

STOCKHOLMS UNIVERSITET
NATURGEOGRAFISKA
INSTITUTIONEN

STOCKHOLM UNIVERSITY
DEPARTMENT OF PHYSICAL GEOGRAPHY
S-10691 STOCKHOLM SWEDEN



ÅRSRAPPORT
ANNUAL REPORT
1991



TARFALA RESEARCH STATION

Rapport från Tarfala

Stockholm 1991

Håkan Grudd &
Axel Bodin (eds)

TABLE OF CONTENT

INTRODUCTION	1
METEOROLOGISKA OBSERVATIONER I TARFALA 1990	2
STORGLACIÄRENS MASSBALANS	6
RABOTS GLACIÄR 1989/90	10
TARFALAGLACIÄREN 1988/89	12
RIUKOJETNAS MASSBALANS 1988/89 OCH 1989/90	14
MASSBALANSMÄTNING PÅ MÄRMAGLACIÄREN 1989/90	16
THE RECESSION OF THE KÄRSA GLACIER DURING THE 20TH CENTURY	18
EROSIONSUNDERSÖKNING FRAMFÖR STORGLACIÄREN MED HJÄLP AV FOTOGRAMMETRI	27
STUDIES OF THE TILL LAYER AT THE BED OF STORGLACIÄREN	30
A SIX-YEAR VELOCITY RECORD ON STORGLACIÄREN	33
GLACIÄRFRONTSTUDIER I SVENSKA FJÄLLEN	42
FLYGFOTOGRAFERINGAR I SVENSKA FJÄLLEN SOMMAREN 1990	48
MÄTPROJEKT TARFALA FÄLTARBETET OCH DE FÖRSTA UTVÄRDERINGARNA	51
THE SÄLKA BOULDER TOUNGE - A ROCK GLACIER OR A ROCKSLIDE?	56
ISSJÖTAPPNINGEN VID SÄLKA 1990 - TOLKAD UR KLIMATOLOGISK SYNVINKEL	60
PUBLISHED PAPERS AFTER 1980 BASED ON DATA FROM TARFALA	66
COMPILATIONS OF DATA FROM TARFALA	69
POPULAR SCIENCE	69
AVHANDLINGAR OCH OPUBLICERADE UPPSATSER FRÅN TARFALA 1987 - 1990	70
Appendix 1: PERSONAL OCH GÄSTER 1990	72
Appendix 2: STORGLACIÄRENS MASSBALANS 1946 - 1990	76
Appendix 3: METEOROLOGISKA DYGNSMEDELVÄRDEN SEPT 89 - DEC 90	77
Appendix 4 och 5: STORGLACIÄRENS MASSBALANSDIAGRAM	93
Appendix 6: STORGLACIÄRENS SNÖSONDERINGAR 21/4 1990	95
Appendix 7: STORGLACIÄRENS STAKPOSITIONER 1990	96

INTRODUCTION

This "annual report" is like the reports from 1986, 1987, 1988 and 1989 intended to be a collection of short descriptions of field projects. We include a large number of tables and figures which we believe may be useful in the future.

Even if the report is mainly intended to be used by people working in Tarfala, we hope that the report will be of interest also for glaciologists working with similar problems in other areas.

The report includes a number of contributions written by people that has been working at the station. The authors are responsible for their contributions. All results are preliminary.

Stockholm April 1991.

Wibjörn Karlén
Professor

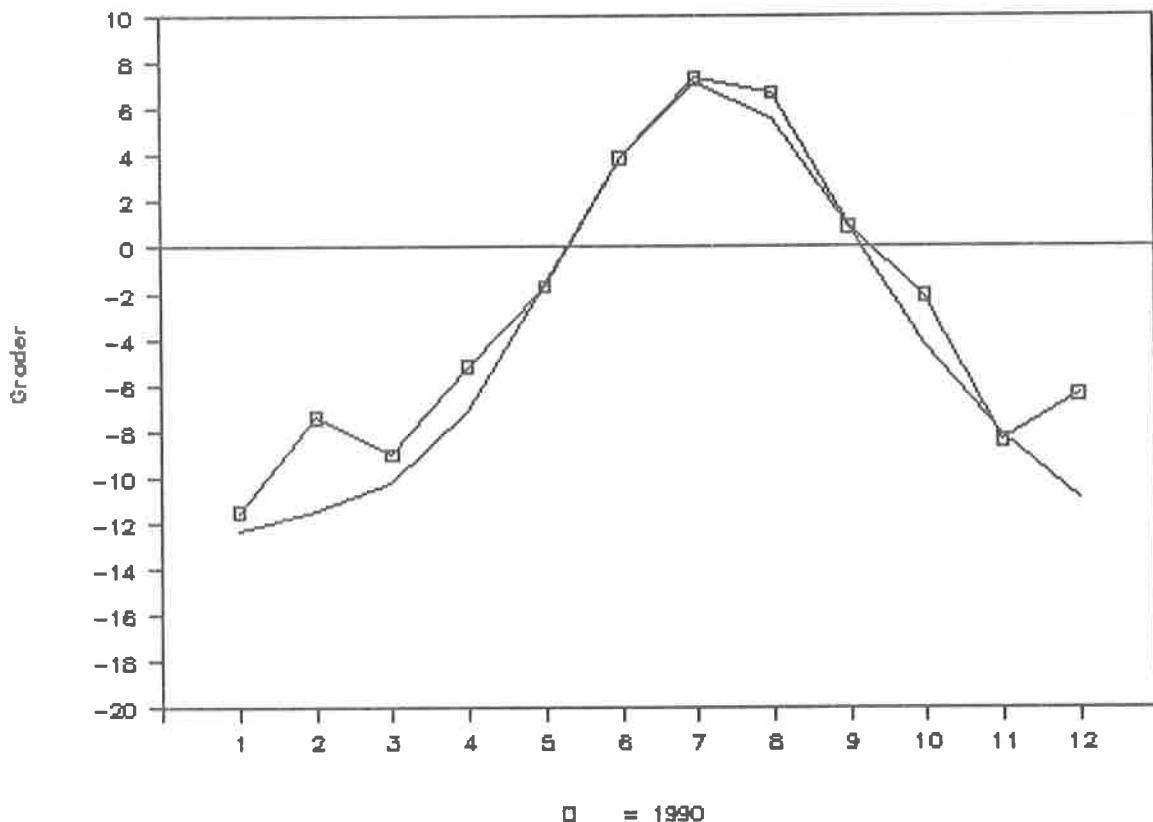
METEOROLOGISKA OBSERVATIONER I TARFALA 1990

Håkan Grudd

1990 blev återigen ett mycket varmt år i Sverige. Februari blev t.ex. helt unik vad gäller temperaturen vid nästan alla SMHI's stationer. Det var mellan 6 och 11 grader varmare i hela landet, med de största temperaturavvikelserna i de inre delarna av norra Norrland. Medeltemperaturen i Tarfala blev för februari -7.4°C vilket är 4.0 grader varmare än medelvärdet för 25-års perioden 1965-89. Även december blev mild i hela landet - norra Sverige fick en av de mäldaste decembarmånaderna sedan mätningarna började i slutet på 1800-talet. I Tarfala blev temperaturen -6.4°C vilket är 4.5 grader varmare än 1965-89 (Fig. 1).

Sommartemperaturen i Tarfala (jun - aug) blev i stort sett normal: 6.0°C jämfört med medeltemperaturen för 1946-89 som är 5.7°C (Appendix 2)

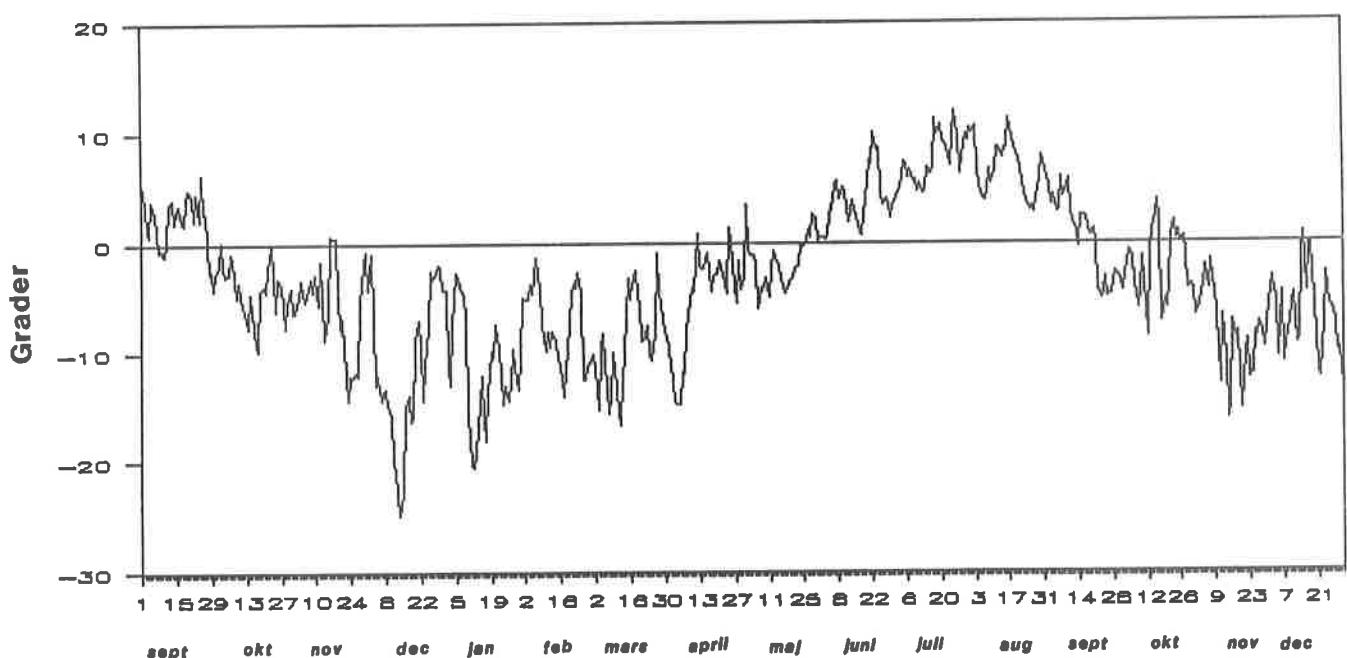
1990 blev varmare än normalt i hela landet. Temperaturöverskottet låg i allmänhet på mellan 1 och 2 grader. Årsmedeltemperaturen i Tarfala blev -2.7°C vilket är 1.3 grader varmare än perioden 1965-89, som har ett medel på -4.0°C (Appendix 2).



Figur 1. Månadsmedelvärden för 1990 samt för perioden 1965-89

Tabell 1.

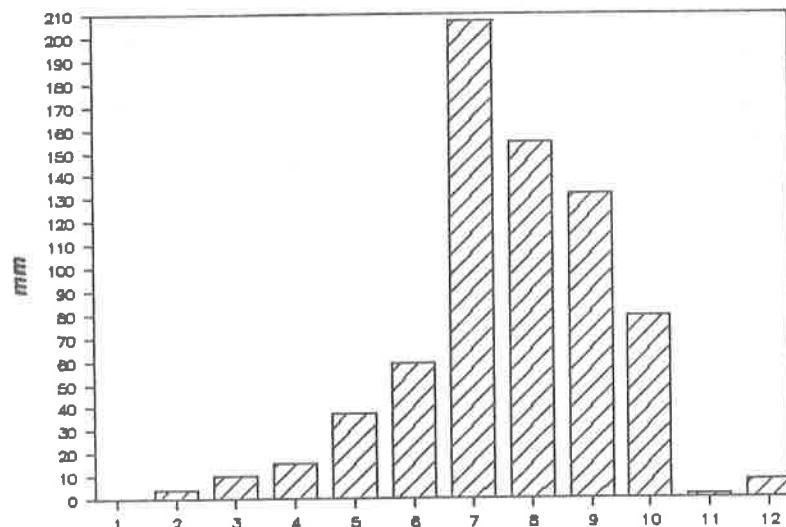
Månad	Medel-temp	Medel max	Medel min	Maximi-temp	Minimi-temp
Sept -89	2.0	4.5	-0.3	8.8	-5.9
Okt	-4.3	-1.6	-7.3	5.3	-12.9
Nov	-5.7	-3.3	-8.9	3.5	-18.4
Dec	-11.5	-8.9	-14.6	0.5	-27.7
Jan -90	-11.5	-7.6	-15.3	-0.6	-23.1
Feb	-7.4	-4.8	-11.1	1.6	-19.3
Mars	-9.0	-5.6	-13.0	2.0	-19.7
April	-5.2	-1.6	-8.8	5.3	-19.0
Maj	-1.7	2.0	-4.7	8.2	-9.0
Juni	3.9	6.9	0.8	14.7	-3.2
Juli	7.3	10.4	4.2	17.4	-0.2
Aug	6.7	9.1	4.4	14.1	0.1
Sept	0.9	3.0	-1.1	9.9	-8.4
Okt	-2.1	0.8	-5.1	9.9	-11.2
Nov	-8.4	-5.3	-11.6	0.3	-19.2
Dec	-6.4	-3.4	-9.5	6.0	-16.0



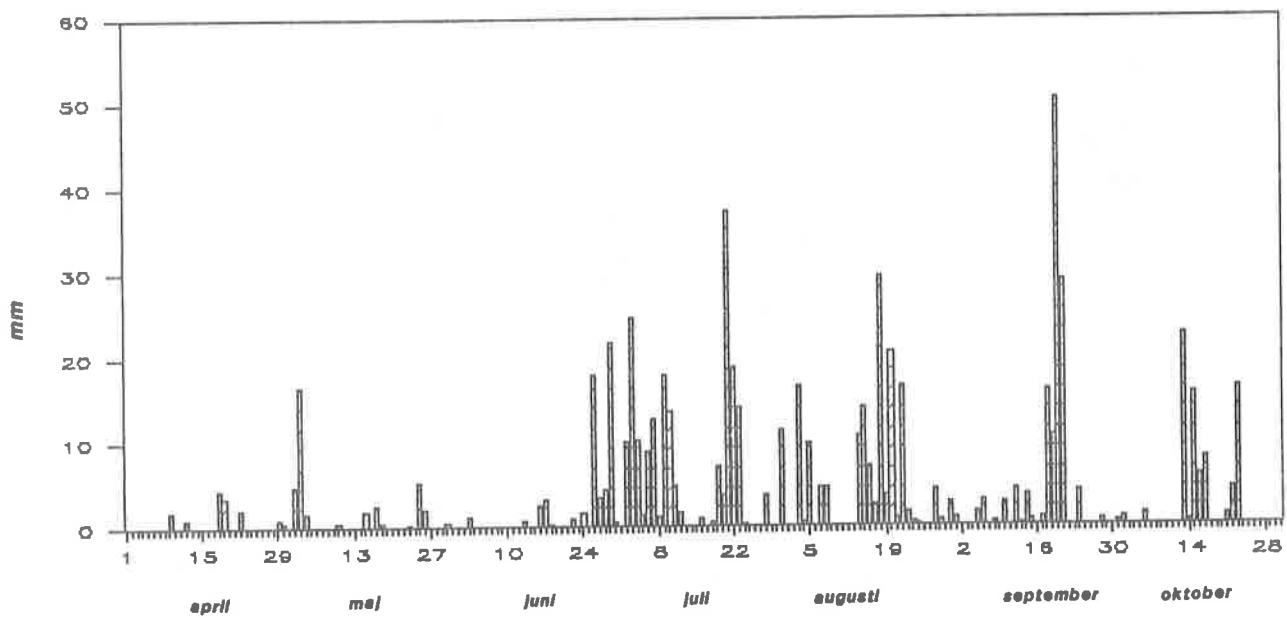
Figur 2. Medeltemperaturerna för varje dygn från september 1989 till december 1990

Nederbörd i form av regn föll rikligast i juli (Fig. 3) och det nederböärdsrikaste dygnet inträffade då 50 mm regn föll den 20:e september (Fig. 4). Sommarmånaderna juli och augusti blev ovanligt nederböärdsrika och det kraftiga regnvädret mellan den 18 - 21 september, då hela 107 mm föll, gjorde att även den månaden blev ovanligt rik på nederbörd i form av regn. Oktober blev varmare än normalt (Fig. 1) med två perioder då dygnsmedeltemperaturerna var positiva (Fig. 2). Under dessa två perioder föll nederbörd som regn och även denna månad blev ovanligt regn-rik.

Den totala mängden nederbörd som under 1990 föll i form av regn blev 708 mm.

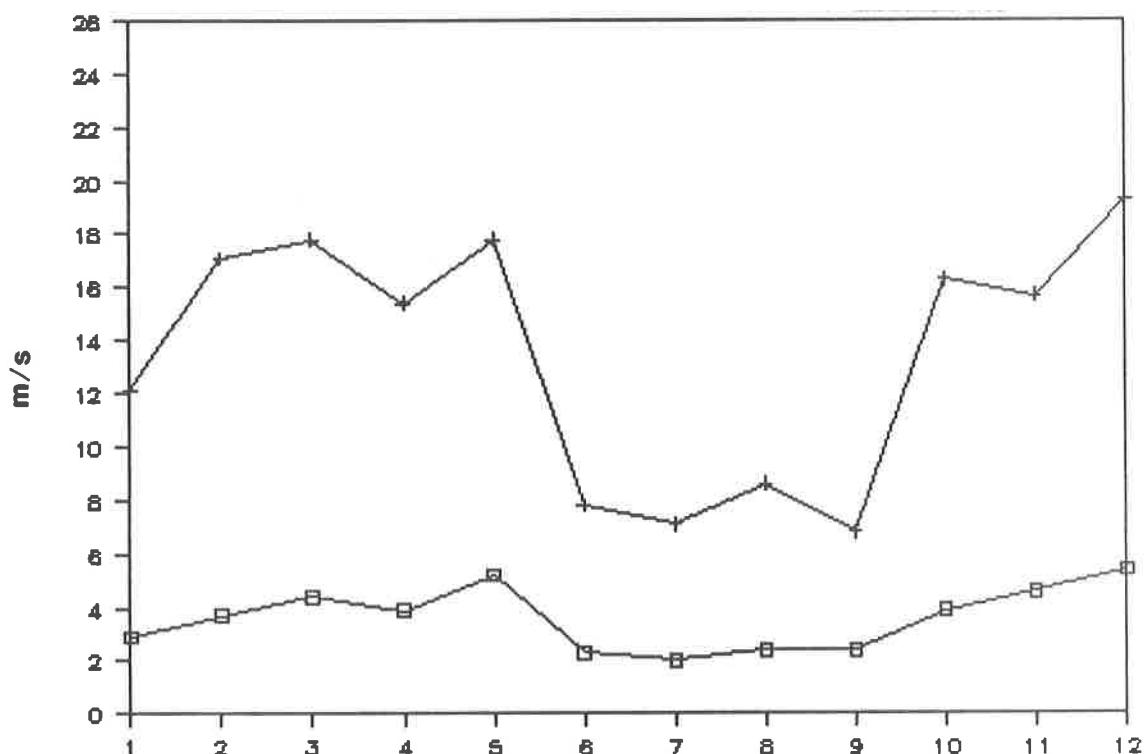


Figur 3. Nederbörd i form av regn för varje månad under 1990.



Figur 4. Nederbörd i form av regn för varje dygn från 1: april till 31:a oktober.

De fyra månaderna juni - september blev mycket vindfattiga och vid endast ett tillfälle under denna period registrerades en vindby på över 20 m/s, vilket förmodligen är unikt för en sommar i Tarfala. Årets blåsigaste månad blev maj, med en medelvindhastighet på 5.2 m/s (Appendix 3), där framför allt de första tio dagarna blev mycket stormiga. Årets kraftigste vindby, 42 m/s, registrerades den 30:e mars.



Figur 5. Medel- och medelmaxvärde för varje månads vindstyrkor under 1990.

STORGLACIÄRENS MASSBALANS 1989/90.

Axel Bodin och Per Holmlund

Vinterbalansen bestämdes den 24 maj 1990. Den baseras huvudsakligen på en snötaxering med 261 sonderingspunkter från den 21 april. Snöns densitet bestämdes då i 4 schakt jämnt fördelade över glaciären (tabell 1). Den 23-24 maj utfördes en reducerad snöinventering i 99 sonderingspunkter. Snöns densitet vid denna inventering framgår av tabell 1. Såväl densitet som snödjup hade förändrats mellan mätfällorna. Ökningen i vattenvärde april-maj var ca 12%. Vinterbalansen uppgick till 2,26 m v.e. vilket är det näst högsta värde som uppmätts på Storglaciären sedan mätseriens start 1945-46.

Sommarbalansen mättes slutgiltigt den 10 september 1990. Den baseras på 42 ablationsstakar. Sommarbalansen uppgick till 1,67 m v.e. vilket är ett normalt värde för Storglaciären.

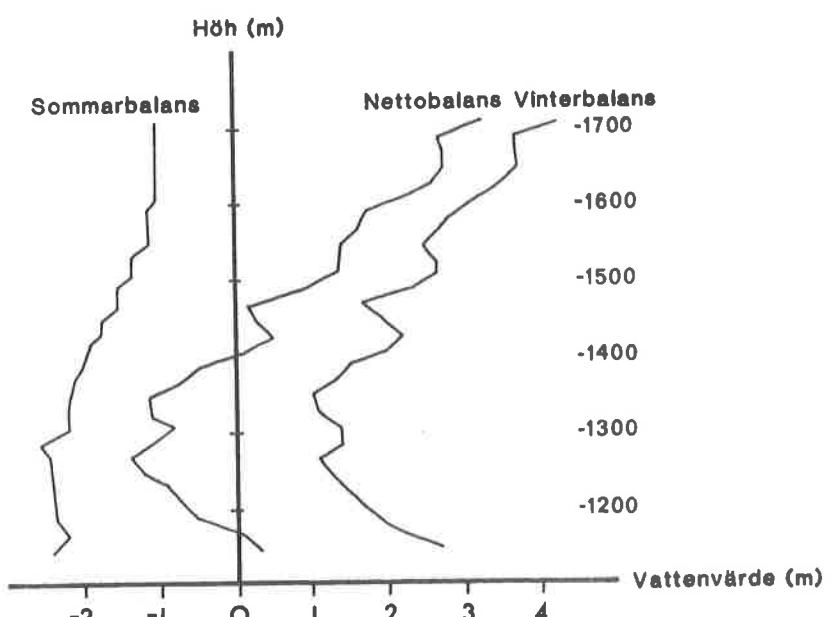
Nettobalansen (+0,59 m v.e.) är det fjärde högsta värdet som har uppmätts. Jämviktslinjen låg på 1495 m vilket ger ett förhållande mellan ackumulations- och ablationsytan (AAR) på 0,60. Nettobalansgradienten bestämdes inom höjdintervallet 1250 och 1710 m till 1,04 m/100 m.

Tabell 1. Snödensitetsbestämningar på Storglaciären 1990

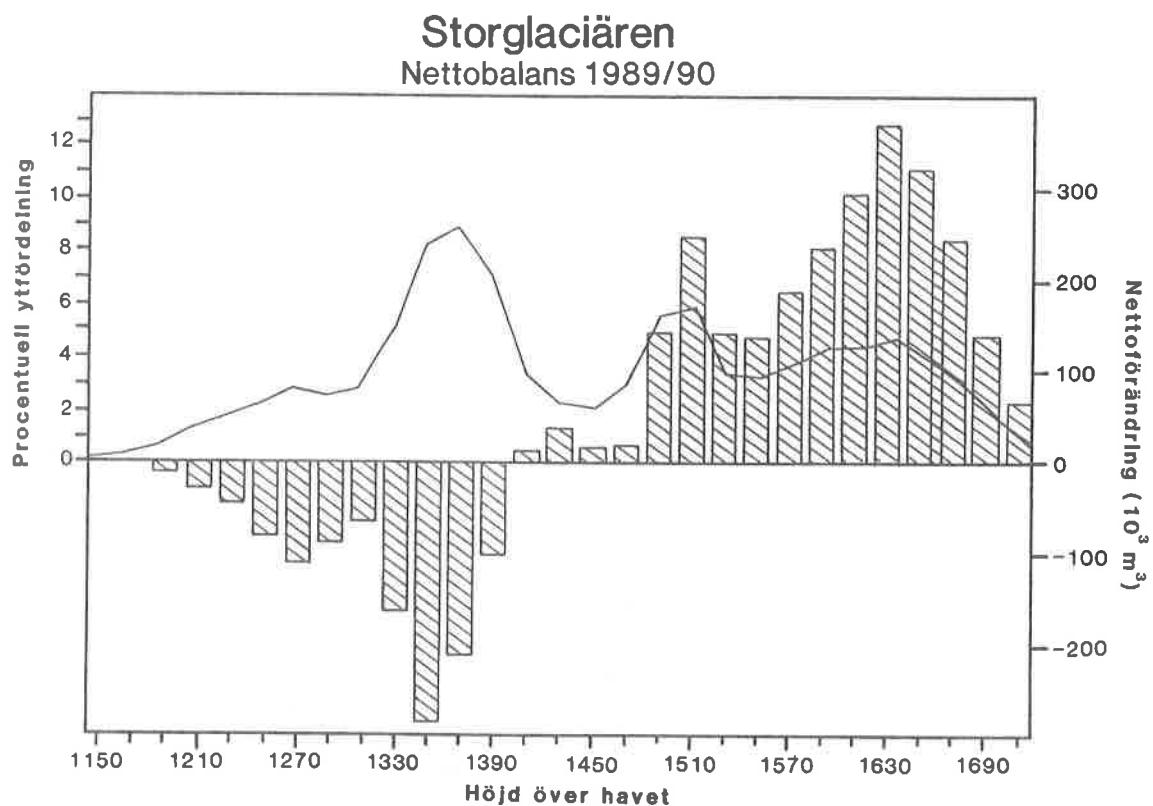
Datum	position	nivå m ö h	Provets längd cm	Densitet kg/dm ³
3 mars	st 12	1340	210	0.37
3 mars	st 29	1510	565	0.393
22 maj	st 29	1510	700	0.494
24 maj		1340	178	0.462
25 maj		1200	356	0.505
26 maj	st 29 N7	1590	530	0.491
27 juni	st 3 N1	1175	250	0.594
10 juli	st 3 N1	1175	200	0.601
10 juli	st 20	1400	250	0.603
11 juli	st 29	1510	658	0.577
23 juli	st 29	1510	598	0.635
6 aug	st 29	1510	501	0.646
13 sep	st 29	1510	422	0.713

Tabell 2. Storglaciärens massbalans under budgetåret 1989/90.

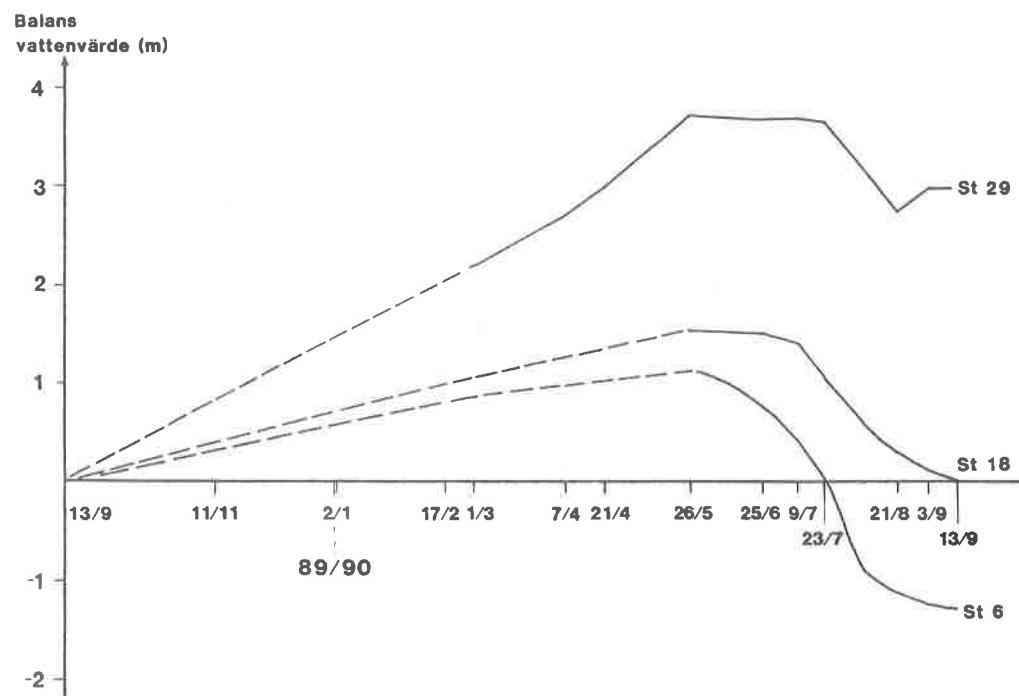
Nivå m ö h	Yta 10^3 m^2	Vinterbalans 10^3 m^3	m v.e.	Sommarbalans 10^3 m^3	m v.e.	Nettobalans 10^3 m^3	m v.e.
1140-1160	8.8	23.6	2.68	20.9	2.37	2.7	0.31
1160-1180	11.2	25.4	2.27	24.4	2.18	1.0	0.09
1180-1200	20.7	37.8	1.83	47.8	2.31	-10.0	-0.48
1200-1220	40.3	64.6	1.60	93.3	2.32	-28.7	-0.71
1220-1240	52.1	76.6	1.47	122.2	2.35	-45.6	-0.88
1240-1260	68.5	83.4	1.22	164.0	2.39	-80.6	-1.18
1260-1280	86.1	96.8	1.12	208.6	2.42	-111.8	-1.30
1280-1300	77.6	110.8	1.43	198.4	2.56	-87.6	-1.13
1300-1320	87.2	127.3	1.46	192.5	2.21	-65.2	-0.75
1320-1340	149.0	166.1	1.11	329.1	2.21	-163.0	-1.09
1340-1360	251.0	259.4	1.03	545.7	2.17	-286.3	-1.14
1360-1380	369.0	340.8	1.27	553.3	2.06	-212.5	-0.79
1380-1400	216.7	325.0	1.50	426.3	1.97	-101.3	-0.47
1400-1420	101.7	202.8	1.99	191.1	1.88	11.7	0.12
1420-1440	69.6	156.6	2.25	116.6	1.68	36.8	0.53
1440-1460	63.5	130.8	2.06	106.4	1.68	17.9	0.28
1460-1480	92.1	172.2	1.87	138.2	1.50	20.2	0.22
1480-1500	168.4	429.4	2.55	252.6	1.50	142.8	0.85
1500-1520	178.1	523.6	2.94	231.5	1.30	247.3	1.39
1520-1540	102.5	301.8	2.94	133.2	1.30	142.1	1.39
1540-1560	99.6	271.9	2.73	109.6	1.10	137.7	1.38
1560-1580	117.4	347.5	2.96	129.1	1.10	188.5	1.61
1580-1600	133.4	416.2	3.12	146.7	1.10	235.5	1.77
1600-1620	134.5	465.4	3.46	134.5	1.00	296.8	2.21
1620-1640	144.9	553.5	3.82	144.9	1.00	372.2	2.57
1640-1660	120.2	473.6	3.94	120.2	1.00	323.6	2.69
1660-1680	90.8	358.3	3.95	90.8	1.00	245.3	2.70
1680-1700	52.8	207.0	3.92	52.8	1.00	140.8	2.67
1700-1720	20.2	91.5	4.53	20.2	1.00	66.2	3.28
1140-1720	3027.9	6839.7	2.26	5044.9	1.67	1794.8	0.59



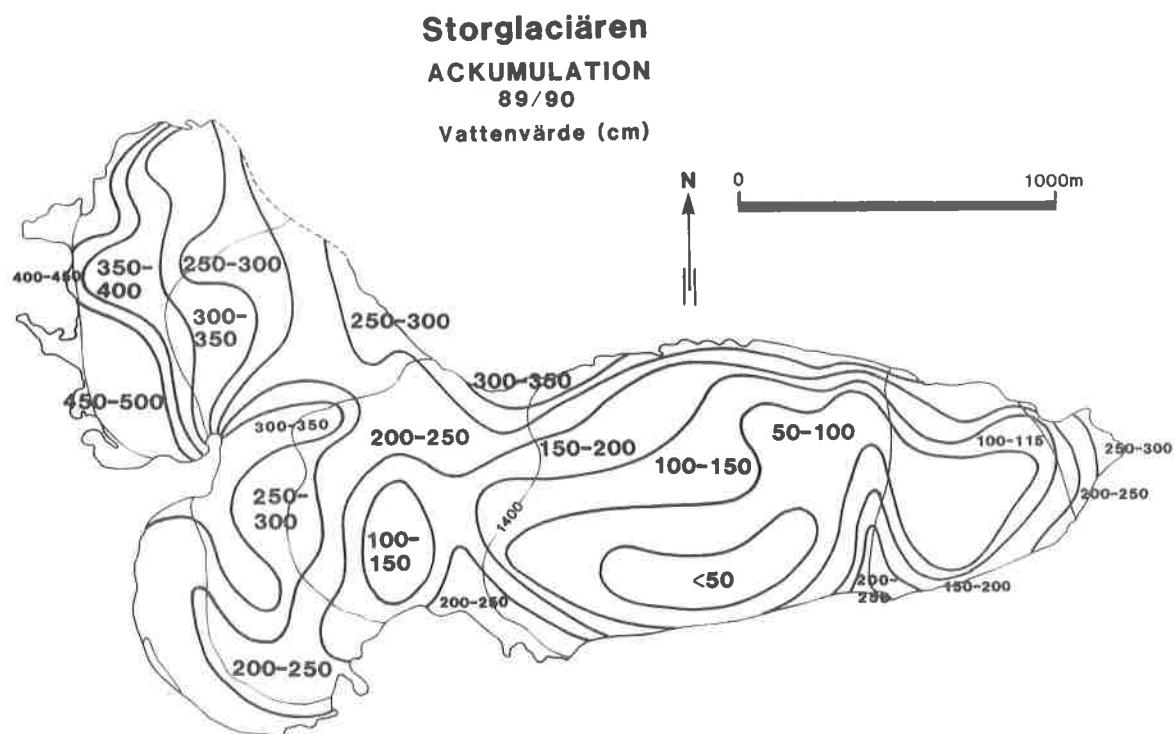
Figur 1. Specifika vinter-, sommar- och nettobalanserna som en funktion av höjden.



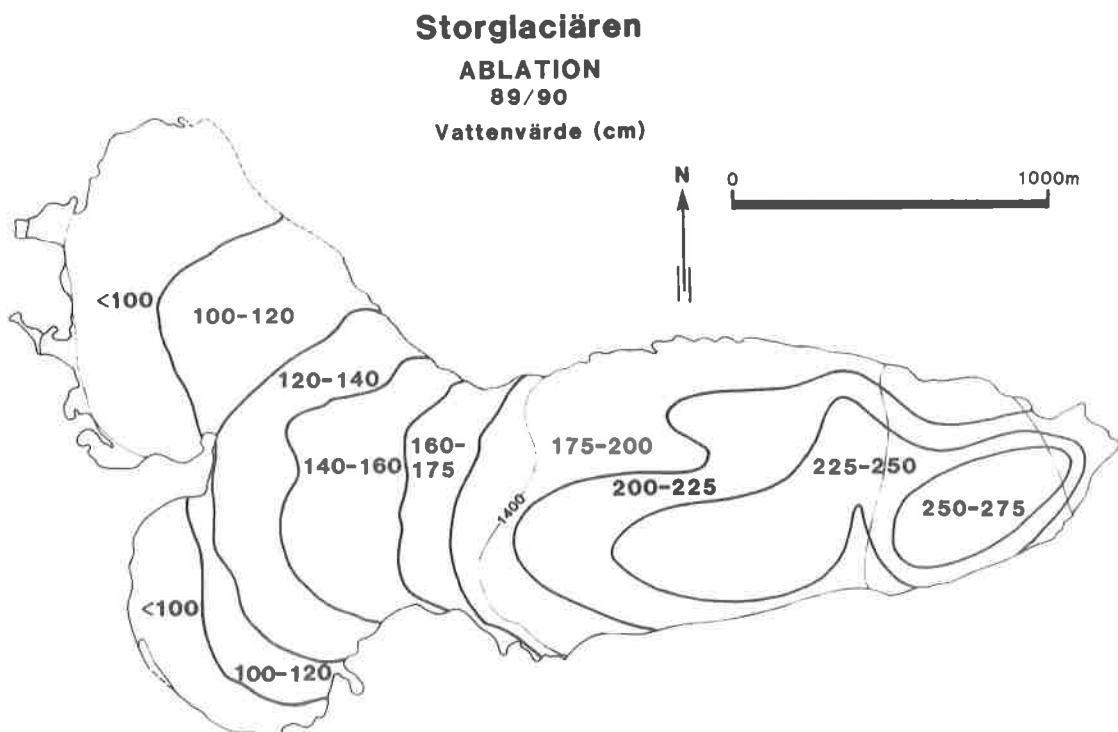
Figur 2. Procentuell areafördelning och nettovolymförändring som en funktion av höjden över havet.



Figur 3. Ackumulation och ablation vid stake nr 6, 18 och 29 (se Appendix 7).



Figur 4. Storglaciärens ackumulation 1989/90.



Figur 5. Storglaciärens ablation 1989/90.

RABOTS GLACIÄR 1989/90

Per Holmlund och Mart Nyman

Vinterbalansen bestämdes den 28 maj 1990 och uppgick till 1,72 m v.e. Snödjupet sonderades den 19 april i 135 punkter och densiteten mättes vid 1220 och 1380 m ö h. Vid 1220 m ö h var snödjupet 1,39 m och medeldensiteten $0,38 \text{ kg/dm}^3$ och vid 1380 m ö h var snödjupet 3,62 m och medeldensiteten $0,42 \text{ kg/dm}^3$. Den 28 maj besöktes glaciären åter, varvid befintliga stakar lästes av och fyra nya stakar sattes ut. Snöns densitet bestämdes vid 1380 m ö h och medeldensiteten var $0,47 \text{ kg/dm}^3$.

Sommarbalansen mättes den 28 augusti 1990. Ablationen uppgick till 1,76 m v.e. vilket är något högre än motsvarande värde för Storglaciären. Sammanlagt 8 stakar kunde utnyttjas för ablationsgradientberäkningen. Gradienten, som antogs vara linjär, var 0,54 m/100 m. Vid utvärderingen av sommarbalansen utnyttjades även en kartering av den temporära snögränsen ur LMV:s flygbilder från 1990-09-02, som tillsammans med den noggrannut utförda snötaxeringen gav stöd åt ablationsberäkningarna.

Nettobalansen för budgetåret 1989/90 var -0,04 m v.e. Jämviktslinjen låg vid 1378 m ö h vilket ger ett ackumulations- / ablationsyteförhållande (AAR) på 47%. Nettobalansgradienten var 0,94 m/100 m mellan nivåerna 1090 och 1650 m ö h.

Tabell 1. Massbalansen på Rabots glaciär under budgetåret 1989/90.

Nivå m ö h	Yta 10^3 m^2	Vinterbalans		Sommarbalans		Nettobalans		
		10^3 m^3	m v.e.	10^3 m^3	m v.e.	10^3 m^3	m v.e.	
1090	4,0	3	0,70	13	3,33	-11	-2,63	
1110	35,8	24	0,67	115	3,22	-92	-2,56	
1130	45,3	32	0,71	141	3,12	-109	-2,40	
1150	65,1	51	0,79	196	3,01	-144	-2,22	
1170	89,6	84	0,93	260	2,90	-176	-1,97	
1190	89,0	78	0,87	249	2,79	-171	-1,92	
1210	127,6	135	1,06	343	2,69	-208	-1,63	
1230	140,1	224	1,60	361	2,58	-137	-0,98	
1250	192,2	266	1,38	475	2,47	-209	-1,09	
1270	219,4	312	1,42	519	2,37	-207	-0,94	
1290	214,5	298	1,39	484	2,26	-187	-0,87	
1310	130,4	158	1,21	281	2,15	-122	-0,94	
1330	136,8	172	1,26	280	2,04	-108	-0,79	
1350	234,8	386	1,64	455	1,94	-69	-0,29	
1370	271,8	453	1,67	497	1,83	-45	-0,16	
1390	216,8	421	1,94	373	1,72	47	0,22	
1410	102,5	198	1,93	166	1,62	32	0,31	
1430	108,9	207	1,90	164	1,51	42	0,39	
1450	127,3	239	1,87	178	1,40	60	0,47	
1470	147,1	268	1,82	190	1,29	78	0,53	
1490	181,0	343	1,90	215	1,19	129	0,71	
1510	210,7	432	2,05	227	1,08	204	0,97	
1530	159,7	287	1,80	155	0,97	132	0,82	
1550	97,3	247	2,54	84	0,86	163	1,67	
1570	83,5	227	2,72	63	0,76	164	1,96	
1590	63,3	180	2,84	41	0,65	139	2,19	
1610	48,7	142	2,91	26	0,54	115	2,36	
1630	25,1	74	2,93	11	0,44	63	2,49	
1650	36,2	107	2,95	12	0,33	95	2,62	
1670	25,7	76	2,95	6	0,22	70	2,73	
1690	25,1	74	2,95	5	0,20	69	2,75	
1725	50,5	149	2,95	10	0,20	139	2,75	
1775	13,5	40	2,95	3	0,20	37	2,75	
1825	10,3	30	2,95	2	0,20	28	2,75	
1875	10,3	30	2,95	2	0,20	28	2,75	
1925	4,9	14	2,96	1	0,20	14	2,76	
Totalt:		3744,8	6459	1,72	6606	1,76	-147	-0,04

TARFALAGLACIÄREN 1988/89

Håkan Grudd

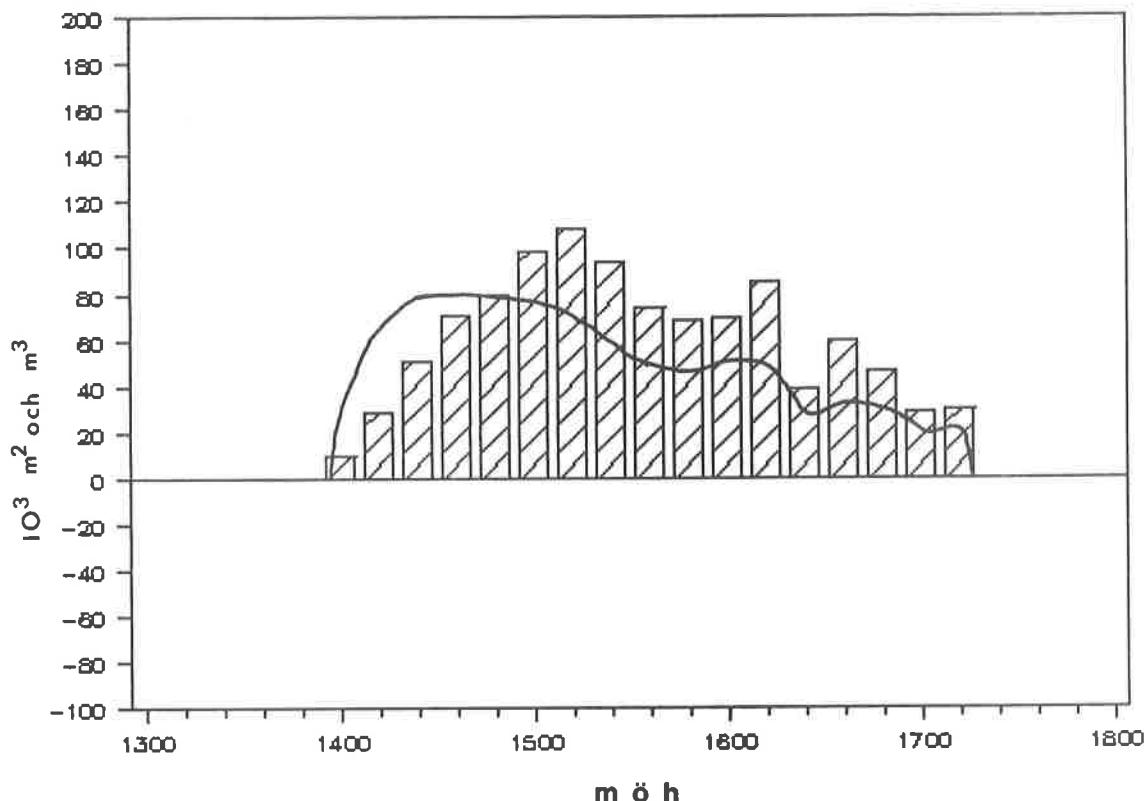
Vinterbalansen mättes den 15:e juni och uppgick till 3.10 m v.e. Snödjupet sonderades i 72 punkter och densiteten mättes vid 1510 m ö h. Snöjupet var där 5.67 m och medeldensiteten beräknades till 0.57 kg/dm³. Två nya stakar sattes ut, den ena vid 1510 m ö h och den andra vid 1610 m ö h

Sommarbalansen bestämdes den 14 september. I en profil genom de två stakarna mättes nettobalansen (som var positiv över hela glaciärens yta) i nio punkter. Mellan den nedersta och den översta punkten skilde 150 höjdmetrar. En ablationsgradient, som antogs vara linjär, beräknades till 0.25 m/100 m. Ablationen uppgick till 1.87 m v.e.

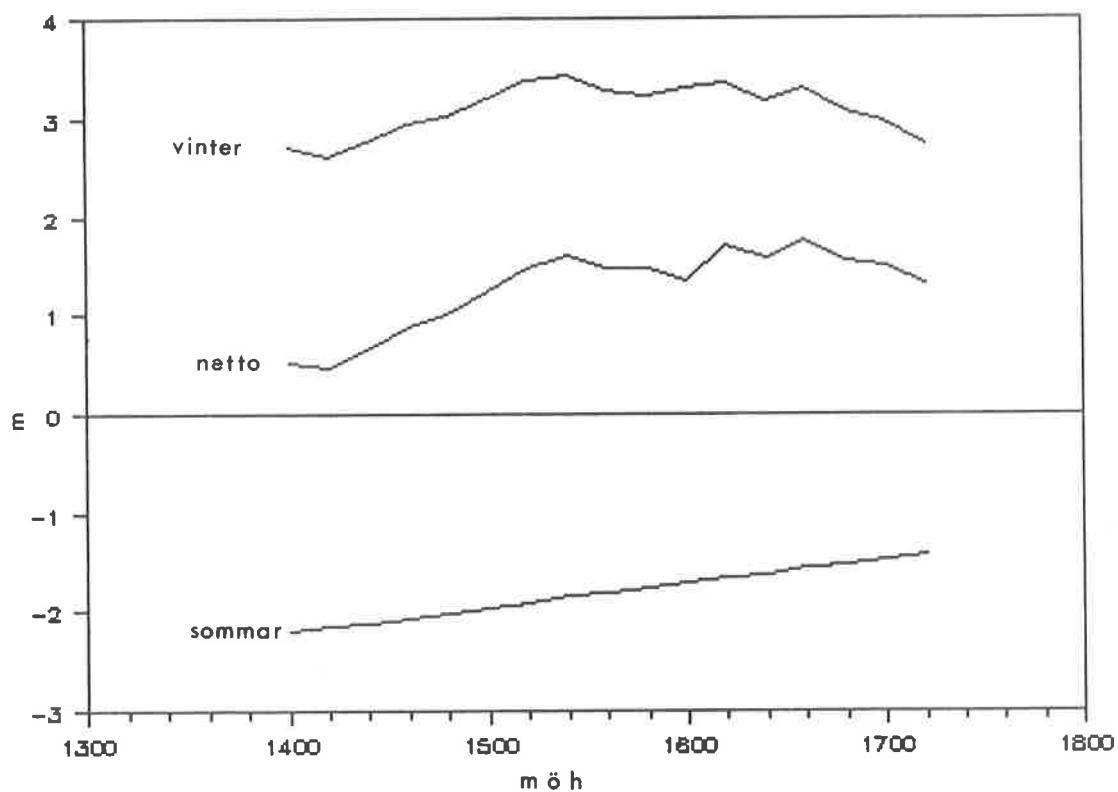
Den ovanligt snörika vintern medförde att Tarfalaglaciärens massbalans för budgetåret 1988/89 blev kraftigt positiv: 1.21 m v.e. De specifika sommar- och vinterbalanserna hade belopp som var större än på Storglaciären (20 - 40 %) medan nettobalansen blev i stort sett lika för de båda glaciärerna. På grund av att hela glaciärens yta hade positiv nettobalans kunde ingen jämviktslinje beräknas.

Tabell 1. Massbalansdiagram för Tarfalaglaciären 1988/89

Höjd- intervall	Area 10^2 m^2	Vinterbalans		Sommarbalans		Nettobalans	
		Total m^3	Spec. m	Total m^3	Spec. m	Total m^3	Spec. m
1 1390 - 1410	200	54216	2,71	43923	2,20	10293	0,51
2 1410 - 1430	620	162343	2,62	133381	2,15	28962	0,47
3 1430 - 1450	770	212892	2,76	162352	2,11	50540	0,66
4 1450 - 1470	805	236174	2,93	165615	2,06	70559	0,88
5 1470 - 1490	790	237907	3,01	158229	2,00	79678	1,01
6 1490 - 1510	790	252661	3,20	154199	1,95	98462	1,25
7 1510 - 1530	735	247847	3,37	139760	1,90	108087	1,47
8 1530 - 1550	590	202804	3,44	108585	1,84	94220	1,60
9 1550 - 1570	500	164038	3,28	90060	1,80	73978	1,48
10 1570 - 1590	465	150287	3,23	81735	1,76	68553	1,47
11 1590 - 1610	515	170218	3,31	87901	1,71	69537	1,35
12 1610 - 1630	500	167958	3,36	83240	1,66	84718	1,69
13 1630 - 1650	250	79406	3,18	40293	1,61	39113	1,56
14 1650 - 1670	340	112691	3,31	52933	1,56	59758	1,76
15 1670 - 1690	300	92130	3,07	45356	1,51	46774	1,56
16 1690 - 1710	190	56260	2,96	27973	1,47	28287	1,49
17 1710 - 1730	230	62707	2,73	32537	1,41	30170	1,31
1390 - 1730	8590	2662540	3,10	1608070	1,87	1041690	1,21



Figur 1. Stapeldiagrammet visar nettobalansens volym som en funktion av höjden. Kurvan visar areafördelningen.



Figur 2. Specifik vinter- sommar- och nettobalans som en funktion av höjden.

RIUKOJETNAS MASSBALANS 1988/89 OCH 1989/90.

Gunhild Rosqvist

Riukojietna är belägen ca 35 km nordväst om Kebnekaise. Glaciären täcker en fjällplatå, ligger i höjdintervallet 1150-1450 m ö h och har en yta motsvarande 4.5 km^2 . Massbalansen har undersökts under fem säsonger. Nedan redovisas resultaten från massbalansundersökningar genomförda 1988/89 och 1989/90.

1988/89

Resultaten av mätningen av vinterackumulationen den 7 maj 1989 var inte tillförlitliga. Inte heller korrekta värden på sommarbalansen kunde fås vid ett besök den 9 september p.g.a att ablationsstakarna smält ur under sommaren. Dock uppmättes nettosnöpackens tjocklek på ett flertal platser och snöns densitet (på 1330 m ö h) uppmättes till 0.58 kg/dm³. Beräkningen av 1988/89 års nettobalans har även gjorts med hjälp av de uppgifter om nettobalansens storlek 1988/89 som erhölls vid densitets- och stakborrningar i april 1990. Riukojietna erhöll ett nettotillskott på 0.89 m vatten ekvivalent (v.ek.) under 1988/89. Massbalansåret 1988/89 var således ett gynnsamt år för Riukojietna. Jämviktslinjen låg under 1160 m vilket är unikt och innebar att hela glaciärens yta kunde klassificeras som ackumulationsområde. En jämförelse kan göras med föregående år (1987/88) då jämviktslinjen var belägen på 1525 m ö h, alltså 75 m över glaciärens högsta punkt (ca 1450 m) (Tabell 2). Hela höjdintervallet inom vilket glaciären är belägen kunde alltså vid smältsäsongens slut 1988 klassificeras som ett ablationsområde. Studien av nettobalansen under dessa båda säsonger visar tydligt hur känslig denna glaciär är för förändringar i jämviktslinjens höjd.

1989/90

Glaciärens vinterbalans 1989/90 har kvantifierats med utgångspunkt från en snösondering som genomfördes den 14 april 1990. Vinterackumulationens densitet undersöktes på ca 1330 m ö h och befanns vara 0.43 kg/dm³. Vinterackumulationen har beräknats till $6.47 * 10^6 \text{ m}^3$ vilket ger ett specifikt värde på + 1.41 m v.ek. (Tabell 1). Fem nya stakar placerades ut längs samma profil och i samma höjdintervall som de tidigare ursmälta stakarna representerat.

Den 11 augusti 1990 avlästes säsongens avsmältnings på de fem stakarna. Sommarbalansen för 1990 uppgick till $5.5 * 10^6 \text{ m}^3$ vilket ger ett specifikt värde på + 1.2 m v.ek. Nettobalansen för massbalansåret 1989/90 blev $0.97 * 10^6 \text{ m}^3$, ett tillskott på + 0.21 m v.ek. Jämviktslinjen beräknades ligga på ca 1300 m ö h, vilket innebar att ca 82% av glaciären representerade ett ackumulationsområde.

TABELL 1. Massbalans 1989/90.

Nivå m ö h	Yta 10^3 m^2	Vinterbalans tot 10^3 m^3	spec m v ek	Sommarbalans tot 10^3 m^3	spec m v ek	Nettobalans tot 10^3 m^3	spec m v ek
1160-1180	36.0	58.0	1.61	51.8	1.44	6.2	0.17
1180-1200	48.4	77.1	1.59	69.7	1.44	7.4	0.15
1200-1220	64.0	108.1	1.69	92.2	1.44	15.9	0.25
1220-1240	93.4	151.9	1.63	134.5	1.44	17.4	0.19
1240-1260	133.5	213.5	1.60	192.2	1.44	21.3	0.16
1260-1280	182.0	285.9	1.56	263.4	1.44	22.5	0.12
1280-1300	253.7	367.7	1.45	334.9	1.32	32.8	0.13
1300-1320	334.7	457.0	1.37	441.8	1.32	15.2	0.05
1320-1340	578.7	790.7	1.37	706.0	1.22	84.7	0.15
1340-1360	426.4	600.7	1.41	520.2	1.22	80.5	0.19
1360-1380	437.0	607.9	1.39	511.3	1.17	96.6	0.22
1380-1400	421.7	608.7	1.44	493.4	1.17	115.3	0.27
1400-1420	373.3	565.6	1.52	436.8	1.17	128.8	0.35
1420-1440	687.8	918.8	1.34	715.3	1.04	203.5	0.30
1440-1456	516.1	660.6	1.28	536.7	1.04	123.9	0.24
1150-1456	4588.1	6472.2	1.41	5500.2	1.20	972.0	0.21

TABELL 2.

År	Netto balans m v.ek.	Ackumulations- område %	Jämviktlinjens m ö h
1985-86	-0.54	2	1444
1986-87	-0.26	12	1414
1987-88	-0.91	0	1525
1988-89	+0.89	100	1150
1989-90	+0.21	82	1300

MASSBALANSMÄTNING PÅ MÅRMAGLACIÄREN 1989/90.

Axel Bodin och Per Holmlund.

The mass balance of Mårmaglaciären (68 04 50 N, 18 41 30 E) was measured for the balance year 1989/90. The accumulation was 1.43 m w.eq. which is significantly lower (67%) than the corresponding value for Storglaciären. The ablation was 1.55 m w.eq. which is about the same as on Storglaciären. Thus, the net loss was 0.12 m w.eq. and the ELA was at 1659 m a.s.l. giving an accumulation area ratio of 26%.

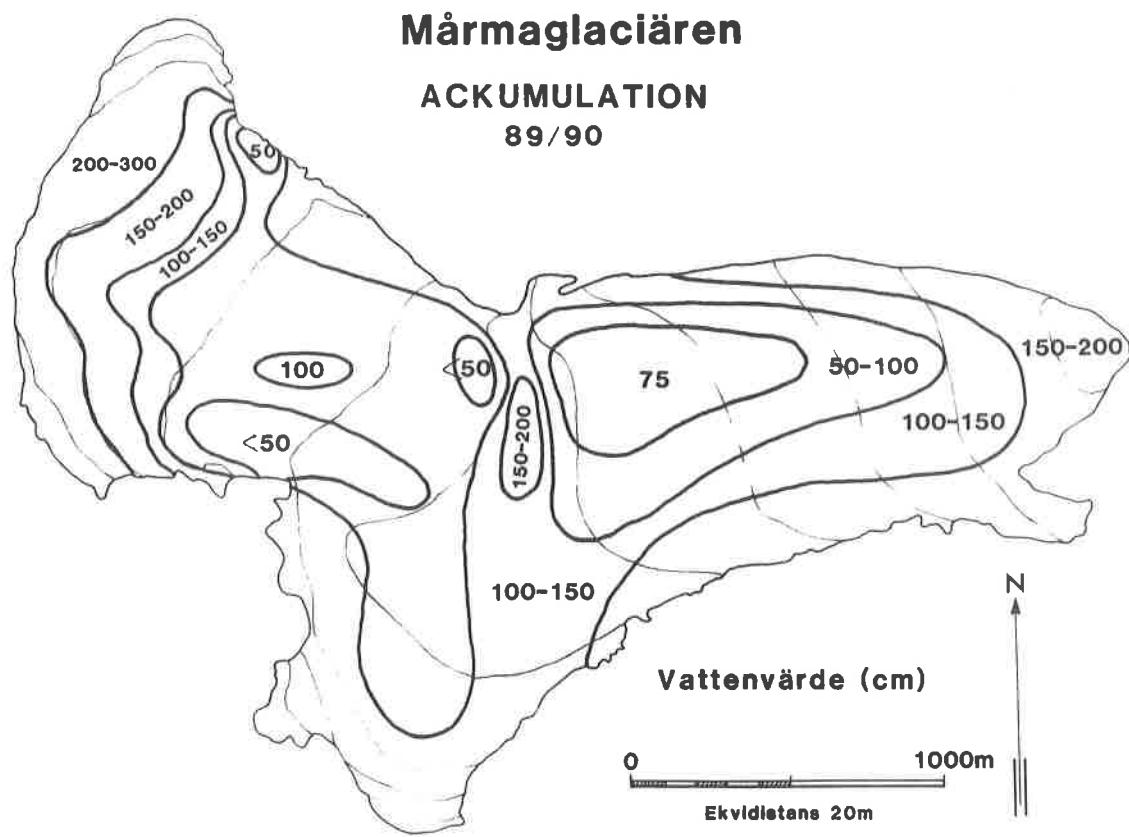
Vinterbalansen mättes den 29 maj 1990 med 130 sonderingspunkter och densiteten bestämdes i ett schakt ($r = 0.504$). Ackumulationen som uppgick till 1.43 m vattenekvivalent (v.e.) (Figur 1, Tabell 1) är endast 67% av Storglaciärens vinterbalans 1989/90 vilket är anmärkningsvärt lite. Snödjupet varierade mellan knappt 1 m och drygt 4 meter. Vid besöket i maj sattes 4 ablationsstakar ut.

Ablationen mättes i fält den 11 augusti 1990. 3 av de utsatta stakarna kunde avläsas och den temporära snögränsen karterades. Då avläsningen skedde relativt tidig på säsongen har en kompenstation gjorts för den ablation som har skett senare på sommaren. Dessa kompenserade värden baseras på ablationsvärdet från Storglaciären under motsvarande period. Den totala ablationen för 1990 fastställdes därmed till 1.55 m v.e. (Fig 2, Tabell 1) vilket är 93% av motsvarande värde för Storglaciären.

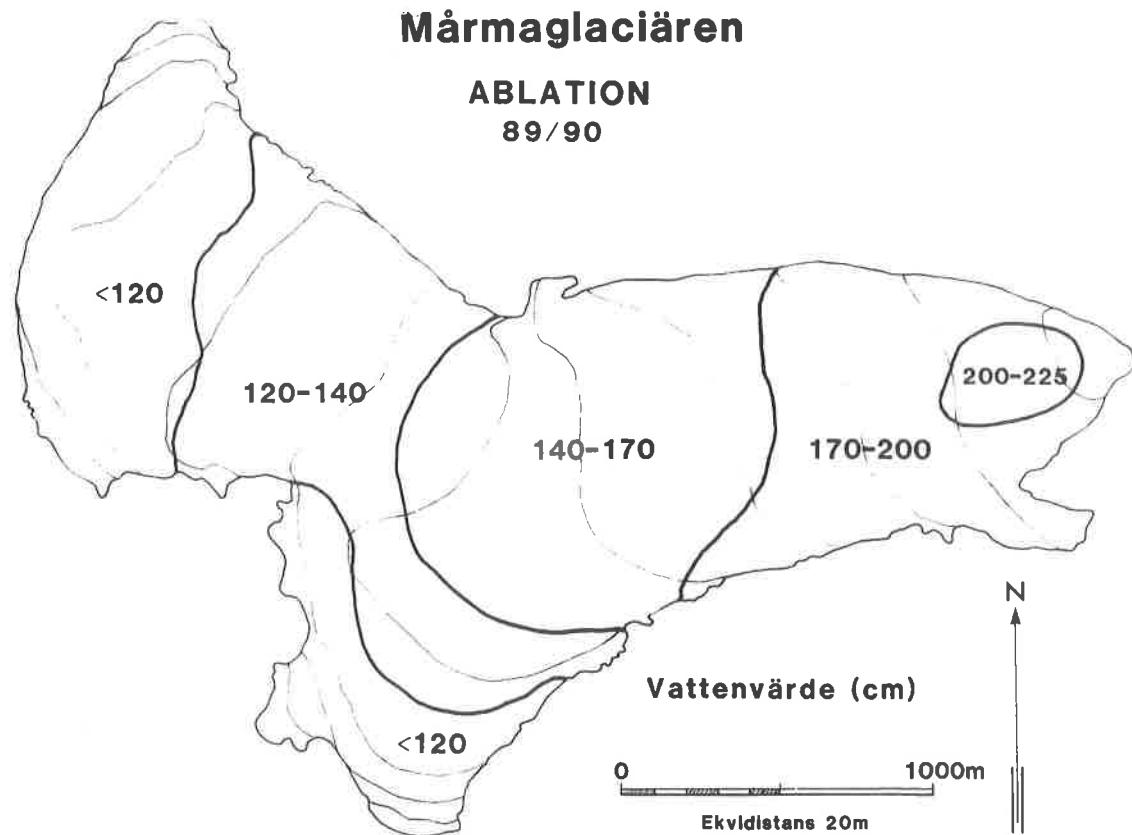
Nettot visar ett underskott på 0.12 m v.e. (Tabell 1). Jämviktslinjen beräknades till 1659 möh vilket ger ett ackumulationsområde som endast omfattar 26% av glaciärens yta.

Tabell 1. Mårmaglaciärens massbalans under budgetåret 1989/90.

Nivå m ö h	Yta 103m ²	Vinterbalans 103m ³	Sommarbalans 103m ³	Nettobalans 103m ³
		m v e	m v e	m v e
1500-1520	53.6	93.8	1.75	103.0
1520-1540	247.2	390.8	1.58	485.4
1540-1560	299.6	392.2	1.31	556.0
1560-1580	380.0	449.0	1.18	661.4
1580-1600	448.0	472.1	1.05	708.8
1600-1620	557.6	660.7	1.18	829.9
1620-1640	584.0	558.0	0.96	719.4
1640-1660	510.8	487.6	0.95	624.8
1660-1680	518.4	708.8	1.37	550.3
1680-1700	308.4	717.1	2.33	239.8
1700-1720	69.6	174.0	2.50	69.6
1720-1740	16.0	40.0	2.50	16.0
1500-1740	3593.2	5144.1	1.43	5564.4
				1.55
				-420.3
				-0.12



Figur 1. Mårmaglaciärens ackumulation 1989/90.



Figur 2. Mårmaglaciärens ablation 1989/90.

THE RECESSION OF THE KÅRSA GLACIER DURING THE 20TH CENTURY

Axel Bodin

ABSTRACT

The Kårsa glacier is a small valley glacier in the Abisko region. It was the main object for principal studies of mass balance, initiated by Hans Ahlmann, for almost 30 years. Before, Fredrik Svenonius and others visited the glacier several times between 1884 and 1910. This paper deals with the glacier's strong reaction to 20th century climate and results from measurements of mass balance and ice velocity during 1990.

The net balance 1989-90 was $+0,4 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ w e}$. This corresponds to a gain of 35 cm water over the hole glacier (area: $1,18 \text{ km}^2$). The ice velocity was found to be very low, no more than 5 m/year in the most active part.

The data of frontal recession, measured and calculated for two main directions of flow, is compared with fluctuations of summer mean temperature recorded at Riksgränsen/Katterjåkk. As a result of the low flow rates in the glacier, the frontal recession is well correlated with the summer temperature. There are disturbancies, however, which accounts for accelerated retreat of the margin during two well defined periods. The cutting-off of two main areas of the glacier at different times caused reorganization of the flow-line patterns and differentiated retreat-velocities in the two main directions of flow. Before and between these events the retreat was uniform all along the margin.

INLEDNING

Kårsagliaciären, belägen mellan Abisko och Riksgränsen (fig 1), har studerats mer eller mindre kontinuerligt sedan början av seklet. Fredrik Svenonius besökte den vid två tillfällen redan på 1880-talet och undersökte den sedan mera grundligt år 1908-09. På 20- och 30-talen besöktes den nästan årligen under Hans Ahlmanns ledning. C C Wallén visade med sina arbeten under 40-talet bl a att Kårsagliaciären inte lämpade sig för en långsiktig glaciologisk studie. Bevakningen av densamma har dock aldrig upphört, vilket bl a får tillskrivas de långa mätserierna.

Författarens arbeten under 1990 har syftat till att bestämma massbalans och isrörelse. Dessutom har glaciärens front och en del äldre fixpunkter mätts in. Därmed har det varit möjligt att sammanställa tidigare kartor för att åskådliggöra Kårsagliaciärens

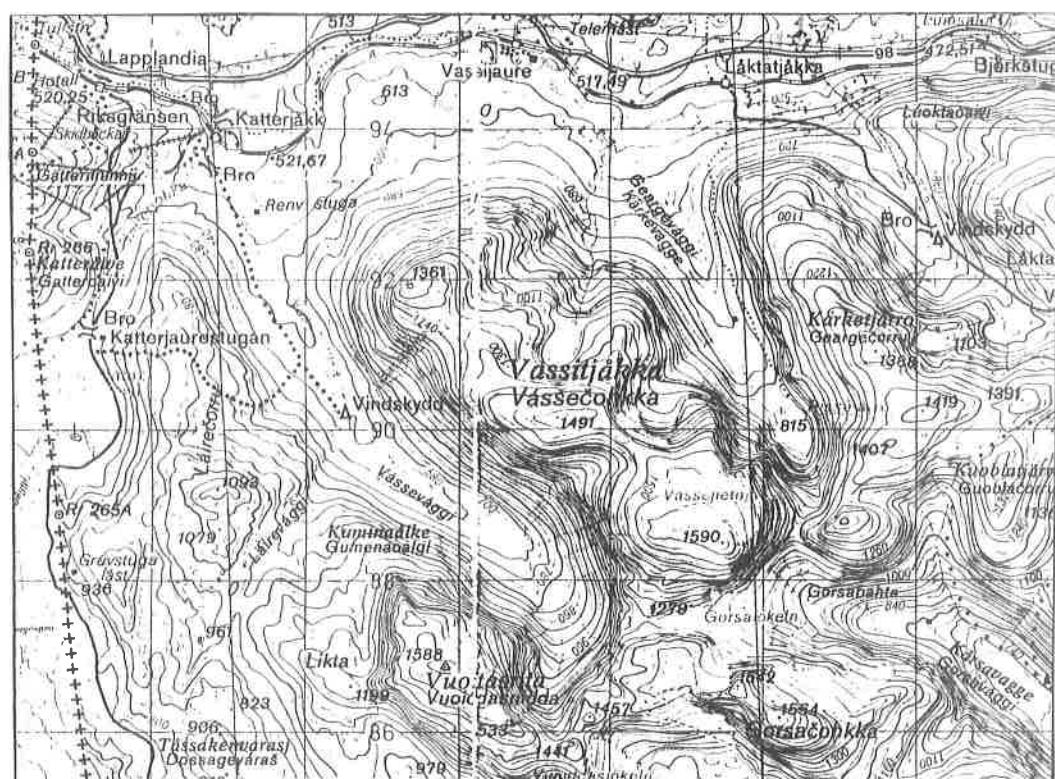


Fig 1. The Kårsa glacier and surroundings, close to the Norwegian boarder.



Fig 2. Close look at the glacier. The "Kårsa-side-glacier" to the left was connected with the main glacier until the late 1930-ies. The saddle to Vassivagge is in the upper right corner (West). This part was fully disconnected from the glacier in the 70-ies after 50 years of thinning.

Photograph: P Holmlund, 2/9-90.

förändring sedan 1909. Glaciärens totala area är idag 1,18 km², vilket är mindre än hälften av dess area år 1926! En bidragande orsak till denna katastrofala tillbakagång är att två större tillflöden snörts av vid olika tillfällen. Dessutom har fronten retirerat nästan 1000 m sedan början av seklet.

I en kort sammanställning nedan presenteras resultaten av årets fältarbeten på Kårsagliären. Därpå följer en diskussion om tänkbara orsaker till glaciärens kraftiga reträtt under seklet, ett resonemang som baseras på en jämförelse av sommarmedeltemperaturens variation vid Riksgränsen (Katterjåkk efter 1971), glaciärens uttunning respektive areella förändring och frontens reträtt i två olika riktningar.

RESULTAT

Kårsagliärens massbalans är till stor del beroende av rådande vindförhållanden. Kårsavagges innersta del är en "vindficka" och platsen är en av de allra nederböärdsrikaste i området, åtminstone på den svenska sidan (Wallén 1948-49 sid 77, 1959 sid 237 och Holdar 1957 sid 460). De under hela året dominerande västvindarna gör att de största snömängderna påträffas där topografin erbjuder skydd för denna vindriktning. Vinden påverkar även ablationen, något som Wallén mycket grundligt studerade på Kårsagliären under 40-talet. Han visade bl a att ablation genom värmeöverföring från luft till snö/is under gynnsamma förutsättningar är dubbelt så effektiv som ablation till följd av enbart strålning (1948-49, sid 164). Denna den "snöätande föhnvinden" uppmärksammades redan av Svenonius (1890, sid 115) och drabbar glaciären framför allt från passet mot Vassivagge i väst (fig 1 och 2).

Table 1. Net balance at the Kårsa glacier 1989/90. The areas 1-6 refers to fig 3 (below).

Område	Area (km ²)	Area (%)	Bw (cm)	Bs (cm)	Bn (cm)	Bw (m ³)	Bs (m ³)	Bn (m ³)
1	0,265	22	243	125	118	643950	331250	312700
2	0,280	24	208	150	58	582400	420000	162400
3	0,150	13	155	200	-45	232500	300000	-67500
3a	0,020	2	110	200	-90	22000	40000	-18000
3b	0,005	4	110	200	-90	5500	10000	-4500
4	0,315	27	204	175	29	642600	551250	91350
4a	0,025	2	298	210	88	74500	52500	22000
4b	0,010	1	323	205	118	32300	20500	11800
5	0,125	11	170	215	-45	212500	268750	-56250
6	0,045	4	155	245	-90	69750	110250	-40500
Totalt:	1,18	100	213	178	35	2518000	2104500	413500
Ack. omr:	0,835	71						
Abl. omr:	0,345	29						

Vindens inverkan på ackumulation och ablation är på Kårsaglaciären mycket stor. Detta gör att nettobalansen i olika delar beror mer av vindexponeringen än av höjden över havet. Särskilt tydligt är detta i passet mot Vassivagge där nettobalansen faktiskt är jämförbar med nettobalansen vid fronten (tabell 1). Ablationens avtagande med höjden är totalt sett större i nordost-sydvästlig riktning än i dalens ost-västliga riktning (fig 3 och 4). Av dessa skäl har nettobalansen beräknats med utgångspunkt från den indelning av glaciären i zoner med likartad nettobalans som figur 3 visar, istället för att som brukligt är dela in glaciären i häjdintervall

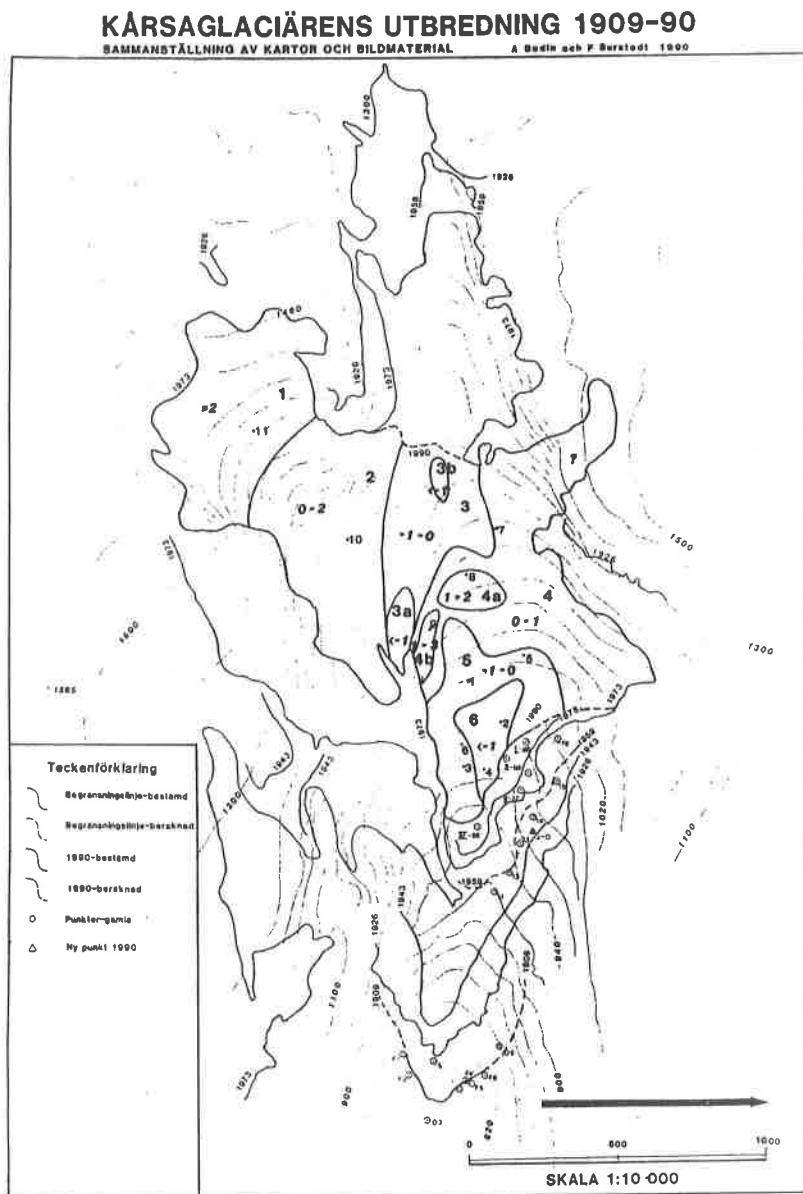


Fig 3. The Kårsa glacier thru the century. The map shows former extensions in different directions (based on earlier mappings) as well as average snow deapths in different parts and stake positions in August.

Kårsagliärens isrörelse är mycket liten. De tre stakarna under 1000-metersnivån uppvisade överhuvudtaget ingen mätbar rörelse mellan den 1/5 och den 9/8. Stakarna i 1000-1100 meters-intervallet rörde sig uppemot 1 m. Förhoppningen är att mäta in stakarna även sommaren -91. De borde då ha rört sig så mycket att riktningen kan avgöras med någorlunda säkerhet. Kårsagliärens rörelseriktning är ingalunda självklar, med vilket menas att den inte överallt rör sig åt det håll den lutar. Detta följer av att den i vissa delar är så tunn att den är fastfrusen vid underlaget.

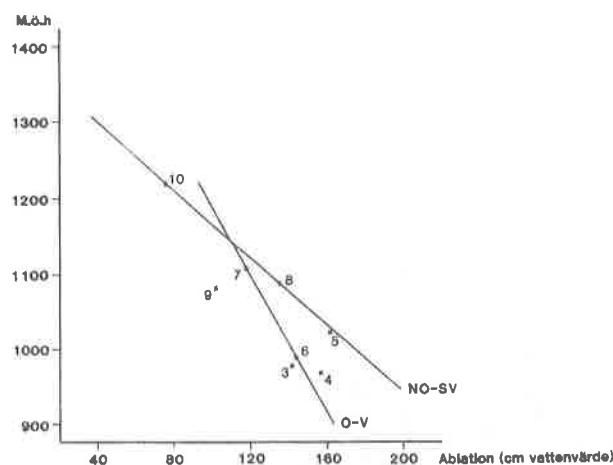


Fig 4. Ablation at stakes between 1/5 and 11/8. The warm and dry föhn wind causes an extensivly high ablation in area 3. This calls for two different ablation gradients.

Kårsagliärens tillbakagång under 1900-talet - En kombination av varmare klimat, topografi och reorganisation av isflödet

Uttunningen av Kårsagliären har länge uppfattats som det mest typiska för denna glaciärs reaktion på 1900-talets varmare klimat. Man har konstaterat att den kraftfulla frontreträdden, framförallt under 40- och 50-talen, är ett resultat av glaciärens uttunning (se t ex Schytt 1963). Denna har sedan sommarmedeltemperaturen ökade i början av seklet varit ca 1 m/år i de frontala delarna och något lägre, ca 0,8 m/år, i passet mot Vassivagge (baserat på mätningar i profiler ur kartorna 1926, 1943, 1959 och 1978). Förutom att uttunningen medfört en betydande frontreträdd har den också resulterat i att två större delar av glaciären avlänkats.

Den s k Kårsa-sido-glaciären (syd-ost om den nuvarande Kårsaglaciären på Kårsatjåkkas norra sida, se fig 1 och 2) bildade i början av seklet tillsammans med Kårsaglaciären ett komplex vars totala area vid karteringen 1926 uppgick till $2,65 \text{ km}^2$, att jämföra med Kårsaglaciärens area idag, $1,18 \text{ km}^2$. Den praktfulla mittmorän som delade tungan vid denna tid vittnar om att Kårsa-sido-glaciären verkligen spelade en högst betydande roll i glaciärens dynamik. I takt med uttunning och frontreträtt förlorade Kårsa-sido-glaciären sin betydelse och blev sannolikt helt avlänkad någon gång under 30-talet.

Den andra avlänkningen har först på 80-talet blivit visuellt uppenbar. Flygbilder tagna år 1943 visar att isen i passet mot Vassivagge vid denna tid var åtminstone så tjock att sprickor som vittnar om isrörelse kunde förekomma. Om uttunningen varit ca $0,8 \text{ m/år}$ (se ovan) bör isen ha varit ca 40 m tjock i passet i början av 40-talet.

Att glaciären började retirera ungefär 1917 beror på att sommartemperaturen ökade. Fram till slutet av 30-talet var reträtten längs hela fronten i medeltal ca 7 m/år och mycket väl korrelerad med sommartemperaturens variationer. Därefter ökade plötsligt reträtten längs den östra delen av tungan till ca 30 m/år (fig 5)! Denna snabba reträtt pågick under en period av 20 år och förklaras av att fronten i detta skede retirerade upp över en tröskel i underlaget. Uttrunningen var oförändrat ca 1 m/år (sommartemperaturen ökade ju inte heller under denna period, snarare tvärtom), vilket dock slår hårt över en tunn front vad beträffar dess reträthastighet.

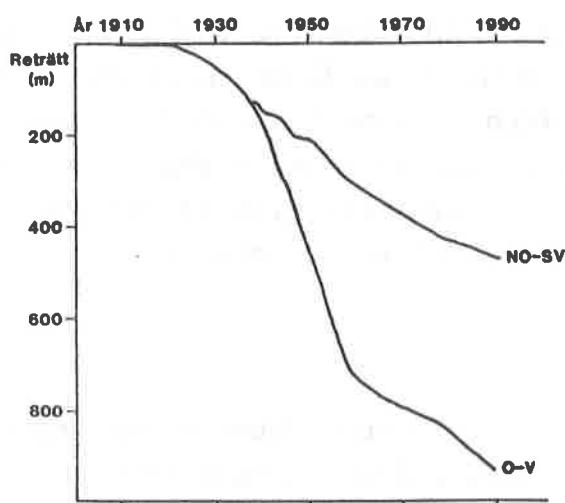


Fig 5. Frontal recession in the two main directions of flow.
The differences in rate of recession along the margin can only
be explained considering topographical and dynamical changes
as well as climatic fluctuations.

Men kan verkligen denna tröskel förklara en *fyrdubbling* av reträtthastigheten? Det förefaller rimligt att söka flera orsaker till denna förändring.

Reträdden av den nordostliga delen av fronten (fig 6, nedre kurvan) var ända fram till slutet av 40-talet oförändrat ca 7 m/år. På 50-talet ökade reträtthastigheten till ca 12 m/år i nordost-sydvästlig riktning. Detta kan inte förklaras med annat än att flödet minskade i denna riktning (underlagets lutning, sommarmedeltemperaturen och uttunningen ändrades inte på något avgörande sätt). Sido-glaciärens gradvisa avlänkning under 20- och 30-talen resulterade alltså i en kraftigt ökad frontreträtt och reorganisering av glaciärens flöde under 40- och 50-talen.

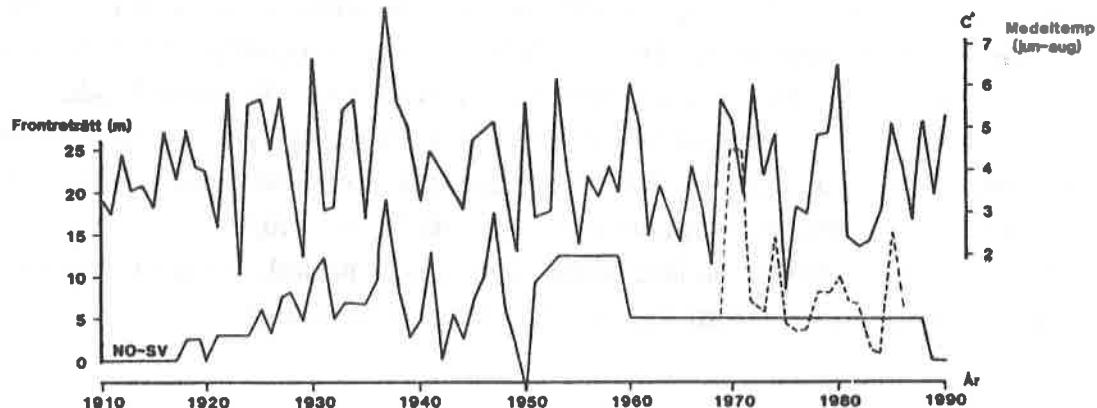


Fig 6. Summer mean temperature at Riksgränsen/Katterjåkk (upper curve, correlated to the glacier by Wallén (1948) and frontal recession in NE-SW direction. Between 1970 and 1985 measurements of frontal recession were performed in many different ways (indicated by dashed line). Even if the amplitude therefore is uncertain, the shape or frequency of the curve can be considered good and well correlated with the summer temperature.

Ungefär från 1960 och fram till slutet av 70-talet var reträtten lika stor längs hela fronten och tämligen väl överensstämmende med sommarmedeltemperaturens variationer. Uttrunningen i passet mot Vassivagge gjorde dock att flödet från denna del av glaciären så småningom upphörde, sannolikt vid slutet av 50-talet eller början av 60-talet. Detta visar sig som en ökning av frontreträdden i ost-västlig riktning ungefär från slutet av 70-talet. Ökningen är ganska liten, från 6 m/år till 8 m/år, av vilket man kan sluta sig till att denna del av glaciären hade ringa betydelse i dynamiskt hänseende även innan avlänkningen.

Fronten retirerar alltså för närvarande ca 7-8 m/år i västlig riktning och ca 5 m/år i sydvästlig riktning. Eftersom reträtten i ost-västlig riktning under seklet varit oregelbunden är det inte meningsfullt att jämföra reträtten i denna riktning med sommarmedeltemperaturen. Reträtten av den nordöstra delen av fronten överensstämmer dock mycket väl med sommarmedeltemperaturen, med undantag för 50-talets snabba reträtt. En medeltemperatur av 3,7°C (juni-augusti, motsvarar 8,7°C vid Riksgränsen/Katterjåkk) ger således upphov till en frontreträtt av ca 5 m/år.

LITTTERATUR

- Ahlmann, H. W:son., Tryselius, O., 1929: Der Kårsa-gletscher in Schwedisch-Lappland. *Geografiska Annaler* 11: 1-32.
- Ahlmann, H. W:son., Lindblad, Th., 1940: Die größenveränderungen des Kårsajökelns in Schwedisch-Lappland während der Jahre 1909-1939. *Geografiska Annaler* 22: 80-94.
- Bax, G., 1989: Caledonian structural evolution and tectonostratigraphy in the Rombak-Sjangeli Window and its covering sequences, northern Scandinavian Caledonides. *Nor. geol. unders.* 415: 87-104.
- Engquist, F., 1916: Der einfluss des windes auf die verteilung der gletscher. *Geologiska Institutionen*, Uppsala, Vol 14: 108 p.
- Eriksson, B. E., 1958: Glaciological investigations in Jotunheimen and Sarek in the years 1955 to 1957. *Geographica* 34: 208 p.
- Hamberg, A., Rabot, C., Mercanton, P-L., 1930: Rapport de la Commission des glacières 1930. Cons. Internat. de Rech. Union Géodés. et Géophys. Internat., Bull No. 14, Venezia: 1-53.
- Holdar, C-G., 1957: Deglaciationsförloppet i Torneträsk-området efter senaste nedisningsperioden, med vissa tillbakablickar och regionala jämförelser. *G.F.F.* 79 (3): 291-528.
- Holmlund, P., 1986: Mikkaglaciären: Bed topography and response to 20th century climate change. *Geografiska Annaler* 68 A (4): 291-302.
- 1987a: Mass balance of Storglaciären during the 20th century. *Geografiska Annaler* 69 A (3-4): 439-447.
- 1987b: Climatic influence on the shape of glaciers in northern Sweden 1878-1986. *Forskningsrapport* 65. Naturgeografiska institutionen, Stockholm: 14 p.
- Hooke, R. LeB., Calla, P., Holmlund, P., Nilsson, M., Stroeve, A., 1989: A three-year record of seasonal variations in surface velocity, Storglaciären, Sweden. *Journal of Glaciology* 35 (120): 235-247.
- Karlén, W., 1973: Holocene glacier and climatic variations, Kebnekaise mountains, Swedish Lapland. *Geografiska Annaler* 55 A (1): 26-63.
- Paterson, W. S. B., 1983: The Physics of Glaciers. Pergamon Press, Oxford: 380 p.

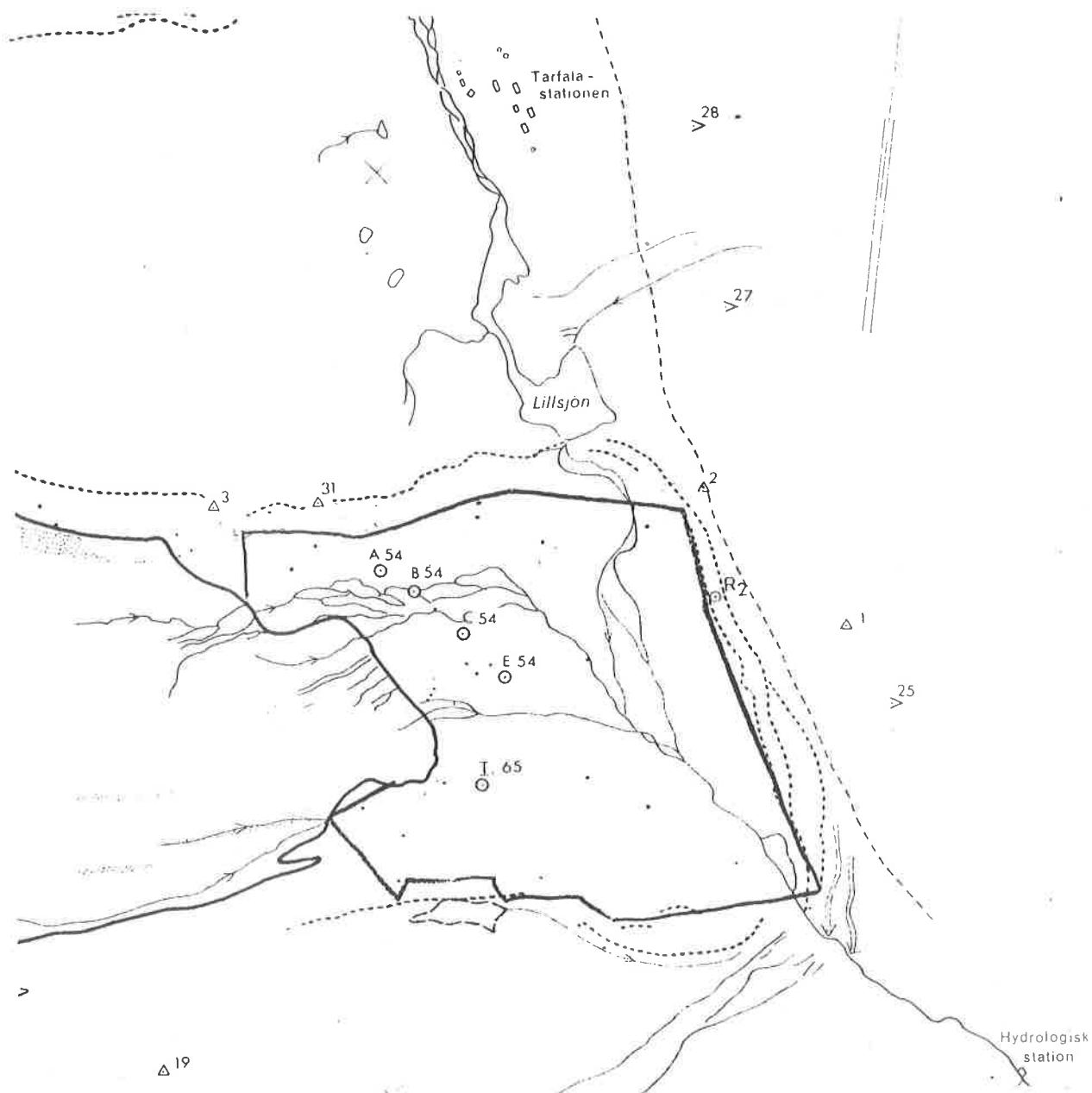
- Schytt, V., 1947: Glaciologiska arbeten i Kebnekaise. *Ymer* 67 (1): 18-42.
- 1963: Glaciärernas liv. *S.T.F. Årsskrift* 1963: 144-158.
 - 1967: A study of "ablation gradient". *Geografiska Annaler* 49 A (2-4): 327-332.
- Sjögren, O., 1909: Geografiska och glacialgeografiska studier vid Torneträsk. *S.G.U.* Ser.C. Nr 219: 210 p.
- Svenonius, F. V., 1890: Ett besök vid Kårsojökeln. *S.T.F. Årsskrift*: 115-127.
- 1910: Studien über den Kårso- und die Kebnegletscher nebst Notizen über andere gletscher im Jukkasjärvigebirge. In Die Gletscher Schwedens im Jahre 1908. *S.G.U.*, Ser. Ca. Nr 5: 1-53.
- Wallén, C. C., 1948: Glacial-meteorological investigations on the Kårsa glacier in Swedish Lapland 1942-1948. *Geografiska Annaler* 30 (1-2): 451-672.
- 1949: The shrinkage of the Kårsa glacier and its probable meteorological causes. *Geografiska Annaler* 31 (1-4): 275-291.
 - 1957: Inlandsisens ablationsförhållanden under avsmältningskedet i de nordvästra fjälltrakterna. *G.F.F.* 79 (3): 529-541.
 - 1959: The Kårsa glacier and its relation to the climate of the Torne Träsk region. *Geografiska Annaler* 41 (4): 236-244.
- Østrem, G., Stanley, A., 1969: Glacier mass balance measurements, a manual for field and office work. Norwegian water resources and electricity board and Canadian dept of energy, mines and resources: 125 p.

EROSIONSUNDERSÖKNING FRAMFÖR STORGLACIÄREN MED HJÄLP AV FOTOGRAMMETRI

Helén Burman och Torbjörn Rost

Denna studie har gjorts som examensarbete vid institutionen för fotogrammetri, KTH, och som en del av ett projekt vid naturgeografiska institutionen i Stockholm.

Handledare var Per Holmlund (STOUNG) och Anders Boberg (KTH). Syftet med undersökningen var att med hjälp av fotogrammetrisk mätning i flygbilder från åren 1980 och 1990 bestämma erosionens omfattning framför Storglaciärens front för denna tioårsperiod (figur 1). Medelfelet för den ur bilderna bestämda höjdskillnaden skulle vara högst 0,5 m vilket motsvarar ett medelfel i höjdbestämningen av en enskild punkt på 0,35 m.



Av olika anledningar beslöt vi oss för att använda IR-färgbilder från 1980 och pankromatiska bilder (svart-vita) från 1990. Flyghöjden var vid båda dessa fotograferingar 1500 m, en flyghöjd som tillfredsställer de noggrannhetskrav som ställts. Det undersökta området rymds inom ett stereobildpar.

Vårt arbete inleddes med två veckors fältarbete i Tarfala då flygsignaleringen planerades och genomfördes. Dessutom mättes flygsignalerna in geodetiskt. Eftersom det befintliga stömnätet i dalen befanns bristfälligt för våra ändamål, beslöt vi oss för att bilda ett eget nät, KTH-90.

I Stockholm fortsatte sedan arbetet med att behandla de geodetiska mätningarna genom att göra en utjämning i plan och höjd. Medelfelen blev 0,030 m resp 0,061 m. De efterföljande fotogrammetriska mätningarna gjordes i ett analytiskt stereoinstrument (KERN DSR 11) vid institutionen för fotogrammetri. Höjderna inom området mättes i ett rutnät med två meter mellan punkterna. Sammanlagt mättes ca 70 000 punkter.

Höjd mätningarna genomfördes automatiskt med hjälp av ett korrelationsprogram som söker upp samhörande bildpunkter i delytevis digitaliserade bilder. Indelningen i delytor gjordes för att minska kraven på det begränsade minnesutrymmet i DSR 11. Mellan delytemätningarna omlagrades mätdata till Apollodatorerna som finns vid institutionen för fotogrammetri. Där utfördes också programmeringsrutiner för bearbetning av mätdata. Höjdskillnaderna lagrades i en matris vilken kan visas grafiskt som en höjdkurvsbild eller som en rasterbild. Från denna matris kan man även beräkna volymförändringen och standardavvikelsen för hela området eller för delytorna.

Vårt examensarbete har i denna stund inte riktigt slutförts. Den preliminära volymförändringen för hela området är:

Områdets area Volymförändring (1980-90)

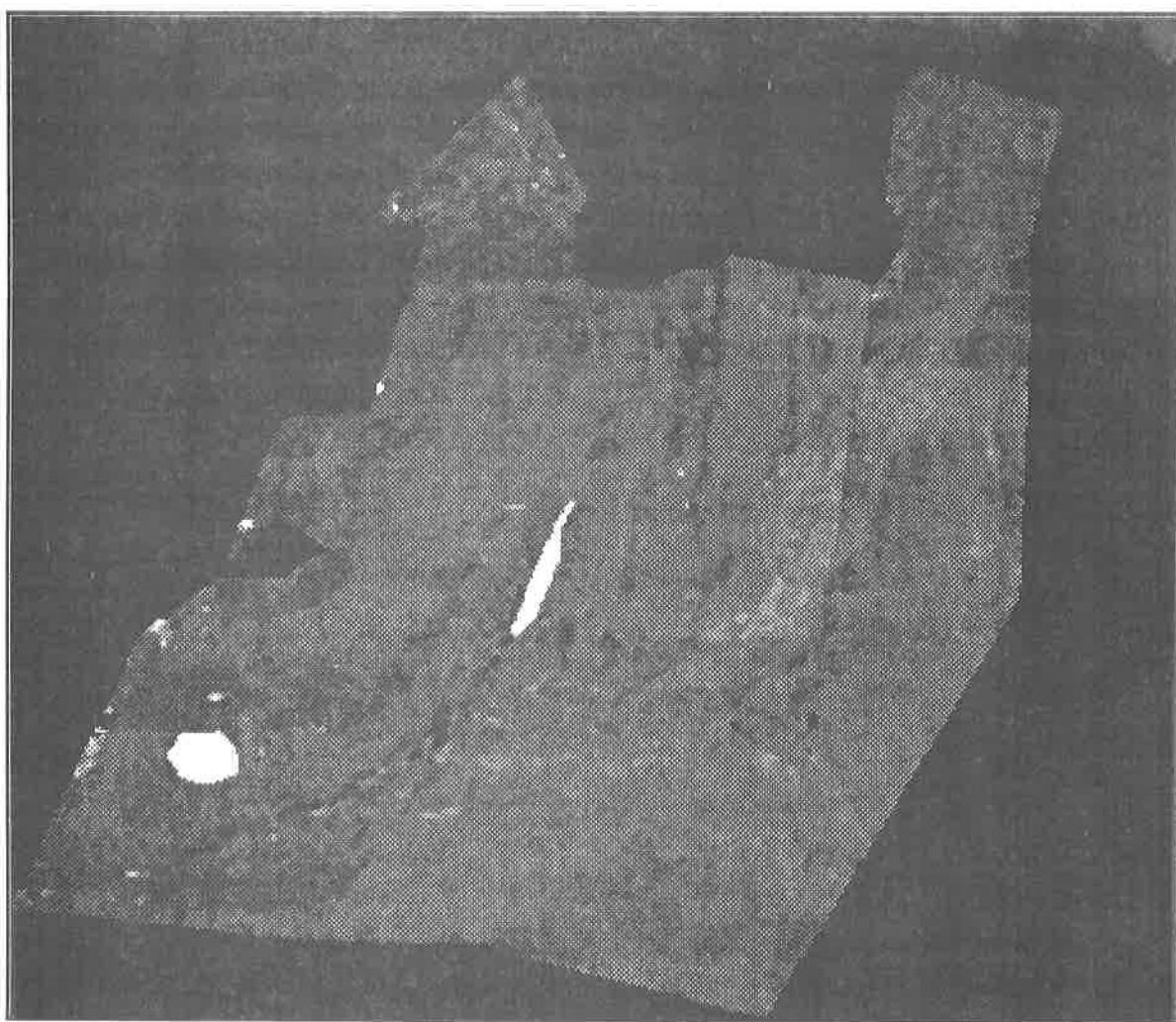
294 448 m² 22 737 m³

En mindre undersökning gjordes för att bestämma korrelationsmätningens noggrannhet. Standardavvikelsen i de slutliga höjdskillnaderna bestämdes till 0,397 m. För att få ett mått på medelfelet i den slutgiltiga volymförändringsberäkningen gjorde vi en noggrannhetsanalys där vi tog hänsyn till systematiska fel i bildorienteringen och korrelationsprogrammets höjdbestämning. Resultatet blev en funktion av antalet mätta punkter. För ca 70 000 punkter beräknades medelfelet i volymförändringen till 15 305 m³ vilket utgör 67% av den uppmätta volymskillnaden. Orsaken till att medelfelet utgör så stor del av den absoluta volymskillnaden är att området är mycket stort relativt medelnivåförändringen. I verkligheten finns det vissa områden där volymskillnaderna är mycket stora relativt ytstorleken. Eftersom höjdskillnaderna är lagrade i en matris kan

man beräkna volymskillnaden och dess standardavvikelse för vilket delområde som helst.

I rasterbilden (figur 2) representeras höjdskillnaderna av en gråskala där svarta pixlar (delement i bilden) representerar en sänkning av ytans höjd med 2 m, medan vita pixlar representerar en ökning med 2 m. Bilden är medianfiltrerad för att ta bort brus och göra det lättare för betraktaren att skapa sig en helhetsbild.

Generellt har den största erosionen skett längs med de bäckar som korsar området. I ett större område vid Nordjokk har volymen ökat. Detta beror troligtvis på att vattnet här retarderar, så att partiklarna i glaciärvattnet får en chans att avsättas, vilket understryks av att jokken här bildar ett delta.



Figur 2.

STUDIES OF THE TILL LAYER AT THE BED OF STORGLACIÄREN

Neal R. Iverson

INTRODUCTION

Field work during previous summers has indicated that a portion of Storglaciären may be underlain by a thin layer of watersaturated till (Brand and others, 1987, Hooke and others, 1988). The potential influence of the till layer on the dynamics of the glacier motivated our effort during July of 1990 to sample the till at a number of locations, investigate its thickness and observe the till in situ with a borehole video camera.

TILL SAMPLES

A total of nine boreholes were drilled to the bed. Four holes were drilled in the vicinity of earlier electrical resistivity measurements (Brand and others, 1987), two were drilled near the glacier's center, slightly up-glacier from the most prominent riegel, and three holes were drilled in the small overdeepening down-glacier from the riegel. Till samples were collected from every borehole, suggesting that till may underlie a large fraction of the glacier. Samples were obtained with a pointed steel pipe that was driven into the bed. Till collapsed into a slot in the side of the pipe and was trapped by a sleeve that slid over the slot during extraction of the sampler. The grain size distribution of the till suggests that it is a typical lodgement till, enriched in fine sand and coarse silt derived from subglacial abrasion and crushing (fig 1). Also noteworthy is the grain size distribution of sediment from the proglacial area which is similar to the mean distribution of the subglacial samples (fig 1).

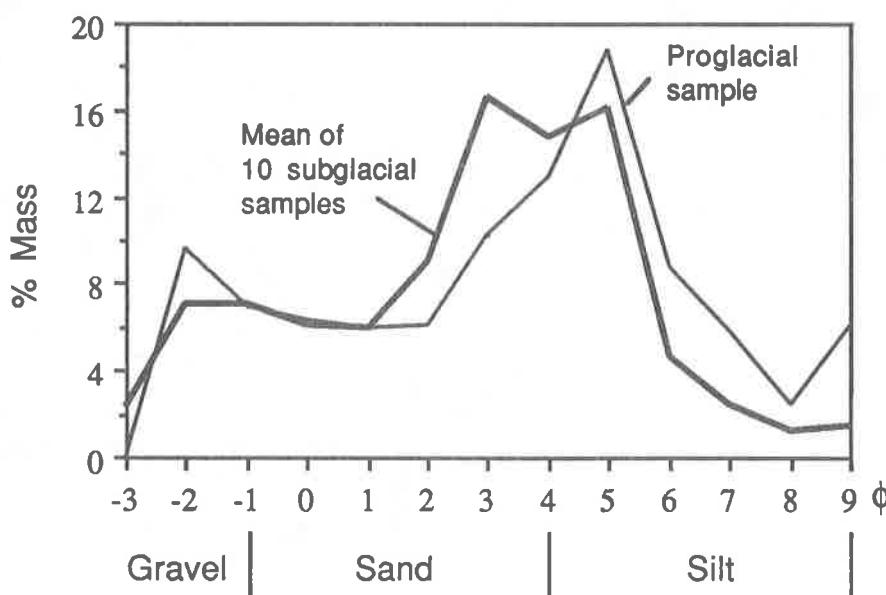


Figure 1. Grain-size distributions of subglacial and proglacial till from Storglaciären.

TILL THICKNESS

While hammering the sampler into the bed, the progressive depth of sampler penetration into the till was measured. Hammering was continued until 20 to 100 impacts on the sampler resulted in no further penetration. The maximum penetration depths during sampling in eight boreholes over a ten day period are shown in figure 2. Samples were collected in most boreholes more than once in an effort to sample new portions of the bed exposed to the bottom of the borehole by glacier sliding. Our results indicate that the till layer is relatively thin; however, the possibility that the sampler was sometimes stopped by large stones or a particularly rigid lower till unit cannot be precluded. In addition, till was often found plastered onto the sampler at levels higher than the measured depth of penetration, suggesting that the sampler sometimes settled under its own weight into an upper yielding till layer before hammering was initiated.

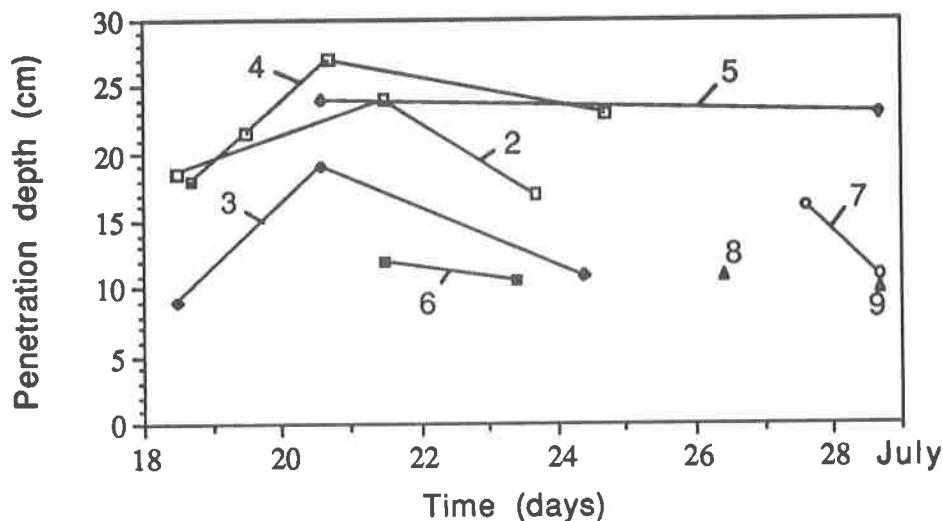


Figure 2. Maximum penetration depth of the sampler into the till in boreholes 2 through 9. Boreholes 2-4 were near the location of earlier resistivity measurements (Brand and others, 1987), boreholes 5 and 6 were just up-glacier from the riegel and boreholes 7-9 were near the bottom of the small overdeepening down-glacier from the riegel.

BOREHOLE VIDEO

A remotely controlled video camera, mounted in an aluminium housing, was lowered to the bed to assess subglacial conditions. At the bottom of some boreholes, particularly those that did not intersect the subglacial hydraulic system, turbid water obscured the bed. In two boreholes in the lower accumulation area, however, images of the bed were obtained, revealing unconsolidated, poorly sorted sediment in both cases. In one of these holes the camera was left slightly off the bed for about 20 hours in order to measure the rate of glacier sliding over the upper surface of the till. The data indicate

that sliding decelerated significantly during the evening of July 26, presumably as a result of the expected reduction in water input to the glacier over this period (fig 3). Next summers efforts will be directed at obtaining longer records of sliding velocity at a number of locations and measuring deformation in the till layer.

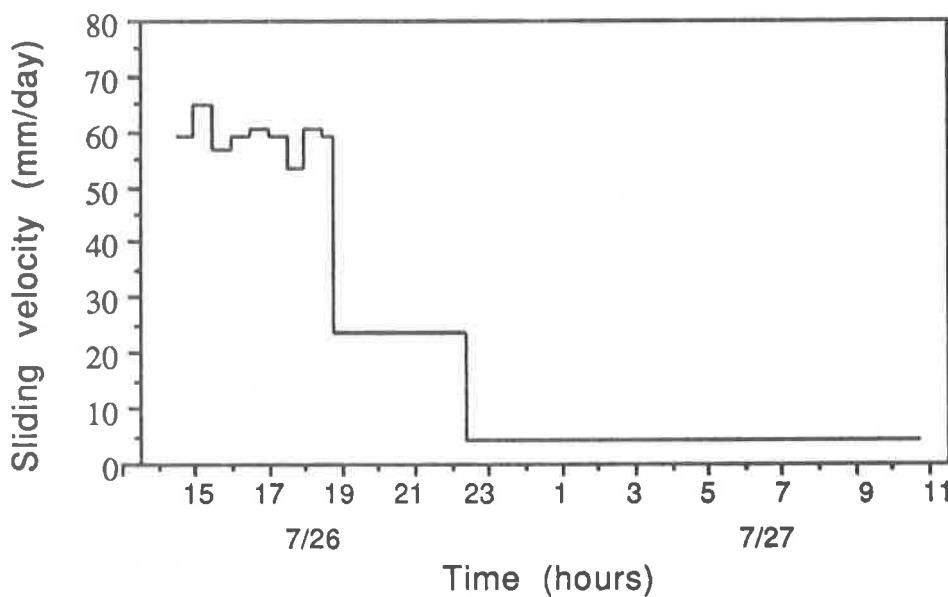


Figure 3. Twenty hour record of sliding velocity measured with the video camera in borehole 7.

REFERENCES

- Brand, G., Pohjola, V., Hooke, R. LeB., 1987: Evidence for a till layer beneath Storglaciären, Sweden, based on electrical resistivity measurements. *J. Glaciol.*, 33 (115): 311-314.
- Hooke, R. LeB., Miller, S. B., Kohler, J., 1988: Character of the englacial and subglacial drainage system in the upper part of the ablation area of Storglaciären, Sweden. *J. Glaciol.*, 34 (117): 228-231.

A SIX-YEAR VELOCITY RECORD ON STORGLACIÄREN

Peter Jansson

ABSTRACT

A six-year continuous velocity record for a point fixed in space on Storglaciären has been assembled from two separate data sets. The data suggest a change in the dynamics of the glacier during the winter of 1984/85. The change is reflected in the emergence velocity record and is primarily caused by the vertical velocity pattern. The cause of this change must be found in the response of the glacier to the variations in net balance of the glacier, because of its long-term nature, although the relationship is not clear.

INTRODUCTION

Detailed velocity measurements have been undertaken in different experimental configurations on Storglaciären since 1982. In 1982 a large number of stakes were set out in a network on the glacier (Hooke et al., 1989). Part of this network is shown in figures 1 and 2a-b. This stake net, Stora Staknätet, was monitored on a weekly basis through the summer seasons of 1982, 1983, 1984, and on until July 1985. In April 1985 two new stake nets, collectively known as the Small Stake Nets (Net 45 and Net 23), were established on the glacier to continue velocity measurements in the area around the riegel (figures 1 and 2-b). These nets were monitored on a daily basis, weather permitting, during the summer seasons of 1985-1987 (Jansson, in prep.). This project focused primarily on the velocity variations in the summer season since the behaviour of the glacier in the winter season had been investigated in detail earlier by Hooke et al. (1989).

EXPERIMENTAL TECHNIQUE

Stora Staknätet was surveyed using a Wild T2 theodolite and a Geodimeter 12A distance meter. During a survey the coordinates of the tops of the stakes were determined by measuring slope distances to two of three fixed points using the 12a Geodimeter, and by measuring vertical angles to the stake tops from a third fixed point (A72) with the T2. The geodimeter was placed on the top of the stake and held in place by means of a short length of pipe that slid into or over the stake top. The reflecting prisms for the geodimeter were permanently mounted on the fixed points. The Geodimeter measurements were adjusted for atmospheric pressure and temperature effects with the use of meteorological data from nearby Tarfala Research Station.

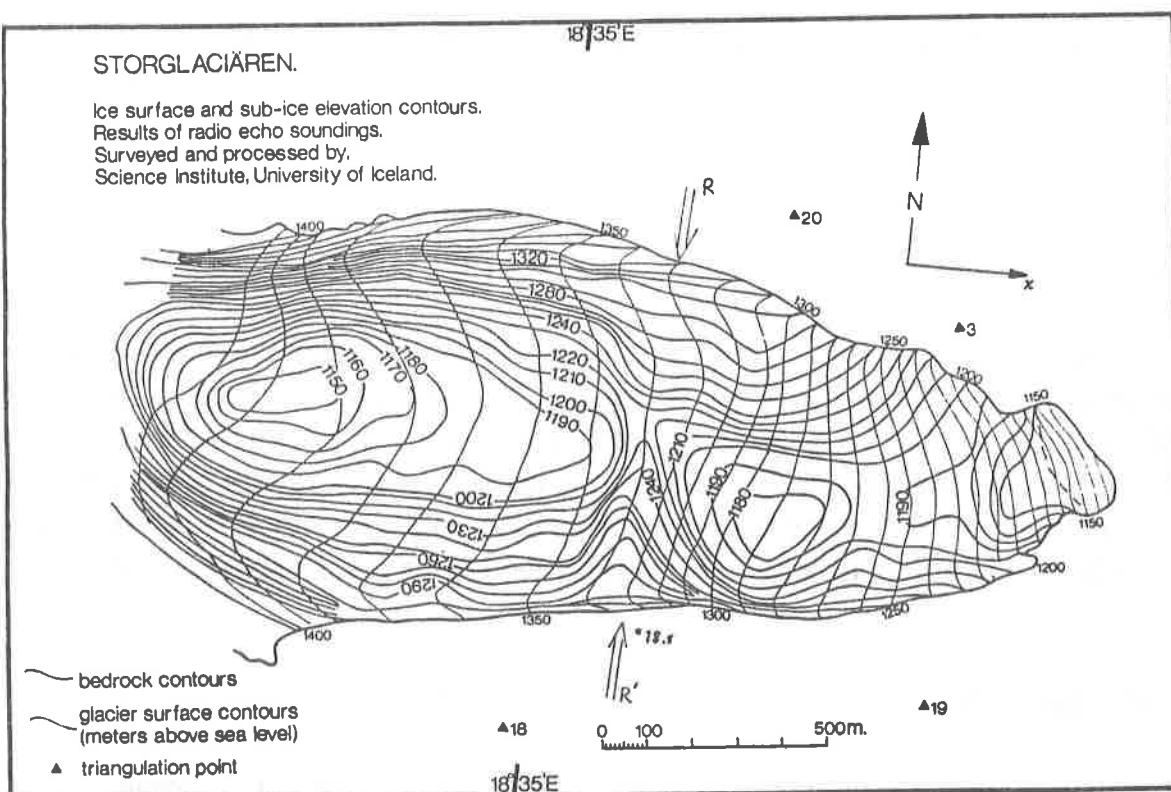


Figure 1. Map showing basal and surface topography of Storglaciären (after Björnsson, 1981). The orientation of the local coordinate system used in the study is indicated by the coordinate axis. The riegel is located between the arrows R and R'. Fixed point 18.5 is the origin in the local coordinate system used on the glacier.

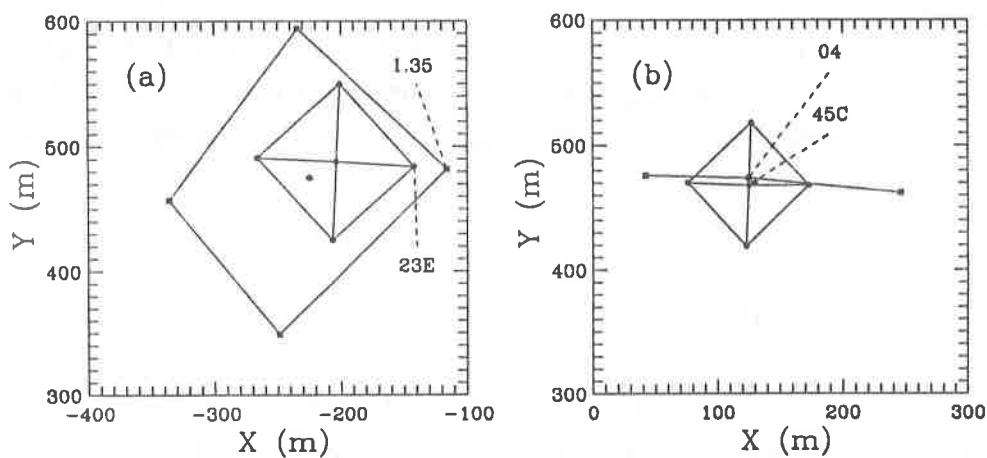


Figure 2. Location of stakes and coordinate of the velocity calculations at: (a) upglacier site ($(x,y) = (-225, 475)$) and (b) downglacier site ($(x,y) = (130, 470)$). Squares indicate stakes in Stora Staknätet, filled circles indicate stakes in the Small Stake Nets, and the star indicates the coordinate where the velocity record was calculated. Stakes discussed in the text are indexed according to the indexing scheme of the original publications (Hooke et al., 1989; Jansson, in prep.).

Because the fixed points used for vertical angle measurements were different from those on which prisms were mounted, an iterative procedure was necessary to establish stake coordinates. A vertical coordinate was assumed and used to calculate initial stake coordinates based on the measured slope distances. A revised vertical coordinate was then obtained with the use of the vertical angle. The calculation converges rapidly.

The Small Stake Nets were surveyed using a Geodimeter 140 total station, and a Geodimeter 12a distance meter. During a survey the locations of every stake was determined by measuring the horizontal distance, vertical angle, and horizontal angle from fixed point 18.5, with the 140. 18.5 is also the origin of the local coordinate system used for velocity measurements on Storglaciären. The internal slope distances from two stakes in each net to all other stakes in the same net and the slope distances from these two stakes to fixed point 18.5 was measured with the 12a. All distance measurements were adjusted for air temperature and barometric pressure by using the correction supplied by AGA Geodimeters. The slope distances were converted to horizontal distances by using the vertical angle measurements of the 140. The coordinates of all stakes was then calculated and entered, together with all horizontal determinations, into a standard least-squares adjustments routine for surveying data. This routine provides a best fit of the data and the best choice of coordinates for all stakes in the horizontal plane. The vertical coordinates were calculated directly from the horizontal distances and the vertical angle measurements provided by the 140. A curvature and refraction correction was applied to the vertical determinations by comparing the measured value of the baseline, A72-18.5, to the fixed distance determined by their coordinates.

The two stake nets described above overlap in two areas: downglacier and upglacier from the riegel in the bed (figure 1). Uplacier from the riegel, strain net 1.35 of Stora Staknätet covers the same area as Net 45 of the Small Stake Nets (figure 2b). Down glacier from the riegel no such match of strain nets was possible. Instead Net 45 of the Small stake nets was matched by the three stakes: 03, 04, and 05 of the Stora Staknätet (figure 2b). The latter stakes provided information on only the longitudinal variations of velocity in this area.

A quadric surface in x and y of the form:

$$u = a + bx + cy + dx^2 + ey^2 ,$$

in the case of a five stake strain net, and

$$u = bx + cy + dx^2 + ey^2 ,$$

for a four stake strain net, was fit to the x , y , and z components of the surface velocity of the individual stakes. In the case of the area downstream the riegel a modified scheme

had to be adopted. As an approximation, stakes 03, 04, and 05 were chosen and a second order polynomial in x of the form:

$$u = a + bx + dx^2,$$

fit to these points.

Arbitrary points, that were within the domain of the stakes nets involved at each site, were then chosen. For stake net 45 and the 03, 04, and 05 line of stakes - the downglacier site - this point was at $(x,y) = (130, 470)$, and for stake nets 23 and 1.35 - the upglacier site - the point was $(x,y) = (-225, 470)$. The points were the centroids of all stakes involved at each site midway through the lifespan of their network. The fixed coordinate chosen for the downglacier location lies approximately on the line formed by the three stakes of Stora Staknätet. It is unlikely that lateral variations in surface velocity would introduce any major errors. The coordinate chosen is very close, in both x and y , to stake 04 of Stora Staknätet which ensures that the interpolated velocity is unlikely to vary significantly from the measured at the stake. The x , y , and z velocity was then calculated at these points by using the equations of the quadric surfaces obtained for the two areas.

The emergence velocity at these points was calculated from the three velocity components according to

$$u_e = u_z - u_x \tan \alpha$$

where α is the slope of the surface at the point of interest. The slope was estimated from a 1:10.000 topographic map of the glacier in 1980. The estimates are believed to be correct since the glacier has not changed significantly in size in the study area. The slopes were estimated over distances of ~ 150 metres, roughly corresponding to the average ice depth at each point, along the centerline of the glacier. The vertical change thus covered was ~ 15 metres of elevation.

RESULTS

The results are shown in figure 3, for the upglacier site, and figure 4, for the downglacier site. The small scale differences from year to year in summer horizontal velocity is explained entirely by the temporal randomness of temperature (as can be seen by the temperature curve in both graphs) and precipitation, more specifically the difference in magnitude of rainstorms.

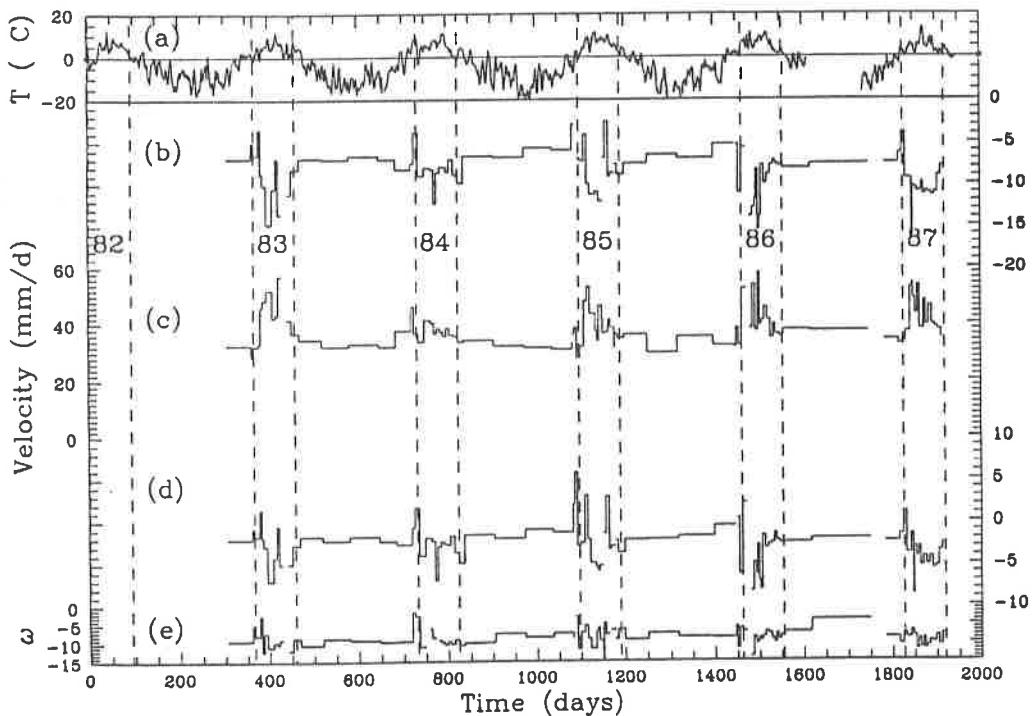


Figure 3. Data calculated at the downglacier site, 1982-87. Note the different vertical scales on the velocity plots. The dashed lines outlines the summer period, June-August. (a) Average daily temperature at Tarfala Research Station. (b) Emergence velocity. (c) Longitudinalal surface velocity. (d) Vertical surface velocity. (e) Azimuth, in $^{\circ}$, of horizontal surface velocity vector.

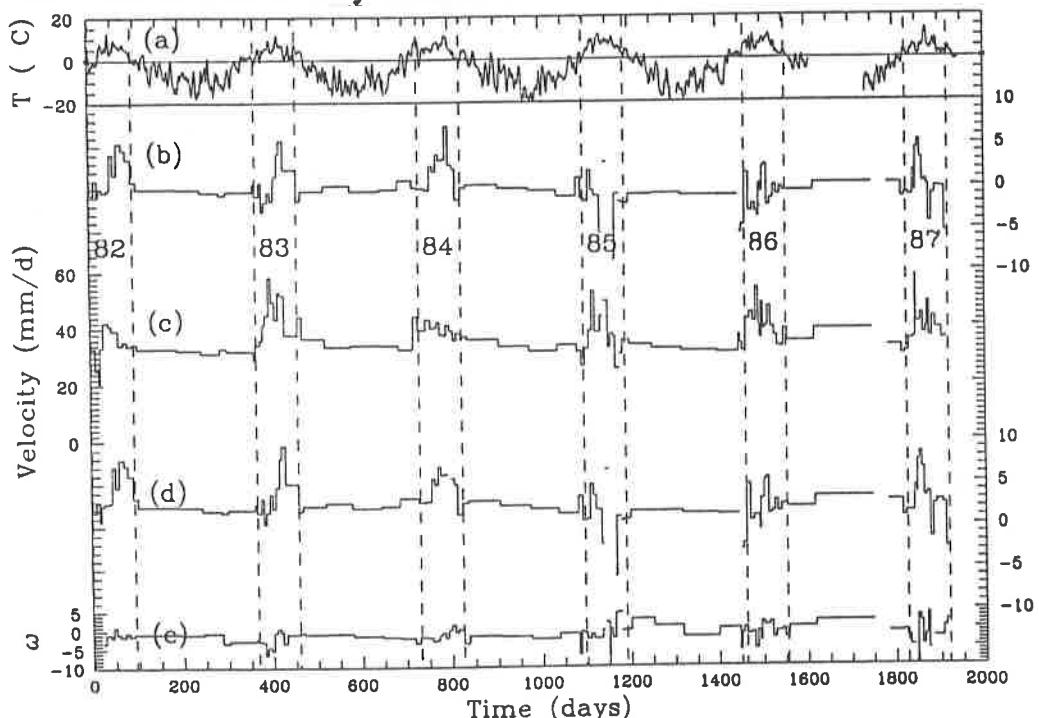


Figure 4. Data calculated at the upglacier site, 1982-87. Note the different vertical scales on the velocity plots. The dashed lines outlines the summer period, June-August. (a) Average daily temperature at Tarfala Research Station. (b) Emergence velocity. (c) Longitudinal surface velocity. (d) Vertical surface velocity. (e) Azimuth, in $^{\circ}$, of horizontal surface velocity vector.

At the beginning of the summer season the glacier experiences a slight decrease in emergence velocity. The negative sign indicates that the surface is actually sinking, which implies that the glacier may be in a slightly extensional regime during this period. This is also the time when the glacier accelerates and the first major horizontal velocity peaks occur. Later into the season the emergence velocity increases, generally very abruptly, to large positive values.

The period from 1985 to 1987 is, as indicated above, different. The emergence velocity fluctuates rapidly but stays at or below 0 during most of the season. This pattern seems to indicate that the glacier is in a sensitive mode where small changes in, say, subglacial water pressure, could change the glacier dynamics dramatically. It seems that a generally high horizontal velocity produces a stronger negative response in the emergence velocity. Note that the highest horizontal velocities are found in the beginning of 1986 but are dispersed more evenly during 1987 with a preference for the middle to later part of the season and that the trends in the emergence velocity are more negative in the beginning of 1986 but remain more stable during 1987.

Hooke et al. (1989) have discussed the velocity record from 1982 to 84 in detail. Based on force balance calculations they established a seasonal pattern of the glacier dynamics in the ablation area. In their calculations the 1984 season started by acceleration of the lower part of the ablation area in May, as indicated by extensional strain rates at the riegel and compressional strain rates towards the toe of the glacier. At the same time the basal shear stress was lowered significantly under the upper parts of the ablation area and the region just upstream of the riegel experiencing strong compression. By June the upper ablation area is in extension in its upper parts and the the riegel area in weak compression. The lower part of the ablation area is in extension in its lower parts. This implies that the upper part of the ablation area now pushes on the lower part. The lower part of the ablation area also exhibits a dramatic increase in basal shear stress from May to June, attributed to lowering of basal water pressure due to the maturing of the drainage system of the glacier with time.

The upper part of the ablation area is known to have an average basal or englacial water pressure close to the overburden pressure (Hooke, unpublished data). A small change in water pressure or thickness of the glacier in this area may thus change the basal shear stress significantly.

The dynamics of the lower part of the ablation area have not changed significantly during the period. It seems that the annual cycle of events of this part of the glacier is stable and is not influenced to any significant degree by minor changes in the overall dynamics of the glacier. The behaviour of the upper part of the ablation area, however, has changed significantly. This change, furthermore, seems to be brought about by a

Downglacier from the riegel the emergence velocity shows the same pattern from summer to summer (Figure 3). There is a weak excursion to less negative values in the beginning of the season followed by the major negative excursion which seems to be typical for the summer seasons. The pattern is strongly influenced by the vertical velocity pattern. The positive excursion at the beginning of the season occurs before the major peak in horizontal velocity. When the glacier accelerates the emergence velocity turns more negative and remains in this mode until the end of the season.

Upglacier from the riegel (figure 4) the pattern is different. The average emergence velocity is approximately 0, and there is a clear change in the emergence velocity pattern between the summers of 1984 and 1985. The period from 1982 to 84 is characterized by large positive peaks lasting most of the summer season. These peaks are preceded each summer by a weak negative excursion lasting ~4 to 5 weeks. This excursion occurs as the glacier is accelerated and the major peak in horizontal velocity occurs. From 1985 to 1987 the emergence velocity pattern is very different. There are no longer any strong positive peaks and the variability is much larger than in the previous years. There are no significant changes in the horizontal velocity pattern between 1982 and 1987.

There are no clear long term trends in the two records. Based on the observed change in the emergence velocity record between the 1984 and 1985 seasons above the riegel, it is possible that the strong trend, during the winter of 1984/85, may be a sign of a change in the dynamics of the glacier. At the downglacier site the trend is towards an increasing (less negative) emergence velocity through the winter. At the upglacier site the emergence velocity drops below 0 during the winter, and seems to remain so for at least a part of the summer season, ignoring a brief positive peak in the beginning of the season.

DISCUSSION

At the downglacier site the emergence velocity is negative. At the beginning of each summer the emergence velocity becomes somewhat less negative just before the major horizontal acceleration occurs. This implies that the area is experiencing either an increase in horizontal compression or a decrease in horizontal extension during this period. As the glacier accelerates, and moves in to its "summer mode," the emergence velocity drops, implying that the lower part of the ablation area is experiencing a decreased horizontal compression or increased extension.

At the upglacier site the emergence velocity is near 0, except during the later half of the summer season. Since the pattern changes halfway through the experiment, I will first concentrate the discussion on the pattern seen in the period 1982-84.

relatively small change in the flow of the glacier. There is for example no significant change in the horizontal velocity pattern other than that explained by the random variation of meteorological parameters. The emergence velocity record calculated for the upglacier site may thus be interpreted as the glacier moving from a seemingly stable mode to an unstable mode. It is possible that the relatively large decrease in the emergence velocity during the 1984/85 winter is an indication of a lowering of the upper part of the ablation area.

The 45-year mass balance record for Storglaciären (Tarfala Research Station, unpublished data) (Appendix 4 and 5) shows a long term trend towards a more positive net balance with a superimposed cyclic signal with a period of ~11 years. The most recent periods of positive net balance are centered around the years 1970 and 1980. The net balance during the period covered by this study was positive during the years 1982-84 after which there was a large negative balance during the mass balance year 1984/85, a balanced year in 1985/86, followed by another positive net-balance year in 1986/87 (table 1). The response of a glacier to such a signal is bound to be obscure due to the diffusion of any kinematic wave moving downglacier and interference between the different maxima and minima of the net balance oscillations. The position of the snout of the glacier has also been monitored, simultaneously with the mass balance. The records shows a steady retreat since the Little Ice Age maximum around 1910, that in recent years has decreased and is now close to 0.

Table 1.

Mass balance of Storglaciären during the years 1982-87

Year	Acc.	Abl.	Net
81/82	1.49	1.23	0.26
82/83	1.47	1.19	0.28
83/84	1.83	1.71	0.12
84/85	0.99	1.71	-0.72
85/86	1.62	1.68	-0.06
86/87	1.69	1.22	0.48

It is difficult to assess how the complex net balance record is affecting the glacier, whether the glacier will respond to the major trend or if it will respond mainly to the cyclic variations.

REFERENCES

- Björnsson, H., 1981: Radio-echo sounding maps of Storglaciären, Isfallsglaciären, and Rabots Glaciär, northern Sweden. *Geogr. Ann.* 63A (3–4):225–231.
- Hooke, R. LeB., Calla, P., Holmlund, P., Nilsson, M., and Stroeven, A., 1989: A 3 year record of seasonal variations in surface velocity, Storglaciären, Sweden. *J. Glaciol.* 35 (110):225–247.
- Jansson, P., in prep.: Interpretation of short-term variations in ice-dynamics, Storglaciären, Kebnekaise, northern Sweden. Ph.D. diss. in preparation

GLACIÄRFRONTSTUDIER I SVENSKA FJÄLLEN

Per Holmlund

Storglaciärens massomsättning har studerats sedan 1946 och är därmed den längsta, i fält mätta, massbalansserien i världen (Schytt 1947, 1967, 1981; Holmlund 1987). Glaciären har sedan mätstarten tunnats ut med i genomsnitt 16 meter. Denna uttunning är främst ett resultat av den temperaturstegring som skedde i början av detta sekel. Sommarmedeltemperaturen steg med drygt en grad mellan 1910 och 1920 och steg sedan ytterligare någon tiondel fram till slutet av trettioalet då kulmen nåddes. Därefter har det långsamt blivit kallare fram till 1980-talet då temperaturen åter har stigit något. De svenska glaciärerna har reagerat mycket kraftigt på dessa klimatsvängningar, men de tycks nu i stort sett ha anpassat sina storlekar till nuvarande klimat.

För att studera Storglaciärens representativitet såsom klimatindikator i fjällen initierades 1965 ett projekt där drygt 20 glaciärer valdes ut för studier av glaciärfrontpositioner. Resultatet av den gångna 25-årsperioden är mycket intressant då det visar stora olikheter i reträtthastigheter. Endast vid 50% av glaciärerna är det regionalklimatologiska skeenden ensamt som påverkar hur glaciärernas frontlägen förändras vid en klimatförändring. Bottens topografi styr i hög grad förloppets utveckling. Slutsatsen i avrapporteringen, som är under utarbetande, är trots detta att glaciärfronter mycket väl beskriver vårt klimats utveckling men att en utförlig analys av topografi och lokalklimat måste utföras för att få en bättre tidsupplösning än ca 50 år.

De senaste milda vintrarna har varit mycket nederbörliga och har givit ett stort massöverskott på flertalet svenska, och norska, glaciärer. Budgetåret 1988-89 gav det största massöverskottet som har uppmättts sedan mätningarna började på Storglaciären. Vid jämförelser mellan fotogrammetriskt framtagna kartor från resp 1980 och 1990 framgår att Storglaciären har blivit uppemot 10 meter mäktigare i sin övre del under denna period som ett resultat av klimatets mer maritima prägel. Får vi drygt 20 år till av detta klimat så skulle glaciärens massa bli lika stor som den var under "Lilla istiden" (1600-1800 e.kr.). Det skulle dock ta längre tid innan den hade lika stor utbredning som då.

Hur representativa är då mätningarna vid Storglaciären för fjällkedjans klimat? Frågan är relevant eftersom skillnaden är så stor mellan kunskapsläget vid denna plats och kunskapen om klimatet i fjällen i övrigt. När det gäller temperaturklimatet finns det ingen orsak att betvivla glaciärens representativitet, eftersom glaciärens massbalans är så väl korrelerad med temperaturen vid klimatstationer på skilda platser i fjällvärlden. Nederbördsförhållandena är emellertid mer osäkra. Nederbörsöverskottet under de senaste två åren har inte fördelats lika för alla glaciärer. Sommaren 1990 fanns en

markant gradient i ost-västlig riktning, där västligt belägna glaciärer fick ett massöverskott och östligt belägna glaciärer sannolikt ett massunderskott (Fig 1). Om denna klimat-typ skulle fortskrida skulle de västliga glaciärerna, däribland Storglaciären, skjuta fram sina fronter, medan de östliga skulle gå tillbaka. Detta skulle alltså ske även med ett oförändrat temperaturklimat.

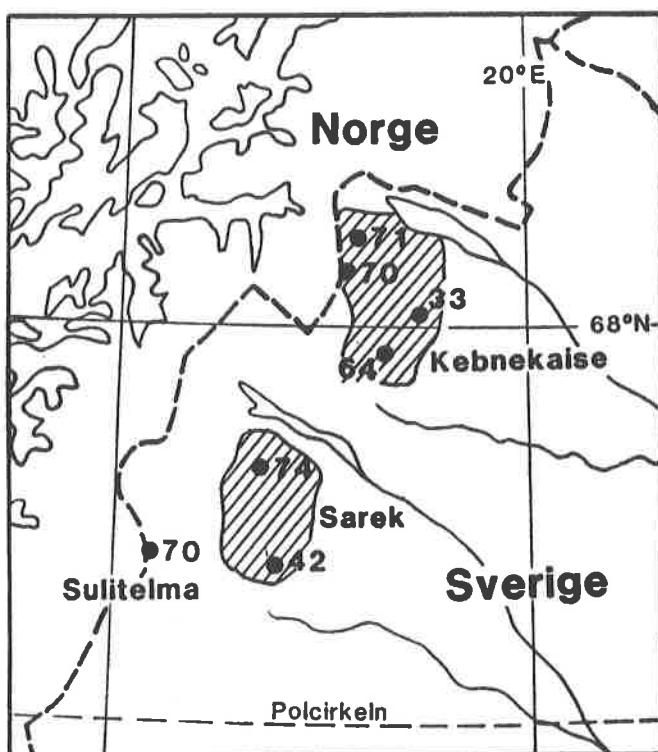


Fig 1. Ackumulationsområdets andel, i procent, av glaciärens totala yta vid några svenska glaciärer i sept 1990. Urvalet har skett efter tillgång på data. Observera den ost-västliga gradienten.

Under sommaren 1990 besöktes 19 av de 20 glaciärer som ingår i frontmätningsprogrammet. Den rika tillgången på snö gjorde att många fronter (10 st) var snötäckta under hela smältsäsongen. Det finns därför inga mätvärden från dessa i år utan förändringen har antagits vara noll. Ruopsokjekna, som var den enda som inte besöktes, observerades från luften den 11 augusti och dess front var då framsmält. Nedan följer en presentation av de arbeten som utfördes under säsongen.

FÄLTARBETEN 1990

Isfallsglaciärens front karterades den 21 augusti från fixpunkt "Isfalls utlopp" i Tarfaladalen med en Geodimeter 440. Tungan mättes senast in 1988. 1989 var den snötäckt. De övre och nedre södra delarna av tungan har inte förändrats, utom i vissa punkter där några meters reträtt kunde påvisas. Den norra delen av tungan visade

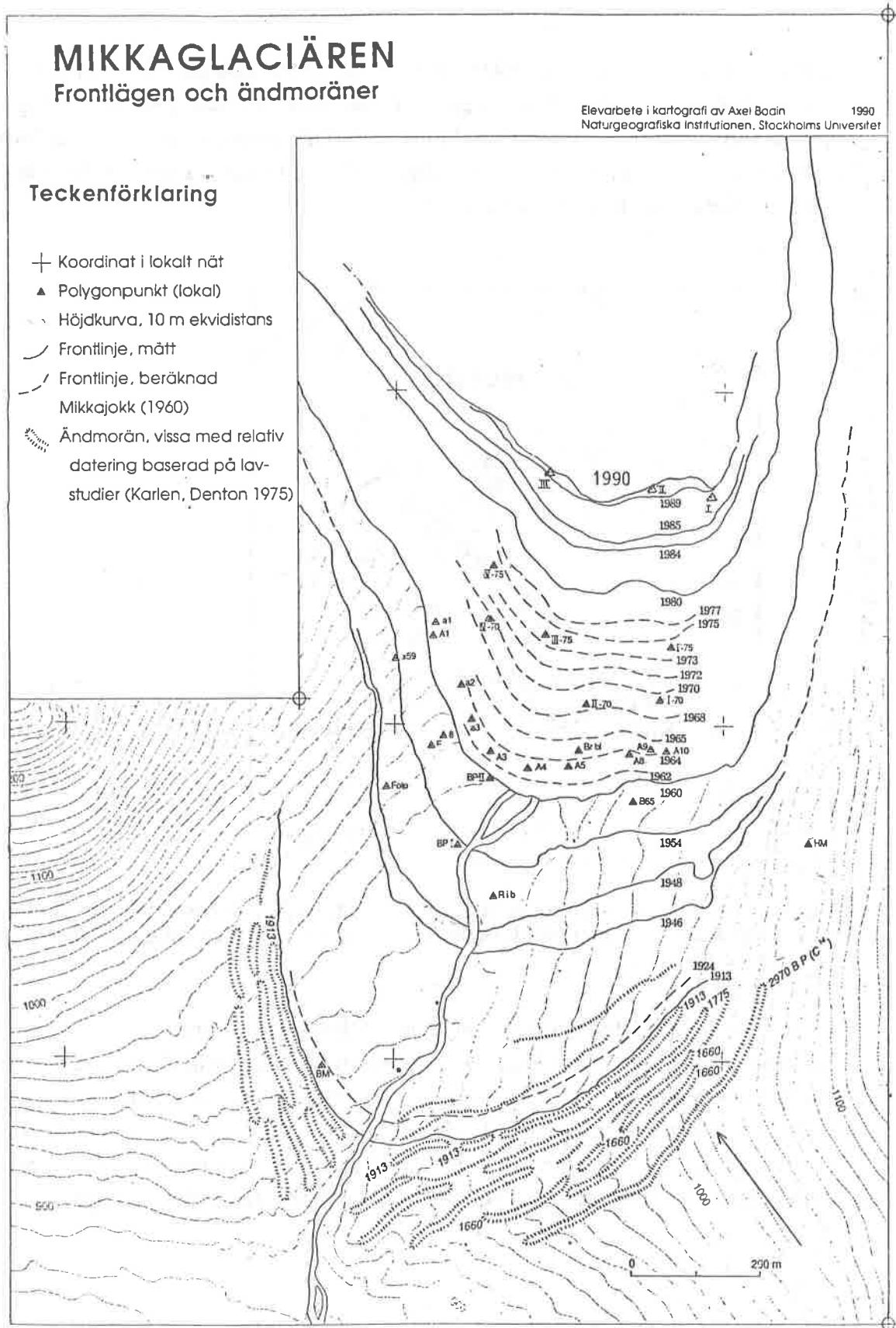


Fig 2. Karta över Mikkaglaciärens frontområde med inlagda frontpositioner från olika år. Kartan är sammanställd av Axel Bodin.

däremot på en kraftig framskjutning med värdet på 10-20 meter. Medelvärdet för hela tungan är +4 m.

Sydöstra Kaskasatjåkkaglaciärens front karterades från punkt A57 med en Geodimeter 440. Fronten hade retirerat något till följd av att den var barblåst efter vintern. Den östliga tungan var snötäckt genom hela smältsäsongen. Medelreträdden beräknades till 2 m.

Kårsaglaciärens tunga mättes in den 12 aug och flygfotograferades den 2 sept. En reträtt på några meter uppmättes vid glaciärfrontens östligaste parti. Detta parti av glaciären saknar idag rörelse. Fronten har från och med 1990 definierats om och den huvudsakliga isrörelsen, där den överhuvudtaget rör sig, antas vara åt NO. Årets medelreträtt var 2 m.

Kåtoktjåkkaglaciären besöktes den 11 augusti och dess front karterades med en Geodimeter 440. Uppställning gjordes vid punkt II-73. Ingen annan av de tidigare utnyttjade punkterna kunde identifieras. Fronten mättes senast in 1977. Medelreträdden är ännu inte beräknad.

Stour Räitaglaciären måttbandsmättes den 11 augusti. Dess södra sida var fortfarande snötäckt men en liten del på norra sidan var barsmält. En ny punkt (I-90) lades ut intill iskanten.

Rabots glaciär mättes in med måttband från punkter som lagts ut 1989. Fronten hade retirerat 11 meter sedan augusti 1989.

Mikkaglaciären mättes in den 11 augusti med en Geodimeter 440 från en punkt mellan I-70 och I-75. Tre nya punkter lades ut intill iskanten. Deras numrering (I-90 - III-90) gjordes i enlighet med tidigare beteckningar, dvs från öst till väst (Fig 2). Det är i huvudsak den västra sidan av fronten som retirerar. Den brantare ost-sidan visar ingen reträtt. Medelreträdden sedan 1989 var 7 meter.

Pårteglaciären måttbandsmättes den 4 september från de punkter som las ut 1989. Medelreträdden var 8 meter.

Salajekna mättes in den 4 september från fixpunkt II-65 med en Geodimeter 440. Den väster om fixpunkten liggande delen av tungan måttbandsmättes från I-65. Dess reträtt sedan 1984 var i medeltal 66 meter vilket motsvarar 11 meter per år. Årliga moräner karterades längs en nord-sydlig profil. Dessutom avvägdes en profil drygt 1000 meter upp längs tungan.

Tabell 1. Inmätta glaciärfronter 1965-1990.

Glaciär	Inmätta glaciärfronter 1965-1990			Arlig förändring uttryckt i meter						Total förändring 1910-90	Senaste inmät- ningsperiod	Besöktes senast	Frontens Riktning nivå möh	
	Storlek Yta km ²	Längd km	1980-1990	1985-77	1977-85	1985-90	1988-89	1989-90	1910-90					
Salajekna	24,5	9,2	-9	-14	-15	-11	-	-	-	1160 m	275 m	1984 /1990	1990 /880	
Pårtglaciären	11,1	5,4	-14	-15	-11	-	-	-	-8	650 m	332 m	1986 /1989	1989 /1080	
Mikkajekna	7,1	4,5	-15	-18	-11	-	-	-	-7	1087 m	380 m	1989 /1990	1990 /960	
Ruotesjekna	5,2	4,3	-14	-11	-12	-	-	-	0	(1000 m)	320 m	1989 /1990	1990 /1040	
Rabots glaciär	4,1	4,0	-10	-13	-11	-5	-	-	-11	630 m	268 m	1989 /1990	1990 /1080	
Riukojietna	4,6	3,2	-12	-10	-2	0	0	0	0	1000 m	230 m	1989 /1990	1990 /1130	
Suottajekna	8,1	4,4	-13	-3	B	0	0	0	0	(1000 m)	D 189 m	1984 /1984	1990 /NO	
Vartasjekna	3,6	3,0	-4	-3	B	0	0	0	0	900 m	D 87 m	1984 /1990	1990 /1260	
Storglaciären	3,1	3,5	-6	-4	-2	0	0	0	0	550 m	110 m	1988 /1990	1990 /1130	
Ruoposjekna	3,5	3,7	-8	-5	-5	-	-	-	-	450 m	156 m	1985 /1989	1989 /1140	
Östra Pässusjietna	1,7	1,8	-11	C	-5	0	0	0	0	274 m	C 161 m	1988 /1990	1990 /1110	
Västra Pässusj.	1,7	2,3	-9	C	-20	E	-12	0	0	550 m	C 324 m	1988 /1990	1990 /1260	
Unna Räitagi.	1,8	2,0	-5	-3	-2	0	0	0	0	440 m	88 m	1988 /1990	1990 /1130	
Stour Räitagi.	2,0	2,2	-9	-5	B	0	0	0	0	(300 m)	D 167 m	1989 /1990	1990 /1270	
Hyllglaciären	1,4	2,1	-4	-5	B	0	0	0	0	360 m	D 105 m	1984 /1990	1990 /1320	
Isfallsglaciären	1,4	2,1	-8	-7	-2	0	+4	550 m	172 m	1988 /1990	1990 /1180		Ö	
S.O. Kaskasatj.gl.	0,5	1,2	-10	-3	-2	0	-2	670 m	157 m	1989 /1990	1990 /1350		S	
Kårsojietna	1,2	2,0	-6	-7	-7	X	X	-2	800 m	200 m	1989 /1990	1990 /960		Ö
Kåtoktjäkagl.	2,5	2,0	-4	X	X	-	-	X	305 m	D 102 m	1977 /1990	1990 /1200		N
Märmaglaciären (G)	3,9	3,5	-	-	-	-	-	0	100 m	-	1978 /1985	1990 /1330		Ö

B Dessa glaciärfronter var snötäckta under sommarna 1989 och 1990 och därför saknas en angivelse av den totala reträtten för perioden 1985-1990.

C Sedan 1968

D Medelreträttshastigheten för perioden 1977-1985 har utnyttjats för att extrapolera fram ett värde för perioden 1985-1988. Mellan 1988 och 1990 antas förändringen vara lika med noll.

E 1977-1988

G Märmaglaciärens front ligger dämd av sin egen frontmorän och dess recession kan därför inte omedelbart jämföras med andra glaciärers.

X Dessa fronter är inmätta men ännu ej beräknade.

Preliminära resultat

Augusti 1990
Per Holmlund

SAMMANFATTNING

Perioden 1984/85-1989/90 visar generellt en minskad reträtt. Salajekna och Rabots glaciär verkar dock fortfarande retirera med oförminskad hastighet. I Salajeknas fall torde det bero på tungans längd och därmed dess långa reaktionstid. I fallet Rabots glaciär är förklaringen sannolikt mer komplicerad. Dess reträtthastighet var ca 6 meter per år från ca 1910 fram till mitten av 1950-talet. Därefter fördubblades hastigheten (Stroeven och van de Val 1990) och dagens front retirerar alltjämt med 10-12 meter per år. Reträtthastigheten längs norra sidan av tungan är flera gånger större än på dess södra sida. Detta beror på att ackumulationsområdet sträcker sig mycket långt ner längs glaciärens södra sida och att ablationsytan på motsvarande sätt sträcker sig långt upp längs glaciärens norra sida. Det är därför möjligt att en nordlig komponent i isens rörelseriktning vid fronten blir allt större med den fortskridande reträtten. Om så är fallet bör det ge utslag i reträtthastigheten längs den tidigare rakt västliga rörelseriktningen som en ökad reträtthastighet. Detta är en möjlig förklaring till glaciärens avvikande beteende i förhållande till kringliggande glaciärer.

En annan intressant detalj i 1990 års inmätningar är att Ifallsglaciären skjutit fram sin tunga. Den har i samband med detta byggt upp en liten push-moraine framför den norra delen av fronten. Ifallsglaciärens front är mycket brant vilket gör dess reaktionstid kort. Framskjutningen av fronten bör därför tolkas som en reaktion på det massöverskott som budgetåren under 1980-talet har givit.

REFERENSER

- Holmlund, P., 1987: Mass balance of Storglaciären during the 20th century. *Geografiska Annaler* 69 A (3-4): 439-447.
- Schytt, V., 1947: Glaciologiska arbeten i Kebnekajse. *Ymer* 1947 (1): 18-42.
- 1967: A study of "Ablation gradient". *Geografiska Annaler* 49 A (2-4): 327-332.
- 1981: The net mass balance of Storglaciären related to the height of the equilibrium line and to the height of the 500 mb surface. *Geografiska Annaler* 63 A (3-4): 219-223.
- Stroeven, A.P., and Val, van de, R.S.W., 1990: A comparison of the mass balances and flows of Rabots glaciär and Storglaciären, Kebnekaise, Northern Sweden. *Geografiska Annaler* 72A (1): 113-118.

FLYGFOTOGRAFERINGAR I SVENSKA FJÄLLEN SOMMAREN 1990

Per Holmlund

Under sommaren 1990 utfördes flygfotograferingar av tre olika slag. Lantmäteriverket utförde ett uppdrag, på beställning av Naturgeografiska institutionen, över Kebnekaise och Sarek.

Lodbilder och snedbilder togs också från en helikopter, i ett samarbete mellan NOAB-Optik AB och Naturgeografiska Institutionen. Slutligen genomfördes snedbilsfotografering av glaciärer i samband med att deras fronter mättes in.

LODBILDER FRÅN LANTMÄTERIETS FOTOGRAFERINGAR

Lantmäteriverket fotograferade Kebnekaise- och Sarekmassiven i början av september. Den första fotograferingen ägde rum den 2:a september och utfördes i svartvitt. Ett stråk går i ost-västlig riktning från flyghöjden 4 600 m (skala 1:30 000) och täcker området från Tjeuralako till ca 10 km väster om fronten av Rabots glaciär. Det andra stråket gick längs Tarfaladalens västra sida. Flyghöjden var ca 1500 m (skala 1:10 000). Det var höga moln vid fotograferingstillfället vilket gav ett mycket mjukt ljus.

Den 4 september, som var en kristallklar höstdag, genomfördes ett mycket omfattande program. De två stråken i Kebnekaise fotograferades om i både IR och svartvitt.

Dessutom fotograferades Sarekmassivet i dess längsriktning från Stour Niak i nordväst till Tjångnorisglaciären i sydost. Detta stråk fotograferades i både IR och svartvitt från en höjd på 4600 m (skala 1:30 000). Tabell 1 sammanfattar flygningarna och anger stråkens signum.

Tabell 1. Flygfotograferingar utförda av Lantmäteriet 1990.

Område	beteckning, stråknr.	typ	datum	skala
Kebnekaise	90 812 11: 01-07	Sv	900902	1:30 000
	90 812 11:1: 01-06	IRF	900904	1:30 000
Kebnekaise	90 812 01: 01-09	Sv	900902	1.10 000
	90 812 01 1: 01-09	Sv	900904	1:10 000
	90 812 01:2: 01-08	IRF	900904	1:10 000
Sarek	90 811 01 1: 01-08	Sv	900904	1:30 000
	90 811 01: 01-07	IRF	900904	1:30 000

Bildmaterialet är av mycket god kvalitet och har hittills (15/1-91) utnyttjats för kartering av glaciärerna; Rabots glaciär, Stor-, Ifalls-, Kebnepakte-, Norra Kaskasapakte-, Pass-, Sydöstra Kaskasatjåkka- och Tarfalaglaciären. Dessa finns i blyertskoncept i skala 1:10 000.

LOD- OCH SNEDBILDER ÖVER TARFALA FOTOGRAFERADE FRÅN HELIKOPTER

Fotograferingarna utfördes från 2 500 m höjd över Storglaciären och Tarfaladalens västra sida. Bilderna togs med en Hasselblad 500 EL med en 50 mm optik. Rent praktiskt så nyttjades en av Norrlandsflyg AB hyrd helikopter av märket "Ekorre". En dörr monterades av och fotografering kunde därmed utföras i såväl lod som i sida. Resultatet som nu är under utvärdering ska ligga till grund för en noggrannhetskalkyl för denna "enkla" variant av flygfotografering. En karta ska framställas och jämföras med den, ur Lantmäteriverkets bilder, framtagna kartan som antas vara den korrekta projektionen.

SNEDBILDER PÅ GLACIÄRER

I samband med glaciärfrontsinmätningar så fotograferades ett antal glaciärer med en Hasselblad 500 EL och svartvit film. Denna systematiska fotografering initierades 1989 och är tänkt att utnyttjas för olika publikationer. Vissa glaciärer fotograferades med bra resultat under inmätningsperioden 1984/85. Vissa av dessa glaciärer

Tabell 2. Glaciärer utanför Tarfalaområdet som har snedbils-fotograferats under somrarna 1985 och 1989-1990. Lodbilder avser här bilder som tagits av Lantmäteriverket. Kartor betyder arbetskortor i skala 1:10 000. Kartorna över Mikkaglaciären och Suottasjekna är konstruerade efter 1980-års flygbilder.

Glaciär	Fotograferingsår		
	Snedbilder	Lodbilder	Karta
Kårsagliaciären	1990	1978	(x)
Kåtoktjåkkaglaciären	1990	1978	(x)
Mikkaglaciären	1990	1990	x
Mårmaglaciären	1985	1978	x
Mårmakteglaciären	1989	1978	x
Pårteglaciären	1990	1980	
Riukojietna	1985	1978	x
Räitaglaciärerna, Stour	1989	1980	x
Räitaglaciärerna, Unna	1988	1980	x
Ruopsokjekna	1989	1980	
Ruotesjekna	1989	1980	
Salajekna	1990	1983	x
Stourrajekna	1990	1983	
Suottasjekna	1990	1990	x
Svenonius glaciär	1990	1980	
Sälkaglaciären	1990	1980	
Vartasgliaciären	1990	1990	

Markering inom parentes under rubriken "Karta" betyder att kartan är av något lägre kvalitet.

MÄTPROJEKT TARFALA FÄLTARBETET OCH DE FÖRSTA UTVÄRDERINGARNA

Ulf Hedman
NOAB, Nord Optik

BAKGRUND

NOAB är ett företag som sedan 20 år utvecklar och marknadsför system för "rationell kartframställning", dvs mätinstrument och programvaror för geodetisk mätning och kartering. Vi som är sysselsatta med att installera och understödja tekniskt komplicerade system behöver tillfällen att få arbeta med utrustningarna ute på fältet. Vi erfor att i Tarfala fanns möjligheten att kombinera projekt med mätningar i olika system, samt att prova och utvärdera nya idéer och utrustningar.

De utrustningar vi i första hand var intresserade av att utvärdera låg inom områdena:

GPS: (Global Positioning System) ett sattelitbaserat mätsystem med mycket hög noggrannhet.

Fotogrammetri: NOAB har utvecklat FOTODIG - ett instrument för mätning i stereobilder.

Geodesi: fältmätsystemet GEOPAC, Topcon totalstation och fältdator.

INLEDNING

Mätningar av stomnätet i Tarfala

Vart 10:e år genomförs en flygfotografering av glaciärerna uppe i Tarfaladalen. Stödpunkterna för utvärderingen av flygbilderna ingår i det koordinatnät som under många år byggts ut med utgångspunkt från den fixpunkt som lades upp i dalen på 1940-talet. För att om möjligt få en större noggrannhet på detta punktnät skulle vi med hjälp av GPS mäta några av de viktigaste punkterna som flygsignaleras vid fotograferingstillfällena.

Vi hade också förhoppningar att kunna göra en GPS mätning på Sydtoppen.

Fotogrammetriska försök

Det finns ett unikt bildmaterial från 1910 då Enqvist med fototeodolit fotograferade glaciärerna i Kebnekaisemassivet. Bilderna togs troligtvis som stereobildpar men parbilderna är nu försvunna.

Vi beslöt att prova en metod att utvärdera dessa bilder i ett försök att skapa en modell över hur glaciären såg ut 1910. För att kunna göra detta behövdes kompletterande fotograferingar med dels markstereobilder från de fotopunkter som Enqvist använde 1910 samt flygbilder över området. Eftersom de stereobilder som Enqvist fotograferade försvunnit och endast enkelbilder kvarstår måste mätningarna göras som enkelbildsmätning vilket kräver en speciell teknik och utrustning. NOAB har utvecklat ett nytt fotogrammetriskt instrument som klarar den här typen av mätningar.

Vi skulle i samband med fotogrammetriförsöken även pröva att utföra lodbildsfotografering över Storglaciären från helikopter med handkamera, för att utröna om man med enkla medel kan göra flygfotograferingar där bildmaterialet kan användas för kartering av glaciären.

Profilmätningar på Storglaciären

Över Storglaciären finns ett profilnät utlagt som mäts varje eller varannan sommar. Vi beslöt att mäta profilnätet med totalstation från en högt belägen punkt från vilken mätning av hela nätet kunde ske. Vi räknade med att på detta sätt nå en hög noggrannhet i mätningen.

UTRUSTNING

GPS-mätningarna gjordes med två st Trimble 4000ST mottagare samt en Pathfinder - en liten bärbar utrustning. För datalagring och beräkning hade vi med oss en IBM P70 bärbar dator med Autocad / Cadpoint och Geo programvaror samt digbord Altek format A-3, dvs en kraftfull portabel CAD-station. Vi hade i datorn tillgång till Geodetiska beräkningsprogram för att snabbt kunna behandla data så att vi på plats kunde värdera resultatet och vid behov komplettera mätningarna.

För de geodetiska mätningarna användes Topcon totalstationer GTS-3B05 och GTS-4, samt Geopac och Psion fältdatorer.

Fotograferingarna utfördes med Hasselbladskamera MK 70.

METODIK

GPS-mätningarna

En basstation etablerades på punkt 1 som är belägen någon kilometer söder om stationen och som utgör utgångspunkt i Tarfalas stömnät. Från punkt 1 gjordes mätningar till andra stöm-punkter. En ny GPS-punkt etablerades i masten på Forskarhuset för framtida mätningar och två nya punkter mättes in vid Tarfalaglaciären. Vid flygningarna senare i veckan kunde även punkterna "Kebnekaises västra förtopp" och "Firnpasset" mätas. Vid detta tillfälle mättes även Kebnekaises sydtopp.

På varje punkt samlades data under ca 60 min, förutom på Sydtoppen där tidsbrist förkortade mätningen till ca 45 min. Mätningarna genomfördes i möjligaste mån under bästa sattelitkonstellationerna dagtid.

Profilmätningen

Mätningen utfördes från punkt 18 belägen vid den gamla relästationen på Kebnetjåkka. Från mätpunkten har man fri sikt över nästan hela glaciären. Undantaget är de nedersta delarna på glaciärfronten. Hela mätningen kunde därför genomföras från en instrumentuppställning.

Till vår assistans hade vi tre prismalag nere på isen varav ett replag som täckte de översta profilerna i firnområdet. Mätlängderna var som längst ca 2500m och vi använde en Topcon totalstation GTS-3B05 med ett treprisma på de längsta mätlängderna. Mätningen styrdes och data lagrades i en fältdator. Ett prisma fanns uppsatt på Forskarhusmasten dit längden också var ca 2500m. Som bakrikt användes punkt 1. Totalt mättes ca 500 punkter i en längsprofil och tre tvärprofiler.

Flygfotograferingen

Fotograferingen utfördes med handkamera, Hasselblad MK70 försedd med handtag och libell för horisonteringen, från en helikopter med avmonterad dörr. Flyghöjden var 2500 m.ö.h, 1000-1500m över marken. Flyghastigheten fick pga. den avmonterade dörren hållas nere till ca 80 kmh. Exponeringsintervallet 10 sek beräknades ge en överlappning i bilderna på ca 60%. Ett stråk med lodbilder flögs från Nordtoppen med riktning över punkt 1. Vidare flögs ett stråk som täckte fronterna och området på glaciärerna i dalen. Ytterligare ett stråk flögs vinkelrät mot det första och bilder togs med ca 30 graders lutning upp mot de övre delarna av Storglaciären. Bilderna från det senare stråket skulle

användas för att utröna om det är möjligt att utvärdera dessa "snedbilder" fotogrammetriskt.

Markstereobilder

Från Enqvist's fotorunkter fotograferades stereobilder mot glaciäfronterna. Bildriktningen lades ut med vinkelprisma och bilder tog i riktningarna 45, 90 och 135 grader från profilen. Både 50 mm och 80 mm objektiv användes. Fotograferingen syftade främst till att hitta en enkel metod för hur markfotografering skall utföras för att ge bästa resultat och enkel utvärdering.

RESULTAT

Profilmätningen

Mätdata är beräknade och utritning av profilerna återstår

GPS-mätningarna

Mätningarna är beräknade och resultatet visar att punktbestämningen ligger inom 2-3 cm i x/y samt ca 2 dm i höjd i nätet.

Sydtoppens höjd beräknades till 2114.5 m +-0.5 m. Mättiden blev något för kort för att ge högre noggrannhet.

Flygfotograferingen

Flygfotograferingen gav ett godtagbart resultat även om stråket hamnade lite för långt norrut och bilderna därför inte täcker hela glaciären. Kameramannens position bör också ändras eftersom helikopterns skidd och fotografens fötter finns med på bilderna.

Markstereobilder

Tolkningen av Enqvist's bilder går över förväntan. En försöksmodell av fronten har kunnat skapas. Denna modell har skapats ur terrängmodelldata från Enqvist's bilder från 1910. Foto nr. 43/389(252) och 43/282(271) utvärderade i FOTODIG MS-3 (ett stereoscopebaserat instrument med datorövervakning). Speciella program har tillverkats för att transformera de uppmätta terrestra bildkoordinaterna till ortogonala koordinater i Tarfala's koordinatsystem och därfter har resultatet behandlats i DTM (digitalt terrängmodellprogram). Resultatet från testmodellen bekräftar enkelbildmetodens tillämpning och vi planerar för närvarande en omfattande mätning i Enqvist's bildmaterial från 1910 för att återskapa en terrängmodell över hela glaciären med det utseende den hade 1910.

Ur 1990 års flygfotografering utförd av lantmäteriverket är data och terrängmodell framställd, som kommer att utgöra referensnivå för beräkning av glaciärens förrändring under de senaste 80 åren. Tyvärr är detaljrikedomen i Enqvist's bilder för knapphändig för att kunna identifiera gemensamma stödpunkter i flygbildsmaterialet 1990, vilket ger en lägre noggrannhet än vad materialet innehåller. Vi rekommenderar därför kompletterande detaljinmätning under kommande sommar och att där efter 1910 års DTM-data kompletteras och nyberäknas.

FORTSÄTTNINGEN

Vi tror att flera av de projekt som påbörjades under sommaren är värda en fortsättning. De metoder vi ville pröva har i de flesta fall gett positiva resultat och värdefulla kunskaper om hur fältarbetet skall läggas upp för att förfina resultaten och underlätta utvärderingen. Förhoppningsvis kan de nya metoderna användas i nya projekt, eller för utvärdering av fotografiskt arkivmaterial och därigenom tillföra glaciärforskningen intressanta resultat.

THE SÄLKA BOULDER TOUNGE - A ROCK GLACIER OR A ROCKSLIDE?

Clas Hättestrand

ABSTRACT

It is here presented an alternative explanation of the origin of the tongue shaped boulder accumulation on the north side of Skurtjamengatjåkka in the Sälka massif, northern Sweden. Previously, it has been described as a rock glacier. It is, however, possible to explain the origin of the tongue as a rockslide. The main evidence for such an explanation is a large scar in the mountain side above the bouldertongue and the morphological similarity to other rockslide tongues described in the litterature.

BAKGRUND

I slutet av juli 1990 genomfördes en studie av en blocktunga i Sälkamassivet ca 20 km väster om Tarfaladalen. Projektet var en del av den årliga fältkursen vid Tarfalastationen. Avsikten var dels att beskriva tungan morfologiskt och dels att mäta in ett antal fixpunkter för att i framtiden kunna bestämma en eventuell rörelse. Som en del av den morfologiska studien ingår även en diskussion kring tungans klassificering och genes. Tidigare har den alltid klassificerats som en blockglaciär (Östrem et al 1973, Melander 1976) men vissa morfologiska drag, t ex ett skredärr, tyder snarare på att det är fråga om ett bergsskred.

Den 30/7 1990 genomfördes själva inmätningen. På blocktungan markerades en rad fixpunkter (10 st) i en längsprofil och en tvärprofil. Från dalens motsatta sida mättes dessa in med en teodolit (Wild T2) och en geodimeter (AGA 12). I anslutning till att fixpunktarna mättes in gjordes en inmätning av ytterligare ett antal punkter på tungan och längs dess rand för karteringsändamål. Förutom fältmätningen gjordes en kartering av blocktungan med hjälp av IR-flygbilder, skala 1:30 000.

MORFOLOGISK BESKRIVNING

Blocktungan är belägen i en dalgång på Skurtjamengatjåkkas nordsida i Sälkamassivet. Denna dalgång är helt präglad av glacial erosion och har en väl utvecklad U-dalsprofil och endast ett tunnt moräntäcke i botten. Själva blocktungan är ca 570 m lång och ca 350 m bred och den totala materialvolymen beräknas vara omkring 2,5 miljoner kubikmeter. Översidan karakteriseras av ett tiotal bågformiga valkar som löper tvärs

över hela tungan (fig. 1). Den avslutas nedåt med en 5-10 m hög front, vars lutning är ca 30 grader.

Ytmaterialet består av block som är 1-10 m i diameter. Samtliga block utgörs av den skiffer som återfinns i berggrunden i området och överallt är de starkt vittrade och beklädda med stora lavar. Ovanför blocktungan finns ett stort skålformat skredärr.



Figure 1. The bouldertongue in the Sälka massif, Aug. 1990. Photo P. Holmlund.

DISKUSSION

Som nämnts inledningsvis har formen ända sedan den första gången beskrevs (Östrem 1971) betraktats som en blockglaciär. Definitionsmässigt kan en blockglaciär beskrivas som en frusen blockmassa där hålrummen mellan blocken fylls med is. På grund av isinnehållet kan en blockglaciär röra sig på samma sätt som en vanlig glaciär. (Melander 1976). Blocktungan i Sälka är det enda objekt som klassificerats som en blockglaciär i Sverige (med undantag av en del isfylda moräner där en viss rörelse kan påvisas).

Inte heller bergsskred är särskilt vanliga i Sverige, även om de kan påträffas sällsynt i fjällkedjans dalgångar. Det kanske mest kända är Vidjabergsskredet ca 20 km SO om Abisko (Rapp 1960). Noterbart är att denna skredtungas geometri, t ex storlek och lutningsförhållanden, är mycket lik blocktungan i Sälka.

Med hänsyn till bergartssammansättningen och det ringa moräntäcket i dalgången verkar det sannolikast att materialet i tungan härrör från bergsslutningen ovanför. Materialtransporten från berget till dalen kan ha skett på två sätt, antingen momentant i form av ett bersskred eller kontinuerligt i form av "rockfall" (stenar faller en och en) följt av ytterligare förflyttning genom blockglaciärrörelse. Det stora skredäret ovanför tungan tyder på det förstnämnda. Det bör dock framhållas att ett tredje alternativ kan vara ett bergsskred, där det lösgjorda materialet senare kom att ingå i en blockglaciär. Sannolikt inträffade skredet i samband med deglaciationen, då förutsättningar för sådana är goda (t ex trycklättnad på bergssidor, eventuella jordskalv i samband med neotektonik samt stor frostsprängningsaktivitet, Rapp 1960).

Ett problem med skredteorin är de lobformiga valkarna. Mycket ofta hittas valkar på blockglaciärer. Förmodligen är detta också främsta orsaken till att blocktungan i Sälka klassificerats som en blockglaciär. En studie av en skredtunga i Verilksdalen i södra Norge visar dock att även bergsskred, speciellt stora, kan uppvisa valkstrukturer (Dawson et al 1986). Intressant nog betraktades den skredtungan tidigare som en blockglaciär (Barsch och Treter 1976). Fenomenet med valkar på skredtungor anses vara associerat med ett kohesionslöst partikelflöde under själva skredet. Då massan förts långt ut i dalen ökar friktionen hastigt och rörelsen avstannar varvid flödesstrukturer (t ex valkar) kan bevaras.

Sålunda verkar det som om ett bergsskred verkligen har ägt rum vid Sälka, troligen under deglaciationen. Morfologin ,t ex lutningar och strukturer, kan också uppstå genom ett bergsskred. Någon blockglaciärrörelse behöver alltså inte involveras i diskussionen om blocktungans uppkomst.

REFERENSER

- Barsch, D. och Treter, U., 1976: Zur Verbreitung von periglazial Phänomenen in Rondane/Norwegen. *Geogr. Ann.* 58A (1-2): 83-93.
- Dawson, A. G., Matthews, J. A. och Shakesby, R. A., 1986: A catastrophic landslide (Sturtztrom) in Verilksdalen, Rondane National Park, Southern Norway. *Geogr. Ann.* 68A (1-2): 77-87.
- Melander, O., 1976: Geomorfologiska kartbladet 29G, 29H och 30H. Beskrivning och naturvärdesbedömning. SNV, PM 733.
- Rapp, A., 1960: Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, northern Scandinavia. *Geogr. Ann.* 42A (2-3): 71-200.
- Östrem, G., 1971: Rock glacier and ice-cored moraines, a reply to D. Barsch. *Geogr. Ann.* 53A (3-4): 207-213.
- Östrem, G., Haakensen, N. och Melander, O., 1973: Atlas over breer i Nord-Skandinavia. Stockholms Univ. Naturgeogr. Inst. Medd. 46, 315 s.

ISSJÖTAPPNINGEN VID SÄLKA 1990 - TOLKAD UR KLIMATOLOGISK SYNVINKEL

Mats Eriksson och Per Holmlund

ABSTRACT

The drainage of a small lake ice-dammed by the Sälka glacier in the Kebnekaise massif ($67^{\circ}56' N$, $18^{\circ}11' E$), was observed in the summer 1990. The drained water was channeled into a well developed canyon situated in front of the glacier. We assume that this canyon mainly is developed by recurrent lake drainages during Holocene and maybe during earlier interglacials as well. In order for a canyon to develop, the glacier must have had about the same size as it has today. If it is smaller or larger, drainage through the canyon will not occur. Therefore we conclude that the normal extension of the glacier during Holocene has been about the same as today.

INLEDNING

Issjötappningar har framför allt beskrivits från Island, Alperna och Grönland. Arbetena från Island (Björnsson 1983, 1985, 1988; Björnsson och Kristmannsdottir 1984; Nye 1976) beskriver främst jökelopp från Grimsvötn. I Schweiz finns studier som har gjorts i samband med anläggningsarbeten intill glaciärer. De grundläggande arbetena utfördes dock på Gornergletscher i samband med de cykliska tappningarna av Gornersee (Röthlisberger 1972). De ovan nämnda arbetena är glacialhydrologiska studier. Studierna från Grönland (Russell 1989, Russell och de Jong 1988, Russell m fl. 1990, Sugden m fl 1985, Östmark 1988) är från områdena kring Söndre Strömfjord på sydvästra Grönland. Dessa arbeten har en mer glacialmorphologisk karaktär.

Issjötappningar som fenomen har även observerats på några andra lokaler i våra lappländska fjäll under senare år. 1985 tappades en sjö vid Ruopsokglaciären på ca $2,7 \times 10^5 \text{ m}^3$ vatten och 1988 tappades en sjö vid Pårteglaciären på $6 \times 10^4 \text{ m}^3$ vatten. Dessa tappningar är emellertid engångsföreteelser i samband med glaciärernas recession. Tappningen vid Sälka sommaren 1990 var däremot något annat. Denna tappning är en återkommande händelse som kan sättas in i ett klimatologiskt sammanhang.

FYSIKALISK BESKRIVNING

Sälkamassivet är beläget väster om Kebnekaisemassivet ($67^{\circ} 56' N$, $18^{\circ} 11' E$). Avståndet till Atlanten är 140 km. Massivet är uppbyggt av glimmerskiffer och kvartsit i Seveskållan med en stupning mot väster. Öster om det 1860 m höga Sälkatjåkka ligger Sälkaglaciären. Glaciären är ca $1,8 \text{ km}^2$ stor och ligger inom höjdintervallet 1780 och 1100 möh. Glaciärens översta del är mycket brant och sprickig. Dess mellersta del, som utgör huvuddelen av glaciären, är flask med en jämn ytprofil. Nedre delen av fronten är åter brant och kraftigt uppsprucken. Två små frontmoräner antyder glaciärens forna utbredning. Vid sekelskiftet låg fronten ca 900 m (160 m vertikalt) framför dagens läge. Då glaciärens höjdfördelning och orientering är likartad med den närliggande Storglaciären kan vi anta att dess temperaturfördelning också är lika. På tungan är frostdjupet sannolikt ungefär 30 m (Holmlund och Eriksson 1989). Vid ca 1320 möh ligger en sjö som är dämd mot glaciärens södra sida. När sjön har en stor utbredning har den en yta på ca $0,8 \text{ km}^2$. Efter att den har tappats är ytan cirka hälften så stor.

OBSERVATIONER

I samband med SGU:s geologiska kartering av Sälkamassivet 1947, observerades en istunnel i Sälkaglaciärens tunga (Harald Johansson pers komm jan 1991). Tunneln, som var manshög, började med en glaciärbrunn på glaciärtungans södra sida, ca 300 meter från fronten och sträckte sig hela vägen fram till fronten. Brunnen och tunneln var utformade av vatten som dränerades över en bergtröskel ur den isdämpta sjön, som var belägen på en högre nivå på glaciärens södra sida. Tunnelns storlek antyder att stora mängder vatten har runnit denna väg under en längre tid.

Sälkamassivet flygfotograferades 1960 av Rikets allmänna kartverk. Av dessa bilder framgår att sjön har tappats genom eller under isen, samt att inget vatten rann över bergtröskeln som det gjorde vid observationen 1947. En tidigare större sjöutbredningen framgår tydligt i bilderna. Det parti av tungan som diskuterades vid 1947 års observation var bortsmält 1960.

Nästa flygfotografering utfördes av Lantmäteriverket i juli 1980. I dessa bilder framgår att sjön även här har en mycket ringa utbredning, samt att den tycks dräneras genom isen. Spår av en större utbredning av sjön syns tydligt även i dessa bilder. Glaciärfronten retirerade ca 300 meter mellan 1960 och 1980.

Glaciären besöktes fem gånger under sommaren 1990. Vid de två första tillfällena observerades en stor glaciärport i fronten. Portens öppning var ca $7 \times 10 \text{ m}$. I tunnelns förlängning finns en flera meter djup kanjon som sträcker sig ca 300 m nedströms. Vid



Fig 1. Fronten av Sälkaglaciären under tappningen av issjön.

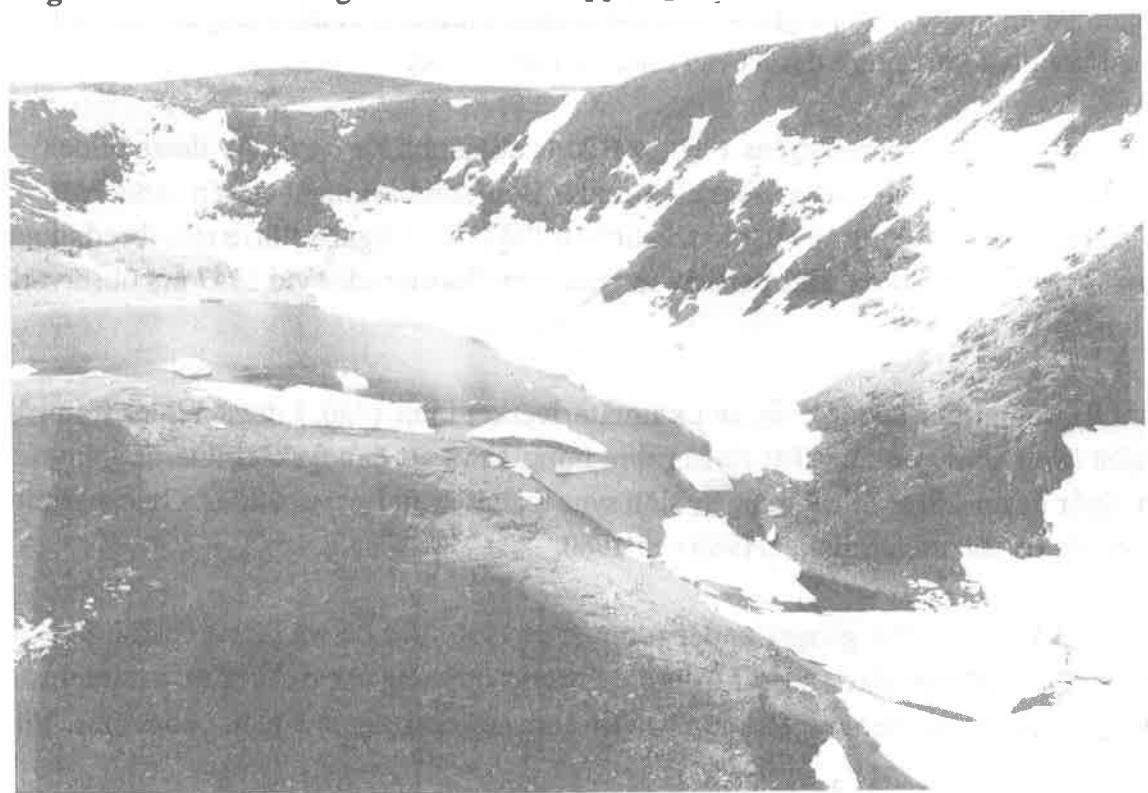


Fig 2. Issjön kl 14.30 den 11 aug 1990. Sjön har tappats på 40-50% av sitt vatteninnehåll.

ett besök i juli noterades att den huvudsakliga dräneringen av glaciären inte tycktes ske genom porten utan istället ca 100 meter norr om densamma. Avrinningen var i storleksordningen $1 \text{ m}^3/\text{s}$. Vid detta tillfälle besöktes endast fronten. Den dämda sjön besöktes inte.

På grundval av ovan beskrivna observationer misstänkte vi att en tappning av den isdämda sjön sker vid upprepade tillfällen. Sådana tappningar skulle ha givit upphov till den stora glaciärporten.

Nästa besök gjordes kl 14.30 den 11 augusti med helikopter. Avsikten var att fotografiskt dokumentera sjöns storlek. Vid detta besök noterades att vattenföringen från glaciären var av katastroftappningskaraktär. Vattnet kom även denna gång ut ca 100 meter norr om glaciärporten. Allt vatten kanaliseras inom de första 100 metrarna till den väl utvecklade kanjonen (fig 1). Större delen av kanjonen var dock täckt av snö vilket antyder ett betydande djup på densamma. Vattnets brungrå färg antydde en mycket stor sediment-koncentration. I sjön syntes grundstötta snö- och isblock och längs sjöns snötäckta sidor syntes tydligt att sjön hade tappats på ett antal meter vatten (fig 2). Stränderna intill sjöbrynet var ännu fuktiga inom en flera meter bred zon. Sjöns utbredning var dock betydligt större än vad de tidigare tagna flygbilderna visar. Glaciären var kraftigt uppsprucken och delvis kollapsad där vattnet rann in under isen. Av dessa observationer kunde vi sluta oss till att issjötappningen pågick medan vi var där.

Glaciären besöktes åter kl 17.00 samma dag. Vattenföringen var fortfarande lika stor som tidigare på dagen och vattenytan hade sjunkit ytterligare några meter. Utloppet av sjön mot glaciären var fortfarande en strid ström och tappningen var sålunda ännu inte fullbordad. Vid detta tillfälle dokumenterades både sjön och glaciärfronten noggrann. De strandade snöblocken som var av anseelig storlek uppvisade inga synliga strukturer av typ "summarytor". Blocken antogs därför häröra från det senaste årets ackumulation av snö.

Ännu ett besök gjordes den 18 augusti. Vattenföringen var nu åter normal och sjön hade antagit samma storlek som den hade vid flygfotograferingstillfällena 1960 och 1980. Tappningen var nu fullbordad. Vattennivån låg ca 0,5 meter under den som observerades vid det senare besöket den 11 augusti. Sjöns utbredning före och efter tappningen karterades med en teodolit (Wild T2) och en Geodimeter (12A). En tydlig strandlinje i snö och jordlager visade en övre vattennivå. Sjösänkningen uppmättes till ca 9 meter och den totala tappningsvolymen var ca $8,6 \times 10^5 \text{ m}^3$ vatten. Tappningen, som sannolikt skedde på mindre än ett dygn, torde ha givit en vattenföring nedströms glaciären på ca $30 \text{ m}^3/\text{s}$.

DISKUSSION

Flera observationer pekar på att tappningen av glaciärsjön i Sälka är ett återkommande fenomen. Bland dessa kan nämnas den väl utvecklade kanjonen framför glaciären, den stora glaciärporten, "tappningsutseendet" av sjön och dess stränder i flygbilderna, samt att snöblocken i sjön antydde att det var det senaste årets ackumulation av snö och smältvatten som fyllt upp sjön till den nivå där den tappades. Den enda observation som talar emot att detta är en nära årlig process är observationen från 1947 som tämligen entydigt pekar på att sjön dränerades åt öster över en bergströskel och inte via glaciären.

Vi kan sammanfatta observationerna enligt följande:

1947 var glaciären mäktigare än den var från och med 1960. Vi kan därmed sluta oss till att sjöns dräneringsväg beror på glaciärens storlek. När glaciären är stor har den sannolikt ett betydande isflöde i riktning mot sjön, vilket motverkar sjöns möjligheter till tappning genom eller under isen. Då glaciären minskar i massa och isen tunnas ut minskar detta isflöde. Det hydrostatiska trycket vid isens botten minskar också och närmar sig trycket vid sjöns botten när denna är fylld till brädden. En uttunning av isen leder också till en förändrad temperatursfördelning i densamma. Detta är sannolikt också en viktig faktor, men det är mer oklart på vilket sätt det spelar in.

Om vi antar att den väl utvecklade kanjonen är utvecklad under Holocen eller tidigare interstadialer, och därmed inte är en istidsform, så måste vi sluta oss till att det är dräneringsvatten från glaciären som har utformat kanjonen. Man bör då ställa sig frågan varför det finns en djup kanjon framför just denna lilla glaciär och inte framför intilliggande större glaciärer. Ett svar på denna frågeställning skulle kunna vara att issjötappningar har skett mycket ofta vid Sälkaglaciären. Den mycket stora vattenföringen i kombination med stor slammighet vid tappningarna ger en mycket hög erosionspotential. Det är föga sannolikt att normalvattenföringen från Sälkaglaciären ensam skulle kunna utforma denna kanjon.

När glaciären är stor, såsom den var under första hälften av 1900-talet, sker sannolikt inga tappningar genom eller under isen och därmed blir bidraget till kanjonens utbildning litet. Under mycket varma perioder, när glaciären varit helt eller delvis bortsmält, har sjön inte kunnat dämmas upp och tappas på det sätt som sker idag. Detta kan heller inte vara ett normaltillstånd eftersom erosionskraften då sannolikt är liten i det vatten som dock rinner genom kanjonen. Att tappningsvattnet denna gång inte kom ut ur glaciären genom glaciärporten, utan strax bredvid, har vi bedömt som mindre viktigt. De tydliga morfologiska spåren antyder att detta kan betraktas som en onormal företeelse. Emellertid så dränerades vattnet ner i kanjonen inom en kort sträcka framför fronten, så det påverkar inte resonemanget i sak.

SLUTSATS

Om våra antaganden och slutsatser hittills är riktiga kan vi sluta oss till att normalstorleken för denna glaciär, under Holocen, är ungefär så som glaciärens utbredning är idag. Om normalstorleken på glaciären vore mycket större eller mycket mindre skulle vi sannolikt inte ha en så väl utformad kanjon framför glaciären.

REFERENSER

- Björnsson, H., 1983: A natural Calorimeter at Grimsvötn; an Indicator of geothermal and volcanic Activity. *Jökull* 33: 13-18.
- 1985: The winter balance in Grimsvötn, Vatnajökull, 1950-1985. *Jökull* 35: 107-109.
- 1988: Hydrology of Ice Caps in Volcanic Regions. Visindafelag Íslendinga. Societas Scientiarum Islandica, Rit XLV (ISSN 0376-2599). 139 s.
- Björnsson, H. och Kristmannsdottir, H., 1984: The Grimsvötn Geothermal Area, Vatnajökull, Iceland. *Jökull* 34: 25-50.
- Holmlund, P. and Eriksson, M., 1989: The cold surface layer on Storglaciären. *Geografiska Annaler* 71 A (3-4): 241-244.
- Nye, J.F., 1976: Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels and veins. *Journal of Glaciology* 17 (76): 181-207.
- Russell, A.J., 1989: A comparison of two recent jökulhlaups from an ice-dammed lake, Söndre Strömfjord, West Greenland. *Journal of Glaciology* 35 (120): 157-162.
- Russell, A.J., Aitken, J.F. and de Jong, C., 1990: Observations on the drainage of an ice-dammed lake in west Greenland. *Journal of Glaciology* 36 (122): 72-74.
- Russell, A.J. and de Jong, C., 1988: Lake drainage mechanisms for the ice-dammed Oberer Russellsee, Söndre Strömfjord, West Greenland. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 24 (2):143-147
- Röthlisberger, H., 1972: Water pressure in intra- and subglacial channels. *Journal of Glaciology* 11 (62): 177-204.
- Sugden, D.E., Clapperton, C.M., and Knight, P.G., 1985: A jökulhlaup near Söndre Strömfjord, West Greenland, and some effects on the ice-sheet margin. *Journal of Glaciology* 31 (109): 366-368.
- Östmark, K.I.E., 1988: Deposition of diamictic sediments at the southern margin of Isungguata Sermia, west Greenland. Kvartärgeologiska institutionen, Stockholms universitet. Rapport nr 11 (ISBN 91-7146-709-2), 59 s.

PUBLISHED PAPERS AFTER 1980 BASED ON DATA FROM TARFALA

Earlier papers are presented in "årsrapport från Tarfala forskningsstation 1986" on page 82-86.

Compiled by Per Holmlund

Ackert, R., 1984: Ice-cored lateral moraines in Tarfala Valley, Swedish Lapland.
Geogr. Ann. 66A (1-2): 79-88.

Andreasson, P-G. and Gee, D.G., 1989: Bedrock geology and morphology of the Tarfala area, Kebnekaise Mts., Swedish Caledonides. *Geogr. Ann.* 71A (3-4): 235-239.

Brand, G., Pohjola, V. and Hooke, R. LeB., 1987: Evidence for a till layer beneath Storglaciären, Sweden, based on electrical resistivity measurements: *J. Glaciol.* 33 (115): 311-314.

Björnsson, H., 1981: Radio-echo sounding maps of Storglaciären, Ifallsglaciären and Rabots Glaciär, northern Sweden. *Geogr. Ann.* 63 A (3-4): 225-231.

Bronge, C., 1985: Hydrologisk verksamhet i Tarfala, 1974-1982. Dept. Physical Geography, University of Stockholm Forskningsrapport 62, 81 pp.

Brzozowski, J. and Hooke, R. LeB., 1981: Seasonal variations in surface velocity of the lower part of Storglaciären, Kebnekaise, Sweden. *Geogr. Ann.* 63 A (3-4): 233-240.

Fleetwood, Å. and Thomas, J., 1990: Weathering and ion flow in Tarfala drainage basin, Lapland, N. Sweden. *Geogr. Ann.* 72A (1): 125-127.

Grudd, H., 1990: Small glaciers as sensitive indicators of climatic fluctuations.
Geogr. Ann. 72 A (1): 119-123.

Grönlund, S., Kajuutti, K., Kivinen, Y., Kovanen, A., Käyhkö, J. and Seppälä, M., 1989: Glaciological course in Tarfala. August 19-27, 1988. *Terra* 101 (3): 252-274.

Günter, R. and Widlewski, D., 1986: Die korrelation verschiedener Klimaelemente mit dem Massenhaushalt alpiner und Skandinavischer Gletscher. *Z. Gletscherkunde* 22 (2): 125-147.

Holmlund, P., 1986: Mikkaglaciären: Bed topography and response to 20th century climate change. *Geogr. Ann.* 68 A (4): 291-302.

-1987: Mass balance of Storglaciären during the 20th century. *Geogr. Ann.* 69 A (3-4): 439-447.

-1987: Climatic influence on the shape of glaciers in northern Sweden, 1878-1986. Dept. Physical Geography, Univ. of Stockholm. Forskningsrapport 65, 14 pp.

-1988: An application of two theoretical melt water drainage models on Storglaciären and Mikkaglaciären, Northern Sweden. *Geogr. Ann.* 70A (1-2): 1-7.

-1988: Internal geometry and evolution of moulin, Storglaciären, Sweden. *J. Glac.* 34 (117): 242-248.

-1988: Is the longitudinal profile of Storglaciären in balance with the present climate? *J. Glac.* 34 (118): 269-273.

- Holmlund, P. and Eriksson, M., 1989: The cold surface layer on Storglaciären. *Geogr. Ann.* 71 A (3-4): 241-244.
- Holmlund, P. and Hooke, R. LeB., 1983: High water-pressure events in moulin, Storglaciären, Sweden. *Geogr. Ann.* 65 A (1-2): 19-25.
- Hooke, R. LeB., 1984: On the role of mechanical energy in maintaining subglacial water conduits at atmospheric pressure. *J. Glac.* 30 (105): 180-187.
- Hooke, R. LeB., Brzozowski, J. and Bronge, C., 1983: Seasonal variations in surface velocity, Storglaciären, Sweden. *Geogr. Ann.* 65A (3-4): 263-277.
- Hooke, R. LeB., Calla, P., Holmlund, P., Nilsson, M., Stroeve, A., 1989: A 3 year record of seasonal variations in surface velocity, Storglaciären, Sweden. *Journal of Glaciology* 35 (120): 235-247.
- Hooke, R. LeB., Gould, J. E. and Brzozowski, J., 1983: Near-surface temperatures near and below the equilibrium line on polar and subpolar glaciers. *Z. Gletscherkunde*. 19 (1): 1-25.
- Hooke, R. LeB. and Iversen, N., 1985: Experimental study of ice flow around a bump, comparison with theory. *Geogr. Ann.* 67 A (3-4): 187-197.
- Hooke, R. LeB., Holmlund, P. and Iverson, N. R., 1987: Extrusion flow demonstrated by borehole deformation measurements over a riegel, Storglaciären, Sweden. *J. Glac.* 33 (113): 72-78.
- Hooke, R. LeB., Miller, S. B. and Kohler, J., 1988: Character of the englacial and subglacial drainage system in the upper part of the ablation area of Storglaciären, Sweden. *Journal of Glaciology* 34 (117): 228-231.
- Karlén, W., 1984: Dendrochronology, mass balance and glacier front fluctuations in northern Sweden. In: Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis: 263-271. N.-A. Mörner and W Karlén (eds.). Reidel Publishing Company. Meddelande från Naturgeografiska institutionen vid Stockholms universitet, No 169.
- King, L., 1982: Qualitative and quantitative Erfassung von Permafrost in Tarfala (Swedisch-Lappland) und Jotunheimen (Norwegen) mit Hilfe geoelektrischer Sondierungen. *Zeitschrift für Geomorphologie*. 43: 139-160.
- 1984: Permafrost in Scandinavia. Permafrost in Skandinavien. Untersuchungsergebnisse aus Lappland, Jotunheimen und Dovre/Rondane. Heidelberg 1984. 174 pp.
- 1986: Zonation and ecology of high mountain permafrost in Scandinavia. *Geografiska Annaler* 68A (3): 131-139.
- Jahn, A., 1984: Periglacial talus slopes. Geomorphological studies on Spitsbergen and in Northern Scandinavia. *Polar Geography and Geology*. 8 (3): 177-193.
- Jansson, P. and Hooke, R. LeB., 1989: Short-term variations in strain and surface tilt on Storglaciären, Kebnekaise, northern Sweden. *Journal of Glaciology* 35 (120): 201-208.
- Reynaud, L., Vallon, M., Martin, S. and Letreguilly, A., 1984: Spatio temporal distribution of the glacial mass balance in the Alpine, Scandinavian and Tien Shan areas. *Geografiska Annaler* 66A (3): 239-247.

- Rosqvist, G. and Ostrem, G., 1989: The sensitivity of a small icecap to climatic fluctuations. *Geogr. Ann.* 71 A (1-2): 99-104.
- Schytt, V., 1981: The net mass balance of Storglaciären related to the height of the equilibrium line and to the height of the 500 mb surface. *Geogr. Ann.* 63 A (3-4): 219-223
- 1985: *Glaciologi. Kosmos* 62: 109-124.
- Seaberg, S. Z., Seaberg, J. Z., Hooke, R. LeB. and Wiberg, D., 1988: Character of the englacial and subglacial drainage system in the lower part of the ablation area of Storglaciären, Sweden, as revealed by dye trace studies: *Journal of Glaciology* 34 (117): 217-227.
- Stroeven, A. and van de Wal, R., 1987: Mass balance and flow of Rabots glaciär; A comparison with Storglaciären. Dept. Physical Geography, University of Stockholm. Forsknings-rapport 64, 99 pp.
- Stroeven, A.P. and van de Wal, R.S.W., 1990: A comparison of the mass balances and flows of Rabots glaciär and Storglaciären, Kebnekaise, northern Sweden. *Geografiska Annaler* 72 A (1): 113-118.
- Walford, M.E.R. and Kennett, M.I., 1989: A synthetic-aperture radio-echo experiment at Storglaciären, Sweden. *Journal of Glaciology* 35 (119): 43-47.
- Walford, M., Kennett, M. I. and Holmlund, P., 1986: Interpretation of radio echoes from Storglaciären, northern Sweden. *Journ. Glac.* 32 (110): 39-49.
- Östling, M. and Hooke, R. LeB., 1986: Water storage in Storglaciären, Kebnekaise, Sweden. *Geogr. Ann.* 68 A(4): 279-290.

COMPILATIONS OF DATA FROM TARFALA

Available at the department

Bergman, V., 1988: Sommarnederbörd vid Tarfalastationen och i dess omgivningar 1965-1984. 39 p.

Bergman, V., 1988: Snödensitetsmätningar i Tarfala 1960-1988. 41 p.

Grudd, H. and Jansson, P., 1986: The 1984/85 mass balance of Storglaciären, Kebnekaise, Swedish Lapland. 13p.

Årsrapport från Tarfala forskningsstation, 1986: Jansson, P. (ed.), 95 p.

Årsrapport 1987: Tarfala research station. Rosqvist, G. (ed.), 103 p.

Årsrapport 1988: Tarfala research station. Stroeven, A. (ed.), 85 p.

Årsrapport 1989: Tarfala research station. Stroeven, A. and Eriksson, M. (eds). 76 p.

POPULAR SCIENCE

Holmlund, P., 1986: Glaciärforskning i Tarfala. Till Fjälls 58: 48-53.

-1986: Hur mår våra glaciärer? Berg&Dalbladet 6(4): 19-23.

Holmlund, P. and Hooke, R.LeB., 1983: Vatten- och isrörelsestudier på Storglaciären i Kebnekaise. Berg&Dalbladet 3(4): 21-24.

Holmlund, P. och Schytt, A., 1989: Glaciärer - En kunskaps-vandring på Storglaciären, Kebnekaise. Småskrift nr. 1 (ISBN 91-87636-01-8) från Ajtte museum. Jokkmokk 1989. 32 sidor.

Hudlestone, P., 1987: Similarity between glacier ice and rocks. Berg&Dalbladet 7(3): 6-12.

Karlén, W. och Holm, F., 1989: Glaciärerna smälter - istiden kommer ändå. Forskning och framsteg. nr 4, 1989: 4-11.

Schytt, V., 1981: Det föränderliga klimatet. Här är vi hemma. Rolf Edberg (ed.) Bra Böcker, Höganäs 1982, p. 90-105.

AVHANDLINGAR OCH OPUBLICERADE UPPSATSER FRÅN TARFALA 1987-1990

FILOSOFIE DOKTORSEXAMEN

Kennett, M., 1987: An analysis of the scattering of radio waves within a temperate glacier. University of Bristol. 176 sidor.

Holmlund, P., 1988: Studies of the drainage and the response to climatic change of Mikkaglaciären and Storglaciären. Naturgeografiska institutionen vid Stockholms universitet. Meddelande nr A 220 (ISBN 91-7146-590-1), 75 sidor.

Bronge, C., 1989: Climatic Aspects of Hydrology and Lake Sediments with Examples from Northern Scandinavia and Antarctica. Naturgeografiska institutionen vid Stockholms universitet. Meddelande nr A 241 (ISBN 91-7146-785-8), 166 sidor.

FILOSOFIE LICENTIAT- ELLER MOTSVARANDE EXAMEN

Krüger, G., 1985: Aktuelle Schneefleckenformung in den Skanden am Beispiel des Kebnekaise (67 55'N, 18 32'E), Nord-Lappland. Diplomarbeit im Fach Geographie der mathematisch-naturwissenschaftlichen Fachbereiche der Georg-August-Universität Göttingen. (Ref. prof Dr M. Kuhle), 55 sidor, 33 fotografier och 8 bilagor.

Rosquist, G., 1989: Studies of glacier fluctuations and climatic change. Naturgeografiska institutionen vid Stockholms universitet. 3 uppsatser.

EXAMENSARBETEN

Calla, P., 1988: Datering av snökärnor borrade ur Grönlands inlandsis. Naturgeografiska institutionen vid Uppsala universitet. 24 sidor.

Eriksson, M., 1990: Storglaciärens bottentopografi uppmätt genom radioekosondering. Naturgeografiska institutionen vid Stockholms universitet. 28 s.

Finnander, M-L., 1989: Vädrets betydelse för snöavsmälningen i Tarfaladalen. Naturgeografiska institutionen vid Lunds universitet. 41 s.

Hieltala, M., 1989: En utvärdering av areella nederbördsmetoder och mätarplaceringar i Tarfaladalen. Naturgeografiska institutionen vid Stockholms universitet. 41 s.

Näslund, J-O., 1989: En studie av proglaciala lakustrina sediment från Valfjajaure, norra Sverige. Naturgeografiska institutionen vid Stockholms universitet. 14 s.

Strömberg, K., 1987: Vattentillskott till Storglaciären från snösmälning på omgivande dalsidor. Naturgeografiska institutionen vid Göteborgs universitet.

FÄLTKURSARBETEN

Dessa uppsatser redovisar fältarbeten som är gjorda i samband med en årligen återkommande fältkurs på 5 poäng som ges vid Tarfalastationen. Årtalet anger när fältkursarbetet utfördes.

Andersson, U., Isaksson, P-O., 1987: Profilmätningar av Stor-glaciären 1986 och kartanalys över sex svenska glaciärer. 34 sidor

Ahlberg, K., 1987: PH-Mätningar vid Storglaciären. 13 sidor.

Bodin, A., 1990: Formation of superimposed ice on Storglaciären. 21 s.

Edsjö, K. och Forsberg, Å., 1989: Isfallsglaciären - Frontlägen och profiler. 8 s.

Hietala, M., Lundberg, G. och Skönström, T., 1987: Fysikalisk beskrivning av Isfallsglaciären. 29 sidor varav 9 bilagor.

Kalinowski, M.P., 1990: Temperaturvariation med djupet i norra delen av "profil 17" på Storglaciären. 10 sidor och 7 bilagor.

Luthander, Y., Claesson, A., 1988: Profilmätning av Storglaciären 1987. 16 sidor och 6 bilagor.

Nyström, C., Wickman, T., 1987: Beräkning av avbördningskurva för Lillsjöns utlopp samt vattenbalansen i Tarfaladalen. 17 sidor och 21 bilagor.

Näslund, J-O., Bäckström, L-G. och Lundin, A., 1989: Hypotes-prövning av en förmadad blockglaciär i Tarfaladalen. 26 sidor och 9 bilagor.

Strömberg, K., 1985: 24 - hour variation in velocity of Storglaciären. 22 sidor.

Appendix 1

PERSONAL OCH GÄSTER 1990**STATIONSPERSONAL**

Karlén, Wibjörn (professor, stationsföreståndare)	6
Naturgeografiska inst., Stockholms universitet.	
Grudd, Håkan (intendent)	108
Naturgeografiska inst., Stockholms universitet.	
Holmlund, Per (forskarassistent)	67
Naturgeografiska inst., Stockholms universitet.	
Berglund, Anna (kökspersonal)	37
Nämndemav. 46, 752 57 Uppsala	
Holmlund, Borghild (kökspersonal)	15
Ekhammarsv.27, 196 30 Kungsängen.	
Meyerson, Ulrika (kökspersonal)	26
Ö. Slottsg. 11b, 752 38 Uppsala	
Summa	259

PROJEKTANSVARIGA

Andersson, Hans	8
NOAB, Gyrov. 11, Järfälla.	
Bodin, Axel	41
Naturgeografiska inst., Stockholms universitet.	
Borgman, Stefan	2
FMV: Anlägg., Stockholm.	
Burman, Hélen	13
Inst. för Lantmäteri, KTH.	
Eriksson, Mats	47
Naturgeografiska inst., Stockholms universitet.	
Espeby, Bengt	7
Inst. för Mark och Vatten, KTH.	
Fleetwood, Åke	10
Inst. för Mark och Vatten, KTH.	
Hedman, Ulf	8
NOAB, Gyrov.11, Järfälla.	

Hooke, Roger (professor) Dept. of Geology, University of Minnesota, och Naturgeografiska inst., Stockholms universitet.	31
Horn, Hervig och Lena Inst. för Mark och Vatten, KTH.	18
Iverson, Neal Dept. of Geology, University of Minnesota.	27
Jahn, Alfred (professor) Geographical inst., University of Wroclaw, Polen.	10
Jansson, Peter Dept. of Geology, University of Minnesota	3
Kajuutti, Kari med fru Geografiska inst., Helsingfors universitet	12
Kohler, Jack Dept. of Geology, University of Minnesota.	4
Lueck, Andreas Inst. of Geography, University of Bonn.	60
Pohjola, Veijo Naturgeografiska inst., Uppsala universitet.	7
Rosqvist, Gunhild Naturgeografiska inst., Stockholms universitet.	17
Rost, Torbjörn Inst. för Lantmäteri, KTH.	13
Tomas, Josef med fru Geological Survey of Prag, Tjeckoslovakien.	20
Walde, C-H FMV: Elektro, Stockholm.	4
Byggnadsstyrelsen	12
Summa	374

HANTLANGARE

Backlund, Carl; Åbo, Finnland.	37
Bondesson, Sören; Gesunda.	7
Derwinger, Suzanne; Stockholm.	18
Fischer, Odd; Kiruna.	1
Gustafsson, Mikael; Husqvarna.	46
Johansson, Jan; Umeå	31

Jonsson, Lotta; Stockholm.	3
Laudon, Hjalmar; Vänersborg.	22
Nilsson, Stefan; Tärnaby.	1
Nyman, Mart; Stockholm.	63
Oskarsson, Johan; Dorotea.	4
Paulsson, Johan; Furulund, Skåne.	26
Paulsson, Olle; Furulund.	8
Rydeberg, Martin; Stockholm.	7
Schneider, Thomas; Freiburg, Tyskland.	28
Schytt, Anna; Stockholm.	11
Sälgblad, Kristina; Stockholm.	7
Summa	320

KURSER

Påbyggnadskurs i naturgeografi Sp, Stockholms universitet:

Granit, Jakob; Stockholm.	16
Hultman, Richard; Bromma.	17
Hättesrand, Clas; Stockholm.	17
Rydoff, Veronica; Trångsund.	17
Stenbeck, Ingemar; Stockholm.	18
Tärendöskolan: 12 pers.	36
STF-kurser: 9 kurser 64 pers.	209
Sten Brander: 17 pers.	117
Summa	447

GÄSTER

Andersson, Ewa; Järfälla.	8
Andersson, Richard; Järfälla	8
Axelsson, Tomas.	5
Dalén, Anna; Umeå.	3
Egnell, Henrik (professor); Minneapolis, USA.	3
Engberg, Jonas, 2 pers.; Uppsala.	4

Grudd, Marina; Saltsjö-Bo.	4
Hagberg, Lars; Saltsjö-Bo.	4
Hedman, Lotta; Järfälla.	8
Karlén, Leif; Uppsala.	6
Laudon, Anders; Vänersborg.	3
Le Masurier, Wes (professor); Boulder, USA.	5
Le Masurier, Heather; Boulder, USA	5
Marchant, David; Maine, USA.	11
Pohjola, Oscar; Torshälla.	7
Summa	86

SUMMA ÖVERNATTNINGAR 1486

DYGNSMEDDELV. JUNI 1990 TÄRFALA

STD = standardavvikelse
 MAX INTENS NEDERB + TIDP = 5min-period under dygnet med mest nederb.

DAG	DATUM	MEDEL TEMP	MEDEL FUKT	MAX TEMP	TIDP	MIN TEMP	TIDP	MAX VINDHH	TIDP	VEKTOR RIKTN	STANDARDISERAD VINDHH	TIDP	MAX INTENS NEDERB	TIDP	BATTERI VOL%	
152	1	0,5	62,9	3,0	10,32	-2,1	0,07	11,1	4,10	2,1	4,2	3,6	351	29	12,7	
153	2	0,6	63,1	4,5	10,55	-3,2	4,05	9,5	17,11	1,5	2,1	1,3	48	0	23,59	
154	3	0,4	85,2	2,6	8,24	-1,5	23,58	6,1	8,50	1,9	1,7	1,2	182	1,92	4,35	
155	4	0,8	79,3	4,8	11,50	-2,3	4,37	3,5	22,10	0,6	1,2	0,6	1	58	0	23,59
156	5	2,4	80,6	5,2	10,45	0,6	3,27	3,4	23,25	0,7	1,1	0,8	20	43	0	23,59
157	6	3,9	71,2	7,5	16,10	-0,8	2,50	3,3	18,11	0,6	1,7	1,6	19	16	0	23,59
158	7	5,2	57,5	8,6	14,29	0,2	0,58	5,7	23,47	0,6	1,9	1,8	18	16	0	12,7
159	8	5,6	52,0	8,3	10,05	1,1	23,35	6,5	11,38	1,0	2,5	2,0	7	34	0	23,59
160	9	3,9	68,0	7,5	17,10	-1,3	2,36	3,3	17,23	0,5	1,6	1,5	17	20	0	12,7
161	10	5,0	53,2	9,1	18,38	-0,2	4,05	3,8	15,54	0,7	1,8	1,6	20	28	0	23,59
162	11	4,8	59,3	9,0	17,56	-1,1	4,45	4,4	18,48	0,6	1,7	1,6	26	31	0	23,59
163	12	3,3	70,9	6,7	12,21	0,5	23,48	6,0	15,04	0,9	1,7	1,0	39	51	0,16	21,55
164	13	1,9	77,4	4,8	16,02	0,1	4,21	6,2	20,05	0,8	1,2	0,3	132	71	0,8	10,30
165	14	3,8	67,6	7,1	13,45	-1,0	3,45	4,5	19,35	0,7	1,4	0,9	40	46	0	23,59
166	15	2,9	72,9	6,4	11,51	-1,0	3,21	3,7	14,43	0,8	1,5	1,5	35	28	0	23,59
167	16	2,4	73,3	5,0	12,12	0,2	3,20	11,5	20,53	1,5	2,4	1,2	8	56	2,56	16,25
168	17	1,0	79,7	2,9	1,44	-0,3	2,40	13,6	8,29	1,9	3,2	1,0	65	66	3,2	3,40
169	18	0,8	95,2	2,2	12,16	-0,5	4,33	3,9	18,17	0,7	1,7	1,7	189	34	0,32	16,45
170	19	2,5	96,0	5,0	16,19	0,6	23,59	3,3	16,53	0,7	1,3	0,7	24	54	0,16	9,92
171	20	5,6	75,0	8,7	17,10	-2,6	6,29	3,3	16,53	0,7	1,5	1,2	20	36	0	23,59
172	21	7,4	47,8	10,6	17,40	3,4	2,51	7,8	14,27	1,4	2,6	1,5	192	52	0	23,59
173	22	7,2	66,9	11,4	17,26	3,6	5,15	5,4	1,59	0,7	2,0	1,6	23	33	0,96	12,7
174	23	10,0	54,9	14,7	14,57	5,7	0,54	9,4	10,38	1,1	2,4	0,7	187	69	0	23,59
175	24	8,3	70,6	13,0	17,09	4,6	5,17	6,3	10,42	1,0	2,1	0,2	296	76	1,6	5,05
176	25	8,6	65,5	11,7	12,50	5,1	23,20	6,0	16,06	0,9	2,1	0,2	58	78	0	23,59
177	26	4,5	80,5	7,2	0,50	2,9	15,16	16,9	14,55	2,6	2,9	1,9	354	48	17,92	10,05
178	27	3,4	70,8	5,0	0,48	2,2	7,41	19,1	22,58	3,1	4,8	2,1	344	61	3,52	5,10
179	28	4,0	68,4	7,1	18,29	2,1	23,34	18,7	4,04	3,3	4,6	3,5	344	41	4,48	12,7
180	29	3,4	85,1	4,5	20,51	2,2	7,40	10,8	23,20	1,4	1,7	1,2	43	21,92	3,84	9,45
181	30	2,3	68,4	3,6	0,10	0,2	22,28	16,7	12,24	2,8	7,8	7,4	336	17	1,92	12,7

MEDELTTEMP = +3,9
 MEDELMAX = +6,9
 MEDELMIN = +0,8

MEDELFUKT = 71
 NEDERBORD = 59

MEDELVINDHAST = 2,3
 MEDELMAXVINDH = 7,8
 MAXVINDHAST = 19,1

DYGNSMEDDELV. JULI 1990 TARFALA

STD = standardavvikelse
 MAX INTENS NEDERB + TIDP = 5min-period under dygnet med mest nederb.
 MAX uttryckt i mm/tim

DAG	DATUM	MEDEL TEMP	MEDEL FUKT	MAX TEMP	TIDP	MIN TEMP	TIDP	MAX VINDH	TIDP	STD VINDH	MEDEL VINDH	VIND VEKTOR	VEKTOR RIKTN	TIDP	INTENS NEDERB	MAX NEDERB	BATTERI VOLV	
182	1	3,6	65,9	7,0	17,43	-0,2	3,29	7,6	10,33	1,5	2,8	2,2	183	36	0	23,59	12,76	
183	2	3,9	77,4	6,5	13,54	2,4	8,14	9,9	23,53	1,6	4,1	3,9	181	16	10,08	3,84	20,15	
184	3	4,7	93,6	6,8	14,38	2,8	4,42	10,0	0,06	1,4	2,2	0,9	190	61	24,8	19,2	20,25	
185	4	4,9	89,6	7,6	12,14	2,9	4,09	3,2	6,57	0,6	1,4	1,2	30	10,4	7,68	8,45	12,75	
186	5	7,4	64,1	10,6	16,25	3,4	23,59	6,7	20,00	1,0	1,9	0,7	350	66	1,44	5,76	15,05	
187	6	7,2	70,4	10,4	13,53	4,8	1,48	9,1	8,52	1,8	2,5	1,6	182	50	8,96	5,76	21,20	
188	7	5,9	91,5	9,9	16,24	4,2	6,22	4,8	12,37	0,7	1,7	0,8	21	57	12,8	13,44	18,20	
189	8	6,6	84,8	9,5	15,12	4,0	3,52	6,5	17,09	0,9	1,7	0,4	13	72	1,28	3,84	2,05	
190	9	5,6	93,2	6,7	16,42	4,2	23,40	7,7	12,26	1,4	2,1	0,7	190	66	18,08	9,6	4,20	
191	10	5,8	90,5	9,0	17,43	3,9	3,55	6,7	10,44	0,8	1,5	0,8	11	56	13,76	5,76	0,30	
192	11	4,6	86,5	6,5	14,39	2,9	2,7	23,57	6,2	12,20	1,2	1,8	0,4	238	72	4,96	3,84	5,00
193	12	5,4	77,5	7,5	14,36	2,6	3,20	6,0	22,53	1,0	1,3	0,5	10	62	1,6	3,84	10,50	
194	13	4,5	65,5	6,0	6,31	2,3	23,45	12,3	12,37	2,0	3,8	3,1	346	34	0,16	1,92	19,10	
195	14	4,8	59,8	8,5	16,42	1,7	23,44	10,4	2,55	1,8	2,8	1,3	17	60	0	0	23,59	
196	15	6,9	60,3	13,0	16,58	-0,1	3,12	8,8	21,30	1,1	1,8	0,9	349	58	0	0	23,59	
197	16	6,3	86,5	9,1	13,42	3,9	6,23	7,2	1,38	1,1	1,6	0,5	211	67	0,96	1,92	3,30	
198	17	6,8	93,5	10,2	13,59	3,4	3,26	4,5	20,21	0,7	1,3	0,7	360	57	0,16	1,92	2,40	
199	18	11,3	77,6	15,2	14,33	6,0	0,20	10,2	21,11	1,2	2,0	0,7	350	64	0,48	1,92	21,30	
200	19	9,9	84,8	13,3	1,25	5,5	23,57	9,8	6,42	1,5	2,6	1,2	8	58	7,2	30,72	6,50	
201	20	10,7	71,3	14,8	17,25	5,0	0,20	7,5	21,21	0,6	2,4	1,9	354	37	3,68	7,68	21,35	
202	21	9,2	88,8	12,8	10,09	6,8	23,56	5,6	12,25	0,7	2,0	0,9	359	61	37,44	23,04	10,55	
203	22	9,0	83,2	11,6	15,01	6,3	3,38	8,1	15,50	1,0	2,0	1,3	46	46	19,04	19,2	0,00	
204	23	8,6	87,6	10,3	15,41	6,8	23,16	5,0	6,07	0,8	1,5	0,9	51	51	14,24	7,68	0,40	
205	24	7,1	91,2	9,3	16,39	4,9	5,6	23,57	3,2	20,37	0,5	1,5	1,4	355	24	0,32	1,92	5,45
206	25	9,6	57,9	14,6	16,39	4,9	5,12	6,3	18,10	0,9	1,7	1,3	346	39	0	0	23,59	
207	26	11,9	52,1	17,4	16,06	6,3	3,22	7,0	8,27	1,1	1,9	0,7	341	64	0	0	23,59	
208	27	9,9	60,8	13,4	9,56	6,3	23,55	11,6	5,45	1,5	1,9	0,3	288	74	0	0	23,59	
209	28	6,3	92,9	7,7	15,48	5,0	5,07	3,5	17,32	0,5	1,2	0,6	346	57	3,84	1,92	2,15	
210	29	7,9	81,6	11,1	17,16	5,4	5,01	3,7	18,58	0,5	1,8	1,7	357	18	0	0	23,59	
211	30	9,8	76,5	13,8	14,02	6,5	1,37	5,2	14,25	0,7	1,9	1,1	334	52	0	0	23,59	
212	31	9,3	79,6	14,3	15,55	4,9	3,38	6,5	18,14	0,8	1,6	0,2	76	11,52	18,35	11,52	12,7	

MEDELTEMP = +7,3

NEDERBORD = 207

MEDELVINDHAST = 2.0

MEDELMAX = +10,4

MEDELMIN = +4,2

MEDELMAXVINDH = 7,1

MAXVINDHAST = 12,3

DYGNSMEDDEL. AUGUSTI 1990 TARFALA

STD = standardavvikelse
 MAX INTENS NEDERB + TIDP = 5min-period under drygnet med mest nederb.
 uttryckt i mm/tim

DAG	DATUM	MEDEL TEMP	MEDEL FUKT	MAX TEMP	MAX FUKT	MIN TEMP	TIDP	MAX VINDH	TIDP	STD VINDH	VEKTOR RIKTN	VIND VEKTOR	MAX INTENS NEDERB	TOTAL NEDERB	TRIP VOL		
213	1	10,3	67,6	13,4	14,49	7,2	1,55	7,3	15,57	1,4	2,2	322	43	0	23,59		
214	2	9,9	71,5	14,1	14,24	7,2	3,50	9,8	18,58	1,7	2,5	332	54	0	23,59		
215	3	10,5	73,3	13,1	11,07	6,5	23,20	21,4	21,10	2,7	4,7	213	75	12,7	18,15		
216	4	6,6	67,5	8,9	13,08	4,4	23,55	19,9	0,06	2,1	4,0	351	38	1,05	1,05		
217	5	5,2	76,9	6,8	15,45	3,5	4,53	6,2	15,25	1,0	1,7	0,5	13	67	12,7	18,10	
218	6	4,5	68,1	6,2	15,22	2,7	4,52	9,4	11,02	1,7	3,1	339	42	0,16	13,20		
219	7	3,8	73,2	5,4	11,10	2,1	5,01	11,5	17,11	1,5	2,9	8	35	4,64	3,84	14,50	
220	8	4,8	84,0	6,4	16,11	3,1	5,09	9,9	11,06	1,8	2,3	1,8	38	4,64	11,52	13,30	
221	9	6,7	66,1	9,4	12,45	4,6	0,19	7,2	17,43	1,2	1,9	1,3	347	45	0	23,59	
222	10	5,5	69,5	6,6	14,09	4,7	9,50	12,5	8,56	1,8	3,3	2,7	356	35	0	23,59	
223	11	6,5	68,3	10,1	15,05	2,2	5,33	6,0	15,13	1,0	1,9	1,83	53	0	23,59	12,7	
224	12	8,5	72,3	12,1	14,55	3,2	6,04	5,7	15,03	0,8	1,5	332	68	0	23,59	12,7	
225	13	8,7	76,3	12,4	16,03	6,0	2,19	3,8	12,25	0,6	1,4	352	58	0	21,12	12,7	
226	14	7,8	91,4	9,2	14,29	4,6	3,33	5,7	20,29	0,8	1,6	346	75	0	20,00	12,7	
227	15	8,5	98,3	9,3	18,19	6,8	23,45	8,0	18,20	1,3	2,5	2,0	191	36	0	18,15	12,7
228	16	8,7	93,3	10,9	20,54	5,2	2,09	2,3	23,54	1,3	2,2	1,91	66	0	18,15	12,7	
229	17	11,2	92,9	13,0	13,32	9,8	2,29	12,9	21,25	2,0	5,3	185	15	2,56	5,76	12,7	
230	18	9,4	98,1	10,4	0,00	7,0	23,01	10,8	1,01	2,0	3,5	178	35	0	23,59	12,7	
231	19	8,5	71,6	11,7	10,30	5,5	22,43	0,7	0,7	0,5	1,4	357	64	3,84	21,40	12,7	
232	20	8,0	88,8	11,9	13,56	6,1	1,43	5,8	12,54	0,8	1,4	0,1	348	77	0	21,25	12,7
233	21	7,5	80,9	10,5	13,27	5,0	5,7	12,20	0,9	1,3	0,4	345	66	1,12	1,92	15,15	
234	22	5,7	92,4	6,8	7,40	4,1	23,39	5,8	14,57	0,9	1,8	1,91	50	16,64	11,52	12,7	
235	23	4,5	82,3	6,0	15,10	3,4	4,28	12,8	15,30	2,9	3,9	336	40	1,76	1,92	12,7	
236	24	3,9	73,0	5,7	14,35	2,3	23,51	11,6	21,31	1,6	2,6	352	40	0,64	1,92	11,00	
237	25	2,9	70,8	5,3	14,20	1,1	3,45	10,1	3,38	1,8	2,4	354	34	0,32	3,84	11,40	
238	26	3,3	65,2	6,5	15,01	0,1	2,36	6,0	15,26	1,1	1,8	347	45	0	23,59	12,7	
239	27	2,8	74,8	6,0	15,08	0,1	5,26	5,7	17,51	1,0	1,7	198	50	0,16	1,92	12,7	
240	28	4,0	89,7	6,6	14,58	1,7	5,28	5,7	15,39	0,8	1,2	336	75	4,48	1,92	8,10	
241	29	5,8	87,2	8,6	14,59	3,5	4,10	2,9	11,23	0,5	1,0	352	70	0,8	1,92	12,7	
242	30	7,9	89,3	11,2	15,24	5,3	4,42	3,0	16,06	0,6	1,1	354	72	0	23,59	12,7	
243	31	7,4	97,1	8,4	10,39	6,2	23,53	7,5	10,58	1,4	2,5	193	29	2,88	3,84	4,50	

MEDELTMP = +6.7

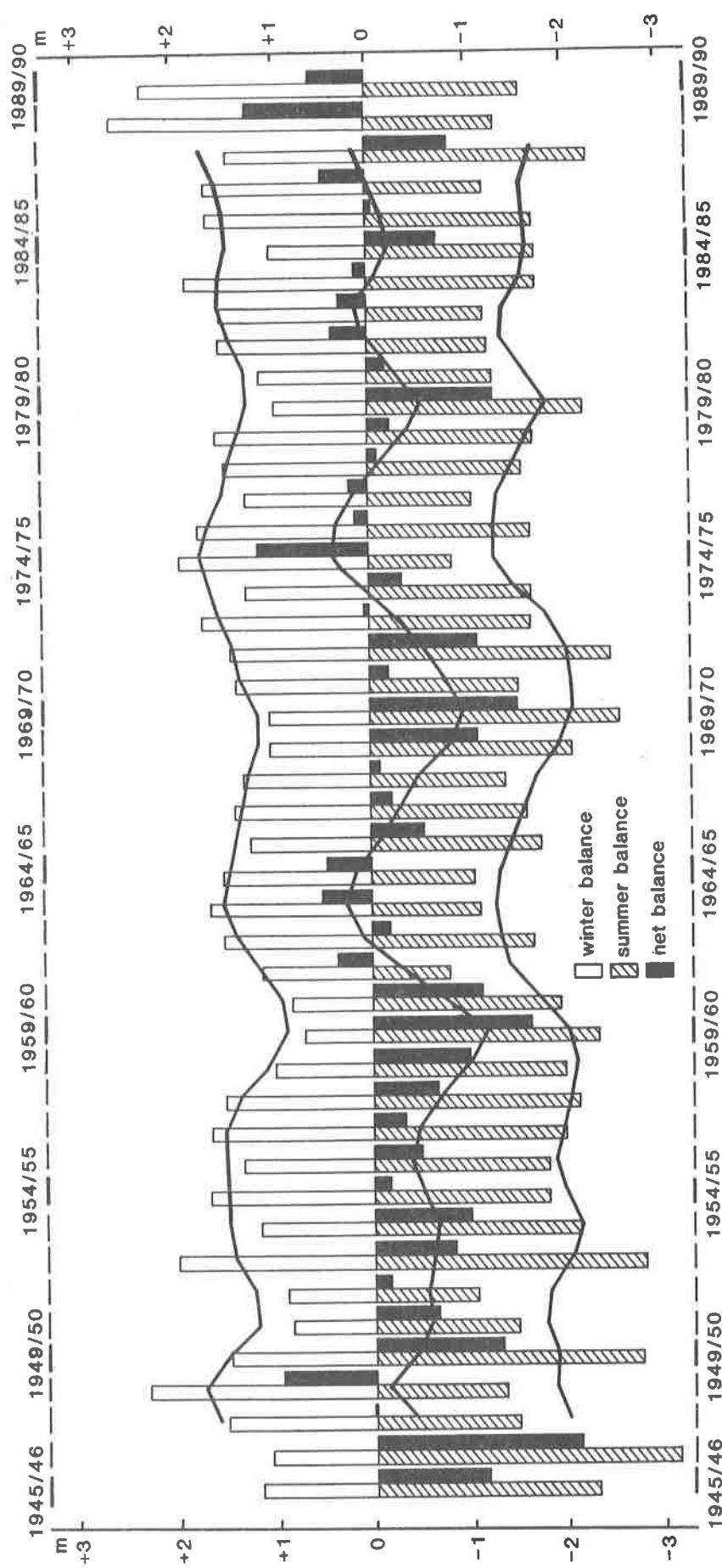
MEDEFUKT = 80

NEDERBORD = 154

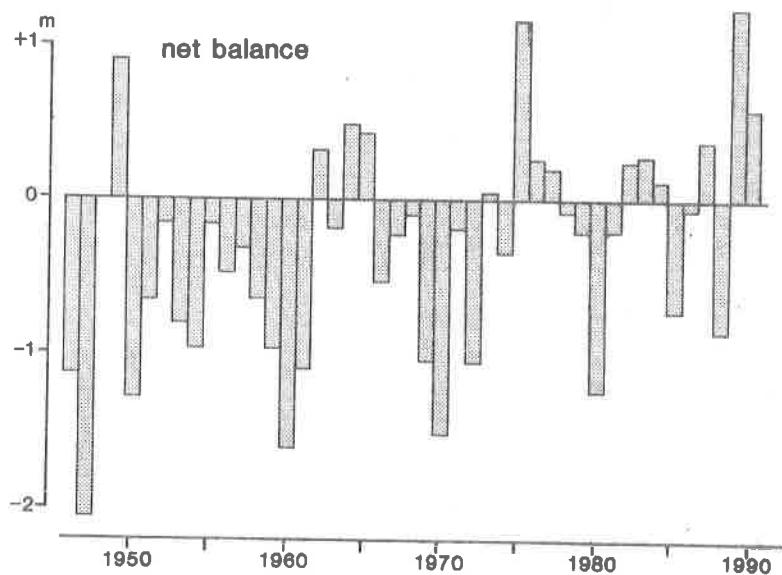
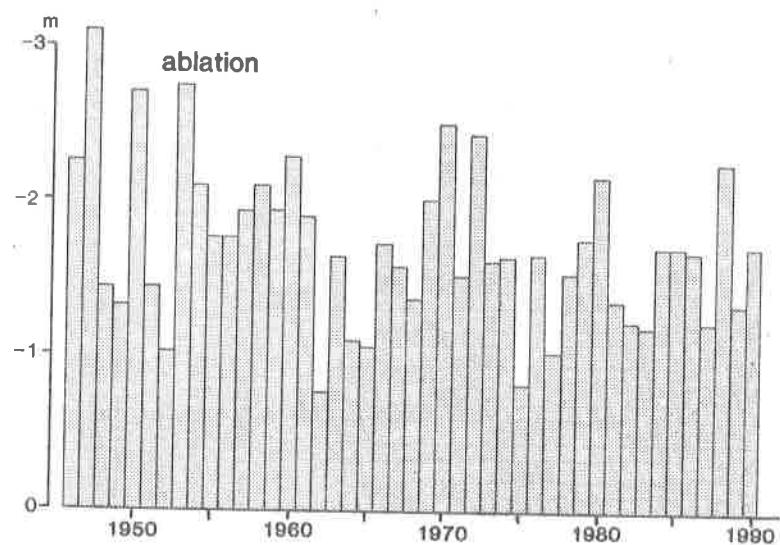
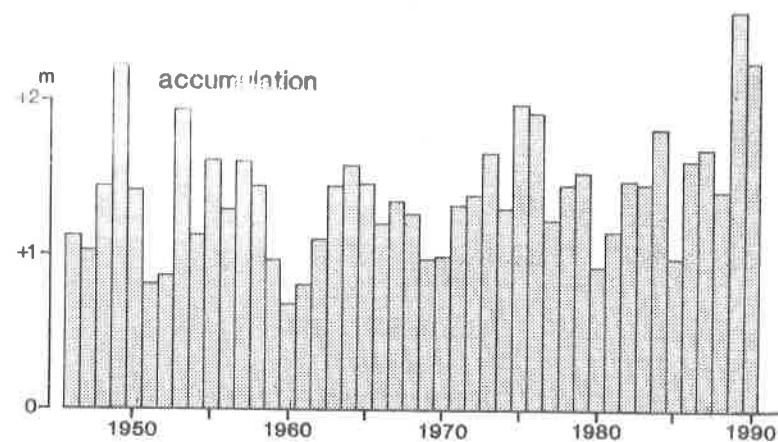
MEDELVINDHAST = 2.4

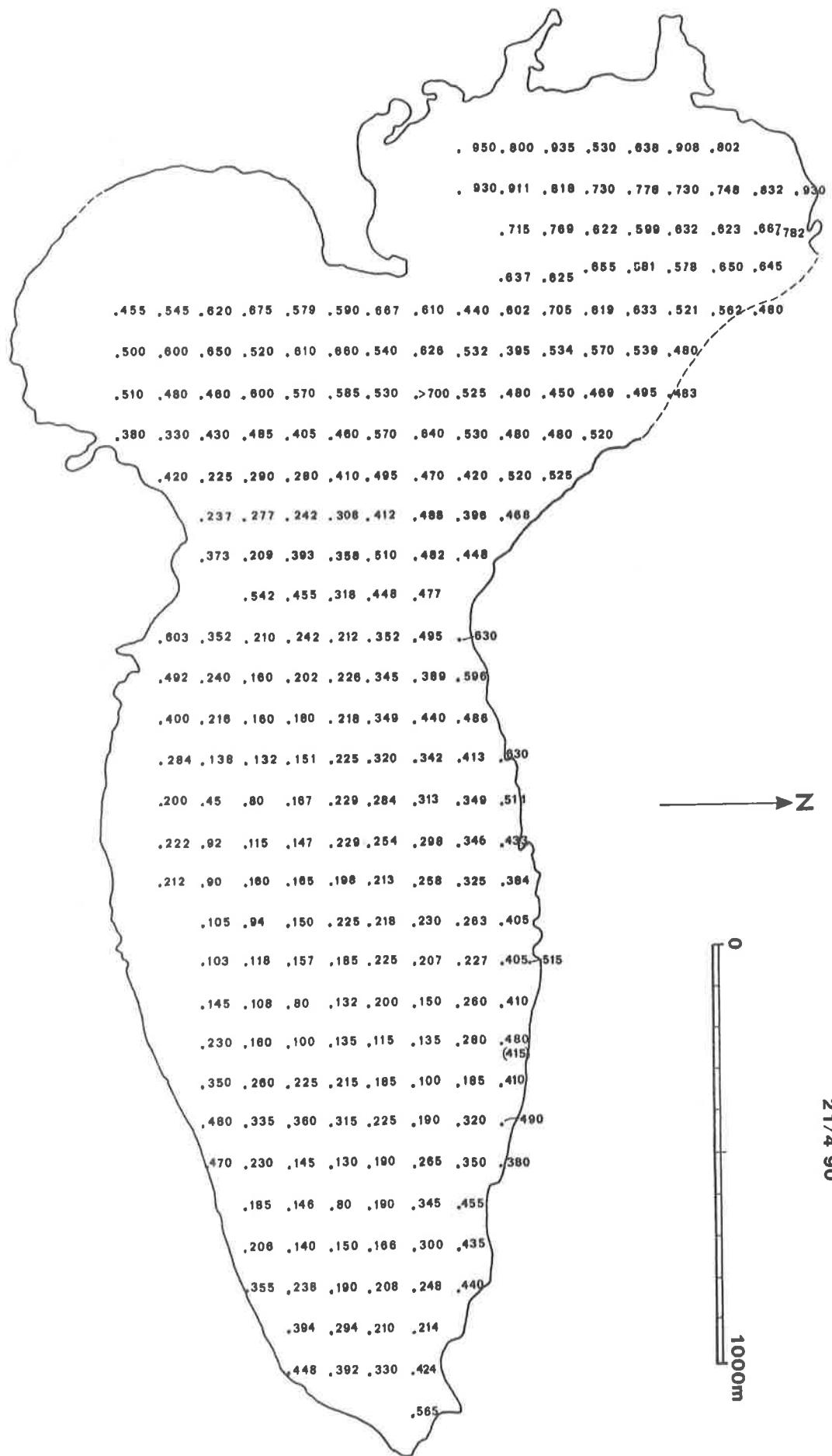
MEDELMAXVINDH = 8.6

MAXVINDHAST = 21.4



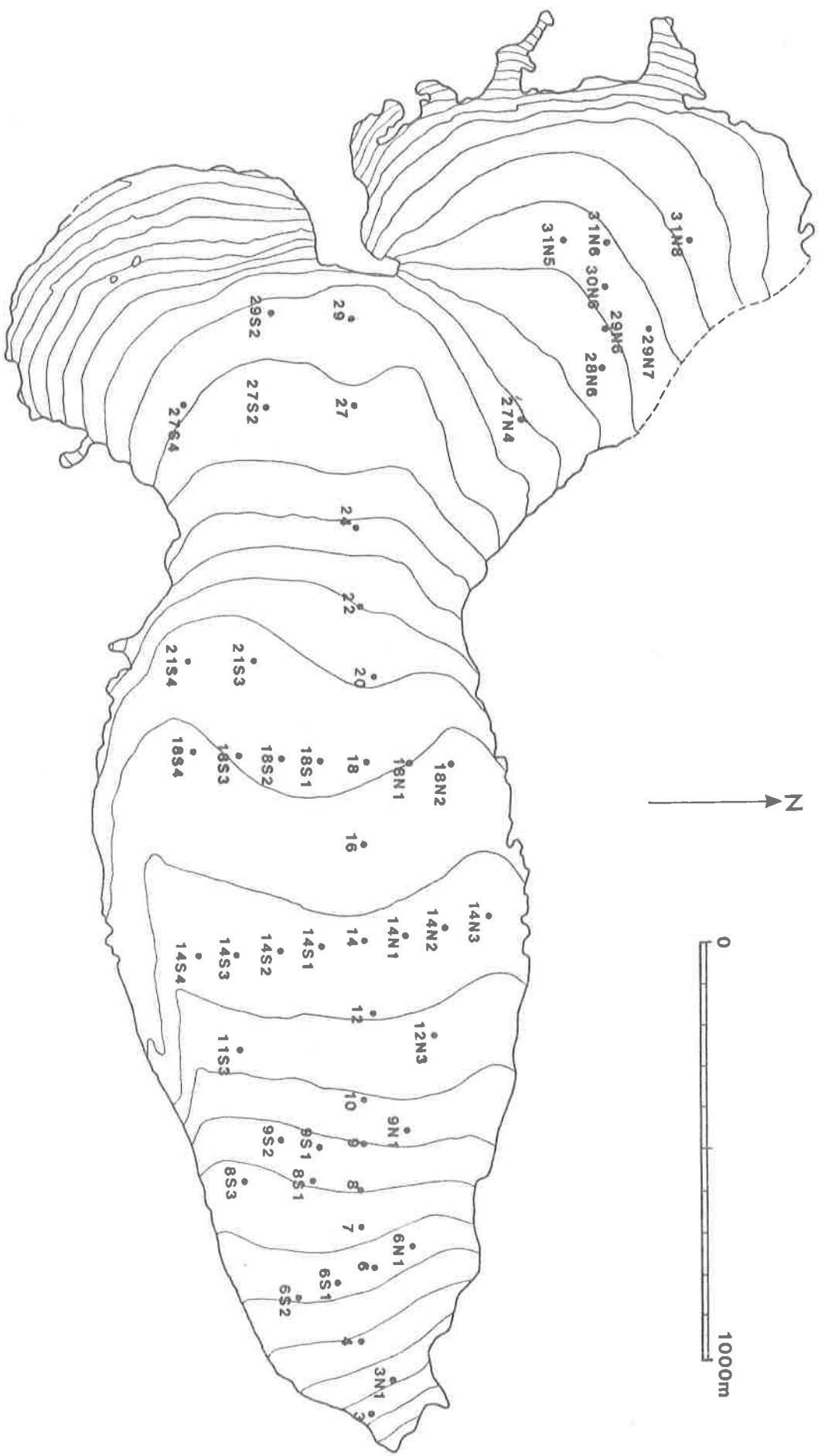
STORGLACIÄREN





STORGLO
GLACIÄREN

SNÖSONDERINGAR
21/4 90



STORGLECIÄREN
STAKPOSITIONER 1990

