



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	地盤凍結融解地域における農地の土壌保全に関する研究
Author(s)	長沢, 徹明
Degree Grantor	北海道大学
Degree Name	博士(農学)
Dissertation Number	乙第2655号
Issue Date	1984-06-30
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/32767
Type	doctoral thesis
File Information	2655.pdf



地盤凍結融解地域における

農地の土壌保全に関する研究

長 沢 徹 明

目 次

I. 緒言	1
II. 北海道における農地造成	5
1. 農地造成の現況と動向	5
2. 土壌保全上の問題点	12
2-1. 地形条件からみた土壌保全上の問題点	12
2-2. 気象条件からみた土壌保全上の問題点	12
III. 造成農地の水食	21
1. 北海道における水食の特徴	21
2. 北海道の造成農地における水食の実態	29
3. 農地造成に伴う基盤の環境変化	37
4. 大規模造成草地における水食状況調査事例	43
4-1. 調査流域の概要	43
4-2. 東谷地区の水食	48
4-3. 天塩高谷地区の水食	55
4-4. 水食発生基盤の土質	59
4-5. 圃場外への土壌流亡	64
5. 傾斜枠試験	69
5-1. 自然降雨による侵食	69
5-2. 人工降雨による侵食	70
5-3. 造成後の経過年数による変化	72
6. 論議	74

IV. 地盤の凍結融解	78
1. 地盤凍結地域における農地基盤の侵食問題	78
2. 凍結融解現象	84
2-1. 地盤の凍結	84
2-2. 土の凍結現象	94
2-3. 凍上現象	100
2-4. 凍結土の融解現象	106
3. 凍結および融解土の性質	108
3-1. 凍結土の性質	109
3-2. 凍結融解土の性質	120
4. 論議	168
V. 凍結融解に伴う土壌侵食と保全	172
1. 地盤凍結地域の水食	172
1-1. 研究動向	172
1-2. 裸地における土壌流亡	174
1-3. 草地における土壌流亡	177
2. 人工降雨による凍結融解土の水食実験	181
2-1. 実験概要	181
2-2. 土壌流亡	182
2-3. 浸入度	184
2-4. 透水係数と間隙率	186
3. 凍結融解と土の耐食性	186
4. 論議	190

Ⅵ. 北海道における土壤保全	195
Ⅶ. 摘要	204
Ⅷ. 結言	209
〔引用文献〕	212

I. 緒言

ながい時間をかけて培われてきた自然の生態系に人為的作用を加えると、平衡状態にひずみが生じ、そこに何らかの影響の出してくることは避けられない。とくに、広範囲の傾斜地を短期間で農地化するような場合には、当該地区はもち論のこと、周辺地域にも様々な問題の生じる可能性がある。例えば、造成された傾斜圃場の土壌侵食、流域河川の水質汚濁等は、この影響のあらわれである。近年、北海道では、草地開発事業あるいは畜産基地建設事業等により、広大な面積の傾斜林地を草地として造成（改変）しているが、なかには事業地区下流域の水質汚濁が問題化しているところもみられる。この種の問題は、関係する因子も多く、非常に複雑な場合が多いが、多角的な視点からの適確な予測と、これに基づく有効な対応策の樹立に向けて努力する必要がある。

土壌侵食、とくに水食については、アメリカ合衆国において組織的に研究が進められ、水食発生機構と対策に関して多くの知見が公表されてきた。また、他の多くの国々でも、食糧安定生産のための農地適正管理ということから、土壌侵食が重要課題としてとりあげられている。

水食現象は、多くの因子が関与し、それらが相互に影響を及ぼすため、極めて複雑な様相を呈する。Baver (1940) は、種々の因子による水食の発現形を、次のような概念式で示した。

$$E = f(C, T, V, S, H) \quad (1.1)$$

ここに、 E : 土壌侵食、 C : 気象因子、 T : 地形因子、 V : 植生因子、 S : 土壌因子、 H : 人為的因子

また、現在一般的な土壌流亡予測式とされている "USLE" (Universal Soil-Loss Equation) は、次式のようにあらわされる (Wischmeier ら・1958)。

$$A = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \quad (1.2)$$

ここに、 A : 年平均流亡土量、 R : 降雨係数、 K : 土壌係数、 L : 斜面長係数、 S : 傾斜係数、 C : 作付係数、 P : 保全係数

この USLE は、アメリカ合衆国農務省による、大規模なプロジェクト研究の成果である。すなわち、過去50年以上にわたって50か所以上の地区で集められた、10000点ものデータに基づくものであり、各係数に対して深い吟味がなされている。そして、現在全国的に土壌侵食問題が憂慮されているアメリカ合衆国では、その対策の一環として USLE に準拠して農地の維持管理が検討されているのである。

しかし言うまでもなく、USLE はアメリカ合衆国の気候風土にねざしたものであるから、これをそのまま日本に適用することはできない。現在では、USLE の各係数を日本の実情に即した値に修正すべく、検討が進められている。前述のように、侵食作用は個々の変数の関数であると同時に、各因子はまた相互に密接な関連性を有している。したがって、それぞれの因子を総合的に評価することが必要であるとともに、地域による特有の条件をも適宜配慮していかなければならない。例えば、北海道のような寒冷地、なかでも少雪酷暑の地域においては、地盤の凍結融解に付随して土壌侵食のみられることなど、がその一例である。

わが国では古来より稲作農業が主体であって、傾斜地に至るまで営々として水田を築いてきた。このような営農形態は大きな耐食性を発揮す

るため、急峻・多雨な風土にもかかわらず、土壤侵食はそれ程問題視されてこなかった。しかし、第2次世界大戦後の食糧増産体制下での農地拡張政策に伴い、それまで林野であった傾斜地にも畑が造成されはじめたため、土壤侵食問題がクローズアップされるようになり、これに対する関心が高まるとともに広く研究が行われるようになった。また近年、山地流域を大規模に開発する農地造成事業の進展に関連して、再び注目されるようになってきている。このように多数報告されている研究成果のうち、北海道関係の研究事例をいくつかみてみよう。

西潟(1963)は、なかく北海道にあって広汎な侵食の研究を続け、1963年には土壤侵食発現機構、傾斜地の生産性、侵食防止方法および防止対策の効果などについてとりまとめ、北海道における指針を与えた。また宮坂(1953)は、現地農家が必要上個人的に実施した土壤侵食防止法をとりあげて専門的見地から検討を加え、さらに実験から得られたデータをも加味して防止対策上の意見を述べている。佐藤ら(1969)は、北見地域における土壤侵食発生基盤の検討を行い、劣悪な気候・地形条件のもとで豆作を中心とした畑作経営が行われていることが、保全対策の困難さを倍加させていると指摘した。そして、人工降雨試験による浸透能および侵食量の検出、自然降雨による土壤流出量の観測、侵食状況調査などの保全対策上の検討を行い、地域特性に対応した保全策を提示した。

ハ欽ら(1957)は、融雪水および凍土の融解水による土壤侵食について、十勝地方、上川地方等において調査研究を行い、多くのデータを得た。その結果、土壤凍結層のない、単なる融雪だけの場合は侵食は極めて少なく、これに対して凍結層のある場合は、横畦といえども土壤保全上の効果は非常に小さくなることを、地盤の凍結に関連する土壤侵食問

題が最も深刻なのは、北海道のなかでも特に十勝地方であることは異論のないところである。北農試(1956, 57, 58)は、土壤凍結と流亡とが十勝火山性土の地力維持・増進上の大きな障害となっていると考え、古くから基礎資料の収集を行っている。また佐藤(1973)は、十勝地方の芽室と士幌において調査を行い、土壤侵食の実態および凍結融解特性と土壤水分特性のかかわり合いを把握し、今後の調査・研究・防止策の手がかりを得ようとした。このなかで、火山灰土壤からなるこれらの地方の凍結深は、1mにも達すると報告している。

以上の研究事例にもみられるように、北海道における土壤侵食問題は、農地の形状、大規模な営農形態、特有な気象・地域的条件などの複雑な要因を内包するため、きめの細かい土壤保全対策はたてにくいのが現状である。

本論文は、北海道内で行われた草地造成事業による傾斜草地を、調査研究の対象としている。そして、造成の過程を含めた草地からの水食による土壤流失が、いかなる機構に基づくものかを、北海道としての地域特性をふまえて、主として基盤の諸条件に視点を置いて検討したものである。

II. 北海道における農地造成

1. 農地造成の現況と動向

北海道の面積は 835 万 ha で、国土面積の 22% を占め、この恵まれた土地資源を生かしながら食糧供給基地としての役割を着実に果たしている。北海道農業の位置付けは、表-Ⅱ・1 に示されるとおりであり、耕地面積は昭和 56 年 (1981) で 115 万 ha となっている。全国の耕地面積のうち、北海道の占める割合をみると、昭和 45 年 (1970) の 17% から昭和 56 年 (1981) には 21% と増大し、北海道農業の比重が年々高まっていることが明らかである。また、耕地のうち畑、とくに牧草地の面積が約 80% と大きく、乳用牛の飼養頭数、生乳生産量ともに大きな割合を占めている。

さて、「農産物の需要と生産の長期見通し」(1975)、「国土利用計画」(1976) および「第三次全国総合開発計画」(1977) においては、1985 年目標の食用農産物総合自給率を 75% とすべく、このためには 585 万 ha の農用地が必要であるとしている。このことは、1981 年で 40 万 ha、今後の既存農用地潰廃を考慮するとさらに多くの農用地造成が必要となる。このような情勢のなかで、北海道は重要な立場に置かれている。すなわち、図-Ⅱ・1 に示されるように、開発可能地面積は 282 万 ha で、そのうち北海道・東北のような積雪寒冷地が 50% 以上を占め、これらの地域で今後一層農用地造成が進展していくものと思われる。

農用地開発事業は、昭和 45 年 (1970) 制定の実施要綱に基づき、表-Ⅱ・2 に示す各種事業として実施されている。これらのうち、国営およ

表-Ⅱ-1 北海道農業の位置付け

区 分		北海道		全 国		北海道 全国	資 料
		実 数	構成比	実 数	構成比		
耕地面積	千ha	1,150.3	%	5,442.0	%	%	農林水産省 (耕地面積 調査, 昭 和56年)
田	"	266.0	23.1	3,031.0	55.7	8.8	
畑	"	884.3	76.9	2,411.0	44.3	36.7	
普通畑	"	411.4	35.8	1,241.0	22.8	33.2	
樹園地	"	4.9	0.4	581.3	10.7	0.8	
牧草地	"	468.0	40.7	589.4	10.8	79.4	
農業粗生産額	億円	8,955.0	100.0	102,293	100.0	8.8	農林水産省 (生産農業所 得統計, 昭 和55年)
耕種	"	5,165.0	57.7	68,249	66.7	7.6	
米	"	1,615.0	17.9	29,486	28.8	5.5	
畜産	"	3,788.0	42.3	31,708	31.0	11.9	
生乳	"	1,841.0	20.6	6,488	6.3	28.4	
家畜飼養頭数							農林水産省 (家畜基本調 査, 昭和56年)
乳用牛	千頭	771.0	—	2,104.0	—	36.6	
肉用牛	"	205.5	—	2,281.0	—	9.0	
豚	"	591.4	—	10,065.0	—	5.9	
採卵鶏	千羽	7,004.0	—	164,716.0	—	4.3	

(北海道開発局・1982 による)

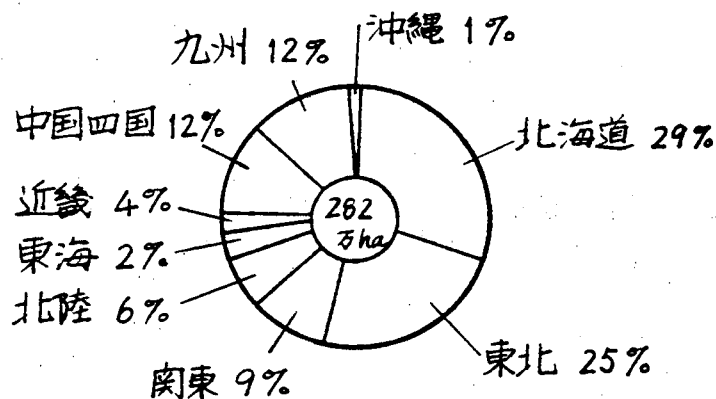


図-Ⅱ・1 農用地開発可能地の地域別構成

び道営の農用地開発事業と草地開発事業による造成面積の推移をみると、表-Ⅱ・3 のようになる。これらの推移をみると、昭和48年度の最盛期をさかいに微減傾向にあるものの、ほぼコンスタントに農用地造成が行われているといえよう。これを反映して、北海道の耕地面積は、水田利用再編対策に伴う田圃面積の減少にもかかわらず、牧草地の面積増大によって年々増加している（表-Ⅱ・4）。また、これに呼応して飼養牛頭数が、飛躍的に増加していることが特徴的である。

昭和57年度の北海道農業基盤整備事業国家予算は、約1,745億円であり、全国予算の約20%を占める（表-Ⅱ・5）。このうち農用地の造成には約25%が投資され、かなりの重点が置かれていることがわかる。また昭和57年度に北海道で実施される国営農用地開発事業および草地開発事業地区は、それぞれ図-Ⅱ・2，Ⅱ・3 に示されるように多数にのぼっている。

以上みてきたように、北海道では農用地の造成が、過去の実績、現況、動向のいずれをみても、農業基盤整備上重要な位置を占めている。しか

表-II-2 農用地開発事業一覧

農地開発事業 国営農地開発事業 都道府県営農地開発事業 団体営農地開発事業 農地開発利用促進事業 農林地一体開発整備パイロット事業
草地開発事業 国営草地開発事業 都道府県営草地開発事業 国営等草地開発附帯事業 団体営草地開発整備事業 農業公社牧場設置事業 道営草地整備改良事業 公共育成牧場整備事業
公団営農用地開発事業** 広域農業開発事業 高産基地建設事業 干拓地内生産田地整備事業

注). * 1970年制定の実施要綱に基づき実施

** 農用地開発公団法に基づき公団が実施

し、これまでの造成地域が、比較的条件の良好な土地であったのに対し、次第に気候、地形等の条件の厳しいところに対象を求めなければならなくなっている。すなわち、地形がより複雑で勾配の急な斜面、土壌条件のより劣悪（保全上）な地区を対象とするようになっている。こうしたなかで、農地保全上の問題が顕現化してくることは、宿命的なものと言わざるを得ない。そして、これら農地保全対策のために、寒冷地の農地造成に伴う土壌保全上の実態を正しく把握して問題点を整理し、適

確な対応策を樹立する：とは、農業土木学の大きな課題の1つである。

表-II-3 北海道における農地および草地開発事業の実施状況

年 度	国 営 事 業			道 営 事 業			合 計
	農地開発*	草地開発	計	農地開発	草地開発	計	
昭和 37	65		65	82		82	147
38	358		358	345		345	703
39	629		629	669		669	1,298
40	459		459	898		898	1,357
41	595	143	738	1,354		1,354	2,092
42	1,094	374	1,468	1,682		1,682	3,150
43	1,424	686	2,110	2,178	96	2,274	4,384
44	2,329	883	3,212	1,814	286	2,100	5,312
45	3,575	1,066	4,641	2,113	503	2,616	7,257
46	3,574	1,234	4,808	2,685	386	3,071	7,879
47	3,820	1,258	5,078	2,439	316	2,755	7,833
48	5,411	1,922	7,333	2,843	385	3,228	10,561
49	4,126	1,595	5,721	1,390	165	1,555	7,276
50	2,940	1,095	4,035	1,912	122	2,034	6,069
51	3,780	780	4,560	1,986	180	2,166	6,726
52	4,852	1,047	5,899	1,492	268	1,760	7,659
53	5,675	1,374	7,049	1,187	169	1,356	8,405
54	4,554	1,247	5,801	1,456	198	1,654	7,455
55	4,149	1,000	5,149	1,494	146	1,640	6,789
56	3,570	753	4,323	922	193	1,115	5,438
合 計	56,979	16,457	73,436	30,941	3,413	34,354	107,790

注) 単位: ha, *印: 総合農地開発事業を含む, 北海道開発局調.

表-Ⅱ・4 北海道の耕地面積および飼養牛頭数の推移

昭和 年度	耕 地 面 積 (千ha)				飼 養 牛 頭 数 (千頭)		
	田	畑	うち 牧草地	計	乳用牛	肉用牛	計
45	290.7	696.4	209.1	987.1	489.2	34.6	523.8
48	281.6	763.8	333.5	1,045.4	567.9	77.8	645.7
49	279.0	781.2	355.7	1,061.0	577.0	121.3	698.3
50	276.2	799.8	380.2	1,076.0	614.8	125.5	740.3
51	273.5	814.6	397.6	1,088.1	623.8	125.9	749.7
52	272.8	825.8	419.5	1,099.0	656.7	148.8	805.5
53	271.6	840.4	439.1	1,112.0	694.3	159.6	853.9
54	270.2	854.4	449.6	1,124.6	727.3	164.2	891.5
55	267.4	872.2	461.6	1,140.0	751.6	192.9	944.5
56	266.0	884.3	468.0	1,150.0	771.0	205.5	976.5
56/55(%)	99.5	101.4	101.4	100.9	102.6	106.5	103.4

注) 農林水産統計による

表-Ⅱ・5 昭和57年度北海道農業基盤整備事業費

土地改良事業		1,223億8,583万円
農用地開発事業		437億7,628万円
直轄	農用地開発事業	250億8,000万円
	農地開発事業	211億円
	草地開発事業	39億8,000万円
	調査計画	7億0,050万円
補助	農用地開発事業	179億3,778万円
	農地開発事業	80億0,400万円
	草地開発事業	99億3,378万円
特定地域農業開発事業		83億7,389万円
広域農業開発事業		59億7,735万円
畜産基地建設事業		22億3,854万円
調査計画		1億5,800万円
計		1,745億3,600万円*

* 全国予算の19.4%に相当する。

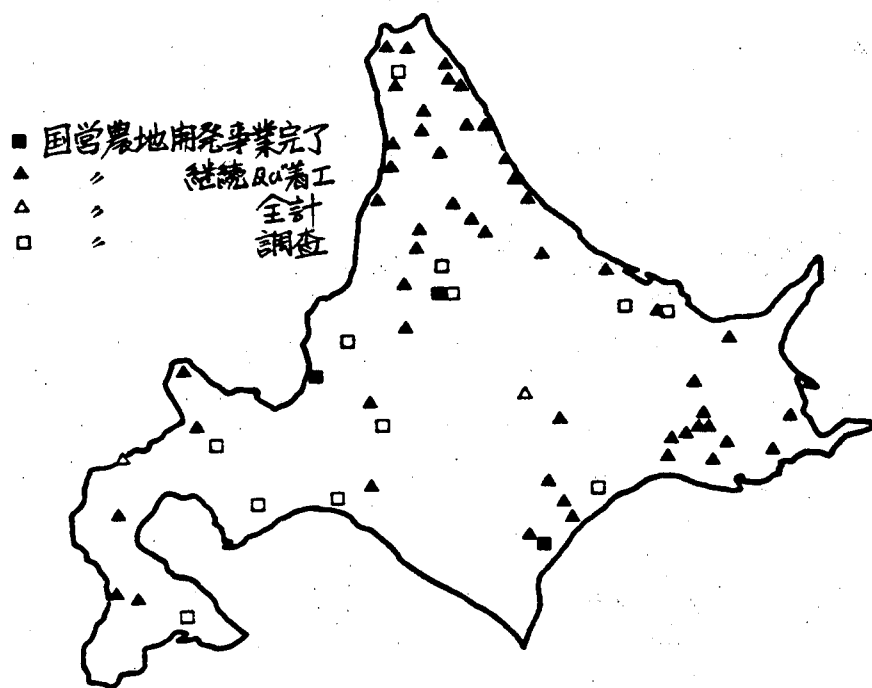


図-II・2 国営農地開発事業地区位置図
(昭和57年度)

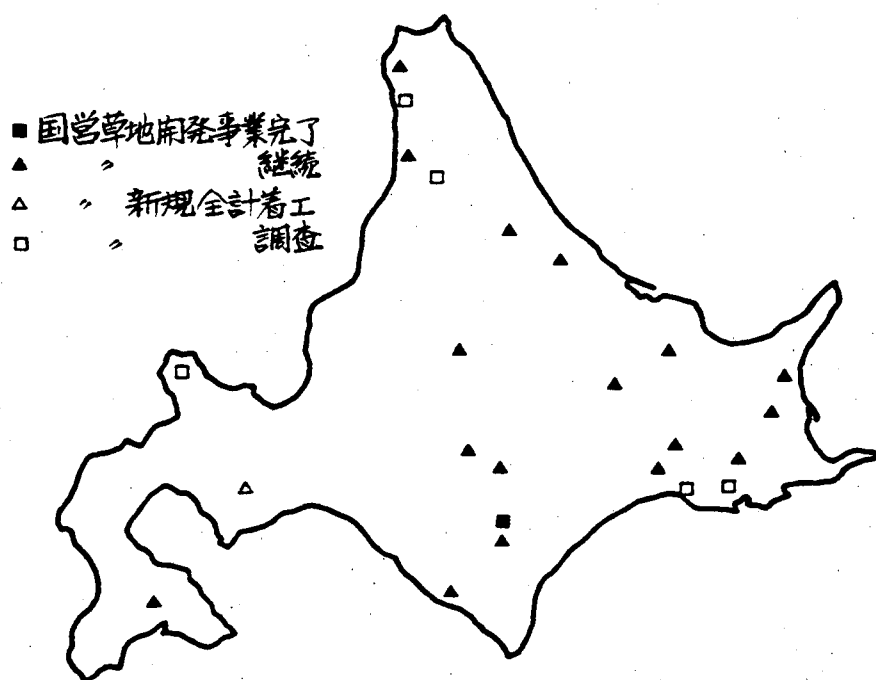


図-II・3 国営草地開発事業地区位置図
(昭和57年度)

2. 土壤保全上の問題点

2-1. 地形条件からみた土壤保全上の問題点

日本の国土は山地が海岸線に迫り、河川の多くは、短かい急流を呈する。このことからわかるように、国土全体の約8割は、山地・丘陵地で占められている。

北海道は、道北・道東地方にみられるような、比較的平坦な谷地や平地がひろがるため、相対的には傾斜地が少ない。それでも、表-II・6に示されるように、起伏に富む山地・丘陵地が67%に達する。地域別には、上川・十勝・網走地方の山地面積が大きい。また、傾斜区分別面積を示す表-II・7によれば、8°以上の勾配を有する傾斜地が全体の65%、15°以上の急傾斜地が47%に達している。そして地域別には、前出の表-II・6と同様、上川・十勝・網走管内に、急傾斜地が多く分布する（表-II・8）。

傾斜地における農用地の実態は、表-II・9に示される。これによれば、耕地は8°未満の緩傾斜地にそのほとんどが分布し、また8°未満の耕地化率は50%をこえている。このようななかで、北海道における農用地開発地は、必然的に急傾斜地に重心が移っていくものと推定され、土壤保全問題が開発計画の当初から内包されることになる。

2-2. 気象条件からみた土壤保全上の問題点

土壤保全問題を考えるうえで留意しなければならないものに、積雪寒冷な気象条件をあげる必要がある。北海道の降雨は、府県にくらべて比

表-II-6 地形区分别面积
(赤沢・1982)

〔km²〕

支庁	山地・火山地				丘陵地			台地・段丘			低地				合計		
	大起伏	中起伏	小起伏	山麓地	計	大起伏	小起伏	計	砂礫	口・ム	岩石	計	扇状地・ 地性	三角 州性		自然堤 防砂州	計
石狩	69	787	672	38	1,566	207	233	440	94	471	0	565	297	454	229	980	3551
空知	142	1,135	2,475	53	3,805	690	133	823	544	45	0	589	1086	183	100	1369	6586
上川	588	1,444	3,421	258	5,711	530	261	791	895	3	935	1,833	1,496	0	39	1,535	9870
留萌	49	210	1,773	15	2,047	1,015	109	1,124	318	2	1	321	361	126	50	537	4029
後志	320	1,161	1,539	326	3,346	107	11	118	110	328	50	488	322	11	17	350	4302
檜山	190	806	905	228	2,129	30	0	30	482	0	78	560	121	5	10	136	2855
渡島	26	1,126	1,460	472	3,084	0	0	0	334	0	0	334	132	115	61	308	3726
胆振	14	393	1,138	248	1,793	403	89	492	84	626	10	720	257	337	103	697	3702
日高	1,187	1,483	837	55	3,562	389	121	510	168	309	22	499	258	1	8	267	4838
十勝	1,090	1,425	1,586	243	4,344	1,684	100	1,784	1127	2601	0	3728	881	65	29	975	10831
釧路	10	185	1,311	254	1,760	709	1651	2,360	103	682	0	785	398	516	184	1098	6003
根室	119	292	367	72	850	66	4	70	198	1947	18	2163	107	224	45	376	3459
網走	446	1,025	3,644	279	5,394	1769	66	1,835	966	612	363	1941	897	244	376	1,517	10687
宗谷	33	148	775	217	1,173	790	614	1,404	583	43	95	721	224	430	124	778	4076
計	4,283	11,620	21,903	2,758	40,564	8,389	3,392	11,781	6,006	7,669	1,572	15,247	6837	2711	1375	10,923	78,515
%	(10)	(29)	(54)	(7)	52	(71)	(29)	(100)	(39)	(50)	(11)	(100)	(63)	(25)	(12)	(100)	100

表-II.7 傾斜区分別面積

(赤沢・1982)

[km² %]

支庁	< 3°	3°~8°	8°~15°	15°~20°	20°~30°	30°~40°	40°<	計	< 8°
石狩	1470 ₄₁	269 ₈	831 ₂₃	597 ₁₇	371 ₁₀	9 ₁	4 ₀	3551 ₁₀₀	1739 ₄₉
空知	1816 ₂₈	389 ₆	896 ₁₄	1018 ₁₅	1959 ₃₀	449 ₇	59 ₀	6586 ₁₀₀	2205 ₃₃
上川	1838 ₁₉	792 ₈	1640 ₁₇	1474 ₁₅	2691 ₂₇	1200 ₁₂	235 ₂	9870 ₁₀₀	2630 ₂₇
留萌	627 ₁₆	163 ₄	640 ₁₆	849 ₂₁	1256 ₃₁	490 ₁₂	4 ₀	4029 ₁₀₀	790 ₂₀
後志	498 ₁₂	605 ₁₄	1164 ₂₇	579 ₁₃	1275 ₃₀	172 ₃	9 ₁	4302 ₁₀₀	1103 ₂₆
松山	317 ₁₁	112 ₄	277 ₁₀	495 ₁₇	840 ₂₉	720 ₂₅	94 ₄	2855 ₁₀₀	429 ₁₅
渡島	609 ₁₆	327 ₉	343 ₉	543 ₁₅	1203 ₃₂	657 ₁₈	44 ₁	3726 ₁₀₀	936 ₂₅
胆振	1105 ₃₀	532 ₁₄	966 ₂₆	622 ₁₇	458 ₁₂	15 ₁	4 ₀	3702 ₁₀₀	1637 ₄₄
日高	464 ₁₀	280 ₆	679 ₁₄	584 ₁₂	1026 ₂₁	1480 ₃₀	325 ₇	4838 ₁₀₀	744 ₁₅
十勝	3882 ₃₆	1486 ₁₄	2207 ₂₀	700 ₆	1545 ₁₄	749 ₇	262 ₃	10831 ₁₀₀	5368 ₅₀
釧路	1862 ₃₁	1076 ₁₈	1490 ₂₅	595 ₁₀	629 ₁₀	342 ₆	9 ₀	6003 ₁₀₀	2938 ₄₉
根室	2287 ₆₆	375 ₁₁	208 ₆	154 ₄	215 ₆	208 ₆	12 ₁	3459 ₁₀₀	2662 ₇₇
網走	2198 ₂₁	777 ₇	1884 ₁₈	1719 ₁₆	2339 ₂₂	1551 ₁₅	219 ₁	10687 ₁₀₀	2975 ₂₈
宗谷	950 ₂₃	500 ₁₂	959 ₂₄	746 ₁₈	698 ₁₇	211 ₅	12 ₁	4076 ₁₀₀	1450 ₃₅
計	19,923	7,683	14,184	10,675	16,505	8,253	1,292	78,515	27,606
%	25	10	18	13	21	11	2	100	35

表-II.8 急傾斜地の地域別面積

支庁	8° 以上		15° 以上	
	km ²	%	km ²	%
石狩	1812	4	981	3
空知	4381	9	3485	9
上川	7240	14	5600	15
留萌	3239	6	2599	7
後志	3199	6	2035	5
松山	2426	5	2149	6
渡島	2790	5	2447	7
胆振	2065	4	1099	3
日高	4094	8	3415	9
十勝	5463	11	3256	9
釧路	3065	6	1575	4
根室	797	2	589	2
網走	7712	15	5828	16
宗谷	2626	5	1667	5
計	50.909 (65)	100	36.725 (47)	100

(赤沢・1982 作成)

注) () は全面積に占める割合, %

表-Ⅱ・9 傾斜区分別の耕地分布割合と耕地化率
(赤沢・1982)

支庁	耕地分布割合 (%)				耕地化率* (%)			
	<3°	3°~8°	8°~15°	15°~25°	<3°	3°~8°	8°~15°	15°~25°
石狩	92.9 2.5	7.1 1.1	—	—	6.9	10.8	—	—
空知	91.7 2.6	6.7 3.2	1.6 3.0	—	5.9	20.6	2.1	—
上川	68.4 4.0	14.3 5.8	17.3 27.8	—	8.9	18.4	10.7	—
留萌	84.5 4.0	12.7 1.6	2.8 1.4	—	26.0	24.5	1.4	—
後志	55.3 2.5	38.5 5.9	6.0 3.7	0.2 11.9	16.5	24.8	2.1	0.1
釧路	71.5 0.5	25.8 1.6	2.7 0.7	—	6.0	36.6	1.4	—
渡島	65.4 1.7	22.1 1.9	12.5 4.2	—	11.3	14.4	7.6	—
胆振	80.2 3.2	17.7 2.1	2.0 1.0	0.1 11.4	11.9	10.2	0.6	0.1
日高	52.0 2.6	38.0 4.7	9.1 4.5	0.9 66.4	22.6	42.5	4.3	0.2
十勝	68.6 36.9	28.3 25.0	3.1 11.3	—	38.9	43.1	3.3	—
釧路	54.7 8.5	31.2 7.8	14.1 14.2	—	18.7	18.4	6.0	—
根室	24.7 3.9	73.6 18.8	1.7 1.7	—	7.0	78.6	5.3	—
網走	59.5 18.9	31.4 17.7	9.0 20.3	0.1 10.3	35.1	57.8	6.8	0.1
宗谷	75.4 8.2	15.8 2.8	8.8 6.2	—	35.4	14.0	4.1	—
全体	56.2 100.0	35.0 100.0	8.7 100.0	0.1 100.0	20.5	33.1	4.5	0.02

注) * 総土地に対する傾斜区分別耕地の割合

上段: 同一支庁内の分布割合, 下段: 全道耕地に対する分布割合

較的少ないが、冬期間地表に貯留された降水(積雪)は、春先の融雪のため短期間に河川へ流出する。このことから、一般に温暖地の限界侵食期が、降雨の多い8~9月とされるなかで、北海道などの寒冷地では侵食発生危険性の高い時期が融雪の春季、降雨の秋季の2回あるとすることもできる。このうち春季は、積雪のほか、地盤の凍結による土壌保全問題が相乗する。後章で詳述するが、地盤の凍結状況は温度・土質・水分条件に左右される。しかし一般には、地表面の温度(寒さの程度)に規定されると言ってよい。いま、道内各地の寒さの程度を凍結指数(後述; IV, 2)で表現すれば、図-II-4のようになる。しかし、これは気温による値であるから、直接地盤凍結に影響する地表面温度ではない。

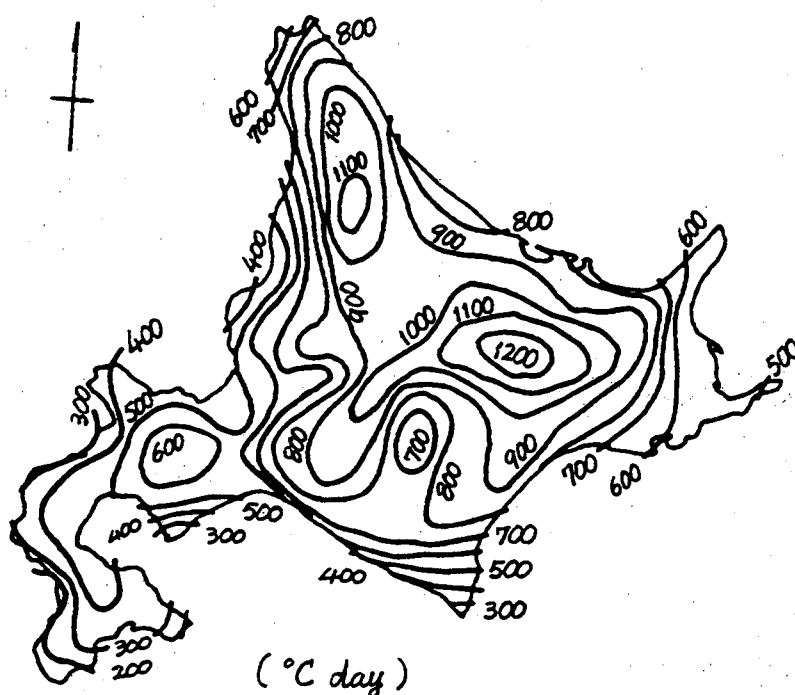


図-II-4 昭和49-50年冬期の凍結指数
(昭和50年3月末まで)の分布
(木下ら・1978)

すなわち、地面をおおう積雪が断熱効果を発揮するため、実際の地盤凍結深は 図-Ⅱ・4 の凍結指数分布とは大幅に異なってくる。北海道の積雪分布を示す 図-Ⅱ・5 によれば、道南の太平洋側で積雪深の小さいことがわかる。そして、これに対応するかたちで、自然積雪条件での凍結深分布は、道南・道東太平洋側で大きくあらわれている（図-Ⅱ・6）。地盤の凍結と土壌保全の問題については、Ⅴで詳しく論じるが、春季の融解過程において表土を流亡させることが、古くから指摘されている。そして、図-Ⅱ・7 で示される火山性土の分布が、地盤凍結の顕著な地域に重なっていることが、問題を一層深刻化させている。すなわち、一般に火山性土は軽しうで、しかも凍結融解による影響（例えば凍上）を受け易い性質を有するがゆえに、耐食性に乏しいものが多いからである。

以上のような北海道農業の生産基盤の特殊性をみると、農用地造成事

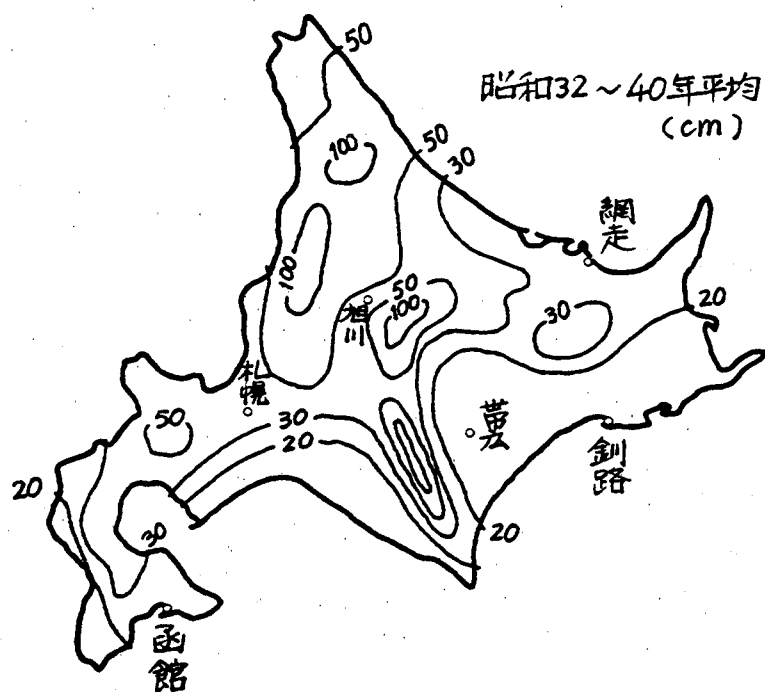


図-Ⅱ・5 12月最大積雪量線図
(古谷・1983)

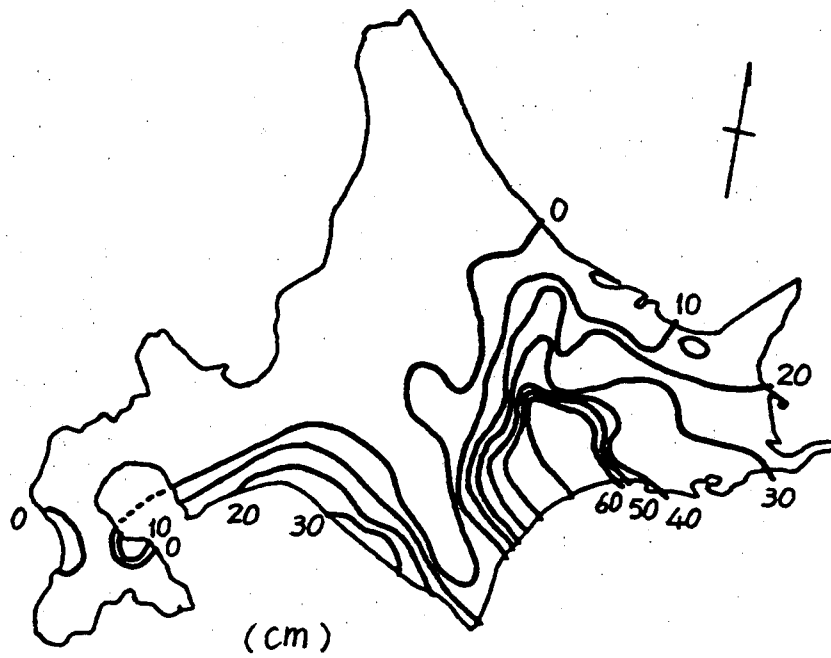


図-II-6 昭和39年~40年冬の自然積雪下における最大凍結深分布 (石川ら・1964)

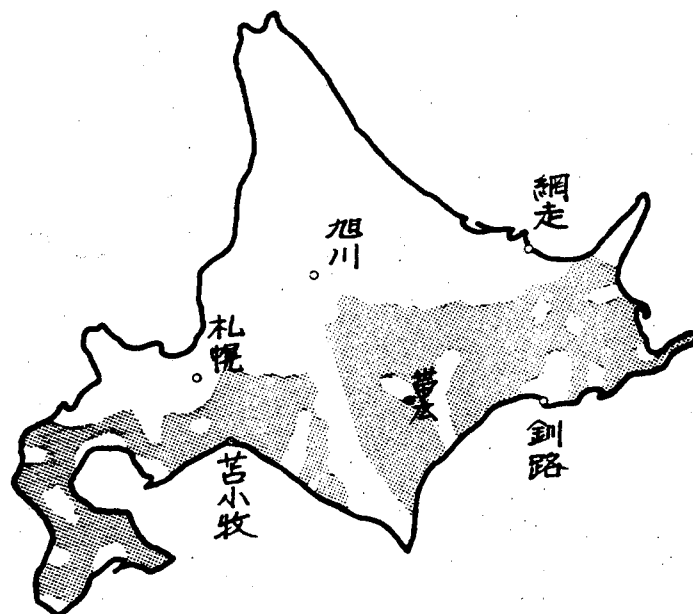


図-II-7 火山性土分布図
(山田・1968)

業進展の機運のなかで今後傾斜地での開発がひろまり傾斜農地の割合が増大すること、総降水量は比較的小さいものの融雪時の流出が非常に大きいこと、逆に積雪の少ない地域では地盤が深く雪で凍結すること、さらには経営形態が大型なことなどが特筆され、必然的に農地保全への対応のしかたも府県とは異質な面が出てくる。そして現在、各関係機関においては、北海道における対応策の樹立に向けて努力がなされている。

Ⅲ. 造成農地の水食

1. 北海道における水食の特徴

水食の一般的プロセスは、つぎのように説明される。まず雨滴が地表面に衝突する際のエネルギーにより、土壌団粒の破壊が行われる（これによって土粒子の移動が生じるので、1つの侵食形態とみることもでき、雨滴侵食とよばれる）。ついで、地表面の湛水中に破壊された土粒子が分散する。そして、傾斜に沿って流下する流出水により、分散された土粒子が運搬される。このような状態が、斜面全体で一樣に生じるのか、面状侵食とよばれるものであり、流下水が1か所に集中して流勢を増し、そのエネルギーにより地表面が洗掘される場合を細流（リル）侵食、またこの程度の進行したものをカリ侵食とよんでいる。

以上のプロセスを勘案すると、表土が雨滴の直撃にさらされることなく、また降水の地表流出が小さくかつ流出水の集中流下がなければ、水食は発生しにくいことが容易に理解される。このことから地被植生の水食防止効果は明らかである。とりわけ、地表をおおう樹冠、密生するササなどの下草、そして厚く堆積した腐植から構成される森林は、最大の侵食防止機能を有する地被植生と言ってよい。このような森林の侵食防止機能としては、以下の事項があげられる。

- i) 樹冠・下草・落葉等が降雨のエネルギーを減殺し、雨滴侵食を弱める。
- ii) 立木・下草・落葉等が地表流下水のエネルギーを減殺し、その土壌分散作用・運搬作用を弱める。
- iii) 下草および腐植層がフィルタとなって、流下水中に懸濁する土粒子

が間隙を充填するのを妨げ、地表流下水を減少させる。

iv) その生態系が間隙を増加させることにより、浸透性が増大して地表流下水を減少させる。

v) 豊富に供給される有機物や土壌微生物の活動により、耐食性の土壌団粒を形成する。

vi) 森林の根系は、表土を緊縛して流亡を防ぎ、また腐朽した根の跡は浸透径路となって地表流下水を減少させる。

これらの水食防止機能をみると、たとえ立木の伐採が行われても、林床が破壊されない限り、当面侵食問題は回避されることと推察される。表

Ⅲ-1 は、林地の伐採および地被の処理方法別による、土砂流出の測定

表-Ⅲ-1 林地の処理による土砂流出 (村井・1971)

月 (1966~69)	無処理		間伐		皆伐			
					自然状態		地表露出	
	kg/ha	mm ^{**}	kg/ha	mm	kg/ha	mm	kg/ha	mm
Apr.	0.7	0.0	0.6	0.0	0.3	0.0	0.3	0.0
May	1.9	0.0	3.9	0.0	5.0	0.0	743.6	0.1
Jun.	5.9	0.0	7.7	0.0	3.7	0.0	2,682.8	0.4
Jul.	3.2	0.0	2.8	0.0	5.2	0.0	8,183.2	1.0
Aug.	2.7	0.0	19.8	0.0	9.7	0.0	13,817.5	1.8
Sep.	12.7	0.0	18.1	0.0	11.8	0.0	3,055.3	0.4
Oct.	7.4	0.0	8.4	0.0	1.9	0.0	257.3	0.0
Nov.	0.6	0.0	5.6	0.0	1.8	0.0	10.6	0.0
計	35.1	0.0	66.9	0.0	39.4	0.0	28,750.6	3.8

注1) *印は絶乾重で表示

**印は絶乾重 0.75 $\Rightarrow$ 1m³ で換算 } 3か年平均

注2) 間伐区; およそ1/2の立木を伐採して林外へ搬出, 皆伐~自然状態; 伐採木は林外へ搬出するが林床は保存, 皆伐~地表露出; 伐採木を林外へ搬出すると共に地被を剥脱して表土を露出。

注3) 試験区: 斜面長 20m, 幅 5m, 勾配 21~24°

例である。これによれば、地被を剥脱すると流亡土量は急増するが、林床さえ保存されていれば無処理の場合と同程度にこかならないことがわかる。また表-Ⅲ・2 は、健全な森林の侵食防止機能は、他の

表-Ⅲ・2 土地利用と侵食
(只木ら・1974)

	平均年侵食深, mm	年間出土砂量, t/ha	資料数
林地	0.2	1.8	6
草地	0.2	2.1	10
耕地	1.1	14.8	17
裸地	6.7	87.1	11
荒廢地	23.6	306.9	11

土地利用形態にくらべてはるかに優れていることを示している。ただし、同表のデータが示すように、林地と草地の差異はそれほど鮮明なものではなく、表-Ⅲ・3, Ⅲ・4 によっても、牧草の侵食防止機能は農作物のなかで著しく大きいと言えるであろう。

表-Ⅲ・3 地被状態と侵食
(Meginnis・1935)

地被物状況	雨量 mm	流出表土 厚 mm	流出土量 t/ha
カシ林地	3408.9	0.01	0.1
Broomsedge 草地	3213.1	0.03	0.4
ニセアカシヤ } Osage Orange 植栽地	2846.1	0.16	2.3
Bermuda 牧草地	2683.8	0.03	0.4
カシ 矮林地	3239.5	0.10	1.5
裸地	3281.9	24.83	358.0
等高畝棉地	3337.1	10.78	155.4
斜面平行畝棉地	3223.0	30.34	437.4

表-III.4 地被状態と侵食
(Gustafson · 1937)

地被物状況	雨量 mm	流出表土 厚 mm	流出土量 t/ha
原生林地	828	0.00	0.04
Bermuda 草地	828	0.00	0.00
棉、小麦、ロー バー輪作地	828	1.10	13.91
棉連作地	828	5.56	70.31

以上のことから、土壌保全上最も危険な状態は、林地から草地への造成過程中出现する裸地状態であることは論をまたない。したがって、この裸地状態がなるべく短期間であり、かつ限界侵食期（気候上の）に重ならないような施工計画を立てるのが望ましいことになる。

さて、農地の土壌保全対策を計画・実施するに当っては、水食による土壌流亡量を的確に予測することが必要である。そしてこれは、前述の USLE によるのが最も一般的となってきた。この予測式をいさ少し詳しく説明すると、つぎのようになる。

$$A = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \quad (\text{前出-1.2})$$

ここで、 A ：予測される平均年間土壌侵食量（ton/acre）。 R （降雨係数）：各降雨エネルギーの合計に最大30分降雨強度を乗じ、100で除いた値。アメリカ合衆国では、長期間の降雨記録に基づき等降雨係数線のかたちで図化されている。 K （土壌係数）：土壌のもつ耐食性、受食性を示す尺度であり、各地の土壌ごとに算定されている。単位降雨係数：対する acre 当りの土壌侵食量。 L （斜面長係数）：斜面の長さによる

影響係数で、斜面上部からの距離の増加によって、より大きい流亡効果のあることを示す。S (傾斜係数): 斜面の勾配による影響係数で、勾配がきつくなるに伴い、流出による侵食性が增大することを示す。これらLとSは、USLEに適用させるため、L・S係数として処理され、図化されている。C (作付係数): 地表面の状態をあらわす係数で、裸地で均質に耕起された地表面では1.0、マルチングの程度に伴って減少し、芝などを条件よく繁茂させた場合は0となる。P (保全係数): 侵食防止方法による係数で、テラス・等高線栽培等の保全方法の効果を示す。したがって、保全方法が採用されていない場合には、Pは1.0である (なお、L、S、C、Pは無次元である)。

これらの各係数は、現在でも多くの試験地で収集されているデータにより検討が続けられている。しかし、USLEは元来、耕された農地の年間の平均的侵食量に対して適用されるもので、特定の降雨、あるいは期間における土壌侵食量を算定する場合には使用できない (今尾・1980)。また、USLEの成立基盤はアメリカ合衆国であることから、気候・土壌・営農形態等の条件の異なるわが国に、そのままのかたちで適用することはできない。そこで、USLEの基本方針を生かしつつ、各係数の値を日本固有のものに修正する作業が進められてきた。例えば種田 (1981) は、各係数の値として次のように提案している。R: 北海道 75、東北 133、関東 251、北陸 245、中部 280、近畿 420、中国 251、四国 375、九州 490 ($m^2 \cdot \text{ton} / \text{ha} \cdot \text{hr}$)、K: 勾配 10° 、斜面長20m に対しては、表-III.5 に示す値となつた (hr / m^2)、S・L: 実験結果によれば、流亡土量Eと勾配 θ の関係は $E \propto \theta^6$ 、またEと斜面長Lの関係は $E \propto \sqrt{L}$ とされることから、 $SL = a\sqrt{L}\theta^6$ のようにあらわすことができる。そこで、L: 20m、 $\theta: 10^\circ$ の場合

表-Ⅲ・5 各種土壤のK値

土壤	試験地	名称	土質	K
I	草津	洪積土	砂質ローム	0.482
II	宮崎	黒ボク	砂質ローム	0.089
III	善通寺	安山岩	粘質ローム	0.695
IV	屋嘉	マージ	粘質ローム	0.718

表-Ⅲ・6 SL値
を与えるa, b

土壤	a	b
I	0.015	1.16
II	0.010	1.34
III	0.051	0.64
IV	0.055	0.61

表-Ⅲ・7 作物別の
土壤侵食比

作物	土壤侵食比
牧草	0.007
エンバク	0.093
雑草	0.202
春播小麦	0.213
バレイショ	0.301
除虫ギク	0.342
アスパラガス	0.400
カンショ	0.433
トウモロコシ	0.747
ダイズ	0.756

表-Ⅲ・8 等高線
栽培のP値

傾斜	P
1°~4°	0.27
4°~7°	0.30
7°~10°	0.40
10°~15°	0.45
15°~25°	0.50

SL: 1 と考え、表-Ⅲ・5 の土壤について a , b を計算すれば、表-Ⅲ・6 のようになる。C: 各作物の C 値は、表-Ⅲ・7 に示す土壤侵食比を導入し、これに $\frac{\text{生育期間の R の分布割合(1/年)}}{\text{を乗じて求められる}}$ 。P: 等高線栽培の場合には、表-Ⅲ・8 のように示される。

本村(1979)は、水食発生危険性を予測するため、開発などに伴う一時的な裸地条件を想定(すなわち、植生を無視)して、気象・地形・地質・母岩・土壤的要因の各々についての危険性を分類し、それらを総合して全国の水食発生予察図を作成した。このなかで、水食発生危険性の高い土壤の占める面積は、全国土の 68% を占め、危険性のほとんど無い面積は 16% にすぎないとしている。また西潟(1963)は、北海道における土壤侵食発現基盤とその防止に関する研究の一環として、地形・土壤・気候等の条件を総合的に評価して、主要農業地帯における侵食程度予察図を作成している。

さて、わが国は多湿で地被植生が豊富であるとともに、水田主体の営農形態を継承してきたため、土壤侵食は比較的軽微なものであった。そのなかで、水食が問題とされてきたのは、瀬戸内海沿岸・南九州・沖縄および北海道の諸地域である。北海道の場合は、畑作の発達および自然傾斜の多い大型経営が、原因の大きなものとされてきた。

水食自体は、傾斜地で地表流去水によって土壤が運び去られる現象である。北海道の年降水量は 800~1,300 mm で、他地域にくらべて少ないが、7~9月に集中するのが特徴である。また、最大日雨量は 40~60 mm であり、極大値は 120 mm 前後で 7~10月に最も発生しやすい。作物は、その生育盛期では葉部が地表面を被覆することにより、雨滴の打撃・分散作用から表土を保護し、茎部は流去水の速度をおさえ、根は作土を保持するため、水食防止には有効である。しかし、8~9月は夏

作物の収穫期および秋播作物の播種期に当るため被覆度が小さく、強雨の侵食に対しては抵抗性が非常に小さい時期である。以上のことから、種田(1971)は9月が限界侵食期、すなわち1年中でとくに土壌流亡の激しい期間と想定した。しかしここでは、北海道が置かれている春先の気象的条件を等閑視しているように思われる。

北海道における水食要因の特色をみると、まず圃場の地盤凍結があげられる。土壌凍結の著しいのは、主に十勝管内を中心として道東地方の火山灰土地帯である。この地域では、春先、凍土が融解する際に侵食をおこすことがある、これは比較的緩傾斜地にも発生する。凍土は、春になると上・下方向(主に上方)より融解しはじめる。そして、ある期間、地中に凍土層が残存した状態が続く。凍土層は難透水性であるため、上部の融解水は地下へ浸透し得ない。この融解水の量は、火山灰土ではかなりの量に達する。これは火山灰土が、凍結時に多量の水分子を下方より吸い上げ、厚い氷の層を形成しやすい性質をもつからである。それゆえ、地下へ浸透し得ないこの過剰な水分は、傾斜に沿って流下することになり、リルの発生をみる。そしてこの時期に降雨があれば、規模が一挙に拡大してガリに発達する可能性もある。

つぎに融雪水についてみると、前述のように北海道の年降水量は比較的少ないが、その25~35%が積雪という形態で冬期間地表に野留される。積雪量の大きい地域では、地盤の凍結はみられず、融雪水は残雪中をゆっくり浸透して、多くが地面へ浸入する。したがって積雪山林地帯においては、特定の地帯を除いて、融雪流去水による水食の被害はあまり発生しない。しかし、傾斜地の造成農地の場合には、浸入度が林地にくらべて著しく小さいため、融雪水の地表流去に伴う表土の流亡が増大することが予想される。そして、融雪速度が大きかったり、降

雨が加われば、水食の程度は著しいものとなるであろう。

これに対し、積雪量の小さい地域では地盤が凍結し、積雪は春先一度に融雪水となって地表を流去する。また、地盤凍結の著しい道東地方は、早春時期に低気圧（低気圧性）性の豪雪に見舞われることも多い。地盤が凍結していて難透水性となっている条件に加えて、このような降雪が急速に融解すれば、傾斜地の表土保全上は好ましくない状況を現出することは明らかである。

以上の要因を考えると、北海道における水食の危険性の大きい時期は、春と秋の2回であると言ってよいであろう。

2. 北海道の造成農地における水食の実態

前述のように北海道における水食は、その気候・土壌・営農等の条件により、特色ある状況を呈する。侵食のとくに著しい地域は、羊蹄山麓ならびに上川管内とされる。また、面状侵食はほぼ全道的規模で発生し、時期的には融雪・融解時と夏作物の収穫後がピークとなる。カリ侵食の多くみられるのは、主として美瑛、富良野地区の石英粗面岩に由来する地帯である。山崎（1972）も、上川管内の十勝岳山麓地帯が、石英粗面岩質および凝灰岩質土壌からなり、カリ侵食がかなり広範囲に発生していることを指摘している。

さて、1979年4月での北海道における農用地開発状況を、国営事業に限ってしてみると、表-Ⅲ・9 のように示される。これらの開発事業は、傾斜地を対象とする場合も多く、農地保全上の問題を抱えている例も多い。これらの地区について侵食状況を調査したところ、表-Ⅲ・10、図-Ⅲ・1 に示すように、13地区、41か所で侵食の発生していることが

表-Ⅲ・9 北海道における国営農用地開発事業
(1979.4)

事業名	実 施		調 査	
	地区数	面積, ha	地区数	面積, ha
農地開発事業	45	42,207	6	4,195
総合農地開発事業	12	38,219	4	5,075
草地開発事業	20	11,365	8	4,275
計	77	91,791	18	13,545

表-Ⅲ・10 土壤侵食調査地区の概況

地区名	着工～完了 昭和 年度	開発構想	事業	侵食箇所
五力山	49～53	酪農	草地開発	3
恵北	46～55	酪農、水田肉牛、水田	総合農地開発	4
望来	47～56	水田酪、酪農	農地開発	5
追分	48～55	酪農、水田酪	"	6
上湧別	49～58	酪農、酪畑、畑作	"	2
斜里山麓	46～56	酪農	"	1
磯分内	52～58	"	"	3
標茶西部	53～62	"	総合農地開発	1
茶臼別	49～58	"	"	6
阿歴内	45～57	"	農地開発	3
阿寒	49～57	"	草地開発	3
東台	48～56	"	"	2
北斗	47～56	"	農地開発	2

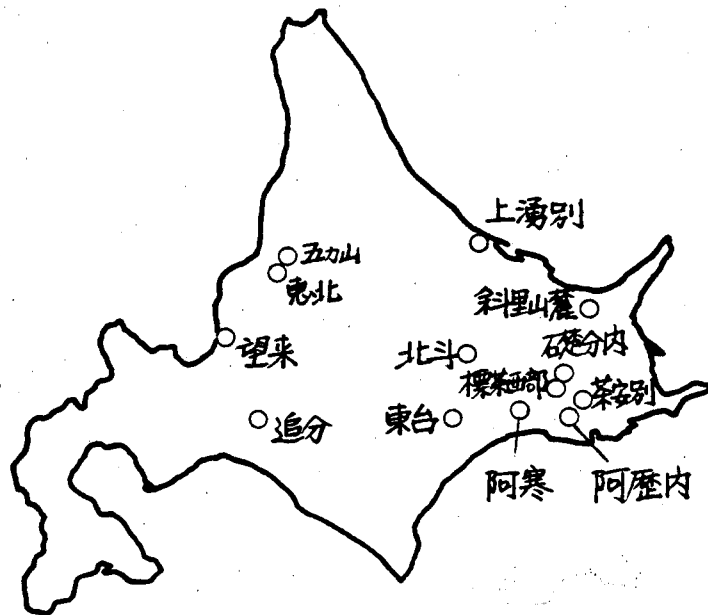


図-Ⅲ-1. 侵食状況調査地区

明らかとなった(長沢・1980)。

i). 土壌侵食状況

表-Ⅲ-10 にあげた各地区の土壌侵食状況について、若干の検討を加えていくことにする。

〔五カ山地区〕 1975年春の融雪水が直接の原因である。流亡土砂の地区外流出率が高く、直接沢へ流入している。

〔恵北地区〕 侵食の規模は比較的小さい。1979年9月に発生したと思われるが、排根線や地区内に残した未墾地がよく機能し、地区外流出も低くおさえられている。

〔望来地区〕 2次造成直後の、1979年9月に発生した。侵食の規模は比較的小さく、地区外への流亡も排根線がよく防止している。またこの地区のみ、対照区として自然状態のままの傾斜地も併せて調査しているが、これによると侵食は全く生じていない。

〔追分地区〕 この地区は、斜面勾配が小さいにもかかわらず、侵食規模は全調査地区のなかでも最大級である。侵食の発生は、草地造成の完了した翌春の1979年4月であり、30cmの積雪上に降った雨がひき金となっている。土壌が火山灰系のこともあって、大きな被害になったと考えられる。また牧草の侵食抑制効果も、この時期低下するのであろう。

〔上湯別地区〕 ここでも追分地区と同様、草地造成の完了した翌春（1976年春）の融雪時に発生している。調査した2地区を比較すると、排根線の有効性が明確にあらわれている。すなわち、斜面勾配が急であっても、排根線がうまく機能していれば、地区外流出は軽微となる。そしてこれが考慮されていない場合は、たとえ緩傾斜であっても侵食土壌の多くが地区外へ流出する。

〔斜里山麓地区〕 この地区の場合は、傾斜は緩いが、1979年10月2日の豪雨（60mm）により、小規模のリルが多数発生した。土壌は火山灰系である。

〔磯分内地区〕 ここでは、草地造成後6年経過し、かなり安定していると思われるところに、規模の大きな侵食が発生している。発生原因の最大のものは、1979年10月1日の83mmと同年10月19日の165mmの両豪雨である。さらに注目すべきことは、牧草搬出入のためのトラクタ軌跡が、かりの誘因となっている点である。

〔標茶西部地区〕 地形は比較的単純であり、一様に東面している。しかし斜面長・集水面積が大きいため侵食量は非常に大きく、規模の似たリルがほぼ平行して9本刻まれている。

〔茶臼別地区〕 造成して2年目になる傾斜草地で、侵食が所はいいが

れも 15° 程度の南面する小田地であり、そこに小規模なリルが多数発生している。

〔阿歴内地区〕 1979年10月の降雨により発生した。地区内3か所の侵食規模を比較すると、斜面勾配の影響が明白にあらわれている。

〔阿寒地区〕 斜面勾配は $5\sim 6^{\circ}$ と小さいにもかかわらず、侵食規模は極めて大きい。これは、2次造成の直後に豪雨があった(1979年9月2日の77mm)こと、および土壌が火山灰系であることが強く影響しているものと思われる。また多くの侵食土砂が、地区外へ流出した。

〔東名地区〕 この調査地区は、抜排根した直後の唯一の裸地斜面である。1979年10月1日の59mmの降雨により面状侵食が生じたが、量的には少ない。しかし今後、侵食増大の危険性を有する条件にあると言える。

〔北斗地区〕 この侵食も1979年10月1日の降雨によると思われるが、規模は小さい。この同時発生した2か所を比較すると、斜面長が4倍、集水面積が20倍近い大田地の方が、被害の小さいことがわかった。これは、大田地の傾斜が 8° と緩く、造成後2年経過しているのにくらべ、小田地は勾配 14° の当年造成草地であるために侵食量が大きくなったと考えられる。また、大田地の流土土砂は、排根線で大部分が阻止されている。

ii). 斜面勾配による影響

前項では、調査した13地区の各々について、侵食状況を概述し若干の検討を加えた。ここでは、侵食の規模(侵食土量 m^3)と、斜面勾配の関係について別途検討する。この関係をプロットすると、図-III-2 のようになる。これを総体的にみるならば、侵食土量と斜面勾配の間には

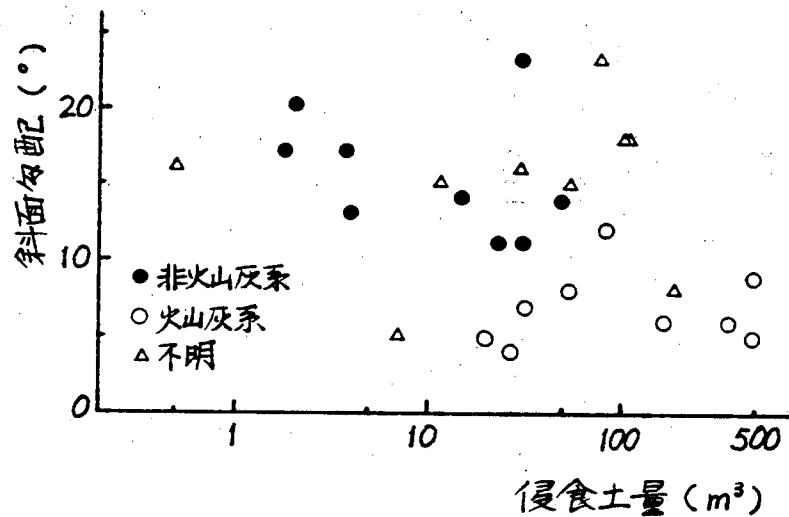


図-Ⅲ-2 斜面勾配と侵食規模

何ら相関性が認められない。しかし土壌別にみると、非火山灰系と火山灰系の土壌の間に相異が認められる（不明のデータも、地域的条件を考えると火山灰系である可能性大）。すなわち、火山灰系の土壌は、一般的に侵食土量が大きく、また勾配の小さい斜面においても発生している。これに対して、非火山灰系土壌では、勾配が大きくならなければ発生せず、また相対的に侵食規模が小さい。

iii). 斜面長による影響

侵食土量に対して、侵食発生場所の斜面長をプロットすると、図-Ⅲ-3 のようになる。土壌侵食は、一般に斜面長の増大に伴い促進すると考えられている。図によれば、かなりのバラツキはあるものの、ほぼこの関係が成立しているようである。また土壌別にみると、斜面長が同じであっても火山灰系の土壌の方が、非火山灰系の土壌に比べて侵食土量が多い傾向にある。

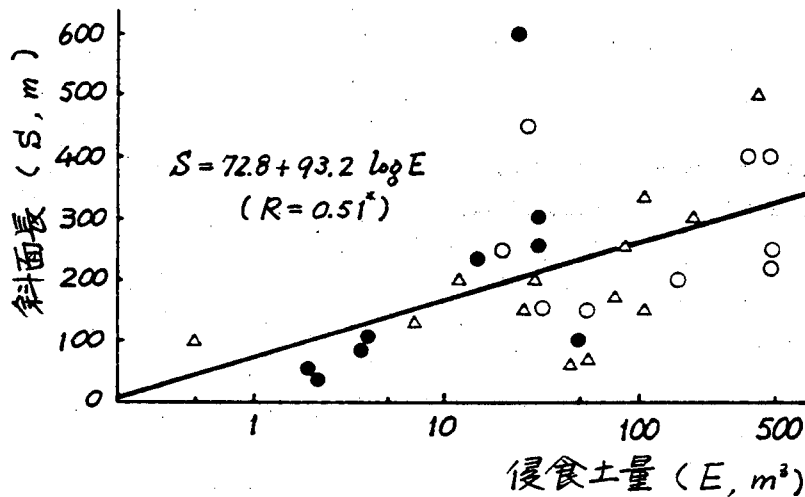


図-Ⅲ・3 斜面長と侵食規模

iv) 集水面積による影響

侵食に対する地形の影響を考えるならば、その地区の傾斜・斜面長・地表面の凹凸等とならんで、集水面積の大小が要因としてあげられるであろう。図-Ⅲ・4は、侵食土量に対して侵食発生所の集水面積をプロットしたものである。ここでは、両変数の間に有意な相関性が認められ、集水面積の増大に伴い侵食土量も増加していると言えよう。

以上、道内における農用地開発地区のうち、土壌侵食の発生した13地区、41か所の状況を検討した結果、つぎのような知見が得られた。

- ① 侵食発生の時期をみると、ほとんどが春季と秋季に集中し、13地区のうち8地区が1979年9～10月の豪雨下で発生している。春季のものは融雪水に起因しているが、その時点での地盤凍結が重要な因子として介在していると推定される。また、残雪上に降雨のあった追分地区では、最大級の侵食が生じている。これらは、北海道の

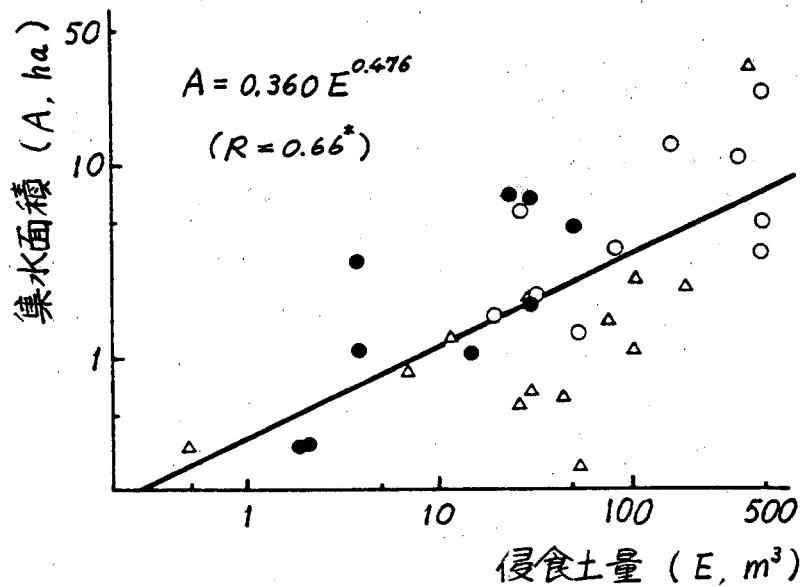


図-Ⅲ・4 集水面積と侵食規模

- 「限界侵食期」は、春秋2回存在するとして前述の意見を裏付けるデータである。
- ② 土の性質からみると、火山灰系の土壌からなる地区は受食性が高いと言えよう。
 - ③ 一般的に、草地造成直後の地区は土壌侵食被害が大きい。これは、牧草の生育が不充分で、降雨の衝撃・流去水の土砂運搬等の作用を抑制出来ないためである。しかし、磯分内地区、茅安別地区のように、造成後数年経過した草地においても侵食の発生する可能性のあることが明らかになった。
 - ④ 侵食土量に対する斜面長、集水面積の関係をみると、いずれも有意な相関が認められ、斜面長、集水面積の増大に伴い侵食土量も増大することが確かめられた。

3. 農地造成に伴う基盤の環境変化

自然状態の山林地は、樹木・下草・腐植などの地被と、間隙に富み、団粒構造の発達した表土からなる、安定した系を形成している。このような系に草地造成という人為が加わると、平衡状態が乱される結果、さまざまな影響が出てくることが考えられる。ここでは、流域からの水・土流出にも密接に関連すると思われる土地基盤の環境が、自然林地→裸地(造成中)→草地 といった変化に伴ってどのように影響されるかを、池田町東谷地区(地区概況は後述する)の山成造成草地をモデルとして検討してみよう(長沢・1983)。



写真-Ⅲ・1 草地造成に伴う地表の変貌

(東谷地区, 1979. 9. 11)

図-Ⅲ・5 は、1978～81年冬季に観測した地盤凍結深(メチレンブルー凍結深度計による)を、自然林地と造成地(裸地と草地)で比較した

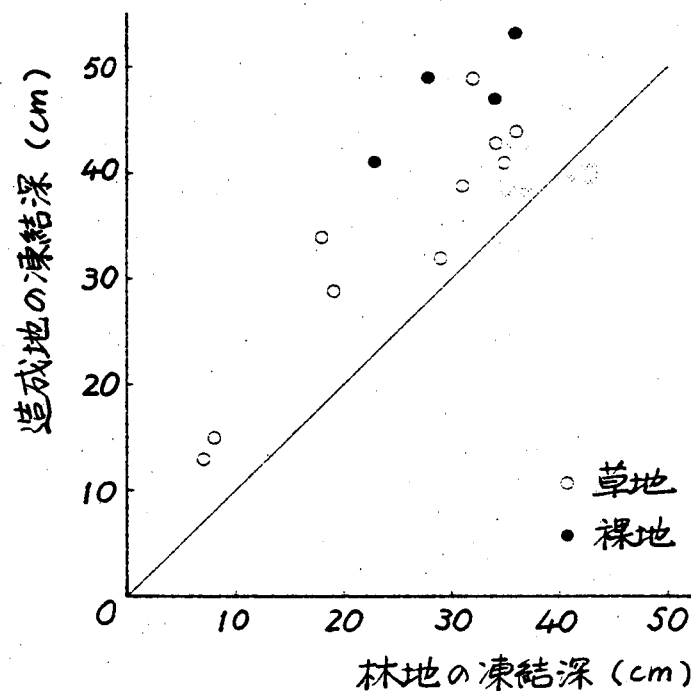


図-Ⅲ・5 林地と造成地における地盤凍結深の比較 (東台地区, 1978~81, F・D融解期は除く)

ものである。これらの測定点は平面的に近接していることから、凍結深の差は地被および土壌条件の違いに起因するものとみてよいであろう。すなわち、相対的に林地の凍結深が小さいのは、厚く堆積した腐植層が断熱材的な働きをすること、団粒構造が発達して気相の多い林地土壌では熱伝導率が小さいことなどによるものと考えられる。また、表-Ⅲ・11は、造成途次の裸地状態について、その形状と位置による違いが凍結にどう影響するかを、林地と対比させて調査した結果である。これによると、図-Ⅲ・5 でみられた結果と同様、林地の凍結深は裸地にくらべてかなり小さく、また同じ裸地でも斜面形状が凸状の場合の方が凹状地点より深く凍結している。これは凸状地点が常時寒風に吹きさらされるこ

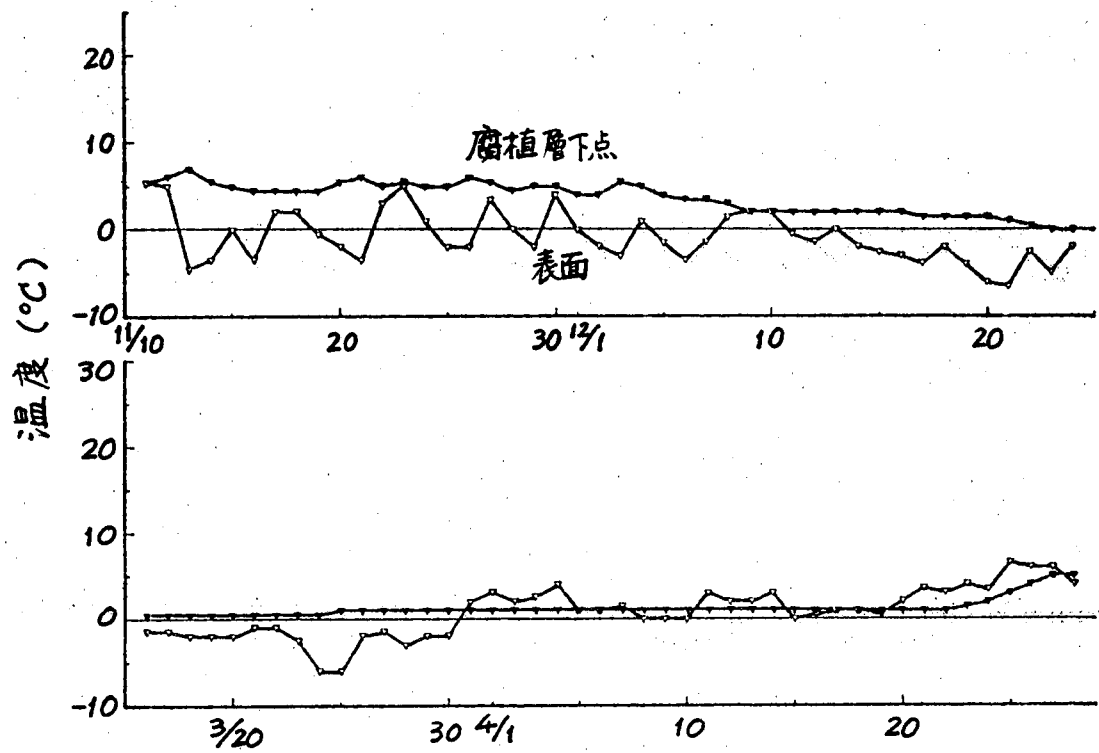
表-Ⅲ・11 地盤凍結深の推移
(東白地区)

観測地点		[cm]					
		1979.12.19		1980.2.26		1980.3.18	
		凍結深	積雪深	凍結深	積雪深	凍結深	積雪深
林地		3	10	10	18	10	12
		4	5	15	19	15	0
		5	0	17	17	14	0
凹状裸地	斜面上部	10	0	36	13	32	0
	斜面中腹	8	0	29	17	25	0
	斜面下部	10	0	38	25	36	0
凸状裸地	斜面上部	8	0	56	14	55	0
	斜面中腹	10	0	50	15	47	0
	斜面下部	8	0	38	16	—	0

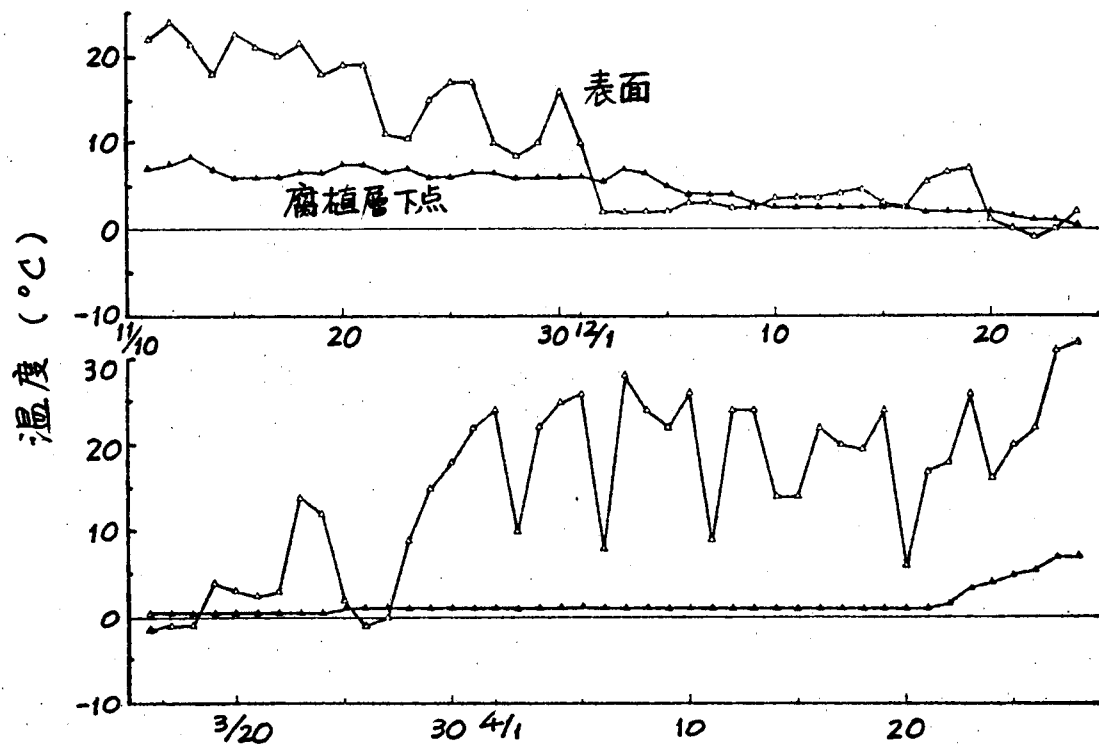
と、土中水分の少ないことなどによるものであろう。

つきに、前述の腐植層の断熱効果を確かめるため、林地内の表面と腐植層下点(約10cm深)の2点について、秋から翌春にかけて温度を観測した。その結果、地盤凍結のはじまる時期と融解期で、図-Ⅲ・6のような温度の推移を示した。初冬の凍結侵入期における日最低温度の推移(a)によれば、林内地盤表面で周期的に氷点下の温度があらわれてくるのに対し、腐植層下点では日変動が極めて小さく、氷点下となるのは2月下旬である。また、春先の融解期における日最高温度の推移(b)によれば、表面で周期的に大幅な温度上昇がみられるのに対して、腐植層下点ではなかなか温度が上昇しない。そこで全般的には、腐植層下点の日最低・最高温度の差の小さいことが注目される。これらのことより、未分解の植物残渣からなる腐植層は、熱伝導の極めて小さい、すぐれた断熱材であることが確認された。

地盤の凍結現象に大きく関与する因子の1つに、積雪があげられる。積雪の断熱効果は非常に大きなものであり、積雪深が15cmあれば凍結侵入は止まるとされている(東・1954)。いま、調査対象地区におけ



(a) 日最低温度の推移



(b) 日最高温度の推移

図-III-6 林内地表面付近の温度環境 (東台地区, 1980~81)

る積雪状況の観測例を、表-Ⅲ・12に示す。表に示されるデータは、それぞれの区域内で無作為にサンプリングしたものの平均値である。これによれば、林地、草地斜面下部、低平地の積雪深が大きく、屋根部では小さい。また、分散分析の結果では、草地斜面上部、中腹、下部の積雪深の間には、いわれ向きの斜面においても極めて有意(1%)な差が認められ、上部で小さく下部で大きい。

林地と草地を比較すると、5%有意で差があることが認められ、林地の積雪深が大きい。また南向斜面と北向斜面では、その積雪深に極めて有意な差が認められ、南向斜面で大きかった(図-Ⅲ・7(a))。これは季節風の影響等によるものと考えられるが、融雪時には日射

表-Ⅲ・12 積雪状況*
(東台地区)

観測地点		積雪深	
林地(南向斜面)		26.6 ^{**}	
草地	南向斜面	上	13.3
		中	21.7
		下	24.7
	北向斜面	上	5.3
		中	9.6
		下	20.8
	西向斜面	上	13.8
		中	22.0
		下	26.2
低平地(伐木のみ)		23.6	

注) * 測定: 1981. 1. 14
** 10点の平均値(cm)

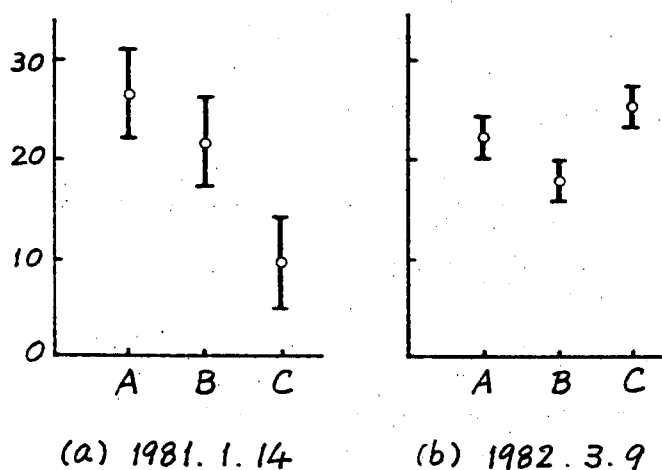


図-Ⅲ・7 積雪深の比較(A:南向林地, B:南向草地, C:北向草地, 95%信頼区間)

量の関係で南向斜面がかなりはやく消雪することになる。このことは、融雪時期に行った調査結果（図-Ⅲ・7 (b)）により明らかである。すなわちこの時点では、南向草地<南向林地<北向草地 の順で積雪深が大きく、その差は極めて有意なものであった。

つぎに、林地と草地における地盤の水分状態の年間変動をみることにする。図-Ⅲ・8 は、1980年9月以降1年以上にわたって観測した、深さ別のpF値の推移を示したものである。ここでの測定には、誘電式土壌水分計を用いている。図中の欠測部分は、地盤の凍結により測定不能

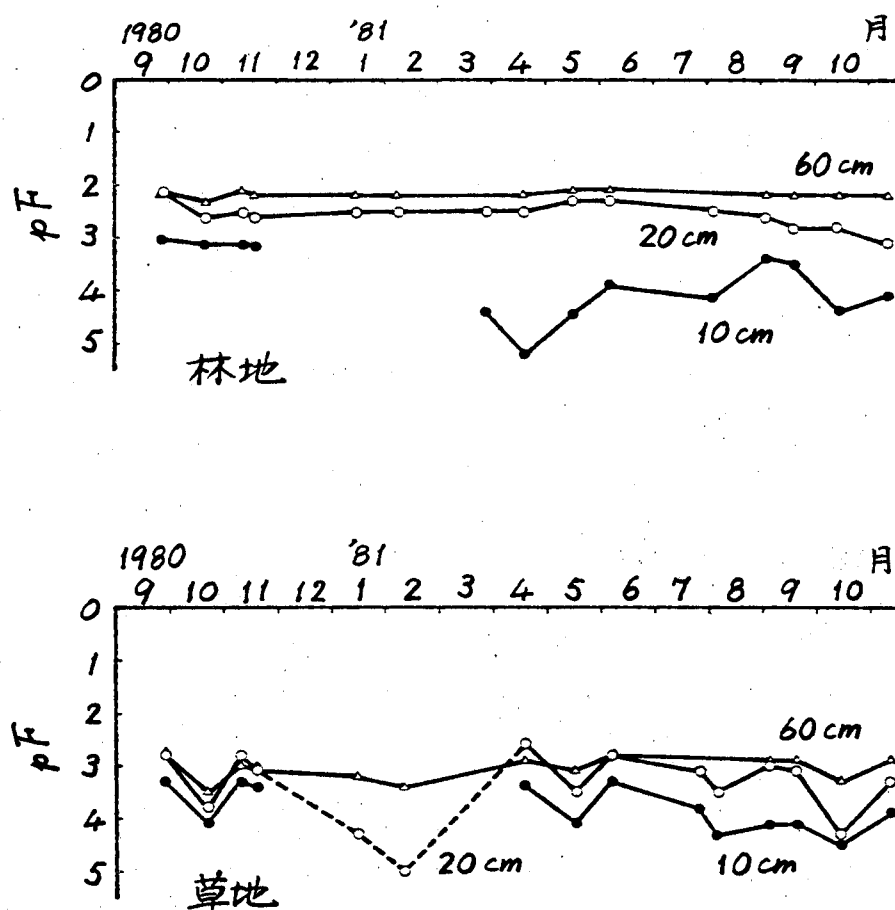


図-Ⅲ・8 地盤の水分状態の推移

となった期間であり、破線は推定である。これによれば、地表面に近い10cm深では、両者ともにpF値は大きく変動するが、20cm以下になると、林地の場合年間を通じてほとんど変化しない。これに対して草地では、相対的に変動量の大きいことが認められる。この結果は、林地内土壤が年間を通じて比較的湿潤で、いかに安定した水分環境にあることを示すものである。

以上みてきたように、樹木、笹などの下草および厚く堆積した腐植におおわれた広い地域を草地化すると、従来の基盤の環境に変化が生じる。すなわち、山造成草地は、林地にくらべて気象的な条件に鋭敏に感応する。そして、地盤の凍結融解や積雪の消長、土壤の水分環境等の変化は、地域の水・土流出に少なからぬ影響を及ぼすものと考えられる。

4. 大規模造成草地における水食状況調査事例

4-1. 調査流域の概要

大規模な草地の造成に伴う水食の発生機構を検討するため、北海道東部の池田町東台地区と北部の天塩町天塩高台地区をフィールドとして、種々の調査を実施した(長沢ら・1977)。

東台地区は、姉別川二流域の1,623 haであり、このうち548 haが草地化されている。地形の概況を図-Ⅲ・9に示す。本流域は南北に細長く、西側寄りには姉別川が北から南に向かって流下している。川の両側は平坦な地形であるが、その他は段丘波状地で、最大標高は約200mである。

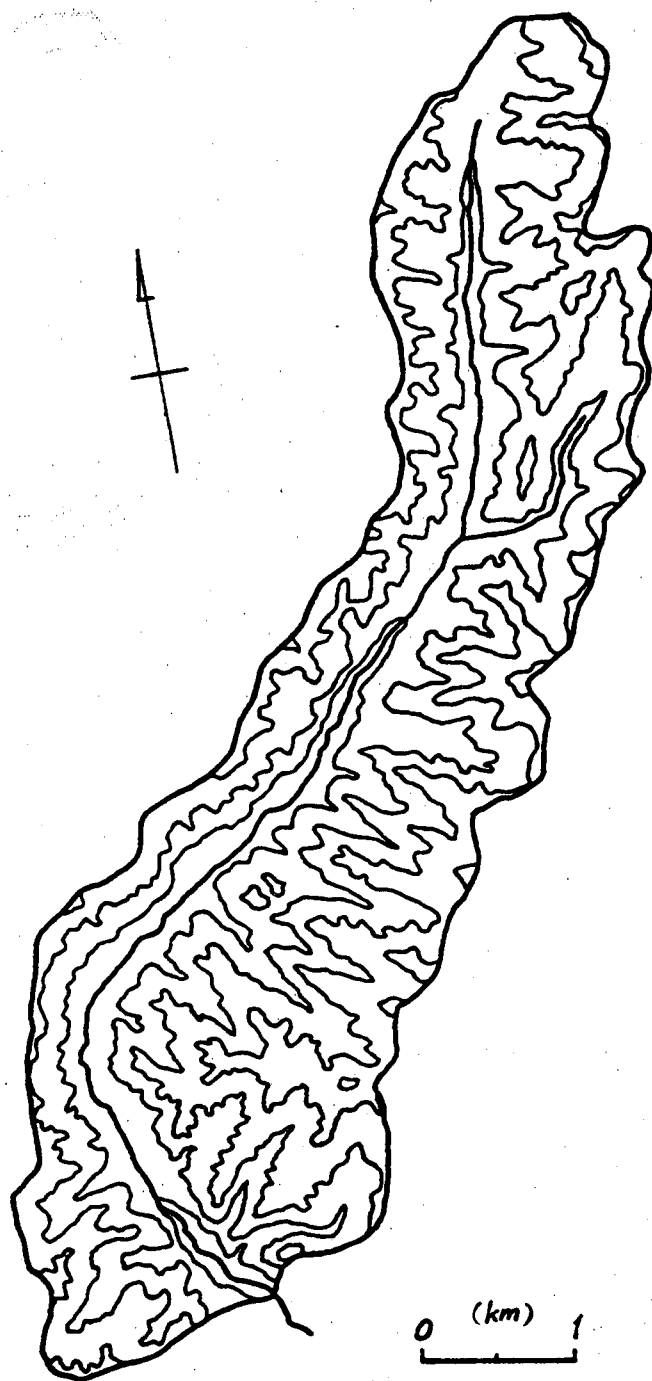


图-III·9 東台地区

東側の地形はかなり複雑で、10数本の小流域（調査・計画の便宜上、下流側より番号が付されている……図-Ⅲ・10）に分かれて、小河川が姉別川に流入している。

地質は新第三紀層からなっており、土壌は平坦部では沖積土、段丘部は腐植質火山灰土である。表土は雌阿寒岳系aからなる火山灰土壌で、その層の厚さはおおむね15cmであり、腐植に富む砂壤土と灰白色の砂土の2層に分れている。また流域の一部には、上記火山灰の下に十勝岳系cおよび洪積世の火山灰が、それぞれ10~20cmの厚さで分布している。これらの火山灰の下層土は洪積土壌または沖積土壌であり、流域内に分布する土壌は、①乾性火山灰質未熟クロボク土、②湿性火山灰質未熟クロボク土、③湿性火山灰質褐色沖積土と分類される。

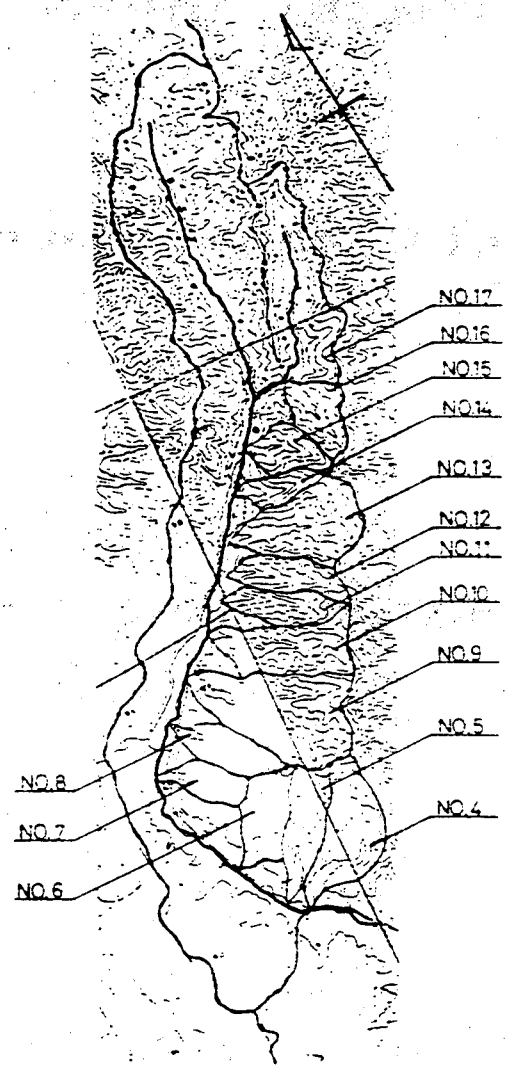


図-Ⅲ・10 東台地区小流域番号

樹木は主にカシワ、ナラ、イタヤ、カエデ、シラカバ等である。これらの樹木は何回も伐採されたり、火入れが行われ開跡があり、2次林として生育している。下草はハギ、スゲ、ヨモギ等の雑草型が大半であるが、一部にミヤコザサの優占している場所もある。その他、伐採地の

根株がそのまま残存している場所や、カウマツの植林地が散在している。

気象環境は、年間平均気温 6.5°C 、5~9月の平均気温は 16.4°C で、北海道としては比較的温暖である。また、夏 $23\sim 24^{\circ}\text{C}$ 、ときには 30°C まで気温が上昇し、冬には -15°C まで下がることもあり、年間の気温差はなほ大きい。降水量は年間 708 mm であり、6・8・9月にはそれぞれ 100 mm 以上の降水がある。日最大降水量は 109 mm であり、最大1時間降水量は 33 mm である。降雪は、最大積雪深で 100 cm 程である。干天日数は年間 245 日で、比較的晴れの日が多い。風は、夏は南風が多く、その他は北西から吹いている。平均風速は 3 m であるが、最大風速は 10 m 程度である（北海道開発局・1972）。

天塩高台地区は、内山ウブシ川流域の 199 ha である。地形の概況は図-III-11 のようであり、このうち 27 ha が草地造成されている。また本流域は、標高 $100\sim 150\text{ m}$ の分水嶺に囲まれ、 $100\sim 150\text{ m}$ の第1段堆積層と $50\sim 75\text{ m}$ の第2段堆積層の他に、 $40\sim 50\text{ m}$ の平坦部沖積地からなり、そのほぼ中央部を内山ウブシ川が南下する。

地質は、第3紀鮮新更別層を基盤とし、洪積世の段丘堆積物がこれを覆っているが、

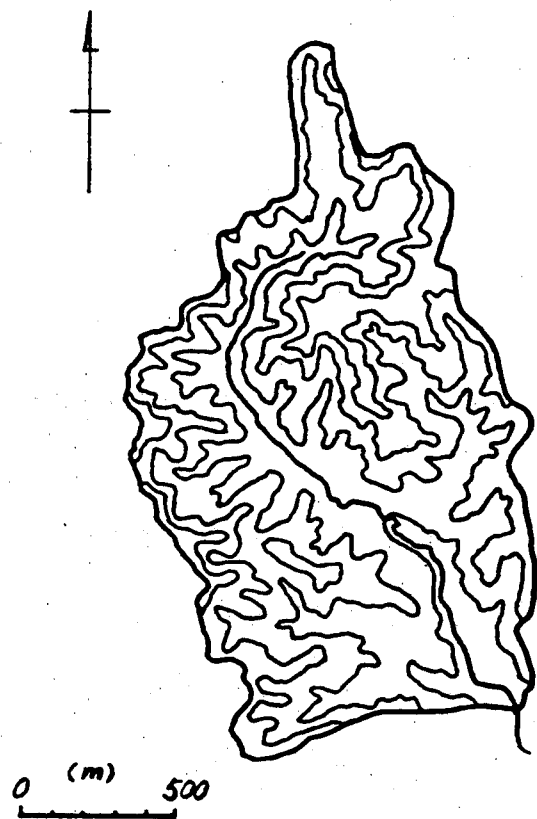


図-III-11 天塩高台地区

侵食によって標高 100~150 m、50~75 m の堆積面が形成されている。

これらは多数の小沢でさらに開析され、それぞれの侵食谷は、傾斜面を伴って複雑な地形を呈している。また、高所から流下する雨水は堆積層位を通じ、侵食凹地・沼地をぬって標高 40~50 m の沖積面へ集水し、小河川を形成している。沖積平地は、これらの小河川流域に狭化する。段丘堆積物は、粘土・砂・礫からなり、上部は粘土層が主体で、その下部は砂・礫の互層である。したがって、沖積地はこれらの粘土・砂の堆積物が主で、一部にヨシ・スゲ泥炭の集積もみられる。また流域内に分布する土壌は、① 酸性褐色森林土、② 疑似グライ性褐色森林土、③ 灰色沖積土 に分類される。

樹林は一部択伐程度で、ほとんど人為は加えられておらず、トドマツ・シラカバ・イタヤ・カエデの混交林となっている。樹木の生育は、比較的良好である。下草は、各地でクマイザサが密生しており、一部にネマガリザサの群生地もある。低地の植生は、トドマツ・ヤチダモ・ヤナギ・ヤチハンノキ・シラカバ等の樹木に、ノアザミ・フキ・カヤ・ヨシ・スゲ・ミスバショウ・パンケイソウなどの湿性植物およびクマイザサが群生している。

気象環境は、月平均気温は8月で最高 19.9℃ と、夏季は冷涼に経過するが、冬季は海の影響により比較的気温が下からない。年平均気温は 6℃、農耕期の 5~9 月の平均気温は 15.3℃ となっている。年降水量は、日本海に面しているが天塩以南の観測地よりもやや少なく、また最大積雪深は 150 cm 以下である（北海道開発局・1974）。

4-2. 東名地区の水食

東名地区の造成草地斜面において、草地完成後に発生したとみられる侵食の実態を踏査した。1979年9月では、当地区は草地化計画全面積の53%に達しており、流域の外観も大きく変貌しつつあった。しかし、これらの完成した草地には、既に侵食の発生している箇所が多数みられた（侵食サンプリング数51）。

草地造成は、おおむね下流側の小流域から行われ、図-Ⅲ-12に示すように草地化されている（ただし、侵食の発生が皆無というより本流沿いの平坦地は除外してある）。いま、この草地を造成年度別に区分し、A～D団地と呼ぶことにする。

A団地：1976年に播種されている。草地として既に安定した状態にあり、放牧も行われている。侵食は、ほとんど発生していない。

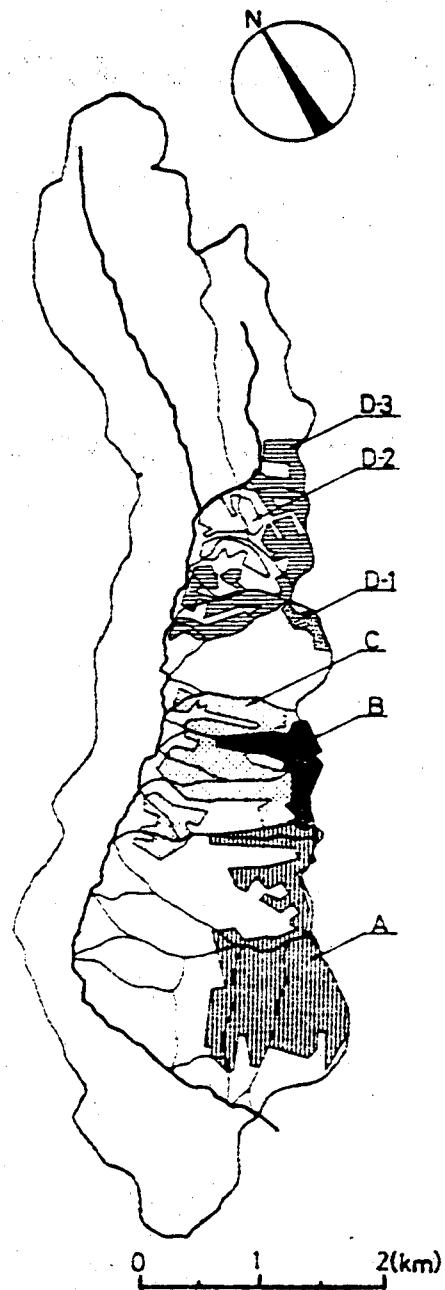


図-Ⅲ-12 草地造成完了区

(1979.9.13, ただし本流沿いの平地部を除く)

B団地：1977年に播種されている。全体としては安定しているが、中規模の侵食が数か所発生している。既に放牧されているが、蹄傷起因の侵食はみられない。

C団地：1978年に播種されている。一部を除いて放牧が行われており、蹄傷や湧水等に起因する侵食がみられる。また、規模の点でも、変化に富んだ侵食が広範囲にわたって発生している。

D団地：1979年に播種された、極めて新しい草地である。この団地は、わずかの播種時期の違いにより、侵食状況に大きな差が生じている点で注目される。そこで、つぎの3地区に分けて検討した。

D-1：6月以前に播種されたと推定される。安定した草地で、侵食は皆無である。

D-2：6～7月に播種されたと推定される。牧草の生育が悪く、地肌の露出しているところも多い。全調査地区中、最も侵食が激しい。

D-3：8月に播種されたと推定される。まさにできたての草地であって、全般的には良好であるが、湧水起因の侵食がいくつかみられる。

さて、土壌侵食を、その形態・規模・主原因等により、つぎの4つの型に分類し、検討を進めていくことにする。I型：主に沢筋に発生する単線状の侵食、II型：湧水・蹄傷に起因すると思われる、比較的小規模な侵食、III型：施工機械の走行に原因があると思われる、比較的大規模な侵食、IV型：以上の複合型で、多くは扇状をなす大規模な侵食。

まず、侵食の程度を数値化する。ここでは、侵食谷の容積をとることとし、調査時に測定した深さ・幅などから算出した。もちろん、この侵食土量は、かなり大きな値である。各侵食の所での侵食土量を型別に分類し、表-III-13に示す。これにより、I・II型は小規模、III・IV型は大

規模な侵食であるとした
判定が、数字のうえでも
一応確認された。

侵食発生か所の斜面勾
配と侵食規模の関係を、
図-Ⅲ・13 に示す。一般的

表-Ⅲ・13 各侵食型の侵食土量

	[m ³]			
	I 型	II 型	III 型	IV 型
侵食土量	3~96	5~84	41~ 1,138	75~ 1,500
平均	38	49	348	418

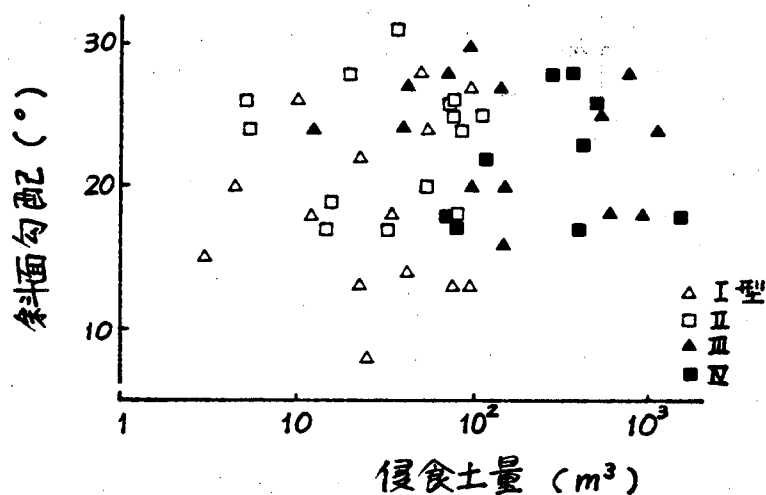


図-Ⅲ・13 斜面勾配と侵食規模(東台地区)

に、勾配が急になると侵食は著しくなるとされるが、図からは相関性が認められない。ただし、勾配が10°以下では侵食がみられず、比較的規模の大きな侵食は16°以上の急斜面でしか発生していないことが注目される。

つぎに、斜面の開状(凹凸)と侵食の型についてみると、I型はやはり圧倒的に多く凹部に発生している。そして、II・IV型についても、平~凹部に発生しているものが多い。これは、地形上雨水を集中させ易いということ、当然とも言える。しかし、III型が平~凸部で発生して

いることは、注目されてよい。草地造成における碎土・鎮圧・施肥・播種のため作業機械の走行は、地表に圧縮度の強弱をつけることになる。また、ここでの播種はドリル方式でなされているため、牧草生育のある段階まではスジ状に無被覆となる可能性がある。これらのことは、その後の侵食に重大な影響を及ぼすものと思われ、Ⅲ型の侵食形態は機械走行方向が縦のところが多い。また全体的にみても、縦方向に走行している圃場には侵食の発生している率が高い。



写真-Ⅲ・2 施工機械の走行に起因するとみられるリル (東谷地区, 1979.9.2)

前述のように、D田地の造成は1979年であり、草地化後まだ数か月しか経過していない、非常に若い圃場である。かかるに、D-1～3の区分によって侵食状況が全く異なるのは、どのような理由によるのであろうか。これら3つの地区は、傾斜・斜面の向き・凹凸・土壌の種類などの条件には、とくに差異があるとは言えない。そこで、各地区の牧草播種

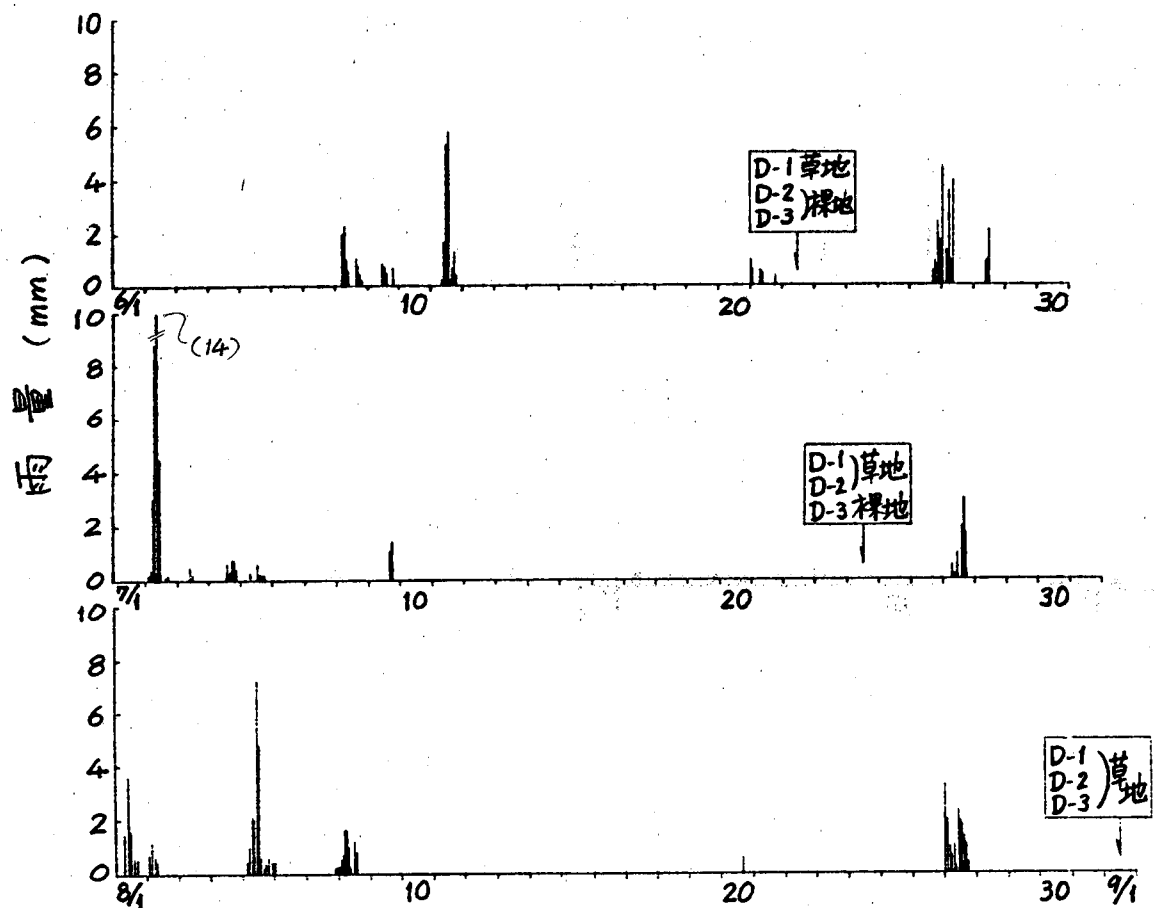


図-Ⅲ・14 D団地の造成経過と降雨状況

時期の相異が、侵食状況に反映したものと推定した。すなわち、時期ごとの気象（とくに降雨）条件と牧草の生育状態の兼ね合いが、侵食状況に決定的な差をもたらしたと考えた。当該調査地区の降雨状況と、踏査により確認した時点の各地区の造成経過を、図-Ⅲ・14 に示す。図および現場の状態から推して、侵食の著しいD-2の播種は6月下旬であり、牧草の生育の未熟な段階で7月2日の強雨に遭遇したとみるのが妥当である。また、牧草の生育が不良なのは、活発な生長期に高気温下で干天が続いたことによるのであろう。このように、侵食の発生は、播種の時期と降雨・干天などのタイミングに大きく影響されるものであることが明

らかとなった。

翌1980年にも、新工に造成完了となった草地を主として踏査を行い、36点の侵食サンプルを得た。ここでも、前年のデータを裏付ける結果となったが、その他、湧水に起因する侵食パターンが多いという点が注目された。すなわち、36点のうち $\frac{1}{4}$ に当たる9地点が、湧水起因あるいは湧水が規模を助長したと思われる侵食であった。このことは、草地斜面の只中に湧水を放置することは非常に好ましくなく、暗渠等の排水施設によって草地外へ導くなど、きめ細かな対応が要求されることを示している（写真-Ⅲ・4）。

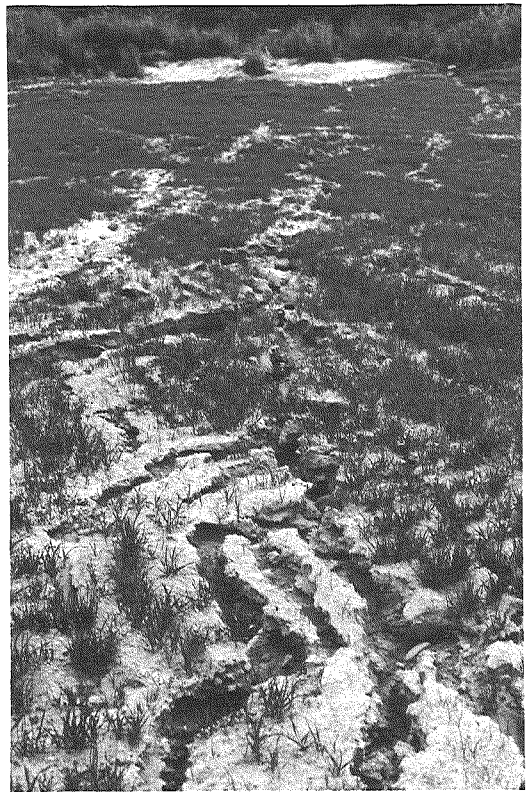
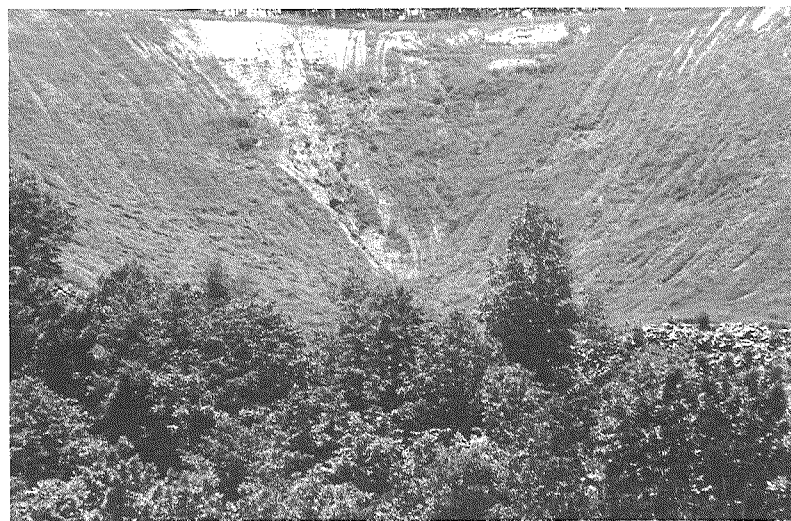


写真-Ⅲ・3 D-2地区の侵食状況
(1979. 7. 24)

以上は、造成草地における侵食の状況であるが、その他、現地を踏査して知った注目すべき事項を付記する。① 圃場内には、給水のための導水管が通っているが、これに付随する構造物の設置の所に著しいガリ侵食の発生している例があった。傾斜方向にパイプを敷設するときには、このような危険性のあることを十分考慮すべきである（写真-Ⅲ・5）。② 幹線道路から圃場への取付道路が適切に設置されていないため、路面からの表面流去水が集って草地を侵食している例がみられた。③ 幹線道路の設置に伴う切土裸地斜面に、著しいガリ侵食の発生している例



(1979. 9. 12)



(1980. 7. 13)

写真-Ⅲ・4 湧水に起因する侵食(東谷地区)



写真-Ⅲ・5 パイプラインの漏水に起因するカリ
(東谷地区, 1979. 9. 1)

がある。しかし、張芝の小段を設けた斜面の場合は、侵食を十分抑制していた。

4-3. 天塩高谷地区の水食

天塩高谷地区では、1980年7月25日の時点で24か所の侵食発生がみられた。ここでの侵食は、傾斜 15° 以下の緩斜面においても比較的大規模なものが多くみられ(図-Ⅲ・15)、東谷地区にくらべて農地保全上より厳しい条件下におかれていると推定できる。図-Ⅲ・16は、1982年9月3日の現地調査で観測されたカリの形態の1例である。ここで注目すべきことは、これらのカリが草地完成後も拡大を続け、表-Ⅲ・14で示されるように規模が大きくなっている点である(カリ長は斜面長の制限によって増大していない)。すなわち、写真-Ⅲ・7でもわかるように、土塊が

崩落してかり幅の拡大していく様子が歴然といている。したがって、最下端にのみ設置される「しがら柵工」では、かりの拡大を抑制するには不十分であり、縦断方向に複数設置するなどの対応策をとる必要があろう。

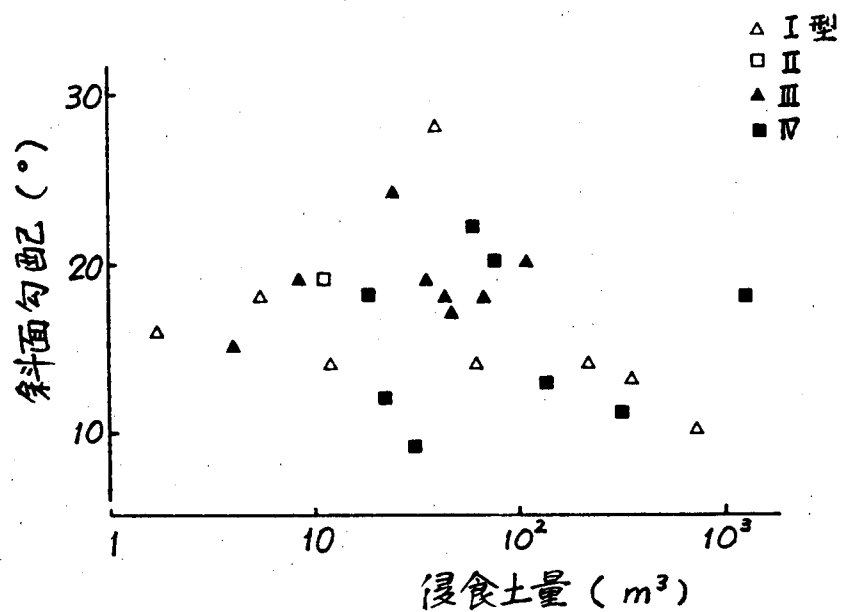


図-Ⅲ・15 斜面勾配と侵食規模
(天塩高台地区)

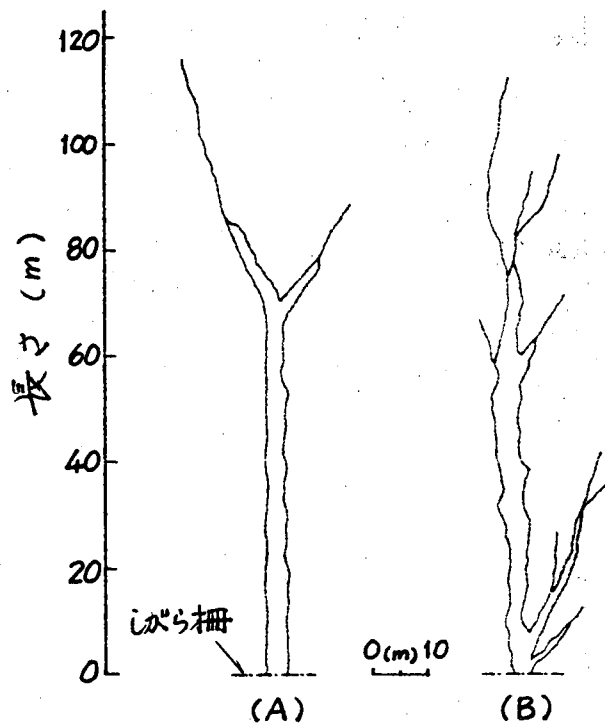


図-Ⅲ-16 かりの形態例
(天塩高台地区, 1982.9.3)

表-Ⅲ-14 かりの拡大

かり	[cm]			
	A		B	
	最大幅	最大深	最大幅	最大深
測定日				
1980.7.25	200	110	550	150
1982.9.3	550	200	660	180

注) A, B は 図-Ⅲ-16 に対応する。



写真-Ⅲ・6 草地内のかり
(天塩高台地区, 1982.6.4)



写真-Ⅲ・7 かりの拡大 (天塩高台地区, 1980.7.25)

4-4. 水食発生基盤の土質

前述の池田町東谷地区の侵食状況踏査時において、各侵食発生か所で土壌を採取した。そして各試料の三相比を求め、その固相率と侵食規模との関係を見た。結果は図-Ⅲ・17 のようになり、回帰線との相関はよくないが、有意性は認められた。このことは、間隙率が小さいと表面流出が増大し、侵食を受け易くなるとの见解に、ある程度の裏付けを与えることになるであろう。

さて造成草地を踏査すると、地形的には全く同じであるにもかかわらず、侵食の発生しているか所と良好な状態の草地が並存している例を多くみかける。前述のように、草地造成の施工時期のわずかなズレによっても、侵食状況に大差の生じる場合があるが、ここでは基盤の土質に着

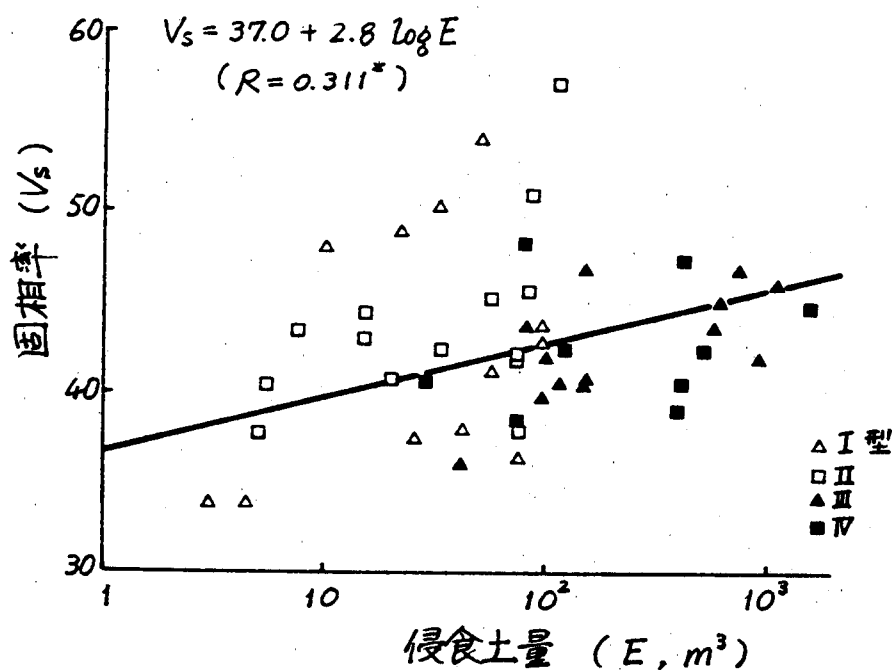


図-Ⅲ・17 固相率と侵食規模

目し、その特性をいくつかの土壌物理的因子により検討してみる。この検討は、東谷と天塩高台の両地区について行った。サンプリングは、各地点で侵食の所と非侵食の所（互いに近接）より、また各々上層（ルートマット直下、約10 cm 深）と下層（50 cm 深）より、100 cm³ 円筒で3個ずつ採取した。こうして得られた供試体により、まず透水係数を求めた。土の透水係数は、間隙構造の形態、水による間隙の飽和度などによって変化し、なかでも重要なのは間隙の量と質である。透水係数によって直接的に表現される地盤の浸入・浸透性は、その地盤の水食に極めて大きな影響を及ぼすであろう。たとえば内田（1982）は、土壌の初期水食量は下層土の透水性に影響され易く、下層土の透水性が低下すれば水食量は増加するとの報告を行っている。

図-Ⅲ・18 は、天塩高台地区における侵食・非侵食地点それぞれの、上・下層土の透水係数を比較したものである。これによると、侵食地点の下層は上層に比べて透水係数が小さく、

また非侵食地点の下層は他の層より透水係数が大きい傾向にある。非侵食地点では、上層の透水係数が小さいにもかかわらず侵食作用を回避し得たのは、下層の透水係数が上層より大きいことに起因すると考えられ、前述の内田の見解と一致している。逆に上層の透水係数が大きくても、下層の透水係数が小さければ、浸透水は地盤内を傾斜に沿って横方向に移動し、侵食作用を受け易くなるものと思われる。同様に、東谷地区の結果を図-

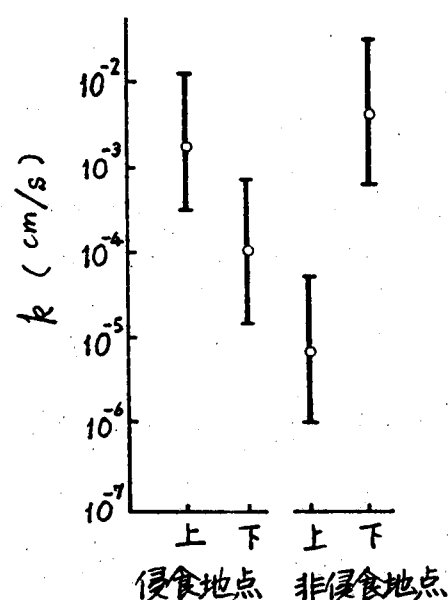


図-Ⅲ・18 透水性
(天塩高台地区)

Ⅲ・19 に示す。東台地区の場合には、全般的に透水係数が 10^{-3} cm/s 付近に分布しており、相互間に有意な差は認められない。これは、東台地区の土壤が火山灰系であることに由来して透水係数が大きく、この差による侵食性の違いは明確化しないのであろう（東台、天塩高台両地区の侵食状況を比較すると、侵食自体の規模は天塩高台地区の方が大きい）。

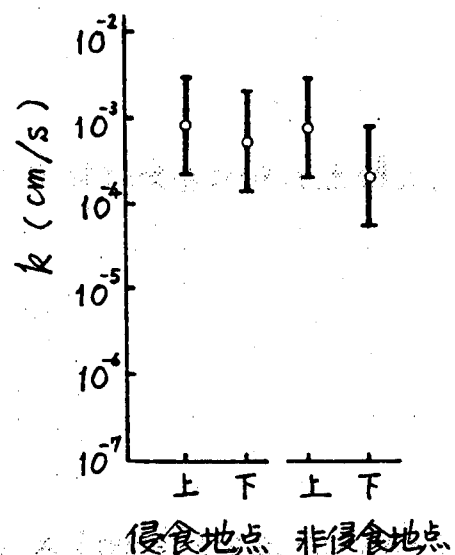


図-Ⅲ・19 透水性
(東台地区)

つぎに、土壤の保水性と侵食性の関連について検討を加える。土壤の保水性は、侵食性を左右する重要な因子と考えられる。ここでは、土壤の保水性を pF 値によりあらわし、pF 値と水分保持力（保持水分量）の関係は、100 cm³ コアをそのまま使用する大型遠心法によって求めた。こうして得られた pF 2.0 と 4.2 相当含水比を、図-Ⅲ・20（天塩高台地区）と図-Ⅲ・21（東台地区）に示す。これらによれば、

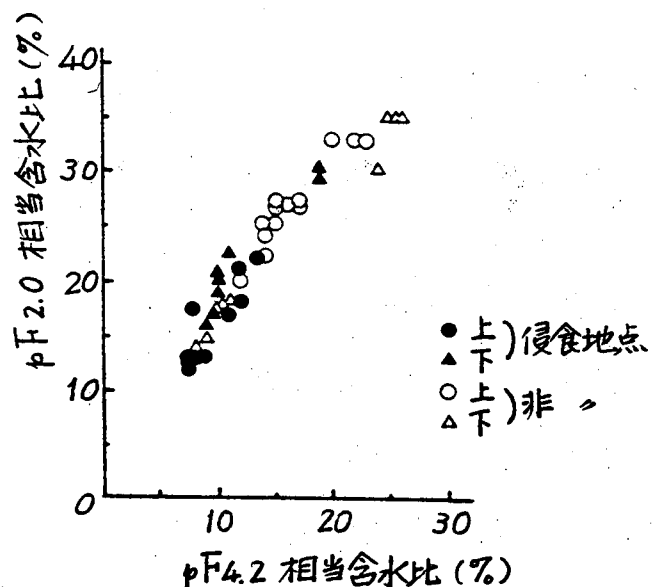


図-Ⅲ・20 保水性
(天塩高台地区)

天塩高台地区で侵食地点の土の保水性が非侵食地点より小さい傾向にあるものの、東台地区では侵食・非侵食地点間に有意な差は認められない。そこで、雨滴による分散・飛散、表面流去水による運搬作用に直接さらされる上層土が、より重要であろうとの観点から、上層土のデータのみをとり出したところ、図-Ⅲ-22, 23 のようになった。

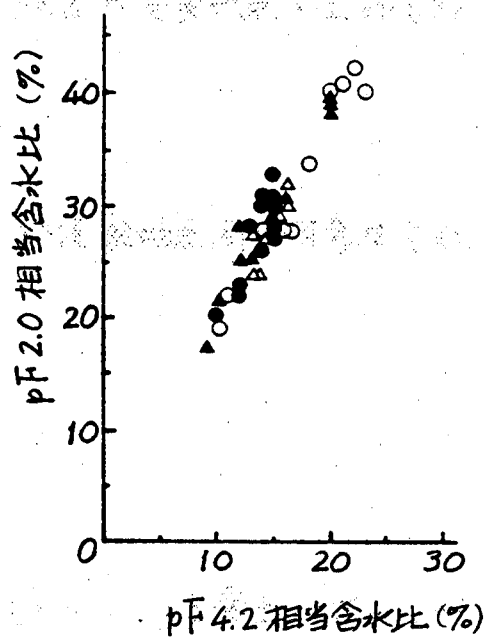


図-Ⅲ-21 保水性(東台地区)

図-Ⅲ-22 では、pF 2.0相当含水比、pF 4.2相当含水比ともに、侵食・非侵食地点間で非常に有意(1%)な差が認められ、非侵食地点上層土

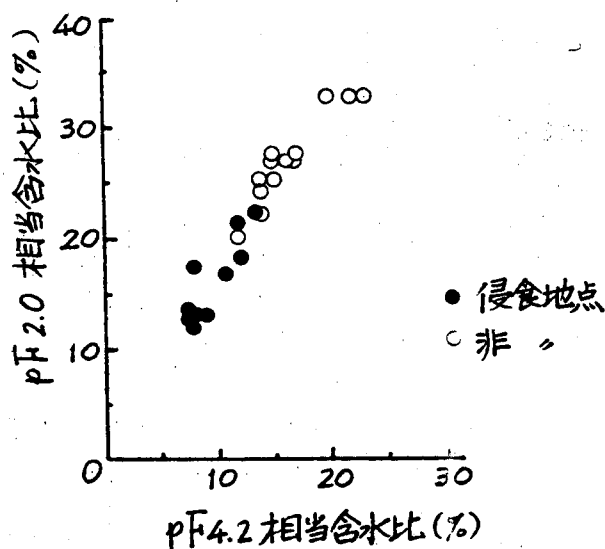


図-Ⅲ-22 上層土の保水性(天塩高台地区)

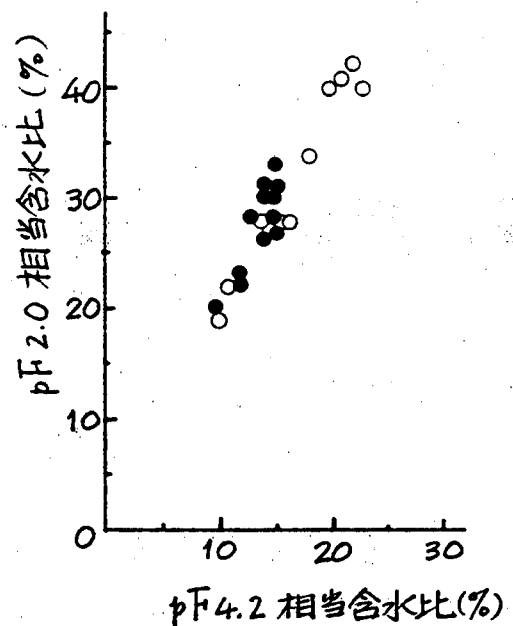


図-Ⅲ-23 上層土の保水性(東台地区)

の水分保持力が大きいことがわかる。また図-Ⅲ・23 に示す東台地区の場合でも、5%の危険率で有意な差が認められた。なお下層土については、両地区ともに侵食・非侵食地点間に有意な差は認められなかった。

土壌水は、その結合状態から分類すると、結合水・半結合水・自由水に分類でき、それらの境界 pF 値はおおよそ $pF 4.2$ 、 3.0 とすることができる。さらに土壌水を保水形態で考えると、結合水は土粒子表面に膜状に吸着された表面保水、自由水は重力水など間隙内を自由に移動できる間隙保水、半結合水は毛管水などの表面保水と間隙保水の中間形態をとる。そして、土粒子間結合を左右するのは、土粒子間の凝集・集積水である中間形態の半結合水であると思われる。この観点に基づき、半結合水と自由水の境界である $pF 3.0$ と、結合水との境界である $pF 4.2$ の水分差をとり、これが[土～水]系の強さをあらわす一種の指標とみなして検討を加えた。図-Ⅲ・

24 は、天塩高台・東台両地区について、侵食・非侵食地点上層土の($pF 3.0 - pF 4.2$)相当含水率を比較したものである。これによれば、両地区とも非侵食上層土の($pF 3.0 - pF 4.2$)相当含水率が、侵食上層土にくらべて大きく、その違いは非常に有意(1%)であると言える。

以上の検討の対象とした土壌は、地形的(草地としての)

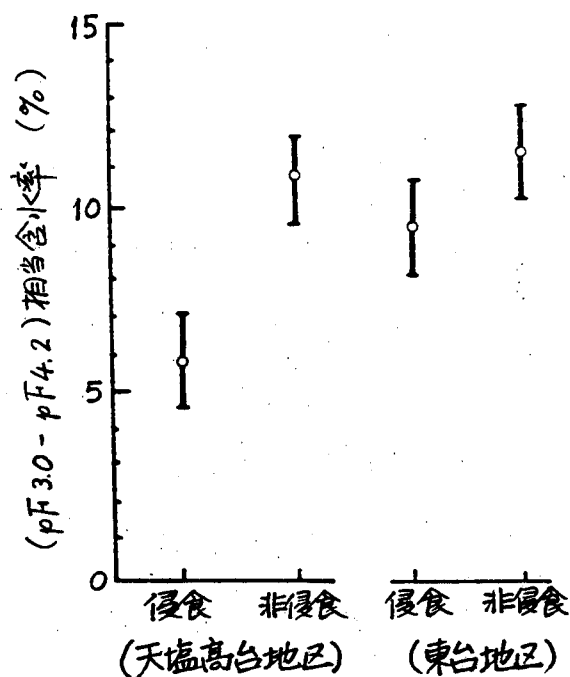


図-Ⅲ・24 侵食・非侵食地点上層土の($pF 3.0 - pF 4.2$)相当含水率

には同一条件下にあったにもかかわらず、その性質が異なるのは、まず造成前の土壌環境のもとで、元来的に土壌の性質が異なっていたことがあげられる。また、造成方法自体に深くかかわる重要な点として、草地造成施工時における地形修正や、伐排根に伴う表土の移動、施工機械による碎土・耕耘・播種・輾圧などの作業過程で表層部が影響を受ける結果、性質上のバラツキの生じることが指摘できる。

4-5. 圃場外への土壌流亡

東谷・天塩高谷両地区の伐排根は、圃場の斜面下端に押出され、沢筋を囲むように置かれる。この目的の1つは、侵食土砂の沢への流出を阻止することにある。しかし、実際この排根線は有効に機能しているであろうか。このような観点から、東谷地区の多数の小流域のうち、草地造成の完了した小流域（No. 12, 図-Ⅲ・10）をとり上げ、下流部（姉別川本流との合流点付近）の堆砂状況を調査することにより検討を加えた。本地点で1978年11月8日にボーリング、測量等を行った結果、厚いところで1m以上もの堆砂のあることがわかり、これらの数値をもとにして大略490m³の流亡土砂が堆積していることが推定できた。引き続き調査の結果、前述の調査日から翌年5月17日の間に、約160m³の土砂が流失していた。これは、多くが融雪流出に伴って、河川へと流出したと考えられる。以上の調査事例により、本地区での施工方法では、排根線の土壌流亡阻止機能は不十分であり、承水路を設置するなど、圃場下部部の処理をさらに合理的に行う必要があると考える。

つぎに、姉別川の河川断面形状を測定したところ、その流域が草地造成される前後により変化していることが確認された。ここでの測定は、



写真-Ⅲ・8 圃場下端部の状況 (東台地区, 1978.7.19)

流量測定用の長方形セキが設置されているU点を基点とし、20m間隔で上流へ30点、600mの範囲をとった。測定は1978年9月6日、1979年7月25日の2回行ったが、この間草地造成は図-Ⅲ・25に示すように進捗している。測定された河川断面のうち、上流へ60、300、560m地点の3例を図-Ⅲ・26に示す。図-Ⅲ・26に例示したような河川の断面変化量を計測し、その断面を前後20mの支配断面とみなして河床の変動量を概算すると、図-Ⅲ・27のようになる。図から明らかなように、セキ近傍においてはかなりの堆砂が認められる。しかし、これは実際の流土砂のごく一部であって、多くの微細土砂が流域外へと流出しているものと推定される。

	拔 排 根	耕 起	土 改	碎 土 鎮 壓	施 肥 播 種
	1978	1979	1979	1979	1979
	1979	1979	1979	1979	1979
	1979				

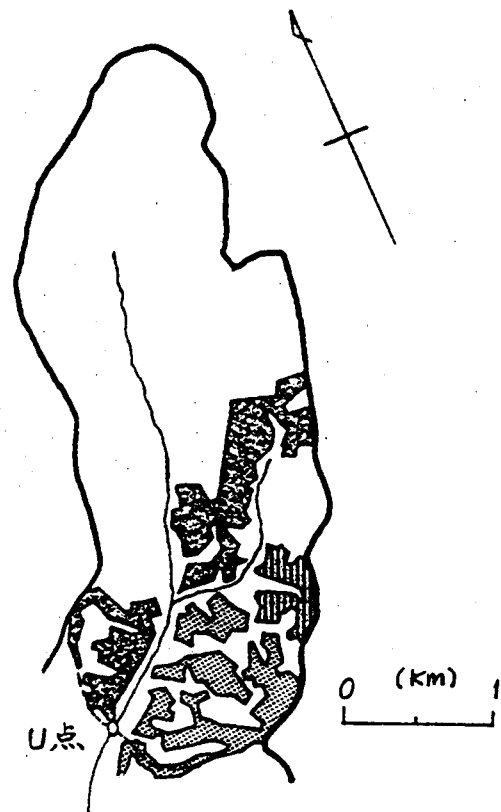


图-III·25 草地造成進淤狀況 (東名地区U区, 1979)

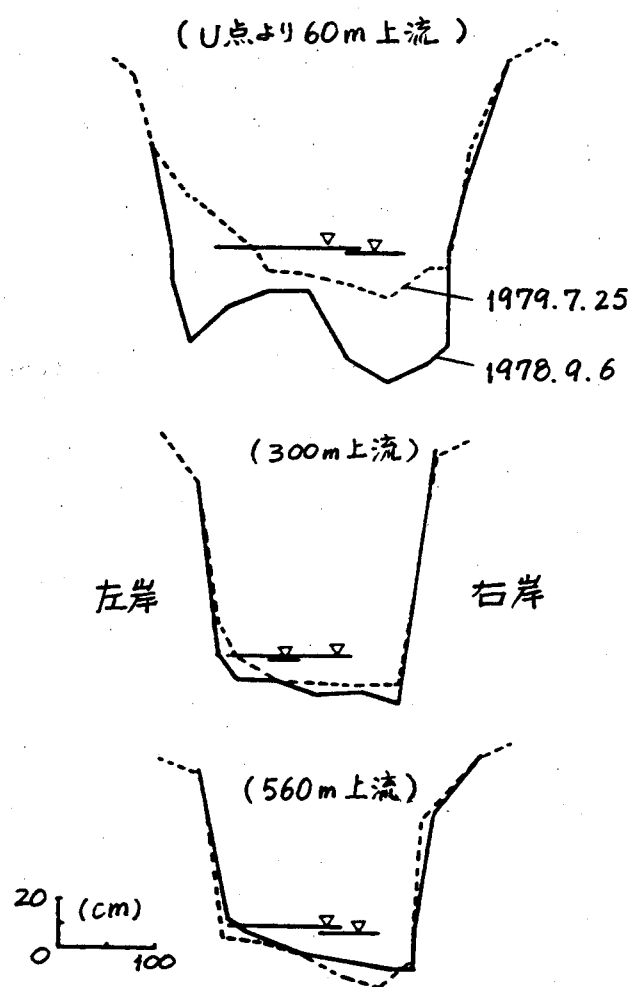


図-Ⅲ・26 東台地区U点上流付近の
河川断面形状

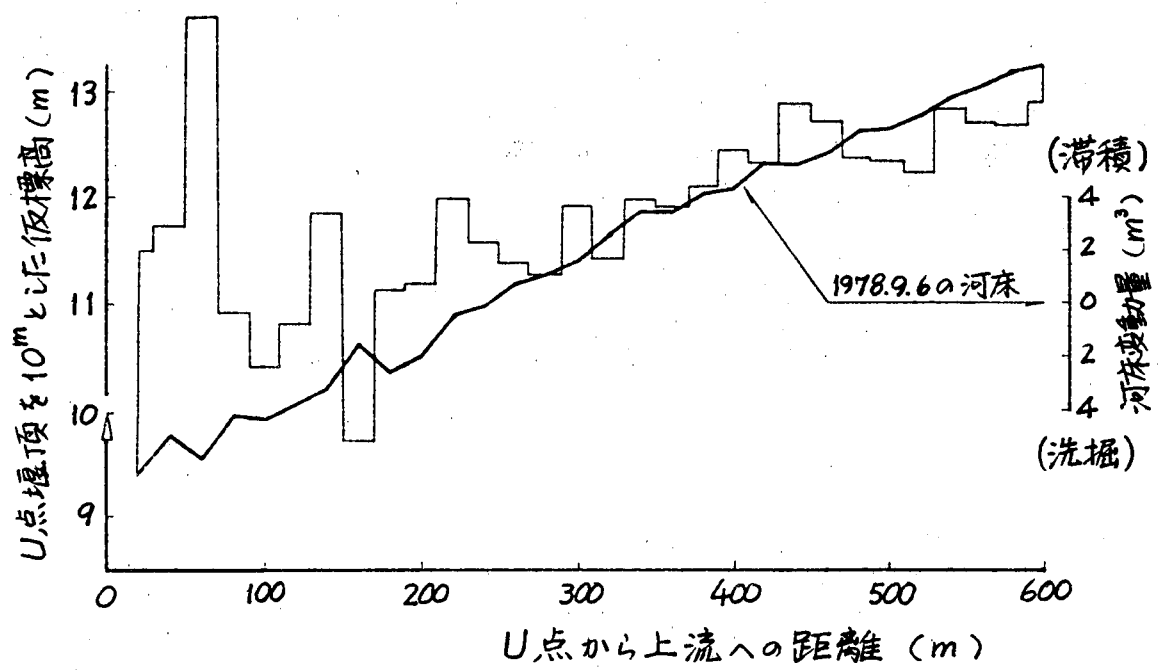


図-Ⅲ-27 1978.9.6 ~ '79.7.25の河床変動量(東台地区)

5. 傾斜耕試験

草地造成の過程を通じて、土壌侵食の様相はどのように変化するであろうか。牧草の侵食抑制効果は、充分大きいだろうか。これらを検討する目的から、東呂地区において造成中の草地を対象として試験を行った。試験方法は、従来より傾斜畑の土壌侵食調査として数多く行われている耕試験によった。しかし、自然降雨によるデータはほとんど得られず、多くはスプリンクラによる人工降雨によっている。

5-1. 自然降雨による侵食

前述のように、土壌侵食に影響する因子は極めて多く、解析には難しい問題も含まれている。本試験では、山林地のままの自然状態、根群域を除去した裸地状態、排根後30cm程度耕起して牧草を播種した草地状態の3試験区をつくり併置した。この場合、傾斜・斜面長などの条件は同一としたので、影響因子のうち地被条件のみをみることになる。従来は、いずれも斜面長をかなり大きくとっているが、本試験では

表-III・15 自然降雨による流亡土量

No.	期 間	総降雨量 (mm)	降雨回数	流亡土量 (g/m^2)		
				自然区	裸地区	草地区
	1975					
1	8.6~10.7	220.0	15	21	1,706	188
2	10.7~10.8	32.5	1	0	30	22
3	10.8~12.9	—	—	13	125	28

1.5 m と小さいこと、データが限られていることなどから、ここでは自然区、裸地区、草地区の相対的な比較を行うことを目的とした。測定は、表-Ⅲ・15 に示すように 3 回行い、No. 2 だけが単独降雨による値である。また No. 3 は、凍結期に入って雨量計を撤去したため、降雨資料を得ていない。

本試験では、降雨量と侵食量測定を行っていないので、降雨の性質との関係については検討できないが、地被状態による違いは明らかである。すなわち、3 回の測定値はいずれも自然区 < 草地区 < 裸地区の順で流亡土量が大きくなっている。このことから、草地造成における土壌保全の問題は、主として自然の山林地から草地完成に至る途中で出現する裸地状態にあると見てよいだろう。したがって、耕起法で造成を行う場合、耕起直後に土壌侵食の危険性が高いので、斜面全面を一度に耕起せずに等高線状に林帯を残しておくとか、危険降雨の多い時期を避けるなどの配慮が必要と思われる。

5-2. 人工降雨による侵食

人工降雨はスプリンクラによって得たため、自然の雨滴とは当然性質が異なる。そして、前述のように試験区が極めて小規模であることなどから、定性的な検討を行うに止める。試験区はつぎの 4 区であり、傾斜は全て 15° とした。(a) 自然区、(b) 草地区、(c) 斜面下半分の草地区、(d) 裸地区。これら各試験区について、降雨強度と流亡土量の関係をプロットしたのが、図-Ⅲ・28 である。図に示される結果から、つぎのことが言えるであろう。

i). 各試験区とも、程度の差はあるが、降雨強度の増大に伴って流亡土

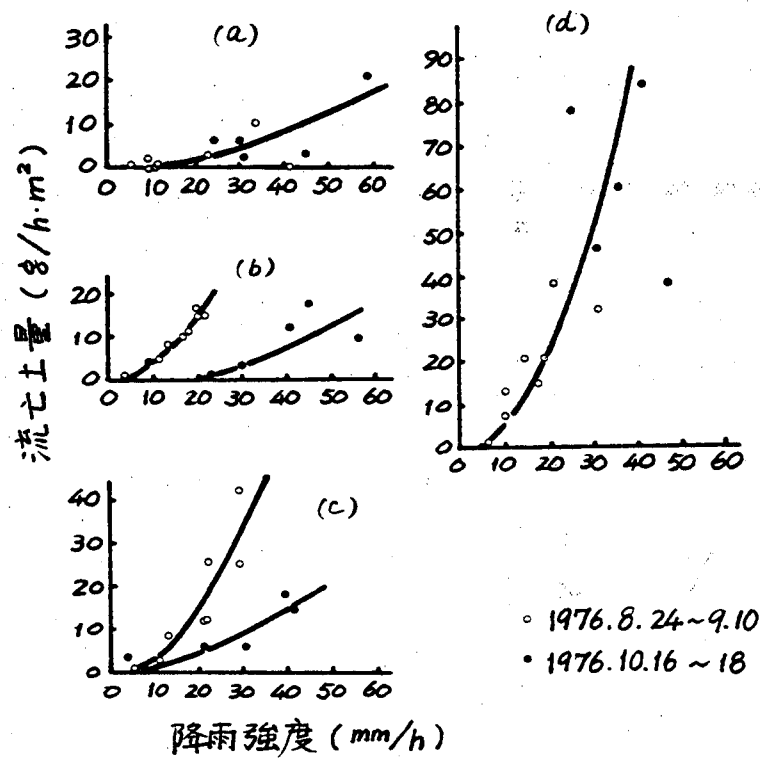


図-Ⅲ-28 地被状態と土壤侵食

量が増大している。これは、一般に認められている結果と一致する。

ii). 図中、(b)と(c)をみると、観測日によって明らかな傾向の違いが認められる。すなわち、牧草播種後日数浅く(40~50日)、牧草の生育の未熟な段階(草丈7~8cm)ではかなりの侵食が生じ、ほとんど裸地に近い傾向を示している。しかし、牧草がある程度生長した段階(播種後90日、草丈15cm)では、流亡土量の顕著な減少がみられる。このことは、牧草は土壤侵食に対して大きな抑制効果を有するものの、この効果が発現するには、ある程度牧草の生育を待たなければならないことを示している。さらに、これら2つの試験区を比較すると、その傾向は大略似ている。このことは、斜面が裸地であっても、適当な草生帯が存在すれば、かなりの土壤侵食抑制効果が期待できることを

示唆している。

- iii). 裸地では、当然のことながら著しい侵食状況を呈する。したがって、草地造成過程で必然的に出現する裸地状態の斜面に強雨がふれば、最悪の結果となることは十分予想されることである。

5-3. 造成後の経過年数による変化

図-Ⅲ・29は、牧草播種後の時間経過に伴う、牧草の生育状況に応じた侵食状況を示している。図により、牧草の生長に伴って土壌侵食は抑制され、1年経過すると極めて小さなものになることがわかる。牧草は、地表面に対する雨滴の衝撃を緩和して団粒の破壊・分散を防ぎ、また表

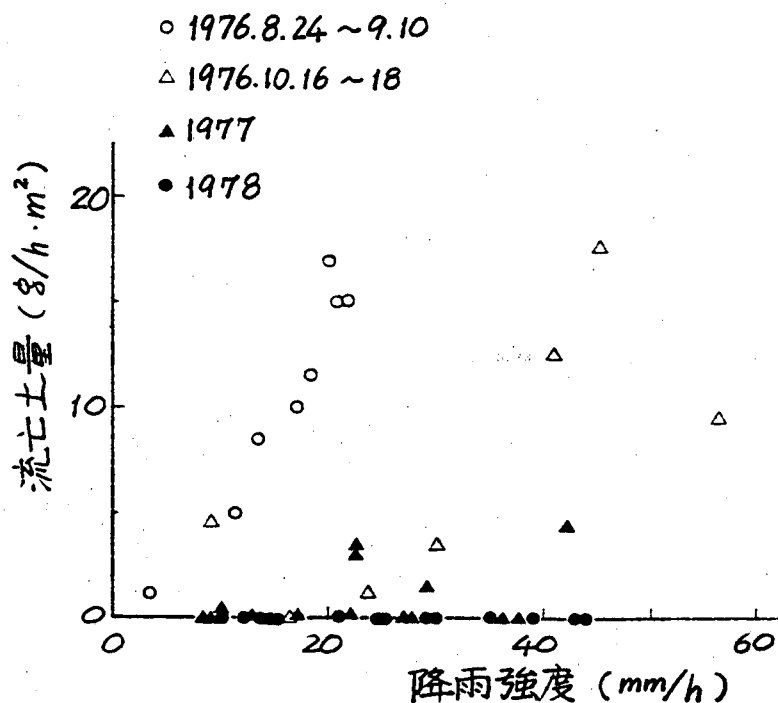


図-Ⅲ・29 草地試験区における水食の時間変化
(1976.7.14:造成・播種)

面流出水の流下速度をおさえて土粒子運搬作用を低下させる。さらに、根の働きによる土壌の保持や浸透性の増大などにより、土壌侵食に対して極めて有効な抑止効果を発揮することになる。そしてこれは、牧草の生長とともにより一層効果的となり、2～3年目ともなると、後述の凍

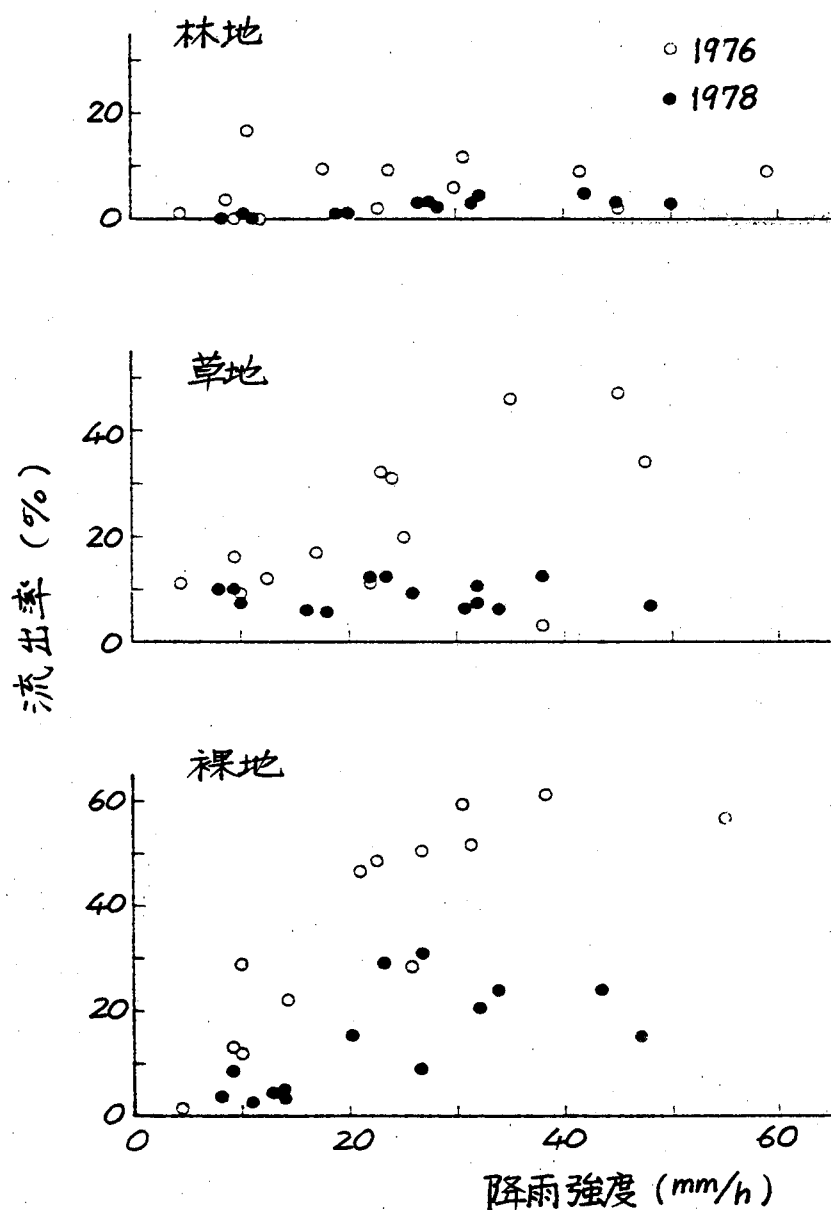


図-Ⅲ-30 地被と流出(1975年造成試験区)

結融解作用ともあいまって、土壌流亡はほとんどみられなくなっている。

図-Ⅲ・30は、前述した1975年設置の「自然林地」、「草地」、「裸地」3地試験区における、1976、1978年に測定した流出率の結果であり、地被および経年による変化をみたものである。これによると、地被条件では林地<草地<裸地の順に大きくなり、また経年的には林地で変化がないのに対し、草地、裸地ではかなりの低下が認められる。

6. 論議

草地造成の過程において発生する土壌侵食は、ある程度避けられないものである。すなわち、耕起法による限り、地表はある一定期間必然的に裸地となるからである。保全上は、大面積を一度に裸地としないような方法がとり得れば、好ましいことは言うまでもないであろう。

前項(Ⅲ, 1)で述べたように、林地は極めて大きな侵食防止機能を有するので、傾斜地の開発を行う場合、この機能をうまく利用することが考えられて然るべきである。石川ら(1961)は、南向き・勾配 7.5° の斜面に幅3.5m、裸地部分の長さ50mの下部に幅3、7、10mの林帯(ササ帯)を残したものと、林帯のない標準区の4試験区を併置して、林帯内に堆積した土砂量、流亡土砂量等を測定した。図-Ⅲ・31によれば、林帯の上端の堆砂が最も厚く、下端に向ってほぼ直線的に減少する傾向を示す。また、幅3m、7mの林帯を通過して流亡した土砂量は、それぞれ標準区の47%、10%にすぎず、10m林帯からはほとんど流亡しなかった。これらにより、ササの密生した林地の土砂流亡阻止効果は著しく、10m幅の林帯で十分であると指摘している。しかし傾斜の急な

ところ、地隙や谷頭のように地表水が集中するところでは、20~30m幅とするよう推奨している。一方、Holy (1980)は、林帯により流出水の浸透、貯留を行うには、林帯自体密生し、林帯内土壌は膨軟で透水性の高い腐葉土層からなっているのが望ましいが、林帯の幅は気候条件、斜面長、斜面勾配、流出状況により左右されるものであり、100

~600m ごとに20~60m幅のものを設置すればよいとしている。

村井(1974)は、緩斜面を開発しようとする場合の保全林帯の設置方法について、つぎのように述べている。例えば、図-Ⅲ-32のような場合、上流からの水はBでほぼ完全に吸収され、下部の耕地斜面における流去

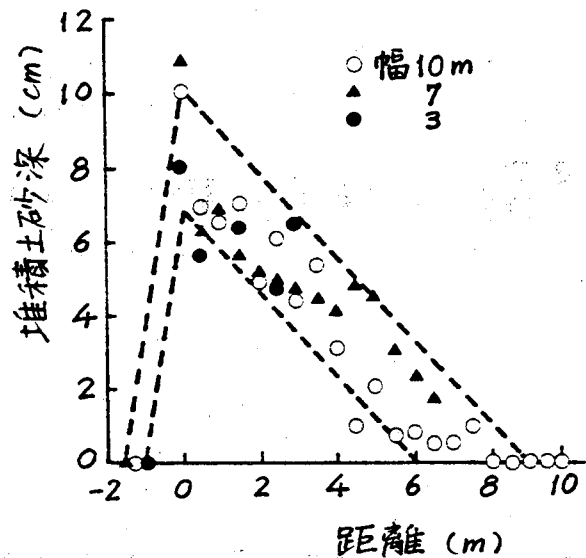


図-Ⅲ-31 林帯内における土砂の堆積深と林帯前縁からの距離の関係。値は1959年6月~61年10月までの積算量(石川ら・1961による)

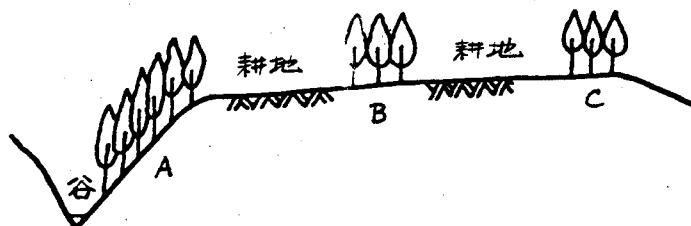


図-Ⅲ-32 保全林帯の配置モデル(村井・1974)

水は量において $1/2$ となり、しかも流下速度が著しく低下するはずであるから、侵食防止という観点から最も効果的なのは、耕地斜面の中央部 B に設置された林帯であると指摘している。また前述の Holy も、水食防止林帯の設置方法に関して、水食防止効果を最大に発揮させるには、斜面中央とすべきことを強調している (図-Ⅲ・33)。

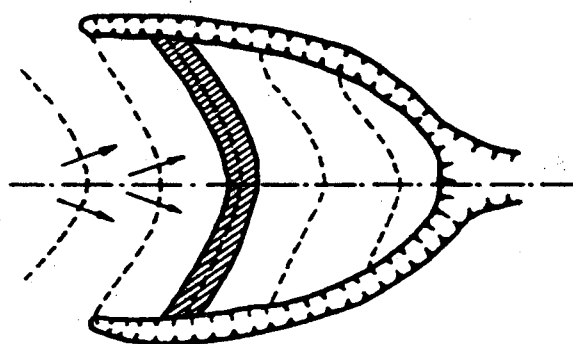


図 水食防止林帯の配置モデル
(Holy・1980)

造成計画のなかで、独立した林帯の設置が困難な場合には、当初造成区画の草地が完成した段階で、残存林帯部分を草地化するとか、庇陰林として利用するなどの方途を考えることも必要であろう。また、林床がある程度保存される簡易造成工法(蹄耕法)を計画的に組入れることによって、かなりの侵食抑制効果が得られるものと思われる。

改良山造成畑では、傾斜圃場が裸地のまま融雪・融解時期を迎えることを回避するため、秋播小麦を栽培する例がみられる。このような対策は極めて有効であり、広く採用されるべきであると考え。

前節の傾斜耕試験による一連の検討のなかで、表土扱いを行った当年

の裸地からの著しい土壌侵食が、翌年は非常に抑制される現象をみた。
これの主な原因として考えられるのは、地盤の凍結・融解である。従来、
地盤凍結現象は、土地(土壌)保全上好ましくない現象としてとらえら
れてきたが、今一度検討してみるのも有意義であろう。このような観点
から、次章以降では、凍結融解作用が土ないし地盤に対していかなる影
響を及ぼすかを検討し、寒冷地における農地・基盤の特徴を考察していく
ことにする。

IV. 地盤の凍結融解

地盤の凍結状況を支配するのは、温度と土質と水分であり、このうち最も重要な因子となるのは温度である。地盤凍結に直接関係する温度は、地表面における温度（寒さの度合）であることから、地被条件により非常に大きく左右される。そしてこの地被として、積雪が支配的なものとなることは前述のとおりであり、その他には植生や腐植層などがあげられる。また、積雪に関与する地形、樹木なども、間接的な形で凍結状況に影響を与えるであろう。

北海道の地盤凍結は、寒さの程度と積雪の重ね合いにより東部太平洋側で顕著であり、上川中・北部では非常に低温となる割りに、積雪が大きいことから地盤はほとんど凍結しない（p.19 参照）。こういったなかで、近年の道路除雪の徹底化に伴い、道路の凍結・凍上とその対策に付随した地盤凍結問題がみられるようになってきている。

1. 地盤凍結地域における農地基盤の侵食問題

土壌の凍結現象については、古くから研究が行われており、とくに凍上を対象とした報告が1925年ごろから諸誌に掲載されるようになった。その頃すでに、凍上は凍土中での氷晶の析出現象を基本とし、その際生じる凍上力は非常に大きくて建造物や鉄道線路を持上げるのに十分である点などが指摘されていた。この氷の分離析出現象を詳細に研究したのは Taber (1930) である。彼は冷蔵庫を用いて多くの実験を行い、凍上に関連する基本的な事項の多くを明らかにしている。

わが国における凍上の研究は、寒冷地の鉄道管理の必要から始められ、中谷ら(1944a)による諸研究が著名である。凍上現象は、地中に生じる霜柱がひきおこすものであることを指摘したのも中谷である。この霜柱に関しては、フィールドに恵まれていることもあって、日本で活発に研究されている。1899年には稲垣らによる霜柱の物性の研究が行われ、その後藤原(1923)や川野(1932)による物理学的考察、福田(1936)による霜柱成長の熱学的考察がなされている。また、自由学園自然科学グループの研究(1937)では、霜柱を人工的に作り出す過程で多くの成果をあげた。

その後、土壌凍結現象は多くの研究者のとり上げるところとなり、Baver や Terzaghi, その他の教科書にも関連する記述がみられるようになった。現在では、地盤工学関係の諸雑誌に特集としてとり上げられ、また永久凍土や地盤凍結に関する国際会議が盛んに開催されつつある。膨大な永久凍土を抱えたソ連でも、多くの研究が行われており、成果の一部は英訳されて出版されている(例えば Tsytoovich, 1975a)。

従来の研究は、自然凍結条件下での諸現象を対象としているが、永久凍土に建造物を設ける際の対応といった観点から行われていた。しかし近年では、人工凍結による地盤掘削工法や液化ガス貯蔵に伴う周辺地盤の凍結などに関連して、土質工学上のウエイトが高めつつある。一方、農地基盤についてみると、北海道のような地盤凍結地域においては、大規模な農地造成や各種作工物の建設に関連して、凍結融解の問題がとり上げられつつあるのが現状である。そこで、凍結融解作用に関連する農地基盤上の問題点としては、つぎのような事項をあげることができる。

- 1) 水路法面の崩壊：北海道において冬期間土壌が凍結する十勝・網走地方の明渠排水路で、法面が部分的に崩れ、土砂が三面装工のコン

グリートブロック上に堆積している現象がみられる。そこには草木が繁茂し、排水路の通水能力を低下させる原因となっている。これは、排水路施工直後は緊密な状態であった法面の土が、凍結融解作用を受けることによって膨張になり、粒子の小さい部分が侵食されるためである。施工後数年経つた法面では、土の細粒分がなくなり、砂利を敷きつめたようになっている例が多くみられる。

十勝地方萌和地区の明渠排水路についてみることにする。冬季の日最低気温と凍結深の測定例を示すと、図-IV-1 のようになる。この地方では、凍結は地表面下約 50 cm まで見られる。図-IV-2 は、この排水路法肩の地表面より深さ 100 cm のところを、水平方向について土壌硬度を測定した結果である。各点は、7 回の測定による平均値を示している。図によると、法面近くの値が小さくあらわれており、これは土壌に対する

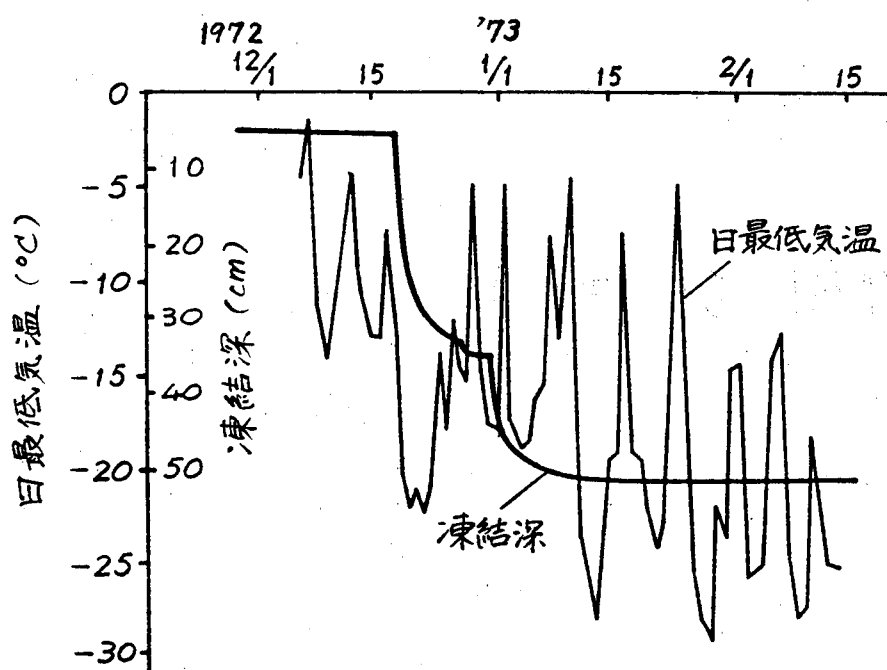


図-IV-1 日最低気温と凍結深（萌和地区）

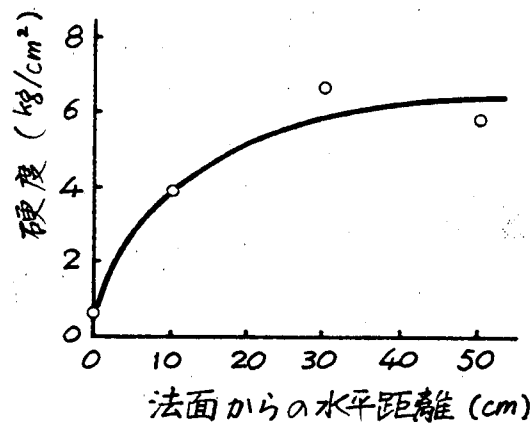


図-IV-2 水路法面付近の土壌硬度
(100 cm 深の層, 1974.9.6)

る凍結融解作用の影響が主な原因であると考えられる。この排水路は、1968年に掘削されたものであるから、調査時点までに大きくは5回の凍結融解作用を受けていることになる。いま、地表面から0.70 m、1.25 mの層について、法面から水平に5、20、50 cmの点の土の一面剪断試験結果を、図-IV-3 (a), (b) に示す。これらは、法面に近い部位がいずれも剪断強さが低下していることを示している。これらの現地試験では、水分条件の調整が困難なため、水分飽和状態で行ったものである。

これに対して、実験室で不攪乱供試体の水分を $pF 2.5$ に調整し、一面剪断試験を行った結果を図-IV-4 に示す。これも定性的には、図-IV-3の結果と全く同じである。水分条件の違いにより若干強さが増えているが、表面近くよりも地中の方が強さが大きい。

ii). 舗装農道の破壊：破壊のパターンはさまざまであり、施工上の欠陥によるものもあるが、多くは凍結融解に由来する。これは、冬期間除雪が行われるため、元来地盤凍結のほとんどみられなかった積雪地域をも含め、ほぼ全道的な現象として問題化している。

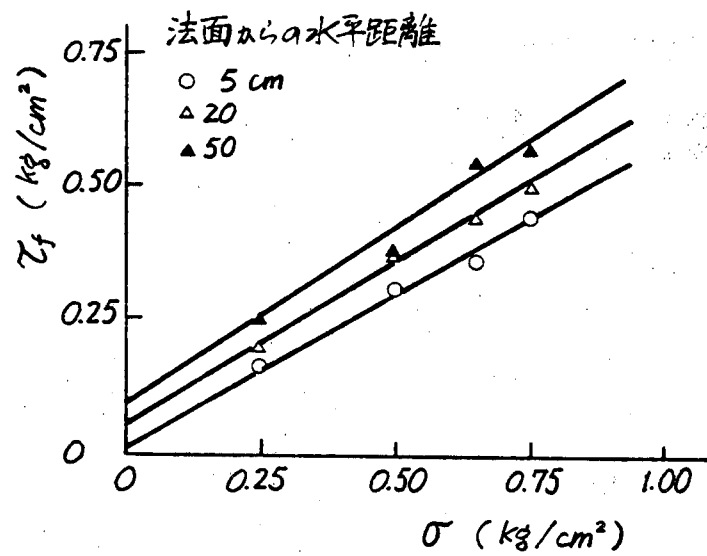


図-IV-3(a) 水路法部 0.70 m 層における
剪断強さ

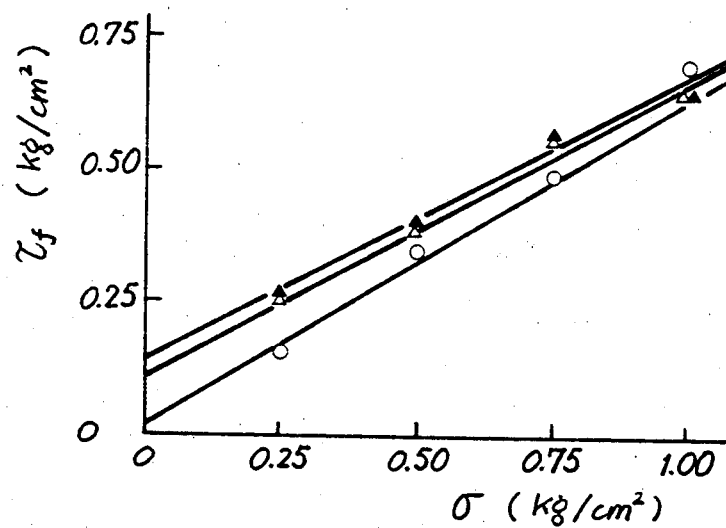


図-IV-3(b) 水路法部 1.25 m 層における
剪断強さ

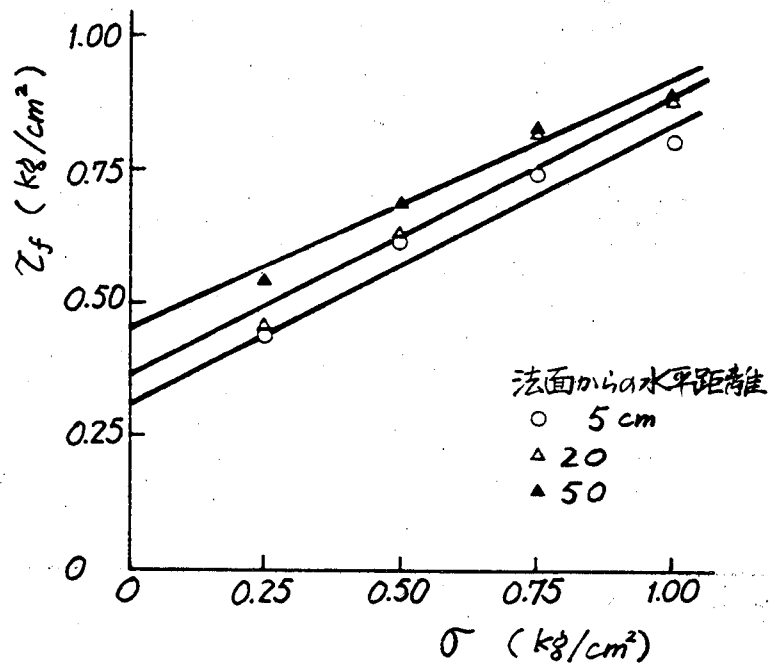


図-IV-4 水路法部 1.00 m 層における
剪断強さ

- iii) 用水路装工部の破壊：大断面水路の場合はもとより、小型のU字溝に至るまで、側壁部の折損・ひび割れが多くみられる。
- iv) 春先の融解期における未舗装農道の軟弱化、および圃場面の支持力不足等によるトラフィカビリティの低下。
- v) 傾斜農地における融解時の土壌流亡、およびその後の乾燥に伴う畑地の著しい風食。
- vi) 地温上昇の遅延による営農障害。

これらの諸問題に対しては、長い間に種々の検討が行われてきている。そのなかから、対策工法なり営農上の工夫がとり入れられ、今では定着しているものも多い。しかし、農業基盤整備事業の進展とともに、新たな問題が発生してきつつあることも事実である（長沢・1983a, 長沢ら・1983b）。

2. 凍結融解現象

2-1. 地盤の凍結

(1) 地温断面

地表面からの深さに伴う地中の温度変化を、地温断面という。ある時刻の地温断面は、地表面（大地～大気界面）における熱移動と地盤の熱的性質によって決定される。熱移動の機構は、輻射・対流・伝導からなっており、これらにかかわる要因としては、地形的・地理的条件、アルベド、地表面の状態、気象条件などがあげられる。

図-IV・5 には、凍結前線の侵入を伴う、2種類の地温断面を示す。図に示される凍結融解層は、冬季に凍結し夏季には融解する土層であり、わが国の自然状態では、ほとんどがこのパターンをとる。前線の侵入が深ければ、夏季にも凍結層が残存する。このような場合に恒久的に凍結した下層土を、永久凍土層（permafrost）と称している。この層の厚さは、凍結の継続時間・強度・地盤の熱的諸性質などによって左右され、数cmから数百mまであることが知られている。永久凍土が形成される条件は、凍結指数（後述）が $2,000^{\circ}\text{C}\cdot\text{day}$ 以上、年平均気温が -2°C 以下ということが経験的にいわれている。これをで発表された世界の永久凍土分布図では、日本には永久凍土がないことになっているが、最近になって富士山や大雪山系などで永久凍土の存在が確認されている（木下・1980）。

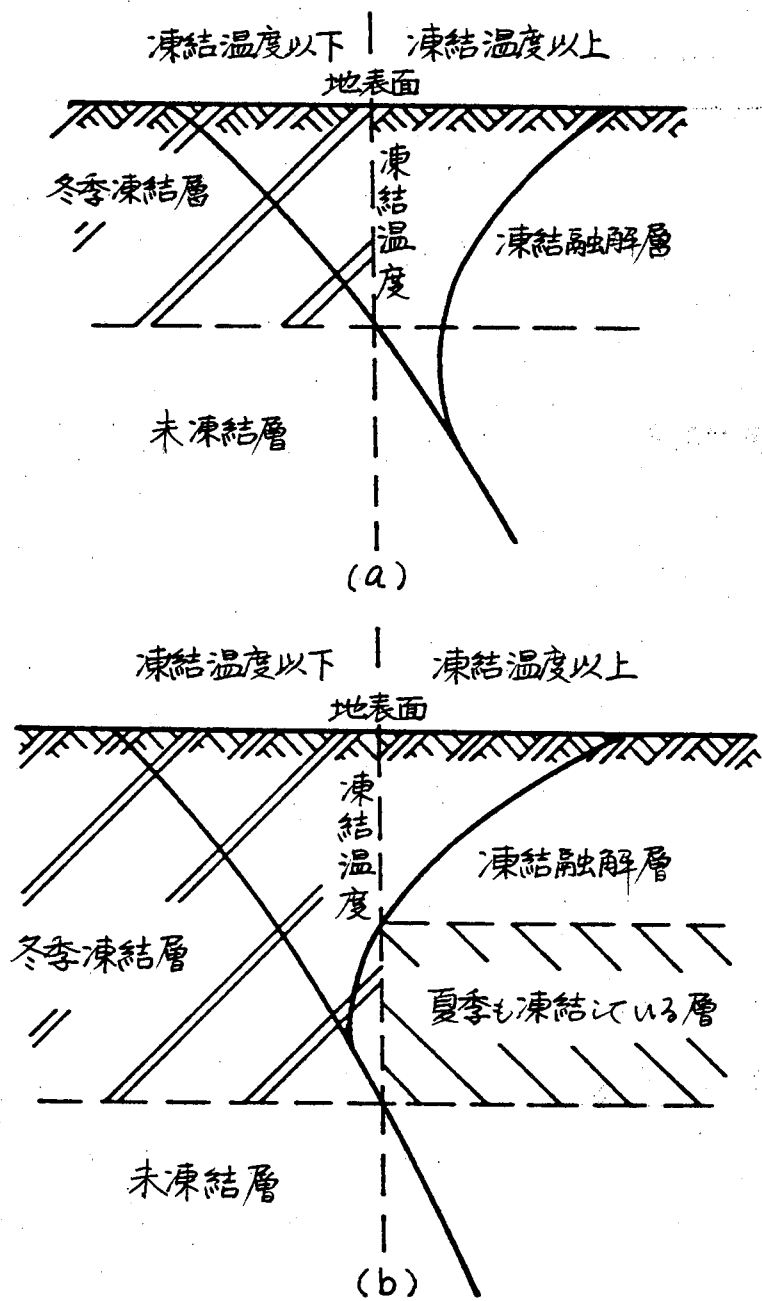


図-IV.5 地温断面：(a) 季節的凍結地盤，(b) 永久凍土層のある地盤

(2) 凍結指数

ある期間にわたって、時間に伴う温度変化を図示すれば、温度強度を知ることが出来る。すなわち、温度を縦軸にして、横軸に日別の地表面温度をプロットすると、図-IV・6のような図を描くことが出来る。図に

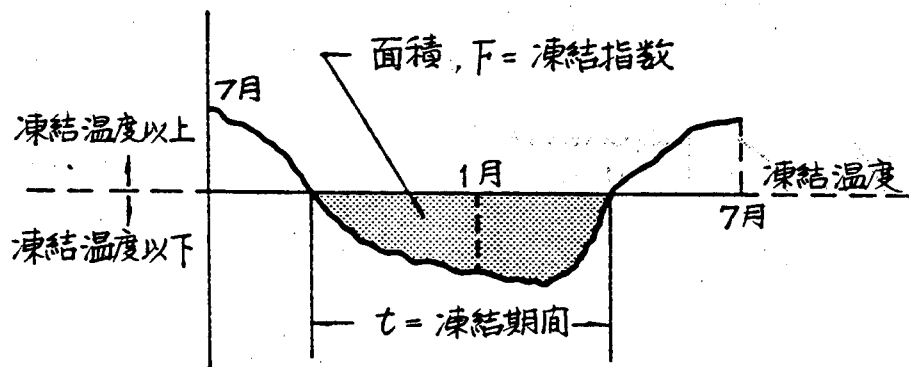


図-IV・6 地表面温度の年変化と凍結指数

において、凍結温度以下の温度曲線で囲まれる面積は凍結強度であり、
(凍結点以下の温度) × (日数) ; $^{\circ}\text{C day}$ を単位として「凍結指数
(または積算寒度)、F」と定義されている。これは、凍結侵入とそれ
に付随する問題を考える上で極めて重要な因子であり、一般に凍結指数
の大きい場合ほど、凍結侵入の程度は大きくなる。

このように、地中温度や凍結侵入深さに直接関連するのは、地表面温
度である。したがって、ある地点の凍結深を推定する場合には、そこで
の地表面温度を用いるべきである。しかし、気温のデータは多いが地表
面温度に関するものは少なく、しかも両者の関係を把握するのは難しい
問題である。すなわち、日平均気温によってある地域の凍結指数が得ら

れたとしても、地表面の状態・積雪深・日射・風速などの諸条件により、地表面温度は変化するため、凍結侵入の程度は千差万別であるだろう。除雪が行われる道路、積雪のない水路側壁部などでは、日平均気温に基づき凍結指数で、凍結侵入深さを推定している。

(3) 凍結侵入

凍結侵入（下土層への凍結前線の進行）の状況は、つぎのような影響因子によって非常に複雑な様相を呈する。① 気温などの気象条件、② 地形および地被状態、③ 土の種類および粒度組成、④ 土～水系の熱的性質、⑤ 間隙水の性質。

凍結侵入深さを推定するため、地盤内における熱の流れを考える。この場合、熱の移動は伝導によってなされると考えても、大きな誤差は伴わないであろう。かかる熱移動量 Q は、Darcy 式に類似した Fourier 式により、つぎのようにあらわせる。

$$Q = KiA, \quad q = -K \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (4.1)$$

ここに、 K ：熱伝導率、 i ：熱勾配、 A ：面積、 q ：熱フラックス (Q/A)、 θ ：温度、 z ：地表面から下方への距離

いま、現象が z 方向のみの 1 次元的な熱の流れで、凍結 $\leftrightarrow$ 融解の伴わない条件下にあるとすれば、熱エネルギー保存則によりつぎのようにかける。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial z} = 0$$

ここに、 u : 熱エネルギー、 t : 時間

また、 $\frac{\partial u}{\partial \theta} = C$ より $\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{C} \frac{\partial u}{\partial t}$ であるから、

$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{1}{C} \frac{\partial \theta}{\partial z}$ となり、(4.1)式から次式が導かれる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{K}{C} \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} = \kappa \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \quad (4.2)$$

ここに、 C : 体積熱容量、 κ : 熱拡散率 (K/C)

(4.2)式は拡散方程式であり、任意の時刻における地温断面をあらわすものである。この式は、後述する凍結侵入深さの推定式の基礎となる方程式である。

氷の生成を伴う熱伝導問題は、湖や海の結氷に関して古くから論じられてきた。その解法のうち、条件設定を単純にした Stefan の解がよく知られている。すなわちこの場合には、氷前線上方の温度変化は直線的であり、下方の温度は 0°C で一定であるという条件下で得られる (図-IV-7)。これによれば、結氷開始後 t 時間の氷厚 ε は、次式で与えられる。

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{2|T_f|c_i\kappa_i t}{L}} = \sqrt{\frac{2C_iK_i}{L}} \cdot \sqrt{|T_f|t} \quad (4.3)$$

ここに、 T_f : 気-氷界面温度、 C_i : 氷の比熱、 κ_i : 氷の熱拡散率、 L : 融解の潜熱

$$\text{いま、}\alpha = \sqrt{\frac{2C_i\kappa_i}{L}} = \sqrt{\frac{2K_i}{L\rho_i}} \quad \text{とおくと、}$$

α : 氷厚係数、 K_i : 氷の熱伝導率 ($=C_i\kappa_i\rho_i$)、 ρ_i : 氷の密度

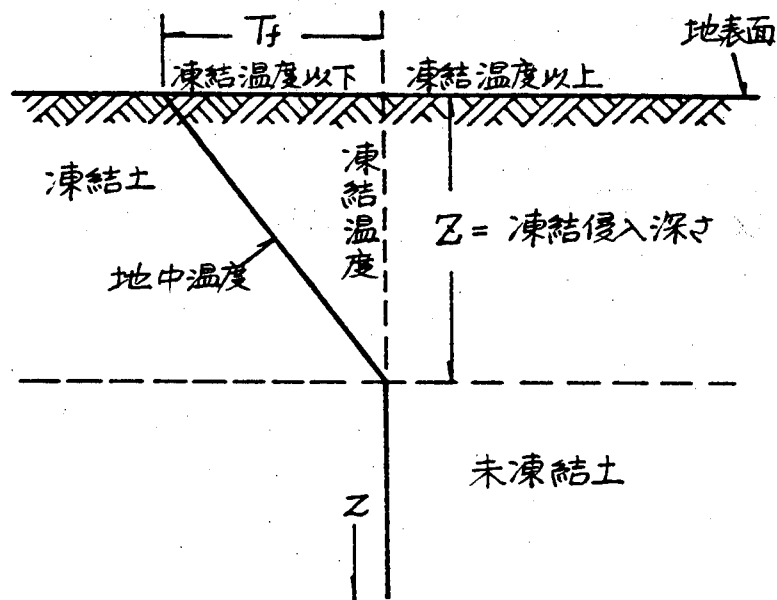


図-IV.7 Stefan 模型による地温断面

$$E = \alpha \sqrt{F} \quad (4.4)$$

($\because |T_f| \cdot t = F$, 凍結指数, t は $^{\circ}\text{C} \cdot \text{hr}$)

と書くことができる。

(4.3)、(4.4) 式を地盤に適用すれば、地中における凍結前線の位置を求めることができる。

$$Z = \sqrt{\frac{2K_f}{L_s}} \sqrt{|T_f|t} \quad (4.5)$$

ここで、 K_f : 凍結土の熱伝導率、 L_s : 土の単位体積当りの融解の潜熱

また、凍結指数 $F (^{\circ}\text{C} \cdot \text{day})$ を用いると、次のようにもあらわすこと

ができる。

$$Z = \sqrt{\frac{48 K_f F}{L_s}} \quad (4.6)$$

こうして求められる凍結深さは、実際より過大になる傾向にある。それは、地盤の場合は未凍結土中に温度勾配があって、下から熱の供給があるためである。そこで、未凍結土中の温度勾配も考慮された、一般条件下での解を求める。これにかなうものに、やはり氷厚の予測を行う、Neumann の解がある。これを地盤の凍結に適用して、凍結前線の位置を求めるのである。いま、凍結土層、未凍結土層に関する量を、添字 f 、 u であらわせば（図-IV・8）、凍結土層での地温断面は、（4.2）式によりつぎのようにあらわすことができる。

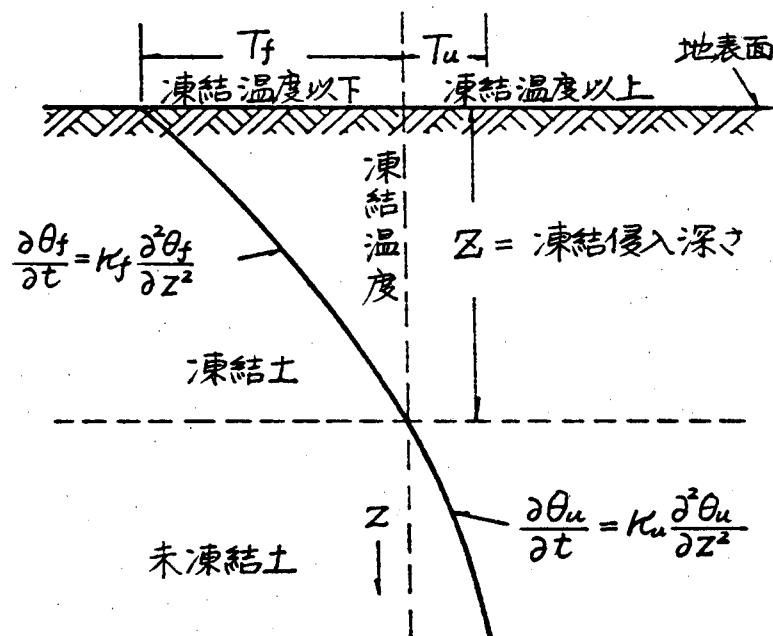


図-IV・8 Neumann 模型による地温断面

$$\frac{\partial \theta_f}{\partial t} = \kappa_f \frac{\partial^2 \theta_f}{\partial z^2} \quad (4.7)$$

同様に、未凍結土層では、

$$\frac{\partial \theta_u}{\partial t} = \kappa_u \frac{\partial^2 \theta_u}{\partial z^2} \quad (4.8)$$

凍結前線では、氷の生成によって放出される潜熱と、下方の未凍結土層から伝導によって供給される熱量の和が、凍結土中を伝導によって上方へ運ばれる熱量に等しくなければならないので、次式が成立する。

$$K_f \frac{\partial \theta_f}{\partial z} - K_u \frac{\partial \theta_u}{\partial z} = L_s \frac{dz}{dt} \quad (4.9)$$

また、凍結前線で $\theta_f = \theta_u = 0$ 、 $z = 0$ で $\theta_f = T_f$ 、 $z = \infty$ で $\theta_u = T_u$ なる境界条件で (4.7) ~ (4.9) 式を解くと、凍結土層の深さは、

$$z = \beta \sqrt{t} \quad (4.10)$$

で与えられ、 β は次式を満足しなければならない。

$$\frac{K_f T_f \exp\left(-\frac{\beta^2}{4\kappa_f}\right)}{\sqrt{\kappa_f} \Phi\left(\frac{\beta}{2\sqrt{\kappa_f}}\right)} + \frac{K_u T_u \exp\left(-\frac{\beta^2}{4\kappa_u}\right)}{\sqrt{\kappa_u} \left[1 - \Phi\left(\frac{\beta}{2\sqrt{\kappa_u}}\right)\right]} = -L_s \beta \frac{\sqrt{\pi}}{2} \quad (4.11)$$

ここで Φ は確率積分関数であり、次式で与えられる。

$$\Phi(u) \equiv \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^u e^{-u^2} du$$

東 (1954) は、 $\beta \propto \sqrt{|T_f|}$ なる関係を見出し、(4.10) 式から次式を導いた。

$$Z = \delta \sqrt{|T_f| \cdot t} \quad (4.12)$$

δ : 修正氷厚係数 (凍結深度係数)

また Aldrich ら (1953) は、近似解として次式を提案している。

$$Z = \lambda \sqrt{\frac{Z|T_f|\bar{K}t}{L_s}} = \lambda \sqrt{\frac{48\bar{K}F}{L_s}} \quad (4.13)$$

ここで、 $\bar{K} = (K_f + K_u)/2$ 、また λ は複数のパラメータで決定される無次元の補正係数であり、図解法で求められるようになっている。

以上の考え方では、著しい凍上の発生する場合は不正確となる。これは、凍上により基準面である地表面が動くこと、および凍結深に分離氷晶 (アイスレンズ) の厚さが加わることによる。また、気温のデータから凍結深さを推定しようとする場合、積雪があれば著しく異ってくるので注意しなければならない。積雪は極めて良好な断熱材であり、東 (1954) によれば、同一凍結指数に対する凍結深度の比は、積雪深が 15 cm を与えると 10% 以下となり、地盤凍結はほとんど進行しないとされている。

(4). 地盤凍結深

地盤の凍結深を知るには、実際に掘返して調べるとか、予め深さごとに埋設しておいた温度計によって、地温の分布状態の変化を調べて求めるなどの方法があるが、凍結するとその部分が透明な氷になる溶液を利用して、地盤凍結深を知る方法がよくとられている。この溶液は、×千

レンブラーをごく少量水に溶解させたもので、これを透明な管に入れて前もって地盤に挿入しておき、凍結期間中に時々とり出して色の変り目の位置（その時の凍結深）を調べるのである。

木下ら（1978）は、北海道の地盤凍結深を知るために、メチレンブラーによる凍結深度器を北海道全域に多数設置し、積雪のない条件での地盤凍結深分布図を作成している（図-Ⅳ・9）。これによれば、札幌近辺で40 cm、道東の最深部で80 cm となっている。また、同じ年の凍結指数の分布を示した前出の図-Ⅱ・4をこれと比較すると、寒いところほど深く凍ることかうなすける。凍結指数（ F ; $^{\circ}\text{C}\cdot\text{day}$ ）と凍結深（ Z , cm）の間には、前述のいずれの場合にもつぎの関係式が成立する。

$$Z = a \sqrt{F} \quad (4.14)$$

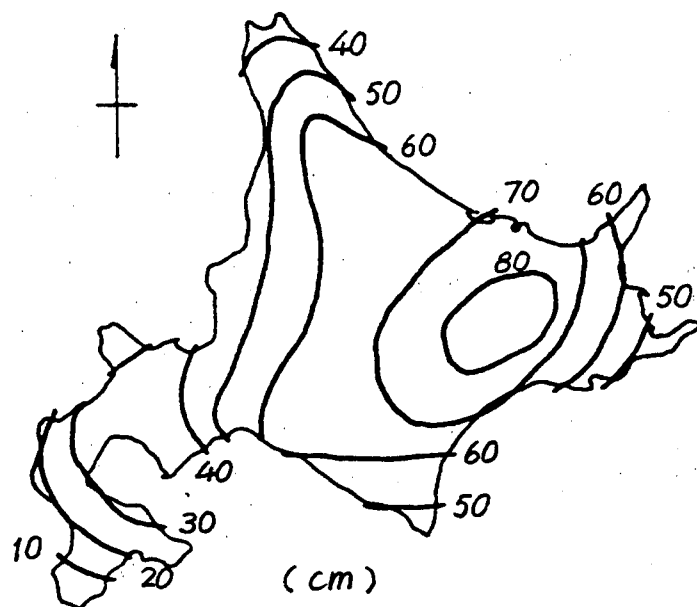


図-Ⅳ・9 昭和49～50年冬期における
最大凍結深の分布（木下ら・1978）

(4.14)式の α を 図-II.4, IV.9 により計算すると、平均で 2.7 前後であり、道南などの凍結深の浅いところでは小さく、帯広などでは 3 に近づく。

前述のように、東は積雪深 15 cm を凍結停止限界とし、この限界積雪量に達する日までの凍結指数の平均値から、平年最深凍結深度を算出した。その地理的分布は、北海道の凍土地帯と多雪地帯の区分を明確にあらわしている。その後、石川ら(1964)は、実測によって積雪条件下での最大凍結深分布図を作成した(図-II.6)。これによれば、凍結深の線は、東の推察による 20 cm の線にほぼ一致した。

2-2. 土の凍結現象

(1) 凍結の条件

土の凍結、つまり間隙水が凍結するのは、周囲の温度低下に伴い間隙水の化学ポテンシャルと氷の化学ポテンシャルが等しくなるときに生じる。氷点以下の温度では、氷の化学ポテンシャルは水のそれより小さいため、水から氷への相変換がなされるからである。

間隙中に氷相が形成されるに先立ち、まず氷核が形成されなければならない。この氷核形成の形態の1つに、均質核形成(homogeneous nucleation)がある。つまり、水分子の集合体ができて、微小な結晶核ができるのである。このような集合の機会、水蒸気中で熱運動している分子の衝突によって与えられる。場が過飽和であれば、衝突したものが再蒸発しないで、集合体として生き残る可能性がふえるであろう。いま、 N 個の分子が凝集して結晶核になったとすると、 N 個の分子系の Gibbs

の自由エネルギーは、ある量減少 ($-\Delta G_1$) する。一方、水蒸気の分子が集合して核になれば、それは表面積を持つから、系の Gibbs の自由エネルギーは表面エネルギー分だけ増加 ($+\Delta G_2$) する。そして、核の体積に比例する Gibbs の自由エネルギーの減少 $-\Delta G_1$ と、表面積の増加による自由エネルギーの増加 $+\Delta G_2$ との和

$$\Delta G = -\Delta G_1 + \Delta G_2 \quad (4.15)$$

が減少傾向になれば、核形成がおこることになる (東・1981a)。

以上の氷核形成形態に対し、異物質が核となって結晶が成長する場合を、不均質核形成 (heterogeneous nucleation) と呼んでいる。異物質は、2つの形 — 浮遊粒子ないし不溶性異物質と、溶解した分子 — で存在する。このうち、核形成の卓越した原因となるものは、前者と考えられている。このような氷核形成能力をもつものとしては、氷の結晶構造とよく似ていて、過冷却雲を凍結させ人工降雨を導く際にも使われるヨウ化銀、ヨウ化鉛、硫化銅などがあげられる (Fletcher・1970)。またある種の有機物質・粘土粒子のように、氷結晶と明確な関係をもたない物質もいくつか知られている。

(2). 不凍結水

土粒子との構造単位に保持されている水が凍結するのには必要な温度低下量は、[土～水]系のエネルギー状態によって変化し、当然不凍結水分量をも左右する。したがって、不凍結水分量はつぎの諸因子により規定されるだろう。① 凍結温度、② 粘土含有率、③ 電解質濃度、④ 土壌構造、⑤ 飽和度、⑥ 土粒子の電荷密度、⑦ 初期含水比 (Iwata

1974)。この他、凍結前歴によっても変化するが、これは凍結～融解過程で土壤構造が変化すること起因する。凍結点以下のある温度での凍結水分量が、間隙水のポテンシャルに関係するのであれば、予め水分ポテンシャルを測定しておくことにより、不凍結水分量を推定できるだろう (Williams, 1964)。実際、こうした観点からの研究事例は多くみられる (図-IV・10、IV・11)。

さて、温度低下に伴い間隙水の相変換 (水→氷) が進行し、残っている間隙水 (不凍結水) の化学ポテンシャルが低下してくると、凍結温度は低下するようになる。つまり、間隙水中に含まれる溶質の濃度が氷相の生成とともに増加し、同時に氷～土粒子の相互作用が新たに加わってくるためである。このように、不凍結水の化学ポテンシャルは、凍結の

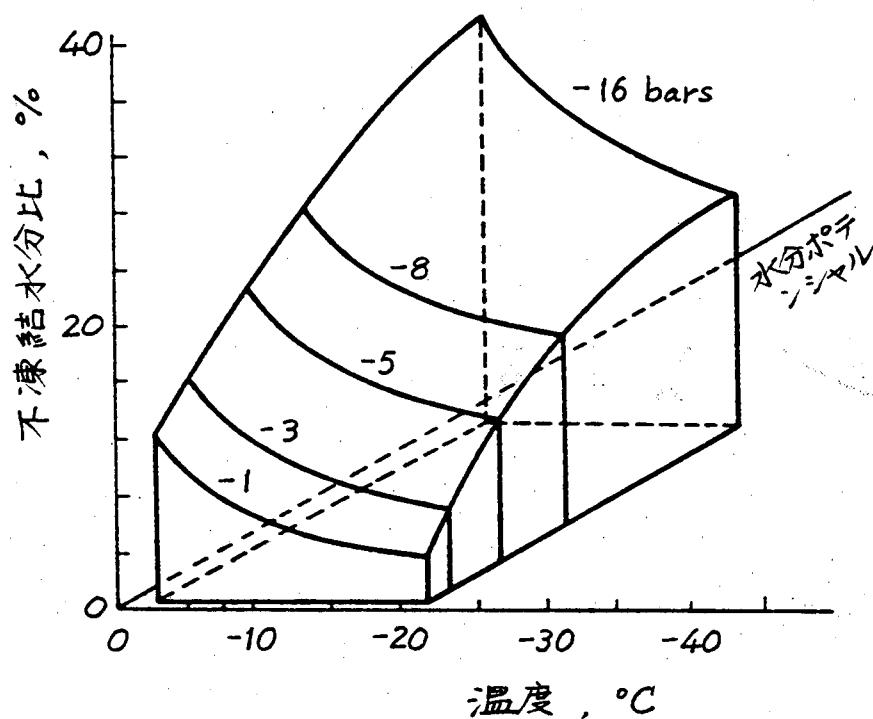


図-IV・10 土中水のポテンシャルと不凍結水分 (Yong, 1967)

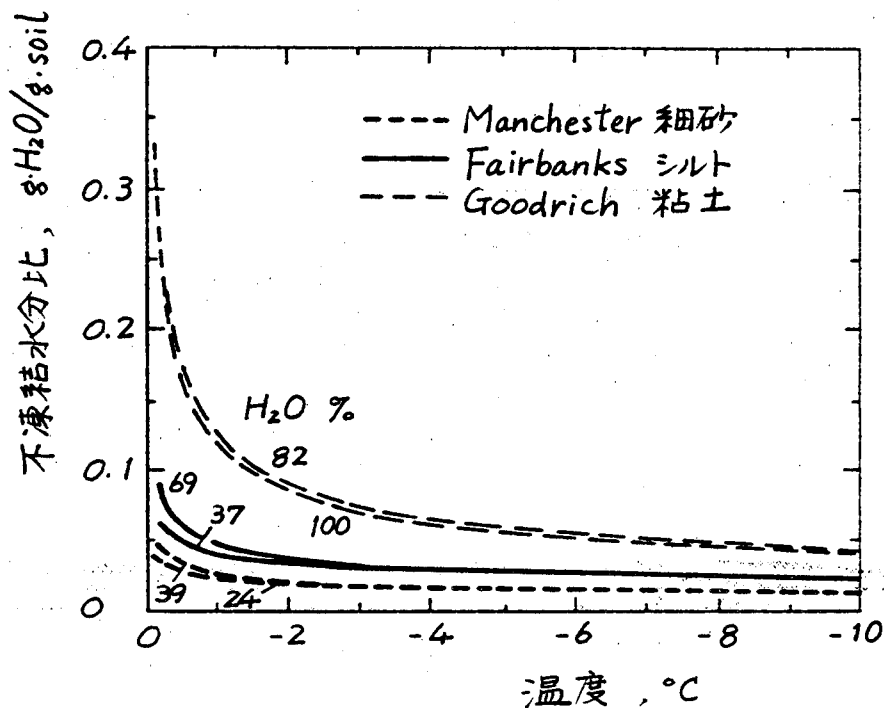


図-IV-11 不凍結水分の温度変化 (Andersland ら, 1978)

進行につれて低下し、残った水はますます凍結しにくくなる (いいかえれば、凍結点が降下する)。この、溶質の存在による凍結点降下は、寒剤として NaCl を用いることでよく知られている。溶質濃度と凍結点降下量 ΔT の関係は、近似的に次式であらわすことができる (岩田ら・1979)。

$$\Delta T = - \frac{RT^2}{1000 \Delta H} \cdot n \quad (4.16)$$

ここに、 R : 気体定数、 T : 絶対温度、 ΔH : 凝固熱、 n : モル濃度

(3) 水分移動

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

水分の集積部分が、凍結前線の少し上方（凍土側）であることから、水分移動は凍結土層内でも可能なことがわかる。この場合には、凍結土内における不凍結水の存在が、大きな役割を果たすと考えられている。すなわち、下層から吸引されてきた水は、土粒子近傍の不凍結水膜を通じて移動するのである。一方 Miller (1980) は、水理モデルによる凍結土内での水分移動説に対して、氷相のかたちでも水分が移動することを、凍土機構の説明のなかで述べている。

木下 (1975) は、土の凍結に伴う水分移動を求める3つの方法を紹介し、それらによるデータの解析結果を比較している。すなわち、① 実測による方法；凍結土層のボーリング、② 地中熱流による方法；移動水分が氷に相変換する際発生する潜熱——これによる熱流をとり出す、③ 水分張力勾配に比例して水分移動が生じるのを利用する、の3つであり、それぞれから求めた移動水分量はよい一致を示すことを明らかにした。

(4) 土の凍結

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

粗粒土の場合は、土～水系に働く力は重力が支配的であり、表面張力は無視し得るほど小さいので、飽和した粗粒土中の水は自由水と考えてよい。このような土～水系が凍結する場合、氷結晶を成長させるように氷核の方へ水が移動するのではなく、間隙中を氷相が伝播していく。つまり、後者の方が前者より必要とするエネルギーが小さくてすむからである。そして間隙中での氷相の伝播（氷結晶の成長）は、熱移動から得られるエネルギーが、氷～水界面のエネルギーより大きい条件下で続行する。

細粒土の場合には、核形成後その間隙中の自由水が供されて氷相が成長する。そしてなおも成長するためには、つぎの条件の1つないし全てが必要である。① その間隙中のポテンシャルのより低い水が供される。② 粗粒土の場合のように隣りの間隙へ伝播していく。③ 下の未凍結土層より水を吸収する。この場合、氷結晶の成長（アイスレンズの形成）を伴うため、粒子移動～土壌構造の変化を引き起こし、これがこうじると体積を増大させる。そして、とくに地表面を隆起させる場合が、凍上と呼ばれる現象である。

2-3. 凍上現象

(1) 凍上の機構

土が凍結することにより、地表面の隆起する現象を凍上という。土が凍結するということは、そこに存在する間隙水が凍結することにほかならない。水は凍結すると体積を増大させるが、間隙水がそのままの位置で凍るのであれば、その体積増は約1割であり、系全体としてはわずかなものである。しかし、実際には非常に大きな凍上が観察されている。

これは、凍結に際して氷晶分離がなされ、この氷晶が下層からの水分供給によって成長するためである。したがって、土中に形成される氷の量の多寡が、凍上量の大小に直接反映する。いいかえれば、下層からの水分移動が、凍上の基本機構である（例えば、村尾・1957、木下ら・1969、1970）。

土の凍結に伴う水分移動の原動力については、古くから多くの理論が提示されている。木下（1981）は、それらを分類してつぎのように述べている。

- i) 過冷却水の凍結によるもの；水が氷に変わることによって、自由エネルギーが解放される。しかし、 0°C の水が 0°C の氷に変わるのでは、この有効自由エネルギーはできず、過冷却の水が氷に変わったときにはじめて発生する。この有効自由エネルギーが水を吸引する仕事に使われ、凍上が起こるとする考え。
- ii) 土粒子表面の曲率と性質によるもの；水が凍結前線へ引き寄せられるのは、土粒子の曲率およびその性質（土粒子・水・氷相互の界面エネルギー状態）によるという考え。

- iii) 土粒子表面の電気的性質によるもの；土粒子表面の電気的性質のため、表面近くの水に電気二重層が形成され、表面からの距離に応じて電位勾配ができる。この勾配のもとで、水が移動するという考え。
- iv) 不凍水の挙動によるもの；不凍結水が移動すること（温度勾配あるいは圧力勾配の下で、実験的に確かめられている）、不凍結水量が温度によってまった値をとる（余った水が氷として析出する）ことが、凍上機構の基本であるとの考え。

つぎに、マクロ的にみた凍上機構の議論を、東(1981b)の所説に従って述べる。ここでは、地盤中の凍結土層と未凍結土層における温度分布と熱の流れは、準定常的であるとす。凍結面において凍結部分を通して上方へ運ばれる熱は、下方の未凍結部分から伝えられてくる熱と、凍結面で間隙水が凍結する際放出される潜熱の合計に等しい。図-IV-12

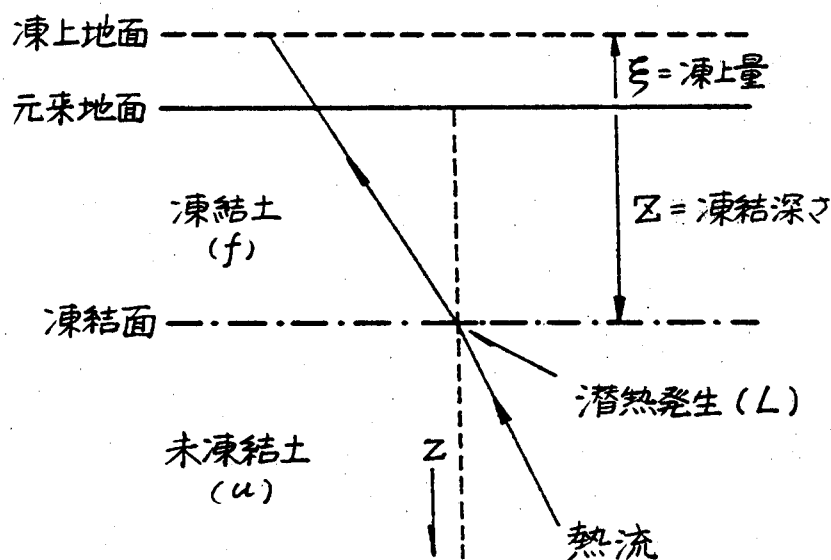


図-IV-12 凍上による地面の移動と熱の流れの模式

の熱収支模式図の記号を用いてあらわすと、次式のようにかける。

$$K_f \frac{d\theta_f}{dz} = K_u \frac{d\theta_u}{dz} + L \rho_a r_s \frac{dZ}{dt} + \frac{L}{v_i} \frac{d\xi}{dt} \quad (4.17)$$

ここで、 ρ_a : 乾燥密度、 r_s : 飽和含水比、 v_i : 氷の比体積

(4.17) 式の右辺第2項は、凍結面の進行に伴う間隙水の凍結の潜熱を、また第3項は凍結面に吸い上げられ氷が氷晶として分離析出する際の潜熱をあらわす。したがって、凍上速度 ($d\xi/dt$) は、次式で与えられる。

$$\frac{d\xi}{dt} = \frac{v_i}{L} \left\{ \left(K_f \frac{d\theta_f}{dz} - K_u \frac{d\theta_u}{dz} \right) - L \rho_a r_s \frac{dZ}{dt} \right\} \quad (4.18)$$

凍上速度 ($d\xi/dt$) と凍結面降下速度 (dZ/dt) とは、無関係であるとする従来の考え方に対し、東は次式の関係が成立することを実験的に明らかにした。

$$\frac{d\xi}{dt} = A - B \frac{dZ}{dt} \quad (4.19)$$

(A, B : const)

こゝに (4.18) 式は、実験式 (4.19) と形式的に一致している。一般に、凍結面が地中のある深さに停滞しているか、凍結面降下速度が非常に遅い場合には、 $dZ/dt \approx 0$ であるから、(4.18) 式は

$$\frac{d\xi}{dt} = \frac{v_i}{L} \left(K_f \frac{d\theta_f}{dz} - K_u \frac{d\theta_u}{dz} \right) \quad (4.20)$$

となる。すなわちこの場合の凍上速度は、凍結土層中と未凍結土層中の熱流差に比例することになる。

一方、氷晶分離に關与する水分移動は、凍結面への吸引の原動力を、

毛管水の移動と同様の機構による ($q = ki$) と仮定することによって、つぎのようにあらわすことができる。

$$q = q_m - \frac{kb}{X} (1 - n^{\frac{2}{3}}) \frac{d\bar{z}}{dt} \quad (4.21)$$

ここに、 q : 吸水量 (q_m : 最大吸水量)、 k : 透水係数、 i : 動水勾配、 X : 凍結面と地下水面の距離、 n : 空隙率、 b : 定数

(4.21)式で、 q が $d\bar{z}/dt$ であるとするれば、ここでもやはり実験事実をあらわす (4.19)式と同型となる。

その他、氷晶分離と凍結面付近の水分移動にかかわるミクロな観点からの理論には、高木 (1981) の「氷晶析出を基礎機構とする」もの、Miller (1980) の「復氷現象を基礎機構とする」ものなどがあり、凍上問題解明に向って大きく前進しつつある。

(2) 凍上の支配因子

凍上は、つぎにあげる諸因子に支配され、各因子の組合せによって凍上の様相が左右される。

- i) 土: 砂のような粗いもの、あるいは非常に細かい粘土の場合は、いずれも下層から凍結面への水分供給が困難となるため、アイスレンズの形成 — 凍上 — が起きやすい。Casagrande (1931) は、アイスレンズのできる条件として、粒度のよい土では 0.02 mm 以下の粒子の含量が 3% 以上、また粒径の均等な土では同じく 10% 以上あることが必要であるとした。また Bescow も粒径による判定基準を示しているが、いずれも、最悪の凍上条件は中位の粒径の土としている。

土の種類としては、シルト系のもの、ある種の火山灰系のものなどが、凍上性の土とされる。

ii) 温度；地中の温度条件、あるいは地表からの冷却速度による凍結様式、凍上速度の関係をみると、温度の急激な低下は土層中にアイスレンズを形成できず、コンクリート状の凍結様式となる。これは、凍結面への水分供給が間に合わないためであり、凍上はほとんどみられない。そして、霜降り状凍結となるような条件のときに、凍上速度は最大になるとされる（中谷ら、1942）。

iii) 水分；凍結土層内に存在していた水だけで氷相が形成されるのであれば、凍上量はそれほど大きくはならない。これに対して、凍結面へ供給可能な地下水があれば、非常に大きな凍上が生じる。地下水から水を吸収し、凍土層を通してアイスレンズを成長させるについては、地下水位と凍結面の距離、その間の不飽和透水係数、不凍結水膜厚さが大きく影響する。

iv) 荷重；小さな建造物より、大きくて重いものの方が凍上（被害）の小さいことでも知れるように、一般に上載荷重があると凍上は減る。これは、圧力がかかることによって、凍結面へ向かう水分移動速度を減少させるからであり、限界値を超えると凍結面への吸水ではなく、凍結面からの排水となる。

(3) 凍上力

前述のように、凍上量は上載荷重に関係し、荷重の増加とともに減少することからわかっている。そして、凍上量を全く止めてしまうのに要する力を、凍上力と呼んでいる。木下ら（1963）は、この凍上力を、土と

接触する物体の下面に働いて物体を押し上げようとする地盤凍上力と、電柱など α のように地中に埋設された物体の側面が周囲の凍土に引きあげられる凍着凍上力の2種類に分けている。

冬期間、凍結深さ・凍上量とともに減少することはないが、凍上力は増減を繰り返す。この凍上力の減少は、凍上の停止に伴うレオロジカルな応力緩和によるものである。

木下(1972)は、凍上力を実験的に検討し、この値は 1 kg/cm^2 (砂)から数 kg/cm^2 (粘土)の範囲になること、また凍結速度が大きいときほど、凍上力は大きくなることを確かめた。

(4). 凍上防止対策

凍上現象に伴う問題は、凍結期間中の地表面変動と、融解時の過剰水による地盤支持力低下である。これは、いずれも地盤内に形成されるアイスレンズに起因するのであるから、凍上を抑制するには何らかの手段によって氷晶分離が起きないようにすればよい。

凍上防止対策は、主に道路舗装に関連して、種々検討されてきた。対策の主なものを、以下に列挙する。

- i) 非凍上性材料で置換する。置換材料は粗粒土が一般的であり、ときには粗粒火山灰が用いられる。これは前述のように、地下水の吸収力が弱く、アイスレンズが生成されにくい点を利用するものである。
- ii) 間隙水の凍結点を下げる。塩類の添加により間隙水の凍結点を下げ、地盤の凍結自体を抑制する。
- iii) 水分の供給を阻止する。地盤内に粘土・アスファルト・ビニールシートなどの遮断層(膜)を設置し、地下水の供給路を断つ。

iv) 土質を改善する。化学添加剤によって下層土の分散・凝集をはかり、透水性を変える。つまり、氷晶への水分供給が遅すぎても、速すぎても、アイスレンズは成長しないことを利用する。

v) 盛土する。地下水位があまり深くなると、氷晶への水分供給がでなくなる。盛土によって、地下水位は相対的に低下する。

vi) 断熱材を設置する。発泡プラスチックなどの熱的バリヤを地盤内に設置し、凍結の侵入を防止する。

以上の方法には、それぞれ一長一短があり、地域特性・経済性などの実情に即して適用されるべきである。北海道の道路・用水路などには、最も確実な方法として、「置換工法」が広く採用されている。

2-4. 凍結土の融解現象

永久凍土地帯の縁辺部には、季節的に地盤が凍結・融解する地域が存在する。さらに温暖な地域では、数日の周期で地表付近が凍結・融解を繰返す。このような融解現象は、気温の変動・地被・地盤の性質などにより、複雑な様相を呈する。

地表の温度が、ある一定の融解温度に保たれ、融解・凍結両土層の熱的条件が一定であるとした場合には、融解深 Y は次式で与えられる。

$$Y = \psi \sqrt{t} \quad (4.22)$$

ここで、 t : 時間、 ψ は次式のような変数からなる超越関数の根として決まる値である。

$$\psi = f(K_u, K_f, C_u, C_f, T_g, T_s, L) \quad (4.23)$$

ここで、 K_u, K_f ：不凍結土、凍結土の熱伝導率、 C_u, C_f ：同じく比熱、 L ：潜熱、 T_g ：初期地温、 T_s ：地表温度

また、融解層の温度変化は直線的であるとし、凍結土層の温度変化を無視すると、地盤の凍結深さを求める Stefan の式 (4.5) と同型の次式が得られる。

$$Y = \sqrt{\frac{2K_u T_s}{L}} \sqrt{t} \quad (4.24)$$

このような、単純化した条件による解は、厳密解より多少過大な値を示すことになるが、実用上は十分であるとされている (Nixon ら・1973)。

凍結地盤の融解に関連する問題としては、凍結時に集積した多量の間隙水の存在をあげることが出来る。下部に凍結土層の残存する期間中は、融解水の浸透が行われ得ず、地表付近に滞留することになる。この状態は、地表面の支持力を著しく減ずるばかりではなく、傾斜地の場合にはは勾配方向に融解水が移動するため、保全上の問題が生じる。既存の農地においては、農民が経験的にこれを知り、地盤の凍結融解挙動に対応した営農を行ってきた。ただし、前節の地盤凍結状況に関するような調査報告は少なく、融解開始時期、融解速度、融解完了時期等の実情は、ほとんど明らかにされていない。地盤凍結地域における大規模な造成農地の保全という観点からすれば、これら融解挙動を正しく把握しておく必要があるであろう。

以上は、凍結地盤の融解に関するものであるが、つぎに凍結土の融解に視点を置いてみる。最大の関心は、融解後、土の構造は凍結以前の状

態に復元するの、という点である。前節でみたように、凍結に際しては、氷核の発生とそれに引き続く水分の集中移動に伴い、初期の土壌構造は変化することになる。そしてこれは、温度勾配、水分条件などの影響を受けた。しかし融解に際しては、凍結時のような粒子移動を伴う効果はないので、構造変化は生じないと考えられている。すなわち、凍結作用により変化した構造性は、融解後も凍結前の状態には復元しないし、凍結時に移動した間隙水も、氷晶の位置で融解し、完全に元の場所に戻ることはない。以上のような凍結～融解の状況に対応して、土の性質は様々な面で大きく変化することになる。

3. 凍結および融解土の性質

土は凍結すると大変硬くなり、圧縮強さなどは数十倍にもなる。コンクリートに優るとも劣らないこの強さは、凍結前の土はもとより、純粋な氷よりもはるかに大きい。このことが、冬季の土木工事を困難なものとし、また一方では軟弱地盤の一部を凍らせて掘削を行う工法（地盤凍結工法）に利用されたりもしている。この場合、凍結土のいろいろな性質を把握しておくことが、凍結地盤の支持力や掘削の方法を決めるうえで必要となってくる。

地盤凍結工法によって工事が進められ、解凍する段になると、新たな問題が発生する。例えば、融解した地盤のレベルが、元のレベル以下に沈下することなどである。これは、凍結融解作用によって土の性質の変化することが要因と思われる。

自然の場合でも、春先の融解時には、さまざまな問題をひきおこす。農業関係では、未舗装農道の泥ねいじ、水路・道路法面の崩壊、傾斜農

地の表土、養肥分の流亡、融解後の強い乾燥に伴う凡食などがあげられる。これらの問題を解決するためには、凍結現象や凍結土の性質だけではなく、融解後の土の性質をも十分に知る必要があるであろう。

3-1. 凍結土の性質

凍結土の性質については、古くから多くの研究成果が公表されているので、ここではそれらを総括的に概観するにとどめる。

(1) 力学的性質

凍結土の強さに関する研究は、ソ連で古くから行われてきた。その後の研究によるものも、1930年代から行われていたソ連の研究結果と、ほぼ同じ傾向を示している。すなわち、凍結土の強さは、温度と含氷量に大きく左右され、また粘土よりも砂質土の方が大となることなどである。とくに砂は、凍結以前の状態ではほとんど 0 に近い圧縮強さか、数百 kg/cm^2 にもなる場合がある。粘土の場合には、凍結温度・含氷量はもちろん論であるが、凍結様式（いいかえれば氷晶の存在形態）に強く影響され、コンクリート状凍結のとき大きな強さを発現する。そして、レンズ状の氷を数多く含み、氷晶の分布が一樣でない凍結土の圧縮強さは、コンクリート状凍結のものにくらべて、20~50% 小さいとされる（木下・1977）。

図-IV-13 は、凍結土の一軸圧縮強さが温度に依存して大きく変化する様子を、氷の場合とともに示したものである。これによると、凍結土の強さは氷にくらべて非常に大きい。土粒子を含む未凍結の部分よりも、

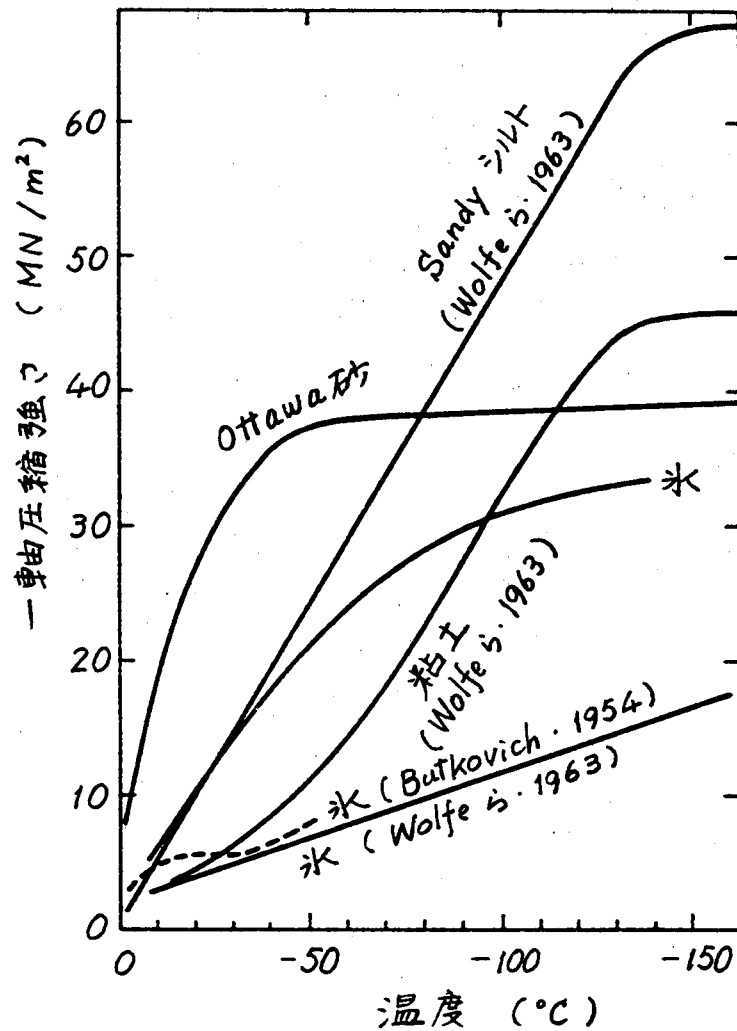


図-IV-13 凍結土と氷の一軸圧縮強さの温度依存性 (Sayles・1966による)

また氷よりもはるかに硬い状態となる。凍結土の強さ、温度の低下とともに増大するのは、定性的には凍結土中の不凍結水分量が減少すること、図-IV-13にも示されるように氷自体の強さが増大すること、などによるとみられている。

Haynes ら (1977) は、圧縮強さに対する変形速度と温度の影響を検討した。図-IV-14は、急速に凍結したシルトによる測定例である。図

に示される圧縮強さは、2つのひずみ速度に対応している。この両者を比較すると、ひずみ速度の100倍の増加に対して、圧縮強さは約2倍の増加を示している。

井上ら(1975)は、圧縮強さと氷飽和度(氷による空隙の充填度合)との関係を実験的に検討し、図-IV・15のような結果を得た。これによると、氷飽和度の増加とともに、圧縮強さはほぼ直線的に増大し、氷飽和度が100%のとき圧縮強さは最大値を示している。

凍結土の圧縮強さに関しては、以上のほかに空隙水の塩分濃度との関係を論じたもの(片岡ら・1980)があるが、そこでは、塩分濃度による不凍結水膜厚さの変化が、圧縮強さに反映するとされている。

応力とひずみの関係から求められる凍結土の弾性係数は、 $1 \sim 10 \times 10^{10}$ dyne/cm²の範囲にあり、ひずみ速度が増大すると少くも大きくなる傾向がある。従来この種の測定は、破壊試験によって行われてきた。破壊現象は、一般に物質内部の部分的な不均一性に支配されるため、その物質の一般的性質を把握するには多少難点がある。そこで福田ら(1973)は、力学的性質を物質全体の特性としてとらえることの可能な非破壊試験(

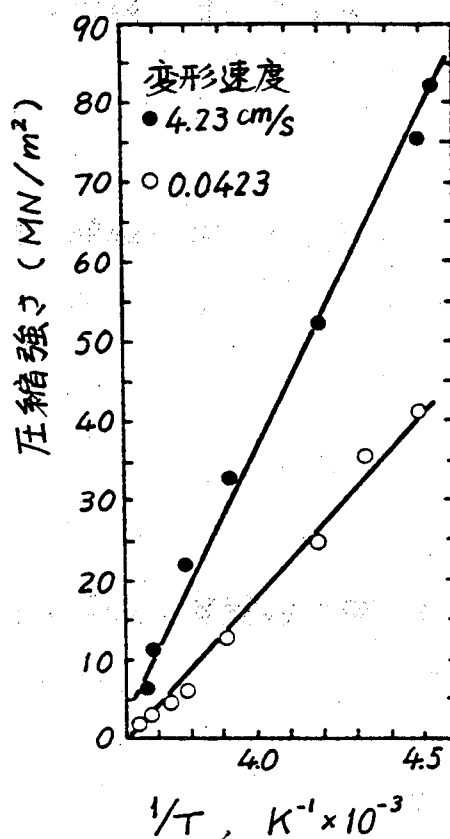


図-IV・14. 凍結土の圧縮強さの変形速度・温度依存性 (Haynesら・1977)

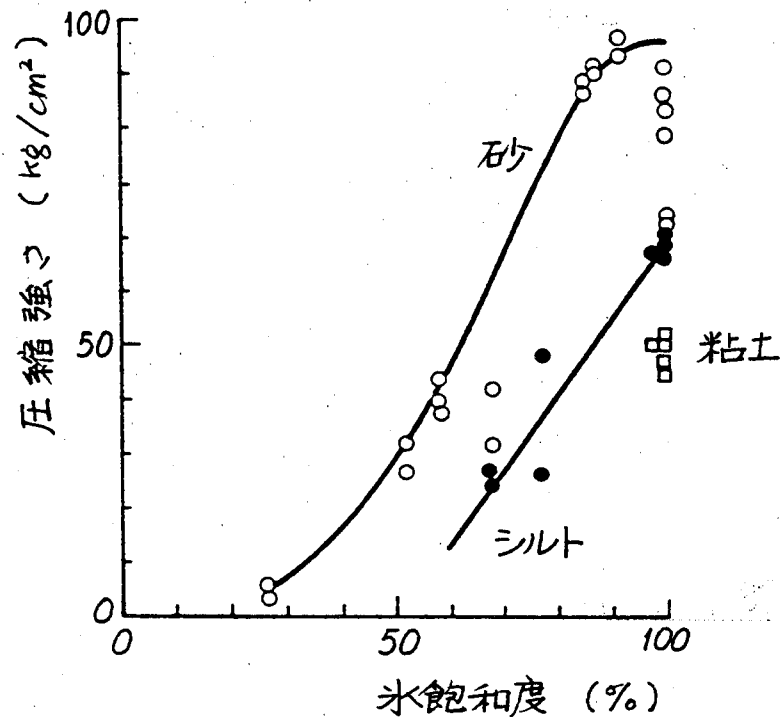


図-IV-15 凍結温度 -10°C , 変形速度 3 mm/min のときの圧縮強さと氷飽和度の関係 (井上ら・1975)

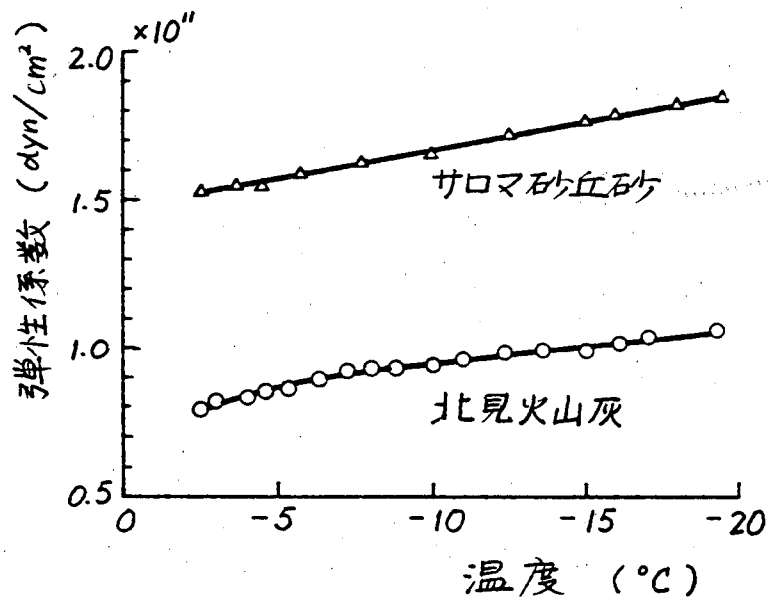


図-IV-16 弾性係数の温度変化 (福田ら・1973)

ここでは超音波パルス法)によって、凍結土の弾性係数を求めた。超音波パルス法によって得られる縦波速度、横波速度から弾性係数を求めると、図-IV・16 のようになる。この結果は、Kaplan (1963) がたわみ振動法によって測定した、フェアバンクスシルトの場合と、ほぼ同様の变化曲線となっている。

以上の研究対象があくまで凍結土の強さであるのに対し、ソ連の Tsytoovich らは古くから凍結土の時間的変形挙動を研究し、今日のレオロジー的性質を問題にしている。凍結土のレオロジー的性質は、氷河という現象でも示されるような氷の変形特性と、その氷が凍結土中に存在することが原因となっている。さらに、凍結土中において土粒子表面付近に残存する不凍結水膜が、凍結土全体の塑性的性質を助長している。

このように、凍結土には氷のほかに不凍結水をも含むため、クリープ・塑性のようなレオロジー特性が顕著である (Andersland ら・1967)。その変化特性は、他のレオロジー物質と同じく、ひずみ速度や荷重に影響されるほか、土質、密度、温度などに大きく左右される。レオロジー特性をもつ物質は、一定荷重を長時間かけると変形(ひずみ)が進行する。この現象はクリープと呼ばれているもので、ひずみ速度 $\dot{\epsilon}_t$ と応力 σ は、次式の関係であらわすことができる (Tsytoovich・1975c)。

$$\dot{\epsilon}_t = \frac{1}{\eta_{t,0}} (\sigma - \sigma_0)^n \quad (4.25)$$

ここで、 σ_0 : 粘弾性流動の生じる限界応力 (降伏値)、 $\eta_{t,0}$: 時間に変化する粘性係数で温度の関数、 $n \geq 1$ (無次元)

(4.25)式でも $n=1$ ならば、これはビンガム流動といわれるもので、 η は普通の粘性係数の次元をもつが、一般に n は 1 より大きい。

この扱い方によって得られる凍結土のパラメータとして、表-IV・1 のような値が示されている。この値は $\text{kgf}^n \cdot \text{day} \cdot \text{cm}^{-2n}$ 単位で与えられているが、 $n=1$ の砂質土の場合を粘性係数の単位（ポアズ）に換算すると、圧縮、引張、剪断のそれぞれに対して 34.5×10^{13} 、 8.64×10^{13} 、 4.32×10^{13} となる。これらの値は、氷のクリープ実験の結果を粘弾性論で扱って得られる値（ $10^{13} \sim 10^{14}$ ポアズ）と同程度である。表-IV・1 の値は -3°C のものであるが、他の実験結果から -10°C 以下では 10^{16} ポアズのオーダーになることがわかっている。いずれにしても、この値は土の種類と温度によって広範に変化する（東・1981C）。

凍結土のレオロジー特性として、上記のクリープの他に応力緩和をあげることができる。これは一定速度でひずみを与えてゆき、ある変形状態に達したのちそのまま保っておくと、内部の応力が減少していく現象である。凍上が発生するときに地面を拘束すれば、非常に大きな凍上力が発生するが、いったん寒気が停滞し、凍上が止まると、凍上力が減少していくのはこの応力緩和によるものである。

凍結土の力学的性質として重要なものに、凍着強さがある。この強さは、例えば木柱を土の中に挿入しておいて凍結させ、柱を引抜くときにあらわれる抵抗として測定される（表-IV・2）。表-IV・2 の結果によれば、凍着強さは含水比の増加、温度の低下によって増大し、また礫が入ると激減することかわかる。コンクリート杭についての凍着強さは、木杭の場合とほぼ同程度である。木下（1973）は、鉄、ビニール、木の丸棒で凍着強さを測定した結果、同じ温度、同じ引抜き速度では、鉄、木、ビニールの順に凍着強さが小さくなること、同じ棒であれば引抜き速度の大きい方が、また温度の低い方が凍着強さは大きくなることを確かめた。そして、凍着現象は、物質の違いというより凍着面（物質表面）

表-IV.1 凍結土の -3°C における粘弾性
流動特性 (Tsytoovich, 1975 d)

試 験 方 法		砂質土	ロ-ム
圧縮	$\sigma_0, \text{kgf}\cdot\text{cm}^{-2}$	6.5	3.6
	$\eta, \times 10^{-4} \text{kgf}^n \cdot \text{day} \cdot \text{cm}^{-2n}$	0.40	1.20
	n	1.00	1.64
引張	$\sigma_0, \text{kgf}\cdot\text{cm}^{-2}$	1.8	2.5
	$\eta, \times 10^{-4} \text{kgf}^n \cdot \text{day} \cdot \text{cm}^{-2n}$	0.10	0.67
	n	1.00	1.69
剪断	$\tau_0, \text{kgf}\cdot\text{cm}^{-2}$	1.7	—
	$\eta, \times 10^{-4} \text{kgf}^n \cdot \text{day} \cdot \text{cm}^{-2n}$	0.05	—
	n	1.00	—

表-IV.2 木柱の凍着強さ
(Tsytoovich, 1975 e)

土 の 種 類	温度 $^{\circ}\text{C}$	含水比 %	凍着強さ kgf/cm^2
砂質ロ-ム (1.0~0.05mm:68 %, 0.005mm以下: 8%含む)	-0.2	11.0	1.3
	-1.2	6.3	2.8
	-1.2	11.5	7.0
	-1.2	14.2	8.2
	-5.6	11.4	20.8
	-10.5	12.3	24.7
	-17.4	11.3	27.4
粘性土 (0.005mm以下: 36%含む)	-0.2	21.3	2.9
	-1.5	20.9	5.9
	-5.8	22.1	11.1
	-10.8	22.1	18.6
礫 (2~20mm:99%)	-9.9	1.4	0.9
礫 (シルト分を1.8%含む)	-10.5	2.7	1.6

の粗度が重要なファクタ になると結論づけている。

(2) 熱的性質

凍結土の熱的性質は、凍結土の構成素材である土粒子、不凍結水、氷、空気の熱的性質の組合せで決ってくる。つまり、構成4要素の熱的性質を、それぞれの占める体積割合に応じて加え合せたものにほぼ等しい。

熱伝導率 a 値は、大体 $10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ\text{C}$ のオーダーであり、同じ含水比の不凍結土の場合の 1.1 ~ 1.3 倍である。また熱伝導率 K は、含氷比（ここでは初期含水比 w にほぼ等しい条件下にある場合）の増加に伴って指数関数的に増大し、次式によって示される。

$$K = a \exp(bw) \quad (4.26)$$

a, b : 定数

これについて福田ら (1975) は、図-IV-17 のような実験結果を得ているが、この場合 a, b はそれぞれ、シルトで 0.06×10^{-3} 、10.30、砂質土で 0.13×10^{-3} 、23.40 の値となっている。

実際に熱伝導の式を解いて、地中の温度を算出する場合には、熱伝導率 K とともに熱拡散率 κ が必要になる。この κ は次式で与えられるので、(4.26)式と同じかたちで含氷比と関係づけられる。

$$\kappa = \frac{K}{c\rho} \quad (4.27)$$

ここで、 c : 凍結土の比熱、 ρ : 凍結土の密度 ($c\rho$: 凍結土の体積熱容量)

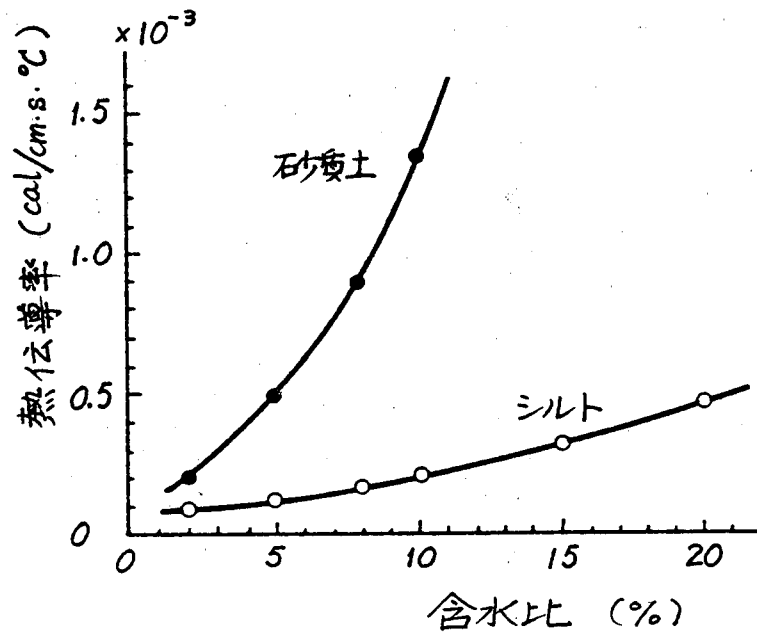


図-17.17 凍結土の熱伝導率と含水比
(福田ら・1975)

(4.27) 式に示されるように、比熱は熱伝導率と熱拡散率を結びつけるものであり、また土の凍結・融解に際して、地中温度を決定する要因の一つである。簡単に考えれば、凍結土の比熱は、土粒子の比熱と氷の比熱とを用いて、単位体積中の土と氷の質量配分により次式で計算できる。

$$C_p = C_s \rho_a + C_i \delta_f \rho_a \quad (4.28)$$

ここで、 C_s ：土粒子の比熱、 C_i ：氷の比熱、 ρ_a ：乾燥密度、 δ_f ：含水比、また含有空気の比熱は小さいので無視する。

この(4.28)式は、間隙水が全て氷に変化するときの場合にのみ正しい。しかし、凍結土 — とくに細かいシルト・粘土 — には、凍らないで残っている水が存在する。この場合には、(4.28)式はもはや適用するこ

とがでない。不凍結水の含有量は温度の関数であるから、凍結土の比熱は温度によって変化するようになる。実際には、ほとんどが $0.16 \sim 0.25 \text{ cal/g} \cdot ^\circ\text{C}$ の範囲にあり、砂では 0.16 、シルトで 0.18 、粘土で 0.22 くらいである (木下・1977)。

(3) 電気的性質

Hoekstra ら (1973) は、温度に伴う比抵抗の変化を検討し、図-IV-18

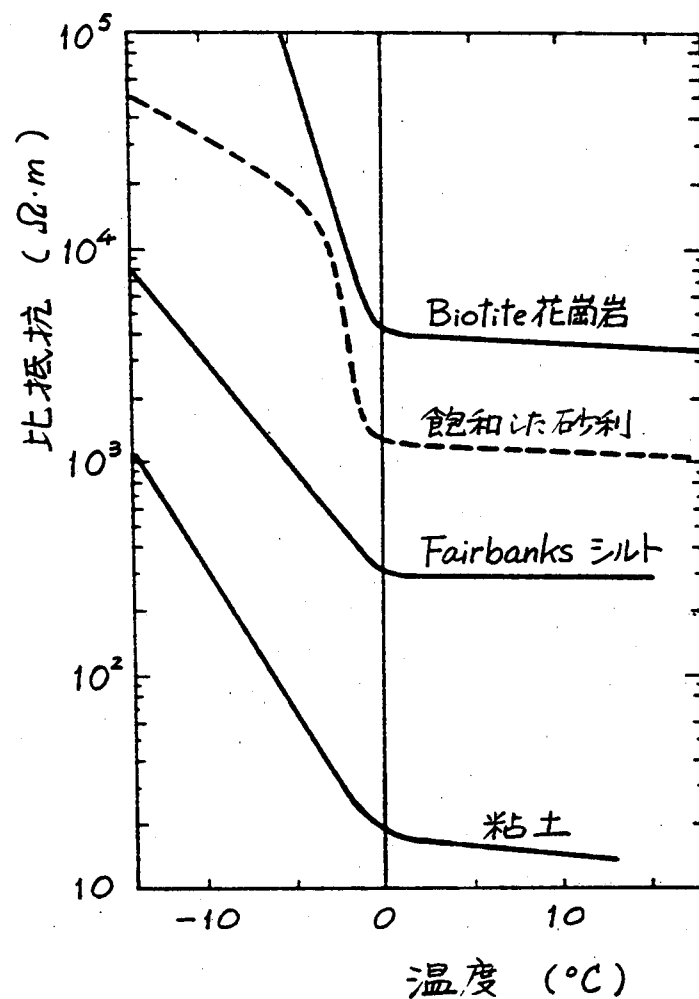


図-IV-18 土と岩の比抵抗の温度変化
(Hoekstra ら・1973)

のような結果を得た。図によれば、凍結土(岩)の比抵抗は、凍結前の値に対して 10~100 倍も大きくなっている。また図-IV・19 は、凍結過程と融解過程のもとで、そのときの地温と電気抵抗の関係をプロットしたものである。地盤が凍結(温度が低下)すると、電気抵抗値は著しく増大している。

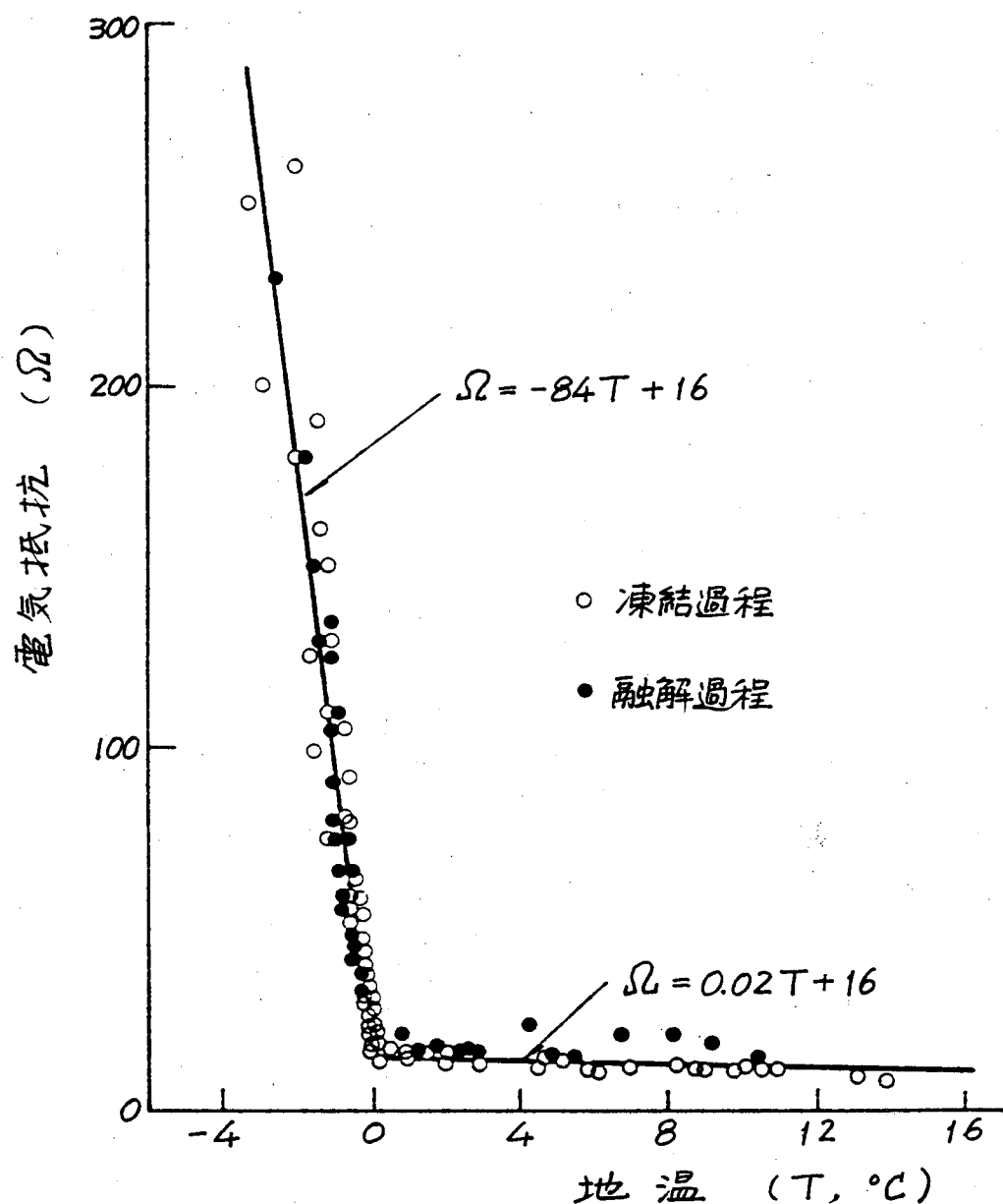


図-IV・19 地温による電気抵抗の変化 (古谷ら・1965)

このような電氣的性質も、前述の熱的性質の場合と同じく、構成各要素の性質の組合せで考えることができる。ただし、間隙水中および土粒子表面に存在するイオンが極めて重要な影響を及ぼすものと考えられ、例えば、間隙水中の塩分濃度が増大すると、比抵抗は減少する。

3-2. 凍結融解土の性質

凍結融解土の性質に関する研究（梅田ら・1971，長沢・1975a，1981a）は、比較的少ないのが現状である。地盤を面的に扱う農地工学の分野にあっては、融解途次～融解後の土の性質が、より重要な因子となる場合も多い。したがって本節では、実験的なデータに基づき、凍結融解土の性質について詳細に検討を進めることにする。

(1) 強度特性

1) 凍結および融解時間による影響

実験に供した試料は、比重 2.59、砂分 58%、シルト分 12%、粘土分 30% の砂質土であり、含水比が約 20% となるように調整した。つまり、この試料を凍結融解用のケース（塩化ビニール製、内径 7.5 cm、高さ 6.5 cm）に均一に充填し、水分が変化しないように密封した。

このように調整した試料を用いて、凍結融解作用が土の剪断強度に及ぼす影響を調べると同時に、凍結時間の長短が剪断強度の変化に与える効果をみるための実験を行った。すなわち、凍結（ -18°C ）時間を、1・3・7・14・28 日とし、その後 2 日間融解（ $+20^{\circ}\text{C}$ 、養生も含む）した。

試料の剪断強さを測定した。この測定は、供試体直径 5 cm、厚さ 2 cm、ひずみ速度 1 %/min の一面剪断試験によった。なおここでの一面剪断試験は、凍結融解に伴う供試体の強さの変化を、定性的に比較することを目的とした。結果を図-IV・20に示す。

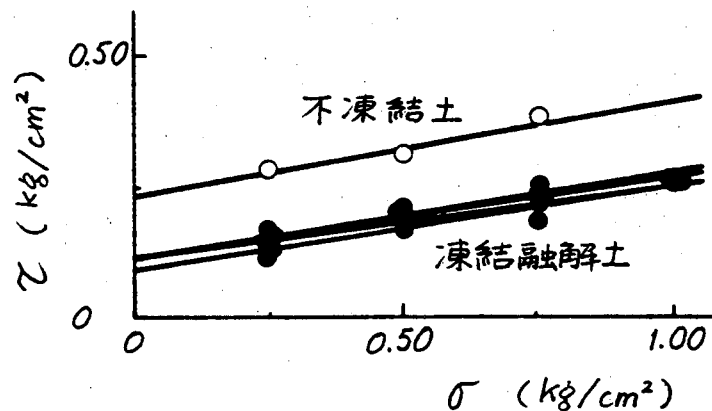


図-IV・20 凍結(-18℃)時間を1, 3, 7, 14, 28日とした場合の剪断強さ

この結果からも明らかなように、凍結融解過程を経ると、土の強さは大きく低下することになる。しかし、凍結時間の長短による差異は、認められない。このことから、いったん平衡凍結温度になってしまうと、土の状態はほとんど時間的な影響を受けず、剪断強さにも影響を及ぼさないものと考えられる。

また、融解後の経過時間による強さの変化をみるために、-18℃で2日間凍結させた試料(前記のものと同様に調整してある)について、その後融解養生(+20℃)の時間を1・3・7・14・28日として一面剪断試験を行った。結果を図-IV・21に示す。

これによると、融解養生時間の長短による差異は認められず、強さは

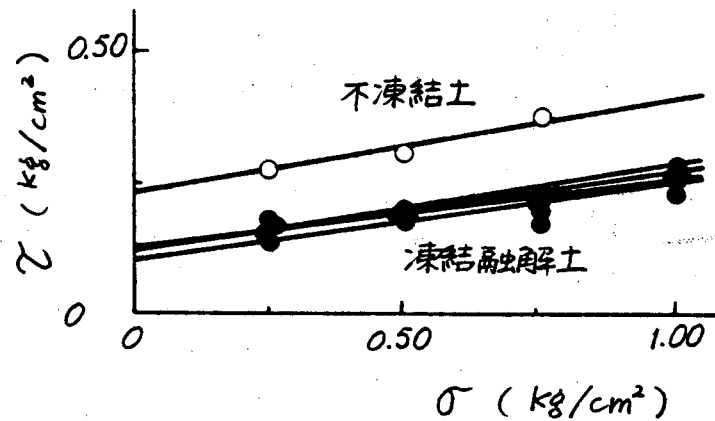


図-IV-21 凍結(-18℃)後の融解養生時間を1, 3, 7, 14, 28日とした場合の剪断強さ

回復しないことがわかる。このことから、閉鎖系凍結作用によってもたらされる土の状態変化は、ある程度非可逆的なものであって、少なくとも時間的な条件だけでは元の状態に戻り得ない、と考えることができる。

2) 凍結～融解の繰返しによる影響

凍結融解土の特性に対して大きな影響を及ぼすと考えられる、凍結～融解の繰返しの効果について、実験的に検討する。先に述べた実験結果より、凍結作用は24時間で平衡状態に達し(ここの供試体の大きさに限るが)、また融解作用も24時間で十分平衡状態に達するものと考ええる。そこで、凍結～融解の過程を、24時間凍結～48時間融解養生(これを1サイクルとする)とし、この繰返しに伴う強さの変化を測定した。

実験に供した試料および調整方法は前項の実験に準ずるが、初期含水

比は 13.5 % とし、これに 1・2・4 サイクルの凍結融解作用を受け、
 せて、一面剪断試験を行った。図-IV・22 に示す結果より、剪断強さは
 凍結融解作用を受けることによって低下し、かつ凍結～融解の繰返しに
 よって徐々に低下の度合いが強まることかわかる。

土の凍結ということとは、土中に存在する間隙水が凍結することにほか
 ならず、温度の低下に伴って液相から固相への変換が行われる。氷相の
 形成に際しては、はじめに氷核が形成され、これをとり囲むように成長
 する。そして、[土～水]系が熱的平衡に達するまで、土中水の集中移

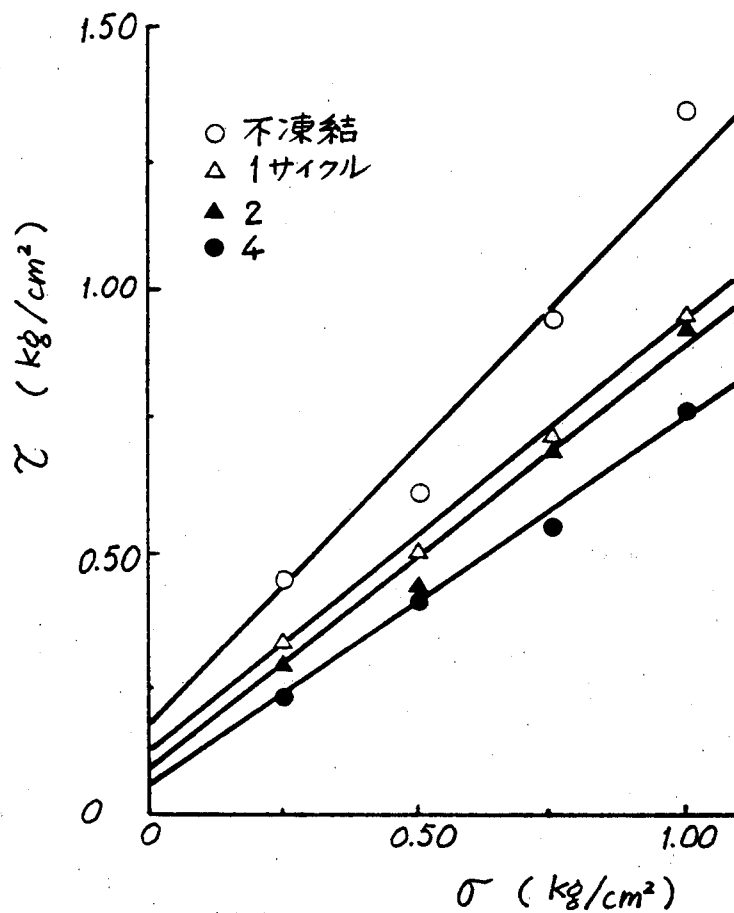


図-IV・22 凍結(-18℃)～融解(+20℃)
 の繰返しによる剪断強さの変化

動がなされる (Yong ら・1966)。外部からの水分供給 (例えば地下水) のある場合は、氷相は非常に発達してアイスレンズを形成するようになる。このような間隙水の凍結、あるいは周囲からの水分供給による氷相の成長は、初期の土粒子配列の変化、団粒の破壊などを通じて、土壤構造を変化させる。このため、凍結融解土の強さは低下する。そして、融解しても元の状態には回復できないまま、つぎの凍結～融解サイクルに入るため、上記の作用が繰返されて土の強さは累加的に低下していくものと考えられる。

つぎに、土性の異なる試料を用いて、凍結～融解の繰返しによる一軸圧縮強さの変化について検討した (長沢ら・1978b)。実験に供した試料は、アロフェン系の火山灰質粘性土であり、比重 2.72、砂分 40%・シルト分 17%・粘土分 43%、最大乾燥密度 1.23 g/cm^3 、最適含水比 41% である。この試料は、過去に凍結融解の履歴がないとみられる、下層部より採取したものである。これを 3 種の含水状態に調整し、3 日間養生した後締固めて、高さ 8.80 cm、直径 3.55 cm の一軸圧縮試験用供試体を作製した。この場合、一連の実験において結果の比較検討を容易にするため、乾燥密度を全て同じ (1.10 g/cm^3) にすることに留意した。この供試体を、これまでと同様の閉鎖系で凍結融解処理し、一軸圧縮試験に供した。凍結は、 $-2 \cdot -5 \cdot -10 \cdot -30^\circ\text{C}$ の 4 段階とし、凍結～融解の繰返しはそれぞれ氷の凍結温度について 1・2・4 サイクルの処理を行っている。一軸圧縮試験は、ひずみ速度 $1\%/min$ のひずみ制御方式によった。結果を図-IV-23 に示す。図中 0 サイクルの値は、不凍結供試体の一軸圧縮強さをあらわしている。このデータにおいても、一面剪断強さの場合と同様に、凍結融解作用を受けることによって強さの低下することが明らかである。しかし、強さは 1 回目の凍結～融解に

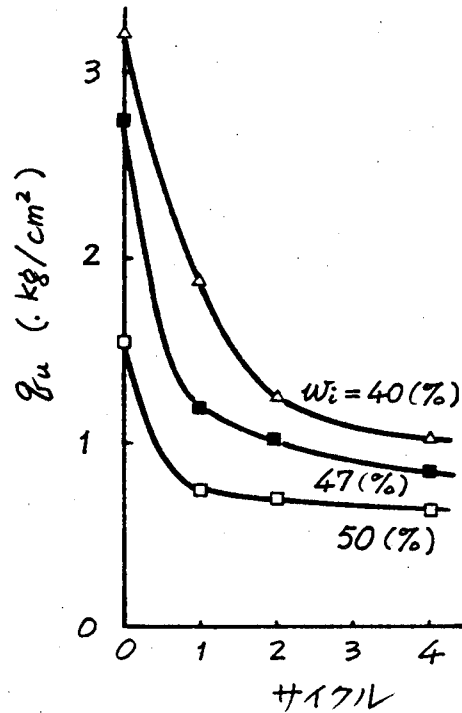


図-IV-23 凍結(-30℃)～融解(+30℃)の繰返しによる圧縮強さの変化

よって大きく低下するが、2・4サイクルでの変化は初めのときほど顕著ではない。これは、水分の出入りがない閉鎖条件にあるため、最初の凍結で氷晶の分布・サイズがある程度限定されてしまうことによるものと考えられる。

3) 凍結温度の影響

土が凍結作用を受けると、まず土中に氷核が形成され、温度の低下とともに成長していくことは先に述べた。この場合周囲の間隙水を集中移動させ、とくに地表面凍結では下層部からの水分補給により氷相が発達

いていく。このことは、経験的に春先の融解期において、地表面付近の水分過多となる現象によっても理解し得る。このような氷相の発達により、土壌団粒の破壊されたり、粒子配列が変化することが考えられるが、これらは凍結温度によって少なからぬ影響を受けるであろう。

いま、F1～F5の5種類の凍結温度（各-2、-5、-10、-15、-18℃）で供試体を処理し、それぞれについて保水性（後述；(3)）と、強さの変化を検討した（梅田ら・1974）。なお、試料および試験方法は、前項に準ずる。しかし、図-IV-24に示す一面剪断試験の結果では、凍結融解に伴い強さは低下しているが、凍結温度による差異は明らかではない。

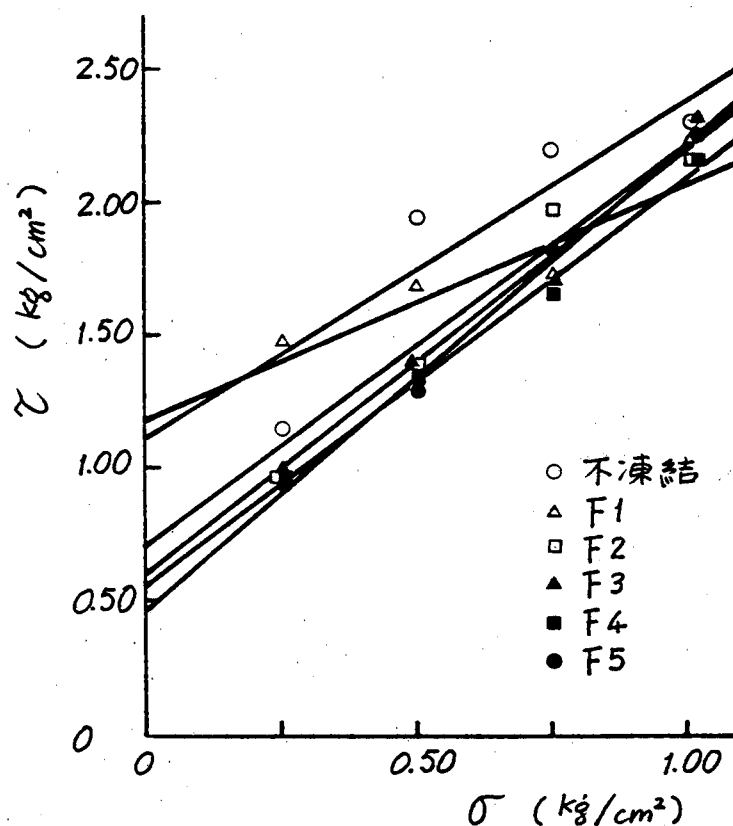


図-IV-24 凍結温度の異なる凍結融解土の剪断強さ

つぎに、凍結融解作用による土壤構造の破壊、構造的な自由水分の解放などに伴い、凍結融解土の性質もより顕著に変化すると思われる、不攪乱試料を用いて実験を行った。この試料は、野花南の表層付近同一土層より採取した、砂分42%、シルト分42%、粘土分16%、比重2.71の不攪乱土である。これにより一面剪断試験を行い、凍結融解作用が土の構造面にいかなる影響を及ぼすかを検討した。図-IV-24に示す攪乱試料を用いた一面剪断試験の結果では、凍結温度の違いによる差異が明確ではなかったが、不攪乱試料を用いた図-IV-25の結果では、凍結温度の低いものほど剪断強度の低下が著しいことを示した。

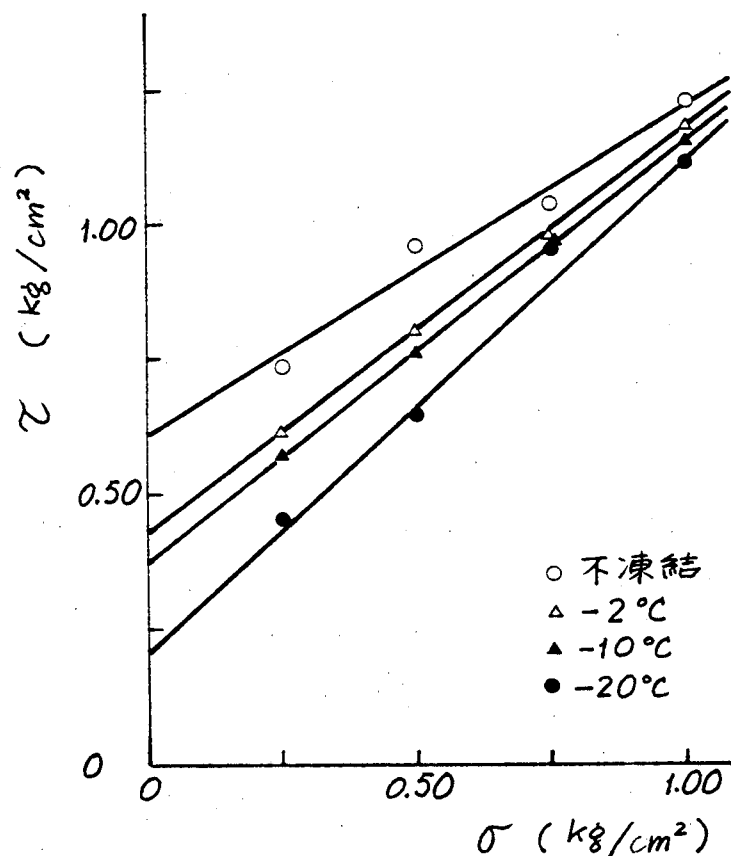


図-IV-25 凍結温度の異なる凍結融解土(不攪乱)の剪断強度

また図-IV.26 には、凍結融解土の軸圧縮強さに関する、凍結温度依存性をみた結果が示されている。ここでの実験に供した試料は、前出の十勝地方に分布する火山灰質粘性土である。ここでの結果からつぎのことが指摘できる。① 軸圧縮強さは凍結融解作用を受けて著しく低下し、不凍結土の場合の $1/2$ 程度になっている。② 強さの低下割合は、凍結温度の低下に伴い増加しているが、とくに -10°C

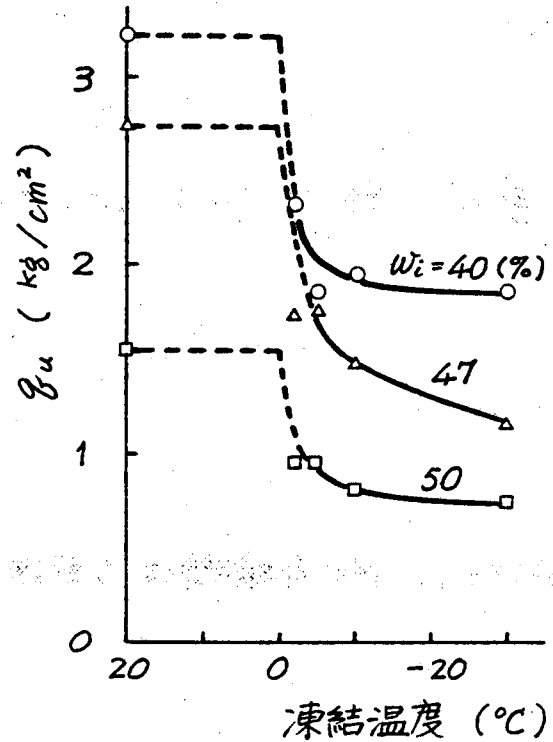


図-IV.26 凍結融解土の圧縮強さ

ぐらいまで著しい。実際に、供試体表面の状態を観察すると、凍結処理前は平滑であったものが、融解後は極めて粗でしごい状態になっており、これは凍結温度の低い場合ほど顕著であった。なお、図中の破線は、Hoekstra (1969)、Laguros (1969) の実験結果などから想定した。

図-IV.26 によれば、含水比により不凍結供試体の軸圧縮強さには大きな差異が認められ、また凍結融解後の強さの低下量も非常に異なっている。しかし図-IV.27 に示すように、各凍結融解供試体の軸圧縮強さ (q_{uf}) を不凍結供試体の軸圧縮強さ (q_{uu}) で除いた値を比較すると、含水比の違いによる強さの低下率にはほとんど差異が認められない。ただしこれに関しては、含水比をファクタとしてとらえるにはデータが少なく断定的なことは言えないが、興味深い結果といえよう。

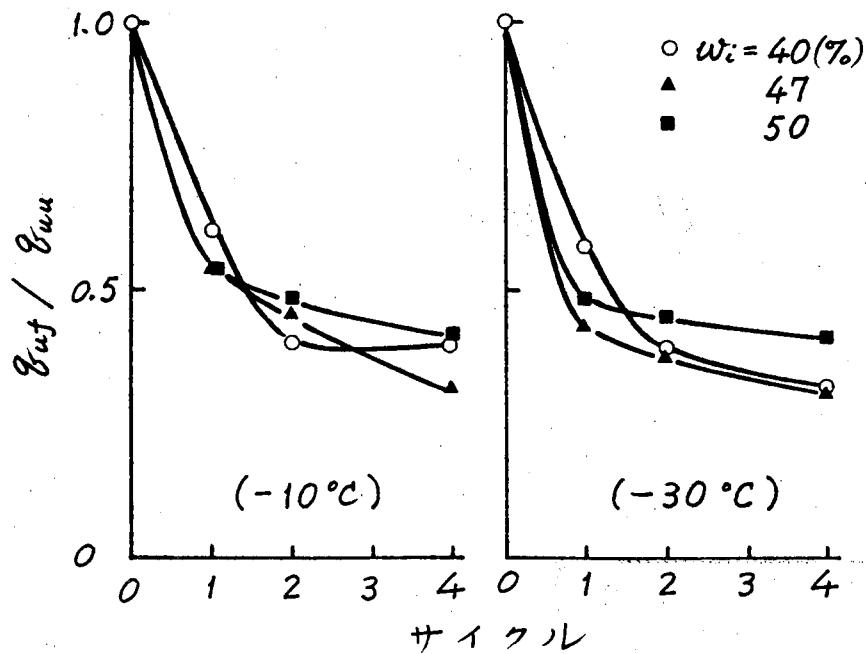


図-IV-27 凍結融解の前後における圧縮強さの比

以上の一連の実験結果より、凍結温度の違いは土の性質に著しき影響を及ぼし、より低い温度で凍結させた場合ほどその程度は大きいことがわかった。そして土の強さは、凍結温度の低下とともに低下している。これは間隙水の状態変化と、氷相形成に伴う土壌構造の変化の相乗効果によるものと理解される。また、一軸圧縮強さの変化をみると、 $0 \sim -10^\circ\text{C}$ で急激に低下し、それ以下ではほぼ平衡している。つまり閉鎖系凍結の場合、 -10°C 程度で氷相の成長・拡大の度合いが大きく減ずるため、間隙水の状態変化、土壌構造の変化に対する影響が小さくなり、工学的性質には大きな変化が認められなくなるものと考えられる。

4). 凍結および融解の過程による影響

これまで、凍結作用を受ける際の時間的條件を、全て同一にして実験を行っている。すなわち、実験室内で試料の調整をした後、予め所定の温度に設定した冷凍庫に入れて凍結させた。この場合、凍結速度は全て同一であり、したがって供試体の凍結状態（氷相の形状・分布など）は同じであったと考えられる。ここでは、試料を凍結させる際の過程を変え、融解後の供試体のいかなる影響を受けるかを、これまでと同様の一面剪断試験により検討した（長沢ら、1975b）。

供試体の凍結処理は閉鎖系で行い、凍結は図-IV-28に示すように室温

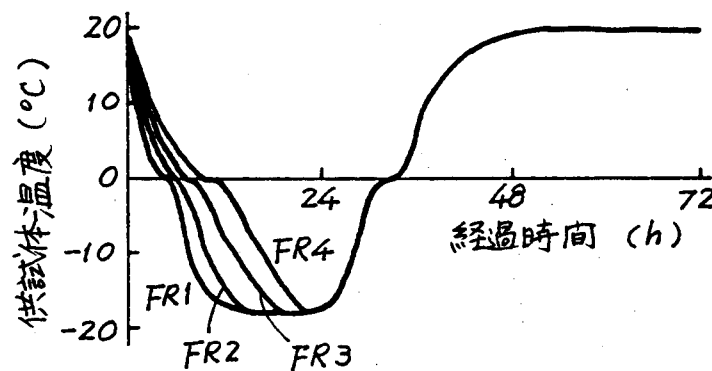


図-IV-28 供試体の温度変化

から -17°C までの冷却過程を任意に FR1 ~ 4 の4種に調整し、それぞれ凍結過程に 24 時間、融解過程に 48 時間かけている。温度の測定は、供試体と同様に調整した温度測定用試料を庫内に併置き、サーミスタ式抵抗指示温度計の感部を挿入して時間ごと読みとり、この測定値をもって供試体の温度とした。

凍結過程が異なることによって生じる影響としては、① 氷晶の形状、② 氷晶の分布、③ 氷相の生成に伴う土壌構造の変化、などが考えられよう。土中水が凍結を開始するに際しては、凍結の過程が緩慢な場合には、おおおの氷晶は大きく成長し、はやければ小さな氷晶が供試体内部に比較的均等に分布するといった状態の違いが生ずることが考えられる。この違いはまた、凍結融解後の土壌構造にも影響を与えることは明らかであり、強さも変化するのであろうことが予想される。いま図-IV-29 をみると、適用した垂直荷重の範囲では凍結融解土の剪断強さが低下しているが、凍結過程の違いによる影響は明確にあらわれていない。

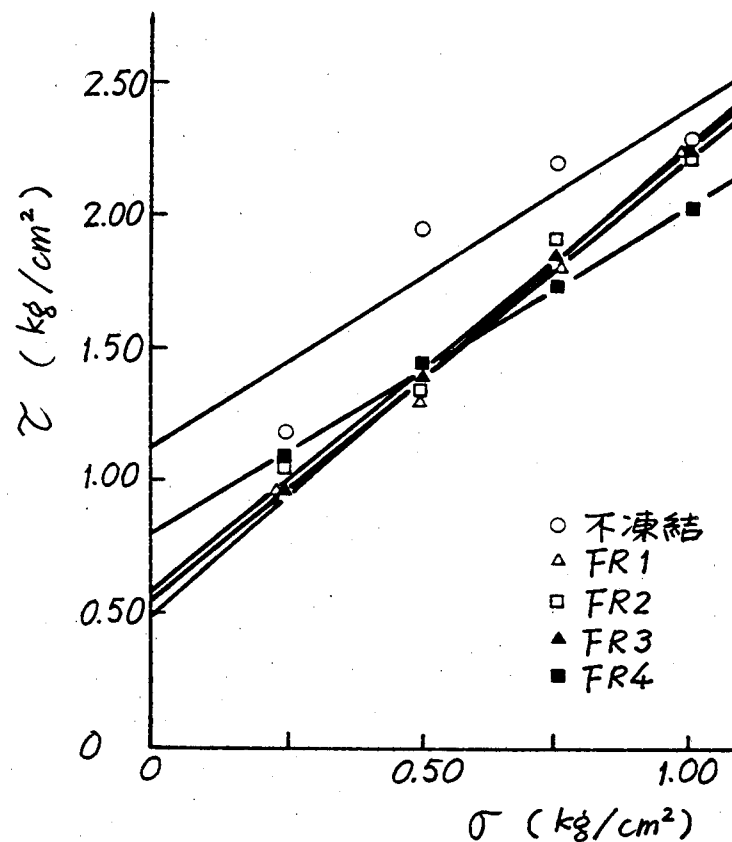


図-IV-29 凍結過程の異なる凍結融解土の剪断強さ

凍結地盤上に重量構造物などがある場合、融解時における融解過程の違いは、構造物の不均沈下を引き起こす。また都市土木で用いられる凍結工法においても、工事終了後の融解に伴い地上あるいは地中の構造物が、変形、破壊するなどの現象が生じる場合がある(高志・1970)。これに関連するものとして、融解過程の違いによる凍結融解土の性状を検討した。すなわち、図-IV・30 に示すように凍結過程は全て同一とし、融解過程で -17°C から $+20^{\circ}\text{C}$ までの温度変化を、任意に TR1~4 の4種に調整した。供試体は、凍結過程の影響を検討するのに使用したものと同一であり、凍結融解の時間も24-48時間としている。このよ

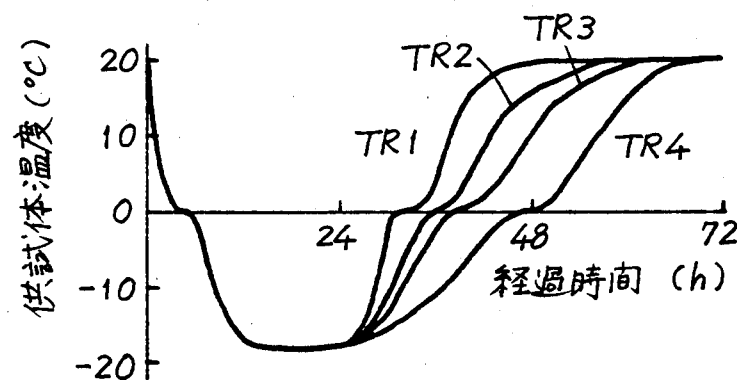


図-IV・30 供試体の温度変化

うに処理した供試体による一面剪断試験結果の図-IV・31 をみると、凍結土に比べて凍結融解土の強さは低下しているが、融解過程による差異は明確にあらわれていない。

以上のように、ここでの実験に関する限りでは、凍結・融解過程の違いは凍結融解土の強さにそれ程明確な影響を及ぼすとは言えないようであるが、結論を出すにはより多くのデータの集積が必要である。

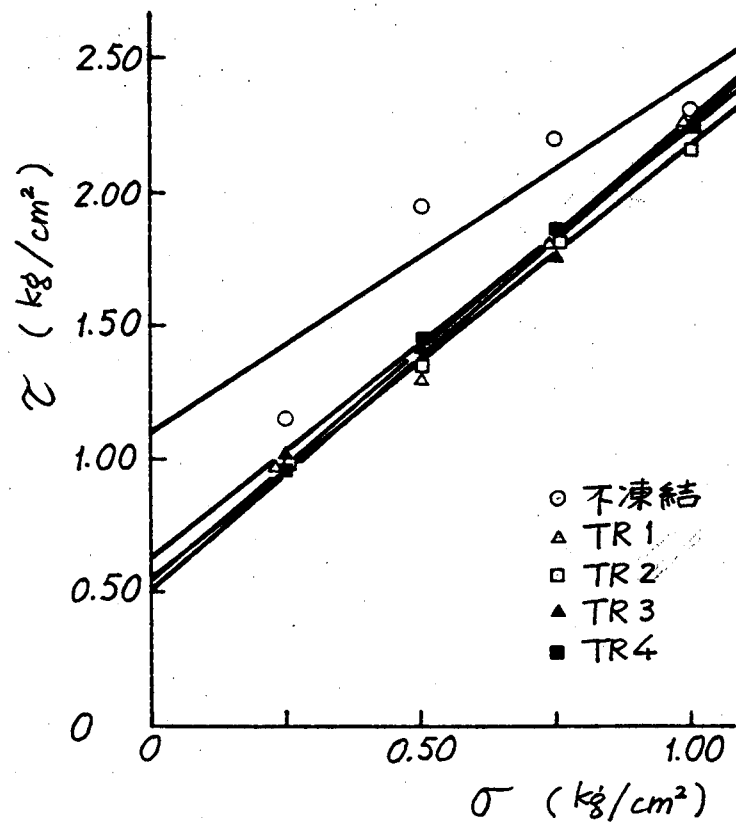


図-IV-31 融解過程の異なる凍結融解土の剪断強さ

5) 凍結融解作用と風乾効果

土の凍結作用は間隙水が相変換する現象であることから、乾燥作用と共通する一面を有する。この点を検討するため、風乾作用が凍結融解土の性質にどう影響するかを、土の強さの観点から調べてみる。

凍結融解土の強さ、不凍結土に比して著しく小さくなることは、これまでみてきたデータより明らかであり、図-IV-32に示す結果もこれを裏付けている。さて、図-IV-32に使用した試料（前出のアロフェン系火山灰質粘性土）をいったん乾燥させ、再び加水して前述の供試体と同一

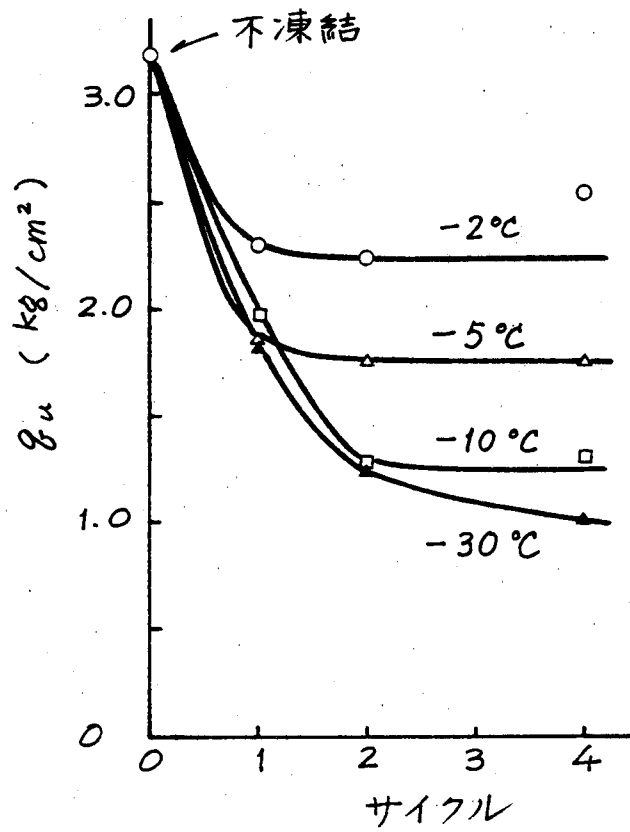


図-IV-32 凍結融解土の圧縮強さ
($w: 40\%$, $\gamma_d: 1.10 \text{ g/cm}^3$)

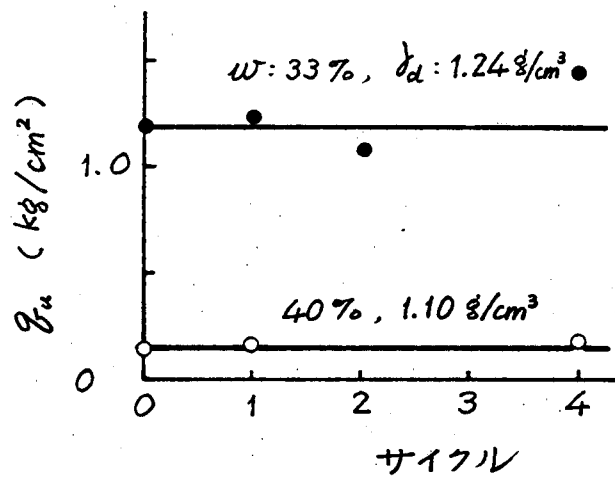


図-IV-33 風乾前歴のある凍結融解土の圧縮強さ

含水比 (40%)、同一乾燥密度 (1.10 g/cm^3) の供試体を作製し、凍結温度 -30°C で処理した場合の一軸圧縮強さの変化を、図-IV.33 に示す。

生土を乾燥させると、拘束水の一部の非可逆的脱水、あるいは土粒子の集合化による比表面積の減少、などの影響によって [土~水] 系は変化し、生土に比較して疎水的な状態になるとされている (相馬ら・1974)。

この状態変化は、土のコンシステンシー、保水性、強さなどを低下させる原因となり、一般に非可逆的である (例えば 山崎ら・1965a)。いま、図-IV.33 によれば、乾燥による一軸圧縮強さの極端な低下が明らかであり、生土の場合 (図-IV.32) の $1/10$ にも達しない。それと同時に、

この場合には凍結融解作用を受けても、また凍結~融解を繰返しても、一軸圧縮強さには全く変化がみられない。この場合、圧縮強さが初期の状態から小さくなるため強さの比較に無理があるかと考え、不凍結供試体の一軸圧縮強さをさらに大きく発現するような実験を行った。この供試体は、含水比 33%、乾燥密度 1.24 g/cm^3 に調整したが、この場合の結果 (図-IV.33) をみても、やはり凍結融解作用の影響は全くみられなかった。

これらの結果から、[土~水] 系に及ぼす影響という点で、凍結融解作用は乾燥作用の軽微な段階とも考えられる極めて類似したものと捉えられることができる。

6) 乾燥密度、含水比による影響

ここでは、土の強さにとって極めて重要な因子である供試体の乾燥密度と含水比をとり上げ、凍結融解土の強度特性の一面を検討する。

実験に供じた試料は、比重 2.54、砂分 43%、シルト分 38%、粘

土分 19% であり、また最適含水比 34%、最大乾燥密度 1.30 g/cm^3 、液性限界 51%、塑性限界 31% である。この試料を所定の含水比になるように調整して養生した後、CBR試験機を用いて所定の乾燥密度になるように締固め、一軸圧縮試験用の供試体を作製した。凍結融解および圧縮試験の方法は、5) の方法と同様である。

図-IV-34 は、供試体の含水比を一定とし、乾燥密度を変化させた（CBR試験機により締固める際の荷重強さを変えることにより得られる）場合の一軸圧縮強さを、凍結融解および不凍結のそれぞれについてプロットしたものである。一軸圧縮強さと乾燥密度の関係は、供試土の種類、状態などにより様々に変化するため一概には言えないが、図-IV-34 に示す実験範囲においてはほぼ比例的な関係となっている。また、これまでの一連の実験結果と同様に、凍結融解土の強さは不凍結土より低くあ

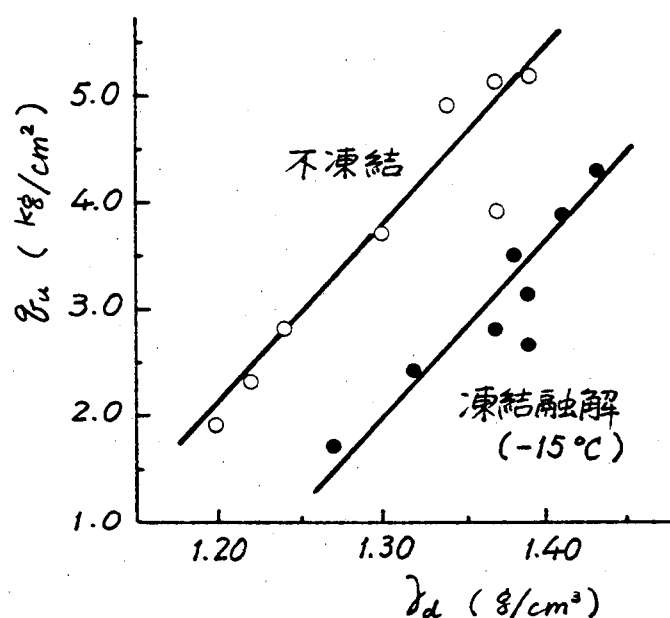


図-IV-34 密度の異なる凍結融解土の圧縮強さ ($w=30\%$)

らわれている。そしてこの低下量は、供試体の乾燥密度にかかわらず、ほぼ一定(限られた範囲ではあるが)という結果になっている。

図-IV.35 は、凍結処理温度をいろいろ変えた場合の、一軸圧縮強さと乾燥密度の関係である。この場合にも、凍結温度の低下に伴い一軸圧縮強さも徐々に低下する傾向がみられるとともに、その低下量は乾燥密度にかかわらず凍結温度ごとにほぼ一定となっている。

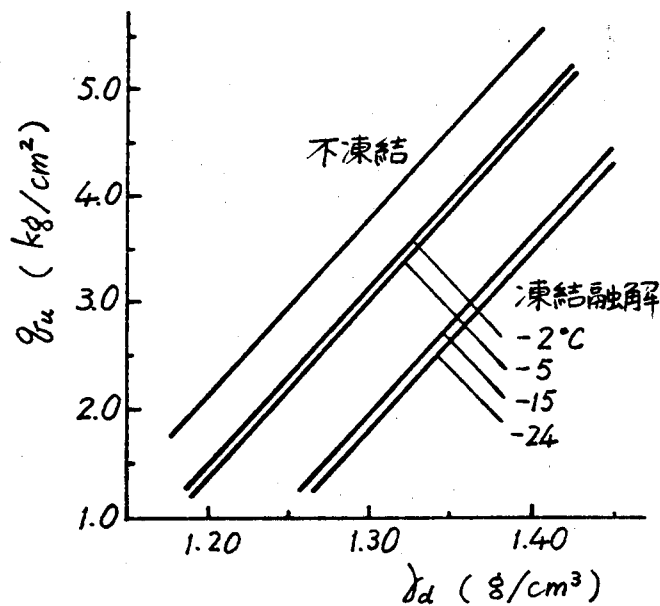


図-IV.35 密度、凍結温度による凍結融解土の圧縮強さ ($w=30\%$)

これらの結果より、土の圧縮強さに及ぼす凍結融解作用の影響度は、乾燥密度には無関係であると考えることができよう。なおこの場合、供試体作製上の限界から乾燥密度の範囲が限定されたが、さらに広い範囲については実験方法をも含めて今後の検討課題としたい。

つぎに、初期含水比によって凍結融解作用の一軸圧縮強さにはどのような影響を及ぼすかを検討した。図-IV-36である。ここでの各点は、

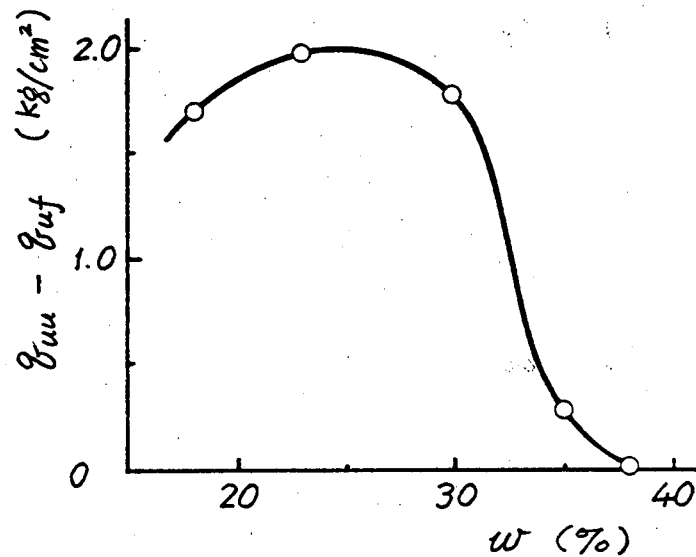


図-IV-36 水分による凍結融解土の圧縮強さの変化 ($T_f: -20^\circ\text{C}$, $\delta_d: 1.25 \text{ g/cm}^3$, $w_{opt}: 34\%$)

それぞれ含水比において $\delta_d: 1.25 \text{ g/cm}^3$ を含む範囲で q_u と δ_d の関係を求め、この後 $\delta_d: 1.25 \text{ g/cm}^3$ での q_u を見出して、その低下量をプロットしたものである。図から明らかなように、凍結融解作用による一軸圧縮強さの低下の最も著しい含水比が存在し、そこから離れるほど影響が少なくなることわかる。これは、低含水比になるほど、凍結に際して氷相に変化する水分量が少ないため凍結前後の系の状態変化は軽微なものとなり、また高含水比になると、間隙水の凍結により、土粒子相互の位置変化を余り伴わない（言いかえると、氷晶への水分供給能が十分で、系内での水分移動が小さい）ため、凍結融解前後の一

軸圧縮強さには差異が少なくなるのであろう。そして、凍結作用による
 間隙水の移動と、相変換およびそれに伴う土壌構造の変化の最も著しい
 水分状態において、強さの低下は最大になるものと考えられる。

図-IV・37 は、一軸圧縮破壊時におけるひずみと凍結温度の関係を、
 3種の乾燥密度の場合についてプロットしたものであるが、これによる
 いずれの場合にも凍結融解土、とりわけ凍結温度の低い場合ほどひず
 みが増大していることがわかる。また図-IV・38 は、供試体の含水比が
 増加するに伴って、一軸圧縮破壊時のひずみも増大することを示した
 ものである。これらの結果から、凍結融解土においては、あたかも含水
 比が増加したかのような挙動を示していると言えよう。これは、後述す
 る凍結融解に伴う非自由水の部分的自由化（系の疎水化）を裏付けるも
 のであり、「見掛けの含水比が増大した」とでも言うような現象と考え
 えられる。

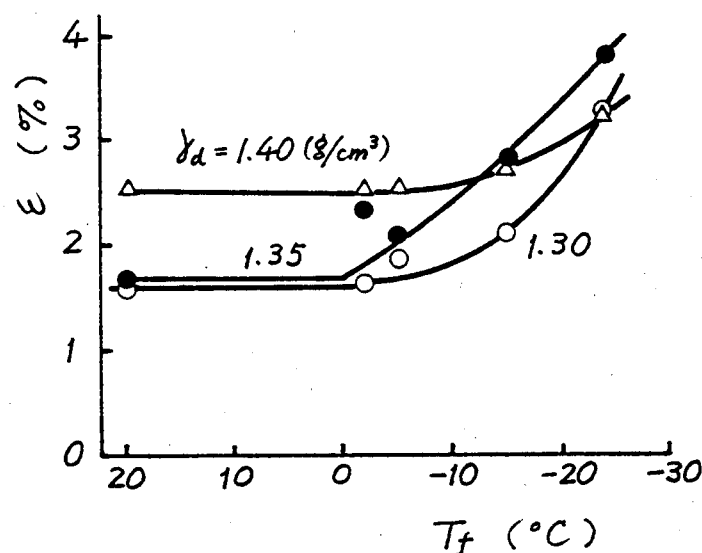


図-IV・37 凍結融解による圧縮破壊
 ひずみの変化 (w: 30%)

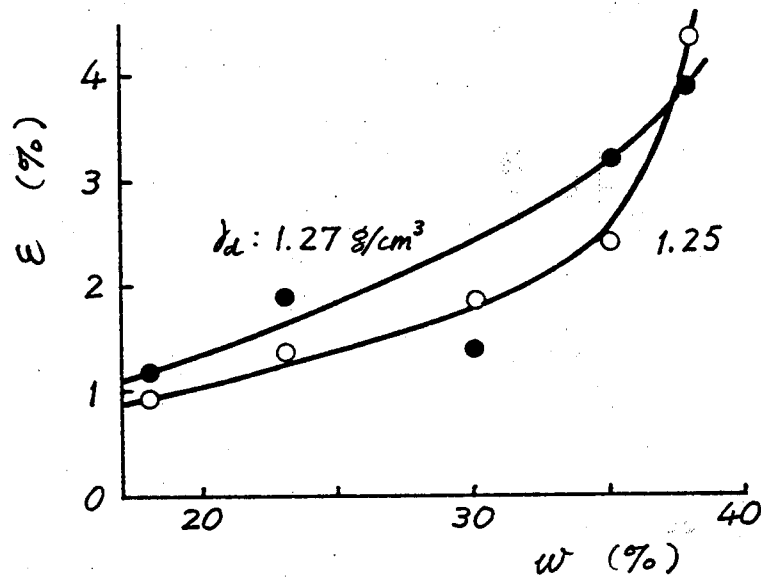


図-IV-38 水分による圧縮破壊ひずみの変化

7) 粒度組成による影響

地盤の凍上とか凍結深さを考えるとき、対象となる土の種類、粒度組成に注目して研究が行われてきた (Casagrande・1931)。また、融解に伴う路床の軟弱化現象に関する、上記の観点からの研究成果も公表されている。例えば河上 (1968) は、比較的粗粒の砂質ロームでは、透水性が大きく土中水の流動が盛んに行われるため軟弱化が著しく、また粒度配分のよい土では凍結融解による強さの低下が大きいとしている。

しかしこれらの条件は、いずれも凍結前線への水分集中を伴う開放系凍結であり、弱体化現象には間隙水過多が存在している。これまでは、水分移動を無視し得る条件 (閉鎖系) 下でも、強さが低下する様子をみてきた。そこで、同じく閉鎖条件下での凍結融解土の強さ特性が、土性によ

って影響されるかどうかを確認するため、以下の検討を行った。

上記の目的に合致した自然土壌が得られなかったため、つぎのような方法で粒度組成の異なる供試土を用意した。まず、図-IV.39 のような粒度加積曲線を示す2種の試料を用意し、その重量パーセントに充じて図に示す記号により $C_{90}S_{10}$ 、 $C_{80}S_{20}$ 、…… というように配合調整する。つぎに各供試土を締固めて、これまでの場合と同様な一軸圧縮

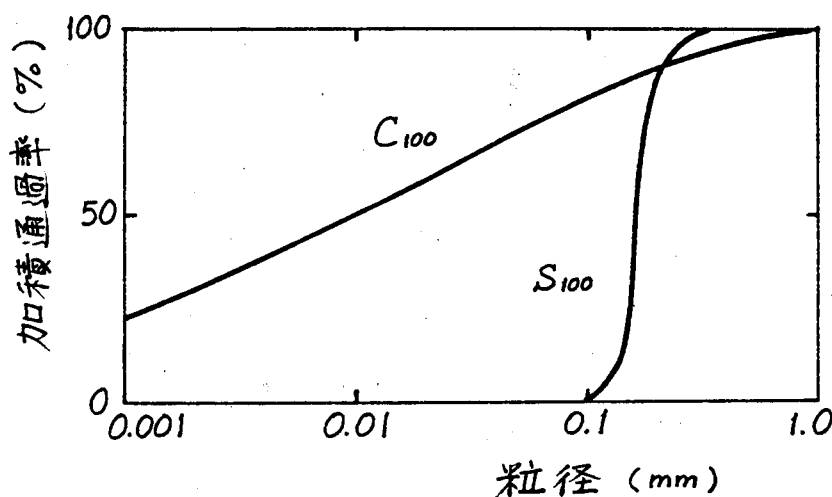


図-IV.39 配合試料の粒度

試験用の供試体を作製した。この際、他のファクタを消去するため、含水比・乾燥密度が全てにわたって等くなるよう調整したが、結果的に $C_{100} \sim S_{100}$ の全範囲を同一とすることはできなかった。なお、 C_{100} で示す試料については、比重 2.50、最大乾燥密度 1.53 g/cm^3 、最適含水比 24%、液性限界 39%、塑性限界 20% の粘性土であり、また S_{100} で示す試料は比重 2.71 の豊浦標準砂である。凍結融解処理および一軸圧縮試験に關しては、これまでの方法と全く同じである。

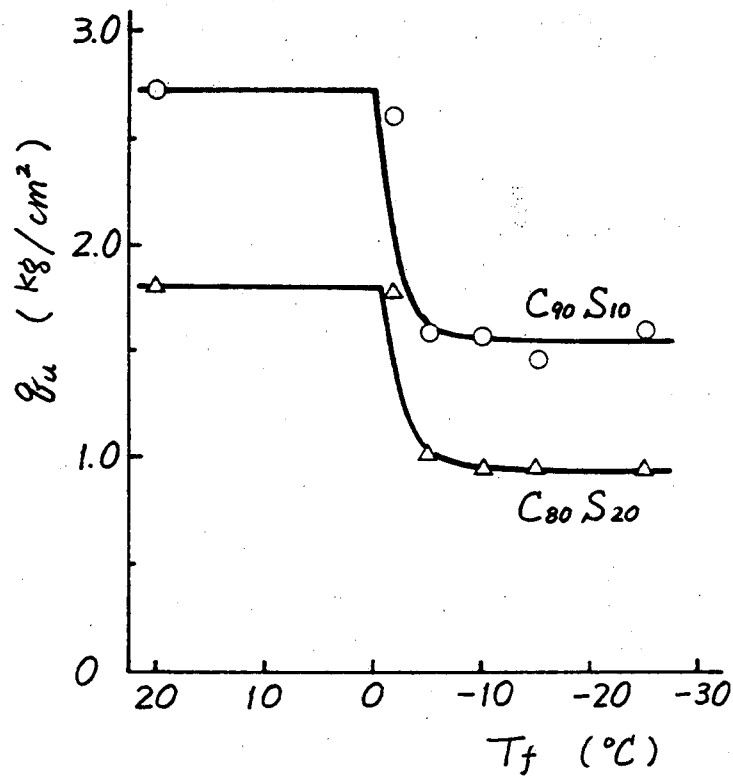


図-IV-40 凍結融解土の圧縮強さ
($w: 19\%$, $\gamma_d: 1.51 \text{ g/cm}^3$)

図-IV-40 は、2種の粒度組成の供試体における一軸圧縮強さを、凍結処理温度に対してプロットしたものである。ここでの供試体は全て、含水比 19%、乾燥密度 1.51 g/cm^3 である。結果は図-IV-26 の場合と同様の傾向を示し、土性が異なっても凍結融解土の強さは不凍結土に比べて非常に低下することが明らかである。そしてこの低下量は、 $0 \sim -10^\circ\text{C}$ でとくに著しく、 -10°C 以下では温度に余り影響されていない。また粒度組成が異なると、一軸圧縮強さの発現のしかたはかなり異なってくるが、図-IV-40 に関する限り、その傾向は極めて類似している。

図-IV-41 は、粒度組成の違いによって凍結融解作用の影響がどのよ

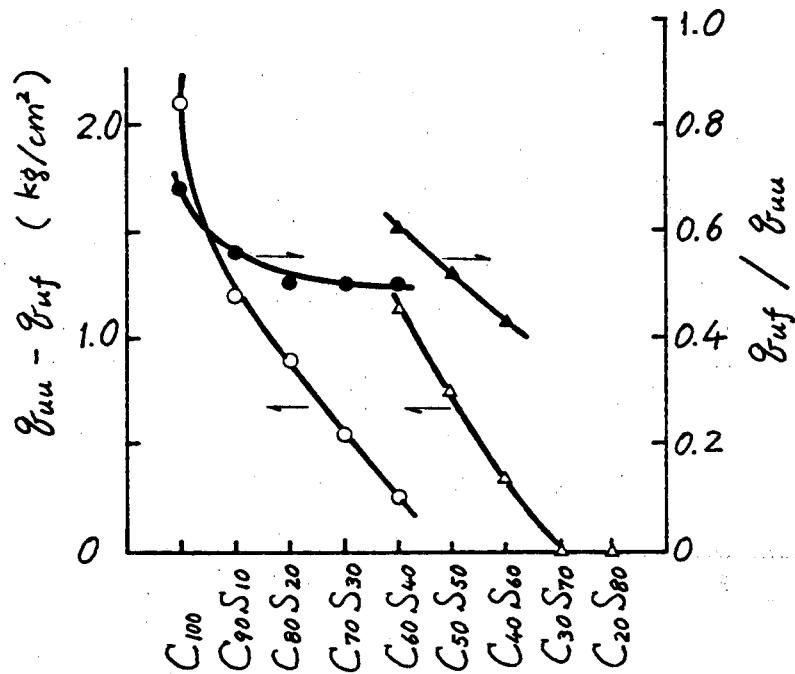


図-IV-41 粒度による凍結融解土の圧縮強さの変化

うに発現するかをみるため、不凍結土と凍結融解土の一軸圧縮強さ（それぞれ σ_{uu} 、 σ_{uv} ）の差、および比をプロットしたものである。この合、前述のように $C_{100} \sim C_{20}S_{80}$ を同一条件とすることはできず、 $C_{100} \sim C_{60}S_{40}$ で 19%、 1.51 g/cm^3 とし、また $C_{60}S_{40} \sim C_{20}S_{80}$ では 11%、 1.52 g/cm^3 とした（ $C_{60}S_{40}$ は重複）。このため、 $C_{60}S_{40}$ を境にして不連続となっている。

この結果によれば、凍結融解作用による一軸圧縮強さの低下量は、細粒分の多い供試体ほど大きな傾向にある。また、圧縮強さの比についてみると、粒度の違いによる差異はそれほど顕著なものではなく、大体50%となっている。細粒土は、比表面積が大きいことから、[土～水]系の強さが粗粒土に比べて大きく、本実験による σ_{uu} も $C_{100} \rightarrow C_{60}S_{40}$ 、

$C_{60}S_{40} \rightarrow C_{20}S_{80}$ となるに従い低下している。したがって、初期状態からすでに拘束水分の割合が少なく、[土~水]系の強さが小さい粗粒土にあっては、凍結融解作用による強さの低下は量的に小さなものとなり、細粒土ほどは顕著にあらわれていないものと考えられる。そして粗粒土になるに従い低下量は小さくなるが、同時に ε_{uc} も極端に小さくなるため低下率には余り差があらわれなくなり、 $C_{30}S_{70}$ 、 $C_{20}S_{80}$ に至っては凍結融解作用の効果は全くみられなくなってしまうのである。

図-IV・42 は、図-IV・37 と同じように一軸圧縮破壊時のひずみ(%)と凍結温度の関係を、粒度組成の異なる供試体 ($C_{100} \sim C_{60}S_{40}$) ごとにプロットしたものである。これによると、図-IV・37 の場合と同様、各供試体とも凍結融解土のひずみが増大しており、また凍結温度が低くなるほど大きくなる傾向を示している。 $C_{60}S_{40} \sim C_{20}S_{80}$ のデータも全く同様の傾向にあり、いずれも粒度組成が粗くなるほどひずみが大きく

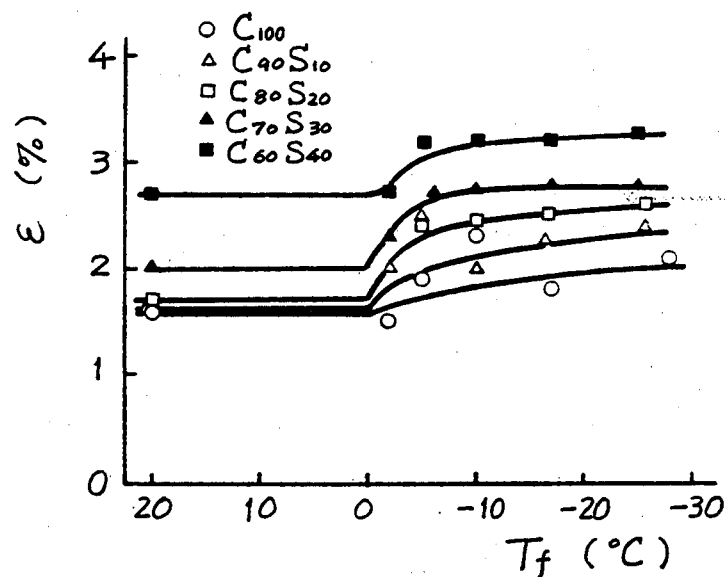


図-IV・42 凍結融解による圧縮破壊ひずみの変化 ($w: 19\%$, $\gamma_d: 1.51 \text{ g/cm}^3$)

なっていることから、とくに圧縮破壊時のひずみに関する限り、凍結融解作用は系を粗粒化するような効果を発揮すると言えよう。

(2) 圧縮特性

地盤が凍結融解することにより、農道や水路などの農業用構造物に被害の生じることがある。この場合、凍上時の地表面上昇と融解時の不等沈下・凍上量以上(原地盤高以下へ)の沈下が、主要な原因となることは先に触れたとおりである。ここでは、後者の融解沈下現象にかかわる凍結融解土の圧縮挙動を、実験的に検討していくことにする(長沢ら、1981b)。

実験に使用した試料は、前章で検討した現地調査地点(東谷地区)の表土である。この土は、腐植を多く含み(約20%)、団粒構造の発達した有機質火山灰土(いわゆるフロボク)である(比重2.34、砂分22%、シルト分50%、粘土分28%、液性限界120%、塑性限界60%)。採取してきた生土を実験室内で締固め、目的とする実験用供試体を作製した。凍結融解処理は、閉鎖系で行った。圧縮性をみる試験は、供試体寸法が $\phi 5.0 \times h 2.5$ cm、各荷重段階での載荷時間を1時間とした簡便なものであり、圧密試験は $\phi 7.5 \times h 2.0$ cm の供試体によったほかは、JIS A1217-1980 に準じて行った。

載荷重 1 kg/cm^2 のもとでの1時間圧縮量を、間隙変化比であらわすと図-IV-43 のようになる。これによれば、凍結融解土の圧縮性は不凍結土よりかなり大きく、凍結~融解を繰返すことにより著しくなる傾向にある。このような挙動は、前節で示した強さの変化挙動と大変類似している。同様に Tsytovich (1975f) は、凍結することによって増大

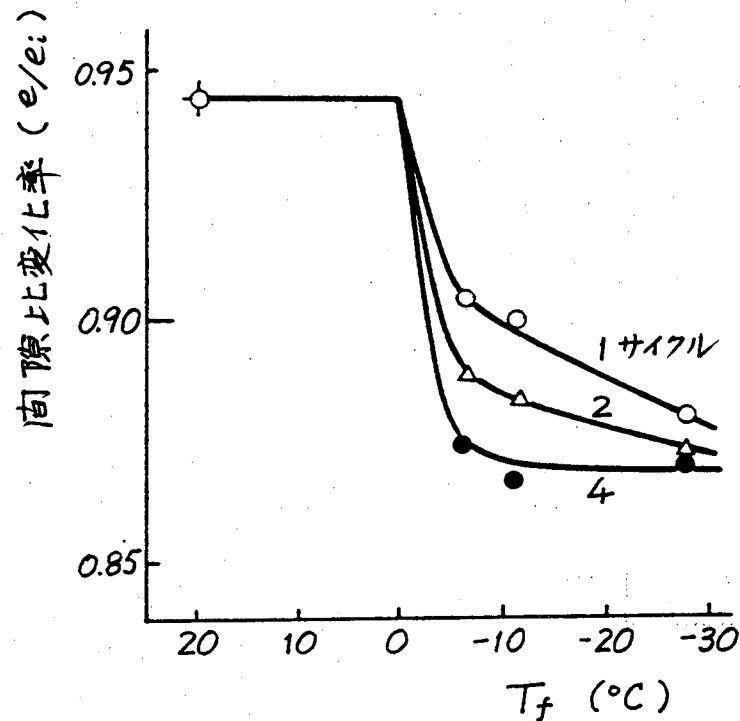
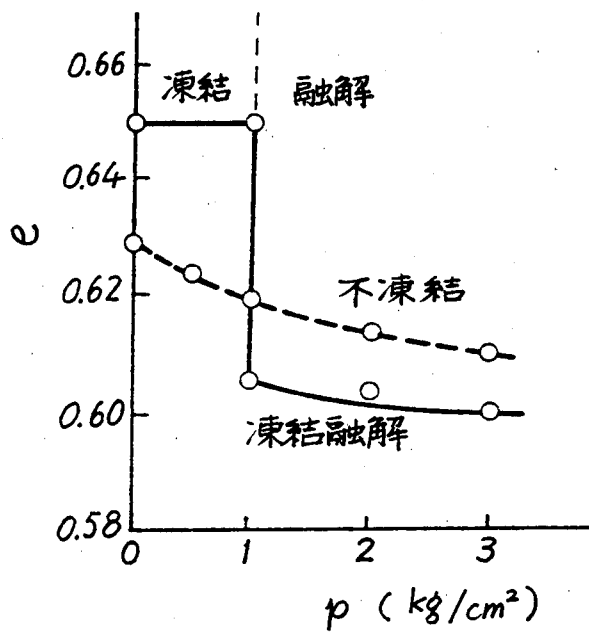


図-IV-43 圧縮による空隙比の変化 (w : 103%, e_i : 2.49, p : 1 kg/cm²)

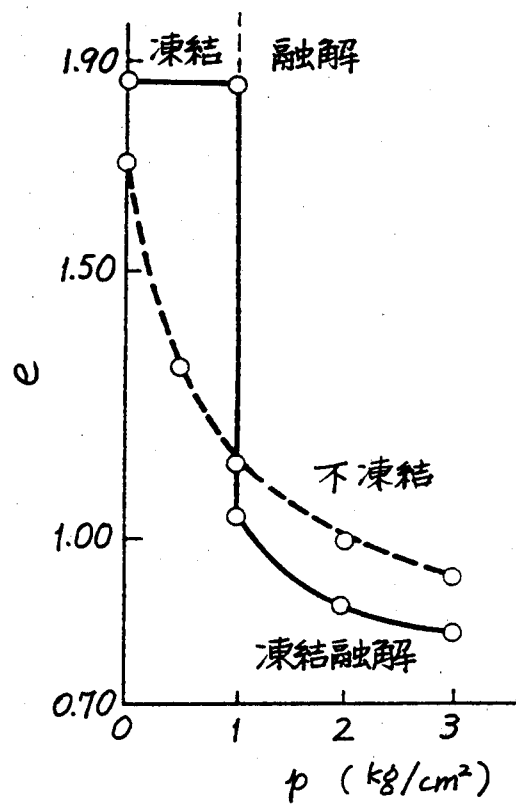
いた空隙が、凍結状態のままであれば載荷条件下でも全く変化せず、融解することによって、不凍結土の場合以上に減少する様子を示している (図-IV-44)。また、圧密特性を示す圧縮ひずみ (図-IV-45)、体積圧縮係数 (図-IV-46) をみても、凍結融解作用による圧縮性の増大が明らかである。

図-IV-43 ~ IV-46 の結果は、凍結融解による土の構造変化が融解後も復元せず、圧縮圧力に対する抵抗性が低下し、圧密圧力下での空隙水の排出が容易になったことを示唆するものと考えられる。また、これは凍結温度および凍結～融解の繰返しによって、ある程度強められるであろう。

図-IV-47 は、1 kg/cm² 荷重下での供試体の圧縮速さを示している。



(a)



(b)

図-IV-44 凍結融解による砂(a)と粘土(b)の圧縮挙動
(Tsytoich · 1975 f)

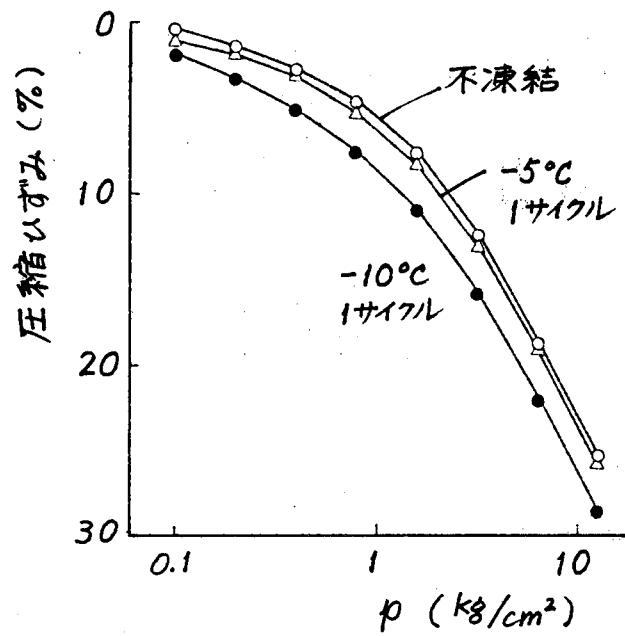


図-IV.45 圧密によるひずみの変化
($w_i: 93\%$, $e_i: 2.37$)

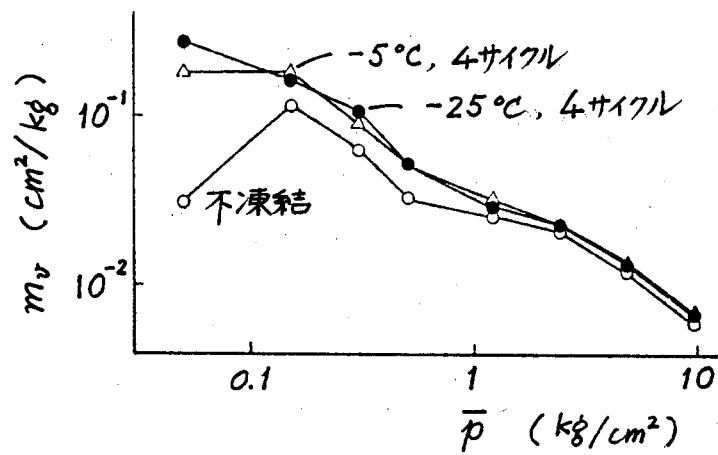


図-IV.46 体積圧縮係数の変化

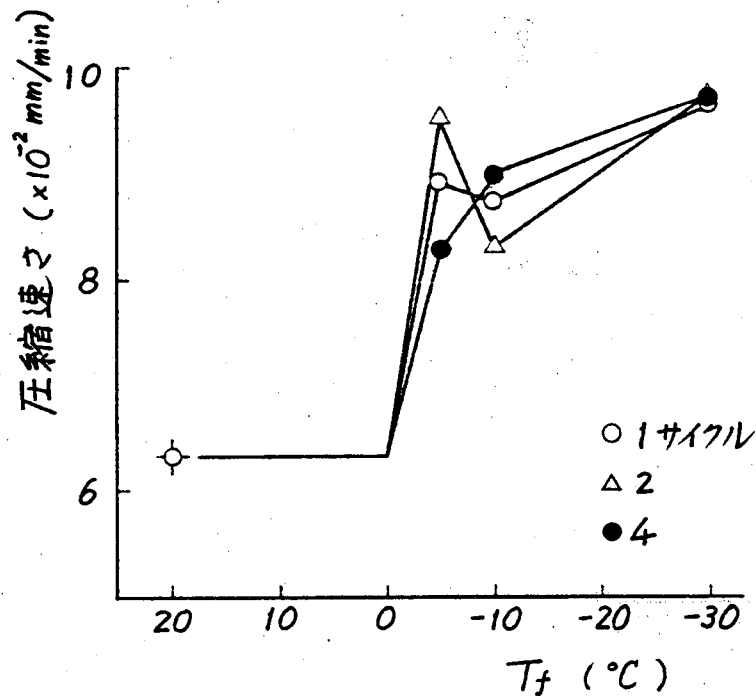


図-IV-47 凍結融解による圧縮速さの変化

凍結温度および凍結～融解の繰返し数による差異は認められないが、凍結融解土の圧縮速さはいずれも不凍結土より大きい。また図-IV-48には、圧縮試験から求められた圧縮係数を示している。ここでも、サイクル数による違いはあらわれていないが、凍結融解土の C_v の大きいことは明らかである。 C_v は、圧縮進行の速さをあらわす定数であって、これが大きいときほど圧縮速さが増大することになる。したがって、図-IV-48の結果も、図-IV-47と同様に凍結融解作用によって圧縮変形挙動がはやく行われるようになったことを示している。

これらの結果は、凍結融解作用により土壌構造が変化し、構造的抵抗性を減少させたことに加えて、間隙水の排出が速やかに行われるようになったことを示唆している。後者は、凍結融解作用を通じての拘束水の相対的自由化、氷相形成に伴う間隙形態の変化（融解後も氷晶跡の粗大

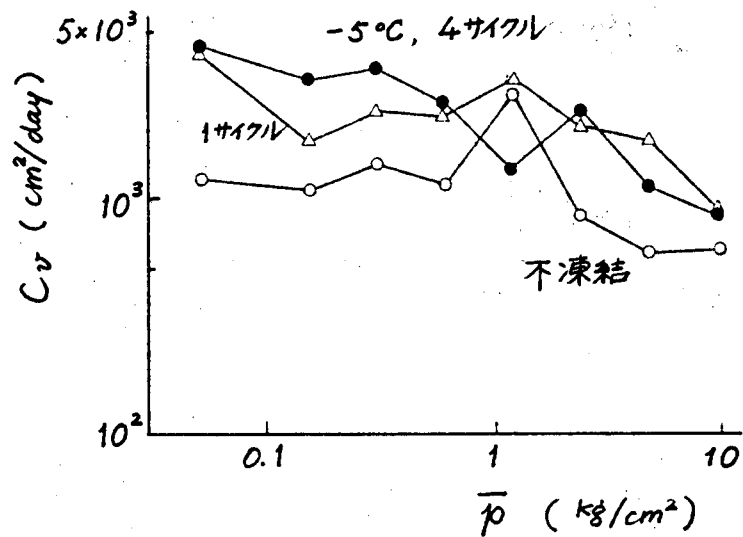


図-IV-48 圧密係数の変化

空隙がクラック状に残存) などによる、系全体の保水性低下に起因すると考えられる。

図-IV-49 は、24 時間圧密量から 1 次圧密量を差し引いた値 (観測された 2 次圧密成分) が、凍結融解によって増大していることを示す。

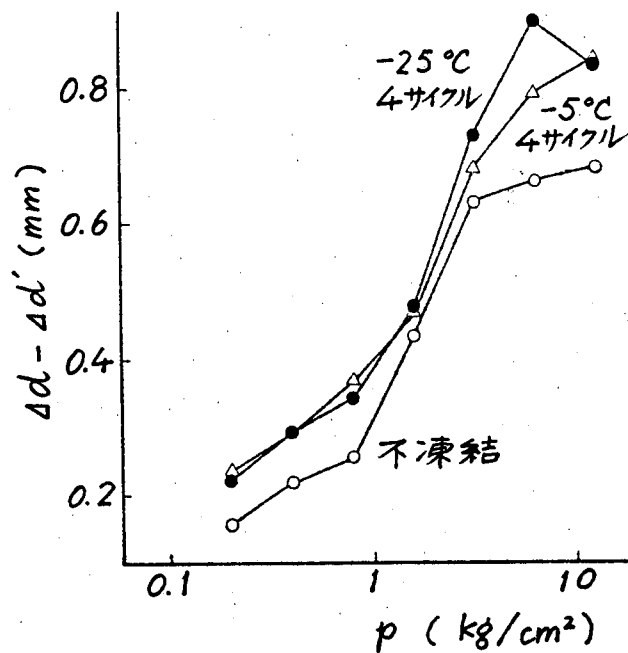


図-IV-49 2 次圧密成分の変化

いま、「構造単位」なる概念を用い、圧密初期はこの構造単位間の変位が行われ、この終了後構造単位内の圧密に移行すると考える。したがって2次圧密は、構造単位自体の圧縮変形に依存する部分が大きいことになり、当然高荷重段階で大きく発現する。凍結時における氷相の生成は、まず構造単位間で進行しついで構造単位内へ及ぶ。そして、構造単位自体が凍結融解することにより、構造単位内の粒子配列などに変化が生じ、不凍結土に比して圧密量が增大することになると考えられる。

(3) 物理的特性

1) 水分特性に及ぼす影響

pF～水分関係で示される土の水分保持特性は、その土の状態を規定するうえで、非常に重要な因子である。水分保持力は、土の性質、種類、前歴などによって異なり、[土～水]系の強さの指標とも考えられる。そこで、凍結融解作用による[土～水]系の状態変化を調べることを目的として、pF試験によって系の水分保持力の变化挙動を検討した。

図-IV.50は、前項(1)で扱ったものと同様な、凍結融解に伴う剪断強さの変化状況を示す実験結果の一例である。そして、この剪断試験に供した試験土の水分特性を示したのが、図-IV.51のpF～水分曲線(遠心法による)である。これによれば、凍結融解土の水分保持力は、不凍結土にくらべて低くあらわれている。また図-IV.52は、図-IV.40に示す2種の試験料について、pF3相当水分量を求めた結果である。ここでも、凍結融解土の水分保持力が低下することが明らかである。そして、水分保持力が低下するような[土～水]系の状態変化が、とりまなおさず剪

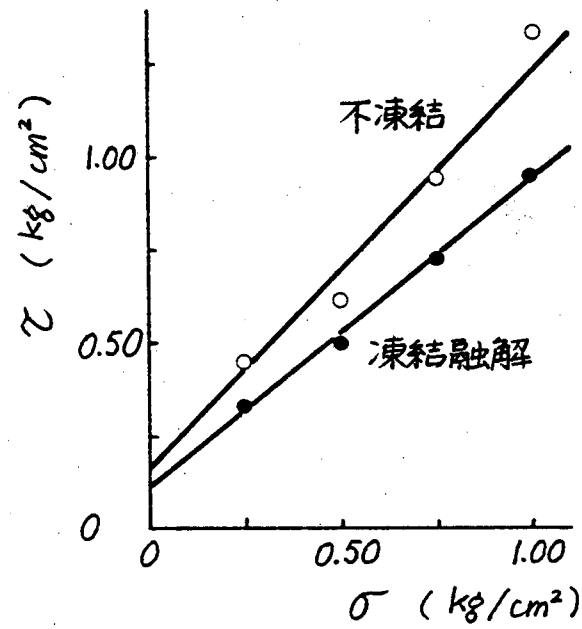


図-IV.50 凍結融解による剪断
強さの低下 ($C_{50}S_{50}$, w_i :
13.5%, T_f : -18°C)

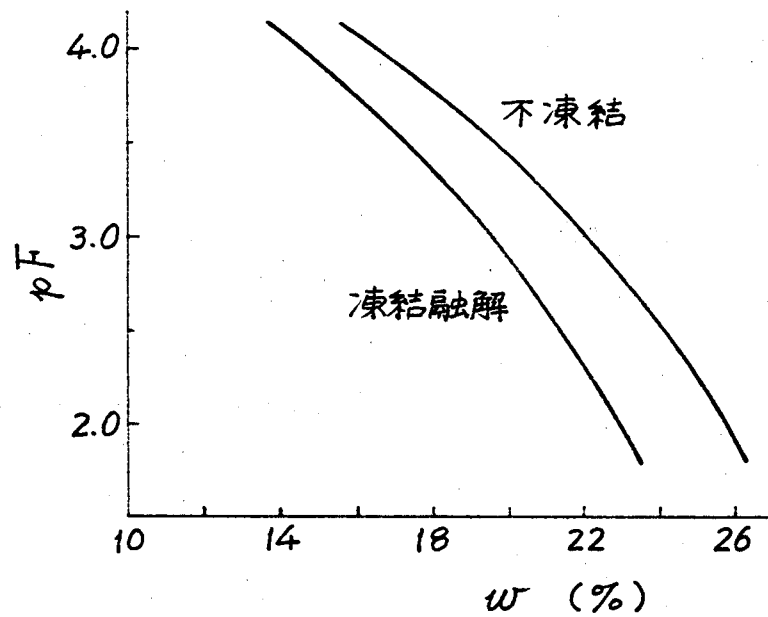


図-IV.51. 図-IV.50 の試料による水分特性

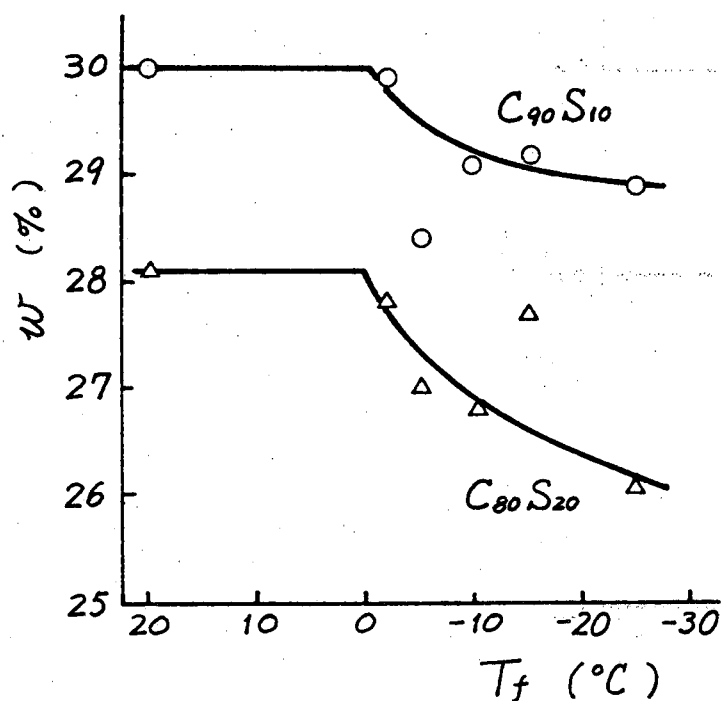


図-IV-52. 図-IV-40の試料による
pF 3 相当水分量

断強さや圧縮強さの低下（いいかえると、外力に対する系の抵抗性の低下）にもあらわれているものと考えらる。

凍結融解作用に伴う〔土～水〕系の状態変化は、凍結融解過程での間隙水の相変化に直接起因すると考えることができる。したがって、氷晶の生成・分布・形態等に強く影響するであろう凍結融解の諸条件が、融解後の土の水分特性に大きく関与することから推察される。

図-IV-53は、図-IV-25の力学性実験の際、同時に行った pF 試験の結果である。この場合においても、凍結融解による保水性の低下が認められ、さらに凍結温度の低い場合ほど顕著になる傾向がみられる。また、図-IV-54は、図-IV-28 に示したような凍結過程によって、凍結速度の異なる凍結融解土の pF～水分曲線である。データに多少ばらつき（

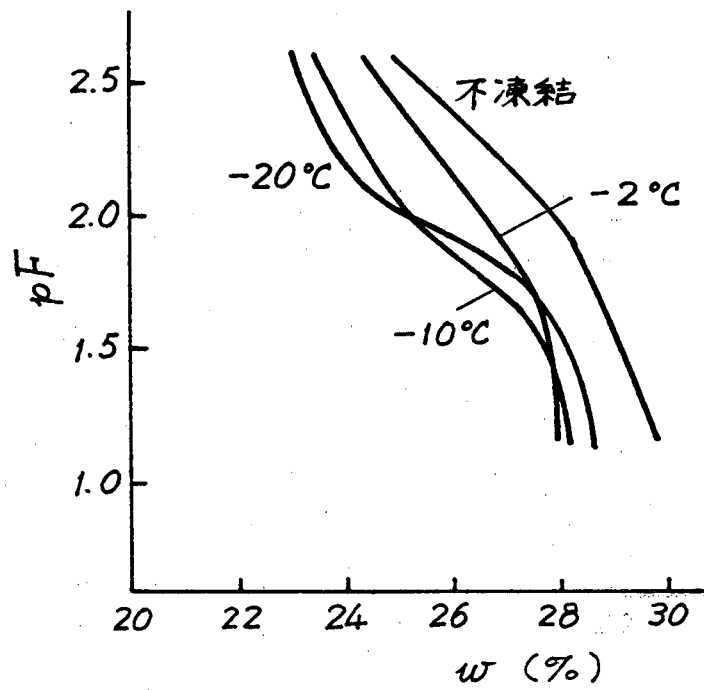


図-IV.53 凍結融解土の水分特性

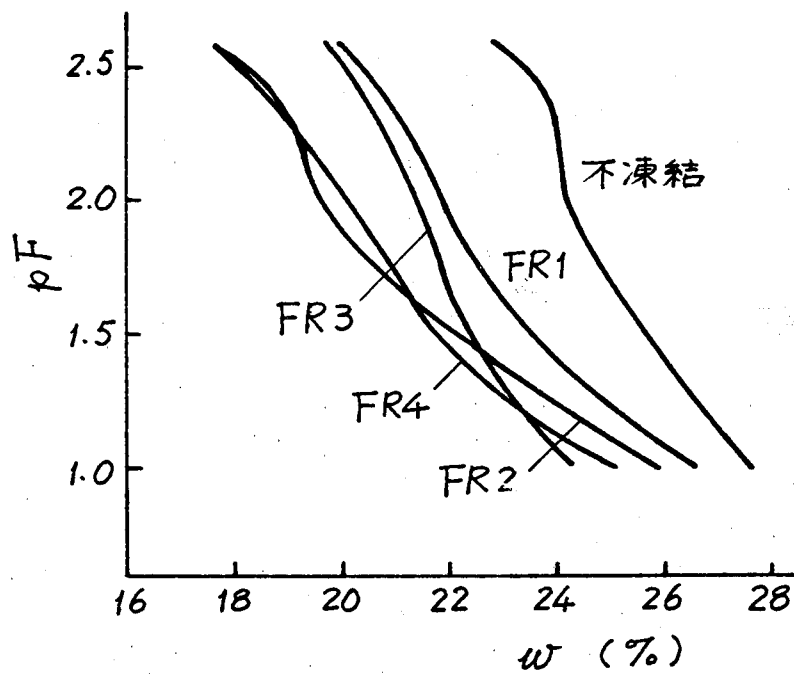


図-IV.54 凍結過程の異なる凍結融解土の水分特性

とくにFR2)がみられるが、概して凍結過程が長い場合ほど、低pF側に移行する傾向にある。これは、前述の氷相形成過程の違いによる、土壌構造の変化が大きく寄与しているものと考えられる。すなわち、凍結速度のおそい場合ほど、供試体中に形成される各氷晶が大きく成長して土壌構造の変化が著しいため、構造的に保持されていた土壌水分の自由化も促進されるからであろう。つぎに、融解過程の異なる場合(図-IV.30)のpF試験結果を、図-IV.55に示す。凍結過程の影響による場

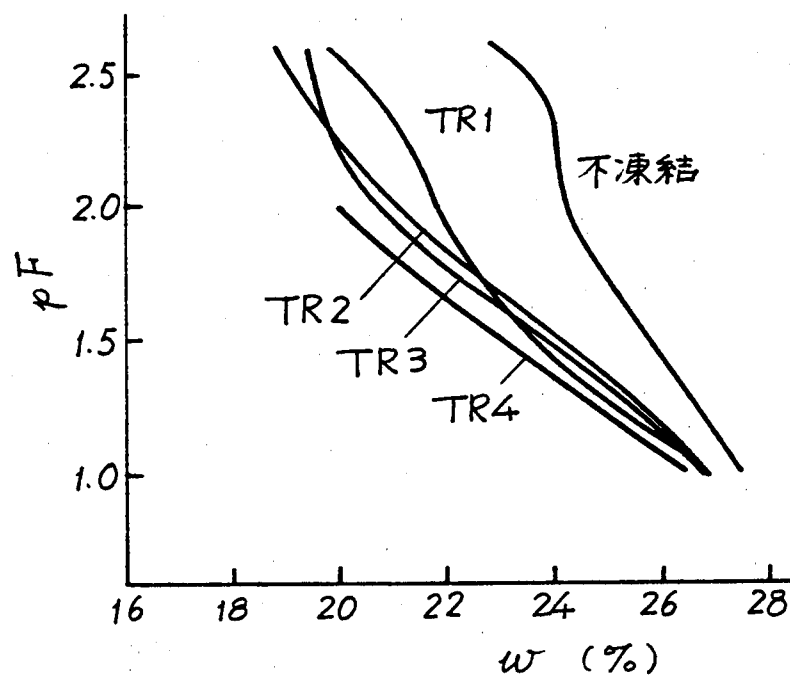


図-IV.55 融解過程の異なる凍結融解土の水分特性

合と同様に、pF～水分曲線は凍結融解作用を受けることによって、低pF側に移行している。また、融解過程のゆっくりしている場合ほど、pF値が若干低くなる傾向にあるが、明確に断定し得るほどの差は認められない。このように、本実験に関する限りでは、融解過程の違いは凍

結過程の場合に比して、凍結融解土の性質にそれ程顕著な影響を及ぼさないようであるが、結論を出すにはより多くのデータの集積を待たねばならない。

2) 液性限界に及ぼす影響

従来液性限界は、土の分類とか路床土の適性判定に用いられてきたが、最近では土壌の乾燥効果を検討するための一手段としてとりあげられる(山崎ら・1965b、相馬ら・1974)など、[土～水]系の状態を考えるうえで重要な役割を果たすものとなっている。

凍結融解作用によって[土～水]系の状態あるいは土壌構造が変化し、その結果水分保持力が低下したり剪断強さが低下するなどの影響があらわれてくることは、既に記述したところである。液性限界が[土～水]系の状態を反映するものであり、系の強さの指標と考えることが可能であるならば、凍結融解作用を受けて性質が変化すると考えられる[土～水]系においても、液性限界に何らかの影響があらわれてくるものと思われる。そこで、液性限界の変化から、凍結融解作用に伴う[土～水]系の変化を検討することを目的として、以下の実験を行った。

実験に供した試料は、真比重、砂分、シルト分、粘土分がそれぞれ2.72、40%、17%、43% および 2.66、46%、33%、21% の2種類の細粒土である。前者は火山性の崩和下層土、後者は重粘性の野幌下層土であり、いずれも冬期間凍結作用を受けないと考えられる層から採取した生土である。

液性限界試験の結果を示す図-IV-56 によれば、液性限界は凍結融解作用を受けることによって低下する傾向を示している。液性限界の変化

挙動については、前述のように風乾効果の問題のなかでいくつか報告されているが、風乾作用に伴う液性限界の低下は、構造的な自由水が失われた後新たに加えた水は、エネルギー的に自由な間隙水となるためであるとするもの、あるいは系の粗粒化に伴う比表面積の減少によるものなどがある。いずれにしても、凍結融解作用を受けることにより「土～水」系が変化し、液性限界の低下を招いたとす

ることができる。そしてこれは、凍結融解土の pF ～水分曲線が、不凍結土より低含水比側に移行することと対応させて考えられよう。すなわち、凍結に際して「土～水」系内に氷相が形成される過程で非自由水の自由化が行われ、融解しても元の状態には復得ないため「土～水」系は初期の状態に比べてより疎水的となり、液性限界が低下したと考えられる。

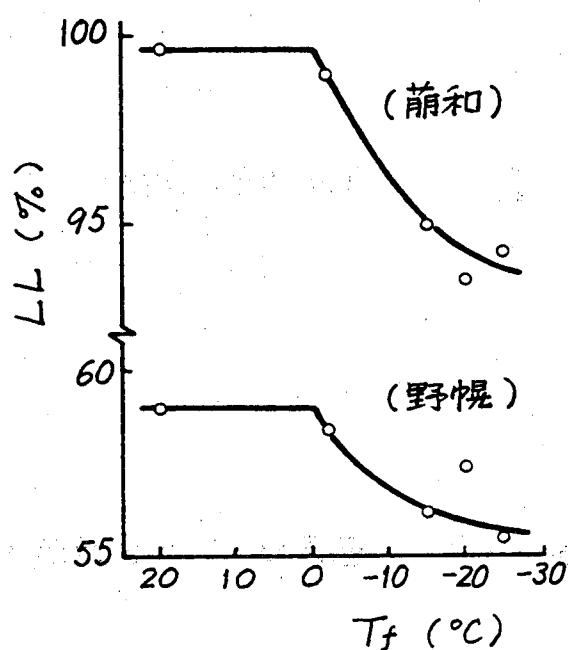


図-IV-56 凍結融解による液性限界の変化

3) 脱水収縮特性に及ぼす影響

土が凍結融解作用を受けた場合、水分保持力が生土に比較して低下すること、また液性限界が低下することなどにより、「土～水」系は相対

的に疎水的な状態へと変化するものと推察される。このような系の状態変化は、間隙水の脱水に伴う土塊の収縮挙動に対して大きな影響を及ぼすであろう。すなわち、凍結融解土の脱水収縮挙動をみることによって、凍結融解作用が「土～水」系にどのような影響を及ぼすかを検討することが可能となる（長沢・1978a）。

実験に供した試料は、野幌下層土（前出）である。これをいったん風乾させて後再び加水し、液性限界付近の水分状態で繰返してステンレスシャーレ（高さ 1.5 cm、直径 5.0 cm）に充填した。つぎに、同じ試料を生土のまま前述の含水比になるように調整し、同様に充填した。これらを、凍結融解処理の過程において水分移動が生じないように密封し、各凍結温度（ -5 、 -10 、 -20 、 -30°C ）の場合とも、1 サイクルの凍結融解作用を与えた。脱水は、温度 30°C 、湿度 60% に設定した恒温恒湿槽内で行い、時間ごとには含水量と収縮量（読取り遊動顕微鏡使用）を測定した。結果を、図-IV・57、IV・58 に示す。

土塊の脱水に伴う収縮挙動は、「土～水」系の状態に大きく影響され、竹中（1966）は「一般に土の粒度、粘土鉱物などが同じで、充填の仕方に大差がないときには、収縮量は親水性の土の方が疎水的な土よりも大きい傾向を示す」としている。図-IV・57、IV・58 によれば、凍結温度の違いによる収縮挙動の差異は明確ではないが、いずれの場合も凍結融解作用を受けることにより収縮量が減少している。言いかえると、凍結融解作用を受けないものの体積収縮率が最も大きいことが明らかである。また、風乾土と生土の収縮量を比較すると、前者の方が小さくあらわれている。

これらにより、風乾作用は初期の「土～水」系をより疎水的な状態へと変化させるとともに、凍結融解作用もこれと類似した効果を持っている。

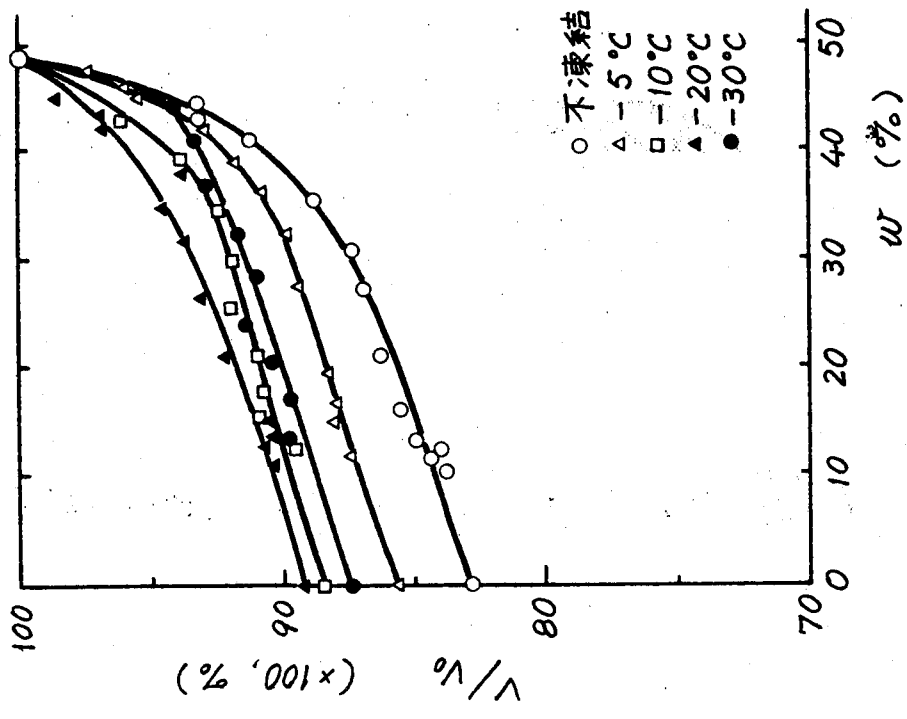


図-IV-57 凍結融解土の脱水～収縮 (風乾土)

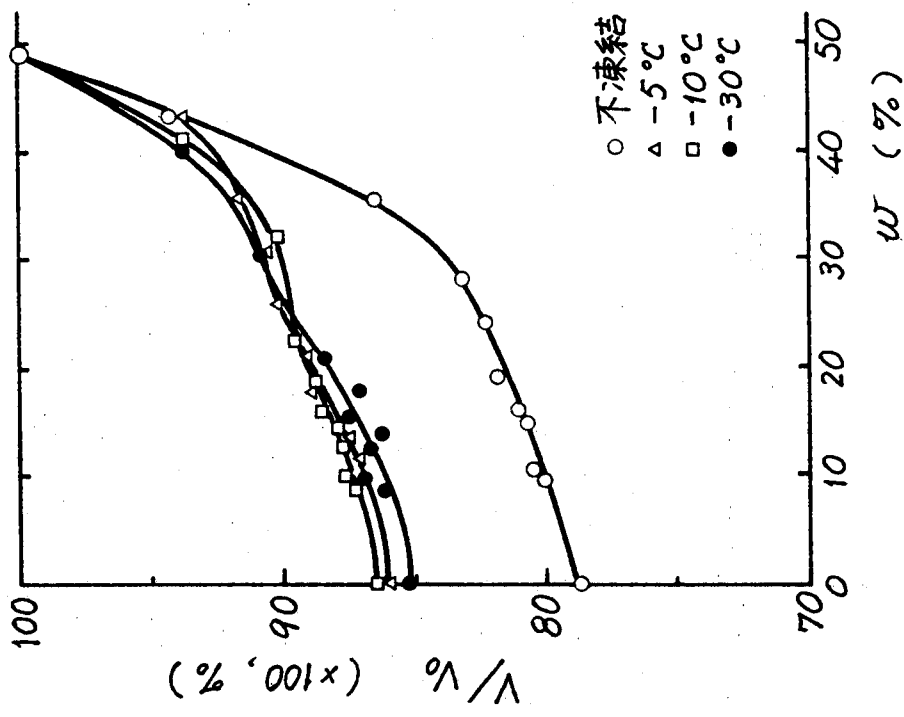


図-IV-58 凍結融解土の脱水～収縮 (生土)

ることを示唆している。つまりこれまで述べてきたように、凍結融解作用によってより疎水的になったと考えられる「土～水」系においては、土粒子（あるいは行動単位）～間隙水の相互作用が低下し、間隙水の脱水過程において土粒子（あるいは行動単位）を連行移動させる作用が弱まる結果、凍結融解作用を受けない試料よりその収縮量が小さくなるものと考えられる。

図-IV-59 は、不凍結および凍結融解試料の脱水に伴う体積収縮率を、時間に対してプロットしたものである。これらはいずれも同一条件（温度、湿度、供試体寸法）にあるにもかかわらず、凍結融解作用を受けた試料は体積減少率が早く鈍り、収縮挙動自体もはやくに終了してしまうことがわかる。また図-IV-60 は、供試体からの脱水状態をみるために、時間と含水比の関係を示した図であるが、これにより、不凍結土に比し

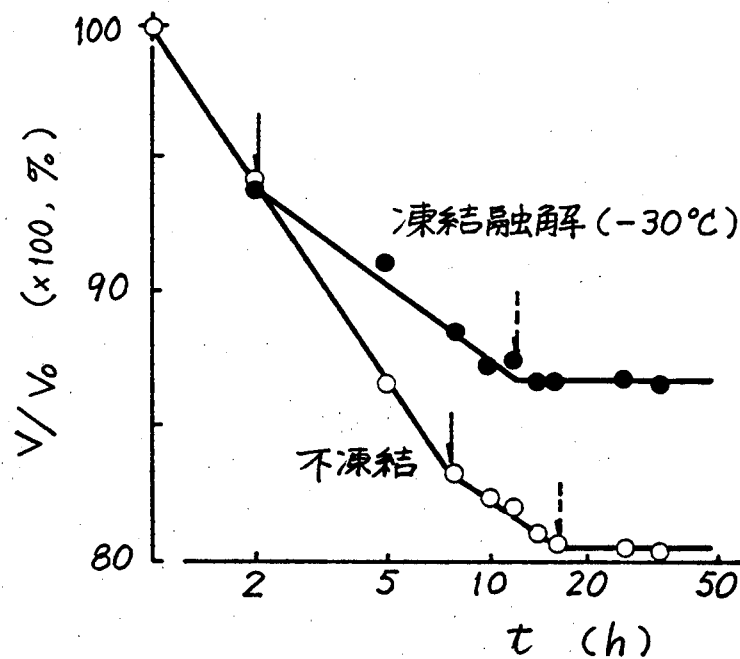


図-IV-59 凍結融解土の時間～収縮

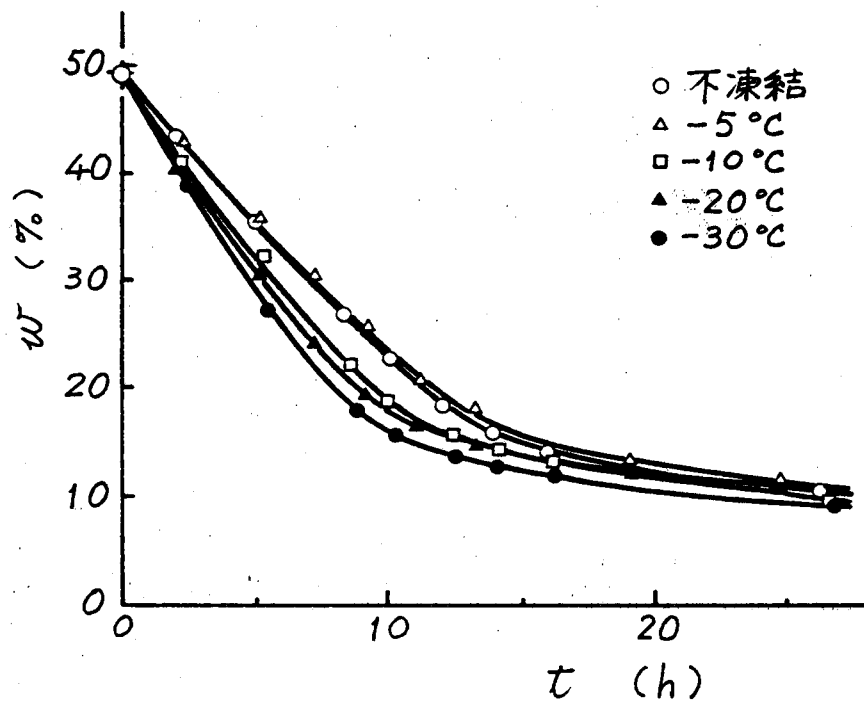


図-IV-60 凍結融解土の時間～脱水

て凍結融解土の脱水速度が大きいことがわかる。先の図-IV-58 に示した収縮挙動では、凍結温度による差異はほとんどみられなかったが、この脱水挙動においては温度依存性が認められる。すなわち、凍結温度の低い供試体ほど脱水速度が大きい傾向にある。この結果は、 p_f ～水分曲線において凍結融解土が不凍結土より低含水比側にあられる（保水性が低下する）とした結果と合致し、同様に系内において間隙水の拘束状態が弱化していることを示す一例といえよう。

つぎに、土壌構造を乱さないものと、練返しによって構造を乱したもののについて比較してみる。供試土は、前述の液性限界試験にも用いた前層下層土である。不攪乱供試体は、現地において採土缶により採取したものを、高さ 2 cm、直径 5 cm に整形した。また攪乱供試体は、不攪

乱供試体採取点と同層のものを十分練返して構造を破壊し、不攪乱供試体と同じ密度になるように締固めて整形した。これから2種類の供試体について、それぞれ凍結融解作用を加えたものと未処理のものの脱水収縮曲線を、図-IV・61、IV・62 に示す。

これらによると、不凍結供試体の収縮率は、攪乱土の方が不攪乱土を上回っている。不攪乱土の場合は、土粒子の配列等構造的に系の安定性が高く、外力に対して極めて大きな抵抗性を示す。したがって、間隙水の脱水に伴う粒子移動は小さく、全体的な土塊の収縮も小さなものとなる。それにくらべて、攪乱土の場合は、外力に対する構造的な抵抗性が小さいため、収縮は大きくあらわれる。また収縮限界後の残留収縮段階でも、攪乱土は不攪乱土より大きな収縮を示しており、乱された粒子の再配列がなされていることを示唆している。

さて、これらの凍結融解作用を受けたときの挙動であるが、まず不攪乱土の場合は不凍結供試体とそれほど顕著な差異は生ぜず、若干収縮率が低下している程度である。しかし攪乱土の場合には、凍結融解作用の影響が顕著にあらわれている。不攪乱土が凍結する際には、氷相の生成・発達により元来の構造がある程度破壊されることが予想される。このことからいえば、収縮変形に対する抵抗性が低下し、収縮率は増大すると思われるが、実際には減少の傾向を示している。これは、凍結作用による構造破壊とそれに伴う抵抗性の低下より、系の相対的疎水化作用の方が収縮挙動に及ぼす影響という点で、幾分まざっていることを示すものといえよう。

図-IV・62 については、前述の図-IV・58 の結果と同様であり、やはり凍結融解作用によって収縮率は顕著に低下している。練返により構造を破壊した土は、脱水収縮に抗する力が弱く大きな収縮を示すとともに

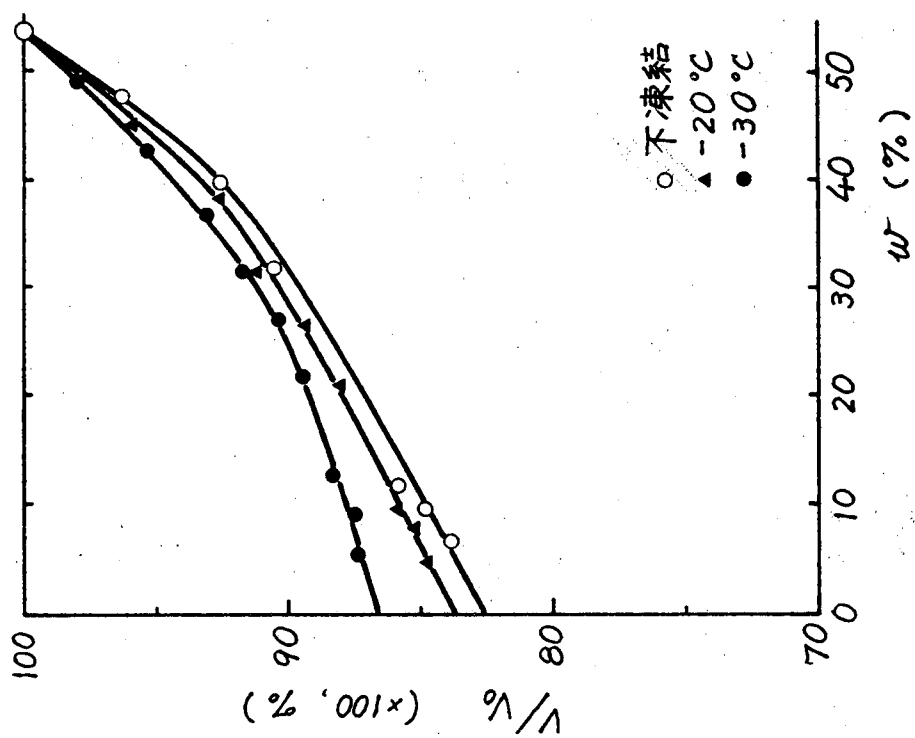


図-IV-61 凍結融解土の脱水～収縮
(不攪乱土)

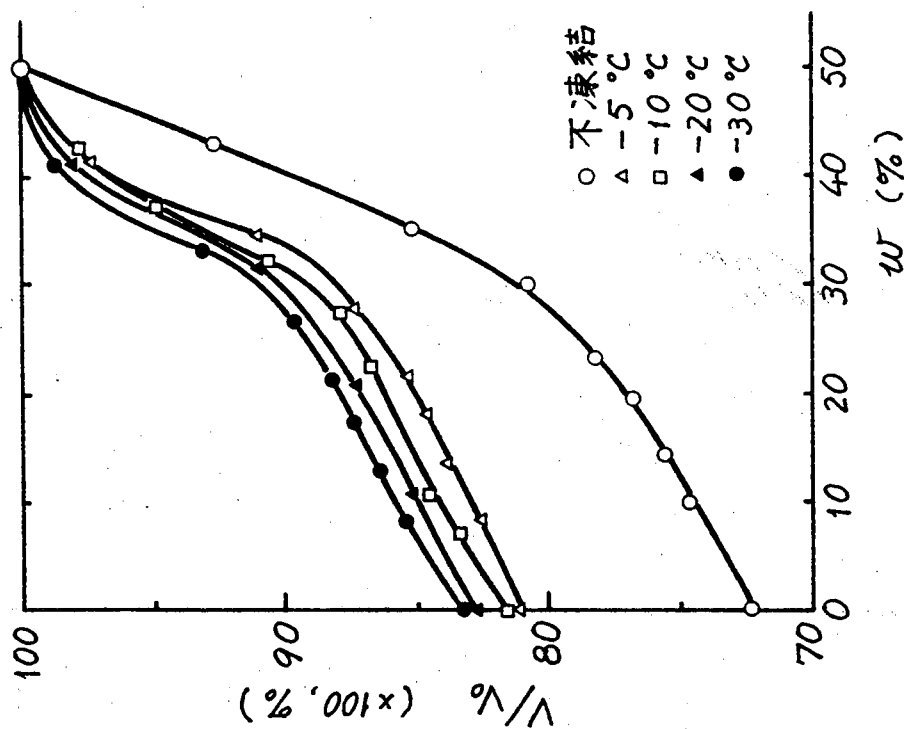


図-IV-62 凍結融解土の脱水～収縮
(攪乱土)

に、練返に伴う非自由水分の自由化が凍結作用に影響する結果、凍結融解土の収縮率は不凍結土に比してかなりの低下を示すのである。つまり非自由水分の自由化は、氷相の発達をより容易にさせ、凍結前後の系の状態変化をより大きくさせるものと考えられるからである。

また、図-IV.62 に示す凍結融解土の収縮挙動において、脱水初期に上に凸となる特異な現象がみられる。これは、「構造収縮」とよばれる挙動と、形のうえで類似している。八幡(1975)によれば、構造収縮過程をとるものは団粒構造がよく発達した粘土土の場合であり、これを練返せば構造収縮の部分はあらわれなくなる、としている。本実験結果でも、練返した不凍結土ではこれがみられない。この点、練返した土に凍結融解作用を与えた場合、団粒構造が形成されるのであろうか。これまでにも、凍結融解作用による団粒の生成、破壊について、いくつかの報告(Hinmanら・1973、土谷ら・1976)がなされているが、いろいろな因子のかかわり合いにより複雑な様相を呈するため、一概には規定できないようである。データが少ないのでここでの断定は避けるが、同様の実験方法による図-IV.58の結果(供試土は粘土、図-IV.62では火山灰質粘性土)ではこのような挙動を示していないことなど、興味深い現象と言えよう。

図-IV.63は、攪乱・不攪乱両供試体からの脱水状態を、時間に対してプロットしたものである。これによると、攪乱土の脱水速度が不攪乱土を上回っている。一般に、土を攪乱すると構造的に拘束されていた非自由水分が自由化し、[土~水]系は初期の状態に比して疎水的になるといわれているが、本結果もこれを証する一例とみなし得よう。また、図-IV.60 に示した脱水曲線は、不凍結土と凍結融解土の比較を意図したものであり、後者の脱水速度の大きなことが明らかなので、これも凍結融解

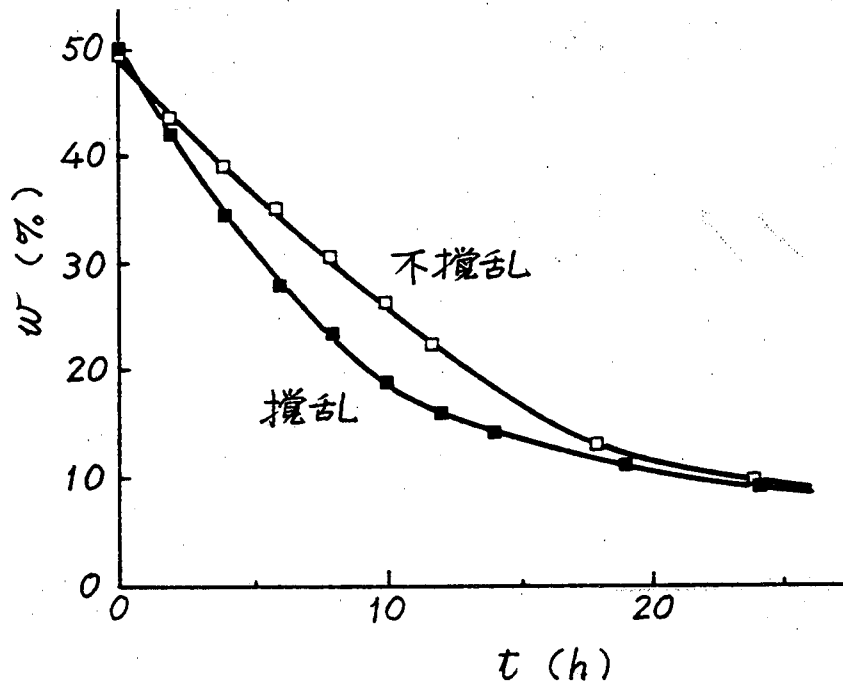


図-IV-63 土塊の状態による時間～脱水

作用に伴う系の疎水化による結果と考え得ることは前述した。このように脱水挙動をみる限りにおいては、凍結～不凍結、攪乱～不攪乱の間に類似点が認められる。

4) 吸水膨張挙動に対する影響

凍結融解作用は[土～水]系に影響を及ぼす結果、土塊の脱水に伴うみかけの体積変化(収縮)に対して、これを減少させる傾向を示すことが明らかとなった。ここでは、脱水し収縮した土塊に水を加えたとき、いかなる挙動を示すかをみることによって、凍結融解作用の[土～水]系に対する影響を、別の側面から検討してみる。

吸水膨張試験の供試体は、いって全て前項で用いた脱水収

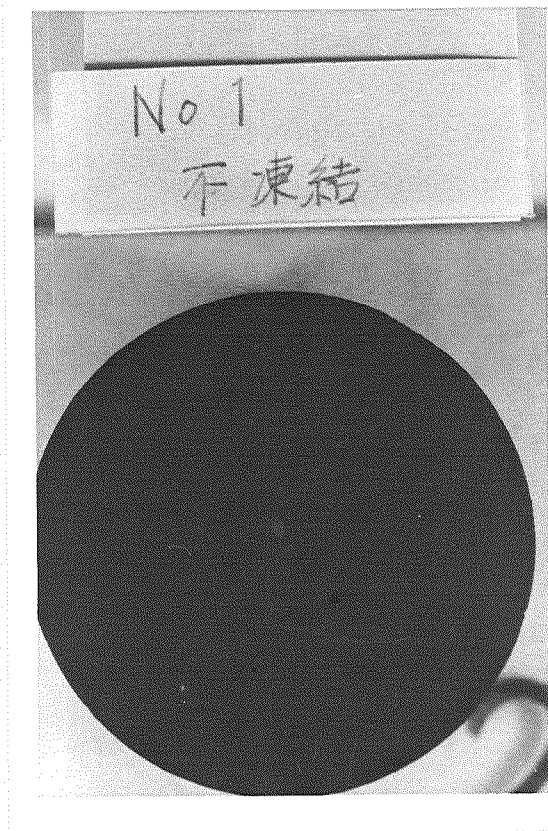
縮試験終了のものである。試験の方法は、粒径3mmの石英砂を充填した容器にマリOTT管を接続して水位を調節し、表面のろ紙上に直接供試体をのせて吸水量と膨張量を測定するものである。これから諸量の測定は、経験的に平衡に達したとみなし得る24時間後に行った。

野幌下層土によるものを表-IV・3 (a)に、また萌和下層土の攪乱土と不攪乱土によるものをそれぞれ(b)、(c)に示す。いずれも、不凍結土の吸水膨張量とともに記してある。表中(a)、(b)の結果をみると、いずれも凍結融解土の膨張量・吸水量が不凍結土を上回っていることがわかる。そしてこれは、凍結温度の低い場合ほど著しい傾向を示している。この

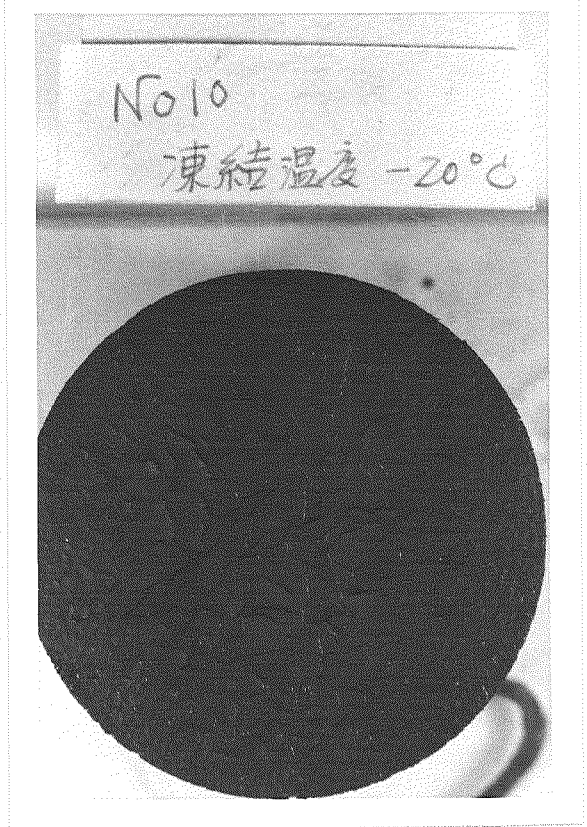
表-IV・3 凍結融解土の吸水～膨張挙動

供試体	処理	$\frac{V_w}{V_0}$ (%)	$\frac{V_w}{V_0}$ (%)	w_w (%)
(a) 野幌 攪乱土	不凍結	81.05	104.91	30.77
	-5℃	91.93	107.47	41.88
	-10℃	94.01	108.80	42.77
	-20℃	94.07	113.49	41.90
	-30℃	96.46	115.18	43.37
(b) 萌和 攪乱土	不凍結	73.96	103.05	24.96
	-5℃	83.58	105.12	32.50
	-10℃	84.54	103.17	31.84
	-20℃	85.61	107.56	33.65
	-30℃	85.88	106.93	33.57
(c) 萌和 不攪乱土	不凍結	85.36	101.76	40.79
	-20℃	86.11	100.65	42.56
	-30℃	85.31	98.55	42.97

注). V_0 : 初期体積, V_d : 脱水収縮体積,
 V_w : 吸水膨張体積, w_w : 吸水平衡含水比



(a) 不凍結



(b) 凍結融解 (-20°C)

写真-IV.1. 吸水膨張後の供試体表面
(萌和・攪乱土)

ことは、凍結融解作用により土壌構造が変化し、また「土～水」系の状態が変化したことにより、土粒子（行動単位）間の結合力が弱化したことを裏付けるデータと言える。つまり、吸水して膨張しようとする際、これに抗って働く土粒子（行動単位）の相互作用が、凍結融解土で相対的に小さく、その結果不凍結土に比較して膨張率、吸水量が大きくなるのであろう。

(a)、(b) にくらべ、不攪乱供試体による結果 (c) では、ほとんど膨張せず、凍結融解作用の量等も認められない。これは、不攪乱供試体では凍結融解作用によっても元来の構造を大きく変化するまでには至らず、土粒子間の相互作用が保存されているため、水の浸入によっても容易に膨張しないものと考えられる。

吸水膨張試験終了時の供試体表面の状態を、写真-IV・1 (a)、(b) に示す。これらの写真にみられるように、凍結融解作用を受けた供試体では、その表面に多数のクラックが発生しており、不凍結供試体とは際立った対照をなしている。

4. 論議

これまで、凍結融解作用により初期の土の性質が非可逆的に変化し、その結果土塊の性質を示す強さや圧縮性などの指標が、大きく変化することをみてきた。また、土塊の性質を強く支配する「土～水」系の状態を、水分保持特性や脱水・吸水に伴う体積変化挙動などを通じて検討してきた。このなかで、現象的には凍結融解作用が初期の「土～水」系を粗粒化したり、みかけの水分を増加させるかのような効果があることを指摘した。また、「土～水」系の乾燥や攪乱と類似した効果を発現する作

用力であることも、実験的に分析した。このように、これらの凍結融解によってもたらされた種々の現象に対する直接的・支配的原因は、土(系)の構造的な変化にあると考えることができる。

土が凍結するに際して、凍結速度が大きいったり粗粒土の場合などでは、氷相が土粒子を包みこむようなかたちで、コンクリート状凍結となる。この場合には、水分移動量は少なく、したがって粒子移動などの構造変化も軽微である。しかし、細粒土で水分移動量の大きくなるような条件下では、大きな氷晶(アイスレンズ)を形成するため、土壌構造は必然的に大きく変化することになる。

永久凍土の構造性に関する調査報告(Mackay・1974、Tsytoovich・1975b)によれば、凍結の過程で生じる垂直・水平方向の収縮クラックが原因で、凍土内には網状の氷脈が形成されている。中谷ら(1944b)も、凍結によって多くの土は横方向に収縮することを指摘している。すなわちこの収縮は、凍結前線下の土が乾燥し、かつ温度が低下することによって生じる。そしてこれが原因で、凍結直前の土中に縦の毛細割目ができ、そこに氷が析出するとしている。また小崎(1974)も、凍結作用によって形成される構造土には、成因的に大きく分けて、凍結割目によるものと、凍結～融解に際しての物質の示差的な動きによるものの2つがあることを述べている。

Chamberlain(1982)は、凍結融解による地盤の圧密沈下を検討する実験の中で、融解土の圧密による C_v は不凍結土にくらべて極めて大となること、そしてこれは凍結融解に伴う透水性の増大に起因することを確認した。透水性の増大傾向は、土層の水平および垂直の両方向でともに認め、また平面的には多角形状で垂直方向に伸びる多くのクラックを写真で示している。しかし、このようなクラックの生じない土でも透

水性の増大は認められ、この場合は土粒子の再配列に起因すると指摘されている。従来、融解した斜面の安定解析では、斜面上の融解土層を "rigid - homogeneous - continuous - mass" として取扱ってきた。しかし Vallejo ら (1981) は、網状に発達した氷脈の土を不規則な小塊に細分し、融解後は土塊 (lump) と液状体 (fluid) との混成体になるとして考え方で解析を行い、良好な結果を得ている。

以上のようなややマクロな観点に対して、凍結融解に伴う土壌の受食性の変化を検討するため、団粒サイズの変化挙動について多くの研究報告がある。これらは、大別するとつぎのようになっている。

i) 凍結融解により、土壌団粒は破壊される (例えば Soulides ら・1961)。

この意見は、水分とか土のタイプによって程度は異なるものの、いずれにしても団粒径の減少、耐水性団粒の減少を認め、とくに凍結～融解の繰返し効果が大きいとしている。

ii) 条件によって、団粒のサイズは増減する (例えば Hinman ら・1973)。

ここでの条件には、初期水分、凍結速度、凍結～融解のサイクル数などがあげられている。そして、大団粒は減少するか小団粒は集合化してサイズを増大させ、平均重量直径 (van Bavel・1949) はむしろ増大する、とするものもある。

この他、土壌団粒に対する凍結融解作用の影響はないとする意見 (Bisal ら・1967) もあるが、検討条件が限定されているくらいである。

以上のような諸報告と、本研究で得た知見によれば、ミクロ的・マクロ的両視点のいずれについても、初期水分、凍結速度等の因子によって規定される凍結様式、いかえれば凍結過程での氷晶の発生のいかた、分布が異なるため団粒の生成・破壊などが生じ、土の初期構造性は凍結融解作用により変化を余儀なくされる。そしてこれが非可逆的な現象で

あることから、マスとしての土の諸性質が、凍結前にくらべて著しく変化するわけである。

V. 凍結融解に伴う土壌侵食と保全

1. 地盤凍結地域の水食

北海道のごとき寒冷な地域にあつては、土壌侵食問題に対処しようとするとき、地盤の凍結融解現象を考慮する必要がある場合がある。これは、Ⅲ、3 で述べたように、地中に凍結層が残存する春季の融解途次時期を、とくに念頭においている。しかし同じ寒冷地でも、つぎのような場合は、地盤凍結に関連する水食は少ない。① はやくから降雪があり、かつ積雪量の多い地域の場合（積雪地域では、融雪水による表土の流亡という、性質の異なる大きな侵食問題がある）。② 自然林地の場合。凍結層が自体が小さく、また凍結層の厚さが不均一で、融解水の地下浸透が全面的に遮断されることは少い。③ 地表植生により表土が緊縛されている場合。

したがって、地盤の凍結融解に付随した侵食の問題となるのは、少雪寒冷な地域（例えば道東地方）の傾斜畑地帯、とくに新規に造成した大規模草地などでの、春季融雪・融解時である。

1-1. 研究動向

凍結融解作用の影響による水食についての研究事例をみることにする。八畝ら(1953)は、はやくからこのことに着目し、十勝地方・大正の火山灰地における現地調査の中で、融解時の流出量、流亡土量、地温等の観測を行い、土壌侵食機構を検討した。また久末(1960)は、同じく

十勝地方において、融解期の土壌および養肥分の流亡を観測している。そのなかで、秋播小麦の収量は斜面上部で悪く、下部で良かったとしている。また、等高線栽培としたり敷わらを施すことにより、流亡土量、流亡養肥分が大幅に減少したことを報告している。

Slaterら(1949)は、土の耐水性は凍結融解作用により低下し、凍結～融解を繰返すほど、また高含水状態であるほど顕著になると述べている。Soulidesら(1961)も、凍結融解とその繰返しは、乾燥～湿潤による場合と同様に、耐水性団粒を減少させることを報告している。さらに、土谷ら(1977)は、火山灰土壌の団粒に対する凍結融解の影響を検討し、凍結融解とこれの繰返しは平均重量直径を減少させることを示した。Chepil(1954)は、秋より翌春の団食性が高いことに着目し、これは冬季の凍結作用が大団粒を破壊し、同時に細かい団粒は集合させ、中間サイズの団粒を作り出す結果であるとした。

一方、Andersonら(1965)は、秋より春の方が団食性が低下することを報告している。これは、冬季に団食成分が団粒化するためであり、凍結融解作用が団粒を破壊するとは限らないとの立場をとるものである。Bisalら(1967)も、凍結融解による団粒サイズの変化は基本的に生じないといながらも、高水分状態では団食性の団粒成分が減少することを示した。

Gardner(1945)は、分散した土を凍結融解させ、その性状の変化を測定した。これによれば、Caイオン添加土では安定した団粒構造を形成するが、Naイオン添加土では分散状で透水性も低いままであった。さらに、Caイオンで置換して、さらに凍結融解させることによって、透水性の改良が認められたと報告している。Sillanpääら(1961)は、団粒に対する凍結～融解の繰返し効果を検討し、2～3mm

団粒の平均重量直径は減少するといはれ、設定条件によって多様に
変化することを示した。Benoit (1973) も、条件によって凍結融解作
用の効果は変ることを示し、凍結融解前後の透水係数の比と含水比の間
には、指数関係の成立つことを報告している。さらに、佐藤 (1973) は、
親水性土壌団粒の凍結融解による破壊と再生は速やかである反面、疎水
性の場合には緩慢であり侵食が促進されるとしている。

1-2. 裸地における土壌流亡

前述のように、地盤凍結前後(融解途次を含めて)の侵食機構には、
相反するような見解もあって不明な点が多い。したがって、凍結融解作
用の土壌侵食に及ぼす影響を単純に規定することは難かしく、さらに多
角的な検討が必要であると思われる。ここでは、融解期における傾斜農
地保全を考える上での一助とすべく、凍結融解土の耐水性・侵食性等を
実験的に検討する。

まず、傾斜裸地における土壌流亡が、経年的にどのように変化するの
をみるため、現地試験を行った(長沢ら・1981C)。調査地点は、Ⅲでも
とりあげた北海道東部・十勝平野のほぼ中央に位置する、池田町東台地
区である。ここに、Ⅲ・5 において記述したと同様の土壌侵食測定用の
試験区を造り、スプリンクラによる人工降雨で試験を行った。地表状態
は裸地とし、落葉や自生してくる植物は、地表面を乱さないように注意
しながら、適時除去してやった。

ここの目的は、前述のように土壌侵食に対する経年的な変化を検討
することにある。しかし、侵食にかかわる重要な因子の降雨が、スプリ
ンクラによる人工降雨であること、また斜面長が極めて小さいことなど

により、実際の侵食状況とはかなり異なると考えられるので、あくまで定性的な検討を行うにとどめる。

図-V-1は、降雨強度と流亡土量の関係を示すものであるが、試験区造成当年と10年経過時では、侵食状況に大変な差のあることが明らかである。また、この試験区に隣接し、傾斜

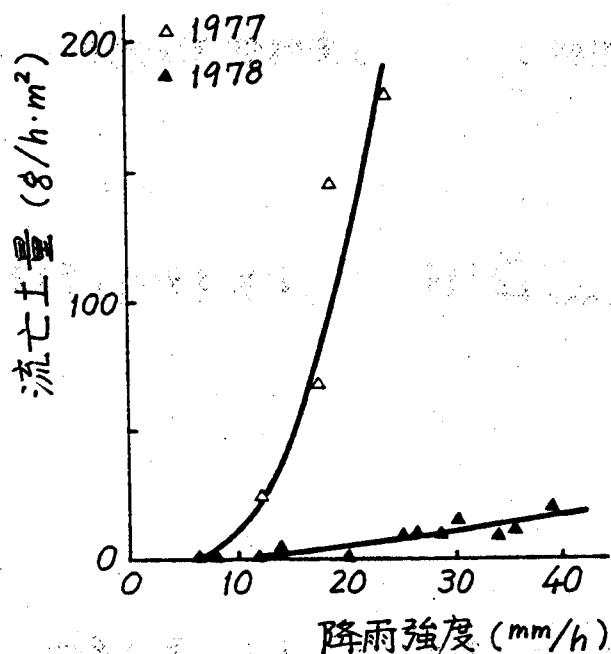


図-V-1 裸地試験区の土壌流亡
(1977年造成)

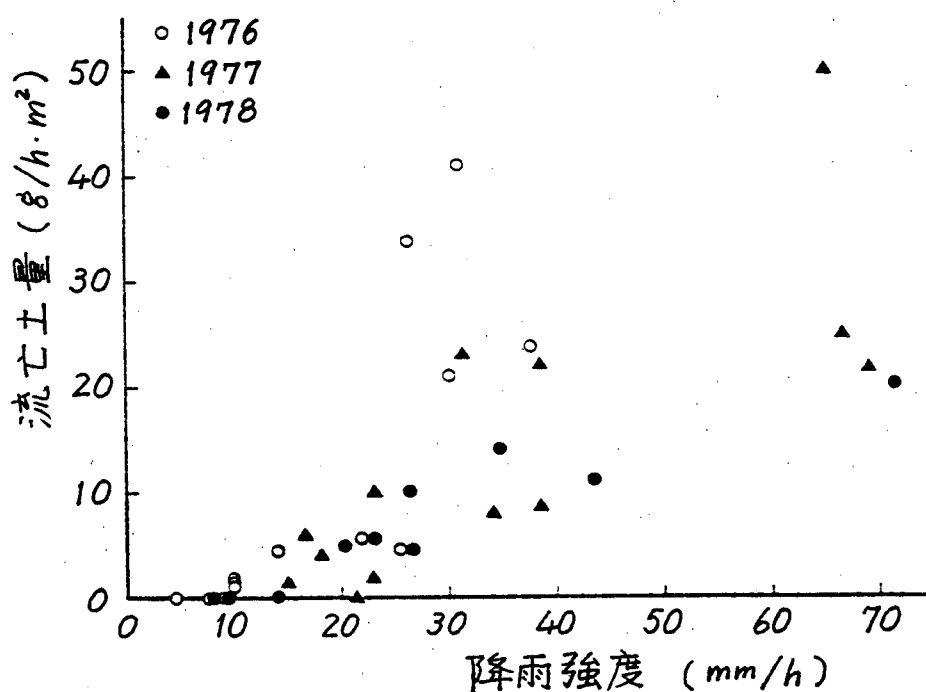


図-V-2 裸地試験区の土壌流亡
(1975年造成)

土壌等の条件が同一な地点において、試験区造成後4か年にわたり侵食調査を行った(図-V-2)。なお、造成年である1975年の侵食(データを得ていない)は、図-V-1の結果から推して、かなり大きなものであろう。これらのデータにはかなりのばらつきがあるが、造成後の経過年数に対応して、流亡土量の減少する傾向がうかがわれる。同じ試験区で、降雨強度と流出率の関係をプロットしたのが図-V-3であるが、やはり経年的に流出率の低下していることが認められる。

試験区表面の状態を観察すると、造成年秋までは滑らかであった地表面に、翌年春の融解後には凹凸あるいは亀甲紋状の亀裂が生じるなど、

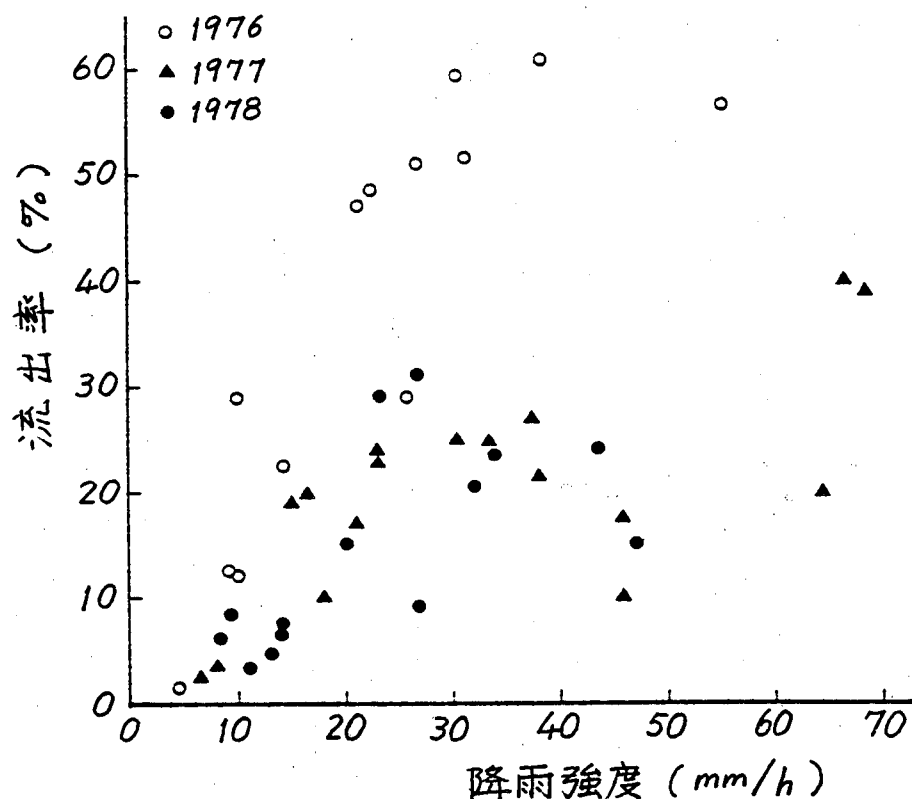


図-V-3 裸地試験区の表面流出
(1975年造成)

明らかに凍結融解作用によるとみられる影響があらわれてくる（写真-V.1）。これらによって、雨水等は地下への浸入が促進され、表面流出ならびに土壌流亡が抑制されると考えられる。



写真-V.1 造成1年後の裸地試験区表面

以上のことから、凍結土層が完全に融解した時点においては、地盤の凍結融解作用自体、水食に対してこれを抑制する効果を有すると考えることができる。

いま、地盤の凍結状況の例として、調査地点における凍結深さを、自然状態の地点（林地）と対応させて表-V.1に示す。

1-3. 草地における土壌流亡

凍結地盤の融解過程途次における侵食に関しては、今だ不明の点が多い。そこで、まず現地での実態を把握するため、造成傾斜草地の融解期

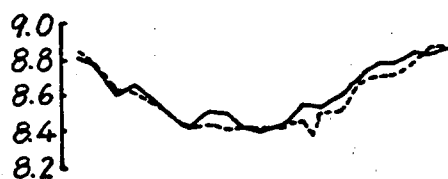
表-V.1 裸地試験区および対照林地の
地盤凍結深 [cm]

測定点		日付	1978 2.7	3.15	4.19	5.16
裸地試験区	積雪深		43	77	0	0
	凍結深		49	55	5~46	0
隣接杉林地	積雪深		46	80	0	0
	凍結深		34	36	2~35	14~29

における表土移動状況を調査した。すなわち、抜排根工程の終了した状態の裸地斜面と、当年播種された草地斜面において、秋(1978.10.30)と翌春(1979.5.17)の2回(なお、この間に水食を発生させるような強雨は降っていない)、斜面形状を精密に測定して検討に供した。観測地点のうち、裸地は東谷地区 No.14 流域の南面する凹状・凸状の2斜面、草地は同じく No.12 流域の南面する斜面である。

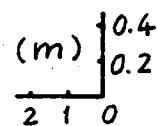
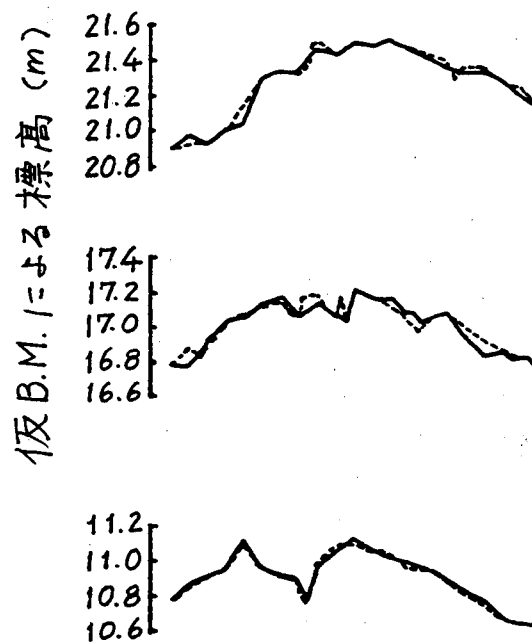
図-V.4(a)~(c)に示される測定結果から、つぎのようなことが言えるであろう。

- i) 裸地の侵食は草地の場合より顕著であり、草地斜面ではほとんど発生していないと言ってよい。そして、裸地(とくに斜面上部)の表土流亡は、春先の融解水・融雪水の地表面流去に伴って生じたと考えられ、最大20cm深にも及ぶリルは、極めて大きな水食作用が働いた結果とみなし得る。
- ii) 裸地斜面の上・中・下部における形状を比較すると、上部の侵食の著しいことが明らかであり、凹状地では下部に流亡土砂が堆積していると推定される。
- iii) 草地斜面の形状をみると、リルが認められるが、このリルは春の耕



(a) 裸地斜面

(b) 裸地斜面

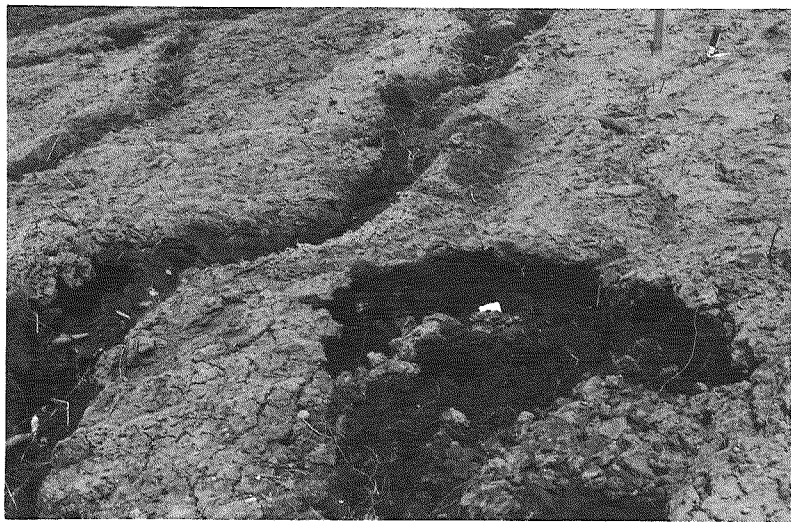


(c) 草地斜面

図-V.4 斜面の侵食



(a) リルの発生



(b) 地表面の凍上

写真-V.2 造成裸地の融解期の状況
(東台地区、1980.3.18)

起工程から牧草が充分生育するまでの期間における降雨が原因と思われる、翌春の融解水・融雪水によるリルの拡大は認められない。このことから、融解時での牧草の侵食抑制の有効性が裏付けられる。

このほか、春先に現地を踏査すると、裸地では残雪部の下端から流れ出る融雪水が幾条ものリルを刻みつつ沢へと流入する情景がみられ、またときには、小規模ではあるが泥流が雪面上を流下していることさえ目撃した。さらには、調査員の歩行によるわずかな地表攪乱によって、それまでかろうじて平衡していた表土が軟泥状となって流下していく様子など、予想以上の侵食状況に驚かされる場面もあった。

2. 人工降雨による凍結融解土の水食実験

さきの現地枠試験の結果、裸地での土壌流亡および流出状況は経年的に変化し、これは地盤の凍結融解現象が大きな原因であると推定した。

これをさらに詳しく検証するため、実験室内に現地(東谷地区)の土を持ち込み、人工降雨によって土壌流亡等の測定を行うとともに、いくつかの物理性を求めた(長沢ら・1978C)。

2-1. 実験概要

現地より搬入した試料(この諸性質は IV. 3 : p. 145 に記載)から粗大な根等を除去し、いったん乱れた状態から $28 \times 68 \text{ cm}$ 、深さ 12 cm の容器に3層にして締固めた。凍結融解作用の影響を検討するため、供試体は不凍結、 -6°C で凍結融解、 -16°C で凍結融解の3種類とし、締固め後の状態はなるべく同じになるように配慮した。すなわち、一連の

実験において相互の比較検討を容易にするため、供試体は含水比を 102%、乾燥密度を 0.57 g/cm^3 とした。供試体は密封され、凍結融解は外部と水分の出入りのない閉鎖系で行った。なお凍結前線の侵入方向を規制する目的で、容器の側面と底面には断熱材を設置した。凍結前線の侵入状況は、供試体中央部に設置した凍結深測定管によりチェックした。容器の底部は2重になっており、多孔板を通して浸透水をキャッチできる。また供試体表面の勾配は、全て 15° とした。

人工降雨は、112本の注射針による水滴から得た。水滴の落下距離は、220 cm である。土壌侵食に対する降雨の影響としては、一般に雨滴が地面を打つ際のエネルギーの大きさが、最も重要視されている。地表流去水による斜面侵食（リル・ガリといった形態）より、雨滴による団粒破壊、分散、懸濁、移送による面状侵食（シートエロージョン）の方が、量的にははるかに多いとする見解（三原・1951）もある。したがって、単なる降雨量の大小より、降雨強度、連続性、雨滴径などとの関連性が強いのである。こうした点からも、使用する降雨装置の性能を検定しておくことが必要であろう。図-V-5に、本装置によるところの、降雨強度と運動エネルギーの関係を示す。これによると、自然降雨とはかなり相違することになる。原因としては、落下高さの不足と、ほぼ均一な水滴径から得られなかった点にあると思われる。いずれにしても、こうした結果を踏まえて、以下の実験結果を吟味する必要であろう。

2-2. 土壌流亡

凍結融解土および不凍結土の侵食実験結果を、図-V-6に示す。これから明らかなように、不凍結土の流亡土量は、降雨強度の増大に伴って

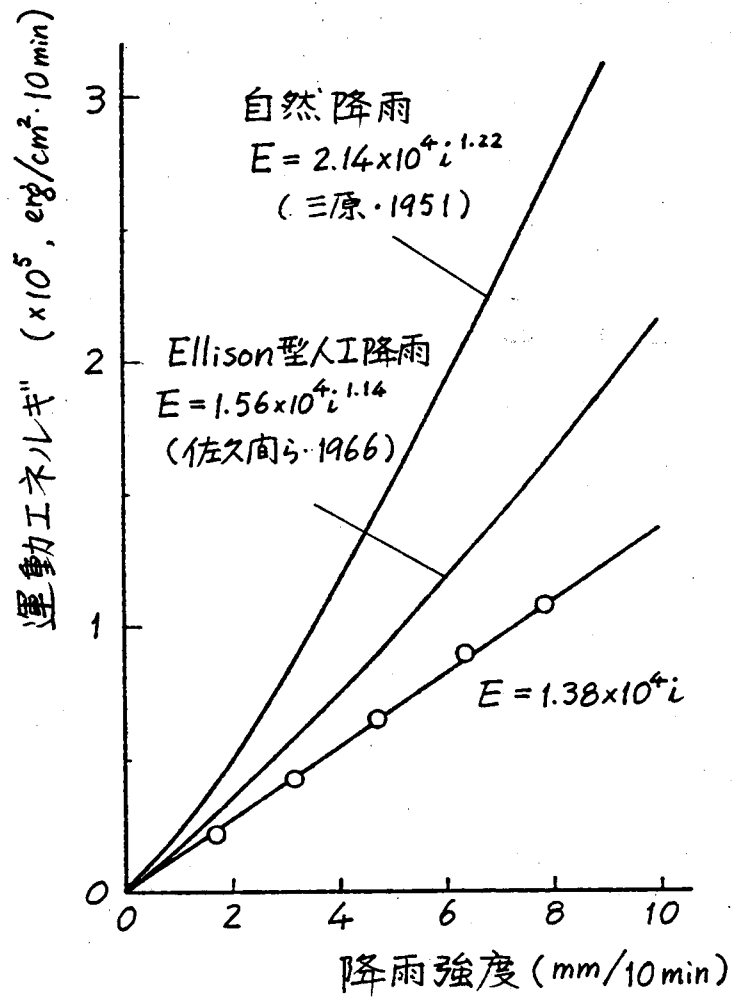


図-V.5 実験降雨の運動エネルギー

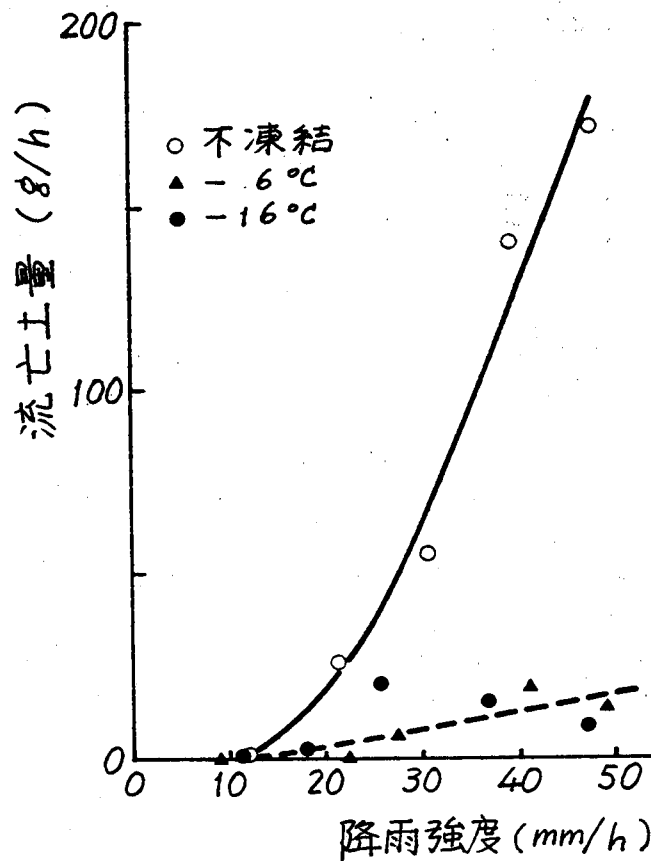


図-Ⅶ.6 凍結融解による土壌流亡状況の変化(人工降雨実験による)

激増する。しかし、凍結融解土の場合は流亡土量の極めて少なく、降雨強度が増大しても余り変化していない。このように、凍結融解作用の有無は、土壌侵食に対して重大な影響を及ぼすことが明らかとなった。

2-3. 浸入度

降雨強度と浸入度の関係を、図-Ⅶ.7に示す。これによれば、かなりおぼろつきはあるものの、凍結融解土の方が浸入度が大きく、また浸入

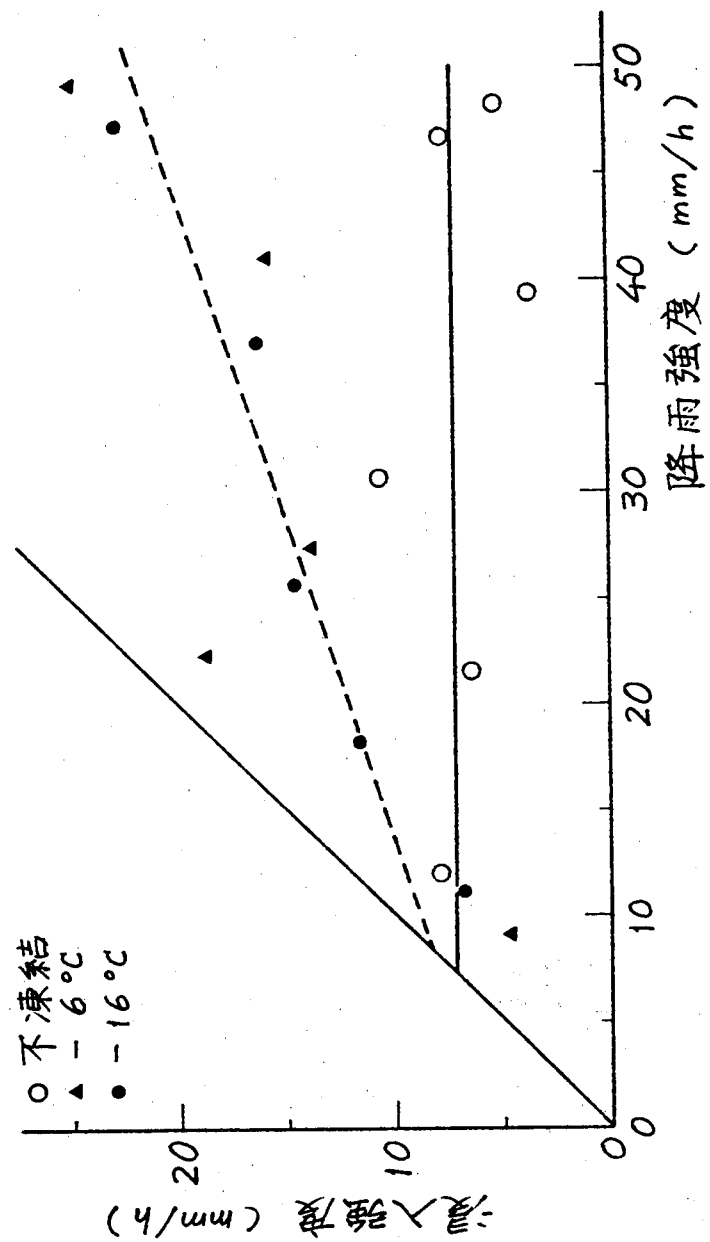


図-V.7 凍結融解による浸入状況の変化

度直線の傾きも大きいことが認められる。

前節の結果と合せて総合的に考えると、凍結融解作用の履歴の有無による土壌侵食状況の違いは、系全体の構造的変化に因るところが大きいということがわかる。すなわち、凍結融解土の場合、浸入度が大きく表面流出の小さいこと、流亡土量の少ないことの主因であると考えられる。これは、間隙水が凍結～融解する相変換過程で、粒子の配列が変化するなど、全体的な構造変化に起因するとみてよいであろう。

2-4. 透水係数と間隙率

降雨実験終了後、供試体からサンプリングして透水係数と間隙率を測定したところ、凍結融解土の透水係数は、不凍結土よりかなり大きな値を示した（その差は0.1%有意）。しかし間隙率については、両者の間に差異が認められなかった（表-V-2）。このことから、前述の系の構造変化は、間隙自体の存在形態の変化、いいかえると量的変化というより質的变化としてとらえることができそうである。

3. 凍結融解と土の耐食性

凍結融解作用の有無による土壌侵食の差異は、主として系の構造変化に起因するとした。しかし図-V-8に示すように、表面流出水中に含まれる流亡土量（濃度）にも、無視し得ない差があらわれている。このことは、凍結融解作用を受けた供試体の表土の方が、降雨に対する耐食性の高いことを示唆するものと考えられる。この観点から、土の耐食性が凍結融解作用によっていかなる影響を受けるかを検討していく。すなわ

表-V.2 侵食実験供試体の空隙率
と透水係数

処 理		空隙率 (%)	透水係数 ($\times 10^{-4}$ cm/s)
不凍結土		74.7	2.9
		72.4	1.0
		71.9	1.9
		71.5	0.9
		73.4	1.1
		72.1	1.4
凍結融解土	-6°C	69.6	5.6
		75.2	6.1
		72.2	4.8
		70.0	5.8
		74.4	5.7
	-16°C	70.8	2.7
		71.0	3.5
		73.0	3.7
		71.0	8.2
		72.3	6.4

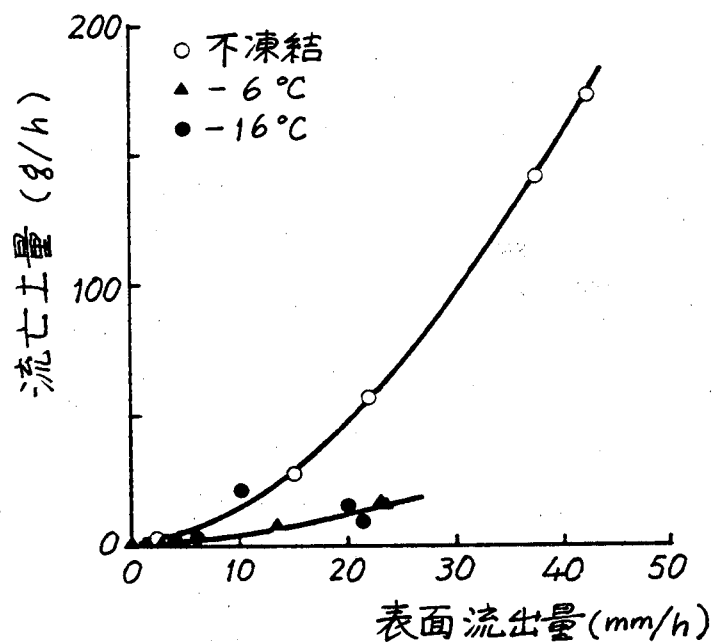


図-V.8 凍結融解による流出土砂
濃度の変化

ち、凍結融解前後での耐水性団粒径の変化を、実験的に検討した。

実験に用いた試料は、前出の試験でも使用した火山灰質フロボク土と称される土である。これを生土の状態で 4.76 mm ふるいにかけ、通過分を供試体とした。さらに、初期水分による凍結融解作用の景観度を比較検討するため、5段階の水分状態に調整した。この際、既存の団粒を破壊することのないよう、とくに留意した（長沢ら、1979a）。

耐水性試験には、団粒分析に用いられる Yorder 型水中篩別器を利用し、1時間の水中振とうにより耐水性を検討した。結果の表示には種々のものがあるが、とくに規定はなく、目的に応じて適当な表示法が採用されている。ここでは、平均重量直径（mean weight diameter）を指標として用いた。

5種類の初期含水比の供試体による、凍結処理温度と平均重量直径の関係を、図-V・9に示す。これによると、凍結融解作用により含水比110、120%の供試体の平均重量直径は増大し、それより高・低含水比では変化の少ないことがわかる。図-V・10により、このことはさらに明らかである。すなわち、平均重量直径は、不凍結土では含水比が高くなるに従い減少する傾向を示すのに対し、凍結融解土で

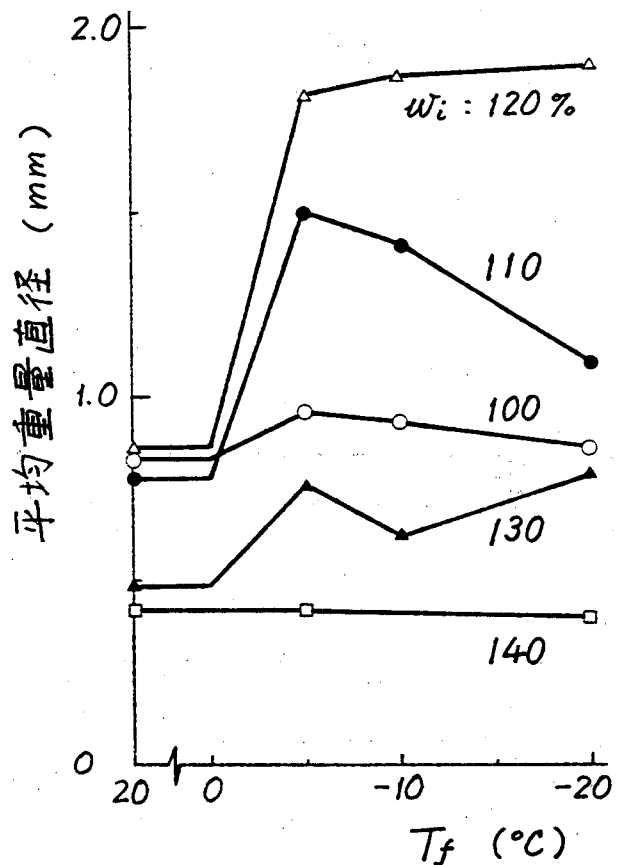


図-V・9 凍結融解による団粒径の変化

は含水比 120% でピークを示す。そして、高、低含水比では、凍結融解作用の影響がほとんどみられない。平均重量直径の増大は、大きな耐水性団粒が増加し、系の粗粒化したとみることが出来る。

凍結融解作用に伴う系の状態変化は、前述のように土中水の相変換過程に負うものである。つまり、形成される氷晶の「量」と「分布」によって系の状態変化の程度は異なり、これを規定する重要な因子の 1 つが

土中水分であることは論をまたない。図-V-11 は、耐水性実験で用いた試料の、凍結融解作用に伴う水分保持特性の変化を示すものである。前述の結果と同様、ここでも凍結融解土の水分保持力の低下が明らかである。水分保持力の低下する原因としては、主に乾燥変性に関連しているいくつかの説があるが、系の粗粒化による比表面積の減少と考えると、図-V-9、V-10 の結果とも付合ひ、興味深いところである。

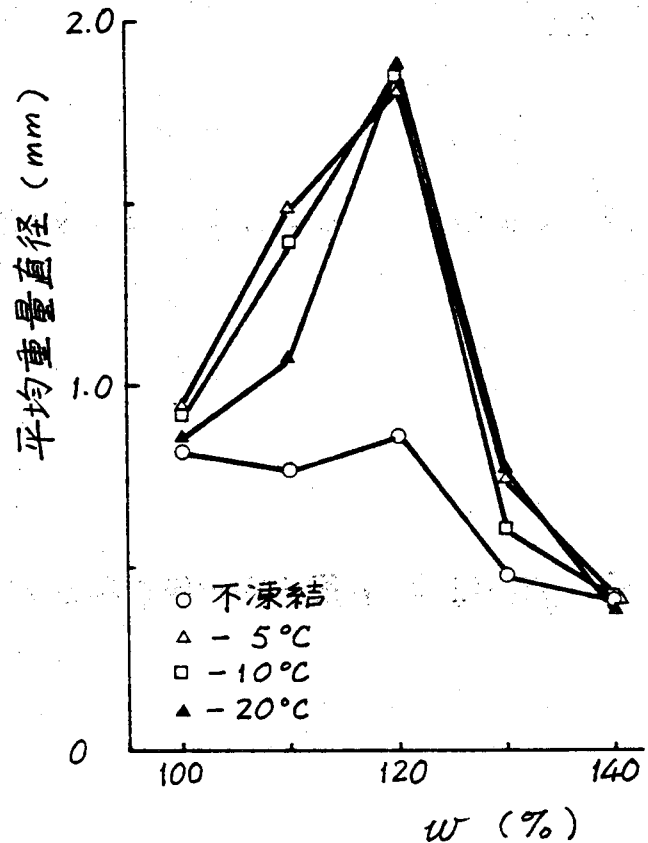


図-V-10 凍結融解による団粒径の変化

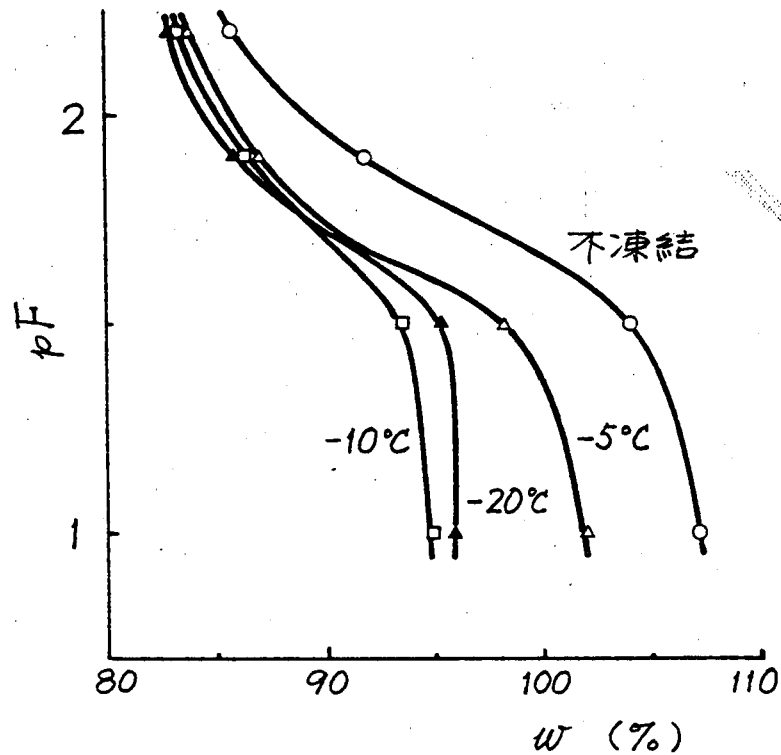


図-Ⅴ・11 凍結融解による水分保持力の変化

4. 論議

凍結融解と土壤保全の関連性は、それほど単純なものではないように思われる。すなわち、地盤の凍結・融解の時間的経緯と地表（圃場）面の被覆・形状の条件とのかね合いにより、予想される状況は非常に異なってくる。

地盤が凍結している時期は、土壤保全上とくに問題とはならない。最も危険なのは、地中に凍結層の残存する融解期である。この時期は、地表付近に過剰な間隙水が滞留している。そして、傾斜に沿ってこの過剰な間隙水が移動するに際して、表土も流亡するからである。地盤凍結の顕

著な北海道東部地方は、早春に低気圧（低気圧）に伴う豪雪に見舞われることが多く、これによる融雪水が重なり、融解時期の水食は一層激しくなることとなる。以上は比較的勾配の緩やかな圃場面の場合であるが、改良山成工に付随する切・盛土法面や法肩部、また水路や道路法面などの急傾斜部においては、融解水・融雪水による著しい侵食作用にさらされる。また、融解部分の土の自重で法部が崩壊したり、張芝が滑落することも多い。

地盤が完全に融解した後では、[土～水]系の強さない土自体の強さが低下しているため、急傾斜部での崩落現象（ソリフラクション）は続く。ただしこの現象は、ある一定の状態に達するものであり、例えば切土工初年度の融解後に、崩落はピークとなるであろう。しかし、融解後の圃場面は、凍結前の状態すなわち造成直後～秋季より耐食性が大きいと考えることができる（ただし極端な乾燥状態になりやすく、風食の問題は残る）ことから、緩傾斜圃場面においては、たとえ裸地状態であっても、水食の危険性はほとんど消滅する。これは、凍結融解作用が、土（地盤）の性質を変化させたことが原因となって、耐食性を高めたためである。これまでに検討してきた調査・実験結果をふまえて、以下にこれらの機構を再整理することにする（長沢・1982b）。

凍結融解に伴う土壌構造的な変化は、先に述べた理論・実験結果などから明白な事実であると思われる。比較的ミクロな観点からこれを整理すれば、つぎのようになるだろう。前述の浸入度の例は、極めて示唆に富む結果である。凍結融解による浸入度の増大と、浸入度直線の勾配の増加は、土壌構造が変化して表面の土壌間隙形態が粗大化したことを示している。模式的には、凍結前には均一な間隙径であったものが、融解後には凍結前より大きくてかつ不均一な間隙へと変化した。その際測定

いた空隙比は凍結融解の有無にかかわらず不変であったのに対し、透水係数は大きく異なり、凍結融解土で大きかったことがこれを裏付けている。また Chamberlain (1979) も、凍結融解によって空隙比はむしろ減少傾向となるにもかかわらず、透水係数は激増することを示した。これは、佐藤 (1974) も指摘しているように、系の集合分散に起因するものと考えられる。温度低下に伴う氷核の発生は、系内で均一に行われるものではなく、またその後の氷晶の成長過程を通じても、系内における水分の偏在化が進む。例えば、層間、団粒内等の場に拘束されている水分の抽出によって、また小さな氷晶はより大きな結晶へと込まれることなどを通じて、氷晶は成長する。これらの結果、土粒子系は集合分散状態となり、融解後も初期の状態に完全に回復しないと考えられる。この場合、土の性質、水分状態、凍結温度等が重要な因子となることは、論をまたない。

凍結融解を利用した汚泥処理においては、分散した汚泥を凝集、分離、脱水させて沈降させる (野田ら・1964、嶋田・1977)。この処理能力の決め手は、凍結速度を小さくすることとされ、懸濁剤の「凍結凝結」の発生条件でも、最大の影響因子は凍結速度とされている (中村・1975)。すなわち、緩慢凍結では氷晶が大きく成長し、粒子を局所に押し集めることができるが、急速凍結では氷核の発生のみが多くて氷晶の成長は行われないので、粒子の局所への移動が起こらず、したがって凝結は発生しないのである。このような懸濁系の凍結融解に伴う挙動は、大変示唆的であり興味深いものである。

以上に対して、ややマクロな観点からみると、つぎのようになる。供給可能な地下水が存在する場合には、氷晶が成長して土中にアイスレンズが形成される。このため土壌構造は、当然大きく変化する。しかし、

可視的なアイスレンズの発生がないような条件においても、土塊中には粗大なクラックが生じる。前述した脱水収縮試験後の土塊に、ゆっくり吸水させると、凍結融解土は表面に多数のクラックを発生させて膨張する。これの原因の1つは、凍結時の温度応力にもとづくクラックの発生と、そこへの氷晶析出によるクラックの拡大によるものと推定される。

このような、凍結融解による構造的な変化は、結果として「土～水」系を変化させ、相対的に疎水的な状態へと変化するようになる。そして、この状態変化が、現象的には系の保水性を低下させ、強さを低下させる原因となっている。しかしながら、土壌保全的な見地によれば、凍結融解作用は一方向的な水食増大要因とはいいい切れない側面を有する。この点を以下に整理する。

まず、「土～水」系の強さが弱化するにより、外力に対する抵抗性が減じる。これは、雨水、融雪水等の表面流出水による表土の流亡を増加させるであろう。また、切・盛土法面の崩壊や、山成造成などによる急傾斜の畑地表層の流亡を助長する。さらには、保水性の低下した融解表土は、春先極度に乾燥して風食作用を受け易くなっている。

一方、構造的な変化は、地盤の浸入性、透水性を増大させるため、表面流出自体を減少させる。表土の水食～保全を考える場合、この側面は実に重要なものである。したがって、圃場面が比較的緩やかで、かつ地盤下層まで完全に融解していれば、表土の流亡は凍結前に比較して格段に抑制されることになる。また、凍結時の水分状態にもよるが、耐水性団粒の生成も、水食軽減の因子として考えることができる。つまりこれは、雨滴の衝撃による分散、表面流出水による運搬作用を抑制することにつながるからである。

結局、土壤保全にかかわる凍結融解作用の影響は、凍結融解の様相、時間的・地形的条件、営農形態などの種々の因子によって複雑に発現するものであり、水食に対して増大・軽減の両側面を有しているのである。

VI. 北海道における土壌保全

近年の畜産振興策に伴う大規模な草地造成事業は、土地資源の豊かな北海道がその主役を担ってきた。しかし、寒冷な厳しい気候条件に加えて、多くの傾斜地といった土地条件は、農地保全上の問題を当初から内包していた。

農地造成工法として、近年、改良山成工法による畑の造成が盛んであるが、この場合には山成工法に比較して多くの土を動かすため、長い間に培われ安定した自然平衡系を破壊することになり、一層複雑な問題を含んでいる。それだけに、造成後の新しい系の秩序回復・保全には、最大の注意を払う必要がある。現在、各方面でこれらの計画・設計・施工に関する検討が進められているが、事業が先行している観は否められない。造成農地の崩壊や表土の流亡、また造成流域下流へ流出していく土砂による二次的諸問題などが表面化しつつある現在、効果的な対応策の早期樹立が望まれる。

さて、降雨の性質と地表面被覆の状態からみて、わが国では一般に秋季が1年中最も土壌侵食の激しい時期（限界侵食期）とすることができ（種田・1971）。しかし北海道の場合は、冬季の降雪もしくは地盤凍結という特有の条件下にあるため、春季の融雪・融解時期における侵食を無視するわけにはいかない。この点に関しては、既にいくつかの調査・報告がある（八鍬ら・1957、北農試・1956、1957、1958、佐藤・1973）が、いずれも特定圃場の特定時期（短期間）に関する検討となっている。そこで、春季融雪時期の土壌侵食状況をマクロな観点から検討する手段として、草地造成流域からの河川による土壌流出挙動を長期

にわたって観測した(長沢ら・1982a)。

河川を通じての土砂流出挙動を正確に把握することは、その測定に多大の労力と、ときに危険を伴うため容易なことではない。この測定が比較的容易にかつ連続自記できれば、この種の問題を検討するうえで極めて有効なものとなるに違いない。こうした立場から、市販の濁度計を利用して、天塩高台地区における流域下流への土砂流出挙動を調査した結果を以下に述べる。

降雨、流量、濁度は、図-VI-1 に示す各点で連続観測されている。土

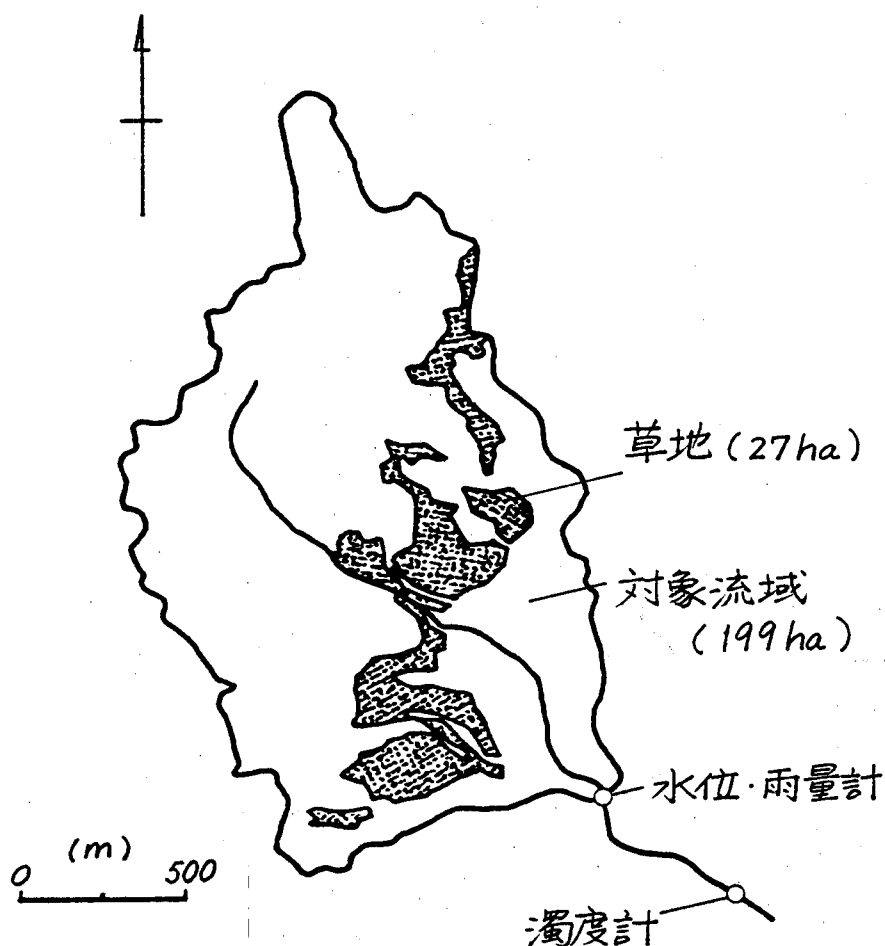


図-VI-1 調査流域と観測点
(天塩高台地区)

砂流出量は、濁度計（散乱光方式）により河川水の濁度を観測し、別途求めた河川水の〔濁度（濁度計指示値）～浮遊土砂濃度〕曲線によって換算した濁度（重量 ppm、河川濁度）から算出した。ここで観測される濁度は、河川の流送物質のうち浮遊物質を示す指標である。したがって、流域からの流出土砂の全量を把握することにはならないが、出水時の土砂流送形態は浮流が卓越するとの観点から検討を進める。出水時における土砂流出の様子には、このような連続記録によりはじめて明らかとなる。例えば、降雨～出水に伴う河川濁度、流出負荷の挙動は、特有のパターンを示す。河川流量の増減と、それに付随する土砂流出の変化挙動は、こうした手法によって適確に把握できるようになるのである。

本調査流域のような多雪地域では、春先の融雪期の流出が非常に大きく、年間の河川流出挙動に重要な位置を占めている。そして、負荷量は一般に、

$$Q_s = a Q^n \quad (6.1)$$

ここで、 Q_s : 河川負荷量、 Q : 河川流量、 a, n : 定数

とあらわすことができる（山根ら・1980）ことから、流出総負荷量は流量に支配されるとしても過言ではない。したがって、融雪期には土砂の流出量も大きなものになると推定できる。

本調査流域は、5月上旬まで残雪があり、1982年とはくに7、8月が湯水であったため、融雪期に占める流量の割合は非常に大きく、5割を超える（表-Ⅶ・1）。したがって、上述のように融雪期の総負荷量も大きくなることを予想されることから、多積雪地域における土砂流出を検討するに際しては、融雪期の挙動を重要視する必要がある。

本調査地区の融雪期間の流出は、14時頃ピーク流量に達し、夜中に最低となる正弦波形の変化挙動を示す。降雨時のように急激な流量増加はないから、降雨出水時とは明らかに異なった濁度変化を示すであろう。単一の降雨では、先行干天期間中における河床堆積物が最初に流亡するが、融雪期は定常的に表面流出があり、地表面侵食土壌つまり wash-load が常時供給されると考えることができる。それゆえ、この時期流量が増大するということは、表面流出水が増え、同時に大量の wash load が流路に流れ込むということになる。

流量 Q と負荷量 Q_s との関係を求めるため、1982年4月23日から5月4日までの融雪時期(12日間)の河川濁度 C を観測した結果を、図-Ⅶ.2 に示す(Q_s は C と Q の積として得られる)。このうち、4月23日～25日のデータをもとにして、前述の Q_s と Q の関係を求めると、次式のようになる。

$$Q_s = 2308 Q^{1.65} \quad (r=0.95^{**}) \quad (6.2)$$

つまり、1982年3月～10月の日総負荷量を、表-Ⅶ.2 に示す。融雪期の流出負荷推定式(6.2)によって求められる推定値も、カッコ内に表示してある。この表から明らかなように、6月以降の日総負荷量は極

表-Ⅶ.1 円山ウグシ川の月別流量

年	月	流量(m^3)
1981	11	86×10^3
	12	96
1982	1	45
	2	24
	3	96
	4	469
	5	135
	6	31
	7	38
	8	19
	9	30
	10*	8

注) 融雪期は3/29～5/5と推定され、この間の流量は $565 \times 10^3 (m^3)$ となり、全体の53%に達する。

* 10月は12日まで。

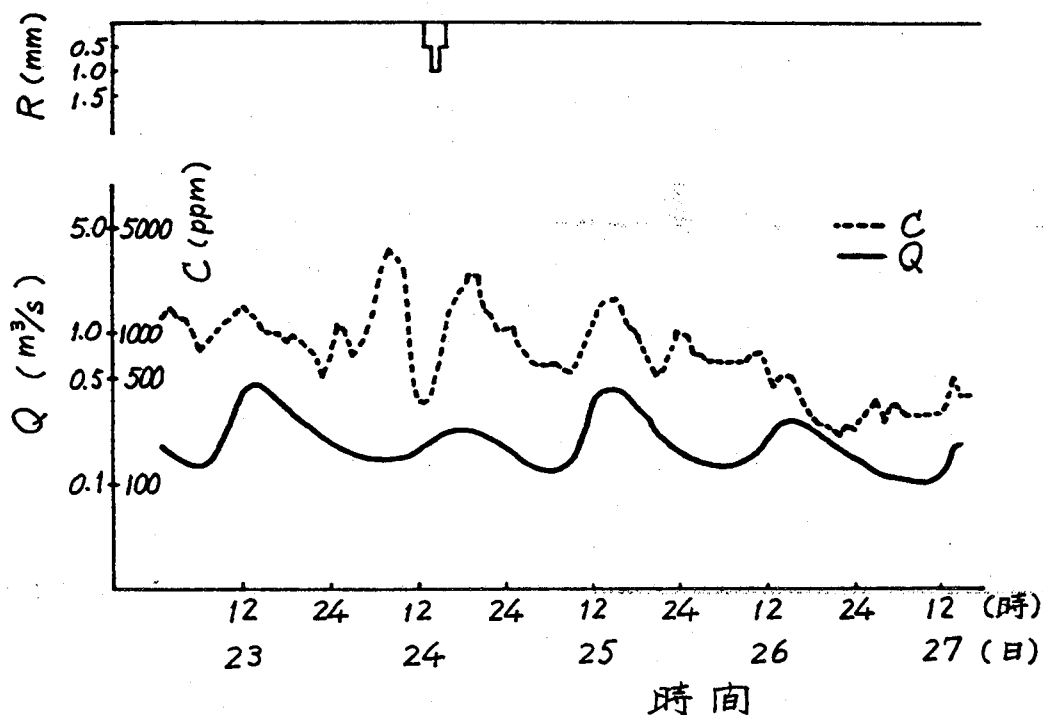


図-VI-2 融雪時のハイドログラフとポルートグラフ
(1982年4月)

めて少なく、わずかに7月12、13日の大雨に伴って大きな値を示すのみである。この期間中の総負荷量の大半は、融雪期に相当する4月23日～5月4日までの12日間で流れており、全体の54%に達する。しかも、濁度測定開始前の融雪期間中にも、当然土砂の流出が行われているはずであり、流量のデータ（年間を通じて記録）と(6.2)式から推定すると、3月29日から始まる融雪期の総負荷量は、73%にもなるのである。融雪期における土砂流出推定値には、データ不足による誤差や、記録紙上の測点の変動がはげしいことによる読みとり上の誤差のあることを考慮しなければならないが、いずれにしても融雪期には想像以上の大量の土砂が、流域外へと流れていることが確認できた。それゆえ、流域からの土砂流出を正しく把握するためには、降雨時はもち論であるが融雪期

表-Ⅶ-2 円山ウブシ川による総流出土砂量

(1982, 単位 ton)

日 月	3	4	5	6	7	8	9	10
1		(17.6)	7.3	0.1	0.03	0.02	*	0.03
2		(11.2)	9.8	0.2	0.03	0.02	*	0.03
3		(7.4)	14.1	0.1	0.03	0.02	0.02	*
4		(7.5)	17.3	1.5	0.03	0.02	0.02	*
5		(17.6)	(40.9)	0.9	0.04	0.03	0.01	0.3
6		(53.6)	(29.4)	0.2	0.04	0.03	0.01	3.3
7		(69.4)	(36.9)	0.1	0.04	0.02	*	0.4
8		(37.0)	(27.5)	0.1	0.05	0.03	*	0.04
9		(17.1)	9.5	0.1	0.04	0.02	*	0.02
10		(9.3)	2.3	0.1	0.04	0.05	*	*
11		(9.4)	0.8	0.1	0.3	0.03	*	*
12		(16.7)	6.2	0.1	47.7	0.02	*	0.2
13		(32.8)	0.3	0.1	24.0	0.02	*	
14		(29.7)	2.1	0.1	4.8	0.09	*	
15		(27.4)	0.3	0.1	(1.8)	0.03	0.3	
16		(53.9)	0.4	0.1	(0.05)	0.03	0.2	
17		(27.6)	0.4	0.05	0.07	0.2	0.2	
18		(23.1)	0.2	0.05	0.9	0.02	0.04	
19		(19.7)	0.2	0.05	0.07	0.02	0.03	
20		(21.7)	0.1	0.05	0.7	0.02	0.03	
21		(31.2)	0.1	0.05	0.1	2.6	12.0	
22		(42.1)	0.1	0.05	0.07	*	(16.6)	
23		24.8	0.1	0.05	0.05	0.6	0.5	
24		20.4	0.1	0.05	0.04	0.2	0.2	
25		23.4	0.2	0.05	0.03	0.1	0.2	
26		7.5	0.1	0.05	0.03	0.04	0.1	
27		4.7	0.1	0.05	0.03	(0.4)	0.1	
28		19.7	16.4	0.03	0.03	(0.5)	0.1	
29	(6.4)	6.1	0.6	0.03	0.03	(1.0)	0.03	
30	(42.5)	16.7	0.4	0.03	0.02	*	0.03	
31	(36.1)	*	*		0.02	(1.0)		
TC		123.3	90.4	4.64	79.36	4.28	14.12	4.32
TE	(85.0)	(706.3)	224.2		(81.21)	(7.18)	(30.72)	

注) TC: 実測月別合計, TE: 推定値を含む月別合計

() は推定値, * は欠測

にも充分力点を置いて調査・検討を行うことが必要である。

以上のように、融雪時期の土砂流出挙動を概観すれば、河川濁度自体は豪雨時のように高くないが、比較的一定した高濁度を伴う大量の融雪水が長時間持続するといえよう。したがって、全体的には、融雪時の流出土砂量の割合が非常に大きくなるわけである。このような状況は、地盤凍結を伴わない地域における例であるが、北海道東部の地盤凍結地域においては、春先に豪雪に見舞われる場合も多く、これが凍土層を残したまま融雪する時期が、またたとえ積雪条件がなくても、地盤の融解時期には河川水が褐濁している状況がよくみられることなどからしても、この時期が最も危険な状態であるといつてよい。

いずれにしても、積雪寒冷地における農地造成流域（とくに造成途次の場合）では、春先の融雪・融解時に大量の土砂を流域下流へ流出することが推定される。したがってこの時期を、寒冷地における限界侵食期として検討することは、まことに有意義なことであると考えらる。

大規模な草地の造成される場合、北海道では冬期間工事が休止される場合が多い。すなわち、図-17-3に例示されるように、山成造成工法による場合冬季は実作業工程からはずされ、一部裸地状態で越冬することである。この場合、造成傾斜圃場における水食の危険性は、造成過程に対応する地表状態と、降雨・融雪(解)条件により、同図下欄の模式のように示されるだろう。水食の危険性の最も大きい時期は、裸地で越冬した翌年の融解時と、白凡性・前線性などによる豪雨の可能性の大きい秋である。そして、牧草の生長(草地の完成)によって圃場の耐食性は高まり、安定状態へと推移していく。

上記の問題に対処するには、経済的・技術的に難しい点を含んでいるが、少なくとも水食の危険性の高い時期に、大面積の傾斜圃場を一

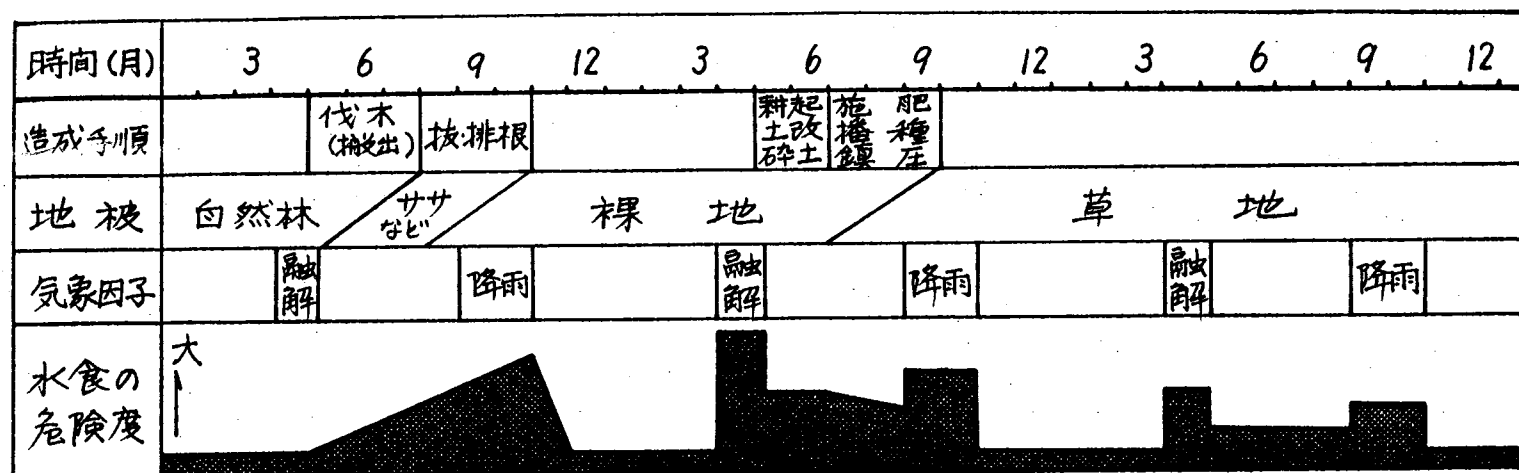


図-Ⅶ.3 寒冷地における山成草地造成過程での水食の危険性模式図

度に裸地状態として露出させないようにしなければならない。このような観点から、造成工事の時期や規模、工区割などを検討し、同時に保全対策を講ずることが必要である。水食防止のための農法的保全対策としては、土砂緩止林帯の適正配置や簡易造成工法（蹄耕法）による区域を機械造成工法による区域のなかに合理的に組込んでいく方法などが有効であろう。

北海道北部の積雪山林地帯において観測された、融雪水の流出挙動の事例によれば、実に融雪水の8~9割は浸透水として河川へ流出するといふ報告（小林・1983）がある。したがって、草地造成を有る場合には、傾斜圃場の中腹部あるいは谷沢への流入付近、谷頭部に適當幅の林帯を残置することで、かなりの水食抑制効果が発揮されるであろう。また、林床を破壊しない伐木地の水土流出は、立木のある場合とくらべて余り変化せず、十分な水食抑制効果を有するとされる。蹄耕法では、かなりの地表擾乱はあるものの、林床はある程度保存されたまま草地となるので、水食抑制効果が期待できる。

以上のような農法的水食防止策を実施し、補助的な手段として、地表水の浸透をうながすための土層改良工や排水系統の適正配備といった、土木的水食防止法を採用するのが、効果的かつ経済的であろう。

Ⅶ. 摘要

本論文では、積雪寒冷地の農地の土壌保全問題の実態を把握し、ひきつづき、とくに地盤の凍結融解に関連する農地基盤保全上の問題に論点を絞って検討を加えた。この過程で得られた知見を要約して列挙すれば、以下のとおりである。

- (1) 近年、府県において農地の潰廃が進むなかで、北海道の農地面積は増加傾向にあり、とくに牧草地面積の増加が目ざましい。現在わが国は、食糧自給体制への施策に基づき農用地造成事業を推進しているが、北海道は比較的土壌資源が豊かであり、農用地造成事業のウエイトが大きい。
- (2) 今後の農用地造成地は、地形条件の厳しい急傾斜山地を対象とすることになるから、農用地造成事業には計画当初から土壌保全上の問題を内包する場合が多い。
- (3) 北海道の気象特性として、年間の降水量は比較的小さいとはいえ融雪流出は非常に大きいこと、地盤凍結地帯が広域にわたることなどがあげられ、農地(土壌)保全の問題は府県とは異なる面が多い。
- (4) 水食危険降雨の頻度、地表面の被覆度により、一般に限界侵食期は8~9月とされるが、北海道の場合は融雪・融解時期の春季と、作物被覆の端境期となる秋季に水食の危険性が大きい。
- (5) 北海道における国営農地開発事業地区の侵食実態調査(1979)によれば、侵食発生時期は春と秋に集中していることが明らかとなった。秋の場合は豪雨に起因するものであり、春の場合は融雪水によるものである。後者には、地盤凍結が重要因子として介在し、最大の水食被

害は残雪上に降雨のあった時に発生している。また、土壌が火山灰系の場合の方が、非火山灰系の場合より侵食程度は大きくなり、斜面長・集水面積の大きな圃場ほど、同じく侵食の規模は大きくなる傾向が認められた。

(6) 森林の水食防止機能は非常に大きい。また農作物のなかでは、牧草の水食防止機能が飛抜けて大きく、ほぼ林地に匹敵する。したがって、草地造成途次にあられる裸地状態の期間を最小限にとどめる造成工程が必要である。

(7) 樹木、笹などの下草および厚く堆積した腐植層などに覆われた広い区域を草地化すると、従来の基盤の環境に変化が生じる。すなわち、山成造成草地は、林地にくらべて気象的な条件により鋭敏に反応するようになる。そして、地盤の凍結融解・積雪の消長・土壌の水分環境等の変化は、流域の水・土流出に少なからぬ影響を及ぼすものと考えられる。

(8) 寒冷地における侵食問題の研究対象地区として、東谷地区（池田町）と天塩高谷地区（天塩町）の草地造成地区で水食実態調査を行った。その結果、傾斜農地の水食に関して従来より指摘されている諸点が確認されたほか、施工方法・施工時期が造成後の水食に多大の影響を及ぼすこと、耐食性が大きいとされる草地でも適切な維持管理が必要なことなどが明らかとなった。

(9) 草地開発流域下流への土砂流出による悪影響を極力回避するため、傾斜圃場下流部を適切に処理する必要がある。すなわち、圃場面への侵食を防止することはもち論であるが、生産された土砂は圃場内で捕捉する方法もあわせて考慮する必要がある。

(10) 東谷地区において、地被条件と水食性の関連をみるために行った杆

試験の結果、牧草の水食抑制効果の著しいことを確認した。

(11). (8)~(10) の検討により、農用地造成に伴う土壌保全問題は、造成途次に出現する裸地～未熟な草地の期間にあることは明らかである。

したがって、この裸地状態がなるべく短期間でかつ融雪・融解時期、あるいは危険降雨の確率の高い秋季に遭遇しないような施工計画を立てるべきである。これにかわる手段としては、深耕法による造成区画の計画的導入や土砂緩止林帯の活用などが考えられるであろう。

(12). 傾斜枠試験のなかで、裸地斜面の流出や土壌流失が経年的に減少する結果を得た。これに対する原因は、地盤の凍結融解作用が主要なものであると考え、農地(土壌)保全問題と凍結融解現象の関連性を再整理するため、多角的な視点から検討を加えた。

(13). 凍結融解現象は、凍結過程で行われる間隙水の相変換によって初期の土壌構造を大きく変化させ、融解後の土の性質は凍結前にくらべて非常に異なったものとなる。

(14). 融解後の土の工学的諸性質は、凍結前にくらべて大きく変化する。この場合の変化挙動は、凍結温度、凍結～融解の経過、凍結速度、土の諸条件などによって左右される。そして、これらの諸要因は、凍結時土中に形成される氷晶の量と分布を規定することを通じて、融解土の性質に量産することになる。

(15). 融解土の土壌物理的な側面を検討した結果、[土～水]系の強さが凍結前に比較して相対的に弱化する事が明らかとなった。すなわち、系の保水性が低下したり、脱水収縮挙動が弱まることなどで端的に示されるように、間隙水と土粒子(行動単位)間の相互作用、いいかえると系全体の相互関係が非可逆的に弱化する。

(16). 凍結融解作用は、間隙水の相変換を通じて一種の乾燥作用と考えら

れ、また氷晶の消長を通じて一種の攪乱作用とも考えられる。現象的には、系を粗粒化したかのような挙動を示し、また閉鎖系凍結であるにもかかわらず加水したかのような様相を呈する。いずれにしろ、凍結融解作用は土ないし[土~水]系にとって、非常に大きな影響力を発揮する。

(17) 土の耐食性を検討するため、団粒径(平均重量直径)を指標として凍結融解の前後で比較すると、径が減することはない反面、ある条件下では増大することが認められた。耐水性団粒径の増大は、(16)でふれた系の粗粒化と付合する一方、汚泥処理に凍結融解を利用することとも相通じる現象である。

(18) 実際の圃場における融解期の保全問題を検討したところ、地中に凍土層の残存する融解期間中には、融解・融雪水による表土の流亡が認められたが、完全融解後には一挙に回復し、問題はほぼ解消する。

(19) 室内で精密な侵食実験を行った結果、凍結融解作用は水食を大幅に抑制することが明らかになった。これは前述のように、凍結融解作用が地盤内の土壤構造を変化させ、浸入・浸透性が高まった結果、表面流出が減少したことによる。このとき、系の空隙量は凍結融解前後で差のないことから、空隙の形態などの質的な面で変化が生じていることがわかった。

(20) 以上の検討事項を勘案しつつ、凍結融解作用と農地(土壤)保全との関連性を考察すると、一面的にはとらえきれない複雑性が浮び上ってくる。簡単に言えば、凍結・融解各過程の時間的経緯と、被覆・地形等の地表条件の兼ね合いで、その様相は異なってくる。すなわち、凍土層の残存する融解期は保全上非常に危険であり、急斜面は無論のこと、緩傾斜圃場にあっても著しい水食の発生する可能性が大きい。

この融解以後では、急傾斜面での侵食・崩壊は引続き生じるものの、緩傾斜面では全く問題はないことになる。

- (2) 北海道のような積雪寒冷地での農地保全を考える場合には、春季の融雪・融解に伴う水食を重視する必要がある。このことから、融雪・融解時期を限界侵食期として明確に位置付け、農地造成計画の樹立に当たっては十分な調査検討を行うことが望まれる。

Ⅷ. 結言

北海道のような寒冷地域においては、農地の土壌保全問題に、府県とは異なる条件を内包している。そして、近年、大規模な農用地造成が広範囲の傾斜地で盛んに実施されるようになってきたことから、土壌保全問題がフローズアップされるに至った。現在、この問題に対処するため、関係各機関で精力的な努力が続けられている。このような状況の中においても、豪雨時あるいは融雪・融解時に農地が崩壊・流亡するような報告が相次ぎ、また開発流域下流部では流出土砂による二次的問題が派生しつつあることなどから、可及的速やかな対応が必要である。

本論文で検討した諸事項により、寒冷地とくに地盤凍結地域における土壌侵食の機構が解明され、農地保全上の問題がある程度明らかとなった。しかしこれらが、実際の現場で応用されるには、個々の圃場の特質や経済的条件等を勘案しつつ、困難な問題を処理していかなければならない。今後に残された検討事項としては、例えば“つぎ”のようなものが挙げられよう。

i). 地中に凍土層の残存する時期の検討が不十分である。この時期が土壌保全上非常に重要であることは理解できるが、例えば勾配などの程度になれば融解水を含む表土は移動を始めるのか、といった具体的な数字は不明である。これを明確にするには、融解・融雪水の地中における移動と融解の面的挙動、地被による凍結・融解の差異、などの諸点を検証する必要があるだろう。

ii) 地盤凍結の生じない積雪地域での融雪水による表土の流亡は、非常に大きな課題であるが、その機構については不明な点が多い。融雪の

挙動や融雪水の流出経路、それらと地被条件との関連などについて、多くの検討すべき点がある。

iii) 現地での調査手法と実験室での再現・整合性の困難さがあげられる。

そこで、これに側面から対処する方法として、流域河川の土砂流送挙動を濁度により把握することが有効である。濁度測定に対応させて、気温・融雪量・雪温・流量等を観測し、これらのデータを総合的に検討すれば、確度の高い実情理解が得られるものと考ええる。そして、融解・融雪時の水食挙動を正確に予測することが、有効な農地保全対策の構築に大きく貢献するであろう。

〔謝辞〕

本研究は、文部教官として研究の緒についてはかりの1970年から開始し、以来13年余の間、諸先生の御指導を賜って続けてきた。この間、1974年には「凍結融解土の強さ特性について」のテーマで文部省科学研究費の補助（奨励研究A）を受け、また1976年には「土壤侵食に及ぼす凍結融解作用の影響」で、1978～79年には「融雪時における流出と土壤侵食に関する研究」、1981～82年には「寒冷地の草地造成に伴う水食発生機構に関する研究」で各々一般研究（C）の文部省科学研究費補助を受けた。さらに、1979～81年の3か年にわたり、北海道大学教授片岡隆四博士を中心とする「草地開発に伴う山地小流域の農業水文的研究」（一般研究B）のなかで土壤流亡を分担して調査実験を重ねた。

また本研究の内容は、著者が所属している北海道大学農学部土地改良学講座が、1971年以降12か年にわたって継続調査してきた「草地開発の水収支への影響」（北海道開発局委託研究）のうち、土壤侵食に関連する部分を多く含んでいる。この間、種々御便宜をおはかりいただいた関係

各位に深謝申し上げる。

本研究の取りまとめにあたり、北海道大学教授片岡隆四博士、同堂腰純博士、同前田 隆博士、同助教授梅田安治博士に、それぞれ多くの御助言を賜った。ここに、諸先生の御指導と御教示に対し、謹んで感謝の意を表わす。

なお、本研究を進めるにあたり、北海道大学助手桜田純司先生には終始親身な御助言をいただき、また土地改良学講座の毎年の大学院生・専攻生の諸君には、現地調査・資料整理等に多大の御協力と御援助を得た。記して、深甚の謝意を表わす次第である。

[引用文献]

赤沢 伝 (1982) 傾斜畑における土壌水食防止対策

Aldrich, H.P., H.M. Paynter (1953) First Interim Report, Analytical Studies of Freezing and Thawing in Soils, Arctic Construction and Frost Effects Laboratory, New England Division Corps of Engineers, Boston, Mass.

Andersland, O.B., W. Akili (1967) Stress Effect on Creep Rates of a Frozen Clay Soil, *Geotechnique*, 17, pp. 27~39

Andersland, O.B., D.M. Anderson (1978) *Geotechnical Engineering for Cold Regions*, p.80, McGraw-Hill

Anderson, C.H., A. Wenhardt (1965) Soil Erodibility Fall and Spring, *Can. J. Soil Sci.*, 46, pp. 255~259

Barer, L.D. (1940) *Soil Physics*, p.430, Modern Asia Ed.

Benoit, G.R. (1973) Effect of Freeze-thaw Cycles on Aggregate Stability and Hydraulic Conductivity of Three Soil Aggregate Sizes, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 37(1), pp. 3~5

Bisal, F., K.F. Nielsen (1967) Effect of Frost Action on the Size of Soil Aggregates, *Soil Sci.*, 104(4), pp. 268~272

Casagrande, A. (1931) Discussion, A New Theory of Frost Heaving, *Proc. Hwy. Res. Board*, 11, pp. 168~172

Chamberlain, E.J., A.J. Gow (1979) Effect of Freezing and Thawing on the Permeability and Structure of Soils, *Ground Freezing*, pp. 73~92, Elsevier

Chamberlain, E.J. (1982) Overconsolidation Effects of

- Ground Freezing, Ground Freezing 1980, pp. 97~110, Elsevier
- Chepil, W. S. (1954) Seasonal Fluctuation in Soil Structure and Erodibility of Soil by Wind, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 18, pp. 13~16
- Fletcher, N. H. (1970) The Chemical Physics of Ice, Cambridge Univ. Press, (日本語訳) 前野紀一 (1974) 氷の化学物理, p. 90, 共立出版
- 福田仁志 (1936) 東京大学農学部紀要, 13, pp. 453~
- 福田正己、井上正則 (1973) 凍土の動的性質について I、低温科学, A 31, pp. 245~259
- 福田正己、先川信一郎 (1975) 凍土の熱伝導率の測定、低温科学, A 33, pp. 259~263
- 藤原咲平 (1923) 霜柱に就て、気象集誌、II-2, pp. 55~58
- 古谷 将、武井輝國 (1965) 私信
- 古谷 将 (1983) 農業土木における凍害とその対策 (その3) — 農地の凍害 —, 農土誌、51(4), pp. 55~62
- Gardner, R. (1945) Some Effects of Freezing and Thawing on the Aggregation and Permeability of Dispersed Soils, Soil Sci., 60, pp. 437~443
- 自由学園自然科学グループ (1937) 霜柱の研究
- Gustafson, A. F. (1937) Conservation of the Soil
- Haynes, F. D. and J. A. Karalius (1977) Effect of Temperature on the Strength of Frozen Silt, CRREL, Report, 77(3), p. 27
- 東 晃 (1954) 北海道の土壤凍結、農業物理研究, 3, pp. 145~157
- 東 晃 (1981a) 寒地工学基礎論, p. 31, 古今書院

東 晃 (1981b) 寒地工学基礎論, pp. 129 ~ 132, 古今書院

東 晃 (1981c) 寒地工学基礎論, p. 152, 古今書院

Hinman, W. C., F. Bisal (1973) Percolation Rate As Affected by the Interaction of Freezing and Drying Processes of Soils, Soil Sci., 115 (2), pp. 102 ~ 106

久末 勉 (1960) 十勝火山性土の土壤凍結と流亡に関する研究 — 第2報、春季融凍時の土壤侵蝕と作物に及ぼす影響 —, 北農, 27(6), pp. 7 ~ 10

Hoekstra, P. (1969) The Physics and Chemistry of Frozen Soils, Hwy. Res. Board, Special Rep. 103, pp. 78 ~ 90

Hoekstra, P., D. McNeill (1973) Electromagnetic Probing of Permafrost, North Am. Contrib, Proc. 2d Int. Conf. Permafrost, Yakutsk, USSR, National Academy of Sciences, Washington, pp. 517 ~ 526

北海道開発局 (1972) 草地開発の水収支への影響 — 東谷地区流出機構調査中間報告 —

北海道開発局 (1974) 草地開発の水収支への影響 — 天塩高谷地区流出機構調査、昭和49年度報告 —

北海道開発局農業水産部 (1982) 事業要覧、北海道開発協会

北海道農業試験場農芸化学部 (1956) 十勝火山性土の土壤凍結と流亡に関する試験、北農試農芸化学部成績概要、pp. 27 ~ 42

北海道農業試験場農芸化学部 (1957) 十勝火山性土の土壤凍結と流亡に関する試験、北農試農芸化学部試験研究成績概要、pp. 67 ~ 76

北海道農業試験場農芸化学部 (1958) 十勝火山性土の土壤凍結と流亡に関する試験、北農試農芸化学部試験研究成績概要、pp. 53 ~ 66

Holý, M. (1980) Erosion and Environment, p. 170, Pergamon Press

今屋昭夫 (1980) アメリカにおける土壌侵食研究、農地保全の研究、1, pp. 43 ~ 54

井上正則、木下誠一 (1975) 凍土の圧縮強度と動的性質、低温科学、A 33, pp. 243 ~ 253

石川政幸、鈴木孝雄 (1961) 土砂流出防止林帯の幅について、日林支講、10, pp. 155 ~ 160

石川政幸、鈴木孝雄 (1964) 北海道における1964-65年冬の最深凍結深の分布、林試道支場年報, pp. 238 ~ 248

Iwata, S. (1974) A Quantitative Dependence of Unfrozen Water in a Partially Frozen Soil on Original Water Content, Trans. 10th International Congress of Soil Sci., pp. 56 ~ 61

岩田進午、前田 隆 (1979) 土の物理学、p. 295、森北出版

Kaplar, C.W. (1963) Laboratory Determination of the Dynamic Moduli of Frozen Soils and Ice, Proc. Permafrost International Conf., pp. 293 ~ 301, National Academy of Sciences

河上房義 (1968) 融解期における地盤の軟弱化現象について、土と基礎、16(10)、pp. 47 ~ 52

川野昌美 (1932) 霜柱の生長の速度に就て、気象集誌、II-10, pp. 221 ~ 225

片岡哲之、緒形信英、安田正幸、武井光男 (1980) 凍結土の力学的特性(4a3)、15土質工学研究論集、pp. 661 ~ 664

木下誠一、大野武敏 (1963) 凍土力 I、低温科学、A 21, pp. 117 ~ 139

木下誠一、鈴木義男、堀口 薫、田沼邦雄 (1969) 凍土と地下水位と

- の関係 I、低温科学、A27、pp. 367~377
- 木下誠一、鈴木義男、堀口 薫、田沼邦雄 (1970) 凍上と地下水位との
関係 II、低温科学、A28、pp. 325~336
- 木下誠一 (1972) 凍上力実験、低温科学、A30、pp. 191~201
- 木下誠一 (1973) 凍上について、土質工学会道支部講演会、pp. 5~12
- 木下誠一 (1975) 土の凍結に伴う水分移動を求める三つの方法、12
自災科学総合シンポ、pp. 313~314
- 木下誠一 (1977) 土の低温特性、土と基礎、25(7)、pp. 5~9
- 木下誠一、福田正己、矢作 裕 (1978) 北海道における土の凍結深
の分布、自然災害資料解析、5、pp. 10~15
- 木下誠一 (1980) 永久凍土、pp. 161~167、古今書院
- 木下誠一 (1981) 凍上の機構、冷凍、56、pp. 81~88
- 小峠 尚 (1974) 凍結・融解作用にかゝる微地形、科学、44(1)、
pp. 708~712
- 小林大ニ、田中夕美子、本山秀明 (1983) 融雪洪水の流出機構、
20 自災科学総合シンポ、pp. 108~111
- Laguros, J. G. (1969) Effect of Temperature on Some Engi-
neering Properties of Clay Soils, Hwy. Res. Board, Special
Rep. 103, pp. 186~193
- Mackay, J. R. (1974) Reticulate Ice Veins in Permafrost,
Northern Canada, Can. Geot. J., 11, pp. 230~237
- Meginnis, H. G. (1935) Effect of Cover on Surface Run-off
and Erosion in the Loessial Uplands of Mississippi, U.S.
Dept. Agr. Forest Service Circular, p. 347
- 三原義秋 (1951) 雨滴と土壤侵食、農技研報告、A-1、pp. 1~51.

Miller, R. D. (1980) Freezing Phenomena in Soils, In: Hillel, D. (Editor), Applications of Soil Physics, pp. 278~283, Academic Press

宮坂増穂 (1953) 土壤侵蝕と耕地の条件とについての調査研究, 農業気象, 8, pp. 57~60

本村 悟 (1979) 水蝕発生予察図の作成、ペドロジスト, 23(1), pp. 2~9

村井 宏 (1971) 森林と地表流下・浸透・土砂流出・侵蝕との関係(2) 水利科学, 80, pp. 62~85

村井 宏 (1974) 林地の草地転換が地表流下・浸透および土砂流失に及ぼす影響、水利科学, 99, pp. 57~85

村尾恭一 (1957) 凍上機構について、土と基礎, 5(3), pp. 17~20

長沢徹明 (1975 a) 凍結融解土の工学的特性について、農土誌, 43(10), pp. 62~66

長沢徹明・梅田安治 (1975 b) 土の強さに及ぼす凍結融解過程の影響 — 凍結・融解土の特性に関する研究(Ⅱ) —、農土論集, 60, pp. 19~23

長沢徹明・片岡隆回・梅田安治・梅田純司 (1977) 草地開発による土壤侵食の実験的調査 — 草地開発の水収支への影響(5) —、26農土学会道支部研究講要集, pp. 13~16

長沢徹明 (1978 a) 凍結融解土の2, 3の物理的性質について — 凍結・融解土の特性に関する研究(Ⅲ) —、農土論集, 74, pp. 7~11

長沢徹明・梅田安治 (1978 b) 凍結融解土の一軸圧縮強さ特性について — 凍結・融解土の特性に関する研究(Ⅳ) —、農土論集, 75, pp. 62~67

長沢徹明・村瀬 豊 (1978c) 土壤侵食に及ぼす凍結融解作用の影響

について (I)、昭53 農土学会講要集、pp. 68~69

長沢徹明・梅田安治・加藤 聡 (1979a) 土の耐水性に及ぼす凍結融

解作用の影響について、14 土質工学研究論集、pp. 673~676

長沢徹明 (1979b) 土壤の凍結・融解現象 — 寒冷地農業の課題 —,

畑地農業、245, pp. 25~31

長沢徹明・梅田安治 (1981a) 凍結融解土の諸性質について、土と基

礎、29(2)、pp. 39~46

長沢徹明・梅田安治 (1981b) 凍結融解土の圧縮挙動について (I)、

昭56 農土学会講要集、pp. 253~254

長沢徹明・梅田安治 (1981c) 土の耐水食性に及ぼす凍結融解作用の

影響 — 凍結・融解土の特性に関する研究 (V) —、農土論集、94、

pp. 48~54

長沢徹明・油川潤一 (1982a) 流域外への土壤流亡量の推定について、

昭57 農土学会講要集、pp. 405~406

長沢徹明 (1982b) 凍結融解による土壤構造の変化、21 土壤物理研

究部会シンポジウム、pp. 69~88

長沢徹明 (1983a) 農業土木における凍害とその対策 (その1) — 凍

結・凍上 —、農土誌、51(2)、pp. 49~57

長沢徹明・梅田安治 (1983b) 農業土木における凍害とその対策 (そ

の2) — 凍結土・融解土の特性 —、農土誌、51(3)、pp. 45~52

中村章夫 (1975) 懸濁剤の凍結凝結、表面、13(1)、pp. 1~10

中谷宇吉郎・菅谷重二 (1942) 凍上の物理、応用物理、11、pp. 160~165

中谷宇吉郎・孫野長治 (1944a) 凍上の実験的研究、低温科学、1、

pp. 37~51

中谷宇吉郎、荒川 淳 (1944b) 凍結による土壌の体積変化について、

低温科学、1、pp. 1~11、岩波書店

西潟高一 (1963) 北海道における土壌侵蝕発現基盤とその防止に関する研究、北農試報告、62、pp. 1~194

Nixon, J. F., E. C. McRoberts (1973) A Study of Some Factors Affecting the Thawing of Frozen Soils, Can. Geotech. J., 10, pp. 439~452

野田旺六、神山桂一、高桑哲男、安久津赳 (1964) 凍結融解を利用した汚泥処理の研究、衛生工学、9、pp. 41~53

佐久間敏雄、岡部福夫 (1966) 人工雨による土壌浸食の研究、土木試験所報告、40、pp. 13~56

佐藤拓次郎、吉田 亨、福地耕三、佐久間敏雄、相馬敏夫、小林信也 (1969) 北見地域における土壌保全調査について、土木試験所報告、50、pp. 65~117

佐藤裕一 (1973) 土壌の凍結融解と侵食について、農土論集、44、pp. 28~33

佐藤裕一 (1974) 凍結・融解土壌の物理性(I)、農土論集、49、pp. 7~12

Sayles, F. H. (1966) Low Temperature Soil Mechanics, U.S. Army Cold Reg. Res. Eng. Lab. Tech. Note, Hanover, N.H.

Sillanpää, M., L. R. Webber (1961) The Effect of Freezing-thawing and Wetting-drying Cycles on Soil Aggregation, Can. J. Soil Sci., 41, pp. 182~187

嶋田富雄 (1977) 汚水で脱水処理への凍結融解法の利用、日機誌、80、pp. 82~87

Slater, C.S., H. Hopp (1949) The Action of Frost on the Water-stability of Soils, J. Agr. Res., 78(10), pp. 341~346

Soulides, D.A., F.E. Allison (1961) Effect of Drying and Freezing Soils on Carbon Dioxide Production, Available Mineral Nutrients, Aggregation and Bacterial Population, Soil Sci., 91(5), pp. 291~298

相馬射之、前田 隆 (1974) 火山性ローム土の初期含水比が液性限界におよぼす影響、農土論集、49、pp. 27~34

Taber, S. (1930) Freezing and Thawing of Soils As Factors in the Destruction of Road Pavements, Public Roads, 11, p. 113

只木良也、赤井龍男 (1974) 森 — そのいくみとははらき —、p. 194, 共立出版

高木俊介 (1981) 論理的凍上理論の現状と将来、土と基礎、29(2), pp. 1~8

高志 勤 (1970) 凍上・沈下と施工対策、施工技術、3(3), pp. 12~18

竹中 肇 (1966) 収縮試験より見た土の工学的性質、11土質工学シンポジウム、pp. 63~67

種田行男 (1971) 農地保全工学、p. 83、農林技術出版社

種田行男 (1981) わが国における農地の土壌侵食の予測、農土誌、49(7)、pp. 41~42

土谷富士夫、松田 豊 (1975) 凍結融解による火山灰土壌の団粒の安定性と透水性、昭50農土学会講要集、pp. 282~283

土谷富士夫、松田 豊 (1977) 凍結融解が火山灰土壌の団粒に与える

影響について、農土論集、69、pp. 13~21

Tsytoovich, N. A. (1975 a) The Mechanics of Frozen Ground,
McGrow-Hill

Tsytoovich, N. A. (1975 b) The Mechanics of Frozen Ground,
p. 49, McGrow-Hill

Tsytoovich, N. A. (1975 c) The Mechanics of Frozen Ground,
p. 116, McGrow-Hill

Tsytoovich, N. A. (1975 d) The Mechanics of Frozen Ground,
p. 131, McGrow-Hill

Tsytoovich, N. A. (1975 e) The Mechanics of Frozen Ground,
p. 158, McGrow-Hill

Tsytoovich, N. A. (1975 f) The Mechanics of Frozen Ground,
p. 220, McGrow-Hill

梅田安治、長沢徹明、片岡隆四 (1971) 凍結融解土の強度特性について、昭46 農土学会講要集、pp. 181~182

梅田安治、長沢徹明 (1974) 凍結融解土の水分特性とせん断強度
—凍結・融解土の特性に関する研究(I)—、農土論集、54、
pp. 6~10

内田勝利 (1982) 舌した土の初期水食に及ぼす下層土の透水性の影響、農土誌、50(6)、pp. 13~16

Vallejo, L. E., T. B. Edil (1981) Stability of Thawing Slopes;
Field and Theoretical Investigations, 10th ICSMFE, pp.
545~548

van Bavel, C. H. M. (1949) Mean Weight Diameter of Soil
Aggregates As a Statistical Index of Aggregation, Soil

Sci. Soc. Am. Proc. , 14 , pp. 20 ~ 23

Williams, P. J. (1964) Unfrozen Water Content of Frozen Soils and Soil Moisture Suction , Geotechnique , 14 (3) , pp. 231 ~ 246

Wischmeier, W. H. , D. D. Smith , R. E. Uhland (1958) Evaluation of Factors in the Soil Loss Equation , Agr. Eng. , 39

八幡敏雄 (1975) 土壌の物理 , pp. 158 ~ 160 , 東大出版会

八鍬利助、藤井重人 (1953) 融雪水及び凍土の融解水による土壌の侵蝕について、北大農学部邦文紀要 , 1-3 , pp. 216 ~ 221.

八鍬利助、石井 衛、工藤勇夫 (1957) 土壌侵蝕に関する研究 (第4報)、雪及び凍土の融解水による土壌侵蝕 , 農業気象 , 12 , pp. 111 ~ 112

山田 忍 (1968) 火山性土の凍結を左右する因子 , 土壌の生成・分類・調査とその活用 , pp. 67 ~ 68 , 養賢堂

山口高志、吉川勝秀 (1980) 河川の水質・汚濁負荷量に関する研究 (II) — 水質・負荷量の水文学的なシミュレーションおよび限られたサンプルによる総負荷量の推定を中心に — , 土木研究所報告 , 154 , pp. 1 ~ 43.

山崎不二夫、須藤清次 (1965a) 土の工学的挙動 — 関東ロームを中心として — , 農土論集 , 14 , pp. 1 ~ 10

山崎不二夫、竹中 肇 (1965b) 1/2 乾がアツタベルグ限界に及ぼす影響 , 農土論集 , 14 , pp. 46 ~ 48.

山崎不二夫 (1972) 農地工学 (下) , p. 468 , 東大出版会

Yong, R.N. , B.P. Warkentin. (1966) Introduction to Soil Behavior , p.411 , Elsevier

Yong, R.N. (1967) On the Relationship between Partial Soil Freezing and Surface Forces , In: Oura, H. (Editor), Physics of Snow and Ice , Inst. Low Temp. Sci. , Hokkaido Univ. , 1 , pp. 375~385