

RAFORKUMÁLASTJÓRI  
VATNAMÆLINGAR



DEN 4. NORDISKE HYDROLOGKONFERANSE  
REYKJAVÍK 10.-15. AUGUST 1964

## ISLANDS HYDROLOGI

Erindi flutt á ráðstefnunni, aukaeintök

**RAFORKUMÁLASTJÓRI  
VATNAMÆLINGAR**



**DEN 4. NORDISKE HYDROLOGKONFERANSE  
REYKJAVÍK 10.-15. AUGUST 1964**

**ISLANDS HYDROLOGI**

Erindi flutt á ráðstefnunni, aukaeintök

Emne : 1. ISLANDS HYDROLOGI

- |     |                                                                            |                                      |
|-----|----------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------|
| 1I1 | Overflatehydrologi :                                                       | S. Rist hydrolog                     |
| 1I2 | Nedbör og temperatur :                                                     | Adda Bára Sigfúsdóttir<br>meteorolog |
| 1I3 | Geologiske betingelser<br>for islandske flodtyper :                        | G. Kjartansson mag. scient.          |
| 1I4 | Breer og bremålinger :                                                     | J. Eythorsson meteorolog             |
| 1I5 | Jökulhlaup och deras<br>taxering :                                         | S. Thorarinsson docent               |
| 1I6 | Geothermal activity<br>in Iceland :                                        | G. Pálmason geofysiker               |
| 1I7 | Grundvatten och tektonik<br>i närheten av Reykjavík<br>och Hafnarfjörður : | J. Jónsson fil. lic.                 |

Sigurjón Rist:

## OVERFLATEHYDROLOGI

Hensikten med foredraget er å gi en orienterende skildring av de generelle hydrologiske forhold i Island. Vi tar utgangspunkt i overflatehydrologien. Mer vekt er lagt på den fysikalske sammenheng enn å ramse opp data, lett tilgjengelige i andre kilder.

I de etterfølgende foredrag behandler andre øvrige innflytelsesrike faktorer i Islands hydrologi. Tilsammen skal foredragene gi et grunnriss av landets hydrologi.

### 1. Topografi og avløpsforhold

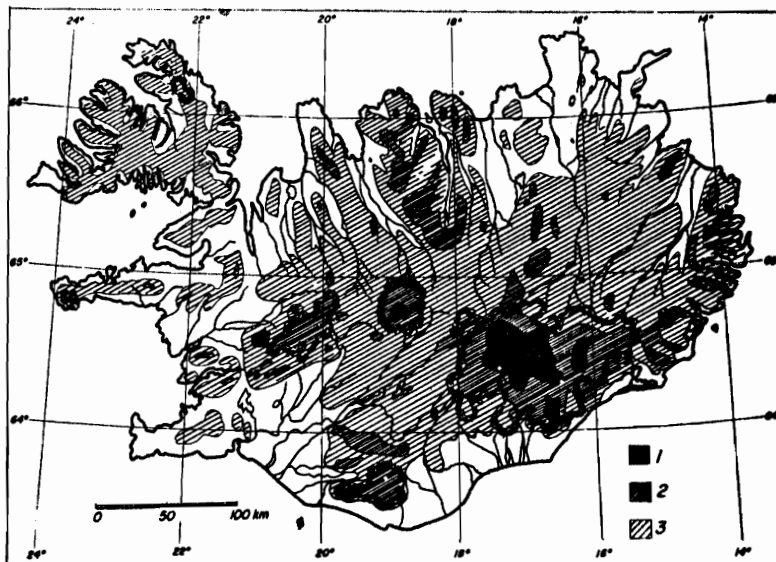
Island ligger i Atlanterhavet 990 km vest for Norge omslynget av varme havstrømmer som kommer helt fra Floridakysten. Fra Islands vestkyst over til Grønland, som er kjent for kalde luftmasser, er det bare 287 km. Langs Grønlands østkyst går en sørgående kald havstrøm, som fører sydover store ismasser fra Polhavet. Før i tida kom drivisen i årrekker helt opp til Island og gjenpakket nordkystens fjorder. I de senere år, unntatt i 1949, er det bare enkelte isfjell som driver for vind og strøm opp til nordvestkysten. Våren 1949 var det store ismasser i havet utenfor nordkysten; vårløsningen satte først inn for alvor etter midten av juni, mot vanlig i april eller mai. Dette medførte særlig store vårflokker, da dal- og høyfjellsflokkene falt sammen. Men våren 1964 er det helt motsatt, nesten ingen sne under 600 m, takket være en vedvarende töværsperiode fra utpå vinteren. Ingen må oppfatte værforholdene 1949 og 1964 som noe unormale, store avvikelser fra år til annet er det normale. Værforholdene fra dag til dag avhenger av, hva som har overtaket, de kalde arktiske luftstrømmer fra nord som blåser over öya eller luftmasser fra de relativt varme havområder i syd. Dette medfører at man ikke kan peke på noen bestemte isleggnings- eller isløsnings tider. Det viser seg at det i tidsrummet sept-april inntreffer ganske mange korte isleggnings og isløsnings perioder, kanskje fra 5 til 10, mere eller mindre ufullstendige d.v.s. isleggningen eller isløsningen er ikke ført helt frem når været slår om igjen. Isleggningen kommer tidligere i gang om hösten i fjellet enn på lavlandet og

Fig. 1. Topografien.

Landets areal er:  
103106 km<sup>2</sup> (+ Surtsöy)

1, 2119 - 1500 m o.h.  
2, 1500 - 1000 " "  
3, 1000 - 400 " "  
tilsammen ca. 60000 km<sup>2</sup>

Under 400 m ca. 43000 km<sup>2</sup>



isen står der også lenger ut på våren, men allikevel er tallet på isleggnings- og isløsningsperioder vanligvis adskillig lavere i fjellet enn på lavlandet. Dette skyldes at i fjellet ligger isdekket forholdsvis stabilt ut vinteren, hvis vi unntar på elver dannet av store oppkommer, de såkalte "linda"-elver. Disse fryser ikke nær oppkommene og har hele veien til havs et meget ustabilt isdekke.

Man skal dog alltid være forberedt på tövær opp til de høyeste fjelltrakter midt på vinteren medførende voldsom flom og isgang. Men det vanligste er at en lavvannsperiode begynner i desember og strekker seg ut over månedene januar, februar og blir særlig utpøregt hvis den vedvarer uavbrutt ut april. Vårflommene setter vanligvis inn i april på sydlandet, midten av vestlandet og nord- og østlandets laveste strök. Ellers er mai den mest utpregede vårflomsmåned. I midten av nordlandets höyffjell når vårflommene vanligvis sitt maksimum i juni. Fra breene er vannføringa størst i juli og august. Men juli og august er også utpregede lavvannsmåneder for store deler av landet, særlig i øst og vest og på vestliggende deler av nordlandet, hvor de såkalte "draga"elver er. Sneen er borte i et par uker umtatt i enkelte höyffjell, nedbøren er liten fra april til september. Den spesifikke avrinning blir da veldig liten fra de nakne og forholdsvis steile fjelltrakter av vanntett grunnberg.

September måned ligger på overgangen til de nedbørsrike måneder okt. og nov. Draga-elvene er følsomme, der følger vannføringa nesten helt nedbøren, som nå faller som regn. Linda-elvenes vannføring öker ikke nevneverdig. Nær oppkommene avleses vannstanden presis på samme cm selvom det regner hver dag, ukevis. Bre-elvene går ned i slutten av august



eller i september, det er når det fryser på breene om natta. Vannføringa öker ikke i vesentlig grad i den våte höstperioden da nedbören faller som sne på de høyere breströk. De største höstflommer kommer når det setter i med sne i fjellet og i de lavere strök og så blir etterfulgt av varme og voldsomme regnskyll.

Her har jeg gitt en kort orientering om avlöpsforholdene til de enkelte tider av året. Avvikelsene er så store at man slett ikke kan snakke om lover, men kanskje om regler. Vinterflommer, vårflommer og höstflommer har vært nevnt, men dette er ikke tilstrekkelig man må tilföye at flom kan komme på hvilken som helst tid av året.

Island har et utpreget öyklima, man må allikevel være oppmerksom på at inne på fjellviddene i midten av landet gjør innlandsklimaet seg gjeldende, tydligere enn de fleste av islendingene selv, som bor ved kysten, tror. Innlandsklimaet er særlig utpreget når et høytrykksområde er over landet. Det hvite snedekket som ligger i fjellet fra september til mai eller juni gir en mektig utstråling mot klar himmel, medförende lav temperatur; forskjellen er da stor til de relativt varme kystområder. Det motsatte har man igjen om sommeren i juli og august, hyggelig varme ut på ettermiddagen over mørke lavamarker hvor sjöbrisen ikke når til, der blir det også kjölige netter.

Polarsirklen tangerer landet i nord og i forbindelse med diskusjonen om værforholdene skal man legge merke til at alle de övrige nordiske land strekker seg lenger syd og også lenger mot nord, unntagen Danmark. Grönland hörer jo Danmark til, så det går sannsynligvis ikke forbi danske hydrologer å sysle med hydrologiske spørsmål i nordlige egner.

Til videre informasjon om værforholdene viser jeg til etterfölgende foredrag "Nedbör og temperatur" av meteorolog Adda Bára Sigfúsdóttir.

## 2. De islanske elvtyper

2.1 Geologi. Utförelsen av de hydrologiske undersøkelser i Island i sin nåværende form "Vatnamælingar raforkumálastjóra" strekker seg ikke langt tilbake i tida, bare fra 1947. I disse 17 år har det vært tre vulkanske utbrudd, Hekla 1947, Askja 1961 og nå bygger Surtur opp en öy syd av landet.

Det har fra landnámstiden (1100 år) vært vulkansk utbrudd gjennomsnittlig hvert 5-te år. Ser vi nærmere på landets geologiske hovedtrekk er det förste vi legger merke til, et bredt belte av vulkanske bergarter fra istid og postglacial tid den såkalte palagonittformasjonen. Den går tverrs over landet fra Melrakkaslétta i nordöst til Reykjanes (videre til Surtur) i sydvest. Dens sammensetning varierer og permeabiliteten er i høy grad

vekslende. Det mest eiendommelige er ung lavaen (postglacial) "hraun", som dekker store områder. "Hraunen" er porøs og har høy permeabilitet. De øvrige deler av landet i øst og vest består vesentlig av relativt vanntette basalter fra tertiærtida. Når vi tar alt dette i betraktning og det faktum at en tiendedel av landet er dekket med breer ser en lett at de hydrologiske og geomorfologiske forhold er sterkt vekslende fra en egn til en annen. Vi må derfor klassifisere elvene på geologisk grunnlag, jevnfør geolog G. Kjartanssons foredrag: "Geologiske betingelser for de islandske elvtyper". Man kan si at nøkkelen til Islands hydrologi er en fullstendig kjennskap til de islandske elvtyper. Det første anleggsingeniøren må vite om vassdraget, er til hvilken type det tilhører, om det er jökel-elv, linda-elv eller draga-elv. Når han kjenner elvtypen eller elvtypene, hvis det er flere og deres omtrentlige blandingsforhold, vet han allerede en god del om vassdraget.

2.2 Linda elvene er de mest eiendommelige. Som før nevnt er de dannet av oppkommer og topografien er vanligvis slik at elva får hele sin vannføring på en kort strekning. På islandsk kalles oppkommene "lindir" eller "kaldavermsl" og man sier at de er kalde om sommeren og varme om vinteren, men det må skyldes relativiteten. Temperaturen i vannet er nemlig praktisk talt konstant hele året i gjennom. Vannføringa er også meget jevn; svinger dog dempet og med stor faseforskyvning i forhold til nedbøren. Spesielle flomfenomener omtales senere. Vanntemperaturen i de fleste oppkommer ligger i intervallet 2,0° til 5,5° C. Derfor går linda-elvene åpne et godt stykke innen de fryser til, selv i sterk kulde med tørr og hard vind. Linda-elver som blander seg med de andre elvtyper draga-elver eller jökul-elver er effektive til å hindre dannelse av stabilt isdekke. I streng kulde nærmer fronten av isdekket seg linda-elvens oppkomme, men i mildere vær tæres isen bort igjen ned langs elva. På denne måte jages isleggings og isløsnings området fram og tilbake langs elva hele vinteren i gjennom. De åpne vannflatene er alltid meget sarrproduserende i de første dager av hver kuldeperiode. Dette forårsaker store sarransamlinger (på islandsk "hrönn"), som faller på de samme steder hvert år. Dette fenomen blir forresten mer utpreget da linda-elvens vannføring er konstant gjennom frostperioden mens de andre elvene går ned, særlig draga-elvene. Et karakteristisk trekk på en linda-elv er at det langs elva gror helt ned til vannkanten. Ofte er det bare en smal stripe, med örken utenfor.

Innen vi går videre må vi ta vegetasjonsforholdene i betraktning. Kort sagt er Island et nakent land. Landet er nesten uten skog, der finnes

bare små arealer med lav bjerkeskog (*Betula pubescens*) som til sammen utgjør knapt 1% av landets areal. Skogfattigheten er ofte årsak til en viss forundring, lærer en derimot islands natur bedre å kjenne og besøker de ubebodde strøk, forårsaker landets nakenhet sikkert større forundring enn skogfattigheten. Vinderosjonen er sikkert den mest aktive faktor i å hindre dannelsen av et grasteppes. Trefjerdedeler av landet er nakent. Vegetasjonen har derfor liten innflytelse på avrinningen. I nedbørsfeltene til mange vassdrag finnes ikke noe tett plantedekke. Dette vedkommer særlig linda-elvenes nedbørsfelter, hvor vinden lager vidstrakte sandflyer. Nå er det lett å forklare linda-elvens flomfenomen. De ellers porøse sandsletter tetter telen tidlig igjen om vinteren. Der oppmagasineres så vann i form av sne. Påfølgende tøvær og regn setter i gang overflatestrømning. Til å begynne med holder senkninger i terrenget på vannet, når de er fulle kommer overflatestrømningen ut til selve elveleiet. Vannføringa der vokser, kanskje til det mangedobbelte i løpet av noen timer. Flommen varer kun en kort tid bare unntaksvis mer enn et døgn. Senkningene står fulle et par dager og da været sikkert slår om legger et is-sjikt seg på. Telen på bunnen av senkningene holder ikke lenge, vannet forsvinner ned.

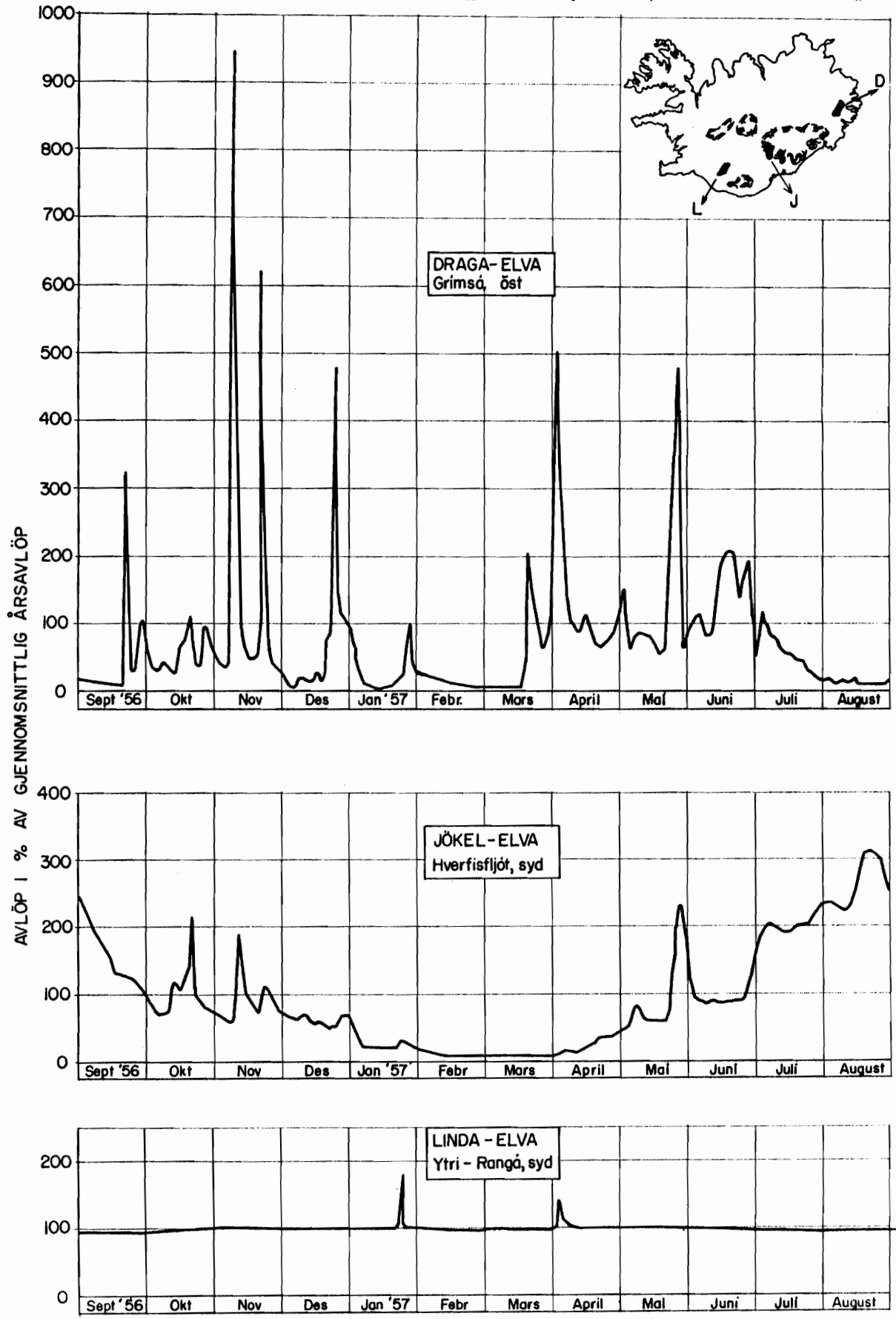
2.3 Draga-elvene. I motsetning til de porøse lavafelter med stor permeabilitet er det forholdsvis vanntette tertiære basaltområder i øst og norvest, på sentrale deler av nordlandet og dets vestlige strøk. Disse trakter har utpregede U-daler fra istiden og V-formede daler, som elvene eroderer ned. Det tette og nakne grunnfjell medfører at elvene vokser fort i regnvær og blir nesten tørre i lange tørke- eller frostperioder. Elvene dannes av små bekker fra dal-"dragene" og har derfor fått navnet draga-elver. Ingen av de tre islandske elvtyper ligner mer de skandinaviske enn draga-elven, det er jo rimelig da elvsystem i Skandinavia kalles "vattendrag" og "vassdrag". Et karakteristisk trekk ved draga-elvene er at de gjerne skjærer seg dypt ned i de bratte fjellskråninger og legger opp gruskjegler når de kommer ned på flat mark. Kjeglene består av grovt material överst, finere nedentil. Elva vil her ustanselig skifte leie under flom.

I basalttraktene er mektigheten av avleiringer fra istid og postglacial tid sterkt vekslende. Avleiringer og sjøer virker regulerende på avrinningen. Dette kan gå så langt at ikke alle elver her kommer inn under betegnelsen draga-elv. I enkelte daler har også fjellskred fylt igjen dalbunnen, herav følger en så stor regulerende virkning at elva, som kommer fra foten av rasmassene, blir karakterisert som linda-elv.



SAMMENSTILLING AV DE TRE ISLANDSKE ELVTYPER AVLÖP I % AV GJENNOMSNIITTLIG ÅRSAVLÖP

Elvene vi viser har alle nogenlunde samme gjennomsnittlig årsavlöp (i nærheten av 30 kl/s).



2.4 Jökel-elv (breelv). Breene dekker som sagt en tiendedel av landets areal. Vatnajökull er den største på 8400 km<sup>2</sup>. Dette betyr at breene må sette sitt tydelige stempel på islandske vassdrag. I virkeligheten er innflytelsen enda større enn disse tall angir da den spesifikke avrinning for breene er mye større enn gjennomsnittet for landet. De største vassdrag i landet har alle sin opprinnelse i breer.

Materialføringa i jökel-elver er stor om sommeren, vannet er helt ugjennomsiktig og har alltid den karakteristiske "jökel-farge". Ved brefoten ser det ut som sementsvann, kanskje med en rødbrun tone. Når det blandes opp med klart vann fra draga- eller linda-elver går fargen over i gråhvit, melkeaktig; de kalles da gjerne Hvítá (Hvit-elv). Her må man tilføye at klare bielver til jökel-elv ofte kalles Svartá (Sort-elv). Det klare vannet synes helt mørkt når det løper ved siden av jökel-vannet i det samme elveleiet innen det blandes. Effekten er særlig tydelig når sola står lavt på himmelen. Et karakteristisk trekk ved en jökel-elv er dens i vifteform utstrakte grus- og sandavleiring. Sandkjeglen er helt naken og ved lavvann og tørke er sanden et left bytte for vinden.

Det er ganske alminnelig i de nedre deler på sandkjegler at grunnvannet kommer til syne og eroderer ned i sanden dype furer. Der oppstår en linda-elv (vanligvis liten), når så jökel-elven skifter leie og kommer fram til linda-elvens leie fylles denne igjen.

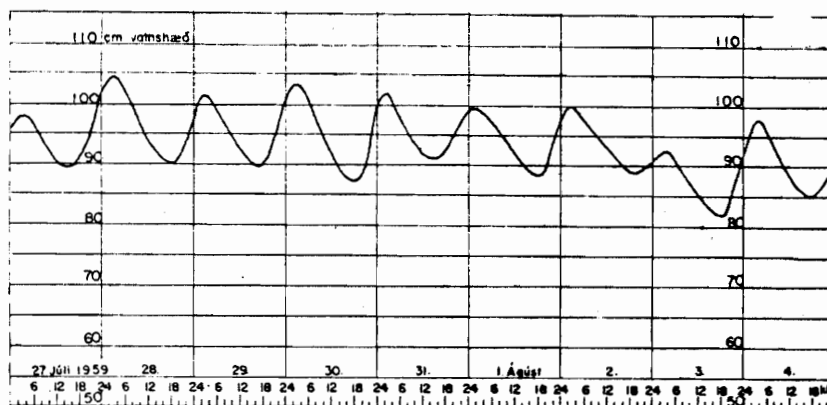
Man har konstatert ved boring (til 30 m dyp) at breene her i landet er tempererte selv de høyeste lag. I juni er det fremdeles minusgrader fra siste vinters frostperiode like under overflaten, men ut på sommeren stiger temperaturen der også til 0° C. Smeltevann fra overflaten fryser da ikke lenger til igjen, og må komme fram til elvene. Dette passer godt med jökel-elvenes store vannføring i juli og august.

Nærmere om breenes innflytelse på hydrologien i meteorolog J. Eypórs-sons foredrag.

Hele sommeren er det store døgnvariasjoner i jökel-elvene som skyldes snesmeltningen. Vanlig maksimum for vannføringa ved brefoten er fra klokken 15-17, relativt til hvilken side breen heller og på dens størrelse. Den maksimale vannføring forplanter seg ned over elva; for et vassdrag som Thjorsá (200 km) når den havet hele 30 timer etter. Skal man krysse en jökel-elv på et vadested, enten på hest eller i bil, må man ta hensyn til døgnvariasjonene, så man kan benytte seg av minimum vannstand. Man bør være oppmerksom på at det ikke er tolv timer mellom maks. og min. Maksimum følger alltid tettere etter min., kanskje tida min-maks. er 9 timer, da er maks-min. 15.

Fig. 3

Jökel-elva Kaldakvísl  
viser typiske døgn-  
variasjoner i vannstanden



Et spesielt flomfenomen er knyttet til jökel-elve, det såkalte "jökulhlaup".

Jökulhlaup kommer av to ting:

- 1) En dalbre går forbi munningen av en isfri sidedal og demmer opp avløpet fra denne. Når vanntrykket blir for stort dermed også oppdriften av isen, gir demningen seg og det oppdemte vann tömmes i løpet av kort tid.
- 2) Vulkansk varmeutstrømning fra breens underlag smelter isen og lager vannmagasiner under isdekket. Smeltevann fra overflaten må også samles i disse magasiner. Før eller senere baner vannet seg vei under breen. Når vannet rinner fram kommer det til syne en ringformet senkning "ketilsig" i breen over lagrings plassen.

Dette gjøres på enkelte faste steder med nogenlunde bestemte mellomrom. Vulkanske utbrudd under isen kan imidlertid hende når som helst medførende et raskt jökulhlaup.

I begge tilfeller begynner flommen langsomt. Når jökulhlaup har nådd maksimum faller vannføringa brått, med andre ord hydrografen har en omvendt karakter av den vanlige ved flombølge fra dambrudd.

### 3. De varme kilder

Island er kjent for varme kilder og geysire og det er rimelig å tro at de tar en stor del av hydrologien. Det gjør de jo men ytterst lite av overflatehydrologien. Utstrømningen av rinnende vann fra de varme kilder utgjør bare ca. 0,3 o/oo av den totale avrinning. Største delen av varmen fra kildene går bort i form av damp.

De varme kilders virkning viser seg tydeligst i sterk kulde om vinteren, da kan de holde bekker og små elver isfrie. I større elver blir varmeeffekten

forsvinnende og åpen råk kan bare holdes et par hundrede meter, ikke å forveksle med linda-elvens istærende evne. Linda-elvens varmemengde er et resultat av nedbørfeltets varmevinst fra sommeren på den ene side og fra grunnfjellets naturlige varmeledning på den annen. De varme kilders ekstra høye temperatur må skyldes at grunnvann, sannsynligvis en relativt liten del av grunnvannet, henter varme ved dyptgående sirkulasjon. Varmemengden som lindaelvene gir vassdragene er av mye høyere størrelsesorden enn den fra de varme kilder.

Det varme vann er et grunnvannsfenomen og i forbindelse med dets benyttelse er foretatt geofysisk forskning for å konstatere temperatur, varmemengde, vannets underjordiske veier, alder og kjemiske sammensetning o.s.v.; jevnfør foredrag av dr. G. Bödvarsson og geofysiker G. Pálmason.

#### 4. Grunnvannet

I et så tynt befolket og nedbørsrikt land som Island har det alltid vært nok med drikkevann. Det fremgår av linda-elvens geologi at de porøse materialer i de postglaciale områder og i avleiringer fra istida innen basalt-traktene har en god filteringssevne. For en islending har det vært helt ukjent ikke å kunne svale sin tørst fra en hvilken som helst elv, også fra de slamførende jökul-elver som er rene i biologisk henseende. I den senere tid har det skjedd en endring her. Vannforbruket öker og det begynner å knipe med vann, samtidig forurenses bekker og elver i tettbygde strök.

Overfloden av vann har medført at vi ikke skjønner den rikdom som grunnvannet er. Ved siden av å utføre grunnvannsmålinger må det være hydrologens oppgave å få folk interessert i bevarelsen av grunnvannet, som ressurs. Som før sagt er studiet av grunnvannet knyttet til benyttelsen av jordvarmen og på andre steder er det utført primære målinger av grunnvannstanden. Jevnför foredrag av geolog Jón Jónsson om grunnvannet nær Reykjavík d.v.s. i landets tettest bebygde område.

#### 5. Menneskelig virksomhet

I et åpent skogfattig land, som Island, har vinden stor makt ved jordoverflaten, den ödelegger lett grasteppet. Det er vanskelig å få noenlunde sikker rede på hvor stor skade vinderosjonen til en hver tid har gjort, men fra landbrukshold blir det antydnet at erosjonen satte inn for alvor for omtrent

200 år siden. Ved gransking av beretninger fra de siste århundre går det fram at oversvømmelser i de store elvene (d.v.s. i Hvítá, Árnassýsla) ikke var så hyppige som i de senere decenni. Det passer nemlig godt med at vegetasjonen og jordsmonnet i nedbørsfeltene har blåst bort på store områder. Det er et åpent spørsmål om den økte vinderosjon skyldes menneskers inngripen, råhogst av skog i gammel tid og senere for sterk beiting, eller om det er en klimadepresjon.

Allerede i 1906 vedtok Alltinget en lov som tok sikte på å sette i gang tiltak for å hindre vinderosjonen. I årenes løp har de gitt gode resultater, men ennå har dog den frie natur overmakten. Ved økning av plantedekket oppnår man minst to ting av hydrologisk interesse, jevnere vannføring og redusert materialtransport i elvene. En annen inngripen har en nesten motsatt hydrologisk virkning, det er tørring av land. Mekaniseringen av landbruket har nemlig muliggjort graving av ca. 12000 km lange og 2,3 m dype kanaler i de siste 20 år og gravingen fortsetter uavbrutt, resulterende i øket avrinning under flom og senkning av grunnvannstanden på områder på tilsammen noen hundrede km<sup>2</sup>, dette foregår i de lavere strøk.

Menneskers største inngripen i vassdragenes daglige vannføring kommer til uttrykk ved bruken av kunstige reservoir knyttet til kraftproduksjonen. I Island er denne beskjedne i nordisk målestokk. De største kraftproduserende elver på syd- og nordlandet, henholdsvis Sog og Laxá, er begge linde-elver, de har også sjøer med stor naturlig reguleringsevne, derfor vil vannføringa nedenfor kraftverkene bli lite affisert. På nord- og vestlandet finnes reguleringer ved små kraftverk som utjevner draga-elvens vannførings-bilder fullstendig. Hittil har jökelelver ikke blitt benyttet.

## 6. Data

I bilaget står noen hydrologiske data som kan være av interesse. Symbolene L, D, J og S står for henholdsvis linda-elv, draga-elv, jökel-elv og sjö. Prosentvise andeler er ikke satt opp for vassdragens blandingsforhold. Symbolet for dominerende elvtype står først, f.eks. D+J+S betyr: drage-elv iblandet jökeltvann og noen sjøer i nedbørsfeltet.

Det spesifikke avløp angis i  $l/s \cdot km^2$

Vannføring angis i  $kl/s$

Vannmengde angis i  $Gl$



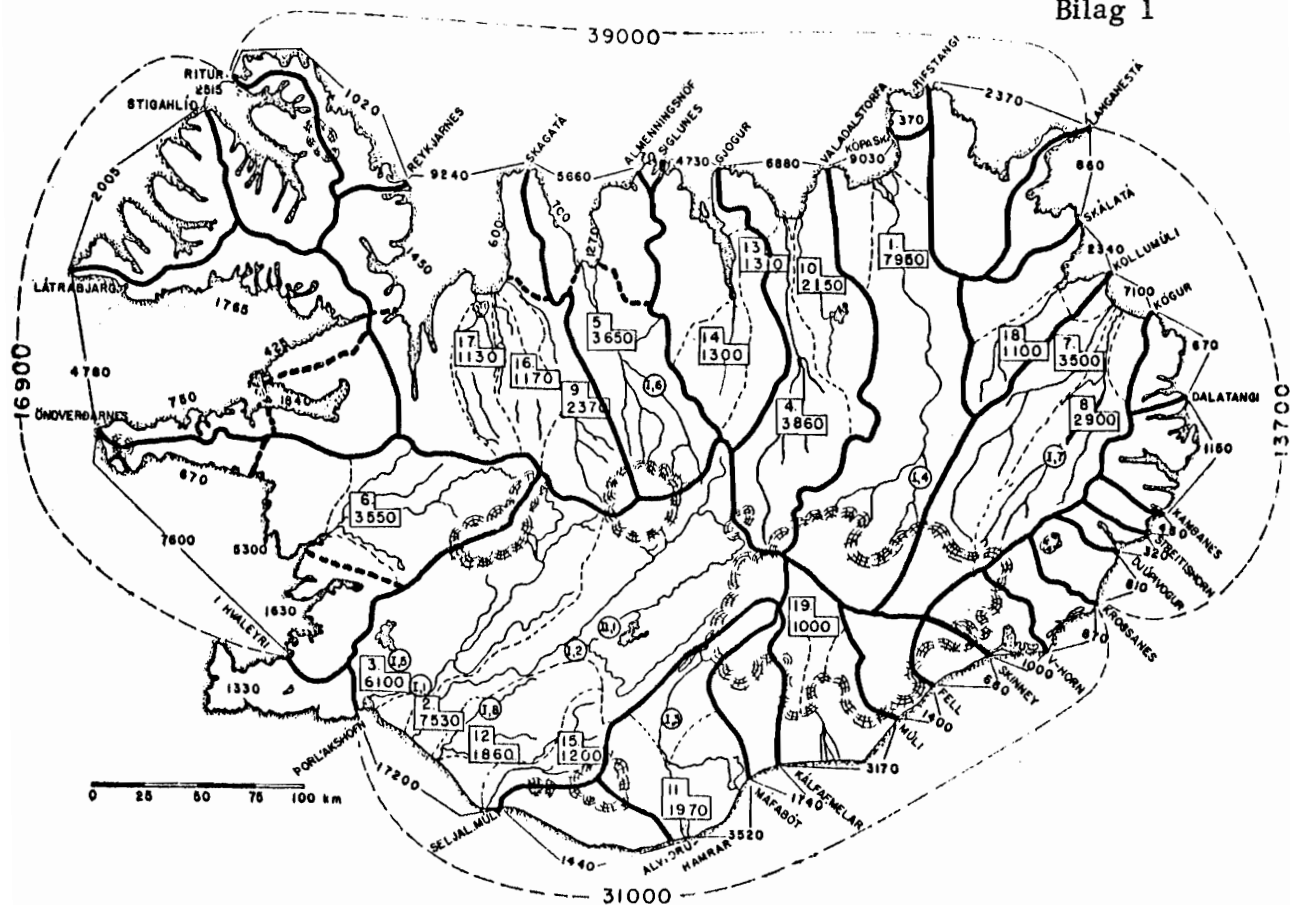


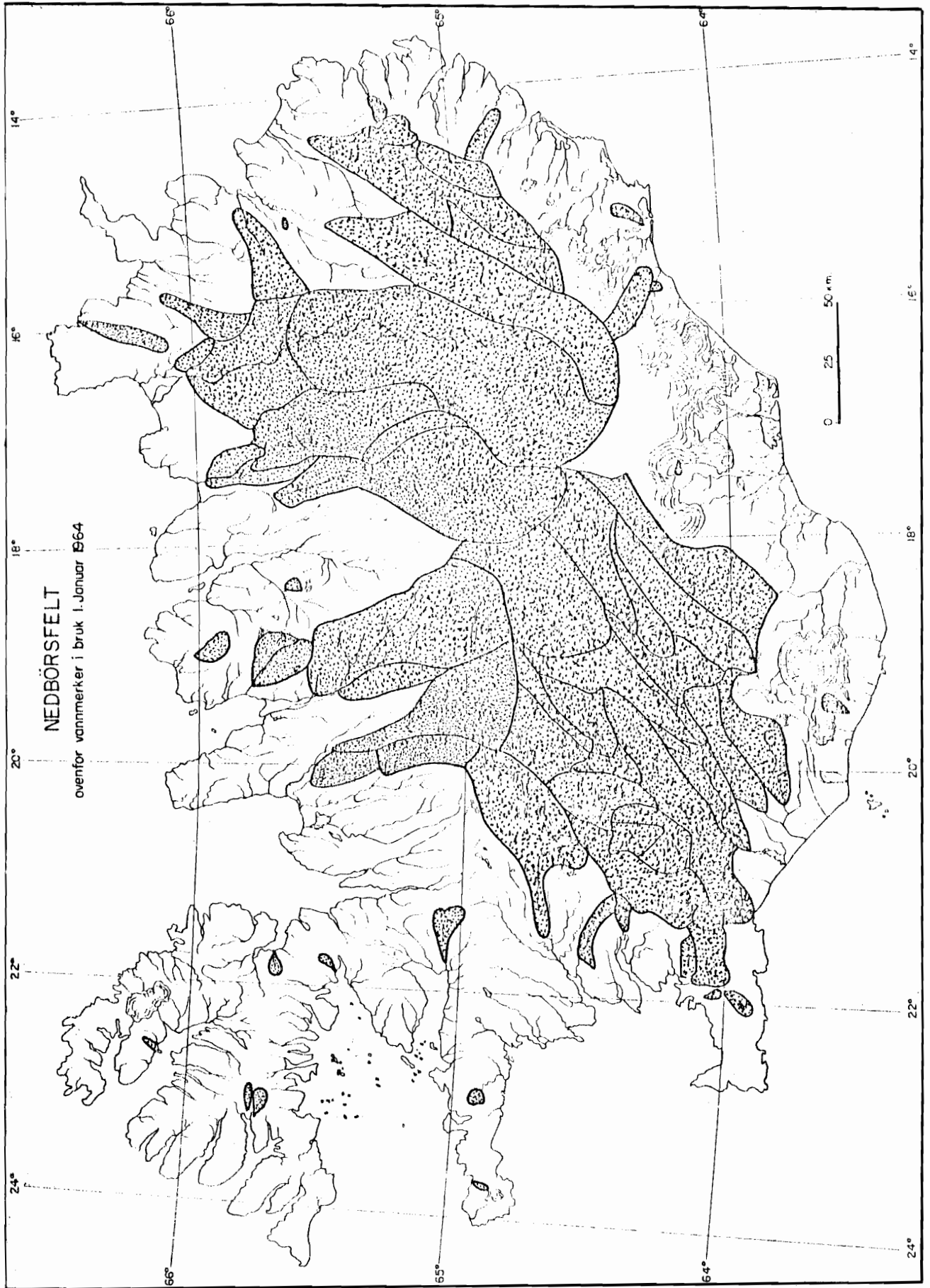
Fig. 4. De viktigste avløpssoner i km<sup>2</sup>

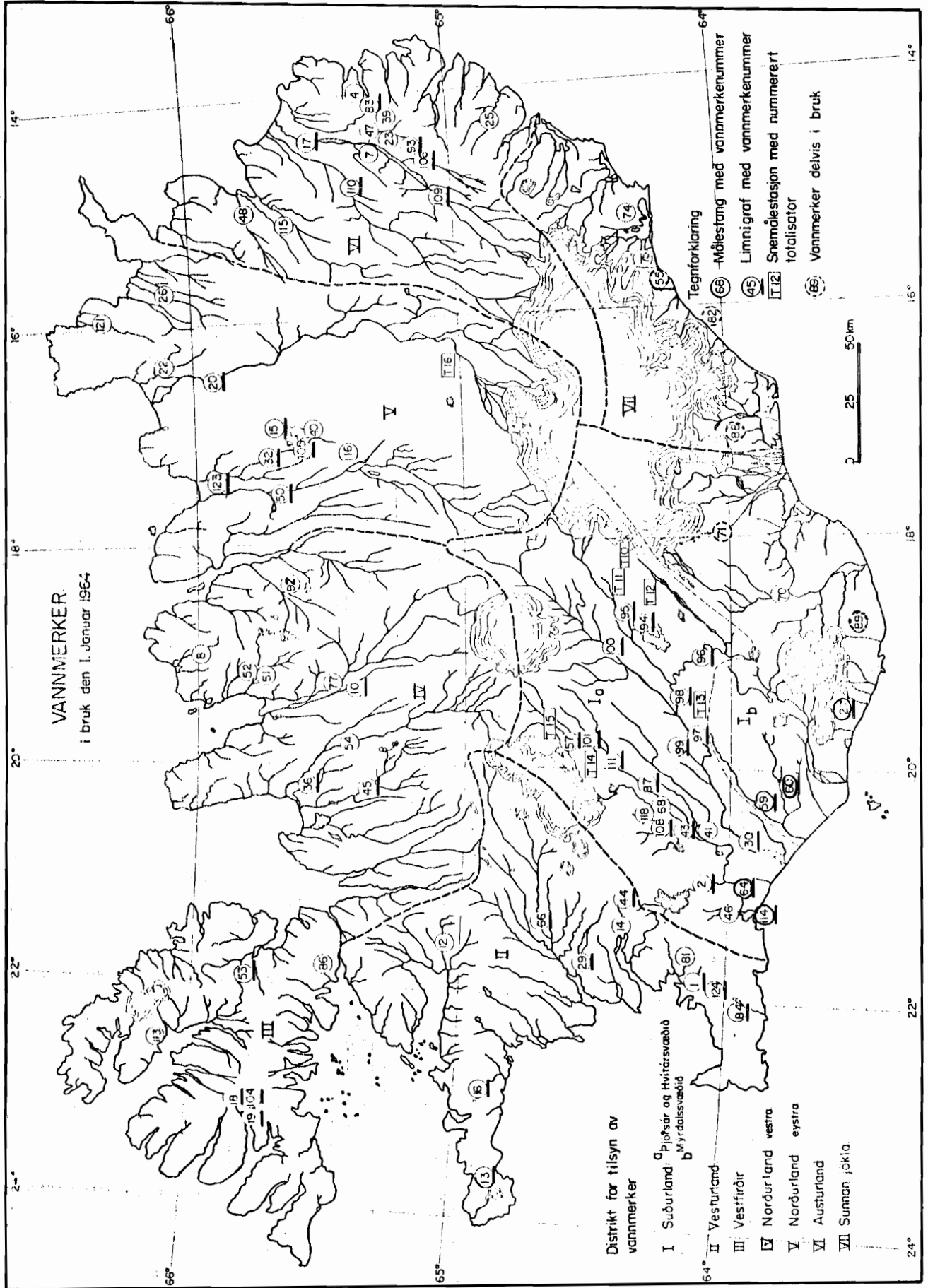
Vassdrag over 1000 km<sup>2</sup> har størrelsesnummer og nedbørfelt i km<sup>2</sup> innrammet på tegningen.

Nr.	Vassdrag	Beliggenhet	Betegnelse	Nedbørfelt i km <sup>2</sup>	Lengde i km	Breenes andel av nedbørfeltet km <sup>2</sup>	%
1.	Jökulsá á Fjöllum	nord	J+L+D	7950	206	1700	21,4
2.	Þjórsá	syd	D+J+L+S	7530	230	1200	15,9
3.	Hvítá - Ölfusá	syd	L+J+S+D	6100	185	690	11,3
4.	Skjálfandafljót	nord	D+L+J+S	3860	178	140	3,6
5.	Héraðsvötn	nord	D+J	3650	130	225	6,2
6.	Hvítá í Borgarfirði	vest	D+L+J+S	3550	117	365	10,3
7.	Jökulsá á Brú	öst	J+D	3500	150	660	18,9
8.	Lagarfljót	öst	S+D+J	2900	140	190	6,6
9.	Blanda	nord	D+J	2370	120	200	8,4
10.	Laxá S.-Þing.	nord	L+S	2150	93	-	-
11.	Kúðafliót	syd	J+L+D	1970	115	420	21,3
12.	Hólsá, Rangárvallas.	syd	L	1860	71	10	0,5
13.	Fnjósá	nord	D	1310	117	-	-
14.	Eyjafjarðará	nord	D	1300	60	-	-
15.	Markarfljót	syd	J+D	1200	100	250	20,8
16.	Hnausákv. (Vatnsdalsá)	nord	D+S	1170	74	-	-
17.	Þjargaós (Víðidalsá)	nord	D+S	1130	69	-	-
18.	Hofsá í Vopnafirði	öst	D	1100	85	-	-
19.	Skeiðará	syd	J	1000	30	975	97,5
<b>BIELVER</b>							
I.2	Tungnaá	syd	J+L+S+D	3470	129	688	19,8
I.3	Skaftá	syd	J+L+S	1375	70	350	25,2
I.4	Kreppa	nord	J	1330	71	730	55,0
I.5	Sog	syd	L+S	1200	53	-	-
I.6	Eystri-Jökulsá	nord	D+J	1200	81	145	21,1
I.7	Jökulsá í Fljótadal	öst	D+J	1050	61	190	18,1
I.8	Ytri-Rangá	syd	L	1000	58	-	-
II 1	Kaldakvísl	syd	J+L	1740	109	460	26,4

INNSJÖER, areal over 10 km<sup>2</sup>

Innsjöens navn	Tilhórer vassdraget:	Höyde m o. h.	Areal km <sup>2</sup>	Störste dyp m	Volum Gl	Middeldyp m	Anmerkning
1. Þingvallavatn	Sog	100,5	83,7	114	2855	34,1	
2. Þórisvatn	Þjórsá	571,0	70,0	109	2900	41,4	
3. Lögurinn	Lagarfljót	20,2	53,0	112	2690	50,7	
4. Mývatn	Laxá, S.-Þing.	278,3	36,5	ca. 4,5	ca. 90	ca. 2,5	ikke ekkoloddet
5. Hvítárvatn	Hvítá, Arness.	421	29,6	84	817	27,6	
6. Hóp	Þjargaós	ca. 1	29				ikke mált
7. Langisjór	Skaftá	660	27	75			under bearbeidelse
8. Grænalón	Súla	500-600	18				bredeint
9. Skorradalavatn	Andakvílsá	57	14,8	48	333	22,5	
10. Apavatn	Brúará	59	14				under bearbeidelse
11. Svínavatn	Efri-Laxá	123	11,8	39	147	12,5	
12. Öskjuvatn	(Jökulsá á Fj.)	1050	10,7	220	1260	118	
13. Höfðavatn	-	ca. 1	10,1	6,4	39	3,9	
14. Kleifarvatn	-	140	10,0	97	290	29,0	





## VANNFÖRING - SPESIFIKKE AVLÖP - VARIGHET

Vi har plukket ut en del elver fra de forskjellige landsdeler etter geografisk beliggenhet i håp om at listen vil orientere om avløpsforholdene og klassifikasjonen av elvene.

MQ, HQ og LQ er henholdsvis gjennomsnittlig-, høyeste- og laveste vannføring.

Mq : den spesifikke avrinning gir en idé om nedbøren.

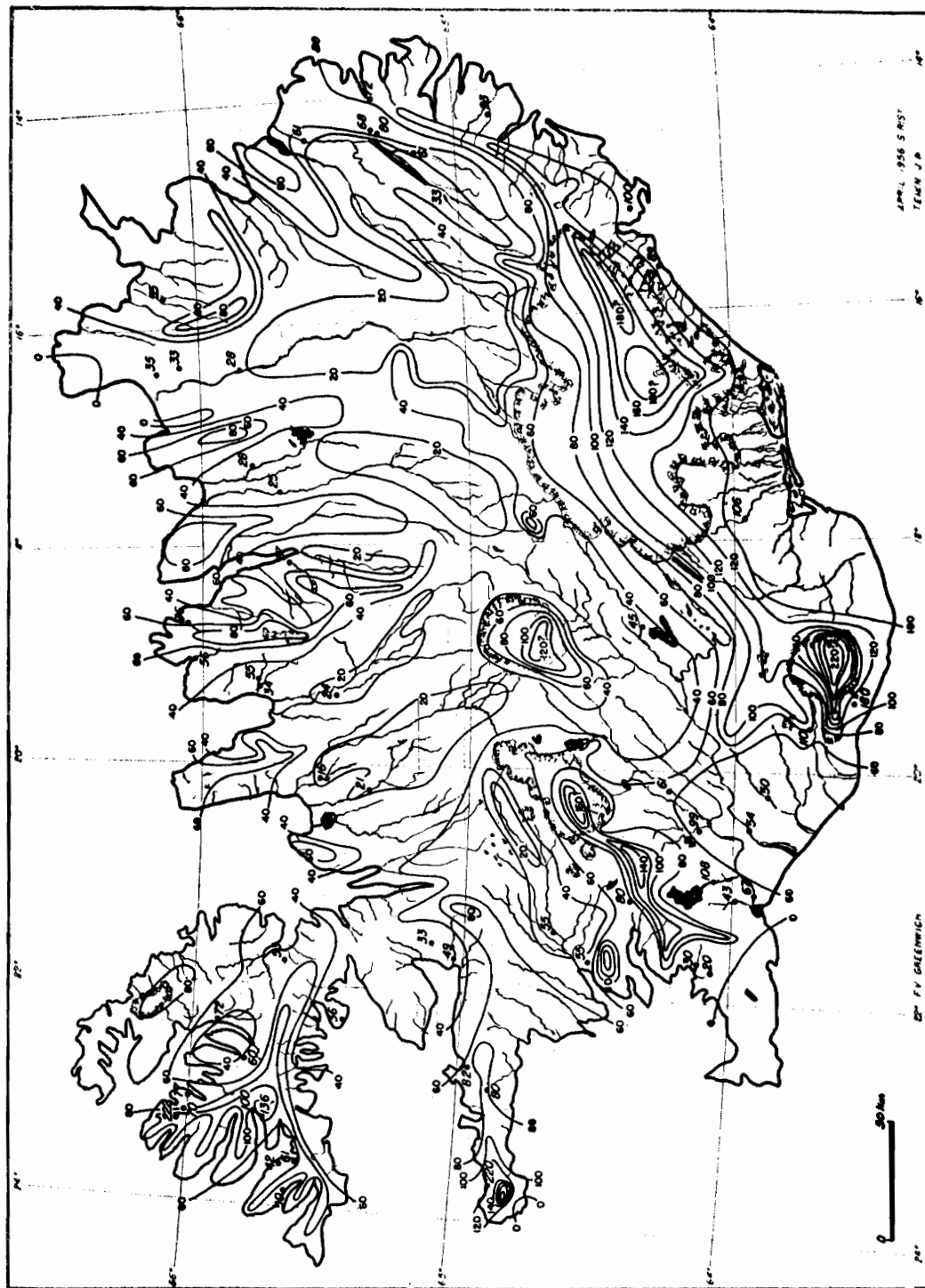
Listens siste del som er utregnet i % av gjennomsnittlig vannføring viser varigheten.

Vann- merke Nr.	Vasdrag Navn	Be- liggen- het	Observa- sjons- tid	Be- tegnelse	Nedbørs- felt km <sup>2</sup>	Vannføring i kl/s			Spesifikke avløp l/s · km <sup>2</sup>		Avløpsvarigheten Q <sub>n</sub> som % av MQ						
						MQ	HQ	LQ	Mq	Hq	Lq	HQ i % av MQ	Q <sub>5</sub>	Q <sub>25</sub>	Q <sub>50</sub>	Q <sub>75</sub>	Q <sub>95</sub>
71	Hverfisfljót, Dal	syd	8	J	330	38	250	2,5	115	757	8	658	330	143	52	19	9
27	Skógá, Skógafoss	"	14	D+L	34	6,2	75	1,0	182	2200	29	1210	164	112	87	62	42
30	Þjórsá, Urriðafoss	"	15	D+J+L+S	7200	394	3500	20*	55	490	3	888	194	116	85	60	42
99	Fossá, Háifoss	"	3	D	125	7,7	228	0,5**	62	1825	4	2960	286	118	66	45	27
94	Þórisós, Væsted	"	3	L+S	330	15,9	33	8,2	48	100	25	207	156	116	96	79	65
64	Hvítá (Ölfusá), Selfoss	"	11	L+J+S+D	5760	392	2200	162	68	382	28	561	159	106	89	77	67
2	Sog, Ljósifoss	"	24	L+S	1050	111	175	73	106	167	70	158	124	109	101	92	83
43	Brúará, Dynjandi	"	12	L+S	670	66	253	41	99	378	61	383	151	113	91	83	77
87	Hvítá, Gullfoss	"	11	D+J+S	2000	122	2000	29	61	1000	14	1640	203	122	85	66	41
66	Hvítá, Borgf. Kljáfoss	vest	10	L+J	1685	93	450	57	55	267	34	484	151	110	97	87	75
16	Strraumfjarðará, Snæfellsn.	"	16	D+S	31	2,4	31	0,3**	77	1000	10	1290	301	125	68	48	27
19	Dynjandi, Arnarfröi	"	7	D+S	36	3,9	34	0,5**	108	944	14	875	210	115	53	32	16
45	Vatnsdalsá, Forsæludal	nord	12	D+S	450	8,9	212	1,9	20	471	4	2380	278	91	71	61	53
10	Svartá, Reykjafoss	"	29	D+S+L	390	9,4	125	5,0	24	320	13	1330	183	99	86	73	62
50	Skjálfandafljót, Goðafoss	"	12	D+J+L	3420	83	640	23	23	180	6	770	208	114	87	60	44
32	Laxá, Brúar	"	16	L+S	1550	43,5	164	31**	28	106	20	377	124	107	100	90	78
20	Jökulsá á Fjöllum, Dettif.	"	22	J+L+D	7000	190	1550	15*	27	221	2	816	245	125	73	59	48
17	Lagarfljót, Lagarfoss	öst	12	D+S+J	2800	155	887	4*	55	317	1	572	252	123	73	45	24
106	Grímsá, Skriðdal	"	16	D	500	27,8	350	1,1**	56	700	2	1260	354	129	55	28	16
74	Laxá í Nesjum	"	8	D	50	4,8	39	0,4**	96	780	8	813	328	116	55	34	22

\* Den lave vannføring må delvis skyldes isens tilstoppelse av elveleiet

\*\* Ved kraftig isdannelse blir elva helt tørrlagt





Kart over gjennomsnittlig avløp i  $l/s \cdot km^2$  (utarbejdet 1956)

Adda Bára Sigfúsdóttir:NEDBÖR OG TEMPERATUR I ISLANDkort orientering med hensyn til de  
hydrologiske forhold

Ved forsök på å danne et noenlunde pålitelig bilde av nedbörforholdene i Island stöter man på store vanskeligheter. Terrenget er i den grad uregelmessig, at selv et forholdsvis tett stasjonsnett neppe kunne gi nedbörkart av önskelig nöyaktighet, og hertil kommer også, at helt inntil de siste årene har nedbörstasjoner vært meget fåtallige. Ved utgangen av 1963 fant det 104 stasjoner som målte nedbör, men så sent som i 1950 var antallet kun halvparten av dette.

Næsten alle stasjonene ligger i lavlandet mens det store innlandsplatå er praktisk talt uten stasjoner. Bare på den nordöstlige del fins det bebyggelse, og her har man de to høyestliggende stasjoner på henholdsvis 385 m og 450 m høyde. Opplysninger om de klimatologiske forhold i de høyere liggende områder er slik ytterst sparsomme. Det hittil største bidraget til forskning av værforholdene i det islandske høyland kommer fra en sveitsisk ekspedisjon som i polaråret 1932-1933 oppholdt seg på Snæfellsjökull\* i 825 m høyde. Ellers har man bare målinger for noen sommermåneder mellom Hofsjökull og Langjökull og ved vestkanten av Vatnajökull. Når det gjelder nedbör har man også en del snömålinger på selve isbreene å holde seg til og nedbörmålinger i totalisatorer som nu står på syv steder i den sydlige del av høylandet.

Tross disse sparsomme opplysninger har man tillatt seg å tegne kart over årsnedbören i Island (Bilag II). Ifölge dette kart kan man i grove trekk inndele landet i fölgende nedbörrområder.

- 1) Den sydöstlige del med over 1600 mm i lavlandet og over 4000 mm på de mest utsatte steder i fjellet.
- 2) Den sydvestlige del med under 1200 mm for største parten av lavlandet og over 3000 mm på de mest utsatte steder i fjellet.
- 3) Fjordene på den nordvestlige halvøy og i Öst-Island, som har årsnedbör på 1000-1400 mm. (Med unntagelse av Ísafjarðardjúp.)
- 4) Nordlandet og det östlige innland med 400-600 mm bortsett fra noen høyere fjellpartier nær nordkysten og i Nordöst-Island, som har mere nedbör.

\* For stedsnavn, se Bilag I

Innenfor alle disse områder fins det selvsagt store orografiske variasjoner i nedbøren. Man har i de siste årene foretatt en undersøkelse av nedbørforholdene i Reykjavik og omegn. Her fremkommer en meget rask økning av nedbør mot fjellene i øst og sydøst. Årsnedbøren på flyplassen ved Reykjavik er 805 mm, 12 km lenger mot sydøst er den vokset til det dobbelte, og i 24 km avstand på 230 m høyde ser den ut til å være noe over 2500 mm. På det sydvestlige lavland har man nu i 4 år operert med forholdsvis tett stasjonsnett. Bilag III viser nedbørfordelingen i dette relativt flate område 1961-1963. Går man her langs kysten finner man et minimumområde med under 1000 mm i den midtre del. Annet minimum fins i de øverste østlige bygder, mens maximum med 1500-1600 mm ligger langs fjellkjeden som begrenser området mot vest.

Andre steder i landet har man ennå ikke hatt anledning til å utføre topografiske nedbørmålinger men det foretas forbedringer av stasjonsnettet fra år til år. Tre stasjoner er nylig opprettet i det meget nedbørrike strøk syd for Vatnajökull, og det ser ut til at den midlere årsnedbør kommer her opp til ca. 3500 mm på en stasjon ved navn Kvísker, som således får den største årsnedbør av alle stasjoner i landet.

Innerst i dalene på Nordlandet og på det forholdsvis flate høyland har man på den annen side funnet den minste årsnedbør i landet 365 mm. Her må det imidlertid bemerkes, at måling av nedbør som faller i form av snø i sterk vind, er meget usikker og disse omstendigheter bevirker sikkert en del lavere nedbørsummer i forhold til den virkelige nedbør på Nordlandet enn på Sydlandet, på grunn av strengere vinter i den førstnevnte landsdel.

Normalt kan man vente, at en del av nedbøren faller som snø i tiden september - mai på fleste steder i landet. I dette tidsrum faller 75-80% årsnedbøren i de vestligste områder. På kyststasjonene i Nordøst-Island får disse måneder minst andel i årsnedbøren eller 60-70%, mens andre landsdeler ligger mellom disse grenser. Det er selvsagt meget vanskelig å holde rede på hvor meget av denne vinter nedbør faller i form av snø, men det kan med sikkerhet påstås, at regnvær kan ventes å forekomme i hvilken som helst vintermåned, hvor som helst i landet. Det kan her nevnes, at den førnevnte sveitsiske ekspedisjon observerte regn på ialt 8 dager i januar 1933. Denne måned karakteriseres riktignok i våre klimatologiske oversikter som mild. Den påfølgende februar var derimot kald, men også her fins det en dag med regn på Snæfellsjökull.

Ser man på nedbördager i januar måned faller de fleste av dem i gruppen "dager med snø", men vinterværet er i den grad ustadigt at ofte faller en vesentlig del av nedbøren også på disse dager som regn eller sludd.

I Reykjavik máles nedbör tre ganger i døgnet, kl. 05, 08 og 17, og her har man ved hjelp av værobservasjoner hver tredje time utført sortering av nedbøren for månedene oktober - april i årene 1949-1960, efter som nedbøren mellom to terminer bestod utelukkende av regn, utelukkende av snö eller var blanding av begge nedbörformer. Tabell I viser inndelingen av nedbör i disse tre grupper.

Tabell I. Nedbör i Reykjavik i tiden oktober - april 1949 - 1960.

	Regn %	Snö %	Blandet nedbör %	Midlere nedbör mm
Oktober	90	4	6	103
November	75	12	13	90
Desember	50	26	24	73
Januar	40	28	32	87
Februar	58	28	14	74
Mars	60	22	18	60
April	77	10	13	58
Oktober-April	65	18	17	545

Her ser man at selv i januarmåned faller for det første 40% av nedbøren som regn, og hertil kommer at 32% faller i såpass ustabil vær, at man innenfor maksimalt 12 times intervall har både fått snövær og regn.

Ser man på den anden side på antall nedbördager i Reykjavik har man her i middel 19 nedbördager i januar og herav 14 dager med snöfall. I det nordöstlige innland, hvor man har mest stabil vintertid, er midlere antall nedbördager i januar 14-16, mens antall dager med snö bare er 1-2 mindre.

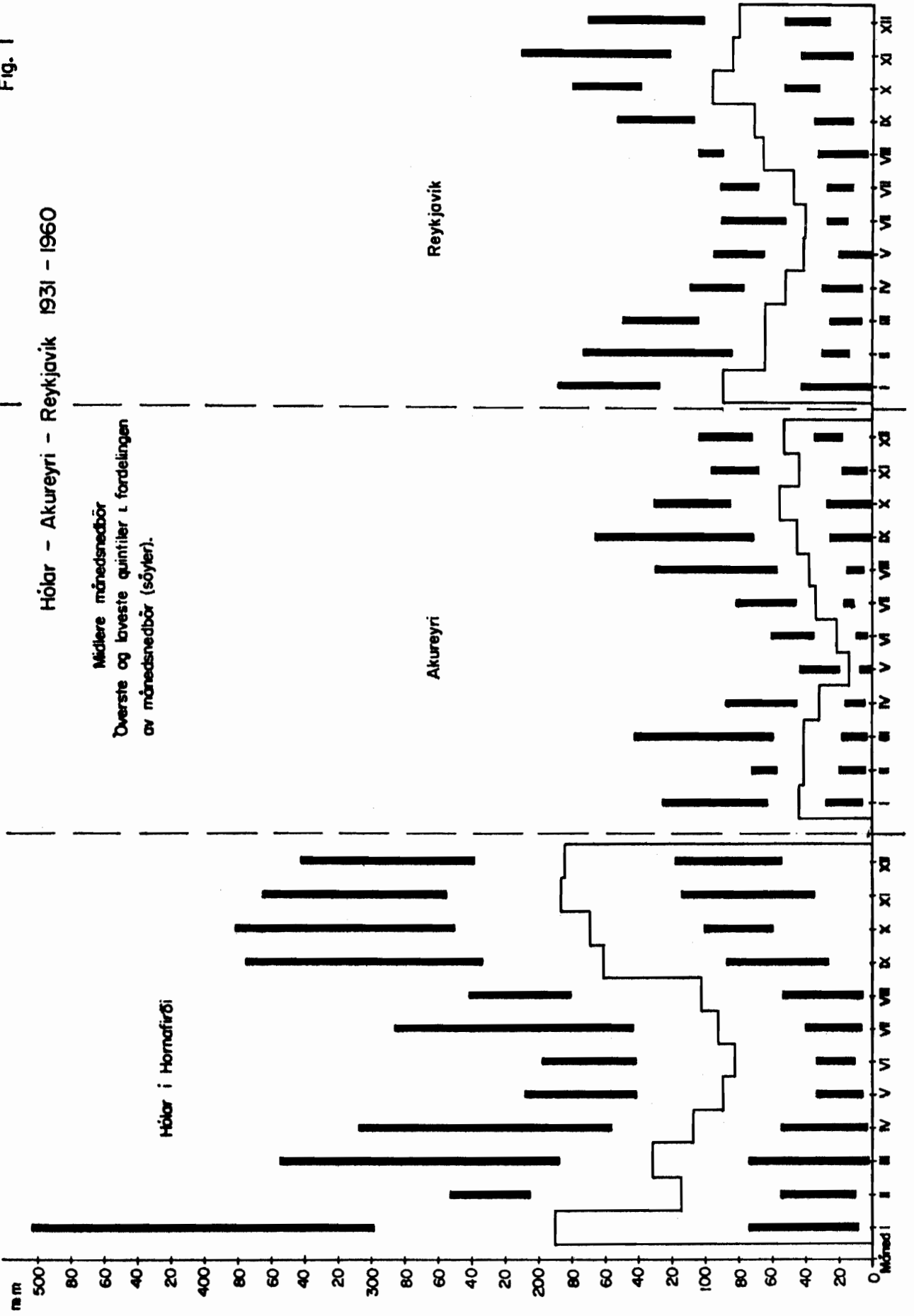
Nedbörfordeling efter måneder: Nedbörnnormal for årene 1931-1960 er blitt beregnet for 42 stasjoner og foreligger i Bilag IV. Av tabellen fremgår, at oktober er den nedbörrieste måned untatt på de östligste stasjoner. Denne måned får 12% av årsnedbøren på stasjonene vest for Fagurhólsmýri i Syd-Island, og vest for Grímsstaðir i Nord-Island. På de östligste stasjoner hvor maximum fordeles i alt vesentlig på månedene august-januar får oktober 11% av årsnedbøren.

På de fleste stasjoner er mai og juni de tørreste måneder. På samtlige stasjoner i Nord-Island (fra Suðureyri til Raufarhöfn) faller minimum i maimåned, som her får 4% av årsnedbøren, mens denne måned får i gjennemsnitt 6% på andre stasjoner i landet.

Fig. I

Hólar - Akureyri - Reykjavík 1931 - 1960

Mídlere mánednsnedbór  
Óverste og laveste quintiler í fordelingun  
af mánednsnedbór (sóyler).





Variasjoner i månedsnedbøren: For tre stasjoner, Reykjavík, Akureyri og Hólar í Hornafirði, som godt representerer de tre hovednedbørområder i landet har man oppstilt quintilfordeling av månedssummer for nedbør 1931-1960. På fig. 1 har man innført grensene for øverste og laveste quintiler samt middelnedbør for de enkelte måneder. Alle disse fordelinger viser stor positiv skjevhet i de nedbørrikere måneder. Det mest utpregede eksempel er Hólar i januar hvor de 6 tørreste måneder dekker et intervall på 65 mm mens de 6 nedbørrikeste strekker sig over 225 mm. De forholdsvis tørre vår- og sommermåneder på Akureyri og Reykjavik viser meget jevnere fordeling. Påfallende liten er variasjonen i den tørre maimåned på Akureyri. Hele variasjonsbredden er her 45 mm og 60% av samtlige maimåneder hadde nedbør mellom 8 og 20 mm.

Diagrammene viser, at alle måneder i tiden januar til august kan ventes å bli meget tørre på alle tre stasjoner, med derimot har ingen måned i denne 30 års periode i tiden september-desember gitt nedbør under 27 mm på Hólar, og her er øvre grense for første quintil i disse måneder 88-119 mm.

Tilsvarende tall for Reykjavik er henholdsvis 13 mm for absolutt tørreste måned og 36-54 mm for øvre grense av første quintil. På Akureyri har en septembarmåned praktisk talt vært uten nedbør (0.3 mm) og de tørreste oktober og november måneder kommer ned til 1-3 mm, mens desember har minst fått 19 mm. Øvre grense for laveste quintil i disse 4 måneder er her 19-46 mm.

Når det gjelder største nedbørsummer pr. måned fremkommer meget stor forskjell på Reykjavik og Akureyri på den ene side og Hólar på den andre side. Største månedsnedbør i tredveårsperioden er 166 mm på Akureyri, 212 mm i Reykjavik og 520 mm på Hólar. På den sistnevnte stasjon fikk man 3 måneder med over 400 mm nedbør, 18 måneder med over 300 mm og 73 med over 200 mm. Reykjavik hadde en måned med nedbør over 200 mm men Akureyri ingen.

De to største månedssummer man kjenner til i Island er 677 mm og 615 mm, og ble målt på Kvísker i januar 1964 og oktober 1963. Den tredje største er på 611 mm, og ble oppnådd i Stóri-Botn i Hvalfirði i november 1958. Den sveitsiske ekspedisjon på Snæfellsjökull målte 549 mm i august 1933 (samtidig ble det målt 101 mm nedbør nede ved kysten), og på Hveradalir ved hovedveien mellom Reykjavik og det sydvestlige lavland fikk man 595 mm i januar og 584 mm i september 1933.

Daglige nedbørmengder: E. Hovmöller, avdelingssjef i den svenske klimaavdeling, har utført en detaljert undersøkelse av daglige nedbørmengder på islandske værstasjoner i årene 1946-1955. Det som her blir sagt om dette emne bygger i alt vesentlig på hans arbeide. De enkelte stasjoner innenfor de forskjellige nedbørområder i landet viser selvsagt varierende fordelinger, men for at gi et bilde av de fordelinger som forekommer kan man betrakte de tall man får i den tørreste landsdel på den ene side og den nedbørrikeste på den andre side.

Tabell II. Fordeling av 24-times nedbørmengder 1946-1955

		Antall døgn i % av samtlige døgn	
		De sydøstlige områder	Nordlandet
Nedbör	≥ 0,1	50-60	35-50
	≥ 1,0	40-50	20-30
	≥ 5,0	20-30	6-10
	≥ 10,0	10-20	2-5
	≥ 20,0	3-12	1/2-1

For dager med nedbör ≥ 40,0 mm kommer man opp til 2% på stasjonene i Sydöst-Island mens alle andre har her forholdstall under 1%.

Den absolutt største nedbör pr. 24 timer man kjenner til ble målt i Vík, en stasjon syd for Mýrdalsjökull, i desember 1926 og var på 215,8 mm. Nærmest denne rekord kommer 184,6 mm på Stóri-Botn i Hvalfirði i november 1958. I juli 1960 varte et usedvanlig intensivt regnvær i to døgn i et begrenset område syd for Vatnajökull. På Fagurhólsmýri målte man da 118,1 mm den 4/7 og 121,5 mm neste morgen. Nedbørmengder på ≥ 100 mm pr. 24 timer er ellers sjeldne.

I tabell III ser man største nedbör pr. 24 timer på noen stasjoner som hadde fullstendig obserasjonsrekke i årene 1931-1960.

Tabell III. Største nedbör (mm) pr. 24 timer 1931-1960.

	Jan.	Feb.	Mars	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Des.
Reykjavík	36	40	57	22	19	30	31	35	49	37	44	55
Suðureyri	60	53	59	59	36	36	52	71	64	75	54	65
Akureyri	17	21	27	16	24	19	27	52	92	30	27	33
Teigarhorn	78	110	48	46	52	67	68	68	72	84	62	62
Hólar	134	107	78	90	106	84	61	56	122	100	106	92
Vík	64	78	49	68	78	92	75	93	150	77	139	76
Hæll	36	67	68	38	32	32	59	42	44	54	55	46

På alle disse stasjoner har man fått de største nedbørmengder i tidsrummet september - mars. I denne sammenheng er det verdt å poengtere, at storflom kan ventes å forekomme når som helst i vintertiden, og at de værste flomsituasjoner ikke har vært forbundet med den største nedbør. Her har markens beskaffenhet og snøsmelting spilt den avgjørende rolle.

Den årlige variasjon av 24 timers nedbør gjenspeiles også i tabell IV.

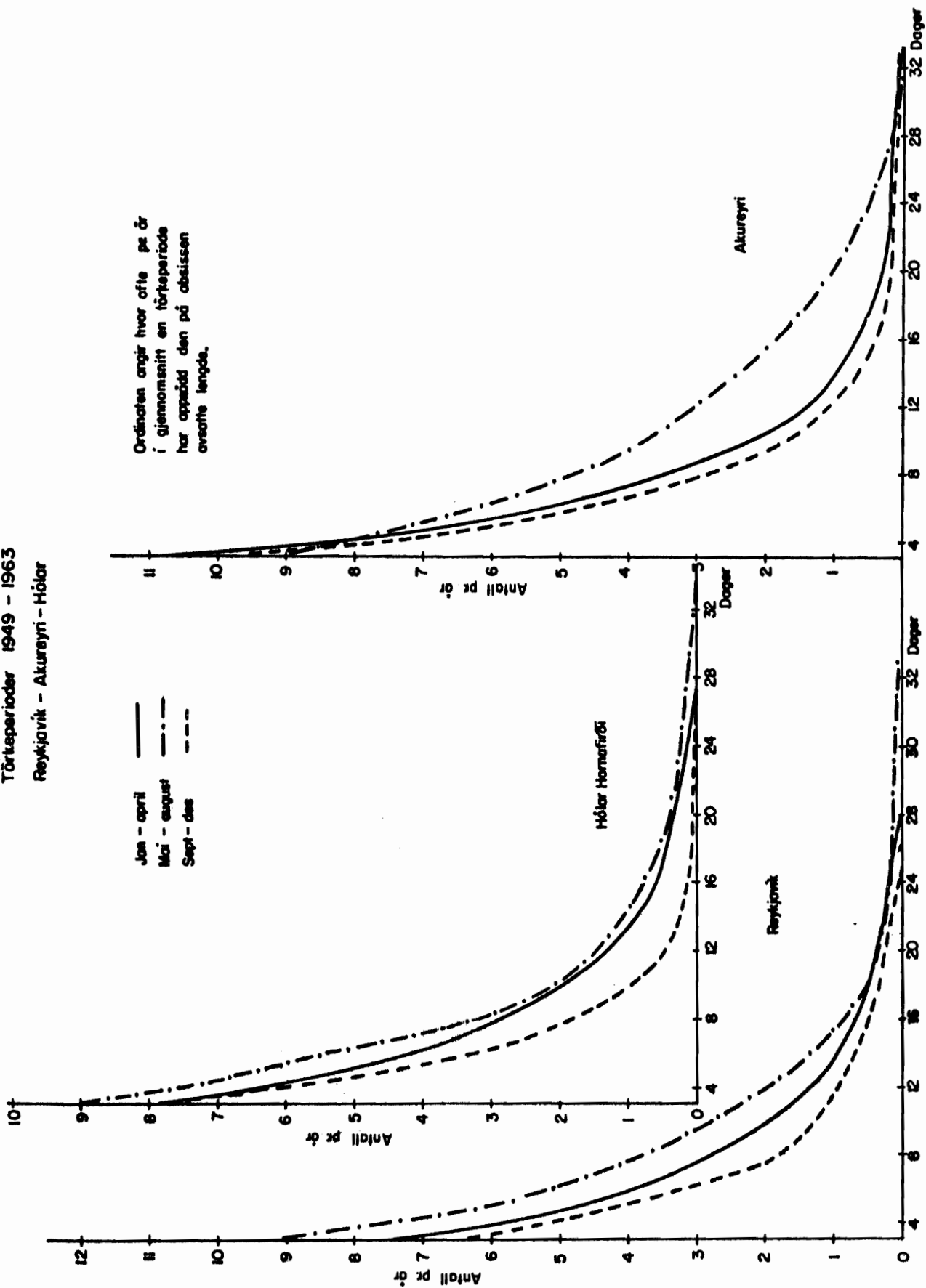
Tabell IV. Hyppighet av døgn med nedbør  $\geq 1,0$  mm og  $\geq 5,0$  mm i % av samtlige døgn 1946-1955.

Nedbør $\geq 5$ mm	Jan.	Mars	Mai	Juli	Sept.	Nov.
Reykjavík	23,5	15,8	7,4	13,6	11,3	15,0
Suðureyri	23,9	20,6	6,1	11,3	22,3	21,3
Kjörvogur	7,7	7,1	5,2	11,6	21,0	12,3
Akureyri	9,7	11,6	1,9	7,1	12,7	7,7
Dalatangi	27,1	13,9	11,0	18,1	26,3	28,7
Hólar	40,3	21,0	10,3	18,4	23,0	28,7
Hæll	19,0	21,0	12,6	23,9	18,3	18,0
Nedbør $\geq 1$ mm						
Reykjavík	56,8	39,4	29,7	39,0	37,3	38,7
Suðureyri	53,2	48,1	23,5	29,4	40,7	49,3
Kjörvogur	26,8	32,3	14,8	30,6	46,7	34,7
Akureyri	34,2	26,5	13,9	21,9	33,0	33,0
Dalatangi	48,7	36,8	28,4	33,6	45,0	55,8
Hólar	48,4	37,7	28,7	39,4	39,9	44,7
Hæll	44,7	40,3	27,7	45,5	38,3	37,3

Den årlige variasjon av hyppigheten av nedbør  $\geq 5$  mm er her minst eller 11% for innlandsstasjonene Akureyri og Hæll, hvor man forholdsvis ofte får kraftige sommerbyger. På Hæll får man til og med den største hyppighet i juli mens de andre stasjonene har maximum i høst eller vintertiden. Hólar, som har utpreget maximum i januar, utmerker seg ved årlig amplitude på 30%, mens de resterende stasjoner, som alle er kyststasjoner, har 16-18%. Fordelingen av dager med  $\geq 1$  mm går stort sett i samme retning men her er variasjonen større for alle stasjoner unntatt Hólar som nu kommer i gruppe med Hæll og Akureyri med årsamplitude på 18-20%, mens de andre stasjoner ligger på 27-32%.

Fig. 2

Törtkeperioder 1949 - 1963  
 Reykjavík - Akureyri - Hólar



Tørkeperioder: For stasjonene Hólar, Reykjavik og Akureyri har man undersøkt varigheten av tørkeperioder i årene 1949-1963. Lengden av en tørkeperiode ble målt ved antall påhinanden følgende dager med nedbør  $< 1$  mm. Opptellingen ble foretatt månedsvis. Hvis en tørkeperiode strakte seg over månedsskille ble den tilskrevet den måned som flertallet av dagene tilhørte.

Tabell V. Antall tørkeperioder 1949 - 1963

Lengde	Reykjavik	Akureyri	Hólar
$\geq 10$ dager	91	109	78
$\geq 15$	36	51	21
$\geq 20$	14	25	12
$\geq 25$	4	9	6
$\geq 30$	2	3	1
$\geq 35$	1	0	0

Tabell V viser summarisk resultat av opptellingen for året som helhet. Akureyri får her fleste perioder innenfor alle grupper opp til 30 dagers lengde, men den absolutt lengste periode på 36 dager inntraff i Reykjavik sommeren 1956.

Undersøkelse av de enkelte måneder viser at langvarige tørkeperioder er hyppigst om sommeren på alle stasjonene men ellers er variasjonen fra måned til måned temmelig uregelmessig. Man får imidlertid frem de karakteristiske trekk i den årlige variasjon ved å gruppere materialet i 3 grupper på 4 måneder. Fig. 2 viser hvordan tørkeperiodene fordeles etter lengde og årstid på disse 3 stasjoner.

Akureyri utmerker seg ved størst forskjell mellom sommer og vinter mens det ikke er særlig stor forskjell på de 4 første og 4 siste måneder i året. På Hólar forekommer langvarig tørke sjelden i tiden september - desember, mens variasjonen innenfor de første åtte måneder av året er liten. For Reykjavik ligger september - desember en del lavere enn januar - april når det gjelder de middels lange perioder på 6-14 dager, mens den årlige variasjon blir ytterst liten når man er kommet opp til 19 dages lengde.

Sammenligner man stasjonene på enkelte punkter ser man f.eks. at tørke på minst 15 dager har i middel forekommet 2 ganger hver sommer på Akureyri men 1 gang på de to andre stasjoner. Ser man på tiden september - desember har tørkeperiode av denne lengde ialt forekommet 3 ganger på disse 15 år på Hólar men henholdsvis 9 og 8 ganger i Reykjavik og Akureyri. De 4 første måneder av året viser meget jevnere resultat eller 13 tilfeller for Reykjavik og Akureyri og 9 tilfeller for Hólar.

Betrakter man den grense som gjennomsnittlig er blitt oppnådd hvert annet år så ligger den høyest for Akureyri om sommeren eller på 24 dager. Lavest faller den for Hólar om høsten og i den tidlige vintertid hvor man finner 12 dager, men her har Reykjavik 17-18 dager for alle gruppene.

Samtidig med denne undersøkelse gjorde man en optelling av dager med nedbør  $\geq 1$  mm. Denne optelling er her av mindre interesse men det kan nevnes at i alt forekom det henholdsvis 20 og 22 perioder med nedbør  $\geq 1$  mm hver dag i 10 dager eller mer, i Reykjavik og på Hólar. Med en unntagelse inntraff alle disse nedbørperioder i tiden september - mars, og til tross for årstiden kan man påstå, at her har det for det meste dreiet seg om regn og ikke om snøvær. På Akureyri forekom 10 dages regnvær bare en gang.

Den lengste regnværperiode, som inntraff i disse 15 år, var på 21 dager og fant sted i Reykjavik i november 1958.

Av stor interesse ville være å gjøre nærmere statistisk utredning for sannsynligheten av meget langvarig tørke men dette arbeidet er ennå ikke utført.

### Temperaturforhold

Temperaturen og da særlig den forholdsvis høye og meget variable vintertemperatur er av stor betydning for de hydrologiske forhold i landet.

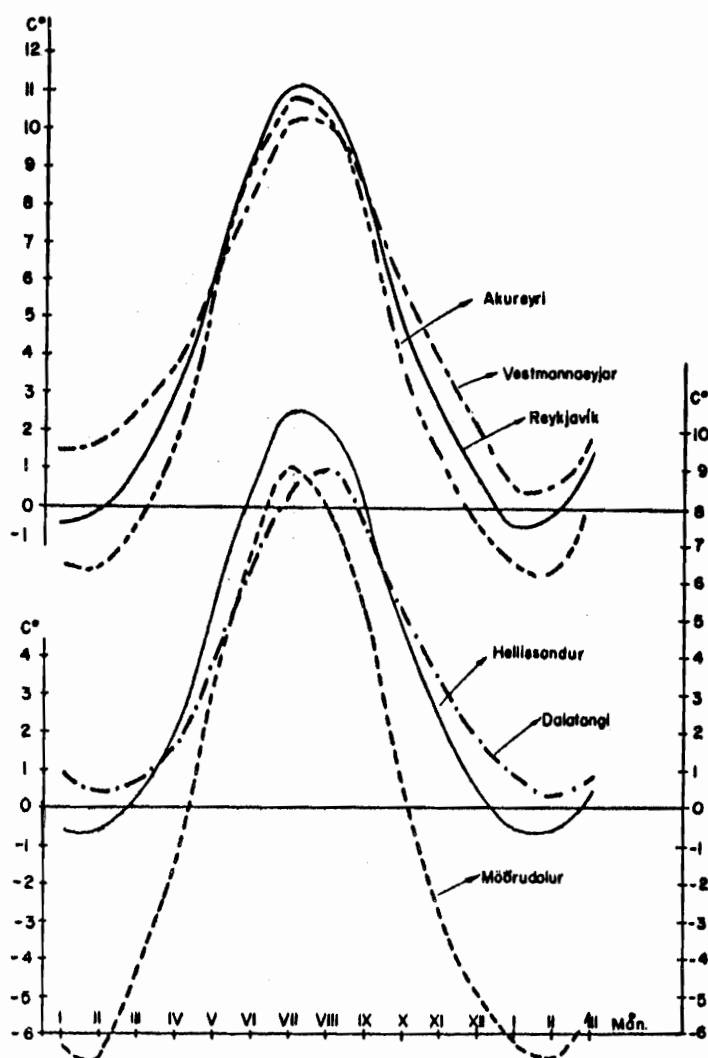
I den sydlige og sydvestlige del av landet er januar den koldeste måned i året med middeltemperatur fra ca.  $1^{\circ}$  på de sydligste kyststasjoner til  $-2^{\circ}$  på høyeste innlandsstasjoner. I andre landsdeler ble februar den koldeste måned i normalperioden 1931-1960, men forskjellen på januar og februar er liten. Langs kysten varierer middeltemperaturen fra  $0^{\circ}$  til  $-1^{\circ}$ , mens de høyeste stasjoner i Nordöst-Island kommer ned til temperaturer mellom  $-4$  og  $-6 \frac{1}{2}$ . Som for nedbøren mangler man her målinger fra innlandsplatået men der kan man regne med middeltemperaturer mellom  $-6$  og  $-8$  på store områder.

På noen av de ytterste kyststasjoner i nord og øst blir august den varmeste måned med middeltemperaturer fra  $8^{\circ}$  til  $9 \frac{1}{2}^{\circ}$ , men ellers er juli varmest med  $10^{\circ}$ - $12^{\circ}$ .

Fig. 3 viser temperaturen efter måneder på noen stasjoner. Möðrudalur i Nordöst-Island har den største årlige amplitude på  $15,6^{\circ}$  mens Dalatangi på østkysten viser minst årlig variasjon, kun  $9,3^{\circ}$ . Som illustrasjon av forskjellen mellom øst- og vestkyst har man inntegnet temperaturen på Hellissandur, en kyststasjon nord for Snæfellsjökull på omtrent samme bredde

MÅNEDSMIDDEL-  
TEMPERATURER  
1931 - 1960

Fig. 3



som Dalatangi. Vestmannaeyjar viser typiske oseaniske forhold, Reykjavik og Akureyri representerer de tettest bebyggede strök i henholdsvis Syd- og Nord-Island.

Variasjonen om normaltemperaturen er temmelig stor, særlig om vinteren. Man har ikke utført noen statistisk undersökelse av denne variasjon men tabell VI viser ekstremene på to stasjoner for perioden 1931-1960.

Tabell VI. Ekstreme månedsmiddeltemperaturer 1931-1960

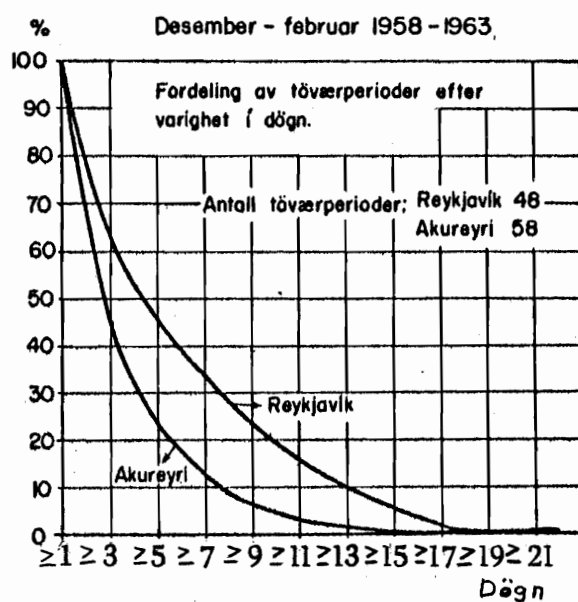
		Jan.	Feb.	Mars	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Des.
Reykjavik	varmest	3,6	5,2	3,9	5,6	8,9	10,9	12,5	12,1	11,5	7,7	6,3	4,4
	koldest	-3,8	-3,5	-3,0	-0,0	3,9	8,3	10,0	9,3	6,1	2,2	-0,1	-2,6
Akureyri	varmest	3,2	5,0	3,4	5,1	9,5	12,6	13,3	13,2	11,6	7,9	4,8	3,7
	koldest	-6,0	-5,9	-5,6	-2,1	1,9	5,9	8,8	6,7	4,1	0,9	-2,0	-4,3



For Reykjavik blir forskjellen mellom varmeste og koldeste år i tiden juni til august  $2,5^{\circ}$  -  $2,8^{\circ}$ , men for månedene desember - mars er denne differens  $6,9^{\circ}$  -  $8,7^{\circ}$ . For Akureyri er svingningene større både sommer og vinter. Her har variasjonen vært minst i juli  $4,5^{\circ}$ , og størst i tiden januar - mars  $9,0$  -  $10,9^{\circ}$ .

Tövær: Stadig vekslende tövær og frost samt sterk vind karakteriserer den islandske vinter. For å skaffe seg et innblikk i disse forhold kan man studere dager med middeltemperatur  $\geq 0,00$  i tiden desember - mars i Reykjavik og Akureyri. Tar man for seg årene 1958-1963 viser det seg at 44% av alle døgn på Akureyri hadde positiv middeltemperatur i månedene desember - februar og i mars falt 55% i denne gruppe. Tilsvarende tall for Reykjavik er henholdsvis 58% og 70%.

Fig. 4



Diagrammene i Fig. 4 viser hvorledes disse dager fordeles på töværperioder av varierende lengde i tiden desember - februar. På Akureyri dominerer de meget kortvarige töværperioder. Her varer töværet hyppigst bare 1 eller 2 dager, 55% av alle tövær faller i denne gruppe, mens kun 5% tilhører töværperioder av 10 dagers lengde eller mer. Tilsvarende tall for Reykjavik, som har mildere klima, er 36% og 20%. Denne 5 års periode er selvsagt for kort til å gi pekepinn om

de ekstremer man kan vente å få, men de lengste töværperioder i dette tidsrum var på 20 dager i Reykjavik og 22 dager på Akureyri. I mars måned er middeltemperaturen i Reykjavik blitt positiv ( $1,5^{\circ}$ ) og i 3 av 5 år har man hatt tövær i mer enn 23 dager. På Akureyri hvor månedsmidlet nærmer seg  $0^{\circ}$  ( $-0,3$ ) har halvparten av töværperiodene lengde av 7 dager eller mer.

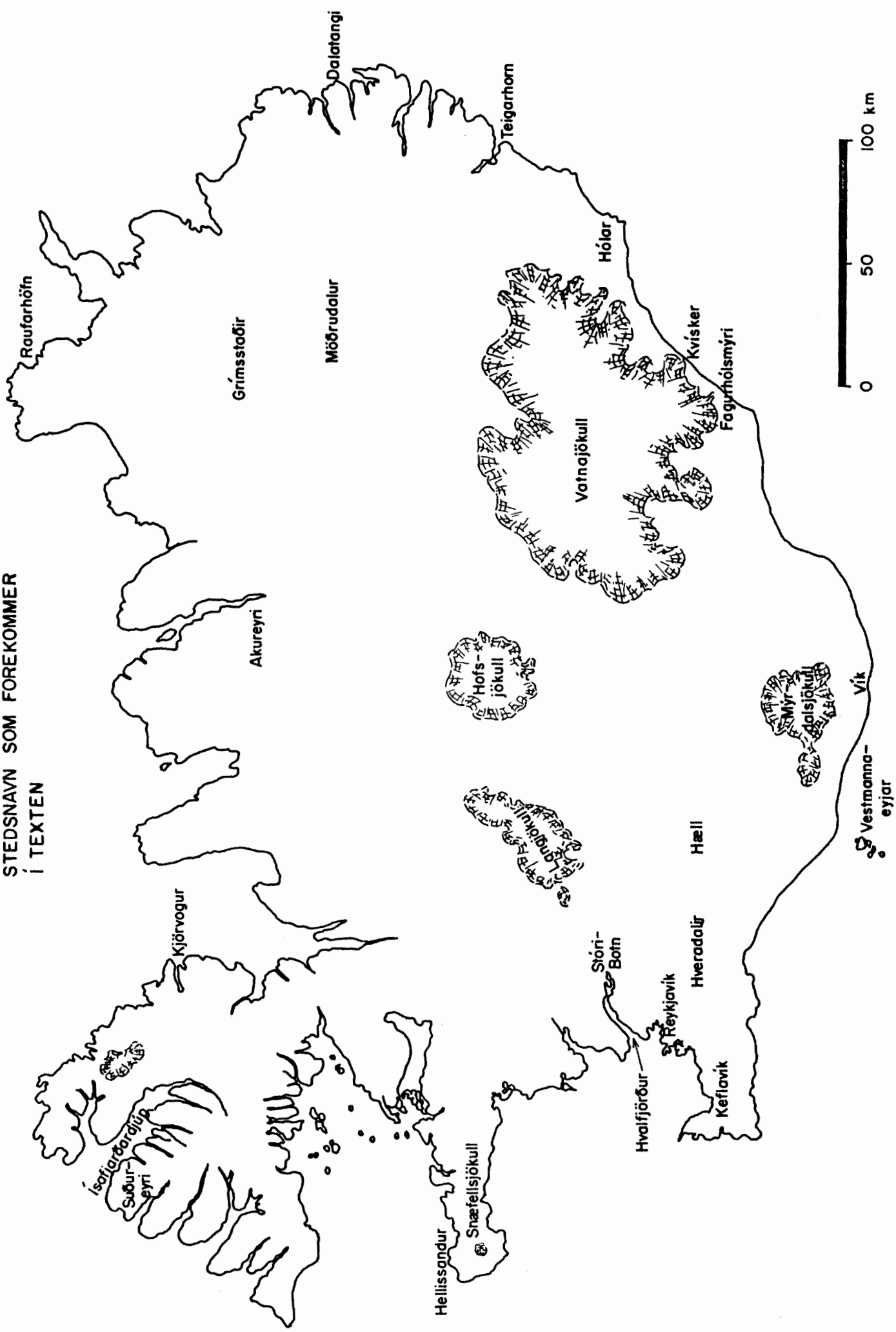
Et godt mål for töværenes varme har man i antall graddager over  $0^{\circ}$ . Man har imidlertid ikke beregnet graddager i Reykjavik eller Akureyri, men en av meteorologene ved den islandske værtjeneste, Jónas Jakobsson, har beregnet midlere antall graddager i varierende høyde over Keflavik flyplass for 10 års perioden 1954-1963. Tabell VII gir hans resultater.

Tabell VII. Midlere antall graddager ifølge sonderinger over Keflavik flyplass 1954-1963.

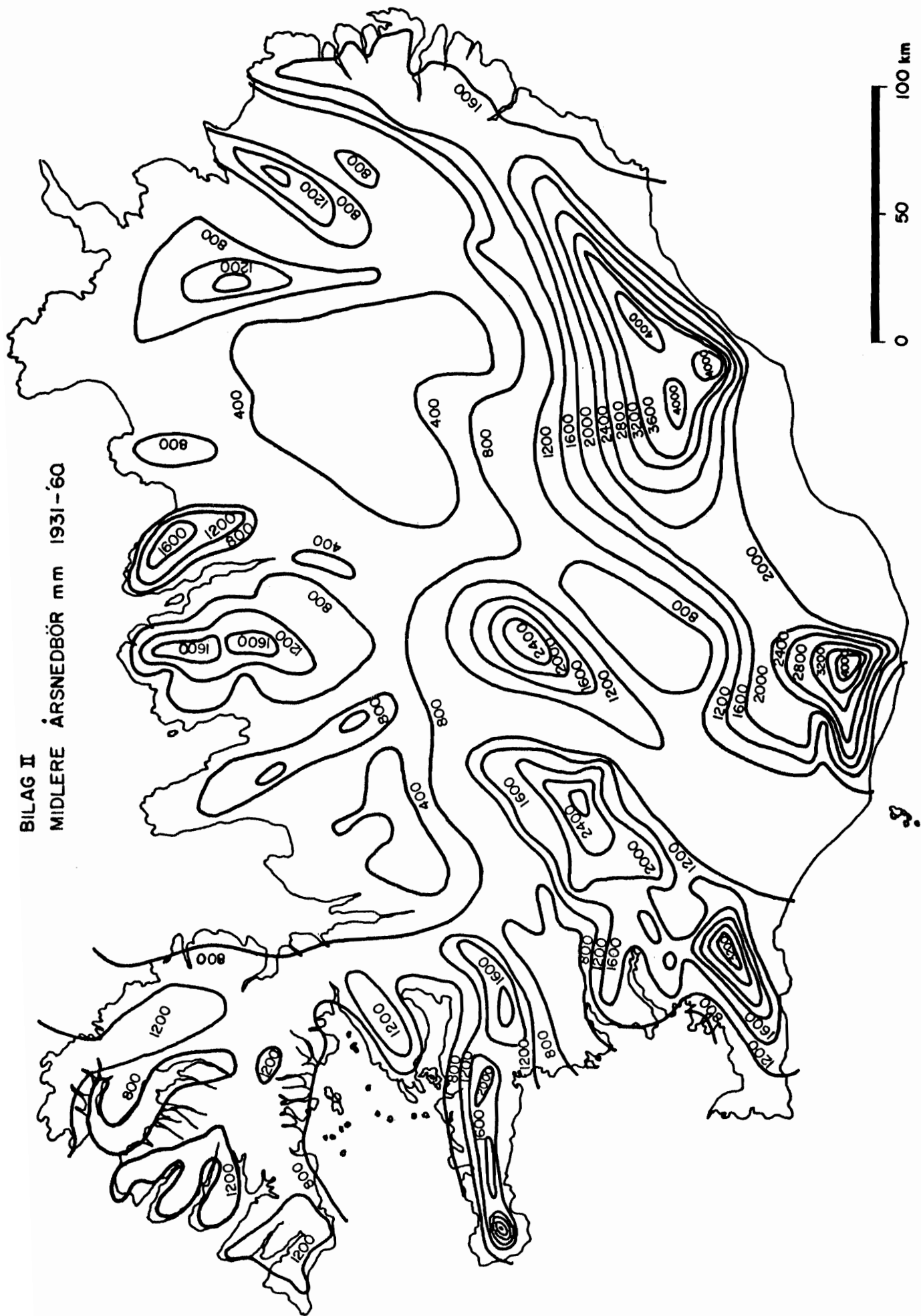
Höyde	Jan.	Feb.	Mars	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Des.
Ved bakken 49 m	58	53	93	132	200	271	334	319	247	174	105	60
500 "	28	23	43	64	106	174	232	217	159	100	62	27
1000 "	9	8	11	21	44	94	151	131	83	40	24	7
1500 "	2	3	4	6	21	48	83	62	39	18	9	2
2000 "	1/2	1 1/2	2	2	8	23	37	21	19	8	4 1/2	

Daglige temperatursvingninger: Undersöker man de midlere daglige svingninger i temperaturen får man frem at i desember og januar er den daglige amplitude ganske nær ved 0, men om sommeren kommer den opp til 2°, og fremkaller da regelmessig pulsering i breelvenes vannføring. Mangelen på regelmessig daglig variasjon i vintertiden betyr selvsagt ikke, at man ikke har store daglige variasjoner i denne årstid, men gir kun uttrykk for at disse variasjoner er forbundet ved adveksjoner av varme eller kolde luftmasser. Disse adveksjoner kan ofte være meget kraftige og forårsaker da store temperaturendringer på kort tid. De fleste virkelig store temperatursprang skjer om vinteren, men som et ekstremt tilfelle kan man nevne, at i Reykjavik var temperaturen 6,8° den 9 april 1963 kl. 11 men kl. 20 samme dag -6,4, og nattens minimum temperatur falt ned til -10,7. På to døgn fra kl. 8 den 9. til kl. 8 den 11. falt temperaturen 20,1°.

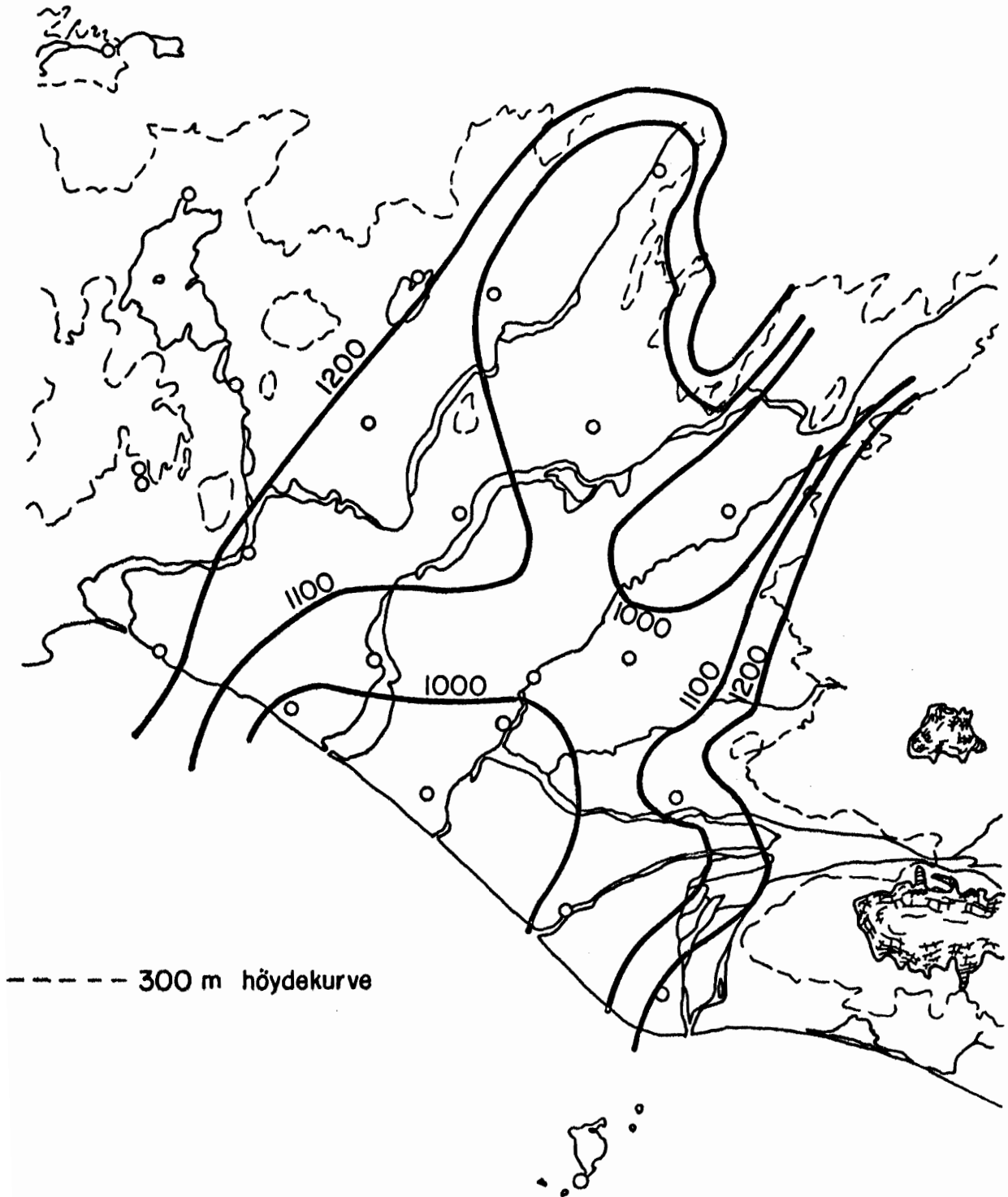
BILAG I  
STEDSNAVN SOM FOREKOMMER  
Í TEXTEN



BILAG II  
MIDLERE ÅRSNEDBÖR mm 1931-60



BILAG III  
SUDURLANDSUNDIRLENDI  
Mídlere ársneðbör 1961-1963



BILAG IV  
MIDLERE NEDBÖR I MM  
1931-1960

Stöð	Jan.	Febr.	Marz	Apríl	Mai	Júni	Júli	Ágúst	Sept.	Okt.	Nóv.	Des.	Ár
Reykjavík . . . . .	90	65	65	53	42	41	48	66	72	97	85	81	805
Ellifaárstöð . . . . .	100	71	76	60	48	43	49	66	74	113	101	93	896
Siðumúli . . . . .	60	58	57	52	38	45	52	65	73	88	72	60	720
Arnarstapi . . . . .	135	112	105	104	90	93	88	101	140	161	158	125	1412
Hellissandur . . . . .	95	74	72	61	51	43	44	55	93	107	106	85	886
Stykkishólmur . . . . .	83	72	66	47	37	38	36	50	76	87	89	77	758
Reykhólar . . . . .	68	59	55	43	35	36	38	50	71	78	72	65	670
Lambavatn . . . . .	91	74	77	57	56	55	57	75	108	117	107	94	968
Kvígindisdalur . . . . .	132	107	113	86	71	63	61	97	159	168	156	137	1350
Suðureyri . . . . .	107	102	83	64	40	43	44	73	124	151	128	123	1082
Hornbjargsvíti . . . . .	96	84	94	70	56	66	105	135	158	137	122	118	1241
Kjörvogur . . . . .	56	49	56	43	35	48	63	89	99	93	75	68	774
Hlaðhamar . . . . .	38	36	37	34	22	31	40	50	58	65	50	43	504
Blönduós . . . . .	34	35	35	32	22	31	42	48	57	60	40	42	478
Nautabú . . . . .	35	34	35	33	21	33	39	45	52	53	36	38	454
Skriðuland . . . . .	41	35	34	33	19	28	42	44	55	59	43	45	478
Siglunes . . . . .	34	33	40	38	23	44	63	79	82	78	50	46	610
Akureyri . . . . .	45	42	42	32	15	22	35	39	46	57	45	54	474
Sandur . . . . .	27	26	24	25	19	33	41	55	70	71	46	40	477
Húsavík . . . . .	33	30	26	27	20	37	48	62	65	84	50	49	531
Reykjahlíð . . . . .	31	27	25	27	19	26	42	41	41	46	33	34	392
Grimsstaðir . . . . .	26	26	21	21	15	28	49	49	43	34	26	23	366
Raufarhöfn . . . . .	43	37	35	38	22	39	62	73	86	80	50	53	618
Þorvaldsstaðir . . . . .	30	24	24	29	25	33	62	69	64	61	50	42	513
Fagriðalur . . . . .	50	33	35	42	46	53	105	116	105	94	83	68	830
Hof . . . . .	36	33	27	33	27	33	67	71	66	63	60	52	573
Hallormsstaður . . . . .	91	56	38	35	22	29	53	49	59	66	78	88	664
Dalatangi . . . . .	113	76	74	84	69	82	132	132	154	154	138	138	1346
Telgarhorn . . . . .	138	97	96	82	74	70	87	100	136	143	127	143	1293
Hólar í Hornafirði . . . . .	191	115	132	108	90	83	93	116	162	170	187	185	1632
Fagurhólsmýri . . . . .	166	122	152	120	116	110	105	137	182	187	176	188	1761
Kirkjubæjarklaustur . . . . .	147	112	135	110	108	127	123	156	175	188	174	170	1725
Vík . . . . .	182	159	164	171	143	167	169	188	237	238	212	226	2256
Vestmannaeyjar . . . . .	138	104	109	97	81	81	84	108	132	166	141	156	1397
Sámsstaðir . . . . .	110	96	95	71	53	56	67	93	105	134	114	107	1101
Hæll . . . . .	92	84	82	74	59	63	76	92	113	131	103	95	1064
Eyrarbakki . . . . .	138	108	109	98	72	72	79	103	127	160	137	139	1342
Ljósafoss . . . . .	155	115	140	109	91	92	96	127	162	204	171	144	1606
Þingvellir . . . . .	134	103	110	90	70	68	72	95	120	157	139	134	1292
Reykjanes . . . . .	98	71	80	75	60	57	58	73	103	121	107	103	1006
Keflavíkurlugvöllur . . . . .	101	72	85	64	55	56	54	79	117	124	119	123	1049
Viðstaðir . . . . .	125	83	94	68	55	48	51	78	89	125	118	109	1043

Guðmundur Kjartansson:

## GEOLOGISKE BETINGELSER FOR ISLANDSKE FLODTYPER

### Indledning

Hensigten med dette foredrag er en summarisk redegørelse for forbindelsen mellem de forskellige flodtyper og de geologiske forhold på Island. Vi har allerede, i Sigurjon Rists foredrag, fået en oversigt over den her i landet anvendte klassifikation, inddelingen i tre hovedtyper: draga-, linda- og jökelfloder. Jeg skal ikke her komme nærmere ind på den sidstnævnte type, jökelfloderne, men vil hovedsagelig forsøge at gøre rede for de to første: dragafloder og lindafloder. Det er jo disse to typer der har deres udspring i grundvandet og vedligeholdes af dette. De er derfor i langt større grad end jökelfloderne præget af de geologiske forhold inden for deres afvandningsområder. Meget træffende er de i lange tider blevet betegnet med et fælles navn bergvatnsár ("bjergvandsfloder") til adskillelse fra jökulár (jökelfloder. - Jeg må måske minde om at berg på islandsk ikke betyder "bjerg" eller "fjeld", men "klippe" el. "bjergart").

I geologisk henseende kan Island prale af to verdensrekorder:

(1) Intet andet landområde på jordens overflade - så stort og så vel afgrænset, at det fortjener betegnelsen "et land" - er i så stor udstrækning opbygget af vulkansk materiale, (2) efter samme definition af "et land" er Island det yngste land på jorden.

Opstablingen af de ældste kendte lag i Islands bjerggrund går kun tilbage til overgangen fra mesozoisk til kænozoisk tidsalder for en 60-70 mill. år siden. På dette tidspunkt lå næsten alt, hvad man kan kalde for "fast klippe", færdigdannet i det øvrige Norden - lige med undtagelse af Færøerne, som i denne henseende slutter sig til de ældste dele af Island. Begrebet bjerggrund (isl. berggrunnur) har derfor en speciel betydning her i landet, idet den islandske bjerggrund ikke alene omfatter de prækvartære dannelser, men også næsten ligeså vældige vulkanske klippemasser af kvartær alder.

På det ny geologiske kort af Island skelnes der mellem fire forskellige formationer inden for bjerggrunden. Disse skal i det følgende omtales hver for sig i aldersfølge.

### Basaltformationen el. plateaubasalterne (isl. blágrýtismyndunin)

Denne ældste formation af Islands bjerggrund udgør to store dele af landet, det østlige og det vestlige basaltplateau (se medfølgende kort). Disse





plateauer er opbygget af horisontale eller svagt hældende basaltlag, som hver for sig i form af tyndflydende lava har oversvømmet det forhenværende forholdsvis flade terræn. Tit hviler lavalagene umiddelbart ovenpå hverandre, men nok så ofte er der indskudt såkaldte mellemlag, der oprindeligt er dannet ved askeregn fra vulkaner eller afsat af vand og vind og senere ved tryk og cementering hærdnet til bjergarter, henholdsvis tuf, konglomerat, sandsten og lersten. I de fleste fjeldsider er mellemlagenes samlede mægtighed ganske underordnet i forhold til basalternes.

I mellemlagene har man fundet planteforsteninger tilhørende en tidligtertiær flora.

Basaltformationens regelmæssige opbygning af lavabænke og mellemlag afbrydes mange steder af intrusiver, d.v.s. bjergartsmasser, som i smeltet tilstand er trængt nedefra ind i formationen. Små intrusiver, særlig gange af basalt, er almindelige inden for de fleste dele af formationen. Sure (lyst farvede) bjergarter, som liparit, forekommer også spredt inden for begge basaltområderne såvel i form af gange som af noget større og mere uregelmæssigt formede intrusiver, og enkelte steder findes der endelig rigtige dybbjergarter, som gabbro og en slags granit.

Basaltlavaer er i almindelighed porøse og spaltede, særlig i det øverste lag, men også tit i et tyndere lag på undersiden. I unge lavaer (sådanne, som vi skal omtale senere) har grundvandet forholdsvis fri bane til at bevæge sig horisontalt i disse utætte lag. Men inden for det gamle tertiære, basaltplateau er såvel lavaer som andre oprindeligt porøse bjergarter i den grad blevet imprægneret ved udfældning af mineraler (kiselsyre, kalkspat og zeoliter) at de er blevet forholdsvis vandtætte. Også de talrige basaltgange nedsætter formationens permeabilitet for vand, da de som lodrette vægge skærer de vandrette og til dels vandførende lag på tværs. Det forhold, at varme kilder har vist sig fortrinsvis at springe frem langs gange, tyder på, at gangene standser de dybtgående horisontale grundvandsstrømme og dirigerer dem op til overfladen.

Den vulkanske aktivitet og dermed opbygningen af bjerggrunden hørte op indenfor de to tertiære basaltområder for millioner af år siden. Af den grund viser disse egne også landskabsmæssigt en vis modenhed frem for de yngre landsdele. Basaltplateauernes relief er skabt ved erosion. Systemer af dale forgrener sig fra kysten ind i højlandet. Den ydre del af hver hoveddal ligger under havfladen og danner således en fjord. Vi har her typiske fjordlandskaber som i Vest-Norge og på Grönland. Alle dalene har i tværsnit den velkendte U-form, der er karakteristisk for iseroderede dale. Et andet karakteristisk træk er fordybede partier af dalrenden, "glaciale trug",

som efter gletscherens afsmeltning udgør dybe, langstrakte søer. Sådanne dalsøer - gennemstrømmet af dalens hovedflod - forekommer i alle dele af den islandske basaltformation (Skorradalsvatn, Haukadalsvatn, Svínavatn, Lögurinn o.m.fl.). De er dog langt fra så almindelige som i Skandinavien og savnes inden for de fleste flodsystemer på Island. - På den anden side er det forholdsvis mange islandske floder og åer, der i længdesnit nærmer sig en kurve med regelmæssigt aftagende hældning fra vandskellet eller plateauranden ud til havet. I den henseende viser vandløbene inden for den islandske basaltformation - trods deres unge alder - en større modenhed end de skandinaviske elve. Grunden er sikkert den, at Skandinavien grundfjeld yder stærkere modstand overfor erosion end de islandske basalter. - Det må understreges, at denne forholdsvis fremskredne udvikling af flodernes længdeprofil på Island er strengt begrænset til den tidligtertiære basaltformation.

Bortset fra de ovennævnte træk afviger vandløbene inden for denne ældste bjerggrundsformation ikke væsentligt fra de floder og åer der har deres udspring i den næstældste formation, som nu skal omtales.

#### De ældre grå basalter (isl. eldri grágrýtismyndunin)

De ældre grå basalters formation ligger blottet over store områder mellem de to endnu ældre basaltplateauer i øst og i vest (se kortet). Og ligesom disse består denne formation også hovedsagelig af basaltlavaer og mellemlag. Men der er den forskel, at her har både basaltlagene og mellemlagene - særlig de sidste - i almindelighed større mægtighed, men mindre horisontal udstrækning, og vidner dermed om landskabets mere ujævne relief under aflejringen. Mange af basalterne er af en finkornet og lyst farvet varietet, der på islandsk betegnes som "grágrýti" (hvorimod de tætte, mørke basalter, der er mere fremtrædende i andre aldersgrupper af bjerggrunden, kaldes "blágrýti"). Mellemlagene består for en stor del af konglomerater, der er blevet fortolket som hærnedede moræner og fluvioglaciale aflejringer. Enkelte steder i mellemlagene har man fundet fossiler, både af landplanter og havdyr. I nogle lag er der arter, der kun trives i et mildt klima, men i andre findes sådanne, der kun kan leve i et betydeligt koldere klima end det nuværende på samme sted. De ældste led i denne formation er sikkert sentertiære (antagelig pliocene), medens størstedelen er tidligkvartær. De tidligere nævnte forhold beviser, at den er opbygget såvel under glaciale som interglaciale perioder.

Både basaltiske og liparitiske intrusiver forekommer i de grå basalters formation, hvor de optræder på lignende måde og næsten lige så talrigt som i basaltformationen.

I sammenligning med det gamle basaltplateau er de grå basalter - på grund af deres unge alder - betydeligt mindre eroderede: fjordlandskaber savnes, og dalsystemer er kun svagt udviklede. Også flodernes længdeprofil er mere uregelmæssig og tit med høje vandfald på overgangen fra højlandet til lavlandet.

Men med hensyn til permeabilitet synes der ikke at bestå nogen betydelig forskel imellem det (op til 60 mill. år) gamle basaltplateau og de grå basalter (hvis alder næppe overskrider et par mill. år). Disse to ældste led i Islands bjerggrund er ganske væsentlig mindre permeable end alle de yngre. Vi kan sammenfatte de landsdele, disse to formationer når over, under betegnelsen de tætte områder. De udgør omtrent de to tredjedele af landets areal (linieret, henholdsvis vandret og lodret, på kortet).

I disse egne trænger kun en lille brøkdel af regn- og smeltevand ned i bjerggrunden. Afrindingen foregår ad overfladen - samt i de øverste, løse jordlag, som moræne, ur (skredmasser) grus, sand, lössjord og törv. I disse lag har vandet et kortvarigt ophold. Under regnperioder og de nærmeste dage efter sådanne strømmer vandet frem igen som utallige bittesmå kilder og samles i bække. Men under törkeperioder udtörres de fleste af dem. Alle fordybninger i bjerggrunden, der ikke er fyldt af løse jordlag, indtages af søer og kær. De flade strækninger dækkes af törvemoser. Disse "tætte områder" er da også lige så betegnende blevet kaldt for de våde områder. Grundvandsspejlets højde varierer stærkt og hurtigt efter vejrforandringerne.

Et vandløb, der afvander et sådant område er en dragaflod (isl. dragá). Den har ofte ikke noget bestemt udspringssted, idet dens øverste tilløb snart er vandfyldte, snart törre. Et sådant tilløb hedder på islandsk drag, heraf navnet på denne flodtype.

Da Sigurjón Rist i sit foredrag allerede har gjort rede for dragaflodens karakteristiske træk skal jeg kun minde om de to vigtigste:

(1) Store svingninger i vandføringen, forårsaget af hurtig reaktion på regn og tö, törke og frost.

(2) Ligeledes store svingninger i vandets temperatur, der tilnærmelsesvis følger lufttemperaturen, så længe denne ligger over frysepunktet.

Af disse to egenskaber afledes alle de andre. På grund af de store og hyppige flomme eroderer dragafloderne meget effektivt og transporterer store mængder fast materiale. I stærkt hældende terræn løber de næsten altid på bunden af kløfter, de selv har gravet, for det meste efter istidens afslutning. Men på flade strækninger breder de sig, som oftest forgrenede, over vidtstrakte grussletter, hvis materiale de også har aflejret i postglacial tid. Normalt fører de klart vand, som da langt fra dækker hele bunden af det egentlige

flodleje. Men under flomme og i tilfælde af bundisdannelse kan hele flodlejet blive oversvømmet. Næsten ingen vegetation kan fæste rod på grussletterne på grund af skiftevis aflejring og videretransport af materialet. På disse floder sætter isdannelse ind så snart lufttemperaturen synker under  $0^{\circ}$  C. De lægger forholdsvis hurtigt til og kan forblive mere eller mindre fuldstændigt islagte i langvarig frost. Men under de hyppige tøbrud om vinteren sprænges isdækket af de svulmende vandmasser. Det er netop i disse - ofte katastrofeagtige - vinterflomme, at de islandske dragafloder plejer at opnå deres maksimale vandføring. Både bundisen og de drivende isflager spiller også en betydelig rolle i disse flommes erosion og udformning af flodlejet.

### Móbergformationen (Palagonitformationen)

Denne formation dækker tre store områder på Island, på Nordlandet, Sydlandet og Sydvestlandet, foruden nogle små arealer i andre landsdele (se kortet). Den består for en stor del af bjergarten móberg (palagonittuffer og -breccier). Dette er en eruptiv bjergart af omtrent samme kemiske komposition som basalt, men i modsætning til denne af hyalin, klastisk struktur, d.v.s. ikke krystalliseret, men dannet ved ophobning og påfølgende sammenkitning af fint fordelt basaltisk glas. Den har en brunlig farve, er fint porøs og står betydeligt tilbage for basalten med hensyn til hårdhed. Over store arealer af móbergområderne (særlig det sydlige) består bjerggrunden næsten udelukkende af denne bjergart, men de fleste steder indgår der krystallinsk basalt - i form af gange, årer eller også andre, mere voluminøse intrusiver - i móbergfjeldene. Størstedelen af denne basalt har ved størkningen fået en ejendommelig struktur, efter hvilken den ganske betegnende kaldes for "pillow-lava" (isl. bólstraberg).

Bjergarterne móberg og pillow-lava antages at være opstået ved hurtig afkøling og størkning af basaltmagma og kan også betragtes som to særlige afarter af basalten. Deres forekomst i geologiske formationer i almindelighed viser da også, at de fortrinsvis eller udelukkende er dannet under vand. På Island er de sikkert størknet i smeltevand under et isdække i løbet af den kvartære istid. Móbergområderne på Island er en speciel, bjergrig landskabsform, og móbergfjeldene er subglaciale vulkaner. Langt de fleste er langstrakte rygge, der løber parallelt i retning NØ - SV på Syd- og Sydvestlandet og N - S på Nordlandet.

På grund af móbergformationens porøsitet siver næsten alt regn- og smeltevand ned i bjerggrunden i disse egne. I stærk regn kan der samle sig små vandpøle i lavninger på klippeoverfladen, men de bliver i regelen opsuget af dennes fine, kapillære porer i løbet af nogle få timer. Der forekommer

dog tættere partier af bjerggrunden, men de plejer at være af så begrænset omfang, at formationen som helhed må betragtes som porøs og permeabel. Overfladevand, både rindende og stillestående, er en sjældenhed indenfor de mest udprægede móbergområder. Disse forhold bevirker, at móbergfjeldene yderligere kendetegnes ved en svag udvikling af eller fuldstændig mangel på erosionskløfter.

#### De yngre grå basalter (isl. yngra grágrýtið)

Indenfor móbergområderne er det hovedsagelig fjeldene der består af de ovenfor omtalte bjergarter, móberg og pillow-lava. Men i det jævne terræn, mellem fjeldene, udgøres bjerggrunden de fleste steder af lavaer. Disse lavaer har den almindelige lavastruktur (der ikke minder det mindste om pillow-lavaerne i fjeldene). En forholdsvis stor del af dem består af en lysegrå, doleritisk basalt, det mest typiske grágrýti. Man kan let påvise udbrudsstederne for mange af disse lavastrømme, for i det store og hele hælder deres overflade endnu i den retning, hvori de oprindeligt flød. De kendte udbrudssteder er alle af skjoldvulkanernes type (isl. dyngja). Denne er en svagt hældende regelmæssig lavakuppel, ofte forsynet med et stort krater på toppen. Disse vulkaner tillige med deres lavastrømme er isskurede og afhövlede af istidens gletschere, således at den oprindeligt ujævne, spaltede eller slaggeagtige lavaoverflade nu er omdannet til glatte, hvælvede rundklipper. Derfor er disse "grå" lavastrømme letkendelige fra de postglaciale lavaer, der alle har bevaret deres oprindelige ru overfladeformer godt.

De to sidstnævnte formationer, móbergfjeldene og de grå basaltlavaer er nært knyttet til hinanden, både med hensyn til udbredelse og alder. De danner de to yngste led i det, vi kalder landets bjerggrund. Begge stammer fra den senere del af den kvartære istid, d.v.s. er mindre end ca. en halv million år gamle. Af gode grunde (jfr. ovenfor) kan man antage, at móberg-formationen er dannet under glaciale forhold, nemlig i glaciale tiderne, medens de grå lavastrømme må være flydt på isfri landoverflade, d.v.s. i interglaciale tiderne.

De yngre grå basaltlavaer er porøse på en anden måde end móberget, idet deres porer ikke ligger så tæt, men til gengæld er grovere (ikke kapillære), og desuden er lavaerne mere opspaltet. Stort set viser disse to formationer en lignende og ganske betydelig permeabilitet for vand. Men før jeg kommer nærmere ind på vandløbene i disse egne, vil jeg lige præsentere endnu en formation, der i hydrologisk henseende kan grupperes sammen med de to foregående.

### Postglaciale vulkaner og lavaer

Den vulkanisme, Island kan takke for sin tilblivelse og vedligeholdelse, er i tidens løb blevet indskrænket til stadigt snævrere områder. Ved istidens afslutning, for en 10 tusind år siden, er de aktive områder skrumpet sammen til de zoner, der på kortet betegnes som "móbergformationen" og "de yngre grå basalter". Spredt over størstedelen af disse zoner ligger de over 200 postglaciale eller nutidens vulkaner. Af dem har omtrent 30 været aktive i historisk tid (d.v.s. efter år 900). Her har vulkanerne med enestående produktivitet fortsat opbygningen helt op til vore dage. I jævnførelse med andre landes vulkaner excellerer de islandske i produktion af lava, medens deres produktion af løsmateriale (tefra) er underordnet. Det samlede areal af postglaciale lavamarker på Island anslås til omkring 11000 km<sup>2</sup>, og den samlede mægtighed af lavalagene er sikkert mange steder flere hundrede meter. De postglaciale udbrudsprodukter udgør således en ret betydelig tilføjelse af solide klippemasser til den egentlige (præglaciale, glaciale og interglaciale) bjerggrund. Da de postglaciale lavaer bevarer de oprindelige, ejendommelige størkningsformer praktisk talt uberørt af forvitring og erosion på deres overflade, er de letkendelige fra bjerggrundens isskurede klippeflader. I almindeligt sprogbrug benyttes ofte betegnelsen lava (isl. hraun) i betydning af postglacial lava (således for eks. i signaturforklaringerne på de topografiske kort).

De postglaciale lavaer er permeable for vand i endnu højere grad end både móberget og de isskurede grågrýtilavastrømme. Men da udbredelsen af disse tre formationer stort set falder inden for de samme områder og eftersom deres indbyrdes grænser er for indviklede til at kunne angives i medfølgende korts lille målestok, skal vi her nøjes med at behandle disse områders hydrologi under et.

I disse egne siver praktisk talt alt regn- og smeltevand ned i klippegrunden. Grundvandsspejlet ligger de fleste steder dybt - og ofte tilnærmelsesvis horisontalt, da grundvandet let kan bevæge sig i de porøse eller stærkt spaltede bjergarter. Store og små sænkninger uden afløb er almindelige. Mange er tørre helt ned til bunden, men i andre ligger der søer, hvis overflade er en fortsættelse af grundvandsspejlet og hæver og sænker sig med dette (Kleifarvatn, Öskjuvatn). Disse svingninger er langsomme, sæsonbestemte eller endda flerårige. Men over store strækninger af de "tørre" områder findes der overhovedet ikke noget vand på overfladen (jfr. Reykjaneshalvöen, Heklaegnen og Ódáðahraun på kortet).

Inden for de tørre områder er det vanskeligt at bestemme den nøjagtige beliggenhed af vandskellene mellem de forskellige afvandingsområder, da den ikke fremgår af de topografiske forhold.



Hvor disse områder, som på Reykjaneshalvöen, ligger ud til kysten er dræningen udelukkende underjordisk. Ikke en bæk løber ud i havet, men ved ebбетid vælder der store kilder med fersk vand frem nede ved strandkanten (i fjæren). Hvor på den anden side et "tört" område grænser op til et "vådt" el. "tæt" område, opstår der vældige kilder på de lavestliggende strækninger af grænsen. Det er på sådanne steder lindafloderne har deres udspring.

En lindaflod afvander et "tört" område. Den har i modsætning til dragafloderne et skarpt afgrænset kildeområde hvor den dannes af forholdsvis få, men store kilder (heraf navnet, lind = kilde). Disse kilder fører klart, koldt vand. Både vandføringen (der kan gå op til mere end 1 m<sup>3</sup>/sek. for en enkelt kilde) og vandtemperaturen er meget konstante. Disse forhold præger floden, som oftest i hele dens længde.

Selv i den stærkeste regn og snesmeltning over en lindaflods afvandingsområde får floden som regel ingen tilstrømning af vand ad overfladen, men kun gennem grundvandet, og tilførslen udjævnes fuldstændigt ved dets langsomme bevægelse over ulige store afstande fra de forskellige kanter af afvandingsområdet. Derfor har vejrforandringer i almindelighed ingen mærkbar indflydelse på disse floders vandføring og heller ikke på vandtemperaturen i deres øverste løb. - Dog kan der i sjældne tilfælde forekomme flomme i en lindaflod. Dette sker kun under heftige tøbrud om vinteren, når jordbunden (som oftest lössjord eller flyvesand), der dækker den permeable klippegrund, først er blevet fortættet af tele (jordfrost).

På grund af deres jævne vandføring har lindafloderne en forholdsvis ringe erosionsevne, og i transport af fast materiale står de langt tilbage for både jökelfloder og dragafloder. En lindaflods leje plejer derfor at være mindst nedgravet, og disse floder løber sjældent på bunden af kløfter. De breder sig heller ikke over grusbanker på sletterne, men plejer at holde sig smalle og dybe. Bredderne er ofte græsbevoksede helt ned til vandfladen.

Vandtemperaturen i lindaflodernes kilder varierer omkring 3-5<sup>o</sup> C fra det ene afvandingsområde til det andet, mest efter områdets højde over havet. Ned efter floden forandres temperaturen selvfølgelig i retning mod luftens temperatur, altså stiger i varmt vejr og falder i frost. Men denne forandring foregår så langsomt i lindafloderne, at selv i en afstand på 20-30 km fra kilden adskiller de sig fra de andre flodtyper ved, at vandets temperatur ofte afviger væsentligt fra luftens. Om sommeren plejer de at være koldere og om vinteren varmere end de andre. Selv jökelfloder, der ved deres udspring har en temperatur af 0<sup>o</sup> C, plejer i varme sommerdage i en afstand på 15-20 km fra jökkelranden at være varmere end en lindaflod i samme afstand fra sin kilde. Dette skyldes sikkert forskellen imellem de respektive flodtypers lejer: Medens lindafloden plejer at løbe i en dyb, smal rende, har

jökelfloden tendens til at brede sig ud til siderne på en lignende måde som før beskrevet om dragafloderne - og endda i endnu højere grad.

Som følge af linaflodernes temperaturforhold karakteriseres de endvidere ved ringe isdannelse om vinteren. I deres øverste løb, en 10-20 km ned fra kilden, lægger de aldrig til. Og i større afstand fra deres udspring sker dette kun i perioder af særlig streng frost - og dog sjældent uden en yderligere afkøling af flodvandet ved snefygning. Den sjældne forekomst af eller den fuldstændige mangel på isrydninger spiller antagelig en rolle for linaflodens karakteristiske udformning af sit leje.

Jeg har i det foregående søgt at gøre rede for et led i den almindeligt anvendte klassificering af vandløbene her i landet, nemlig de mest karakteristiske træk for bjergvandsflodernes to hovedtyper, dragafloder og linafloder. Som det jo skulle fremgå af det, jeg allerede har sagt, kan dragafloderne ikke siges at være nogen islandsk specialitet. De er snarere den almindelige, normale flodtype for de respektive topografiske og klimatologiske forhold. Derimod er linafloderne en geologisk betinget flodtype og lige så speciel som Islands geologi er speciel - takket være de to verdensrekorder jeg nævnte i min indledning til dette foredrag.

J. Eythorsson:

## BREER OG BREMÅLINGER

Man regner med, at omkring 11800 km<sup>2</sup> eller 11% av Island er dekket med breer. Det er ikke mulig a gi et nøyaktig tall, da breernes størrelse har forandret seg med raske skritt de siste årtier. Våre topografiske karter er utarbeidet efter målinger fra årene 1903-1938, og siden den tid er de fleste breer skrumpet inn, især efter 1925. Vi vet heller ikke, hvor mange breer det er her i landet. Det er en hel del små breer på Nordlandet, som ikke er inntegnet på de topografiske karter eller medregnet i det hele tatt.

De tre store breer, som dominerer de andre, er ordnet i en rekke fra det sydøstlige hjørne av landet i nordvestlig retning, den fjerde storbre er midt på sydkysten.

Lengst mot sydøst er Vatnajökull, som har sitt navn av de mange "vann", d.v.s, elver, som går ut fra den i alle retninger. Dens areal oppgis til 8400 km<sup>2</sup>, høyde over havet er for det meste 1200-1600 m og volumet av isen omkring 3500 km<sup>3</sup>

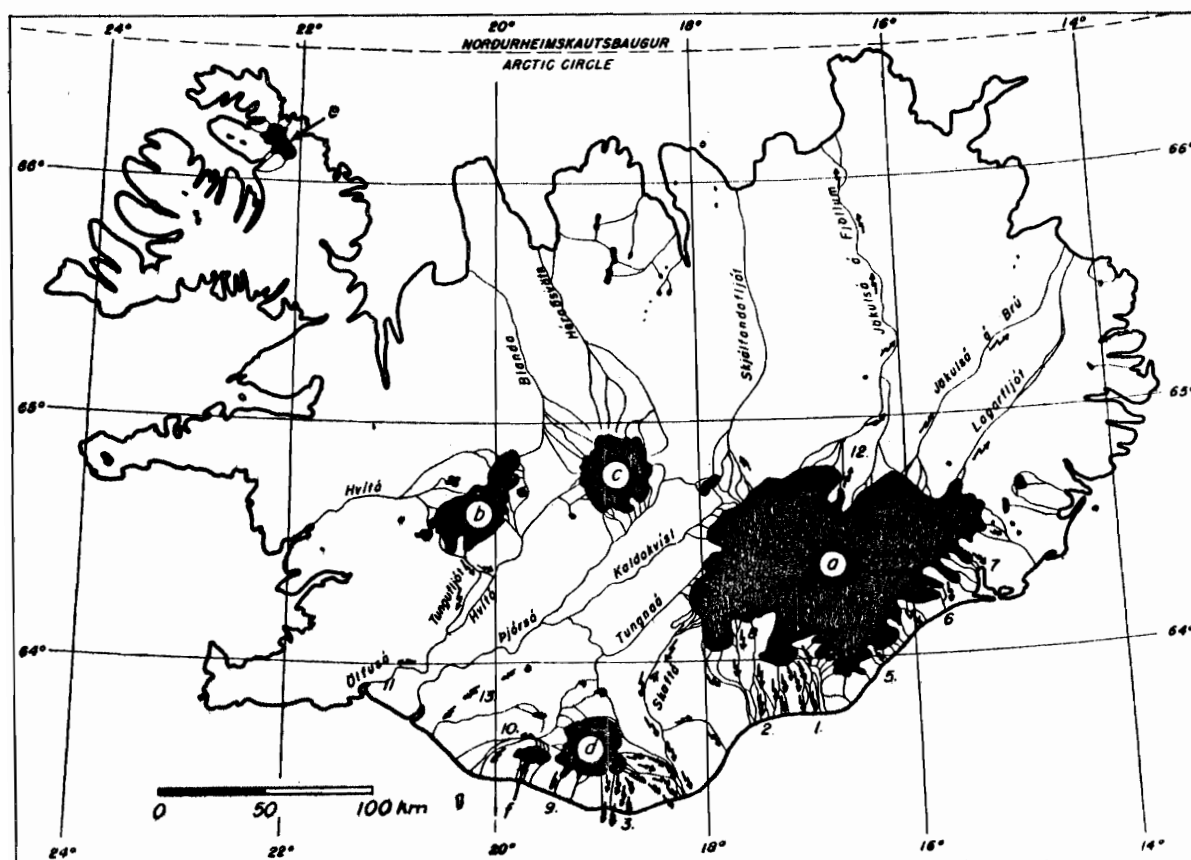


Fig. 1. Oversiktskart, a) Vatnajökull, b) Langjökull, c) Hofsjökull, d) Mýrdalsjökull, e) Drangajökull. Pilene angir elver hvor jökulhlaup har forekommet.

Midt i landet er Hofsjökull, omkring 1000 km<sup>2</sup> og høyden er 1200-1600 m. Den er meget lite undersøkt. Fra den får Þjórsá en stor del av vannføringen sin. Fra Hofsjökull får også Hvítá på Sydlandet, Blanda og Héraðsvötn på Nordlandet største parten av sitt vann.

Langjökull med Þórisjökull måler omkring 1050 km<sup>2</sup> og høyden er for det meste 1200-1300 m. Fra den får Hvítá på Sydlandet det meste av sin vannføring, ved overfløteelvene Fúlakvísl og Farið, men man må dessuten regne med at en stor del av Sogs vannføring stammer fra Langjökull og samles underjordisk i Þingvallavatn. Hvítá í Borgarfjorden får også sine største kildefloder fra Langjökull.

Mýrdalsjökull og Eyjafjallajökull har et samlet areal på 800 km<sup>2</sup>. Fra dem strømmer flere korte elver, som nesten utelukkende fører brevann.

Dessuten har man Drangajökull på Nordvestlandet på 200 km<sup>2</sup>, Snæfellsjökull på 22 km<sup>2</sup> i 1908 og 11 km<sup>2</sup> i 1958, Tindafjallajökull på 27 km<sup>2</sup>, Eiríksjökull 23 km<sup>2</sup>, Torfajökull 21 km<sup>2</sup>, Tungnafellsjökull 50 km<sup>2</sup> og endelig Þrándarjökull på Östlandet 27 km<sup>2</sup>.

Det meste av det indre av Island er i grunnen en slette på 500 á 700 m over havet dekket med sand, lava og gressgange, strödd med store og små sjøer og mange koller eller fell, som vi kaller det. Over denne høyslette reiser de nettop nevnte bredekkede fjellmassiver seg med forholdsvis korte mellomrum.

Passet mellom Langjökull og Hofsjökull er godt og vel 25 km bredt og 700-800 m høyt. Det kalles "Kjöllur" eller Kjölen, og det er lett å tenke seg opprinnelsen av navnet. Fra Hofsjökull öst over til Tungnafellsjökull - Vatnajökull er det også 20-30 km.

De tre hovedbreer danner både vann- og værskiller mellom de fire fjerdingene, som Island gjerne deles i geografisk og fra gammel tid av også administrativt. De har således en gjennomgripende innflytelse på landets hydrologi, idet nedbøren på deres nordside kun er halvt delen eller bare fjerdedelen av Sydlandets nedbör.

På lignende måte deler Mýrdalsjökull Sydlandet i to nedbörrområder. Nedbøren på landet vesten om jökelen er bare 2/3 deler av det man har på östsiden.

Nedbörfordelingen gjenspeiles i firngrensens höyde over havet. På sydlandet er den gjennomsnittlig 1000-1100 m, på Vatnajökulls nordside 1300-1400 m og opp til 1650 m i det

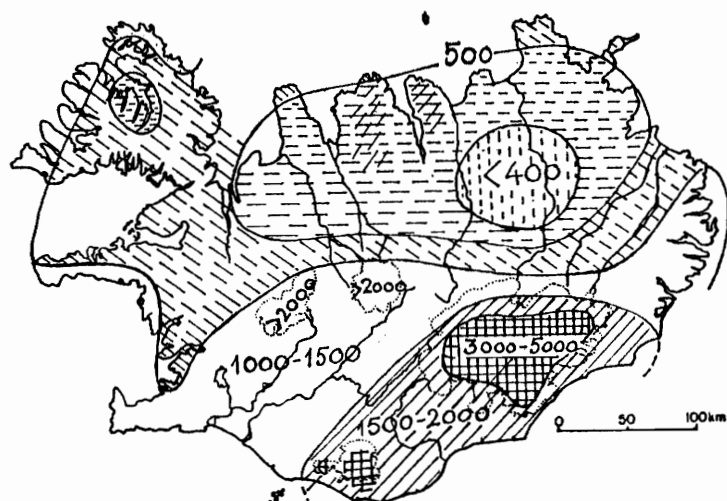


Fig. 2. Nedbörfordelingen i grove trekk.

nordøstlige innland, hvor den 1680 m høye Herðubreid praktisk talt er uten bredannelse nu for tiden.

Våre breer er hittil kun ufullstendig undersøkt. Vi har i grunnen for store breer, for få utdannede folk og for små kroner! Det er derfor vi ikke er kommet så langt som til å kunne fremlegge regnskaper over materialhusholdningen hos våre breer. Men dette blir mere forståelig, når man husker på, at Bretungene eller ablasjonsområdene gjerne er av størrelsesordenen 100 km<sup>2</sup> og akkumulasjonsarealet noe større. Dertil kommer, at man ofte er i villrede med skillet mellom de enkelte breer og avrinningsområder. Dette må vi for fremtiden overkomme ved nøyaktige målinger av breenes tykkelse, således at den underliggende landform trer frem. Det er allikevel ikke sikkert at denne metode vil løse problemet i alle tilfelle. Men til undersøkelse av slike storbreer må man ha snebiler og forholdsvis mange dyktige folk. Det må også innrømmes, at detaljerte breundersøkelser hittil har vært av begrenset praktisk interesse her til lands. Først med planene om forøket utnyttelse av vannkraften blir disse undersøkelser aktuelle og påkrevet.

Vi har derfor for det meste måttet nøye oss med de mest elementære målinger: nemlig forandringen av Bretungenes lengde. En Bretunge eller ablasjonsområdet av en bre kalles på islandsk skriðjökull. De folk, som har bodd tett opp til Bretungene har sett dem med egne øyne skride eller krype langsomt fremover og funnet på navnet, som jeg for øvrig synes de andre nordiske språk gjerne kunne "låne" i stedet for mere fremmedartede betegnelser. En bre (ísl. breði) betyr, så vidt jeg vet, det samme som jökel og innbefatter både ablasjons og akkumulasjonsområdet.

Målinger av våre skridjökler ble dog først begynt omkring 1930. Som bilag følger en oversikt over resultater av disse målinger i årene 1931-1960. Forandringene er gjennomgående av samme størrelsesorden som ved de norske breer, men i noen tilfelle betydelig større. Dette har delvis sin forklaring i, at enkelte breer har det med å rykke plutselig frem, hvorefter de synes å stå nesten stille i noen år, således at ablasjonen blir helt dominerende. I andre tilfelle, hvor breene rekker helt ned på lavlandet, kan det være terrasser eller gamle frontmorener under isen, som plutselig blir synlige på grunn av forøket ablasjon. Så blir den forreste del av breen til döis, som forsvinner helt i løpet av en sommer eller to. Det bemerkes at det ved de større breer gjerne er flere målesteder og at de oppgitte tall er middelveier.

Et eksempel på en storslått og uventet fremrykning har man i Brúarjökull, som i oktober siste år plutselig skred 8-10 km fremover. Brúarjökull har et areal mellom 1000 og 1200 km<sup>2</sup> og hele dette område er kommet i

bevegelse. I stedet for det flate og fredelige utseende er hele området nu merket av et utall gapende spalter og selve brefronten er 30-50 m høy, stupbratt og oppspaltet.

Det er ikke tvil om at de islandske breer fantes, for det meste i sin nuværende form, i Sagatiden. Derom vidner de mange hovedelver, som fikk navnet Hvítá eller Jökulsá allerede dengang. Men det er grunn til å anta at jöklene hadde betydelig mindre utstrekning. Det mest berømte bevis er den fra Njáls Saga kjente gård Breiðá ved Vatnajökulls sydrand. Ennu i 1343 er det en velhavende kirke på Breiðá, men så kommer det veldige utbruddet i Vatnajökull i 1362. Sannsynligvis er da gården forlatt i noen år og kirkens inventar fordelt på andre kirker. Av et kirkeregister opptatt ca. 20 år etter utbruddet ser man nemlig, at kirken har mistet det meste av sitt inventar, men beholder fremdeles sine jordbesittelser og herligheter. Ennu ved 1600 tallet ser det ut til å være forholdsvis velhavende bønder på Breiðá, men i 1698 blir gården forlatt fordi jökelen (Breiðamerkurjökull) truer hjemmemarken og husene. Ennu i 1712 er gardens ruiner synlige tett ved jökulranden. Noe senere har jökelen dekket dem helt og man vet nu ikke nøyaktig stedet. De har ligget under breen i ca. 200 år, men ligger nu begravet under en 3-4 m tykk morene.

Dette nevnes som bevis på, at de islandske breer er gått frem ved 1700-tallet, omtrent samtidig med de norske breer. Sin fremskutte stilling har de så beholt i det store og hele til begynnelsen av dette århundrede.

Breiðamerkurjökull har overrent flere gårder, den siste i 1869, og da breen ble kartlagt i 1903 var dens mest fremskutte rand kun 500 m fra stranden. Siden - og hovedsakelig etter 1930 - er den gått sterkt tilbake og det har dannet seg dype laguner ved dens rand, hvilke man knappast hadde anelse om så sent som i 1936. Den største er over 100 m dyp og har sjøvann på bunnen.

Jeg tror at Breiðamerkurjökull i Sagatiden lå mellom 5-10 km lengere tilbake enn den gjør i dag. Ellers hadde det vært for knappe beiter for en storgård som Breiðá.

De fleste glaciologiske undersøkelser her i landet er for så vidt knyttet til Vatnajökull. I 1936-38 gjorde den Svensk-islandske ekspedisjon under professor Ahlmanns ledelse mange verdifulle målinger og studier m.h.t. akkumulasjon og ablasjon på den østlige halvdel av jökelen; og våren 1951 utførte den Fransk-islandske ekspedisjon de første målinger av Vatnajökulls tykkelse samt vinterens akkumulasjon.

Fra og med 1953 har Den glaciologiske forening foretatt mange kortere og lengere ekspedisjoner til Vatnajökull, især Grímsvötnområdet, og målt akkumulasjonen på jökulens vestlige del.

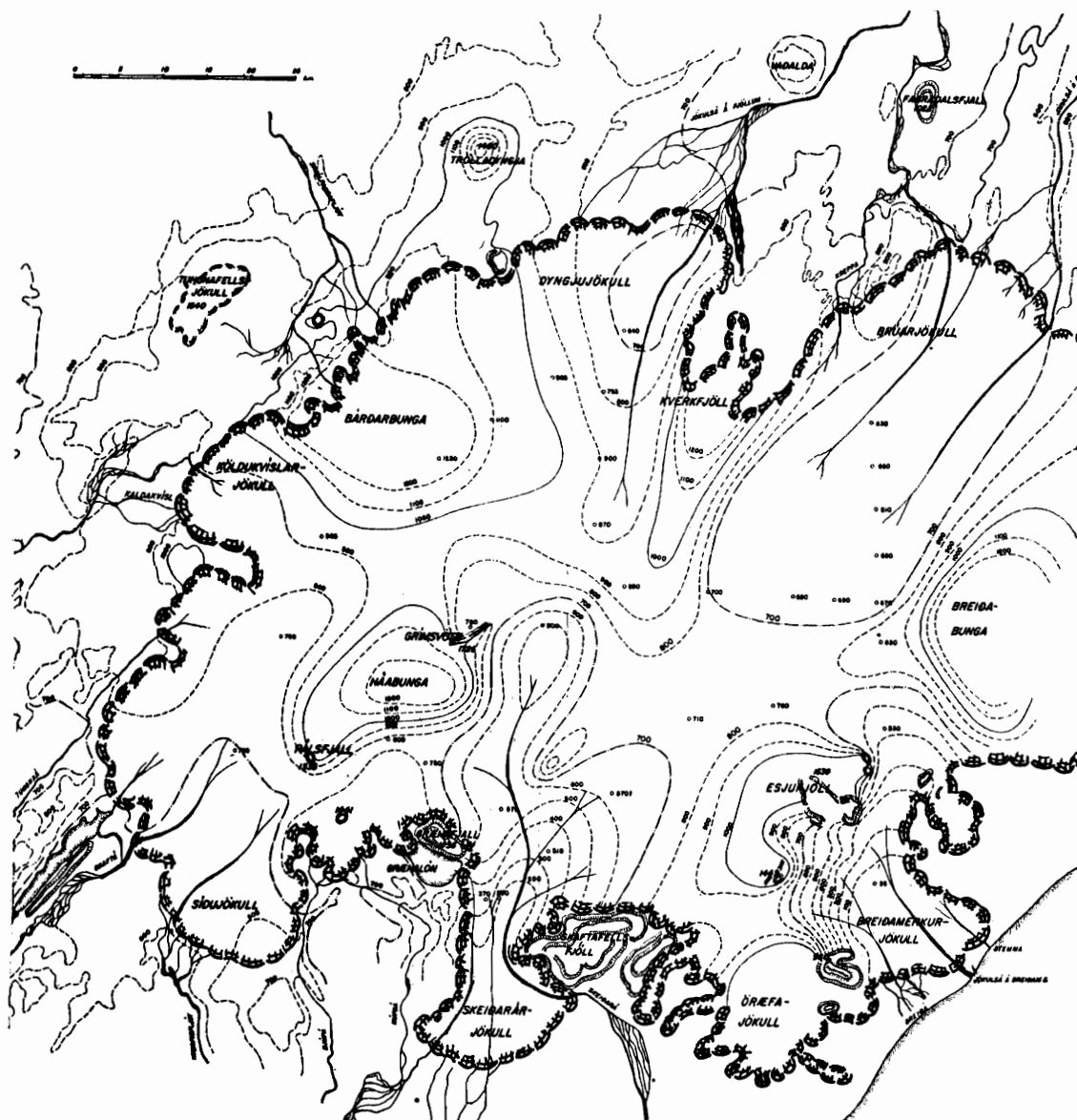


Fig. 3. Sokkelen under Vatnajökull. Ekvidistanse 100 m.

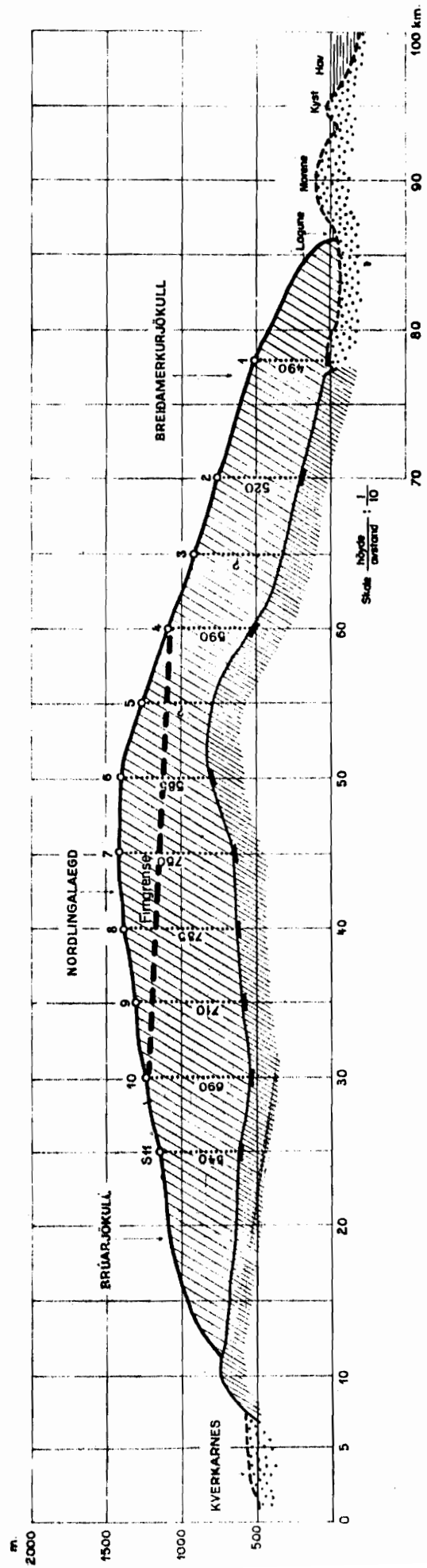
Skönt disse målinger er alt for få og spredte, gir de allikevel et fingerpek om materialbalansen, breens mektighet og landskapet under den.

Det viste seg, at breen for det meste er 600-1000 m tykk, mens platået under den gjennomgående ligger på 800-1000 m over havet.

Dette vil si, at her, som i Norge forresten, er undergrunnen langt under den nuværende firngrense. Som bevis for, at Vatnajökull må ha vært smeltet bort, i hvert fall for det meste, efter istiden, har man den kjensgjerning, at i det brede dalføret, som Skeiðarárjökulen fyller nu for tiden, var det begrodd land med torvemoser og kratskog for 5000 år siden. Ved store flommer eller jökulhlaup i Skeiðará fløter elven store stykker tøv samt endel bjerkestammer ut over forlandet. Ved karbonanalyse har man fastslått, at torven er 5000 år gammel ( $4970 \pm 100$ ), hvilket altså vil si, at 3000 år før vår tidsregning var



TVERRSNITT OVER DEN SENTRALE VATNAJÖKULL



Vatnajökull i hvert fall ikke en sammenhengende ismasse, skjönt de høyeste topper godt kunne være bredekkede. Men Vatnajökull i sin nuværende form må være under 5000 år gammel, og den må være bygget opp i en periode med betydelig kaldere og/eller fuktigere klima enn det nuværende, da firngrensen ikke lå stort over 800 meter. Når dette skjedde, vet man ikke, men man tenker jo gjerne på ca 500 f.kr., på Fimbulvinteren, men kan foreløpig ikke fastslå noe.

Fig. 4 viser et tverrsnitt over den sentrale Vatnajökull, fra Breiðamerkurjökull til Brúarjökull, hvor den nuværende firngrense er fremhevet. Dette viser tydelig at Vatnajökull delvis er et "kunstig" fjell, bygget opp av is og sne over firngrensen. Dette kunstige fjell har imidlertid en stor klimatologisk innflytelse og spiller en vesentlig rolle i landets hydrologi. Man må anta at lignende forhold finnes ved de øvrige storbreer. Deres tykkelse er ukjent med unntagelse av den sentrale del av Mýrdalsjökelen, som målte 500-600 meter.

Den svensk-islandske ekspedisjons målinger i 1936/38 viste stigende akkumulasjon på Vatnajökulls sydskråning opp til 1400 m men svakt avtagende over den høyde. Ved 800-900 m nivået var vinterakkumulasjonen 160 cm vann mens den i intervallet 900-1500 m gjennomsnittlig var 245 cm eller 85 cm mere. Flatestørrelsen 900-1500 m er omkring  $5000 \text{ km}^2$  ifølge det topografiske kart. således at det årlige overskuddet blir omkring  $4 \text{ km}^3$ , hvis man tør regne med samme overskudd i hele området. Det bemerkes, at dette kun gjelder vinter-sneen, dertil kommer sommerhalvårets nedbør.

Den overskytende høyde av jökelen forminsker i høy grad nedbøren på dens nordside og "stjeler" således fra de nordlanske vassdrag. Det er påfallende at sletten nordenfor Vatnajökull for det meste er 700-800 m over havet eller nesten av samme høyde som platået under jökelen, men i dette område faller så lite sne, at det ses ikke en skavl der om sommeren. Muligens kan dette gi en idé om forholdene i det nordlige Island under istiden og forklare, hvorfor det fantes isfrie områder der i le av den veldige breryggen, som blev bygget opp på den sydlige del av høylandet.

Mens den Svensk-islandske ekspedisjon fant den største akkumulasjon i 1200-1300 m høyde viste det seg i 1951 at den største akkumulasjon fantes på høyplatået i 1500 m høyde og på Brúarjökulls nordskråning i 1300 m høyde. Vinteren 1950/51 var også ualminnelig snerik i de nordøstlige distrikter, men samtidig viser dette, hvor varsomt man må trekke generelle slutninger av alt for få målinger over et kort tidsrum.

De fleste målinger av vintersne på Vatnajökulls platået har gitt 600-700 cm tykkelse av snelaget med en vannverdi på mellom 300 og 430 cm. På Mýrdalsjökull fant vi omkring den 20. juni 1955 920 cm snedybde med vannverdi på 580 cm, hvilket minner om Ålfotbreen i Norge.

Den glaciologiske forening arbeider på å bygge opp en base for glaciologiske undersøkelser ved Vatnajökulls vestrand i 670 m høyde, da erfaring har vist at dette sted er best egnet som oppstigningssted på jökelen. Men vi har hittil ikke vært i stand til å holde lønnet arbeidskraft til regelmessige undersøkelser og har måttet nøye oss med kortere ekskursjoner af frivillige. Men dette er også en nødvendig begynnelse, da reiser på et så utstrakt jökeldområde som Vatnajökull krever erfaring og betydelig reise-teknikk.

På grunn av de store snemasser<sup>1</sup> og hårde værforhold på Vatnajökull nytter det ikke å stikke ned noen bambusstaker i håp om å finne dem til neste år. Det har vi oppgitt for lenge siden. Vi har også prøvet å sette opp hickorystaker med barduner, men uten resultat. Til slutt er vi gått over til konstruksjon av snestaker bestående av tre 2" jernrør stilt i trekant med 90 cm mellemrum og støttet med ringer av smijern på 125 cm mellemrum. Disse staker må så rake minst 8 m opp av sneen om høsten.

I tre år har vi hatt slike staker ved Grímsvötn og ved firngrensen mot vest. Men nu ved foråret var staken ved Grímsvötn forsvunnet. Den er trolig blitt overbelastet av isdannelse og knekket.

For å overkomme de vansker, som utstrekningen av våre jökler har i forhold til de midler vi råder over, er vi slått inn på den metode å nivellere

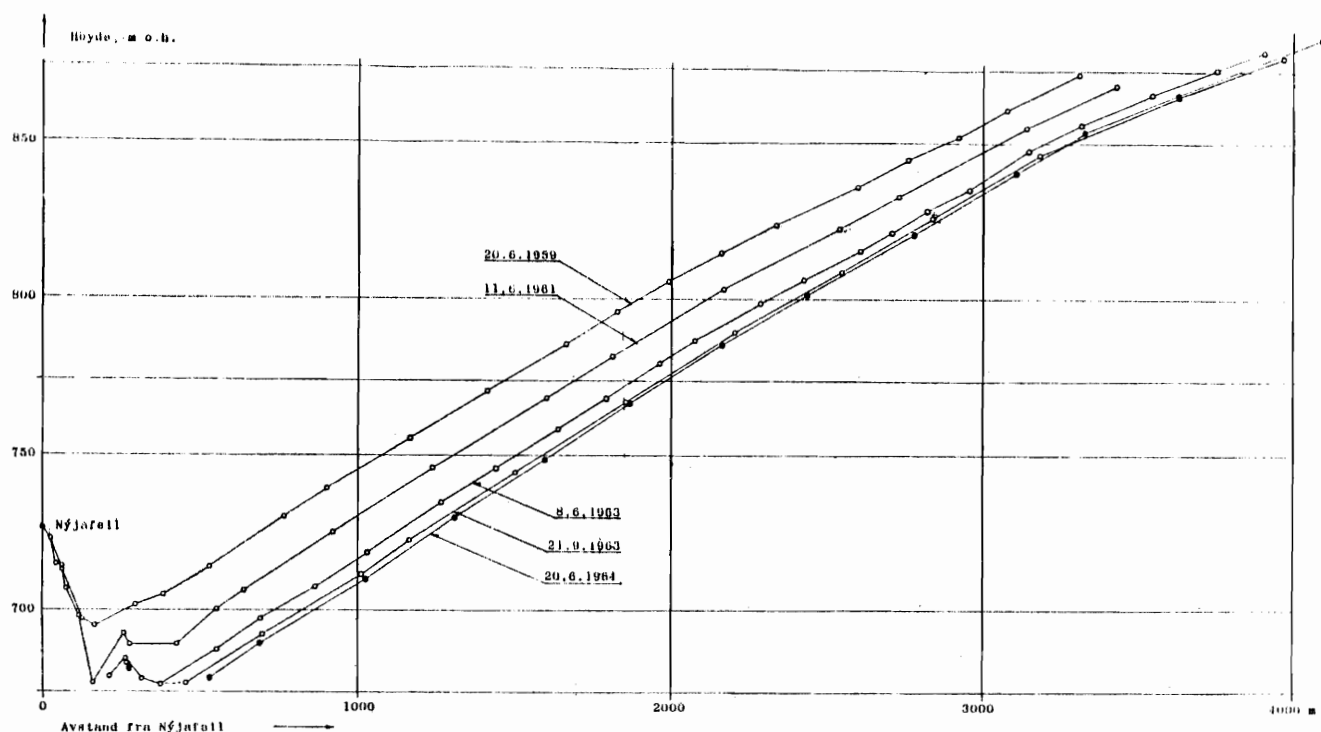


Fig. 5

VATNAJÖKULL.  
LENGDEPROFILER VED NYFJALL.

snitt mellom faste punkter for å fastlegge overflatens form og høyde. Ved gjentatt nivellering vil vi se om overflaten senker seg eller svulmer opp. En slikt snitt har vi bl. a. på en 40 km distanse mellom Grímsvötn og Kverkfjöll. Vi har for øyeblikket ikke noe bevis for om platået senker seg i tritt med resessjonen av jökulranden. Dette snitt ble målt i 1961 og burde repeteres om et par år.

På samme vis har vi målt lengdesnitt på Tungnaárjökull opptil 4 km fra jökulranden. Disse snitt viser at isens overflate har senket seg 33 m nær randen i løpet av de fire siste somre. I forbindelse med ablasjonsmålinger siste sommer har vi funnet at Tungnaárjökull er blitt redusert med ca.  $200 \times 10^6 \text{ m}^3$  årlig i denne periode, det svarer til 20% av Tungnaá-elvens vannføring i de tre sommermånedene juni-august.

---

Dette innlegg går jo dessverre mere ut på å konstatere, hva vi ikke vet enn på å gi positive opplysninger. Men problemene vil trenge på, og skjönt vårt arbeide mest har vært av forberedende art, så har vi høstet erfaringer og fått klarhet i hvorledes arbeidet skal gripes an og tilrettelegges.

Det første vi mangler er nøyaktige seismiske målinger av Tungnaárjökulls tykkelse for å være i stand til å avgrense den. Andre deler av Vatnajökull og de øvrige storbreer bør også måles for å kartlegge undergrunnen.

Når vi har bestemt jökulens grenser og flatemål må vi gå systematisk i gang med å måle dens årlige husholdning og dermed dens andel i Tungná og Þjórsá's vannføring.

Ennvidere kjenner vi alt for lite til jökulens årlige bevegelser og hastighet.

Til slutt vil jeg uttale det ønske at vi ved slutten av den hydrologiske dekadé måtte være i besittelse av større erfaringer og mere viten enn de vi i dag kan fremvise.



Sigurdur Thorarinsson:

## JÖKULHLAUP OCH DERAS TAXERING

(Föredrag något förkortat)

Med den isländska termen jökulhlaup (översatt till svenska med jökellopp, ty. Gletscherlauf, eng. glacier burst) avses ett vattenflöde, som inträffar genom en mer eller mindre fullständig avtappning av en vattenreservoar som bildats under en glaciär eller längs dess kanter.

De vanligaste jökelloppen är de som uppstår genom tappning av isdämda sjöar. De har benämnts glaciälimnogenea (Thorarinsson 1938). Dyliga jökellopp är kända från många glaciärområden utom de isländska. Jag nämmar som exempel från Europas fastland jökelloppen från Demmevatn vid Rembesdalskåki, en av Hardangerjöelns utlöpare, och från Märjelensee vid Aletschglaciären i Alperna. Den till arealen största isdämda sjö som finns i världen är troligen Lake George, som uppdämms av Knik glaciären i södra Alaska. Den når en areal av ca. 70 km<sup>2</sup>. En maximum vattenföring på ca. 10 000 m<sup>3</sup>/sek. har uppmätts vid avtappning av denna sjö (Stone 1963a, s. 35).

På Island är isdämda sjöar ganska många. Den största av dessa, och den till volumen troligen den näst största i världen är Grænalón, uppdämd av Skeiðarárjökull.

Denna sjö har en maximum areal på ca. 18 km<sup>2</sup>, ett maximum djup på ca. 200 m och maximum volym på ca. 1,5 km<sup>3</sup>. Vid en total tömning av Grænalón når jökelloppens vattenföring ca. 6 000 m<sup>3</sup>/sek. (Åskelsson 1936, Thorarinsson 1939). Andra kända issjöar på Island är Vatnsdalslón við Heinabergsjökulls östrand och Hagavatn vid Langjökulls sydrand som uppdämms av glaciären Hagafellsjökull eystri (Wright 1935, Thorarinsson 1939). Den sistnämnda har ej isdämts sedan 1939.

Den andra typen av jökellopp är den som jag kallat den vulkanogena. Den åstadkommes genom avtappning av vatten som samlats under en glaciär på grund av värmetillförsel underifrån. Denna värmetillförsel kan ske genom subglaciala vulkanutbrott eller genom permanent tillförsel av värme från subglaciala hög- eller låg-temperaturområden (solfatara- och varma källområden).

Island är de vulkanogena jökelloppens klassiska land, fast de förekommer på andra håll, t. ex. i Patagonien (Lliboutry 1956, s. 413 - 414). Men de isländska jökelloppen är de ojämförligt mest storslagna som förekommer. Det rör sig här om vattenföring som kan uppgå till flera tiotals tusen, ja t.o.m. över 100 tusen m<sup>3</sup>/sek.

De mest kända jökelloppen på Island är de som översvämmar Mýrdals-sandur i samband med vulkanen Katlas utbrott (isl. Kötluhlaup) samt de som har sitt ursprung i Grímsvötn calderan i Vatnajökulls centrala del och översvämmar Islands största sandurområde, Skeiðarársandur. Dessa jökellopp kallas Grímsvatnahlaup eller Skeiðarárhlaup.

Jag ämnar icke här att gå in på frågan om själva mekanismen vid dessa reservoarers avtappning. Troligen spelar flera faktorer in. I många fall tycks det helt enkelt vora fråga om lyftning av den dämmande isbarriären när vattendjupet innanför blivit tillräckligt. I andra fall, särskilt när det är fråga om stora vattendjup, synes avtappning kunna äga rum innan vattnet nått det djup att lyftning kan äga rum. I dylika fall måste andra faktorer spela in s. s. smältning, vilken man alltid måste räkna med när det är fråga om vulkanogena jökellopp. Den kan också som Liestöl påpekat (Liestöl 1956, s. 124) äga rum fast vattnet är nollgradigt, enär potentiell energi kan övergå till värmeenergi genom friktion. Det har också antagits av Glen (1954, s. 316 - 318) och andra att vid ett visst vattendjup förekommer en plastisk deformation av isen, så att vatten kan tränga in under den. Enligt Glen kan detta ske när vattnet når över 150 m djup, och han anser, att både Grænalón och Grímsvötn avtappas på detta sätt. Emellertid visar Grænalónjökelloppens historia, att fast denna sjö kan nå 200 m djup sker ingen avtappning när den uppdämmande glaciären är tillräckligt mäktig men först sedan en betydlig avtunnning av denna ägt rum så att där tycks upplyftning av isbarriären vora den avgörande faktorn. Däremot är det möjligt att Glens hypotes måste tillgripas för att förklara Grímsvötn jökelloppen.

Direkta mätningar av ett stort jökellopps vattenföring och totala vattenmängd erbjuder stora praktiska svårigheter. De stora jökelloppen på Skeiðarársandur strömmar ut ur ett flertal tunnlar längs den 25 km breda glaciärfronten (Fig. 1). Stor del av jökelloppen är därför oåtkomlig för direkta mätningar. Mätning av flodfårorna sedan jökelloppet avslutats ger osäkra mätningar enär flodfårornars profil ständigt ändras under jökelloppens gång. Enstaka gånger är dock flodfårorna så väl definierade att direkta mätningar kan företagas och Mannings formula tillämpas. Det största jökellopp som kunnat mätas på detta sätt på Island, var Grímsvötn jökelloppet 1954, med en maximivattenföring på  $10\,500\text{ m}^3/\text{sek}$ , som mättes av S. Rist (Fig. 2). Den totala dämnda vattenmängden uppgick till  $3,5\text{ km}^3$ . Men i många fall erbjuder det hartnär oöverstigliga svårigheter att taxera jökelloppen nere på sandursslätterna och då måste andra metoder tillgripas.

Även om absoluta mätningar av de stora jökelloppen erbjuder stora svårigheter er det relativt lätt att erhålla tämligen tillförlitliga upplysningar om dessa jökellopps relativa förlopp. Sådana upplysningar föreligger faktiskt

om ganska många jökellopp, både Skeiðarárhlaup, Kötluhlaup och Grímsvatnahlaup. Dessa upplysningar har vi mestadels tack vare vakna och intresserade bönder som noga nedtecknat tidpunkten för jökelloppens början, kulmination, begynnande avtagande samt slut. Det visar sig att i stort sett är gångens densamma vare sig det gäller Grímsvatnahlaup eller glacialimnoga jökellopp s.s. Grænalónshlaup. De växer till en början långsamt, sedan allt snabbare så att vattenföringen är en exponentiell funktion av tiden, tills de når ett ephemeralt maximum, varefter de avtar synnerligen snabbt. Det diagram över Grænalón jökelloppen 1935 och 1939 som här visas (Fig 3 C), är uppgjort enligt beskrivningar av bonden Hannes på Núpsstaður, gården närmast väster om Skeiðarársandur. De absoluta siffrorna är baserade på taxering av den totala vattenvolymen i sjön Grænalón som avtappades fullständigt. Det inses lätt, att om man vet den totala vattenmängd som avtappas, så kan man med någorlunda säkerhet bestämma vattenföringen ty därigenom är ju den totala arealen innanför diagrammet given och jökelloppets gång som redan nämnts någorlunda fastställd. Det visar sig ju också att de diagram, som på detta sätt konstruerats stämde mycket väl överens med ett diagram över ett litet jökellopp från en av Höffellsjökulls isdämda sjöar (Fig. 4) baserat på pegelmätningar av vattenföringen (Hjulström 1953, s. 171).

Det visar sig också att Grímsvötn jökelloppen har ett förlopp slående lika de glacialimnoga jökelloppens. Det framgår av diagrammen över jökelloppen 1922, 1934, 1938 och 1945 (Fig 3 D och E), konstruerade på samma sätt som de för Grænalón jökelloppen samt det diagram över jökelloppet 1954 som baserats på Rists direkta mätningar av vattenföringen.

Men hur har då den totala vattenmängden i Grímsvötn jökelloppen före 1954 taxerats? Till denna taxering, som måste betecknas så som approximativ har vi nått fram på följande sätt.

Vi vet att under de senaste århundraden och fram till 1934 inträffade Grímsvötn jökellopp slående regelbundet med 9 - 12 års mellanrum, i medeltal vart 10de år, t.ex. 1934, 1922, 1913, 1902, 1892, 1883, 1873. Vi vet genom fleråriga undersökningar av Grímsvötnområdet, att det vatten som dräneras i ett dylikt jökellopp är endast till liten del smältvatten som bildas i samband med själva utbrottet. Huvudsakligen är det smältvatten tillkommet genom kontinuerlig subglacial solfatara-aktivitet inom Grímsvötn området, samt ablationsvatten från det område som dräneras till Grímsvötn depressionen, ett område på 300 km<sup>2</sup>. Jökelloppen regelbundna mellanrum förklaras enklast genom antagandet att avtappningen regleras av samma slags mekanism som reglerar de glacialimnoga jökelloppen och att vattentillförseln till Grímsvötn depressionen är någorlunda konstant, samt att det troligen är avtappning av vattnet i depressionen med en sänkning av vattenytan på 200 m och medföljande tryckavlastning som sätter i gång vulkanutbrotten och inte vice versa.



Om det ej rådde någorlunda ballans mellan tillförsel av is till Grímsvötn depressionen och smältning av den samma så skulle denna depression antingen fyllas eller fördjupas, men den har av allt att döma existerat i form liknande den nuvarande i många hundra år. Vi kan därför antaga, att den totala vattenföringen i ett normalt Grímsvatnahlaup motsvarar 10 årig nederbörd på det område av  $300 \text{ km}^2$  som dräneras till Grímsvötn depressionen. Sedan 1953 har vi därför utfört årliga mätningar av ackumulationen inom detta område för att komma fram till ett någorlunda medelvärde för årsnederbörden som varierar mycket från år till år. Detta materiel har ännu inte bearbetats fullständigt, men värdet ligger mellan 2 000 och 2 500 mm/år. 2 500 mm års nederbörd inom detta  $300 \text{ km}^2$  område motsvarar  $7,5 \text{ km}^3$  på 10 år. Utgår man från den siffran kan man med ledning av det vi vet om Grímsvötn jökelloppens förlopp taxera maximivattenföringen till inemot  $50\,000 \text{ m}^3/\text{sek}$ . Troligen kommer den definitiva bearbetningen av vårt material att visa att dessa siffror är snarast i överkant och att omkr.  $40\,000 \text{ m}^3/\text{sek}$ , är en sannolikare maximisiffra för vattenföringen i ett Grímsvötn jökellopp.

Under våra årliga expeditioner höst och vår till Grímsvötn undersöker vi inte endast ackumulation och avsmältning utan även de årliga ändringarna inom Grímsvötn området där vi kunnat konstatera en regelbunden höjning av firn-~~is~~stäckets inom Grímsvötn depressionen mellan jökelloppen, vilket bevisar antagandet av en kontinuerlig vattentillförsel. Under de senaste decennierna har intervallen mellan jökelloppen varit mycket kortare än tidigare, i medeltal omkr. 5 år, med motsvarande minskning av deras totala vattenföring. Orsaken är med all sannolikhet huvudsakligen att söka i jökeln avtunning, men ändringar i den subglaciala topografien kunna också ha ägt rum. Seismiska undersökningar av istäckets mäktighet inom Grímsvötnområdet har visat sig vara förbundna med stora svårigheter, sannolikt på grund av de stora mängder aska som är inbäddade i isen. Men kort sydöst om Grímsvötn har Vatnajökull sin största mäktighet, 1000 m.

Med hjälp av våra nuvarande kunskaper om Grímsvötn området kan vi bedöma sannolikheten för att ett jökellopp skall inträffa. Vi anser det t.ex. möjligt att ett jökellopp kan inträffa där nu till hösten, men sannolikare, att det ej sker förrän näste år. Och när ett jökellopp från Grímsvötn börjat, och de börja som redan nämnts långt innan de kulminera, kan vi någorlunda förutsäga den totala samt den maximala vattenföringen.

Erfarenheterna från Grímsvötn får man akta sig för att generalisera när det gäller andra vulkanogena jökellopp. Sålunda får det anses mycket sannolikt att de våldsammaste jökellopp som inträffar på Island, Kötluhlaup, är direkt förbundna med vulkanen Katlas utbrott och att smältningen äger rum

under en mycket kort tidsperiod innan det synliga utbrottet börjar. Katlas utbrott brukar inträffa 2 gånger per sekel, det sista inträffade 1918, så att ett nytt är snart att vänta.

Katlas jökellopp är i sanning fantastiska. Med all säkerhet uppgår maximivattenföringen till över 100 000 m<sup>3</sup>/sek. och troligen överträffar den Amazonas vattenföring, så att det blir världens största älv som flödar fram över Mýrdalssandur. Det har varit svårt att förklara hur så stora vattenmängder att de kan astådkomma ett dylikt jökellopp kan magasineras under Mýrdalsjökulls istäcke, som har en mäktighet av ca. 500 m. Men ett litet jökellopp som inträffade där den 25. juni 1955 ger en nyckel till förklaring av detta. Detta jökellopp som härstammde från Katla området mättes av S. Rist (Rist och Thorarinsson 1955). Fig. 5 visar ett diagram av detta jökellopp, jämfört med jökellopp från Grímsvötn och några andra (Thorarinsson 1957, Fig. 2). Den frapperande skillnaden är att jökelloppet från Katla området är så kortvarigt och att dess maximi vattenföring är så mycket större än de andra jökelloppens i relation till den totala vattenföringen. Detta jökellopp maximivattenföring som nåddes inom en timme efter dess början, uppgick enligt Rists mätningar till omkr. 3 000 m<sup>3</sup>/sek. eller omkr. 50% av maximivattenföringen i ett Grænalónhlaup under det att dess totala vattenmängd var endast 28 giganlitrar eller 2% av den totala vattenföringen i ett Grænalónhlaup. Med ledning av diagrammet över detta jökellopp kan vi grovt uppskatta att en avtappning av 2 km<sup>3</sup> vatten från Katla området, d.v.s. en tredjedel av det som avtappas genom ett normalt Skeiðarárhlaup skulle resultera i en maximivattenföring på ca. 200 000 m<sup>3</sup>/sek. Så stor är maximi-vattenföringen knappast, varav den slutsatsen kan dragas, att den totala vattenmängden i ett Kötluhlaup troligen ligger mellan 1 och 2 km<sup>3</sup>. Förklaringen till Katla jökelloppens speciella typ är troligen den stora höjdskillnaden mellan vattenreservoaren jämfört med längden av den väg vattnet har att bana sig under isen, vilket framgår av följande tabell:

	<u>Höjdskillnad mellan vatten- reservoarens yta och utlopp vid jökelfrån.</u>	<u>Horisontalavstånd reservoar/utlopp.</u>	<u>Höjdskillnad: Horisontalavstånd</u>
Katla	900 m	14 km	1:16
Grímsvötn	1330 -	50 -	1:38
Skaftárkvos	650 -	42 -	1:65
Grænalón	500 -	20 -	1:40
Gjánúpsvatn	80 -	3,8 -	1:47

Att taxera den totala vattenmängden och den maximala vattenföringen när Katlas nästa stora jökellopp inträffar blir en svår uppgift och vi är tack-samma för alla uppslag om hur detta bör lämpligast göras. En möjlighet vi diskuterat som den troligen lättast genomförbara är att mäta volymen av jökeltvattnet i oceanen utanför Mýrdalssandur. Det förefaller troligt att sammanblandningen med havsvattnet är långsam nog för att tillåta detta om ett skepp och utrustning är i beredskap. Det gäller då att försöka Katlas utbrott så att vi har en tillräcklig tid för förberedelser. Hur detta kan göras är en sak som ligger utanför detta föredrag men jag kan nämna att kontinuerliga undersökningar av den kemiska sammansättningen av det jökeltvatten som har sitt ursprung från Katlaområdet möjligen kan ge en indikator på ett Katla-utbrott och därigenom ett Kötluhlaups annalkande (Sigvaldason 1963).

#### Literaturförteckning

- Áskelsson, J. 1936: On the Last Eruptions in Vatnajökull. Soc. Sci. Isl. 18. Reykjavík.
- Glen, J.W. 1954: The Stability of Ice Dammed Lakes and other Water filled Holes in Glaciers. Jour. of Glaciol. 2, 15:316-318.
- Hjulström, F. 1953: På expedition till isländska sandurfält 1951 och 1952. Ymer, 73: 161-191.
- Liestöl, O. 1956: Glacier Dammed Lakes in Norway. Norsk Geol. Tidsskr. 15, 3-4: 122-149.
- Lliboutry, L. 1956: Nieves y glaciares de Chile. Ediciones da la Universidad de Chile. Santiago de Chile.
- Nielsen, N. 1937: Vatnajökull. Kampen mellem Ild og Is. København.
- Rist, S. 1953: Skeiðarárhlaup 1954 (The Hlaup of Skeidará 1954). Jökull, 5:37-40.
- Rist, S. og 1955 a: Skaftárhlaup í september 1955. Jökull, 5: 37-40.
- Thorarinss., S. 1955 b: Rannsókn á Kötlu og Kötluhlaupi 1955. Jökull, 5: 43-46.
- Sigvaldas., G. 1963: Influence of Geothermal Activity on the Chemistry of three Glacier Rivers in Southern Iceland. Jökull, 13:10-17.
- Stone, K.H. 1963 a: Alaska Ice-Dammed Lakes. Ann. Ass. Amer. Geographers 53, 3: 332-349.
- 1963 b: The Annual Emptying of Lake George, Alaska. Arctic, 16, 1:27-40.

- Thorarinss, S. 1938: Über anomale Gletscherschwankungen mit besonderer Berücksichtigung des Vatnajökullgebietes. Geol. Fören. Förh. 60:490-506.
- 1939: The Ice Dammed Lakes of Iceland with Particular Reference to their Values as Indicators of Glacier Oscillations. Geogr. Ann. Stockh. 21:216-242.
  - 1953 a: Some new Aspects of the Grímsvötn Problem. Jour. of Glaciol. 2, 14:267-274.
  - 1953 b: The Grímsvötn Expedition June-July 1953. Jökull, 3:6-23.
  - 1957: The Jökulhlaup from the Katla Area in 1955 compared with other Jökulhlaups in Iceland. Jökull, 7:21-25.
- Wright, J. 1935: The Hagavatn Gorge. Geogr. Jour. 86.

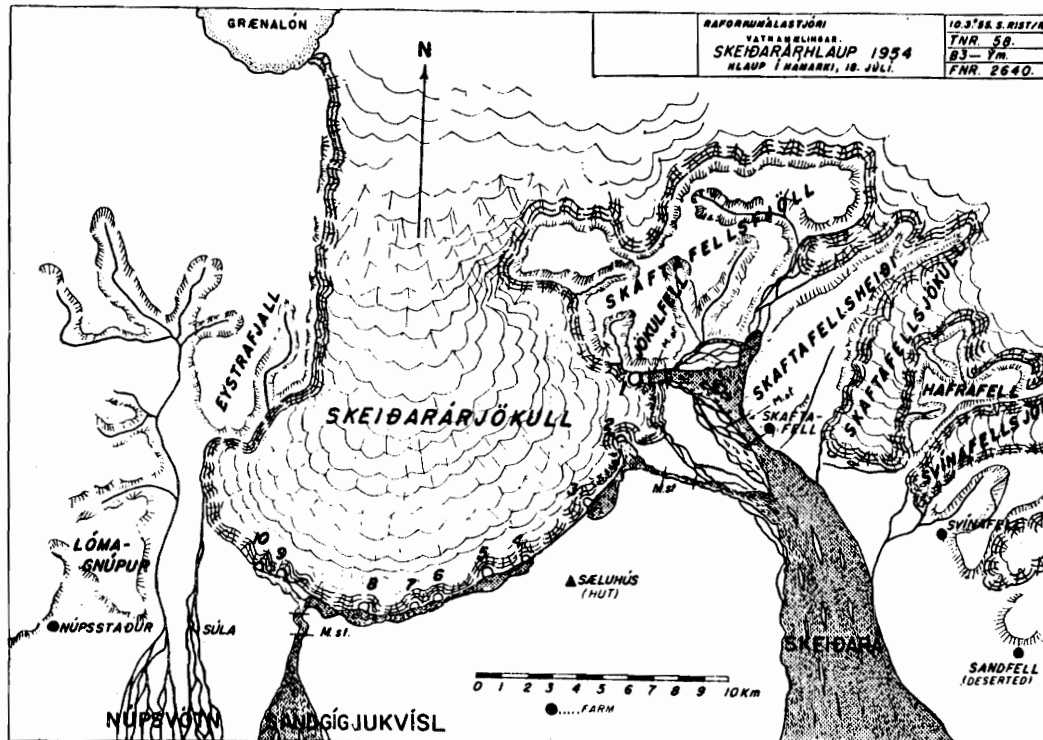


Fig. 1. Skeiðarárjökull och utloppen för Grímsvötn jökelloppet i juni 1954 (Ur Rist 1955).

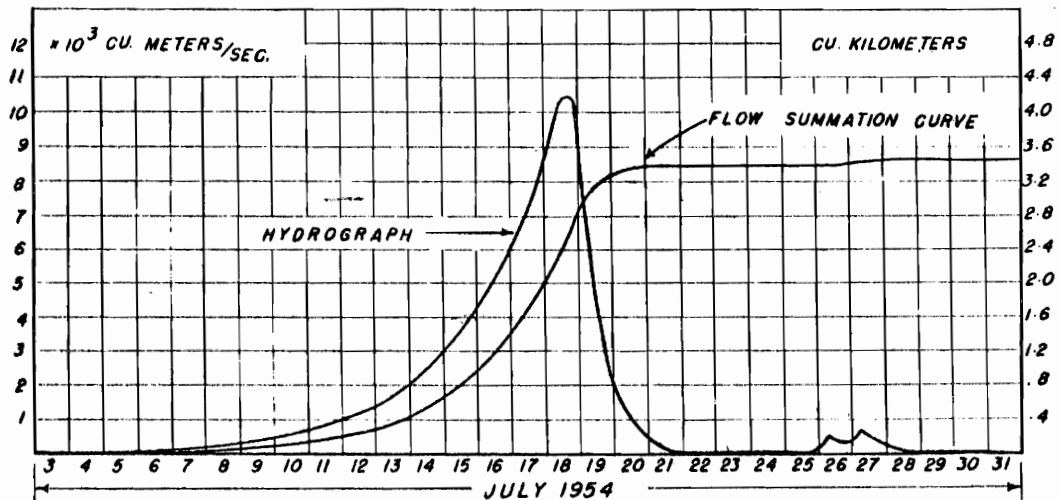


Fig. 2. Vattenföringen i Grímsvötn jökelloppet 1954 (Ur Rist 1955).

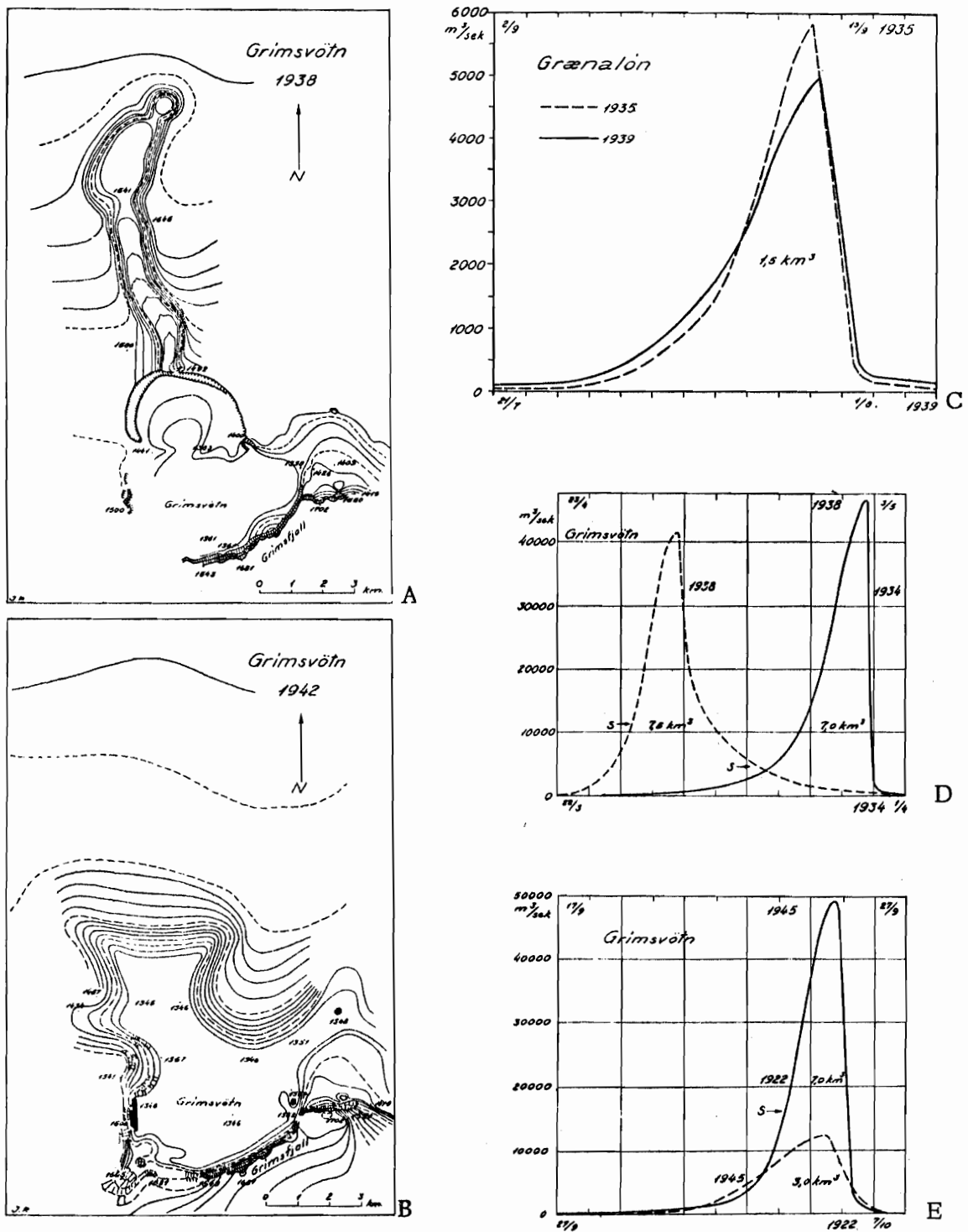


Fig. 3. A och B: Kartor över Grímsvötn 1938 och 1942.  
 C: Diagram över vattenföringen i Grænalón jökkeloppen 1935 och 1939,  
 D: Grímsvötn jökkeloppen 1934 og 1938,  
 E: Grímsvötn jökkeloppen 1922 och 1945 (Ur Thorarinnsson 1953).

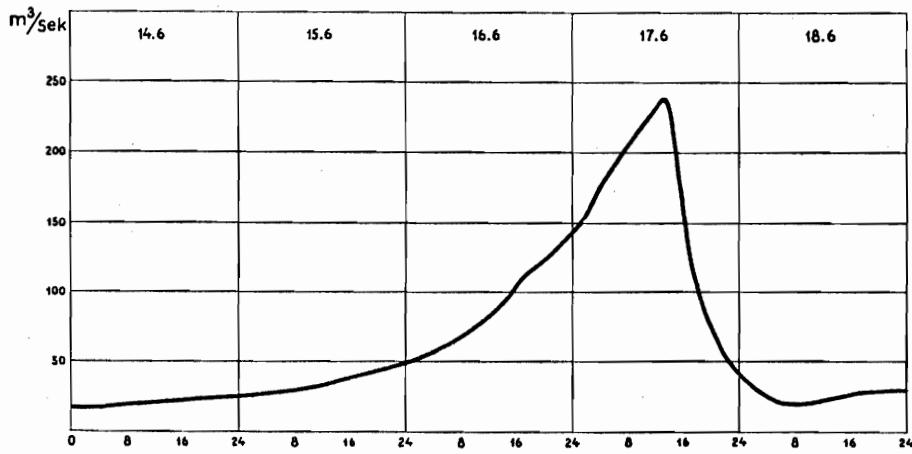


Fig. 4. Pegelregistering av ett litet jökellopp från Gjánúpsvatn 1951 (Ur Hjulström 1953).

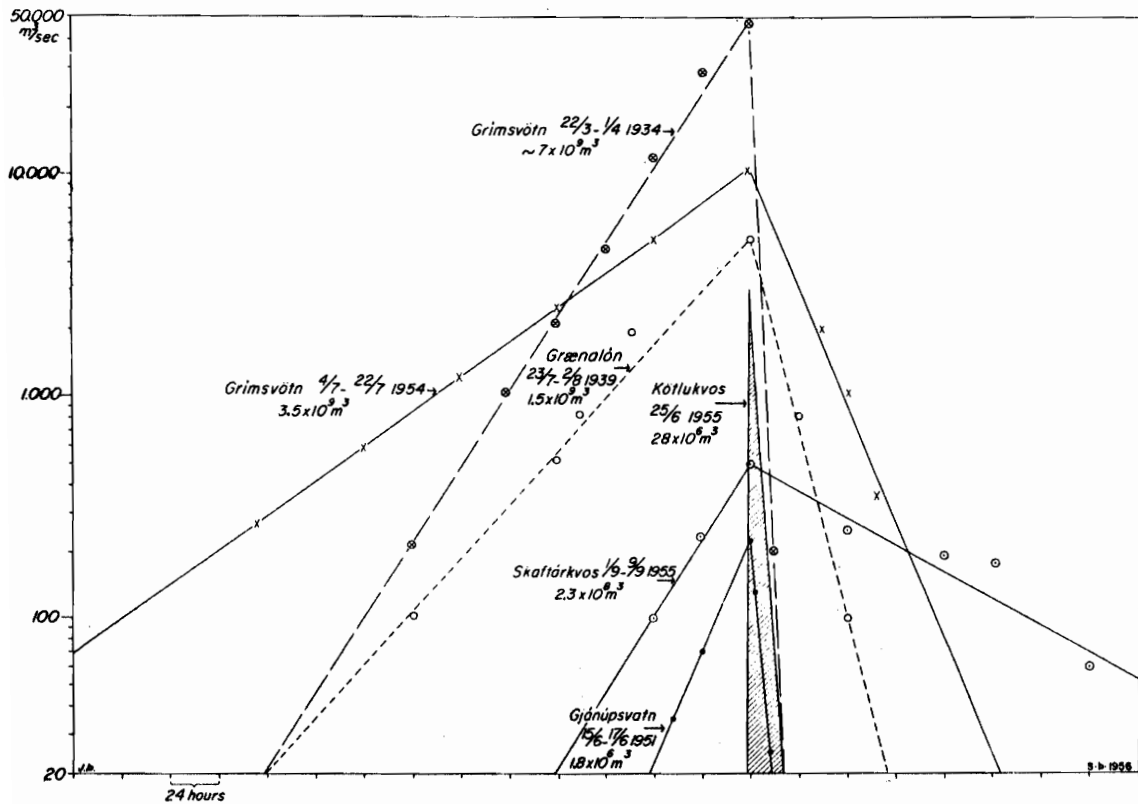


Fig. 5. Vattenföringen i ett litet jökellopp från Katla området i juni 1955 jämförd med vattenföringen i några andra vulkanogena och glacialimnoga jökellopp. (Ur Thorarinsson 1957).

Guðmundur Pálmason

and

Gunnar Bodvarsson:

## GEOTHERMAL ACTIVITY IN ICELAND

### Introduction

The purpose of the present paper is to review the main results of geothermal exploratory work and indicate the role of thermal water in the general hydrological cycle in Iceland. Current view on the nature of thermal activity is given as well as a description of the main geophysical methods used in exploration of thermal fields.

Of the more important contributions to the study of thermal activity in Iceland the following should be mentioned: Thoroddsen (1925), Thorkelsson (1940), Einarsson (1942), Barth (1950) and Bodvarsson (1950, 1951, 1961, 1962).

### Geological aspects

Iceland is located on the crossings of two oceanic structures, the Faeroes-Iceland-Greenland Rise and the Mid-Atlantic Ridge. It is composed largely of Tertiary flood basalts, that is more or less horizontal lava flows with thin intercalations of sediments, with younger volcanic rocks occurring along the belt of active volcanism, which crosses the country from southwest to northeast. According to recent seismic work on the structure of the pile of basalt lava (Tryggvason and Båth, 1961, Pálmason 1963), it consists of three seismic layers with P-wave velocities 2.8 km/sec, 4.2 km/sec and 5.1 km/sec overlying a substratum with P-velocity 6.3 km/sec. The three layers are interpreted as Quaternary volcanic rocks along the active belt, Tertiary flood basalts, and Tertiary flood basalts mixed with intrusions, respectively. The substratum is believed to consist of mafic material. The total thickness of the three lava formations is from 1.2 to 4.5 km. Fig. 1 shows a cross section through the plateau basalts in northern Iceland along line A-B shown on Fig. 2.

A conspicuous feature of Iceland is a large number of tectonic fissure systems generally running in a northeast-southwest direction, mainly along the belt of active volcanism. Basalt dykes cutting through the flood basalts are very common. Postglacial volcanism is largely confined to the active belt.

The geological structure of Iceland is thus very different from continental structure, and this is intimately related to the occurrence of thermal activity in Iceland.



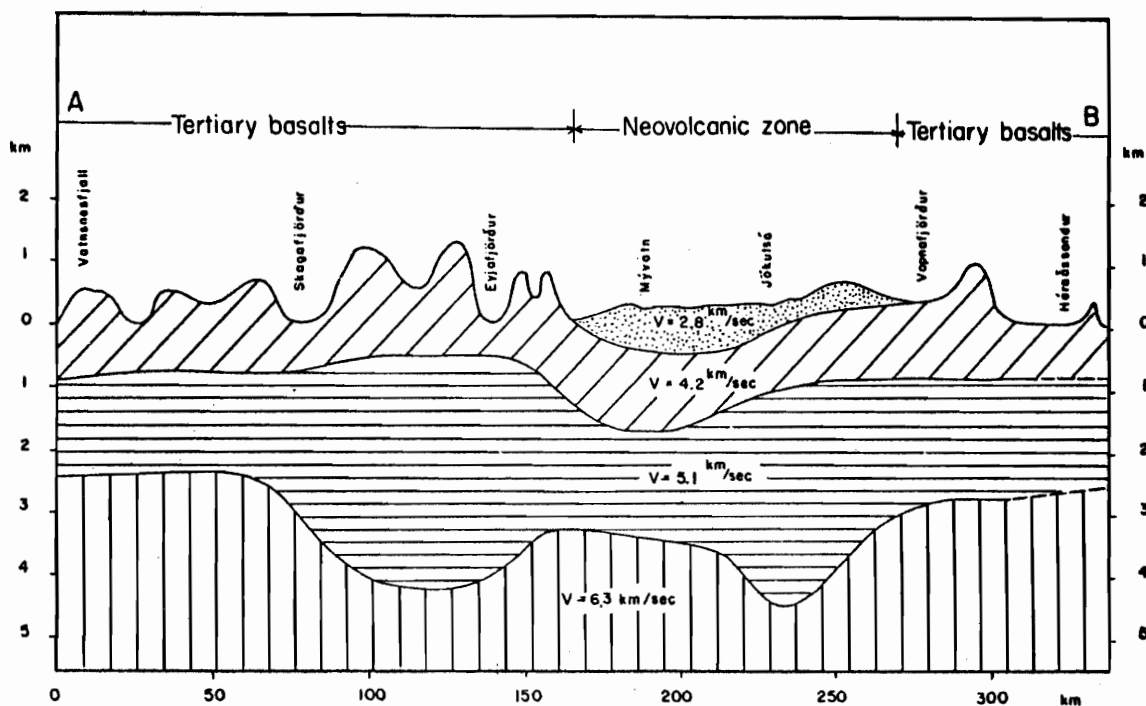


Fig. 1. Schematic structure section through the basalt lava in northern Iceland (after Pálmason, 1963).

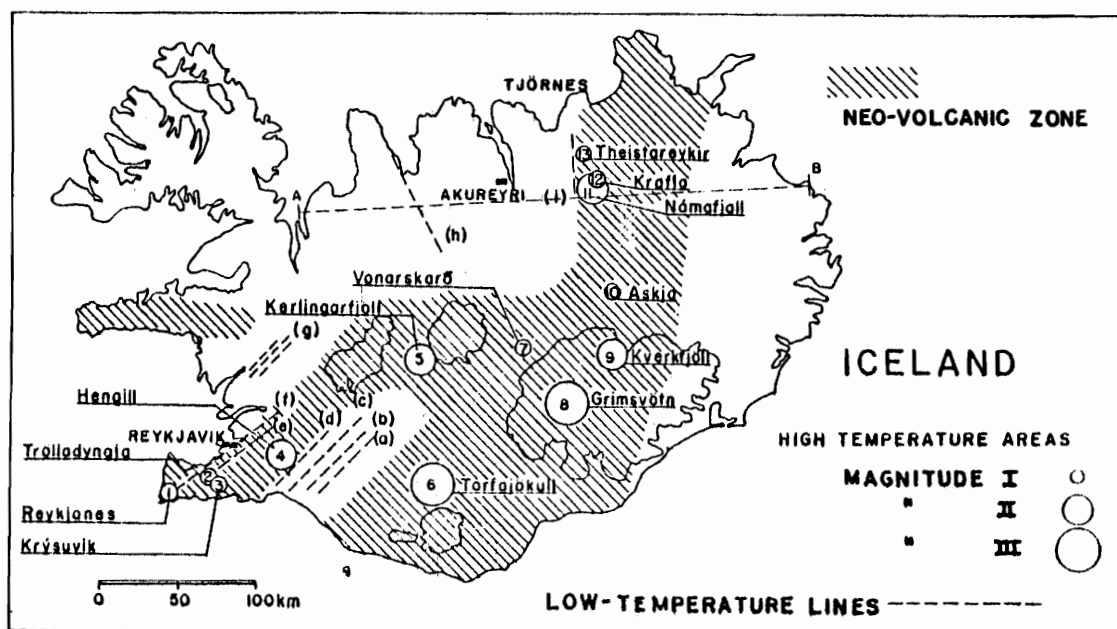


Fig. 2. Distribution of thermal areas in Iceland.

### Geographical distribution of thermal areas

Bodvarsson (1961) has divided thermal activity in Iceland into two groups, the high-temperature activity and the low-temperature activity. This division is based on temperature conditions and the concept of base temperature discussed later.

The low-temperature activity is mainly confined to the lowlands of the western half of the country where about 600 major springs are scattered over about 250 thermal areas. The occurrence of springs is often found to follow a linear pattern. The total integrated flow of all hot-water springs is roughly 1500 l/sec. The total sensible (above 4° C) heat output of the springs amounts to some  $10^8$  cal/sec, giving an average temperature of 75° C.

The high-temperature areas are all situated in the Neovolcanic zone. There are 13 such areas in Iceland, and they are characterized by a great number of steam holes, large areas of hot ground and a very high degree of thermal metamorphism. The total heat output of these areas has been very roughly estimated at  $10^9$  cal/sec, i.e. ten times that of the low-temperature activity.

Fig. 2 shows the geographical distribution of the main thermal areas in Iceland. A magnitude scale has been adopted to roughly classify the areas with regard to heat output as follows:

Magnitude	Total heat output
I	5 - 25 · 10 <sup>6</sup> cal/sec
II	25 - 125
III	125 - 750

Data on individual thermal areas are given in Tables I and II.

TABLE I

Major low-temperature thermal lines in Iceland

	Total natural flow liters/sec.	Max. surface temp. C.	Heat output magnitude	Remarks on drilling base temperature, etc.
(a)	52	100	I	
(b)	140	100	I	
(c)	60	100	I	Includes the Great Geysir, borderline case.
(d)	70	100	I	Borderline case.
(e)	120	83	I	Base temp. at Reykir 98° C, 70 boreholes at Reykir, max. depth 1,380 meters. Output of boreholes 320 liters/sec. at 87° C.
(f)	10	88	I	Base temp. in Reykjavik 146° C, max. depth 2,200 meters. Output of boreholes 310 liters/sec at a max. temp. 138° C.
(g)	400	100	II	System of lines. Includes largest hot water spring at Deildartunga.
(h)	70	89	I	
(i)	145	100	I	Borderline case.

TABLE II

High-temperature thermal areas in Iceland

Name	Elevation m	Area km <sup>2</sup>	Heat output magnitude	Remarks on drilling base temperature etc.
1. Reykjanes	15	1	I	One borehole 162 m deep
2. Trölladyngja	120	5	I	
3. Krýsuvík	150	10	I	15 boreholes, max. depth 1,200 m. Base temp. appr. 230° C.
4. Hengill	30-600	50	II	Base temp. approx. 230° C. Numerous shallow boreholes, 8 deep boreholes max. depth 1,200 m.
5. Kerlingafjöll	900	5	II	
6. Torfajökull	900	100	III	
7. Vonarskard	1,000		I	
8. Grímsvötn	1,000	12	III	Under the Vatnajökull ice sheet.
9. Kverkfjöll	1,500	10	II	
10. Askja	1,050		I	
11. Námafjall	350	2,5	II	Several boreholes, max. depth 430 m. Base temp. approx. 220° C.
12. Krafla	450	0,5	I	
13. Theistareykir	330	2,5	I	

### Nature of the hydrothermal systems

As mentioned above the structure of the plateau basalts in Iceland is rather favorable to deep circulation of water. Although not much is known in detail about this circulation, certain conclusions can be drawn from available data. A few of the main points will be discussed in the following.

Opinions have differed on the question of the origin of the thermal water. It was earlier considered (Barth, Sonder), that the thermal water derived its heat content from magmatic water and gases ascending from below. This view was never accepted by Icelandic geologists and has now been discarded. The energy balance of the large thermal areas cannot be explained on the basis of the magmatic theories.

A more likely explanation is that the thermal water is mainly surface meteoric water, which circulates through the deeper strata of the flood basalts and derives its heat content from contact with the rock. Chemical and isotopic composition of the water is indicative of meteoric origin. The thermal gradient has been measured in a number of boreholes in Iceland and the results indicate a gradient between 30 and 150° C /km. The thickness of the flood basalts is from about 1,2 to 4,5 km, and sufficiently high temperatures are therefore found in the lower parts of the flood basalts to account for the thermal activity. Energetic considerations also show that the heat content of relatively small volumes of rock can very well sustain the low-temperature thermal activity.

The high-temperature activity is probably connected with magmatic intrusions, which heat up circulating ground water at depth. This activity is confined to the zone of recent volcanism, and it is therefore likely that magmatic intrusions which do not reach the earth's surface are a major source of heat for these areas.

As mentioned earlier the structure of the flood basalt formations is favorable to water circulation. Although individual lava flows are relatively impermeable, the contacts between these may be permeable, and hot springs are sometimes associated with such contacts at the surface. More or less vertical dykes also form permeable channels along which hot-water may ascend to the surface. Thermal activity in the Tertiary basalt districts is frequently found to be related to basalt dykes.

The hydrothermal circulation systems thus are composed of presumably widespread aquifers in the lower part of the flood basalt formations and associated recharge and outlet areas. These deeper aquifers are largely isolated from the surface ground water except for the recharge areas. A good example of this isolation is the Reykjavik thermal area, which is located close to the sea shore. Boreholes have been drilled to 2,200 meters

depth with water production at various depths. No signs have been found of sea water in these holes. This isolation of the lower circulation channels is explained by the chemical action of the water. The hot water at depth dissolves minerals from the rock and on approaching the surface and cooling, precipitates are formed in the channels, mainly silica and calcite. Opening of new channels may be the result of tectonic processes. There is considerable seismicity in Iceland and changes in surface thermal activity are often observed to accompany earthquakes. It is also possible that the isostatic upwarping of Iceland at the end of the Pleistocene may have been an important factor in opening up water channels in the flood basalts.

The recharge areas to the hydrothermal systems are less well known than the outlet areas, which constitute the surface thermal areas. The recharge areas are believed to be closely related to the large tectonic fault systems which are very common in the Neovolcanic zone. In one recently drilled exploratory borehole at Kaldársel about 10 km south of Reykjavik, a fairly constant temperature of 2-5° C was observed down to a depth of 750 meters. This is close to the average temperature of ground water below the seasonal temperature variations near the surface. This phenomenon has not been observed in other boreholes in Iceland of comparable depth. The borehole is situated in a major tectonic fault system, and the nearly constant temperature found may be due to an unusual permeability of the volcanic formations down to a depth of 750 meters.

The driving force of the circulation systems is the thermo-artesian pressure difference generated between the intake and outlet channels. The density difference of water at 5° C and 100° C for instance is 0.04 g/cm<sup>3</sup>. The hydrostatic pressure difference at the bottom of 1000 meters long columns of 5° C and 100° C water would thus be 40 metres of water. Boreholes producing hot-water or steam can always be quenched by pumping cold water into them. As the cold water is warmed up again by the surrounding rocks the holes gradually reach full discharge capacity again.

The effect of boreholes in thermal areas is to decrease the resistance to flow of water offered by the outlet near-surface channels. The boreholes which cut water aquifers provide a low resistance channels to the surface and such holes may have a heat output which exceeds the natural heat flow of the thermal area, both by conduction and as sensible heat (above 4° C) of water and steam. Natural thermal activity in the vicinity of such boreholes is often found to diminish.

The temperature of the deeper parts of the hydrothermal circulation systems is defined as the base temperature of the system. For the flood

basalt formation with a thickness usually about 2-3 km it will probably in most cases be reached at a depth of the order of 1,000 meters. The above mentioned division of thermal areas into high-temperature and low-temperature areas is conveniently based on the base temperature concept. The upper limit for the low-temperature areas is somewhat arbitrarily put at 150°C, while the high-temperature areas have higher base temperatures. The highest base temperature measured so far is 232° C in the Hengill thermal area, which is about 50 km east of Reykjavik.

The base temperature of a hydrothermal system can often be inferred from the amount of chemical components dissolved in the water, as it emerges at the surface in a thermal area. Of particular importance appears to be the SiO<sub>2</sub> content of the water. Silica from the basaltic rock is dissolved in the water, and the solubility increases with increasing temperature. Precipitation of SiO<sub>2</sub> on cooling is a very slow process in weak oversaturated solutions and the content of silica in the water is therefore indicative of the temperature at the base of the hydrothermal system. The available data on base temperatures, T<sub>b</sub>, and SiO<sub>2</sub> content indicate the following relationship

$$\text{SiO}_2 \text{ (ppm) } = 25 + T_b$$

where T<sub>b</sub> is in °C. This relationship is of importance in preliminary evaluation of thermal areas.

A programme for the study of isotopic composition of natural hot-water as well as surface ground water is being carried out by the Physical Laboratory of the University of Iceland. This involves study of the deuterium and tritium content of the water. There are regional variations in the deuterium content of surface ground water and by comparison the deuterium content of thermal water may indicate possible sources of the hot-water. The tritium content of natural thermal water may disclose the "age" of the water, i.e. the circulation time along the subsurface hydrothermal system. In recent years the tritium content of rain water has increased considerably due to the H-bomb tests which have been carried out every now and then since 1954. This is evident in surface ground water. No increase in tritium content of thermal water has been detected so far, which indicates an "age" of the water of more than 10 years.

## Exploration methods

As thermal areas are of frequent occurrence in Iceland, exploration has been largely confined to areas, where natural thermal activity occurs at the surface. The exploration methods in current use involve a) geological surveys to detect structural features (faults, dykes etc.) which can be related to the surface thermal activity, b) geophysical and geochemical investigations as an aid to and continuation of the geological survey, and c) exploratory drilling with accompanying geological, geophysical and geochemical investigations in the boreholes.

In the following the geophysical methods will be described somewhat further and examples given of their use.

The geophysical methods can be divided into two groups, the direct and the indirect methods. The direct methods furnish data on the subsurface temperature, while the indirect methods are used to investigate structural features of the rocks in a thermal area, such as faults, dykes and other types of intrusions, which may have a relation to the thermal activity.

### Direct methods

Two direct methods are in common use, a) the thermal methods which involve temperature measurements in boreholes and heat flow studies at the surface, and b) the electrical resistivity method.

a) The subsurface temperature field constitutes the most important set of physical data to be assessed in an exploration of a thermal area. Measurement of temperatures in boreholes for the purpose of inferring formation temperature is therefore carried out in most available boreholes, both in thermal and non-thermal areas.

Many disturbing factors can affect the normal subsurface temperature field. In Iceland the most important factor is flow of water in the flood basalt formations, and possibly gases and magma in the zone of active volcanism.

Most boreholes which have been drilled lately in thermal areas have a depth of 500-1,500 meters. The deepest hole is in Reykjavik and is 2,200 meters deep. In addition to these a number of shallow holes, 50-100 meters, have been drilled both in thermal and non-thermal areas to measure the surface temperature gradient.

An important consideration in thermal studies in boreholes is the disturbance of the rock temperature due to the drilling fluid circulation and water flow after drilling has come to an end. For the effect of the drilling fluid to become negligible it may be necessary to wait for weeks and even months after the drilling has stopped.



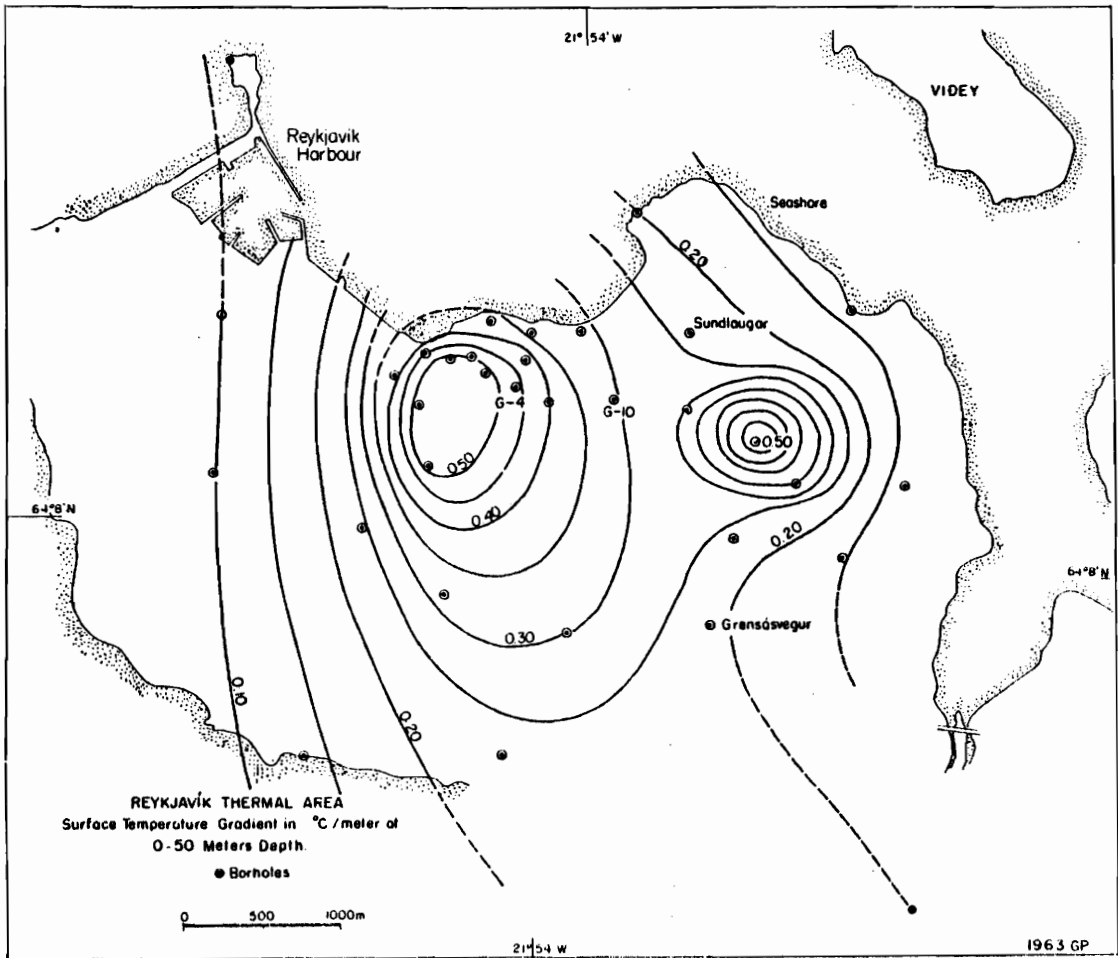


Fig. 3

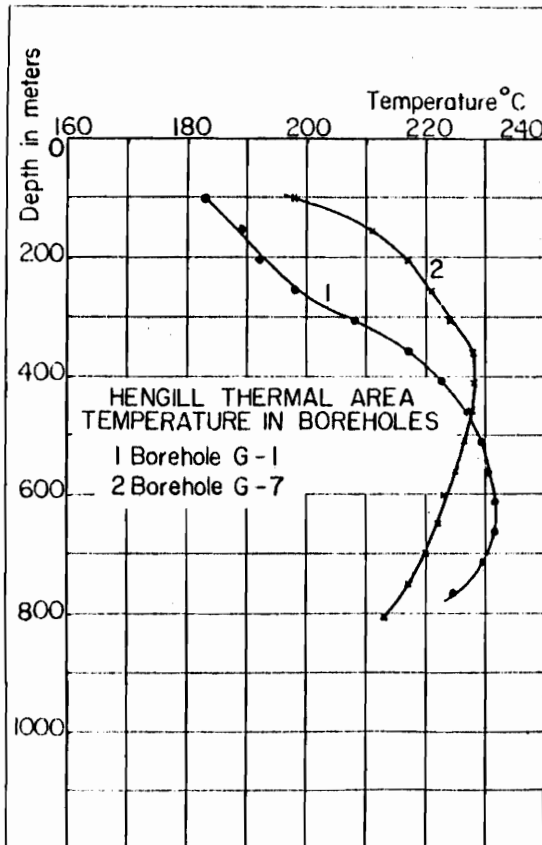


Fig. 4

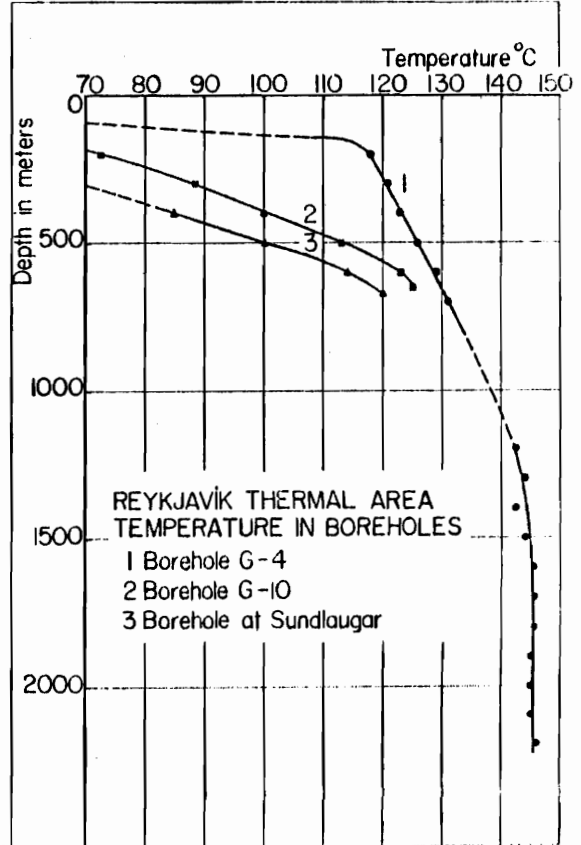


Fig. 5

For a preliminary study of a thermal area, measurement of surface temperature gradient is indicative of possible flow of hot-water at depth. As mentioned earlier another indicator of subsurface temperature conditions is the mineral content of natural thermal water in the area, in particular the  $\text{SiO}_2$  content of the water.

A few results of thermal measurements in boreholes are shown in Fig. 3-5. Fig. 3 shows lines of equal temperature gradient near the surface in the Reykjavik thermal area, which is located within the city of Reykjavik, and Fig. 4 gives temperature-depth relations for a few boreholes in this area. The temperatures are formation temperatures in the undisturbed holes. The Reykjavik area is a low-temperature area with a base temperature of about  $146^\circ\text{C}$  as indicated by the deepest borehole in Fig. 4.

The surface gradient map shows two maxima which correspond to two main upflow zones from the deeper aquifers and which were both associated with natural surface thermal activity.

Fig. 5 shows temperature-depth relation for two boreholes in the Hengill thermal area, which is located about 50 km east of Reykjavik. This area is a high-temperature area where a maximum temperature of  $232^\circ\text{C}$  has been measured. The temperature-depth curves show maxima at 400-600 meters depth with a marked decrease in temperature at greater depth. A probable explanation of these maxima is that they are due to a more or less horizontal flow of water at a depth of 400-600 meters. A total of 8 boreholes 300 to 1,200 meters deep have been drilled in the Hengill area. A correlation of the depth of the maxima between these holes indicates increasing depth towards the northern part of the borehole area and this is presumably the direction from which the water gradually ascends to the surface.

b) The electrical resistivity method of thermal prospecting is based on the fact that the resistivity of rocks decreases with increasing temperature and increasing degree of thermal alteration. The method has mainly been used for a study of near surface formations down to a depth of 100-200 meters. Geological conditions in Iceland are often such, that hot-water ascending through the bedrock spreads out on reaching highly permeable near-surface formations, such as Postglacial alva flows or alluvial sediments, which may be tens of meters thick. Under such circumstances the upflow zone in the bedrock may not readily be detectable from the distribution of surface thermal activity. Electrical resistivity mapping will usually localize the upflow zone as a minimum resistivity area.

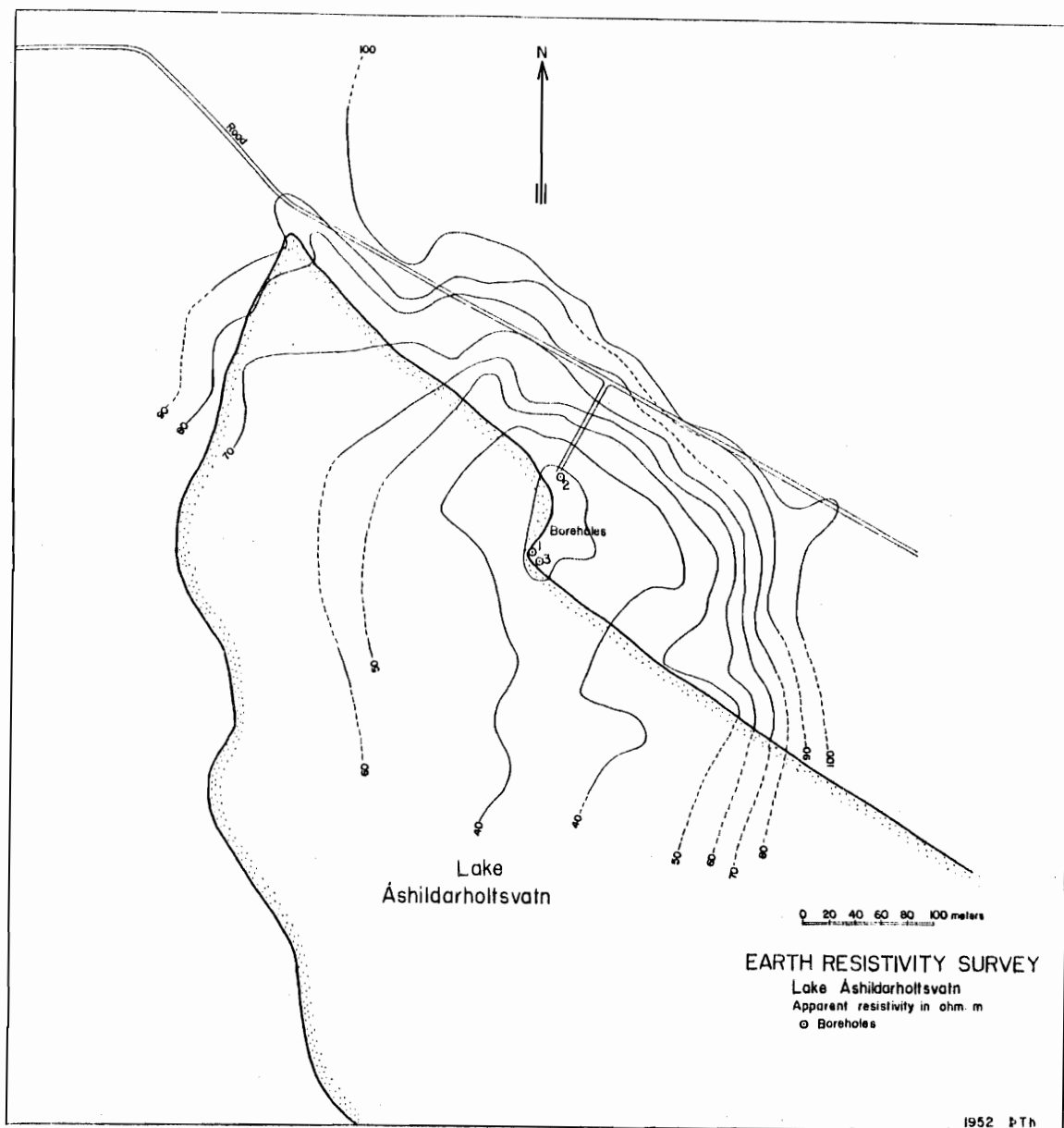


Fig. 6.

Fig. 6 shows an example of such a resistivity map for Saudárkrókur in northern Iceland. The area shown is at the shore of a small lake. Lines of equal apparent resistivity gave a minimum near the shore of the lake. A subsequent drilling at the minimum was successful.

Electromagnetic methods, which are commonly used in mineral prospecting, have as yet only been used on an experimental scale in thermal prospecting in Iceland.

#### Indirect methods

The indirect methods, which have been used in exploration of thermal areas in Iceland are a) magnetic, b) gravimetric and c) seismic methods. These methods furnish information on geological structure, which may be of use in locating thermal water channels.

a) The basalts in Iceland generally have a relatively strong remanent magnetization which is variable in strength and direction from one lava flow to another and probably to a lesser extent within single lava layers. Basalt dykes and other intrusions commonly have a magnetization different from the surrounding rocks. Anomalies of the earth's magnetic field near the surface are therefore frequently found above faults, dykes and other intrusions. As the flow channels in thermal areas are often associated with such structural features the magnetic method has been very useful in locating them where the bedrock is hidden under a surface cover of moraine and sediments.

b) The gravimetric method has been used to some extent for structural investigations. A regional survey of gravity has been made for the whole of Iceland (Einarsson, 1954). Mainly broader structural features of the flood basalts have been delineated with this method.

c) The seismic method has been used mainly for regional studies of the flood basalts (cf. Fig. 1) whose structure is believed to be closely related to the hydrothermal circulation systems. The thickness of the flood basalts is generally about 1.5 to about 4.0 km, and their longitudinal wave velocities vary from about 3.7 to 5.1 km/sec. The underlying substratum is little known and has a velocity of about 6.3 km/sec. It is believed to be largely impermeable to water.

#### Other methods

Of other methods that are used for the study of thermal areas, the isotopic method has been briefly mentioned earlier.

Besides regional studies of deuterium and tritium content of natural waters, experimental work is being done in areas with existing boreholes to study the subsurface thermal hydrology using radioactive iodine <sup>131</sup>. This is injected into some of the holes, and the effect is studied in other holes. Such work may be of importance in estimating the potentialities of individual thermal areas under exploitation.

## REFERENCES

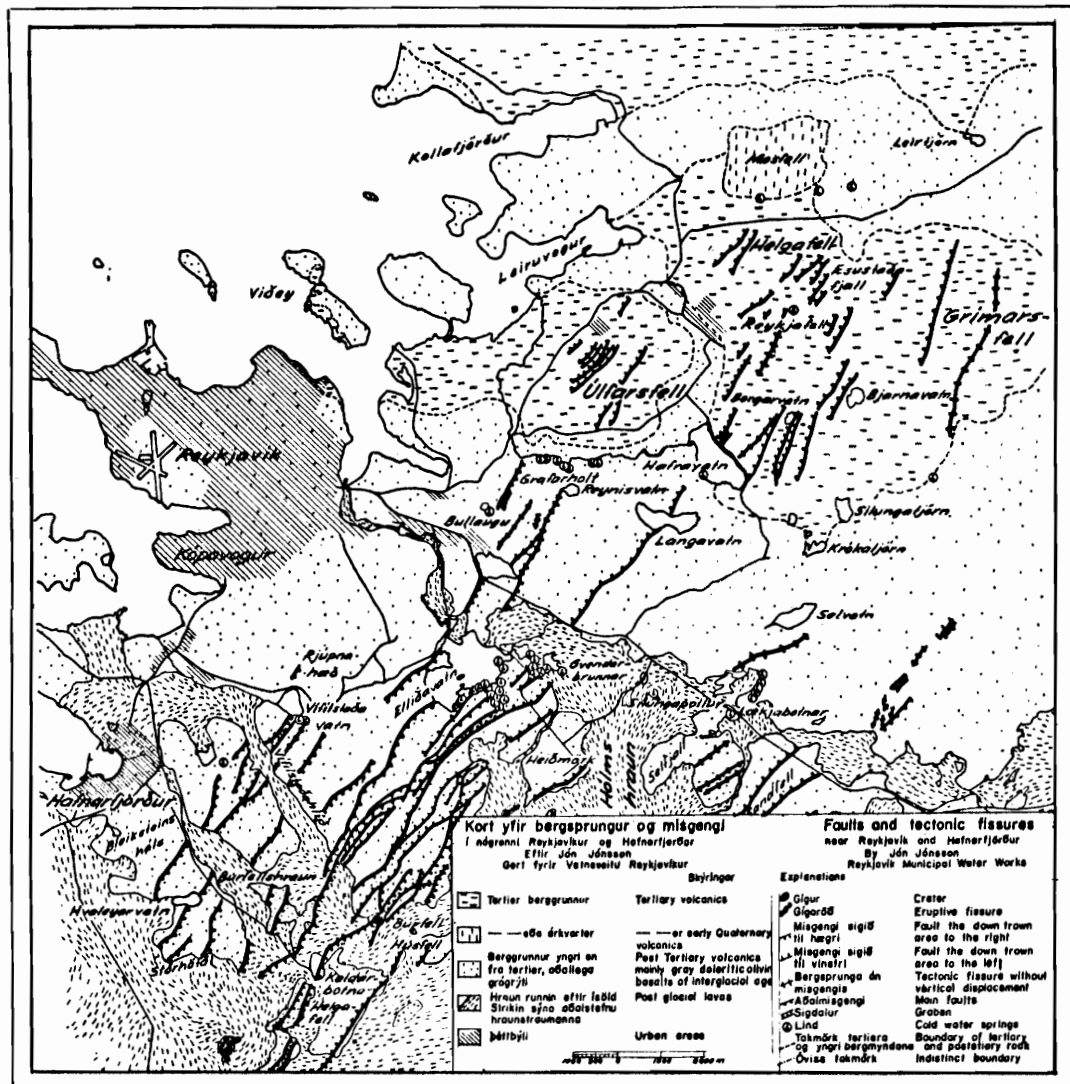
- Barth, T.F.W.: Volcanic Geology, Hot springs and Geysirs of Iceland. Carnegie Institution of Washington Publ. 587, 1950.
- Bodvarsson, G.: Geofysiske metoder ved varmtvandsprospektering i Island, Journal of the Engineers' Association in Iceland, 35, 49-59, 1950.
- " " Report on the Hengill Thermal Area. (In Icelandic with a summary in English.) Journal of the Engineers' Association in Iceland, 36, 1-48, 1951.
- " " Physical Characteristics of Natural Heat Resources in Iceland. Jökull, Reykjavik, 11, 29-38, 1961.
- " " The Use of Isotopes of Hydrogen and Oxygen for Hydrological Purposes in Iceland. Jökull, Reykjavik, 12, 49-54, 1962.
- Einarsson, Tr.: Über das Wesen der heissen Quellen Islands; Soc. Sci. Islandica, Reykjavik, 1942.
- " " A Survey of Gravity in Iceland. Soc. Sci. Islandica, Reykjavik, 1954.
- Pálmason, G.: Seismic Refraction Investigation of the Basalt Lavas in Northern and Eastern Iceland. Jökull, Reykjavik, 13, 40-60, 1963.
- Sonder, R.: Studien über heisse Quellen und Tektonik in Island. Zürich, 1941.
- Thoroddsen, Th.: Die Gesichte der isländischen Vulkane. D. Kgl. Danske Vidensk. Selsk. Skrifter. Naturvidenskab og Matematik, Afd. 8, Raekke IX, Copenhagen, 1925.
- Thorkelsson, Th.: On Thermal Activity in Iceland, Reykjavik, 1940.
- Tryggvason, E. and M. Båth: Upper Crustal Structure of Iceland. J. Geoph. Res., 66, 1913-1925, 1961.

Jón Jónsson:

GRUNDVATTEN OCH TEKTONIK I NÄRHETEN AV REYKJAVIK OCH  
HAFNARFJÖRDUR. (Sammanfattning)

Beggrunden i området i fråga består till största delen av interglaciala, doleritiska lavar, som mestadels härstamma från en sköldvulkan, Borgarhólar öster om Reykjavik, men även postglaciala lavaströmmar täcka ett betydande område. I områdets norra del förekomma tertiära lavar och tuffer.

Hela området genomsättes av ett stort antal tektoniska sprickor och förkastningar med riktning nordöst sydväst. Det har visat sig att nära nog samtliga källor i dette område stå i samband med sprickorna. Så är t.ex. fallet om Gvendarbrunnar, som Reykjavik får sitt dricksvatten ifrån och likaså om Kaldárbotnar där Hafnarfjörður tar sitt dricksvatten. Borrningar på skilda håll inom området tyda på att grundvattenivån i den del av sprickzonen som genomsätter de post-tertiära bergarterna torde vara ungefär den samma, eller i varje fall variera obetydeligt från plats till plats. Vidare har framkommit att mycket stora mängder utmärkt dricksvatten äro magasinerade i detts spricksystem. Det anses därför att man i framtiden bör inrikta sig på at skaffa dricksvatten åt Reykjavik, Hafnarfjörður och andra tätorter i dess närhet med borrningar i den del av sprickområdet som genomsätter de interglaciala och postglaciala lavorna. Undersökningar ha visat, at vad som är avgörande för grundvattenströmmarna i detta område äro förkastningar och tektoniska sprickor samt det predoleritiska landskapet d.v.s. det landskap som existerade innan de doleritiska lavorna började utbreda sig i området. Undersökningar av grundvattenståndet och grundvattenströmmarna inom detta område äro därför av vital betydelse. En del självregisterande pegrar ha redan blivit uppsatta genom Hydrologiska Byråns (Vatnamælingar) försorg och ett betydande antal undersökningsborrningar ha redan blivit gjorda av Reykjaviks Stads Vattenverk (Vatnsveita Reykjavíkur).



Dette kort la J. Jonsson frem på selve konferensen og ga videre følgende forklæringer.

Det förefaller sannolikt, att grundvattenströmmen i stort sett följer de tektoniska sprickorna, ifrån höglandet ut mot havet och att den är dirigerad av sprickorna. Som exempel kan anföras, att man kan följa en och samma förkastning från norra delen av Kaldidalur ända ut i havet på södra sidan av Reykjaneshalvön, en sträcka av något över 100 km. Man torde därför kunna räkna med att mycket stora mängder vatten äro magasinerade i detta spricksystem och att grundvattenströmmen är så mäktig att någon risk för inträgnande havsvatten icke föreligger även om borrhningar göras ned till djup långt under havsytan. Som exempel kan nämnas att ett borrhål vid Skyggvir nära Ellidavatn går ned till ett djup av mera än 200 m under havsytan och ett annat vid Kaldársel slutar vid ett djup av c:a 900 m under densamma utan att några som helst spår av havsvatten observerats. I detta sammanhang kan även nämnas att det hittills djupaste borrhålet på Island, ett borrhål för varmvatten i Reykjavik, har ett djup av 2200 m. Det ligger endast ett tjugotal meter över havsytan, men inga som helst spår av marin påverkan av ett eller annat slag har observerats där. Största delen av detta borrhål ligger dock i den tertiära basaltformationen emedan de förstnämnda, vad det förefaller, icke nå ned till tertiären. Det kan tilläggas att på Breidafjörður förekommer ett betydande antal, dels submarina heta källor, som föra färskt vatten.