が、いまのお話のように泥炭で覆われていた。そのために泥炭地の開発が問題になったんです。泥炭地開発の一番最初の試験は、新渡戸稲造先生が道庁の囑託をしている明治26年に始まった。これは当時、札幌農学校の卒業生は必ず北海道庁の囑託をすることになっていたからですが、新渡戸稲造先生が、「もっと遠くへ行ったらいい土地がいっぱいあるじゃないか。何であんな湿地に入れるんだ」と言ったときに、当時の長官が新渡戸稲造先生に言ったのは、「いや、そうじゃないんだ。札幌のそばにみんな入りたがって困るんだ」と。というのは、当時、札幌というのは北海道の中央なので、本州から移住してくる人々は、何とか札幌の周りに住みたい、しかも平らなところだからそこへ入りたいということですね。それを開拓する手だてを考えてくれという話になって、新渡戸稲造先生がその試験をやった。これが、泥炭地開発の始まりなんです。だから、泥炭にしても、他の低地にしても、そこを水田化する際の技術は、ほんのわずかなものだったと思うのです。

ところで、明治35年に、東大の農業土木の上野英三郎先生が、有働良夫さんという方と一緒に『土地改良論』という本を書いています。余談ですが、上野英三郎先生というのは、忠犬八公の飼い主ですから、おらかな先生だったんです。その本は、当時の耕地整理です。いわゆるプロシャ帝国の耕地整理法をまねて日本でも耕地整理法というものをつくったわけで、その当時の土地所有制度が、プロシャ帝国と日本とよく似ていたということでそういうことになったそうです。ですから、土地の整理の話だけで、水田の話はないわけです。それで、次の年にあわせて法律を改正して、灌漑をやるようになっているんです。そういう事情もあって、その先生のお書きになった本は、灌漑の章があって、それからずっと後になってから排水の章があるんです。

それとはまた別に、札幌農学校出身の鈴木敬策という人。この人はもともとは農業経済専攻なんです。学生時代から農業土木の開拓の現場を歩いていて、明治42年に『農業土木学』という本を書いた。この方はずいぶんと向こうの本をよく読んでいる人だなという感じがするのですけれども、その人のお書きになった本を見ると、排水というのが先にあるんです。それから灌漑が後にある。

上野英三郎先生とか有働良夫さんがおやりになった本州では、いわゆる大地主がいて、その土地の生産性を上げるのにどうしたらいいかということで、区画整理をやり、灌漑の水をもってきて、土地の生産性を上げることを考えた。ところが北海道では違うのです。開拓という、土地をつくるということから始めますと、まず排水をやりたければ、水抜きをやらなければどうにもならない。そのあとで、初めて灌漑が入る。新渡戸稲造先生の「農業本論」も排水・灌漑の順です。

いま日本の大学では、灌漑排水という科目を教えています。ところがカナダへ行きますと、Drainage and Irrigation（排水灌漑）という科目で教える。このように、大体高緯度地帯の冷たく湿っているところは、Drainage and Irrigationなんです。ところが、南の暖かいカリフォルニアあたりへくると、Irrigation and Drainageというように、科目の前後が入れかわるわけで、ここは本州と同じです。こういうわけで、北海道では、開拓し、土地をつくるという、その前提としてまず排水ということがあるんです。

近堂 それと、そうした排水灌漑の事業が成り立っていくためには、その背骨として北海道の大河川の治水工事がどうしても必要になります。それがまた、ここでは、明治以降のことですから、本格的にはまだ半世紀ぐらいの短い治水の歴史しかない。この点も本州の長い治水事業の歴史から比べると浅いのです。

水田の灌漑排水工事が、大河川の治水事業と並行して進んできたことは、本州の歴史でも明らかでしょうが、石狩川水系にしても、治水工事が進まないことには末端の方の排水改良、用水路ができないわけです。ところが北海道では、集中豪雨のときには、いまだに大きな河川での氾濫被害が絶えたいところがあるのです。

梅田 千歳の近くに長都というところがありま

図3・1 - 長都地区周辺の地質

＜北海道の地質，北海道の火山灰分布図より編成(欄外注)＞

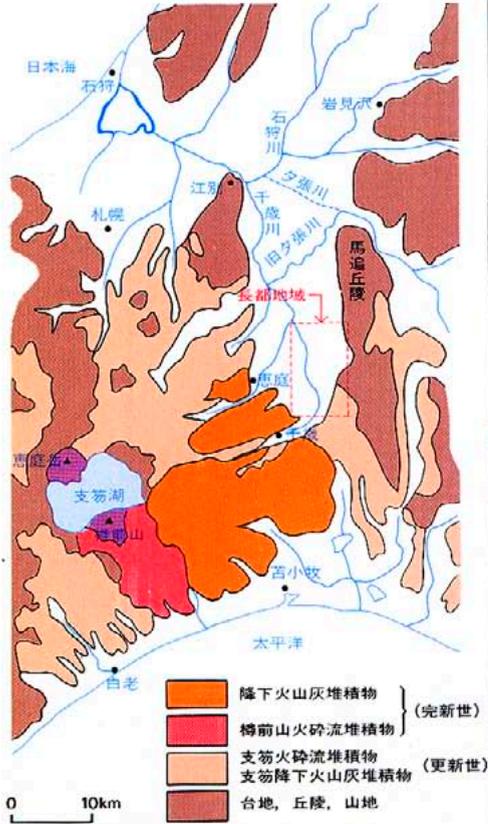
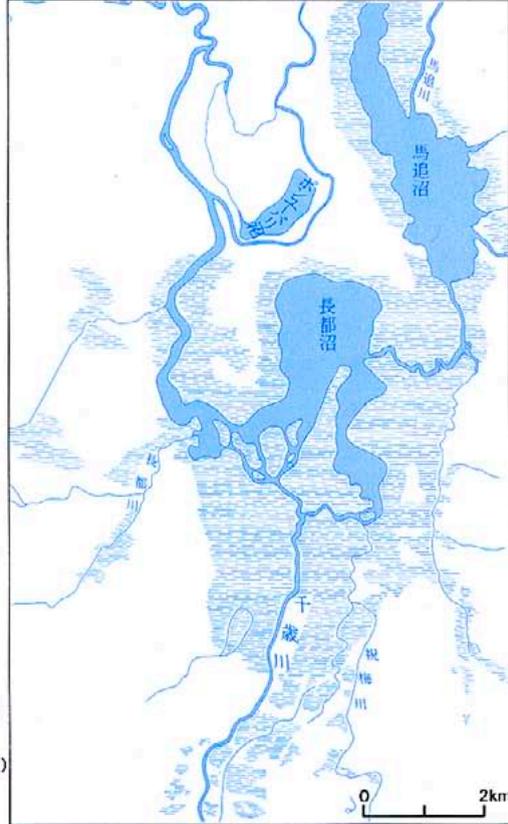


図3・3 - 長都地域の沼、河川と排水路の変遷

a. 明治42年(1909)部分修正測図より



b. 昭和10年(1935)修正測図より

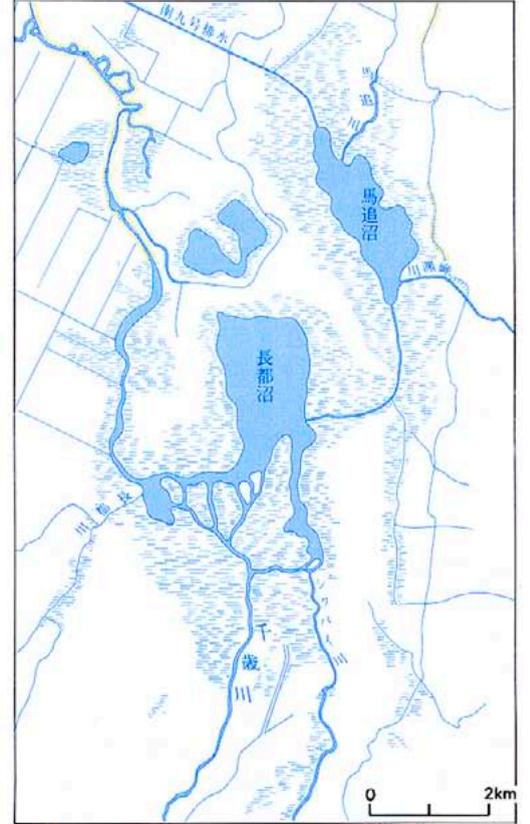
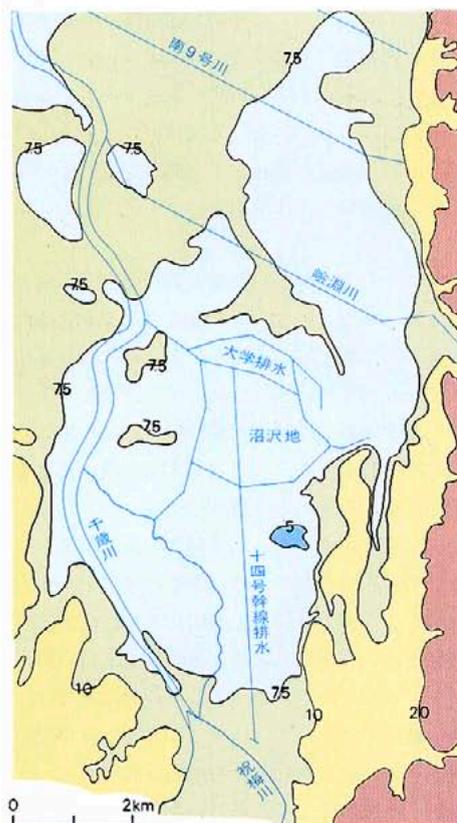
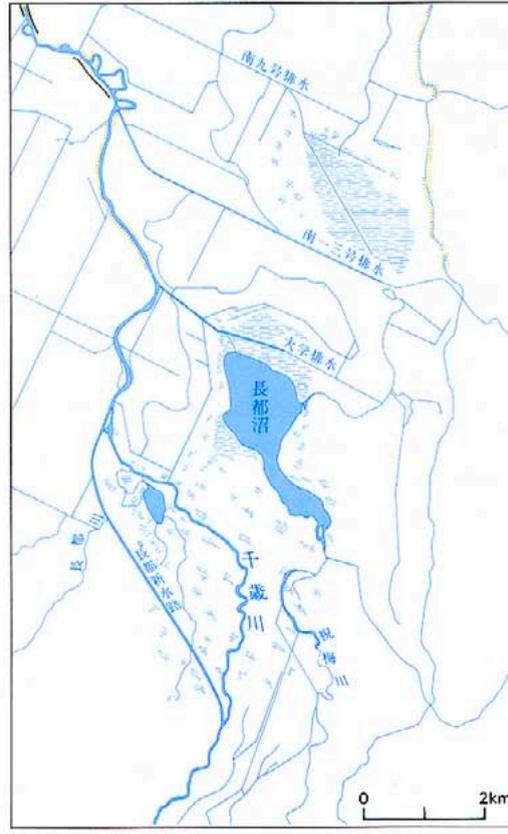


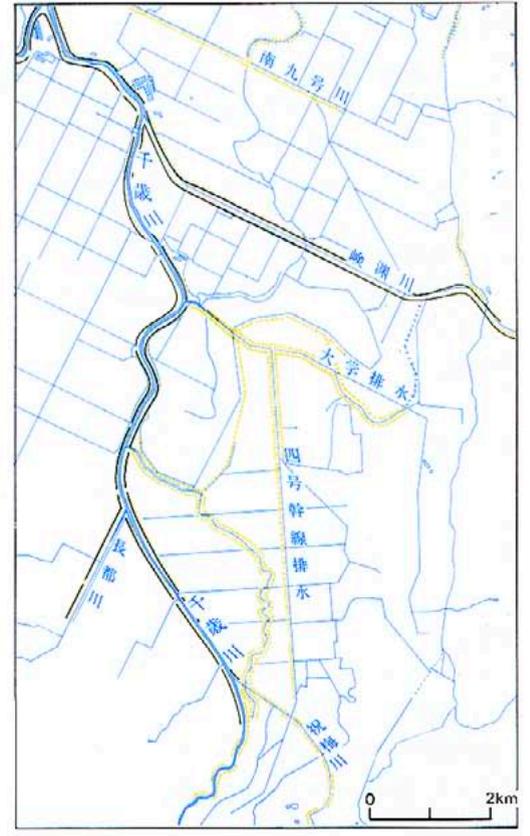
図3・2 - 長都地域の地形



c. 昭和35年(1960)修正図より



d. 昭和50年(1975)改測図より



すが、斉藤さんなどと一緒に、開田の歴史を調べてみたのですが、80年ぐらいのあいだに石狩川を改修し、夕張川をつけ替え、そして千歳川を改修している。順繰りに下の方から直して、その間に順番に川下の方から、畑にたり、水田になりという経過があるんですね。

斉藤 長都地域は、以前は長都沼や馬追沼などをはじめ大小の沼のあった広大な低湿地帯です。図3・1が、この周辺の地質図、図3・2は長都地区の地形図です。約32,000年前に支笏カルデラを生じた大量の火砕流は、東側の馬追丘陵にまで達します。そのため、それ以前は石狩低地帯を南流して太平洋に注いでいた石狩川は、ここでせきとめられ、北側にせき止湖や湿地帯をつくり、さらにその水は石狩湾へと流れを変え、現在の石狩川の原因がつかれます。これが、現在の低湿地の源と考えられています。

だいたい北海道では干拓といえる事例は少ないのですが、長都地域はその稀少例の1つなのです。それと、ふつう干拓は、干拓事業で整備されるのですが、ここでは、内水処理の一部と外水処理は、治水事業によっているという特色があります。

図3・3は、明治以降の地形図をもとに作成したこの地域の河川・排水路の変遷図です。石狩川の改修は明治末期から始まりますが、昭和の初めまでは原始河川に近く、支流の夕張川や千歳川も同様です。夕張川は激しい暴れ川で、その洪水は千歳川に逆流して溢水し、この地域を洪水常襲地にしていました。こうしたなかでも、周辺低地の開拓が徐々に進んでいます(図3・3b)、大正11年から昭和11年にかけて夕張川の切替工事が行われ、夕張川は千歳川から切離され、直接石狩川へ注ぐこととなります(図3・1)。こうして夕張川沿岸の溢水は解消され、旧夕張川はその周辺域の放水幹川に変わります。次いで昭和7年から12年にかけて、千歳川中流部の屈曲のはげしい部分が改修され、長都地域の排水改良を可能にする基礎ができ、その後、主要排水路が次々に実現し、湿地帯が原野に変えられていきます(図3・3c)。さらに昭和32年から36年にかけて、千歳川を長都沼から切離す長都新水路工事が完成、この新水路に祝梅川・長都川を合流させます(図3・3d)。千歳川の築堤もこの時期に始まり、それとともに排水網が整備されて地下水位の低下がはかられます。沼の干拓は戦後ですが、最後まで残され

た長都沼も、昭和42年に沼の中央に開削された第14号幹線排水路が完成し、干拓は完了します。現在、未耕地として残されているのは、この長都沼跡の310ha(図3・2)だけです。

編集 いま石狩川流域の水田では、泥炭地水田の割合はどのくらいになっているんですか。

大垣 さきほど赤沢さんが紹介されましたように、集計表は支庁別の面積になっているので、流域別としては、ちょっと答えにくいんです。石狩川の中・下流域を包含する石狩と空知支庁についてみると、泥炭地水田の面積は、石狩が約14,000haで、これは管内全水田の52%になっていますので、半分以上になります。空知の場合には、泥炭地水田の面積は約25,000haもありますが、水田全体の面積が広いので、比率からいうと25%にたっています。空知管内のうちでは、南部が泥炭地水田の多い地域です。

佐久間 石狩から空知南部の大規模な泥炭地の水田地帯というのは、治水が十分にできたかのために、戦前はうまくいかなかったんです。それが、戦後の大規模な開発によってやっと手がついた。世界銀行の援助を受けて大々的に行われた篠津の泥炭地の開発、この時期に、泥炭地水田は飛躍的に増えたんですね。

3-2 用水の水温問題と圃場整備

編集 水が冷たいということはないんですか。
梅田 北海道では、確かに用水の水温の問題が昔からあるんです。ただ、戦後、発電所の水が川上の方でトンネルの中を通ったりするので、そのために水温が下がるのではたいか、そういうことが非常に問題になって、それで温水溜池

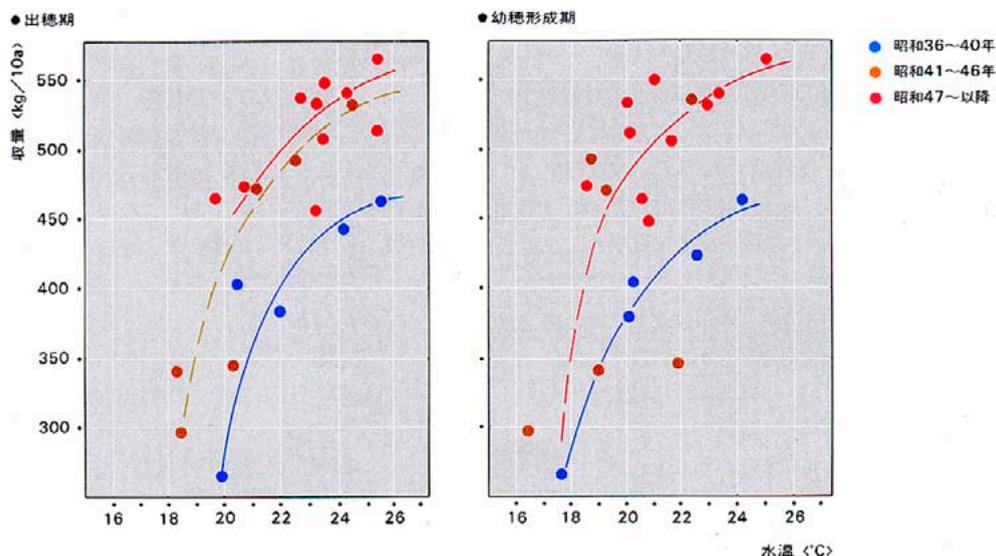
などをつくるようになりました。

一方、現在では、水田に配水するためにパイプラインを入れております。それで、いまのトンネルの話のように、このパイプラインが水温を下げるのかどうか、そのことが最近われわれの周辺で問題にたりました。それで、私どもでは、その辺のところをいろいろと実測し、それに基づいて計算をしたのですけれども、それによると、パイプラインは余り問題じゃない。むしろ、水温が下がるのを地温がカバーしてくれるといったような結果が出てきております。

それと、水温問題というのは、圃場整備と水操作によってほとんど解決されているのです。最近水田の整備が進んできました。深水灌漑処理ができるようになってきました。昔は、田越しの水とって、たんぼからたんぼへ順番に水を入れていましたから、いろいろな水の操作ができたかった。それがいま、用排水分離になりまして、1枚のたんぼに水を入れ、そのたんぼから水を出すというように水の操作ができるようになった。こうなると、水温の高いときだけ水をとって、夜間の冷たい水はとらないというように選択取水ができます。

それをわれわれは圃場整備の結果といっているのですが、たとえば道央の圃場で見ますと、昭和30年ごろから20数年間の、水温のデータとお米の収量のデータは、かつて水の管理ができなかった昭和40年ごろまでは、水温が低いと米の収量が落ち、水温が高いと米の収量が高いというみごとな相関が出てくるんですね。それが、今度、水の操作を自由にできるようになってき

図3・4 - 水温(地区流入点)と収量



ますと、余り水温と相関がなくなってくるんです(図3・4)。水温と関係なく、確実に収量が3割ぐらい上がってくる。ですから、水操作によってお米の収量をかなり上げることができるといったこともまた明らかです。もちろんその前提としては、水田で水がたくさん漏れないように、冷たい水をたくさん入れなくてもいいように、客土をしたり、土壌的な措置を施したりという諸々の圃場整備があるわけです。

3-3 排水の重要性

梅田 現在の圃場整備では、むしろ排水の方が、先ほど申し上げたのとは別の意味で、いわゆる営農作業的な側面から問題になっているんです。というのは北海道では、秋、収穫期のときに雨が多いいんですが、排水がよくないために、この大事なときに収穫用の機械が動けないということがあるのです。

先ほど泥炭地水田では、客土がまだ必要なところがたくさん残っているという話がありました。これは、そんなに残っているはずはなかったんですけども、農作業の進展に応じて、客土に対する要求量が多くなってきているんです。われわれが昔、学生時代に習ったときには、作物のためには客土は、6cmとか9cmあればいい、とされていたのです。ところが、いまですと、われわれの実験例でいうと、15cmぐらいの客土では、乾燥した時期は機械は入れるけれども、水が入っているときは機械を入れたいからダメ。水が入っているときに機械を入れたいならば、25cmぐらいの客土をしたければダメであるという結果が出ているのです。このように、現在では、圃場に対する条件づけが変わってきているので、それに対応して排水問題が重要になってきております。

大垣 排水の問題は、作物生育にとっても大変重要なんです。これは、私、いつも感じていることなんですが、北海道では、本州、特に西南暖地の耕地と比べて排水の重要性の程度が高いと思います。これは水田だけでなく、畑地も含めての話になりますが、北海道では、気象条件が厳しいために、ぎりぎりの農期間で作物生産をやっている。融雪促進だとか、秋口の霜予防のための薫煙だとか、先ほどの温水溜池などというように気象条件への挑戦ともいえるようなことをやりながら作物生産をやっている。

そういう条件の中で排水という問題を考えますと、春先、排水が悪いと地温上昇を妨げること

になります。もちろん、排水がひどく悪ければ、畑作物は湿害になってしまいますが、湿害にまていたらない場合でも、土壌水分が非常に多いと地温が上がらない。そうしますと、根の活力が劣りますし、養分の供給も劣るということが相乗的に働いて、作物の初期生育がどうしても遅れがちになる。これは、水田でも畑でも共通の現象です。それが、限界ぎりぎりの農期間で栽培をやっているものですから、結局、ダメージが大きくて減収に結びついてしまうわけです。それと、いまのお話のように、排水状態が悪くて農作業機械が入らないということになりますと、栽培管理の作業適期を逃すことにもなり、減収に結びつきます。そういう事情も重なってくるわけです。

こうしたことは、おそらく西南暖地では、わりあい許容幅があると思うのですけれども、北海道では、そういう時期的な問題はおおらかにほじきたい。このように北海道では、排水の重要性は想像以上に高いと思うのです。

3-4 北海道水田にひそむ大きなメリット

赤沢 いわゆるトラフィカビリティ(車輛走行支持力)という面では、松山さんいかがでしょう。

松山 労働手段を扱う立場から、私がいま感じていることを申し上げますと、北海道の水田は非常に特徴があるんです。明治の末期に、旭川で^{たこあし}蛸足という労働手段が開発され、急速に普及しました。これは直播機です。当時は水苗代の時代ですが、北海道ではこの直播機が、初期の稲作を定着させるのに大いに貢献した。作付適期の非常に短いところで、しかも、水が冷たいとかいろいろな悪条件の中で面積をこなしながら、とれたらとろう。そういうようなことがあったと思います。そして、その後わずか60年ぐらいの間で、収量は本州を越すぐらいのところまで生産力を高めていく。ものすごい急ピッチで稲作技術が上がっていくわけですが、そのため労働手段の体系は、育種や土地改良など、さまざまな関連分野と追いかけてこしながら整備されてくるわけです。

そして、ご指摘のあったとおり、重要な問題は、あらゆる時期に水が多過ぎて、機械の走行に困難を及ぼしているということです。特に泥炭地水田では、大きな機械は沈没してしまうということがあったし、いまでも、泥炭地の表層を突き抜けた場合には、自力脱出が不可能になるよ

うな機械がたくさん見られるわけです。その点からいいますと、われわれ機械サイドとしては、排水ポンプについて、特に注意しなければならないということになります。

次に、熱帯性の稲が海を渡ってこちらに来ると、生理的な生態が違ってくる。いまでもそうであるかどうかわかりませんが、本州においては、栄養生長から生殖生長へ完全に質的転換を行う。北海道においては、栄養生長が最後まで生殖生長と並行的に共通して行われていく。そういう意味では、栽培の仕方、したがって土壌が保持すべきいろいろな条件が違ってくる。また、強制的に生殖生長に転化させるわけですから、強制登熟をさせる技術と、品種のあり方というものが求められてくるわけです。

こうして北海道では、耐冷性の稲が開発されてきたのですが、この稲は、端的にいいますと、短稈です。ですから、本州の方でつくったコンバイン、あるいは外園から輸入したコンバインでは、機械にかからないとか、ロスが多いとか、農業機械屋泣かせという一面もっています。しかし逆に、短稈であるからこそ、たくさん植えても倒れなくて、多収できるという、従来の稲がもちあわせていなかったメリットを生み出したのです。

ところが最近わかってきたことですが、従来は熱帯性の植物とばかり考えられた稲に、実は非常に耐冷性の強い野性の遺伝子が見つかったのです。つまり、北海道が独自に開拓した耐冷性の品種と同様のものが、意外と、自然の分布の中でも育成されてきていたわけです。

このようになってきますと、北海道の特殊水田というものが、たとえ土壌条件が余り良くないとしても、逆に、その特殊性が、ある条件のもとでは大きなメリットになっていくだろう。このことは、現在の科学技術では、十分に発想できることではないかと思えます。

先ほど水温の問題が出ましたけれども、これは、梅田さんのお話にあったとおりで、現在、われわれのグループでもこれを調べておりますが、水温とはいうけれども、実際は地温が問題なんです。土には、表層10cmないし20cmのところには大体安定的な温度がありますが、この安定的な温度が、春先から以降、生育の温度条件の中で、さらにどれだけプラスになるかマイナスになるかによって、冷害がとまったり生じたりする。そういうことのようにです。

このように、地温の問題も含め、作物を栽培する器としての土の役割が、もっと具体的にいろいろわかってくれば、われわれ労働手段の側への要求が、たとえ水でジャブジャブであろうが何であろうが走り回れるような機械をつくれ

というような発想が出てくると思うのです(笑)。こう考えてきますと、北海道での問題が、高緯度・低温地帯における水田作の技術として、世界的に共通のものに発展していくことも可能であろう。ちょっと言い過ぎているところもありますが(笑)、水田というのは、土壤保全の上からも最もすぐれた耕作形態ですから、世界的視野で見ていくことが必要ではないかと思うのです。

3-5 水田土壤にみられる北海道の特徴

音羽 話が戻りますが、北海道の水田と本州の水田を土壤という面から比較してみますと、まず第1に、先ほどからの話に出ているように、北海道では泥炭地の水田が非常に広い。本州の方では、青森の津軽平野の北端に若干ある以外に泥炭地水田はありません。大体本州では沖積平野に分布する泥炭層は、その上に沖積層が何10cm かかぶっているのが普通です。以前は、地表から50cm以内に泥炭層が出るものをすべて泥炭土壤といった場合もありますので、多少の混乱がありますが、いずれにしても、本州で泥炭土壤と呼ばれるものは、上に天然の客土がある。

その次に、近堂さんのお話にありましたように、北海道の水田は非常に若く、古い水田でも100年です。大正年間に、道央の主体地域を走る灌漑用水(北海幹線)ができていたことから考えれば、多くは、60~70年の水田です。水田の特徴というのは、夏期、湛水しますと還元状態になりますから、作土中の鉄やマンガンが移動して、作土の下に沈積します。それを年ごとに繰り返すわけですから、作土層の下に鉄やマンガンの集積層ができる。これが、本州の水田土壤の非常に大きな特徴です。

私、北海道に来て約20年になりますけれども、北海道では、こういうはっきりした集積層をもっている水田土壤をまだ見たことがないのです。そういう意味では、本州の人々がえがいている水田土壤とはかなり違ってきます、ただ、つい去年ですか、中国の人を案内して深川に行きましたら、石狩川の新しい砂質の氾濫原を拓いた水田で、作土の下に鉄の集積層があるのを見つ

けましたが、これなどは非常にまれな例です。北海道の水田土壤に鉄とマンガンの集積層ができにくいもう一つのファクターとしては、北海道では雪が被覆するために、冬、土が乾かないという事情があげられます。西南日本の水田土壤の特徴というのは、冬、土が乾くことです。乾く乾かないの目印になるのは、鉄、特にマンガンの沈積物ですが、北海道の水田土壤の形態的な特徴としては、マンガンの丸い粒のような塊が出るのが少ないのです。これは、逆にいうと、冬、雪の下で土が乾かないということなんです。このように、北海道の水田土壤は年間を通して湿けているというのが、大きな特徴だろうと思います。

それから、一般に低地の土壤は、排水状態すなわち地下水位の位置によって、褐色低地土、灰色低地土、グライ土に分けられますが、本州の場合には、水田の主体になっているのは排水のよい褐色低地土です。ただ、本来は褐色低地土であっても、長い間、夏期湛水しますと、土層の上部の方から還元が進んで、上の方の50~60cm灰色になっております。こういうのが本州のいわゆる褐色低地土から由来した乾田の主体ですが、北海道の場合は、歴史が浅いので、水田耕作によって土壤の変化する部位というのは、上方から大体30cmぐらいです。空知などの褐色低地土の水田を見ても、上の30cmぐらいは灰色になっているけれども、下はもとのものと余り変わっていない、そういうような状態の土層があらわれてきます。これも北海道の水田の大きな特徴です。

最後に、いわゆる重粘土、疑似グライ土の水田があることです。これは本州では東北地方に若干あるだけですが、北海道では道央にかなりあります。重粘土水田は、多くの場合、表層に火山灰がかぶっているの、いわゆる黒ボク土の水田という形をとっていますが、この重粘土の水田で特に問題なのは、水田を畑に転換したり、あるいは畑を水田に還元するときに、非常にトラブルをおこすのです。このタイプの水田は、空知の石狩川流域の段丘地帯にあります。そこは、もともとは畑作物をつくっていた。畑作物をつくっていた時代というのは、表層約20cmほどの黒っぽい腐植層で作物をつくっていたわけです。それを基盤整備で水田にしたわけですが、台地でも比較的平坦なところは、高低差がそんなにないので、水田になっても黒い表

層がちゃんと残っている。ところが、台地がわりに傾斜している場合には、水田にするときに土を切り盛りしますから、心土が露出した状態で水田になってしまっている。それを再び畑に戻そうとすると、これは、不良な心土に加えて表層の腐植に富む層もすっかりなくなっていますから、えらいことになってしまう。この間も、われわれの研究会で栗沢の疑似グライ土の水田を見にいったんですが、麦は雑草混じりだし、とてもひどい状態で、極端にいうと、耕作を放棄せざるを得ないような状態になっているところがありました。

以上のように、北海道の水田の土壤は、本州と違うところがかなりあります。泥炭土の水田があること、年代が非常に新しいこと、水田耕作の影響があらわれていたこと、疑似グライ土の水田があって、それが地域によっては非常に重要であること、などです。

3-6 転換畑 泥炭土水田と重粘土水田を中心に

編集 水田を畑に転換するときには、いろいろの問題が出てくるのでしょう。

大垣 転換畑の問題については、私どもも二・三の調査・試験をしてきましたが、一方、全国的にもいろいろと検討されてきております。水田を畑転換して畑作物を栽培していく場合の技術的問題点としては、いろいろあるのですけれども、やはり排水と砕土の問題が大きいだろうと思います。

米の生産調整で水田の畑転換が始まったのは昭和45年ごろからですが、昭和53年からは水田利用再編対策ということで、米の生産調整の強化がなされました。とくに北海道では、4割以上に及ぶ高率の転作が続く見込みとなり、水田の利用形態を本格的に考えておかなければならないという話がでました。私どもはその基礎資料の一つとして、全道の水田土壤の状況を既存の調査成績から調べあげたわけです。

そのときに、5つの要因をとりあげて畑転換難易度の分級をしました。それは、水利的立地条件としての地下水位、土壤の透水性、土壤の粒径組成と有機物含量、さらに転換した場合の作土化可能層厚、および作土化層の礫含量。この5つを考慮したわけです。ですからこれは、いずれにしても排水性と砕土性の問題が転換の難易性を大きく支配するものと考えられます。

排水の問題は、一番大きい問題ですが、ここでとくに強調したいのは、むしろ、砕土性の問題なんです。さきほど音羽さんが、重粘土の水田を転換したときの問題として出されましたけれども、重粘土の場合には、排水も悪いし、砕土も悪いので、発芽不良の転換畑を多く見かけます。例えば、雨竜の牧岡です。ここはまさに、重粘土地帯の好例だと思うのです。ここは、もともと表土に有機物が余りない重粘土で、いろいろな経過があって水田になったのですが、それが今度、転換して畑になっているわけですが、畑作物の生産は非常に低い。それで、増収対策として砕土率向上をねらった試験に取り組み、どの程度の土壤水分のときに一番砕土の効率がいいかというようなことも調べたのですが、結局砕土率を高める問題は、性能の高い砕土機を選択の方が近道でした。このときは、アップカッターという逆回転のロータリが非常に砕土の性能がよかったわけです。

こうして砕土を高めた効果として、収量は低いレベルでの比較ですが、発芽が非常によく、中間段階ですが好結果を得ています。いずれにしても、畑転換の成否は、排水と砕土の問題ではないかと思っています。

音羽 全く大垣さんのおっしゃったとおりで、土地利用が変わる場合には、問題なのは排水よりも、むしろ作土の砕土性ではないかなという感じを私ももっております。先ほど泥炭土水田の話がありましたが、泥炭というのかなりプラスの面もあるのです。たとえば美唄の泥炭地の周辺には、下層に泥炭があって、上に沖積層が30cmくらいのっている土がかなり広くあるのですが、そういう土の場合、下層の泥炭が作土に混じってきますと、砕土性はかなりよくなります。

同じ沖積の粘土でも、非常に新しい、有機物をほとんど含まないような沖積の粘土と、少し古くて、そこに泥炭が混じったのかどうかはともかく、有機物を含む粘土とでは、ずいぶん性質が違いますね。それで、転換などするときには、作土の性質というのは最重視しなければいけないのではないかというように、最近では強く感じているのです。

梅田 いまプラスの話が出ましたから、今度はあえてマイナスの面を出しますと、泥炭地に客土して、今まで水田にしていたところを畑にする。そうしますと、石狩平野などの例では、地

盤沈下が生じてくるんですね。

音羽 それはそのとおり、言うのを忘れました。泥炭地水田というのは、見ていますと、水田にももちろんいいし、転換して畑にしてもよく作物がとれるんですね。現場へ行って聞いてみますと、やはり最初に新規開田して水田をつくったときには、不等沈下して非常に問題になった。それが水田にして数10年たち、問題がなくなったら、今度の転換で畑にした。そうしたら、また沈下の問題が出てきた。その上、用排水路が多少波うったりするという問題も出てきている。ですから、長い目で見たときに、泥炭地水田を畑にするのが本当にいいのかどうかですね。ずっと水田として利用しておいた方がいいのではないかという感じもする。泥炭地水田の将来のあるべき土地利用というのはどう考えたらいいのかということですね。

大垣 さきほどお話のた沈下の問題ですが、調査圃場は100枚ぐらいですけれども、転換後1年間の地盤沈下の程度を調べた事例がありません。それは、岩見沢の圃場の例で、ほとんどの圃場で一冬に6cmぐらいの沈下をしていました。ただし、なかには逆に浮上している圃場もあり、その辺の内容と原因を調べなければならぬと思っています。それから、もう一つ泥炭地の圃場整備では、整備した後に不等沈下が生ずる可能性が強いものですから、それを防ぐ手段として、排水を充分に行ってから圃場整備工事をすることを推奨して、その試験をやってみました。そのときにどの部分が収縮し、沈下しているかを測定板を埋め込んで調べたわけです。そうしますと、やはり排水による沈下というのは、ほとんどが上部の泥炭層の圧縮によっておきている。そういうデータが得られました。

近堂 水田の夏場の灌漑水というのは、いってみれば、大きなダムですね。その水を抜いてしまっ、しかも畑作なり野菜に対応するだけ土地の水を下げっていくわけですから、どうしても脱水、収縮、不等沈下、地盤沈下が起きますね。ただそれが、そこに住んでいる人たちにとって許容できる程度のものであればいいけれども、他の施設や居住者に対しても問題をおこすのであれば、土地保全上からも、泥炭地水田はやはり、水田のままにするのが合理的ではないかと思えます。

梅田 全くお説のとおりなんです。ただ、その

立場からだけで議論を進めていくと、それなら水田にしないで、泥炭地として残しておけという話まで飛び出してくるんですね。

近堂 しかし、せっかく開発して、これだけ反収の上がった北海道の泥炭地の水田、あるいはその周辺の湿田を、札幌農学校時代の原始状態に戻すことはもはやできるわけじゃないし、それはだれも認めるわけじゃないでしょう。ただ、排水による地盤沈下がどこまで許容されるかということでしょう。

梅田 この地盤沈下というのは、いわゆる府県でいわれている地盤沈下とは違うんですね。地下水をくみ上げ過ぎて地下水位が下がり、そのために地盤沈下が起きるのではないんです。この泥炭地では、だれも地下水を使っているわけではないから、地下水位をはかたって、何も下がってはいないのです。

近堂 いまの大垣さんのお話にあったように、ごく表層の沈下ですよ。

梅田 ええ。それで、いま近堂さんが言われたように、実際にそこに住んでいる人が被害と感じるかどうかという点になりますと、そこまで痛切に感じている人はいないのですね。その人たちにしてみたら、全体的に下がっているから、余り問題じゃない。むしろ構造物の不等沈下の方が被害に感じる。この問題がむずかしいんです。

それと、泥炭地については、流域という広い立場で見ることがどうしても必要なんです。いま、石狩川水系の泥炭地というのは、その大部分が内水排除の対象地域でしょう。

佐久間 そうですね。

梅田 それも考えないといけない。石狩川流域でいうと、明治、大正の時代は、まわりの斜面のところに水を流して使っていた。その次は、上流側に頭首工をつくって川から水をとった。それが、戦後、昭和30年ごろからは、ポンプが急激に発達してきて、川にポンプを入れて水をどんどんくみ上げて使うようになる。ついでにポンプで、水を川へ出してしまうというやり方をしてきたわけです。

ですから、水田のうちには、まだ何とか調整できるんですけれども、畑地にしたときは問題なんです。洪水になったときに、水田であれば冠水しても問題が少ないのに、畑地であれば地面よりも上へ水が上がったらみんなやられてしまう。その辺のことを考えると、水田にしておくほか

はないんですね。

編集 一時的に畑にした方が、水田としても良くなるというケースはないんでしょうか。それと、水田を畑にした場合は、どのくらいの期間で良い畑になるのですか。

大垣 水田作の側からいいますと、一時、畑転換を行って乾燥履歴を与えた方がいいという水田はあります。例えばグライ土がそうですし、また、多腐植強還元土といわれている水田もそれに該当します。これは、腐植が多いためあって強還元の影響が出やすく、燐酸も不足しやすい水田で、畑転換と燐酸質資材の補給で改良を図るのがよいようです。このように、水田作の立場から見ると、一時転換畑にするのが非常にいいという場合もあります。しかし、畑作の側からいいますと、水田を畑にするということになりますと、非常に困難を伴う土壤が多いのです。

以前、水田転作が始まった当時、畑地化に要する期間を土壤別に示す表がつけられたことがあります。表3・1は、それを最近の土壤名のもとにつくり直したものです。この表で最も長いというのはだいたい6年以上、最も短いので1~2年です。表にみるように、細粒質のグライ台地土、つまり典型的な重粘土は畑地化には最も長い期間を必要とします。

また、一般に転換初年目の畑作物は低収になり

がちですが、いずれにしても畑に転換した場合には、土壤の種類によって長短はありますが、熟畑になるまでにはある期間かかります。ですから、田畑転換ということでは短期間で転換を行なうと、畑転換当初の苦労をくり返すことになり、実際的でたいという感じがしますね。

佐久間 灰色低地土や、褐色低地土、あるいは少し泥炭の方に寄ったグライ土など、そうしたところでは、かなり粘質であっても、畑にしていけるところが相当あると思います。重粘土の場合でも、うまく砕土ができる機械が十分に準備できれば、有機物の施用方法の面も加え、検討してみなければならぬ課題だろうと思えますね。

松山 いまおっしゃられたように、課題がはっきりと設定されますと、われわれも動きやすい。ただ砕土は、ある程度土が乾いている方がいい。そうすると、ある時期に、たとえば二軸ロータリとか、アップカットロータリとかいろいろなものが組み合わせられて、場合によりまして部分耕起、あるいは不耕起のシードベッドのところだけを耕起していく、あとで環境を改善していくというような、耕法自体でカバーしていくこともできるのですけれども、ただ、需要がいまのところないということですね。(笑)

大垣 高過ぎるんじゃないですか。(笑)

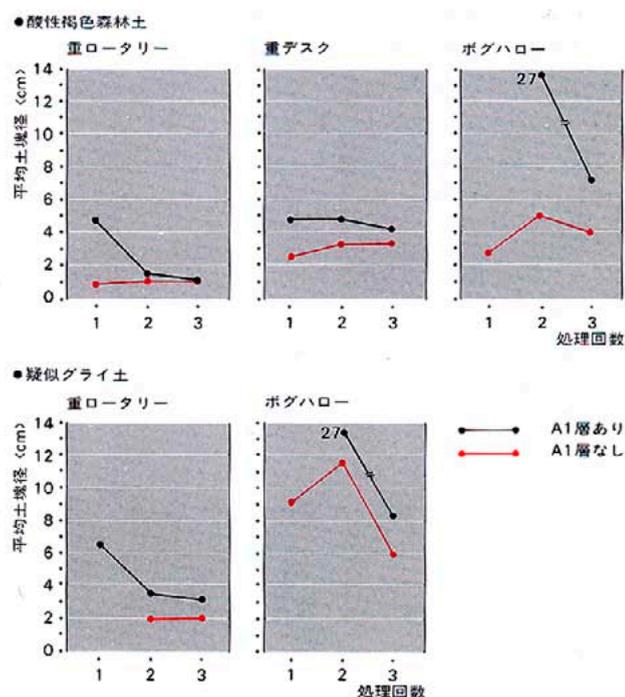
齊藤 私どもで重粘土の砕土性を調べたものと

して、雄武圃場(新墾の草地)の例があります。その結果は図3・5のようで、当然、機種や土壤条件(構造、水分など)、あるいは地表の被覆物などによって砕土性が違ってきます。砕土性が良いといわれる重ロータリ3回掛でも、重粘土、とくに湿性で構造の発達が悪い疑似グライ土ではそれほど芳しい結果が得られていないのです。まして水田や転換畑の場合には、重粘土でしたら良好な砕土性を得るのはむずかしいと思われる。

表3・1 - 水田土壤の土壤群別、分布面積と畑地化に要する期間

土壤群	土性区分	分布面積 (ha)	分布割合 (%)	畑地化に要する期間				
				最も短い	短い	普通	長い	最も長い
黒ボク土		2,091	0.8	●				
多湿黒ボク土		6,457	2.6	●				
黒ボクグライ土		3,290	1.3	●				
褐色森林土	細粒質	4,504	1.8			●		
褐色森林土	中・粗粒質	1,760	0.7		●			
灰色台地土	細粒質	18,142	7.3				●	
灰色台地土	中・粗粒質	60	0.1			●		
グライ台地土	細粒質	4,962	2.0					●
グライ台地土	中・粗粒質	800	0.3				●	
褐色低地土	細粒質	18,903	7.6	●				
褐色低地土	中・粗粒質	22,000	8.9	●				
灰色低地土	細粒質	36,869	14.9		●	●		
灰色低地土	中・粗粒質	16,196	6.5	●				
グライ土	細粒質	48,955	19.8				●	
グライ土	中・粗粒質	9,805	4.0			●		
黒泥土	—	1,735	0.7		●			
泥炭土 (低位)		37,555	15.1		●			
泥炭土 (高位・中間)		13,893	5.6	●				
合計		247,982	100.0	82,830 (33%)	77,919 (31%)	14,369 (6%)	67,897 (28%)	4,967ha (2%)

図3・5 - 雄武圃場の土壤分析結果



畑・草地化と土地・土壌の改良

4 1 火山灰地の改良

編集 畑地化する際の改良の経過や問題点に移りたいと思います。最初に火山灰地について近堂先生から……。

近堂 北海道の開拓、特に農地開拓の特徴は、一つは、大規模な畑作経営を目指したと思います。特に札幌農学校時代のお雇いの外人先生方が推奨したのは、水田は手控えて、欧米の大農の経営をモデルとして、寒冷地に強い新しい畑作物を導入するというでした。

しかし当初は、沖積地帯の褐色低地土、灰色低地土、そういうところに入植した開拓者の多くが小規模な畑作をしていたわけです。十勝平野という台地平野でも、当初は、本州から入った開拓者が、沖積地帯で畑あるいは水田をつくったわけですが、その後間もなく、高台の火山灰地帯に入ってしまった、北海道の南半分は、その広大な台地の土を火山灰が厚くカバーしておりますが、この火山灰土壌は、泥炭土や重粘土に比べて、非常に開墾しやすいという特徴があります。人力にしろ、畜力の開墾にしろ、あるいは現在のトラクタ中心の開墾にしろ、この土壌は、軽く、砕土性はもちろん、物理性もかなりよいものですから、開墾しやすい、ですから火山灰地帯でも、乾燥地 特に排水のいい黒ボクの土壌、あるいは褐色の火山灰土壌といわれている地帯が、どんどん畑地化されてきました。

ただし、生産力は沖積地帯に比べて格段に悪い。この土壌は、当初から、燐酸質肥料を多量に施用しないと、麦も、パレイショも、ビート（北海道独特の甜菜、サトウダイコン）もとれない。特に十勝平野は豆の主産地になりましたけれども、燐酸質肥料を用いないと、豆もとれない。こうして、過燐酸石灰単用でかなり生産を上げるところまで来たんですが、しかしその後は、土壌有機物がどんどん分解する、窒素やカリが欠乏する、あるいは土壌侵食で有機物の多い作土が流亡するなどということがおこり、生産力が落ちる段階に入ってきました。それで、火山灰地帯は、土壌診断(分析)と土壌改良が、いまだに大きな問題になっているわけです。

このように火山灰地帯でも、乾燥地帯は、非常に開墾もしやすいし、排水改良もほとんど要らないのですが、同じ黒ボく土壌地帯でも、十勝

にも、根釧地域にも、排水不良の湿性の火山灰土壌地帯があるのです。その中には、黒ボクの下層が粘土質の疑似グライやグライ土壌になっている場合も多い。こういうところは、中小河川の治水事業に伴う排水改良が進まないことには畑地化できません。それで、治水事業の後を追いかけるようにして、湿地の火山灰土壌地帯の開墾開墾が進んだわけで、これはいまなお続いております。このように同じ火山灰地帯でも、乾燥地と、湿地とでは、土地改良・土壌改良に大きな違いがあります。

それともう一つ、これは赤沢さんにお話ししてもらおう方がよいのですが、本州の、たとえば関東平野の火山灰土壌に比べて、北海道の火山灰地帯には、大変新しい軽石・火山灰を母材にした土壌地帯が多いのです。私どもは、それを粗粒火山灰土といっていますが、これは、1000年未満の軽石質の材料が主体になっていて、軽石が多く、有機物が大変に少なく、土壌化も余り進んでいないのが特徴です。通気性はよく、水はけはいいのですが、有機物・粘土が少ないので、養分が欠乏する。そのために畑として使うには生産力が上がらない。こういう粗粒火山灰地帯というのが、火山山麓に広範に分布していて、そこはほとんど未利用地として残っています。たとえば、札幌付近でも千歳空港付近がそうですし、勇払原野というのも、粗粒火山灰が非常に広範に分布しているので、農業利用が困難で未利用地として残っているわけです。

それと、気候条件が非常に劣悪であったために、戦後まで未利用地が多く残っていたのが、根釧原野の火山灰地帯です。戦前、戦中は、根釧原野の火山灰地帯の開発が全くできず、中国東北部(旧満州)に移住したことがあるぐらいです。この地域の畑地化あるいは草地化は、戦後になって急速に進んだのです。

ちなみに、北海道の畑作地帯では、特に十勝平野などの純畑作農家の経営規模は、現在、20haのラインを超えています。また、根釧とか天北などの草地酪農地帯の農家の経営規模は、現在、30～40ha以上です。標準的な草地酪農の農家は、大体50～60haをもたなければ経営ができないといわれております。そのぐらい経営面積が大きいこと、ほとんどが専業農家であること、また一連の大きな機械化が行われているために、水田農家に比べて大変な資本装備が要ることなどが北海道酪農の特徴です。畑作農家も、面積

が広くなり、大馬力のトラクタをはじめ、作物に対応するいろいろな付属の農業機械を導入していますので、酪農と同じように、大変な負債を抱えています。その上に、土地改良・土壌改良の負担も大きいというような状態です。ただ、生産力は大変に上がっております。なお、十勝平野の芽室町付近の航空写真(編注:52pに収載)をご覧くださいと、乾燥地と湿地の分布の様子や、農家の経営規模などもよくわかると思います。

編集 粗粒火山灰地というのは全く利用されていないのですか。

赤沢 全くということではありませんが、粗粒火山灰地で農業利用をされているところは、それほど多くありません。いま近堂さんから話がありましたように、粗粒火山灰というのは、表層に腐植層がほとんどなく、有機物が非常に少ないのですが、なかには、火山灰層が何層か重なっているその中間に、昔の表土であった時代の腐植層を挟んでいるものがあるんです。これを埋没腐植層といっておりますが、このように、表面は有機物が少なくとも、下層にこの埋没腐植層をもっているところが、現在、農業的に利用されているわけです。

ただ、その場合もいろいろあって、埋没腐植層が浅く出てくるところと、深く出てくるところとがあって、深く出てくるところでは、これは、集約的な農業はできません。大体50～60cm以内に腐植層が出てくるところであれば、下の腐植層を表に出すような形で土層改良をします。昔、根釧地域で最初にやられたといわれている混層耕というような方法を発端として、いろいろな耕し方がなされてきており、またそのためにいろいろの機械が使われています。

4 2 排水をめぐる

編集 圃場内の排水改良はどういう方法で行われているんですか。

近堂 圃場内排水は、暗渠排水が中心です。暗渠は歴史が非常に古く、いまでも土管暗渠のところがあります。最近では、高分子材料を使った新しいパイプ暗渠が進められております。また、排水機能をより高めるため、暗渠の間隔(ピッチ)がだんだん狭くなっていく傾向にあります。さらに場合によっては、埋設の深さを、60cmとか50cmぐらいに上げた補助的な、ピッチの短いパイプ排水をあとからやっているところもあります。

土壌が粘土質で物理性の悪いところでは、夏場の雨による地表水をより速やかに排除して、畑作物の根のあたりの通気性もよくするために、サブソイラー 昔の言葉では、心土耕ともいっておりますが をかけたりします。パレイショなどの根菜類では、培土のときには意識的に高植えになるようなこともしております。実際には、それでもなかなか水が引かなくて、気候の悪い年には、機械も入らないし、作物も湿害を起こすというような面積がまだかなり残っております。

それから、最近では、農道が舗装され、道路がよくなったのですが、道路の側溝が整備されないために、肝心の舗装道路がダムのような状態になってしまい、これが逆に圃場からの排水を遮断してしまうケースが生じており、非常に困っているという状態が見受けられます。

松山 十勝あたりで湛水する圃場の場合、私などのところに入ってくる話では、作目は牧草、飼料畑が多いんですが、そここのところは、農家が経営の中で選択しているとみていいですか。

近堂 甜菜などの根菜類とかトモロコシは、わりあい乾燥地の方に作付けする傾向にあります。牧草地は、土地の乾湿を選ばないので、湿地帯にも作付けしています。湿地帯は、やはり小河川の周辺や、台地の中では窪地の状態のところ、それから、扇状地とか段丘地の末端部分で、表流水なり伏流水がよるようなところに多く、こういうところは、なかなか水が引きません。また、そういうところの土壌は、下層にかなり細粒の粘土層をもっている場合が多いんです。そういう地形条件と表層地質のために水がたまるわけです。

斉藤 十勝の牧草の場合は、気候条件によるのではないんですか。

松山 いや、牧草地が湛水したというのは、私のところによく入ってくるんだけれども、パレイショ畑が湛水したという話は、余り入ってこないんだけど。

斉藤 いや、それは牧草地以外にもありますよ。ただ牧草地は、白糠丘陵より海寄りの方と、山の周辺で普通の畑作ができないところが主じゃないかと思うんですけど。

音羽 そうですね。

佐久間 牧草は周辺部に多いんでしょうけれども、牧草、畑作の両方が入り込んでいるところでは、いま近堂さんがおっしゃったように、甜

菜、パレイショなどの根菜類は水のつきにくいところへ作付するし、排水が悪くてそういうものがうまく育たないところは、牧草などが多くなる傾向があると思いますね。ただ、原野の中央部にいきますと、牧草の面積そのものがいまは少なくなっているの、そういうところで畑作物の湿害というのがときどき問題になっていると思うのです。

大垣 さきほど近堂さんの言われた道路工事による新しい排水不良地ですが(笑)、そういう例は結構あるようで、いま、十勝農試では、そのようなところなどを対象として縦暗渠と称する排水工法を試験し始めています。窪地に縦暗渠を入れて、水をずっと下の透水のよい層まで抜いてしまおうということなんです。

佐久間 逆にわいて出てこないですか。(笑)

大垣 それが問題で、周辺から水が集まってきたら、下へ抜け切れなくてわいてくる可能性もあるので、やはりどこかで明渠につながなければならないという意見もでています。その辺のことも、これからの調査によってはっきりしてくると思います。

佐久間 十勝の場合、複合扇状地というような、成因的にちょっと特殊な状況のところはゲリラ的に排水不良の場所が出てくる。十勝の排水がいまもって十分でないといわれるのは、結局、比較的排水のいいところと、ちょっと排水の悪いところがモザイク状にあって、地域全体の排水計画とうまくかみ合わなかったところに問題があるんですね。泥炭地とか重粘土の湿性の地帯ですと、とにかく地域全体の排水をしなければ話が始まらないんですが、十勝の場合は、これとは大分違うんです。十勝の湿性のところというのは、火山灰地としては特殊な条件にあって、その下には、地下水的に非常に流域面積の大きい透水性の層がある。その透水層に融雪水などがかなり遅れて到着するから、春耕の時期になっても、なかなか乾いてくれない。しかも、畑が大きいものですから、同じ畑の中が、乾いたところと、湿ったところに分かれてしまう。そのために全体の作業が進まない。そういう状況のために、十勝の火山灰地の畑地帯の排水は、いまも問題になっていると思うのですね。

梅田 排水は、土壌だけにこだわらないで、地形的なものも含めて考えないと、十勝の場合には非常にいじりやすかったから、計画的にやり過ぎて、画一的になり、排水の悪いところがボ

コボコと残っちゃったという感じもありますね。近堂 いまの佐久間さんのお話に関連することですが、排水問題を季節的に見ますと、次のようなことがあるんです。春早く、作付けをしなければならぬ圃場では、まず、融雪を促進しなければならぬ。そうでないと、機械が入らないから、春耕を進められない。この融雪促進剤としては、黒ボク土が一番いいそうですが、ほかにも、フライアッシュのようなものがある市販されております。実際にスノーモービルで融雪促進剤を散布している圃場は、かなりあります。

それからまた、土壌が冬に凍結していて、春になって雪が溶けても、土の中にこの凍結層が残っていて、これがコンクリート状に凍っていて水を通さないから、水が引かない。そういう問題があるんです。それでいま、この水を排除するためにボーリングをして、十勝平野では砂礫層まで、根室原野では下の軽石層まで、水を落とすというのを、試験的にやっております。ただこれは、先ほどのお話のように、水が噴き出してくる心配もあるわけで、その辺のことも含めて試験場や大学でテストしている段階です。このように春には、融雪水の速やかな排水という問題があります。

5月、6月になると、今度は干ばつ気味で、表土が風によって吹き飛ばされ、風害が起きるくらいです。それでこの時期には、畑地灌漑が問題になります。それから、夏から収穫期にかけては、不連続にかなりの雨が降ります。それで夏以降はこの過剰の水を排除しなければならぬ。季節的に見ると以上のようなことがあります。

4 3 土壌の凍結・融解と土壌侵食

編集 土壌の凍結というのは、どの地域でも一様に起こるのですか。

長沢 地盤の凍結にかかわる要因はいろいろありますが、最も大きいものは地表面の温度です。地表面の温度というのは、地表面の諸条件、つまり植生や積雪の深さ、日射、風速などに影響されるので、われわれが一般にデータをとる気温からだけでは知り得ないものがあります。気温と地表面温度とをギャップさせるものうち、一番大きいのは積雪で、これが断熱材の役目をして、温度差を広げるのです。そして、積雪がある深さに達すると、凍結の進行を妨げるようになります。ですから、積雪の分布と地盤

の凍結とは、非常に大きな関連性があります。いろいろな人が実測しておりますが、それらの結果によれば、北海道では、主に道東・道南の太平洋側の地域で地盤凍結がみられ、十勝地方を中心として凍結の深さが最も厚くなっております。ところが、はからずもそういう地区に火山灰土壌を基盤とした畑地が広がっている。火山灰土壌は一般に軽しうで、受食性が高いのですが、これを基盤とした耕地、特に傾斜農地あるいは最近盛んに行われている改良山成による造成農地において、土壌の凍結・融解に関連した土壌侵食の問題が起きております。冬期間、地表付近の凍結土層には氷相のかたちで多くの水を含んでいます。そして、春先になって凍結土層が融解するときには、主として上方から始まっていくので、地表付近は氷相のかたちで集積していた過剰な間隙水で満たされています。ところが、その時点ではまだ下の方の凍結層はそのまま残っている。凍結層は難透水性であるため、表層の過剰な間隙水は下に抜けません。それで、そこが平らなところであれば、先ほどのお話に出ましたように水がたまって、なかなか引かないということになります。ところが、そこが傾斜地であれば、その水は当然、傾斜に沿って流れ出します。そうした際に、たまたま降雨や融雪水が重なれば、この水と一緒にになってその表土を流し去ってしまう。こうして、凍結・融解に伴うエロージョン（土壌侵食）が発生します。このように、このエロージョンというのは、凍結層が地中に残っている間に、主として傾斜地でおこります。ですから、これは、以上のような条件さえあれば、重粘土

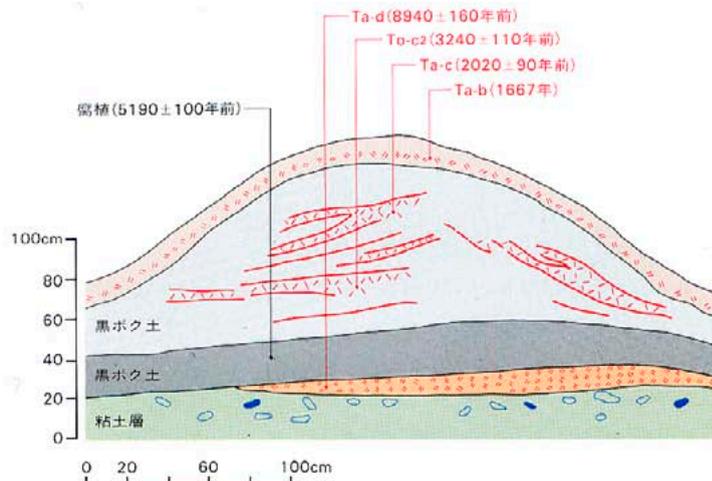
地帯でもおこり得ます。また、積雪量の多い地域では、地中の凍結深度がそれほど深くないため、いま述べたようなかたちのエロージョンは余りおこらず、逆に融雪流出に伴うエロージョンの危険性がでてまいります。それから、こういう状態が過ぎ、地中の凍結層が完全に融解してしまいますと、今度は、かえって地盤の透水性が改良されるという一面も出てきて、エロージョンの危険性は速やかに消滅してしまいます。地盤の凍結・融解に関連する問題は、土壌保全の問題だけではなく、構造物の基盤ともかかわっておりますし、広い分野でいろいろな問題を含んでおりますが、その中でも表土と流亡というのは、非常に大きな問題のように思われます。編集 水は氷るとき体積は増えますが、土が凍結するとき隆起するようなことはないんですか。長沢 条件にもよりますが、地盤が凍結するとき地表面は隆起します。それを凍上といいます。この場合、土の中の間隙水はそのままの位置で凍るのではなく、凍結に伴って下層から凍結層へと水分が移動して氷の層を形成します。そのために実際には大きな凍上がおこるのです。また、こうして水分が移動すると、当然、初期の土壌構造は変化しますが、いったん構造が変化してしまうと、融解によっても元どおりの状態に戻ることはないようです。近堂 地盤凍結のおこる十勝、根釧地方などでは、凍上現象がよくみられます。また、この地方の低湿地には、凍上によって凹凸の微地形がつけられているところがあり、これを十勝坊主とか凍結坊主などといっております。畜産大学

の農場にも小さな川の傍らに、直径1~2m、高さ50cmぐらいの半径状の黒ボク土の盛り上がりりが密集している場所があり、これは天然記念物として保存されています(写真4・1)。その内部構造を調べると図4・1のようになっていて、凍上によって黒ボク土が隆起し、下層の火山灰層が乱されている様子がよくわかります。このような凍上は「不等凍上」といっておりますが、この十勝坊主では、黒ボク土の隆起はTo-c₂の堆積後(約3,200年前)に始まり、Ta-b(1667年前)が降下する前にほぼ終わったと考えられます。隆起の形が半球上になっているのは、不等凍上後の黒ボク土の周囲が侵食されて徐々にこの形になったためと考えられています。欧米では凍上による半球状地形は、アースハンモック(芝塚)といっています。4 4 重粘土の改良 編集 重粘土の畑地は、どのように改良したんですか。佐久間 重粘土については、改良の問題もさることながら、その前にお断りしておくことがあります。泥炭土あるいは火山性土については、昔からちゃんとした定義がありますが、この重粘土には、定義があるような、ないような、非常にあいまいなところがあるんです。さきほどの北川さんのお話しにありましたように、重粘土の典型的な土壌というのは、これははっきりとしているのですけれども、では、重粘土であるものとそうでないものをどこで分けるのかとなると、これが実はよくわからない。この問題はそう簡単に決着のつく話ではないので、ここでは、重粘土の代表的なものについての話にな

写真4・1 - 帯広畜産大学農場内の十勝坊主



図4・1 - 十勝坊主の断面と火山灰層の年代



ります。

重粘土を最初に定義的に述べているのは、1944年に池田さんという人が書いた、紋別の小向^{こむかひ}における排水の試験の説明をした文章の冒頭に出てくるものです。これは、その重粘土ではなくて、重粘地^{じゅうねんち}とっておりますが、その重粘地^{じゅうねんち}というのは、まず堅密な土地である、次に粘性の強い土地である、そしてさらに堅密でかつ粘性が強い土地である、としてあります。私は、それをいつも引用させていただいているんですが、重粘土^{じゅうねんち}というのは、粘り気が強くて、場合によっては、かなりかたくなるような土の総称であると考えたらいいかと思うのです。こういう性質の土ですから、先ほどの転換畑の話にありましたように、いろいろと問題が出てきます。

しかし、北海道の重粘土地帯^{じゅうねんちちたい}というのは、水田地帯^{みずでいちたい}の中では比較的ウエートが低く、稲の耕境の外、北海道の北の地域に主として分布しています。ですから重粘土は、初めから畑作の方で問題になってきたのです。重粘土の改良の始まりは、これは、北海道でのほかの土地改良と同じように、冷害対策事業です。重粘地^{じゅうねんち}は、粘性が強くてすぐ排水不良になりやすいので、とにかくまず排水をやらなければならないということが一致した意見としてあって、それで冷害対策事業の一環として排水改良が行われた。これは、役所でも、農家レベルでも、かなり精力的にやられました。

いま、道北と申しましたけれども、重粘土の典型的なものは、最初の北川さんのお話にありましたように、オホーツク海沿岸の北の方の台地地帯に、比較的広い面積で分布しているわけで、この地域の重粘土の改良は、暗渠排水で始まっています。もちろん、その前にも農家レベルでのいろいろな改良が行われていたでしょうが、大きな事業としては、この暗渠排水が土地改良・土壌改良の柱になったわけです。

これは重粘土の本質にかかわっていることですが、この土は、細かい粒子が多く、透水性が非常に低い。透水性が低いから、暗渠の間隔を狭くしないと効いてくれない。そうすると、掘削にしても、材料費にしても、単位面積当りにして非常にお金がかかる。ですから、農家レベルで単独に施行するには、余りにも負担が大き過ぎる。それで公的支援がどうしても必要になるわけで、こうして暗渠排水が官民一致して懸命に進められました。

そして、戦後の開拓の時期になりますと、この事業がさらに大規模に進められた。ところがそうなってくると、重粘土のもう一つの悪い側面^{くわいそくめん}が受け彫り^{うけぼり}になってくるんです。それは、この土が、非常にかたくなりやすいということなんです。排水が進むと、土層が全体としてじわじわと乾いてくる。乾いてくると、あるところから非常にかたくなってしまい、先ほどの転換畑の話にありましたように、かなりいい機械でも、うまいぐあいに砕けないという問題が出てきたんです。それで次には、このかたいやつをどうするかということになった。このとき農家の人たちが一般にやったのは、先ほど火山灰土壌のところでも出てきたのですが、心土耕^{しんどぐり}なんです。それからまた、比較的大きな畜力用のブラウでなるべく深く耕すというようなことをやった。しかし、それではどうしても不十分なので、昭和27年ごろには、心土破碎^{しんどぐり}ということが非常に強調されました。

心土破碎^{しんどぐり}というのは、要するに、重粘土の下層部分の非常にかたくなった土を機械によって壊していくというのです。これには、心土耕用の心土犁^{しんどぐり}という機械をさらに大きくしたものを引っ張って行って、大体深さにして40~70cmぐらいのところの土層を機械的に壊していくという方法がとられました。こうした研究が、昭和30年代から40年代前半ぐらにかけてかなり進んできたわけです。心土破碎^{しんどぐり}は、単に下層の土を壊すだけではなくて、土層全体をやわらかくしていくという効果も期待されておりましたが、いずれにしても、暗渠排水と心土破碎^{しんどぐり}の組み合わせによる重粘土の改良方法というものが、大体形を成してきた。

しかし、暗渠排水にしても、心土破碎^{しんどぐり}にしても、これらは、どちらかといえば、土の下の方のことで、文字どおりの基盤整備であるわけです。では、作土の方はどうかというと、これがまた余りよろしくない。といいますのは、排水のよくない粘土質の土壌^{どんじやう}というのは、有機物がなかなか深くまで入っていかないの、作土が浅くなりやすい。しかも、その作土が粘土質の土壌で、雨が降るとすぐグチャグチャになる、水抜けが悪いということで、これを何とか改良できないかということになった。

実はこの問題の研究も早くから始まっているのですが、それはともかく、これは考えてみれば、非常に単純明快な話で、土が細かすぎて困るん

だから粗い土を入れてやったらいいじゃないか。泥炭地の場合と同じように客土^{きやくど}をしたらどうだ、ただし、細かすぎて困るんだから、これは砂みたいな粗いものを客土^{きやくど}してやる以外にないだろうということになった。こうして、砂客土^{さきやくど}という改良方法が、農家の資力、機械力が増えるに従って、新たに加わってきた。ただ、砂客土^{さきやくど}については、いまでも技術屋仲間でいろいろ意見の食い違いがあって、同じ重粘土でも、砂客土^{さきやくど}が非常によく効いてくれるところと、効いてくれないところがあることが指摘されています。こうして漸く、重粘土の物理的な状態を、ある程度までコントロールできる段階になってきたのですが、大変皮肉なことに、今度は道北地帯では、肝心の普通畑の地帯が少なくなってきた、草地^{くさぢ}に変わっていつているのです。ですから、一生懸命にやったわりには、仕事の効果が目に見えてこないという。そういう感じをもってあります。

こうして道北地帯では、いま改良した重粘土地域に牧草地^{ぼくさぢ}が入ってきているんですが、牧草地になりますと、畑地とは違った別の問題が生じてきます。それは、水が足りないということなんです。普通、土壌^{どんじやう}というのは、かたくなると有効成分が少なくなってしまうのですが、草は、どちらかといえば水をたくさん必要とします（これもいろいろ違った意見が出てきております）。それと、牧草は5月の末から6月にかけてが、一番大きく生育する時期なんですが、この時期というのは、北海道はわりと日射が多くて、乾燥しやすいのです。その乾燥しやすい時期と、牧草が水が欲しがると時期とがぶつかる。しかも、排水改良して水はけがよくなっていますから、一部の重粘土地帯では、特定の時期に水が不足するという問題が生じているのです。北海道の畑地灌漑^{いんがい}というのは、いろいろむずかしい問題が多いのですが、水そのものが制限因子^{しんげんいん}になって作物の乾物生産に影響を与えてしまうという比較的可憐なケースが、この重粘土地帯で出てきているわけです。これについては、ある程度の水を与えてやる方法を何か考えざるを得ない状況にきていると思います。

4-5 ササのルートマットと表土
編集 新しく畑地を造成する場合には、やはり砕土の問題が大きいんですか。
斉藤 造成の問題では、播種床造成の前提となる障害物処理の段階で、表土をいかに保存する

図4・2の注：1）=沼田（1961，1969）のスキ ネザサ型を、スキ ネザサ型とスキ アズマネザサ型に分けて記載。 =加筆した草地型。ワラビ型はA・B・C帯の採草地・放牧地に共通して分布し、一年草型も各帯の放牧地の強攪乱化に発達をみる。

図4・3-の注=北海道ササ分布図概説（林試北海道支場，1983）によると、北海道にはクマザサ節に分類されるササは、クマイザサ、チマキザサなど6種が分布している。同分布図には、これらはクマイザサとしてまとめて図示されている。

かということが一番大きいと思うのです。北海道の場合は、どこでもそうですけれども、造成対象地の下草の植生は図4・2にみるように全部ササと見ていいと思うのですが、このササというのは、ルートマットが非常に発達しています。ササの分布と生活型を申しあげますと、北海道には、次の4種が分布しているといわれます。

スズタケ（太平洋側に分布）

クマイザサ（もっとも普通に分布）

チシマザサ、別名ネマガリダケ（積雪の多い地方や山岳地帯に分布）

ミヤコザサ（積雪の少ない太平洋側に多い）

ササは、地下茎とともに数10年にわたり無性繁殖を続けますが、その地下茎の深さは、図4・3のように種類によって特徴があります。チシマザサは10cm、ミヤコザサが15～20cm、クマイザサとスズダケはその中間の深さです。

ミヤコザサとクマイザサは、最大積雪深50cmを境としてその分布域を異にし、クマイザサは積雪のより多い方、ミヤコザサが積雪深50cmより少ない地域に分布しています。これは、ミヤコザサは地上芽をもたず、冬芽は地下で保護されるので、積雪の少ない地方でも差し支えないということのようです。ですから、北海道では火山灰地帯にミヤコザサが多いのですが、これは土壌条件とは関係がなく、さきほどの話にもありましたように、この地帯がたまたま積雪が少ないという事情によっているのでしょう。

地下茎の長さを測った例によると、1㎡あたりチシマザサが8～9m、クマイザサで11m、ミヤコザサでは、何と25～30mもあり、これら

の地下茎は、その半分が活力をもっています。このように地下茎は、根と共に、それほど深いところではなく、A層に相当するような部分を中心にして密にはりめぐされておられ、表土をがっちり保護しているのです。

ですから、ササを処理しようとする、ルートマットと共に表土がもっていかれてしまう。障害物処理の段階での表土移動ということになると、樹木の存在はいわば点ですが、ササは面的なひろがりをもっている。そのためにササの存在というのが非常に大きく影響する。しかし、表土がもていかれるのは、樹木を抜根するからだという解釈がいまだにされている。私は、ササが一番大きな原因であるから、このササにひついた土をいかにして造成地に戻すかということを考えるべきだと言っているんです。

編集 根が枯死してから、それをもう一度戻すというわけにはいかないですか。

斉藤 ササの場合は、地上部を抜くためには、根をとらなければだめなんです。その根についた表土をそこに戻すというやり方だと、能率がすごく悪くなるし、仕上がりがきれいにならない。そのほか、ササやその地下茎が圃場に残っていると、あとの農機作業に支障をきたすということもあるでしょう。とにかく、造成と能率と精度を、ともによくしようというのはなかなか困難なようです。簡易造成でしたら、赤沢さんのやられましたシュレツダか、あるいはクリアリングブレードもいいんですけども……。

松山 ササだったらシュレツダだね。

赤沢 シュレツダでしょうね。

斉藤 しかし、一般の造成には、能率が悪くてだめなんです。だから、ササ地帯の一番いい造成法というのは、いまのところないんじゃないかと思うのです。

編集 造成での表土移動の量が土壌によって違うというようなことは……。

斉藤 重粘土でも火山灰地でも、普通の施工であれば、表土移動の量は大体同じと見ていいと思います。

佐久間 余り変わらないですね。

斉藤 だから、北海道の造成にとっては、ササの問題というのは非常に大きな問題だと思うのですが、余り注目している人がいない。むしろ、林業関係の人の方が関心をもっているんじゃないでしょうか。

佐久間 林野では、造成するとき下草のササをどのように処理したらいいかということが問題になっているんですが、丘陵地帯でやっているケースを見ますと、はいだ方がいいと言っていますね。これは、その後の生育までみて言っているわけではないから、その後どうなっていくのかわからないのですが、林木の発芽、初期生育の段階だけについていえば、表層の腐植質の部分が残ってくればいいんだけど、落葉をかぶったまま残ってくれたんでは、かえってよくないといっている。

それで、林野の方では、実際にはルートマットをはいじゃって、B層の垂角塊状のものを表面に出してしまうという形になっている。そういうのを見てみると、表土というものを非常に重要視しているわれわれ土壌屋は、どうも歯切れが悪くなるんですね。

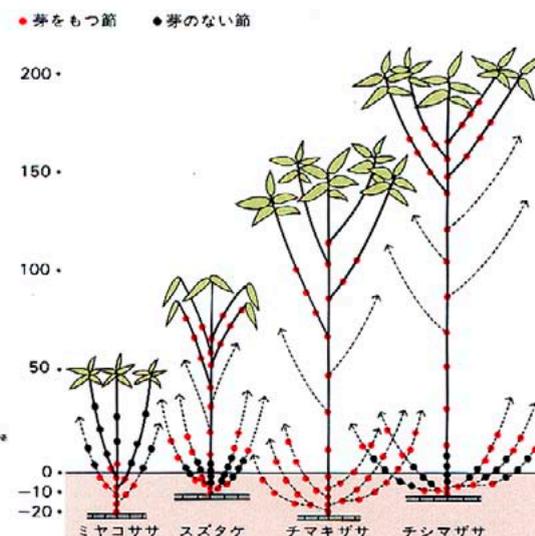
音羽 いや、その場合は、材木と農地の作物との違いで、材木の場合、決定的なものは下層土の物理性ですから。作物の場合は、極端にいうと、表層に施肥した養分をどうするかという問題ですからね。材木の場合には、仮に表土をとっちゃっても、木の根が深く入って水を吸えればいいわけだから。

佐久間 結局、水なんです。表層の腐植層を残すと、発芽段階での水の供給がうまくいかないケースが多くなる。その辺のところ、材木の場合は非常に問題になる。それと、材木の場合は、かなり長い時間をかけて根を張らしていく。農地の場合には、熟成化するまでに長い時間がかかるのは大変な負担になってしまいます

図4・2 - わが国の草地植生帯と主要草地型の分布図<沼田，1961，1969；伊藤一部加筆（欄外注）>



図4・3 - 4種のササの生活型模式図<薄井，1961>（欄外注）



からね。

音羽 それともう一つは、林地でそういう作業をしても構わない理由は、対象にしているのは主に斜面で、排水のいいところですね。ところが農牧適地は、どちらかというやや平らなところで、それだけ湿性のところも多いだろう。いずれにしても、林地と農地とでは、条件がいろいろと違うのだから、林業の人がササをはいでもいいと言っても、農地の方が別にそれに引張られることはないので、やはり斉藤さんは声を大にして、農地の場合はこうであると言うべきだと思いますね。

松山 私も音羽さんと同じように、斉藤さんに声援を送りたいと思うんだけどね。ただ、機械の方からいうと、私が8年間北海道を離れているうちに、たくさんレポートを送ってもらいました。バンブーハーベスタから始まって、赤沢さんのシュレツダの集大成もあるし、その機械を使えばできると書いてあるわけ(笑)。それを使えば、地上部も地下部ももへと返すことができますね。だから、斉藤さんが言われるのと全くドンピシャリですよ。ただし、技術的には可能だけど、事業としては、そんなまどろっこしいことじゃどこも引受けないよと、これは確かにあると思うのですよ(笑)。

しかし、いまは材木さえ家畜に食わせようといっているわけです。特に最近では、ササはバイオマス資源としては非常に注目され、重要な位置づけをされていますね。本州でわれわれも試験をやったんですけども、すでにササ、あるいはヨシも全部ひっくるめて、いわばコンブリートフィードの実験素材としては、あちこちからそれをどう収集するかという問題になってきているわけです。そしてもし、こうしたバイオマスの分散資源の収集体制ができてくるとするならば、その結果、今度は、家畜の排泄物をそこへどのようにして還元するかということにもなってくるわけです。それでいま、私は、斉藤さんのお話を非常に期待して聞いていたわけです。ササをはいでしまうのは、大変なことだと思いますね。

近堂 いまは有機物が足りないというので、針葉樹のパークすらパーク堆肥に積んでいますものね。それから、旭川管内だったと思いますけれども、最近、農地造成と関連して、チシマザサの堆肥化を民間の会社が進めているようですね。ですから、ササの地上部を有機物資源とし

て利用する道は、すでに開きかけていると思うのです。根っこの処理の問題と、腐植土をどのようにして圃場の中に残すかという問題になりますね。

斉藤 表土を残すかどうかということは、短期的に見るか長期的に見るかによってずいぶん違うと思うのですよ。造成段階では高くつくとしても、長期的に見たら、表土が残っている場合の方が、その後の収量がかなり高く推移しますから、農家自体の経済性は非常にいいと思うのです。

松山 だから、それは非常に重要なことなんです。専門外の私が、短絡的に言うところとまずいかもかもしれませんが、要するに、土壌改良というのは、有機物資源を土に返してやることでしょう。いま現実にはそこにはえていない、その場所から自然が長い間かかって作りあげてきた有機物を取り出してしまっていて、その後で化学肥料をくれてやるというようなことは、本当の土壌改良なのかどうか、私は、しょっちゅう疑問に感じているわけです。

4 6 改良山成工と酸性硫酸塩土壌

編集 先ほど改良山成の話がちょっと出ましたが、これは丘陵などの複雑な地形を、機械が入れるような農地に造成するわけでしょう。そうすると、硫酸塩の問題が出てきませんか。

佐久間 酸性硫酸塩土壌の問題は、当然ありません。ただその話に入る前に、いま斉藤さんから出された造成のコストをどうとらえるかという問題、造成するのにどれくらいお金がかかって、その結果、返ってくるものがどれくらいあるのかという、そここのところの評価が十分になされていないという点を強調しておきたいのです。斉藤さんがおっしゃったのは、造成のときに多少お金がかかって、表土保存しておけば、初期から熟畑化していくまでの間に農家が受け取る収入はもっと多いのではないかと、造成するときには、その辺のこともあわせて評価しなければならないという指摘だったと思うのです。日本の場合、特にそういう傾向があるのかもしれませんが、とにかく土地というものの資産的な価値が非常に大きくて、そのために投下する資本には糸目をつけないというような傾向があって、それに対して、お金のかかり過ぎではないかという批判もかなりあると思うのです。そういう意味では、改良山成も非常にお金のかかる仕事なので、かけるお金と返ってくる収益

をよく考えに入れて、対象地を選ばなければならない。土地改良という、これは、国がやってくれるという背景もあるんですが、その辺のことがちょっと欠けているという感じがするわけです。

改良山成では、大きな切り土、盛り土によって、かなり大規模な地形改変をやって農地を造成します。ところが、下層から非常に酸性の強い硫酸塩を含む土が出てくるケースがあります。そのために、お金のかかる改良山成工にますますお金がかかる状況が出てきてしまう。そうした問題があるわけですね。この酸性硫酸塩土壌というのは、何も北海道だけの問題ではなく、比較的若い第三紀層から第四紀層の海成層が地表に露出しているところでは、そこを新しく農地造成するときにはどこでも問題になると思います。北海道では、道南のある地区でパイライトをかなり含んでいる地層が露出し、造成した圃場の下層部pHが3以下に下がってきたというケースが幾つか報告されています。

それで、これを改良しなければならないわけですが、化学性の改良というのは手数がそれほど多くないんですね。酸性のものが出てきたからアルカリを混ぜてやればいいという(笑)、非常に単純といえば単純なんです。これが一番広く適用できる改良法で、炭酸カルシウムを入れてやって、酸性になった土を中和してやる。ところが、酸性硫酸塩土壌というのは、もともと堆積物、つまり土の中に硫黄がたくさん入っていて、それが酸化して硫酸塩になり、土を強酸性にするわけです。ですから、ある時点で表面に出てきた酸性のものを改良しても、硫黄という予備軍が土の中に幾らでも控えていますから、それがまた酸化してきて、強酸性の土壌にしてしまう。このように、酸化的条件が続く限り、イタチゴッコで改良していかねばならないという厄介なことになります。

酸性硫酸塩土壌は、干拓地では古くからあったわけですが、日本の場合は、灌漑水によって硫酸塩を洗い流しながら水田をつくっていった。これが干拓地の改良法の常套手段であったのですが、それが現在では、減反政策によって水田をつぶして畑として利用しなければならないところが出てきた。それで、またいろいろと問題が出てきています。炭酸カルシウムを入れてやるのはいいんですけども、これは、硫酸を炭酸カルシウムで中和するわけですから、今度は

石膏の塊ができてきたりするわけで、ともかくこれが出てくると、ケミカルなコントロールをしていく上で、いろいろと壁にぶつかることが多いのです。

斉藤 いま、改良山成の地区が非常に多くなりましたが、硫酸塩土壌が出てくる場合には非常に問題になります。ですから、そういう層がある場合には、それを農地にするためには膨大な費用が要りますので、初めから対象外にするような方針でのぞむのが得策だと思います。十勝から西の第三紀層から第四紀層の地層には、硫黄を含んでいるような地層がかなりありますね。大垣 改良山成ではありませんが、客土事業の客土に、この地層の土が混入するおそれもあります。これからは、客土材料の方も、この地層を避ける注意が必要だと思います。

近堂 要注意は海成層ですね。

大垣 ええ。その要注意の海成層に出会った場合、過酸化水素で処理したpHをみれば、硫酸塩を含むかどうか見当がつかますから、注意していれば防げるわけです。

近堂 海成粘土層以外には、もう一つは、農道などの切り土の周辺に、硫化鉱物を相当含んでいる風化堆積物がありますね。

佐久間 硫化鉱物の方は火山山地に多いので、改良山成するケースは比較的少ないと思うのです。やはり第三紀層の比較的新しいところと、それから、洪積層の海成の堆積物ですね。

客土資材として使う場合には、いま、大垣さんが言われたようにすぐわかるのですが、改良山成工の場合には、実際問題としてどこに出るかかわからないということもあるんですね。

近堂 ものすごく山を切りますからね。

佐久間 ええ。切るのはやたらと切るでしょう。それを一つ一つボーリングして調べるなんてことはとてもできない。それで、現地の人と話していると、掘ってみないとわからぬと言うんですね。いろいろな先生が来て、ここは危ない、あそこは危ないとか言っていたけれども、当たった場合もあるし、当たらぬ場合もある。結局のところは、掘ってみて、変なのが出てきたら、^{きり深が}切深を小幅にして、小さい畑にして抑えてしまう。出てこなければ何ともないんです。

ただ、現地の技術者が、これは危ないぞといって相談する習慣があればいいんだけど、そんなことは構わずにどんどん工事を進めてしまうケースの方が多いわけでしょう。そのために、

後でいろいろと問題になってくるわけですね。いずれにしてもなかなか対応のむずかしい問題だと思えます。

4 7 蔬菜園芸と人工土壌

編集 ハウスや露地の園芸関係では、基盤整備との関連ではどういう問題があるのでしょうか。大垣 ハウス園芸ということになりますと、基盤整備とは直接的には関係ないと思えます。ここでは、畑地や草地とは逆に、肥料に使い過ぎで、塩基過剰とか磷酸過剰の事例が非常に多くなってきています。その点は、本州でも同じだと思います。現在、作物の種類ごとに施肥標準が設定されておりますが、ハウスで1年間に何作も作付を行うことになると、施肥標準を遵守していたとしても、年間でトータルすると、結局は、多肥による塩類過剰になる傾向がありまして、その辺も少し見直さなければならなくなっている現状です。

さらに、塩類過剰になったハウスの土を、どういう方法で矯正するかということも問題で、その手段としては、やはりハウスであっても、排水工事をあらかじめやっておき、過剰の塩類を洗い流すということを本気で考えなければならぬ段階にきております。

松山 いま、有機物が欲しいということは全般的に出てきているわけですが、特にハウス園芸あるいは果樹の方ではその度合いが強いですね。そうしますと、片方では、広大な畜産生産基地がありますから、その畜産からの排泄物をベースとした有機物を、需要者のところへどのようにして届けるか、農道を含めた基盤整備ということで、問題の提起がされています。

それと、北海道の大畑作経営の問題を改めて調べてみて、非常に奇異に感じ、あるいはなるほどと思ったのは、大北海道の畑作地帯においても、いわゆる特用作物、園芸作物が増えているということなんです。たとえば十勝では、その典型的な例としてナガイモが出てきています。普通の畑作では、ビート、パレイショ、麦、大豆というような形でやっておりますが、それだけでは必ずしも地力の維持ができない、それで、畜産農家から有機物を運んでくるんだけれども、これは高過ぎて嫌われる。そうすると、自分のところでせめて麦稈などをすき込むというやり方になってくるわけですが、それだけではどうもうまくないし、収益上も食べていけない。

一方では、1村1品運動みたいなものがあって、

何かうまい作物がないかということになる。そうすると、特用作物が問題になります。粗放的な畑作経営の片すみで、いわば資本集約型の特用作物の生産をやって、これを本州の端境期に売ってもらうたいというのは、畑作農家である限りあたりまえの経営方針ですね。こうして一般畑作農家が、園芸土壌管理的な露地野菜を自分の経営の中へ入れていく。たとえば10haある畑のうちの5反歩に、深根性作物、ナガイモとかゴボウを入れる。

そしてその土壌が30cm以下には不良層があるととなつたならば、それじゃ、そんなものぶち抜いて1m掘ってしまえと。こうしてトレンチャーを使ってジャカジャカ掘っているわけですね。1m掘っておきますと、80cm伸びた根菜類は、下に10cm水がたまっていても、非常にいい生育をします。逆に、下に10cm水がたまっているがゆえに、上の方の土壌コントロールが非常にうまくいくという事実が出てきつつあるわけですね。

これは局部的に行われていることですから、それが面的に広がった場合にどうなるかというのはこれからの問題です。ただ、本州の方では、連作障害のために、こういう作物が同じ土地では、たとえば3年以上はつくれないということがあったとしても、十勝だったら畑が広いので、その問題はおこらないんです。15haの畑があれば、そのうちの1haに順々につくっていけばよいので、連作障害はないんですね。その意味では、大北海道の畑作地帯というのは、園芸作物産地として本州全体の特産基地になる可能性も出てきている。そこまで言うと、ちょっと言い過ぎですけども(笑)、大事なことは、畑の地力が消耗されていく粗放的な経営の中で、こういう集約的な特用作物を入れていけば、好むと好まざるとにかかわらず、全体の土壌改良につながっていく可能性が出てきているのではないかと。それで私は、このあたりのことを、もう一遍考え直してみなければならぬという気がしているんですけどもね。

近堂 確かに、自然土壌の断面とか土層構成を、ほとんど無視した人工土壌というのが増えてきていまして、その極端な例が、いまのお話の十勝平野のナガイモ栽培団地だと思います。ここでは、トレンチャーで1m以上掘っておりますが、ここは下層がずっとローム層で、しかも下の方はかなり粗粒になっていますから排水もい

い。ナガイモには非常に条件のよいところが団地化されているわけで、それでナガイモの生産量が多くなりました。しかもいまのお話のとおり、その跡地では、今度はまたビートなどの収量が非常にいいんですね。これは、超深耕と多肥栽培といいますか、混層によって土層を人工的に、機械的に混和したことの効果でしょうね。それで、トレンチャーその他で深起こしはすぐできるんだから、湿地の方でもナガイモの栽培ができるのではなからうかというのが、現在の地元の人たちの意見です。

ですからいま大規模畑作地帯でも、蔬菜地帯というのがところどころ出現しております。十勝のナガイモを始め、北見や富良野のタマネギこれは生産過剰さみですが、そのほか、富良野地方ではアスパラガス、大根、ニンジンがすごく多いですね。こうしたところでは、本州では考えられない広い栽培面積で蔬菜がつくられ始めています。

それからまた、最近では、40cm～50cmほどの厚さの礫層から、石礫を完全に抜いてしまう除礫機械が普及してきて、その機械で石礫地帯の礫を引っこ抜いて、新しい圃場をつくっている例もあります。十勝の沖積面から一段上がった台地には、石礫層がすぐ出てくる火山灰地帯がありますが、そこでは人が余り住んでいないから地盤沈下しても構わない。それで、この礫を抜いてしまってそこに極端な客土を施し、普通の石礫のない土壤に置きかえる。そして、今まで入らなかった根菜類の作付けをするというようなことをやっております。除礫の施工面積はまだ微々たるものですが、いずれにしてもこうした方法による人口土壤は、これからもどんどん増えていくように思いますね。

4 8 北海道における畑地灌漑

赤沢 いまのお話のように、超深耕的な混層や除礫なども含め、現在、十勝でも斜網地域でも、さらには道央においても、畑作地帯では大規模な土層改良・土地改良が行われていますね。そうしますと、当然、水分環境も変わってくるだろう。大体北海道では、水分欠乏を起こすような土壤というのは少ないのですが、やはりこうした改良をやると、普通の考え方からいけば水が足りなくなる懸念が生じてきます。その点で、私は、畑地灌漑というのは、前提となる排水改良がなされた上で考えるべきだと思いますが、どうでしょうか。

近堂 おっしゃるとおりだと思います。現在、畑地帯、草地帯の大規模な畑地灌漑が考えられていて、十勝などでは水系別に基本計画が立てられていますね。その場合、干ばつ時期といえますか、5～7月の水不足の時期においてさえ、畑地灌漑による増収効果がどのくらい上がるかということは、地域によって、さまざまだと思うのです。牧草の場合は確かに増収しますが、問題は、ほかの作物ですね。

われわれ土壌屋から見ますと、まだ排水改良が進行中のところはかなりあるわけで、そうしたところと、時期的に水が必要となる土壤のところとを一緒にして、全部を画一的に畑地灌漑するというのは、大分問題があるように思いますね。ただ、用水手当としては、大きく網もかぶせませんと配管計画がたちませんから、土壤のパターンをかなり無視した大きな灌漑計画というのがたえられることにはなりますが……

梅田 畑地灌漑というものを純粋に畑に水をやる技術と考えるか、それとも、いわゆる農水省が言っている畑地灌漑事業と考えるかという問題だと思うのですね。いま農水省の設計基準の技術というのは、それが悪いとか何とかでなしに、いわゆるアメリカから入ってきたときに、すでに乾燥地での技術として入ってきていますから、土というものを、単に水を受けとめるものとして評価していないわけですね。ですから、これでは冷湿な北海道では、その体質からいって合わないんです。北海道では、その土が水を欲しいか欲しくないかという問題、つまり、水を入れられるか入れられないかという問題として理解しなければいけないんです。それで先ほど佐久間さんのお話にあったように、オホーツク海側の地域で、少量の水が非常に有効に効いてくるということもあるわけでしょう。ですから、これは北海道としての技術をかなり開発しなければいけない部分があるだろう。

また近堂さんが言われたように、水手当としては、いわゆる官庁側としては大きく手配するのはいいんですけれども、実際に圃場に入れるときには、もう少し違った技術をもち込まないと、端的にいうと、かかるところとかからないところがばらばらになるようなことも認めるような事業の進め方をしないと、大変なことになるのではないかなと思いますね。そのところでは、それこそ土壌屋さんがかなり発言しなければだめじゃないかという感じをもっています。

4 9 泥炭地の草地造成

編集 泥炭土の場合、客土なしに畑地とか草地をつくったケースはあるんでしょうか、外国を含めて。

音羽 ドイツでは、砂の上に泥炭層が発達しているところがあり、そこでは砂混合耕作法といって、上の泥炭層を下の砂と適宜混ぜて耕地にした例があります。ただしドイツでは、泥炭地自体が高い位置にあり、日本の泥炭とは生成条件が違います。ですから、この例は日本にはストレートには応用できません。

梅田 日本の泥炭地は、上をはがしたら、ほとんど水たまりになっちゃうからだめです。

近堂 サロベツの泥炭地の草地造成では、当初は、必ずしも客土は要らないのではないかということで、無客土草生というのをやりましたね。いまはもう……

斉藤 初めはどうか知りませんが、いまは全部客土をやっています。

音羽 以前、サロベツ周辺の無客土の草地を見たときの記憶では、牧草は非常によくなかったですね。

梅田 非常によくありませんよ、客土しないのは。佐久間 私は、最初のころの草生試験にも関係していたから、余りしゃべりたくないんだけども(笑)、あのころの日本は、いまのように飽食の時代ではなかったし、お金も余りなかった。それで、手軽に造成できるものならしたいということが背景としてあった。お金がなくて、かなり広い泥炭地を抱えて困っていたときに、ヨーロッパからミッションが来た。そのときの置きみやげですね。だから、開発局はやらされたということであったかと思うのです。

音羽 そういうことでしょうかね。

佐久間 ただ、やらされた当時の当人たちの気持ちとしては、それでいけるものならいいなという気持ちは確かにあったと思うのですね。それで、とにかく草をつくるという目的だけであれば、非常にむずかしいけれども何とかできるところまでいったわけです。しかし、あの周辺で未開発の泥炭地がどんどん開発されてくるにつれて、泥炭地はやっぱり客土がなきゃどうしようもないということが、いろいろな面から出てきた。牛も入らなければ、機械も入らない。その上、無客土草生を長続きさせていくためには、かなり高度な技術が必要なんです。しかも、実際には人手もないし、単位面積当たりのお金

もそんなに投入できない。そういう条件のところで、泥に任せて作物生産をやって、粗放な酪農をやっていかなければならぬとなれば、どうしても客土が必要だということになってくるわけです。

梅田 根室の^{たわらばし}依橋泥炭地は客土したですか。

近堂 無客土です。

梅田 あれは無客土ですね。

斉藤 いや、それはね。開発局の基準で、土砂分60%あると……。

梅田 60%のところもあったけれども、あそこは、そうでないところも無客土ですよ。

斉藤 だけど、面としてみると60%以上あるんですね。

近堂 根釧や、十勝川下流の泥炭地も、無機質土壌を客土するのがベターだと思うのです。ベターだと思うのですが、幸か不幸か火山灰層をかんでいるものだから、土砂分が60%。それで無客土でいっている造成草地が多いと思います。

音羽 土砂分60%ということは、有機物含量40%以下と解釈していいんですか。

斉藤 そうです。

音羽 そうすると、低位泥炭の、ちょっと泥の混じったぐらいの感じですね。

斉藤 そうですね。

大垣 泥炭と一口に言ってもいろいろあるので

……(笑)。機械が埋まってしまうという話がありました。それも場所によると思うのです。埋まらないところもあると思うのです。

佐久間 埋まるもといったって、埋まり方がひどいんですものね。頓別の泥炭地の話ですけども、あそこは低位泥炭なんですよ。ところが、沢筋だったらしくて、繊維質のものがほとんどなくて、無定型のぐちゃぐちゃの泥炭だった。それで、危ないなとは思ったけれども、もって帰るのも大変なんで、そのまま機械を置いて帰った。翌朝、行ってみたらなかった(笑)。火山灰地もそうなのでしょうけれども、泥炭地は地下構造が非常に複雑で、場所によっては下に何も無いところ、水しかないところがあるから……(笑)。

近堂 そうですね。水に浮いているところですからね。だから水位を下げて、脱水させないと。

梅田 やはり草地をつくるときには、事前に排水して、ある程度見きわめてからやるという、時間差を持つことが必要でしょうね。先ほど、私、依橋のことをお尋ねしましたが、実は、客土したところとしないところを、牛の足跡の深さを測って調べたことがあるんです。そのときに、依橋は、えらい深い穴があいていたので、これは無客土だろうと思っていたわけです。それで、この埋まり方を調べてわかったことは、

排水がかなり有効だということと、やっぱり客土なんですね。

草地の場合には、客土は、単に支持力としてだけではなくて、客土を入れると牧草の根の張り方が違ってきます。特にマメ科の根などがいい。イネ科の方は株化して行って、余り牛の踏圧に有効じゃないんだけど、マメ科の方は伸びて行って有効になる。客土するとマメ科が非常によくあるということがありましたね。

佐久間 客土の考え方には2つあったと思うのです。一つは、置き土、要するに鉱質土の層を新たにつくっちゃうという考え方、もう一つは、混土という考え方ですが、しかしこの混ぜたというのは、どうもすぐなくなってしまうということもあるらしいですね。最近、石狩泥炭地の^{おやひろ}生振あたりを調査する機会があって調べてみますと、泥炭地はやっぱり25cmぐらいの客土のところまで落ち着いているんですね。

大垣 ^{おやひろ}生振は草地ですか、水田ですか。

佐久間 水田です。

梅田 水田の場合、25cmを一時にもってきて入れるのはだめなんですね。石狩川周辺の水田は、客土が足りないとかんたか言いながら何遍か入れましたね。結果的にいうと、ならしながら何遍も入れたからよかったです。先ほど不等沈下の話がありましたが、水田で不等沈下が起きたら、もう終わりなんです。代かきをしますから、それで沈下した部分へ客土をどんどんもっていく。だから、沈下している部分がますます下がるというパターンなんですね。

音羽 ちょっと観点が変わりますが、泥炭を客土で埋没させてしまうというのは、泥炭の有機物を全く利用できなくすることになると思いますが、その辺は、水田と畑とはどうなのでしょう。

大垣 水田と畑とはやはり違うと思います。水田では泥炭の混入がなくても差支えないと思いますね。いま泥炭地水田では、20cmの無機質表層を確保する目標を掲げて基盤整備をやってます。それでも多少は混ざりますけれども、畑の場合ですと、先ほどの転換畑の際にお話があったように、多少泥炭が混ざった方が生産力は高いと思います。

編集 大変残念ですが、時間が大分オーバーしてしまいましたので、この辺で終わらせていただきます。本日は、長時間にわたり有難う存じました。

(1984年7月収録)

写真4・2 - 十勝平野芽室町付近の航空写真



黒色の部分は湿地の黒色火山性土の畑地、褐色の部分は乾燥地の褐色火山性土の畑地を示す。号線道路(農道)で区画された正方形の農地は540×540mで面積約30haである。