



# HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	海氷の研究（第15報）：氷丘脈とその生成について
Author(s)	福富, 孝治; FUKUTOMI, Takaharu; 楠, 宏 他
Citation	低温科学, 8, 59-88
Issue Date	1951-12-30
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/17509">https://hdl.handle.net/2115/17509</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	8_p59-88.pdf



## 海氷の研究 (第15報) 氷丘脈とその生成に就いて\*

福富孝治 楠 宏

(低温科学研究所 海洋学部門)

(昭和25年12月受理)

### I. 緒 言

昭和19年以来毎冬2月中旬から3月上旬の盛氷期に北海道オホツク海岸の網走又は紋別において沿岸の海氷観測を実施している。年によりその様子は決して一定ではないが、港内や岸から数10mから数100mの間にはその場所で海水が凍結して生じた20~40cmの厚さの平らな沿岸結氷があり、その沖には漂着固結した接岸氷野が拡つている。沿岸結氷は早い年で12月末、平年には1月初旬に始まるのであるが、流水の襲来は1月から多くは2月にかけて起る。そして段々と接岸氷野の廣さを増す。網走到於ては2月中旬から下旬の頃その面積は最大となり距岸10裡にも及ぶことがある。3月、4月には接岸氷野は沖の方から段々壊れて流失して平均4月20日(早い年では3月中、遅い年には5月になることもある)頃全く氷が見えなくなる。

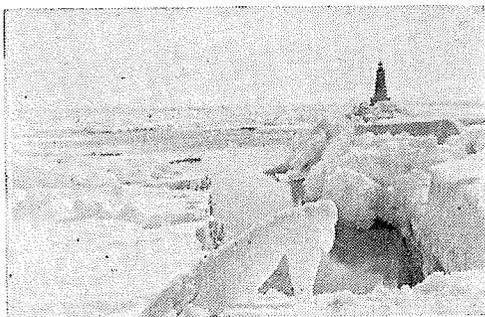
接岸氷野(写真1~2)は氷丘野(hummocky field)をなしている部分と比較的に平らな平坦海水(level ice)の部分とからできている。氷丘野とは一面に結氷の破片が犬牙状に突出したり積重つて氷丘(hummocked ice)(写真3)を形成したり或は氷丘が脈状に連つて氷丘脈(hummocky range, pressure ridge)の列を形づくつている氷野を言ふのである。しかし平坦な結氷の部分にも氷丘や氷丘脈(写真4,5,6)は多少は存在する。

筆者等はこれらの氷丘脈についてこれを切断して構造をしらべたり、又氷丘脈が生成しつあるのを屢々観察した。まだ将来も引続いて研究を行ふつもりではあるが、今までに得た研究の結果から氷丘脈の構造、生成の経過、氷丘生成を引起す氷圧の原因等について以下に論じてみようと思ふ。

### II. 氷丘脈は如何なる場所に見られるか

氷丘脈は網走、紋別等に於て筆者等が観察したところでは、接岸氷野と沿岸結氷との境界

\* 北海道大学低温科学研究所業績 第137号 昭和23年10月15日 日本海洋学会(函館)に於て発表



第1図A (写真1) 接岸氷野 (網走)



第1図B (写真2) 接岸氷野 (網走)



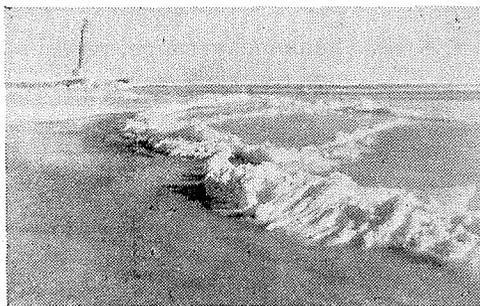
第1図C (写真3) (海岸)氷丘 (網走)



第1図D (写真4) 氷丘脈と氷丘(網走)



第1図D (写真5) 氷丘脈と氷丘 (網走)



第1図D (写真6) 氷丘脈 (網走)  
(第6図スケッチ参照)

の部分、時に沿岸結氷中の割目の部分、接岸氷野中の氷丘野と平坦海氷との境界の部分、接岸氷野中の氷湖に張りつめた結氷と氷野との境界の部分、接岸氷野が海岸に接觸している部分等いづれも氷の block と block 又は海岸との境界の部分に存在するのが見られ又新しく生成するのが観察された。氷丘脈はこの境界附近に境界に略々平行に発達している。

### III. 氷丘脈の大きさ

普通山脈状を呈して小規模のものではその延長10m, 大規模のものでは100mにも達する。時として独立に山塊状をなして氷丘 (hummocked ice) と呼ばれているが、これも多くは氷丘脈の一部が大きく発達したものであり、2つ以上の氷丘脈の交叉部に大きく生じているものもある。稀には流水が沖から侵入した際氷岩が沿岸の浅瀬に乘上げて生じた坐氷 (stranded ice) と呼ばれる氷丘もある。

氷丘脈或は氷丘の高さは網走・紋別附近では周囲の平らな氷面からたかだか3m位で普通に見られるのは1m位のものである。しかし、海岸で底のついた所謂海岸氷丘 (coastal hummocked ice) では3m位の高さのものは稀ではない。極海に於ては10mにも達するものがあることが報告されている。

### IV. 氷丘脈の形、構造及び生成等の観察と氷丘脈の分類

さて筆者等は氷丘脈の構造をしらべるに際して氷丘野に存在する互に隣接重疊しているような複雑な氷丘脈をさけて平坦な氷の部分に存在する独立した氷丘脈を選んだ。そしてその延長方向に直角な一断面を選び先ず氷の表面の水準測量を行つてその上面の形をしらべ、次にその方向に30cm位の幅で氷を大きな鋸で切つて取除き氷の下面の水準測量を行つてその下面の形をしらべた。氷の切り取りの際にはなるべくその原形をこわさないように注意した。これを氷上に持上げてその各部の氷厚、構造をしらべ、所々で水面の位置、氷中の塩素量、下の海水の塩素量等をしらべた。

寒地の河で見られる氷丘脈<sup>(1)</sup>は表面は上に突出しているが下面は上方に凹んでいることが観察されている。海氷の氷丘脈の場合は全くその様子が異なり下面が氷丘脈の部分で概して下に突出しており、これは上面の突出が大きい程著るしく表面の突出が1m位であれば下面の突出は2~3mはある様である。従つて筆者等の使用した歯あたり1.5m位の鋸ではちよつと大きい氷丘脈の切断は不可能で、遺憾ながら厚さ1.5m以下の小規模な氷丘脈しか切断できなかつた。

今までに13の氷丘脈について調査を行つたが、その測定結果は第1表及び第3図、第4図第5図に示した。

氷丘脈の形、構造及び生成の観察結果から筆者等は氷丘脈を次に述べるA, B, Cの3つの型に分類してその構造、生成等を説明しようと思う。

第 1 表 (表中の上面の高さ、下面の高さは断面毎に異つた或る基準に依つたもので、その絶対値には意味がない)

測点 番号	A-1. II月14日 1948年 1130~1310 網走港内					A-2. II月12日 '48. 1400~1600 網走港内				
	距離	上面の 高さ	下面の 高さ	氷厚	記 事	距離	上面の 高さ	下面の 高さ	氷厚	記 事
	m	cm	cm	cm		m	cm	cm	cm	
1	0	142.7	158.7	(16)	水準測量起点	0	146.6	163.6	17.0	測量起点
2	0.5	142.5	157.9	15.4		1.0	147.3	162.8	15.5	
3	1.0	142.5	157.4	14.9		2.0	147.0	162.5	15.5	
4	1.5	142.3	157.3	15.0		2.5	—	—	17.0	
5	2.0	142.0	157.1	15.1		3.0	146.5	161.5	15.0	
6	2.5	142.2	157.7	15.5		3.75	—	—	13.5	ひび割れ
7	3.0	141.0	156.7	15.7	ひび割れ	4.0	148.3	159.8	11.5	
8	3.4	141.1	—	—	ひび割れ	4.5	—	—	13.0	
9	3.5	141.6	157.0	15.4	海氷のCl (=0.75 ‰)	5.0	150.1	165.6	15.5	浸水域
10	4.0	142.5	157.5	15.0		5.2	149.9	168.4	18.5	
11	4.5	144.2	160.0	15.8	浸水域	5.4	139.3	169.3	30.0	氷丘脈始まる
12	5.0	145.0	160.2	15.2		5.6	130.0	170.5	40.5	氷丘脈下の 表面海水 Cl=3.10 ‰
13	5.3	145.0	—	—		5.7	138.0	171.0	33.0	
14	5.6	144.7	—	—		5.87	137.1	172.1	35.0	
15	5.8	125.0	(168)	(43)	氷丘脈最高点	5.9	130.9	171.9	41.0	
16	6.0	125.2	175.2	50	同 上	6.0	132.3	172.8	40.5	
17	6.1	129.5	(173.5)	(44)	測点15より測 点20迄か氷丘 脈	6.1	127.5	173.0	45.5	
18	6.4	134.5	(167.5)	(33)		6.2	126.1	173.1	47.0	氷丘脈最高点
19	6.5	139.0	(165.5)	26.5	↓	6.3	129.0	174.0	45.0	(氷丘脈内部は 空隙が多い)
20	7.0	140.9	(163.9)	23		6.5	134.5	174.5	40.0	
21	7.5	141.0	(165.0)	24	測点14→25	6.7	141.8	175.3	33.5	
22	8.0	141.0	(166.0)	25	底面に粥状の氷 あり	6.9	147.3	175.8	28.5	
23	8.5	141.0	(168.0)	27		7.0	147.7	176.2	28.5	氷丘脈終る
24	9.0	140.0	(160.0)	26	(II月10日夜半 にA-1氷丘脈 が出来た)	7.2	150.0	176.5	26.5	浸水域
25	9.5	140.0	(166.5)	26.5		7.5	150.0	176.5	26.5	
26						8.0	149.0	173.5	24.5	
27						9.0	147.0	167.0	20.0	
28						10.0	145.8	—	—	

第 1 表 (続)

測点 A-3. II月13日 1948. 1330~1430 網走港内						測点 A-5. II月20日 '48. 1350~1600 網走港内赤燈よりE500m					
番号	距離	上面の高さ	下面の高さ	氷厚	記 事	番号	距離	上面の高さ	下面の高さ	氷厚	記 事
	m	cm	cm	cm			m	cm	cm	cm	
1	0	27.0	41.5	14.5	測量起点	1	0	141.3	163.1	21.8	水準測量起点
2	1.0	27.5	43.0	15.5		2	0.5	140.8	—	—	
3	2.0	29.5	46.0	16.5		3	1.0	141.2	164.6	23.4	(海水Cl = 4.29%) (海水Cl = 17.58%)
4	2.5	30.0	(47.0)	(17)		4	1.5	140.2	—	—	
5	3.0	30.0	48.0	18.0		5	2.0	140.7	162.8	22.1	
6	3.25	約 (30.0)	—	—	浸水再凍結して いる	6	2.5	139.9	—	—	
7	3.5		—	—		7	3.0	140.9	163.8	22.9	
8	3.8		—	—		8	3.5	133.5	—	—	
9	4.0		30.5	53.0		25.5	9	4.0	120.6	175.6	55.0
10	4.5	2.0	86.5	84.5	10	4.5	99.4	184.3	84.9		
11	5.0	2.0	90.5	88.5	11	4.8	140.0	—	(88)		
12	5.3	28.0	93.0	65.0	(氣象状況)	12	5.0	140.2	178.9	38.7	
13	6.0	23.0	93.0	70.0	1330 風 N. 0.7m/sec	13	5.5	139.9	—	—	
14	7.0	24.0	126.0	102.0	1430 気温 -0.8°C	14	6.0	140.0	170.2	30.2	
15	8.0	24.5	124.5	100.0	SE. 3m/sec - 1.2°C	15	6.5	139.1	—	—	
測点 A-4. II月21日 '44. pm. 網走港外防波堤沖						16	7.0	136.9	164.5	27.6	
番号	距離	氷丘脈の高さ	氷厚	記 事		17	7.5	137.0	—	—	(1545 気温 -3.5°C)
	m	cm	cm			18	8.0	138.4	152.5	14.1	
1	0	—	20	(水深15m. 氷丘脈中心) (附近の水深は11.2m)							
2	0.5	—	22								
3	1.0	—	22.5								
4	1.5	—	30								
5	2.0	—	37.5								
6	2.25	—	40	氷丘脈始まる							
7	2.5	5~10	55								
8	3.0	20~30	100	氷丘脈最高点は氷上 4 m位							

第 1 表 (続)

測点 B-1. II月14日 1948. 1415-1530 網走港内					測点 B-2. II月18日 '44. 1630. 網走ワタラ岩 NE50m位					
番号	距離	上面の高さ	下面の高さ	氷厚	記 事	番号	距離	氷丘脈の高さ	氷 厚	記 事
	m	cm	cm	cm			m		cm	
1	0	140.3	157.3	17.0	測量起点	1	0		20	(水深15.5m)
2	0.2	—	—	17.0	(氣象 1430 風: E. 1.0m/sec 気温 -3.0°C)	2	1.0		22	下部に粥状の氷 が附着している
3	0.5	139.8	156.8	17.0		3	1.5		54	
4	1.0	139.4	156.4	17.0		4	2.0		56	
5	1.5	139.0	155.0	16.0	5	2.2		67		
6	2.0	138.8	155.8	17.0	6	2.85		42		
7	2.5	138.2	155.2	17.0	7	3.0		65	氷丘脈始まる	
8	3.0	137.7	154.7	17.0	ひび割れ	8	3.25	約10cm	60	最高部
9	3.5	139.5	156.5	17.0		9	3.5	25	55	
10	4.0	139.7	158.7	19.0	測点10附近の海水	10	4.0		21.5	
11	4.5	140.0	159.0	19.0	CI=1.21%	11	3.25		23	
12	5.0	139.3	164.3	25.0	海水	12	5.0		18	
13	5.5	140.5	166.5	26.0	CI=1.00%	13	6.0		17	
14	5.8	131.2	(171.2)	(40)		測点 B-3. II月22日 '44. 1500 網走堤防沖 500m				
15	6.0	129.5	174.5	45.0	氷丘脈最高部	番号	距離	氷丘脈の高さ	氷 厚	記 事
16	6.6	133.0	(174.0)	(41)	氷丘脈	1	0		21	下部に粥状氷あり
17	6.7	139.8	(172.8)	(33)		2	0.5		26	
18	6.8	134.7	(171.7)	(37)		3	1.0		26.5	
19	7.0	135.7	170.7	35.0	4	1.5		28		
20	7.5	136.8	175.3	38.5	5	1.7		28		
21	8.0	138.3	175.8	37.5	氷中に穴がある	6	2.0		37	氷丘脈
22	8.5	138.3	178.5	40.2		7	2.5	25	93	
23	9.0	137.7	178.7	41.0		8	3.0		65	
24	9.5	136.0	183.5	47.5	9	3.5		65		
25	10.0	134.1	182.1	48.0	10	3.9		54		
26	10.5			47.0		11	4.0		34	
27	11.0			48.5		12	4.5		23.5	
28	11.5			49.0		13	5.0		22.5	

第 1 表 (続)

測点 番号	C-1. II月15日 1948. 1015~1120 網走港内				記 事	C-2. II月16日 '48 1100-1145 網走港内				記 事
	距離	上面の 高さ	下面の 高さ	氷厚		距離	上面の 高さ	下面の 高さ	氷厚	
	m	cm	cm	cm		m	cm	cm	cm	
1	0	130.5	145.0	14.5	測量起点	0	143.9	158.6	14.7	測量起点
2	0.5	130.5	(145.5)	(15)		0.5	143.5	157.1	13.6	氣 象
3	1.0	130.0	145.1	15.1		1.0	143.1	156.3	13.2	1030
4	1.5	130.0	(145.5)	15.5		1.5	141.9	156.8	14.9	氣温-4.9°C
5	2.0	129.9	145.8	15.9		2.0	142.3	157.6	15.3	風. SW. 2.0m/sec
6	2.5	130.0	(145.5)	(15.5)		2.5	142.4	158.7	16.3	雲量 8
7	3.0	130.2	145.2	15.0		3.0	143.1	158.5	15.4	
8	3.5	130.5	146.0	15.5	測点 9	3.5	142.7	158.6	15.9	
9	4.0	130.2	148.2	18.0	=附近の海水	3.7	141.1	—	—	
10	4.5	130.1	(149.1)	(19)	Cl=1.32%	3.9	130.5	—	—	
11	5.0	130.0	150.8	20.8	海水(表面)	4.0	130.0	157.2	27.2	(A) 氷丘脈
12	5.2	126.2	(151.2)	(25)	Cl=1.26%	4.1	131.4	—	—	海水Cl=1.00%
13	5.4	125.9	(151.4)	(25.5)		4.2	140.2	—	—	海水Cl=1.71%
14	5.6	118.2	(151.5)	(33.3)		4.3	142.5	—	—	
15	5.8	115.8	150.8	35	氷丘脈最高部	4.5	143.6	158.1	14.5	
16	5.85	121.0	(152.0)	(31)	氷丘脈	5.0	143.0	160.6	27.6	
17	6.0	123.5	151.9	28.4		5.5	142.3	160.9	18.6	
18	6.2	128.0	152.0	24		6.0	141.3	161.2	19.9	
19	6.4	123.5	151.5	28.0		6.5	141.8	162.2	20.4	
20	6.5	128.0	151.5	23.5		6.66	141.9	—	—	
21	7.0	127.5	151.9	24.4		6.7	138.7	163.1	24.4	
22	7.5	128.0	152.0	24		6.95	138.3	—	—	
23	8.0	127.5	150.5	23		7.0	134.9	163.4	28.5	
24	8.5	126.5	150.0	23.5		7.4	138.0	—	—	(B) 氷丘脈
25	9.0	126.0	149.0	23		7.5	134.0	162.3	28.3	
26	9.5	125.0	150.0	25		8.0	139.2	163.0	23.8	
27	10.0	124.0	149.0	25		8.5	139.2	163.2	24.0	
						9.0	139.2	163.8	24.7	

表 1 表 (続)

測点 番号	C-3 II月14日 1948. 1010 網走港内					C-4. II月14日 '48. 1320-1355 網走港内				
	距離	上面の 高	下面の 高	氷厚	記 事	距離	上面の 高	下面の 高	氷厚	記 事
	m	cm	cm	cm		m	cm	cm	cm	
1	0	144.5	161.0	16.5	測量起点	0	142.9	159.9	17.0	測量起点
2	0.5	143.5	160.0	16.5	気 象	0.5	142.3	158.8	16.5	
3	1.0	144.2	160.7	16.5	1000	1.0	142.5	159.5	17.0	
4	1.5	147.2	164.7	17.5	気温-2.6°C	1.5	142.3	157.3	15.0	
5	2.0	145.5	162.5	17.0	風 20m/s.SSW.	2.0	142.6	158.6	16.0	
6	2.5	146.0	163.5	17.5	S.	2.5	142.9	161.9	19.0	
7	3.0	145.8	164.3	18.5		3.0	143.4	162.4	19.0	
8	3.5	145.8	165.2	19.4		3.5	144.3	163.3	19.0	
9	4.0	145.8	168.3	22.5		3.7	144.7	—	—	
10	4.5	144.9	172.1	27.2		4.0	145.1	166.1	21.0	
11	4.6	—	—	27.6		4.2	144.9	—	—	浸水域
12	5.0	132.1	—	—		4.4	133.2	168.2	35.0	
13	5.25	121.0	—	—	氷丘脈	4.7	121.2	—	—	
14	5.5	124.3	—	—		4.9	114.0	164.0	50.0	氷丘脈最高部
15	5.7	118.3	—	—		5.0	120.5	166.5	46.0	
16	6.0	136.4	—	—		5.2	124.6	—	—	
17	6.15	146.7	177.7	31.0		5.5	139.0	175.0	26.0	
18	6.5	146.9	176.9	30.0		5.85	142.6	—	—	測点19附近の海水
19	7.0	147.0	178.0	31.0		6.0	142.4	164.4	22.0	Cl=0.91%
20	7.5	147.0	174.5	27.5		6.5	142.3	165.8	23.5	海 水
21	8.0	145.7	171.7	26.0		7.0	141.0	163.5	22.5	Cl=1.00%
22	8.5	144.1	170.1	26.0		7.5	141.5	164.0	22.5	
23	9.0	142.2	169.2	27.0		8.0	142.4	164.4	22.0	
24	9.25	141.8	—	—		8.5	142.5	165.0	22.5	
25	9.95	143.5	170.5	27.0		9.0	142.5	—	—	
26	9.9	143.4	166.4	23.0						

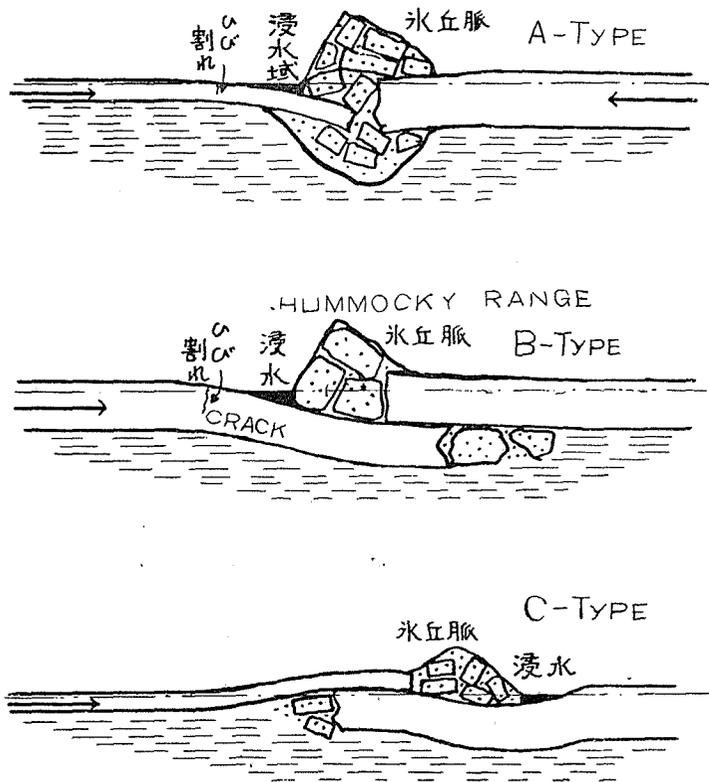
第 1 表 (続)

測 点 番 号	C-5. 11月13日 1948. 1100—1200 網 走 港 内				記 事
	距 離	上 面 の 高 さ	下 面 の 高 さ	氷 厚	
	m	cm	cm	cm	
1	0	10.5	29.5	19.0	測量起点
2	1.0	12.5	29.5	17.0	} 浸水域
3	2.0	14.0	31.0	17.0	
4	3.0	14.5	31.0	16.5	
5	4.0	15.5	32.0	16.5	
6	5.0	16.5	36.0	19.5	
7	5.4	16.5	36.5	20.0	氷丘脈最高部
8	5.5	7.0	37.0	30.0	
9	5.7	8.0	38.5	30.5	
10	6.0	9.0	41.5	32.5	
11	6.5	12.5	42.5	30.0	} 浸水域
12	7.0	16.0	31.0	25.0	
13	7.5	16.0	31.0	25.0	
14	8.0	16.0	31.0	25.0	
15	9.0	17.5	44.5	27.0	
16	9.2	12.0	43.0	31.0	( 氣象 1100~1200 風 N, 2m/sec. )
17	10.0	12.0	43.0	31.0	

## (a) A型の氷丘脈

氷圧により氷野の境界部分の氷が破碎してその破片が境の部分に積重なつて固着し氷丘脈を形成したもので氷丘脈の下部は海中に突出している。特に厚い氷丘野をなす氷野と比較的に薄い平坦海水氷 (level ice) 又は板状軟氷 (young ice) との境に見られることが多く、厚さの薄い結氷が段々破碎されて氷丘野が漸次その拵がりを増している。氷丘脈の成因は厚さの大きい氷野の運動に原因する場合が多いようである。氷丘に接した薄い方の氷の部分は沈下し氷丘から2~3mのところ氷丘脈に平行にひび割れが入り浸水している場合が多い。第2図(A)は氷丘脈に垂直に切つた断面でA型を模型的に示したもので第3図はその実例である。

この型の氷丘脈として昭和20年3月4日北見紋別港沖200mで観察した1例を挙げよう。当時沿岸結氷は港内だけで港外は一面の接岸氷野であつたが、2, 3日前に港外100m沖の海岸に平行な割目が開いて幅100m程の氷湖を生じ、そこに観察の際には厚さ8—15cmの結氷を生じていた。沖の氷野から氷圧により沖の氷丘野に接觸しているこの薄い結氷の部分がギューギューと鈍い音をたて、次第に細片に破碎せられて30分位の時間に境に接して30~40cmの高さの氷丘脈が出来た。この運動は継続的で、極めてのろく、生成しつつある氷丘上に乗っていることが出来る程度であつた。



第2図 氷丘脈の模型図 (A, B, C型)

は昭和19年2月23日網走港外の沿岸結氷で観察した。当時港外は防波堤沖300m位の範囲には厚さ15~18cmの板状軟氷で覆われその沖に流水帯があつた。結氷中には2カ所20~30cm幅の割目があつた。この割目の1つを境として外側の氷野が最初気付いた時には0.2cm/sec、13分後には1.7cm/secの速さで割目に略々平行に静かに移動を始めた。当時風はほとんどなかつた。動いている氷は多少の廻転運動があり、或る部分で静止している側の氷野に接触してその縁の部分はあたかも紙でもめくる様にペラペラと破碎して境界部分に小氷丘脈をつくり、その後は境界に平行に1~3m隔てにひび割れを生じつゝ静止側の氷の下に潜入をつゞけた。その結果上盤の氷は境界附近で多少隆起し下盤になつた方の氷は境の附近で多少沈下し境から2~3mの所に氷丘に平行なひび割れができてこの沈下部に浸水した。

### (c) C型の氷丘脈

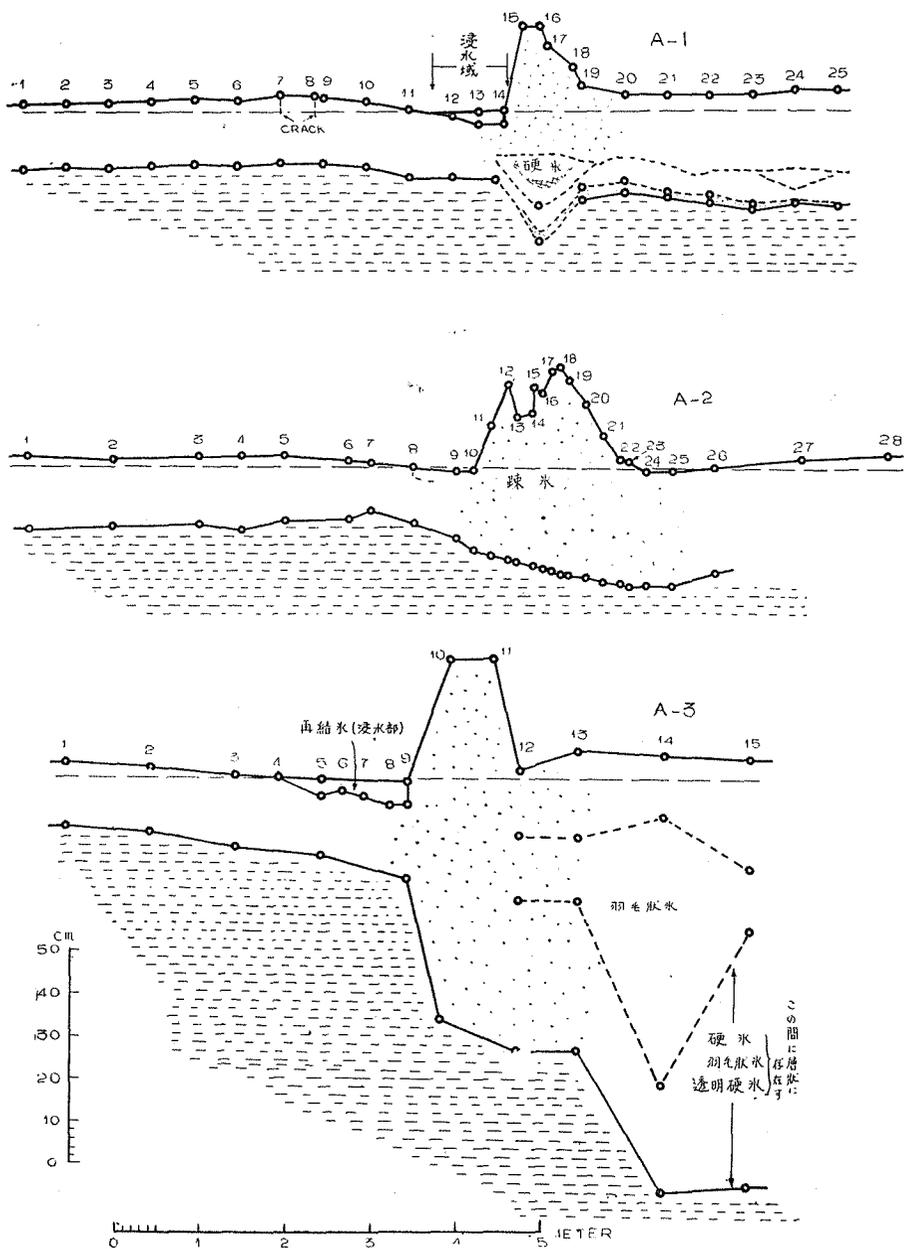
破碎した氷の破片が両氷野の境界から一方の側にかなり入り込んで氷丘脈を形成している場合で、最初氷圧により氷野の部分の境界部で破碎が起こるが、やがて模型断面図(第2図C)に示すように一方の側の氷(主として氷厚の小さい側)が他方の側の氷野の上に乗り上げて破碎した氷片を押しながら移動したと考えられるものである。第5図はこの型に属する氷丘脈の実例である。

又昭和23年2月12日にも網走港外の接岸氷野中でこの型の氷丘脈を観察したが、この場合に就いては第VIII章に詳細に述べたからこゝには略す。

### (b) B型の氷丘脈

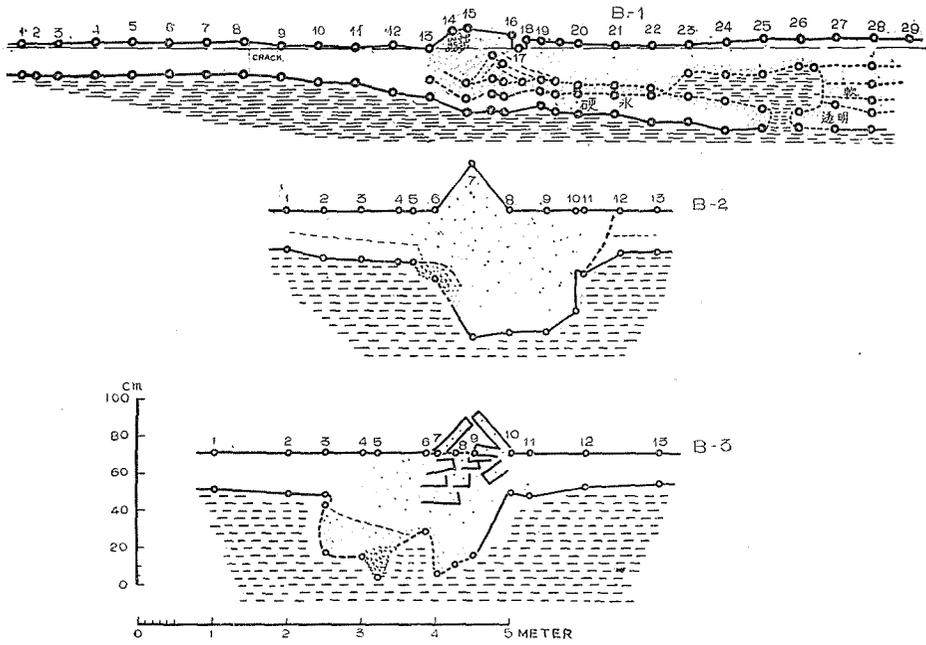
この型は破碎された氷の破片が一部は両氷野の境界部分に堆積して氷丘脈を形成しているが、一部の破片や氷野の一方の側の氷が模型断面図(第2図B)に示したように他側の氷野の下に数m以上も潜入しているものである。第4図はその実例である。

この型の氷丘脈の生成

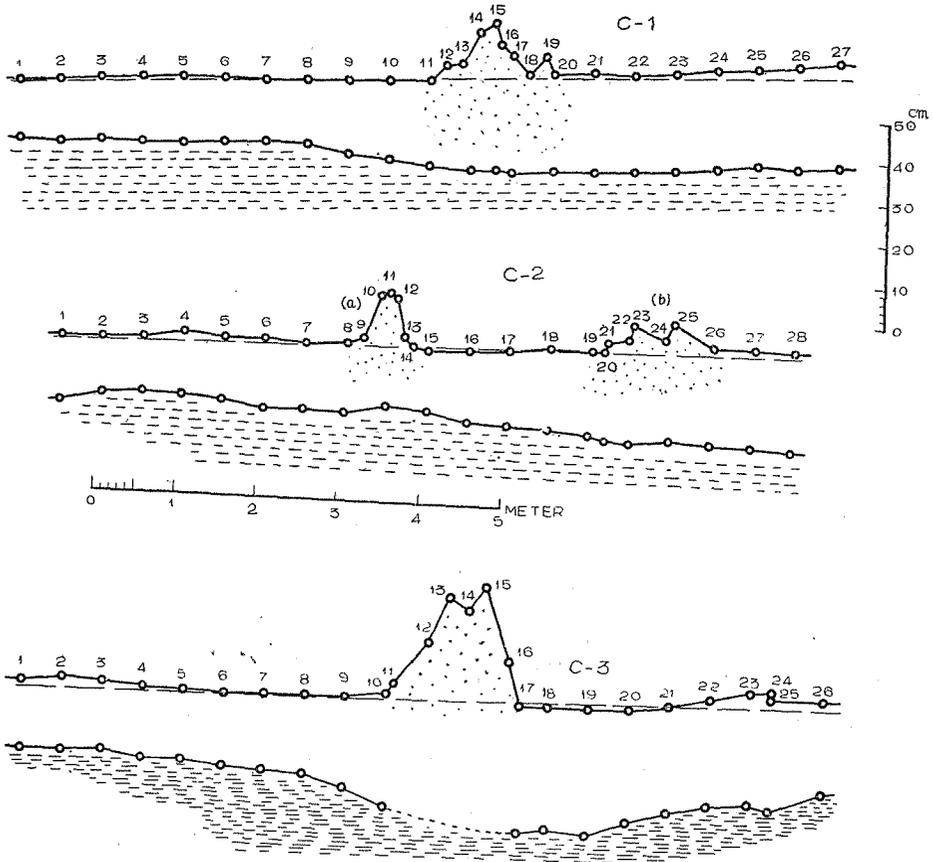


第 3 図 A 型の氷丘脈

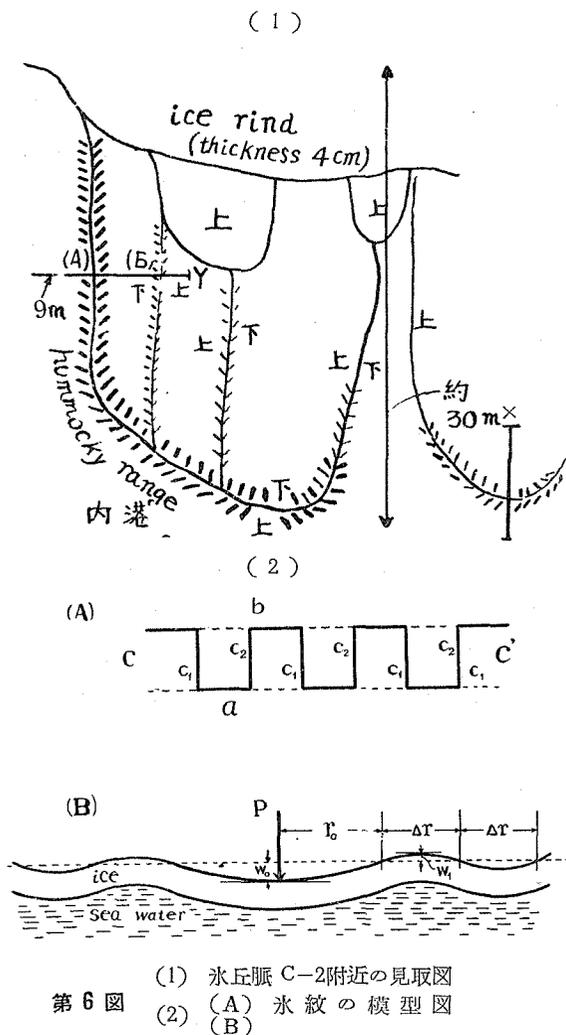
この型の氷丘脈については昭和23年2月網走港附近の2カ所に於て観察した。2月12日頃には一面平らな沿岸結氷(厚さ15~16cm)は港内だけにあり、その外部には厚さ4~5cmの氷殻が一面張りつめ兩種の結氷は港口附近で接触していた。13日に行つて見ると第6図にその略図(平面図)を示した様に沿岸結氷の上に多くの氷丘脈が生成されていた。詳細に点検すると外部の4~5cmの結氷が沿岸結氷の上に舌状に乗りあげたもので場所によつては



第 4 図 B 型 の 氷 丘 脈



第 5 図 C 型 の 氷 丘 脈



第6図 (1) 氷丘脈 C-2附近の見取図  
(2) (A) 氷紋の模型図  
(B)

2~3枚重なっているところもあつた。この舌状の薄氷の縁のところにはどこにも小規模な氷丘脈が出来ていて、その大きさは舌状氷板の先端の部では少々大きく、舌状氷板の側方では極めて小さかつた。下盤となつた沿岸結氷の上には上盤の薄氷が移動した方向が線状の縞となつて残っている場所があり、上記の事実を明瞭に指示していた。第5図(C-2)は第6図Y線で切つた舌状側方の断面構造を示したもので第5図(C-3)は舌状の先端部における断面(X線)の実例結果である。又2月18日には港外に於て流氷が沖から侵入した際にもこの型の氷丘脈の生成を観察する機会を得たが、4cmの厚さの薄氷の舌状部が厚さ10数cm位の結氷の上を0.6~1.9cm/sec、平均して1.1cm/secの速さで移動するのを確かめた。又A型の観察の際に述べたような運動の断続がこの場合にも認められた。

C型の氷丘脈では少くとも一方側の氷野の氷厚が極めて薄いことが観察されており、これが必要条件のように思われる。

以上に氷丘脈を便宜上3つの型に分けてその構造、生成等の観察結果を述べたが、氷丘野や大規模な氷丘脈はA型に属するものが多い様であり、C型は極めて小規模な氷丘の場合に生ずる様に思われる。観察した氷丘脈の個々の場合については第1表にその実測結果を掲げた。

氷丘脈が生成するのは氷圧に原因することは申す迄もないが、この氷圧は上に述べた観察結果によつても判る様に海氷の場合には主として氷野の運動に原因する様に思われる。氷圧の原因については種々の可能な場合について後章に論議しようと思う。

### V. BC型の氷紋或は氷丘脈

薄い氷殻（厚さ5cm以下の結氷）がいくつかの block に分れている場合に氷の運動によつて第6図(2-A)にその平面図の略図を示した様な zigzag 型の氷紋が生成されているのを観察したことがある。特に船で斯様な薄氷部を通過する場合に帯狀の航跡が忽ち塞つて斯様な氷紋が生ずるのが観察されることが多い。宇田博士もこの氷紋について報告されている。これをよく観察すると CC' の部分では a, b の2枚の氷殻が相重なり c<sub>1</sub> の部分では a の方が上盤になり c<sub>2</sub> の部分では b の方が上盤になつて c<sub>1</sub> と c<sub>2</sub> とは略々同じ間隔で交互になつている。これも小規模の氷丘脈と考えられるもので b が運動したものとすれば、c<sub>1</sub> の部分は B 型の氷丘脈、c<sub>2</sub> の部分は C 型の氷丘脈となり、結局この氷紋は BC 型の氷丘脈とも云うことが出来よう。

この生成について少し考察をしてみる。略々直線的な平行な境をもつた2枚の氷殻が接触した場合どこかにその突出部分があつて氷の破砕が起りその破片がそのどちらかの氷板の上に乗つたとすれば、その荷重のためにその附近は沈下するが、水の上に浮いているために少し離れたところでは膨れ上り波狀の起伏が起るであろう。この起伏の沈下部には他側の結氷が上に乗る易くなり隆起部分では他側の氷が下盤に入り易くなる結果、氷の運動によつて斯様な形を生じたものであらうと考えている。斯様な現象が起るためには僅かな荷重によつてもかなり大きい起伏起ることが必要条件であり、このためには氷厚が極めて薄くなければならない。

これを少し定量的に考えてみよう。水に浮んでいる半無限大の薄板の縁の上の一点に集中荷重がある場合の理論は仲々むすかしいが、これが無限大の薄板でその一点に集中荷重のある場合の理論は既に知られている。こゝではその概値を知るのが目的であるから、乱暴ではあるが後者の理論をそのまま適用してみる。第6図(B)において P を海水に浮んだ厚さ d の無限に廣い結氷板上の一点にかけた集中荷重とし、そのためにその点が沈下した量を W<sub>0</sub>、もとの氷表面に対して起つたその部分の沈下半徑を r<sub>0</sub>、その外側に出来た同心円的起伏の半波長を Δr、第1沈下の最大値 W<sub>0</sub> に次ぐ隆起の極大量を W<sub>1</sub> とすれば、r<sub>0</sub>、Δr、W<sub>0</sub>、W<sub>1</sub> は次式で与えられる。

$$r_0 = 3.92D^{1/4}/K \dots\dots\dots (1)$$

$$\Delta r = \sqrt{2} \pi D^{1/4}/K \dots\dots\dots (2)$$

$$W_0 = \frac{P}{8K^2 D^{1/2}} \dots\dots\dots (3)$$

$$W_1 = 0.008W_0 \dots\dots\dots (4)$$

$$D = \frac{E d^3}{12(1-\sigma^2)} \dots\dots\dots (5)$$

こゝに E は水の Young 弾性率、K は單位体積の海水の重さ、σ は Poisson 比である。

今  $\sigma=0.30$ ,  $K=1$  とおく。E の値は淡水氷については諸家により  $92,700\text{kg/cm}^2$  (Mosoley の実験値) から  $4,300\text{kg/cm}^2$  (Fruehling の実験値) まで種々の値が求められていてその平均値として  $30,000\text{kg/cm}^2$  の値が得られている。海水については筆者等の知る範囲では未だ判つていない様であるが、海水は淡水氷に比較してその強度が著しく小であることは淡水氷では厚さが 3cm あれば歩行可能であるのに海水では 10cm なければ歩行が安全でないことからでも判かる。筆者等の研究室で実際の海水につきその測定を行ひつゝあるが、plastic な性質のため正確な値は未だ得られていない。現在のところ E の値は淡水氷の略々  $\frac{1}{2}$  の程度であることだけは知り得ている。従つて海水の E の値を上記述べた淡水氷の値の半分と仮定して d が 2, 4, 6, 8cm の場合の  $r_0$ ,  $\Delta r$ ,  $W_0$ ,  $W_1$  の値を (1)~(5) 式から計算して第 2 表に示した。但し P としては厚さが d cm で面積が  $2\text{m} \times 2\text{m}$  に相当する海水板(密度は 0.9 とした)が集中荷重としてかゝつたものとして計算した。

第 2 表 水に浮んだ無限に廣い結氷板上に  $2\text{m} \times 2\text{m} \times \text{dcm}$  なる結氷板が集中荷重として働いた場合の変形

氷厚 (d)	変形諸量	氷の Young 弾性率 E		
		$46 \times 10^6 (\text{gr/cm}^2)$	$15 \times 10^6$	$2.2 \times 10^6$
1.0cm	$r_1$	17.6(m)	1.33	0.82
	$\Delta r$	2.0 (m)	1.5	0.93
	$W_0$	4.4 (cm)	7.7	20.0
	$W_1$	0.35(mm)	0.62	1.6
2.0	$r_1$	2.98	2.28	1.41
	$\Delta r$	3.38	2.58	1.60
	$W_0$	1.6	2.8	7.1
	$W_1$	0.13	0.2	0.6
4.0	$r_1$	5.02	3.81	2.35
	$\Delta r$	5.68	4.31	2.66
	$W_0$	1.1	1.9	5.0
	$W_1$	0.09	0.16	0.40
6.0	$r_1$	6.82	5.13	3.96
	$\Delta r$	7.73	5.82	4.49
	$W_0$	0.9	1.6	3.5
	$W_1$	0.07	0.13	0.28

この計算値は無限に廣い薄氷上に静かに荷重した場合であり、問題の氷紋の場合は半無限大の廣がりをもつ結氷上の縁の 1 カ所に稍々動的に荷重された場合であるから直ちにこの結果を適用することの出来ないことは申す迄もないが、その程度や定性的な性質は判かると思う。即ち、 $\Delta r$  の程度は実際の場合とよく一致しているし、又荷重による直接の沈下部分の上盤や次の隆起部分の下盤に他側の結氷が侵入し得るためには結氷の厚さが第 2 表の様に極めて薄いことが必要条件であることも実際の場合とよく一致している。

VI. 氷丘脈附近の氷の上面と下面の形

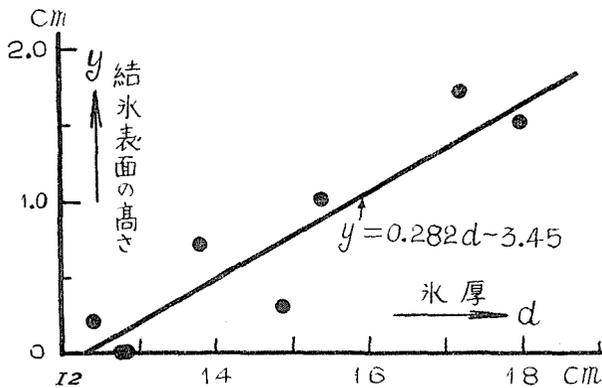
海水は海水に浮んでいるのであるから一つの氷野全体をとつて考えればアルキメデスの原理が成立っている筈である。しかし氷野は氷厚に比較して横の拡がりは非常に大きいものであり、しかも剛体ではなく elastic な性質と plastic な性質とを兼ね具えているから全体を捉へなくとも適当な大きさの範囲を考えればアルキメデスの原理が成立していると思われる。もし一続きの氷野中で或る範囲の氷板毎に上に述べた様にアルキメデスの原理が成立していると考えればその氷野中では氷板の氷面上の高さ  $y$  とその氷厚  $d$  との間には

$$y = \frac{\rho_w - \rho_i}{\rho_w} d - a_0 \dots \dots \dots (6)$$

なる正の直線的関係が成立する筈である。但し  $\rho_w, \rho_i$  は海水及び氷の密度、 $a_0$  は  $y=0$  なる点における海水面と海水面との高さの差である。

先ずこの問題を確かめるために網走港内の平坦な沿岸結氷について岸壁や港口の氷丘脈から40m以上離れた範囲の一直線について水準測量を行つて40m間隔毎に表面の高さを求め氷に孔をあけ氷を切出してその氷厚を測定した。その結果を第3表に示したが、氷の厚い部分では氷表面が高いが、薄い部分では表面が低くなつてゐることが判かる。今横軸に氷厚をとり縦軸にその点の氷表面の高さ(第1測点の高さを0とする)をとつて図示すれば第7図が得られる。即ち氷厚  $d$  と氷表面の高さ  $y$  との間には

$$y(\text{cm}) = 0.282d(\text{cm}) - 3.45 \dots \dots \dots (7)$$



第 7 図

第 3 表

岩壁からの距離 $x$ (m)	氷厚 $d$ (cm)	結氷表面の高さ $y$ (cm)
40	12.8	0.0
80	18.0	1.5
120	12.8	0.0
160	12.4	0.2
200	13.8	0.7
240	14.9	0.3
280	15.4	1.0
320	17.2	1.7

なる正の直線的関係が近似的に成立つており、即ち実際の場合に40m位の幅があれば充分アルキメデスの原理が成立していることを示している。尙上の2式を比較すれば  $\frac{\rho_w - \rho_i}{\rho_w} = 0.282$  及び  $a_0 = 3.45$  となる。その日の港内の結氷下の海水は塩素量が1.26%で温度はほとんど凍結点であつたから  $\rho_w = 1.00$  となり、これから  $\rho_i$  を求めると  $\rho_i = 0.72$  が得られる。密度0.72は海水の密度としては少し小さい様に思われるが、これは当時結氷の上層に海水を含んだ雪の層の凍結したものが数cmあつたことに原因する様に思われる。

次に第IV章に述べた氷丘脈の横断面の形についてこの問題を吟味する。氷丘脈の最高点を原点として水平方向に  $x$  軸をとる。又海水面を基準として原点から上方及び下方に  $y$  軸をとり氷の上面の形を  $f(x)$ 、下面の形を  $\varphi(x)$  とする。但し便宜上  $f(x)$ 、 $\varphi(x)$  は  $y$  軸に対して対称であるとする。先ず原点を中心に両側に任意な  $x$  の幅の氷の部分を取り  $k_1$  を

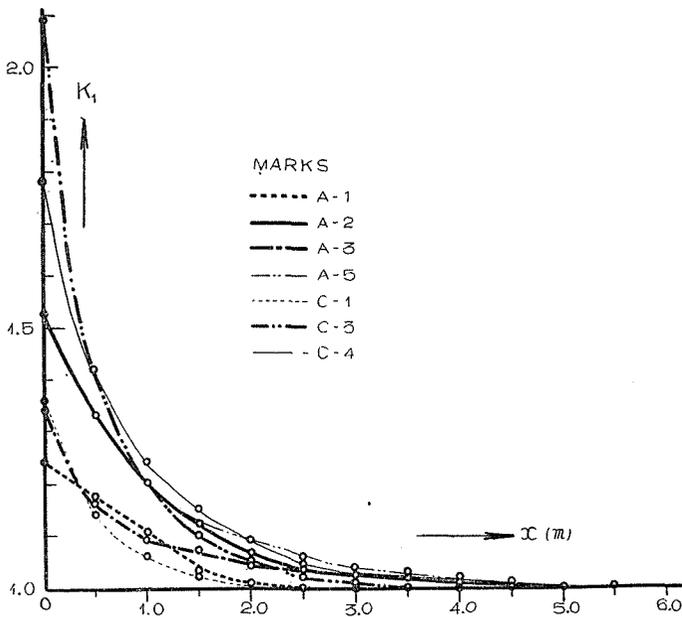
$$k_1 = \frac{\rho_i \int_0^x \{f(x) + \varphi(x)\} dx}{\rho_w \int_0^x \varphi(x) dx} \dots\dots\dots(8)$$

とおく、但し  $\rho_i$  は氷の密度、 $\rho_w$  は海水の密度である。今  $x$  を相当に大きくとると前述の様にアルキメデスの原理が成立するから  $|k_1|_{x=\infty} = 1$  となる筈である。斯様な  $k_1$  を各氷丘脈の断面図について計算してみる。しかし、氷表面に対する海水面の位置の実測は仲々困難であつて可成りの誤差を含んでいる場合もあるし、 $\rho_i$  も異つた氷丘脈では多少異つているので、 $k_1$  の値を求めるのに次の様な方法によつた。海水面に近いある任意の面から測つて計算した  $k_1$  に相当する値を  $k_1'$  とすれば  $k_1$  と  $k_1'$  との間には

$$\frac{1}{k_1} = \frac{1}{k_1'} + \frac{|d_m|_{x=\infty}}{d_m} \left(1 - \frac{1}{q_1}\right) \dots\dots\dots(9)$$

なる関係が存在する。但し  $d_m = \frac{1}{x} \int_0^x \{f(x) + \varphi(x)\} dx$  で  $0$  から  $x$  までの範囲の平均氷厚、 $|d_m|_{x=\infty}$ 、 $q_1$  は夫々  $x$  がかなり大なる場合の  $d_m$  の値及び  $k_1'$  の値 (1に近い値) である。

従つて初めにある基準面をとつて  $k_1'$ 、 $q$ 、 $d_m$  及び  $|d_m|_{x=\infty}$  の値を断面図と (8) 式とから求め (9) 式によつて  $k_1$  の値を算出した。第8図は異つた氷丘脈について  $k_1$  の値が  $x$  が大きくなると如何に変化するかを7



第8図  $k_1$  と  $x$  との関係

例について示したものである。即ち、 $k_1$  の値は常に1より大であつて氷丘の所で最大で  $|k_1|_{max}$  であるが  $x$  が大となると急に減少し  $x$  が 2.3~5.3m ではほとんど1になつている (この値を  $x_1$  とする)。これは氷丘脈の部分では上から荷重としてかゝつていて重力学の言葉でいえば “Isostasy が成立つていない” のであるが、氷丘脈からより遠く離れた部分までとつて考える

と段々その影響が消去して平均氷厚が 27.5cm 位の場合には平均  $x_1=4.1m$  位までとればその影響は全く解消していると考えられる。第 4 表には参考までに  $|k_1|_{max}$ ,  $x_1$  及び  $|d_m|_{max}$  の値を示した。

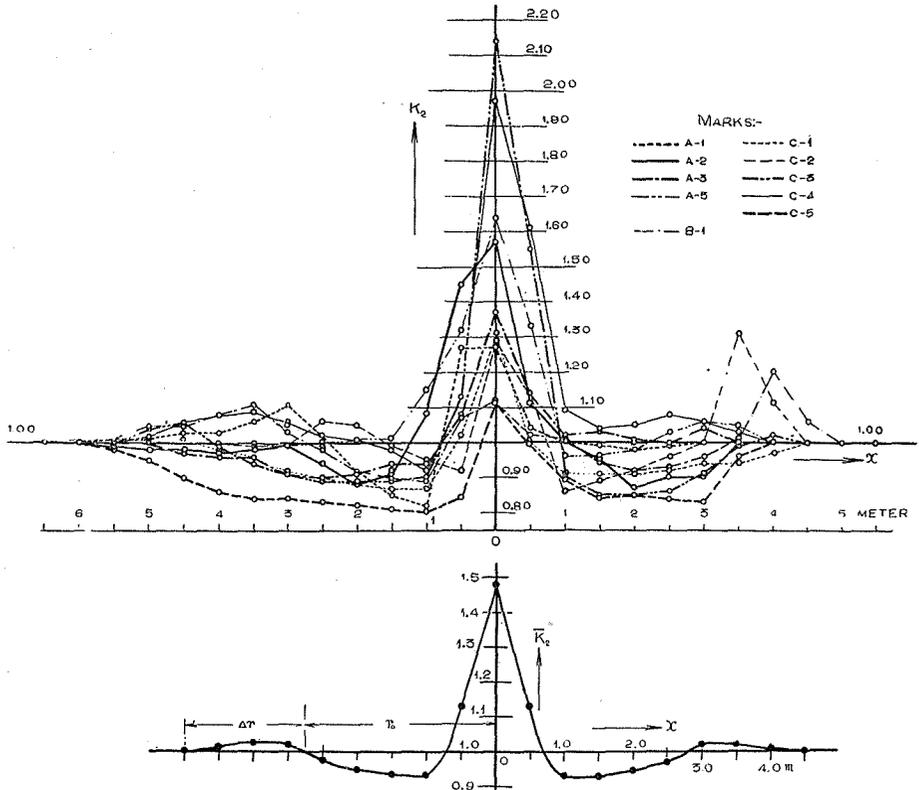
第 4 表

氷丘脈号	$ k_1 _{max}$	$x_1(m)$	$ d_m _{max}(cm)$
A-1	1.24	3.3	22
A-2	1.53	4.8	21
A-3	1.34	5.3	59
A-5	1.53	4.3	32
B-1	1.12	—	29
C-1	1.36	2.3	22
C-2	1.29	—	18
C-3	2.09	3.8	26
C-4	1.78	5.3	22
C-5	1.20	—	24
平均	1.45	4.1	27.5

このことをもう少し詳細に吟味するために氷丘脈附近を  $x$  の方向に  $\Delta x(\Delta x=0.5m)$  とする毎の幅に氷を区切つてその各氷塊について前と同様に

$$k_2 = \frac{\rho_i \int_x^{x+\Delta x} \{f(x) + \varphi(x)\} dx}{\rho_w \int_x^{x+\Delta x} \varphi(x) dx} \dots\dots(10)$$

なる量を計算した。この場合にも前と全く同様に海水面の位置と氷の密度とがよく判つていないので  $k_2$  を算出するのに海水面に近い任意の基準面を考へてそれから  $k'_2$  を求め次式によつて  $k_2$  を求めた。



第 9 図 (A)  $k_2$  と  $x$  の関係

第 9 図 (B)  $k_2$  の平均値 ( $\bar{k}_2$ ) と  $x$  との関係

第 5 表

氷丘脈 No.	A-1	A-2	A-3	A-5	B-1	C-1	C-2	C-3	C-4	C-5	平均
x	k <sub>2</sub>										
m											
6.5	—	—	—	—	1.00	—	—	—	—	—	
6.0	1.00	1.00	—	—	1.01	—	—	—	—	1.00	
5.5	1.01	0.99	—	—	1.01	1.00	—	1.00	1.00	0.98	
5.0	1.01	0.98	1.00	—	1.05	1.00	—	1.04	1.02	0.95	
4.5	1.03	0.98	0.97	—	1.05	1.01	—	1.06	1.06	0.90	
4.0	1.03	0.97	0.96	1.00	1.08	0.98	1.00	0.94	1.08	0.86	
3.5	1.06	0.98	0.96	1.00	1.11	0.96	0.99	0.94	1.09	0.84	
3.0	1.11	0.99	0.91	0.99	1.03	0.92	0.99	0.91	1.06	0.84	
2.5	1.02	0.94	0.90	1.00	0.98	0.89	1.06	0.89	1.02	0.83	
2.0	0.92	0.88	0.91	1.01	0.92	0.88	1.05	0.89	1.01	0.82	
1.5	0.85	0.91	0.94	1.01	0.90	0.87	0.99	0.89	0.98	0.81	0mより
1.0	0.82	1.08	0.94	1.15	0.89	0.87	0.95	0.90	0.92	0.80	上下の
0.5	1.27	1.45	1.08	1.32	1.07	1.02	0.92	1.13	1.13	0.84	平均
0	1.27	1.57	1.37	1.64	1.12	1.31	1.29	2.14	1.97	1.11	↓
0.5	1.04	1.11	1.14	1.33	1.02	1.00	1.14	1.55	1.61	0.99	1.13
1.0	1.00	1.00	1.02	0.96	1.01	0.91	0.86	0.90	1.09	0.89	0.93
1.5	0.99	0.95	1.03	0.96	0.94	0.91	0.89	0.85	1.04	0.84	0.93
2.0	0.98	0.87	1.01	0.98	0.92	0.91	0.92	0.85	1.05	0.85	0.95
2.5	0.99	0.90	1.00	1.03	0.93	0.92	0.96	0.86	1.08	0.84	0.97
3.0	1.00	0.90	1.00	1.07	0.96	0.94	1.00	0.91	1.06	0.83	1.02
3.5	—	1.00	—	1.05	1.01	0.94	1.31	0.99	1.03	0.96	1.02
4.0	—	—	—	1.00	1.20	0.97	1.11	1.02	1.00	1.00	1.01
4.5	—	—	—	—	1.06	1.00	1.00	1.00	—	—	1.00
5.0	—	—	—	—	1.00	—	1.00	—	—	—	1.00
5.5	—	—	—	—	1.00	—	—	—	—	—	—
k <sub>2</sub> max	1.27	1.57	1.37	1.64	1.12	1.31	1.29	2.14	1.97	1.11	1.48
r <sub>0</sub>	2.4m	3.5	5.0	3.5	2.7	4.3	1.6	4.1	1.8	6.0	3.5
	3.0m	6.0	—	2.2	3.4	4.5	3.0	3.7	—	—	2.6
Δr	3.6m	—	—	—	3.8	0.7	1.3	1.4	3.7	—	2.3
	—	—	—	1.8	1.6	—	1.5	0.8	—	—	1.4
$\bar{d}_{x=\infty}$	0.21m	0.21	0.51	0.32	0.28	0.21	0.19	0.26	0.23	0.23	0.265
V <sub>u</sub>	8.3m <sup>2</sup>	22.9	27.8	34.3	8.0	8.8	9.9	23.5	40.0	5.85	
V <sub>l</sub>	10.0m <sup>2</sup>	21.3	—	37.5	—	—	—	16.8	—	0.35	
V <sub>u</sub> +V <sub>l</sub>	18.3m <sup>2</sup>	44.2	—	71.8	—	—	—	40.3	—	6.2	

$$\frac{1}{k_2} = \frac{1}{k_2'} + \frac{\bar{d}_{x=\infty}}{\bar{d}_x} (1 - q_2) \dots \dots \dots (11)$$

但し  $\bar{d}_x$  は  $x$  と  $x + \Delta x$  との間の氷塊の平均氷厚,  $\bar{d}_{x=\infty}$  及び  $q_2$  は夫々  $x$  がかなり大きい距離にある上面下面の平らな氷板塊における  $\bar{d}_x$  の値及び  $k_2'$  の値である。第5表及び第9図(A)は種々の氷丘脈について  $k_2$  と  $x$  との関係を示したもので第9図(B)は氷丘脈全部について  $k_2$  の平均値と  $x$  との関係を示したものである。即ち,  $k_2$  の値は氷丘脈の部分で最大で1よりかなり大きく, 少し離れると1より小となりそのまま1に近づくか, 又は少し1より大となつて1に近づくのが見られる。氷丘脈の部分で  $k_2$  の値が大きいのは氷丘脈が荷重として働いていることを示し, 少し離れた所で  $k_2$  が1より小さいのは氷に弾性があるために氷丘脈の荷重をこの部分が沈下して補償しており, 遠方で  $k_2 = 1$  を示すのは氷丘脈の影響が及ばないことを意味するものと思われる。  $k_2$  の値が1より小なる部分から少し1より大となる場合が見られるのは氷板が氷丘脈を支持している機構が主として氷の弾性に原因しておりBC-型の氷丘脈の成因の際に述べたように第2の膨らみが生じたためであろうと思う。参考のために第5表に  $r_0$ ,  $\Delta r$  (第9図(B)参照),  $\bar{d}_{x=\infty}$  の値, 及び氷丘脈の断面図から推定した氷丘脈の上面突起又は下面突起の単位幅の断面積  $V_u$  又は  $V_l$  の値を表示しておいた。

要するに, 氷丘脈の如き表面の凸凹は数m位の範囲で Isostasy が成立っており, その範囲内では主としてその負荷は氷の弾性により支持されていることが判つたのである。

## VII 氷 圧 の 原 因

氷丘脈の生成は氷圧によつて氷が圧縮され, 氷圧が氷の最大圧縮強度をこえて破碎することと主として原因する。ときには境の部分の氷が屈曲して最大曲げ応力をこえて破壊する場合もあるであろう。かくして破碎した氷の破片が境の部分に脈状に積重なつたものが氷丘脈であることには疑問の余地がない。それでは斯様な氷圧は如何にして起るのであろうか。この原因としては温度変化に因る氷野の膨脹, 風や海潮流の摩擦によつて氷野に働く横圧力, 氷野が大きな慣性をもつて沖から侵入し急に停止するために起る横圧力等が考えられるが, これらが氷丘脈を生成する程の氷圧を生ずるか否かの検討を以下に加へてみようと思う。

### 1) 温度変化による氷野の膨脹

河や湖水に見られる氷丘の原因としては氷の温度変化に起因する膨脹が主な原因であることが挙げられている。海水の膨脹係数は F. Malmgren<sup>6)</sup> 氏によつて理論的或は実験的に求められている。その値を示せば第6表の通りである。今  $0^\circ\text{C}$  で  $l$  なる長さの海水が温度が僅か  $\Delta\theta$  だけ上昇したために  $\Delta l$  だけ延びたとすれば

$$\Delta l = l\alpha\Delta\theta \dots \dots \dots (12)$$

で与えられる。但し  $\alpha$  は  $0^\circ\text{C}$  に於ける海水の線膨脹係数である。

第6表 海水(塩分含量S%)の線膨脹係数 $\alpha$ と温度( $\theta^\circ\text{C}$ )との関係  
(表の数字は $10^4$ 倍して示してある)(F.Malmgren氏による)

$\theta$ S	-2	-4	-6	-8	-10	-12	-14	-16	-18	-20	-22
2	-22.10	-4.12	-0.06	+0.16	+0.83	+1.13	+1.23	+1.27	+1.33	+1.38	+1.44
8	-93.46	-21.53	-9.30	-4.43	-1.73	-0.57	-0.18	+0.02	+0.23	+0.45	+0.67
15	-176.72	-41.85	-18.92	-9.78	-4.73	-2.54	-1.72	-1.45	-0.94	-0.63	-0.22

$\alpha$ の符号が負である部分は温度が下ると氷が膨脹することを意味する。この膨脹は主として温度の降下に伴ひ Brine 中から更に純氷が生ずるために起るものと考えられている。第6表から判る様に最初温度が零下あまり低くなくて $\alpha$ が負である様な温度にあつた海水は氷温が上昇すれば収縮し、氷温が降下すれば膨脹する。然し、最初温度が零下かなり低く $\alpha$ が正である様な海水は逆に氷温が上昇すれば膨脹し氷温が降下すれば収縮するのである。純氷ではこの程度の温度では $\alpha$ の値は $0.5 \times 10^{-4}$ 位であるから、温度があまり低くなく且つ塩分の多い海水は純氷の200倍以上にも及ぶ膨脹収縮を行うことになる。

さて筆者等が網走で氷圧を最も屢々観察した昭和23年2月半ばの海水中の塩分は1.7~7.8%で当時の日中における気温は例年より高く $-5^\circ\text{C}$ 前後でその日週変化もせいぜい $\pm 5^\circ\text{C}$ 以下であり、且つ急激な温度変化は殆んど認められなかつた。気温の短週期変化は氷層の下層には及ばないが、仮に氷全体が気温変化に従つて変化するものとして $S=8\%$ 、 $\theta = -5^\circ\text{C}$ 、 $\Delta\theta = -5^\circ\text{C}$ と大きく仮定し、 $l=1\text{km}$ とすれば、

$$\Delta l = 10^3 \times \{-9.30 \times (-2) - 4.43 \times (-2) - 1.73 \times (-1)\} \times 10^{-4} = +300\text{cm}$$

となり $-5^\circ\text{C}$ で1kmの長さの氷が $5^\circ\text{C}$ 温度降下した結果もし結氷の端が自由な状態であれば3mだけ膨脹することになる。しかし氷圧が生ずるためには結氷の両端が海岸などで固定されていることが必要である。斯様な場合には結氷の中に氷圧が生ずるが、一樣な厚さの海水では後に述べるように結氷の全長の $\frac{1}{70}$ だけ圧縮されるまでは氷圧は増加するが破碎は起らない。従つて全長が1kmであれば14.3m位圧縮しなければ破碎は起らないことになる。即ち、結氷が一樣な厚さであれば上に計算した3mの膨脹では破碎は起らない。しかし、結氷が一樣でなく厚い結氷と薄い結氷とが入り混つている様な場合には問題は別である。かような場合には主に薄い氷の部分だけ圧縮が行われるので薄い氷の長さが厚い氷の長さに比較して小さければ薄い氷の部分で破碎が起り得る。たとえば、厚い氷の部分では全然圧縮が起らず薄い氷の部分だけで圧縮が起るものと仮定すれば薄い氷の部分が全長の $\frac{1}{5}$ 以下であれば0~3mの幅の氷が破碎されることになる。

然し実際には (i) 氷圧を観測したのは日中で寧ろ温度は上昇していたときであり急激な温度変化も認められなかつたこと、(ii) 昭和23年は例年の様に海水が湾内にびつしりとつまつたことがなく、海水の状態が不安定で日々沖への出入が激しかつたのに氷圧が非常に多く観

察されたこと, (iii) 又氷丘脈の生成の際の氷野の平均移動速度は 1.1~9.0cm/sec で氷圧の継続時間は数時間の程度であつたが, 少し小さく見積つて移動速度の平均が 3.5cm/sec で 1 時間継続したものと考へても氷野の破碎の長さは,

$$3.5\text{cm/sec} \times 60 \times 60 = 126 \times 10^3 \text{cm}$$

130m の程度となり, 上に計算した膨脹による値 3m を仮に大きくみて, 破碎の幅とみても, それに比較して 40 倍にも達する大きい値であること, 以上 3 つのことから考へると温度変化による氷の膨脹は四周がびつちりと閉塞された入海に於ける薄い結氷中の小規模な氷圧の原因にはなりうるとしても一般に氷丘脈をつくる氷圧の主要原因ではないと思ふ。

## 2) 風の摩擦により氷野に働く横圧力

今面積  $S$ , 平均氷厚  $H$  なる氷野の上に風速  $V$  なる風が吹いている場合を考へれば, 氷の上面に働く摩擦力は  $p' \rho_a S V^2$  である。このために氷野の風下に一端が接触し他端は海岸などで固定されている厚さ  $h$  なる薄い結氷を破碎しながら, 氷野が風下の方向に  $v$  なる微速度で運動をしているとすれば, 氷野の運動の方程式は

$$\rho_i S H \frac{dv}{dt} = p' \rho_a S V^2 - p'' \rho_w S v^2 - b h f_0 \dots \dots \dots (13)$$

で与えられる。但し  $t$  は時間,  $\rho_i$ ,  $\rho_a$ ,  $\rho_w$  は夫々氷, 空気及び海水の密度,  $p'$ ,  $p''$  は夫々風と氷の上面との摩擦係数及び海水と氷の下面との抵抗係数である。 $b$  は運動する氷野と薄い結氷との接触の幅,  $f_0$  は海水の最大圧縮強度である。 $p'' \rho_w S v^2$  は氷野が運動するために下の静止した海水より受ける抵抗力である。簡単なために氷野も薄い結氷も幅  $b$  なる矩形であると考え, 氷野の長さを  $l$  とすれば  $S = b l$  である。氷野の運動の速さは時間がたつと大きくなるが, やがて定常速度  $v_0$  となつて運動は定常状態となる。この場合には (13) 式から次式が得られる。

$$h = \frac{l}{f_0} (p' \rho_a V^2 - p'' \rho_w v_0^2) \dots \dots \dots (14)$$

網走に於て筆者等の今までの観察の範囲では氷圧の襲來の際の氷野の長さの程度は普通 1km 位と推定されるので  $l = 10^5 \text{cm}$  とおき,  $\rho_a = 0.00129$ ,  $\rho_w = 1.025$ ,  $p'$   $p''$  は流氷野の値として  $p' = 5.25 \times 10^{-3}$ ,  $p'' = 43.5 \times 10^{-3}$  とおき, 風速として仮に  $V = 10 \text{m/sec}$  を  $v$  の値としては氷丘生成の際の実測値の平均  $v_0 = 3.5 \text{cm/sec}$  を採用する。海水の最大圧縮強度  $f_0$  の値として, 元樺太庁土木試験室が大泊港棧橋及び大泊船入潤の海水について行つた実験結果によれば結晶軸に垂直な方向では  $31 \sim 49 \text{kg/cm}^2$ , 平行な方向では  $83.3 \sim 108 \text{kg/cm}^2$  であつた。共に淡水氷の値に比較して大に過ぎるようであるが, 他に研究の結果がないから, これを採用して  $f_0 = 100 \text{kg/cm}^2$  とし代入し  $h$  の値を (14) 式から概算すれば

$$h = \frac{10^5}{10^5} \{ 5.25 \times 10^{-3} \times 0.00129 \times (10^3)^2 - 43.5 \times 10^{-3} \times 1.025 \times (3.5)^2 \} = 6.2 \text{cm}$$

が得られる。即ち, 風速が 10m/sec 以上もあり, 且つ 6cm 以下の薄い結氷でなければ, 斯

様な機構によつては氷丘を生成する程の氷圧は起らないことが判る。この計算は  $p'$ ,  $p''$  の値として氷丘野と平坦氷とが混じた氷野の値を用いたから平坦な結氷の場合にはあて簾らない。平坦氷の場合には  $h$  は非常に小となる。

3) 海潮流の摩擦により氷野に働く横圧力

2)の場合に考えたと全く同様な氷野と薄い結氷とが海岸に固着している場合を考える。氷野の下に  $u$  なる流速の海流又は潮流が氷野から結氷の方に流れているものとする。この場合氷野の下面に働く抵抗により氷野が  $v$  なる速度で氷野よりも厚さの薄い  $h$  なる結氷を破碎しながら運動しているものとするれば氷野の運動の方程式は

$$\rho_i SH \frac{dv}{dt} = p'' \rho_w S (u - v)^2 - bh f_0 > 0 \dots\dots\dots (15)$$

が得られる。 $v$  は小であるから空気の抵抗は考えない。2)と同様に氷野と結氷とをその一辺  $b$  で接触する矩形であるすれば  $S = b\ell$  である。

最初氷の破碎が始るところを時間  $t$  の起点とすればそのときの速度は未だ小であるから  $t=0$  では  $v=0$  とし、 $u$  も考えている時間の範囲で一定であると考えて(15)式を解けば、

$$v = \frac{v_1 (1 - e^{-\lambda t})}{1 - \frac{v_1}{v_2} e^{-\lambda t}} \dots\dots\dots (16)$$

が得られる。但し

$$v_1 = u - \sqrt{\frac{f_0 h}{p'' \rho_w \ell}} \dots\dots\dots (17)$$

$$v_2 = u + \sqrt{\frac{f_0 h}{p'' \rho_w \ell}} \dots\dots\dots (18)$$

$$\lambda = \frac{2}{\rho_i H} \sqrt{\frac{p'' \rho_w f_0 h}{\ell}} \dots\dots\dots (19)$$

である。氷野の運動速度  $v$  は(16)式から判る様に最初は小さいが時間が経てば段々増加して一定値  $v_1$  に近ずき運動は定常状態になる。(17)式を変形すれば、

$$h = \frac{p'' \rho_w \ell (u - v_1)^2}{f_0} \dots\dots\dots (20)$$

が得られる。結氷の破碎が始るためには(15)式の右辺が正の値であることが必要であるから従つて(18)式に於て  $v_1 = 0$  として計算された結氷の厚さ  $h_m$  が破碎の起るための結氷の最大氷厚を与えることになる。

$$h_m = \frac{p'' \rho_w \ell u^2}{f_0} \dots\dots\dots (21)$$

網走湾内には海流はほとんどなく、潮流は最大 0.5knot 位に達することが知られているから  $u = 0.5kt = 25\text{cm/sec}$  とする。 $p''$ ,  $\rho_w$ ,  $\ell$ ,  $f_0$  は前と同様  $p'' = 43.5 \times 10^{-3}$ ,  $\rho_w = 1.025$ ,  $\ell = 10^5\text{cm}$ ,  $f_0 = 100\text{kg/cm}^2$  として代入すれば、

$$h_m = 27\text{cm}$$

が得られる。

即ち、結氷の厚さが 27cm 以下であれば斯様な機構によつても氷丘脈は生成され得ることになる。沿岸の氷丘生成の観察の場合には破碎された結氷板の厚さは何れもこの値より薄いものであつた。潮の干満の激しい場合には斯様な機構の氷圧も実際に起りうることゝ思う。しかしその潮時を調べてみると必ずしも潮流の最も大なる日には當つていなかった。しかも多くは氷野が沖から侵入した場合に氷圧が観察されたことは次に述べる機構が実際には主要な原因であつたと思う。

#### 4) 沖から侵入した氷野の慣性に基く横圧力

海流や風によつて漂流していた氷野が沖から侵入して、その慣性で海潮流もない沿岸海域に存在する沿岸結氷に接触して氷圧を及ぼし遂に結氷を破碎する場合を考える。今氷野を質量  $M$  で面積は  $b\ell$  なる矩形とし、沿岸結氷も面積  $bL$  なる矩形で両者はその一辺  $b$  で接触するものとし、氷野の平均氷厚は  $H$ 、沿岸結氷の厚さは  $h$  で  $H > h$  とする(氷野中の平坦氷もその氷厚は何れも  $h$  より大なるものとする)。又海水の密度を  $\rho_i$ 、海水の最大圧縮強度を  $f_0$  とする。最初に氷野と沿岸結氷とが接触する面に原点をとり海岸の方向に  $x$  軸をとる。時間  $t$  の起点も両氷が接触した瞬間にとり、氷野の  $t=0$  における速度を  $v_0$ 、氷野が沿岸結氷を  $x$  だけ圧縮して単位面積当り  $f$  なる歪力を生ぜしめている場合の氷野の速度を  $v_1$ 、結氷に最初破碎が生じた時刻を  $t_1$ 、その時の速度を  $v_2$ 、その距離を  $x_1$ 、結氷を破碎しながら進んでいるときの速度を  $v_3$ 、氷野の岸に向う運動が止つた時間を  $t_2$ 、その距離を  $x_2$  とする。

氷野が沿岸結氷を歪ませながら運動する範囲の運動の方程式は、

$$M \frac{dv_1}{dt} = -bhf \quad \text{但し} \quad 0 \leq x \leq x_1 \quad \dots\dots\dots(22)$$

で表わされる。但し水の抵抗は無視した。氷の破碎の瞬間まで Hook の法則が成立つもの

と仮定すれば  $f = \frac{f_0}{x_1} x$  で、 $x_1 = \beta L$  であり  $M = \ell b H \rho_i$  であるから

$$\frac{dv_1}{dt} = -\frac{f_0 h}{\ell H \rho_i \beta L} x \quad \dots\dots\dots(23)$$

となり、両辺を  $t$  で微分して次式が得られる。

$$\frac{d^2 v_1}{dt^2} = -\mu^2 v_1 \quad \dots\dots\dots(24)$$

但し  $\mu = \sqrt{\frac{f_0 h}{\ell H \rho_i \beta L}}$  である。(24)式を  $t=0$  では  $v=v_0$  及び  $x=0$  なる条件で解けば

$$v_1 = v_0 \cos \mu t \quad \dots\dots\dots(25)$$

$$x = \frac{v_0}{\mu} \sin \mu t \quad \dots\dots\dots(26)$$

が得られる。(26)式に於て  $\frac{v_0}{\mu} < \beta L$  即ち

$$v_0 < \sqrt{\frac{f_0 h \beta L}{\rho H \rho_i}} \dots\dots\dots (27)$$

であれば氷野は沿岸結氷を破壊することなく逆に沖の方向に反射される。

$$v_0 \geq \sqrt{\frac{f_0 h \beta L}{\rho H \rho_i}} \dots\dots\dots (28)$$

であれば  $x = x_1 = \beta L$  に於いて結氷の破碎が始まる。(25), (26) 両式から  $t_1$  及び  $v_2$  を求めると,

$$t_1 = \frac{1}{\mu} \sin^{-1} \left( \frac{\mu \beta L}{v_0} \right) \dots\dots\dots (29)$$

$$v_2 = \sqrt{v_0^2 - \mu^2 \beta^2 L^2} \dots\dots\dots (30)$$

となる。

次に氷野が沿岸結氷を破碎しながら運動している場合には運動の方程式は次式で与えられる。

$$\frac{d}{dt} (M' v_3) = -b h f_0 \dots\dots\dots (31)$$

但し質量  $M'$  は氷野の質量  $M$  のほかに破碎した沿岸結氷の部分の質量が加わるために

$$M' = M + (x - \beta L)(1 + \beta) h \rho_i \dots\dots\dots (32)$$

となるが、氷野の大きさに比較して結氷の大きさがかなり小さい場合を考えて、しかも概算が目的であるから(32)式の右辺の第2項は至然無視して考えを進める。

従つて(31)式を  $t = t_1$  で  $v_3 = v_2$  及び  $x = x_1$  として解けば

$$v_3 = v_2 - c(t - t_1) \dots\dots\dots (33)$$

$$x = x_1 + v_2(t - t_1) - \frac{c}{2}(t - t_1)^2 \dots\dots\dots (34)$$

が得られる。但し  $c = \frac{f_0 h}{\rho H \rho_i}$  である。破碎が停る点では  $t = t_2$  で  $v_3 = 0$  及び  $x = x_2$  であるから、これを(33), (34)両式に代入して  $t_2$  及び  $x_2$  を求めると

$$t_2 = t_1 + \frac{v_2}{c} = \frac{1}{\mu} \sin^{-1} \left( \frac{\mu \beta L}{v_0} \right) + \frac{\sqrt{v_0^2 - \mu^2 \beta^2 L^2}}{c} \dots\dots\dots (34)$$

$$x_2 = x_1 + \frac{v_2^2}{2c} = \beta L + \frac{v_0^2 - \mu^2 \beta^2 L^2}{2c} \dots\dots\dots (35)$$

が得られる。 $t_2$  は氷圧の継続時間で破碎の継続時間は  $(t_2 - t_1)$  である。又破碎された沿岸結氷の長さ  $y$  は

$$y = \beta^2 L + \frac{v_2^2}{2c} (1 + \beta) \dots\dots\dots (36)$$

であるが  $\beta$  は非常に小さい値であるから(37)式の右辺の第2項だけと考えると差支えない。

又氷圧  $F$  は

圧縮の間は ( $t_1 > t \geq 0$ ) ;  $F_1 = \left( \frac{h}{H} f_0 \right) \frac{v_0}{\beta \mu L} \sin \mu t \dots\dots\dots (38)$

破碎の間は ( $t_2 > t \geq t_1$ ) ;  $F_2 = \frac{h}{H} f_0 \dots\dots\dots (39)$

である。x=x<sub>2</sub>でv<sub>3</sub>となつて破碎が終了すれば氷野は圧縮された残りの沿岸結氷の歪力のために沖の方へ少し押戻されることになる。

今  $\rho_i = 0.9$ ,  $f_0 = 100 \text{kg/cm}^2$ ,  $\beta$  の値は前述の元樺太庁土木試験室の実測によれば  $\beta = \frac{1}{70}$  であつたからこれ採用する。氷野の大きさとして  $l = 1 \text{km}$ , 平均氷厚  $H = 100 \text{cm}$  とし, その侵入速度を  $v_0 = 0.5 \text{kt}$  とする。これらの値を上にて求めた式に代入して,  $\mu, c$  の値, 結氷の破碎が始まるときの氷野の速度  $v_2$ , 最初の圧縮の継続時間  $t_1$ , 破碎の継続時間 ( $t_2 - t_1$ ), 結氷の破碎された長さ  $y$ , 氷圧の継続時間  $t_2$ , 破碎の間の氷圧  $F_2$  等を結氷 (長さ  $L = 100 \text{m}$  とする) の厚さ  $h$  の種々の値に対して計算して第7表に示した。

第 7 表

結氷の厚さ $h$ (cm)	$\mu$	$c$	破碎開始時の流水野速度 $v_2$ (cm/sec)	圧縮継続時間 $t_1$ (sec)	破碎の継続時間 $t_2 - t_1$ (sec)	結氷の破碎された長さ $y$ (m)	氷圧の継続時間 $t_2$ (sec)	破碎の間の氷圧 $F_2$ (kg/cm <sup>2</sup> )
20	$3.95 \times 10^{-2}$	0.222	24.4	5.8	110	13.6	116	20
40	$5.58 \times "$	0.444	23.7	5.8	53	6.4	59	40
60	$6.84 \times "$	0.667	23.0	5.9	35	4.1	40	60
80	$7.89 \times "$	0.889	22.3	5.9	25	2.9	31	80
100	$8.83 \times "$	1.112	20.5	6.9	18	1.9	25	100

即ち, この場合には氷野の厚さが沿岸結氷の厚さより大であれば如何なる沿岸結氷も破碎されることになる。但し氷野の大きさが1km位のものでは結氷を破碎する長さは2~14m位で氷圧の継続時間は僅かに25秒~2分位に過ぎない。実際に氷圧の継続時間は1時間から数時間に亘るものもある様であるが, これは以上に述べた様な氷野が後から続いて衝突を続けた結果と考えれば説明される。沖に於ては氷野は互に離れて多く漂流を続け大きな流水帯をなしていることは事実である。このためには氷圧が断続しながら続く筈であるが, 次の章に述べる様に実際に氷の破碎に断続現象があることが認められるのである。

海岸に沿岸結氷がなくて直接氷野が接岸する様な場合には氷野内部の薄氷部が破碎されて氷丘を生ずることは全く同様である。

とにかく, 氷野が侵入すれば沿岸結氷乃至氷野中の薄氷部の氷厚に従つて20~100kg/cm<sup>2</sup>に及ぶ氷圧が海岸に及ぶのであるから防波堤等が損害を受けることも考えられる。又かような氷野と結氷とに狭まれば船舶も破損すべきは明らかである。網走港の沖に面する防波堤の一部が多少陸の方へ移動しており氷による被害であるといわれている。この見地から氷圧を正確に知ることは極めて大切であるが, これには(38), (39)式から判るように海水の最大

圧縮強度を正確に知ることがどうしても必要である。海水の最大圧縮強度については前述した様に未だ余り正確な値が得られていない。筆者等も将来測定を行いたいと考えている。

筆者等が観察した氷丘の生成は多く沖より氷野が侵入する際に起つたものであつて、この影響が最も氷圧の原因として有力なものあり、次いで海潮流の摩擦による氷野の運動等が原因となるのであろうと信じている。

以上に述べた氷圧の原因は沿岸に於ける場合であつたが、沖に於ても氷野の運動は前報にも指摘した様に大きさ、上面下面の凹突度の差によつてかなり異なるのであるから、異なつた氷野相互の衝突が起る筈であり、上に述べたと全く同様な機構によつて氷圧従つて氷丘脈の生成がおこるであろうことは推察されるのである。

### VIII. 氷丘の生成の際観察された氷野の運動の断續

筆者等が氷丘脈の生成について観察したところでは氷野の運動にかなり短かい時間の断續があることを知つた。即ちB型の氷丘脈の生成の際に掲げた昭和19年2月23日の観察を除き氷丘脈の生成を観察した総ての場合に氣付かれたのである。次にこの現象の観察の1例として昭和23年2月12日に網走ワタラ岩（一名シャツボ岩）防波堤沖における観察結果を述べその原因を推察してみようと思う。

当日晝過ぎの状況は防波堤外側には少しも氷がなく遙か沖合に流水が見えている程度であつたが、15時頃には流水が大分近く見える様になり、16時30分頃には氷野が凡そ ESE 乃至 SEの方向から侵入して防波堤（方向NE—SE）にも達し遂に見渡す限り（視界半径8 km）の氷野となつた。当時の流れとしては湾内で海流は先ず考えなくてもよい。潮流は10日の朔に於て漲潮流はESEからWNWへ向つて最大流速0.5ktであることが海図から判かる。観察の日は12日であつたから先ず最大この程度の潮流があつたことが推定される。又当日の潮時は水路部発行の潮汐表によれば9h30mに低潮（潮位27cm）、16h10mに高潮（117cm）、23h20mに低潮（54cm）である。従つて氷野が沖から侵入した時間は丁度漲潮流の時間に相当し、その方向も観察された氷野侵入の方向とほとんど一致していたことになる。この氷野は高さ0.5~2.0mの一面の氷丘野とその間に散在する氷厚20cm内外、面積100~1000m<sup>2</sup>程度の平坦な結氷部から出来ていて、多くの線狀の裂目があつた。氷圧による氷丘の生成は主として氷丘野に接した結氷の部分に起り、生成の型は多くA型に属していた。結氷板の端の部分がグーグーと鈍い音をたてながら破碎されて氷丘を生ずると、又それに接したその結氷板の部分が破壊されて氷丘を生じ、この運動が連続してその結氷板全部が破碎し盡されて氷丘野と化するまで続いた。こゝに興味ある現象は一つの場所で見ていると氷野の運動がかなり規則正しくしかも明瞭に断続的に起つていたことである。それで一つの氷の運動の継続時間と休止時間とを防波堤の上から連続的に測定を行つてみた。この場合の氷野の運動は防波堤の方向に平行でSEからNWに向つていた。16h37mから17h00mまでの間の観察結果を第8表に示し

第 8 表

運 動 継 続 時 間		休 止 時 間	
m	s	m	s
—	—	3	—
2	—	1	—
1	—	1	—
2	40	—	40
—	40	1	—
6	—	—	20
2	40	—	—
平均	3 0	1 45	
平均	2m	23s	

た。この結果を見れば運動の断続は期待した程規則正しいものではなかつたが、20秒から6分位（平均して2分20秒位）隔きに運動と休止が繰返されていたことになる。又運動時における氷野の平均移動速度は16h30m頃には8~10cm/sec, 17h0m頃は9.0cm/secであつた。しかし斯様な運動の断続は流水原全部が同時に起つていたのではなく、測定場所附近では運動が休止しているときでも防波堤からNE方向数10m沖の他の部分では時々グーグーと運動が襲来しているのが観察されたこともあつた。

次に斯様な断続運動の運動の原因について少し考究する。

i) 観測された運動の休止又は継続の時間が平均して2分20秒位で、運動の際の氷野の移動速度が平均して9.0cm/secであつたことから、運動の1継続時間中に破碎される薄氷部の長さは平均して13m位となる。一方、沖から0.5kt位の速さで侵入した長さ1km, 厚さ1m位の氷野が着岸したとすれば長さ100mで氷厚20cm位の薄氷部は第7表に示した様に14m位の長さが2分間位の間に破碎される計算になる。この両者の破碎距離、継続時間は共にその程度に於て一致している。観察の当日斯様な運動の断続現象が幾時間続いたかは残念ながら注意しなかつたが、仮に1時間継続したとすれば、このためには平均して $0.25(m/sec) \times 143(sec) = 36m$ 位の距離を互に隔てた氷野が次ぎ次ぎと衝突してくることが必要である。又斯様な氷野の集合即ち流水帯の長さは大凡 $(1000m + 36m) \times \frac{60分}{4(分)46(秒)} = 13km$ に達することになる。当時海上は見渡す限り流水で覆われていたことと視界半径が8kmであつたことから判断すればこの程度の流水帯の長さはそんなに不適當なものとは思われない。この場合では氷野の運動の断続は氷圧の断続を意味する。

ii) 次に沖から侵入した氷野が海岸に達して静止し潮流の摩擦によつて氷野中の薄氷部が破碎される場合を考える。

氷野が全部一樣な氷でなく実際に観察された様に厚い氷丘野と薄い平坦氷との集合であつたことと、観測場所が海岸に接して運動が停つている氷野の先端よりもかなり氷野の中心部に近い位置にあつたことを考慮すれば氷野が次ぎ次ぎと衝突してこなくとも1流水野だけでも説明される様に思われる。即ち、SE方向からの潮流の摩擦に起因する氷圧により第VII章3)項に述べた機構によつて先ず最も厚さの薄い平坦氷の部分から破碎が起ることになる。この平坦氷が破碎し盡されるまでは運動はこの場所から上手のSE方向だけに起りこの場所から下手の先端には及ばない。第1の破碎が終り第2, 第3, ……………の弱点が破碎される場合も全く同様である。

従つて観測部分より上手で破碎が行われている間は観測場所の運動は休止しているが、観測点より下手の方で破碎が行われているときには観測場所は運動を継続することになる。即

ち、運動の休止又は継続時間が20秒~6分、平均して2分20秒位であつたことは、運動の際の氷野の移動速度が平均して9.0cm/secであつたことから見て碎破された薄い平坦氷の部分が見測場所の前後に散在していたことと、その大きさが2~32m 平均して13m位のものであつたことを示すことになる。この値は観察されたものとその程度は一致している。

約言すれば氷野の末端（沖の方）においては氷野の運動は連続的であるが、先端の接岸部との途中で氷丘脈が生成されるために中間部分には運動の断続が惹起されたものと考えられるのである。

観測場所附近の運動が休止しているとき、NE沖かなり離れた部分では運動が起つていたことは、この運動方向（SE→NW）に平行な割目が何条かあつて氷野が帯状の部分に分離されていてその各々の部分が別個に上に述べた様な断続運動を行つていたものと考えれば説明せられるであろう。

i), ii) の場合ともかなりよく観察の事実を説明することが出来るが、i) では氷野が沖の風や海潮流で湾内に侵入して沿岸結氷が直接海岸に接着した後は、潮流の摩擦の影響なく只慣性だけで氷圧を生じたと考えた場合であり、ii) では接着後の潮流の影響だけを考えた場合である。実際の場合には最大0.5ktに及ぶ漲潮流があり、丁度その方向から氷野が侵入したことが判つているのであるから、当然この両作用が同時に存在したものと考えるべきであろう。

## IX 綜括及び結語

昭和19年以来毎冬オホツク海北海道海岸の網走、紋別附近の沿岸結氷又は接岸流水について現在までに行つてきた氷丘脈及び氷丘についての観察、その生成過程の観察等の結果から以下の諸問題について述べ、それにつて多少の論議を行つた。

- 1) 氷丘脈は如何なる場所に見られるか、如何なる形、構造等を有するか、如何に分類されるか、如何にして生成せられるかを第II~V章に述べた。
- 2) 海水は海水に浮んでいるのであるから一続きの氷では勿論アルキメデスの原理が成立しているが、20~60cm位の厚さの氷では8m位の幅の一部をとつても大体この原理が成立していること、又氷丘脈の極めて近くで上に述べた幅以内の部分ではこの釣合いが如何になつていないかを第VI章に述べた。
- 3) 氷丘脈の生成は氷圧によることは申す迄もないが、この氷圧の原因となりうる種々の場合を挙げその可能性につき第VII章に論じ、氷丘の生成の際に屢々観察された運動の断続につき第VIII章に論議した。

終に臨み、現地に於ける氷丘脈の切断作業、水準測量、運動速度の測定に際しては長島富雄理学士、田畑忠司理学士、鹿島利治理学士、松村信男理学士、藤木忠美理学士、齋藤光郎

君，工藤義夫君の協力を得た。又研究に要した費用の一部は文部省科学研究費によつた。こゝに記して厚く感謝の意を表する。

#### 文 献

- 1) 南満洲鉄道株式会社. 鉄道總局建設局 1941 河水特に氷上軌道に関する研究, 80.
- 2) 宇田道隆 1940 海水の結氷初期に於ける特異な氷紋の觀察, 科学, 10. 4. 122.
- 3) 1) に同じ。
- 4) 原田千三編 1943 雪・氷・凍土 東京, 260.
- 5) 吉村信吉 1937 湖沼学 東京, 209.
- 1) に同じ。
- 6) Malmgren, F. 1928 On the properties of sea-ice. The Norwegian North Polar Expedition with the "Maud". 1918-25. Scientific Results, 1, 5. 1-67. Bergen.
- 7) 福富孝治 1951 海水の研究(第14報) 氷海に於ける定常吹送流と氷の風に依る定常漂流 低温科学, 7, 25.
- 8) 福富孝治, 楠 宏, 田畑忠司 1951 海水の研究(第12報) 流氷の海水に対する相対漂流の一測定 低温科学 6, 85

#### R é s u m é

The writers discussed in this paper on the results of observations carried out in 1944-1948 in regard to the form and the formation of the hummocky ice ranges (pressure ridges) in the coastal fast-ices and the fastened ice-fields off the Port Abashiri and Monbetsu in the Okhotsk Sea coast of Hokkaido. The results are summerized as follows: 1) Places of existence of the hummocky ranges, the form, the structure, the classification, and the observations of their formation were described in Chapter II-V.

2) Isostasy of the ice-field in the neighbourhood of the hummocky ranges was discussed in Chapter VI.

3) Causes of the ice-pressure to which the formation of hummocky ranges be attributed were discussed in Chapter VII.

4) The phenomena of the intermittent motions of ice-field that were observed when the formation of hummocky ranges were in process, were discussed in Chapter VIII.