

3) 塩類濃度と塩基置換容量

つぎに、塩基吸着能の質的問題であるその強度について、2, 3の実験を試みた。まず、外液の塩類濃度の変化に対する NH_4^+ の吸着強度を調査した結果を第27表に示した。

なお、実験方法としては pH 7.0 に調節した 1 規定醋酸アンモンと 1/10 規定醋酸アンモンによって土壤に吸着された NH_4^+ の量を 1 規定塩化加里で抽出、定量した。

第27表 醋酸アンモン濃度と塩基置換容量の関係

土 壤	層位	塩基置換容量 (me)		減少率 (%)
		1 N- NH_4AC 法	N/10- NH_4AC 法	
塩 土	1	52.4	23.1	55.9
	2	68.5	27.8	59.4
普通土	1	24.4	21.5	11.9

これによると、醋酸アンモン液に対する塩土の塩基置換容量は塩類濃度の低下とともに著しく減少しており、その減少割合は普通土壤の 12 % に対して、塩土では 56~60 % 前後できわめて大きかった。

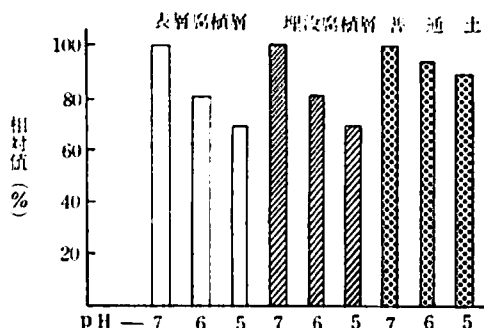
このように、塩類濃度の低下に伴う塩基置換容量の減少率が高いことは、つまり、塩土では吸着イオンが解離しやすく、かつ、弱い吸着基をもっているために濃度の低い塩類溶液から塩基を吸着することができないものと推定される。したがって、塩土に肥料塩類もしくは石灰などを供給した場合に、当初は土壤溶液の濃度が高いために多量の塩基を吸着保持するが、雨水などの洗滌作用により塩類濃度が低下すれば容易に吸着塩基を失うであろうことが十分考えられる。

4) 塩類溶液の pH と塩基置換容量

一般に、土壤の塩基吸着基は塩基と同様に水素イオンの吸着によっても満足せられるため、接触する溶液の pH に応じて塩基または水素イオンのいずれかを選択的に吸着するものと思われる。

つぎに、外液の pH の変化に対する塩土の NH_4^+ の吸着強度について調査した結果を第18図に示した。

実験方法として、pH 7.0, 6.0, 5.0 に調節した醋酸アンモンを用いて、各 pH における塩基置換容量を測定し、pH 7.0 の塩基置換容量を 100 とし



第18図 醋酸アンモンの pH と塩基置換容量の関係

た場合の相対値を図示した。

これによると、塩土の表層腐植層および埋設腐植層とも、塩類濃度の pH の低下に伴って相対的に塩基置換容量は減少しており、かつ、その減少割合は普通土壤に比べてきわめて大きい。このことより、塩土は普通土壤に比して、水素イオンを吸着しやすく、微弱な酸性によって塩基を流亡させて塩基不飽和になりやすい土壤であると考えられる。

したがって、雨水中の炭酸ガス、土壤から発生する炭酸ガスおよび有機酸または生理的酸性肥料の酸根などにより土壤反応が酸性に傾けば、塩土の吸着塩基に容易に水素イオンと置換して土壤系外に流亡するであろうことが推定される。

また、吉田²⁹⁾は土壤の塩基吸着基をその吸着特性から Inside negative charge (i-charge) と Outside negative charge (o-charge) の 2 種類に大別し、前者は粘土の結晶内部にある negative charge で NH_4^+ を特異的に強く吸着するのに対して、後者は腐植や Allophane の吸着基あるいは結晶粘土の broken edge に生じた吸着基で特異吸着性がなくイオン交換体の一般原則が適用できると報告している。

したがって、塩土の塩基吸着能の大部分が腐植に依存し、かつ、塩類濃度および外液の pH の低下に伴って塩基置換容量が著しく減少することなどより考えると、塩土の塩基吸着基は o-charge を主体とし、土壤有機物の持つ -COOH 基、-OH 基などの比較的酸性の弱い官能基の解離による塩基吸着が主体であると推測される。

一方、久津那・野本⁹⁸⁾は、pHを異にした醋酸アンモン溶液で塩基置換容量を測定して得られる NH_4^+ の吸収型式より土壌吸着基の特性を推定できると報告している。したがって、壟土のpH 7.0:pH 6.0:pH 5.0の塩基置換容量の指数比がおよそ100:85以下:75以下であり、久津那らの見解によると、壟土は明らかに腐植+Allophane型土壌(腐植含量が多く、主要粘土鉱物としてAllophaneを含む土壌)に相当する。

5) 要 約

壟土の生産性を規定する塩基置換容量およびその塩基吸着能について種々の室内実験を試み、つぎのような結果を得た。

(1) 壟土の塩基置換容量(養分を吸着する能力の容量尺度)は45~70 me前後で、普通土壌に比べて著しく高く、かつ、腐植含量との間にきわめて高い相関が認められた。一方、その塩基飽和度は35~40%前後で概して低い。

(2) 壟土では、無機膠質含量が比較的多いにもかかわらず、土壌の塩基置換能力は大部分、腐植に依存している。したがって、地力増進上、腐植の減耗防止とともにその質的改善がより重要である。

(3) 塩基濃度および外液のpHの低下に伴う塩基置換容量の減少率が大きい。したがって、壟土では容易に吸着イオンが解離しやすいし、また、微弱な酸性によって置換性塩基が容易に水素イオンと置換して塩基不飽和になりやすい。なお、壟土の NH_4^+ 吸収型式をpH 7.0:pH 6.0:pH 5.0の塩基置換容量の指数比で示すと、100:85以下:75以下であった。

(4) 壟土の塩基吸着基はその吸着特性よりみて、 o-charge が主体であり、土壌有機物のもつ

$-\text{COOH}$ 基、 $-\text{OH}$ 基など比較的酸性の弱い吸着基の解離による塩基吸着が多いものと推定された。

3 腐植と礫土の関係

壟土では、農業上、土壌の重要な機能と考えられる塩基置換能力の大部分が土壌中に含まれている腐植に依存していることが明らかになった。このことは、腐植が地力に及ぼす影響がほかの土壌に比してきわめて大きいことを示唆しており、一方、土壌の礫土性が著しく高いことは、礫土が腐植と結合して腐植を不活性化していることも十分考えられる。

したがって、腐植と礫土を含めて三二酸化物との関係をより明らかにするため、つぎのような2, 3の実験を行なった結果¹¹⁹⁾を述べる。

まず、早川³⁷⁾⁶²⁾が摩周統火山灰土に対して用いた方法を適用して、壟土の未耕地および耕地土壌について、過酸化水素で腐植を分解除去した際に遊離してくる鉄、礫土および石灰含量より炭素1gと結合せるこれら成分量を測定し、同時にWAKSMAN法¹⁹⁸⁾の腐植組成を測定した結果を第28表に示した。

これによると、壟土の表層腐植層および埋没腐植層とも、過酸化水素処理によって多量の礫土、鉄、石灰が遊離し、中でも礫土含量はほかの成分に比較してきわめて多く、かつ、埋没腐植層は表層腐植層に比較して2倍前後の礫土が遊離している。

一方、炭素1gに結合せる礫土、鉄、石灰量についてみると、明らかに炭素1gと結合せる礫土の量が最大であり、かつ、埋没腐植層の腐植が表層腐植層のそれよりも多量の礫土と結合していることがわかった。つぎに、未耕地土壌と耕地土壌とを比較すると、両土壌とも、炭素1gと結合せる礫土量にはほとんど差が認められないが、耕地

第28表 H_2O_2 処理により遊離する Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 CaO およびWAKSMAN法腐植組成

土 壌	層位	全炭素 (%)	H_2O_2 処理により遊離する成分 (mg/乾土 100g)			炭素1gと結合せる成分 (mg)			WAKSMAN法腐植組成 (%)	
			Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	α -fraction	β -fraction
未 耕 地	1	12.11	3,447	611	217	284	50	18	4.78	2.56
	2	16.59	6,423	806	143	387	49	9	6.28	5.20
耕 地	1	12.34	3,314	268	427	268	22	35		
	2	15.07	5,813	293	306	378	19	20		

土壌は未耕地土壌に比して、鉄含量が1/10程度で、きわめて少ないが、石灰量は逆に多く2倍前後である。このように、腐植化が進んでいる耕地土壌が未耕地土壌に比較して炭素1gと結合している鉄含量が少ないことは、腐植酸が鉄と結合している場合には腐朽物質の性状を示し、また、鉄と結合していない場合には真性腐植酸の性状を示すという奥田・堀ら¹⁴⁾の報告結果より考えて、塩土の腐植解膠に対して鉄が何かしら大きな鍵を握っているように思われる。

また、WAKSMAN法の腐植組成中、 α -fraction、 β -fractionともに、表層腐植層より埋没腐植層の方が多し。したがって、WAKSMANの言を引用すると、礫土と結合した腐植含量は明らかに埋没腐植層の方が多しことを暗示している。さらに林¹⁵⁾は、礫土を多量に含む β -fractionは、しからざる α -fractionに比してその塩基置換容量が $1/4 \sim 1/2$ であり、かつ、きわめて不活性であると報告している。

つぎに、PONOMAREVA法による腐植の分別定量に際して用いた0.1規定苛性ソーダ抽出液(可動性の三二酸化物と結合している腐植fractionを定量するための抽出液)の礫土、鉄および石灰を定量した結果を第29表に示した。

第29表 0.1N-NaOH抽出液中の炭素、礫土、鉄および石灰量(対乾土100g)

土 壌	層位	0.1N-NaOH抽出液		全炭素に対する比率(%)	0.1N-NaOH可溶(%)		
		全炭素(%)	NaOH可溶炭素(%)		Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO
未耕地	1	11.71	7.42	63.3	4,437	247	553
	2	14.23	9.85	69.2	5,716	380	895
耕 地	1	11.84	7.31	61.8	3,380	287	243
	2	16.12	11.86	73.6	6,822	407	744

未耕地および耕地土壌ともに、0.1規定苛性ソーダ可溶の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い。したがって、塩土では、アルカリ可溶腐植の大部分が可動性の礫土と結合しているものと思われる。

要 約

塩土の腐植と三二酸化物との関係について、2, 3の室内実験により得られた結果はつぎのとおりである。

(1) 腐植を分解除去した後の三二酸化物の含量およびWAKSMAN法の腐植組成によれば、塩土の腐植は明らかにその大部分が礫土と結合しており、しかも、表層腐植層より埋没腐植層の方がその傾向は強い。

(2) 塩土では、腐植化の進行に伴い、炭素1gと結合せる礫土量にそれほど差は認められないが、鉄含量が減少し、石灰量が増加する傾向が認められた。

(3) また、塩土ではアルカリ可溶腐植の大部分が可動性の三二酸化物と結合しているが、そのほとんどが礫土であることがわかった。

4 磷酸の固定と施用磷酸の動向

さきの研究においても明らかにしたように、塩土は礫土性が強く、磷酸吸収係数が高いことは必然的に、磷酸の肥効に関係することは想像に難くない。

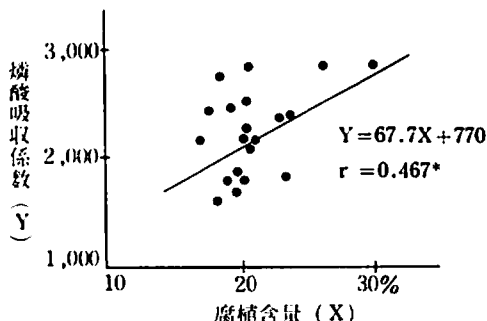
したがって、本節では、塩土に対する磷酸施肥の指針をうるため、磷酸の固定および施用磷酸の動向に関する諸種の研究を行なった結果を述べる。

1) 土壌磷酸固定力と腐植含量

一般に、塩土は腐植含量が著しく高く、礫土性もきわめて高いため、まず、土壌腐植含量と磷酸吸収係数との関係について調査した。

すなわち、道南地方の上磯町、大野町、亀田町、函館市の4市町管内における塩土20点の腐植含量と磷酸吸収係数を測定し、両者の相関を求めた結果を第19図に示した。

この結果によると、塩土では土壌の腐植含量と磷酸吸収係数の間に5%水準で正の相関が認められ、腐植含量の高いものほど、磷酸吸収係数が高



第19図 磷酸吸収係数と腐植含量の関係

第30表 土壤磷酸の形態別含量 (対乾土 100 g)

地 点	層位	腐 植 量 (%)	磷酸吸 収係数	全磷酸 (mg)	有機態 磷酸 (mg)	無機態 磷酸 (mg)	有機態 磷酸 全磷酸	TRUOG 法可溶 磷酸 (mg)	無機態磷酸 fraction (mg)		
									石 灰 型	礫 土 型	鉄 型
三 石	1	16.7	2,188	319.7	181.8	137.9	56.8	0.81	17.6 (12.0)	96.8 (65.7)	32.8 (22.3)
	2	25.9	2,878	360.3	266.4	93.9	73.9	—	11.0 (12.4)	55.3 (61.8)	23.0 (25.8)
兩 館	1	20.4	2,252	427.6	272.9	154.7	63.8	1.73	23.0 (13.7)	104.4 (61.8)	41.4 (24.5)
	2	29.5	2,896	376.1	307.0	69.1	81.6	—	8.2 (9.8)	54.4 (65.1)	20.9 (25.1)

注) () 内数字は石灰型、礫土型および鉄型磷酸の合計量に対する百分比。

い傾向を示した。このように、墾土では腐植が土壤の磷酸固定に関与していることが明らかである。

また、岡本・佐伯¹⁴⁾は土壤の諸性質と磷酸吸収力との関係について調査し、塩基置換容量、灼熱減量および dithionite 法による遊離の鉄、礫土と磷酸吸収力との間にとくに高い相関を示すことを報告している。

2) 土壤磷酸の形態別含量

つぎに、三石および兩館兩地域に分布する墾土の表層腐植層と埋没腐植層について、土壤磷酸の形態別分別定量を行なった結果を第30表に示した。

なお、無機態および有機態磷酸は林・滝島法³⁹⁾により、土壤無機態磷酸の分別定量は江川・関谷法²⁰⁾により、また、有効態磷酸は TRUOG 法¹⁸⁾によって測定した。

兩地域の墾土とも、土壤中の全磷酸含量は0.3%前後で普通土壤の磷酸含量に比較して、とくに低い値とはいえないが、TRUOG 法による有効態磷酸含量は2mg/乾土 100 g 以下できわめて少なく、無機態磷酸に比して有機態磷酸含量ははるかに多く、全磷酸の60~80%が有機態磷酸で占められていることが特徴的である。しかも、腐植含量の多い土壤ほど有機態磷酸の比率が高い傾向を示している。

小島・川口²²⁾も、同様に、わが国のミクロぼく土壤、では全磷酸の72~78%が有機態磷酸で占められていることを報告している。

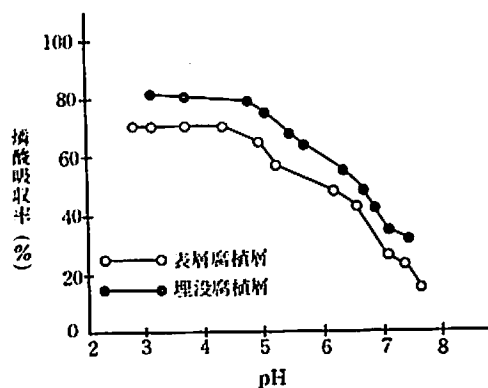
これら土壤中の有機態磷酸はその大部分が Phytin, Nucleic acid の形で腐植中に含有されて

おり、その多くはさらに鉄、礫土その他の塩基と結合し、作物に直接、吸収され難い形をとっているが、腐植が分解を受ける際はその一部が窒素と同様に無機態となって遊離放出されるものと思われる。林・滝島³⁹⁾は土壤有機態磷酸の無機化に対して乾土および温度上昇処理が効果的であることを指摘している。

つぎに、土壤中の無機態磷酸の分別定量結果によると、全無機態磷酸のうち、礫土型磷酸が60~65%，鉄型磷酸が22~25%，石灰型磷酸が10~14%前後であって、礫土型磷酸の割合が最も多い。このことは、墾土では無機態磷酸の大部分が礫土型磷酸の形態で存在していることを示唆している。

3) 墾土の磷酸吸収型

墾土の磷酸吸収係数は2,200~3,000 前後ではかの土壤に比してきわめて高い。しかし、一般に土壤の磷酸吸収量は添加磷酸溶液の反応により異なることが多くの人々により指摘されている。



第20図 墾土の磷酸吸収型

したがって、函館地域の塩土を構成している表層腐植層および埋没腐植層を用いて添加磷酸液のpHを変化させ、磷酸吸収型を測定した結果を第20図に示した。

なお、実験方法は塩入の方法¹⁷⁾に準じて、土壤5gに苛性加里で反応を種々調節した磷酸液(50ml中に P_2O_5 50mgを含む)を加えて、3時間振盪し、翌日再び1時間振盪後、濾液中の磷酸を測定し、これより土壤に吸収された磷酸量を算出した。

これによると、塩土の表層腐植層および埋没腐植層ともに、添加磷酸液のpHが3~4で最高の磷酸吸収量を示して、明らかに塩入の第4型土壤(液のOHイオン濃度の増大により膠質の破壊される土壤)に相当する。

また、両土壤とも、その磷酸吸収型はほぼ類似しているが、腐植および糞土含量の多い埋没腐植層の方が表層腐植層よりも磷酸吸収率ははるかに大きい。

4) 三二酸化物と磷酸固定の関係

このように、塩土の磷酸吸収量が表層腐植層より埋没腐植層の方が大きく、しかも、糞土性が高いことより、当然、鉄および糞土が磷酸の吸収とその固定に関与している役割が大きいものと推測される。

したがって、磷酸固定と三二酸化物との関係を検討するために、土壤を塩酸で処理して、鉄および糞土を除去した場合に、磷酸吸収量がいかに変化するかを調査した成績を第31表に示した。

実験方法としては、土壤を所定濃度の塩酸で処理後、前法と同様に、磷酸アンモン液を加え、濾液中の磷酸量を測定して添加磷酸量との差をもって磷酸吸収量とした。ついで、ただちに残土より1%クエン酸可溶磷酸を測定し、全磷酸吸収量より1%クエン酸可溶磷酸量を差し引いた値を永久

固定量とした。なお、本研究において、永久固定量の測定には1%クエン酸を用いたが、ROAGLAND¹⁵⁴⁾は1/200規定硫酸と硫酸加里の緩衝液を使用している。

この第31表によると、無処理の場合の磷酸吸収量および永久固定量は、いずれも表層腐植層より埋没腐植層の方が高いが、塩酸で土壤を処理した場合の磷酸吸収量は、両層ともに、所要塩酸濃度の増加に従って顕著に減少し、その減少率はほぼ同程度である。一方、塩酸処理によって溶出する鉄、糞土量は逆に塩酸濃度に比例して著しく増加している。とくに、その傾向は埋没腐植層の方が一層顕著である。

いずれにしても、これらのことにより、塩土では磷酸吸収に関与している鉄、糞土の役割がきわめて大きいものと思われる。

5) 腐植と磷酸固定との関係

一般に、塩土はほかの土壤に比して腐植含量および磷酸吸収係数がきわめて高く、かつ、腐植含量の多いものほど磷酸吸収係数が高い傾向を示している。

したがって、これら土壤中の腐植が磷酸吸収に対していかなる作用を及ぼしているかを確かめるために、早川³⁷⁾の方法に準じて、30%過酸化水素で腐植を分解した後、前法と同様に、磷酸アンモンを加えて磷酸吸収量を測定した結果を第32表に示した。

過酸化水素が腐植のみに作用し、鉱物質の部分に何ら作用を及ぼさないと考えることは危険であるが、過酸化水素処理の際に溶出する鉄、糞土量は腐植含量の多い層ほど多く、本土壤では腐植と密接な関係を有すると推定されるので、一応、ここでは、溶出したものは腐植と結合していた鉄、糞土として考察を進める。

第31表 塩酸処理土壤の磷酸吸収量および溶出する三二酸化物量(対乾土100g)

土 壤	無 処 理		0.1 N-HCl 処 理			0.2 N-HCl 処 理			1.0 N-HCl 処 理		
	P_2O_5 吸収量 (%)	永 久 固定量 (%)	P_2O_5 吸収量 (%)	Al_2O_3 溶出量 (mg)	Fe_2O_3 溶出量 (mg)	P_2O_5 吸収量 (%)	Al_2O_3 溶出量 (mg)	Fe_2O_3 溶出量 (mg)	P_2O_5 吸収量 (%)	Al_2O_3 溶出量 (mg)	Fe_2O_3 溶出量 (mg)
表層腐植層	55.6	42.6	46.6	784	288	28.4	1,224	320	9.0	2,880	1,112
埋没腐植層	80.2	66.1	74.6	1,784	534	53.4	3,464	864	18.2	5,896	1,504

注) P_2O_5 吸収量および永久固定量は添加磷酸量に対する百分比。

第32表 過酸化水素処理土壌の磷酸吸収量および溶出する三酸化物量 (対乾土 100 g)

土 壌	無 処 理		H ₂ O ₂ 処 理 の み		H ₂ O ₂ 処理後熱水で洗滌		
	P ₂ O ₅ 吸収量 (%)	永久固定量 (%)	P ₂ O ₅ 吸収量 (%)	永久固定量 (%)	P ₂ O ₅ 吸収量 (%)	Al ₂ O ₃ 溶出量 (mg)	Fe ₂ O ₃ 溶出量 (mg)
表層腐植層	55.6	42.6	68.2	63.8	45.4	1,264	640
埋没腐植層	80.1	66.1	89.4	86.2	60.2	2,712	808

注) P₂O₅ 吸収量および永久固定量は添加磷酸量に対する百分比。

これによると、過酸化水素処理後分離せる鉄、礫土を除去せず、直ちに磷酸吸収量を測定した場合は、表層および埋没腐植層とも、無処理に比べてその磷酸吸収量がむしろ増加しているが、過酸化水素処理後で洗滌して鉄、礫土を分離除去した残土の磷酸吸収量は無処理土壌に比して20~25%前後減少している。このことより、腐植も鉄、礫土ほどその役割は大きくないが幾分、磷酸の吸収に関与しているものと思われる。

一般に、腐植はその陰イオンで磷酸の吸収、固定を抑えるものであるが、礫土では腐植と結合する礫土複合体がまだ活性化していて、磷酸を固定する部分のあることが認められた。

6) 施用磷酸の動向と分布

つぎに、このように全磷酸の約70%が有機態磷酸の形態として存在し、有効態磷酸含量がきわめて少なく、しかも、磷酸固定力の強い本土壌に磷酸施肥をした場合に、土壌中の磷酸がいかなる形態で、また、いかなる部分に分布しているかについて検討した結果¹¹⁾を記述する。

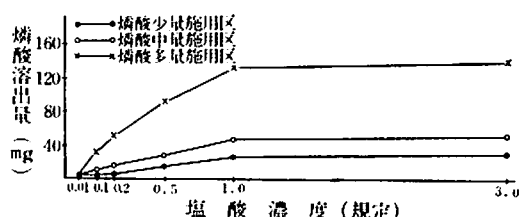
まず、 $\frac{1}{2000}$ a コンクリート枠で実施した磷酸用量試験の中より、磷酸少量施用区 (P₂O₅ 1 g/枠)、磷酸中量施用区 (P₂O₅ 2 g/枠)、磷酸多量施用区 (P₂O₅ 8 g/枠) の3土壌を用いて、土壌磷酸の形態別定量を行なった結果を第21図、第33表に示した。

最初に、第21図によって、各土壌を所要濃度

の塩酸で浸出した場合の磷酸溶出量についてみると、いずれも、塩酸濃度が上昇するにつれて溶出する磷酸量が急激に増加し、かつ、その傾向に磷酸施用量の多い土壌ほど顕著であった。さらに、各土壌とも、酸可溶磷酸のほとんど大部分が1規定塩酸で溶出してくる点より考えて、施用磷酸の大部分が鉄、礫土と強固に結合していて容易に可給態磷酸になり得ないことを示唆している。

つぎに、第33表は同一土壌を用いて、塩酸、弗化ソーダおよび苛性ソーダ可溶腐植 fraction 中の磷酸を無機態と有機態とに分別定量した結果である。

実験方法として、まず、土壌を3%塩酸で3時間振盪後 Cl⁻-free になるまで水洗い、濾液および洗液中に溶出する磷酸を測定した (塩酸可溶部)。つぎに、残渣土壌を $\frac{1}{10}$ 規定弗化ソーダで2日間室温で浸出し、濾液に腐植の色が認められなくなるまで水洗し、濾液および洗液中に溶解する磷酸を測定した (弗化ソーダ可溶部で真性腐植酸と見なされる)。さらに、この残渣を $\frac{1}{10}$ 規定苛性ソーダで2日間浸



第21図 塩酸濃度と磷酸溶出量 (対乾土 100 g)

第33表 腐植各 fraction 中の磷酸の分布 (対乾土 100 g)

磷酸形態	HCl 可溶部		NaF 可溶部		NaOH 可溶部		合 計*		全 磷 酸
	無機態 (mg)	有機態 (mg)	無機態 (mg)	有機態 (mg)	無機態 (mg)	有機態 (mg)	無機態 (mg)	有機態 (mg)	
磷酸少量施用区	22	15	13	150	8	65	43	230	273
磷酸中量施用区	55	12	15	152	9	65	79	229	308
磷酸多量施用区	179	9	25	154	10	65	215	228	443

注) 合計*: 残渣部中の磷酸を含まず。

出し、濾液および洗液を合して、この中に溶出した磷酸を測定した（苛性ソーダ可溶部であって、一部粗腐植を含む）。

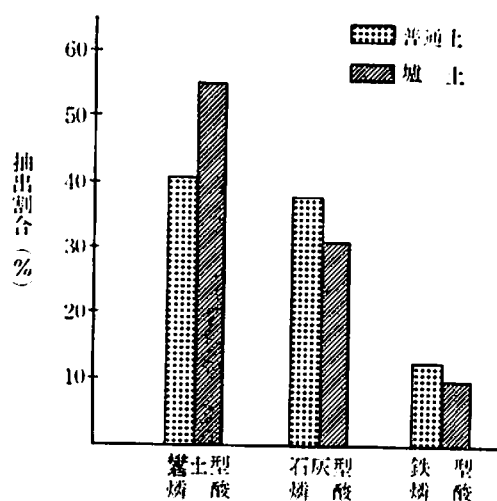
まず、各 fraction 中の磷酸の分布についてみると、磷酸施用量の増加に伴い塩酸可溶部の磷酸が顕著に増加しているが、弗化ソーダおよび苛性ソーダ可溶部の磷酸の増加はほとんど認められない。つぎに、形態別磷酸では、無機態磷酸は大部分塩酸可溶部に、また、有機態磷酸はほとんど弗化ソーダ可溶部に存在している。磷酸施用量の多い土壌ほど、無機態磷酸含量が塩酸可溶部で著しく増加し、弗化ソーダおよび苛性ソーダ可溶部での増加量はきわめて少なかった。一方、有機態磷酸含量は塩酸、弗化ソーダ、苛性ソーダ可溶部ともに、磷酸施用量の多少にかかわらず、ほとんど同量であった。

このことは、塩土においては施用された磷酸が有機態磷酸にならず、その大部分が酸可溶の無機態磷酸の形態で蓄積、存在していることを示唆している。

一般に、土壌に施用された磷酸の一部は石灰、鉄、礬土などと結合し、ほかの一部は微生物などにより有機態磷酸に合成されるといわれている。したがって、塩土に添加した磷酸の形態変化をより詳細に検討するために、つぎのような室内実験を行なった。

すなわち、塩土と普通土壌を用い、両土壌にそれぞれ磷酸吸収係数の 0、10 % 相当量の磷酸を過石で加え、土壌水分を最大容水量の 50 % とし、20 °C で 3 週間畑状態で培養し、江川・関谷法²⁹⁾で土壌磷酸を形態別に両分定量し、施用磷酸に対する形態別無機磷酸の分布割合（抽出割合）を第22図に示した。

普通土壌の施用磷酸に対する割合は、礬土型磷酸が 40 %、石灰型が 38 %、鉄型が 12 % 前後である。一方、塩土では礬土型磷酸が 55 %、石灰型が 31 %、鉄型が 10 % であり、全般的に、石灰型および鉄型磷酸の抽出割合が普通土壌の方が高く、礬土型磷酸は逆に塩土の方が著しく高い傾向を示し、塩土では明らかに施用磷酸の大部分が礬土型磷酸として存在、分布していることがわかつ



第22図 施用磷酸の分布割合

た。

しかしながら、この抽出割合はあくまでも多量の磷酸を施用した場合の数値であって、もちろん、実験条件（温度、水分）および土壌条件（腐植含量、土壌反応、活性の鉄および礬土含量）によってこの数値は変動するものと思われる。

事実、中山ら¹²⁹⁾は 2 種類の土壌を用いて、10 °C と 30 °C で ³²P 標識過石を用いて磷酸の形態化を追跡し、石灰型磷酸は 10 °C の方が、また、礬土型磷酸は 30 °C の方が高く、鉄型磷酸は温度の影響を受けなかったと報告しており、さらに、水分条件を最大容水量の 0、50、85 % に保持させ 35 日間培養して磷酸の形態変化を追跡し、石灰型磷酸は水分の増大により減少するのに対して礬土型および鉄型磷酸は逆に水分の多いほど増大したと報告¹³⁰⁾している。

7) 要 約

塩土の磷酸固定および施用磷酸の動向について、諸種の試験を実施してつぎのような結果を得た。

(1) 塩土では、腐植含量と磷酸吸収力との間には正の相関が認められ、腐植含量の多いものは概して磷酸吸収力が高い。

(2) 塩土の全磷酸含量は 0.3 % 前後で、普通土壌に比較して、とくに低い値とは考えられないが、有効態磷酸（TRUOG 液可溶磷酸）含量が 2 mg/乾土

100g以下で著しく低く、かつ、全磷酸の60~80%前後が有機態磷酸の形態で存在している。

(3) 壙土の磷酸吸収型は塩入の第4型土壤に相当し、磷酸の吸収および固定力はともに、表層腐植層よりも埋没腐植層の方が強い。

(4) 本土壤の磷酸固定力が強いのは、遊離の鉄、礬土含量が大なるために基因し、腐植も礬土ほどその役割は大きくないが、鉄、礬土複合体がまだ活性をもっているため、磷酸の吸収および固定に関与している。

(5) 壙土では、無機態磷酸の大部分が塩酸可溶fractionに、また、有機態磷酸は非化ソーダ可溶fractionに存在しており、しかも、施用磷酸のほとんど大部分が酸可溶の無機態磷酸の形態で存在している。さらに、礬土と結合している礬土型磷酸の分布割り合いは施用磷酸の60%前後である。

5 腐植の形態

地力に最も大きな影響を与える土壤成分の1つに腐植があげられ、しかも、壙土のように、腐植含量が20%以上もある土壤では、ほかの土壤に比して、腐植が地力に及ぼす影響がきわめて大きいことが十分考えられる。

さらに、土壤の性格規定および生成論的な立場より、TYURIN変法であるPonomareva法によって、道内に分布する壙土の腐植組成とその存在形態について検討し、つぎのように特徴づけられることを明らかにした。すなわち、壙土はほかの土壤に比して腐植の集積量が多く、分布地域のいかんを問わず、腐植中に占める腐植酸の割り合いが60~70%前後で高く、そのCh/Cf比も2.0以上であり、しかも、壙土の腐植酸の腐植化度がきわめて高く黒色味が強い。さらに、腐植の大部分が可動性の礬土と結合した形態で存在している。

一般に、土壤腐植の形態分析法としては、SIMON¹⁷²⁾、SPRINGER¹⁷⁵⁾、WAKSMAN¹⁹⁸⁾、TYURIN¹⁹²⁾などによって、それぞれ独自の方法が提案されているが、これらの方法の中で、土壤腐植は腐植分解度の異なるものの集合であり、機能面から、腐植を栄養腐植と耐久腐植とに分けているSPRINGER、SIMONなどのドイツ学派の考えに立脚して、本節では、SIMON法¹⁷²⁾ならびに弘法・大羽⁸⁷⁾¹⁴⁹⁾によるSIMON修正法によって壙土の腐植の質的評価を行なうとともに、腐植と地力との関連性の一端を明らかにせんとして以下の研究を行なった。

なお、供試土壤としては函館地域における壙土の未耕地ならびに耕地土壤を用いた。

1) SIMON法による腐植の形態

SIMON法は土壤から稀アルカリ溶液で浸出される腐植を腐植酸とフルボ酸に分別し、その腐植酸をpH4.0の醋酸・醋酸ソーダ緩衝液に対する溶解性の有無によって真正腐植酸と腐朽物質とに分け、さらに、真正腐植酸はMg塩の添加による沈澱性によってA型とB型とに分別しており、その特色は醋酸ソーダおよび非化ソーダなどの石灰沈澱剤が中性条件下で真正腐植酸を変化させずに溶解することにある。

(1) 無処理の場合

まず、SIMON原法により壙土の表層腐植層と埋没腐植層について、苛性ソーダおよび非化ソーダに溶解する腐植の量を測定した結果を第34表に示した。

これによると、両層とも、苛性ソーダ浸出の場合にはKMnO₄消費量aと沈澱部割合(PQ)はきわめて高いが、石灰沈澱剤である非化ソーダ浸出の腐植量は苛性ソーダ浸出のそれに比してはるかに低く、とくに、表層腐植層よりも埋没腐植層の

第34表 SIMON法による腐植の形態(原液30ml当たり)

土 壤	溶 剂	無 処 理					5 % 塩 酸 前 処 理							
		N/10-KMnO ₄			PQ	N/10-KMnO ₄		HQ	N/10-KMnO ₄		PQ	N/10-KMnO ₄		HQ
		消費量	(ml)			消費量	(ml)		消費量	(ml)		消費量	(ml)	
		a	b	(%)	NH ₃	Acb ₄		a	b	(%)	NH ₃	Acb ₄		
表層腐植層	NaOH	396	32	91.9	352	130	36.9	402	57	86.5	363	308	84.8	
	NaF	160	44	72.5	128	103	80.4	71	62	12.5	28	24	85.7	
埋没腐植層	NaOH	330	32	93.3	301	59	19.6	514	61	88.1	450	360	80.0	
	NaF	97	37	61.8	73	57	78.0	173	132	23.1	66	56	84.8	

方がその傾向は顕著である。

さらに、弗化ソーダ浸出の場合の腐植化度(HQ)が苛性ソーダ浸出のそれよりもはるかに高いことは、弗化ソーダ可溶腐植酸の大部分が真性腐植酸によって占められている点より考えて、明らかに、塩土の腐植の腐植化度が低く、その腐植化が進んでいないことを意味する。

(2) 塩酸前処理の場合

このように、塩土の腐植が石灰沈澱剤に溶解しないことは、これらの腐植が腐朽物質として存在しているためか、または、これらの溶剤に溶解し難い形態に変化したものか、いずれかが問題となる。

したがって、つぎに土壌を5%塩酸で60℃、30分間加熱した後、Cl⁻が認めなくなるまで洗滌し、その後、同様にSIMON法で腐植の形態を測定した結果を第34表にかかげた。

塩酸前処理土壌の腐植の形態は無処理土壌の場合に比較して、KMnO₄消費量a、フルボ酸含量、醋酸塩緩衝液に溶解する真性腐植酸含量および腐植化度がいずれもきわめて高い値を示しており、とくに、この傾向は埋没腐植層の方が強く現われた。

このことは、原土のままでは、塩土の腐植酸が弗化ソーダ溶液に溶解し難い形として存在しており、それが酸処理によって初めて溶解しやすい形態に変化し、しかも、その大部分が真性腐植酸として溶出することを意味している。

また、表層腐植層が埋没腐植層と異なり、酸処理後の弗化ソーダ可溶のKMnO₄消費量a、醋酸塩緩衝液に溶解する真性腐植酸含量が無処理に比して著しく減少していることは、後述するように酸処理によって溶出する石灰量が多いことなどより、明らかに表層腐植層の腐植が埋没腐植層のそれに比べて真性腐植酸含量が多く、かつ、これらが5%塩酸処理によってほとんど溶出されることを示唆しており、両層の腐植の形態が質的に異なることがわかった。

(3) 塩酸処理濃度が腐植および三二酸化物の溶出に及ぼす影響

このように、埋没腐植層の腐植は表層腐植層のそれと異なり、塩酸で前処理を行なって初めて弗

化ソーダに溶解する性質を有する。

したがって、これらの点について今少し検討するために、前処理に使用する塩酸濃度をそれぞれ0.5, 1.0, 2.0, 5.0%とし、この時に溶出する石灰、三二酸化物、炭素含量および塩酸処理土壌をSIMON法に準じて弗化ソーダで浸出し、溶解する腐植含量(N/10-KMnO₄消費量にて表示)をそれぞれ測定した結果を第23図にかかげた。

これによると、表層腐植層および埋没腐植層ともに、使用する塩酸濃度の増加に伴って石灰の溶出量は漸減しているが、三二酸化物、炭素溶出量はもちろん、弗化ソーダに溶解する腐植含量は逆に増加しており、しかも、その溶出量はいずれも埋没腐植層の方が表層腐植層よりも多かった。

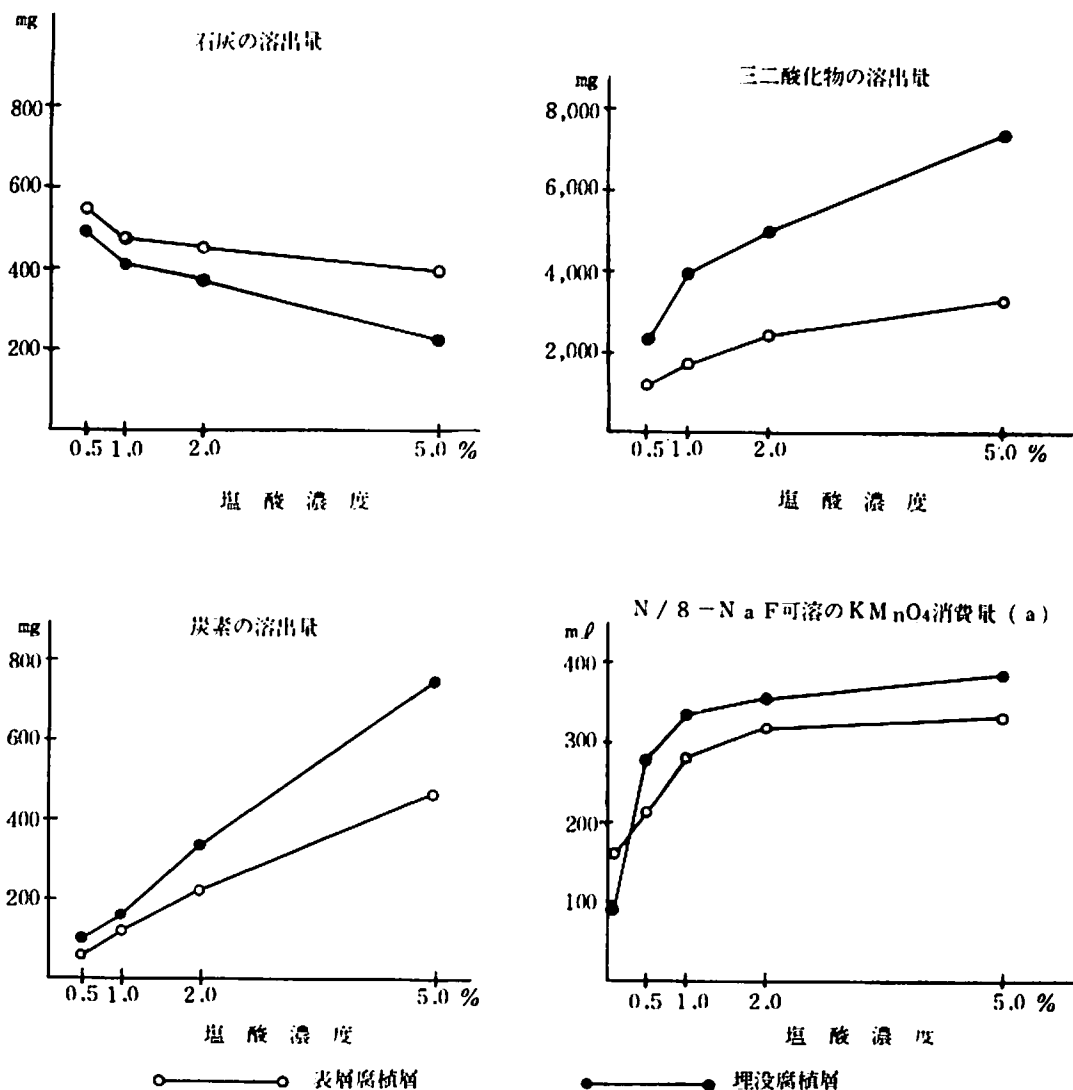
とくに、埋没腐植層では塩酸濃度の増加に伴って弗化ソーダに溶解する腐植含量がほぼ直線的に増加しているが、表層腐植層では塩酸濃度が2%前後でほぼ頭打ちとなっており、しかも、三二酸化物の溶出量についても同様の傾向が認められた。

したがって、これらのことにより、表層腐植層の腐植は石灰と結合したものや三二酸化物と弱く結合しているものが多く、埋没腐植層では、鉄および礫土と強固に結合せる型の腐植が多いものと推定される。

2) 弘法・大羽法による腐植の形態

SIMON法は戦後、わが国において多くの人々に用いられたが、この方法そのものに対する批判が多かった。しかしながら、弘法・大羽ら⁸⁷⁾¹⁴⁸⁾は、SIMON法をわが国の土壌に対して適用する際に、腐植の抽出条件や抽出溶媒を修正すれば、十分活用する価値をもっていることを明らかにした。

つぎに、弘法・大羽らによるSIMON修正法によって、塩土の未耕地および耕地土壌の腐植の形態変化について調査した結果を第35表に示した。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、全腐植量に対する腐植の抽出割合およびアルカリ抽出部中の腐植酸割合(PQ)はいずれも、腐植含量に比例して表層腐植層(第1層土)よりも埋没腐植層(第2層土)の方が高い。また、耕地化によってもその割合は明らかに高くなっている。つぎに、相対色度



第23図 塩酸処理濃度に対応する石灰、三二酸化物、炭素量（対乾土100g）
および SIMON 法 (N/8 NaF) の KMnO_4 消費量 (a)

第35表 弘法・大羽法による腐植の形態

土 壤	層 位	全炭素 含 量 (%)	腐 植 抽 出 合 計 (%)	熱0.5% NaOH 可 溶 部					熱0.5% NaF 可 溶 部						
				N/10-KMnO ₄ 消費量* (ml)		PQ フル ボ酸 (%)	RF**	Δlogk**	腐 植 抽 出 合 計 (%)		N/10-KMnO ₄ 消費量* (ml)		PQ フル ボ酸 (%)	RF**	Δlogk**
				腐 植 抽 出 液	フル ボ酸				腐 植 抽 出 液	フル ボ酸					
未 耕 地 土 壤	1	11.71	70.1	181	38	79.1	267	0.537	26.6	78	15	80.8	266	0.583	
	2	14.23	82.4	261	18	93.2	282	0.551	52.7	181	9	95.0	267	0.567	
耕 地 土 壤	1	11.84	88.0	211	33	84.5	277	0.531	27.3	84	11	87.5	269	0.561	
	2	17.12	88.6	332	28	91.6	280	0.522	58.3	201	15	92.5	277	0.548	

注) * 原液 30 ml 当たり, ** 腐植酸の値。

(RF) は 270~280 前後で、未耕地と耕地土壌の埋没腐植層間ではほとんど差が認められないが、表層腐植層では明らかに耕地土壌の方が高い。さらに、腐植酸の腐植化度を示すもう 1 つの指標としての色調係数 ($\Delta \log k$) は 0.52~0.55 前後で、逆に表層腐植層間ではほとんど差が認められないが、埋没腐植層では耕地土壌の方が明らかに低い。

このことは、つまり、畑土では耕地化によって、表層腐植層では腐植酸の RF が増大し、埋没腐植層では腐植酸の $\Delta \log k$ が低下するものと思われる。

つぎに、弗化ソーダを抽出溶媒として用いた場合についてみると、苛性ソーダ抽出に比べて、その腐植の抽出割合と RF は低く、アルカリ抽出部中の腐植酸割合 (PQ) と $\Delta \log k$ は逆に高い値を示しているが、耕地化による RF と $\Delta \log k$ の変化は苛性ソーダ抽出の場合と全く同様の傾向を示している。

一般に、苛性ソーダによって抽出される腐植は腐植化度の低い fraction であり、弗化ソーダによって抽出される腐植は腐植化度の高い fraction であるといわれており、また、腐植化が進行するにつれて腐植酸の色調係数が低下し、相対色度は増大するといわれている。

いずれにしても、畑土では耕地化により、表層腐植層の腐植酸の腐植化度の上昇は RF の増大として、また、埋没腐植層の腐植化度の上昇は $\Delta \log k$ の低下として現われ、両者の腐植化度の上昇過程はそれぞれ異なる。

3) 蓚酸ソーダ可溶腐植酸

つぎに、小坂・井積ら⁵⁹⁾による SIMON 変法に準じて、1% 蓚酸ソーダによって抽出される真性腐

植酸を 1 規定硫酸マグネシウムの添加による沈澱性によって A 型腐植酸と B 型腐植酸とに分離定量した結果を第 36 表に示した。

これによると、蓚酸ソーダ可溶腐植酸に対する A 型腐植酸 (石灰や塩基性珪酸塩と結合して安定化する腐植酸で腐植化の最終産物と見なされる) の割合は 70~76% 前後で、傾向的には表層腐植層 (第 1 層土) の方が多く、かつ、耕地化によってその割合が低下する傾向を示した。

第 36 表 蓚酸ソーダ可溶腐植 (対乾土 100 g)

土 壤	層位	全炭素 (%)	蓚酸ソーダ可溶腐植酸 (mg)	A 型腐植酸 (mg)	B 型腐植酸 (mg)	A 型腐植酸の割合 (%)
未耕地土壌	1	11.71	1,296	972	324	75.0
	2	14.23	700	536	164	76.6
耕地土壌	1	11.84	1,172	868	304	74.0
	2	17.12	716	508	208	70.9

坂井・吉田²²⁰⁾も、同様に、十勝地方に分布する火山灰土壌の中で、湿性型土壌の方が乾性型土壌よりも A 型腐植酸の割合が高く、とくに未墾地土壌においてはこの傾向が強いことを報告している。

一般に、腐植化の進行につれて A 型腐植酸の割合が増加するといわれているが、本土壌や十勝地方の湿性型火山灰土壌では全く逆の傾向を示したことは、明らかに、母材とともに水分条件および土壌反応が腐植酸の形態変化、性状にかなりの影響をもたらしていることが十分推測される。

4) HOBSON and PAGE 法による腐植

つぎに、HOBSON and PAGE 法⁴⁴⁾に準じて、2% 塩酸可溶の炭素と窒素量を常法によって分析した結果を第 37 表に示した。

第 37 表 HOBSON and PAGE 法による腐植 (対乾土 100 g)

土 壤	層位	全 窒 素 (%)	全 炭 素 (%)	2 % HCl 可 溶			HCl 可溶窒素全窒素	HCl 可溶炭素全炭素
				炭素 (mg)	窒素 (mg)	炭 素 率		
未 耕 地 土 壌	1	0.76	11.71	687	119	5.7	15.7	5.8
	2	0.90	14.23	615	88	7.0	9.8	4.3
耕 地 土 壌	1	0.81	11.84	914	127	7.2	15.6	7.0
	2	1.05	17.12	892	122	7.3	11.5	5.2

これによると、易分解性有機物といわれる2%塩酸可溶の炭素および窒素量は、いずれも埋没腐植層より表層腐植層の方が多く、また、未耕地土壌と耕地土壌との比較においても、明らかに耕地土壌の方が多し。さらに、全炭素および全窒素に対する2%塩酸可溶炭素と窒素の比率においても、同様の傾向を示した。このように、墾土では耕地化によって明らかに易分解性有機物含量が増加している。

5) 要 約

地力と腐植との関連性の一端を明らかにするため、SIMON法ならびに弘法・大羽らによるSIMON修正法を中心にして、耕地化に伴う墾土の腐植の質的变化について検討した結果を要約するとつぎのとおりである。

(1) SIMON法によると、石灰沈澱剤である弗化ソーダ可溶の腐植量は苛性ソーダ可溶のものに比してきわめて少ないが、土壌を塩酸で前処理して鉄、礬土を除去すると KMnO_4 消費量およびその腐植化度が著しく増加し、とくに、この傾向は表層腐植層よりも埋没腐植層の方が顕著であった。

(2) 弘法・大羽によるSIMON修正法によると、耕地化によって全腐植に対する腐植の抽出割合とアルカリ抽出部中の腐植酸割合(PQ)はいずれも、高くなっているが、腐植酸の腐植化度の上昇過程が表層腐植層と埋没腐植層とでは異なり、前者では相対色度(RF)が増大し、後者では色調係数($d_{\text{log } k}$)の低下となって現われている。

(3) 墾土の蓚酸ソーダ可溶腐植酸に対するA型腐植酸は70~75%前後であり、傾向的には表層腐植層の方が多いが、耕地化によってその割合が低下している。

しかし、HOBSON and PAGE法による易分解性の炭素および窒素含量は耕地化によって、明らかに増加している。

6 フルボ酸組成

土壌腐植は複雑な混合物であり、一般に、腐植酸フルボ酸およびヒューミンより構成されており、そのうち、フルボ酸とは土壌腐植の中でアルカリに溶解し、酸によって沈澱しない部分の総称であ

り、実に多岐にわたる有機物質群を包含している。

一方、PONOMAREVA¹⁵⁾によれば、フルボ酸のpHは2.6~2.8で、その酸度は $\frac{1}{200}$ 規定硫酸または塩酸に相当するといわれている。

また、フルボ酸が土壌生成作用において、三二酸化物の移動に重要な機能を果たしていることが川口⁸⁾、足立¹²⁾らによって報告されており、さらに、最近、林・長井ら⁴⁰⁾⁴¹⁾¹³⁶⁾は腐植の分画手段として活性アルミナによる吸着分別を用いて4つの基礎的組成群に分別し、そのうち、Aグループ腐植(フルボ酸, Fraction-1, Fraction-2)は栄養腐植としての性質が強いことを報告している。

さきの研究において、墾土では可動性の三二酸化物と結合したフルボ酸含量が多く、かつ、土壌断面内におけるフルボ酸群の分布が鉄、礬土の断面分布とほぼ対応していることを明らかにしたが、この両者の現象間にはフルボ酸による三二酸化物の移動、集積といった直接的関係の存在が十分推定される。

したがって、本節では、墾土のフルボ酸の諸性格をその量的組成に重点をおいて検討するとともに、さらに、その画分について地力との関連性をも検討したので、ここに記述する。

なお、供試土壌としては、三石および函館地域に分布する墾土の未耕地ならびに耕地土壌を用いた。

1) フルボ酸含量

まず、供試土壌のPONOMAREVA法による腐植組成のうち、各fractionごとのフルボ酸の分布量については第38表に示すとおりである。

これによると、三石および函館両地域の墾土の表層腐植層(第1層土)および埋没腐植層(第2層土)ともに、全フルボ酸の75~80%がFraction-1 a, -1で占められており、墾土のフルボ酸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た状態で土壌中に存在することがうかがわれる。これに対して、石灰と結合しているFraction-2は5%内外、三二酸化物および粘土と安定な結合をしているFraction-3, -4は15~20%前後であって、ともに量的にはFraction-1 a, -1含量よりもはるかに少ない。

第38表 PONOMAREVA 法によるフルボ酸の分布 (対乾土 100g)

土 壌	項 目 fraction 層位	フルボ酸含量 (mg)				フルボ酸の分布割合 (%)		
		1a+1	2	3+4	計	1a+1	2	3+4
三 石	1*	1,535	87	443	2,065	74.3	4.3	21.4
	2**	2,822	171	586	3,579	78.8	4.9	16.3
函 館	1*	1,514	47	429	1,990	76.0	2.5	21.5
	2**	1,780	126	409	2,315	76.9	5.5	17.6

注) 1* 表層腐植層, 2** 埋設腐植層。

一方、土壤断面内における分布では、全フルボ酸、Fraction-1 a, -1, -2 含量はいずれも、表層腐植層より下層の方が多い。これに対して、Fraction-3, -4 含量は逆に表層の方が高くなっている。

2) フルボ酸の分別定量法

フルボ酸の分別定量法としては FORSYTH 法²⁵⁾に準じた花田法¹⁰⁰⁾を採用した。

すなわち、フルボ酸をアリン氏管に充填した活性炭層を通過させた後、0.5 規定硫酸で洗滌し、濾液と洗液とを合して Fraction-A とする。硫酸洗滌液の吸着部を含む活性炭層は 90 % アセトンで洗滌し、溶出部に純アセトンを加えて沈澱部と非沈澱部とに分け、非沈澱部を Fraction-B とする。つぎに、活性炭層を冷水と温水で洗滌し、この溶出部を Fraction-C とし、さらに、前記のアセトン溶出部の沈澱部を 1/100 規定苛性ソーダで溶解しこれを fraction-C に加える。最後に、活性炭層を熱 1/2 規定苛性ソーダ溶液で無色となるまで洗滌し、この溶出部を Fraction-D とする。

なお、FORSYTH²⁵⁾による各 Fraction の名称とその物質群の特徴はつぎのとおりである。

Fraction-A: 活性炭非吸着部。無色、低分子の有機酸、アミノ酸、還元糖。

Fraction-B: 活性炭吸着部中の 90 % アセトン可溶部。有色、ポリフェノール性配糖体。

Fraction-C: 活性炭吸着部中の水可溶部。無色、ポリウロナイドなどの多糖類。

Fraction-D: 活性炭吸着部中のアルカリ可溶部。有色、フルボ酸の暗色部の主体をなす着色物質群で高分子酸性物質。

3) フルボ酸組成

塩土のフルボ酸組成の分別定量に当たっては、① 塩土のフルボ酸の大部分が Fraction-1 a, -1 に集中して、量的には Fraction-2, -3, -4 が少ない。② Fraction-2, -3, -4 は石灰、三二酸化物および粘土と固く結合している腐植部分であって Fraction-1 a, -1 に比べて移動性が低い。③ Fraction-2, -3, -4 の腐植を抽出するに当たっては前処理として硫酸処理を行なうため、有機物の変質部分の混入が著しいと思われることなどの理由に基づいて、1/10 規定苛性ソーダで土壤を直接抽出して得られた Fraction-1 a, -1 の含量部のフルボ酸についてのみ、前記の FORSYTH 法による分画定量を行なった。

供試土壤として、函館地域の塩土の未耕地および耕地土壤 4 点の Fraction-1 a, -1 含量部のフルボ酸組成について調査した結果を第 39 表に示した。

まず、塩土のフルボ酸各 Fraction の量的割り合いについてみると、Fraction A は 5~10 %, Fraction B は 40~50 %, Fraction C は 20~30 %, Fraction D は 15~25 % 前後であり、とくに、Fraction B の割合が最も高く、全フルボ酸中の半分程度を占めている。

つぎに、未耕地土壤と耕地土壤のフルボ酸組成について比較すると、耕地化によって明らかに、Fraction A と Fraction C より成るフルボ酸含量ならびにその相対的割合はともに減少しているが、Fraction D は逆に著しく増加している。一方、Fraction B はほかの Fraction とやや異なり、表層腐植層 (第 1 層土) では減少し、下層の埋設腐植層では増加している。

また、土壤断面内における分布では、未耕地お

第39表 Fraction 1a+1 含量部のフルボ酸組成 (対乾土 100g)

土 壤	層位	Frction 1a+1 合 量 部 の フルボ酸 (mg)	フルボ酸各 Fraction E組成 (mg)				フルボ酸構成割合 (%)			
			A	B	C	D	A	B	C	D
未耕地土壌	1	1,561	106	772	385	298	7	49	26	19
	2	1,356	133	600	412	211	10	44	30	16
耕 地 土 壌	1	1,514	66	691	325	432	4	46	22	26
	2	1,780	79	673	394	634	4	38	22	26

よび耕地のいかにかわらず、表層よりも下層の方が常にフルボ酸各 fraction の含量が高い傾向を示している。

さらに、これらフルボ酸各 Fraction を機能面より検討すると、FORSYTH²⁵⁾、細田・高田⁵⁷⁾らによって、Fraction A は潜在窒素地力の意義をもつ栄養腐植であり土壤微生物の栄養源として、また、Fraction C は土壤の団粒化を促進する土壤構造形成剤として、そして、Fraction B および Fraction D は鉄、礬土の運搬者といったキレート形成剤として、それぞれ独自の機能をもっているものといわれている。

したがって、墾土の未耕地土壌では Fraction A および Fraction C のフルボ酸、すなわち、微生物の栄養源となる栄養腐植に富んでいるが、耕地化に伴って、これら無色部分のフルボ酸含量が著しく減少して、キレート形成能をもつ Fraction B および Fraction D のフルボ酸着色部分が増加して腐植化の進んでいることを示している。

このように、熟畑化によってフルボ酸の色調が無色部分より有色部分に変化するということは、腐植化の進行に伴って腐植中の腐植酸含量が増加している事実とあわせて考えると、明らかに、弘法⁸⁶⁾が指摘しているように、フルボ酸着色部分と腐植酸との相互移行の可能性を示唆するものと思われる。

また、未耕地土壌の下層が表層に比してフルボ酸含量が少ないにもかかわらず、耕地土壌では、Fraction B と Fraction D の増加によるフルボ酸の富化が認められたことは、下層ほど弱酸可溶の鉄、礬土が多い事実より考えると、鉄および礬土の移動集積に対して、これら Fraction より成るフルボ酸が関与していることが強く暗示される。

以上のことは、土壌のフルボ酸が全く異質の物質群より構成されており、かつ、これらの物質群が環境条件の変化に対応して相互に変化することを示唆しており、田町・花田¹⁸⁰⁾も青森県における火山性土壌の黒ぼく分化層において、同様の結果を報告している。

弘法・立川⁸⁹⁾はフルボ酸の着色部の主体をなす部分は腐植酸と近縁の構造をもつことを、また、川口・久馬⁸⁰⁾は、フルボ酸は腐植酸よりも中和容量が大きく、かつ、鉄、礬土など多価塩基との水溶性キレート形成が中性ないし酸性領域で容易に起こると報告している。したがって、フルボ酸着色部の主体をなしている Fraction B, Fraction D は明らかにこのようなキレート形成能が大きいものと推察できる。

一方、足立²⁾は鉄と礬土の移動は土壌とフルボ酸の量比によって左右され、しかも、フルボ酸に対する反応の仕方が鉄と礬土とは異なることを明らかにし、さらに火山灰土壌の粘土鉱物 Allophane がフルボ酸によって破壊されると報告³⁾しており、また、細田・高田⁵⁷⁾は大山原土壌(いわゆる黒ぼく)のうち、地力の高いものほど Fraction B, Fraction D の量的割合が大きく、かつ、各 Fraction 中窒素の大部分は Fraction A および Fraction D に存在しているとフルボ酸と地力の関連性について報告している。

4) 要 約

墾土の腐植組成のうち、PONOMAREVA 法による Fraction-1 a, -1 含量部について、フルボ酸の量的組成と三二酸化物の移動、集積および地力との関係について検討した結果はつぎのとおりである。

(1) 墾土のフルボ酸は遊離の状態かもしれないが三

二酸化物と緩く結合している状態のものによってその大部分が占められている。しかも、FORSYTH法によるフルボ酸 Fraction の量的割り合いは、Fraction A (アミノ酸、還元糖) は 5~10 %, Fraction B (ポリフェノール性配糖体) は 40~50 %, Fraction C (ポリウロナイド) は 20~30 %, Fraction D (腐植酸近縁の高分子酸性物質) は 15~25 % 前後であり、とくに、Fraction B の割り合いが最も高い。

(2) 未耕地土壌では Fraction A, Fraction C の微生物の栄養源となる無色部分のフルボ酸が集積しているが、耕地化によってこのものは著しく減少して、Fraction B, Fraction D のキレート形成能をもつフルボ酸の着色部分が顕著に増加してくる。

(3) また、耕地化によって下層に弱酸可溶の鉄、錳土含量が多くなると同時に、ポリフェノール性配糖体、腐植酸近縁の着色物質より成る Fraction B, Fraction D の移動集積によるフルボ酸の富化が認められた。

以上の結果、フルボ酸を構成する諸物質相互間には、明らかに環境条件の変化に対応する相互変化が存在するものと考えられる。

7 土壌水分の特性

火山灰土壌の土壌水分系についてはすでに多くの研究¹²⁵⁾¹²⁷⁾が行なわれており、その特徴が膨潤水の存在様式によって規定され、ほかの普通土壌に比して親水性に富み、その水分保持量は大きいけれども、作物に利用される有効水分の含有量は相対的に大きくないことがすでに明らかにされている。

筆者は、さきに塩土の土壌 3 相組成について検討を行なった際に、土壌の孔隙量が 70~80 % 前後で大きい、しかし、その中で液相の占める割合がきわめて大きいために過湿になりやすいであろうことを指摘した。

したがって、本節では、土壌の物理的要因の中で、土壌孔隙の分布ならびに水分保持量、水分保持の形態、有効水分量などの土壌水分の特性と、ほかの物理性との関係について研究を行なった結果を述べる。

1) 土壌孔隙の分布

一般に、土壌構造は土壌粒子による土壌の構成状態であって、土壌粒子の配列は構造そのものであると同時に、孔隙の配列(粒子間の間隙)は土壌構造の重要な側面とみることができる。

作物の生育の場として土壌を考えた場合に、作物根の存在するのは孔隙であり、また、水および空気など植生に関与する物理的状态を構成するものも、孔隙である。したがって、土壌生産力の立場から土壌孔隙の量およびその分布の測定はきわめて重要であるといえる。

よって、まず、道内の主要塩土地帯である三石および函館両地域の塩土の孔隙と透水性について調査した成績を第 40 表に示した。

第 40 表 塩土の孔隙量

地点	層位	孔隙量 (%)				飽和透水性係数 (cm/sec)
		pF 1.6	pF 2.8	pF 4.2	全孔隙量	
三石	1	0.8	14.3	39.7	67.2	2.6×10^{-4}
	2	3.5	22.4	48.5	79.9	1.0×10^{-3}
函館	1	2.0	19.4	45.3	71.9	4.3×10^{-4}
	2	4.1	22.7	47.9	76.8	2.1×10^{-3}

両地域の塩土とも、土壌の全孔隙量は 70~80 % 前後で比較的多く、かつ、表層よりも下層の埋没腐植層(第 2 層土)の方が多い傾向を示している。その内容についてみると、非毛管孔隙量 (pF 1.6 以下の張力で排水される孔隙量) はいずれも 5 % 以下できわめて少なく、これに対して、毛管孔隙量 (pF 1.6~2.8 の張力で排水される孔隙量) は 20~25 % 前後で全孔隙量の 1/3 程度を占めており、明らかに、塩土では細かい粒団が密に充填していることが十分にうかがわれる。事実、箱石²³⁾は塩土の孔隙性について調査し、塩土では 0.5 mm 以上の粗孔隙がきわめて少なく、ほとんど大部分の孔隙は 0.15 mm 前後であると報告している。

このように、塩土の粗孔隙量(非毛管孔隙量)がきわめて少ないことは、土壌空気量と相互的に関連して通気性の不良を惹起し、作物の生育を阻害する一要因としてきわめて重要な問題である。

実際、空気で充たされている粗孔隙が過少になると、作物の生育が阻害されることは古くより認

められており、BAVER・FARNSWORTHら¹⁰⁾は土性の細かい排水不良の土地では非毛管孔隙量が10%以下になると、てん菜の収量が低下することを指摘し、山崎²¹⁾は畑作物の湿害は過剰な土壌水分そのものによるのではなく、相対的な空気不足による直接の影響と空気の不足によって起こる土壌の質的变化が間接的に根に与える影響として述べており、さらに、増島¹⁰²⁾は十勝岳火山灰土壌の作土の粗孔隙量と菜豆収量との関係について調査し、pF 2.7以下の張力で排水される孔隙量は30%付近に、pF 1.5以下の張力で排水される孔隙量で20%付近に最適孔隙量があることを報告している。

一般に、土壌の孔隙性は土壌の粒径組成による影響を強く受けており、本土壌では、とくに微砂および腐植含量が多いことが粗孔隙量を少なくしている原因とも考えられる。

一方、孔隙性と関連のある透水性（飽和透水係数で表わす）は表層腐植層、埋没腐植層ともに良好でなく、とくに、表層腐植層の方が不良であり、壙土では、水分移動が円滑でなく、過湿になりやすい性質をもっていることが充分推定される。

2) 土壌水分の特性

つぎに、壙土の水分保持量ならびに水分保持の形態など土壌水分の特性を知るために、pF—水分曲線と、この曲線に微分操作を施したpF—水分分布曲線³⁾を求めた結果を第24～25図に示した。

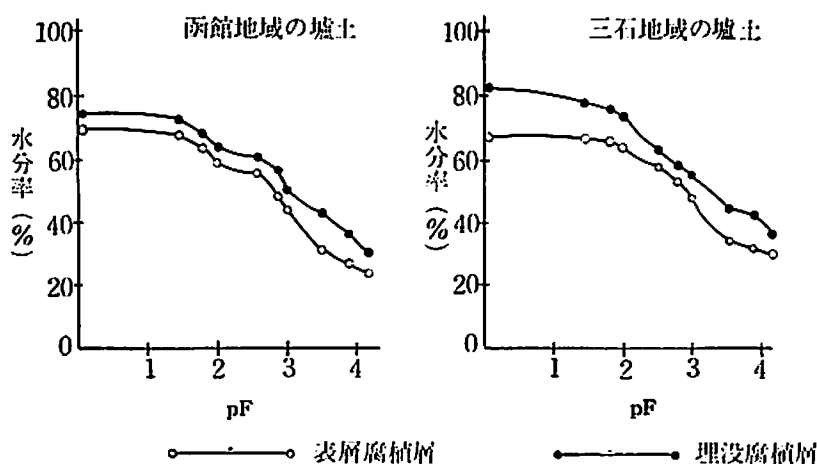
供試土壌としては三石および函館地域に分布す

る壙土を用い、層位別に採取した未風乾試料についてpF—水分含量¹⁸⁾を土柱法(pF 0)、吸引法(pF 1.5～2.0)、遠心法(pF 2.5～4.2)によって測定し、pF 4.2以上は実測しなかった。なお、壙土と対比する意味で普通土壌のpF—水分分布曲線をもかかげた。

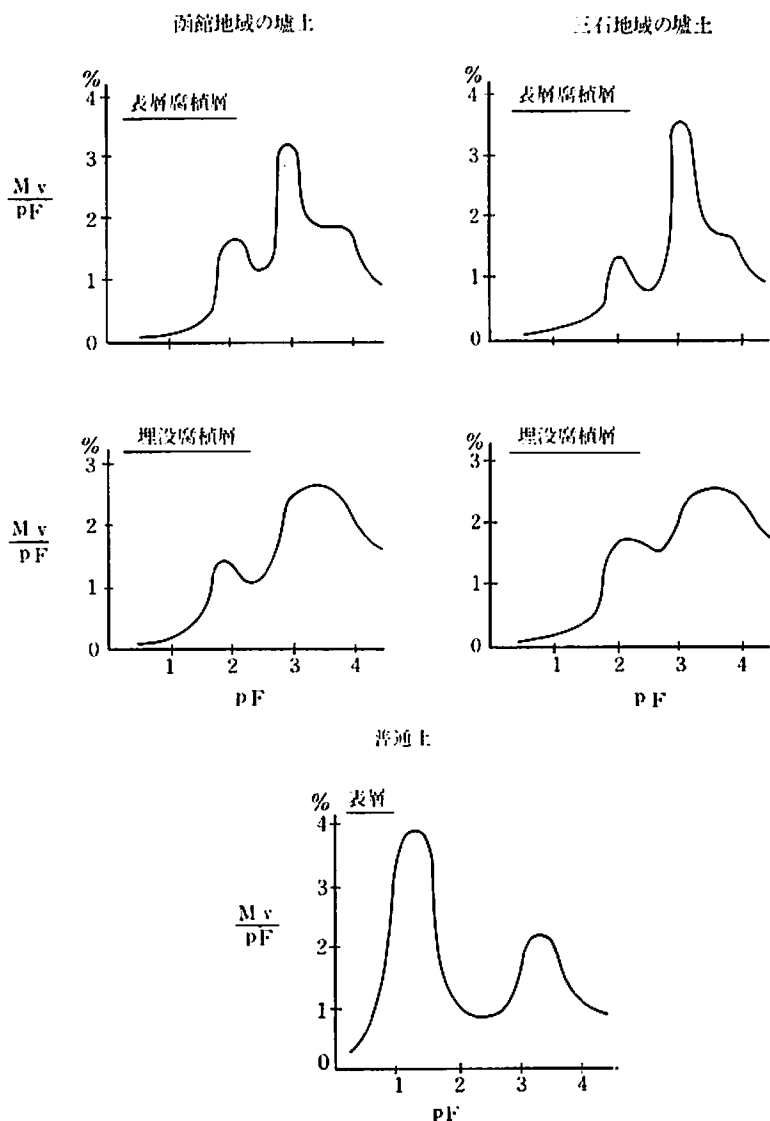
また、水分含量の表示法としては作物の根圏土壌の範囲内を重要視し、かつ、火山灰土壌の場合には往々にして水分含量の過大表示を生じやすいため、乾土重量当たりの%で表示するよりも、単位容積内の水分量で表示する方が合理的であると考えられるので、水分含量はすべて容積%で表示した。

まず、第24図によってpF—水分曲線を見ると、三石および函館両地域の壙土とも、pF 0の土壌水分量は70～80%、pF 2.0の水分量は60～70%、pF 3.0の水分量は40～50%、pF 4.2の水分量は25～30%前後であり、そのpF—水分曲線全体の勾配は両者ともほぼ類似している。また、各pF値の水分含量はいずれも、表層腐植層よりも腐植含量の多い埋没腐植層の方が高い傾向を示している。

つぎに、第25図のpF—水分分布曲線によって、壙土の水分分布特性についてみると、明らかに、普通土壌に比してその水分の保持形態が異なっている。すなわち、普通土壌ではpF 1.6付近にsharpな水分分布の山とpF 3.5付近に小さな山が認め



第24図 壙土のpF—水分曲線



第 25 図 塩土の pF—水分分布曲線

られる。これに対して，両地域の塩土の表層腐植層では pF 2.0 付近に小さな山と pF 3.0 付近に比較的 sharp な山が認められ，また，埋没腐植層でも同様に pF 2.0 および pF 3.0 付近に 2 つの山が認められ，両層とも，pF 2.8～pF 4.2 の範囲の水分量が多い特徴を有している。

なお，美園ら¹²⁸⁾¹²⁷⁾は，土壤水分の形態を水分張力によって，重力水 (pF 0～1.6)，毛管重力水 (pF 1.6～2.8)，毛管水 (pF 2.8～4.5)，膨潤水 (pF 4.5～5.5) に分類しており，この分類によると，塩土で

は重力水に相当する水分分布がほとんど認められず，とくに，毛管水に相当する水分分布量が著しく多いものといえる。

3) 有効水分

一般に，有効水分については BAVE⁹⁾，SHAW¹⁶⁸⁾の著書にもまとめられているように，pF を基盤として，ほ場容水量より永久萎凋点の水分を差し引いた水分量と定義され，この有効水分の上限である永久萎凋点の pF は 4.2 であり，植物が水分を吸収しうる最大吸水圧（ほぼ 15 気圧相当）である。

一方、有効水分の下限であるほ場容水量については、従来、水分当量 (pF 2.7) がほ場容水量に対応される¹⁵²⁾と考えられていたが、しかし、最近においては降雨または灌水後のほ場の pF がかなり低く、わが国のような湿潤地帯では、ほ場容水量の pF は 2.0 以下と考えるべきであるとの報告¹⁶⁹⁾²¹⁶⁾が数多くみられている。よって、まず、土壌の有効水分量を知るためには、ほ場容水量に対応する pF 値を知ることが必要である。

したがって、筆者は椎名¹⁷⁰⁾の考えに基づき、24時間水分量 (灌水後24時間を経過したときの土壌水分量) を有効水分の下限として採用し、pF—水分曲線に対応させてその pF 値を求めた結果、本土壌のほ場容水量に対応する pF は、表層腐植層および埋没腐植層ともにほぼ 1.8 に相当した。よって、pF 1.8 より pF 4.2 までの水分量を有効水分量とした。

つぎに、このような考え方に立脚して、三石および函館両地域の壙土の有効水分量を測定、算出した結果を第41表に示した。なお、壙土と対比する意味で普通土壌の測定値をもかかげた。

第41表 壙土の有効水分

土 壌	層 位	水 分 量 (%)			有効水分 (%) pF 1.8~4.2
		pF 0~1.8	pF 1.8~2.8	pF 2.8~4.2	
三 石	1	2.9	12.4	25.4	37.8
	2	5.6	16.8	26.1	42.9
函 館	1	4.3	12.6	25.9	38.5
	2	6.8	18.3	25.2	43.5
普通土	1	15.4	14.8	9.1	23.9

これによると、両地域とも、壙土の有効水分は 38~44 % 前後で普通土壌に比してきわめて高く、かつ、腐植含量の多い埋没腐植層 (第2層土) の方が表層腐植層 (第1層土) よりも高い傾向を示して、明らかに、腐植が保水性に関与していることが推定される。

また、玉井¹⁷⁹⁾、鳥潟¹⁸⁷⁾は有効水分領域の水分はすべて均一に作物に利用されずに、有効水分量のうち、低 pF 側領域の水分のみが作物に均一に利用されると、また、ロージェ¹⁸⁵⁾は pF 2.7~3.0 を境にして土壌水分の伝導が著しく異なるという毛管水

膜連絡切断点なる考えを、また、椎名¹⁶⁹⁾は生育正常阻害点 (pF 2.8 で作物の正常な生育が阻害される) なる考えを提唱している。さらに、筆者らは別報¹⁷⁷⁾で、駒ヶ岳粗粒火山性土壌では根群内の土壌有効水分量の 50 % 程度が消費されたときを下限として灌漑を開始するのが最も効果的であると指摘した。

したがって、このような見解によって、壙土の全有効水分量 (pF 1.8~4.2) を pF 2.8 を境にして以下2つの領域に区分すると、高 pF 側領域 (pF 2.8~4.2) の水分量は壙土を構成している両層の賦性 (粒径組成、3相組成、腐植含量、土壌構造など) が著しく異なっているにもかかわらず、両地域とも、25~26 % 前後でほとんど差が認められない。一方、低 pF 側領域 (pF 1.8~2.8) の水分量は比較的少なく 12~18 % 前後であるが、壙土の分布地域により、また、それを構成している各層土によってかなり異なっている。

このように、全有効水分量のうち、低 pF 側領域の水分量が土壌の賦性の異質性を反映し、しかも、作物の正常な生育とより密接な関係があるという一連の報告結果より考えると、壙土の作物利用可能な水分量 (pF 1.8~2.8 の間の水分量) は 12~18 % 前後で、全有効水分量のほぼ 40 % 前後に相当する。

さらに、第41表よりわかるように、壙土は普通土壌に比して、全有効水分量 (pF 1.8~4.2) および高 pF 側領域 (pF 2.8~4.2) の水分量は2倍前後であるが、低 pF 側領域 (pF 1.8~2.8) の水分量がほぼ同程度であることは、すなわち、壙土の水分保持量は大きい、作物に利用されやすい有効水分の含有量が相対的に大きくないことを意味している。

4) 土壌の有効水分量とほかの物理性との関係

土壌3相組成のうち、壙土は土壌の孔隙量とともに液相の占める割合が大きく、土壌水分の多寡が作物の生産に支配的な影響を及ぼしていることをすでに明らかにした。

一般に、土壌の保水力 (ここでは土壌の持つ有効水分量) の大小は、土壌の最大容水量、粒径組成、孔隙量、有機物含量によって左右されるが、これら相互の関連についての研究はきわめて乏しく、

第42表 土壤有効水分のほかの因子に対する回帰

Y X	有 効 水 分 (%)					
	pF 1.8 ~ pF 4.2		pF 1.8 ~ pF 2.8		pF 2.8 ~ pF 4.2	
	回 帰 式	相関係数	回 帰 式	相関係数	回 帰 式	相関係数
腐植含量(%)	$Y=0.585X+22.1$	0.614*		0.265	$Y=0.443X+14.7$	0.760**
粒徑組成						
粗砂含量(%)		0.197	$Y=0.398X+3.8$	0.101		0.234
細砂含量(%)		0.359		0.717*		-0.293
微砂含量(%)		-0.411		-0.351		-0.350
粘土含量(%)		-0.030		-0.452		0.107

注) * 5%水準で有意 ** 1%水準で有意

かつ、その大小の判定基準も未だ定性的な域を出ていないように思われる。

したがって、このような観点から、塩土の保水力を支配する諸要因との関係を解析するために、塩土の有効水分量 (pF 1.8~4.2) を pF 2.8 で上下2つの領域に分けて、各領域の水分量と腐植含量、粒徑組成との関係を調査した結果を第42表に示した。なお、供試土壤として三石および函館両地域に分布する塩土 18 点を用いた。

まず、土壤の腐植含量と有効水分量との関係についてみると、腐植含量と低 pF 側領域 (pF 1.8~2.8) の水分量との間に一定の傾向が認められなかったが、全有効水分量 (pF 1.8~4.2) はもちろん、高 pF 側領域 (pF 2.8~4.2) の水分量に対してきわめて高い正の相関を示している。このことは、明らかに腐植が塩土の保水量のうち、高 pF 側領域の水分量の増加に関与していることを意味する。

一方、土壤の粒徑組成と有効水分量との関係についてみると、低 pF 側領域 (pF 1.8~2.8) および高 pF 側領域 (pF 2.8~4.2) の水分量と粗砂、微砂ならびに粘土含量との間にはほとんど一定の傾向が認められなかった。しかし、細砂含量と低 pF 側領域の水分量との間にはみ比較的高い正の相関が認められ、細砂含量の多いものほど低 pF 側領域の水分量が高いことがわかった。

このように、塩土の保水力の指標としての有効水分量 (pF 1.8~4.2) のうち、低 pF 側領域 (pF 1.8~2.8) の水分量は細砂含量により、また、高 pF 側領域 (pF 2.8~4.2) の水分量は腐植含量によって支配されていることがわかり、非常に注目値することと思われる。

有機物が土壤保水力に及ぼす影響について、

JAMISON⁽⁴⁵⁾ は粘土質以外の土壤ではシルトと有機物の量が増大すると有効水分量が増加することを認めており、また、松尾⁽¹⁰⁹⁾ は腐植は土壤水分恒数をいずれも増加させるが、とくに pF 3.0~4.0 の孔隙構成に役立つと報告している。

さらに、土壤の粒徑組成と保水力との関係について、松尾⁽¹⁰⁹⁾ は砂、シルトおよび粘土部分を人工的に混合調製した土壤について検討し、火山性土壤ではシルト部分の保水力に及ぼす影響が最も顕著であり、その優越性は本質的には pF 2.5~4.0 に相当する孔隙組成を増加させ、その孔隙の大きさの範囲が有効水分の範囲と合致するためであると報告している。

結局、土壤水分の特徴よりみて、塩土地帯の土壤物理性改善の方向としては、土壤の粒徑組成を調節するとともに腐植含量を減少させて土壤の孔隙性を改変し、土壤の保水性を緩和することがきわめて重要であると考えられる。つまり、土壤の粒徑組成が細かくなれば、それに伴って有機物の集積も多くなり、有効水分量に及ぼす微細粒子と有機物の効果が相乗的に付加されることが考えられるからである。

5) 要 約

土壤生産力の立場から、塩土の孔隙性および水分保持量、水分保持の形態、有効水分などの土壤水分の特性とほかの物理性との関係について検討した結果を要約するとつぎのとおりである。

(1) 塩土の全孔隙量は 70~80 % 前後で比較的多いが、粗孔隙量 (pF 1.6 以下の張力で排水される孔隙量) が 5 % 以下、毛管孔隙量 (pF 1.6~2.8 の間の張力で排水される孔隙量) は 15~23 % 前後で比較的小さい。これが通気性を不良にしている要因と考

えられる。

(2) 塩土の透水係数は小さく、水分移動が円滑でないことも過湿になりやすい原因であると思われる。

(3) 塩土の水分分布の特徴としては、重力水 ($pF 0 \sim 1.6$) に相当する水分がほとんど認められず、毛管重力水 ($pF 1.6 \sim 2.8$) および毛管水 ($pF 2.8 \sim 4.2$) に相当する水分分布量がきわめて多く、 $pF 1.6$ 付近の水分分布量が多い普通土壌とは、明らかにその水分の保持形態が異なっている。

(4) 保水量の指標ともなり得る塩土の全有効水分量 ($pF 1.8 \sim 4.2$) は $38 \sim 44$ % 前後で、普通土壌に比して、その水分保持量は大きい、作物の利用可能な水分量はわずか $12 \sim 18$ % で、比較的少ない。また、塩土では、腐植含量の多いもののほど有効水分量が高い傾向を示している。

さらに、内容的には、高 pF 側領域 ($pF 2.8 \sim 4.2$) の水分量は比較的多いが、低 pF 側領域 ($pF 1.8 \sim 2.8$) の水分量は少なく、全有効水分量のほぼ 40 % 程度である。

(5) 塩土の保水力の指標としての全有効水分量のうち、低 pF 側領域 ($pF 1.8 \sim 2.8$) の水分量は細砂含量によって支配され、高 pF 側領域 ($pF 2.8 \sim 4.2$) の水分量は土壌の腐植含量によって支配されている。

VI 塩土の生産力向上対策

一般に、作物の生産力は気候、土壌、管理の函数として現われ、土壌にはその土壌のもつ物理的、化学的、生物的要因が関与しており、これらの要因が相互に関連して植生に影響を及ぼし、かつ、時間の経過とともに変化していく。したがって、土壌の生産性を論ずる場合には、これらの関係を動的には握して植生との関連で考察する必要がある。

さきの研究によって、すでに明らかにしたように、塩土の生産力に最も関連のある土壌組成、理化学的特性ならびにそれらより推測される生産力向上対策について列挙するとつぎのとおりである。

1 物理的特性

まず、塩土の土壌組成を含めた物理的特性の中で、直接生産力に關与するものとしては、① 腐植含量がきわめて多く、主要な土壌粘土鉱物が Allophane である。② 軽礫でその固相率が小さい。③ 孔隙量が多いにもかかわらず、粗孔隙量が少なく、通気性が不良である。④ 保水力が強いなどの4点があげられる。

したがって、これらの物理性改善による生産力向上対策としては、まず、主要な粘土鉱物が Allophane であることと土壌の粒径組成が細粒質であることが腐植集積の一要因となっているため、このような粘土組成の改変が必要である。さらに土壌3相組成のうち、土壌の固相率が小さく、孔隙量が大きいということは作物根と土壌粒子との接触面を少なくし、植生に対する養分供給力を低下させると同時に水分伝導の面でも大きな影響を与えることになる。したがって、塩土の多孔性の減少に対しては、土壌の圧密、粘土客人および容積比重の大きい資材の客人などによる土壌固相率の増加や養分供給領域の増加対策が必要である。

これら一連の対策は、ひいては保水性の緩和および Allophane 様物質の機能(磷酸の固定や腐植の集積を助長する)低下にも役立つものと思われる。

2 化学的特性

つぎに、塩土の化学的特性の中で、生産力に直接関与する要因としては、① 簀土性が高く、磷酸吸収固定力が強い。② 塩基置換容量は大きい、塩基の保持力は弱い。③ 腐植に随伴する窒素量は多いが、易分解性窒素含量が少ないという3点にほぼ集約される。

したがって、これらの化学性改善による生産力向上対策としては、まず、簀土性を軽減し、磷酸固定力を小さくするためには、堆厩肥、腐植酸、珪酸石灰などの施用によって土壌中の Allophane、遊離三산화物などの吸着基を抑えることが必要であり、さらに、磷酸質肥料の大量施用ならびに局所的施用によって、土壌中の磷酸濃度を高め、施肥磷酸の肥効を増進させることである。

また、塩土の塩基置換容量は大きい、その大部分は腐植に依存しており、かつ、粘土鉱物が Allophane 様物質を主体とするために、塩基の保

持力が弱く、溶脱を受けやすく、そのため、塩基飽和度が低く、酸性化しやすい性質をもっている。当然、ほかの黒ぼく土壤と同様に、石灰、苦土、珪酸および有機物などの施用による塩基成分の補給対策が必要である。筆者はまた、別報¹²⁰⁾で塩土の改良されるべき問題点として、① 礫土性の軽減、② 軽鬆性および過湿性の緩和を目的とする土壤の理化学性の改善、③ 土壤腐植の解膠促進の3点を指摘した。

一般に、道内はもちろん、本州の各地においても、軽礫で腐植含量が多く、塩土と類似の性状を有する黒ぼく土壤（根釧地方および東北地方の腐植質火山灰土、または、京都近郊および東海地方に分布する黒ぼくなど）の存在が認められ、これら土壤の生産力増強法として、野本¹³⁹⁾、早川¹⁴²⁾、山本²⁰⁹⁾、柴田¹⁷¹⁾、木下⁸⁴⁾らは、活性礫土の抑制、有効燐酸の確保、塩基の補給と酸性矯正、有機物の施用など、主に化学的条件の改良法をあげており、一方、物理的条件の改良法については固相率の増加、粘土質土壤の客入以外に、その改善に関する研究報告¹²⁰⁾¹³¹⁾はきわめて少ない。

本章では、塩土の生産力向上に關与する物理的条件ならびに化学的条件の改善について実施した過去9年間の成績のうち、主要なものを整理して報告する。

(I) 物理性改善による生産力向上

一般に、土壤の物理的諸性質が土壤の肥沃性または土壤の生産性と密接な関係をもっていることは、土壤学の理論面からも、また、実際の農業生産の面からも、古くより認められており、数多く

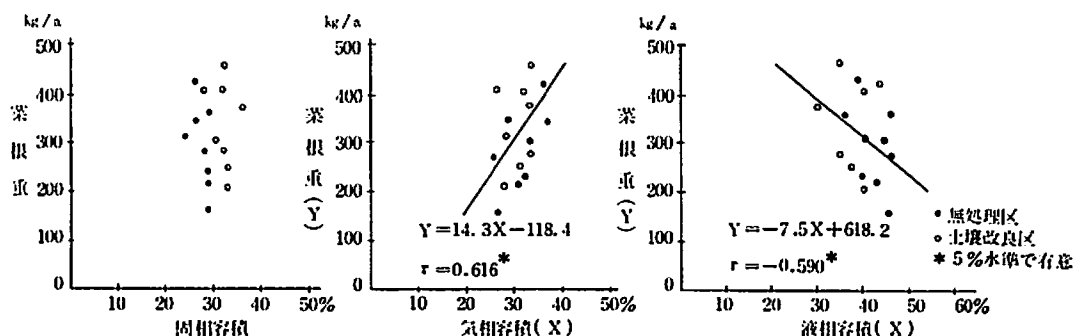
の研究が行なわれてきた。

土壤の物理的諸性質のうち、作物の生育に關与するものとしては土壤組成および土壤構造によって規定される通気性、保水性、透水性、硬度、温度などがあり、とくに、これらの要因の中で、通気性および保水性は空気量—水分量の関係で相互に關連し、変化する要因として注目され、いずれも作物の生育にとっては重要な因子である。

まず、塩土の3相組成と作物生産との関係についてみるため、函館地域に分布する塩土地帯の作土16点の3相組成とその地点におけるてん菜収量との関係について調査した結果を第26図に示した。なお、土壤の採取時期はいずれも生育最盛期の8月下旬であり、採取地点は土地改良試験ほの無処理区と土壤改良区よりそれぞれ8か所を選定した。

この第26図に示すように、塩土の固相容積はほとんど大部分が25～35%の間に分布しており、てん菜収量との間に一定の傾向が認められなかった。しかし、液相容積と収量の間には負の相関($r=-0.590^*$)が、また、気相容積と収量の間には正の相関($r=0.616^*$)が認められた。このことは、つまり、塩土では土壤3相組成の中で、液相容積(土壤水分量)が小さいものほど、また、気相容積(土壤空気量)が大きいものほどてん菜の収量が高いことを示唆しており、明らかに、土壤の孔隙性と作物の収量の間にはきわめて高い相関があることが認められた。

したがって、本章においては、このような観点から、深耕による作物根域の増大と通気性の改善、混層耕および客土による土層の均一化と土壤組成



第26図 塩土の3相組成とてん菜収量との関係

の改善、海砂の客入による土壌固相容積の増大と過湿性の緩和などの物理性改善による鹽土の生産力向上について検討した。

1 深耕の効果

作物生産に対する深耕の積極的な効果は、作物根の活動領域を拡大して養水分に対する土壌の capacity を増大することである。その反面、下層土が養分的に乏しく、その理化学性が不良である場合には、それを混入することによって作土が瘠薄、劣悪化する欠点もある。とくに、鹽土は軽鬆で膨軟ではあるが、火山灰の累積であるため、層状に堆積して垂直方向の組織が発達していない。したがって、鹽土では深耕によって層状組織を破碎し、土層の均一化をはかり、もって、粗孔隙を増大させて通気性を良好にするものと考えられる。

よって、1965年より2か年間にわたって、道南地方の松前町、知内町、木古内町、上磯町、亀田町、函館市の6市町管内の鹽土地帯で、初年目にてん菜(台糖2号)、2年目に馬鈴薯(男爵薯)を供

試作物として、各試験地に、① 普通耕、② 深耕・増肥、③ 深耕・磷酸多施・堆肥倍量の3処理区を設けて深耕の効果³⁰⁾について検討した。

なお、各試験地ともに同一設計で実施し、かつ、年次別の耕深、施肥量および栽植密度については第43表に示すとおりである。

1) 深耕の効果とその持続性

6試験地の深耕単独の効果と磷酸多施および堆肥倍量を併用した効果についての成績を第44表、第27図に示した。

深耕処理区は普通耕区に比して、生育中期以降の地上部の生育量がきわめておう盛とはなったが、地下部の肥大がそれに伴わず、T/R比も大きく、収量面では深耕単独の効果が、てん菜および馬鈴薯ともに比較的小さく、中には、逆に減収を示した試験地も2~3か所あった。一方、深耕処理に磷酸多施と堆肥倍量施用を併用した場合の効果はきわめて大きく、6試験地間のてん菜および馬鈴薯の収量は160~360 kg/aの範囲であるが、

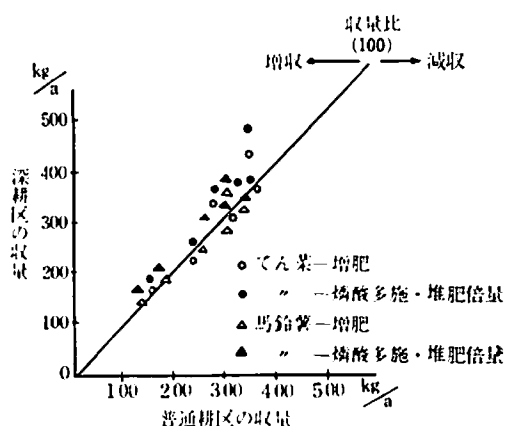
第43表 深耕試験の処理内容

処 理	耕深 (cm)	てん菜 (1965年)					耕深 (cm)	馬鈴薯 (1966年)				
		要素量 (kg/a)			堆肥 (kg/a)	栽植密度		要素量 (kg/a)			堆肥 (kg/a)	栽植密度
		N	P ₂ O ₅	K ₂ O				N	P ₂ O ₅	K ₂ O		
普通耕	20	1.1	1.5	1.0	200	畦幅: 50 cm 株間: 25 cm 栽植本数: 800本/a	20	1.0	1.3	1.2	—	畦幅: 75 cm 株間: 30 cm
深耕・増肥	40	1.6	2.8	1.5	200		20	1.0	1.3	1.2	—	
深耕・磷酸多施・堆肥倍量	40	1.6	2.8	1.5	400		20	1.0	1.3	1.2	—	

注) 磷酸多施は20 kg/a 磷酸を施用。

第44表 鹽土に対する深耕の効果(ほ場試験)

作物	項目	試験地 区 別	松 前	知 内	木 古 内	上 磯	亀 田	函 館	6 試験地 平 均
てん菜	収 量 (kg/a)	普通耕	365	317	247	158	360	285	289
		深耕	360	310	229	168	424	334	304
		深耕・磷酸多施・堆肥倍量	357	375	254	171	479	362	333
	収量比 (%)	普通耕	100	100	100	100	100	100	100
		深耕	99	95	93	106	118	117	105
		深耕・磷酸多施・堆肥倍量	98	118	103	108	133	127	117
馬鈴薯	収 量 (kg/a)	普通耕	174	132	261	309	314	330	253
		普通耕	192	143	257	279	360	331	261
		普通耕	193	172	307	328	379	331	285
	収量比 (%)	普通耕	100	100	100	100	100	100	100
		普通耕	110	108	98	90	115	100	104
		普通耕	111	130	118	106	121	100	114



第27図 普通耕と深耕の収量

平均値では14~17%前後の増収割合を示した。

深耕によって、確かに物理的要因のうち、通気性が改善され、作物根群域が拡大されても、従来の作土に対して養分分に乏しく、かつ、簀土性の高い下層土壌が混入するため、本土壌地帯では、逆に収量的にマイナスになる場合が多い。このため、磷酸多施や堆肥増施を併用して初めて、深耕の効果が充分発揮されて高い増収率を示したものと思われる。

したがって、塩土に対して深耕（その耕深については未だ検討の必要はある）は有力な土層改良手段であるが、この場合、充分な土壌改良資材と堆肥の投入によって、さらに、その効果が増大するものと思われ、わずか2か年の短い期間の試験ではあったが、その持続性もやや期待できる。

2) 深耕と地温の関係

土壌微生物の活動、土壌中の化学反応速度および作物の生長速度を支配する重要な因子の1つに地温（土壌温度）がある。したがって、つぎに、亀田試験地の普通耕区と深耕区の0, 5, 10, 20, 30 cmの深さ別に地温を測定した成績を第45表に示した。

一般に、地温は調査時の天候、風速、気温、ほ場状態などによって異なるが、第45表によって、1965年に、てん菜の作付期間中に調査した地温の時期的変化を測定位置との関連においてみると、気温の高い7月、8月では、深耕区の地温は普通耕区に比してやや高く、しかも、地表よりも下層ほどその傾向が顕著である。一方、春先や気温の

第45表 深耕による地温の季節的变化（℃）

測定月日	区別	地表	5 cm	10 cm	20 cm	30 cm
6月1日	普通耕	20.0	19.6	15.5	11.0	10.0
	深耕	19.7	19.5	15.8	11.3	10.4
7月1日	普通耕	24.0	21.2	19.7	17.8	16.4
	深耕	23.9	21.4	20.2	18.4	17.2
8月5日	普通耕	23.5	21.4	20.1	18.9	17.2
	深耕	23.5	21.6	20.4	19.4	18.0
9月20日	普通耕	20.3	18.5	17.1	17.0	16.7
	深耕	20.0	18.1	16.9	16.8	16.6

(注) 測定時間：午前10時

低い9月では、逆に深耕区の方がやや低い値を示している。また、測定時期のいかんを問わず、地表と下層との地温較差はむしろ、深耕区よりも普通耕区の方が大きい傾向を示している。

したがって、深耕区では、粗孔隙量の増大によって通気性が改善され、下層地温の上昇がみられるものと考えられる。また、深耕区の地温は概して気温の変化に対してその影響を受けやすいものと思われる。

3) 深耕と土壌の物理性

深耕は直接的には土壌条件に変化を与え、その結果が作物の生育、収量に反映するものであるから、まず、深耕が土壌条件を構成する個々の要素（孔隙、構造、水分、硬度などの物理性）にいかなる影響を及ぼすかを明らかにしておく必要がある。

最初に、土壌の物理的条件のうち、土壌3相組成と深耕との関係についてみると、第46表に示すとおりである。

すなわち、深耕区は普通耕区に比して、固相容積が減少し、孔隙量および気相容積が相対的に増加し、とくに全孔隙量に対する液相容積の割合（飽和度）は、明らかに深耕区の方が小さい。このことは、深耕による孔隙量の増大は毛管孔隙量の増加ではなく、むしろ、非毛管孔隙量の増大に基因するものと考えられる。しかも、深耕処理の影響が下層までも及んでいることが充分うかがわれた。

つぎに、常法によって、跡地土壌の耐水性団粒を測定し、深耕による団粒組成の変化についてみ

第46表 深耕による土壌3相組成の変化

処 理 項目 深さ	普 通 耕					深 耕				
	土 壌 3 相 (%)			孔 隙 量 (%)	飽 水 度 (%)	土 壌 3 相 (%)			孔 隙 量 (%)	飽 水 度 (%)
	固 相	液 相	気 相			固 相	液 相	気 相		
0~10 cm	28.0	41.0	31.0	72.0	56.9	25.5	42.3	32.2	74.5	56.8
11~20	29.5	43.9	26.6	70.5	62.2	26.0	44.2	29.8	74.0	59.7
21~30	29.0	45.8	25.2	71.0	64.5	25.1	46.0	28.9	74.9	61.4

第47表 深耕による耐水性団粒の分布割合

処 理	深 さ (cm)	団 粒 組 成 (%)					
		2.0 mm	1.0~2.0 mm	0.5~1.0 mm	0.25~0.5 mm	0.1~0.25 mm	0.1 mm>
普 通 耕	0 ~ 15	13.0	15.0	21.5	30.0	8.5	12.0
	15 ~ 30	11.3	15.5	24.9	20.8	4.5	23.0
深 耕	0 ~ 15	10.3	16.5	23.5	26.3	9.6	13.8
	15 ~ 30	7.9	14.5	26.6	23.0	8.0	20.2

ると、第47表に示したとおりである。

深耕によって、明らかに2.0 mm以上の大きい団粒の割合が減少し、0.1~1.0 mmの比較的小さい団粒の割合が増加している。

これは恐らく、深耕作業による機械的崩壊作用と同時に通気性改善に伴って腐植の分解が促進されて団粒が崩壊し、そのため、より低次の団粒に変化したものと思われる。また、壟土のように表層、下層とも、その粒径組成がほぼ類似している土壌では、普通耕区と深耕区の粒径組成の間に明瞭な差が認められなかった。

一般に、深耕後、再び普通耕を続けた場合には、普通耕で攪乱される土層以下の部分は人畜および機械の走行などのため、しだいに圧密されるものと考えられる。このことに関して、山本ら²¹⁰⁾は深耕の効果の持続性ならびに圧密は土壌条件によって著しく異なり、土壌が粗粒質で、かつ、乾燥しやすい場合には、比較的短期間に圧密され、深耕の持続効果も低いと報告している。

4) 深耕と土壌の化学性

つぎに、深耕による作土の化学性の変化について調査した成績を第48表に示した。

壟土地帯では、深耕によって、必然的に作土に腐植含量が多く、かつ、養肥分に乏しい下層土(埋没腐植層)の混入する割合が多くなるため、深耕区では普通耕区に比して明らかに作土の全窒素、腐植含量がやや増加する反面、土壌 pH、置換性石灰および有効態磷酸含量はいずれも低下している。

したがって、普通の施肥量では、深耕単独の効果は比較的小さいが、磷酸、石灰ならびに塩基の補給によって、その効果が増大するものと思われる。

5) 要 約

火山灰の累積である壟土の層状組織を破碎して、垂直方向の capacity を増大させると同時に粗孔隙の増大と通気性の改善を目的として、道南地方の6か市町村の壟土地帯で深耕の効果について検討した結果を要約すると、つぎのとおりである。

第48表 深耕による化学性の変化(対乾土100 g)

区 別	pH		置換酸度 Y ₁	全 窒 素 (%)	腐 植 (%)	塩基置換容量 (me)	置換性塩基 (me)			TRDUG-P ₂ O ₅ (mg)
	H ₂ O	KCl					石 灰	苦 土	加 里	
普 通 耕	6.3	5.7	0.84	0.60	17.5	37.3	24.3	2.4	0.6	7.4
深 耕	6.1	5.4	1.00	0.64	19.5	43.5	21.5	2.2	0.6	4.2

注) 普通耕、深耕区ともに作土の分析値。

(1) 埴土の孔隙性とてん菜収量との間にはきわめて高い相関が認められ、土壌3相組成のうち、液相容積が小さいものほど、また、気相容積が大きいものほどてん菜の収量が高い。

(2) 深耕によって、埴土の粗孔隙量が増大し、通気性が下層まで改善され、また、深耕による孔隙量の増大は毛管孔隙量の増大でなく、むしろ、非毛管孔隙量の増大に基因する。

(3) 深耕によって、明らかに下層地温の上昇がみられるが、気温の変化に対して比較的影響を受けやすい。また、団粒組成の面では、大団粒が崩壊して、低次の団粒割合が増加した。

(4) 埴土に対して、深耕は有力な土層改良手段であるが、深耕によって養分分に乏しく、礫土性の高い下層土(埋没腐植層)が作土に混入するため、作物収量に反映する深耕単独の効果は比較的小さく、磷酸、塩基などの土壌改良資材および堆肥の併用によって初めて、その効果が増大する。

2 客土・混層耕の効果

前節において、化学的には、腐植および弱酸可溶性土含量が多く、有効態磷酸に欠乏しており、一方、物理的には、輕鬆で固相率が低く、保水力がきわめて強い埴土では、単に、深耕によって垂直方向の生育領域を拡大し、土壌の通気性を改善しても、磷酸、石灰、塩基および堆肥などの併用を伴わなければ、作物の生産性の向上に対する寄与率が比較的小さいことを明らかにした。

北海道においては、泥炭地の土地改良に客土、排水、酸性矯正を組み合わせた改良法が採用されている以外に、火山灰土壌に対する客土関係の研究報告がほとんど見当たらない。しかしながら、最近、美園¹²⁵⁾、三好¹³⁰⁾¹³¹⁾らは、固相率の低い腐植質火山灰土に対して土壌の圧密および客土による固相率の増加が水分伝導を良好にし、作物の生産量を増大せうと報告している。すなわち、

美園¹²⁵⁾は土壌の圧密によって「いんげん」の収量が増加することを認め、三好¹³⁰⁾¹³¹⁾は砂客入および圧密などの固相率の増加によって、生産力の低い両総火山灰土の生産性が千葉まつちのそれに近づくことを認めている。

一方、混層耕とは累層を成す火山灰土地帯で、腐植含量の多い下層土を表土と混合、攪拌する改良法のことであり、もちろん、混層耕の深さは下層土の位置、層厚などによって異なるが、上田ら¹⁹⁴⁾は、下層に薄層泥炭または腐植含量の多い層が存在する粗粒火山灰土地帯では、45~60 cmの混層耕による作物増収の寄与率がきわめて高いことを認めている。

したがって、本節では、腐植層の比較的薄い地帯を対象にして、埴土の輕鬆性、保水性および通気性の改善と土層の均一化を図るために、下層の黄褐色土壌の客入ならびに混層耕の効果について検討した。

1) 土壌の孔隙量、固相容積と粒径組成との関係

まず、埴土に対する効果的な客土材料の物理性を明らかにするため、土壌の孔隙量および固相容積に影響を及ぼすと考えられる土壌の粒径組成との関係について、道南地域に分布する埴土16点を用いて調査した結果を第49表に示した。

これによると、土壌の孔隙量と土壌中の粗砂・細砂含量との間にかなり高い負の相関が認められたが、微砂・粘土含量との間には一定の傾向が認められなかった。

一方、土壌の固相容積と粗砂・細砂含量との間に高い正の相関が認められたが、微砂・粘土含量との間には同様にほとんど一定の傾向が認められなかった。

つまり、埴土では、粗砂・細砂含量の多いものほど、土壌の孔隙量が小さく、固相容積が大きく

第49表 孔隙量および固相容積の粒径組成に対する回帰

X	Y	孔隙量 (%)		固相容積 (%)	
		回帰式	相関係数	回帰式	相関係数
粗砂・細砂含量 (%)		$Y = -0.152X + 77.6$	-0.683**	$Y = 0.152X + 22.4$	0.683**
微砂・粘土含量 (%)			0.434		0.361

** 1%水準で有意。

第50表 客入土壌の理化学性

土 壤	100 ml 当たりの 土壌重量 (g)		日本農学会法によ る粒徑組成 (%)		土 性	pH (H ₂ O)	窒 素 (%)	炭 素 (%)	炭素率	塩 置 容 (me)	基 換 量 (me)	吸 収 係 数	
	粗	密	砂	粘土								窒 素	磷 酸
原 土	63	72	75.5	24.5	S L	5.47	0.90	11.31	12.6	47.8		854	2,780
客入土	84	99	61.3	38.7	C L	5.88	0.31	2.93	9.7	16.7		440	1,870

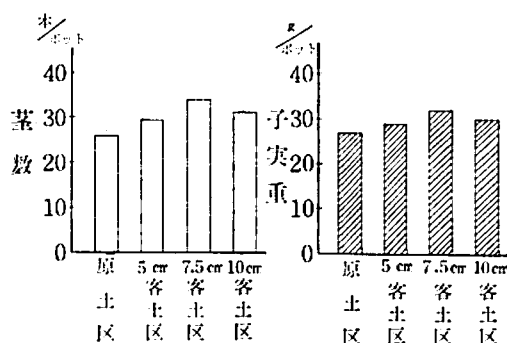
なるものと推定される。なお、また、粗砂・細砂含量の増加に伴う土壌孔隙量の減少は非毛管孔隙量の減少ではなく、むしろ、毛管孔隙量の減少によるものと考えられる。したがって、塩土の毛管孔隙量（保水性に關する）の減少と固相容積の増加を図るための客土材料としては、粘土質の土壌よりも、粗砂・細砂含量の多い土壌の方が妥当であることがわかった。

2) 客入土量比と作物収量の関係

塩土に対する客土の効果および客入土の量比を検討するため、1958年に、函館市銭亀沢畑地より採取した塩土とその下層の黄褐色土壌を容量比で、3:1 (5 cm 客土相当)、2:1 (7.5 cm 客土相当)、1:1 (10 cm 客土相当)の割合で混合して、これに原土を加えて4段階の処理を設け、1/2,000 a ポットに20 cmの深さに充填し、えん麦（前進）を供試作物としてポット試験を実施した。なお、各処理区の施肥量は窒素、磷酸、加里ともそれぞれポット当たり1 gである。

供試土壌の理化学的性質は第50表に、また、客土量と収量との関係について調査した結果は、第28図に示した。

これによると、客入する下層土の量が増加するに伴って、草丈の伸長はやや低下するが、逆に出穂が早くなり、有効茎歩合も高く、登熟が良好となる傾向が認められた。したがって、収量面においても、茎数の多いものほど子実収量が高く、中で



第28図 客土量と茎数、収量の関係
(ポット試験、えん麦)

も、7.5 cm 客土区（原土と下層土を2:1の容量比で混合した区）の収量が最も高く、原土区に比して15%前後の増収を示した。

このように、塩土に対して適当量の下層土を客入することにより、有効茎歩合が高まり、稔実性が良好となって、作物収量は著しく増加することが判明した。

3) 客土量と土壌の理化学性との関係

つぎに、第51表によって、跡地土壌の物理的諸性質についてみると、客土量の増加に伴って、明らかに単位容積内の土壌重量が増加して塩土の軽鬆性が軽減し、かつ、保水力の大小と関係のある容水量も小さくなって、塩土の保水性がかなり緩和された。

また、常法によって調査した跡地土壌の化学性についてみると、第52表に示すように、下層土の

第51表 客土量と土壌の物理的性質の関係

区 別	100 ml 当たりの 土壌重量 (g)		容 水 量 (%)		10 cm 高さまでの 水の上昇時間 (分)		日本農学会法によ る粒徑組成 (%)		土 性
	粗	密	粗	密	粗	密	粗・細砂	粘 土	
原 土 区	63	72	131	111	7	10	75.5	24.5	S L
5.0 cm 客土区	79	91	85	73	13	24	70.5	29.5	L
7.5 cm 客土区	81	94	78	65	15	25	69.0	31.0	L
10.0 cm 客土区	87	104	74	63	22	39	66.3	33.7	L

第 52 表 客土量と土壌の化学的性質の関係 (対乾土 100 g)

区 別	pH		窒 素 (%)	腐 植 (%)	塩基置換容 (me)	塩基飽和度 (%)	0.2 規定塩酸可溶 (mg)			活性礬土 (mg)	吸 収 係 数	
	H ₂ O	KCl					燐 酸	石 灰	加 里		窒 素	燐 酸
原 土 区	5.37	4.98	0.92	22.8	47.4	14.3	7.3	395.1	85.2	159	854	2,770
5.0 cm 客土区	5.39	5.03	0.68	16.2	34.1	15.4	7.6	242.9	59.6	149	806	2,732
7.5 cm 客土区	5.46	5.04	0.59	13.0	29.1	16.2	8.9	201.8	50.3	132	790	2,440
10.0 cm 客土区	5.54	5.05	0.46	8.8	23.9	17.3	8.1	148.7	43.5	147	709	2,215

客入によって土壌養分が稀釈される関係上，客土区はいずれも原土区に比較して窒素，腐植，可給態石灰および加里含量，塩基置換容量などが減少しており，その傾向は客入する下層土量の多いものほど顕著である。

一方，土壌 pH および塩基飽和度は逆に高くなっており，また，燐酸固定に関与する活性礬土量および燐酸吸収係数も客入する下層土量の増加に比例して減少している。中でも，最高収量を示した 7.5 cm 客土区が最も活性礬土量が少なく，可給態燐酸含量が高い傾向を示している。

このように，塩土に対して適当量の下層土を客入することによって，燐酸固定力および礬土性が低下して，燐酸施肥上，有利な状態になることがわかった。

つぎに，腐植に随伴する土壌窒素の形態に及ぼす影響を調査するため，HOBSON and PAGE の方法⁴⁾に従って，土壌窒素を分別定量した結果を全窒素に対する百分比をもって，第 29 図に示した。

客土量の増加に伴って，全窒素に対する各 fraction 窒素のうち，塩酸可溶部および Non humic

matter 部の窒素の増加量が顕著であり，とくに，最高収量を示した 7.5 cm 客土区は，ほかの処理区に比してアルカリ可溶部の窒素の増加割合が最も多い傾向を示している。

4) 客土および混層耕の効果

つぎに，1957 年より 1960 年の 4 か年間にわたり，比較的腐植層の薄い塩土地帯（函館市旭ヶ丘）において，気象，肥培条件および栽培作物の種類を変えた場合の下層土の客入ならびに混層耕の効果について検討した。

まず，1957 年の適湿年と 1958 年の干ばつ年に，えん麦（前進）を供試作物として，普通耕（18 cm 耕深），客土（下層土を 6 cm 客入後，18 cm 耕深），混層耕（45 cm 耕深）の 3 処理区を設け，同一栽培条件で実施したほ場試験の成績を第 53 表に示した。

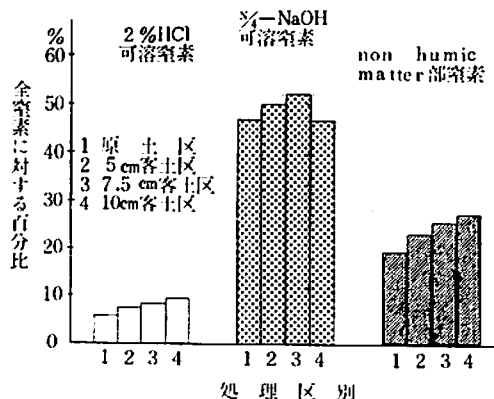
なお，兩年とも，共通施肥量として窒素 0.3，燐酸 0.8，加里 0.4 kg/a を硫酸，過石，硫酸で施用し，その他はすべて標準耕種法に従った。

適湿年では，各処理区のうちで客土区の生育が初期よりきわめて良好であったが，混層耕区では作土と下層土との混合が不十分なためか，普通耕区との間に生育の差がほとんど認められず，したがって，子実収量においても，客土区の 20 % 前後の高い増収率に対してわずか 8 % 程度の増収割合を示したに過ぎない。

第 53 表 適湿年および干ばつ年における客土，混層耕の効果

区 別	適 湿 年 (1957)			干 ば つ 年 (1958)		
	収 量 (kg/a)	収量比	収 量 (kg/a)	収量比	収 量 (kg/a)	収量比
	稈 重	子実重	(%)	稈 重	子実重	(%)
普通耕	28.4	25.7	100	21.2	21.6	100
客 土	33.7	30.6	119	17.2	17.7	82
混層耕	27.6	27.6	108	19.7	18.6	86

注) 供試作物：えん麦



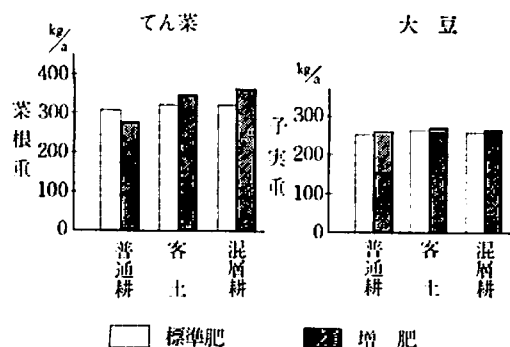
第 29 図 客土量と HOBSON and PAGE 法による土壌窒素の fraction

一方、干ばつ年（5月上旬より7月上旬までの降水量は平年の177.4 mmに対して、わずか56.2 mmであった）では、粗孔隙量が多くなり、通気および通水性も良好となった客土区ならびに混層耕区の方が保水性の強い普通耕区に比して、逆に干ばつの影響を強く受け、いずれも、普通耕区に比して14～18%の減収となった。

つぎに、前記の普通耕、客土、混層耕の3処理系列に、標準肥および増肥兩区を設け、1959年にてん菜（導入2号）を、1960年に大豆（十勝長葉）を供試作物として、作物の種類ならびに肥培条件を変えた場合の客土、混層耕の効果について比較検討した結果を第30図に示した。なお、てん菜の標準施肥量として窒素1.2、リン酸1.2、加里1.2、堆肥180.0 kg/aを、また、大豆の標準施肥量として窒素0.2、リン酸1.2、加里0.6 kg/aをそれぞれ硫酸、過石、硫酸で施用し、増肥量は兩作物とも、窒素とリン酸のみを標準量の50%の増とした。

まず、てん菜では、普通耕系列に比べて客土および混層耕系列ともに、終始、良好な生育を示し、とくに増肥区では、その傾向が顕著であり、客土系列では根の肥大が、また、混層耕系列では根の伸長が普通耕系列よりもはるかにまさった。収量面でも、標準肥区では客土および混層耕系列の増収割合が8%前後で比較的低いが、増肥区では23～30%程度でその増収割合がきわめて大きかった。

一方、大豆では、客土系列の生育および収量がややまさる程度のみで、混層耕系列では普通耕系列とほとんど差が認められず、かつ、全般的に増肥効果もきわめて小さかった。



第30図 作物の種類と客土および混層耕の効果

このように、壟土に対する客土および混層耕の効果の程度は気象条件、肥培条件および栽培作物の種類によってやや異なるように見受けられる。また、壟土では、全般的に混層耕よりも客土による増収効果の方が大きいように思われる。

5) 要 約

壟土の軽鬆性と保水性を改善し、さらに、土層の均一化を図るために、比較的腐植層の薄い壟土地帯において、下層の黄褐色土壌の客入および混層耕の効果について検討した結果を要約するとつぎのとおりである。

(1) 土壌の孔隙量および固相容積は土壌の粒徑組成によって強い影響を受け、壟土の保水性に与する毛管孔隙量の減少と固相容積の増加を図るためには、客入土壌の粒徑組成として、粗砂・細砂含量の比較的多いものの方がより効果的である。

(2) 跡地土壌の理化学性および収量面よりみて、壟土に対する最も効果的な下層土の客入量は原土に対して容量比で2:1（耕深20 cmの場合には7.5 cm客入）のものである。

(3) 下層土（その性質によって多少異なるものと思われる）の客入によって、壟土の軽鬆性と保水性が緩和され、化学的に磷酸固定力が漸減し、アルカリ可溶部の窒素含量が増加し、土壌中の窒素が質的に変化した。

(4) 客土および混層耕の効果は気象条件、肥培条件および作物の種類によって多少異なり、増肥または堆肥の併用によってその増収効果がきわめて大きい。干ばつ年には干ばつの影響を強く受けた。さらに、作物の種類としては、えん麦およびてん菜ではその増収効果が比較的大きかったが大豆ではその効果が小さかった。

(5) 一般に、壟土に対する客土と混層耕の効果と比較検討すると、客土効果の方がやや大きいように思われた。

3 海砂客入による生産性向上

前節において、軽鬆で固相率が低く、かつ、保水性の高い壟土に対して、客土が有力な土層改良手段であることを報告し、しかも、客入土壌の種類としては、微砂・粘土含量の多いものよりも粗

砂・細砂含量の多い土壌の方が土壌の固相容積の増加と毛管孔隙量の減少面に対してより効果的であり、作物の生産性を向上せしめうることを明らかにした。

一般に、土壌の固相容積を増大させる方法としては、土壌を鎮圧するか若しくは容積重の大きい材料を客入するかの2つの方法が考えられる。事実、最近固相率の低い腐植質火山灰土に対して、土壌の圧密および砂客入による固相率の増加が作物の生産量を増大させうるとの報告⁽¹²⁵⁾⁽¹³⁰⁾が若干見受けられる。

しかしながら、この方法の中で圧密による土壌固相率の増加方法には、つぎのような問題点がある。まず、圧密によって、表層の固相率を過度に高めることなしに下層の土壌固相率を増加せしめることは技術的に不可能であり、また、表層の固相率も耕耘などの農作業によって容易に元に戻ってしまうものと思われる。さらに、土壌の圧密は粗孔隙を減少させて、固相率とともに水分率（とくに保水量）を増大させ、かつ、その水分率の増加は主としてpF 1.7~3.0の範囲の毛管水であると美園⁽²⁴⁾は報告している。

したがって、粗孔隙量（非毛管孔隙量）を減少させるような土壌の圧密は、孔隙量の大部分が毛管孔隙量より成り、これが保水性を高めている墾土に対しては適当でないものと推察される。

つぎに、このような欠点を補いつつ、土壌固相率を増大させる方法としては、容積重の大きい材料の客入が有望と考えられる。しかも、筆者はさきに、客土材料として粗砂・細砂含量の多いものの方が土壌物理性の改善においても、また、作物の生産性の面においてもより効果的であると明らかにした点より、当然、海砂の客入が考えられる。

固相率の低い火山灰土に対する砂客入の効果試験の報告については、最近、若干見受けられる。すなわち、三好⁽¹³⁰⁾は千葉県に分布する両総火山灰土に対する砂客入は、固相率を増加させ、土壌溶液中の養分濃度を高め、水分伝導を良好にして千葉まつちの生産性に近づける土壌条件を作ることを受けている。また、夜久⁽⁹⁹⁾は山梨県の八ヶ岳腐植質火山灰土に対する砂客入の効果を確認、固

相率の増大と保水性の低下のほかに、凍霜害の軽減と耕耘の安易性を高め、3か年間、高い増収効果を示すと報告している。

さらに、森ら⁽²⁶⁾⁽²⁷⁾⁽¹³⁵⁾は紋別市小向の重粘性土壌に対する砂客入は過大な粘土含量の割合を減少させて農耕作業労力を軽減させるほかに、土壌の理化学性を改良して、作物根の伸長を容易にし、作物の生育、収量を増大させることを認め、砂客入は重粘性土壌の土地改良において有効な手段であると報告している。

したがって、このような見地から、墾土に対して化学的に不活性な海砂の客入により、十分に作物の生産性を高めうるものと確信し、以下の試験研究を行なった。

すなわち、1961年より1967年までの6か年にわたり、墾土の固相容積と粗孔隙の増大および保水力の緩和を目的として、海砂の客入効果とその生産力の推移について、コンクリート枠試験およびほ場試験を併用して行なった結果を報告する。

なお、本節の1)項目は土壌3相組成とほかの物理的諸性質との関係について調査した結果を、また、2), 3), 4)項目は枠試験を中心にして、墾土に対する海砂の客入効果を土壌の物理的および化学的性質の変化の面より検討した結果を、さらに、5)項目はほ場試験を中心にして、海砂の客入効果の持続性ならびに地力推移について検討した結果である。

また、本研究の一部はすでに別報⁽⁴³⁾⁽⁸¹⁾⁽¹²⁰⁾によって、報告されたものを含んでいる。

1) 土壌3相組成とほかの物理性との関係

本土壌の3相組成（固相容積、液相容積および気相容積）を支配する土壌組成を明らかにするため、道南地域に分布する墾土16点について、土壌3相組成と粒径組成および有機物含量との関係を調査した結果を第54~55表に示した。

まず、第54表によって土壌3相組成と粒径組成との関係についてみると、粗砂・細砂含量が固相容積に対して高い正の相関を、また、液相容積に対しては負の相関を示した。一方、微砂・粘土含量と土壌3相組成の間には一定の傾向が認められなかった。つまり、これらのことより、粗砂・

第54表 土壌3相組成の粒径組成に対する回帰

X	粗砂・細砂含量 (%)		微砂・粘土含量 (%)	
	回帰式	相関係数	回帰式	相関係数
固相容積 (%)	$Y = 0.152X + 22.4$	0.683**		0.361
液相容積 (%)	$Y = 0.141X + 55.4$	-0.525*		0.195
気相容積 (%)		0.046		0.128

* 5%水準で有意, ** 1%水準で有意

第55表 土壌液相容積のほかの因子に対する回帰

X	固相容積 (%)		腐植含量 (%)	
	回帰式	相関係数	回帰式	相関係数
液相容積 (%)	$Y = -0.975X + 68.0$	-0.655**	$Y = 0.426X + 32.3$	0.509*

* 5%水準で有意, ** 1%水準で有意

細砂含量の多い土壌ほど固相容積が大きく、液相容積が小さいものといえる。

つぎに、第55表によって、土壌の液相容積と固相容積ならびに腐植含量との関係についてみると、固相容積が液相容積に対して高い負の相関を、また、腐植含量は液相容積に対して正の相関を示した。すなわち、このことは、固相容積が大きい土壌ほど、また、腐植含量が少ない土壌ほど液相容積が小さいことを意味している。

なお、粗砂・細砂含量の増加ならびに腐植含量の低下に伴う孔隙量の減少は非毛管孔隙量の減少ではなく、むしろ、毛管孔隙量の減少によるものであることをさきに述べた。

したがって、塩土の固相容積の増加と毛管孔隙量（保水力の大小を支配する）の減少を図るためには、土壌の粒径組成として粗砂・細砂含量が多く、しかも、腐植含量の減少をもたらすような土壌条件の造成が有効であることを示唆している。

2) 各種資材の客入と土壌の圧密が 作物の生産性に及ぼす影響

第56表 資材客入と圧密による土壌3相組成の変化とそれに伴うえん麦収量（棒試験）

区別	土壌および資材の客入量 (kg/棒)			固相重量 (g/100 ml)	土壌3相 (%)			全孔隙量 (%)	飽水度 (%)	収量 (g/棒)		子実収量比 (%)	窒素吸収量 (mg/棒)
	土壌	海砂	石英砂		液相	気相	固相			得重	子実重		
標準区	16.0	—	—	48.8	41.2	37.5	21.3	78.7	52.3	77.2	99.8	100	2,697
圧密区	19.0	—	—	60.0	49.6	25.5	24.9	75.1	66.0	65.4	76.3	77	1,905
海砂客入区	13.0	7.5	—	75.7	35.1	37.0	27.9	72.1	48.7	106.6	120.1	120	3,125
石英砂客入区	14.0	—	7.1	76.7	35.2	35.4	29.4	70.6	49.8	97.0	104.4	105	2,878

注) 土壌3相組成は深さ10~20cmの土壌について各種資材の充填3か月後に測定。

塩土の固相率、固相重量を増加させる手段として、まず、土壌の圧密と容積重の大きい資材の客入が土壌の3相組成および作物の生産性に及ぼす影響を明らかにするため、つぎのような試験を行った。

1967年に、函館市銭亀沢畑地より採取した塩土に、第56表に示すように、圧密、海砂および石英砂客入処理を行なって1/2,000aコンクリート棒に25cm層厚に充填し、共通施肥量として窒素、リン酸、加里各1.0g/棒(a当たり換算すると2kgで、現地は場試験の施肥量の約4倍量に相当する)を硫酸、過石、硫酸で施用し、えん麦を供試作物として実施した栽培試験の結果ならびに土壌3相組成の変化を同様に第56表にかかげた。

これによると、概して固相重量の増加につれて固相率が増大し、相対的に孔隙量が減少しており、標準区、圧密区、海砂客入区および石英砂客入区の固相率はそれぞれ21, 25, 28, 29%前後である。とくに、固相重量の大小を問わず、圧密区はほかの処理区に比して液相容積、飽水度（全孔隙量に對

する液相容積の占める割合)が最も大きく、気相容積が少ない。これに対して、海砂客入区では液相容積と飽水度はともに最も小さい傾向を示している。

このことは、美園ら¹²⁴⁾が指摘しているように、土壌の圧密処理は固相率を増大するとともに粗孔隙を毛管孔隙に変えて、土壌の保水量、液相率および土壌水分の供給速度をより増大させるものと思われる。

一方、えん麦の生育は固相率の大小にかかわらず、圧密区の地上部、地下部の生育量および窒素吸収量が最も劣り、その収量も標準区の約20%減となって現われた。また、各処理区の中で、海砂客入区の窒素吸収量、子実重が最も高く、逆に20%前後の増収率を示した。

なお、化学的に不活性であり、かつ、客入量もほぼ同程度であるにもかかわらず、海砂客入区と石英砂客入区の生育、収量に差が生じた原因は、恐らく、客入した資材の粒径組成の相違によってもたらされた土壌の理化学性の差に基因するものと思われる。

このように、塩土では、土壌の圧密による固相率の増加は粗孔隙を毛管孔隙に変えて、土壌の水分率、保水量を増大させるため、作物の生産性に対してむしろマイナスとなって現われる。一方、海砂客入は固相率の増加とともに粗孔隙量をも増大させ、保水量および水分率を逆に減少させるため、作物の生産性に対して有利な影響を及ぼした

ものと思われる。

3) 海砂の客入効果とその客入量の査定

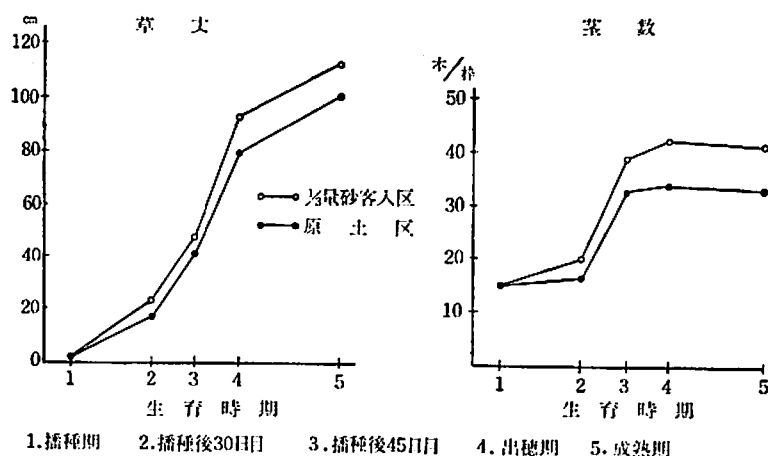
本項では、海砂の客入が土壌の理化学的性質の変化ならびに作物の生産性に及ぼす影響を調査し、もって効果的な海砂の客入量について検討した。

(1) 海砂客入による増収効果

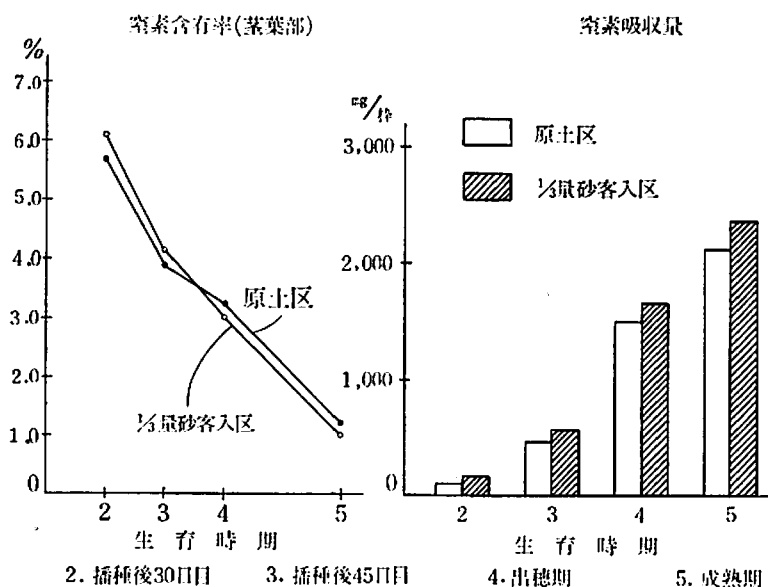
1961年に、函館市銭亀沢畑地より採取した塩土と、石狩郡石狩町花畔の砂丘地より採取した海砂を容量比で4:1(1/4量砂客入), 3:1(1/3量砂客入), 2:1(1/2量砂客入)の割合に混合し、1/2,000 aコンクリート枠に30 cmの深さに充填して、えん麦(前進)を供試作物として栽培試験を実施した。なお、各処理区の共通施肥量として、窒素1.0, 燐酸2.0, 加里1.0 g/枠を硫酸、過石、硫酸で施用し、客入資材として用いた海砂の95%程度が粗砂および細砂によって占められている。

塩土に対する海砂の客入が作物の生育、収量ならびに養分吸収に及ぼす影響を調査した結果を第31~32図、第57表に示した。

この結果によると、海砂客入区は原土区に比較して明らかに作物の初期生育が促進されるとともに葉色が濃く、窒素多施と類似の生育を示して、作物体内の窒素濃度および窒素吸収量も高かった。しかも、生育量のおう盛な反面、出穂も2~4日程度早く、栄養生長より生殖生長への転換が早くなる傾向を示して、塩土地帯特有の初期生育の不良および登熟遅延の生育様相がかなり軽減さ



第31図 原土区と海砂客入区の草丈、茎数の推移



第32図 原土区と海砂客入区の窒素含有率、窒素吸収量の推移

第57表 海砂客入量と生育収量の関係(枠試験)

区 別	出穂期 月 日	成熟期における生育調査			えん麦収量 (g/枠)		収量比(%)	子実/茎稈
		稈長 (cm)	穂長 (cm)	穂数(本)	茎 稈 重	子 実 重		
原 土 区	7. 7	76.5	25.3	33	71.3	61.7	100	0.86
1/2量砂客入区	7. 5	77.4	25.6	35	73.1	66.7	108	0.91
1/2量砂客入区	7. 4	78.2	25.9	37	76.8	71.0	115	0.92
1/2量砂客入区	7. 3	80.0	26.1	27	77.8	72.3	117	0.93

れた。

一方、収量面においても、海砂客入の効果が顕著に現われ、稈実性の向上と相俟って子実収量も8~17%前後の増収率を示し、海砂の客入量の多いものほど、その増収割合は高い傾向を示したが、壟土に対する最も効果的な海砂の客入量は原土に対して容量比で3:1のものである。

(2) 海砂客入による土壌の物理的性質の変化および地温の推移

このように、壟土に対する海砂客入の効果がきわめて大きいことは、当然、海砂客入による土壌

の理化学的性質の変化に基づくものと考えられる。

よって、まず、土壌の物理的諸性質の変化について調査した成績を第58~59表にかかげた。

壟土は、すでに明らかにしたように、容積比重が小さく、孔隙量の大きい軽鬆土であるが、第58表に示すように、海砂の客入によって、単位容積内の土壌重量および容積比重が増大して壟土の軽鬆性が軽減し、かつ、保水力の大小と関係のある容水量も減少して壟土の保水性がかなり緩和された。

第58表 跡地土壌の物理的性質の比較

区 別	100 ml 当りの土壌重量 (g)		容 水 量 (%)		10 cm の高さまでに水が上昇する時間 (分)		粒 径 組 成 (%)			
	粗	密	粗	密	粗	密	粗 砂	細 砂	微 砂	粘 土
原 土 区	65	76	122	109	15	21	12.6	20.9	48.0	18.5
1/2量砂客入区	94	106	74	51	13	15	39.8	25.0	25.3	9.9

第59表 跡地土壌の3相組成の比較

区 別	深 さ (cm)	土壌3相 (%)			全孔隙量 (%)	飽水度 (%)
		固相	液相	気相		
原 土 区	0~10	19.1	41.3	39.6	80.9	51.0
	10~20	22.1	44.3	33.6	77.9	56.9
	20~30	22.6	46.6	30.8	77.4	60.2
海砂客入区	0~10	24.7	32.3	43.0	75.3	42.9
	10~20	26.0	36.5	37.5	74.0	49.3
	20~30	27.5	37.1	35.4	72.5	51.1

また、10 cm の高さまでに水を吸昇する毛管上昇速度も、明らかに海砂客入区の方が原土区よりも早い。これは、原土区では比較的粘土含量が多く、毛管孔隙量も大であるが、毛管上昇に対する摩擦抵抗が大なるためにその上昇速度が遅いものと思われる。

土壌の粒径組成においても、海砂の客入により、粗砂および細砂含量が増加し、微砂、粘土含量が減少している。これは、客入に用いた海砂の大部分が粗砂、細砂によって占められていることから当然であろう。

つぎに、実容積測定装置¹²⁾によって、土壌3相組成を調査した第59表によると、海砂の客入によって、明らかに固相容積が増加し、液相容積および飽水度がかなり低い値を示して、保水量の減少したことが充分うかがわれた。

一般に、道南地域に分布する墾土の固相率は20~23%前後であるが、海砂の客入によって25~28%前後に増加している。この数値は、両縦火山灰土の理想的な固相率は24~26%であると述べている三好¹³⁾の報告結果とほぼ一致していることは注目に値する。

このように、海砂の客入によって、墾土の過湿性および保水性が緩和され、通気性が増大したこ

とは、当然、作物の発芽および根の伸長に対して好影響を与えたものと思われる。

つぎに、土壌微生物の活動ならびに土壌中の化学反応速度を支配する重要な因子の1つである地温（土壌温度）の推移について調査した第60表によると、海砂客入区は原土区に比較して、常に1~2°C前後高い値を示し、一般に、海砂客入区は気温が低く、蒸発量の比較的小さい春先における地温の上昇が大きく、気温の高い夏には原土区とほとんど差が認められない傾向があった。

第60表 原土区と海砂客入区の地温の推移(°C)

区 別	5 月		6 月		7 月	
	10日	25日	10日	25日	10日	25日
原 土 区	10.5	13.0	15.5	19.0	20.3	22.7
海砂客入区	12.2	15.0	17.0	21.0	20.6	22.8

注) 地表下10 cmの地温。

このように、海砂客入区の地温が原土区のそれよりも高いことは土壌3相組成の変化（とくに気相容積の増大）および熱伝導度の高い海砂を施用した結果によるものと考えられる。事実 SCHWARZ¹⁹⁾は砂の熱伝導度が粘土よりも大きく、温度の上昇が著しいことを報告している。

(3) 海砂客入による土壌窒素の可給化

海砂の客入によって地温上昇の速度が大きいことは、当然、土壌微生物の活動をおう盛にして有機物の分解を促進させるものと思われる。

したがって、常法によって、土壌中の無機態窒素の推移およびアンモニア生成率を測定した成績を第61表に示した。

なお、従来、土壌中の養分含量を乾土100 g当たりmg, %で表示していたが、単位容積当たりの固相重量が異なる土壌の養分濃度を比較検討する場合には妥当性を欠くため、すべて単位容積

第61表 無機態窒素の消長およびアンモニア態窒素の生成率

区 別	6 月 1 日		6 月 20 日		7 月 10 日		全 窒 素 (mg)	21°C, 21日間, incubation	
	NH ₄ -N (mg)	NO ₃ -N (mg)	NH ₄ -N (mg)	NO ₃ -N (mg)	NH ₄ -N (mg)	NO ₃ -N (mg)		NH ₄ -N 生成量 (mg)	NH ₄ -N 生成率 (%)
原 土 区	3.0	53.8	1.2	49.4	0.8	45.6	867	12.8	1.48
海砂客入区	6.5	51.6	2.0	46.1	1.4	40.6	677	14.1	2.01

注) 単位容積(土壌100 ml)中の量。

(土壌 100 ml) 当たり mg, % で表示した。

第 61 表によると、硝酸態窒素の生成量は原土区に比較して、常に海砂客入区の方がやや低い傾向を示しているが、アンモニア態窒素の生成量は、その絶対量こそ少ないが、逆に海砂客入区の方が高くなっている。さらに、自然状態のままで土壌を採取して、21°C, 21 日間、湛水状態で incubate した際に生成するアンモニア態窒素量ならびにその生成率についてみると、いずれも原土区より海砂客入区の方が高い値を示している。

このことは、海砂の客入によって土壌中の有機態窒素の無機化が促進されてアンモニア態窒素含量が増加したものと考えられ、海砂を客入した場合において、作物体の窒素吸収量が多く、窒素多施と類似の初期生育を示した前項の事実を裏書きしている。

一般に、土壌の有機態窒素化合物の大部分は TYURIN¹⁹²⁾ のいう粘土・腐植複合体として存在しているものと考えられ、原田³⁰⁾ は、土壌有機態窒素の無機化促進条件として、① 脱水処理効果、② 地温上昇効果、③ 土壌反応変換効果、④ 腐植解膠効果の 4 つをあげている。海砂の客入によって、無機化する有機態窒素は TYURIN の G₁ および G₂ fraction のいずれより由来するかはわからないが、いずれにしても、土壌の粘土・腐植複合体の表面に吸着または結合している易分解性有機物が海砂の客入による稀釈化と温度上昇によって、その平衡が攪乱されて分離・分散され、その結果、微生物によって分解されるようになったものと推定される。

(4) 土壌の化学的性質の変化

このように、海砂の客入によって土壌の物理的

性質が変化することは、当然、土壌の化学的性質にも影響を及ぼすものと考えられるので、つぎに、常法によって、跡地土壌の化学的性質について調査した成績を第 62 表にかかげた。

なお、活性礬土は醋酸・醋酸ソーダ緩衝液 (pH 4.8) 可溶の礬土を、また、土壌無機態磷酸を CHANG and JACKSON 法¹⁷⁾ によって 1 規定塩化アンモン、1/2 規定弗化アンモン、1/10 規定苛性ソーダ、1/2 規定硫酸を用いて連続抽出して石灰型磷酸、礬土型磷酸、鉄型磷酸に分別定量した。

これによると、化学的に不活性な海砂の客入によって土壌養分が稀釈化される関係上、海砂客入区は原土区に比較して窒素、腐植、置換性塩基含量、窒素吸収係数がいずれも減少しており、その傾向は客入する海砂量の多いものほど著しい。一方、土壌の pH および塩基飽和度は逆に高くなっている。

つぎに、礬土の磷酸固定に及ぼす海砂客入の影響についてみると、明らかに海砂の客入によって、磷酸吸収係数および活性礬土含量が著しく減少し、可給態磷酸含量が漸増して施用磷酸の可給化率が高まり、礬土の磷酸固定はかなり軽減されるものと推定される。また、海砂客入によって、土壌無機態磷酸のうち、礬土型および石灰型磷酸含量が減少し、鉄型磷酸含量が逆に増加していることは、1/5 規定塩酸可溶磷酸の増加量の大部分が鉄型磷酸であることを暗示している。

(5) 海砂客入による土壌腐植および窒素の形態変化

礬土のように、腐植含量が 20 % 以上をこえる土壌では、腐植が地力に及ぼす影響がきわめて大きいことが充分考えられる。一方、海砂の客入に

第 62 表 跡地土壌の化学的性質の比較 (対乾土 100 g)

区 別	pH		全窒素 (%)	全炭素 (%)	塩基置換 容量 (ml)	全置換性 塩基 (ml)	塩基飽和度 (%)	吸 収 係 数 窒 素	係 数 磷 酸	活性 礬土 (mg)	N/5-HCl 可 溶 磷 酸 (mg)	無機態磷酸*(mg)		
	H ₂ O	KCl										礬土型	石灰型	鉄型
原 土 区	5.46	4.85	0.84	11.93	53.0	17.5	32.9	897	2,495	126	13.8	85.7	41.3	20.3
1/4 量砂客入区	5.64	4.87	0.52	6.31	28.3	10.8	38.1	682	1,985	95	15.4	64.6	28.5	26.6
1/2 量砂客入区	5.67	4.90	0.45	5.22	23.2	9.2	39.8	630	1,815	71	15.6	55.7	26.2	29.3
3/4 量砂客入区	5.74	4.95	0.37	4.50	17.8	7.8	44.1	562	1,619	63	16.0	41.8	20.9	32.6

注) * CHANG and JACKSON 法による分別定量。

第63表 各種溶剤に溶出する炭素量 (対乾土 100 g)

区 別	全 炭 素 (mg)	溶 出 する 炭 素 量 (mg)			全炭素に対する溶出炭素量の百分比 (%)		
		0.5 % NaOH	0.5 % NaF	0.5 % NaC ₂ O ₄	0.5 % NaOH	0.5 % NaF	0.5 % NaC ₂ O ₄
原 土 区	11,933	2,976	1,274	492	23.9	10.7	4.1
1/4 量 砂 客 入 区	6,315	2,822	1,343	514	44.7	21.2	8.1
1/2 量 砂 客 入 区	5,227	2,701	1,484	530	51.7	28.4	10.1
3/4 量 砂 客 入 区	4,504	2,502	1,605	546	56.0	35.6	12.1

第64表 HOBSON and PAGE 法による各 fraction 中の窒素含量

区 別	全窒素 (mg)	各 fraction 中 の 窒 素 (mg)				
		2 % HCl 可溶	N/4-NaOH 不 溶	N/4-NaOH 可 溶	non humic matter	humic matter
原 土 区	847	14	402	431	132	299
1/4 量 砂 客 入 区	711	15	312	384	137	247
1/2 量 砂 客 入 区	678	16	282	380	142	238
3/4 量 砂 客 入 区	588	16	228	344	144	200

注) 単位容積 (土壌 100 ml) 中の量。

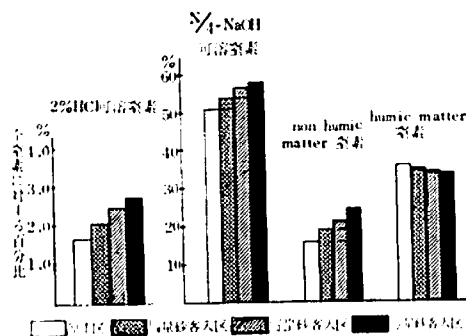
よって土壌中の有機態窒素の無機化が促進されることも明らかになった。

したがって、まず塩土に海砂を客入した場合に、土壌腐植の形態がどのように変化するかを確かめるため、弘法・大羽⁷⁾による SIMON 修正法によって、0.5 %苛性ソーダ、0.5 %弗化ソーダ、0.5 %修酸ソーダに溶出する腐植を Diphenylamine の代わりに Phenylanthranilic acid を指示薬として測定した結果を第63表に示した。

これによると、客入する海砂量が多くなるにつれて、土壌中の全腐植含量と同様に 0.5 %苛性ソーダ可溶腐植量は減少しているが、0.5 %弗化ソーダおよび 0.5 %修酸ソーダに溶出する腐植量は逆に著しく増加している。一般に、苛性ソーダは主に礫土と結合している腐植酸を、弗化ソーダは石灰と結合している腐植酸を、また、修酸ソーダは石灰、鉄などの多価塩基と結合している腐植酸を抽出すると推定されている点より考えて、海砂客入によって土壌中の石灰および鉄と結合している腐植酸の溶出量が増大したものと推定される。PAGE⁴⁾は ODÉN¹⁴⁾の方法を踏襲して土壌中の炭素と窒素との輪廻に関する研究を行ない、アルカリ浸出液中、酸によって沈澱する部分を humic matter と、沈澱しない部分を non humic matter と名付けた。non humic matter は ODÉN の Fluvosäure に相当して色の淡い分解されやすい腐植

と、一方、humic matter は Humussäure に相当して黒色のゲル状の沈澱であって微生物によって分解され難い腐植と考えられる。

よって、塩土に対する海砂客入が、土壌中の窒素の形態に及ぼす影響を調査するために、HOBSON and PAGE の方法⁴⁾に従って、土壌窒素を分別、定量した結果を第64表、第33図に示した。なお、土壌中の養分含量は前述の理由によって、すべて単位容積 (土壌 100 ml) 当たり mg, % で表示した。



第33図 全窒素に対する各 fraction 中の窒素組成百分比

すなわち、海砂の客入によって土壌単位容積当たりのアルカリ可溶、humic matter 部の窒素含量は全窒素含量と同様に漸減しているが、塩酸可溶および non humic matter 部の窒素含量は逆に増加しており、とくに ODÉN の Fluvosäure に相当して色の淡い分解されやすい腐植と考えられ

る non humic matter 部の窒素の増加量はやや顕著である。また、全窒素に対する各 fraction 中の窒素の割合はアルカリ不溶部を除き、客入する海砂量の増加に伴っていずれも増大し、中でも、アルカリ可溶部の窒素の増加量がきわめて多い。

第65表 各 fraction 中の無機成分量

成分	区 別	2% HCl 可溶部 (mg)	N/4- NaOH 可溶部 (mg)	non humic matter 部(mg)	humic matter 部 (mg)
石 灰	原 土 区	557	203	169	34
	海砂客入区	558	202	169	33
	海砂客入区	559	200	170	30
	海砂客入区	560	197	171	26
礬 土	原 土 区	2,838	1,138	600	538
	海砂客入区	2,751	1,108	584	524
	海砂客入区	2,664	1,080	556	524
	海砂客入区	2,430	995	472	523
鉄	原 土 区	94	404	174	230
	海砂客入区	179	501	203	298
	海砂客入区	240	516	207	309
	海砂客入区	281	521	208	314

注) 単位容積(土壌 100 ml) 中の量。

さらに、各 fraction 中の石灰、礬土および鉄含量を測定した第65表によれば、海砂の客入によって、明らかに各 fraction 中の礬土含量はいずれも減少しているのに反して、鉄含量は逆に増加しており、とくにアルカリ可溶部においてその傾向が顕著である。一方、酸およびアルカリ可溶部の石灰含量にはほとんど差が認められなかった。

以上の結果より考えると、礬土に海砂を客入した場合には、土壌中の鉄と結合した腐植が分解溶出し、そのため、腐植に付随する有機態窒素の無機化量が多くなったものと推察され、海砂客入は礬土の物理性の改善、腐植の解膠、さらに、耕耘作業労力の軽減(易耕性の増加)に対して最も有効な土壌改良法の1つと思われる。

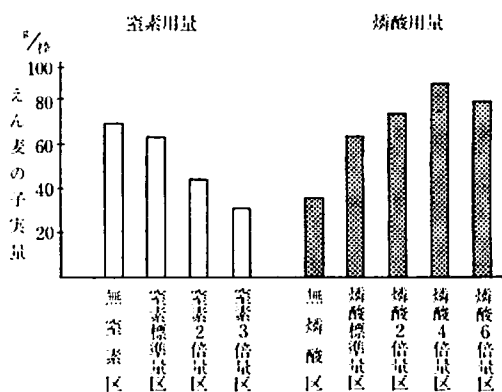
また、海砂の客入量は作物の生産性および経済性の面より考えて、礬土に対して容量比で3:1前後が妥当と考えられる。もちろん、海砂の客入は土壌の保水力および毛管孔隙の低下が過大にならないように充分配慮すべきである。

4) 海砂客入後の窒素、磷酸施用量

前項において、礬土に対する海砂の客入が土壌の粒径組成および有機物の含量を調節して土壌の物理性を改善するとともに、化学的に土壌有機態窒素の無機化量が増加し、磷酸の固定力が低下することを明らかにした。このことは、必然的に、窒素および磷酸の肥効に関係し、それらの施用量が変化することは想像に難くない。

したがって、礬土に海砂を客入して土壌改良した場合の窒素と磷酸の適量ならびに適比率について検討するため、1962年に、1/2,000 a コンクリート枠に、礬土と海砂を容量比で3:1の割合に混合、充填し、窒素施用量を4段階(無窒素区、窒素標準量区、窒素2倍量区、窒素3倍量区)、磷酸施用量を5段階(無磷酸区、磷酸標準量区、磷酸2倍量区、磷酸4倍量区、磷酸6倍量区)を設けて、えん麦(前進)を供試作物として、肥料用量試験を実施した結果を第34図に、また、原土と海砂客入土における窒素および磷酸施用量による増収割合を第66表に示した。

なお、窒素、磷酸、加里標準量はいずれも 1.0 g/枠(a 当たり 2 kg で、現地は場試験の施肥量の3~4倍量に相当し、非常に多い)で硫酸、過石、硫酸を施用した。



第34図 海砂客入土に対する窒素、磷酸用量と作物収量との関係(枠試験)

まず、窒素施用量とえん麦の生育との関係についてみると、一般の通念と異なり、窒素施用量の少ないもののほど草丈の伸長および茎数の増加が著しく、良好な生育を示して登熟も早かった。これに対して、窒素増施せるものは登熟が著しく遅延して叢生状態となった。

一方、磷酸施用量との関係についてみると、磷酸施用量の増加につれて、葉幅が広くなり、茎数も増してきわめておう盛な生育を示し、かつ、穂が大きく、登熟も良好であった。

収量面においても、生育の差が反映して窒素施用量の増加に伴って子実収量がしだいに低下しており、無窒素区の子実重が最も高く、窒素標準量区に比べて10%前後の増収率を示した。一方、磷酸施用量の増加につれて収量が著しく増加しており、磷酸4倍量区が最高収量を示した。

このように、塩土に海砂を客入した場合には、土壤中の窒素の無機化量が多いため、窒素の肥効がほとんど認められず、むしろ、マイナスの結果(窒素施用量が現地ほ場に換算するときわめて多いことにも起因する)を示している。一方、磷酸の肥効がきわめて顕著であることは、化学的に不活性な海砂の客入によって土壤中の化学成分が稀釈化され、磷酸の固定が弱まったためと思われる。事実、第66表よりわかるように、海砂客入土の方が原土に比べて磷酸増施による増収率がきわめて高いことより、充分推定される。

第66表 塩土ならびに海砂客入土における窒素、
磷酸施用量に伴う増収率(枠試験)

肥料	土 壤	施 肥 量				
		欠除区 (%)	標準 量区 (%)	2 倍 量区 (%)	4 倍 量区 (%)	6 倍 量区 (%)
窒素	原 土	53	100	105		
	海砂客入土	110	100	69		
磷酸	原 土	24	100	110	119	130
	海砂客入土	56	100	116	138	125

注) 各標準量区の収量を100とした値。

結局、塩土に海砂を客入した当初の施肥法としては、土壤中の有機態窒素の無機化量が多いため、なるべく窒素の施用量をおさえ、かつ、窒素標準量の4倍量程度の磷酸を施用することが必要

である。

5) 海砂客入効果の持続性とその生産力の推移

本項においては、主に、1961年より1966年までの6か年間にわたって、函館市銭亀沢畑地で実施した海砂客入関係のほ場試験成績を集録し、海砂客入の持続効果⁴¹⁾とその生産力の推移ならびに客入砂の分布状態について検討した結果⁴²⁾を述べる。

(1) 海砂客入の効果とその持続性

試験区分として、対照区、海砂3cm客入区(海砂の客入量は3m³/a)、海砂6cm客入区(海砂の客入量は6m³/a)の3処理区を設け、1961年より1965年までの5か年間にわたり、馬鈴薯(男爵薯)～大豆(十勝長葉)～てん菜(導入2号)～デントコーン(ホワイト・デントコーン)～馬鈴薯(農林1号)の輪作栽培を実施し、海砂客入の効果が各作物の収量に及ぼす影響を年次的に調査した結果を第68表、第35図に示した。

なお、各作物の共通施肥量は第67表に示すとおりであり、耕鋤の深さはほぼ18～20cm前後で、その他の栽培法はすべて当地方標準耕種法に従った。

第67表 海砂客入ほ場試験の施肥量

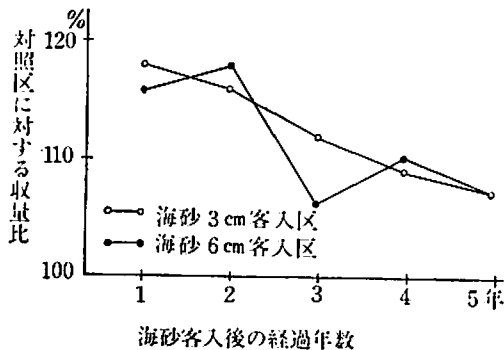
年次	作 物	要 素 量 (kg/a)		
		窒 素	磷 酸	加 里
1961	馬 鈴 薯	0.8	1.2	0.8
1962	大 豆	0.2	0.6	0.5
1963	て ん 菜	1.0	1.0	1.0
1964	デントコーン	1.2	0.8	0.5
1965	馬 鈴 薯	1.0	1.0	1.0

まず、生育様相についてみると、各作物とも、対照区に比して海砂客入区の初期生育がきわめて良好で、その後の生育も進み、出穂、開花期も2～7日前後早くなる傾向を示した。海砂客入2年

第68表 海砂客入の効果とその持続性(ほ場試験)

作 物 (年次)	馬鈴薯 (1961)		大 豆 (1962)		てん菜 (1963)		デントコーン (1964)		馬鈴薯 (1965)	
	塊茎重 (kg/a)	比 率 (%)	子実重 (kg/a)	比 率 (%)	葉根重 (kg/a)	比 率 (%)	茎葉重 (kg/a)	比 率 (%)	塊茎重 (kg/a)	比 率 (%)
区 別										
対 照 区	199	100	17.2	100	259	100	610	100	326	100
海砂3cm客入区	235	118	20.0	116	289	112	665	109	350	107
海砂6cm客入区	229	116	20.4	118	275	106	673	110	349	107

目ころまでは、客入砂の多いもののほどこの傾向が顕著であったが、その後は年次の経過とともにしだいに処理間の差が小さくなり、客入5年目では、むしろ、海砂の客入量が多いもののほど、その生育が凋落的な傾向を示した。



第35図 海砂客入による増収割合の年次別推移

一方、収量面においても同様に、海砂客入区は対照区に比して客入初年目では20%前後の高い増収率を示しているが、年次的には、その増収率はしだいに漸減の傾向を示している。しかしながら、5年目においても、なお10%前後の増収割合を示しており、海砂客入の効果が高いことと同時にその効果の持続性もかなり期待できる。

さらに、馬鈴薯の澱粉価、大豆の子実/稈英比および子実千粒重、てん菜の含糖率、T/R比などより推定すると、海砂の客入によって、明らかに畑土地帯特有の登熟遅延および過窒素的な生育傾向が緩和されている。

以上の結果より、海砂の客入によって土壌の孔隙性が改善されて、通気性の増大、保水性の低下、地温上昇の急速化などにより、作物の初期生育が促進され、かつ、土壌窒素の無機化量が増加しておう盛な生育量とともに高い増収率を示した。し

かしながら、海砂客入3年目ころより、土壌中の易分解性有機物の減耗によって、しだいに生産力が低下し、その増収率も漸減の傾向を示しているが、客入5年目においても、なお、10%前後の高い増収率を示し、その持続効果も充分期待できる。

(2) 海砂客入による土壌物理性の変化と客入砂の分布

海砂客入5年目の跡地土壌について、その粒径組成、土壌3相組成、pF—水分曲線、客入砂の分布状態について調査した結果を第69～71表に示した。

まず、第69表によって土壌の粒径組成についてみると、海砂の客入によってその粒径が粗くなり、主として客入砂と考えられる粗砂・細砂含量が増加し、微砂・粘土含量が明らかに減少している。一方、土壌水分の分布形態についても同様に、海砂客入区の方が対照区に比して、pF 1.6以下の水分量（非毛管孔隙量）が増加し、pF 1.6～2.8の水分量およびpF 2.8～4.2の水分量（毛管孔隙量）が逆に著しく減少しており、かつ、土壌保水量の1つの指標となりうる有効水分量（pF 1.8～4.2）も減少している。

したがって、海砂の客入によって、土壌の粒径組成と孔隙性が改変され、土壌中の非毛管孔隙量が増加して通気性と透水性が良好となり、さらに毛管孔隙量の減少によって土壌の保水性が軽減されるものと推定される。

つぎに、第70表によって、層位別に調査した土壌3相組成、乾土重および客入砂の分布状況についてみると、客入した海砂量が増加するに従って固相容積、乾土重がいずれも増加し、液相容積は逆に減少の傾向を示し、しかも、処理区間、層位別間に高い有意性が認められた。一方、粗砂・

第69表 海砂客入による土壌物理性の変化（海砂客入5年目）

区 別	深 さ (cm)	粒 径 組 成 (%)				土性	土 壌 水 分 量 (%)				有効水分 (%)
		粗 砂	細 砂	微 砂	粘 土		pF 0~1.6	pF 1.6~2.8	pF 2.8~4.2	pF 4.2<	
対 照 区	0~10	12.6	28.9	45.0	13.5	SiL	16.4	10.0	25.7	20.0	34.7
	10~20	16.2	28.8	46.0	9.0	SiL	12.1	9.4	18.0	36.1	25.4
海砂 6 cm 客 入 区	0~10	39.8	30.0	21.3	8.9	L	19.6	4.4	17.9	15.5	20.3
	10~20	34.3	41.4	20.7	3.6	SL	18.8	6.3	13.8	30.7	17.1

注) 有効水分*: pF 1.6～pF 4.2

第70表 海砂客入による土壌3相組成と粗砂・細砂の分布状況（海砂客入5年目の跡地土壌）

区 別	項目 深さ (cm)	測 定 値 (10か所平均)					変 異 係 数 (%)				
		3 相 組 成 (%)			100 ml 当たり重量 (g)		3 相 組 成			100 ml 当たり乾土重	100 ml 当たり粗砂・細砂重
		固 相	液 相	気 相	乾 土	粗砂・細砂	固 相	液 相	気 相		
対 照 区	0~10	26.4	47.9	25.7	63.4	9.9	3	7	10	3	5
	10~20	27.7	48.6	23.7	64.6	10.3	10	10	18	9	7
	20~30	24.3	46.8	28.9	59.5	12.1	5	5	9	6	7
海砂客入区 3 cm	0~10	33.3	40.4	26.3	83.3	44.8	16	10	21	19	28
	10~20	31.2	42.8	26.0	77.4	28.3	15	6	16	16	26
	20~30	24.4	49.1	26.5	58.3	12.2	12	5	11	7	14
海砂客入区 3 cm	0~10	34.2	38.2	25.6	85.8	43.5	24	25	14	13	21
	10~20	32.3	45.7	22.0	79.4	30.0	15	25	9	15	28
	20~30	27.3	45.5	28.6	66.9	17.1	15	13	21	13	18
有 意 性		**	**	**	**	**					

第71表 粗砂・細砂含量と他の物理性の相関

区 分	項目 深さ (cm)	粗砂・細砂含量 (G) との相関	t 値	t 値
乾土重	0~10	0.701 G + 60.8	3.01**	0.701 ± 0.489
	10~20	0.943 G + 49.9	6.31**	0.943 ± 0.149
	20~30	2.335 G + 30.5	5.78**	2.335 ± 0.849
固相容積	0~10	0.222 G + 25.8	2.48**	0.222 ± 0.188
	10~20	0.338 G + 21.2	6.00**	0.338 ± 0.118
	20~30	0.547 G + 18.8	2.33**	0.547 ± 0.493
液相容積	0~10	-0.224 G + 30.5	2.42**	-0.224 ± 0.194
	10~20		1.21	
	20~30	-0.380 G + 42.0	2.19*	-0.380 ± 0.365

* 5%水準で有意, ** 1%水準で有意

細砂含量も明らかに海砂客入区の方が多く，かつ，客入砂の多いものほど，その含量は下層まで伸入していた。

また，粗砂・細砂含量と土壌3相組成の関係についてみると，第71表に示すとおり，粗砂・細砂含量と乾土重，固相容積，液相容積との間にはいずれも高い直線相関が得られた。

森ら¹³⁵⁾は，重粘性土壌においては客入せる海砂が耕耘作業などによって，しだいに下層に沈下集積し，作物根の伸長を阻害すると指摘しているが，本土壌においては，第70表の客入砂および土壌3相組成の測定値の変異係数よりわかるように，客入砂は比較的良く分散しており，特定層に層状化して集積するような現象が全くみられなかった。

しかしながら，いずれにしても，耕耘の際には海砂が土壌と均一に混合するように留意すべきである。

また，海砂の客入量としては，本研究の結果よりみて，3 cm 客入 (a 当たり 3 m³ 客入) 位が妥当と考えられるが，もちろん，この客入量は塩土の腐植含量，粒径組成によって加減すべきであり，保水力の低下および毛管孔隙量の減少が過大にならないように注意しなければならない。

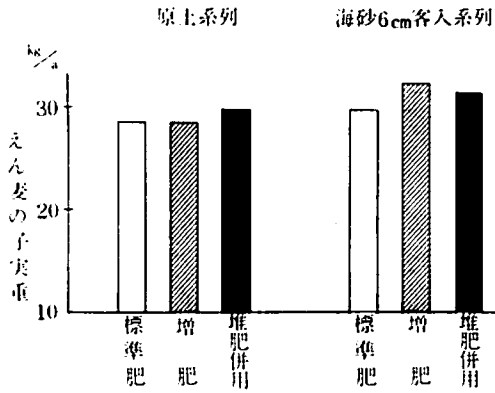
(3) 海砂客入跡地土壌の生産性

このように，海砂の客入によって，塩土の物理的および化学的性質が変化し，その結果，海砂客入初年目には，土壌地温の上昇，窒素の無機化促進などにより作物の生育量をおう盛にして高い増収率を示すが，客入3年目ころより，潜在地力の低下に伴って，しだいにその増収割合が低下することを明らかにした。

この増収率低下の原因は，化学的に不活性な海砂客入による直接的な土壌養分の稀釈効果とも推定されるが，それ以上に，間接的に窒素および腐植などの易分解性有機物の分解促進とその減耗によるものと考えられる。

したがって，本項では，過去5か年間にわたって，作付けした海砂客入跡地で肥培条件を変えてその生産性について検討した。

すなわち，対照および海砂6 cm 客入系列に，標準肥，増肥，堆肥併用区の3処理を設け，えん



第36図 海砂客入5年目跡地における
肥培条件と収量の関係

麦(前進)を供試作物として実施した栽培試験の結果を第36図に示した。

なお、標準肥区の施肥量としては、窒素0.6、磷酸0.8、加里0.5 kg/aを硫酸、過石、硫酸で施用し増肥区の施肥量は窒素、磷酸、加里とも標準肥区の30%増とし、また、堆肥併用区は標準施肥量の他に堆肥120 kg/aを施用した。

この結果によると、海砂客入6年目においても、なお、5%前後の増収率を示しており、肥培処理別にみると、増肥および堆肥併用の効果は明らかに海砂客入跡地の方が高く、11~12%の増収割合を示している。このことは、海砂客入跡地ではその増収率がやや低下する3年目ころよりやや増肥するか、もしくは堆肥を充分施用した方が、潜在地力の低下を防止するとともに、海砂客入の効果をより高く、かつ、長期的に維持できることを示唆している。

5) 要 約

1961年より6か年間にわたり、道南地方に分布する礫土地帯を対象として、礫土の固相率および粗孔隙の増大、保水力の緩和などの物理性の改善をはかるため、海砂客入の意義とその影響を土壌学的見地より解明するとともに、海砂客入の効果とその持続性について、枠試験とは場試験を併用して検討した結果を要約すると、つぎのとおりである。

(1) 土壌の圧密による固相率の増加は、粗孔隙を毛管孔隙に変えて、土壌の水分率および保水量をより増大させるため、保水性の高い礫土地帯で

は、作物の生産性に対して不利である。

(2) 一方、海砂の客入による固相率の増加は、粗砂・細砂含量、乾土重を増加させるとともに粗孔隙をも増大させ、さらに土壌の水分率、保水量を減少させて、礫土の通気・通水性が良好となり、保水性がかなり軽減された。

(3) 海砂の客入によって、通気性が増大し、地温の上昇速度が大きい結果、作物の初期生育が促進し、かつ、土壌窒素の無機化量が多くなり、窒素多施と類似のおう盛な生育量を示すとともに、登熟性も良好となり、客入初年目では、20%前後の高い増収率を示した。

(4) 海砂客入による土壌化学成分の稀釈化によって、活性窒素量や磷酸固定力が漸減し、施用磷酸の可給化率を増大させるとともに、易分解性有機物の分解が促進され、とくに鉄と結合した腐植が分解溶出し、そのため、腐植に随伴する土壌窒素の無機化量が多くなる。

(5) 客入砂の土層内分布状況は、海砂客入5年目においても比較的良く分散しており、耕耘作業などによって、とくに下層に層状に集積化するような現象は認められなかった。

(6) 海砂客入による増収効果は、客入当初ほど高く、客入3年目ころよりしだいにその増収率が減少する傾向が認められた。

したがって、海砂客入土壌に対する施肥法としては、客入1~2年目は土壌窒素の無機化量が多く、施用磷酸の可給化率が増大するため、窒素施用量は慣行よりやや控え目にし、また、磷酸は窒素の4倍量前後を施用すべきである。しかし、客入3年目ころより、易分解性有機物の減耗が大きく、潜在地力がしだいに低下するため、施肥量を全体にやや増施するか若しくは堆肥を充分併用すべきである。

(7) このように、礫土に対する海砂の客入効果が高く、しかも、その持続性もかなり期待できるが、その生産性および経済性の両面よりみて、最も効果的な海砂の客入量は原土に対して容量比で3:1位であり、つまり、a当たり3 m³位の客入量(客入層厚としては3 cm)が妥当と考えられ、客入した場合には、なるべく、深く耕起して原土と均一