

I 緒 言

1 緒言および研究の背景

北海道における土壌の特徴を端的に言えば、いわゆる特殊土壌と呼ばれる土壌が広く分布していることである。従来、北海道では、火山灰土、泥炭土、重粘土などのほかに、埴土を含めた不良土壌を特殊土壌と総称しており、これまでの土壌調査の結果¹⁶⁷⁾によると、本道の農牧適地 331 万 ha のうち、火山灰土地帯が 166 万 ha、泥炭土地帯が 20 万 ha、重粘土帯が 51 万 ha、埴土地帯が 4 万 ha に達し、全農牧適地の約 73 % を特殊土壌が占めている。

このように、北海道の農牧適地の大部分が特殊土壌で占められていることは、寒冷な気象条件および立地条件と相まって本道における農業生産の不安定性をもたらす 1 つの要因となっており、これらの特殊性が本道農業の開発をいかにそ害しているかは、農牧適地の土地利用率が 38 % に過ぎない状況からも充分推定される。

しかも、特殊土壌の生産力はその特殊な性格および性質のため、ほかの普通土壌よりも低く、したがって、火山灰土、泥炭土、重粘土および埴土など特殊土壌地帯の生産性向上は本道における農業振興上、きわめて重要な研究課題である。

まず、北海道における土壌の生成・分類学的研究を通覧してみると、古くは三宅・田町ら¹¹²⁾¹¹³⁾の「北日本における気候的土壌型」に関する研究があり、戦後は佐々木¹⁶¹⁾が、さらに、北海道における土壌の生成過程を土壌生成因子（母材、気候、植生、地形など）の面より研究して、3 群 8 属 21 種の土壌が存在することを認め、全道の気候的土壌帯図を編成した。この間に、山田ら²⁰²⁾は火山性土壌の分布・分類についてまとめ、瀬尾ら¹⁶⁷⁾は北海道における農牧適地の土壌地帯概説を著わした。

次に、土地生産性の立場から、特殊土壌の性格および諸性質を包含した実践的研究についてみると、まず、その中で分布面積の最も多い火山灰土については、1930 年代より地道な調査研究が続けられ、その結果、北海道における火山性土地の土壌調査法が確立されるとともに、火山の噴出源、噴

出年代別の火山性土の分布の全貌が、山田ら²⁰⁷⁾²⁰¹⁾²⁰⁴⁾²⁰⁸⁾により明らかにされ、さらに十勝岳系統、樽前山系統および駒ヶ岳系統の火山性土の特性と土壌管理対策については石塚・佐々木⁶³⁾⁶⁴⁾、山田・田村¹⁶²⁾¹⁸³⁾²⁰³⁾、瀬尾ら¹⁶⁷⁾の研究が、また、序周統火山性土の特性とその地力維持については、早川³⁸⁾⁴²⁾の研究がある。そのほかに、坂井・吉田ら¹⁵⁷⁾¹⁵⁸⁾¹⁵⁹⁾²²⁰⁾²²¹⁾²²²⁾の十勝火山灰土壌における土壌微生物学的研究と森・増島ら¹⁰¹⁾¹⁰²⁾による、十勝火山灰土壌の土壌水分系特性に関する一連の研究がある。

一方、北海道の主要河川の低湿地は形成されている約 20 万 ha の泥炭土の分類には、泥炭地の形態的特性と構成植物の特徴を基準とする分類方式が採用されて、低位、中間および高位泥炭土の 3 つに区分されている。戦前における泥炭地土壌の土壌学的研究の成果は浦上・市村ら¹⁹⁵⁾によって、「泥炭地の特性とその農業」として総括されており、戦後は、泥炭土壌の熟化過程における有機物の変化、排水ならびに客土に伴う泥炭分解度の変化および、窒素の無機化などについての松実・庄司¹⁰⁴⁾¹⁰⁵⁾¹⁰⁶⁾¹⁰⁷⁾、坂柳・赤塚ら¹⁶⁰⁾の一連の土壌学的研究があり、泥炭地を農耕地として利用する条件として、排水、酸性矯正および鉱質土壌の客入などをあげている⁴⁷⁾。

次に、重粘土に関する主な研究として、佐々木・森¹³³⁾¹³⁴⁾、深井ら¹³⁵⁾の報告があり、粘性が強く、かつ、堅密なこの種土壌の理化学的特性を明らかにするとともに、その改良法としては酸性矯正、排水と心土破碎による土壌の膨軟化が効果的であることを明らかにした。さらに、最近、北海道開発局の重粘地研究グループ⁶⁶⁾が北海道北部における重粘性土壌の生成、分類と土壌型の土地改良工法について報告し、その農業工学的特性は水分環境に強く規制されていることを明らかにした。

このように、これら多くの研究業績によって、火山灰土、泥炭土、重粘土もその土壌管理、土地改良ならびに利用方法が合理的、かつ、適切であれば、ほかの普通土壌に比較して損色のない農業生産をあげることが確認され、戦後における特殊土壌の開発利用面に大きな貢献をしている。

しかしながら、これら特殊土壌の中で墾土に関しては、従来、土壌生成論的にも、また、土壌の特性やそれに基づく土壌生産性向上の面についても、系統的な研究がほとんど皆無に近い状態であった。その理由としては、まず第一に墾土の分布面積が4万ha前後で、ほかの特殊土壌に比してはるかに少なく、かつ、全道各地に点在していたためである。第二の理由⁵¹⁾は、半農半漁の農業形態で、しかも、農業技術の水準も低い道南地域に多く分布していたためと考えられる。

しかし、戦後、本道近海における凶漁および漁業の近代化などによって伴農漁村に対する転農漁村の問題が提起される一方、さらに、畑作農業の振興上、土地生産性の低い墾土地帯も本道農業開発計画の対象となり、この地帯の農業形態のあり方はもちろん、土地基盤上にも多くの問題が存在していることが明らかになりつつある。

従来、墾土は「腐植にすこぶる富み、30cm以上の腐植層の厚さをもち、しかも、軽鬆で強風により飛散しやすく、過湿にもなりやすい土壌」という概念的特徴のみで定義されており、瀬尾ら⁵¹⁾⁵²⁾によると、墾土と総称される土壌にも、火山灰墾土地帯、墾土酸性地帯、墾土過湿地帯など種々のタイプがあると報告されている。確かに、農業的利用面よりみると適切な表現であるが、その生成および分類学的考察が不十分なため、墾土に類似の性状をもつ黒色土が道内の各地に存在していることが判明しつつある現在、単に、墾土の属性のみでは、それら土壌の相関性あるいは土壌の性格と諸性質を生成論的にも意義づけることは、ますます困難である。

一方、全国的にも、腐植質アロフェン土、クロボク土、黒色土などの名称が提案されているように、この種土壌に関する知識⁵⁷⁾⁷⁴⁾¹⁵³⁾が集積化するにつれて、その生成および分類についての問題が複雑化、深化しつつある。

したがって、筆者は北海道における墾土地帯を構成している土壌の総体を対象として調査研究を進め、これら土壌の堆積様式、母材、成因および土壌の性格、諸性質を探求することは、土壌生成論的にも、また、土壌生産性の向上面においても

応用価値の高いデータを提供できるものと信じ、本研究に着手した。

本論文の前半は主として、土壌生成論的な立場より、北海道各地に分布する墾土の堆積様式、母材、成因およびその断面形態と土壌組成について比較検討し、後半は、農業生産性向上の必要性から、生産力要因としての墾土の特性について解析し、その結果より導出された墾土の生産力向上対策について検討を試みた。

本研究は1958年より1967年までの10年間にわたり、主として、道南地域に分布する墾土を対象に実施した研究結果を取りまとめたものである。

本研究の計画、実施およびとりまとめの全般にわたり、終始ご懇篤なご指導とご助言を賜った北海道大学農学部教授石塚喜明博士に深甚の謝意を表する。

本研究の遂行にご援助下された元北海道立農業試験場渡島支場長舟茂宣雄、北海道立道南農業試験場川原祥司研究職員、北海道立根釧農業試験場平島利昭科長、北海道立中央農業試験場化学部高田亨研究職員、元北海道立農業試験場化学部長佐藤亮八ならびに調査、分析に協力された北海道立中央農業試験場化学部土壌肥料科職員および現地試験に協力された渡島、日高両支庁管内の各市町村、普及所の関係各位に厚く感謝する。

粘土鉱物の同定にあたっては北海道大学農学部教授佐々木清一博士、文部教官矢沢正士、北海道農業試験場農芸化学部長江川友治博士の各位、また、一次鉱物の同定にあたっては北海道大学理学部大場与志男博士のご指導および実験の便宜をはかって頂いた。

現地調査ならびに土壌断面の観察にあたっては、北海道農業試験場農芸化学部音羽道三技官、片山雅弘技官のご指導を得、論議の機会をもつことができた。

以上の方々に、つつしんで感謝する。

2 墾土の定義およびその地理的分布

北海道において、墾土という名称がいつころから用いられたかは明らかではないが、佐藤信淵¹⁶⁴⁾の「土性弁」によると、墾土は「ボクボクツチ」あるいは「ボクツチ」などといわれ、元来、草木が腐朽して土のごとくなったものである。また、この墾土にも、黄、赤、黒などの各色があり、黒墾は黒真土の上のできた墾土で俗に「クロボクツチ」と呼ぶと記載されている。その分布は蝦夷国の地方より起こり、漸次南に蔓延し松前にいたり、

西は江差、東は越前岬より海を越えて南部と津軽に入る云々と述べている。

従来、北海道で塩土と称されるものは、俗称「黒ぼく」または「野ぼく」といわれる黒色腐植土を指しており、北海道農業試験場土性調査報告書⁵¹⁾¹⁶⁷⁾によれば、「腐植にすこぶる富み、腐植層の厚さが30 cm以上のもので、しかも、軽微で磷酸分の欠乏した不良土壤」と定義されている。したがって、塩土はきわめて腐植含量の多い土壤ではあるが、同じ腐植質土壤であっても、河川流域の低湿地に生成される泥炭質物の分解したものは含まれず、また、塩土は火山灰または火山砕屑物を母材として土壌化したものであるが、同じ火山灰土壤であっても、その腐植層の厚さが30 cm以下の薄いものは、一般に塩土に含めていない。

このように、塩土は概念的特徴のみで定義されており、確かに、その分類基準がやや不明確ではあるが、土壤の特性を端的に表現しており、しかも、その農業的利用面からみると適切な表現であると思われる。

したがって、本論文においては、塩土に対して上記のごとき解釈、定義を採用することとした。

このように定義された塩土の北海道における分布については、いまだに詳細に調査されていないが36,000 haないし56,000 haと推定され⁵¹⁾、第1表に示すとおり、渡島、桧山、日高、十勝、上川、網走6支庁管内に点在している。

現在、北海道における主要な塩土地帯は、水田として利用されている上川支庁管内を除いて、その大部分(全面積の85%以上)は津軽海峡に面する地帯、日高東部海岸およびオホーツク海の網走海岸に面する地帯に発達した平坦地もしくは緩波状性の台地に分布している。しかも、塩土といわれる土壤の腐植層の厚さは、波状地に比して平坦地あるいは凹地部などの過湿地の方が厚い傾向がみられ、塩土の分布および生成には母材とともに地形との間にも密接な関連があるものと思われる。

また、これら塩土地帯の気候要素の特徴²²³⁾としては、いずれも、海洋性気候の影響を強く受けて積雪量が少なく、昼夜の温度較差も少なく、農耕

第1表 北海道の塩土地帯面積(ha)

支庁別	火山灰土 地帯	重粘土 酸性土 地帯	塩 酸 土 地 帯	土 性 地 帯	塩土 地帯	塩土 過湿 地帯	計
渡島	—	—	—	—	7,597	—	7,597
桧山	—	—	—	394	—	—	394
日高	—	5,031	2,452	—	220	—	7,703
十勝	7,949	—	—	—	—	—	7,949
上川	—	—	—	—	1,247	4,118	5,365
網走	—	574	6,415	—	—	—	6,989
計	7,949	5,605	9,261	9,064	9,064	4,118	35,997

注) 北海道開発局発行「北海道における農牧適地の土壌地帯概説」より抜萃。

期間中は寡照多湿で、比較的冷涼である。さらに気候の乾湿を示す目安でもあり、かつ、土壌型と密接な関係があるLANGの雨量係数⁹⁹⁾は145~150前後である。

II 塩土の断面形態と土壌組成

すでに明らかにしたように、塩土は、主に津軽海峡に面する地帯、日高東部海岸およびオホーツク海の網走海岸に面する地帯に発達した平坦もしくは緩波状性の台地上に分布している。しかし、これらの土壌母材はいずれも火山源粒子であり、黒色を呈して腐植の集積量が多く、その腐植層の厚さもきわめて厚く、その性状は互いに類似しているかのように思われるが、果たして同質の土壤であるか否かの問題を解明するため、まず、塩土の分布する地帯の地形と、これに関係する火山噴出物の累積関係に重点を置いて、道内各地域の塩土の母材、堆積様式、断面形態、土壌組成(無機物組成、有機物組成、粒径組成、一次鉱物組成、粘土鉱物組成)および成因などについて調査した。

1 塩土の層序ならびに堆積様式

1) 渡島半島南部地域の塩土

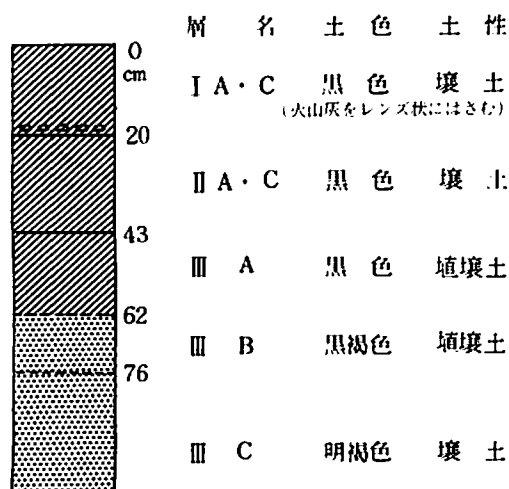
渡島半島の大部分が沖積世に噴出した火山噴出物に由来する火山性土壤であることは、すでに山田ら²²⁴⁾²²⁸⁾によって報告されている。また、北海道農業試験場の土壌調査報告¹⁶⁷⁾によれば、渡島支庁管内に7,600 ha、桧山支庁管内に400 ha、合計8,000 haの塩土地帯が分布している。さらに、最近、渡島半島南部地域の塩土の分布、分類、生

成については片山ら⁷⁹⁾の詳細な報告がある。これによれば、本地域の礫土地帯は、① 松前町周辺、② 知内町周辺、③ 函館市銭亀沢周辺の3地帯に区分され、各地帯の礫土はいずれも、地表部15～30 cmを被覆している新期の降下火山灰層部およびその下部に埋没堆積している火山性ロームの黒色層部とから成っている。礫土の母材であるこれら火山灰は地帯により若干異なり、かつ、この新期火山灰層の直下部に腐植をもたない黄褐色の細粒火山灰(駒ヶ岳e層)の薄層が全地域にわたり、普遍的に分布しており、この層が火山灰および層位などを区分するための鍵層的存在となっていると報告している。

一般に、本地域(松前町より尻岸内町に至る渡島半島南部の海岸地帯)にみられる礫土の分布に関係ある地形は標高200 m前後の侵蝕平坦面、標高100 m以下の海岸段丘、河岸段丘および新期扇状地の4つであり、次に、地形面と礫土の層厚についてみると、侵蝕平坦面では35～50 cm、海岸段丘では40～70 cm、河岸段丘で30～45 cm、扇状地では40～50 cm前後であり、海岸段丘面における礫土の層厚が最も厚い傾向を示している。しかしながら、同一段丘面においても、微地形変化によって、その層厚はかなり激しく変化している。

函館市周辺の海岸段丘面(標高40 m)の土層断面は第1図に示してある。

すなわち、ほとんど全層が腐植によって黒色を



第1図 函館市周辺の海岸段丘面における土層断面

呈しているため、火山灰の類別は困難であるが、付近の泥炭地の調査結果などを総合してみると、表層20 cmは堆積時期を異にする駒ヶ岳d火山灰と駒ヶ岳e火山灰の累積から成り、この新期火山灰層の直下は層厚20 cm前後の漆黒の埋没腐植層(噴出源不明の火山灰であるが、多分、駒ヶ岳f火山灰と考えられる)であり、下層の黄褐色の火山性ローム層に漸移し、さらに、その下層は軽石層となっている。

また、渡島半島南部地域に沖積世に堆積し、かつ、礫土に関係ある新期火山噴出物は奥尻火山灰(Before Present 200年)、渡島大島火山灰(BP 350年)、駒ヶ岳d火山灰(BP 350年)、駒ヶ岳e火山灰(BP 2,000～3,000年)、恵山火山灰の5種類である。

したがって、本地域の海岸段丘面と河岸段丘面に分布している礫土の堆積様式の共通的特徴は、下層に軽石流堆積物を有し、その上部に1 m以上の厚い褐色のローム層が存在し、さらに、その上に暗黒色の埋没腐植層(噴出源不明の古期火山灰)であり、最地表部に駒ヶ岳d火山灰、駒ヶ岳e火山灰、奥尻火山灰、渡島大島火山灰を中心とした新期火山灰が存在していることである。いずれにしても、渡島半島南部地域の礫土は駒ヶ岳e火山灰を鍵層として上下に2分され、上部の暗褐色の脆弱な粉状構造をもつ新期火山灰の表層腐植層と下部の漆黒色な小粉塊状構造をもつ埋没腐植層とより成ることは明らかである。

2) 日高東部地域の礫土

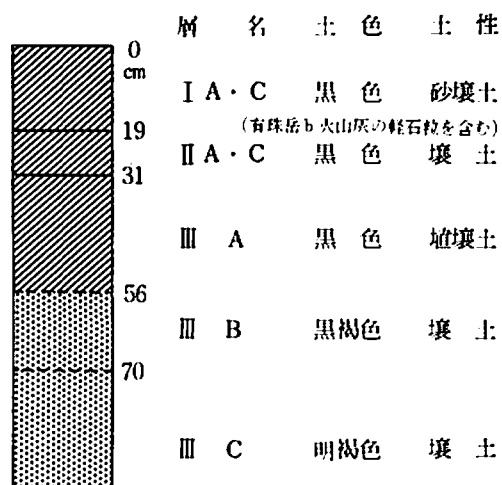
北海道農業試験場土性調査報告書¹⁶⁷⁾によれば、日高支庁管内に7,700 haの礫土地帯が分布しており、また、北海道開発局¹⁶⁸⁾では日高地方に分布する礫土を、① 内陸部の河岸段丘にみられるもの、② 海岸段丘上に带状にみられるもの、③ 表層が有珠岳b火山灰により被覆されて埋没礫土となっているものの3つの型に区分している。

一般に、本地域(三石町よりエリモ岬に至る日高東部海岸)にみられる礫土の分布に関係ある地形は標高40～60 mの海岸段丘と標高20～40 mの河岸段丘の2つであり、しかも、段丘面に礫土は小面積であるが、規則的に分布している。

河岸段丘は三石川、元浦川、幌別川および歌別

川流域に比較的良好に発達し、現在の海岸線より2~10 km 内陸部に存在する。一方、海岸段丘は三石町よりエリモ岬にいたる海岸沿いに帯状に発達している。

日高三石町周辺の河岸段丘面（標高30 m）の土層断面は第2図に示した。



第2図 三石町周辺の河岸段丘面における土層断面

すなわち、地表を覆っている火山灰層部は黒色を呈しているが、その最地表20 cm 程度は樽前岳 b 火山灰と有珠岳 b 火山灰の累積から成り、比較的粗粒質である。その下層は層厚10~20 cm の黒色味の強い埋没腐植層（噴出源不明の火山灰であるが多分、樽前岳 d 火山灰と考えられる）であり、ついで、構造の発達した褐色の火山性ローム層が1~1.5 m 続き、下部の支笏降下軽石堆積物（洪積世に支笏湖生成の際に降下堆積した火山灰）に漸変している。

一般に、日高地方に沖積世に堆積した新期火山噴出物については、山田ら²⁹⁾によって樽前岳 b 火山灰（BP 350 年）、有珠岳 b 火山灰（BP 300 年）、および樽前岳 d 火山灰（BP 2,000~5,000 年）の分布が明らかにされ、また、洪積世に堆積した古期火山噴出物については、勝井ら⁷⁾により、支笏降下軽石堆積物（¹⁴C 法によって BP 20,000 年）の分布が明らかにされている。

したがって、日高東部地域の海岸段丘および河岸段丘面上に分布している埴土の堆積様式の共通的特徴は、最下層に支笏降下軽石堆積物を有し、

その上部に1 m 以上の厚い褐色のローム層が存在し、さらに、その上が暗褐色の埋没腐植層（噴出源不明の古期火山灰）となり、最地表部に樽前岳 b 火山灰、有珠岳 b 火山灰を中心とした新期火山灰層が存在していることである。

なお、本地域の埴土（最地表部の新期火山灰の腐植層と下部の暗褐色の埋没腐植層とより成る）の層厚は35~50 cm 前後であり、渡島半島南部地域の埴土に比して、ややその層厚が薄い。

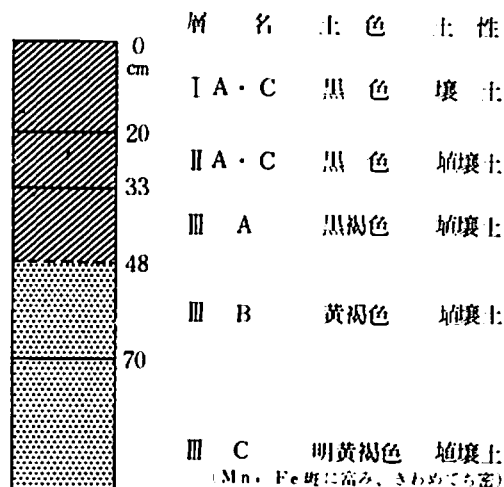
3) 網走地域の埴土

網走地方にみられる埴土地帯の分布面積は、北海道農業試験場土性調査報告書¹⁶⁾によれば、およそ6,900 ha といわれている。

一般に、本地域（常呂川より藻琴川に至るオホーツク海に面する網走地域）にみられる埴土の分布に関係ある地形は標高80~150 m に及ぶ侵蝕緩斜面、標高30~50 m 前後の海岸段丘ならびに河岸段丘の3つであるが、そのうち、侵蝕緩斜面と河岸段丘面上の埴土の層厚は、いずれも20 cm 内外であって、いわゆる、埴土の範疇には入らない。

網走市嘉多山付近の海岸段丘面（標高40 m）の土層断面は第3図に示した。

すなわち、最表層20 cm 内外は旭岳火山灰と雌阿寒岳 a 火山灰の累積より成ると思われるが、腐植によって灰黒色を呈し、かつ、風蝕の影響を強く受けているために識別はやや困難である。その直下15 cm 程度が黒灰色の埋没腐植層（噴出源不



第3図 網走市周辺の海岸段丘面における土層断面

明の火山灰であるが、多分、摩周岳 f 火山灰と考えられる) であり、続いて黄褐色のローム層となり、さらに、その下層は海浸の影響を受けた屈斜路軽石流堆積物となっている。

一方、網走地域に沖積世に堆積した火山噴出物については、山田²⁰⁴⁾、瀬尾・富岡¹⁸⁵⁾によって旭岳火山灰 (BP 200 年)、雌阿寒岳 a 火山灰 (BP 220 年) の分布が明らかにされ、また、勝井⁷⁸⁾、佐藤¹⁶³⁾によって摩周岳 f 火山灰 (BP 7,000 年) と洪積世に堆積した屈斜路軽石流堆積物 (BP 32,200 $\pm$ 3,000 - 2,000 年) の分布が明らかにされている。

したがって、網走地域の海岸段丘面に分布している礫土の堆積様式の共通的特徴は、最下層に海浸の影響を受けた屈斜路軽石流堆積物が存在し、その上に褐色のローム層が堆積し、さらにその上に黒色の埋没腐植層となり、最地表部に旭岳火山灰、雌阿寒岳 a 火山灰を中心とした新期火山灰層が存在していることである。

本地帯は渡島半島南部地域および日高東部地域の礫土地帯に比して、分布の特徴に一定の法則性はみられず、主に火山砕屑岩台地上に分布している。しかも、礫土の層厚は 30~45 cm 前後で、前記の 2 地域に比して薄く、土色もやや褐色味が強い。また、形態的にも土壌構造の発達がよく、粘性もやや強く、かつ、埋没腐植層の下層に堅い「盤」を形成し、過湿な状態になっているところも散見され、全般的に、他地域の礫土と多少異なるように野外調査では見受けられた。

4) 要 約

道内各地に分布する主要礫土地帯の層序と堆積様式について調査し、次のような結果を得た。

(1) 渡島半島南部の海岸地域、日高地方の東部海岸地域およびオホーツク海の網走地域にみられる礫土は、いずれも地形的には、平坦もしくは緩波状性の海岸段丘、河岸段丘面に規則的に分布している。この事実は礫土の母材が降下堆積したものであることを意味している。

(2) 礫土地帯の堆積様式は、3 地域ともにいずれも、地表部を被覆している数種類の新期火山灰層部と埋没せる比較的古期の火山灰層部および下層に堆積せる褐色の火山性ローム層と洪積世に降

下もしくは流下堆積した軽石流堆積物部より成っている。

(3) 礫土の母材である火山灰は分布地域によって異なり、また、性状にも若干相違はみられるが、その断面形態はほぼ類似している。一般に、礫土といわれる黒色土は暗褐色の脆弱な粉状構造を有する表層腐植層と漆黒な小粉塊状構造をもつ埋没腐植層とより成ることは明らかである。

(4) 礫土を構成する新期火山灰としては、渡島半島南部地域では駒ヶ岳 d 火山灰、駒ヶ岳 e 火山灰、渡島大島火山灰、奥尻火山灰、恵山火山灰の 5 種、日高東部地域では樽前岳 b 火山灰、有珠岳 b 火山灰の 2 種、網走地域では旭岳火山灰、雌阿寒岳 a 火山灰の 2 種類と推定される。一方、これらの古期火山灰としては、渡島半島南部地域では駒ヶ岳 f 火山灰、日高東部地域では樽前岳 d 火山灰、網走地域では摩周岳 f 火山灰であると思われる。

(5) 礫土の層厚を地域別に比較すると、渡島半島南部地域において最も厚く 40~70 cm 前後であり、ついで、日高東部地域の 30~60 cm、網走地域が 30~40 cm 前後で最も薄く、渡島および日高両地域を含めた、いわゆる道南地域の礫土地帯が北海道における代表的な礫土地帯であると思われる。

2 断面形態および無機物組成

礫土のもつ性格と諸性質をよりの確には握するために、道内各地に分布する礫土の無機物組成、有機物組成、粒径組成および鉱物組成などの属性について比較検討することはきわめて重要であると思われる。

したがって、本節では、道内の礫土地帯の代表地点を選定し、その断面形態を精査してその土壌の無機物組成について調査した。

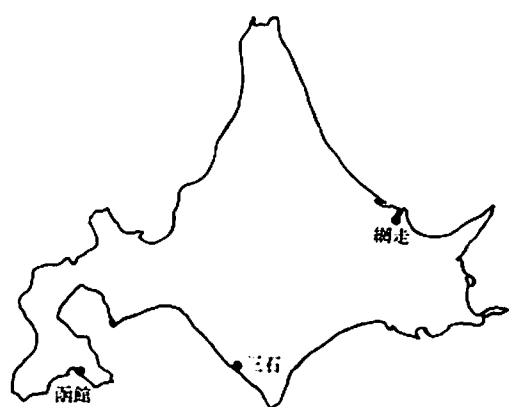
1) 断面形態

道内の礫土地帯の代表地点として、渡島半島南部地域から函館市銭亀沢 (以下、函館土壌と述べる)、日高東部地域から三石町本桐 (以下、三石土壌と述べる)、網走地域から網走市嘉多山 (以下、網走土壌と述べる) の 3 地点を選定し、層別別に土壌試料を採取した。なお、土壌採取地はいずれも牧草地で

第2表 代表土壌採取地点の土壌断面形態

土 壌 採 取 地 点	層 位	層 名	層 厚 (cm)	腐植*	土 性	土 色 (湿 土)	構 造	孔 隙	ち 密 度 (山中式 硬度計)	粘性
網 走	1	A・C	0~20	H 4	L	黒 色 (10 YR 1-1/2)	小粉塊状	多	中 (23)	中
	2	A・C	20~33	H 4	CL	〃 (10 YR 3/4)	胡 桃 状	中	〃 (19)	〃
	3	A	33~48	H 3	CL	黒 褐 色 (10 YR 3/2)	小粉塊状	〃	〃 (19)	大
	4	B	48~70	H 2	CL	暗 褐 色 (10 YR 3/4)	〃	多	〃 (20)	〃
	5	C	70~	H 1	CL	黄 褐 色 (10 YR 5/6)	粉 塊 状	〃	〃 (24)	中
三 石	1	A・C	0~19	H 4	SL	黒 色 (7.5 YR 3/4)	粉 状	多	中 (20)	小
	2	A・C	19~36	H 4	L	〃 (5 YR 1-1/2)	小粉塊状	中	疎 (18)	中
	3	A	36~56	H 3	CL	〃 (7.5 YR 3/4)	〃	〃	〃 (16)	〃
	4	B	56~70	H 2	L	黒 褐 色 (10 YR 3/2)	〃	多	中 (22)	〃
	5	C	70~	H 1	L	明 褐 色 (7.5 YR 5/6)	粉 塊 状	〃	密 (25)	〃
函 館	1	A・C	0~20	H 4	L	黒 色 (7.5 YR 1-1/2)	粉 状	多	疎 (14)	小
	2	A・C	20~43	H 4	L	〃 (10 YR 1-1/2)	小粉塊状	中	中 (21)	〃
	3	A	43~62	H 4	CL	〃 (7.5 YR 1-1/2)	〃	〃	〃 (23)	中
	4	B	62~76	H 2	CL	黒 褐 色 (10 YR 3/2)	〃	〃	〃 (24)	大
	5	C	76~	H 1	L	明 褐 色 (7.5 YR 5/6)	大粉塊状	多	密 (25)	〃

注) 腐植*: H1 欠く, H2 含む, H3 含む, H4 すべて含む。



第4図 北海道における塩土地帯の土壌試料採取地点

ある。

道内における塩土地帯の試料採取箇所は第4図に、また、各地点の土壌断面形態の調査結果は第2表に示した。なお、土壌断面調査法のうち、主な基準は地力保全調査実施要綱によった。

この結果によると、塩土の断面形態は3地点とも第1層(表層腐植層)は脆弱な粉状構造を有する軽塩土であって、構造間の孔隙が多く、気水の透過も良好な暗黒色の砂塩土ないし塩土である。第2層(埋没腐植層)は小粉塊状および胡桃状の構造を有し、保水性がやや強く、粘性を有する漆黒色の

塩土ないし埴塩土である。埴土の下層の第3層は土塊の表面がやや平滑で、粉塊状の構造をもつ暗黒色の埴塩土であって、堅密な堆積を有し、粘性も比較的強い。このように、第1層、第2層および第3層の土性、土色、構造、粘性の間にやや明確な差が認められた。

また、網走土壌は三石および函館土壌に比し、全般的に埴土の層厚が薄く、土色の褐色味が強く、粘性も強い。その上、下層はきわめて堅密で、Fe斑やMn斑もみられ、気水の透過が著しく不良な土壌であり、両者の間には形態的に明瞭な差異があることが分かった。

2) 土壌の無機物組成

上記の網走、三石および函館土壌について、層位別に土壌試料を採取し、化学分析を行なった。

(1) 酸 度

3地域土壌の各層土について、水および塩化加里浸出によるpHならびに置換酸度、加水酸度の Y_1 とチューリン法による腐植含量の測定値は第3表に示すとおりである。

網走、三石および函館各地域の埴土(第1層土と第2層土を含む)はいずれも、pHは5.6~6.0前後で微酸性を呈し、置換酸度は比較的低いが、加水

第3表 断面土壌の酸度および腐植含量

土 壤	層位	pH		置換 酸度 Y ₁	加水 酸度 Y ₁	腐 植 (%)
		H ₂ O	KCl			
網 走	1*	6.00	5.05	0.92	47.8	10.06
	2*	5.81	4.54	3.19	63.8	12.77
	3	5.83	4.40	4.87	47.8	7.48
	5	5.80	4.49	3.14	25.9	1.58
三 石	1*	5.64	4.68	1.33	60.4	16.69
	2*	5.42	4.35	6.82	110.9	25.97
	3	5.40	4.46	6.18	89.8	20.34
	5	5.70	5.10	0.80	17.7	1.01
函 館	1*	5.60	4.40	5.89	65.4	20.41
	2*	5.56	4.33	8.07	142.3	29.51
	3	5.47	4.36	10.79	82.5	21.81
	5	5.71	4.64	3.08	38.4	4.25

* 盛土

酸度が極端に高いことが特異的である。しかも、第2層土は第1層土に比して pH はやや低いが、腐植含量と加水酸度が著しく高く、全般的に、腐植含量の多いものほど加水酸度が高い傾向を示しており、このことは腐植酸と何らかの関連性を有するものと思われる。

また、地域別では、網走土壌は三石および函館土壌に比して、明らかに pH が高く、酸度も低く、腐植含量が半分程度であり、両土壌の間に明瞭な

化学的差異が認められた。

(2) 熱塩酸分析

次に、常法によって、3地域土壌の各層土について、熱塩酸分析を行なった結果を第4表に示した。

なお、盛土と対比する意味で、普通土と火山灰土の分析値をも掲げた。

まず、網走土壌の熱塩酸可溶成分含量についてみると、第1層土と第2層土はともに類似した数値を示しており、顕著な差はほとんど見出し難い。しかし、第3層土は第1層土および第2層土に比して、珪酸含量と珪鉄比率が明らかに2倍前後高い。

これに対して、三石および函館土壌では第2層土は第1層土に比して、石灰、ソーダ含量が低い反面、鉄、錳土、苦土および加里含量が高く、珪鉄比率も第1層土の1.4~1.6に対して1.0~1.2前後で低く、両層土の成分含量間に顕著な差が認められた。一方、第2層土と第3層土とでは、全般的に第3層土の珪酸、鉄、錳土含量および珪鉄比率が第2層土よりやや高い程度であって、両層土の各成分含量はほぼ類似している。

また、磷酸吸収係数は、網走土壌では2,300、三石および函館土壌では2,800~3,000前後であり、3地域土壌ともに、第1層土よりも第2層土、

第4表 断面土壌の熱塩酸可溶物含量(乾土%)および磷酸吸収係数

土 壤	層位	塩酸不 溶解分	SiO ₂ *	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	SiO ₂ / R ₂ O ₃	磷酸吸 収係数
網 走	1	70.5	14.66	14.36	7.69	1.64	0.13	0.20	0.42	0.10	1.78	1,920
	2	69.8	11.73	14.81	8.78	0.63	0.15	0.29	0.34	0.07	1.43	2,360
	3	68.0	25.45	15.57	9.09	0.61	0.17	0.37	0.04	0.05	2.77	2,290
	5	70.6	38.24	17.01	6.71	0.20	0.65	0.20	0.01	0.03	4.33	1,664
三 石	1	73.2	7.80	7.41	5.85	1.10	0.19	0.11	0.34	0.04	1.57	2,188
	2	65.1	11.21	15.52	7.11	0.43	0.31	0.18	0.14	0.05	1.23	2,878
	3	60.8	15.09	16.44	10.39	0.25	0.32	0.26	0.08	0.07	1.50	2,948
	5	64.3	23.03	16.19	15.14	0.24	0.39	0.46	0.01	0.09	1.96	2,278
函 館	1	72.8	7.16	8.27	5.90	0.84	0.56	0.21	0.29	0.09	1.35	2,252
	2	70.0	6.10	10.37	6.14	0.75	0.64	0.33	0.12	0.09	0.99	2,896
	3	70.3	8.94	12.36	7.22	0.68	0.60	0.34	0.10	0.10	1.22	2,922
	5	70.8	12.72	15.25	7.18	0.24	0.52	0.43	0.03	0.09	1.51	2,490
普通土**	1		16.40	5.14	5.80	1.69	1.12	0.25	0.45	0.42	4.01	933
火山灰土***	1		12.40	6.40	5.05	2.00	0.69	0.11	0.50	0.50	2.89	1,437

* 10% Na₂CO₃ 溶解物を含む

** 発寒川沖積土

*** 十勝岳C火山灰土

第3層土の方が著しく高い。

次に、地域別土壤間の熱塩酸可溶物含量を比較すると、網走土壤は三石土壤および函館土壤に比して、明らかに、珪酸、鉄、礬土、ソーダ含量および珪鉄礬比が高く、苦土含量が逆に著しく低く、両者の成分含量に明瞭な差異が認められた。一方三石土壤は函館土壤に比して、珪酸、鉄、礬土含量および珪鉄礬比はむしろ高いが、しかし、石灰、苦土、加里などの塩基含量は逆に、いずれも著しく低い傾向を示している。

また、塩土では、一般的に珪鉄礬比の低いものほど磷酸吸収係数が高いことにより、磷酸の吸収および固定に関与している鉄、礬土の役割りがきわめて大きいことが充分、想像される。

いずれにしても、塩土は普通土壤はもちろん、ほかの火山灰土壤に比較して、相対的に、珪酸、塩基含量が低く、鉄、礬土含量ならびに磷酸吸収係数が著しく高いことが認められた。

次に、熱塩酸可溶物中の石灰、苦土、加里、ソーダなどの塩基と礬土との分子比についてみると、第5表に示したとおり、地域土壤間では、函館>網走>三石土壤の順に函館土壤の分子比がやや高いが、塩土の分子比はほぼ0.7以下であって、ほかの土壤に比較して小さく、かつ、下層ほどその数値が低い傾向を示しており、明らかに、塩基に飽和されていないものと考えられ、土壤反応の結果ともほぼ一致している。

第5表 断面土壤の塩基分子比

土 壤	層 位	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	塩 基 分子比 計
		Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	
網 走	1	0.329	0.036	0.023	0.076	0.464
	2	0.122	0.040	0.034	0.060	0.256
	3	0.113	0.043	0.040	0.006	0.202
三 石	1	0.306	0.102	0.026	0.100	0.534
	2	0.080	0.080	0.019	0.024	0.203
	3	0.044	0.077	0.027	0.012	0.160
函 館	1	0.293	0.272	0.043	0.088	0.696
	2	0.209	0.248	0.054	0.029	0.540
	3	0.158	0.195	0.047	0.021	0.421
普 通 土	1	0.949	0.876	0.085	0.230	2.140
火山灰土	1	0.903	0.432	0.030	0.126	1.491

このように、塩土が微酸性を呈して塩基分子比が低い理由としては、ほかの火山灰土壤に比較して腐植含量がきわめて高く、かつ、多湿な環境条件におかれているため、これら腐植の不完全分解に基づく遊離酸性腐植の存在に基因するものと考えられる。

山田²⁹⁾は、北海道の火山性土壤のうち、降灰年次が比較的新しいものは石灰含量および塩基飽和度（塩基と礬土との分子比が1.0前後）も高いため、府県の火山灰土壤のように強い酸性を呈さず、石灰の施用効果も顕著には認められない点を指摘し、このことを本道の火山性土壤の特性の1つにあげている。また、三宅・田町ら¹¹⁾は、本道の数少ない酸性火山性土壤の1つである羊蹄a統の酸性の原因について研究し、この種火山灰の降灰地域が北海道の中でも、特に冬期間の積雪量が多く、土壤も凍結しない気候的条件よりみて、ポトゾル化作用に基づくことを明らかにした。

(3) 易溶性無機膠質物

次に、TAMM¹⁰⁾の方法に従って、遊離の無機膠質物として存在すると考えられる珪酸、鉄、礬土含量および置換性礬土と活性礬土含量を測定した結果を第6表に掲げた。

なお、置換性礬土は1規定塩化加里液可溶の礬土を、また、活性礬土はpH 4.8の醋酸・醋酸ソ

第6表 TAMM 試薬可溶の無機膠質物含量
および置換性 Al₂O₃、活性 Al₂O₃ 含量

土 壤	層 位	TAMM 試薬可溶無機物 (%)				置換性 Al ₂ O ₃ (mg/100g)	活 性 Al ₂ O ₃ (mg/100g)
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	計		
網 走	1	0.43	3.24	0.77	4.44	2.0	365.2
	2	0.66	4.78	1.02	6.46	26.8	393.5
	3	0.78	5.38	1.04	7.20	47.6	382.6
	5	0.65	2.27	0.69	3.61	14.0	212.6
三 石	1	0.40	3.79	0.90	5.09	3.3	208.3
	2	1.17	9.66	0.98	11.81	36.2	614.4
	3	2.83	12.18	1.45	16.46	33.9	750.4
	5	3.43	14.28	1.42	19.13	1.1	653.7
函 館	1	0.41	5.91	1.18	7.50	49.8	271.7
	2	0.73	8.59	1.52	10.84	54.8	510.5
	3	1.17	11.14	1.49	13.80	69.0	695.3
	5	2.45	8.81	1.10	12.36	24.3	473.6

ーダ緩衝液可溶の礬土をもって示した。

まず、3地域土壌の各層土について比較すると、網走土壌では第1層土、第2層土、第3層土の間のTAMM試薬可溶の無機成分含量に顕著な差が認められなかった。しかし、三石および函館土壌では、明らかに第1層土よりも第2層土および第3層土の珪酸、鉄、礬土含量が高く、特に、礬土含量においては2~3倍前後の高い数値を示している。また、置換性礬土、活性礬土含量も同様の傾向を示している。

したがって、これらの事実より、壙土では、特に第2層土(埋没腐植層)において、礬土性がきわめて大きいことが充分推定される。

一方、地域土壌間の差異についてみると、三石および函館土壌の珪酸、礬土含量はもちろん、TAMM試薬可溶物の総量も網走土壌に比して著しく高い傾向を示している。

また、一般に、TAMM試薬は粘土鉱物のうち、Gibbsite, Hydrated halloysite, Montmorilloniteなどをほとんど溶解せず、Allophaneや非晶質物をかなり良く溶解するといわれていること⁶⁸⁾より考えて、網走土壌に比して、三石および函館土壌の方がはるかに多量のAllophaneや非晶質物を含んでいることが十分推定される。

3) 要 約

道内の渡島半島南部地域、日本東部地域および網走地域に分布する壙土の断面形態ならびに土壌の無機物組成について調査した結果、土壌形態的にも、また、無機物組成の面においても、網走地域の壙土と道南地域(渡島半島南部地域と日高東部地域を含む)の壙土とは明らかに異なっており、さらに、網走地域の壙土を構成している第1層土(表層腐植層)と第2層土(埋没腐植層)はいずれも類似した土壌であるが、道南地域では、両層土はやや異質の土壌であることが明らかにされた。その断面形態および無機物組成の主要な相違点は次のとおりである。

(1) 3地域とも、壙土を構成している第1層土は脆弱な粉状構造を有する暗黒色の砂壤土ないし壤土であり、第2層土は小粉塊状および胡桃状の構造をもち、保水性ならびに粘性がやや強い漆黒

な壤土ないし埴壤土である。さらに、壙土の下層の第3層土はやや平滑な土壌表面をもつ粉塊状構造の灰黒色の埴壤土で、粘性がきわめて強い。

網走地域の壙土は道南地域のものに比して土壌構造の発達がよく、粘性が強く、土色も褐色味が強い。しかも、下層は堅密で、気水の透過は不良である。

(2) 壙土の土壌反応は微酸性であるが、酸度、とくに加水酸度が、著しく高い特異性をもっている。しかも、腐植含量の多い第2層土(埋没腐植層)の方が第1層土(表層腐植層)よりも酸度が高い傾向を示し、壙土には充分、遊離酸性腐植の存在が考えられる。

(3) 壙土の熱塩酸可溶物含量についてみると、普通土壌はもちろん、ほかの火山灰土壌に比較して、珪酸、塩基含量が低く、鉄、礬土含量が逆に著しく高い。磷酸吸収係数も2,400~3,000前後で高く、珪鉄礬比は1.8以下で低い。しかも、その傾向は各地域とも、第1層土よりも第2層土の方が大きい。さらに、礬土と塩基との分子比が0.7以下で小さいことも壙土の無機物組成の特徴の1つである。

また、壙土の無機物組成はその分布地域によって明瞭な差が認められ、道南地域の壙土は網走地域のそれに比して、珪酸、塩基含量は低いが、礬土含量ならびに磷酸吸収係数が逆に著しく高い傾向を示している。

(4) 壙土のTAMM試薬可溶無機物の総量は5~10%前後であり、とくに礬土含量がきわめて高く、第1層土よりも第2層土の方がその傾向は大きい。また、地域別では、道南地域の壙土の方が網走地域のものに比して明らかに量的に多く、とくに、壙土含量においては2~3倍前後の高い値を示している。

3 有機物組成

一般に、火山灰土壌は粘土鉱物がAllophaneを主体とするとともに、腐植含量が高いことが主要な特徴と考えられており、さらに、その腐植の集積量、腐植の存在形態、腐植酸の特質などが、火山灰を母材とする土壌相互間においても、その母材、生成条件、植生その他の環境条件の相違によ

って異なることが多くの研究⁴³⁾⁴⁷⁾によって明らかにされている。

したがって、土壤の生成、性格規定および土壤生産力の面よりも、その腐植の量的、質的特質を明らかにすることは、塩土のように腐植含量が著しく高い土壤においては、より一層その重要度が大きいと思われる。

本節では、道内の主要塩土地帯における土壤腐植の形態別組成について検討した結果を記述する。

一般に、土壤腐植の形態別分析法としては、SIMON¹⁷²⁾、SPRINGER¹⁷⁵⁾、TYURIN⁷³⁾¹⁹²⁾の方法がある。SIMON法は土壤腐植物質が真正腐植質、腐朽物質、フルボ酸の3部分に類別されるとの考えに立脚して、これらの量的ならびに質的評価を行なうものであり、また、SPRINGER法は土壤腐植物質を腐植化の程度（臭化アセチルに対する溶解性）によって、褐色腐植質、灰色腐植質、腐植炭に分別してその評価を行なうものである。一方、TYURIN法は土壤中における腐植と無機部分との結合形態を定量的に評価する方法であって、その結合形態を、①遊離の腐植質、②強塩基と塩を形成している腐植質、③三산화物と塩または錯化合物およびゲル複合体を形成している腐植質、④土壤粘度と結合している腐植質の4部分に規定、分別している。

また、分析方法論的にみれば、SPRINGERおよびTYURIN両法は同一土壤から抽出条件を変えることによって結合形態を異にする腐植を順次抽出、定量する一種の全体分析法であり、一方、SIMON法は異なる抽出剤によって形態の相違する腐植を別々にして抽出せんとする分別抽出法といえる。

これらの方法の中で、土壤中における腐植と無機物との結合状態を定量的に解明し、かつ、生成論的な土壤の性格を反映させようとの観点より、本研究では、足立⁹⁾によって紹介されたTYURIN法の変法であるPONOMAREVA法¹⁵¹⁾を主に採用し、さらに、土壤腐植の質的評価を行なうため、弘法・大羽⁸⁷⁾¹⁴⁸⁾によって、わが国の土壤に適用できるように実験条件が修正されたSIMON法をもあわせて採用した。

1) 腐植組成

まず、網走、三石および函館地域の塩土について、その腐植含量と腐植組成を比較検討した結果は第7表に示した。なお、対比する意味で、普通土壤の測定値をも掲げた。

塩土の腐植含量は網走土壤を除いて、いずれも20%以上できわめて高く、地域別では函館>三石>網走土壤の順である。層位別では、3地域ともに第2層土（埋没腐植層）の方が第1層土（表層腐植層）よりも明らかに高く、かつ、炭素率も大

第7表 PONOMAREVA法による腐植組成（その1）

土 壤	層 位	深 さ (cm)	土 壤 中 (%)					全 炭 素 中 (%)				Ch Cf
			全炭素	炭素率	全腐植	腐植酸	フルボ酸	ビタニ ーミン	腐植酸	フルボ酸	ヒュー ミン	
網 走	1*	0~20	6.83	14.9	10.06	4.67	1.25	1.8	66.8	18.1	13.3	3.69
	2*	20~33	7.41	14.5	12.77	4.94	1.45	1.2	66.8	19.6	12.8	3.40
	3	33~45	4.34	15.3	7.48	2.47	1.39	1.0	56.3	31.6	11.2	1.78
三 石	1*	0~19	9.69	13.9	16.69	5.44	2.07	1.5	56.4	21.3	20.7	2.63
	2*	19~36	15.07	16.1	25.97	8.90	3.58	1.5	58.9	23.8	16.0	2.48
	3	36~56	11.80	16.7	20.34	6.01	3.94	1.1	51.3	33.3	14.3	1.54
函 館	1*	0~20	11.84	14.6	20.41	7.48	1.99	1.1	63.6	16.8	18.5	3.75
	2*	20~43	17.12	16.2	29.51	12.95	2.32	0.9	70.1	16.1	13.0	4.35
	3	43~62	12.56	15.6	21.81	8.41	2.70	0.9	67.2	21.6	10.5	3.11
普 通 土	1	0~22	0.94	5.0	1.63	0.13	0.30	23.0	13.6	21.0	43.4	0.65
	2	22~45	0.89	5.6	1.55	0.10	0.25	30.6	11.6	19.2	38.8	0.60

* 塩土

きい。

土壌中の腐植酸含量もまた5~13%前後で全腐植含量にほぼ比例しており、地域別では函館土壌がもっとも多く、層位別では第2層土に顕著に集積している。

一方、フルボ酸含量は、地域別では三石土壌が多く、層位別ではいずれも壙土の下層の漸移層で増加しており、明らかに、フルボ酸が腐植酸よりも移動しやすいことを示している。

このように、壙土の腐植酸およびフルボ酸含量はその分布地域によって差があることが認められたが、全炭素に対する腐植酸の割合は、3土壌ともに60~70%前後であり、フルボ酸の割合は20%、アルカリによって抽出されないヒューミンの割合も13~20%前後であり、腐植中に占める腐植酸の割合が圧倒的に多い。

したがって、腐植酸とフルボ酸の比(Ch/Cf)はいずれも2.0以上で、普通土壌はもちろん、ほかの火山性土壌に比してきわめて高い。

また、土壌断面中におけるCh/Cfの配分様式にはそれぞれの地域に対応した特徴がみられ、網走および三石土壌のCh/Cfは腐植層の上部より下部に向かって減少しているが、函館土壌では逆に増大している。KAMOSHITA⁹⁾の見解によると、前者は褐色森林土と呼ばれている土壌に、また、後者は草原様褐色森林土と呼ばれている土壌に属

し、網走および三石土壌と函館土壌の腐植生成条件が明らかに同型でないものと思われる。

2) PONOMAREVA 法による腐植組成

次に、壙土の腐植の形態別組成について、PONOMAREVA 法によって比較検討した結果を第8表に示した。

なお、各 fraction の名称および定義は次のとおりである。

Fraction 1 a ——可動性の三二酸化物と結合しているフルボ酸。

Fraction 1 ——可動性の三二酸化物と結合している腐植酸とフルボ酸の重合複合体。

Fraction 2 ——石灰と安定な結合している腐植酸とフルボ酸の重合複合体。

Fraction 3 ——三二酸化物および粘土と安定な結合している腐植酸とフルボ酸の重合複合体。

Fraction 4 ——三二酸化物および粘土と安定な結合しているフルボ酸。

まず、腐植の形態別組成についてみると、網走、三石および函館土壌ともに、Fraction 1 a, Fraction 1 の含量が最も多く、全炭素の60~70%を占めており、壙土の腐植の大部分が遊離の状態かもしくは三二酸化物とゆるく結合している状態で

第8表 PONOMAREVA 法による腐植組成 (その2)

土 壤	層位	全 炭 素 中 (%)													
		腐 植 酸				フ ル ボ 酸						抽出部 計	F1a + F1	F2	F3 + F4
		F1	F2	F3	計	F1a	F1	F2	F3	F4	計				
網 走	1*	58.8	4.4	3.6	66.8	4.1	9.3	2.3	0.7	1.7	18.1	85.9	72.2	6.7	6.0
	2*	55.9	6.4	4.5	66.8	6.3	9.2	1.8	0.9	1.4	19.6	86.4	71.4	8.2	7.8
	3	39.5	8.5	8.3	56.3	12.0	15.4	1.7	1.0	1.5	31.6	87.9	66.9	10.2	10.8
三 石	1*	40.0	13.2	3.2	56.4	4.5	11.4	0.9	2.0	2.5	21.3	77.7	55.9	14.1	7.7
	2*	42.0	13.6	3.3	58.9	6.9	11.8	1.3	1.3	2.5	23.8	82.7	60.7	14.9	7.1
	3	38.2	7.9	5.2	51.3	10.4	15.6	3.2	1.3	2.8	33.3	84.6	64.2	11.1	9.3
函 館	1*	49.0	12.4	2.2	63.6	4.0	8.8	0.4	1.7	1.9	16.8	80.4	61.8	12.8	8.8
	2*	56.2	11.6	2.3	70.1	5.6	7.5	0.7	0.9	1.4	16.1	86.2	69.3	12.3	7.5
	3	53.0	10.9	3.3	67.2	7.1	10.7	1.4	1.1	1.3	21.6	88.8	70.8	12.3	5.7
普 通 土	1	4.7	6.3	2.6	13.6	3.0	9.0	4.4	3.4	1.2	21.0	33.6	17.5	10.7	7.2
	2	3.7	6.1	1.8	11.6	3.0	7.8	4.4	3.0	1.0	19.2	30.6	14.5	10.5	5.8

* 壙土

土壤中に存在することがうかがわれる。一方、石灰と安定な結合している Fraction 2 の全炭素に対する割合は 8~15 %, 三二酸化物および粘土と安定な結合して存在している Fraction 3 と Fraction 4 の割合は 5~8 % 程度で、量的には最も少ない。

つぎに、各 fraction の地域別および土壌層位別の配分様式についてみると、まず地域別の比較では、腐植酸の Fraction 1 の含量は函館土壌が、また、腐植酸の Fraction 2 の含量は三石土壌が最も多く、腐植酸の Fraction 3 の含量では地域土壌間にほとんど差が認められなかった。つぎにフルボ酸の Fraction 1 a と Fraction 1 の含量は三石土壌が、フルボ酸の Fraction 2 の含量は網走土壌が、また、フルボ酸の Fraction 3 と Fraction 4 の含量は三石および函館両土壌の方がはるかに多かった。一方、土壌層位別では、フルボ酸の Fraction 3 と Fraction 4 を除いて、腐植酸の各 fraction 含量およびフルボ酸の Fraction 1 a, Fraction 1, Fraction 2 の含量はいずれも、表層よりも下層の方が高い傾向を示している。また、アルカリによって抽出されないヒューミン含量はいずれも下層ほど低い値を示していた。

このように、腐植酸とフルボ酸の土壌断面中における配分様式には、それぞれの地域に対応した特徴がみられた。

足立⁹⁾は火山灰土壌の腐植組成とその地理的分布との関係について研究し、PONOMAREVA 法による Ch/Cf 値はおよそ 1.4~1.8 であるが、腐植集積量の多い地域では腐植酸含量が多く、その Ch/Cf 値も高く、しかも、主要な腐植組成群は Fraction 1 a, Fraction 1, Fraction 4 であると報告しており、Ch/Cf 値を除いて、筆者の調査結果とはほぼ一致している。

また、菅野⁶⁸⁾は火山灰土壌の腐植について、土壌風化の進行につれて腐植酸とフルボ酸の比は増大し、腐植酸の縮合度が高くなると報告し、さらに、菅野・徳留⁷⁰⁾は Ch/Cf 値が湿潤亜熱帯的条件下では最も高く、寒冷地帯に向かって低くなる傾向をもち、南部北海道では、その値は 0.9~1.2 であると述べている。

一方、TYURIN⁹⁴⁾⁹⁵⁾は土壌腐植の生成過程が水、熱条件および植物の性格に密接に依存しており、腐植酸生成作用の特徴は部分的酸化作用と脱水作用であり、また、フルボ酸生成作用の特徴は加水分解作用と酸化作用であると述べている。

したがって、埴土の Ch/Cf 値がほかの火山灰土壌より高い原因としては、埋没土壌的な性格が強い関係上、新鮮な有機物の供給やフルボ酸の供給が少ない上、さらに、既存のフルボ酸の溶脱もしくは腐植酸への変化などによって減少したためと考えられ、TYURIN の見解によると、一応、埴土の腐植の集積には水成土壌の生成過程が関係していたものと推察される。

3) PONOMAREVA 法による腐植抽出液の三二酸化物

つぎに、PONOMAREVA 法による腐植の分別定量に際して用いた 0.1 規定硫酸抽出液（フルボ酸の Fraction 1 a を定量するための抽出液）の鉄、礫土を定量した結果は第 9 表に示した。

第 9 表 0.1 N-H₂SO₄ 抽出液中の R₂O₃ (対乾土 100 g)

土 壤	層位	0.1 N-H ₂ SO ₄ 可溶 (%)		
		R ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
網 走	1*	3.49	3.19	0.30
	2*	4.59	3.99	0.60
	3	5.03	4.70	0.33
三 石	1*	2.65	2.34	0.31
	2*	6.53	6.33	0.20
	3	9.41	9.24	0.17
函 館	1*	2.49	2.14	0.35
	2*	6.53	6.29	0.24
	3	6.34	6.09	0.25

* 埴土

なお、鉄は O-Phenanthroline 法で、礫土は Aluminon 法によって測定した。

これによると、三二酸化物のほとんど大部分が礫土であり、鉄含量はきわめて少なく、礫土含量のおよそ 1/10 以下である。したがって、フルボ酸の Fraction 1 a のほとんど大部分が礫土と結合しているものと思われる。

0.1 規定硫酸抽出液中の三二酸化物の含量は、地域別では、三石土壌が最も多いが、土壌断面中

における分布についてみると、3土壌とも、表層より下層に向かって増大しており、明らかに、三酸化物の断面分布はフルボ酸の断面分布と対応した傾向を示している。

4) 弘法・大羽らによる SIMON 修正法 による腐植の形態

次に、弘法・大羽ら⁸⁷⁾¹⁴⁹⁾によって実験条件がわが国の土壌に適用できるように修正された SIMON 法により、前記3地域の塩土の腐植の形態について検討した結果を第10表に示した。

なお、SIMON 原法と弘法・大羽らによる修正法との主な相違点を列挙すれば、次のとおりである¹⁴⁹⁾。

- ① 原法による土壌と溶媒の比では、わが国の腐植の多い火山灰土壌では抽出が不完全であり、また、室温抽出よりも加熱抽出の方が抽出量は多い。
- ② フッ化ソーダで抽出される腐植を石灰と結合した腐植と考えることは、少なくとも礫土の活性な火山灰土壌では成り立たない。
- ③ 溶媒としては、苛性ソーダとフッ化ソーダのほかにピロリン酸ソーダを用いるべきである。
- ④ 腐植酸の値を判定する指標としては、TF（色調係数）の代わりに対数をとった表示に変えるとともに、腐植値の吸収スペクトルをも測定すべきである。

まず、熱0.5%苛性ソーダを抽出溶媒として用いた場合についてみると、塩土の腐植抽出割合は70~90%前後で、ほぼ土壌腐植の含量に比例して増大しており、土壌別では、函館土壌が最も高く、ついで、三石、網走土壌の順であり、層位別では、いずれも第1層土より第2層土の方が傾向的に高い。また、腐植酸割合(PQ)は、各土壌とも80~90%前後で著しく高い。

つぎに、腐植酸単位量あたりの色の濃さを表す相対色度(RF)は280~320前後で、普通土壌150~160に比して著しく高く、土壌別では、網走土壌がほかの2土壌に比較してはるかに高いことが特徴的である。また、腐植酸の腐植化度を示すもう1つの指標である色調係数($\Delta \log k$)は0.52~0.55前後で、相対的に網走土壌の方が三石およ

び函館両土壌よりも高い。

第10表 弘法・大羽法による腐植の形態

土 壌	層位	全炭素 含 量 (%)	0.5 % NaOH			
			抽出割 合(%)	PQ	RF**	$\Delta \log k^{**}$
網 走	1*	6.84	68.7	83.3	325	0.551
	2*	7.41	67.0	81.3	324	0.539
	3	4.34	68.7	58.5	399	0.563
三 石	1*	9.69	69.5	78.6	281	0.529
	2*	15.07	88.3	80.0	289	0.518
	3	11.80	68.6	67.0	299	0.532
函 館	1*	11.84	88.0	84.5	267	0.531
	2*	17.12	88.6	90.6	280	0.522
	3	12.65	55.4	80.8	337	0.537

* 塩土, RF**, $\Delta \log k^{**}$ は共に腐植値の値。

一般に、RF と $\Delta \log k$ とはほぼ逆比例的な関係を示し、RF の大きいものほど $\Delta \log k$ が小さい傾向を示しており、一般に、RF 値の高いものほど、また、 $\Delta \log k$ の小さいものほど腐植酸の腐植化度が高いといわれている。

したがって、塩土の地域性と形態との関係についてみると、網走地域の塩土は三石および函館地域のものに比して、腐植の集積量、腐植の抽出割合および PQ が低く、 $\Delta \log k$ が高いことは明らかに、ほかの2地域の土壌腐植に比較して、その腐植酸の重縮合度が低いものと思われる。

一方、土層断面内における腐植の形態についてみると、各地域とも、第1層土(表層腐植層)より第2層土(埋没腐植層)の方が、腐植の集積量はもちろん、PQ, RF が高く、かつ、 $\Delta \log k$ が小さい。このことは腐植化が進めば色調係数 $\Delta \log k$ が低下し、相対色度 RF が増大するといわれていることより、明らかに、第2層土の方が腐植化が進んでおり、その腐植酸の重縮合度も高い。

このように、各地域とも、埋没腐植層の腐植は表層腐植層のそれに比べて PQ が高く、腐植化度も高いが、しかし、地域によって RF の上昇度合よりも $\Delta \log k$ の低下度合が大きい場合と、また、 $\Delta \log k$ の低下よりも RF の上昇度合の方が大きい場合とがあり、網走土壌は前者に、三石および函館土壌は後者に属している。

弘法・大羽ら⁸⁹⁾¹⁴⁹⁾は、腐植化過程における $\Delta \log$

k と RF との関連について研究し、火山灰土壌の腐植酸の腐植化度の上昇過程を2段階に区別し、腐植化の初期の段階では色調変化は主として $\Delta \log k$ の低下として現われ、後期の段階は主として RF の増大として現われることを認めており、また、腐植の構造面からみれば、腐植化の初期においては腐植酸の重縮合が進み、色調発現のもととなる腐植酸の骨格構造が形成され、その後期には腐植酸中の色調発現にほとんど関与しない側鎖部分の離脱、減少が主体となることを報告している。

したがって、弘法・大羽らの見解によると、函館地域の埴土の腐植化が最も進み、ついで、三石地域の埴土であり、網走地域の埴土の腐植化度が最も低いものと思われる。

5) 要 約

道内に分布する埴土の腐植集積量、腐植の存在形態、腐植酸の特質について、地域別および層位別に比較して、つぎのような結果を得た。

(1) 埴土の腐植は普通土壌はもちろん、ほかの火山灰土壌に比して厚く集積し、その腐植含量も網走地域を除いていずれも 20% 以上できわめて高い。また、層位別の腐植含量および炭素率は、明らかに、表層腐植層よりも埋没腐植層の方が高かった。

(2) 埴土の腐植中に占める腐植酸の割合が普通土壌に比して著しく高く、その Ch/Cf 値も 2.0 以上である。腐植酸含量は地域別では函館土壌が最も多く、層位別では埋没腐植層の方が多い。

一方、フルボ酸含量は三石土壌が多く、かつ、各地域とも、下層ほど高い傾向を示している。また、ヒューミン含量は相対的に少なく、普通土壌の 1/2~1/3 程度である。

(3) PONOMAREVA 法によれば、埴土の腐植の大部分は可動性の三二酸化物と結合している形態で存在しており、全炭素の 60~70% を占め、普通土壌に比して圧倒的に多い。一方、石灰ならびに三二酸化物および粘土と安定な結合している腐植は量的に比較的少なかった。

(4) Fraction 1a のフルボ酸と結合している三二酸化物のほとんど大部分は埴土であり、土層断

面内における三二酸化物の分布はフルボ酸の断面分布と対応した傾向を示した。

(5) 弘法・大羽らの SIMON 修正法によると、各地域の埴土を構成している埋没腐植層は表層腐植層に比べて、腐植の抽出割合、PQ, RF がいずれも高く、その腐植酸の重縮合度は高い。また埴土の地域性と腐植の形態との関係についてみると、明らかに、網走地域の埴土は道南地域のものに比して、その腐植酸の重縮合度が低い。しかも分布地域によって、腐植酸の腐植化度の上昇過程に差が認められ、網走地域では、腐植化度の上昇は $\Delta \log k$ の低下が主体であり、道南地域では RF の上昇が主体となって現われていた。

4 粒径組成および相組成

道内に分布する埴土は、いずれも火山灰または火山碎屑物を母材として土壌化したものであり、その断面形態および堆積様式が類似しているにもかかわらず、無機物組成と有機物組成の面において、網走地域の埴土と三石および函館地域のものと異なっており、さらに、埴土を構成している第1層土（表層腐植層）は第2層土（埋没腐植層）および第3層土（褐色の火山性ローム層）とやや異質のものであることを明らかにした。

これらの点より、当然、第1層土と第2層土および第3層土の粒径組成、3相組成が異なることが想像される。この点を明らかにすることは、両者の母材、土壌生成条件の相違および生産性と密接な土壌の諸性質を知る上にもきわめて重要である。

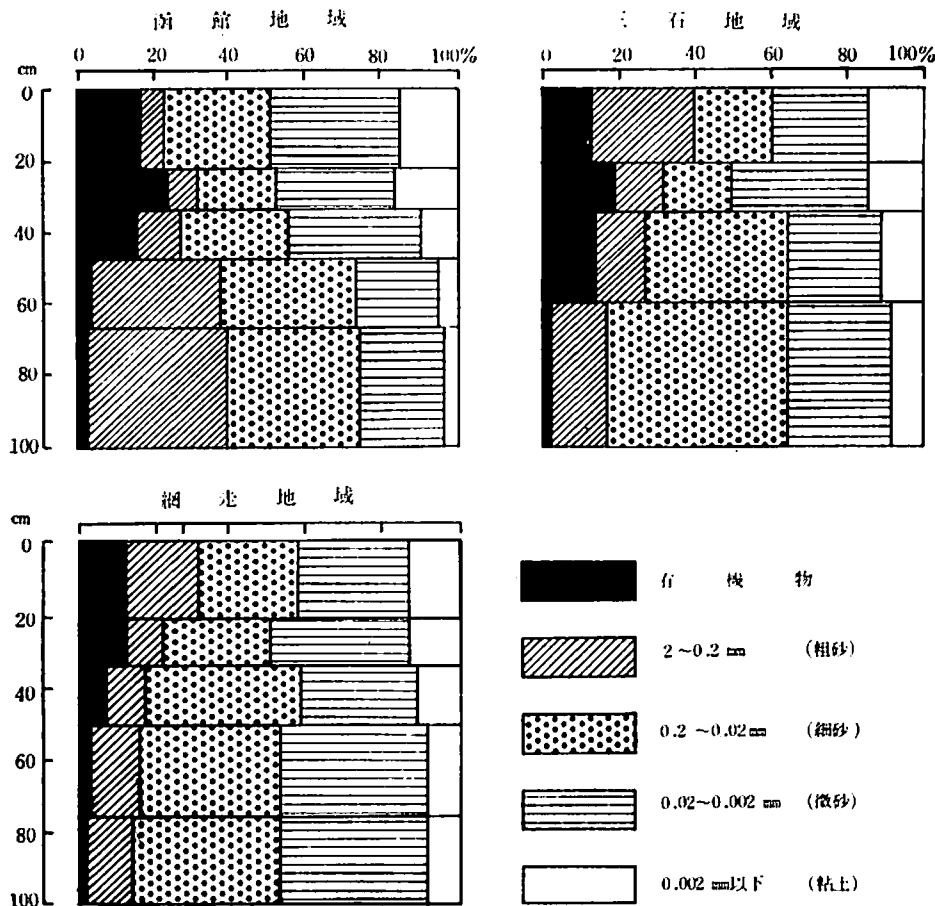
本節においては、各地域の埴土の粒径組成および3相組成について調査した結果を述べる。

1) 粒径組成と分散法

網走、三石および函館地域の埴土について、土層断面別に粒径組成を調査した結果を第11表、第5図に示した。

なお、埴土の粒径組成と対比する意味で、普通土および火山灰土の測定値をも掲げた。

土壌粒径組成の分離測定法には、従来、多くの方法が提案されているが、本研究ではヘキサメタリン酸ソーダ（カルボン）分散による分析法¹⁰⁾を採用した。すなわち、過酸化水素で土壌の有機物を



第 5 図 断面土壌の粒度組成

第 11 表 断面土壌の粒徑組成 (%)

土 壤	層位	腐植	粗砂	細砂	微砂	粘土	土性 (国際法)
			2~0.2 mm	0.2~0.02 mm	0.02~0.002 mm	0.002 mm以下	
網 走	1*	10.1	20.8	31.1	32.9	15.2	CL
	2*	12.8	14.8	24.2	41.9	19.1	CL
	3	7.5	11.0	20.2	45.0	24.0	SiCL
三 石	1*	16.7	22.1	33.7	27.0	17.2	CL
	2*	26.0	16.7	22.2	42.7	18.4	CL
	3	20.3	14.7	18.6	44.9	21.8	CL
函 館	1*	20.4	7.7	34.5	39.7	18.1	CL
	2*	29.5	8.1	24.1	45.0	22.8	SiCL
	3	21.8	13.4	18.5	51.2	16.9	SiCL
普通土	1	4.6	8.2	28.4	42.1	21.3	LiC
	2	4.5	4.8	31.5	42.9	20.8	LiC
火 山 土	1	7.2	43.7	32.4	17.4	6.5	SCL
	2	6.4	22.4	46.2	24.5	6.9	SCL

* 壙土

分解した後、0.2 mm の篩で粗砂を分離定量し、次に、ヘキサメタ磷酸ソーダを加えて振盪し、沈降法によって細砂含量を、また、ピベット法で微砂および粘土含量を求めた。

一般に、壙土は普通土壤に比して粗砂含量が多く、また、ほかの火山灰土壤に比較して、その粒徑組成が細かく、細砂および微砂含量が全体の 70 % を占め、粘土含量も 16~20 % 前後である。

壙土の粒徑組成では、とくに、粗砂含量に著しい地域差が認められている。すなわち、網走および三石地域の壙土の粗砂含量が第 1 層土では 20 %、第 2 層土で 15 % 前後であるのに対して、函館地域の壙土では両層土ともに 8 % 前後で極端に低い。一方、細砂、微砂および粘土含量はいずれも対応土層ごとにほぼ類似した値を示しており、また、各地域ともに、表層より下層に向かって粗

砂および細砂含量が減少して、その粒径が細かくなっている。

とくに、網走および三石地域の塩土においては、第1層土の粗砂、細砂含量が下層の第2層土よりもきわめて高く、両者の粒径組成間に著しい差異が認められ、明らかに、異質の母材より成る土壤であることが推定される。

また、本土の粒径分析法においてヘキサメタ磷酸ソーダを分散剤として採用した場合に、網走、三石および函館3地域とも、その第1層土の分散は充分であったが、第2層土ならびに第3層土の分離した細砂中に、通常の1次鉱物とは認め難い淡褐色の泥状の粒子の集合体（多分、微砂と粘土の集合体）の存在が認められて、その分散がきわめて不十分であることがわかった。

事実、弘法・大羽⁸⁸⁾は火山灰土壌の分散に対して超音波処理が効果のあることを報告しており、また、宮沢¹²⁹⁾は酸性溶媒中で超音波処理によって火山灰土壌の団粒が完全に破壊されると報告し、かつ、超音波処理により風化した一次鉱物（長石など）は多少破壊されるが、完全分散に必要な最低限以上では音波処理の時間を変えてもその機械的組成に変化はないことを述べている。

そのため、一次鉱物を破壊することなく、粘土集合体のみを破壊する音波処理の方法によって、最大分散における粒径組成を知ることは土壌の母材および堆積様式を推定する示唆になりうるものと思われるので、次のような分析を行なった。

すなわち、供試土壌としては、常法・カルボン分散法による分散が不充分であった網走、三石および函館3地域の第2層土と第3層土を用い、音波処理の有無による細砂、微砂および粘土含量の変化を比較するために、常法・カルボン分散法と音波処理・カルボン分散法の2つの方法で測定した結果を第12表に示した。

なお、音波処理法は周波数7KC、出力300Wの強力音波振盪機を用い、1,750V、0.18Aの条件下で蒸留水中で20分間照射した。

この結果によると、3地域の第2層土および第3層土ともに、音波処理によって細砂部分が減少し、微砂と粘土部分が増加していることが認められ、しかも、第2層土に比して第3層土の方がはるかにその影響が顕著である。この場合、細砂部分に含まれている粘土集合体の一部が微砂部分に移行するものもあり、また、微砂部分に存在していた微少の粘土集合体も破壊されて粘土部分に移行することもありうると考えられるが、結果的には、細砂含量の減少が微砂および粘土含量の増加となって現われたものといえる。

このように、音波処理のような強力な物理的手段の有無による細砂、微砂および粘土含量の変化が第2層土と第3層土との間で著しく異なった傾向を示しており、この相違は粘土集合体の結合の強弱程度か、もしくは土壌粘土の質的相違のいずれかと密接な関係をもっていることが推定される。

第12表 音波処理が粒径分布に及ぼす影響（対乾土100g）

土 壌	分析法	常 法			音 波 処 理			音波処理による増減率**		
	分散剤	0.4 N—(NaPO ₃) ₆			0.4 N—(NaPO ₃) ₆			細 砂	微 砂	粘 土
	粒径区分 単位	細 砂 (%)	微 砂 (%)	粘 土 (%)	細 砂 (%)	微 砂 (%)	粘 土 (%)			
網 走	2*	33.4	36.7	15.6	24.2	41.9	19.1	72	114	122
	3	40.9	31.8	16.3	20.0	45.0	24.0	49	141	147
三 石	2*	29.2	38.7	15.4	22.2	42.7	18.4	76	110	119
	3	36.2	32.6	16.5	18.6	44.9	21.8	51	139	132
函 館	2*	31.1	40.2	20.6	24.1	45.0	22.8	77	112	110
	3	34.6	38.9	13.1	18.5	51.2	16.9	53	131	129

* 増減率** = $\frac{\text{音波処理の重量} - \text{常法処理の重量}}{\text{常法処理の重量}} \times 100$

つぎに、網走、三石および函館3地域の第2層土(埋設腐植層)の粘土集合体の分散に及ぼす分散法の差異について検討した結果を第13表に示した。

なお、分散法としては音波処理・カルゴン法、塩酸処理・アンモニア法と塩酸処理・カルゴン法の3方法を用いた。

この結果によると、分散剤のいかに問わず、網走土壌では塩酸処理法が、また、三石および函館土壌では音波処理法が最大の粘土含量を示している。

第13表 分散法を異にした場合の粒径組成(%)

前処理	土壌* 分散剤	網走		三石		函館	
		微砂	粘土	微砂	粘土	微砂	粘土
音波処理	カルゴン	41.9	19.1	42.7	18.4	45.0	22.8
塩酸処理	アンモニア	28.5	28.3	22.1	13.3	35.4	22.1
塩酸処理	カルゴン	17.5	26.3	17.7	9.3	28.5	20.0

* 各地域の土壌はいずれも第2層土(埋設腐植層)。

このように、分散法の差異による粘土測定値の変化が、網走地域の土壌と三石および函館地域の土壌との間に全く異なった傾向を示すことは、両者の粘土集合体の形態が明らかに異なる可能性を示唆している。

弘法・大羽¹⁵⁰⁾は、火山灰土壌中の粘土集合体には2種類あり、その1つは音波処理によって初めて崩壊される強固な粘土集合体であり、ほかの1つは塩酸前処理や、脱鉄処理によって容易に破壊して分散してくるアグレゲートであり、しかも、

前者は Allophane を主体とした土壌に、後者は Gibbsite や結晶性粘土鉱物を多量に含む土壌に存在していると報告している。

以上の結果、壙土の粒径組成、粘土集合体の結合強度および粘土部分の分散形態が、その分布地域により、また、土壌断面内の層位によって異なることが明らかになり、網走地域の壙土の粘土集合体は容易に破壊して分散されるが、一方、三石および函館地域の壙土はきわめて安定で、分散しにくいアグレゲートが多く、かつ、両地域の土壌粘土が質的に異なることが推定された。

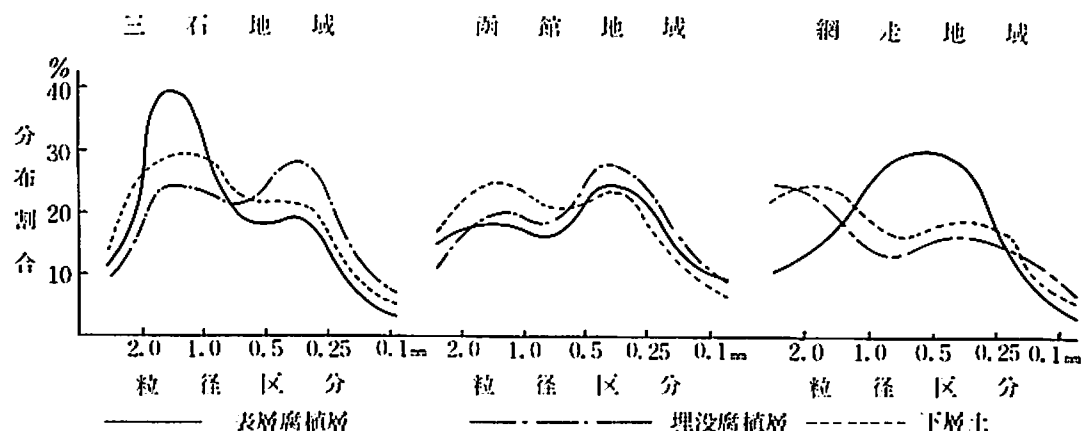
2) 団粒組成

一般に、土壌構造は構成土粒子、構造の安定性(土粒子の結合状態)、構造の孔隙性(土粒子の配列状態)の3要素より成り立っており、土壌構造の解明は本質的な土壌の物理的諸性質(通気性、保水性、易耕性、その他に力学的諸性質を含む)を究明する上においてもきわめて重要であると思われる。

したがって、土壌構造のうち、構成土粒子と構造の安定性を明らかにするため、網走、三石および函館地域の壙土について、腐植を分解せずに耐水性団粒組成を測定し、その粒径別団粒分布曲線を第6図に示した。

なお、団粒組成の測定法には2.0, 1.0, 0.5, 0.25, 0.1 mm の組篩より成る団粒分析装置を使用した。

これによれば、壙土を構成している第1層土の団粒組成は分布地域によって異なり、網走地域で



第6図 壙土の粒径別団粒分布曲線

は 0.5~1.0 mm, 三石地域では 1.0~2.0 mm, 函館地域では 0.25~0.5 mm の団粒が多い。しかしながら, 第 1 層土は一般に耕土層であるために, その粒団は気候, 母材などの土壌生成条件のほかには場の履歴, 管理および栽培条件などの人為的作用による外的要因の影響が強く反映しているため, 一時的な粒団の存在と考えるべきである。

一方, 第 2 層土および第 3 層土の粒径別団粒分布曲線は, 分布地域のいかにかわらず, ほゞ類似しており, 第 2 層土は 0.25~0.5 mm の団粒が, また, 第 3 層土では 1.0~2.0 mm の集合体の割合が最も多い。第 2 層土および第 3 層土は第 1 層土と異なり, その粒団は土壌構成成分の動的性格に基づく内的要因の影響が強く, 塩土本来の基本的な粒団であると考えられる。したがって, この考え方に立脚すると, 各地域の塩土を構成している第 2 層土の構成土粒子 (一次粒子, 二次粒子) とその結合状態はほゞ類似しているといえる。

3) 3 相 組 成

土壌は固相, 液相, 気相の 3 相より成る複雑な混合系であり, 土壌の 3 相組成は土壌の構造上の性質の 1 つである。もちろん, 土壌の 3 相組成は土壌の種類およびその地域の気候要素によって著しく異なることは明らかである。美國⁽⁸²⁾⁽⁸³⁾⁽¹²⁵⁾は火山灰土壌の 3 相組成は, ほかの土壌と著しく異なり, 固相率は沖積土, 洪積土のそれより低く, その孔隙率は逆に著しく高いことを報告している。

したがって, 断面形態, 無機物組成および粒径組成の調査を行なった網走, 三石および函館地域の塩土について, 土壌断面内の各層よりは場構造のまま採土し, 実容積測定装置⁽¹²²⁾を用いて土壌の 3 相組成を測定した結果を第 14 表に示した。なお, 塩土と対比する意味で, 普通土および火山灰土の測定値をもかかげた。

一般に, 網走地域のものを除いて, 塩土の 3 相組成は普通土壌はもちろん, ほかの火山灰土壌に比して, その固相率が 20~30 % 前後できわめて小さく, しかも, その高い孔隙率の中で液相の占める割合 (飽水度) が 70 % 前後できわめて高い特徴を有している。

第 14 表 土壌 3 相組成 (%)

土 壌	層位	固相率	液相率	気相率	孔隙率	飽水度	乾土容積比重	真比重
網 走	1*	40.3	43.7	16.0	59.7	73.2	0.78	1.92
	2*	43.8	39.9	16.3	56.2	71.0	0.66	1.50
	3	37.6	37.3	25.1	62.4	59.7	0.69	1.83
三 石	1*	32.8	53.3	13.9	67.2	79.3	0.63	1.91
	2*	20.1	57.6	22.3	79.9	72.1	0.45	2.25
	3	20.4	56.2	23.4	79.6	70.6	0.47	2.28
函 館	1*	28.1	50.0	21.9	71.9	69.6	0.64	2.29
	2*	24.1	50.4	25.5	75.9	66.4	0.58	2.38
	3	21.1	45.4	33.5	78.9	57.5	0.48	2.36
普 通 土	1	38.3	37.1	24.6	61.7	60.1	0.98	2.87
	2	40.1	38.1	21.8	59.9	63.6	1.05	2.83
火山灰土	1	28.0	35.0	37.0	72.0	48.6	0.95	2.68
	2	28.8	36.5	34.7	71.2	51.2	0.94	2.73

* 塩土

まず, 各地域の塩土の 3 相組成についてみると, 明らかに分布地域によって著しく異なり, 三石および函館地域の塩土の固相率が 20~30 % であるのに対して, 網走地域のものは 40~44 % 前後の高い値を示し, かつ, 容積比重も固相率と同様に網走地域の塩土が最も大きい。

このように, 網走地域の塩土の固相率が沖積土, 洪積土のそれに類似した高い値を示していることは, ほかの地域の塩土と明らかに異なるものと思われる。

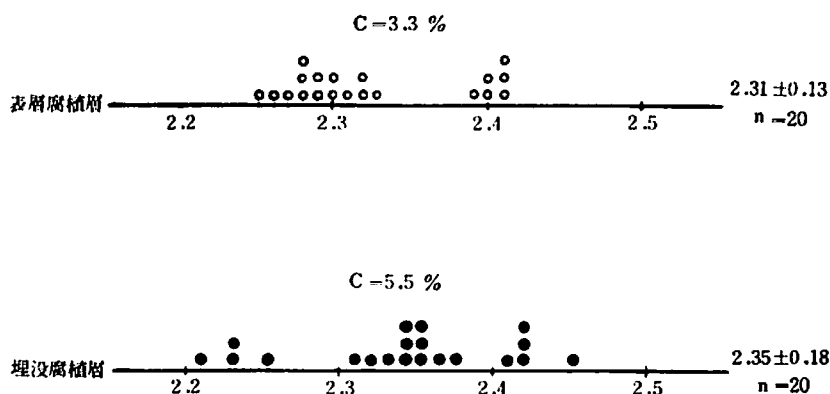
また, 三石地域の第 1 層土の固相率が第 2 層土以下のそれとかなり異なった値を示しているのは, その粒径組成と後述する一次鉱物組成の相違に基因するためと思われる。

4) 容積比重および真比重

次に, 3 地域の土壌の容積比重と 3 相組成を測定した際の値より計算した真比重⁽⁴⁰⁾の結果ならびに粗砂および細砂中の一次鉱物組成について調査した成績を第 15 表にかかげた。

なお, 一次鉱物の同定法については後述する。

各地域の塩土の容積比重は 0.5~0.7 前後で, ほかの土壌に比してはるかに小さく, 地域別に比較すると, 網走地域の塩土の容積比重が最も大きい。しかも, 一般に固相率の高い土壌ほど容積比重が



第7図 真比重の分布図

第15表 土壌の真比重と一次鉱物組成

土 壌	層位	容 積 比	真比重	一次鉱物組成** 重鉱物 (%)	軽鉱物 (%)	粗砂・細砂の含量 (%)
網 走	1*	0.78	1.92	12	88	51.9
	2*	0.66	1.50	15	85	35.0
	3	0.69	1.83	11	89	31.0
三 石	1*	0.63	1.91	6	94	55.8
	2*	0.45	2.25	28	72	38.9
	3	0.47	2.28	31	69	33.3
函 館	1*	0.64	2.29	19	81	42.2
	2*	0.58	2.38	20	80	30.2
	3	0.48	2.36	38	62	31.9

* 塩土

** 粗砂および細砂中の一次鉱物組成

大きい傾向を示して、土壌固相率と容積比重との間に高い相関が認められた。

一方、真比重は逆に網走地域の塩土の値が2.0以下で、ほかの地域のものに比して最も小さい。このことは、各地域の塩土の粒径組成にそれほど著しい差が認められない点より考えて、明らかに、土壌中の一次鉱物組成の差異に起因しているものと思われる。事実、網走地域の各層土と三石地域の第1層土は、他地域のものに比して粗砂および細砂中の一次鉱物組成の中で、重鉱物（比重2.85以上のしそ輝石、普通輝石、角閃石、磁鉄鉱など）含量がきわめて少ない。しかも、一般に重鉱物含量の多い土壌ほど真比重も高いことより、明らかに、一次鉱物中の重鉱物含量と真比重との間に高い相関が認められた。

つぎに、道南地域の塩土を構成している表層腐植層（第1層土）と埋没腐植層（第2層土）それぞれ20点の真比重の測定結果を第7図に示した。

これによると、塩土の表層腐植層の真比重の平均値は埋没腐植層のそれよりやや小さく、しかも表層腐植層の真比重は2.25より2.41の間にわたって分布しているが、その大部分は2.30と2.41付近の2か所に分布して変異係数も小さい。一方埋没腐植層の真比重は2.21から2.45の比較広い範囲にわたって分布し、主に2.23, 2.35, 2.42付近の3か所に大半が分布しており、その変異係数は大きい。

このように、土壌の真比重分布の山が数か所存在することは、道南地域の塩土では、表層腐植層および埋没腐植層ともに、2種以上の異質母材に由来する混合土壌である可能性がきわめて高いものと推測される。

5) 要 約

道内に分布する塩土の粒径組成、粘土部分の分散性、3相組成、容積比重および真比重について、主に分布地域別に比較検討した結果を要約するとつぎのとおりである。

(1) 各地域の塩土の粒径組成は、いずれも細砂および微砂含量が多く、全体の70%前後を占め、粘土含量も15~20%程度で全般に細粒質であり、普通土壌に比して粗砂含量が、また、ほかの火山灰土壌に比して微砂・粘土含量が多い特徴を有している。とくに、函館地域の塩土は網走および三石地域のものに比して粗砂含量がきわめて少なく

8%以下である。

(2) 塩土の粒径分析に際し、音波処理による粘土集合体の崩壊度や分散剤の相違に基づく粘土部分の分散性が、塩土の分布地域によって、また、層位によって明らかに異なる。すなわち、各地域ともに、第1層土よりも第2層土の方がきわめて安定で分散しにくいアグレゲートが多く、さらに、網走地域の塩土では塩酸処理・アンモニア法が、また、三石および函館地域の塩土では音波処理・カルゴン法が最大の粘土含量を示して、両者の土壤粘土の形態が質的に異なる可能性が推定された。

(3) 塩土の耐水性団粒組成は比較的広い範囲にわたって分布しており、第1層土の粒団は、人為的作用の加わった耕土層であるために変動性に富んでいるが、第2層土と第3層土の粒径分布は各地域ともにほぼ類似しており、第2層土では0.25~0.5 mmの団粒が、また、第3層土では1.0~2.0 mmの大団粒割合が最も多い傾向を有する。

(4) 塩土の3相組成は普通土壤はもちろん、ほかの火山灰土壤に比して、その固相率が20~30%前後で小さく、しかも、相対的に高い孔隙率の中で液相の占める割合がきわめて高い特徴を有している。地域別では、網走土壤の固相率が著しく高く、沖積土のそれに類似した値を示しており、層位別では、各地域とも粗砂含量の多い第1層土の方が第2層土よりも、明らかにその固相率が高い。

(5) 塩土の容積比重は0.5~0.7前後で、ほかの土壤に比して極めて小さいが、網走地域の塩土の容積比重に三石および函館地域のものに比してはるかに大きく、土壤の固相率と容積比重との間に高い相関が認められた。

一方、土壤の真比重は網走地域の各層土と三石地域の第1層土のみが2.0以下で、ほかの地域の塩土に比較してきわめて小さく、土壤の真比重と一次鉱物中の重鉱物含量との間に密接な関係を有していることがわかった。

5 一次鉱物組成

前節において、道内に分布する塩土はその分布地域によって土壤粘土の形態が質的に異なり、か

つ、2種類以上の火山灰を母材とした混合堆積土壤である可能性がきわめて高いことを示唆した。

したがって、これら土壤の一次鉱物組成を知ること、塩土の母材、土壤の風化程度、風化生成物の推定などの生成論的な知見を一層明確にするとともに、作物に対する土壤の潜在的養分供給源としての可能性をも推定できるものと思われる。

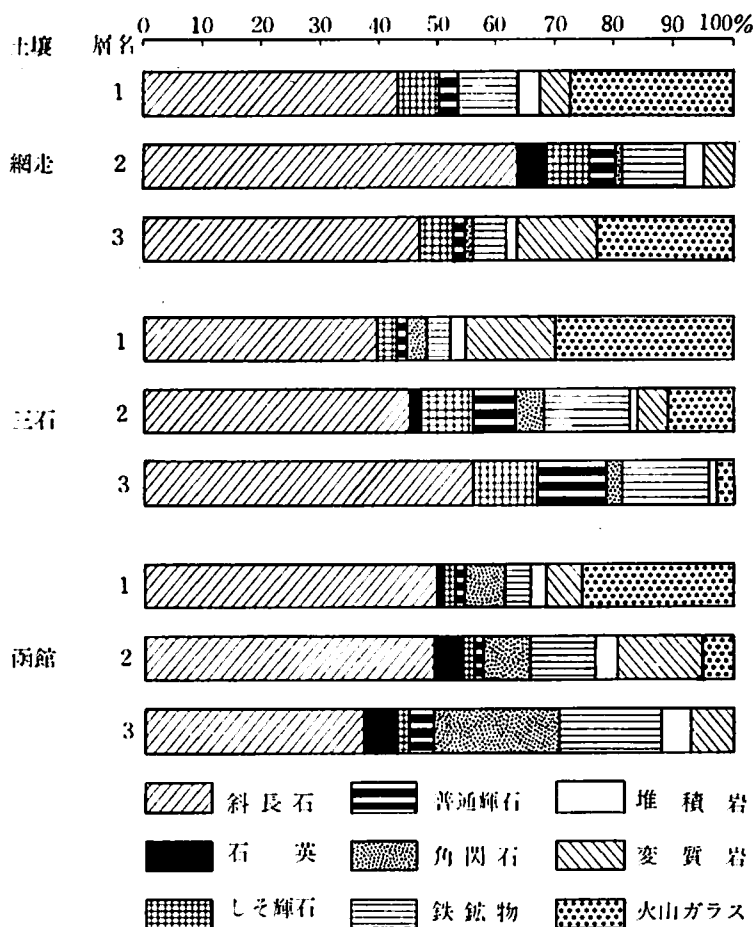
1) 粗砂の鉱物組成

供試土壤としては、網走、三石および函館地域の各3層土、計9点を用いた。

なお、一次鉱物の同定¹⁴⁹⁾はあらかじめ、過酸化水素で腐植を分解した後、篩別法によって分離した粗砂を0.3 Mol クエン酸ソーダとハイドロサルファイト粉末を加え、加温操作により脱鉄処理を行なった土壤の粗砂粒子を、バルサムで封じたスライドについて鉱物顕微鏡でその同定を行なった結果を百分比として第8図に示した。また、構成物質の同定は粗砂粒子200~250粒について行なった。

これによると、塩土の粗砂の一次鉱物は斜長石、火山ガラス、しそ輝石、普通輝石、鉄鉱物、堆積岩および変質岩片より構成されており、その鉱物組成のうち、軽鉱物組成については石英の有無と火山ガラスの多寡以外にはそれほど明瞭な地域差が認められなかったが、重鉱物（比重2.85以上の輝石類、角閃石、磁鉄鉱など）組成については顕著な差異が認められた。すなわち、網走地域の塩土の重鉱物含量はわずか7%以下で、ほかの地域のものに比してきわめて少なく、また、軽鉱物組成においても斜長石と火山ガラスがほとんど大部分を占め、石英は全く含まれていなかった。一方、三石地域の塩土を構成している第1層土では、一次鉱物の大半が火山ガラスであり、第2層土以下は斜長石30%、火山ガラス30~40%、重鉱物20%前後より成り、石英と角閃石含量は下層ほど多く含まれている。また、函館地域の塩土は前記2地域のものに比して石英（15~30%）と重鉱物含量（15~25%）が圧倒的に多く含まれている。

つぎに、層位別についてみると、3地域とも、火山ガラス含量がとくに第1層土に多く、第2層土以下では急減しているが、斜長石は逆に下層ほ



第8図 粗砂の一次鉱物組成

と増加している。

いずれにしても、網走および函館地域においては、各層土の粗砂中の一次鉱物組成はほぼ類似しているが、三石地域では、第1層土と第2層土以下の一次鉱物組成が著しく異なっていることは明瞭である。

2) 細砂の一次鉱物組成

つぎに、粗砂を篩別した土壌の残部より沈降法により細砂を分離し、前記と同様の方法で除鉄処理を行ない、一次鉱物の同定¹⁴⁹⁾を行なった結果を第9図、第16表に示した。

なお、構成物質の同定は細砂粒子250~300粒について行なった。

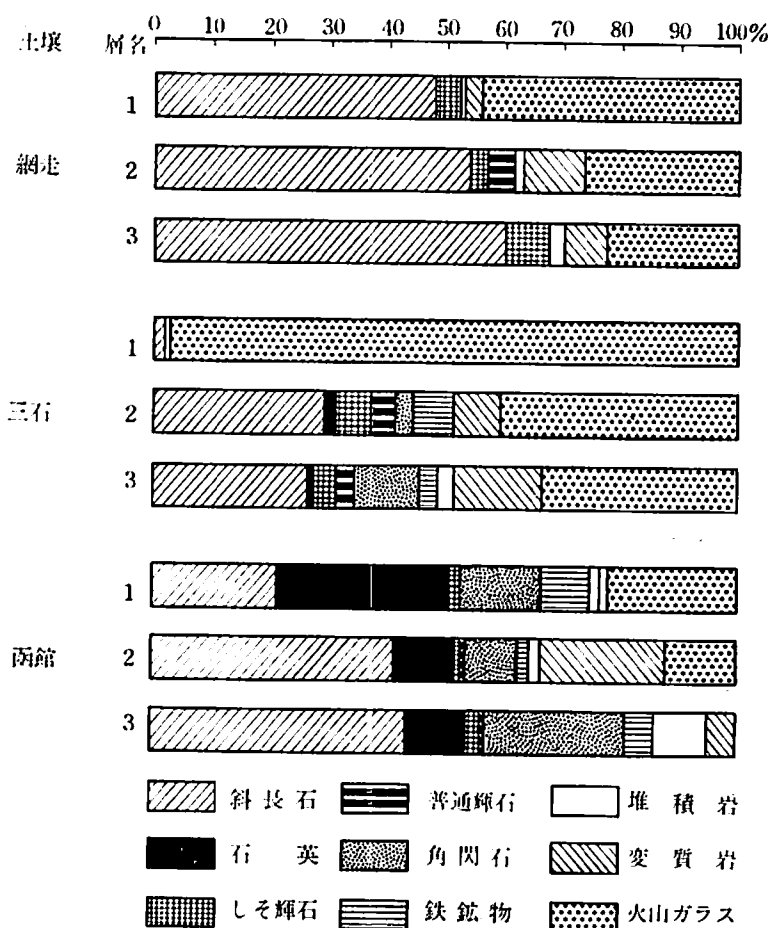
この結果によると、細砂の一次鉱物組成のうちとくに重鉱物組成以外には、それほど明瞭な地域差が認められなかった。すなわち、網走地域の壩

第16表 一次鉱物中の重鉱物組成

地 点	層位	重鉱物割合 (%)		細砂中の重鉱物組成の百分比 (%)			
		粗砂	細砂	しそ輝石	普通輝石	角閃石	鉄鉱物
網 走	1*	4	20	35	15	0	50
	2*	7	23	30	17	5	48
	3	7	14	36	14	7	43
三 石	1*	0	12	25	17	25	33
	2*	19	36	28	17	14	41
	3	21	40	28	15	17	50
函 館	1*	24	14	14	7	50	29
	2*	18	22	9	5	46	40
	3	31	44	2	11	48	39

* 母土

土では、鉱物粒子の半分程度が斜長石で、重鉱物の含量は10~20%前後であり、しかも、そのうち、鉄鉱物と輝石類が比較的多く、角閃石含量は



第9図 細砂の一次鉱物組成

きわめて少ない。

一方、三石地域の塩土は網走地域のものよりも重鉱物含量 (30~40%) がはるかに多く、しかも、そのうち、角閃石が20%前後含まれている。これに対して、函館地域のもは前記2地域の塩土に比して重鉱物含量も多いが、その中で、角閃石と鉄鉱物が大部分を占め、輝石類は比較的少なかった。

つぎに、層位別についてみると、3地域とも、下層ほど鉄鉱物含量が増加し、火山ガラスは激減している。

このように、塩土の一次鉱物組成のうち、重鉱物含量は網走地域よりも道南地域 (三石および函館地域を含む) に分布する塩土の方が高い傾向を示している。

山田²⁰⁵⁾ は千島火山帯、大島火山帯に属する摩周

岳火山灰、雄阿寒岳火山灰、十勝岳火山灰などは重鉱物に比して軽鉱物含量が圧倒的に多く、那須火山帯に属する樽前岳および、駒ヶ岳火山灰は前記の火山灰よりも重鉱物含量が多く、噴出火山によってその一次鉱物組成に特徴のあることを報告しており、塩土地帯の土壤採取地点よりみて、山田の報告結果と全く同じ傾向を示した。

また、火山灰の拋出源によって、細砂の重鉱物組成は大きな質的差異を示すことがいわれており、菅野ら⁹⁹⁾ は、わが国の火山灰土の細砂中の鉱物組成より、① カンラン石型、② 火山ガラス型、③ 輝石型、④ 角閃石型の4種の鉱物型を設定し、さらに、これらの鉱物型と火山灰土の代表的4重型との関係について、褐色型=カンラン石型、青地型=火山ガラス型、黄褐色型=輝石型、淡黄褐色型=角閃石型であると報告している。

壙土の細砂の重鉱物組成のうち、網走地域の壙土では両輝石類の含量が50%に達し、三石地域では両輝石類が40%、角閃石が20%前後であり、函館地域では角閃石含量が50%程度である。したがって、管野らの見解によると、網走地域の壙土は黄褐色型＝輝石型、函館地域の壙土は淡黄褐色型＝角閃石型に相当し、三石地域の壙土はその中間型であるといえる。

3) 要 約

道内に分布する壙土の一次鉱物組成について、地域別ならびに層位別に比較検討し、つぎのような結果を得た。

(1) 壙土の粗砂の一次鉱物組成は分布地域によって著しく異なり、網走地域の壙土は重鉱物含量に比して軽鉱物含量が圧倒的に多く、斜長石、火山ガラスが大部分を占め、石英は全く含まれていない。三石地域では、その第1層土はほとんど大部分が火山ガラスであり、第2層土以下は火山ガラス、斜長石、輝石類、角閃石および鉄鉱物を含み、その重鉱物含量は30～40%前後である。函館地域の壙土は前2地域に比して石英および重鉱物（とくに角閃石）含量が著しく多く、輝石類の含量は比較的少ない。

また、各地域ともに火山ガラス含量は第1層土がもっとも多く、第2層土以下では急減しており、斜長石および重鉱物含量は逆に下層ほど増加している。

(2) 細砂の一次鉱物も粗砂と同様に、斜長石、火山ガラス、しそ輝石、普通輝石、角閃石、鉄鉱物、堆積岩片より構成されており、鉱物粒子の半分は斜長石であるが、重鉱物組成において顕著な地域差が認められた。

重鉱物含量は函館地域の壙土が最も多く、ついで三石地域であり、網走地域のものが最も少ない。さらに、その重鉱物組成についてみると、網走地域では両輝石類の含量が最も多く、50%を占めており、三石地域では輝石類が40%、角閃石が20%前後であり、函館地域では輝石類が少なく、角閃石含量が50%前後に達している。

このように、壙土の一次鉱物組成は分布地域によって著しく異なり、その質的相違は母材である

火山灰の抛生源の差異に基因するものと思われる。

したがって、一次鉱物組成の面よりみると、網走地域の壙土は、各層土ともに同質の母材であるが、三石および函館地域の壙土を構成している第1層土と第2層土の母材はやや異質のものであり、第2層土の鉱物組成は第1層土と第3層土の鉱物組成の中間的なもので両者の性質を具備している点より考えて、おそらく、第2層土は台地を構成する古期火山灰もしくはこれと類似せるほかの母材と第1層土の母材である新期火山灰が混合して生成したものと推定される。

6 粘土鉱物組成

さきに、道内に分布する壙土は粒経組成、粘土部分の分散性および一次鉱物組成の検討によってその母材は火山源粒子を主体としているが、分布地域により、また、層位によってそれぞれ異なることを明らかにした。さらに、この点を粘土鉱物組成の面より検討し、かつ、これら土壌の農業化学的性質の検討資料とするために、粘土鉱物の同定を行なった。

一般に、粘土鉱物の同定法²¹⁾¹⁹⁷⁾としては、化学分析法、X線回析法、赤外線吸収スペクトルの測定法、示差熱分析法、熱重量分析法、表面吸着量の測定法、電子顕微鏡写真法などの多くの方法が知られているが、本研究で採用した方法は、① 化学分析法、② 示差熱分析法、③ X線回析法の3方法である。

1) 粘土試料の調製

供試土壌としては、前記の一次鉱物の同定に用いた網走、三石および函館地域の土壌断面内の各層土、計12点を用いた。

試料粘土の分離にあたっては、風乾土を常法に従って、過酸化水素で有機物を分解した後、網走土壌は水分散により、また、三石および函館土壌は音波処理によって分散させ、沈降法によりサイフォンを用いて2 μ 以下の粘土を採取、分離した。

なお、分散条件（蒸留水、音波処理、酸もしくはアルカリで分散せしめた場合など）の差異が、得られる粘土粒子の組成ひいては性状にいかなる影響を及

ばすかというような点については、今回、厳密な検討を行なわなかった。

2) 化学組成

前記の粘土懸濁液を1規定醋酸ソーダ・醋酸緩衝液(pH4.8)で遠沈洗滌し、続いてメタノール水、メタノール、メタノール・アセトンで順次遠沈洗滌後、105℃で乾燥し、その後は常法に従って炭酸ソーダ熔融による粘土部分の分析を行なった。その結果を第17表に示した。

なお、各土壌とも、粘土試料の調製に際して使用した塩酸処理によって溶出した鉄、礬土含量を加算していない。

第17表 粘土の化学組成

土 壌	層 位	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	SiO ₂ Al ₂ O ₃	SiO ₂ R ₂ O ₃
		(%)	(%)	(%)		
網 走	1*	45.5	37.2	3.6	3.29	3.00
	2*	43.6	44.0	1.8	2.66	2.56
	3	37.5	46.7	1.8	2.16	2.08
三 石	1*	29.0	44.5	3.2	1.75	1.63
	2*	33.6	33.1	6.6	2.74	2.27
	3	43.0	24.8	11.2	4.67	3.20
函 館	1*	38.7	25.8	12.4	4.05	2.72
	2*	35.9	35.7	13.6	2.71	1.96
	3	29.8	38.7	11.6	2.07	1.59

* 塩土

これによれば、いずれも、珪鉄礬比は2.0~3.0であり、網走地域の土壌粘土の鉄含量がほかの2地域のものに比して相対的に少ない傾向が認められる以外は著しい差が認められない。ただ、網走および函館地域では、表層土より下層土に向かって、しだいに礬土含量が高くなり、珪鉄礬比が低下する傾向を示しているが、三石地域では、逆に下層ほど珪鉄礬比が高くなっている。

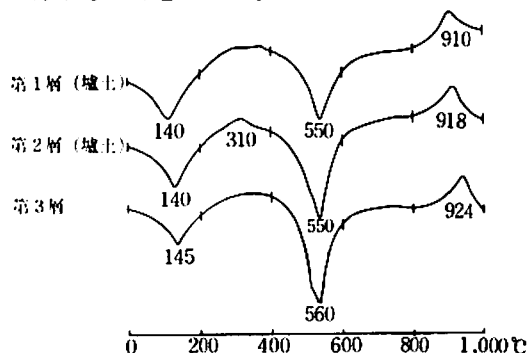
3) 示差熱分析

前記の粘土分離液に飽和食塩水を加えて粘土を凝集沈降させ、MEHRA・JACKSON法¹¹⁾で脱鉄処理を行ない、1規定醋酸マグネシウム液で遠沈洗滌後、Mg—粘土としての風乾試料を用いた。各地域の土壌粘土試料の示差熱曲線は第10~12図に示した。

なお、測定条件は次のとおりである。

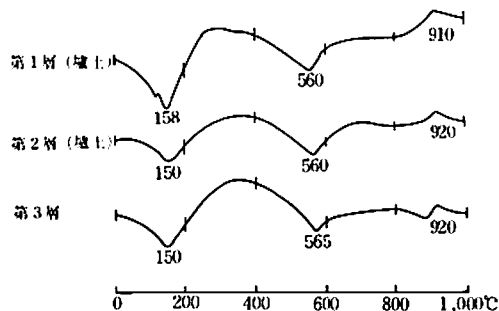
測定温度：0~1,000℃、昇温速度：10℃/分、熱電対：クロメル—アルメル、示差熱電対感度：±250μV、記録紙送り速度：2mm/分。

これら地域別土壌粘土の示差熱曲線を考察すると、まず、網走土壌では、140~150℃付近に吸着水の脱出による吸熱ピークがみられ、続いて550~560℃付近にすこぶる大きな吸熱ピークが、さらに910~930℃付近にsharpな発熱ピーク(新しい鉱物相の出現によるピーク)が全試料についてみられ、各ピークの形は全般的に表層よりも下層の方がsharpであり、とくに550~560℃の吸熱ピークではこの傾向が顕著である。この結果、網走土壌の粘土鉱物は、各層土ともに大部分が結晶度の高いKaoline 鉱物(多分、Hydrated halloysite)であるものと思われる。



第10図 網走地域の土壌粘土の示差熱曲線

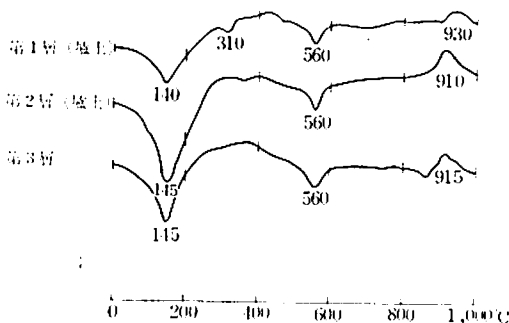
三石土壌では、150℃と560~570℃付近に吸熱ピークが、また、910℃に発熱ピークが全試料について認められるが、全般的に560~570℃付近の吸熱ピークが小さく、910℃の発熱ピークも弱い。これらの結果より、三石土壌の各層土はいずれもAllophaneを主体として結晶度の低いKao-



第11図 三石地域の土壌粘土の示差熱曲線

line 鉱物を含んでいるものと思われる。

一方、函館土壤は前記2土壤に比して、吸着水の脱出による140°C付近の吸熱ピーク以外は全般にピークが小さく、不鮮明であり、かつ、各層土によってピークの強弱が若干異なっている。すなわち、第1層土では300°Cと550°C付近にごく弱い吸熱ピークが、さらに920°Cに弱い発熱ピークが認められるが、第2層土および第3層土は第1層土に比較して550°Cの吸熱ピークと920°Cの発熱ピークがややsharpである。この結果、函館土壤は共通的にAllophaneを主体とし、結晶度の低いKaoline 鉱物とGibbsiteを多少含んでいるものと思われる。



第12図 函館地域の土壤粘土の示差熱曲線

このように、壙土の粘土鉱物組成も一次鉱物組成と同様に、分布地域によって明らかに異なり、その主要な粘土鉱物は、網走地域ではKaoline 鉱物であり、三石および函館地域ではAllophaneであることが推定される。

4) X線回析

前記の粘土懸濁液に飽和NaClを加えて粘土を凝集沈降させ、MEHRA・JACKSON法¹¹⁾によって脱鉄処理を行ない、さらにHASHIMOTO・JACKSON法³⁵⁾で脱Allophane処理をし、水洗後、定方位試料としてX線回析によって、その鉱物種を同定した。

なお、実験方法ならびに実験条件は次のとおりである。

- ① 脱鉄、脱Allophane処理後、Mg—粘土の風乾試料と2%グリセロール処理を行なった試料についてのピークの変化を追跡する。

- ② 同様に、脱鉄、脱Allophane処理後、K—粘土の風乾試料についてのピークの変化と加熱処理による変化をみるために、300°Cで1時間、550°Cで1時間の加熱を行なってピークの変化を追跡する。

③ 実験条件

対陰極：Cu—K α ，フィルター：Ni，管電圧：30KV，管電流：10mA，スリット：1—0.5—1mm，Scale factor：8，Multiplier：1，Time constant：2，走査範囲2 θ ：0~30°，走査速度：2°/分，記録紙送り速度：1cm/分。

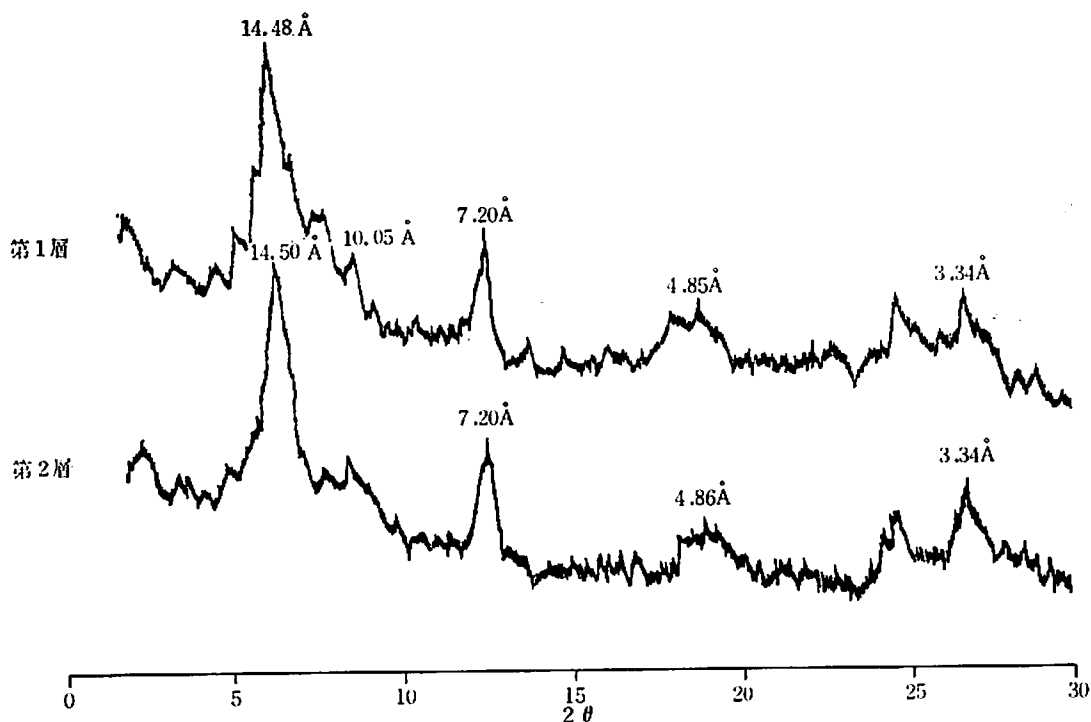
供試土壤として、三石および函館両地域の第1層土、第2層土計4点を用い、これら土壤粘土のX線回析像を第13~14図に示した。

なお、網走地域の土壤を使用しなかった理由は、その粘土鉱物組成が示差熱分析で十分推定し得たためによる。

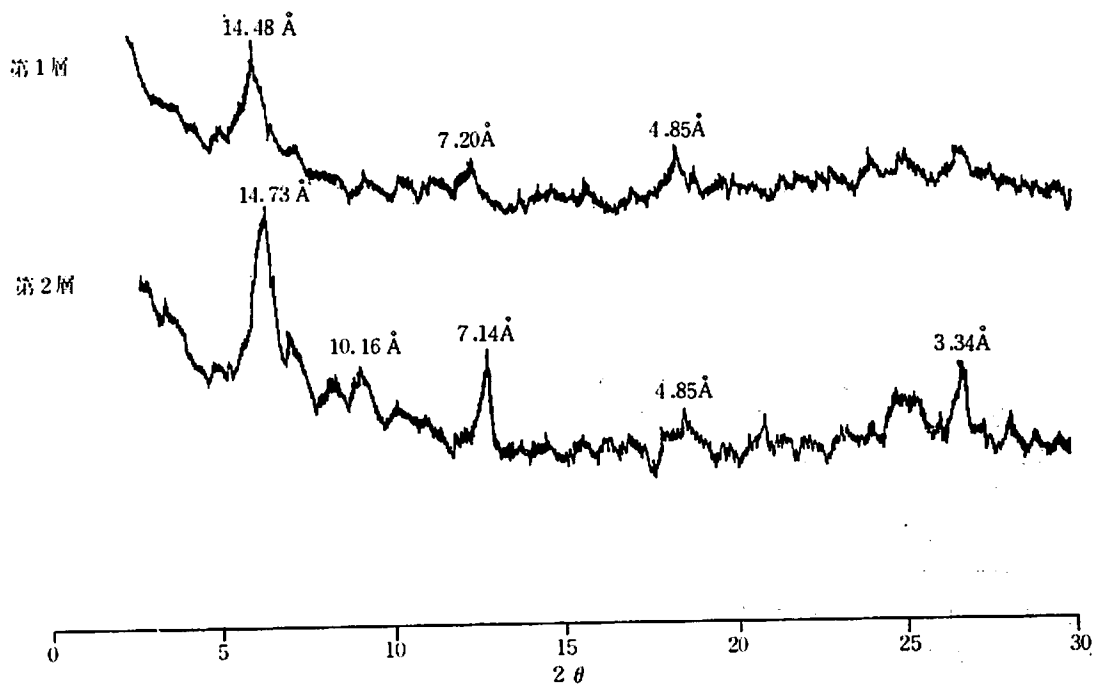
三石および函館地域の土壤粘土のX線回析像(Mg—粘土)はきわめてよく似ており、各層土ともほとんど同様の回析ピークを示している。すなわち、10.05Åにごく弱い回析ピークが、3.35Åと4.85Åに弱い回析ピークが、7.20Åに中程度の回析ピークが、さらに14.48Åにきわめて強いピークが認められる。全般的に、函館土壤の方が三石土壤よりもその回析ピークが強く、非晶質物をより多量に含んでいることが推定される。

両地域の土壤粘土とも、7.20Åの回析ピークはK—粘土として300°Cの加熱では変化せず、550°Cの加熱で消失することよりKaoline 鉱物と考えられる。10.05Åのピークは加熱処理、グリセロール処理でほとんど変化しないことよりIlliteと考えられる。一方、14.48Åの回析ピークはグリセロール処理によって膨脹せず、K—粘土として300°Cの加熱処理によって10.4Åに移行し、550°Cの加熱によってもほとんど変化しないことよりVermiculiteであるものと推定される。また、4.85ÅのピークはGibbsite、3.35Åのピークは石英のピークと考えられて、一応、示差熱曲線の結果と一致した。

このように、粘土鉱物の同定の結果、三石およ



第13図 三石地域塩土の土壤粘土のX線回折図
(脱鉄，脱非晶質処理のMg-粘土)



第14図 函館地域塩土の土壤粘土のX線回折図
(脱鉄，脱非晶質処理のMg-粘土)

び函館地域の壙土は Allophane または Allophane 様非晶質物が大部分を占め、結晶性粘土鉱物としては $14 \text{ \AA}$ 鉱物が優勢であり、そのほかに、Kaoline 鉱物と Gibbsite を少量含んでいるものと推定される。

一方、佐々木ら⁴⁶⁾は、道内の黒ぼく土壌の粘土鉱物について調査し、日高地方(西舎)の黒ぼく土壌の粘土鉱物は非晶質物が多く、 $14 \text{ \AA}$ 鉱物が主体で Kaoline 鉱物を若干含むと、また網走地方(駒場)のそれは Kaolion 鉱物が優勢であると報告しており、筆者の調査結果もこれと完全に一致した。

一般に、火山灰の風化による粘土鉱物の生成については、特殊な環境を除いて Volcanic ash → Allophane → Halloysite という生成過程をたどると推定されていたが、しかし、近年、火山灰の風化生成物は必ずしも Allophane と Kaoline 鉱物ばかりでなく、Vermiculite ないし類似の $14 \text{ \AA}$ 鉱物の存在することが青峰ら⁷⁾によって指摘され、服部・森田ら³⁹⁾も近畿地方のくろぼく土壌の粘土鉱物は $14 \text{ \AA}$ 鉱物を主成分としていることを、また、加藤⁷³⁾、江川ら²⁴⁾は東海地方に分布するくろぼく土壌の主要粘土鉱物も $14 \text{ \AA}$ 鉱物であると報告している。

このように、非晶質物質と共生する $14 \text{ \AA}$ 鉱物の成因について、最近、増井・庄子ら¹⁰⁰⁾は東北地方および北海道に分布する火山灰土壌の粘土鉱物について研究し、その火山灰土壌の主な風化過程は Volcanic ash → Allophane → Montmorillonite → Vermiculite → Al chlorite intergrade であると推定し、この $14 \text{ \AA}$ 鉱物は風化の新しいときには Montmorillonite 型であるが、風化の進行とともにしだいに層間に Al が入り、その性質も Vermiculite に変わってゆき、常に Illite とある関係にあると報告している。

いずれにしても、 $14 \text{ \AA}$ 鉱物の大部分は、わが国では Al-Vermiculite と呼ばれ、Al の interlayering による膨脹性 2:1 型鉱物が不活性化、Chlorite 化、Illite から Al-Vermiculite への風化過程に由来するものと思われる。

したがって、道内に分布する壙土は、埋没土壌

的性格が強い上にその地域によって粘土鉱物組成が異なるということは、母材の相違、風化程度の相違、堆積環境などに大いに影響されて、そのため、非晶質物の含有量や粘土鉱物の結晶度に差異がもたらされたものと推定される。

5 要 約

網走、三石および函館地域に分布する壙土の粘土鉱物組成について、 2μ 以下の粘土の化学組成、示差熱分析、X 線回折法などより検討した結果を要約すると次のとおりである。

(1) 壙土の粘土鉱物組成は、一次鉱物組成と同様に、その分布地域によって明らかに異なり、かつ、非晶質物の含有量や粘土鉱物の結晶度にも差異が認められた。

(2) 網走地域の壙土は非晶質物の量がきわめて少なく、結晶性粘土鉱物としては結晶度の高い Kaoline 鉱物を主体としている。

(3) 一方、三石および函館地域の壙土は非晶質物の含量がきわめて多く、結晶性粘土鉱物としては $14 \text{ \AA}$ 鉱物が優勢であり、そのほかに結晶度の低い Kaoline 鉱物と Gibbsite を少量含んでいる。しかも、Allophane または Alophane 様非晶質物の含量は相対的に三石地域の壙土よりも函館地域のもののが多い。

Ⅲ 壙土の成因に関する考察

本章では「土壌とは土壌生成因子(気候、岩石、地形、生物および時間)の総合作用の結果として形成された独立の自然体である」という土壌観に立って、考古学ならびに古土壌学的方法を駆使し、母材、生成時期、腐植化作用などの壙土の生成的諸問題についての考察を行なった。

1 壙土の分布特性

北海道における壙土の分布は、その地域性のいかんを問わず、地形的にはほぼ海岸段丘および河岸段丘面上に限られ、段丘面より高い地形面でも地表が比較的平坦な場所に認められるが、山麓斜面あるいは侵蝕緩斜面上にはほとんど分布堆積していない。つまり、地形の標高に関係なく、平坦もしくは緩波状性の台地面上にはほぼ一様に堆積分布していることである。この事実、壙土の母材が

降下堆積したものであることを意味している。

また、埴土の層厚が波状地に比して平坦地や凹地部などの過湿地の方が比較的厚く、埴土の分布および生成には、明らかに、母材とともに地形との間にもきわめて高い相関が認められた。

2) 埴土（とくに埋没腐植層）の母材

一般に、道内の埴土地帯の代表的な土層断面形態についてみると、第1～3図に示すように、第1層は灰黒色ないし黒褐色の埴土（ⅠA・C）、第2層は漆黒色の埴土ないし埴壤土（ⅡA・C）、第3層は黒褐色の埴壤土（ⅢA）、第4層は暗褐色の埴壤土（ⅢB）、第5層が黄褐色埴土（ⅢC）となっている。しかし、大きく、表層の腐植層（ⅠA～ⅡA層）と下層の褐色のローム層（ⅢA～ⅢC層）とに区別される。

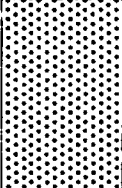
さらに、表層の腐植層（埴土）は灰黒色の脆弱な粉状構造を有する表層腐植層（第1層）と漆黒な粉塊状構造を有する埋没腐植層（第2層）とより成り、しかも、表層腐植層は2種以上の新期火山灰の累積から成り、埋没腐植層とは、母材的にも、

形態的にも、また、土壌組成的にも異なることをすでに明らかにした。

次に、この埋没腐植層の母材が下層のローム層のそれと同質のものであるか、また、異質のものであるかを解明することは、埴土の生成を考える上にきわめて重要である。

まず、野外調査の結果（土性、構造、色調、組織、粘着性など）よりみると、下層のローム層は地域によってかなりの差がみられたが、埋没腐植層の形態は肉眼的にはほとんど相違が認められなかった。しかも、両者の属性（無機物組成、粒径組成、粘土の分散性および一次鉱物組成など）の面においては、むしろ、漸移的でやや類似しており、上・下層の差よりも地域差の方が大きく現われている。このような事実より、埋没腐植層の母材は表層腐植層よりもむしろ、下層のローム層と類似している可能性が充分推定される。

次に、全く、別の立場よりこの問題を検討してみる。一般に、火山噴出物の噴出年代の判定方法²¹⁾としては、類別された噴出物間の層位関係、各

断面形態		遺跡の層位	土器形式		文化編年	年代 (BP)
	腐植層 (黒灰色)	× 日の浜	日の浜式	亀ヶ岡式の完形土器	縄文文化	2,000
	火山灰 (K-e)				晩期	3,000
	埋没腐植層 (黒色)	× サイバ沢 × 梁田町 × 住吉町	円筒上層式	円筒平底	後期	4,000
					中期	5,000
					前期	6,000
					早期	7,000
	漸移層 (暗褐色)		春日町式	尖底、丸底の撚糸文		8,000
			梁田町式	縄文的手法をもつ 貝殻文土器		
			住吉町式	尖底貝殻文土器		
	ローム層 (黄褐色)				無土器文化	

第15図 函館市周辺の土器の出土層位と土層断面の層序との関係

噴出物の風化程度、噴出物上に生育した樹木の年輪、噴出物上に生成した泥炭層の厚さ、噴出物層中に発見された先住民族の遺跡の考古学的調査などがある。

ここでは、火山噴出物層中に見出された先住民族の遺跡の考古学的調査関係より、礫土の生成時期とその母材の異質性について考察してみる。

道南地方の函館市周辺には数多くの人類遺跡が散在し、多くの遺物が出土している。しかも、函館市の住吉遺跡、梁川町遺跡、サイベ沢遺跡などはすべて礫土地帯に属している。これらの発掘調査結果⁹⁰⁾¹¹⁰⁾¹⁴⁶⁾より、土器の出土層位と土壌断面の層序との関係を第 15 図に示した。

これによると、表層腐植層の下部(駒ヶ岳 e 火山灰)から縄文晩期の日の浜式土器群が出土し、埋没腐植層の上部からはサイベ沢遺跡で明らかなように縄文中期の円筒上層式土器群が、また、埋没腐植層の下部(下層のローム層の上部と同一)からは縄文早期の住吉町式土器群が出土している。

この事実は、① 埋没腐植層の堆積以前に人間が生活していたこと、② 埋没腐植層の上部と下部とは明らかにその堆積時代を異にし、その堆積は連続的でないこと、③ 埋没腐植層の下部はローム層の上部とほとんど同一であることを意味している。このことは、埋没腐植層の母材は表層腐植層のそれよりもむしろ、下層のローム層と類似していることを示し、その堆積は不連続的である。しかも、段丘の高度に無関係に堆積していることにより、比較的古期の降下火山灰であると推定される。

3) 埋没腐植層の生成時期

さきに述べたように、礫土の生成時期を考古学上の人類遺物の層位的関係からみると、表層腐植層は縄文晩期(BP 3,000 年)以降に、また、埋没腐植層は縄文早期(BP 6,000 年)から縄文中期(BP 4,000 年)に至る 2,000 年の間に降下した火山灰がその当時の自然環境に応じて腐植の集積作用を受けたことになる。

しかし、2,000 年間といっても、その間に火山噴火—火山灰の堆積—火山灰の風化—腐植化作用(土壌化作用)という過程をたどるため、この腐植化

作用の時期について、いま少し広い範囲にわたって検討してみる。

まず、北海道に分布している各火山灰の中で腐植含量がきわめて多く、現在、地表を構成していないで埋没土として存在する火山灰としては、駒ヶ岳 f~h 火山灰、有珠岳 c 火山灰、樽前岳 d 火山灰、恵庭岳 a 火山灰、摩周岳 f~l 火山灰などをあげることができる。しかも、これら火山灰の噴出年代は山田²⁰⁾によると、いずれも 2,000 年以上前に堆積した噴出物であるといわれている。

さらに、考古学的編年より、礫土の埋没腐植層と同一層順とみられる駒ヶ岳 f 火山灰、樽前岳 d 火山灰、摩周岳 f 火山灰の噴出年代について考察すると、まず、駒ヶ岳 f 火山灰は少なくとも BP 3,000 年ころと推定され、また、樽前岳 d 火山灰の噴出時期は千歳市美々付近の樽前岳 d 火山灰の A 層中に見出された貝塚中の炭化木片の ^{14}C 測定によると⁹⁰⁾、BP 4,500 $\pm$ 140 年と推定されており、また、山田・近堂²⁰⁾によると、厚岸郡浜中村茶内原野の摩周岳火山灰 f 層の下部と摩周岳 g 火山灰層の上部の間より続縄文期以降の擦文式土器を出土する遺跡を見出し、 ^{14}C の測定によって摩周岳 f 火山灰の噴出年代は BP 6,460 $\pm$ 130 年と推定し、ほぼ、樽前岳 d 火山灰および駒ヶ岳 f 火山灰と対比できそうである。

このように、道内の各地域に分布する埋没火山灰の噴出年代は、ほぼ、BP 3,000 年より BP 6,000 年ころであると推定される。

一方、森田¹³²⁾は愛知県三河地方の黒ぼく土壌の生成時期は先住民族遺跡における文化層の存在位置との関係より、ほぼ、縄文早期以降であると報告している。

したがって、礫土の埋没腐植層の生成時期は、各地域の埋没火山灰層の噴出年代より考察すると、縄文早期(BP 6,000 年)から縄文中期(BP 4,000 年)に降下した火山灰が火山活動休止期間に黒ぼく土壌へと成熟したものと推定される。なおまた、この時期は地質学的年代区分によると、沖積世のアトランテイク階に相当して世界的に温暖な時期と考えられ、海水面も現在より 3 m ほど高かったことがわかっている。

4) 黒ぼく土壌の生成的諸問題

一般に、土壌は土壌生成因子（気候、岩石、地形、生物、時間）の総合作用の結果として形成された自然体である。したがって、気候が時間と同様に土壌風化過程に対して大きな影響のあることは火山灰土壌も普通土壌と何ら変わらない。ただ、火山噴出物が普通岩石よりも風化の速度が早いことは外観からも容易に推測できるし、また、地形や堆積環境によって火山灰の風化速度が異なることも充分考えられる。事実、火山灰が傾斜地に堆積した場合には侵蝕を絶えず受けて未熟土やレゴゾルにとどまる場合が多い。これに対して、平坦地に堆積した場合には、火山灰は普通岩石とは比較にならぬほど早く風化を受けるので、同一火山灰でも、その堆積場所によって風化の時間、風化の程度、さらに腐植集積の時間に著しい差異があることは当然である。

また、道内各地に分布する塩土の層厚が平坦地に比して凹地部や過湿地の方がより厚いことより、塩土の生成（広義の腐植の集積）には水分環境条件が大いに関与しているものと考えられる。

山田²⁶⁾は生成論的な実証を行っていないが、黒ぼくの生成について次のように推測している。すなわち、排水不良の所に火山灰が堆積した場合には、そこに生成される腐植は分解消失する量よりも集積する量の方が多いため、腐植の含量も腐植層も厚く、これが火山灰の風化生成物と結合していわゆる黒ぼくを生成すると、また、現在黒ぼくの生成している所で排水良好な場所は、以前に何らかの形で土壌水分が潤沢または過剰であったものと推測している。さらに、火山灰土が厚く堆積して、これが風化を受けてA層から溶脱した鉄、礫土がB層に集積すると、このB層は容水量が大きく、しだいに滞水層の役割を果たすようになって植生も変わり、地表から黒ぼくに変化していく場合もありうると推測している。

一方、菅野・徳留⁷⁹⁾は、湿潤亜熱帯気候下における火山灰の腐植集積作用については、十分な水分と初期の火山灰の風化による養分の比較的豊富な条件の下で、植物（主として草本植物）のおう盛な繁茂により多量の有機物の供給があり、これらを

養分とする微生物の激しい活動によって生成した多量の腐植前駆物質が火山灰の風化生成成分である三산화物や Allophane と結合し、さらに、結合したこれら腐植の微生物からの保護や Allophane の吸着触媒作用などによってしだいに腐植の成熟度が進行すると推論しており、また、弘法⁸⁰⁾は火山灰特有の粘土鉱物と腐植酸の相互作用によって腐植が集積すると報告している。

一方、火山源粒子に富む母材でも、ポドゾル土壌、グライ土壌および褐色森林土壌など種々の土壌が生成されたり、また、ほぼ同一の火山ガラス含量でも、腐植の集積が多い黒ぼく土壌と黄色土壌とが隣接、分布しているとの報告⁷⁹⁾がある。さらに、加藤⁷²⁾⁷⁶⁾は東海地方の洪積台地に分布する黒ぼく土壌の細砂鉱物組成が火山源粒子に乏しく、その粘土鉱物も結晶性粘土鉱物を主体としている事実より、火山灰土壌と見なすことに重大な疑問があると指摘し、これを非火山性黒ぼく土壌と命名して火山性黒ぼく土壌と区別している。

したがって、このようなことより、黒ぼく土壌の生成、とくに腐植の集積現象を考える場合は、母材としての火山源粒子の風化による Allophane の生成、存在とのみに強く結び付けずに、もっと広い観点より検討する必要があると思われる。

つまり、Allophane の生成は火山源粒子—母材と相関が強いのにに対して、腐植の集積は主に自然環境（土壌水分、植生など）との相関が高いものと思われるので、Allophane の生成と腐植の集積とは別の次元のものという認識に立つべきであると思う。しかしながら、Allophane の存在と火山灰土壌特有の強い保水性が腐植の集積過程に相当大きく影響していることは否定できない。

5) 要 約

土壌は母材、気候、地形、生物および時間などの土壌生成因子の相互作用の結果として形成された自然体であるという土壌観に立って、塩土といわれる黒ぼく土壌の生成的問題について検討し、次のような推論を得た。

(1) 塩土は段丘構成地層であるローム層の表土を形成している暗褐色の脆弱な粉状構造を有する表層腐植層と漆黒な小粉塊状構造をもつ埋没腐植

層より成り、その両者はいずれも、火山灰または火山碎屑物を母材として土壌化したものである。

(2) 礫土は、火山灰の堆積—火山灰の風化—土壌化作用（腐植化作用）を繰返してローム層の上に累積したものであって、その堆積は不連続的なものである。

(3) 表層腐植層はBP 2,000年以降に堆積した新期火山灰であり、また、埋没腐植層の生成時期は考古学上の人類遺物との層位的関係よりみて、縄文早期（BP 6,000年）から縄文中期（BP 4,000年）ころに降下した古期火山灰であって、その母材はむしろ下層のローム層と類似している。

(4) 礫土の生成には、その母材としての火山風化生成物である *Allophane* の存在とともに自然環境（火山灰土壌特有の強い保水性とイネ科草本の植生）が腐植の集積に相当大きく関与しており、しかも、現在よりも温暖多湿な気候条件下で腐植の成熟度が進行して礫土といわれる黒ぼく土壌が生成したものと推定される。

IV 礫土の生産力

冒頭において述べたように、軽礫で腐植にすこ

ぶる富む礫土は、その生産性がきわめて低く、本道における特殊土壌の1つとしてあげられており、また、前章までの研究によって、礫土の土壌組成が普通土壌はもちろん、ほかの火山灰土壌に比して著しく異なっていることを明らかにした。

したがって、このような礫土地帯における生産性の低い原因を明らかにするためには、まず、礫土の生産力を認識し、施肥に対する反応を知ることがきわめて重要であり、かつ、このことは礫土地帯の生産力向上に関する研究の出発点ともなりうるものと思われる。

1 礫土と普通土の生産力の比較

礫土と普通土壌との生産力を次のような2つの方法で比較検討した。すなわち、その1つはコンクリート枠試験であり、ほかの1つは現地ほ場試験である。

1) 枠試験

気象条件による影響を排除し、土壌固有の生産力を比較するため、1967年に、同一の地帯にあって近接している礫土（函館市銭亀沢畑地の表土）と普通土（亀田町畑地の表土）をそれぞれ、 $\frac{1}{2}$, 000 a コンクリート枠に充填し、燕麦（前進）を供試作物

第18表 礫土と普通土の生産力の比較

その1 枠試験

土 壤	採取地点	播種後45日目 草丈 (cm)	葉数 (本)	出穂始 (月日)	出穂時 草丈 (cm)	期 葉数 (本)	成 稈長 (cm)	熟 穂長 (cm)	期 穂数 (本)	収量(g/枠)	子実 率	収量比 (%)
普通土	亀田町	54.6	76	7.16	87.4	57	85.8	24.5	35	124	131	1.05
礫土	函館市	47.6	51	7.18	80.1	48	81.4	25.0	30	117	113	0.96

注) 供試作物：えん麦，施肥量：N, P₂O₅, K₂O 各 1.0 g/枠

供試土壌：

土 壤	土性	pH(H ₂ O)	T-N (%)	T-C (%)	N吸収力	P吸収力	TRUOG-P (mg)
普通土	CL	5.4	0.30	5.0	391	807	17.8
礫土	CL	5.5	0.96	14.8	814	2,417	1.8

その2 ほ場試験

土 壤	函館地域 てん菜				日高地域 えん麦				網走地域 えん麦			
	試験地	収量(kg/a)	収量比 (%)		試験地	収量(kg/a)	収量比 (%)		試験地	収量(kg/a)	収量比 (%)	
普通土	亀田町	404	309	100	荻伏町	34.0	23.9	100	端野町	27.9	29.1	100
礫土	函館市	464	285	92	三石町	37.0	21.0	88	女満別町	39.3	30.8	106

注) 共通施肥量：てん菜—N 1.1, P₂O₅ 1.5, K₂O 1.0 kg/a

えん麦—N, P₂O₅, K₂O 各 0.5625 kg/a

試験年次：函館地域—1965年，日高地域—1956年，網走地域—1952年

第19表 塩土と普通土の地温(°C)

項 目	6 月			7 月			8 月		
	上 旬	中 旬	下 旬	上 旬	中 旬	下 旬	上 旬	中 旬	下 旬
気 温	18.0	19.7	22.8	21.0	22.0	24.0	26.4	22.0	21.8
地 温	普 通 土	14.9	17.8	18.6	17.9	20.0	20.6	23.6	20.6
	塩 土	14.2	17.3	18.0	17.6	19.9	20.6	23.6	20.7
	両土壤の 地温較差	-0.7	-0.5	-0.6	-0.3	-0.1	0	0	+0.1

注) 測定時間: 午前10時, 測定の深さ: 10 cm。

として、両土壤の生産力比較試験を実施した成績を第18表にかかげた。なお、供試土壤の理化学的性質をもあわせて示した。

両土壤のえん麦の生育、収量についてみると、塩土は普通土に比較して、初期における草丈の伸長および茎数の増加量が著しく劣り、磷酸欠乏症状を呈してその初期生育はきわめて不良であった。しかし、7月以降は気温の上昇とともにしだいにその生育量がおう盛になり、茎数も増加したが、登熟遅延の様相を示して、子実収量においても、明らかに普通土より劣り、14%前後の減収となった。

このように、塩土における作物の低収性は初期生育の不良と、その後における生育遅延に基因するものと思われ、また、塩土では生育後半における窒素供給量が增大するため、何らかの初期生育促進の対策を講じて、後半における窒素利用率を高めれば普通土と同等の生産力をあげうることを示唆している。

一方、山田²³⁾は沖積土と火山灰の地温について比較検討し、火山灰土壌は常に多量の水分を保持するため、沖積土壌に比して地温の上昇が緩慢であることを指摘している。

この点を確かめるため、コンクリート枠内に曲管地中寒暖計を埋設して、同一の気象条件下における両土壤の地温の推移について測定した成績を第19表に示した。

これによると、土壌水分の多い春先においては、塩土の地温は普通土のそれより0.5~0.6°C前後低く経過しているが、しかし、気温の上昇とともに、しだいに両土壤の地温較差が認められなくなり、蒸発量の多い夏季後半では、むしろ、塩土の

方がやや高い傾向を示している。このことは、塩土では、土壌水分の多い時期には気温の上昇に伴う地温の上昇速度が緩慢であり、また、気温の低下に伴う地温の低下度合もきわめて緩慢なることを立証している。

2) ほ場試験

つぎに、網走、日高および函館地域に分布する塩土の生産力を同一の気象条件下にある普通土の生産力と比較するために、同一施肥量、同一栽培法で現地ほ場において比較栽培試験を実施した。

すなわち、ほ場履歴は異なるが、近接した端野町(普通土)と女満別町(塩土)の農家ほ場で、1952年にえん麦(前進)を供試作物として実施した網走地域のほ場試験の結果⁵²⁾と、荻伏町(普通土)と三石町(塩土)の農家ほ場で、1956年にえん麦(前進)を供試作物として実施した日高地域のほ場試験の結果⁵³⁾と、また、同じ要領で、亀田町(普通土)と函館市(塩土)の農家ほ場で、1965年にてん菜(台糖2号)を供試作物として実施した函館地域のほ場試験の比較成績⁵⁴⁾を同じく第18表に示してある。

網走地方の塩土地帯で、子実生産を主目的とするえん麦を栽培した場合には、普通土壌に比較して草丈の伸長および分けつ数が多く、むしろ、その生育がおう盛であって子実/茎稈比は小さいが、収量は6%前後高い。一方、日高地方の塩土地帯では、逆に茎数が少なく、普通土壌に比して明らかにその生育が劣り、収量も10%前後低く、かつ、子実千粒重も小さかった。また、函館地方の塩土地帯で、根菜類を栽培した場合にも、同様に、8%前後減収しており、かつ、内容的にみると、てん菜のT/R比が高く、含糖率が低下している。

このように、網走地域の塩土は普通土壌と同等か、もしくはそれ以上の生産力を示したが、日高および函館地域の塩土では逆にその生産力は低かった。

このことは、すでに第Ⅱ章で明らかにしたように、網走地域の塩土はほかの2地域のものに比して腐植含量が半分以下の10%前後であり、かつ、土壌固相率も著しく高く、沖積土のそれに類似しているなど土壌組成の差異に基因するものと思われる。

したがって、塩土地帯における作物の低収性は、塩土地帯の特異的な気象条件よりもむしろ、土壌そのものの理化学的特性が大いに関与しているものと思われる。

3) 要 約

塩土と普通土の生産力の比較を鉢試験とほ場試験によって実施し、つぎのような結果を得た。

(1) 日高および函館地域の塩土で栽培される作物は、全般に、その初期生育が不良であり、生育後半は逆に土壌窒素の供給量が増大してその生育量はおう盛になるが、登熟遅延の様相を呈し、普通土壌に比較してえん麦および根菜類の収量はいずれも劣り、とくにえん麦においてはその傾向が大きい。

(2) 収量性のほかに、その内容についてみると、子実生産を目的とするイネ科作物では千粒重の低下と子実/茎稈比の減少を、また、根菜類ではT/R比の増大と含糖率の低下を招来する。

(3) 網走地域の塩土は、日高および函館地域の塩土と異なり、その生産力は普通土壌と同等もしくはそれ以上である。この差異は土壌組成の差に基因するものと思われる。

(4) 一般に、塩土地帯における作物の低収性は、その地域の特異的な気象条件よりもむしろ、土壌組成に基因するものと思われる春先の地温上昇と秋季における地温降下の緩慢性および土壌理化学性の不良性が大いに関与しているものと考えられる。

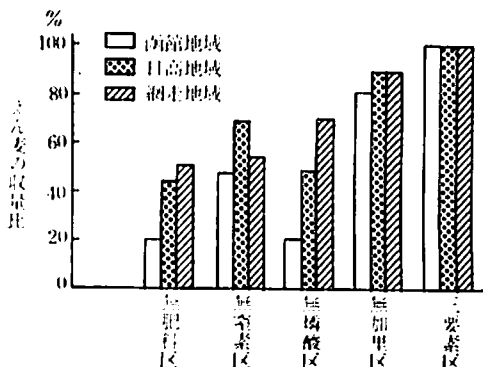
2 塩土の三要素天然供給量とその肥効

つぎに、函館、日高および網走地方に分布する塩土の三要素天然供給量とその肥効を知るため

に、ポットおよびほ場において肥料三要素試験を実施した。

1) ポット試験

1958年に、函館地域の塩土（函館市銭亀沢農家ほ場の表土）を $\frac{1}{2}$ 000 a WAGNER's potに充填し、えん麦（前進）を供試作物として肥料三要素試験¹¹⁹⁾を、また、1955年に、日高地域の塩土（三石町農家ほ場の表土）を同様に、 $\frac{1}{2}$ 000 a WAGNER's potに充填し、えん麦（前進）を供試作物として肥料三要素試験⁵²⁾を、さらに、1952年に、網走地域の塩土（女満別町農家ほ場の表土）を $\frac{1}{2}$ 000 a WAGNER's potに充填し、えん麦（前進）を供試作物として硝子室で肥料三要素試験⁵²⁾を実施した結果を第16図に示した。



第16図 塩土に対する三要素の肥効 (ポット試験)

これによると、函館および日高地域の塩土とも、三要素の中でリンの肥効が最も大きく、窒素の肥効がこれにつき、カリの肥効は比較的小さかった。また、全般的に函館地域の塩土の方が日高地域のものよりもその肥効が大きい傾向を示している。一方、網走地域の塩土は前記2地域のものとやや異なり、窒素の肥効が最も顕著であり、ついで、リンの肥効が大きかった。

2) ほ場試験

つぎに、1952年に、えん麦（前進）を供試作物として網走郡女満別町の農家ほ場で実施した肥料三要素試験成績⁵²⁾を、また、1957年に、同様にえん麦（前進）を供試作物として三石郡三石町の農家ほ場で実施した肥料三要素試験成績⁵²⁾を、さらに1963年にてん菜（導入2号）を供試作物として函館市銭亀沢の農家ほ場で実施した肥料三要素試験

第20表 塩土に対する三要素試験（ほ場試験）

区 別	女 満 別 町 麦			三 石 町 麦			函 館 市 菜		
	えん 麦		収 量 比	えん 麦		収 量 比	てん 菜		収 量 比
	収 量 (kg/a)	子 実		収 量 (kg/a)	子 実		収 量 (kg/a)	葉 根	
無 窒 素 区	27.2	20.7	67	18.2	14.3	68	186	180	64
無 磷 酸 区	29.5	22.8	74	15.8	11.5	55	105	150	53
無 加 里 区	38.6	29.0	94	30.8	19.8	95	248	251	88
三 要 素 区	39.3	30.8	100	39.4	21.0	100	282	284	100

注) 共通施肥量: てん菜—N, P₂O₅, K₂O 各 1.0 kg/a
えん麦—N, P₂O₅, K₂O 各 0.5625 kg/a

成績⁵⁰⁾を第20表に示した。

まず、女満別町における肥料三要素試験の結果によると、ポット試験の結果と同様に、窒素の肥効が最も顕著であり、磷酸の肥効もかなり認められ、窒素および磷酸欠除区の低収の原因は短穂、茎数減による。

一方、三石町における肥料三要素試験の結果によると、試験年次の相違にもよるが、えん麦の絶対収量は女満別町のそれよりはるかに低かったが、ポット試験結果と同様に、磷酸の肥効が最も顕著であり、窒素の肥効もかなり認められた。つぎに、函館市における肥料三要素試験結果によると、試験地土壌は養分的に拮薄で、かつ、施肥量が不足気味であったため、てん菜の絶対収量は三要素区でも 300 kg/a 以下できわめて低かったが、その三要素の肥効では、磷酸の肥効が顕著であり、ついで、窒素の肥効が大きかった。

3) 要 約

網走、日高および函館地方に分布する塩土の三要素の肥効を知るために、ポット試験とほ場試験を実施した結果、網走地方の塩土と日高および函館地方の塩土とでは三要素の肥効が明らかに異なり、前者では窒素が制限因子であり、ついで、磷酸の肥効が最も大きい。これに対して、後者では磷酸の肥効が最も顕著であり、ついで、窒素の肥効が大きかった。加里の肥効は3地域の塩土とも、きわめて小さかった。

V 塩土の生産力要因としての理化学的特性

さきの研究において、道内に分布する塩土の堆

積様式ならびに断面形態はほぼ類似しているにもかかわらず、その母材、無機物組成、有機物組成、粒径組成、3相組成、一次鉱物および粘土鉱物組成は、その分布地域により、また、層位（表層腐植層と埋没腐植層）によってそれぞれ異なることを明らかにするとともに、地域区分として、網走地域と三石および函館地域に2大別した。

さらに、塩土は化学的に難土性が強く、磷酸吸収力が著しく高く、かつ、腐植の集積量が多く、その腐植の大部分が可動性の三二酸化物と結合しており、塩基飽和度が低い特性を有するとともに、軽鬆で、固相率が小さく、保水性も強く、通気性が不良である物理的特性を有しており、しかも、Allophane 様物質が粘土鉱物の主体をなし、粘土集合体の分散性が特異的であるという一連の理化学的特性をもつ土壌であることを明らかにした。

また、網走地域の塩土は三石および函館地域の塩土と異なり、その生産力が普通土壌と同等か、もしくはそれ以上であることにより、塩土地帯における作物の低収性は、その地域の特異的な気象条件（海洋性気候の影響を強く受けて、夏季は日照多湿である）よりもむしろ、土壌組成に由来する土壌理化学性の特異性に基因することを指摘した。

したがって、本章においては、三石および函館地域の塩土を対象として、Edaphology の立場から、生産力要因としての塩土の理化学的特性について検討し、生産力向上の指針を明らかにせんとし、以下の研究を行なった。

1 土壌窒素の形態とその可給化

土壌中の窒素は磷酸と同様に土壌の肥沃性を支

配する重要な成分であり、土壌肥沃度に対する窒素要因としては、土壌無機態窒素の消長、有機態窒素の無機化問題などが考えられる。

1) 窒素および炭素率

まず、道内の代表的な土地帯である三石、函館両地域の土壌（表層腐植層と埋没腐植層）について、窒素および炭素含量を測定した成績を第21表に示した。

第21表 窒素および炭素含量

地 点	層位	C (%)	N (%)	C/N	腐植 (%)	水分 (%) 風乾土	湿土
三 石	1	9.69	0.69	13.9	16.69	7.53	48.8
	2	15.07	0.93	16.1	25.97	10.82	53.3
函 館	1	11.84	0.81	14.6	20.41	8.33	50.0
	2	16.12	0.95	16.9	27.73	12.38	57.6

注) 1—表層腐植層, 2—埋没腐植層

なお、窒素はセミマイクロ・ケルダール法で炭素はチューリン法により測定した。

これによると、両地域の土壌はいずれも、窒素含量は0.7~1.0%, 腐植含量は20%以上で、窒素および腐植含量がきわめて高く、かつ、腐植含量の多いものほど炭素率も大きく、細菌の繁殖も不充分であろうことが考えられる。また、腐植は結合水を多量に含むため、相対的に腐植含量の多いものほど土壌水分含量も高い値を示している。

2) 土壌窒素の可給化

一般に、土壌中の窒素の形態は無機態窒素と有機態窒素に大別され、無機態窒素は有機態窒素に比べて量的にはきわめて少ないが、作物が利用できる窒素の大部分はアンモニウム態や硝酸態のような無機態窒素である。一方、有機態窒素は土壌微生物によって無機化された後に作物に利用される。

したがって、古くより、土壌中の可給態窒素の

検定法については数多くの研究が行なわれており、最近、赤塚ら⁹⁾は土壌窒素供給力の化学的検定方法としては熱水抽出法が最も適当であることを認め、また、出井・三木ら¹⁴⁾は実験室的測定法による土壌可給態窒素量と栽培試験による作物の窒素吸収量との相関は洗滌培養法が最も高く、ついで、ピーカー培養法であると報告している。筆者ら⁴⁸⁾も、同様に、土壌可給態窒素の測定法として、培養法の場合には洗滌培養法が、また、化学的処理を行なう場合には熱水抽出法が有力な指標となりうることを認めた。

したがって、土壌の可給態窒素量を普通土と対比して検討するため、全窒素、熱水抽出窒素、ピーカー培養法窒素および洗滌培養法窒素を測定した成績を第22表に示した。

なお、測定に用いた分析方法はつぎのとおりである。

- ① 全窒素：セミマイクロ・ケルダール法。
- ② 熱水抽出法：土壌10gに水100mlを加え、冷却管をつけて100℃に2時間保ち、可溶窒素を定量。
- ③ ピーカー培養法：土壌100gに最大容水量の60%相当量の水分を添加し、畑状態で28℃に培養。
- ④ 洗滌培養法：グーテルツボの底部に塩酸で洗滌した砂を敷き、その上に土壌5gをつめて一定量の蒸留水で洗滌する。余剰水を水流ポンプで除去した後28℃で培養。

これによると、両土壌ともに、抽出および生成される窒素量は洗滌培養法窒素>熱水抽出法窒素>ピーカー培養法窒素の順で、洗滌培養法によって生成する窒素量が最も多かった。また、土壌は普通土に比較して、土壌中の全窒素含量が2倍以上

第22表 可給態窒素の供給量 (mg/乾土 100 ml)

土 壤	全 窒 素	熱 水 抽 出 法 N	ピーカー培養法 N			洗 滌 培 養 法 N		
			7 日 目	14 日 目	21 日 目	7 日 目	14 日 目	21 日 目
普 通 土	309.3	9.45	8.03	8.28	9.02	8.77	10.61	11.34
壙 土	686.2	8.68	8.14	8.52	8.63	8.27	8.94	9.67

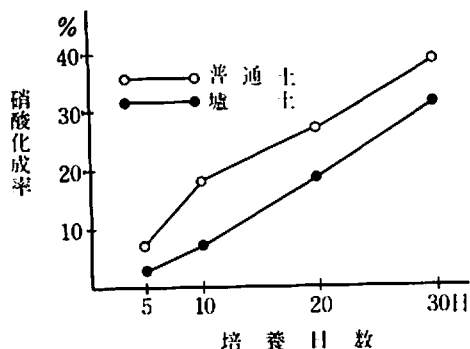
注) ① ピーカー培養法 N は $\text{NH}_4\text{-N}$ と $\text{NO}_3\text{-N}$ の合計量。

② 洗滌培養法 N は $\text{NO}_3\text{-N}$ 生成量。

も高いにもかかわらず、洗滌培養法窒素および熱水抽出法窒素量がともに少なく、可給態窒素量が劣ることは明らかである。

つぎに、土壤に添加したアンモニアの硝酸化生成量の多寡は作物の窒素吸収に及ぼす影響がきわめて大であるので、つぎの要領で塩土の硝酸化生成能について検討した。

すなわち、土壤 100 g に窒素として 60 mg 相当の硫酸と最大容水量の 50 % 相当の水分を加え、畑状態で 25 °C、30 日間培養し、常法により硝酸化生成率を測定した結果を第 17 図に示した。なお、対比する意味で普通土をも用いた。



第 17 図 塩土と普通土の硝酸化生成

これによると、塩土の硝酸生成量は常に普通土壌より低く、その硝酸化生成はきわめて緩慢であった。

坂井¹⁵⁷⁾¹⁵⁸⁾は、十勝地方に分布する火山灰土壌の硝酸化生成が土壌の乾湿によって異なり、湿統土壌は開墾当初より良好な硝化作用を示すが、乾燥統土壌は著しく不良であり、両土壌のこのような相違は主として土壌の硝化菌数および易溶性有機物の含有量に基因しており、乾燥型では糸状菌が、湿潤型では細菌が優勢であると報告している。また、土壤中に易溶性有機物の多い場合には、土壌の硝化菌が多くても、易溶性有機物によって硝化菌の増殖が抑えられるため、硝化作用が低下することをも明らかにした¹⁵⁹⁾。

確かに、塩土のマイクロフローラは糸状菌が優勢であって硝酸化生成菌は少ないが、塩土に過石を多量施したり、また、堆肥を施用した場合に硝化能が高まることより、塩土の硝酸化生成能がほかの普通土壌に比して劣る原因は、主として易溶性有機物

含量が多いためと推定される。

つぎに、土壤中の易分解性窒素は乾土効果により容易に無機化し、アンモニア態窒素に変化する性質を利用して、土壤中の易分解性窒素の消長を検討するため、三石および函館両地域の表層腐植層と埋没腐植層のアンモニア化生成量およびアンモニア化生成率を算出し、同時に、温度上昇効果をも測定した成績を第 23 表にかかげた。

すなわち、風乾土を蒸水状態で 25 °C、30 °C の 2 つの温度条件で、28 日間培養して発生せるアンモニア態窒素をアンモニア化生成量とし、全窒素に対するアンモニア化生成量の百分比をもってアンモニア化生成率とした。また、30 °C のアンモニア化生成量と 25 °C のそれとの差をもって温度上昇効果とした。

第 23 表 アンモニア化生成率および温度上昇効果

地点	層位	全窒素 (mg)	アンモニア化 生成量 (mg)		温度 上昇 効果	アンモ ニア化 生成率 (%)
			25 °C	30 °C		
三石	表層腐植層	696.6	6.39	10.81	4.42	1.55
	埋没腐植層	930.4	5.90	8.87	2.97	0.95
函館	表層腐植層	812.5	10.81	23.10	12.29	2.84
	埋没腐植層	953.1	5.41	15.73	10.32	1.65

これによると、三石および函館両地域とも、表層腐植層の方が埋没腐植層よりも明らかにアンモニア化生成量が多く、アンモニア化生成率も高い値を示している。このことは、塩土では表層腐植層の方が易分解性窒素を多量に含み、埋没腐植層の有機態窒素は前者に比べて無機化しにくいものと思われる。

また、温度上昇効果も同様に、表層腐植層の方が明らかに高い。しかも、25 °C と 30 °C のアンモニア化生成量を比較すると、表層および埋没腐植層とも、わずか 5 °C の温度上昇によってそのアンモニア化生成量は 2 倍前後の高い値を示した。このことは、つまり、塩土の有機態窒素は地温を高めるような何らかの方法をとると、容易にその窒素の無機化が促進されて、アンモニア化生成量が増大する可能性を示唆している。なお、原田²⁰⁾³¹⁾は水田土壌の有機態窒素の無機化促進条件のうち、地温上昇効果は TYURIN の G₂ コロイド中の有機

態窒素の無機化によることを明らかにしている。

3) 有機態窒素の組成

土壌有機態窒素は土壌の窒素供給力の給源であり、窒素肥沃度の面からも重要な成分である。

従来、土壌有機態窒素は主に蛋白態であると考えられ、酸加水分解によって溶解する窒素化合物を、蛋白化学の立場から、ヒューミン態窒素、アンモニアまたはアミド態窒素、塩基および非塩基性非アミノ態窒素、塩基および非塩基性アミノ態窒素などに分画されていた。最近、BREMNER¹³⁾は、酸加水分解によって土壌窒素の20~40%がアミノ酸態であり、また、6~14%がアミノ糖態の形で存在することを明らかにし、さらに、STEVENSON¹⁷⁾は、これらアミノ酸やアミノ糖の存在をベークロマトグラフィーやイオン交換クロマトグラフィーを用いて確認している。弘法⁸⁹⁾は腐植の形態と腐植の窒素組成との関係について研究し、火山灰土壌では腐植化が進行するほど、酸加水分解性窒素および α -アミノ態窒素の割合が低下することを報告している。

したがって、畑土の有機態窒素の組成を明らかにし、かつ、熟畑化による形態組成の変化について検討するため、畑土の未耕地ならびに耕地土壌を用いて、その有機態窒素の組成を調査した結果を第24表に示した。

なお、土壌有機態窒素の分析法は、KOJIMAの方法⁹¹⁾により、土壌を6規定塩酸で24時間、100°Cの湯浴中で加水分解し、その酸加水分解性窒素をアンモニアとアミド態窒素、フミン態窒素、非塩基性窒素、塩基性窒素に4画分した。

- ① 酸加水分解性窒素：硫酸銅を触媒として、セミマイクロ・ケルダール法で定量。

- ② アンモニアとアミド態窒素：塩酸加水分解液を40~50°Cで、酸化マグネシウムを以て減圧蒸溜により定量。

- ③ フミン態窒素：減圧蒸溜残渣物を熱水で洗滌後、その不溶性残渣をセミマイクロ・ケルダール法で定量。

- ④ 非塩基性窒素と塩基性窒素：酸化マグネシウム沈澱物の濾液および洗液を塩酸で中和後、減圧濃縮し、燐タングステン酸によって非塩基性 fraction と塩基性 fraction に分離し、セミマイクロ・ケルダール法で窒素を定量。

形態別窒素量を全窒素に対する割り合いで示すと、畑土では、酸加水分解性窒素が60~64%前後存在し、その中で非塩基性窒素が26~31%と最も多く、ついで、アンモニア・アミド態窒素が11~15%、フミン態窒素が13~14%、塩基性窒素が6~9%存在しており、普通土壌に比して、それぞれの形態別窒素含量は明らかに多いが、全窒素に対する割合ではフミン態窒素を除いていずれも低く、とくに酸加水分解性窒素と非塩基性窒素の割合が低い傾向を示している。

また、傾向として、下層ほど酸加水分解性窒素と非塩基性窒素の割合が減少しており、BREMNER¹⁴⁾は非塩基性窒素の大部分がアミノ態窒素であると報告していることより、アミノ態窒素の割合は表層で高く、下層において低いと指摘しているSTEVENSONの報告¹⁷⁾と同様の結果を示した。

一方、未耕地の耕地化(熟畑化)によって、全窒素に対する酸加水分解性窒素、アンモニア・アミド態窒素、非塩基性窒素の割合がいずれも増加している。山下²¹²⁾は黒ぼく土壌におけるタバコの窒

第24表 畑土の有機態窒素の組成

土 壤	層位	全 窒 素 (%)	全 窒 素 に 対 す る 比 率 (%)						
			酸加水分解性窒素	アンモニア・アミド窒素	フミン窒素	非塩基性窒素	塩基性窒素	非加水分解性窒素	
畑 土	未 耕 地	1	0.85	60	11	14	26	9	40
		2	0.90	52	9	14	20	9	48
	耕 地	1	0.81	63	14	13	30	6	37
		2	0.89	64	13	13	31	7	36
普 通 土	耕 地	1	0.41	74	15	12	34	13	26

素吸収量と土壌の酸加水分解性窒素、全アミノ態窒素量との間にきわめて高い正の相関が認められると報告していることより、熟畑化によって明らかに、土壌窒素の供給力が良好になったものと判断される。

また、KOJIMA⁹¹⁾は塩基性窒素の大部分が非アミノ態窒素であり、かつ、フミン態窒素の大部分は非蛋白質物質、多分、Heterocyclic Nitrogen Compoundとして存在していると報告している。さらに、BREMNER¹⁵⁾は土壌の加水分解によって遊離するアンモニア態窒素は、脱アミド化、脱アミノ化反応によって蛋白質物質から生じたものでなく、酸加水分解によって遊離された Purine または Pyrimidine 塩基から由来しているとも報告している。

4) 要 約

塩土の窒素の肥沃度の要因としての土壌無機態窒素の消長、土壌窒素の可給化、有機体窒素の組成について検討して、つぎのような結果を得た。

(1) 塩土の窒素含量は0.7~1.0%，腐植含量は20%以上で、普通土壌はもちろん、ほかの火山灰土壌に比較してきわめて高く、かつ、腐植含量の多い土壌ほど窒素含量および炭素率も大きい。

(2) 土壌可給態窒素の有力な指標である洗滌培養法窒素と熱水抽出窒素量はいずれも普通土壌よりも少なく、明らかに土壌窒素の供給量は劣る。

(3) 塩土の硝酸化成は普通土壌に比してきわめて緩慢であり、その原因としては、土壌中の易溶性有機物含量が多いことと、そのマイクロフローラでは糸状菌が優勢であることが考えられる。

(4) 塩土のアンモニア化成量、アンモニア化成率はともに、埋没腐植層より表層腐植層の方が高く、したがって、表層腐植層は易溶性窒素を多量に含み、埋没腐植層の窒素は無機化しにくい形態のものと思われる。

また、両層とも、わずか5℃前後の温度上昇によって2倍以上の高いアンモニア化成量を示すことより、塩土の窒素の無機化促進条件としては、地温の上昇がより効果的であると思われる。

(5) 塩土の有機態窒素含量は普通土壌に比して明らかに多いが、しかし、全窒素に対する形態別窒素の割合は、フミン態窒素を除いていずれも低く、とくに酸加水分解性窒素とアミノ態窒素の割合が低い傾向を示している。

また、熟畑化により、酸加水分解性窒素、アンモニア・アミド態窒素およびアミド態窒素の割合がいずれも増加している。

2 土壌塩基とその吸着能

塩基は土壌や作物にとっては重要な成分であり、土壌中における塩基の存在ならびにその行動は土壌生産性を規定する1つの指標と見なすことができる。

一方、土壌の肥沃性や生産性と関連して塩基置換容量を考える場合、一定の方法で測定された Cation Exchange Capacity の数値は土壌のもつ Negative Charge の総合的な量を示したものであり、その構成内容、すなわち、置換基の質的特性を示さない欠点を持っている。そのため、土壌の塩基吸着能および土壌置換基の質的特性を明らかにすることが、塩基置換の問題を通じて土壌の生産性を究明する上にきわめて重要な意義をもっていることが、すでに吉田²⁷⁾、久津那²⁷⁾によって指摘されている。

したがって、土壌の塩基吸着能を明らかにするためには、吸着能の量と同時に吸着能の質を知ることが必要であり、一般に、置換性塩基の作物に対する可給度や流亡の難易を規定するものは吸着の容量(Capacity)ではなく、その強度(Intensity)であると思われる。そのため、塩基吸着能の強度が土壌生産力に対して吸着能の容量以上の重要性をもっているゆえんである。

このような観点より、塩土の塩基置換容量およびその吸着能を明らかにすることは、その生産力的一端を解明する上に役立つものと思われるので、本節では、主として各種の条件における塩基置換容量の測定によって吸着強度の推定を試みたのでここに述べる。

1) 塩基置換容量

まず、三石および函館両地域の表層腐植層と埋没腐植層について、醋酸アンモンを加えて塩基置

第25表 塩基置換容量および置換性塩基

地 点	層位	腐 植 (%)	塩基置換 容量 (me)	全置換性 塩基 (me)	置 換 性 塩 基 (me)			塩 基 飽 和 度 (%)	窒素吸収 係 数
					石 灰	苦 土	加 里		
三 石	1	16.69	44.8	21.3	19.1	1.6	0.1	47.5	575
	2	25.97	63.8	12.0	9.8	1.6	0.2	18.8	787
函 館	1	20.41	52.4	19.0	14.7	3.5	0.1	36.2	646
	2	27.73	68.5	17.8	14.1	2.9	0.1	25.9	822

換容量、全置換性塩基含量、置換性石灰・苦土・加里含量および塩基飽和度を測定し、また、常法により窒素吸収係数をも測定した結果を第25表に示した。

なお、塩基置換容量はSCHOLLENBERGER法¹⁶⁵⁾によって、全置換性塩基含量はBRAY and WILLHITE法¹²⁾によって、窒素吸収係数は2.5%磷酸アンモン法によって測定した。

これによると、土壌の塩基を吸着する能力の容量尺度である塩土の塩基置換容量は45~70 me前後で、普通土壌はもちろん、ほかの火山灰土壌に比して著しく高く、かつ、腐植含量の多いものほど塩基置換容量も大きく、置換容量と腐植含量との間にきわめて高い相関が認められ、窒素吸収係数もまた、同様の傾向を示した。

一方、置換性塩基含量および塩基飽和度は、両地域とも、表層腐植層の方が埋没腐植層よりも高く、その塩基飽和度は36~47%前後の値を示した。また、置換性塩基含量は石灰>苦土>加里的順で、量的には置換性石灰含量が最も多い。

2) 置換容量の構成成分

一般に、土壌の塩基置換容量は有機的な置換基と無機的な置換基から構成されており、かつ、前者は主として腐植に、後者は粘土鉱物に由来しているといわれている⁹⁷⁾。したがって、同一の塩基置換容量であっても、その置換基の構成内容が異なることが当然考えられ、しかも、土壌中にはこれらの腐植と粘土鉱物が各々単独に存在するのではなく、互いに結合して有機・無機膠質複合体を形成している。

よって、塩土の塩基置換容量の有機置換基と無機置換基の構成割合を明らかにするため、土壌中の有機物を過酸化水素で分解除去した後、前記と同様の方法で塩基置換容量を測定した結果を第

26表にかかげた。

第26表 塩土の塩基置換容量の構成成分

土 壤	層位	粘 土 (%)	腐 植 (%)	塩基置換容量 (me)		腐植の 寄 割 (%)
				原 土	H ₂ O ₂ 処理土	
塩 土	1	18.1	20.4	52.4	7.2	86.3
	2	24.8	27.7	68.5	7.4	89.2
普通土	1	33.6	6.0	24.4	21.8	10.7

なお、実験方法として原土を10%過酸化水素水で処理して腐植を分解除去した後、pH 7.0に調節した1規定醋酸アンモン液を用いて常法により塩基置換容量を測定した。

すなわち、過酸化水素処理で腐植を除去すると、塩土は表層腐植層および埋没腐植層とも、その塩基置換容量は7 me前後できわめて低い値を示し、原土の塩基置換容量に対する減少割合は普通土壌に比してはるかに大きく、90%前後である。したがって、塩土は20%前後の粘土含量を含んでいるにもかかわらず、その塩基置換容量の大部分が腐植によって占められていることは明瞭である。

吉田²¹⁸⁾、原田・久津那³²⁾は、Ca⁺⁺とNH₄⁺に対する選択吸着性を鈣質土壌と腐植質土壌について検討し、無機粘土はCa⁺⁺ > NH₄⁺の吸着性を示すが、腐植は逆にCa⁺⁺ > NH₄⁺の選択吸着性を示すことを報告している。また、筆者ら¹²²⁾は、道内の水田土壌の土壌別のNH₄⁺とCa⁺⁺の選択吸収について研究し、火山灰を母材とした黒色水田土壌ではNH₄⁺よりもCa⁺⁺を著しく多く吸収することを認めた。したがって、これら一連の研究報告より、塩基置換容量の大部分が腐植に依存している塩土は鈣質土壌と異なり、NH₄⁺よりもCa⁺⁺に対して特に強い吸着性を示すものと推定される。