DTU Bibliotek

Denne fil er downloadet fra

Danmarks Tekniske Kulturarv

www.tekniskkulturarv.dk

Danmarks Tekniske Kulturarv drives af DTU Bibliotek og indeholder scannede bøger og fotografier fra bibliotekets historiske samling.

Rettigheder

Du kan læse mere om, hvordan du må bruge filen, på *www.tekniskkulturarv.dk/about*

Er du i tvivl om brug af værker, bøger, fotografier og tekster fra siden, er du velkommen til at sende en mail til *tekniskkulturarv@dtu.dk*

H. Mohn

Meteorologi

1903

5515.

INDUSTRI-
FORENINGEN.

42

5515

5515

93 49

H. MOHN

METEOROLOGI

MED 100 FIGURER OG KARTER

KRISTIANIA
FORLAGT AF H. ASCHEHOUG & CO. (W. NYGAARD)
1903

INDUSTRI-
FORENINGEN.



AKTIE-BOGTRYKKERIET
(DET MALLINGSKE BOGTRYKKERI)

FORORD

I 1872 udgav jeg som Tillægshefte til «Folkevennen» «Om Vind og Veir, Meteorologiens Hovedresultater». Denne Bog er bleven oversat paa Tysk og udkom i 1875 under Titelen «Grundzüge der Meteorologie». I 1898 udkom det 5. Oplag af samme. I 1876 udkom en russisk Udgave, i 1878 en italiensk og en spansk, i 1884 en fransk, i 1888 en polsk og i 1892 en finsk. Medens den tyske Udgave for hvert Oplag blev forøget og forbedret i Skridt med den meteorologiske Videnskabs Udvikling i Aarenes Løb, er den oprindelige norske Udgave efterhaanden bleven forældet og i mange Stykker mindre svarende til Videnskabens nuværende Standpunkt. Mit Ønske om at udarbeide en ny norsk Bog om Meteorologien, beregnet paa at kunne læses uden særegne fysiske og matematiske Kundskaber, er i de senere Aar mødt af et fra flere Sider udtalt Ønske om, at en saadan maatte blive udgivet, og dette har ført til Udarbeidelsen af nærværende Bog.

I denne er Fremstillingen gjennemgaaende forskjellig fra den i «Vind og Veir» og for største Delen ogsaa fra den i «Grundzüge». Saavel Manuskript som Figurer, Billeder og Karter er ganske nye. Stoffet er tildels ordnet paa en anden Maade, hvad man vil se af Inddelingen i Kapitler. Det har nu som tidligere været min stadige Bestræbelse under Udarbeidelsen af denne Bog at holde en skarp Grændse mellem de sikre Slutningers og

Gjetningernes Felt, for ikke at føre Læseren ind paa det sidste, idet jeg tror, at saavel Læseren som Videnskaben er bedst tjent med, at der gjøres Forskjel paa, hvad man ved, og hvad man ikke ved.

At Forlæggeren har kunnet lade Bogen udkomme til en billig Pris og med alle de Illustrationer, som jeg fandt ønskelige, skyldes det Bidrag, som min Ven Bergmester *A. S. Bachke* har givet til Bogens Udgivelse. Herfor beder jeg ham modtage min varmeste Tak.

Kristiania i December 1902.

H. Mohn.

Indhold.

(Alfabetisk Register bag i Bogen.)

Side.

Første Kapitel. Jordkloden og dens Atmosfære 1

Jordens Form og Størrelse 1. Jordens Bevægelse 2. Tyngden 6. Centrifugalkraften 8. Jordomdreiningens Afbøiningskraft 13. Varmen 15. Atmosfæren og dens Bestanddele 18. Luftens Egenskaber 18. Vanddampene i Luften 21. Støvet i Luften 24. Klimatologi og Meteorologi. Perioder 25.

Andet Kapitel. De meteorologiske Instrumenter og Observationer 27

Termometer 27. Normaltermometer 30. Termometerprøve 30. Spiritustermometer 31. Minimumtermometer 32. Maximumtermometer 32. Luftens Temperatur. Hvorledes den maales 33. Assmann's Aspirations-Psykrometer 34. Slyngetermometer 35. Termometerhus. Dets Opstilling 36. Termograf 39. Barometer 40. Barometerhøidens Reduktion til 0° 44. Kapselbarometer 46. Hævertbarometer 48. Wild-Fuess-Barometer 49. Sjøbarometer 50. Kew-Stations-Barometer 51. Tyngdekorrektion 52. Lufttrykket og Vandets Kogepunkt 53. Aneroidbarometer 56. Barograf 56. Lufttrykkets Aftagen med Høiden 58. Lufttrykkets Reduktion til Havfladen 60. Høidemaaling med Barometer 62. Hygrometer 63. Den kemiske Metode 65. Kondensationshygrometer 67. Psykrometer 68. Haarhygrometer 76. Vindretning 78. Vindfløi 79. Vindmaaler 81. Wilds Vindstyrketavle 83. Hagemann's Vindmaaler 84. Vindtrykmaaler 85. Vindstyrke-Skala 86. Vindens Forandring ombord i et Skib under Fart 86. Solskinsmaaler 89. Regnmaaler. Snemaaler 90. Fordunstningsmaaler 93.

Tredie Kapitel. Solstraalernes Gang gjennem Atmosfæren og deres Varmekraft 94

Solens Varmestraaling. Solkonstanten 94. Atmosfærens Høide 96. Solens Varmespektrum 97. Solstraalernes Svækkelse i Atmosfæren

99. Solstraalernes Varmevirkning paa Jordoverfladen 100. Det solare Klima 100.

Fjerde Kapitel. Luftens Temperatur 104
Lufttemperaturens daglige Periode 104. Jordoverfladens Opvarmning 111. Konvektionsstrømme 113. Varmens Udstraaling fra Jordoverfladen 115. Lufttemperaturens aperiodiske daglige Amplitude 116. Døgnets Middeltemperatur 117. Maanedens Middeltemperatur 117. Normaltemperatur 122. Aarets Middeltemperatur 123. Lufttemperaturens midlere, absolute og normale Foranderlighed 124. Lufttemperaturens aarlige Periode 125. Lufttemperaturens Forandring med Høiden 133. Temperatur-Inversion 135. Nattefrost 136. Lufttemperaturens Fordeling over Jorden 136. Breddegradernes Middeltemperatur 146. Termisk Anomali 148.

Femte Kapitel. Vanddampene i Luften 151
Fordunstning 151. Den daglige Periode i Vanddampenes Tryk 153. Den aarlige Periode i Vanddampenes Tryk 156. Damptrykkets Aftagen med Høiden 157. Vanddampenes Fordeling over Jordens Overflade 158. Den daglige Periode i den relative Fugtighed 159. Den aarlige Periode i den relative Fugtighed 160. Den relative Fugtigheds Fordeling over Jordens Overflade 161.

Sjette Kapitel. Luftens Tryk 162
Lufttrykkets daglige Periode 162. Lufttrykkets aarlige Periode 169. Lufttrykkets Fordeling over Jorden 171. Lufttrykkets Fordeling i de høiere Luftlag 177.

Syvende Kapitel. Vind 179
Vindretning og Vindstyrke 179. Vindretningens daglige Periode. Sjø- og Landbris 180. Berg- og Dalvind 181. Vindstyrkens daglige Periode 182. Vindenes Hyppighed. Vindrose 183. Herskende Vinde 185. Vindretningens aarlige Periode. Monsuner 186. Vindstyrkens aarlige Periode 187. Vindenes Fordeling ved Jordoverfladen 188. Lufttrykket og Vindens Retning 193. Cyklonisk og anticyklonisk Vindsystem 194. Gradient 196. Vindene i de høiere Luftlag 198. Vindene og Skibsfarten 200.

Ottende Kapitel. Nedbør 202
Vanddampenes Fortætning. Nedbør 202. Dug 203. Rim 203. Taage 204. Skyer. Skyformer 207. Skyernes Høide over Jorden 209. Skyernes Dannelse 211. Skydækket. Dets Perioder 218. Nedbør 219. Nedbør-Hyppighed og -Sandsynlighed. Nedbørdag 221. Nedbørens Styrke 223. Nedbørens Fordeling 224. Sne. Snegrændsen 231. Snebræer. Isbræer. Isberge 232. Hagel 233.

Niende Kapitel. Den bariske Vindlov 234
Lufttrykkets Fordeling og Vindens Retning og Hastighed 234.

Gradientens Størrelse 235. Gradientkraft 237. Ligetryksflade 239. Jordrotationens Afbøiningskraft 242. Centrifugalkraften 242. Friktionskraften 243. Vindsystem med konstant Gradient 244. Den normale Afbøiningsvinkel 245. Vindens Hastighed 248. Passatens Overgang over Ækvator 251. Forhold mellem Vindhastighed og Gradient 253. Anticykloniske og cykloniske Vindsystemer. Veirkarter 254. Det cykloniske Vindsystem 257. Det anticykloniske Vindsystem 260.

Tiende Kapitel. Veiret 262

Vindroser 262. Vindroser for Luftens Temperatur 263. Vindroser for Damptrykket og den relative Fugtighed 264. Vindroser for Skydækket 265. Vindroser for Nedbørens Hyppighed og Sandsynlighed 265. Vindroser for Vindens Styrke 266. Vindroser for Lufttrykket og for dets Forandring 266. Passatsystemet 267. Veiret i det anticykloniske System 268. Veiret i det cykloniske System 272. Veirets Vexel 275. Det cykloniske Systems Gang over et Sted 277. De barometriske Minimas Bevægelse 281. Det cykloniske Systems Form og Omraade 285. Sekundære Minima 285. Lufttrykkets Størrelse i Lufttryksminima 285. Hvirvelcentrernes Baner 286. Hvirvelcentrernes Hastighed 289. Hvilvelcentrerne i det nordlige Atlanterhav 289. Doves Dreiningslov 290. Lokale Vinde 292. Føhn 292. Leveche. Mistral. Bora 295. Scirocco. Leste. Samum. Chamsin. Harmattan. Buraner. The cold wave. Pampero 296. Aarsagerne til Lufttrykkets Fordeling og Vinden 298. Virkningen af Luftvarmens Fordeling 300. De høiere Luftlag 303.

Ellevte Kapitel. Storme 308

Stormgradient 309. Storme i de tempererede og kolde Zoner 310. Stormenes aarlige Hyppighedsperiode 315. Stormene i den hede Zone. Tropiske Orkaner 316. Vind og Veir i de tropiske Orkaner 318. De tropiske Orkaners Baner 320. Stormens Øie 321. Ødelæggende Virkninger 322. Hvorledes man kan seile sig ud fra en Orkan 323. De tropiske Orkaners Hyppighed 324. De tropiske Orkaners Mekanik 328. Sammenligning mellem den hede Zones og andre Zoners Storme 333. Tornadoer 334. Skypomper 337. Byger 338.

Tolvte Kapitel. Tordenveir 340

Tordenskyer 341. Lyn 341. Lynafleder 344. Torden 344. Tordenens Hørevidde 345. Regn. Sne. Hagel 348. Tordenveirenes daglige og aarlige Periode 348. Tordenveirenes Hyppighed i de forskjellige Strøg 349. Tordenveirenes Forplantelse henover Jorden. Isobronter 351. Tordenveirenes Hastighed 353. Vinde under Tordenveir 353. Hvirveltordenveir og Varmetordenveir 353. Tordenveirenes Dannelse 355. Sankt-Elms-Ild 355.

Trettende Kapitel. Optiske Fænomener i Atmosfæren 357
Nordlys 357. Luftspeiling 358. Morgen- og Aftenrøde 360. Himmelens blaa Farve 360. Dæmringen. Purpurlyset 360. Regnbuen 364. Ringe om Solen og Maanen. Bisole. Bimaaner 365.

Fjortende Kapitel. Klimatologi 366
Det tropiske Klima 367. Det tempererede og det kolde Klima 367. Kystklima. Indlandsklima 368. Høideklima 368. Termisk Anomali 369.

Femtende Kapitel. Praktisk Meteorologi 370
Meteorologiens Betydning for Næringsveiene 370. Det norske meteorologiske Institut 371. Veirvarsler 374. Stormvarsler 375. Regnmaalerafdelingen 376. Veirtelegramer og deres praktiske Anvendelse 377. Veirmerker 379.

Tabeller 380
I. Fahrenheit- og Celsius-Grader 380.
II. Barometerhøidens Reduktion til 0° 381.
III. Engelske Tommer og Millimeter 382.
IV. Beregnet Tyngdekorrektion ved Havfladen 382.
V. Høide af en Luftsøile, hvis Tryk udgjør en Millimeter 383.
VI. Psykrometer-Tabeller 385.
VII. Nedbørhøiden. Engelske Tommer og Millimeter 390.

Register 391

FØRSTE KAPITEL.

Jordkloden og dens Atmosfære.

1. **Jordens Form og Størrelse.** En Flade, som er lodret paa Tyngdens Retning eller Lodlinien, kaldes en Niveauflade. Verdenshavets Overflade er en saadan Niveauflade. Tænker man sig Havets Niveauflade forlænget gjennem Fastlandene, faar man en hvælvet Flade, der ikke er meget forskjellig fra en Kugleflade. Den geometriske Flade, der nærmest falder sammen med Jordoverfladen eller Havets Niveauflade, er den, man kalder en fladtrykt Omdreinings-Ellipsoide eller Sfæroide. En saadan fremkommer, naar en Ellipse dreies om sin korte Halvaxe.

2. Jordens store Halvaxe eller Afstanden fra Jordens Midtpunkt til Overfladen ved Ækvator er 6 377.4 Kilometer. Den er ligestor i alle Retninger. Jordens Ækvator er en Cirkel.

Jordens mindre Halvaxe eller Afstanden fra Jordens Midtpunkt til Nordpolen og Sydpolen er 6 356.1 Kilometer.

Denne Polarhalvaxe er saaledes 21.3 Kilometer kortere end Ækvatorial-Halvaxen. Divideres dette Tal med Ækvatorialhalvaxens 6 377.4 Kilometer, faar man den Størrelse, som kaldes Jordellipsoidens Fladtrykning. Denne er $^1/_{299}$.

Jordoverfladens Meridianer er Ellipser. Dens Parallelcirkler er Cirkler.

Ækvators Omkreds er 40 070 Kilometer.

Jordmeridianernes Omkreds er 40 003 Kilometer.

Jordens Overflade er 509 950 714 Kvadratkilometer.

Jordens Rumindhold er 1 083 Milliarder Kubikkilometer.

3. **Jordens Bevægelser.** Jordkloden har samtidig flere Slags Bevægelser.

Den daglige Bevægelse. Jorden dreier sig fra Vest mod Øst med jevn Hastighed omkring sin Polaraxe en hel Gang rundt i Løbet af 24 Timer Stjernetid eller 23 Timer 56 Minuter og 4.1 Sekunder Middelsoltid. Denne Bevægelse kaldes Jordomdreiningen eller Jordrotationen. Herved fremkommer Afvexlingen af Dag og Nat. Solen og de andre Himmellegemer synes at staa op eller stige høiere paa Himmelen paa den østlige Side af Synskredsen, indtil de kommer i Meridianen (Storcirkelen gjennem den synlige Himmelpol og Zenit), da de naar sin største Høide, og daler derpaa paa den vestlige Side af Synskredsen, indtil de synes at gaa ned under denne eller naa sin mindste Høide over den i Meridianen under Polen. Paa alle de Steder, som ligger nordenfor Krebsens Vendecirkel (23 ° 27′ nordlig Bredde), er Solen ved Middag altid i Syd og dens tilsyneladende daglige Bevægelse gaar fra Venstre mod Høire. Vi kalder denne Retning af Bevægelsen «med Solen». Den er den samme som Visernes paa et Ur, naar det ligger med Skiven opad. Paa den sydlige Halvkugle, søndenfor Stenbukkens Vendecirkel (23 ° 27′ sydl. Bredde), gaar Solens og Stjernernes daglige Bevægelse fra Øst gjennem Nord til Vest, fra Høire mod Venstre. Solen og Stjernerne staar høiest i Meridianen i Nord og de circumpolare Stjerner lavest i Syd.

Jordens daglige Bevægelse har saaledes til Følge, at Solens Høide over Horizonten vexler i Dagens Løb, og at der paa de fleste Steder af Jorden i en Del af Døgnets 24 Timer er Nat. Som vi skal se, medfører dette regelmæssige daglige Ændringer i Atmosfærens Tilstand. En anden Virkning af Jordens Axedreining, nemlig dens Indflydelse paa Jordens Form, og en tredie, der er af den største Betydning for Forstaaelsen af de meteorologiske Fænomener, navnlig Vindene, kommer vi senere til at omtale.

4. **Den aarlige Bevægelse.** I Løbet af et Aar bevæger

Jorden som Planet sig en Gang rundt om Solen i et Plan, som kaldes Ekliptiken og i en Bane, der har Form af en Ellipse, i hvis ene Brændpunkt Solen befinder sig. Denne Ellipse er ikke meget afvigende fra en Cirkel. Jordens Middelafstand fra Solen er 148.7 Millioner Kilometer eller 20.04 Millioner geografiske Mil. Jorden er nærmest Solen ved Nytaarstid, da Afstanden mellem begge er 146.2 Millioner Kilometer eller $2^1/_2$ Millioner Kilometer mindre end Middelafstanden. Jorden er længst fra Solen i Begyndelsen af Juli, da Afstanden er 148.7 + 2.5 eller 151.2 Millioner Kilometer. Som vi senere skal se, har denne Ændring af Jordens Afstand fra Solen sin meteorologiske Betydning. Jorden bevæger sig hurtigst, naar den er nærmest Solen (i Perihelium eller Solnære), og langsomst, naar den er længst fra Solen (i Aphelium eller Solfjerne).

5. Under den aarlige Bevægelse om Solen beholder Jordens Omdreiningsaxe og dens paa denne lodrette Ækvator sin Stilling i Rummet og dermed sin Heldning mod Jordbanens Plan (Ekliptiken) omtrent uforandret. Polaraxen danner med Ekliptiken en Vinkel paa 66° 33′ og Ækvator en Vinkel (Ekliptikskraaheden) paa 23° 27′. Herved faar Aarstidernes Vexel paa Jorden sin Forklaring.

Naar Jorden er i Stillingen I (Fig. 1), saaledes at Ækvators Plan, *aa′*, gaar gjennem Solen, *S*, har vi Vaarjevndøgn, den 21. Marts. Skygge- og Lysgrændsen paa Jorden, der er en Storcirkel, som gaar gjennem Jordens Centrum og staar lodret paa Linien derfra til Solen, ligger altsaa lodret paa Ækvator, *aa′*, og gaar gjennem Jordens Axe. Ved Jordens Dreining om denne, *pp′*, vil ethvert Punkt paa dens Overflade det halve Døgn være i Lys, det halve i Mørke. Dag og Nat er lige lange. Ved Ækvator er Solen om Middagen i Zenit.

Naar Jorden efter et kvart Aars Forløb den 21. Juni er i Stillingen II, danner Linien til Solen en Vinkel med Ækvator, der er saa stor som Ekliptikskraaheden. Solen har sin største nordlige Deklination. Det er Sommersolhverv, Solen er nærmest Nordpolen. De Punkter paa Jordens Overflade, hvis Bredde er 23° 27′, som ligger paa Krebsens Vendecirkel, *kk′*,

vil have Solen i Zenit om Middagen. Under Ækvator staar Solen ved Middag 23° 27′ nordenfor Zenit. De Punkter, hvis Bredde er 66° 33′, som ligger paa den nordlige Polarcirkel, *nn′*, vil have Solen i Horizonten mod Nord ved Midnat, *n′*. De Punkter, der ligger mellem Polarcirkelen og Nordpolen, *p*, vil have Solen over Horizonten det hele Døgn. De Punkter, der ligger paa 23° 27′ sydlig Bredde eller paa Stenbukkens Vendekreds, *ss′*, vil have Solen i Nord ved Middag, men forresten 24 Timers Nat. Og de

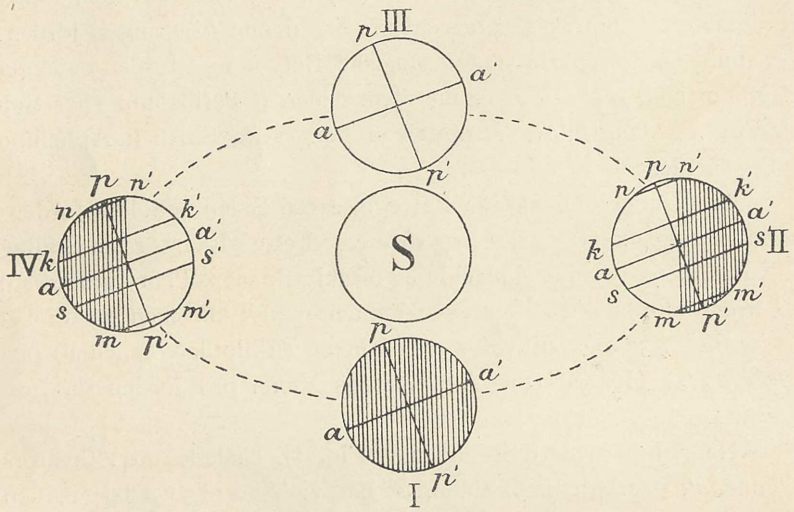


Fig. 1.

Punkter, der ligger mellem den sydlige Polarcirkel, *mm′*, og Sydpolen, *p′*, vil have Nat hele Døgnet igjennem eller Mørketid.

Naar Jorden et halvt Aar efter Vaarjevndøgn er i Stillingen III og Solen i Ækvator, har vi Høstjevndøgn den 23. September. Dag og Nat er lige lange, hver 12 Timer, over hele Jorden. Solen er i Zenit ved Middag for alle Punkter i Ækvator.

Naar Jorden efter tre kvart Aars Forløb fra Vaarjevndøgn er i Stillingen IV, danner Linien til Solen en Vinkel paa 23° 27′ med Ækvator paa dennes sydlige Side. Solen har sin største sydlige Deklination. Det er Vintersolhverv den 22. December. Paa den nordlige Halvkugle skinner Solen ikke længere end

til Polarcirkelen, *nn'*. Nordenfor denne er det Nat i 24 Timer, eller den nordlige polare Zone har Mørketid. Under Ækvator staar Solen om Middagen 23° 27' søndenfor Zenit. Paa den sydlige Halvkugle er Solen om Middagen i Zenit for alle Punkter, der ligger paa Stenbukkens Vendecirkel, *ss'*. Solen skinner 23° 27' forbi Sydpolen. Den sydlige kolde Zone har Solen over Horizonten hele Døgnet igjennem.

Under Ækvator er der hver Dag i Aaret 12 Timer Dag og 12 Timer Nat. Ved Polerne vandrer Solen Horizonten rundt ved Jevndøgnene. Ved Nordpolen er den over Horizonten fra Vaarjevndøgn til Høstjevndøgn, høiest ved Sommersolhverv, da den vandrer rundt Himmelen i en Høide af 23° 27' hele Døgnet. Nordpolen har Nat eller Mørketid fra Høstjevndøgn til Vaarjevndøgn. Sydpolen har uafbrudt Dag fra Høstjevndøgn til Vaarjevndøgn og Mørketid fra Vaarjevndøgn til Høstjevndøgn.

6. Paa Grund af at Jordens Hastighed i den aarlige Bevægelse ikke er jevn, men desto større, jo nærmere den er Solen, bliver det Antal Dage, som forløber mellem Jevndøgn og Solhverv, noget forskjelligt i de fire Fjerdingaar. Da Jorden er nærmest Solen ved Nytaar og fjernest først i Juli, bliver vort Vinterhalvaar, da Jorden gaar hurtigst, kortere end vort Sommerhalvaar, da Jorden gaar langsomst.

Fra	Vaarjevndøgn	til	Sommersolhverv	er der	92.85 Dage
»	Sommersolhverv	-	Høstjevndøgn	- »	93.61 —
»	Høstjevndøgn	-	Vintersolhverv	- »	89.75 —
»	Vintersolhverv	-	Vaarjevndøgn	- »	89.03 —

Aaret	365.24 Dage
Vort Sommerhalvaar	186.46 —
Vort Vinterhalvaar	178.78 —
Forskjel	7.68 Dage

Den sydlige Halvkugle har Vinter, naar vi har Sommer og omvendt, altsaa kortest Sommerhalvaar og længst Vinterhalvaar.

7. De øvrige Bevægelser, Jordkloden har foruden den daglige og den aarlige, nemlig Præcessionen, Nutationen, Jordaxens Bevægelse i Jordlegemet, Jordens Bevægelse om dens og Maanens

fælles Tyngdepunkt og Jordens Bevægelse med hele Solsystemet, er forholdsvis dels saa langsomme, dels saa smaa, at de for Tiden ikke har nogen Betydning for Meteorologien.

8. Alle Legemer, alt Stof paa Jorden tiltrækkes af denne. Er Legemet understøttet, trykker det mod sit Underlag. Er det frit, falder det ned mod Jorden. Aarsagen hertil tilskriver vi den Kraft, som kaldes Tyngden. Man siger, at alle Legemer har Tyngde. Det Tryk, et Legeme paa Grund af Tyngden udøver paa et horizontalt Underlag, giver Legemet dets Vægt.

En Snor, der hænger roligt, fastgjort i den øvre Ende, og som i den nedre Ende bærer et Lod, der strammer den, viser Tyngdens Retning. Denne kaldes derfor Lodlinien. Tyngdens Størrelse betegnes ved den Hastighed, som den er istand til at give et i lufttomt Rum frit faldende Legeme, naar den har virket paa dette i et Sekund Middelsoltid. Denne Størrelse kaldes Tyngdens Acceleration (Hastighedstilvæxt i et Sekund). Den er paa Jordens Overflade omkring 9.8 Meter eller 980 Centimeter. I lufttomt Rum falder alle Legemer, store eller smaa, tunge eller lette, lige hurtigt. I det første Sekund falder de Halvdelen af Tyngdens Acceleration eller henimod 5 Meter, i det andet Sekund 3×5 eller 15 Meter, i det tredie Sekund 5×5 eller omtr. 25 Meter o. s. v. Tyngdens Størrelse eller Acceleration betegnes ved g (*gravitas* paa Latin).

9. Tyngdens Størrelse findes nøiagtigst ved at observere Pendelsvingninger. Et Pendel er et Legeme, som er ophængt saaledes, at det kan svinge, idet det dreier sig om en horizontal Axe. En Lodsnor med Lod er et Pendel. Naar Pendelet er i Hvile, har det sit Tyngdepunkt i Ophængningspunktets Lodlinie. Bringes det ud af denne Stilling og slippes, vil det svinge frem og tilbage i regelmæssige Svingninger. Er disse smaa, bruger Pendelet paa det allernærmeste samme Tid til at gjøre en Svingning, enten Udsvingene er større eller mindre. Denne Tid kaldes Pendelets Svingetid. Det er Tyngden, der holder Pendelet i Bevægelse. Jo større Tyngden er, desto hurtigere svinger Pendelet, desto mindre er Svingetiden. Jo længere Pendelet er, desto langsommere svinger det, desto større er Svingetiden. Naar man

tæller, hvormange Svingninger Pendelet gjør i en vis Tid, kan man deraf beregne Svingetiden. Naar man tillige udmaaler Pendelets Længde, kan man af Svingetiden og Pendellængden beregne Tyngdens Størrelse. Et Pendel, som bruger nøiagtig et Sekund til at gjøre en enkel Svingning, kaldes et Sekundpendel. Dets Længde er henimod en Meter.

Lader man det samme Pendel svinge ved Havfladen og paa et høit Fjeld i Nærheden, finder man, at det har en større Svingetid paa Fjeldet end ved Havet. Heraf følger, at Tyngden bliver mindre, naar man fjerner sig fra Jordens Overflade. Denne Virkning kan beregnes, og man kan saaledes, naar man kjender det Steds Høide over Havet, hvor man har ladet Pendelet svinge, beregne Tyngdens Størrelse ved Havfladen.

Talrige Pendelobservationer gjorte paa Jorden under forskjellige Breddegrader har vist, at Tyngdens Størrelse ved Havfladen ikke er den samme overalt, men forskjellig under de forskjellige Breddegrader. Under Ækvator er den mindst, og den bliver større og større, jo nærmere man kommer Jordens Poler, hvor den efter Beregningerne er størst. Som et Gjennemsnitsresultat af Pendelforsøgene har man fundet, at Tyngden ved Havets Overflade er:

Under Ækvator	g_0	= 9,78046	Meter pr. Sekund
— 45° Bredde	g_{45}	= 9,80632	—»—
Ved Polerne	g_{90}	= 9,83218	—»—

Den matematiske Formel udsiger, at Tyngdens Tilvæxt fra Ækvator mod Polerne er proportional med Kvadratet af Sinus til den geografiske Bredde.

I det følgende har vi ofte Brug for Begreberne Sinus, Cosinus og Tangens til en Vinkel. I et retvinklet Triangel (Fig. 2) er Sinus til Vinkelen *i* Forholdet mellem den modstaaende Katet *BA* eller *c* og Hypotenusen *BC* eller *a*.

Cosinus til Vinkelen *i* Forholdet mellem den hosliggende Katet *AC* eller *b* og Hypotenusen *BC* eller *a*.

Tangens til Vinkelen *i* Forholdet mellem den modstaaende Katet *BA*

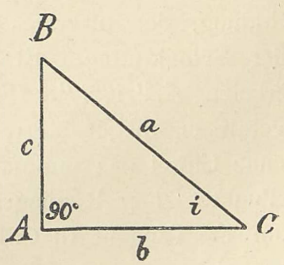


Fig. 2.

eller c og den hosliggende Katet AC eller b, hvilket skrives saaledes:

$$\sin i = \frac{c}{a},\ \cos i = \frac{b}{a},\ \text{tang}\, i = \frac{c}{b}.$$

Divideres $\sin i$ med $\cos i$, faar man

$$\frac{\sin i}{\cos i} = \frac{c}{a} : \frac{b}{a} = \frac{c}{b} = \text{tang}\, i.$$

Sinus, Cosinus og Tangens er saaledes Forholdstal og ubenævnte Tal. For forskjellige Størrelser af Vinkelen i kan Størrelsen af Sinus, Cosinus og Tangens til i sees af den følgende Tabel:

sin 0° = 0.	cos 0° = 1.	tang 0° = 0.
sin 30° = ½.	cos 30° = 0.866.	tang 30° = 0.577.
sin 45° = 0.707.	cos 45° = 0.707.	tang 45° = 1.
sin 60° = 0.866.	cos 60° = ½.	tang 60° = 1.732.
sin 90° = 1.	cos 90° = 0.	tang 90° = ∞.

Er Vinkelen i og en Triangelside kjendt, beregnes de andre efter Formlerne: $c = a \,.\, \sin i$; $a = \frac{c}{\sin i}$; $b = a \,.\, \cos i$; $a = \frac{b}{\cos i}$; $c = b \,.\, \text{tang}\, i$; $b = \frac{c}{\text{tang}\, i}$.

Tyngdens gjennemsnitlige Størrelse ved 45° Bredde og Havfladen kalder man Normaltyngden. Den er 9.80632 Meter pr. Sekund.

10. Aarsagen til denne Tyngdens Aftagen fra Ækvator mod Polerne er tredobbelt.

For det første Jordens Omdreining om Axen i den daglige Bevægelse. Under denne svinger alle Ting paa Jorden i 24 Timer rundt i en Cirkel omkring Omdreiningsaxen, omkring det Punkt i denne, som er nærmest. Ved denne Svingning fremkommer en Virkning, der tilskrives det, vi kalder Centrifugalkraften eller Svingkraften. Et Legeme svinger rundt om Punktet C i Cirkelen $AA'A''A'''A$ (Fig. 3). Det er, da Jordens Tiltrækning overalt er meget større end Centrifugalkraften, nødt til at følge denne Cirkel paa samme Maade som f. Ex. en Sten i en Slynge. I Punktet A er Retningen af dets Bevægelse Aa, der er en Linie, som er Tangent til Cirkelen i Punktet A. Legemet har en Bestræbelse efter at følge Linien Aa paa Grund af sin saakaldte Træghed, der byder det at fortsætte sin Bevægelse med uforandret

Retning og Hastighed. Men det er nødt til at følge Cirkelen og kommer efter en vis Tids Forløb ikke til *a*, men til *a'*. Derved opstaar en Bestræbelse hos Legemet til at fjerne sig fra Cirkelen, i den her betragtede Tid altsaa fra *a'* til *a*. Dette er Centrifugalkraften. Vi ser, at jo større *Aa* er, desto større bliver *a'a*, med andre Ord, jo større Hastigheden er, desto større er Centrifugalkraften. Et Legeme, som svinger rundt Centret *C* i Cirkelen BB'BB''', har en mindre Afstand, *BC*, fra Centret, en kortere Svingeradius end det første, der har Svingeradien *AC*. Dersom de to Legemer svinger rundt i samme Tid, saaledes som alle Dele af Jorden, faar *B* en mindre Hastighed, *Bb*, og en mindre Centrifugalkraft, *b'b*, end *A*. Centrifugalkraften bliver saaledes desto større, jo større Svingeradien er og jo større Hastigheden er. Ved samme Omdreiningstid er Centrifugalkraften proportional med Svingeradien.

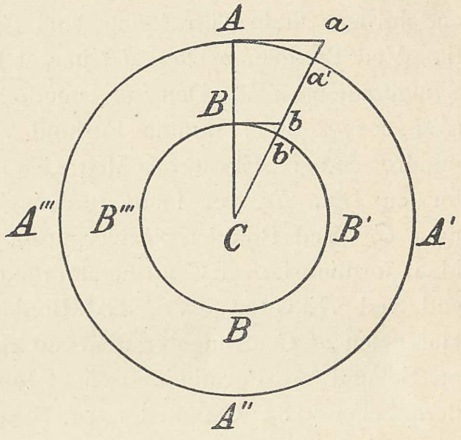


Fig. 3.

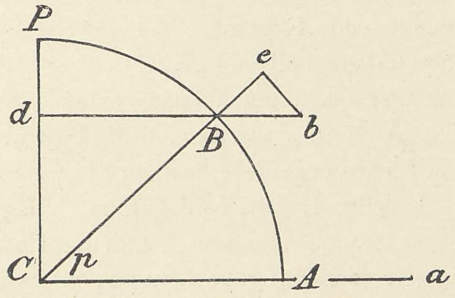


Fig. 4.

Er *C* (Fig. 4) Jordens Centrum, *P* Nordpolen, *A* et Punkt i Ækvator, saa har dette Punkt Svingeradien *CA*, der er saa stor som Ækvators Radius eller 6 377 Kilometer. Med Omdreiningstiden 24 Timer Stjernetid eller 86 164 Sekunder Middeltid beregner man Centrifugalkraften (dens Acceleration) ved Ækvator til 0.0339 Meter eller 3.39 Centimeter pr.

Sekund. Ved Ækvator virker Centrifugalkraften i Retningen *Aa* lige imod Jordens Tiltrækning, der virker i Retningen *AC* mod Jordens Centrum, og Tyngden bliver saaledes saameget mindre end Jordens fulde Tiltrækning, som Centrifugalkraften beløber sig til. Ved Bredden p eller *AB* har et Punkt *B* paa Jordoverfladen Svingeradien *dB*. Den er mindre end Ækvatorsradien *CA* ($CA \cdot \cos p$), og i samme Forhold er i *B* Centrifugalkraften *Bb* mindre end i Ækvator. Men Centrifugalkraften *Bb* virker kun for en Del, *Be*, ret imod Jordens Tiltrækning, der gaar fra *B* mod *C*. Ved Bredden p bliver altsaa Jordens Tiltrækning i ringere Maal formindsket af Centrifugalkraften, og Tyngden bliver større end ved Ækvator. Ved 60° Bredde er Centrifugalkraften, *Bb*, Halvdelen af Centrifugalkraften ved Ækvator eller 1.7 Centimeter pr. Sekund og Formindskelsen af Jordens Tiltrækning Halvdelen deraf eller 0.85 Centimeter pr. Sekund. Ved Polen, *P*, er der ingen Centrifugalkraft. Her udøver Jorden sin fulde Tiltrækning.

II. Fra Polen til Ækvator formindskes saaledes Tyngden paa Grund af den ved Jordens daglige Omdreining opstaaende Centrifugalkraft med 3.39 Centimeter pr. Sekund. Men Pendelobservationerne giver en Tilvæxt af 0.05172 Meter eller over 5 Centimeter. Centrifugalkraften forslaar saaledes ikke til at forklare Tyngdens Forandring fra Ækvator mod Polerne.

Den anden Aarsag hertil er den, at Jorden er fladtrykt. Et Punkt paa Jordens Overflade ved Polen er 21 Kilometer nærmere Jordens Centrum end et Punkt ved Ækvator. Ved Polerne er derfor (14) Jordens Tiltrækning sterkere end ved Ækvator.

Men de to nævnte Aarsager tilsammen forslaar endnu ikke til at forklare Tyngdens hele Aftagen fra Ækvator til Polerne. Den tredie Aarsag er den, at Jorden er tættere, bestaar af tungere Stoffer i det Indre end i de ydre Lag af Jordskorpen. Bergarterne er to til tre Gange saa tunge som rent Vand, og Havvandet kun ganske lidt tungere end det rene Vand, men Jordlegemet er som Helhed betragtet $5^1/_2$ Gang saa tung som det rene Vand. Dets Indre maa saaledes være tungere end dets ydre Lag. Man beregner, at ved Jordens Midtpunkt er dens Stof saa tungt som Bly. Af denne Ordning af Jordstoffets Masser følger,

at det indre udøver i samme Afstand en større Tiltrækning end Skallen, og da Tiltrækningens Virkning bliver større, jo mindre Afstanden er, bliver den størst ved Polerne, hvor Afstanden til Midtpunktet er mindst, og mindre ved Ækvator, hvor Afstanden er størst.

12. Samtidig med, at Centrifugalkraften forandrer Tyngdens Størrelse, forandrer den ogsaa Jordens Form, saa at Overfladen bliver fladtrykt.

I Punktet *B* (Fig. 5) virker Jordens Tiltrækning mod Centret *C* med en Kraft, der betegnes ved Linien *Be*. Samtidig virker Centrifugalkraften *Bb*. Resultanten af disse Kræfter er *Bg*, der svarer til den observerede Tyngde. Denne er aabenbart mindre end *Be*. Og *Bg* peger ikke mod Jordens Centrum, men nedenfor dette. Niveaufladen *nn'*, Jordens Overflade, der staar lodret paa Lodlinien *Bg*, helder mindre mod Ækvator end Kuglefladen i *B*. Ved Ækvator forandrer Centrifugalkraften ikke Tiltrækningens Retning, kun dens Størrelse, ved Polerne hverken dens Retning eller Størrelse. Følgen er, at Jordmeridianerne antager en Form som *P'BA'*, eller Formen af en Ellipse, og at Overfladens Niveauflade bliver en af denne dannet fladtrykt Omdreiningsellipsoide med Polarradien *CP'* og Ækvatorradien *CA'*.

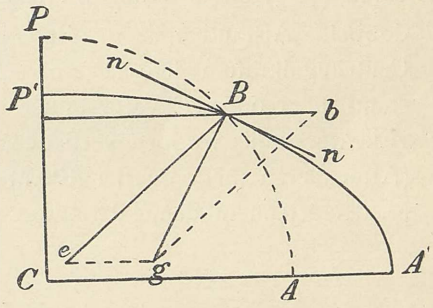


Fig. 5.

13. Tyngdens Niveauflader udenfor Jorden, som f. Ex. i Atmosfæren, er ikke parallele med Havoverfladens Niveauflade. En Niveauflades Høide over Havfladen er omvendt proportional med Tyngdens Størrelse. En Niveauflade, som ved Ækvator har en Høide af 1 000 Meter, har ved 45° Bredde en Høide af 997.35 Meter og ved Polerne en Høide af 994.69 Meter. Ved at følge denne Niveauflade fra Ækvator mod Polen vilde man saaledes komme Havfladen 5.31 Meter nærmere. Denne Niveaufladernes Sænkning mod Polerne er noget som man maa tage Hensyn til ved finere Nivelleringer.

14. Dersom man kan antage, at alle Dele af Atmosfæren lige til dens yderste Grændse svinger en Gang rundt i 24 Timer, vilde Atmosfæren have sin yderste Grændse i Ækvator der, hvor Centrifugalkraften bliver lige stor som Jordens Tiltrækning. Den første er proportional med Afstanden fra Jordens Centrum, den sidste er omvendt proportional med Kvadratet af Afstanden fra Centrum. Den første er dobbelt i den dobbelte Afstand, tredobbelt i den tredobbelte Afstand o. s. v. Den sidste er Fjerdedelen $\left(\frac{1}{2 \times 2}\right)$ i den dobbelte Afstand, Niendedelen $\left(\frac{1}{3 \times 3}\right)$ i den tredobbelte Afstand o. s. v. Beregningen viser, at i Ækvator bliver Centrifugalkraften ligesaa stor som Jordens Tiltrækning i en Afstand af 6.606 Ækvatorsradier fra Jordens Centrum eller 5.606 Ækvatorsradier fra Jordoverfladen. Her er Jordens yderste Grændse (Atmosfæren medregnet) i Ækvator. Forøvrigt viser Beregningen, at den gjennem denne Grændse gaaende Niveauflade er en Omdreiningsflade, hvis Meridiansnit har den i Fig. 6 viste Form. *CA* er 6.606 Ækvatorsradier. Ved Ækvator er en Spids, idet Meridianen her danner en Vinkel paa 60° med Ækvator. Polaraxen *CP* er 4.404 Ækvatorsradier. Fladtrykningen er altsaa $\frac{6.606 - 4.404}{6.606}$ eller $\frac{2.202}{6.6.6}$ eller $\frac{1}{3}$. Om der virkelig er Luft i saa stor Afstand fra Jordoverfladen som denne Niveauflade ligger, derom har vi ingen Kundskab.

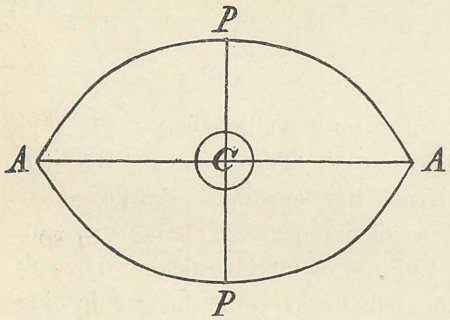


Fig. 6.

15. Den ovenfor (9) fremsatte Regel, at Tyngdens Tilvæxt fra Ækvator mod Polerne (i Havfladens Niveauflade) forholder sig som Kvadratet af Sinus til den geografiske Bredde, er funden som et Gjennemsnitsresultat af de til Beregningen benyttede Pendelobservationer. I Virkeligheden viser Pendelobservationerne paa de enkelte Steder Afvigelser fra denne Regel, hvilke tyder paa, at de tiltrækkende Masser i Jordskorpen er uregelmæssig fordelte.

I det store taget finder man inde i Kontinenterne Tyngden tildels noget for liden i Forhold til Breddegraden, og paa de oceaniske Øer for stor. Paa Havet selv kan man ikke gjøre Pendelobservationer. Kun paa det isdækte Nordpolhav ombord i «Fram», medens den laa fast i Isen, er der gjort Pendelobservationer paa Steder, hvor Havets Dybde var flere Tusind Meter, og her fandt man Tyngden ganske overensstemmende med den beregnede. Der er Grund til at tro, at Tyngden paa alle Have er saa stor som den efter Regelen beregnede. Vi skal senere se (67), at det er af ikke ringe Betydning for Meteorologien, at man kjender Tyngdens virkelige Størrelse paa Observationsstederne, og hvorledes man med tilstrækkelig Nøiagtighed kan finde den paa en anden Maade end de vidtløftige Pendelobservationer, nemlig ved at observere samtidig et Kviksølvbarometer og Vandets Kogepunkt. Ved saadanne Observationer fandt ifjor en tysk Expedition, at Tyngden er normal, det er lig den efter Breddegraden beregnede, paa Atlanterhavet mellem Lissabon i Portugal og Bahia i Brasilien.

16. Jordens daglige Omdreining har en merkelig Indflydelse paa den tilsyneladende Bevægelse af Legemer, der bevæger sig i Forhold til Jordens Overflade.

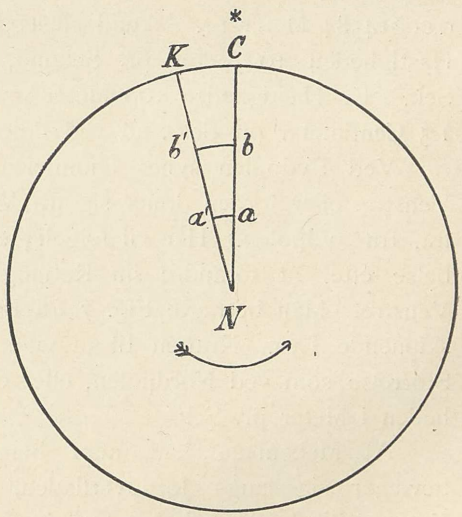


Fig. 7.

Er i Fig. 7 N Nordpolen, og bevæger et Legeme, f. Ex. en Luftdel, sig langs Jordoverfladen gjennem N i Retningen NC, der kan være Retningen til en Stjerne, saa vil det, naar det bevæger sig uden Hinder, fortsætte at bevæge sig i denne Retning. Idet Legemet gaar gjennem Nordpolen, gaar det f. Ex. langs den Meridian, som gaar gjennem Kristiania, NC. Hvis dets Hastighed, der

antages jevn, er saadan, at det i en Time gaar fra *N* til *a*, saa vil, medens det gaar dette Stykke Vei, Jorden dreie sig under det, og Kristianias Meridian være kommen i Stillingen *NK*, naar Legemet er kommet til *a*. Legemet er altsaa tilsyneladende kommet til Høire for den oprindelige Retning mod Kristiania, som det havde, da det gik igjennem Polen *N*, og Afbøiningen til Høire er Stykket *a'a*. I en Time dreier en Meridian sig 360° : 24 eller 15°. Den Retning, Legemet har, naar det er i *a*, er altsaa efter en Times Forløb tilsyneladende afbøiet i Forhold til Jorden, saaledes at den afviger 15° til Høire fra den, som den havde ved Timens Begyndelse. Var Hastigheden i Timen dobbelt saa stor som i foregaaende Tilfælde, f. Ex. *Nb*, vilde Afbøiningen blive *b'b*, der er dobbelt saa stor som Afbøiningen *a'a*. Regelen bliver saaledes den, at ved Nordpolen har alle Legemer, der bevæger sig langs Jordens Overflade, en Bestræbelse efter i Forhold til Jordoverfladen at vige ud til Høire, saaledes at Retningen forandres 15° i Timen, og at selve Afvigelsen i Liniemaal er proportional med Legemets Hastighed. Er Hastigheden 1 Meter i Sekundet, udtrykkes denne Bestræbelse til at vige til Høire med 0.00014584 Meter pr. Sekund eller 0.15 Millimeter pr. Sekund. Er Hastigheden 10 Meter pr. Sekund, er den 1.5 Millimeter pr. Sek. Er Hastigheden 100 Meter pr. Sek., er Afbøiningstrangen 1.5 Centimeter pr. Sek., alt ved Polen.

Ved Sydpolen synes Himmelen at dreie sig fra Høire mod Venstre, eller Jorden dreier sig fra Venstre mod Høire seet udenfra, fra Sydpolen. Her vil følgelig et bevæget Legemes Bestræbelse efter at forandre sin Retning i Forhold til Jorden gaa til Venstre. Man betragte Fig. 7 fra Bagsiden af Papiret i gjennemskinnende Lys. Kraften til at vige til Venstre bliver af samme Størrelse som ved Nordpolen, eller 0.15 Millimeter Gange Hastigheden i Meter pr. Sek.

Af Mekaniken kan man beregne, at et Legeme, der bevæger sig langs Jordoverfladen, har en Bestræbelse til i Forhold til Jordoverfladen at vige til Høire paa den nordlige og til Venstre paa den sydlige Halvkugle, og at denne Bestræbelse er størst ved Polerne og bliver mindre og mindre,

jo nærmere man kommer Ækvator. Ved Ækvator, hvor den nordlige Halvkugles Høireafvigelse møder den sydlige Halvkugles Venstreafvigelse, er der ingen saadan Bestræbelse til Afvigelse. Fremdeles viser Mekaniken, at denne Bestræbelse, som vi kalder Jordrotationens afbøiende Kraft, er paa den samme Breddegrad, ligesom ved Polerne, ligestor, i hvilken Retning end Bevægelsen gaar, om fra Nord eller Syd, fra Øst eller Vest. Den Afbøining af Retningen og den Kraft, hvormed Afbøiningen søger at gjøre sig gjældende, er proportional med Sinus til den geografiske Bredde. Da Sinus til 30° er $\frac{1}{2}$ og Sinus til 60° er 0.866 (**9**), har vi

Bredde N. eller S.	Afbøining i Timen.	Afbøiningskraft (Acceleration pr. Sek.).
0° Ækvator	0°	0
30°	7.5°	0.073 mm. × Hast. i Meter pr. S.
60°	13°	0.126 —»— —»—
90° Polerne	15°	0.146 —»— —»—

17. Af Fig. 7 ser man, at den tilsyneladende Kraft, som afbøier et bevæget Legeme til Høire paa den nordlige Halvkugle, til Venstre paa den sydlige Halvkugle, og som i Figuren er betegnet ved *a'a* eller *b'b*, virker lodret paa Bevægelsens Retning, *Na* eller *Nb*. Den er saaledes kun en afbøiende Kraft, ikke en fremaddrivende Kraft, og dens Hastighedstilvæxt i et Sekund (dens Acceleration) er som vist i ovenstaaende Tabel og kan udtrykkes ved Formelen

0,146 Millimeter pr. Sekund Gange Hastigheden i Meter pr. Sekund Gange Sinus til den geografiske Bredde.

18. En anden Naturkraft der er af den største Betydning for Meteorologien, er Varmen.

Naar et Legeme tilføres og optager Varme, udvider det sig, dets Rumfang bliver større. Naar et Legeme fratages Varme, trækker det sig sammen, dets Rumfang bliver mindre. En merkelig Undtagelse fra denne Regel danner Vandet. Rent Vand har sit mindste Rumfang, sin største specifiske Vægt ved en Varmegrad af 4° Celsius. Saavel naar det opvarmes over denne Grad, som naar det afkjøles under denne Grad, bliver dets Rum-

fang større eller det udvider sig. Et Legemes Varmetilstand maales med Termometer.

Ved en Varme-Enhed forstaar man den Mængde Varme, som skal til for at opvarme et Kilogram rent Vand fra 0° til 1° Celsius. Dette kaldes en Kalori eller en stor Kalori. En liden Kalori er den Varmemængde, som skal til for at opvarme et Gram rent Vand fra 0° til 1° Celsius.

Den Varmemængde, som et Kilogram af et Legeme, et Stof, trænger at optage for at opvarmes en Grad Celsius, kaldes dets specifiske Varme eller Varmekapacitet. Vandet har saaledes ved 0° en Varmekapacitet lig 1. De fleste Legemer har en mindre Varmekapacitet end Vand. Luftens er omtrent Fjerdedelen af Vandets. Mineralerne, hvoraf Jordskorpen bestaar, har omtrent to Tiendedele af Vandets.

Et Legemes Aggregattilstand, om det er fast, flydende eller luftformigt, beror paa Varmen. Til at smelte et Legeme behøves Varmetilførsel. Ligesaa til at bringe et Legeme fra Vædske over til Damp. Omvendt bringes flydende Legemer til at blive faste og Dampe til at fortættes til Vædske ved, at de berøves Varme. Dette sker ved de Varmegrader, vi kalder Frysepunktet og Kogepunktet.

19. Varmen forplanter sig fra Sted til Sted paa to Maader, ved Ledning eller ved Straaling. Naar Varmen forplanter sig ved Ledning, opvarmer den de Legemer, den gaar igjennem. Naar Varmen forplanter sig ved Straaling, gaar den gjennem Rummet uden at opvarme det Rum, gjennem hvilket den gaar. Et Exempel herpaa har vi i Varmens Straaling fra Solen til Jorden. Varmen ledes og straaler fra et varmere Legeme til et koldere, eller fra de Legemer, der har en høiere Varmegrad, til de Legemer, der har en lavere Varmegrad, aldrig den omvendte Vei.

Nogle Legemer, som Metaller, leder Varmen med Lethed. Andre Legemer, som Luften, er slette Varmeledere. Igjennem de gode Ledere ledes Varmen hurtigt, igjennem de slette Ledere gaar den langsomt ved Ledning. Den straalende Varme ligner i mange Henseender Lyset i dens Gang gjennem Rummet. Naar Varmestraaler fra et varmere Legeme naar et koldere Legeme,

vil de dels kastes tilbage fra dettes Overflade, ligesom Lyset speiles eller reflekteres, dels brydes, ligesom Lyset, i det koldere Legemes Indre, og dels fanges eller optages, eller som man kalder det absorberes eller opsluges af det koldere Legeme. Ved Reflektion trænger Varmen ikke ind i Legemet og opvarmer det ikke. Ved Brydning trænger Varmen ind i Legemet og vil i Almindelighed ogsaa for en større eller mindre Del absorberes. Ved Absorption af Varmen i faste Legemers ydre Dele opvarmes disse, saa at de bliver en Varmekilde, hvorfra Varmen ledes til de indre Dele og til Omgivelserne, og hvorfra der kan udstraale Varme til disse. Naar dette sker, har imidlertid gjerne Varmestraalerne efter Absorptionen faaet en noget anden Beskaffenhed, end de oprindelig indstraalende Varmestraaler havde. Legemer med en glat, blank Overflade reflekterer lettest Varmestraalerne. Legemer med en ru Overflade absorberer lettest Varmestraalerne. Blankt Sølv og Kjønrøg danner her de yderligste Modsætninger. Et Vandspeil reflekterer meget af de paa det faldende Varmestraaler, og Vandet bryder Varmestraalerne samt absorberer dem til en vis Grad. Landjorden har liden Evne til at reflektere og bryde, men stor Evne til at absorbere Varmestraaler. Luften slipper Varmestraaler igjennem med Lethed og bryder dem, men reflekterer og absorberer kun en ringere Del af dem. De Legemer, som absorberer Varmestraalerne lettest, er ogsaa de, som har lettest for at udstraale sin Varme til Omgivelserne. De Legemer derimod, som reflekterer Varmestraalerne lettest, de blanke Legemer, har vanskeligst for at udstraale sin Varme til Omgivelserne. Jo blankere en Kaffekjedel er, desto længere holder den Varmen.

20. Af Jordens Overflade udgjør 28 Procent Land og 72 Procent Hav. Havfladen er lidt over $2^1/_2$ Gange saa stor som det Fladerum, der er optaget af Land. Medens Havets Overflade i det store taget danner en Niveauflade, er Landjordens Overflade for største Delen meget ujevn. Fjeldenes høieste Topper naar til omtrent 8 000 Meter over Havfladen. Omkring ligesaa dybt ligger de dybeste Punkter af Havbunden under Havfladen.

Over Havfladen og Landjorden hviler Lufthavet eller Atmosfæren, der omgiver Jorden paa alle Kanter og deltager i dens

daglige Bevægelse. Det er dette Lufthavs Tilstande og deres Forandringer, som er Gjenstand for den Videnskab, som kaldes Meteorologien.

21. **Atmosfærens Bestanddele.** Atmosfæren bestaar hovedsagelig af den Luft eller Gasart, som kaldes den atmosfæriske Luft. Denne er en Blanding af to Gasarter, Surstof og Kvælstof. Hundrede Rumdele Luft indeholder 21 Dele Surstof og 79 Dele Kvælstof. Surstoffet er den Gasart, som underholder Forbrændingen, naar den forbinder sig kemisk med andre Stoffer. Sammen med Kvælstoffet er regnet en for nogle Aar siden opdaget Gasart, kaldet Argon, af hvilken 100 Dele Luft indeholder henimod en Del. I Meteorologien kan vi betragte den af Surstof, Kvælstof og Argon bestaaende atmosfæriske Luft som en enkelt Gasart. De indbyrdes Mængder af disse Stoffer er overalt rundt Jorden og i alle Høider, hvorfra man har undersøgt Luft, de samme.

22. Atmosfæren indeholder altid og overalt en Del Vanddampe. Mængden af disse er i Forhold til Mængden af den rene Luft ikke stor, idet der i 100 Dele Luft i det høieste kan findes 3 til 4 Dele Vanddamp. Men disse Vanddampe eller Luftens Fugtighed spiller en vigtig Rolle ved Atmosfærens Tilstandsændringer.

23. Luften indeholder desuden stadig vexlende, men meget ringe Mængder af Kulsyre, samt tildels af andre Gasarter, som Ammoniak, Ozon og Salpetersyre. Disse sidste Gasarter synes ikke at have nogen Betydning for Meteorologien.

24. I Atmosfæren findes til sine Tider Vand i flydende Form som Draaber, der danner Skyer, Taage og Regn, og i fast Form som Sne og Hagl. Disse Bestanddele kaldes Nedbør, da de paa Grund af Tyngden falder gjennem Luften ned mod Jordoverfladen.

25. Foruden disse Stoffer indeholder Luften altid faste Legemer, der i Form af Støv svæver i Luften. Dette Støv er, som vi skal se, en Bestanddel af Luften, der har en ikke ringe Betydning for Meteorologien.

26. **Luftens Egenskaber.** Den atmosfæriske Luft er som andre Gasarter meget elastisk. Den kan sammentrykkes, og den

kan udvide sig. Den har en stadig Bestræbelse efter at udvide sig, og naar den ikke kan faa følge denne Trang, er det, fordi der udøves et Tryk paa den. Denne Luftens Trang til Udvidelse kalder vi dens Spændkraft. Det er den, som maales med Barometer, og som i Meteorologien kaldes Luftens Tryk. Luften har Tyngde, og de høiere liggende Luftlag trykker paa de lavere liggende og trykker dem sammen saaledes, at Luftens Spændkraft holder Ligevægt mod den overliggende Lufts Tryk, der foraarsages af Tyngden. Jo mere Luften trykkes sammen, desto mindre bliver det Rum, som en vis Luftmængde, f. Ex. et Kilogram, indtager, og jo mere Luften udvider sig, desto større bliver det Rum, som den samme Vægtmængde Luft indtager. Her gjælder en simpel Lov, som kaldes Mariottes Lov eller Boyles Lov, og som siger, at Luftens Rumfang er omvendt proportional med Trykket. Det dobbelte Tryk giver det halve Rumfang, det halve Tryk giver det dobbelte Rumfang. Loven gjælder for det Tilfælde, at Luftens Temperatur ikke forandres. Naar den samme Vægtmængde Luft sammentrykkes til et mindre Rum, bliver Vægten af en Kubikenhed Luft større i samme Forhold som Trykket bliver større, og omvendt, naar Luften udvider sig. Loven kan derfor ogsaa udtrykkes saaledes, at Vægten af en Kubikenhed Luft eller Luftens specifiske Vægt er proportional med Trykket.

Naar Luften tilføres og optager Varme, bliver dens Spændkraft større, den udvider sig, om den har Leilighed dertil. Naar Luften mister Varme, bliver dens Spændkraft mindre, og den trækker sig sammen, om den dertil har Leilighed. Opvarmning vil saaledes i Tilfælde give Luften en mindre specifisk Vægt, Afkjøling en større. Loven er den, at Luften under samme Tryk udvider sig saaledes, at dens Rumfang forøges med $\frac{1}{273}$ for hver Grad Celsius, dens Temperatur stiger. Ved en Temperatur af 273° vil den faa det dobbelte Rumfang. Ved meget lave Temperaturer og under et sterkt Tryk kan man faa Luften til at gaa over til en Vædske, flydende Luft. Men saadanne Betingelser findes ikke i Atmosfæren. I denne er Luften altid i ren Gastilstand.

En Kubikmeter Luft veier ved et Tryk af 760 Millimeter sandt Lufttryk (det Tryk, der holder Ligevægt mod Trykket af en 760 Millimeter høi Kviksølvsøile af 0° Temperatur og ved Normaltyngden) og ved en Temperatur af 0° C. 1.293048 Kilogram, eller en Liter Luft veier 1.293 Gram. Da en Liter eller 1000 Kubikcentimeter rent Vand veier 1 Kilogram eller 1000 Gram, er Luften ved Havfladen $\frac{1000}{1.293}$ eller omtrent 774 Gange lettere end Vandet. Luftens specifiske Vægt eller Tæthed er beroende paa dens Tryk og Temperatur. Ved 780 Millimeters Tryk og en Temperatur af — 60°, noget som kan forekomme paa en sibirisk Vinterdag, veier en Kubikmeter Luft 1.701 Kilogram. Paa en varm Sommerdag med en Temperatur af 30° og et Lufttryk af 750 Millimeter veier en Kubikmeter Luft 1.150 Kilogram. Paa Galdhøpiggen i en Høide af 2 600 Meter over Havfladen og ved en Temperatur af 2° og et Lufttryk af 552 Millimeter veier en Kubikmeter Luft 0.933 Kilogram. I en Høide af 10 000 Meter med en Temperatur af — 45° og et Lufttryk af 197 Millimeter veier en Kubikmeter Luft 0.362 Kilogram.

27. Naar Luften optager Varme, faar den en større Spændkraft og søger at udvide sig. Hvis den kan udvide sig, udføres derved et Arbeide, idet dens Rumfang bliver større. Dette Arbeide udføres af Varmen. Hvis Luften udvider sig, uden at der tilføres den mere Varme, forbruges en Del af den Varme, den har, til Udvidelsesarbeidet, og Følgen deraf er, at dens Temperatur synker, Luften bliver koldere. Dette sker i Atmosfæren, naar en Luftmasse stiger tilveirs. Den kommer da under et mindre Tryk, udvider sig og afkjøles. Tør Luft, det vil sige Luft, som ikke indeholder Vanddamp, afkjøles paa denne Maade 1° C. for hver 100 Meter, som den bringes tilveirs. Naar Luften sammentrykkes, f. Ex. i en Cylinder med et Stempel, uden at der bringes Varme fra eller til den, bliver den varmere. Fortætningsarbeidet udføres af den Kraft, som bevæger Stempelet, og af den Varme, som Luften indeholder, bliver den Del, som var nødvendig for at holde Luften i en tyndere Tilstand, saa at sige ledig, og Virkningen deraf kommer tilsyne som en forhøiet Temperatur af Luften. Saadant sker ogsaa i Atmosfæren, naar Luften

synker ned og kommer under et høiere Tryk. Den opvarmer sig da 1° C. for hver 100 Meter den synker.

28. Den atmosfæriske Luft er meget gjennemsigtig, den lader Lysstraalerne gaa med Lethed gjennem sig uden at svækkes synderlig. Den kan ogsaa reflektere Lyset. Luften lader sig med Lethed gjennemstraale af Varmen, dog i noget forskjellig Grad, idet de forskjellige Sorter af Varmestraaler absorberes af den i ulige Mængdeforhold.

Luften er en meget slet Leder for Elektriciteten.

29. Vanddampen i Luften forholder sig i mange Henseender som den tørre Luft, men i flere Henseender anderledes. Som ovenfor omtalt er Vanddampens Mængde ikke stor i Forhold til Luftens. Den er blandet sammen med denne og er, som Luften selv, en gjennemsigtig, usynlig Gas med Elasticitet, Tyngde, Spænding, Gjennemstraalelighed for Varmen, Evne til at opvarmes og afkjøles, men en Leder for Elektricitet i høiere Grad end Luften. Vanddamp er lettere end Luft. En Kubikmeter Vanddamp veier kun $^5/_8$ af hvad en Kubikmeter Luft veier under samme Temperatur og Tryk som Vanddampen. Under forskjellige Temperaturer og Tryk forholder Vanddampen sig som Luften og de andre Gasarter, saalænge den er i den gasformige Tilstand.

Men medens Luften i Atmosfæren aldrig træder ud af sin Gastilstand, er saadant jevnlig Tilfældet med Vanddampen. Dette har sin Grund deri, at der i en Kubikmeter aldrig kan, ved en vis Temperatur, være mere end en vis Mængde Vand i Dampform eller Gasform. Ved 0° kan en Kubikmeter indeholde 4.9 Gram Vanddamp, vel mindre, men ikke mere. Naar Rummet saaledes indeholder saa meget Vanddamp, som det kan, siges det at være mættet med Vanddamp. Det Tryk, som Vanddampen da udøver, er det største Tryk, som den ved den stedfindende Temperatur kan udøve, eller Vanddampens Spænding er Maximum eller den største, den kan have. Ved en Temperatur af 0° har Vanddamp et Maximumstryk eller en Maximumsspænding af 4.6 Millimeter, det vil sige, den holder Ligevægt mod Trykket af en Kviksølvsøile (af 0° Temperatur og ved Normaltyngden), der er

4.6 Millimeter høi. Jo høiere Temperaturen er, desto større er Vanddampens Maximumstryk og Maximumsmængde i en Kubikmeter. Ved —35° er disse henholdsvis 0.2 mm. og 0.2 Gram. Ved 10° er de 9.1 mm. og 9.3 Gram, ved 20° 17.4 mm. og 17.1 Gram, ved 30° 31.5 mm. og 30.1 Gram.

30. Vanddampen udøver sin Udvidelseskraft i Luften, uden at denne hindrer den deri. Naar et Rum eller Luften er mættet med Vanddamp, kan man ikke bringe mere Vanddamp deri. Et Overskud af Vanddamp har til Følge, at en Del af denne gaar over til Vand, og Resten mætter Rummet eller Luften. Dersom et Rum eller Luft, som er mættet med Vanddamp, afkjøles, bliver Rummet fremdeles mættet med Vanddamp, men denne faar et mindre Tryk, og en Kubikmeter indeholder en mindre Mængde Vanddamp end før. En Del af Vanddampene gaar over til Vand eller, hvis Temperaturen er under 0°, til Is. Dette kaldes Vanddampenes Fortætning (Kondensation). Luft, som er mættet af Vanddamp ved 10°, indeholder i en Kubikmeter 9.3 Gram Vanddamp. Dersom den afkjøles til 0°, kan den ikke indeholde mere end 4.9 Gram Vanddamp i en Kubikmeter. 9.3 — 4.9 eller 4.4 Gram Vanddamp gaar over til Vand af 0°. Ved 10° havde Vanddampene en Maximumsspænding eller et Maximumstryk af 9.1 mm. og ved 0° af 4.6 mm. Ved Afkjølingen fra 10° til 0° gaar saaledes Maximumstrykket af Vanddampene ned 4.5 mm. Dersom Luften videre afkjøles fra 0° til — 10°, vil Mængden af Vanddamp i en Kubikmeter formindskes fra 4.9 Gram til 2.3 Gram, og der vil fortættes 2.6 Gram Damp til Is af — 10°. Trykket af Dampene vil formindskes fra 4.6 mm. til 2.2 mm.

Over Is har man fundet, at Damptrykket er ved Kuldegrader lidt mindre end over flydende Vand. Vand kan, naar det er i fuldstændig Ro, afkjøles under 0° uden at fryse.

31. Naar Luften ikke er mættet med Vanddamp, vil den kunne optage mere deraf, indtil den bliver mættet. Opvarmes Luften, vil dens Evne til at optage Vanddamp blive større. Naar Luft, som ikke er mættet med Vanddamp, afkjøles, vil dens Evne til at rumme Vanddamp aftage, men Dampen bliver i Luften som

usynlig Gas. Naar Afkjølingen er naaet til den Temperatur, ved hvilken det tilstedeværende Damptryk eller Mængden af Vanddampene i en Kubikmeter bliver lig det til Temperaturen svarende Maximumstryk eller Maximumsmængde, er Luften mættet med Vanddamp. En yderligere Afkjøling har Fortætning af Vand til Følge og Mætning af Rummet med Damp af en lavere Temperatur. Det fortættede Vand danner ved Varmegrader smaa Kugler, og den Temperatur, ved hvilken Fortætningen sker, kaldes Dugpunktet. Luft, som er varmere end 10° og hvis Damptryk er 9.1 mm., har sit Dugpunkt ved 10°. Luft, som er varmere end 20° og har et Damptryk af 17.4 mm., har sit Dugpunkt ved 20°. Hvis Luften har en Temperatur af 20°, men kun et Damptryk af 9.1 mm. og en Dampmængde af 9.0 Gram pr. Kubikmeter, altsaa ikke er mættet med Vanddamp, kan den afkjøles til 10°, uden at der fortættes Damp. Ved 10° naaes Dugpunktet, og Luften er mættet med Vanddamp. En yderligere Afkjøling har til Følge, at der fortættes eller udfældes Vand.

32. Vanddampene i Atmosfæren er Vand, der er fordunstet paa Jordoverfladen. Vand sender ved alle Temperaturer Vanddamp fra sin Overflade ud i Luften. Is ogsaa. Dette kaldes Fordunstning. Den foregaar desto raskere, jo varmere Vandet er. Naar Vandet koger, danner Dampblærerne sig inde i Vandet og stiger op. Kogning finder Sted, naar Temperaturen er saa høi, at Vanddampenes Tryk er ligesaa stort som Lufttrykket. Naar Vand koger ved 100°, er Vanddampens Spændkraft lig 760 mm. Kviksølvtryk ved 0° og Normaltyngden.

For at bringe Is over til Vand eller for at smelte Is behøves Varme. For at bringe Vand over til Vanddamp er ogsaa Varme nødvendig. Til at smelte et Kilogram Is behøves ligesaa meget Varme som til at opvarme 79 Kilogram Vand fra 0° til 1° eller 79 Varmeenheder eller Kalorier. Man siger, at Isens Smeltevarme er 79. Omvendt trænges, at 79 Kalorier fjernes fra et Kilogram Vand af 0° for at faa det frosset til Is. For at bringe et Kilogram Vand af 100° over til Damp af 100° kræves 536.5 Kalorier. For at fortætte et Kilogram Vanddamp af 100° til

Vand af 100° maa Dampen fratages 536.5 Kalorier. Eller Vandets Fordunstningsvarme er ved 100° 536.5. For at fordunste et Kilogram Vand ved 0° kræves 606.5 Kalorier. For at fortætte et Kilogram Damp af 0° til Vand af 0° maa Dampen fratages 606.5 Kalorier. Vandets Fordunstningsvarme er ved 0° 606.5. Ved Vandets Overgang fra Damp til Vædske og fra Vædske til Is afgiver det saaledes betydelige Varmemængder.

Medens Luftens specifiske Varme ved uforandret Tryk er 0.2377, er Vanddampens 0.4805.

Da Vanddamp er $^5/_8$ Gange saa tung som Luft, bliver Luft, som indeholder Vanddamp, lettere end tør Luft. 1 Liter tør Luft veier ved 0° og 760 mm. Tryk 1.293 Gram, men en Liter Luft, der er mættet med Vanddamp, veier under de samme Forhold kun 1.290 Gram. Ved 20° og samme Tryk veier en Liter tør Luft 1.205 Gram, men en Liter mættet Luft 1.195 Gram.

33. **Støvet** i Luften. I Atmosfæren findes overalt og til alle Tider yderst smaa faste Legemer i Form af Støv. Naar Vanddamp ved Afkjøling af Luften fortættes til Vand, danner Støvpartiklerne de Kjerner, omkring hvilke Vanddraaberne danner sig. Renser man Luften for Støv ved at lade den gaa igjennem Propper af ren Bomuld og lader Vand fordunste i saadan Luft, vil man ved Afkjøling til Temperaturer under Dugpunktet ikke faa nogen Fortætning af Vanddampene. Luften bliver klar, men overmættet af Damp. Men saasnart man lader almindelig Luft faa Adgang til Vanddampene, danner der sig øieblikkelig en Taage af fortættet Vanddamp. Ved at lade Luft udvide sig og derved afkjøles under Dugpunktet og under Mikroskopet tælle, hvormange Vandkugler der afsætter sig paa en Flade, f. Ex. en Kvadratmillimeter, kan man beregne, hvormange Støvkorn der findes i Luften. Paa denne Maade har man fundet, at Luften er mest opfyldt af Støv i beboede Værelser og i store Byer, mindre paa Landet og paa Sjøen og i større Høider. Paa Landjorden kommer Støvet fra Forbrændingsprodukter, fra opsmuldret Fjeld, der drives op af Vinden, og lignende, paa Havet fra Sprøit af det salte Havvand, hvis Vand fordunster og lader fine Saltpartikler tilbage i Luften. Støvet reflekterer Sollyset og giver Luften dens

Farve. Det absorberer Solvarmen og hindrer den fra at gaa usvækket gjennem Luften. Støvet i Luften forklarer saaledes flere af Atmosfærens Egenskaber.

34. Naar vi skal beskrive Atmosfærens Tilstand, forsaavidt vi kjender den, gjør vi dette ved at nævne med Tal eller paa anden Maade Værdien af de Bestemmelsesstykker, som tjener til at betegne denne Tilstand til en vis Tid. Disse Bestemmelsesstykker eller de meteorologiske Elementer er hovedsagelig Luftens Temperatur, dens Tryk, dens Fugtighed eller Indhold af Vanddamp, dens Bevægelse eller Vinden, dennes Retning og Hastighed eller Styrke, Skyernes Art og Mængde samt Nedbørens Art, Mængde og Hyppighed.

35. De beregnede gjennemsnitlige Værdier af de meteorologiske Elementer for forskjellige Tidsrum betegner det, vi kalder et Steds Klima. Læren om Klimaet paa de forskjellige Steder paa Jorden kaldes Klimatologien. I denne er indbefattet Læren om de meteorologiske Elementers regelmæssige periodiske Forandringer til forskjellige Tider paa de forskjellige Steder. Læren om Atmosfærens Tilstand og dennes Forandringer, saaledes som de i Virkeligheden fremtræder i de enkelte Øieblikke, eller om det, vi kalder Veiret, er Gjenstand for Meteorologien i snevrere Forstand. For at forstaa Meteorologien udfordres Kjendskab til Klimatologien og omvendt, for at forstaa Klimatologien maa man have noget Kjendskab til Meteorologien. Der kunde saaledes blive Spørgsmaal om, hvilken af disse to Afdelinger af den samlede Meteorologi man helst skulde begynde med at omhandle. Begge Fremgangsmaader vilde have sine Fordele. Naar her er taget Klimatologien først, er dette i Overensstemmelse med Videnskabens historiske Udvikling. Den egentlige Meteorologi fik først i Midten af det nittende Aarhundrede en raskere Fremgang, da Telegrafen traadte i dens Tjeneste og kunde melde samtidigt Veir og Vind fra mange Steder, og man saaledes kunde faa en Oversigt over Veirtilstanden samme Dag til Studium og Varsel om kommende Veir.

36. I Klimatologien behandles de meteorologiske Elementers regelmæssige Perioder. En Bevægelse som f. Ex. et Pendels

Svingninger eller et andet Fænomen er periodisk eller siges at have en Periode, naar det gjentager sig paa samme Maade efter Forløbet af en vis Tid. Denne Tid kaldes Periodens Længde, og efter den benævnes den periodiske Forandring. De meteorologiske Elementer har sine daglige og sine aarlige Perioder. Hovedpunkterne ved den periodiske Forandring er Fænomenets Maximum eller den største (høieste) Værdi, det naar, Fænomenets Minimum eller den mindste (laveste) Værdi, det naar, Forskjellen mellem Maximum og Minimum, der kaldes Amplituden (Spillerum), de Øieblikke, da den høieste og da den laveste Værdi finder Sted (Epokerne for Maximum og Minimum), de Øieblikke, da Fænomenet har sin Middelværdi, og de, i hvilke det voxer raskest og aftager raskest. Ved Maximum og ved Minimum er der ingen Forandring i Værdierne, kun en Overgang fra Tilvæxt til Aftagen eller omvendt.

37. Meget ofte, især i Klimatologien, er der Tale om Middelværdien eller Middeltal (Medium) af en Række Tal. Et saadant Middeltal udregnes paa den Maade, at man tager Summen af Tallene og dividerer denne Sum med Tallenes Antal. Det udkomne er Middeltallet.

ANDET KAPITEL.

De meteorologiske Instrumenter og Observationer.

38. Til at maale et Legemes Varme-Tilstand bruger man et Instrument, hvis kjendte Navn er Termometer. Det Slags Termometer, som man i Almindelighed bruger, er Kviksølv-Termometret. Det bestaar af en hul Glasbeholder, der oftest er kugleformet, med hvilken der er forbundet et Glasrør, hvis indvendige Tversnit (Kaliber) er meget lidet og saavidt mulig lige stort gjennem hele Rørets Længde. Glasrøret udmunder i den ene Ende i Kuglen og er tilsmeltet i den anden Ende. Kuglen og en Del af Røret er fyldt med Kviksølv. Resten af Røret skal være lufttomt. Naar Termometret optager Varme, saa udvider Kviksølvet sig (mere end Glasset) og indtager et større Rumfang. Dette viser sig derved, at Toppen af Kviksølvet i Røret flytter sig op imod den lukkede Ende af Termometerrøret. Man siger da, at Termometret stiger. Naar Termometret taber Varme, trækker Kviksølvet sig sammen (mere end Glasset) og indtager et mindre Rumfang. Dette viser sig derved, at Toppen af Kviksølvet i Røret nærmer sig mod Kuglen. Man siger da, at Termometret falder eller synker.

39. For at kunne vise forskjellige Varmetilstande forsynes Termometret med en Maalestok (Skala), hvis Inddelinger benævnes Grader. Gradstokken er et Navn, som undertiden bruges til at betegne Termometret. Maalestokken indridses paa selve Røret eller fæstes ved Siden af eller bagenfor dette. Den

er merket med visse Tal, saaledes at hver Streg faar sit Numer. Hvad man aflæser paa Termometret, er Numeret paa den Streg, som man ser Kviksølvtoppen er nærmest ved, naar man holder Øiet saaledes, at det ser ret frem paa Kviksølvtoppen og samtidig lodret paa Kviksølvsøilen og Skalaen. Dette er Aflæsning paa nærmeste hele Grad. I Meteorologien aflæser man gjerne paa Tiendedels Grad, enten efter Øiemaal eller paa Termometre, hvis Skala er inddelt i mindre Dele af en Grad. Det saaledes aflæste Tal giver et bestemt Maal for Termometrets Varmegrad eller T e m p e r a t u r.

40. Termometrets Skala inddeles paa forskjellige Maader. Den Skala, som nu bruges i Meteorologien i de fleste Lande kaldes den hundredgradede (Centigrad) eller C e l s i u s - Skalaen, efter Svensken Celsius, som først indførte en saadan. Det er denne, som overalt i denne Bog er brugt til at betegne de forskjellige Varmetilstande.

Sætter man et Termometer i smeltende Is eller Sne, vil man finde, at Kviksølvets Top efter længere eller kortere Tid vil blive staaende paa det samme Sted. Dette Sted merkes paa Celsius-Skalaen med 0 (Nul Grad). Sætter man et Termometer i de Dampe, som udvikles af Vand, der koger ved et Lufttryk af 760 mm., saa viser Kviksølvtoppen paa et Punkt, som paa Celsius-Termometret merkes med 100 Grader. Naar man nu inddeler Skalaen med Streger i 100 lige store Dele mellem 0 Grad og 100 Grader og fortsætter den samme Inddeling med lige store Mellemrum paa begge Sider, ovenfor 100 og nedenfor 0, idet man nedenfor 0 merker Stregerne med fortløbende Tal fra 0 af ligesom ovenfor, saa har man Celsius-Termometret inddelt. Graderne ovenfor 0 (fra Kuglen regnet) kaldes Varmegrader og skrives i Almindelighed uden Tegn foran. Undertiden skrives et + (Plus) foran. Efter Tallet skrives et °, der betyder Grader, f. Ex.: 12° eller + 12° læses tolv Grader eller tolv Graders Varme eller tolv Varmegrader eller plus tolv Grader. Graderne nedenfor 0 (nærmere Kuglen) læses ovenfra nedad (mod Kuglen) og kaldes Kuldegrader. De betegnes a l t i d ved at man sætter et — (Minus) foran. F. Ex.: — 12° læses tolv Graders Kulde eller tolv Kuldegrader eller minus tolv

Grader eller tolv Grader under Nul. Celsius-Grader betegnes ved et tilføiet C., f. Ex. 12° C.

41. Den Temperatur, ved hvilken Is eller Sne smelter, er den samme som den, ved hvilken rent ferskt Vand fryser. Den Temperatur, ved hvilken rent ferskt Vand koger, kaldes Vandets Kogepunkt. Den er afhængig af Lufttrykket, og desto høiere, jo større Lufttrykket er. Ved et Lufttryk af 760 mm. er Kogepunktet 100°, ved et Lufttryk af 790 mm. er det 101.°1, ved et Lufttryk af 700 mm. er det 97.°7. Celsius-Termometret viser altsaa 0° ved Vandets Frysepunkt og 100° ved Vandets Kogepunkt under et Lufttryk af 760 mm. Vi skal senere se en Anvendelse af Vandets Kogepunkt til at finde Lufttrykket (67).

42. I de Lande, hvor Landssproget er Engelsk, bruges Termometre, hvis Skala er inddelt efter Fahrenheit. Denne har 32° ved Vandets Frysepunkt og 212° ved Vandets Kogepunkt (760 mm.). Altsaa indbefatter 100° C. 212 — 32, det er 180° Fahrenheit. 1° Fahrenheit er saaledes $\frac{100}{180}$ eller eller $\frac{5}{9}$ af en Grad Celsius. For at omgjøre Fahrenheit-Grader til Celsius-Grader maa man først trække 32° fra og derpaa multiplicere med 5 og dividere med 9. F. Ex.:

$$50° \text{ F.} = (50 - 32)\frac{5}{9} = \frac{18 \times 5}{9} = \frac{90}{9} = 10° \text{ C.}$$

$$-40° \text{ F.} = (-40 - 32)\frac{5}{9} = -72 \times \frac{5}{9} = -(8 \times 5) = -40° \text{ C.}$$

Fahrenheits Termometer har den Fordel, at alle Kuldegrader over 0° F. eller — 17.°8 C. kan skrives uden Minus foran, og at Graderne er mindre, saa at de letter en nøiagtig Aflæsning*). En Tabel til at omgjøre Fahrenheit-Grader til Celsius-Grader findes i Slutningen af Bogen (Tab. I.).

43. De saakaldte permanente Gasarter, det er de, som kun ved særegne Forbindelser af lave Temperaturer og sterke Tryk lader sig bringe over i flydende Tilstand, har den Egenskab, at

*) Reaumur's Termometer-Skala, der har 0° ved Vandets Frysepunkt og 80° ved dets Kogepunkt, bruges ikke mere i Meteorologien. Det var for Enhedens Skyld ønskeligt, at den til dagligt Brug blev afløst af Celsius-Skalaen.

de altid, naar de ikke er nær den flydende Tilstand, udvider sig lige meget, naar de faar lige stort Tilskud af Varme. De er derfor særlig skikkede til, indesluttede i et Termometers Kugle og Rør, ved Ændringerne af sit Rumfang at give et nøiagtigt Maal for Ændringerne af Temperaturen og ved Hjelp af Skala med Nulpunkt og Kogepunkt for den sande Temperatur. Et saadant Termometer kaldes et Luft- eller Gas-Termometer. Man anvender atmosfærisk Luft, Kvælstof, Vandstof, Kulsyre. Der er ikke stor Forskjel mellem disse i Henseende til deres Udvidelse ved Varmen. Den i Termometret indesluttede Luft eller Gas maa afsperres saaledes, at man kan maale dens Rumfang og dens Tryk og deraf beregne dens sande Udvidelse ved Varmen.

Til Normaltermometer er Meteorologerne komne overens om at vælge Lufttermometret. Da et saadant imidlertid er kostbart at anskaffe og omstændeligt at benytte, gaar man i Praxis frem paa den Maade, at man benytter Kviksølvtermometre eller Spiritustermometre, der er sammenlignede, direkte eller indirekte, med Lufttermometret. Imellem et Kviksølvtermometer, der har samme Tversnit (Kaliber) gjennem hele Røret, og Lufttermometret er der ikke stor Forskjel. Denne beror selvfølgelig ogsaa paa Udvidelsen af den Glassort, hvoraf Termometret er gjort. Ved de i Atmosfæren mest forekommende Temperaturer er Forskjellen i det høieste nogle faa Tiendedele af en Grad. Et Kviksølvtermometer eller et Spiritustermometer, hvis Rettelse (Korrektion) til Lufttermometret man kjender, bliver saaledes et brugbart Normaltermometer.

44. De Termometre, som man i Almindelighed faar tilkjøbs, viser sjelden ganske rigtigt. Vil man bruge et Termometer til nøiagtige Iagttagelser, maa det prøves og dets Feil bestemmes. Den simpleste Prøve bestaar deri, at man undersøger Termometrets Nulpunkt. Man tager finstødt eller endnu bedre finskavet Is i et Kar, som har Huller i Bunden, saaledes at det ved Isens Smeltning dannede Vand kan flyde af. Man kan ogsaa bruge ren Sne, eller man kan lave en Grød af Sne og Vand, i hvilken man bringer Termometret ned. Forsøget maa gjøres i et Rum, hvor der er Varmegrader. Termometret sættes ned i Isen, saaledes

at hele Kuglen og Skalaen nedenfor Nulpunktet er tæt omgivet af den. Naar man efter gjentagne Aflæsninger har fundet, at Termometret ikke synker mere, men viser uforandret paa samme Temperatur, noteres hvad det da viser. Dette Punkt er det sande Nulpunkt, og Termometret er rigtigt ved 0, hvis det da viser 0.°0. Staar det over 0°, viser det for høit, staar det under 0°, viser det for lavt. Man finder saaledes, hvor stor Feilen er ved 0°, og om den skal trækkes fra eller lægges til, forat man kan faa den rigtige Temperatur.

Et godt Termometer har den samme Feil ved alle andre Grader som ved Nul. De fleste Termometre, som bruges til meteorologiske Iagttagelser, har en Skala, som ikke rækker saa langt som til 100°. Man kan saaledes ikke kontrollere deres Kogepunkt. Vil man foretage en fuldstændig Prøve af et saadant Termometer, maa det sammenlignes med et Normaltermometer ved forskjellige Grader. Denne Prøve foretages for de forskjellige Varmegrader bedst i Vand, som omrøres godt. For at sammenligne Termometre ved Temperaturer under Nul sættes disse i et Kar med Spiritus, der afkjøles i en Kuldeblanding (f. Ex. 1 Del Salt og 3 Dele Is eller Sne), og Spiritusen omrøres godt.

Et Termometers Nulpunkt og dermed dets Feil ved andre Grader forandrer sig meget ofte med Tiden. I Almindelighed stiger Nulpunktet, hvortil Aarsagen er, at Glaskuglen trækker sig sammen. Man bør derfor oftere, naar man har Leilighed dertil, kontrollere Termometrene. I den senere Tid har man fundet en Sort Glas kaldet Jena-Glas, som har den Egenskab, at det ikke forandrer sig med Tiden. Termometre af Jena-Glas holder sit Nulpunkt merkelig uforandret.

45. Da Kviksølv fryser ved en Temperatur af — 39° og trækker sig meget sterkt sammen i Nærheden af sit Frysepunkt, bliver Kviksølvtermometret ubrugeligt, naar Temperaturen er lavere end — 35°. I saadanne Tilfælder maa man bruge et Termometer, som er fyldt med en Vædske, som ikke fryser. Man bruger Spiritus eller i den senere Tid ogsaa Toluol. Spiritustermometre har den Egenhed, at Skalaens Delstreger maa staa desto tættere sammen, jo lavere Temperaturer de betegner, naar disse

skal stemme med Lufttermometrets. Fremdeles gaar der ofte ved Fordunstning en Del af Spiritusen over i den øvre Ende af Termometret, og dette kommer til at vise lavere end før. Eller Spiritussøilen deler sig i flere Dele. Disse Ting kan man rette paa ved at tage Termometret i den ene Haand med den Ende, hvor Kuglen er, og banke det forsigtig mod den flade anden Haand, idet man holder Kuglen lavest. Man kan ogsaa slynge det rundt i en Slynge, med Kuglen udad. Bagefter bør det staa en Stund i opret Stilling, med Kuglen nederst, for at faa al Spiritus til at rinde ned til Spiritussøilen.

Et Spiritustermometer maa jevnlig sammenlignes med et Termometer, hvis Feil man kjender, hvis man vil have nøiagtige Temperaturiagttagelser.

46. Minimum-Termometret tjener til at finde den laveste Temperatur, som det har været udsat for i et vist Tidsrum. Det er et Spiritustermometer, hvis Rør har et noget rummeligt indre Tversnit. Inde i Spiritusen i Røret befinder sig en Flyder, der er saaledes beskaffen, at den kan bevæge sig frit derinde, og at den bliver liggende paa sin Plads, naar Spiritusen udvider sig med stigende Temperatur, men drages med af Spiritussøilens Ende, naar denne med synkende Temperatur gaar henimod Kuglen. Vil man ved Hjelp af dette Termometer finde den laveste Temperatur i Døgnet, saa stiller man Termometret f. Ex. om Morgenen paa følgende Maade: Man holder Instrumentet paa skraa med Kuglen øverst saa længe, indtil Flyderen er gledet helt ned til Enden af Spiritussøilen, hvor den vil blive staaende. Instrumentet hænges nu op i vandret Stilling og maa være godt fæstet i denne. Medens Temperaturen synker, trækker Spiritusen sig sammen og dens Ende vandrer henimod Kuglen, idet Flyderen drages med. Saasnart Temperaturen atter begynder at stige, gaar Spiritustoppen frem igjen, men Flyderen bliver liggende. Flyderens Yderende, den som er længst fra Kuglen, vil saaledes vise den laveste Temperatur, som Termometret har havt. Forøvrigt henvises til, hvad der ovenfor er sagt om Spiritustermometret.

47. Maximum-Termometret tjener til at finde den

høieste Temperatur, som det har været udsat for i et vist Tidsrum. Det er et Kviksølvtermometer, der er saaledes indrettet, at Kviksølvsøilen paa en eller anden Maade kan dele sig i to Dele. Den Del, som er nærmest Kuglen, trækker sig tilbage mod denne, naar Temperaturen synker. Den yderste Del bliver derimod liggende, og dens ydre Ende viser den høieste Temperatur, som Termometret har udvist. Denne Deling af Kviksølvtraaden bevirkes enten derved, at der i Røret tæt udenfor Kuglen er indsat en Splint, som hindrer Kviksølvtraaden fra at trænge ind fra Røret mod Kuglen, naar Kviksølvet trækker sig sammen ved synkende Temperatur, medens den sterke Udvidelseskraft af den i Kuglen værende Kviksølvmængde driver Kviksølvet forbi Splinten ud i Røret, naar Kviksølvet udvider sig ved stigende Temperatur. Eller Delingen mellem de to Dele af Kviksølvtraaden gjøres ved en Luftblære, der maa være anbragt saa langt fra Kuglen, at den ved lave Temperaturer ikke gaar ned i denne. Maximum-Termometret stilles til Brug paa den Maade, at man holder Instrumentet op og ned med Kuglen nederst. Ved nogle Stød mod et Underlag bringes den ydre løse Del af Kvivsølvtraaden ned mod Kuglen saa langt som muligt. Instrumentet hænges op i vandret Stilling og fæstes i denne. Naar nu Temperaturen stiger, drives Kviksølvtraaden frem, og dens yderste Ende viser den stedfindende Temperatur som paa et almindeligt Termometer. Saasnart Temperaturen synker, trækker Kviksølvet sig sammen. Den ydre Del bliver liggende, den indre Del kryber ind mod Kuglen, og mellem begge Dele bliver et aabent Mellemrum. Den yderste Ende af den ydre Kviksølvtraad vil vise den høieste Temperatur, Termometret har havt.

48. Naar man med et Termometer vil maale Luftens Temperatur, maa det paavirkes af Luften paa en saadan Maade, at det antager dennes Varmegrad kun ved Varmeledning mellem Luften og Termometret, og ikke er udsat for at optage eller miste Varme ved Straaling. Er et Termometer udsat for Varmestraaling fra Legemer, der er varmere end Luften, opvarmes det, saaledes at det viser en høiere Temperatur end den, Luften har. Staar et Termometer saaledes, at det frit kan

udstraale sin Varme til koldere Omgivelser, f. Ex. om Natten, naar det er klart Veir, vil det vise en lavere Temperatur end den Luft, som omgiver det, har. De Stoffer, af hvilke Termometret er gjort, opvarmes nemlig lettere ved Indstraaling og afkjøles lettere ved Udstraaling af Varme end Luften selv. Solstraaling eller anden Varmestraaling om Dagen og Udstraaling om Natten er saaledes Feilkilder, mod hvis Virkning et Termometer maa skjærmes, naar man vil finde Luftens virkelige Temperatur.

Termometret maa selv være tørt og rent. Er der Vand paa det, fordunster dette og bruger dertil Varme, som det for en Del tager fra Termometret, hvorved dette vil vise for lavt. Mod Nedbør maa saaledes et Termometer, der skal vise den sande Lufttemperatur, være skjærmet. Et Termometer, som ikke er rent, er udsat for Varmestraaling baade til og fra dets Overflade i langt høiere Grad end et rent, blankt Termometer.

Disse Fordringer har man i den meteorologiske Praxis søgt at opfylde paa forskjellige Maader. Da det ved Forsøg har vist sig, at Luftens Temperatur ved Jordoverfladen kan være meget forskjellig fra Temperaturen i de nedre, Jordoverfladen nærmeste Lag, men at man i Høider, der overstiger 2 Meter, faar praktisk taget den samme Temperatur, enten Termometret staar i 2 eller endog i 10 Meters Høide over Jorden, saa har man opstillet den Regel, at et Termometer til Bestemmelse af Luftens Temperatur ikke maa staa lavere end 2 Meter over Jordbunden, helst i en Høide af omkring 3 Meter.

49. Som det fuldkomneste Apparat, man hidtil har fundet til at maale Luftens virkelige Temperatur, maa nævnes det af Assmann konstruerede. Da det gjerne indbefatter to Termometre, saaledes at det kan tjene til at finde saavel Luftens Temperatur som dens Fugtighed, fører det i Almindelighed Navn af Assmann's Aspirations-Psykrometer. Dets Indretning og Udseende vil kunne forstaaes af Fig. 8.

Termometrenes Kugler er anbragt saaledes, at hver af dem er omgivet af to Cylindre af Metal, der er forniklede, blank polerede og speilende. Den ydre Cylinder kaster de Varmestraaler, der falder paa den, tilbage, saa at den selv ikke opvarmes merke-

ligt, ligesom dens blanke Overflade hindrer Udstraaling af Varme. Øverst i Apparatet er der en Vifte, der drives rundt af et Urverk med en Fjær, der trækkes op med en Urnøgel. Denne Vifte suger Luft nedenfra og frembringer en rask Luftstrøm, der har en Hastighed af 2 til 3 Meter pr. Sekund. Denne Strøm af Luft, der har den ydre Lufts Temperatur, strømmer saavel mellem de to Cylindre som forbi Termometerkuglen. Denne er saaledes omgivet af et Luftlag, der har den ydre Lufts Temperatur og kan ved Ledning antage, beholde og lade Termometret udvise Luftens virkelige Temperatur paa det Sted, hvor Apparatet befinder sig. Selv udsat for direkte Solskin giver Asmann's Aspirationstermometer den sande Lufttemperatur. Det er yderst følsomt og følger med største Lethed de ringeste Vexlinger i Luftens Temperatur, noget som ikke i den samme høie Grad er Tilfældet med de andre nedenfor beskrevne Apparater.

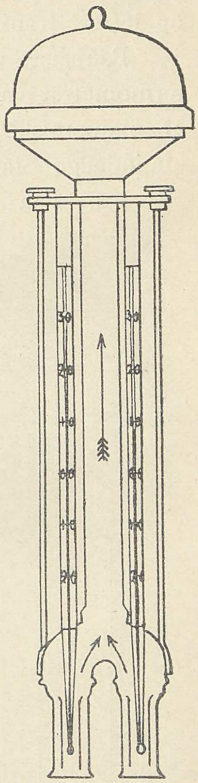


Fig. 8.

50. Den samme Virkning, nemlig at bringe Termometerkuglen i Berøring med en rask Luftstrøm og derved faa Termometret til at vise den sande Lufttemperatur, opnaar man ogsaa i høi Grad med det saakaldte Slynge-Termometer. Dette er et almindeligt, kort Termometer, der i den øvre Ende har et Øie eller en Hempe, hvori er fastgjort en $^1/_2$ til 1 Meter lang sterk Snor. Naar man skal iagttage Temperaturen, stiller man sig paa en fri Plads, holder fast i Snorens frie Ende og svinger hele Apparatet rundt som i en Slynge, griber saa hurtigt Termometret i den øvre Ende og læser øieblikkelig af, hvad det viser. Dette gjentages, indtil man to Gange efter hinanden faar samme Aflæsning paa f. Ex. en Tiendedels Grad nær. Bedst er det at holde Termometret i Skyggen, men selv i Solskin kommer man den sande Lufttemperatur meget nær med Slyngetermometret. Istedetfor en Snor kan man bruge en anden Slynge-

maskine, med hvilken man kan svinge Termometret hurtig rundt.

51. Paa Reiser saavel tillands som tilsjøs og i Ballon er Slyngetermometret eller Aspirationstermometret det bedste Apparat til at finde Luftens Temperatur. Det første er det billigste og lettest transportable.

Paa faste meteorologiske Stationer vilde vistnok Aspirationstermometret være det hensigtsmæssigste, men man maa i Regelen af økonomiske Grunde nøie sig med billigere Apparater paa de almindelige Stationer.

52. Paa Stationer af første Orden pleier man at indrette sig paa den Maade, at man opstiller Termometret i et lidet Hus eller Bur af Metal, hvis Vægge og Bund er dannet af Skraaplader, som Jalousier, og hvis Tag har en skorstensformet Aabning. Den ene Væg er Dør (Fig. 9).

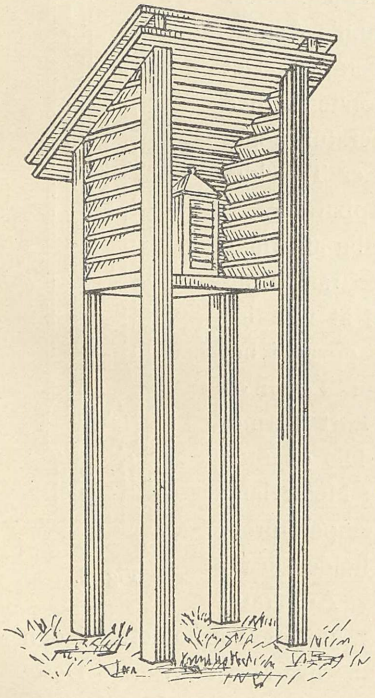


Fig. 9.

Buret staar i et større Hus, omtrent 1 1/2 Meter langt, bredt og høit, af Træ, med Skraatag (der er dobbelt, saa at Luften kan strømme igjennem det, og som helder mod Syd), med persienneformede Vægge mod Øst og Vest, og mod Nord aabent eller til at lukke for Natsolen med persienneformede Døre. Sydvæggen er ligesom Taget tæt og dobbelt med Luftcirkulation. Træhuset skjærmer Buret mod Sol, Nedbør og Varmestraaling. Det staar paa 4 Fødder, der er nedrammet i Jorden, og under har man gjerne Græstorv. Buret staar saa høit, at Termometrenes Kugler kommer omkring 3 Meter over Jordbunden. Det maa staa paa en fri Plads, ikke nær Huse eller andre Gjenstande, som kan

opvarmes. En Trappe fører inde i Huset op til Buret for Aflæsningens Skyld.

Den engelske Hytte ligner den ovenfor beskrevne. Den er mindre, af Træ, med dobbelte Jalousivægge til alle Kanter, Skorsten, staar paa 4 Fødder og har ikke Metalbur. Den skjærmer godt mod Sol, Udstraaling og Nedbør.

53. Paa de almindelige meteorologiske Stationer sætter man Termometrene i et lidet Hus eller Bur af Jern- eller Zinkblik, der med Stænger fæstes udenfor et Vindu eller en Væg, saaledes at Termometrene kommer omtrent 30 Centimeter ud i Luften. Termometerhuset kan være rundt eller firkantet. Det har Tag og er aabent mod et Vindu, eller kan lukkes med en Dør, naar det staar udenfor en Væg. Det maa staa mindst 2 Meter over Jorden. En eller flere af dets Sidevægge kan gjerne have Persienneaabninger. Det skjærmer Termometrene mod Nedbør og Udstraaling, men ikke mod Solstraaling. Det maa derfor opstilles saaledes, at det staar i Skygge mindst en Time før hver Observation og indtil denne er taget. Det Vindu eller den Væg, udenfor hvilken Termometerhuset staar, maa vende mod en saa fri Plads som mulig. Det kan saaledes ikke staa inde i trange Gaardsrum eller i trange Aabninger mellem høie Huse eller inde i Forstuer, Gange eller Skjul eller mod Bergvægge, der beskinnes af Solen. Fra Termometerhusets Plads bør man kunne se saa lidet som muligt af Husvægge. Trær derimod kan gjerne staa i Nærheden. Jo mindre Omgivelserne hindrer Luftens Bevægelse, desto bedre. Under Termometerhuset maa ikke findes aabenstaaende Vinduer, ud af hvilke der kommer varm Luft eller Dampe.

Det vil i Norge, navnlig paa de Steder og Tider, hvor Solen om Sommeren gaar sent ned eller som har Midnatssol, være umuligt at opstille et Termometerhus saaledes, at det, uden at skjærmes mod Solen, kan være i Skygge til de Tider, der skal observeres. Paa nogle Steder kan Omgivelserne tjene som Skjærme, f. Ex. Huse, der dog ikke maa være for nær, eller fremspringende Dele af Bygninger eller Trær, der virker som udmerkede Skjærme ved sit Løv eller Bar. Paa andre Steder kan man skaffe den

fornødne Skygge ved Hjelp af kunstige Skjærme, der anbringes efter Behovet. Herved er at merke, at Termometerhusets Plads maa være saadan, at Solen, medmindre den staar meget lavt, aldrig maa skinne lodret eller næsten lodret mod den Væg, udenfor hvilken Buret staar, i de sidste Timer før en Observation. Skjærmene beskytter Buret kun da, naar de staar tvers paa

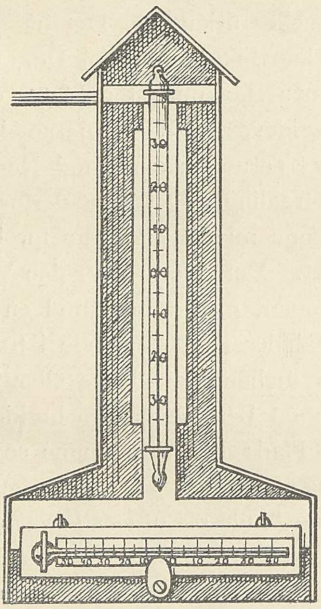


Fig. 10.

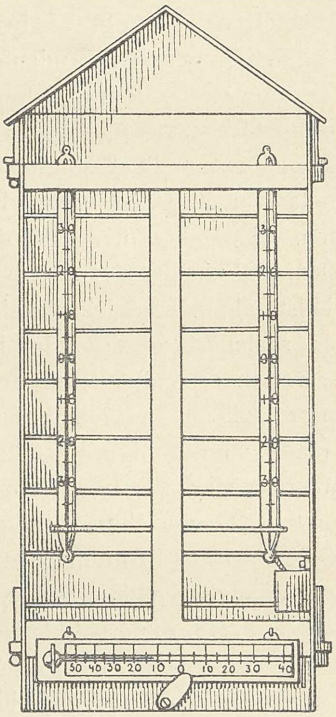


Fig. 11.

Væggen, og Solen skinner skraat mod denne. Paa Steder, hvor man ikke kan faa skjærmet et enkelt Termometerhus til alle Observationstider, maa man have to saadanne, og disse kan i Regelen opstilles saaledes, at ethvert Krav til Skygge kan opfyldes. De Termometerhuse, som bruges paa det norske meteorologiske Instituts Stationer, er afbildede i Fig. 10 og Fig. 11. Fig. 10 er et Hus for et Kviksølvtermometer til Observation af

Luftens Temperatur og for et Minimum-Termometer. Fig. 11 er et større Hus, der foruden Termometer til Luft- og Minimum Temperatur har et Kviksølvtermometer til Bestemmelse af Luftens Fugtighed.

54. Selvregistrerende Termometer eller Termograf.

I den Hensigt at faa optegnet Luftens Temperatur til alle Tider af Døgnet uden personlig Aflæsning af et Termometer har man i den senere Tid været saa heldig at faa gjort Apparater,

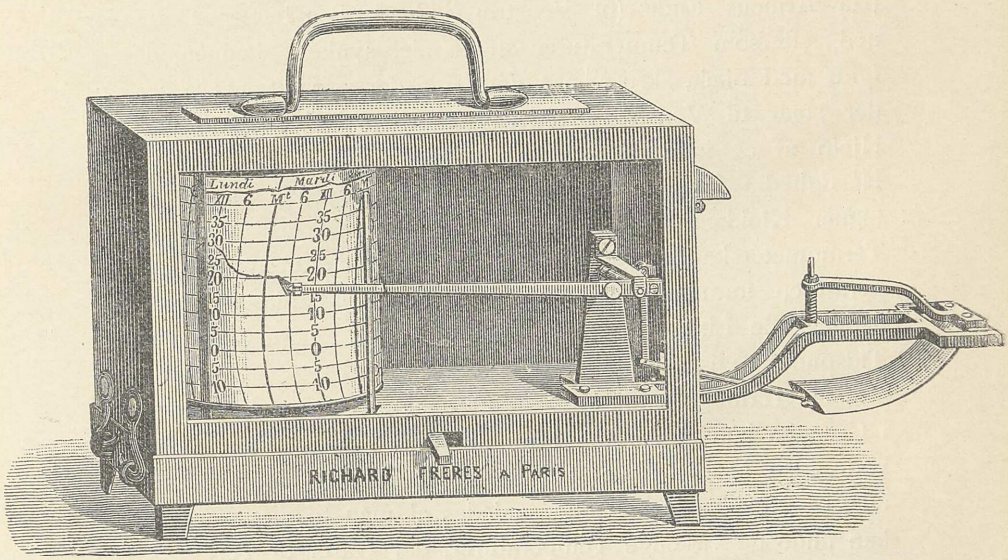


Fig. 12.

der er saaledes indrettede, at den ved stigende Temperatur stedfindende Udvidelse og den ved synkende Temperatur stedfindende Sammentrækning af Kviksølvet i et Termometer eller af et andet Apparat ved særegne Hjelpemidler optegnes paa et Papir, der drives jevnt frem ved et Urverk. Paa dette Papir kan man da aflæse den Temperatur, der har fundet Sted ved hvilketsomhelst Klokkeslet. Et saadant Apparat kaldes et selvregistrerende Termometer eller en Termograf. Der gives nu mange Former af dem. Ved nogle fotograferes Termometerstanden paa det Papir, som drives af Urverket. En billig og særdeles god og hensigtmæssig Termograf er den af Richard i Paris konstruerede, Fig. 12.

Istedetfor Termometerkugle er der en krum og hul Bøile, der sees tilhøire udenfor Kassen. Denne Bøile er fyldt med Spiritus og fastgjort i den øvre Ende. Den udsættes paa samme Maade som et Termometer for Paavirkningen af Luftens Temperatur. Naar Bøilen bliver varmere eller koldere, forandrer den sin Krumning, og dens nedre Ende flytter sig frem og tilbage. Denne Bevægelse overføres gjennem Vægtstænger til den lange, lette Aluminiumarm, som man ser inde i Kassen, saaledes at en paa Armens Ende (til Venstre) siddende Pen bevæges op eller ned, eftersom Temperaturen stiger eller synker. Pennen, der er fyldt med Blæk, skriver paa det Papir, der er viklet om Cylinderen, der staar til Venstre i Kassen, og denne Cylinder dreies ved Hjelp af et inden i samme staaende Urverk rundt med jevn Hastighed. Paa Papiret er trykt lodretstaaende Buer, der betegner Klokkeslettene, og vandrette Streger, der som paa en Termometerskala tjener til at afmerke Temperaturen. Naar Temperaturen forandrer sig, skriver Pennen paa Papiret en op- eller nedgaaende Linie, og efter denne kan man aflæse de til ethvert Tidspunkt registrerede Temperaturer.

Da Termografen ligesom de fleste selvregistrerende Apparater, i Grunden kun registrerer Temperaturens Forandringer, maa man ved Siden af den have staaende et almindeligt Termometer, der aflæses til bestemte Tider, saaledes at man til disse Tider altid kan finde de virkelige Temperaturer, der svarer til Termografens Optegnelser. Ligeledes maa Termografens Tidsangivelser kontrolleres efter et godt Ur.

Den mest brugte Form af Richards Termograf er saaledes indrettet, at Cylinderen gaar en Gang rundt i en Uge, og at man kan aflæse Temperaturen paa nærmeste Tiendedel af en Grad ved Øiemaal.

Termografen maa skjærmes mod Solstraaling og anden Ind- og Udstraaling af Varme samt Nedbør paa samme Maade som et Termometer.

55. Luftens Spændkraft eller Luftens Tryk maales med Barometret. Hvorledes dette sker, blev i Aaret 1643 opdaget af Italieneren Toricelli. Han tog et Glasrør, der var omtrent

80 Centimeter langt og tilsmeltet i den ene Ende, fyldte det med Kviksølv, lukkede, med en Finger f. Ex., for den aabne Ende, vendte Røret om og bragte den nedre Ende ned under Kviksølv i en større Skaal. Naar han nu tog Fingeren bort, viste det sig, at Kviksølvet ikke længer vilde fylde hele Røret; det sank, en Del flød ud i Skaalen, og Kviksølvets Top i Røret blev staaende i en Høide over Kviksølvets Overflade i Skaalen, der var omkring 76 Centimeter. Over Kviksølvtoppen var nu aabenbart et Rum, der var frit for Luft. Det har faaet Navn af Toricelli's tomme Rum eller Vakuum. Fig. 13 viser Resultatet af et saadant Experiment. *ab* er Toricellis Vakuum. Kviksølvsøilen *bd* inde i Røret holdes aabenbart løftet af noget. Dersom Røret var aabent oventil som ved *a'*, vilde Kviksølvet inde i Røret ved *d* og udenfor samme ved *c* staa i samme Høide (Niveauflade). I det lukkede Rør er der over Kviksølvsøilen ingen Luft, i det aabne Rør er der Luft. I det aabne Rør trykker Luften paa Grund af sin Tyngde paa Tversnittet *d*, ligesom paa den ydre Kviksølvflade *c*. I det lukkede Rør trykker ikke Luft, thi saadan er der ikke, men Kviksølvsøilen *bd* paa Grund af sin Tyngde paa Tversnittet *d*. Vi slutter deraf, at Luftens Tryk paa Tversnittet *d* er ligesaa stort som Trykket af Kviksølvsøilen *bd*, og dette Tryk giver os et Maal for Lufttrykket. Kviksølvsøilen *bd* bæres af det Lufttryk, som virker paa Kviksølvets ydre Flade, *cc*. Dette Tryk gaar igjennem hele Kviksølvmængden i Skaalen og trykker i Tversnittet *d* ligesaa sterkt opad, som Kviksølvsøilen *bd* trykker nedad. Det er det samme, hvor stor ellers det indre Tversnit (Kaliber) af Røret er, eller om Røret ikke staar lodret, men Høiden af Toppen *b* over Kviksølvfladen i *d* eller *c* maa maales langs Lodlinien, eller Niveauforskjellen mellem *b* og *c* er det rette Maal for den trykkende eller baarne

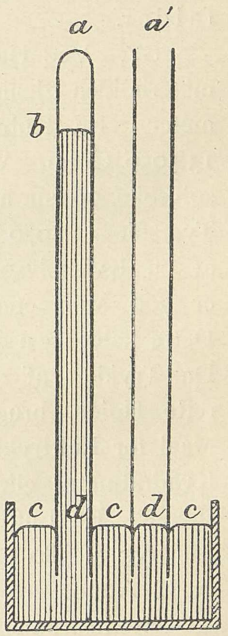


Fig. 13.

Kviksølvsøiles Høide. Det er den, man kalder Barometerhøiden.

56. Det af Atmosfæren bevirkede Lufttryk er næsten aldrig af uforandret Størrelse. Det er snart større, snart mindre. Naar Lufttrykket forøges, bliver Barometerhøiden større, og man siger, at Barometret stiger. Naar Lufttrykket formindskes, bliver Barometerhøiden mindre, og man siger, at Barometret falder.

57. Ved Havfladen, Lufthavets nederste Grændse, er Barometerhøiden gjennemsnitlig omkring 76 Centimeter eller 760 Millimeter. En Kubikcentimeter Kviksølv af 0° Temperatur veier 13.5956 Gram. Ved Normaltyngden er altsaa Trykket af en Kviksølvsøile, 76 cm. høi, af 0° Temperatur og en Kvadratcentimeters Tversnit 13.5976×76 Gram eller 1033.3 Gram. Eller Trykket af en Kviksølvsøile, der ved 0° Temperatur og Normaltyngden er 760 Millimeter høi, er 10333 Kilogram pr. Kvadratmeter. Dette kaldes en Atmosfæres Tryk eller en Atmosfære. Da Trykket af en Vædskesøile er proportionalt med dens lodrette Høide, bruger man i Meteorologien Barometerhøiden som Maal for Lufttrykket istedetfor at angive Trykket i Kilogram pr. Kvadratmeter eller Gram pr. Kvadratcentimeter eller i Atmosfærer. Et Lufttryk af 760 Millimeter er en Atmosfære, et Lufttryk af 380 Millimeter er en halv Atmosfære; 780 Millimeter er $\frac{78}{76}$ Atmosfære, 720 Millimeter er $\frac{72}{76}$ Atmosfære.

Et Instrument som det ovenfor beskrevne med Rør, Skaal og Kviksølv samt Maalestok til at maale Kviksølvsøilens Høide er den oprindelige og simpleste Form af et Barometer (Kviksølv-Barometer).

58. Forat et Kviksølv-Barometer skal give det rigtige Maal for Lufttrykket, maa følgende Betingelser opfyldes.

1. Kviksølvet maa være rent, det er, ikke indeholde andre Stoffer, hverken opløste eller iblandede. Det rene Kviksølv er ved 0° Temperatur 13.5956 Gange saa tungt som rent Vand af 4°.
2. Det Toricelliske Vakuum maa være frit for Luft eller andre Gasarter, undtagen Kviksølvdamp, som ikke kan undgaaes,

men hvis Tryk er meget lidet. Dersom der er Luft tilstede i Vakuet, vil den udøve et Tryk paa Kviksølvet, og det desto sterkere, jo mere Luft der er. Følgen vil være, at Barometerhøiden bliver for liden. For at prøve, om der er Luft over Kviksølvet, helder man paa Barometret. Kviksølvet gaar da op mod Toppen af Røret. Dersom det da slaar mod denne med en tør, skarp, metallisk Lyd, er Røret bra luftfrit. Dersom Lyden er dump, eller der ikke høres nogen Lyd, er der Luft i Røret og Barometret ikke i god Stand. Ved Forfærdigelsen af et Barometer bringes Luften ud af Kviksølvet og ud af Røret i Regelen paa den Maade, at Kviksølvet stykkevis koges i selve Røret, idet dettes aabne Ende holdes høiest. Er der senere kommet Luft ind, kan den i mange Tilfælder drives ud, naar man helder paa Barometret, indtil Røret fyldes med Kviksølv, sperrer dette af i den aabne Ende, vender Instrumentet op og ned og giver det nogle smaa Stød fra Siden eller sterkere mod et Underlag. Man kan da faa Luftblæren til at stige gjennem Kviksølvet op til den aabne Ende. Her paafyldes rent Kviksølv, om nødvendigt.

3. Glasrørets indre Tversnit maa ikke være for snevert. Kviksølvet har den Egenskab, at det ikke væder Glas, men trækker sig, naar det er i Berøring med Glas, saa at sige tilbage i sig selv og danner en hvælvet Overflade. Denne Egenskab tilskrives den saakaldte Haarrørskraft eller Kapillariteten. I trange Rør kommer ved denne Kraft Kviksølvet til at staa merkeligt for lavt. I et Rør, hvis Kaliber er 2 Millimeter, nedtrykkes Kviksølvet hele 4.6 Millimeter. Det nedtrykkes 1 Millimeter i et Rør, hvis Kaliber er 6.5 mm. og kun 0.1 mm., naar Tvermaalet er 16 mm. Jo større Kaliber, desto mindre Kapillaritetsvirkning.
4. Glasrøret maa være rent indvendig. Er det urent, vil Kviksølvet ikke bevæge sig op og ned med den tilbørlige Lethed, og Toppen kan blive staaende eller hængende i urigtige Høider. Urene Glasrør har ogsaa stor Indflydelse paa Kapillariteten. De formindsker dens Virkning, bringer Kviksølvet til at staa mindre hvælvet end det skulde, ja til at

blive plant eller endog hult i Røret. Saadanne Barometerrør er aldeles forkastelige.

5. Naar Barometret observeres, maa Skalaen være lodret.
6. Skalaen maa være rigtig inddelt og stillet saaledes, at man med den og de Sigteapparater, ved Hjelp af hvilke Kviksølvets øvre og nedre Niveau indstilles og aflæses, maaler nøiagtigt Høideforskjellen mellem disse Niveauer.
7. Jo varmere Kviksølvet er, desto større Rumfang indtager det, og desto høiere vil den Kviksølvsøile være, som udøver et bestemt Tryk. Tænker man sig Lufttrykket uforandret, vilde den observerede Barometerhøide blive større, naar Kviksølvet blev varmere, og den vilde blive mindre, naar Kviksølvet blev koldere. Man er kommet overens om, at det skal være den Barometerhøide, som man faar, naar Kviksølvet har en Temperatur af 0°, der er det rette Maal for Barometerhøiden. Kviksølvet udvider sig ved Varmen paa den Maade, at dets Rumfang vokser med 0.0001818 eller 1818 Timilliontedele af dens Størrelse for hver Grad Celsius. I samme Forhold forandrer Vægten af en Kubikmeter Kviksølv og Barometerhøiden sig for hver Grad Celsius, Kviksølvets Temperatur forandrer sig. Man kan saaledes regne ud, hvormeget Barometerhøiden vilde være mindre eller større ved 0°, end den er ved den Temperatur, som Kviksølvet har i det Øieblik Barometerhøiden observeres, og derefter finde den Høide, den vilde have, naar Kviksølvets Temperatur var 0° og dets Vægt pr. Kubikmeter en bestemt uforanderlig Størrelse. Dette kaldes at reducere Barometerhøiden til 0°. For at finde Kviksølvets Temperatur har man paa ethvert godt Barometer et Termometer. Paa samme Tid, som Kviksølvet udvider sig ved Varmen, udvider ogsaa Barometer-Skalaen sig, især dersom den, som sedvanlig er Tilfældet, er af Metal. Naar Skalaens Delstreger ved Varmen flyttes opover, kommer Kviksølvets øvre Ende til at vise paa lavere Tal. Virkningen af Skalaens Udvidelse er altsaa modsat Virkningen af Kviksølvets. Da imidlertid de sedvanlig anvendte Messingskalaers Udvidelse er 10 Gange mindre end Kviksølvets, og Skalaen

skal have sin rette Længde ved 0°, vil altid Barometerstanden blive for høi, naar Temperaturen er over 0°, og for lav, naar den er under 0°. I første Tilfælde bliver Rettelsen til 0° at trække fra den observerede Barometerhøide, i sidste Tilfælde at lægge til. I Tab. II i Slutningen af Bogen finder man Reduktionen til 0° for forskjellige Barometerhøider og Temperaturer for Kviksølvbarometer med Messingskala. Tabellens Brug oplyses bedst ved følgende Exempler:

Barometrets Termometer	10°	20.°5	— 5°
Aflæst Barometerhøide .	755.2 mm.	743.7 mm.	700.5 mm.
Reduktion til 0°	— 1.2 »	— 2.5 »	+ 0 6 »
Barometerhøide ved 0° .	754.0 mm.	741.2 mm.	701.1 mm.

59. Et Barometer, som opfylder de ovennævnte Betingelser for en nøiagtig Iagttagelse og Beregning af Barometerhøiden ved 0°, kaldes et Normal-Barometer. Andre Barometre, med hvilke man ønsker at faa nøiagtige Iagttagelser, maa sammenlignes med et Normalbarometer. Man vil da i Almindelighed finde en Forskjel mellem den til 0° reducerede Barometerhøide, som Normalbarometret giver, og den, som det andet Barometer giver for det samme Tidspunkt. Denne Forskjel benyttes da som Rettelse for den sidste til Normalbarometrets Barometerhøide. Ved et godt Barometer er denne Korrektion til Normalbarometret lige stor for alle Barometerhøider. Den kaldes derfor den konstante Korrektion. Den har sin Aarsag i forskjellige Omstændigheder, saasom Skalaens ikke ganske rigtige Stilling, Kapillaritetens Virkning, en Feil ved Barometrets Termometer, lidt Luft i det Toricelliske Vakuum, m. fl.

60. **Forskjellige Former af Barometret.** Et Barometer kan være konstrueret paa forskjellige Maader, og foruden Kviksølvbarometre har man andre Apparater til at maale Luftens Tryk.

Skalaen paa et Barometer kan være inddelt paa forskjellig Maade. I de fleste Lande bruges metrisk Maal, og Barometerhøiden maales i Millimeter. Dette Maal er brugt i denne Bog.

Det betegnes ved at sætte mm. efter Tallet. F. Ex. 760 mm. eller 760 mm., det er 760 Millimeter. I de Lande, som bruger engelsk Maal, Det britiske Rige og De forenede Stater i Nordamerika, bruges engelske Tommer (inch'es). I Slutningen af Bogen findes en Tabel til at omgjøre engelske Tommer til Millimeter (Tab. III). Den Nøiagtighed, som fordres i Meteorologien, er i Almindelighed Tiendedele af en Millimeter og Hundrededele af en engelsk Tomme (0.1 mm. og 0.01 inch). I det følgende skal de almindeligst brugte Barometre beskrives.

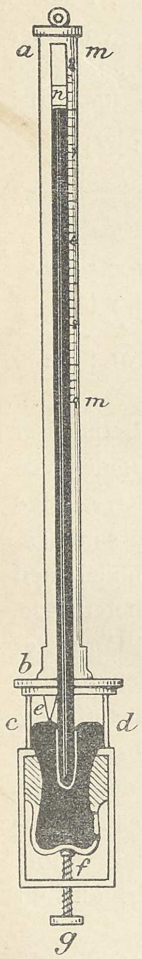


Fig. 14.

61. Kapsel-Barometret (Fig. 14). Barometerrøret er omgivet af et Messingrør, *ab*, der i den øvre Del har en Spalte paa hver Side, gjennem hvilken Kviksølvsøilen og dens Top kan sees. Skalaen, *mm*, er indgravet paa Røret paa den ene Side af Spalten. I Spalten glider en Nonius, *n*, det er en Hjelpeskala, der tjener til at aflæse mindre Dele end dem, som er indridsede paa Skalaen. Denne Nonius er ganske kort og fylder Spalten baade paa Forsiden og paa Bagsiden. Den kan bevæges op og ned med Haanden eller med en Skrue. Den har nedentil vandrette Kanter, der foran og bag ligger i samme Høide. Ved Indstillingen stiller man Nonien saaledes, at begge dens nedre Kanter kommer i samme Plan som Kviksølvets Top. I et Glasrør staar Kviksølvet med en hvælvet Overflade, og det er det høieste Punkt af denne, som man bringer Noniens Underkanter til at synes i Flugt med eller til at synes at berøre. Denne Indstilling kan gjøres meget skarpt, med en Nøiagtighed af nogle Hundredels Millimeter. Der maa ikke, naar man flytter Øiet lidt op og ned, vise sig Lys over Toppen, og heller ikke maa Toppen synes afskaaret. For at faa en god Indstilling maa man have en godt belyst Flade eller Dagslys bag Nonien. Det Punkt paa Skalaen, som Noniens Underkant peger paa, aflæses ved Hjælp af denne i hele Dele

af Skalaen, og Nonien giver Brøkdele af disse, f. Ex. 755 hele Millimeter og 4 Tiendedele (755.4 mm.). Messingrøret, der omgiver Barometerrøret, er nedentil skruet fast i et Laag, som dækker en Glascylinder, *cd*, gjennem hvilken man kan se Elfenbenspidsen *e*, som er fast i Laaget, fra hvilket den stikker ned. Denne Spids's nederste Punkt er det Punkt, der forestiller Nulpunktet paa Skalaen. Man maa derfor ved enhver Observation bringe Overfladen af Kviksølvet (det nedre Niveau) i Glascylinderen til netop at berøre denne Spids, førend man foretager Indstillingen af Nonien ved det øvre Niveau (Toppen). Dette gjøres paa følgende Maade: Kviksølvet er indesluttet i en Kapsel eller Kop, hvis øvre Del er den nævnte Glascylinder, hvis mellemste Del er en Træring, og hvis nederste Del bestaar af en Skindpung, *f*, som ved Hjelp af Bundskruen *g* kan klemmes sammen eller udvides. Bundskruen gaar gjennem Bunden af den ydre Kapsel, der omgiver Træringen og Skindpungen. Naar Barometret falder, træder en Del af Kviksølvet ud af Røret og ned i Koppen, hvor Kviksølvet saaledes kommer til at staa høiere end før. Naar Barometret stiger, gaar der Kviksølv fra Koppen ind i Røret, og Kviksølvets Overflade synker. Jo større Rørets indre Tversnit er i Forhold til Koppens, desto sterkere bliver Forandringen af Overfladens Høide i Koppen. Ved Hjelp af Bundskruen kan man nu altid bringe Kviksølvets Overflade i Koppen til netop at berøre Elfenbenspidsen. Naar Kviksølvet er rent og blankt, kan denne Indstilling gjøres meget nøiagtigt. Staar Kviksølvfladen for lavt, ser man med god Belysning en Aabning mellem Spidsen og dens Speilbillede i Kviksølvet. Staar Overfladen for høit, ser man strax Kviksølvet bøie sig ned omkring Spidsen, hvorved den regelmæssige Speiling forstyrres. Indstillingen paa Spidsen kan gjøres med en Nøiagtighed af nogle faa Hundrededele af en Millimeter. Barometrets Termometer anbringes saaledes, at dets Kugle er omtrent i den halve Barometerhøide over Kapselen, og den er gjerne bøiet noget tilside, saa at den kommer til at staa inde i Messingrøret tæt ved selve Barometerrøret. Udenpaa den er et Messinghylster. Paa denne Maade kan Termometret vise saavel Kviksølvets som Skalaens

Temperatur, som man i Regelen kan anse for at være den samme. Til Transport stoppes Kviksølvet derved, at Bundskruen skrues saa langt op, at hele Røret og Kapselen er fyldt med Kviksølv, og hele Barometret vendes om, saa at det ligger vandret eller med Kapselen op. Man undgaar da at faa Luft i Vakuum. Kapselbarometret er hensigtsmæssigt baade som Stations- og Reisebarometer. Naar Kviksølvet i Kapselen har mistet sin Glans, og Væggen i den er bleven uren, maa man rense dem begge. Dette gjøres med Barometret i omvendt Stilling, Kapsel op. Man skruer Yderkapselen og Skindpungen af, sætter Fingeren for Rørets Ende og tømmer Kviksølvet af Kapselen. Denne renses, og Kviksølvet heldes i Kapselen igjen, idet man lader det gaa gjennem et Kræmmerhus med en fin Aabning i Bunden. Eller man helder nyt rent Kviksølv paa Kapselen.

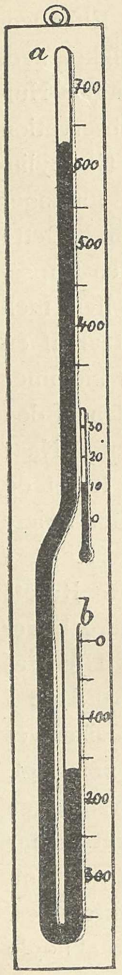


Fig. 15.

62. Hævert-Barometret (Fig. 15) bestaar af et bøiet Glasrør, lukket i den øvre Ende af den lange Arm *a* og aabent i Enden af den korte Arm *b*. Skalaen kan være anbragt paa forskjellige Maader. Den kan være til at flytte op og ned, eller den staar fast. Er Skalaen bevægelig, bringes dens Nulpunkt først i Høide med Kviksølvets Top i den korte Arm af Røret, og derpaa indstilles dets øvre Top og aflæses dennes Høide over den nedre. Er Skalaen fast, kan dens Inddeling have sit Nulpunkt paa et Punkt, som ligger lavere end Kviksølvets Top i den korte Arm. I dette Tilfælde vil Barometerhøiden være Forskjellen mellem de Tal paa Skalaen, der ligger i Høide med Kviksølvets øvre og dets nedre Top. Eller Skalaens Nulpunkt kan som i Fig. 15 ligge etsteds imellem begge Kviksølvtopper, saaledes at Tallene som paa et Termometer tælles opover og nedover fra Nulpunktet. I dette Tilfælde bliver Barometerhøiden lig Summen af de paa Skalaen aflæste Tal. Ved et Hævertbarometer har man den Fordel, at naar Rørets begge Arme har samme Tversnit og er ganske rene der, hvor

Kviksølvtopperne staar, vil Kapillariteten søge at trykke Kviksølvet ned med lige stor Kraft i begge Arme, og dens Virkning paa Barometerhøiden bliver ophævet. Endvidere faar man, naar Skalaen er fast, en Kontrol paa Observationerne, da Kviksølvet ved en Forandring af Barometerhøiden maa stige lige meget i det ene Rør, som det falder i det andet. Den hele Forandring i Barometerhøiden mellem to Observationer er lig Kviksølvets Stigning i det ene Rør plus dets Fald i det andet Rør, og den er lig det dobbelte af Stigningen i det ene Rør eller af Faldet i det andet Rør. Den finere Aflæsning gjøres paa et Hævertbarometer med Nonier ved den øvre eller ved begge Arme. I den nedre Arm, hvor Kviksølvet er udsat for Luftens Paavirkning, vil gjerne Røret efter en Tid blive dunkelt indvendig. Ulempen heraf undgaaes derved, at man lader Barometret hænge paa skraa, naar det ikke observeres. Kviksølvets Top vil i denne Stilling komme paa en anden Del af Røret, end naar det hænger lodret ved Observation. Til Transport stoppes Kviksølvet i den korte Arm med en Prop, der skydes saa langt ind, at Kviksølvet helt fylder den lange Arm.

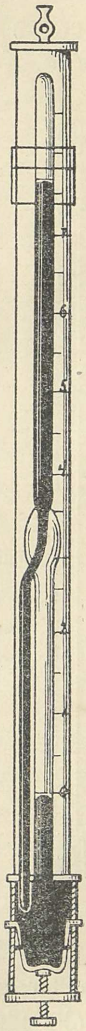


Fig. 16.

63. Wild-Fuess's Barometer (Fig. 16) er konstrueret saaledes, at det forener Fordelene ved Kapsel- og ved Hævert-Barometret. Kapselen er tæt lukket og fyldt med Kviksølv. Gjennem Kapselens Laag gaar et aabent Glasrør opad, af nøiagtig samme Kaliber som den øvre Del af Barometerrøret og med sin Midtlinie i Flugt med dettes Midtlinie. Dette Glasrør danner den korte Arm af Hævertbarometret. Den lange Arm er paa Midten af Barometret bøiet tilside og udmunder i Kapselen ved Siden af den korte Arm og lidt nedenfor Laaget. Den med Kviksølv fyldte Kapsel svarer saaledes til Bøiningen af Røret i den nedre Ende af et Hævertbarometer. Med Bundskruen kan man løfte og sænke samtidig Kviksølvsøilerne i begge Rør. Omkring begge Baro-

meterrør er der et Messingrør, paa hvilket Skalaen er indridset, og i hvilket der er Spalter, gjennem hvilke den øvre og den nedre Kviksølvtop kan sees. Indstillingsapparatet med Nonius er en Ring, der omslutter Messingrøret og kan flyttes fra det ene Kviksølvniveau til det andet. Her har man den Fordel at kunne benytte det samme Indstillingsapparat til begge Kviksølvtopper. Barometerhøiden er Forskjellen mellem Aflæsningerne paa Skalaen ved det øvre og ved det nedre Kviksølvniveau. En anden Fordel har dette Barometer derved, at man kan prøve, om det Toricelliske Vakuum skulde indeholde Luft og i Tilfælde bestemme den Virkning, en saadan har til at nedtrykke Barometerhøiden. Med Bundskruen kan man løfte Kviksølvet i begge Barometerrør, og samtidig dermed formindskes Rumindholdet af Vakuet. Er dette luftfrit, faar man samme Barometerhøide med alle Størrelser af Vakuum. Er der Luft tilstede, vil denne trykke Kviksølvsøilen ned og formindske Barometerhøiden i samme Forhold, som Vakuets Rumfang formindskes. Det Wild-Fuess'ske Barometer kaldes saaledes efter den Mand, som har givet Ideen til det, og den, som har sat denne i Verk. Man kan med det faa maalt Barometerhøiden med en Nøiagtighed af et Par Hundrededele af en Millimeter. Det kan med Rør af større Kaliber bruges som Normalbarometer.

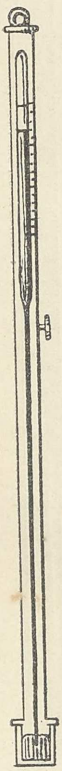


Fig. 17.

64. Barometre med fast Bund og fast Skala. Fig. 17. Sjøbarometret er et Kapselbarometer med fast Bund og et Rør, der øverst har almindelig Vidde, men over den største Del af sin Længde er meget trangt. Derved bliver Kviksølvets Bevægelse i Røret altid meget langsom, men man opnaar, at Kviksølvtoppen i Sjøgang staar saa rolig, at man kan observere Barometerhøiden. I et almindeligt Barometer vil Kviksølvet under Sjøgang «pumpe» eller bevæge sig op og ned, saaledes at Observation er umulig. Sjøbarometret er nødvendigvis «trægt», det følger ikke Lufttrykkets Forandringer saa let som andre Barometre med videre Rør. Naar Lufttrykket voxer raskt, viser det for lavt og omvendt,

naar Luftrykket aftager hurtigt. Da Sjøbarometrets Kapsel har fast Bund, vil Kviksølvets Overflade i Kapselen synke med stigende Barometer og stige med faldende Barometer. Da Skalaen ogsaa er fast, saa inddeler man den paa en saadan Maade, at den kan vise den rigtige Barometerhøide. Kapselens Indre er cylindrisk med et Tversnit, der er flere Gange større end Barometerrørets i dets øvre Del. En Stigning af 10 mm. af Kviksølvet i Røret medfører f. Ex. en Synkning af 1 mm. af Niveauet i Kapselen. Barometerhøidens Forandring er altsaa 11 mm., ikke 10 mm. Istedetfor at inddele det Rum paa Skalaen, der i Virkeligheden udgjør 10 mm., i 10 lige store Dele, inddeler man det i 11 Dele. Afstanden mellem hver Delstreg bliver altsaa forkortet eller Skalaen sammentrukket. Ombord ophænges Sjøbarometret i Slingrebøiler, saaledes at det altid kan indtage en lodret Stilling.

Kew-Stations-Barometret er konstrueret og ophængt som et Sjøbarometer, men det har et videre Barometerrør, saa at det ikke er trægt. Det har sit Navn efter Observatoriet ved Kew i Nærheden af London. Det er et særdeles hensigtsmæssigt og bekvemt Barometer og kan observeres med en Nøiagtighed af en halv Tiendedel af en Millimeter. Det kræver kun en eneste Indstilling paa Kviksølvets Top, og Iagttageren har intet med Kviksølvets Niveau i Kapselen at gjøre. Dette gjælder ogsaa Sjøbarometret.

65. Ved ethvert Kviksølvbarometer er forøvrigt at bemerke følgende: Barometret maa ikke være udsat for sterke Temperaturvexlinger, ikke staa for nær nogen Ovn eller i Solen, da man i saadanne og lignende Tilfælder er udsat for, at Termometret viser en anden Temperatur end den, som Kviksølvet i Barometret har, hvorved Reduktionen til 0° vil blive mindre rigtig. Naar et Kviksølvbarometer skal observeres, maa det, det vil sige dets Skala, være lodret. Først noteres Termometrets Udvisende. Tog man dette til Slutning, vilde man være udsat for, at Termometret blev for sterkt opvarmet ved Iagttagerens Nærhed. Dernæst banker man paa Siden af Barometret, saa at Kviksølvet faar en Rystelse. Dette forhindrer Kviksølvet fra at hænge ved Rørets indre Væg og bringer det i den rette Høide. Derpaa indstilles Sigte-

apparaterne paa Kviksølvtopperne, og de tilsvarende Tal aflæses paa Skalaen og Nonien.

66. Foruden Reduktionen til 0° (58) og til Normalbarometret (59) trænger de med Kviksølvbarometer maalte Barometerhøider endnu en tredie Korrektion for at kunne give et nøiagtigt Maal for Luftens Tryk. Det Tryk, som en Kviksølvsøile udøver mod sit Underlag, er foraarsaget af dens Tyngde. Men, som vi ovenfor (9.15) har seet, er Tyngden ikke lige stor overalt i Atmosfæren. Jo større Tyngden er, desto sterkere Tryk udøver Kviksølvet, og desto mindre er den Barometerhøide, som maaler det samme Tryk. Jo mindre Tyngden er, desto længere Kviksølvsøile skal der til for at maale det samme Tryk. Man kan ogsaa betragte Tingen paa den Maade, at det rene Kviksølvs specifiske Vægt er proportional med Tyngden, eller rettere, at en Kubikcentimeter rent Kviksølv (der altid v e i e r lige meget, saasom Vægtlodderne ogsaa bliver tungere, jo større Tyngden er) t r y k k e r paa sin Underflade med en desto større Kraft, jo større Tyngden er. For at kunne sammenligne Lufttryk paa forskjellige Steder og Tider med hverandre er det nødvendigt, at de er udtrykt i samme Maal, og Barometerhøiderne maa derfor være udtrykt i et Maal, som gives ved Kviksølv under en bestemt Tyngde. Hertil er Meteorologerne komne overens om at bruge N o r m a l t y n g d e n (10), der er 9.80632 Meter pr. Sekund. I samme Forhold, som Tyngden er større eller mindre, bliver den maalte Barometerhøide mindre eller større, eller den sande Barometerhøide større eller mindre end den observerede (og til 0° og Normalbarometret reducerede). En Barometerhøide paa 760 mm. maalt i Kristiania, hvor den geografiske Bredde er 59° 55′, og hvor Tyngden er 9.81948 m., svarer til en sand Barometerhøide af $760 \times \frac{9.81948}{9.80632}$ eller 761.02 mm. Den samme Barometerhøide maalt i Gjesvær ved Nordkap, hvor Bredden er 71° 6′, og hvor Tyngden er 9.82710 m., svarer til en sand Barometerhøide af $760 \times \frac{9.82710}{9\,80632}$ eller 761.61 mm. I Kristiania maa vi altsaa, naar vi har maalt en Barometerhøide, der reduceret til 0° og Normalbarometret er 760 mm., lægge 1.02 mm. til for at faa det sande Maal for Lufttrykket, og i Gjesvær maa vi lægge 1.61 mm. til.

Denne Rettelse kaldes Tyngdekorrektionen eller Korrektionen til Normaltyngden. Paa de Steder, hvor Tyngden er lig Normaltyngden, trænges ingen saadan Rettelse. Paa de Steder, hvor Tyngden er større end Normaltyngden, maa Tyngdekorrektionen lægges til, og paa de Steder, hvor Tyngden er mindre end Normaltyngden, maa den trækkes fra. Ved Ækvator, hvor Tyngden gjennemsnitlig ved Havfladen er 9.78046 m. (9), bliver Tyngdekorrektionen for 760 mm. lig $760 \times \frac{9.78046}{9.80632} - 760$ eller $760 \left(\frac{9.78046 - 9.80632}{9.80632}\right)$ eller — 2.00 mm., et Tal, der bliver at fratrække, saa at den sande Barometerhøide bliver 760 — 2.00 eller 758.00 mm. Ved Polerne, hvor den beregnede Tyngde (9) er 9.83218 m., bliver Tyngdekorrektionen for 760 mm. lig $760 \times \frac{9.83218}{9.80632} - 760$ eller $760 \left(\frac{9.83218 - 9.80632}{9.80632}\right)$ eller 2.00 mm., et Tal, som bliver at lægge til, saa at den sande Barometerhøide bliver 762.00 mm. Tyngdekorrektionen for en vis Barometerhøide faar man altsaa ved at multiplicere Barometerhøiden med Forskjellen mellem Stedets Tyngde og Normaltyngden og dividere med Normaltyngden. Tab. IV i Slutningen af Bogen giver den beregnede Tyngdekorrektion for forskjellige Breddegrader og Barometerhøider.

67. Det er ovenfor (15) omtalt, at et Steds virkelige Tyngde ofte er forskjellig fra den beregnede Tyngde. Hidtil har man i Meteorologien enten undladt at tage Hensyn til Kviksølvbarometrets Tyngdekorrektion, idet man har undervurderet dens Betydning, eller man har regnet med den beregnede Tyngde. Den nøiagtigste Maade at finde Tyngden paa er Pendelobservationer (9). Men saadanne kræver finere Instrumenter og vidtløftige Observationer, naar de skal give et nøiagtigt Resultat, og man kan derfor ikke vente at faa Tyngden bestemt paa denne Maade paa alle meteorologiske Barometer-Stationer. Det var derfor ønskeligt at have en simplere Maade til at finde Tyngden eller Tyngdekorrektionen paa, og en saadan har vi, efter de Forsøg, jeg i de senere Aar har gjort, fundet i Bestemmelsen af Lufttrykket ved Vandets Kogepunkt.

68. Naar rent Vand koger i et Metalkar, og saaledes at Dampen kan mætte Rummet over Vandet og strømme frit ud i Luften, er Vanddampenes Spændkraft lige stor som det sande Lufttryk. Af de Tabeller, som Fysikerne har opstillet for Vand-

dampens Maximumsspændkraft ved forskjellige Temperaturer (29), kan man af Kogetemperaturen finde Vanddampenes Spændkraft, og denne er da Maalet for det sande Lufttryk. Man bruger til dette Øiemed et Apparat, der bestaar af en liden Vandkjedel af Metal med en Lampe under. Over Vandkjedlen er, i damptæt Forbindelse med denne, et Damprum af Metal eller Glas, som Dampen fylder, og i hvilket der hænger et fint Termometer. Oventil paa den ene Side har Damprummmet en Sideaabning, gjennem hvilken Dampen kan strømme frit ud i Luften. Naar Termometret staar omgivet af de forbistrømmende Dampe og har antaget deres Temperatur, kan man aflæse Kogepunktet og deraf efter Tabellen beregne Damp- eller Lufttrykket.

Denne Tabel ser saaledes ud:

Koge-punkt.	Damp-tryk.	Koge-punkt.	Damp-tryk.	Koge-punkt.	Damp-tryk.	Koge-punkt.	Damp-tryk.	Koge-punkt.	Damp-tryk.
°	mm.	°	mm.	°	mm.	°	mm.	°	mm.
96.0	657.66	97.0	682.09	98.0	707.27	99.0	733.24	100.0	760.00
96.1	660.07	97.1	684.57	98.1	709.83	99.1	735.88	100.1	762.72
96.2	662.49	97.2	687.06	98.2	712.40	99.2	738.53	100.2	765.45
96.3	664.91	97.3	689.56	98.3	714.98	99.3	741.18	100.3	768.19
96.4	667.34	97.4	692.07	98.4	717.57	99.4	743.85	100.4	770.93
96.5	669.78	97.5	694.59	98.5	720.16	99.5	746.52	100.5	773.69
96.6	672.23	97.6	697.11	98.6	722.76	99.6	749.20	100.6	776.45
96.7	674.68	97.7	699.64	98.7	725.37	99.7	751.89	100.7	779.22
96.8	677.14	97.8	702.18	98.8	727.98	99.8	754.58	100.8	782.00
96.9	679.61	97.9	704.72	98.9	730.61	99.9	757.29	100.9	784.79
97.0	682.09	98.0	707.27	99.0	733.24	100.0	760.00	101.0	787.58

Til disse Observationer maa man have et Termometer, paa hvilket man kan aflæse meget smaa Dele af en Grad. Som Tabellen viser, svarer f. Ex. til en Forandring af Temperaturen fra 100° til 100.°1 en Forandring i Damp- eller Lufttrykket fra 760.00 mm. til 762.72 mm. eller til 0.°1 svarer 2.72 mm. Til 0.°01 svarer 0.272 mm., og til 0.°001 eller en Tusindedels Grad svarer 0.0272 mm. Lufttryksforandring. Man har saadanne Termometre, paa hvilke man kan aflæse 0.°002 eller 0.°001, og disse kan saa-

ledes give Lufttrykket med en Nøiagtighed af 0.054 mm. til 0.027 mm., det er ligesaa nøiagtigt som et meget fint Kviksølvbarometer.

For at faa Kogetemperaturen rigtig maa man kjende Termometrets Feil. Denne findes paa den Maade, at man samtidig med Kogepunktet observerer et Normalbarometer eller et Barometer, hvis Feil man kjender, paa et Sted, hvor Tyngdens Størrelse er kjendt efter Pendelobservationer, reducere den observerede Barometerhøide til 0°, til Normalbarometret og til Normaltyngden. I Tabellen opsøger man den Temperatur, der svarer til den saaledes fundne Værdi for det sande Lufttryk. Denne Temperatur er det sande Kogepunkt, og Forskjellen mellem det paa Termometret aflæste og det sande Kogepunkt er Termometrets Feil ved den aflæste Temperatur.

Saaledes kan man med Kogetermometret finde det sande Lufttryk. For at finde Tyngdekorrektionen paa et Sted, hvor man ikke har Pendelobservationer, kan man samtidig observere Kogepunktet med Termometret og Barometerhøiden med Barometret. Det første rettes for Termometrets Feil, og af Tabellen udtages det til det rettede Kogepunkt svarende sande Lufttryk. Barometerhøiden reduceres til 0° og Normalbarometret. Forskjellen mellem det sande Lufttryk og den rettede Barometerhøide er Tyngdekorrektionen ved denne Barometerhøide. Da Tyngdekorrektionen er proportional med Barometerhøiden, kan man let regne ud Størrelsen af Tyngdekorrektionen ved andre Barometerhøider.

Ex.	Observeret Kogepunkt	100.°139
	Termometerkorrektion	+ 0.°030
	Sandt Kogepunkt	100.°169
	Sandt Lufttryk	764.61 mm.
	Barometer. Temperatur	20.°2
	—»— obs. Høide	765.66 mm.
	—»— ved 0°	763.15 »
	—»— Korrektion	+ 0.20 »
	Rettet Barometerhøide	763.35 »
	Tyngdekorrektion	+ 1.26 mm.

Ved 780 mm. bliver Tyngdekorrektionen $\frac{780}{763} \times 1.26$ eller 1.29 mm.
» 720 » —»— —»— $\frac{720}{763} \times 1.26$ » 1.19 »

69. Aneroid-Barometret bestaar af en Metalkasse af Form som en flad rund Æske, der har elastiske Bunde, og hvis Indre er næsten lufttomt. Det ydre Lufttryk virker derfor sterkt paa Kassens Bunde og sammentrykker dem, især i Midten, paa samme Tid som Bundens Elasticitet modsætter sig Sammentrykningen. Naar Lufttrykket stiger, klemmes Bundene nærmere sammen. Naar Lufttrykket aftager, driver deres Spændkraft dem fra hverandre. Denne Bevægelse af Bundenes Midte overføres nu ved Hjelp af Vægtstænger og Hjul til en Viser, der dreier sig til Høire med stigende og til Venstre med faldende Lufttryk. Viseren vandrer ligesom en Urviser over en Skive, paa hvilken der i Randen er afmerket Streger, der betegner Lufttrykkets Størrelse i Millimeter eller engelske Tommer. Aneroidbarometrene er paa Grund af sit mindre Omfang og den Lethed, med hvilken de følger Lufttrykkets Forandringer, hændige til Brug tilsjøs og paa Reiser, saavelsom til dagligt Brug. De paavirkes af Varmen, men hvert Instrument paa forskjellig Maade, saa at Størrelsen af denne Virkning maa bestemmes for hvert enkelt Aneroidbarometer. Inddelingen paa Skiven svarer ikke altid nøiagtig til Lufttrykkets Forandringer, og deres Rettelse til sandt Lufttryk er jevnlig forskjelligt til forskjellige Tider, navnlig efter sterkere Rystelser eller raskere Forandring i Lufttrykket, som naar man gaar tilfjelds med dem. Et Aneroidbarometer maa derfor jevnlig sammenlignes med et Kviksølvbarometer eller med et Kogepunktstermometer ved høie og ved lave Temperaturer, ved høit og ved lavt Lufttryk, hvis man vil have nøiagtige Resultater af Observationerne. Aneroidbarometret kræver ingen særlig Tyngdekorrektion, da det paavirkes direkte af det sande Lufttryk. Vil man benytte det paa Reiser, maa man jevnlig kontrollere det. Saadan Kontrol gjøres paa Reiser lettest med Kogepunktstermometer, da dette Apparat er ulige lettere at transportere og mindre udsat for at slaaes istykker end et Kviksølvbarometer, og man ikke behøver at kjende Tyngdens Størrelse.

70. Selvregistrerende Barometer eller Barograf. Af saadanne har man mange Slags. Ved nogle fotograferes Kviksølvtoppens Op- og Nedgang paa et Papir, der bevæges

af et Urverk. Ved andre er det et Lod, der svømmer paa Kviksølvet i den aabne Arm af et Hævertbarometer, der sætter en Skrivestift i Bevægelse. Eller hele Røret af et Kviksølvbarometer er ophængt i den ene Ende af en Vægtarm, med en Modvægt paa den anden Arm, og Barometerrøret gaar ned i en Kviksølvkop. Ved stigende Lufttryk gaar der mere Kviksølv ind i Røret, dette bliver tungere og trækker sin Ende af Vægtbjelken ned. Ved faldende Lufttryk gaar den samme Ende op. Paa den anden Arm af Vægtbjelken er en Skrivestift, der optegner dens Bevægelse paa et Papir, som flyttes af et Urverk. Dette Vægtbarometer er et meget godt Instrument, der arbeider med stor Kraft.

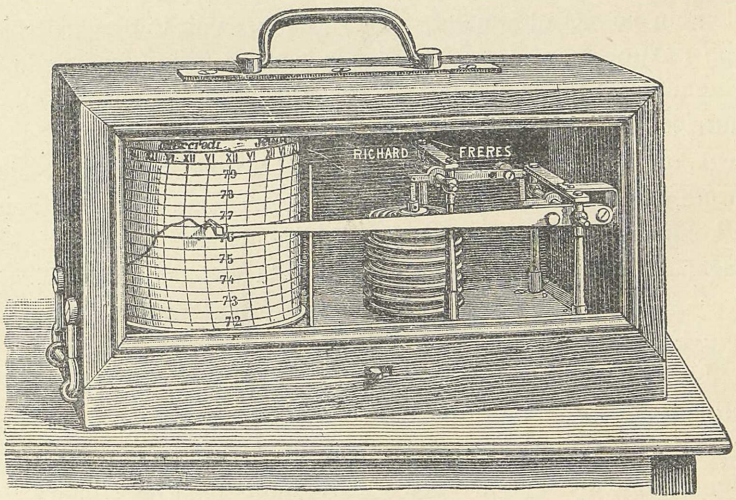


Fig. 18.

Et af de bekvemmeste og billigste selvregistrerende Barometre er den af Richard i Paris konstruerede Barograf, Fig. 18.

En Række Aneroidæsker stillede ovenpaa hverandre paavirkes af Lufttrykkets Forandringer saaledes, at deres Bunde sammentrykkes og udvides, og denne Bevægelse overføres ved Hjelp af Vægtstænger til en lang og let Vægtstangsarm, i hvis ene Ende der sidder en Pen, som skriver en Linie paa et Papir, der er viklet om en Cylinder, som ved et Urverk dreies rundt ligesom

paa Termografen (54). Paa de mest brugte Richard'ske Barografer gaar Cylinderen en Gang rundt i en Uge, og man kan aflæse en Tiendedels Millimeter. Aflæsningerne paa enhver Barograf maa kontrolleres ved Observationer af et paalideligt Kviksølvbarometer, reducerede til 0°, til Normalbarometret og til Normaltyngden og ved Hjelp af et godt Ur.

71. Lufttrykkets Aftagen med Høiden.

Luftens Udvidekraft holder Ligevægt mod det Tryk, som virker paa den. Dette Tryk er en Følge af Luftens Tyngde. Paa en Kvadratmeter Luft trykker en Luftsøile af en Kvadratmeters Tversnit, der naar opad til Atmosfærens Grændse. Ved Havfladen er dette Tryk omkring en Atmosfære (57) eller 10 333 Kilogram pr. Kvadratmeter, eller 760 mm. sandt Lufttryk. Høiere oppe i Atmosfæren er den overliggende trykkende Luftsøile mindre, og som Følge deraf bliver Lufttrykket mindre. Men det mindre Lufttryk gjør Luften lettere, giver en Kubikmeter Luft mindre Vægt og Tryk, og den overliggende Luftsøile bliver ikke alene kortere, men ogsaa specifisk lettere eller mindre tæt, jo høiere vi kommer op i Atmosfæren. Følgen deraf er, at Lufttrykket aftager med Høiden i et sterkere Forhold end det, hvori Høiden bliver større. Vi skal se lidt nærmere paa dette ved Hjelp af nogle Exempler.

Lad os tænke os at være paa et Sted, hvor Tyngden er lig Normaltyngden, hvor Luftens Temperatur er 0°, og hvor Lufttrykket er 760 mm., og lad os betragte en Luftmasse, hvis vandrette Grundflade er en Meter i Kvadrat, og hvis Høide er en Meter. Dens Rumfang en Kubikmeter. Dens Vægt, forudsat at den ikke indeholder Vanddamp, er 1.293 Kilogram (26), og den trykker saaledes paa sin Underflade med et Tryk af 1.293 Kilogram paa en Kvadratmeter. Da 10 333 Kilogram pr. Kvadratmeter svarer til et Kviksølvtryk af 760 mm., svarer et Tryk af et Kilogram pr. Kvadratmeter til et Kviksølvtryk af $\frac{760}{10333}$ eller $\frac{1}{13.6}$ eller 0.0735 mm. Kviksølvhøide (Tallet 13.6 er Vægten i Gram af en Kubikcentimeter Kviksølv eller Kviksølvets specifiske Vægt). Paa den øvre Flade af vor Kubikmeter hviler et Tryk, der er 1.293 kg. pr. m.^{2} mindre end paa Underfladen, eller et Tryk af

10 333 — 1.293 kg., og Lufttrykket paa den øvre Flade er 760 — 0.0735 × 1.293 eller 760 — 0.095 eller 759.905 mm. Løfter vi os en Meter i Høiden, aftager saaledes Lufttrykket med 0.095 mm. eller næsten en Tiendedels Millimeter. Regner vi paa denne Maade videre, finder vi, at naar vi løfter os $\frac{1}{0.095}$ eller 10.51 Meter i Høiden, maa Lufttrykket aftage 1 mm.

Jo høiere vi kommer, desto mindre bliver Lufttrykket og desto mindre Vægten og Trykket af en Kubikmeter Luft. Vægten af en Kubikmeter Luft er ogsaa beroende paa Luftens Temperatur. Dersom vi istedenfor Luft af 0° havde at gjøre med Luft af 20°, vilde en Kubikmeter Luft i vort Exempel veie 1.205 kg. og Lufttrykket aftage opad 0.089 mm. pr. Meter. En Millimeters Aftagen af Lufttrykket vilde svare til en Stigning i Høiden af 11.29 Meter. Hvis Luften indeholder Vanddamp, er dens Vægt pr. Kubikmeter mindre, end naar den er tør (32) og Lufttrykkets Aftagen med Høiden mindre og Høiden, der svarer til 1 mm. Lufttrykforandring, større.

Tager vi for os de Exempler, vi ovenfor (26) har seet paa Luftens Vægt under forskjellige Omstændigheder, og gjør lignende Beregninger som her, saa faar vi følgende Tabel. Luften regnes for at være tør:

Høide . . .	0	0	0	2 600	10 000 Meter.
Lufttryk . .	780	760	750	552	197 mm.
Lufttemperatur	— 60°	0°	30°	2°	— 45°
Vægt af 1 m³ Luft . . .	1.701	1.293	1.150	0.933	0.362 kg.
Lufttrykforandring pr. 1 m.	0.125	0.095	0.085	0.067	0.029 mm.
Høideforandring for 1 mm. Lufttrykforandring	7.99	10.51	11.83	14.58	33.86 Meter.

I Slutningen af Bogen staar en Tabel, Tab. V, der viser den Høide, i Meter, af en Luftsøile, hvis Tryk er saa stort som en Millimeters Kviksølvtryk ved Normaltyngden. I denne Tabel er regnet med Luft, som indeholder en saa stor Mængde Vanddamp,

som den efter Erfaring gjennemsnitlig pleier at have hos os ved de stedfindende Temperaturer. Tabellen gjælder for Normaltyngden. Vil man tage Hensyn til Tyngdens Afvigelse fra Normaltyngden, maa man multiplicere Meterne i Tabellen med Forholdet mellem Normaltyngden og Stedets Tyngde.

72. I Meteorologien er der jevnlig Spørgsmaal om, hvorledes Lufttrykket er fordelt i en og samme Niveauflade. Da de meteorologiske Stationer ligger ved Jordoverfladen, og deres Høider er forskjellige, saa at deres Barometre befinder sig i forskjellige Niveauflader, maa man ved Beregning søge af et observeret Lufttryk at finde den Værdi, Lufttrykket vilde have, om man flyttede Barometret til den Niveauflade, i hvilken man vil studere Lufttrykkets Fordeling. Dette kaldes at reducere Barometerhøiden eller Lufttrykket til et andet Niveau. Som oftest er dette Niveau Havfladens Niveauflade, og man taler da om en Reduktion til Havfladen.

For at kunne udføre saadan Reduktion til Havfladen maa man foruden det observerede Barometers Høide (nedre Niveau) over denne ogsaa kjende Luftens gjennemsnitlige Temperatur i Luftsøilen mellem Stedets Niveauflade og Havfladen. Denne maa man ofte søge at finde ved Beregning. Til Reduktion til Havfladen kan man bruge Tab. V. Exempler vil bedst oplyse dette.

Ved det meteorologiske Institut i Kristiania hænger Normalbarometrets nedre Niveau i en Høide af 41.13 Meter over Fjordens Middelvandstand ved Kristiania. Man har f. Ex. fundet et sandt Lufttryk af 752.73 Millimeter, og Luftens Temperatur er 12.°5. Nu viser Tabellen, at for 750 mm. og 12° gaar der 11.17 Meters Høideforandring paa 1 mm. Lufttrykforandring. Altsaa tilnærmet

$$11.17 \text{ m.} : 1 \text{ mm.} = 41.13 \text{ m.} : 3.68 \text{ mm.}$$

Reduktionen til Havfladen bliver 3.68 mm. og Lufttrykket ved Havfladen 752.73 + 3.68 eller 756.41 mm. Nu kan vi regne nøiagtigere. Idet vi efter Erfaring antager, at Lufttemperaturen voxer en halv Grad pr. 100 m. nedad, faar vi en middels Lufttemperatur i Laget mellem begge Niveauflader af $12.°5 + \frac{0.°5}{2 \times 100} \times 41.13$ eller $12.°5 + \frac{1}{4} \times \frac{41.73}{100}$ eller 12.°5 + 0.°1 eller 12.°6 og et Middel-

Lufttryk i Laget af $\frac{1}{2}$ (752.73 + 756.41) eller 754.57 mm. Efter Tabellen findes ved Proportionalregning for 754.57 mm. og 12° et Tal, der er $\frac{11.17 - 11.02}{10}$. (754.57 — 750) eller 0,015 × 4.75 eller 0.071 mindre end Tallet 11.17, der svarer til 750 mm. Ligesaa findes for 12.°6 og 755 et Tal, der er $\frac{11.17 - 11.11}{2}$. (12.°6 — 12.°0) eller $\frac{0.06}{2}$ × 0.6 eller 0.018 større end Tallet 11.17. Vi faar saaledes 11.17 — 0.071 + 0.018 eller 11.17 — 0.053 eller 11.117. Da Tyngden i Kristiania er 9.81948 og Normaltyngden 9.80632, maa vi regne med 11.117 $\frac{9.80632}{9.81948}$ eller 11.102 og faar

11.102 m. : 1 mm. = 41.13 m. : 3.70 mm.

og Lufttrykket ved Havet 752.73 + 3.70 eller 756.43 mm. Dette Tal er kun 0.02 mm. forskjelligt fra det, som den første Regning gav.

Ved Opset, den vestre Indgang til Tunellen gjennem Gravehalsen paa Bergensbanen, hænger et Barometer i en Høide af 851.6 Meter over Havet. Naar Lufttrykket her er 689.58 mm. og Lufttemperaturen 11.°4, hvor stort er saa Lufttrykket reduceret til Havfladen? Regnes, at Temperaturen voxer 0.°6 pr. 100 m. nedad, og at Lufttrykket ved Havet er omtrent 760 mm., saa faar vi at regne med 14° og 725 mm., for hvilke Tal Tabellen giver 11.635 m., og deraf beregnes

11.635 m. : 1 mm. = 851.6 m. : 73.33 mm.

Ny Regning med 690 + $\frac{73.3}{2}$ eller 727 mm. giver efter Tabellen 11.67. Med Tyngden 9.818 faar vi 11.67 $\frac{9.806}{9.818}$ eller 11.658 og Reduktionen til Havet + 73.06 mm. Lufttrykket ved Havet 689.58 + 73.06 eller 772.64 mm. Observationen paa Opset af Lufttrykket 689.58 mm. gjordes med Kogepunktstermometer, der gav et rettet Kogepunkt af 97.°3007. Det korrigerede Kviksølvbarometer viste samtidig 688.82 mm., saa at Tyngdekorrektionen var + 0.76 mm.

73. I disse Exempler har vi reduceret Lufttrykket til Havfladen, til et lavere Niveau. Ganske paa samme Maade kan vi bruge Tabellen til at reducere Lufttrykket til en hvilkensomhelst anden Høide, baade nedad til mindre Høider og opad til større Høider. Vi har da at regne med Forskjellen mellem Barometrets Høide over Havet og den Høide, til hvilken vi vil reducere.

74. Hvis vi vil reducere et Lufttryk, der er fundet i en vis Høide over Havet, h Meter, til en Niveauflade, der under 45° Bredde ligger H Meter over Havfladen, saa maa vi regne med Tabellens Tal og med Forskjellen mellem Høiden h og den med Forholdet mellem Normaltyngden og Stedets Tyngde multiplicerede Høide H. Dette har sin Grund deri, at Tyngdens Niveauflader, hvis Afstand fra hverandre er omvendt proportional med Tyngdens Størrelse, sænker sig mod Havfladen fra Ækvator mod Polerne (13).

75. Kjender man Lufttrykkets Størrelse paa to Steder, der ikke ligger for langt fra hverandre, saa kan man ved Hjelp af Tab. V beregne Forskjellen mellem Stedernes Høide over Havet. Til en nøiagtig Beregning udfordres ogsaa, at man kjender Middeltemperaturen (og Fugtigheden) af Luften i Laget mellem de to Steders Niveauflader. Denne beregnes gjerne paa den Maade, at man tager Middeltallet af Lufttemperaturen paa de to Steder. Man tager da Middel af Lufttrykkene paa begge Steder og benytter Tabellen paa lignende Maade som ved Lufttrykkets Reduktion til et andet Niveau. Kun at Proportionen sættes op i en anden Orden. Vi tager et Exempel.

Paa det høieste Sted er Lufttrykket 700.5 mm. og Luftens Temperatur — 1.°5. Paa det laveste Sted er samtidig Lufttrykket 763.3 mm. og Luftens Temperatur 2.°0. Middeltallene bliver 731.9 mm. og 0.°25. For 730 mm. og 0° finder vi i Tab. V Tallet 10.97 m. for 1 mm. For 732 og 0° finder vi $10.97 - \frac{10.97 - 10.82}{10} \times 2$ eller 10.97 — 0.03 eller 10.94, og for 732 og 0.°25 finder vi $10.94 + \frac{11.04 - 10.97}{2} \times 0.25$ eller 10.94 + 0.01 eller 10.95.

Er Tyngden lig 9.819, saa har vi at regne med $10.95 \cdot \frac{9.806}{9.819}$ eller 10.94.

Forskjellen mellem Lufttrykket paa de to Steder er 763.3 — 700.5 eller 62.8 mm.

1 mm. : 10.94 m. = 62.8 mm. : 686.7 m.

Høideforskjellen er altsaa 686.7 m.

Dersom det laveste Sted ligger 57.2 m. over Havfladen, ligger det høieste Sted 743.9 m. over Havfladen. Dette er Høidemaaling med Barometer (Kviksølvbarometer, Aneroidbarometer, Kogepunktstermometer).

Hvis man ved Hjelp af Karter over Lufttrykkets og Lufttemperaturens Fordeling ved Havfladen kan udfinde, hvad Lufttrykkets Størrelse og Lufttemperaturen vilde være ved Havfladen i et Steds Lodlinie, saa kan man ligefrem beregne Stedets Høide over (eller Dybde under) Havet efter den samme Fremgangsmaade, som er vist i Exemplet.

Ved det Døde Hav i det hellige Land er Middel-Lufttrykket for Aaret 794.5 mm., Luftens Middeltemperatur 24° og den geografiske Bredde 31°, den beregnede Tyngde 9.794 m. Efter Klimakarterne er sammesteds ved Havfladen Lufttrykket for Aaret 759.5 mm. og Lufttemperaturen 22°. For at finde, hvor dybt det Døde Hav ligger under Havfladen, har vi altsaa at regne med $\frac{1}{2}$ (794.5 + 759.5) eller 777.0 mm. og 23°. Herfor giver Tab. V Tallet $\frac{11.39+11.30}{2} - \frac{0.15}{10} \cdot 7$ eller 11.345 — 0.105 eller 11.24 m.

Dette Tal Gange $\frac{9.806}{9.794}$ giver 11.254 m. og 794.5 — 759.5 er 35.0 mm.

1 mm. : 11.254 m. = 35.0 mm. : 394 m.

Herefter ligger det Døde Havs Vandspeil 394 Meter lavere end Verdenshavets.

Det, som gjør Beregningerne af Lufttrykkets Reduktion til Havfladen eller et andet Niveau og af Høideforskjeller efter Lufttryksmaalinger usikre, er især Usikkerheden af de Lufttemperaturer, man regner med. Jo større Høideforskjellen er, desto større bliver Usikkerheden. Den virkelige Middeltemperatur af Luftlaget mellem to Steder kan ofte være ret meget forskjellig fra Middeltallet af Temperaturerne ved begge Steder. Da ifølge Tab. V en Trykforskjel af 1 mm. Kviksølvhøide svarer til mellem 9 og 13 Meters Høideforskjel, og man let kan bestemme Lufttrykket med en Nøiagtighed af 0.1 mm., saa er der fra Lufttryksmaalingens Side intet i Veien for at opnaa en Nøiagtighed i Høidebestemmelsen af omkring en Meter.

76. Fugtigheds-Maalere eller Hygrometre.

Til at maale den Mængde Vanddamp, som findes i Luften, har man konstrueret forskjellige Slags Apparater, der alle gaar ind under Benævnelsen Hygrometre eller Fugtigheds-Maalere.

Mængden af det i Luften værende Vand i gasformig Tilstand

betegnes i Meteorologien paa forskjellige Maader. Man kan opgive Vægten af Vanddampene i en Kubikmeter, eller hvor mange Gram Vanddamp en Kubikmeter indeholder. Eller man opgiver, hvor stort Tryk Vanddampene udøver, ganske paa samme Maade, som man med den sande (til Normaltyngden reducerede) Barometerhøide betegner Luftens Tryk. Dette kaldes den absolute Fugtighed eller Damptrykket. Eller man opgiver, hvor mange Gram Vanddamp en Kubikmeter indeholder i Forhold til det Antal Gram, en Kubikmeter kunde indeholde, naar den var mættet med Vanddamp ved den stedfindende Temperatur, et Forhold, som ogsaa udtrykkes ved Forholdet mellem det tilstedeværende Damptryk og Maximumsdamptrykket ved den tilstedeværende Temperatur. Dette Forhold kaldes den relative Fugtighed og udtrykkes som Procenter af Maximumstrykket. Sæt f. Ex., at Luftens Temperatur er 10°, saa kan en Kubikmeter indeholde 9.3 Gram Vanddamp med et Maximumstryk af 9.1 mm. Dersom Luften indeholder 6.6 Gram Vanddamp pr. Kubikmeter, der udøver et Tryk af 6.5 mm. Kviksølvhøide, er den relative Fugtighed $\frac{6.6}{9.3}$ eller $\frac{6.5}{9.1}$ eller 0.71 eller 71 Procent. Luften kunde optage endnu 2.7 Gram Vanddamp, før den blev mættet. Til et Damptryk af 6.5 mm. svarer et Dugpunkt (31) af 5°. Man maatte afkjøle Luften til 5° for at faa den mættet med Vanddamp. Man kan saaledes ogsaa sige, at den absolute Fugtighed er Maximumstrykket af Vanddampen ved Dugpunktet, og at den relative Fugtighed er Forholdet mellem Maximumstrykket ved Dugpunktet og Maximumstrykket ved den stedfindende Temperatur.

77. Er Luften mættet med Vanddamp, bliver den absolute Fugtighed eller Damptrykket det til Luftens Temperatur svarende Maximumstryk og den relative Fugtighed 100 Procent. Er Luften ganske tør, er Damptrykket lig Nul og den relative Fugtighed lig Nul.

Den følgende Tabel (Side 66) giver Værdien af de til forskjellige Temperaturer svarende Værdier af

g: Den største Mængde, udtrykt i Gram, af Vanddamp, der kan indeholdes i en Kubikmeter.

e: Vanddampenes Maximumsspændkraft eller Maximumstryk over flydende Vand i Millimeter Kviksølvhøide (Normaltyngden).
e_0: Vanddampenes Maximumstryk over Is udtrykt paa samme Maade som e.

De sidste Tal i Tabellen er de samme, som i Tabellen Side 54 (68). Vandet koger ved den Temperatur, som staar i første Rubrik, naar Lufttrykket er saa stort som Tallet i sidste Rubrik.

78. Vægten af Vanddampene i en Kubikmeter, Dugpunktet, Damptrykket og den relative Fugtighed er Størrelser, der staar i en saadan Forbindelse med hverandre, at man kan beregne de andre, naar man kjender den ene af dem. De Instrumenter, man bruger for at finde Luftens Fugtighed (Hygrometre), er indrettet til at finde en af disse Størrelser.

79. Vægten af Vanddampene i en Kubikmeter findes ved den kemiske Methode. Et i begge Sider aabent Glasrør fyldes med et Stof, som med Begjærlighed optager Vand, som Klorcalcium eller Pimpsten, mættet med Svovlsyre, og veies. Man opstiller en Aspirator, det er et Kar, som er fyldt med Vand, og har en Kran i den øvre Ende og en i den nedre Ende. Begge Ender har gjerne en spids Form som en Kegle, og i dennes Spids staar Kranerne. Disse er først lukkede. Man sætter den øvre Ende af Aspiratoren i Forbindelse med det veiede Glasrør og under den anden Ende et Maaleglas. Saa aabner man begge Kraner. Vandet løber ud af Aspiratoren og ned i Maaleglasset, og Luften strømmer efter gjennem Glasrøret. Her maa den afgive sit Indhold af Vand eller Vanddamp, som optages af det indlagte Stof. Efter en Stund lukker man begge Kraner eller lader alt Vandet løbe ud af Aspiratoren. Man veier Glasrøret paany. Det veier nu mere end før, og hvad det veier mere, er Vægten af de Vanddampe, som er optaget i Røret. Paa Maaleglasset aflæser man, hvor mange Kubikcentimeter Vand, der er løbet ud af Aspiratoren. Ligesaa mange Kubikcentimeter Luft er der gaaet gjennem Glasrøret og ind i Aspiratoren. Man faar saaledes, hvor mange Gram Vanddamp der var i det maalte Rumfang Luft, og beregner deraf, hvor mange Gram der kommer

Temperatur under 0°.

Temperatur.	g.	e.	e_0.
°	Gram.	mm.	mm.
— 35	0.2	0.2	0.2
— 30	0.4	0.4	0.3
— 25	0.7	0.7	0.5
— 20	1.1	1.0	0.8
— 15	1.6	1.5	1.3
— 10	2.3	2.2	2.0
— 5	3.4	3.2	3.1
— 0	4.9	4.6	4.6

Temperatur over 0°.

Temperatur.	g.	e.	Temperatur.	g.	e.
°	Gram.	mm.	°	Gram.	mm.
0	4.9	4.6	20	17.1	17.4
1	5.2	4.9	21	18.1	18.5
2	5.5	5.3	22	19.2	19.6
3	5.9	5.7	23	20.4	20.9
4	6.4	6.1	24	21.5	22.2
5	6.8	6.5	25	22.8	23.5
6	7.2	7.0	26	24.1	25.0
7	7.7	7.5	27	25.5	26.5
8	8.2	8.0	28	26.9	28.1
9	8.8	8.6	29	28.5	29.7
10	9.3	9.1	30	30.1	31.5
11	9.9	9.8	31	31.7	33.4
12	10.6	10.4	32	33.4	35.3
13	11.2	11.1	33	35.3	37.4
14	12.0	11 9	34	37.2	39.5
15	12.7	12.7	35	39.2	41.8
16	13.5	13.5	—	—	—
17	14.3	14.4	99	583.3	733.2
18	15.2	15.3	100	588.4	760.0
19	16.1	16.3	101	593.8	787.6

paa en Kubikmeter. Denne Maade er nøiagtig, naar Luftens Fugtighedsmængde ikke forandrer sig i hele den Tid, Forsøget varer, og naar Luften ikke indeholder svævende Vanddraaber. Den er for omstændelig til at bruges i den meteorologiske Praxis.

80. Til Bestemmelse af Dugpunktet bruger man Kondensations-Hygrometret. Det bestaar af en Kugle af Glas eller helst af et Metalkar, som har en forsølvet eller forgyldt glat poleret, speilende, plan Overflade. Karret fyldes af en Vædske, der fordamper let, som Æther, og ned i denne Vædske er sat et Termometer, der kan vise Vædskens og den blanke Overflades Temperatur. Instrumentet stilles paa det Sted, hvor man vil bestemme Luftens Fugtighed, og man bringer Vædsken til at afkjøles under Luftens Temperatur derved, at man bringer den til at fordunste hurtigt. Til Fordunstningen kræves Varme, som tages fra selve Vædsken, og dennes Temperatur synker og samtidig dermed den omgivende Metalkasses. Fordunstningen bringes igang og vedligeholdes paa forskjellige Maader. Ved Daniels Hygrometer er Glaskuglen, hvori Ætheren og Termometret befinder sig, ved et vandret Glasrør sat i Forbindelse med en anden Glaskugle, der ved Forsøgets Begyndelse er tom, og som er omgivet af et tyndt Tøi. Paa dette helder man Æther, som fordunster og afkjøler Kuglen. Ved den derved frembragte Formindskelse af Trykket inde i Kuglerne og Røret bringes Ætheren i den første Kugle i sterk Fordampning og afkjøles. Ved Regnault's Kondensations-Hygrometer blæses Luft ind igjennem Ætheren, der omgiver Termometret, gjennem et Rør, der gaar ovenfra nedad mod Bunden, hvorved man faar en rask Fordampning og Afkjøling af Ætheren, Termometret og Karrets Overflade og det Luftlag, som er i Berøring med denne. Afkjølingen bør gaa jevnt og ikke altfor raskt. I det Øieblik, Afkjølingen er naaet til Dugpunktet, bliver Luften ved Karrets Overflade mættet med Vanddamp, og den mindste fortsatte Afkjøling under Dugpunktet bringer dens Vanddamp til at fortætte sig som fine Vandperler eller Dug paa den blanke Overflade, som da viser sig mat. Standser man Afkjølingen og lader Hygrometret igjen opvarme sig, forsvinder Duggen i det Øieblik, da Dugpunktet

atter naaes med opadgaaende Temperatur. Man iagttager, hvad Termometret viser i det Øieblik, Duggen først viser sig, og i det Øieblik, da den svinder bort. Er disse Aflæsninger lidt forskjellige, tager man Middeltallet af dem som det sandsynligste Dugpunkt. Af Dugpunktet kan man af Tabellen udtage Damptrykket. Ex. 1. Dugpunkt 12°; Damptryk 10.4 mm. Er samtidig Luftens Temperatur 15°, det dertil svarende Maximumstryk 12.7 mm., bliver den relative Fugtighed $\frac{10.4}{12.7}$ eller 82 Procent. Vanddampenes Vægt pr. m.^{3} ved 15° bliver 10.4 Gram og Maximumsmængden 12.7 Gram; $\frac{10.4}{12.7} = 82$ Procent. Ex. 2. Dugpunkt — 15°; Damptryk 1.5 mm. Lufttemperatur — 12°. Maximumstryk af Damp ved — 12° er 1.9 mm. Relativ Fugtighed $\frac{1.5}{1.9}$ eller 79 Procent. Veiningsmethoden og Dugpunktsmethoden er ikke skikkede til at finde Luftens Fugtighed i den meteorologiske Praxis, om de end er de nøiagtigste. Til almindelige Observationer bruger man de to Instrumenter, som nu skal beskrives.

81. Psykrometret. To Termometre, der er ganske lig hinanden, opstilles ved Siden af hinanden i en indbyrdes Afstand af 10 til 20 Centimeter paa samme Maade som et Termometer, der skal maale Luftens Temperatur (48—53). Fig. 11. Det ene Termometer er bestemt til at maale Luftens Temperatur og har blank Kugle. Det kaldes det tørre Termometer. Det andet Termometers Kugle er omgivet af et paa samme stramt siddende enkelt Lag af tyndt Tøi, der let indsuger Vand, og som under Observation er vaadt eller belagt med en tynd Hinde af Is. Dette kaldes det vaade Termometer.

Vandet eller Isen paa den vaade Kugle fordunster. Den hertil nødvendige Varme tages først fra Termometerkuglen, og det vaade Termometer synker under Luftens Temperatur, som det tørre Termometer udviser. Saasnart denne Forskjel mellem begge Termometres Varmetilstand er indtraadt, finder samtidig to Virksomheder Sted ved den vaade Kugle. Paa den ene Side leverer Kuglen Varme til den fortsatte Fordunstning, og paa den anden Side strømmer Varme fra den varmere Luft til den koldere Kugle og giver sit Bidrag til Fordunstningsvarmen. Med den fortsatte Fordunstning og Afkjøling fylder Luftlaget nærmest den

vaade Kugle sig efterhaanden med Vanddamp, og Fordunstningen bliver svagere, paa samme Tid som det øgede Varmeunderskud fremkalder en raskere Indstrømning af Varme fra den ydre Luft til den vaade Kugle. Efter en Tids Forløb er det vaade Termometer sunket saa meget under det tørre, at Luftlaget, der er i Berøring med den vaade Kugle, er mættet med Vanddamp. Men da Luften udenfor dette Luftlag er varmere og tørrere, føres Dampene bort, og Fordunstningen fortsætter paa den Maade, at Termometerkuglen ikke giver nogen Varme til Fordunstningen, men denne leveres af den fra den ydre Luft indstrømmende Varme. Det vaade Termometer afkjøles da ikke længere, det er sunket saa lavt, som det kan, og viser en uforandret Temperatur. Naar denne Tilstand er indtraadt, er Psykrometret færdigt til Observation.

82. Paa Grundlag af saadanne Betragtninger har man opstillet en Formel eller Regel til at beregne Damptrykket, naar man kjender det tørre og det vaade Termometers Temperatur samt Lufttrykket, og derefter har man udregnet Tabeller, Psykrometertabeller, af hvilke man med Lethed kan finde baade Damptrykket og den relative Fugtighed. Saadanne Tabeller findes i Slutningen af Bogen Tab. VI, I—VI.

Jo tørrere Luften er, desto mere maa det vaade Termometer synke under det tørre, førend Luftlaget omkring dets Kugle bliver mættet med Vanddamp. Naar Luften er mættet med Vanddamp, er der ingen Fordunstning af Vandet paa den vaade Kugle og det vaade Termometer viser ligesaa høit som det tørre. Da er den relative Fugtighed 100 Procent og Damptrykket lig Dampenes Maximumstryk ved den stedfindende Lufttemperatur. Altsaa, jo større Forskjel der er paa det tørre og det vaade Termometer, desto tørrere er Luften, jo mindre Forskjel, desto fugtigere.

83. Det kan hænde, navnlig i sterk Taage og i meget koldt og stille Veir, at det vaade Termometer viser lidt høiere end det tørre. Dette er en Følge af, at Vanddampenes Spændkraft over Isen paa Termometerkuglen (80) er mindre, end den vilde være over Vand (Tab. Side 66 e_0 mindre end e). Vand-

dampene er ved eller nær ved sin Maximumsspændkraft, og de har en høiere Spændkraft end den Isdamp, som Termometerkuglen kan udsende. Der fortættes saaledes Damp paa Kuglen og det vaade Termometer faar en høiere Temperatur end det tørre, da der ved Fortætningen (32) bliver afgivet Varme til det. Naar Damptrykket er det samme som Isdampenes ved den stedfindende Temperatur, da kan Isen ikke afgive nogen Damp, og begge Termometre staar lige høit. Men den relative Fugtighed er ikke 100 Procent, men mindre, da Luften i Virkeligheden er istand til at opløse mere Vanddamp end den har. Ved 20 Graders Kulde paa begge Termometre er den relative Fugtighed kun 68 Procent. Dette bekræftes af Observationer med Kondensationshygrometret. Ogsaa i det daglige Liv har man Anledning til at se, at Luften ikke er mættet med Fugtighed, om end begge Termometre viser lige høit eller det vaade høiest. Man vil kunne iagttage, at Damp, som strømmer ud af en Dampkjedel, ikke bliver hængende i Luften, men opløser sig i denne. Luften er da ikke mættet med Vanddamp, den kan optage mere, og den relative Fugtighed er mindre end 100 Procent. I Psykrometertabellerne i Slutningen af Bogen er der taget Hensyn til den her beskrevne Virkning af Dampene over Is. Den Del af Tabellerne, som har Overskrifterne: Forskjel — 0.°1, — 0.°2 og — 0.°3, gjælder for de Tilfælder, da det vaade Termometer viser høiere end det tørre.

84. Psykrometret opstilles ganske overensstemmende med de Fordringer, som gjælder for Termometret til Observation af Luftens Temperatur (48—53), Fig. 8, 9 og 11. Psykrometret trænger et passende Luftdrag. Psykrometertabellerne er beregnede under Forudsætning af et middels naturligt Luftdrag eller Ventilation. Et for svagt Luftdrag giver for liden Fordunstning paa den vaade Kugle, for liden Forskjel mellem det tørre og det vaade Termometer, altsaa for stort Damptryk og for stor relativ Fugtighed. Paa den anden Side kan et for sterkt Luftdrag, som under Storm, give en for sterk Fordunstning og for liden Fugtighed. Paa nogle Steder skaffes et Luftdrag tilveie ved Hjelp af Vifter eller Ventilatorer, der ved hver Observation leverer en Luftstrøm af samme Hastighed.

Vil man bruge et Psykrometer inde i et Værelse, maa man sørge for Luftdrag, med en Vifte eller paa anden Maade, hvis man skal faa en rigtig Bestemmelse af Luftens Fugtighed.

85. Assmann's Aspirations-Psykrometer (49) er det bedste Instrument af denne Slags. Det giver baade Beskyttelse mod Varmestraaling og en passende Luftstrøm paa begge Termometerkugler. Observationerne med dette Psykrometer beregnes efter Formelen

$$e = e' - 0.5\ (t - t')\frac{b}{755},$$

hvor t er Luftens eller det tørre Termometers Temperatur, t' det vaade Termometers Temperatur, b Lufttrykket i Millimeter, e' Vanddampens Maximumstryk ved Temperaturen t' og e Damptrykket.

86. Et tørt og et vaadt Slyngetermometer (50) kan sammensættes til et meget godt Psykrometer. Man maa passe paa, at det vaade Termometer ikke bliver tørt under Slyngningen. Observationerne beregnes som dem, der gjøres med Assmann's Psykrometer.

Naar man vil have paalidelige Bestemmelser af Luftens Fugtighed med Psykrometret, maa det skjøttes meget omhyggeligt. De Regler herfor, som gjælder for det norske meteorologiske Instituts Observationer og som kan gjælde i sin Almindelighed, er følgende:

87. Tøiet paa det vaade Termometer maa være af et tyndt, finmasket, blødt Stof, der med Lethed opsuger Vand, f. Ex. Musselin, ikke Lærred eller Bomuldstøi. Det maa udvaskes godt, førend det sættes paa. Paasætningen gjøres paa følgende Maade. Man klipper ud et Stykke Tøi, omtrent 5 Centimeter i Firkant, og væder det. Termometret, hvis Kugle er rengjort, holdes med Kuglen op. Tøistykket lægges paa Kuglen saaledes, at Midten af Tøiet kommer paa Spidsen af Termometerkuglen. Derpaa strammes med Haanden Tøiet over Kuglen, saa at det ligger ganske glat, uden Folder, over denne. En Traad knyttes til en Løkke omkring Kuglens tykkeste Del, og føres derpaa, idet den stadig holdes stram, nedover Kuglens mod Skalaen vendende

Halvdel. Man faar da Tøiet til at sidde ganske stramt over denne Del af Kuglen, ligesom over den anden Halvdel. Traaden, der nu ligger stramt omkring den Indsnevring, hvor Kuglen gaar over i det ydre Termometerrør, tages en eller to Gange stramt omkring Termometret og fæstes med en sikker Knude. Dens Ender afklippes. Randen af Tøiet, der nu staar i Folder omkring Halsen paa Termometret, afklippes jevnt i en halv til en hel Centimeter fra Kuglen og kan, om man vil, fæstes med en ombunden Traad. Tøiet paa Kuglen sees i Fig. 19.

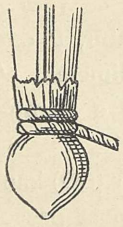


Fig. 19.

Man maa stadig have et Øie med, at Tøiet suger Vand med Lethed, saa at hele Kuglen er vaad, naar den er vædet, og med, at Tøiet er rent og helt. Saasnart man merker, at Tøiet er blevet skiddent eller haardt eller hullet, maa nyt Tøi paasættes.

Vandet, hvormed den vaade Kugle vædes, maa være rent, blødt Vand. Haardt, kalkholdigt Vand, bør undgaaes, da det snart sætter Skorpe paa Tøiet. Hvor Drikkevandet er haardt, kan man tage Regnvand fra Regnmaaleren eller smeltet ren Sne og gjemme en Beholdning deraf til at væde Tøiet med. Vandet maa ikke være opvarmet.

88. Det vaade Termometer (Tøiet) vædes paa følgende Maade:

1°. Naar der er Varmegrader i Luften.

a. enten ved at bringe et Kar med Vand op under Kuglen, saaledes at denne med Tøiet dukkes helt ned i Vandet. Naar Tøiet er gjennemvædet, tages Karret bort. Et løst Termometer kan med Kugle og Tøi dyppes i Vand.

b. eller ved at oversprøite Tøiet med en Vandstraale eller væde det ved Hjelp af en blød vaad Pensel.

c. eller ved at lade Tøiet stadig suge Vand gjennem en Væge fra en ved Siden af det vaade Termometer staaende Kop med Vand. En saadan Vandkop sees paa Fig. 11 tilhøire. Den bør helst være af Metal, saa den ikke sprænges, om Vandet skulde fryse i den.

Vægen maa suge Vand med Lethed. Den maa derfor være fri for Fedt og løs. Den bør vaskes godt ud i varmt Sæbevand og udvaskes i rent Vand, før den sættes paa Termometret. Den tages saa lang, at dens frie Ende kan lægges i flere Bugter paa Bunden af Vandkoppen. Den paasættes med dobbelt Part og et Halvstik omkring Termometrets Hals, lige over Kuglen, som Fig. 19 viser. Halvstikket strammes, saa at det ligger tæt indtil Tøiet om Halsen. Naar Koppen er fuld eller næsten fuld af Vand, vil Vægen stadig suge Vand op til Tøiet paa Termometerkuglen og holde denne vaad. Det gjør intet, om Sugningen er saa sterk, at der drypper Vand fra Tøiet. Man maa stadig holde Øie med, at Vægen suger godt. Er den for tynd, tages flere Garn. Den maa holdes ren og byttes, saasnart den bliver smudsig eller haard. Den holdes nogenlunde retliniet mellem Tøiet og Koppen. Fig. 11. Vandkoppen bør altid holdes godt fyldt.

Naar disse Regler overholdes, vil i hele den Tid af Aaret, da der ikke er Frost, det vaade Termometer til enhver Tid være færdigt til Observation. Vædning efter Reglerne 1° a og b maa gjøres mellem 5 og 10 Minuter, før man tager Observation.

2°. Naar der er Kuldegrader i Luften.

Vægen tages af Termometret og Vandkoppen tages ind. Tøiet eftersees. En Kop fyldt med Vand, af Stuetemperatur eller lavere, holdes op under det vaade Termometer, saaledes at Kuglen med Tøiet dukkes helt ned i Vandet. Et løst Termometer kan med Kugle og Tøi dyppes i Vand. Man vil da se Termometret stige. Dersom der er gammel Is fra sidste Observation paa Tøiet, stiger Termometret først til 0° og bliver staaende der, saalænge Isen smelter. Naar al Is er smeltet, stiger Termometret over 0°. Nu først tages Vandkoppen bort. Under Kuglen danner sig en Draabe, som tages bort, idet man fører en Finger lige hen under Spidsen af Kuglen, saa at Draaben følger med Fingeren, eller man tager den bort med Pege- og Tommelfingeren som Klype. Termometret synker nu først til 0°, hvor det bliver staaende, saalænge Vandet paa Kuglen fryser, og derpaa under 0°, medens Isen paa Kuglen fordunster. Til denne Væd-

ning kan man bruge Vandkoppen, og enten holde den i Haanden eller i et Haandtag af Træ, som man stikker ind i Øiet paa Koppen. Det gjælder, at faa Ishinden paa Kuglen saa tynd som mulig. Man maa derfor ikke væde Kuglen paany, efterat Termometret er sunket igjen under 0°.

Det hænder undertiden, i stille Veir med Kuldegrader, at det vaade Termometer, efter at være vædet, synker under 0°, uden at Vandet paa Tøiet fryser. Denne Tilstand varer dog i Regelen ikke mange Minuter. Idet det afkjølede Vand fryser, stiger Termometret pludselig til 0° (en god Nulpunktsprøve) og bliver staaende der en Stund, medens Frysningen foregaar, hvorpaa det atter synker, idet Isen fordunster. Først naar denne Synkning er ophørt, kan Termometrets Aflæsning noteres. Naar man væder Termometret i betimelig Tid, behøver man ikke at agte paa den her nævnte Omstændighed.

3°. Naar Luftens Temperatur er noget over 0° og Luften er tør, kan undertiden det vaade Termometer samtidig synke under 0°. I dette Tilfælde vædes som ved Kuldegrader.

Den Tid, det vaade Termometer, efterat det er vædet, trænger for at synke saa lavt som det kan og skal, er temmelig forskjellig under forskjellige Omstændigheder. Hermed vil en Iagttager bedst blive fortrolig ved Erfaring. Naar Luften er tør, og Luftdraget er livligt, behøves kortere Tid, indtil et Kvarter. Men naar Temperaturen er mange Grader under 0° eller naar Luften er kold og fugtig, eller naar det er stille Veir uden Luftdrag, kan det hænde, at der medgaar en halv, ja en hel Time efter Vædningen, førend man faar det vaade Termometer til at synke saa lavt, som det vil. Paa den anden Side maa man vogte sig for at væde for tidligt, naar Luften er tør og der er godt Luftdrag, for ikke at blive udsat for, at Vandet eller Isen dunster ganske bort fra Kuglen, saa at denne bliver tør, inden Observation skal tages. Dette gjælder ogsaa Slynge-Psykrometret. Assmann's Aspirations-Psykrometer gjør sig meget hurtig færdig til Observation.

89. Exempler paa Beregningen af Luftens Fugtighed efter Observationer af Psykrometer og Tab. VI.

	°	°	°	°	°
Tørt Termometer . .	30.0	19.5	15.7	12.4	4.8
Vaadt Termometer .	20.0	15.3	12.6	11.6	4.5
Forskjel	10.0	4.2	3.1	0.8	0.3
Damptryk	11.2	10.4	9.0	9.7	6.1 mm.
Relativ Fugtighed . .	36	61	67	91	96 %

Tørt Termometer . .	0.2	— 5.0	— 15.5	— 16.0	—20.5
Vaadt Termometer .	— 0.5	— 7.0	— 15.8	— 15.9	—20.2
Forskjel	0.7	2.0	0.3	— 0.1	— 0.3
Damptryk	4.0	1.3	0.8	1.0	0.8 mm.
Relativ Fugtighed . .	85	41	63	81	86 %.

Dugpunktet kan udregnes af Damptrykket og Tabellen Side 66. F. Ex. Damptryk 5.3 mm. Dugpunkt 2 °.

Psykrometertabellen er udregnet for et Lufttryk af 755 mm. Naar Lufttrykket er mindre, bliver Damptrykket og relativ Fugtighed større, og omvendt. Kaldes det tørre Termometers Temperatur t ° og det vaades t' °, og er Lufttrykket b mm, saa er Rettelsen for det af Tabellen fundne Damptryk

naar t er over 0 ° + 0.0008 (t ° — t' °) (755 — b),
» - - under 0 ° + 0.0007 (t ° — t' °) (755 — b),

og Rettelsen for relativ Fugtighed lig Rettelsen for Damptrykket, divideret med Dampenes Maximumsspændkraft for Luftens Temperatur, Gange 100.

Ex.: t = 15 °, t' = 11 °, t — t' = 4 °, b = 655 mm., 755 — b = 100 mm.
Rettelse for Damptryk = + 0.0008 × 4 × 100 = + 0.32 mm.
» - relativ Fugtighed = $\frac{0.32}{12.7}$ = 0.026 = 2.6 %
Damptryk = 7.4 + 0.3 = 7.7 mm.
Relativ Fugtighed = 58 + 3 = 61 %.

Disse Rettelser er saa smaa, at de bliver uden Betydning ligeoverfor de Ændringer, som Lufttrykket kan have paa et og samme Sted.

Naar man, som i Regelen er Tilfældet, har at regne med Tiendedele af en Grad, proportioneres efter Tabellens Tal paa samme Maade, som ovenfor (75) er vist.

Naar Luftens Temperatur er under — 15 °, har man vanskeligt for at faa nøiagtige Bestemmelser af den relative Fugtighed med Psykrometret. Damptrykket faar man godt bestemt paa Tiendedels Millimeter.

90. Haarhygrometret tjener til at vise den relative Fugtighed. Et for Fedt renset Haar har, som flere organiske Stoffer, den Egenskab, at det svæller ud eller trutner, naar det optager Vand, og kryber, naar det mister Vand. Et saadant Haar bliver længere, naar den relative Fugtighed voxer, og kortere, naar den relative Fugtighed formindskes. Man tager et saadant Haar, omtrent 20 Centimeter langt, gjør den øvre Ende fast i en Klemme, og slynger den nedre Ende om en Tridse, der i en Fure har en Tap, hvori Tampen fæstes. En Modvægt i en Snor, der gaar omkring en anden Fure i Tridsen, holder Haaret spændt. Paa Tridsens Axe sidder en Viser, der dreies med denne og hvis ydre Ende kan vandre foran en Gradbue, paa hvilken der er afmerket Streger med Tal, som betegner den relative Fugtighed. Fig. 20.

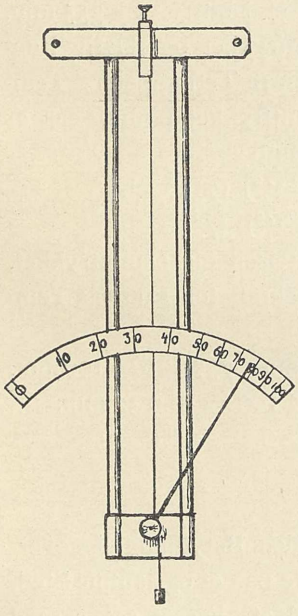


Fig. 20.

Naar den relative Fugtighed er 100, skal Viseren pege paa 100-Stregen paa Gradbuen. Bliver Luften relativ tørrere, trækker Haaret sig sammen, og Viseren vandrer til mindre Tal. Bliver Luften igjen relativ fugtigere, kommer Viseren paa større Tal. Man kan saaledes inddele Gradbuen paa den Maade, at Viseren kommer til at pege paa det Tal, der betegner den relative Fugtighed.

Haarhygrometret maa jevnlig kontrolleres, da man ikke kan gjøre Regning paa, at alle Dele af Instrumentet holder sig uforandrede i længere Tid. Saadan Kontrol kan gjøres ved, at man samtidig med Haarhygrometret observerer et Dugpunktshygrometer eller et Psykrometer og beregner den relative Fugtighed. Man finder da Haarhygrometrets Feil ved den Delstreg, som Viseren peger paa. Stregerne paa Gradbuen staar ikke i ligestor Afstand fra hverandre, da Haarets Længde-

forandring for en Forandring af en Procent relativ Fugtighed ikke er lige stor ved alle Fugtighedsgrader, og Feilen kan være af forskjellig Størrelse ved de forskjellige Delstreger. En Maade at kontrollere Haarhygrometret ved 100 Procent Fugtighed er den, at man ser efter, hvad det viser i mættet Luft, som i sterk Taage. Det skal da vise 100. Eller man skaffer sig mættet Luft paa den Maade, at man sætter over Instrumentet en Kasse, der slutter godt til forneden og hvis ene brede Væg bestaar af en Glasrude, og den anden af Tøi, som er gjennemvædet af Vand. Naar dette fordunster, mættes Rummet i Kassen med Vanddamp, og Viseren skulde vise paa 100. Den Klemme, som holder Haarets øvre Ende, kan ved en Skrue føres op og ned, saaledes at man med den kan bringe Haarhygrometret til at vise rigtigt.

Haarhygrometret gjør god Tjeneste om Vinteren i kolde og tørre Klimater, naar Temperaturen er saa lav, at det er vanskeligt at faa Luftens Fugtighed bestemt med Psykrometret. Ved meget lave Temperaturer kan man ved Hjelp af Spiritustermometer og Haarhygrometer, der er sammenlignet med Psykrometer før og efter den kolde Tid, faa gode Bestemmelser baade af Luftens Temperatur og relative Fugtighed. Damptrykket kan beregnes af disse og Tabellen for Maximumstrykket. Da den relative Fugtighed er Damptrykket, divideret med Maximumstrykket for Luftens Temperatur, er Damptrykket lig Maximumstrykket, multipliceret med den relative Fugtighed. F. Ex. Luftens Temperatur — 30°. Relativ Fugtighed 50 % giver (Tab. S. 66) Damptryk $0.4 \times \frac{50}{100}$ eller 0.2 mm.

I Kystklima eller i Indlandsklima, hvor Temperaturen vexler ofte og sterkt og navnlig naar den oftere er over Frysepunktet om Vinteren, vil et Haarhygrometer i denne Aarstid gjerne snart komme ud af Orden, idet Tapper og Taphuller ruster og hindrer Tridsen og Viseren fra at bevæge sig.

91. Selvregistrerende Fugtighedsmaaler eller Hygrograf. Man kan fotografere det tørre og det vaade Termometers Stand som paa en Termograf (**54**), eller man indretter en Richard's Termograf (Fig. 12) med en vaad Beholder og en tør Beholder. Eller man lader en strammet Haarbundt bevæge en

Viser og lader denne registrere den relative Fugtighed paa samme Maade som Viseren paa Richard's Termograf og Barograf registrerer Temperatur og Lufttryk. Damptrykket maa beregnes.

92. **Vindmaaler.** Vind er Luftens Bevægelse langs Jordoverfladen. De Bestemmelsesstykker, man maaler med Instrumenter, er dens Retning, dens Hastighed og dens Tryk. Det, man kalder Vindens Styrke, maales ved Skjøn.

93. Vindens Retning betegnes ved den Himmelegn, fra hvilken den kommer. Nordenvind eller nordlig Vind kommer fra Nord og blæser mod Syd. Himmelegnene betegnes efter Kompassets Streger. Da *O* paa Norsk og Tysk betegner Øst, men paa Fransk Vest (*Ouest*), er Meteorologerne komne overens om, for at undgaa Misforstaaelser, at bruge de engelske Betegnelser for Kompasstregerne, saaledes at E (engelsk *East*) betyder Øst og W (engelsk *West*) betegner Vest. Vi faar saaledes følgende Betegnelser for Vindens Retning:

N	Nord	S	Syd
NNE	Nord-Nord-Ost	SSW	Syd-Syd-Vest
NE	Nord-Ost	SW	Syd-Vest
ENE	Ost-Nord-Ost	WSW	Vest-Syd-Vest
E	Ost	W	Vest
ESE	Ost-Syd-Ost	WNW	Vest-Nord-Vest
SE	Syd-Ost	NW	Nord-Vest
SSE	Syd-Syd-Ost	NNW	Nord-Nord-Vest.

N, NE, E, SE, S, SW, W og NW kaldes de 8 Hovedstreger og de øvrige Mellemstregerne. Mellem hver to Hovedstreger er der en Vinkel paa 45 °, mellem en Hovedstreg og den nærmeste Mellemstreg er der en Vinkel paa $22^1/_2$ Grad. Sjømandens Kompas har endnu et Sæt Streger mellem de nævnte, saaledes at Mellemrummet mellem to Streger er $11^1/_4$ Grad. Disse betegnes ved N til E, NNE til N, NNE til E o. s. v. De bruges kun sjeldnere i Meteorologien. Den Feil, man begaar ved at benytte 16 Streger, er saaledes høist $11^1/_4$ Grad.

Vinden regnes i Meteorologien altid retvisende. Nord og Syd ligger i Meridianen. Vindretninger, der er observerede efter Kompas, maa omgjøres til retvisende. Hertil maa man kjende

Kompassets «Misvisning» paa Stedet. I den norske Almanak finder man, hvad Klokken er, naar Solen staar i Meridianen, og kan herefter finde dennes Retning. Den kan ogsaa findes ved Hjelp af Polarstjernen. Meridianen er den Vertikalcirkel, der gaar gjennem Polen. Polarstjernen staar kun $1^1/_2$ Grad fra Polen paa den modsatte Side af den, hvor de yderste klare Stjerner i Vognstangen i Karlsvognen staar.

94. Instrumenter til Observation af Vindens Retning er en Vindfløi eller en Vimpel. En saadan maa staa saa høit og frit som muligt, da den skal vise den Retning, Vinden har over hele den nærmeste Omegn. Den maa derfor staa høiere end de nærmeste Huse, Trær eller andre Gjenstande, der hindrer Vindens frie Bevægelse. Man sætter den derfor gjerne paa en høi Mast eller Stang, eller paa en kortere Stang paa Toppen af den høieste Bygning i Nærheden af en meteorologisk Station.

Vindfløien maa være saa let bevægelig som muligt om en Axe, der maa staa lodret. Den bør ogsaa være balanceret saaledes, at dens Tyngdepunkt falder i Omdreiningsaxen. Er nemlig denne ikke lodret, eller er Fløien tungere paa den ene Side end paa den anden, vil den helde til en bestemt Kant, naar Vinden er svag, og kan saaledes komme til at vise urigtigt. Den bedste Form for en Vindfløi er den, hvor Bladet, paa hvilket Vinden virker, bestaar af to Plader, der løber sammen til en Kile ved Omdreiningsaxen, og som paa den anden Side af denne er balanceret ved en Stang med en tung Kugle eller noget lignende, som saaledes kommer til at pege paa Vindens Retning. En saadan Fløi «slaar» mindre frem og tilbage i sterk Vind end en Fløi med fladt Blad. Den maa holdes godt smurt. Se Fig. 23.

En Vimpel er i mange Maader en bedre Vindviser end en Fløi. Det er hensigtsmæssigt at gjøre Vimpelen som en Pølse, der er tykkest paa den Stangen nærmeste Ende og her er aaben og holdes udspændt af en Ring af Metaltraad. Den fæstes til Stangens Top med passende tyk Metaltraad saaledes, at den med Lethed kan dreie sig om denne, paa samme Tid som man sørger for, at den ikke kan blæse bort. En Vimpel trænger at fornyes oftere, da den slides, navnlig i sterk Vind.

Under Fløien eller Vimpelen kan sættes et retvinklet Kors, hvis Arme peger mod Nord, Øst, Syd og Vest (Fig. 23). Korsets Stilling kontrolleres ved Solen, Polarstjernen, Kompas eller Kart.

En udmerket Vindviser, især for svage Vinde, er Røgen af en høi, fritstaaende Skorsten. Den bør altid, naar Leilighed gives, bruges som Kontrol paa Vindfløien.

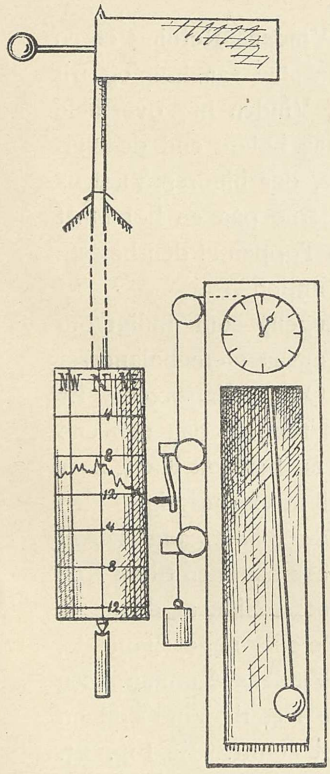


Fig. 21.

95. Vindens Retning i Atmosfærens høiere Lag kan findes ved at observere Skyernes Bevægelse. Denne faar man lettest fat i, naar Skyerne driver i Nærheden af Zenit. Vil man finde Retningen af Bevægelsen af Skyer, som viser sig i lavere Høider paa Himmelen, maa man forlænge Bevægelsesretningen frem eller tilbage ned til Horizonten, og tage den Himmelegn, fra hvilken Skyen saaledes synes at komme, eller mod hvilken den synes at gaa. Man kan stille sig under Fløimasten og observere efter Fløikorset Bevægelsen af Skyer i Nærheden af Zenit, eller man kan tage et Speil med et indridset Kors, som et Vindkors, lægge det horizontalt, med Korset i N, S, E, W, og man vil da med en Gang i Speilet kunne finde Skydriftens sande Retning.

96. Selvregistrerende Apparater til at maale Vindens Retning har man konstrueret paa flere Maader. Et saadant af en enkel, men hensigtsmæssig Konstruktion bestaar (Fig. 21) af en Vindfløi, der dreier en lodret Stang, som gaar igjennem et Hustag til det Rum, hvor Registreringsapparatet er opstillet. Stangen har nederst en Spids, hvorpaa den hviler, og koncentrisk med dens Axe har dens nederste Del udenom sig en Cylinder med Registrerpapir, der dreier sig med Fløien og Stangen. En Skrivestift (Blyant) føres

af et jevnt gaaende Urverk opover eller nedover i en lodret Linie og skriver paa Papiret. Dette har horizontale Timestreger og lodrette Streger, der betegner Vindens Retning. Papiret paasættes saaledes, at naar Fløien peger paa Nord, viser Blyanten paa Nordstregen paa Papiret. Naar Fløien peger paa E, viser Blyanten paa E o. s. v. Naar Urverket er i rigtig Gang og Blyanten rigtig indstillet paa Timestregerne, vil den vise Vindens Retning til enhver Tid. Da Fløien ved sterkere Vinde gjerne «slaar» frem og tilbage, skriver Blyanten i saadanne Tilfælder horizontale Streger, og man kan strax se, hvor store Fløiens Udslag er. Man tager Midten mellem disse som den gjældende Vindretning.

97. Et Apparat til at maale Vindens Hastighed eller Styrke kaldes Vindmaaler eller Anemometer.

Robinsons Anemometer. Paa Enderne af et retvinklet Kors staar i samme Afstand fra dets Midte fire hule, lette Halvkugler af samme Størrelse, med Aabningsfladerne lodret paa Korsets Plan, og med de hvælvede Flader alle til samme Kant seet fra Korsets Midte. Korset Midte er fæstet til en paa dets Plan lodret Axe, der nederst har en Spids i et Tappeleie og kan dreie sig med Korset og Kuglerne rundt med mindst mulig Gnidning. Holder man Instrumentet med Omdreiningsaxen lodret udsat for Vind, dreier Korset med Kuglerne sig rundt. Den hvælvede Side af Kuglerne gjør mindre Modstand mod Vinden end den hule Side. Vinden glider af mod den hvælvede Side, men fanges helt af den hule, og Vindens Virkning paa den Halvkugle, som er aaben mod Vinden, bliver den overveiende, saaledes at hele Korset dreies af Vinden rundt med Halvkuglernes ydre Hvælv foran. Kuglerne kan saaledes ikke gaa saa hurtigt som Vinden. Deres Fart i Forhold til Vindens Fart beror paa Kuglernes Størrelse og Afstand fra Omdreiningsaxen. Erfaring viser, at Vindens Hastighed er fra 2 til 3 Gange saa stor som den, hvormed Halvkuglernes Midtpunkter bevæger sig. For hvert enkelt Instrument maa dette Forhold findes ved Forsøg. Forat man kan finde den Hastighed, med hvilken Kuglecentrerne bevæger sig, er Omdreiningsaxen sat i Forbindelse med et Tælleverk, der viser, hvor mange Gange den har dreiet sig rundt.

Den Haand-Vindmaaler (Fig. 22), som første Gang blev brugt paa den norske Nordhavs-Expedition i 1877, har Halvkugler, hvis Diameter er 10.44 Centimeter, og hvis Centrer staar i en Afstand af 15.51 Centimeter fra Omdreiningsaxen. Experimenter, udførte i St. Petersburg med et Instrument af disse Dimensioner har vist, at med dem bevæger Vinden sig 2.5293, altsaa lidt over

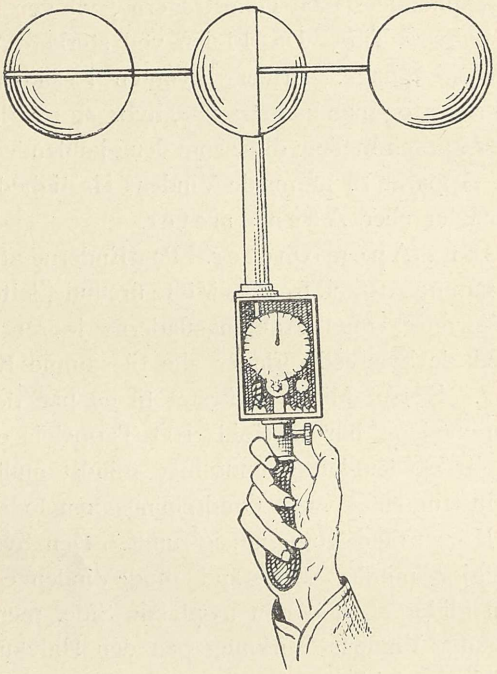


Fig. 22.

to og en halv Gang saa hurtigt som Halvkuglernes Midtpunkter. Naar Korset har dreiet sig en hel Gang rundt, har altsaa Vinden gjennemløbet en Strækning af $0.1551 \times 2 \times 3.1416 \times 2.5293$ Meter eller 2.4648 Meter. Tælleverket er indrettet saaledes, at en Viser, der, idet Maalingen begyndte, pegede paa Nul paa en rund Skive, efter 30 Sekunders Registrering kommer til at pege paa et Tal, der angiver Vindens Hastighed i Meter pr. Sekund, forudsat at Instrumentet bevæger sig uden Friktion. For at faa den sande Vindhastighed maa man lægge til en Størrelse, som

kaldes Instrumentets Friktionsfaktor, der nærmere betegnet er den mindste Vindhastighed, som skal til for at sætte Instrumentet i Bevægelse. Denne Friktionsfaktor er omkring 1 Meter pr. Sekund. Instrumentet er forresten indrettet saaledes, at Axen og Korset dreier sig frit rundt, naar der ikke registreres. Med en Skrue kan man stille Viseren paa det Tal paa Skiven, som udtrykker Friktionsfaktoren, holde Instrumentet op i Vinden og lade det gaa rundt. Idet man begynder at tælle Sekunderne efter et Ur, trykkes paa en Knap, der bringer Tælleverket ind paa en Skrue uden Ende paa Omdreiningsaxen, og Registreringen begynder, Viseren flytter sig til større og større Tal. Idet man tæller 30 Sekunder (75 Slag af et Lommeur), slippes Knappen, og Registreringen ophører. Korset gaar rundt, uden at Tælleverket bevæges. Man læser af paa Skiven Vindens Hastighed i Meter pr. Sekund. Indstillingen og Aflæsningen kan gjøres i Lys og hvorsomhelst, men selve Registreringen kan foregaa i Mørke og paa et for den fulde Vind udsat Sted.

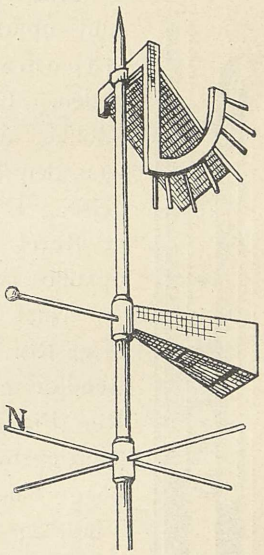


Fig. 23.

Robinsons Anemometer ligesom de andre Vindmaalere prøves paa den Maade, at man i ganske stille Luft bevæger selve Instrumentet gjennem Luften og maaler dets Hastighed. To saadanne Experimenter med en liden og en stor Hastighed er nødvendige og tilstrækkelige til at beregne Forholdet mellem Vindhastigheden og Kuglecentrernes Hastighed samt Friktionsfaktoren. Man kan gjøre disse Prøver paa forskjellige Maader. Ved at kjøre med Apparatet i stille Veir, ved at sætte det inde i et Værelse paa Enden af en Bom, som man svinger rundt som i Karrusel, eller ombord i et Dampskib i ganske stille Veir og Farten maalt ved Loggen.

98. Wilds Vindstyrke-Tavle (Fig. 23) bestaar af en firkantet, let Metalplade, der kan dreie sig om en horizontal

Axe igjennem dens øvre Kant. Naar Luften er stille, hænger Pladen lodret. Naar det blæser en Vind, løftes Pladen desto mere, jo sterkere Vinden er, og Udslaget maales paa en Gradbue med Stifter, der betegner de forskjellige Vindhastigheder eller Vindstyrker. Det hele Apparat staar paa en Vindfløi, som altid holder Pladens Omdreiningsaxe tvers mod Vinden.

99. Naar Vinden blæser henover et lodret, aabent Rør, fortyndes Luften i Røret og det desto mere, jo større Vindens Hastighed er. Der opstaar en Sugning af Luft opad i Røret. Denne Sugning benyttes ved Hagemann's Anemometer til at maale Vindhastigheden. En Rørledning forbinder Vindrøret med en Klokke, der er indrettet som et Gasometer, og som, naar den løftes eller sænkes, sætter en Viser i Bevægelse. Denne Vindmaalers store Fordel ligger deri, at Røret med den aabne Spids forholdsvis let kan opstilles paa et Sted, hvor Vinden virker frit.

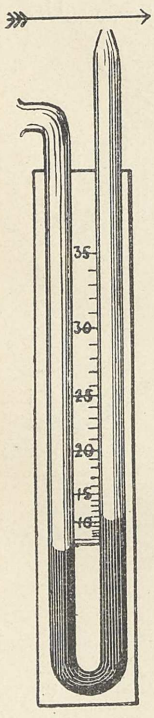


Fig. 24.

Naar Vinden blæser ind mod den aabne Munding af et Rør, der paa et andet Sted af Røret er afsperret, fremkommer et Overtryk i Røret. Et hævertformet Rør (Fig. 24) med en Vædske, f. Ex. Vand, som Afsperringsmiddel mellem begge Rørets Arme, aabent i begge Ender, med den ene Rørende bøiet til at fange Vind og den anden frit udsat for Vinden til at suge og fortynde Luften, giver en meget god Vindmaaler. Man observerer, idet man holder den førstnævnte Ende ret mod Vinden, hvor meget høiere Vædsken staar i den fra Vinden vendende Arm end i den mod Vinden vendende. Den Skala, hvorpaa man maaler denne Høideforskjel, kan man inddele saaledes, at den umiddelbart maaler Vindens Hastighed eller Vindstyrken eller Vindens Tryk. Den er flytbar, saaledes at man stiller dens Nulpunkt i Høide med Vædskens Niveau i den Arm, som er nærmest Vinden. Da Instrumentet nærmest maaler Vindens Tryk, bliver de Tal paa Skalaen, som maaler Vindens Hastighed, proportionale med Kvadratroden af Vædskens Høider (101).

100. Vindens Hastighed maales med Kilometer i Timen eller Meter i et Sekund eller engelske Mil i Timen *(miles an hour)*. Meter i et Sekund (m. p. S.) giver den bedste Forestilling om Hastigheden.

1 Kilometer i Timen svarer til 0.278 Meter pr. Sekund.
1 eng. Mil —»— —»— 0.447 —»— —»—

101. Til at maale Vindens Tryk bruger man en Plade, der staar paa en Vindfløi, saaledes at den altid vender ret mod Vinden. Bag Pladen er der en eller flere Fjære, der sammentrykkes eller bøies desto mere, jo større Vindens Tryk paa Pladen er. Af det Stykke Vei, som Pladen flyttes fra det Punkt, hvor den staar, naar det er Vindstille, kan man finde Vindens Tryk paa Pladen. Det maales i Kilogram paa en Kvadratmeter eller engelske Pund paa en Kvadratfod. Forsøg har vist, at Vindtrykket forholder sig som Kvadratet af Vindhastigheden. Den dobbelte Vindhastighed giver det firedobbelte Vindtryk, den tredobbelte Hastighed det nidobbelte Tryk o. s. v. Virkningen af Vinden og Størrelsen af dens Tryk paa en Gjenstand er i saa høi Grad beroende paa Gjenstandens Form og Stilling mod Vinden, at der ikke kan gives bestemte Regler for at finde den. En firkantet Skive og en rund Skive af samme Fladeindhold har ikke samme Vindtryk med samme Vindhastighed og samme Heldning mod Vinden.

Vindtrykmaalerens Trykbestemmelser kan derfor aldrig blive andet end relative. De kan sammenlignes indbyrdes for samme Instruments Vedkommende, men man tør ikke lade dem gjælde for et andet Instrument med en Plade af en anden Form og Størrelse og Stilling af Pladen mod Vinden. I Ingeniørvidenskabens Praxis gjør man derfor rettest i at anstille specielle Iagttagelser for de paakommende Tilfælder istedetfor at regne efter teoretiske Formler.

102. Apparaterne til at maale Vindens Hastighed eller Styrke er forholdsvis kostbare, og det er mangesteds vanskeligt at finde en tilstrækkelig aaben og fri Plads til at sætte dem op paa. I den meteorologiske Praxis nøier man sig derfor ofte med at observere Vindens Styrke efter Skjøn.

Ved dette Skjøn har man den Fordel, at man kan tage til Hjelp for sin Bedømmelse af Vinden dens Virkning i flere Henseender paa en Gang, paa Følelsen, paa Trær, paa Røg, paa en Vimpel, paa Sjøens Overflade og lignende, og derved faa et ret sikkert Maal for Vindens Styrke paa Stedet og den omliggende Del af Jordoverfladen.

103. Til at udtrykke Resultatet af Iagttagerens Bedømmelse af Vindens Styrke bruges forskjellige Skalaer. Nu for Tiden benyttes næsten udelukkende de to Skalaer, som kaldes Land-Skalaen og Beaufort-Skalaen eller Sjø-Skalaen (S. 87), den sidste først opstillet af den britiske Admiral Beaufort. Land-Skalaens Tal, der gaar fra 0 til 6, er omtrent svarende til Halvparten af Beaufort-Skalaens, der gaar fra 0 til 12. Landskalaen henviser til Vindens Virkninger paa den faste Jord, Beaufort-Skalaen til Fart og Seilføring for et Linieskib eller en Fregat fra Midten af den første Halvdel af det 19. Aarhundrede, klos Bidevind, godt fuldt Seil. De nu brugelige dobbelte Mersseil indfører heri tilsvarende Betegnelser. De til Vindstyrke-Skalaerne svarende Vindhastigheder er fundne efter talrige Forsøg. Af disse er nogle gjort paa norske Stationer, navnlig Fyr-Stationer. Paa Sjøen er man mere vant til friske og sterke Vinde end paa Land, og en Sjømand sætter gjerne et mindre Tal for en vis Vindstyrke end en Landmand. Vindstyrke-Skalaernes Tal følger nogenlunde Vindens Hastighed, ikke dens Tryk. Kolde Vinde er man tilbøielig, paa Grund af den bidende Sno, som man føler, til at give en større Styrkegrad end den, der svarer til deres Hastighed. Vindstyrken 6 efter Land-Skalaen har man kun yderst sjelden Brug for, selv 5 forekommer tillands meget sjelden. «Storm» begynder tillands med Vindhastigheden 15 m. p. S., til Sjøs neppe før med Vindhastigheden 20 m. p. S. Er Vinden byget, skrives Bygernes Styrke efter Vindstyrken med en Streg imellem. F. Ex. Land-Skala 3—4: Frisk med sterke Byger.

104. Ombord i et Skib, som er i Fart, vil man føle Vinden i en anden Retning og med en anden Styrke, end den virkelig har. Et Skib seiler f. Ex. (Fig. 25) i Retningen *ab* med en Fart af 10 Kvartmil i Timen (10 Knob) eller 5.2 Meter pr.

Land-Skala.

Vindstyrke.		Vindhastighed. Meter pr. Sekund.	Vindens Virkninger.
0	Stille	0—0.5	Røgen stiger ret eller næsten ret tilveirs.
1	Svag	0.5—5	Merkelig for Følelsen. Løfter en Vimpel.
2	Laber	5—9	Strækker en Vimpel. Bevæger Trærnes Blade.
3	Frisk	9—13	Bevæger Trærnes Grene. Sætter Skavl paa Sjøen.
4	Sterk.	13—17	Bevæger større Grene og mindre Stammer.
5	Storm.	17—28	Bevæger hele Træer.
6	Orkan.	over 28	Ødelæggende Virkninger.

Beaufort-Skala (Sjø-Skala).

Vind-styrke.	Vindhastighed. Meter pr. Sekund.	Vindhastighed. Eng. Mil i Timen.	Orlogsmand 1800—1850. Klos Bidevind. Godt fuldt Seil.	Land-Skala.
0	0—1	0—2	Ingen Fart.	0
1	1—2	2—5	Styrefart.	1
2	2—4	5—9	1—2 Knob.	
3	4—6	9—13	2—4 Knob.	2
4	6—8	13—18	4—6 Knob.	
5	8—10	18—22	Bovenbramseil.	3
6	10—12	22—27	Bramseil over enkeltrebede Mersseil.	
7	12—14	27—31	Dobbeltrebede Mersseil.	4
8	14—17	31—38	Trerebede Mersseil.	
9	17—20	38—45	Klosrebede Mersseil.	5
10	20—24	45—54	Klosrebet Storseil.	
11	24—30	54—67	Stormstagseil.	6
12	over 30	over 67	Intet Seil kan føres.	

Sekund. Vinden er 4 Streger (45°) agtenfor tvers og blæser med en Hastighed af 10.4 Meter pr. Sekund i Retningen *ac*. Skibets Fart i Retningen *ab* virker som en Modvind i Retningen *ad*, og den Vind, man føler ombord, har Retningen *ae*, der er Resultanten af Vindens virkelige Retning og Fart *ac* og Skibets Retning regnet agterover og Hastighed *ad*. Er *ab* eller *ad* 5.2 m. p. S. og *ac* 10.4 m. p. S., saa bliver *ae* 7.7 m. p. S. Ombord føler man altsaa en Vind, som blæser 17° eller 1½ Streg agtenfor tvers, altsaa mere forlig eller skralere end den virkelige Vind, og som har en Hastighed af 7.7 m. p. S., altsaa er svagere end den virkelige Vind. Fartøiet seiler fra Vinden. Naar man ombord med Kompas og Log maaler Skibets Kurs og Fart, efter en Vimpel og Kompas Vindens Retning, som den føles ombord, og med en Vindmaaler dens Fart, kan man beregne den virkelige Retning efter Kompasset og den virkelige Vindhastighed. Af *ab* eller *ad*, *ae* og Vinkelen mellem Kurs og Vind *bae* eller dens Supplement *dae* beregner man Vinkelen *ade* eller *bac*, den virkelige Forskjel mellem Kurs og Vind og den virkelige Vindhastighed *ac*. Kompasretningen omgjøres til retvisende Retning efter Kompassets Misvisning og Deviation.

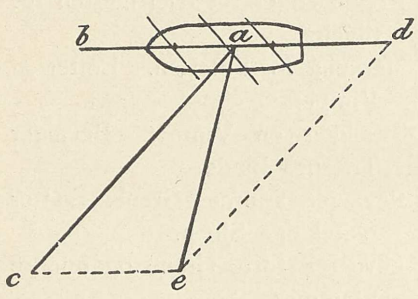


Fig. 25.

Paa et Skib, som bevæger sig i samme Retning som Vinden, bliver Vindens Retning uforandret, men dens Hastighed bliver formindsket saa meget som Skibets Fart. Paa et Dampskib, som har Vinden ret forind, bliver dens Hastighed forøget saa meget som Skibets Fart. Derfor føles Vinden saa lidet, naar man gaar med den, og saa sterkt, naar man gaar mod den. Røgen eller en Vimpel paa et Dampskib kan saaledes ikke altid bruges ligefrem som Vindviser. Gaar det med Vinden med en større Fart end denne, viser Røgen agterover, medens Vinden i Virkeligheden blæser med Fartøiet.

I en Ballon, der altid gaar med Vindens Hastighed, kan

Vindens Retning og Hastighed i de høiere Luftlag bestemmes efter den Kurs, man ser Ballonen beskrive henover Jorden. I Mørke er det umuligt fra Ballonen at observere dens Retning og Fart, med mindre man ser kjendte oplyste Steder under sig.

105. For at finde Vindens Retning og Hastighed i de høiere Luftlag kan man ogsaa ved trigonometriske Maalinger bestemme den Plads, som en Sky indtager til to forskjellige Tider. Saadanne Maalinger gjøres samtidig fra hvert af Endepunkterne af en Grundlinie, der er forbundne med Telefonledning. Man maaler med et Vinkelinstrument paa hver Station Horizontalvinkelen mellem Skyen og Grundlinien og Skyens Høide over Horizonten og kan derefter beregne Stedet for Skyens Lodlinie og dens Høide over Jorden (280).

106. Solskinsmaaler er et Instrument, der registrerer de Tider, da Solen skinner klart. Man har saadanne af forskjellig Konstruktion. Det første, man anvendte, bestaar af en Glaskugle, der virker som et Brændglas og svider et Merke i et bagenfor Kuglen parallelt med dennes Overflade anbragt Papir, naar Solen skinner med tilstrækkelig Styrke. Apparatet er samtidig et Solur, idet der paa Papiret ved Streger er betegnet de forskjellige Timer. Et andet Slags Solskinsmaaler bestaar af en hul Cylinder med faste Bunde, hvis Indre altsaa er mørkt. Den opstilles saaledes, at Cylinderens Axe peger mod Himmelens Pol. Paa Cylinderens Sideflade er der nogle smaa Huller, gjennem hvilke en Solstraale kan naa Cylinderens indre modstaaende Væg. Langs denne lægges et præpareret Papir, paa hvilket Solstraalen kan fremkalde et Merke. Man faar saaledes ved disse Apparater registreret de Øieblikke, da Solen skinner tilstrækkelig kraftig til at sætte Merke. Herefter kan man se, til hvilke Tider paa Dagen Solen har skinnet, og udmaale, hvor mange Timer det har været klart Solskin. Dette sammenligner man med det Antal Timer, Solen samme Dag er over Horizonten.

En Mangel ved Solskinsmaalerne er det, at de ikke giver noget Merke, naar Solen staar nær Horizonten. Denne Mangel er desto føleligere, jo større et Steds geografiske Bredde er,

navnlig om Vinteren, naar Solen selv om Middagen staar lavt paa Himmelen. Solskinsmaalere af den almindelige Sort er for svage til at kunne gjøre synderlig Nytte i Norge. Saadanne Instrumenter kan selvfølgelig ikke registrere Klarveir om Natten og saaledes ikke erstatte direkte Observationer af Skydækket. For forskjellige praktiske Bedrifter, der er afhængige af Solskin, er Solskinsmaaleren et meget nyttigt Apparat.

107. Regnmaaler. Snemaaler. Disse Apparater bruges til at maale den Høide, i hvilken Regn eller Sne i smeltet Tilstand vilde dække Jorden, dersom Vandet ikke fordunstede eller randt bort. De bestaar i et Kar med en Aabning oventil, der stilles vandret, og som opfanger Nedbøren. Regn- og Snemaalerne kan have forskjellig Form og Størrelse. Fig. 26 *R* viser den Form af Regnmaaler, som bruges i Norge. Den er rund, og dens Aabning dannes af en afstumpet hul Kegle, der nedentil er forbunden med en hel hul Kegle, som vender Spidsen nedad, og i denne Spids har et fint Hul. Denne Kegle hviler paa og er forbunden med en ret Cylinder, der har en Tud paa den ene Side og en Hank paa den anden Side. Det Regn, som falder indenfor Aabningsfladen, samler sig paa den nedre Kegle og drypper gjennem det fine Hul ned i Cylinderen. Her er det beskyttet mod Fordunstning.

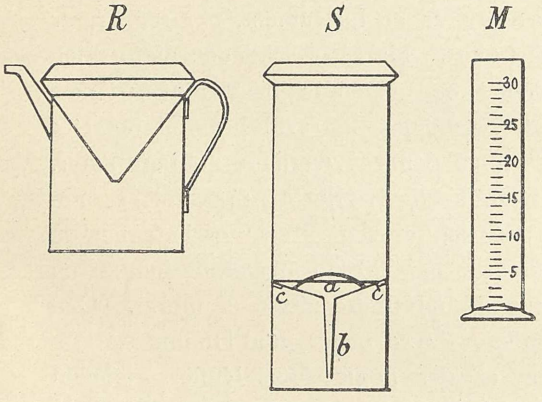


Fig. 26.

Fig. 26 *S* viser den norske Snemaaler. Den er firkantet og har oventil en skarp Kant, der danner et Kvadrat, som opfanger den faldende Sne. Den er høiere end Regnmaaleren, og saa høi, at den kan rumme et Døgns Snefald. I den nedre Del af Snemaaleren er en Tragt, *a*, der hviler paa en fremspringende

Kant, *c*, og i Bunden har et Rør, *b*, der naar næsten ned til Maalerens Bund. Efter et Snefald tager man Snemaaleren ind i et varmt Værelse og smelter Sneen. Smeltevandet rinder fra Tragten *a* gjennem Røret *b* ned i den nederste Del af Maaleren, hvor det af Tragten er beskyttet mod Fordunstning.

Regnmaaleren og Snemaaleren har begge samme Størrelse af Opfangerfladen, nemlig 225 Kvadratcentimeter. Regnmaalerens Aabning er en Cirkel med en Diameter af 169.25 Millimeter og Snemaalerens er et Kvadrat med en Side af 150 Millimeter eller 15 Centimeter.

108. Til at maale Nedbørhøiden bruges et Maaleglas (Fig. 26 *M*). Dette er en Glascylinder og har en Inddeling, som er saaledes afmerket, at man paa den kan aflæse, hvor stor Nedbørhøiden er. Man helder Vandet ud af Regnmaaleren gjennem Tuden eller ud af et af Hjørnerne paa Snemaaleren efterat have taget Tragten ud (Kanten *c* er i det ene Hjørne gjennembrudt) og ned i Maaleglasset. Det Tal paa Maaleglassets Inddeling der svarer til Vandets Overflade i samme, angiver da Nedbørhøiden. Maaleglasset inddeles paa følgende Maade. Da Regnmaalerens Opfangerflade er 15×15 eller 225 Kvadratcentimeter, udgjør en Regnhøide af 1 Millimeter eller 0.1 Centimeter en Vandmængde af 22.5 Kubikcentimeter. Helder man 22.5 Kubikcentimeter Vand i Maaleglasset og sætter en Streg ved dets Overflade, saa afmerker denne Streg en Regnhøide af 1 Millimeter. Helder man den dobbelte Mængde Vand, 45 cm.^{3}, i Maaleglasset, saa afsættes derefter en Streg for 2 mm. Regnhøide o. s. v. Maaleglassets Tversnit er omtrent 25 cm.^{2}, medens Regnmaalerens Opfangerflade er 225 cm.^{2} eller 9 Gange saa stor. En Regnhøide af 1 mm. vil altsaa i Maaleglasset vise sig med en Høide af 9 mm. og saaledes faar man et meget nøiagtigt Maal.

109. I de Lande, hvor man bruger Fahrenheits Termometer og maaler Lufttrykket i engelske Tommer, maales ogsaa Nedbørhøiden i engelske Tommer. En Tabel til at omgjøre engelske Tommer til Millimeter findes i Slutningen af Bogen (Tab. VII). Ellers regnes Nedbørhøiden i Millimeter eller i Centimeter.

110. Nedbørmaalerne maa staa paa en fri Plads, hvor Nedbør med alle Vindretninger kan falde i dem uhindret af Gjenstande i Nærheden. Trange Gaardsrum, en Plads i Nærheden af Husvæg eller Plankegjærde, under eller i Nærheden af Trær, o. l. kan ikke bruges. Afstanden fra Maalerne til saadanne Omgivelser bør være mindst det dobbelte af Gjenstandenes Høide. At opstille Maalerne paa et Hustag eller et Taarn er en Nødhjelp. De maa ikke staa ved Siden af Gjenstande, der rager ligesaa høit op som de selv, som Hækker, Gjærder, Plankeverk, Stakitter, og endnu mindre overrages af saadanne i Nærheden. Heller ikke maa de staa paa Steder, hvor der om Vinteren fyger Sne eller danner sig Snefaner. Man maa opsøge et Sted, hvor Sneen lægger sig jevnt over Jorden. Store Gaardsrum er ganske gode Pladser for en Snemaaler. Sne fra Hustage eller andetstedsfra maa ikke kunne naa Snemaaleren. Snemaaling er meget vanskeligere end Regnmaaling. Naar Sneen, som ofte hænder, falder med Vind, har den vanskeligt for at falde ned i Maaleren, da Vinden suger Luften ud af denne og drager Sneflokkerne med sig. (Se 302.)

111. Nedbørmaalerne sættes paa et Stativ saaledes, at deres Overkant staar omkring en Meter over Jorden og i ethvert Tilfælde saa høit, at Snemaaleren ikke sner ned. Opfangerfladen paa Regn- og Snemaaleren bør staa i samme Høide over Jorden.

112. I Almindelighed maaler man Nedbørhøiden en Gang om Dagen, ved Morgenobservationen, og regner den faldne Nedbør til den foregaaende Dags Datum.

113. Selvregistrerende Nedbørmaalere er indrettede paa forskjellige Maader. I et Maaleglas, der stadig optager Vandet fra Regnmaaleren, har man en svømmende Flyder med en Skrivestift, der flytter sig opover, saalænge det regner, og skriver en Linie paa et Papir, der bevæges af et Urverk. Eller man lader Nedbøren virke ved sin Vægt paa en Vægtstang med en lignende Skrivestift. Paa saadanne Apparater kan man se, til hvilke Tider det har faldt Nedbør, og hvor meget dette beløber sig til for hvert Fald af Nedbør.

114. Fordunstningsmaaler. Man maaler Vandets For-

dunstning paa lignende Maade som Nedbøren ved at angive den Formindskelse i Høide, som et Vandlag faar, naar det fordunster. Fordunstningsmaaleren eller Atmometret har forskjellige Former. I Regelen bestaar den af en rund, flad, cylindrisk Skaal, hvori man helder en bestemt afmaalt eller afveiet Mængde Vand. Ved Forsøgets Afslutning maaler man eller veier man, hvor meget Vand der er igjen i Skaalen. Formindskelsen er den fordunstede Mængde Vand. Af denne og Skaalens Tversnit beregner man Fordunstningshøiden. Har Fordunstningsmaaleren samme Tversnit som Regnmaaleren, kan man bruge Maaleglasset til at maale Vandet før og efter Forsøget, og Forskjellen er Fordunstningshøiden. Er der faldt Nedbør i Fordunstningsmaaleren, maa dennes Høide regnes med til den i Skaalen heldte Vandmængde.

Nøiagtige Fordunstningsmaalinger er det ikke muligt at faa, da Fordunstningen er saa yderst forskjellig fra de forskjellige Legemers Overflade, og de forskjellige Slags Fordunstningsmaalere giver paa samme Sted forskjellige Resultater. De Opgaver, som haves fra forskjellige Steder, kan derfor ikke ligefrem sammenlignes med hverandre. Til Nød kan man sammenligne Opgaver fra samme Sted observerede med samme Apparat. For at faa Fordunstningen fra Sjøer bør man bruge et Apparat, der svømmer paa Sjøen og saavidt mulig holder dennes Temperatur. Det er især Solens og Lufttemperaturens Virkning til at opvarme Fordunstningsmaaleren, som er Aarsag til de misvisende Resultater, som den giver.

TREDIE KAPITEL.

Solstraalernes Gang gjennem Atmosfæren og deres Varmekraft.

115. Fra Solen udstraaler Varme til alle Kanter i Himmelrummet. Den straalende Varmes Gang gjennem Rummet forklarer man ligesom Lysets ved at tænke sig Straalingen som en Bølgebevægelse, der udbreder sig fra det straalende Legeme. Idet den fra Solen udgaaende Bølgebevægelse rækker til større og større Afstande fra denne, udbreder den udsendte Kraft eller Energi sig over større og større Kugleflader, og dens Virkning paa det enkelte Sted aftager i samme Grad, som disse voxer med Afstanden. Varmestraalernes Kraft er saaledes omvendt proportional med Kvadratet af Afstanden fra Solen, i den dobbelte Afstand Fjerdedelen $\left(\frac{1}{2\times 2}\right)$, i den tredobbelte Afstand Niendedelen $\left(\frac{1}{3\times 3}\right)$ o. s. v. Vi ved intet om nogen Forandring i Solens egen Varme og maa, ialfald indtil videre, blive staaende ved den Tanke, at den ikke forandrer sig merkeligt i Tidernes Løb.

Da Jorden i den aarlige Bane, den beskriver om Solen, ikke altid er lige langt fra denne, bliver der en Forskjel til forskjellige Tider af Aaret i den Varmekraft, som Solstraalerne har, naar de træffer Jorden. Lidt efter Jevndøgnstiderne har Jorden sin Middelafstand fra Solen. Ved Nytaarstid er den nærmest Solen, i Begyndelsen af Juli er den længst fra Solen. Disse Afstande er, som ovenfor (4) nævnt, 148.7, 146.2 og 151.2 Millioner Kilometer

og forholder sig som 1 til 0.9832 til 1.0168. Eller naar Solens Varmekraft ved dens Middelafstand fra Jorden lidt efter Jevndøgnstiderne sættes lig 1, saa er den ved Nytaarstid 1.0345 og først i Juli 0.9672, altsaa over 3 Procent større eller mindre end ved Middelafstanden, og Forskjellen mellem Nytaar og Juli er $6^3/_4$ Procent. Denne Forskjel kan godt merkes. Paa den sydlige Halvkugle, der har Sommer i Januar, brænder Solen paa samme Breddegrad merkelig sterkere end paa den nordlige Halvkugle i Juli, og det samme føles i Forskjellen mellem Varmen i Solen og i Skyggen. Men i Løbet af et Halvaar faar begge Halvkugler lige meget Solvarme, fordi Jorden, naar den er nærmere Solen, bevæger sig hurtigere, og langsommere, naar den er fjernere fra Solen. Den længere Varighed af den mindre Solvarme paa den nordlige Halvkugle opveier ganske den sterkere, men kortvarigere Solstraaling paa den sydlige Halvkugle.

116. Man har forsøgt paa forskjellige Maader at maale Solvarmen, men et rigtig paalideligt Instrument hertil har man endnu ikke fundet. Man lader Solen i en ganske kort Tid virke paa et Legeme og maaler den derved frembragte Øgning af dets Temperatur. Heraf søger man ved Beregning at finde den Varmemængde, som Solens Straaler paa Stedet afgiver til en vis Flade i en vis Tid. Efter Maalinger med hertil indrettede Instrumenter, der kaldes Aktinometre, i forskjellige Høider i Atmosfæren har man søgt at beregne Solens Varmekraft ved Atmosfærens yderste Grændse eller den Varmekraft, den vilde have paa Jorden, om denne ingen Atmosfære havde, og er kommet til den Slutning, at Solen i Middelafstand fra Jorden i et Minut kan opvarme en Kubikcentimeter Vand mindst 3 Grader, muligens noget mere, kanske indtil 4 Grader. Dens Varmekraft er saaledes 3—4 Gram-Kalorier (18) pr. Minut. Denne Størrelse kalder man Sol-Konstanten. At det er saa vanskeligt at finde den nøiagtigt ligger dels i Instrumenternes Ufuldkommenhed, dels i de høist foranderlige Tilstande i Atmosfæren, der til forskjellige Tider svækker Solstraalernes Varme i forskjellig Grad, uden at man kan komme dem rigtig paa Spor.

117. Vi skal nu forsøge at følge Solstraalernes Gang gjennem

Atmosfæren. Længden af den Vei, en Solstraale maa gaa gjennem Atmosfæren, beror paa dennes Høide og Solens Høide over Horizonten, og de Forandringer, Solvarmen undergaar paa Veien, beror paa Luftens Beskaffenhed i de forskjellige Luftlag.

118. Om Atmosfærens Høide eller Tykkelse ved vi ikke noget bestemt. Vi har ovenfor (14) lært at kjende en Grændse for Atmosfæren ved Ækvator i den Flade, som kaldes Jordens yderste Niveauflade. Vi har ingen Tegn, som tyder paa, at her er nogen atmosfærisk Luft. Beregninger viser, at den i Tilfælde vilde være af en aldeles forsvindende Tæthed.

Stjerneskud er smaa Legemer, som kommer fra Himmelrummet ind i Jordens Atmosfære. Deres kosmiske Hastigheder — Jorden gaar 4 geografiske Mil eller 29 Kilometer i Sekundet i sin Bane om Solen — bremses saa at sige af Atmosfærens Luft, og Legemets Hastighed aftager efterhaanden, dets levende Kraft formindskes, og den tabte levende Kraft virker som Varme, der bringer Legemet til at gløde. Til Varmedannelsen bidrager ogsaa Gnidningen mod Luften. Man har observeret Stjerneskud, som har begyndt at gløde i en Høide over Jorden af indtil 300 Kilometer. Da Glødningen først kan finde Sted, efterat Legemet har faret et længere Stykke gjennem Luften, kan vi heraf slutte, at der er Luft i en Høide af over 300 Kilometer. Gjennemsnitlig begynder Stjerneskuddene at gløde i en Høide af 100—200 Kilometer. Grændsen for Atmosfæren med en merkelig Lufttæthed kan saaledes sættes til noget over 300 Kilometer.

Nordlyset er en Lysning, som udgaar fra Atmosfæren. Dets Høide har vi noksaa liden Kundskab om. Man har sat Nordlysets største Høide til omkring 200 Kilometer.

Man har i de senere Aar iagttaget nogle Skyer, der lyste om Natten, og saaledes maatte befinde sig i store Høider. Temmelig sikre Bestemmelser af de lysende Natskyers Høide giver som Resultat 82 Kilometer i Gjennemsnit.

Observationer af Morgen- og Aftendæmringen fører til en Høide af omkring 60 Kilometer for det yderste Luftlag, der endnu er istand til at reflektere Sollyset. (Kap. 13, 501.)

Beregner vi Lufttrykket i forskjellige Høider, idet vi gaar

ud fra et Lufttryk af 760 mm. ved Havfladen og en erfaringsmæssig Aftagen af Luftens Temperatur med Høiden, finder vi, at Lufttrykket er omkring 200 mm. i 10 Kilometers Høide, omkring 40 mm. i 20 km., omkr. 8 mm. i 30 km., omkr. 1 mm. i 40 km., 0.2 mm. i 50 km., 0.04 mm. i 60 km., 0.003 mm. i 70 km., 0.0003 mm. i 80 km. Høide.

Luftens Temperatur aftager i det hele taget med Høiden. Den største Høide, fra hvilken man har Temperaturobservationer, er 18 Kilometer, og et selvregistrerende Termometer viste her — 67°. Hvorledes Luftens Temperatur forholder sig i større Høider, ved vi ikke, ligesaalidt som vi kjender Verdensrummets Temperatur. Det absolute Nulpunkt sætter man ved — 273°.

Støvet i Atmosfæren findes sikkert til en Høide af 30 Kilometer og rimeligvis saa høit som de 60 Kilometer, Dæmringen giver for Atmosfærens Høide.

De høieste Skyer, hvormed Meteorologien har at gjøre, sværer i en Høide af omkring 10 Kilometer.

119. Den Vei, som Solstraalerne har at vandre gjennem Atmosfæren, førend de naar Jordens Overflade, fører saaledes først gjennem tynd og ren Luft. Eftersom Straalerne nærmer sig Jorden, møder de paa sin Vei tættere og tættere Luft og større og større Mængder af Vanddampe, Kulsyre og Støv, foruden de Skyer, som saa ofte sværer i Atmosfæren. Virkningen af denne Stoffordeling i Luftlagene er flerfoldig. En Del af Solstraalernes Kraft optages eller absorberes af de Stoffer, som Luften indeholder, og opvarmer disse og Luften med dem. En Del af Kraften spredes derved, at Solstraalerne kastes tilbage eller reflekteres fra Stofferne i Luften. De opvarmede Dele af Luften straaler sin Varme ud mod det koldere Himmelrum og ned mod Jorden, og de reflekterede Straaler gaar den samme Vei. Saaledes taber Solstraalerne efterhaanden mere og mere af sin Kraft, før de naar Jorden.

120. Men ikke alle Slags Solstraaler lider lige stort Tab ved at gaa gjennem Atmosfæren. De Straaler, som Solen udsender, har ifølge Optiken forskjellige Svingetider og dertil svarende Bølgelængder. Man betegner Straalingens Art efter den Farve-

fornemmelse, den fremkalder i Synsorganet. De røde Straaler har den længste Bølgelængde, de blaa og violette den korteste. Et Billede af alle Arter Solstraaler stillede ved Siden af hverandre, saaledes som man faar det ved Brydning gjennem et Prisme eller ved Gjennemgangen gjennem et fint Gitter, kaldes et Solspektrum. De Straaler, som har den største Bølgelængde, brydes mindst, de, som har den korteste Bølgelængde, brydes sterkest. Udenfor den lysende Del af Spektret, som Øiet kan opfatte, har Solstraalingen en Del udenfor den røde Ende og udenfor den violette Ende. De første kaldes de ultrarøde, de sidste de ultraviolette Straaler. De ultrarøde Straaler, der ogsaa betegnes som mørke Varmestraaler, undersøges ved Hjelp af særegne Varmemaalingsinstrumenter og de ultraviolette, der ogsaa betegnes som kemiske Straaler, ved at man lader dem virke paa den fotografiske Plade. Det h v i d e Sollys er en samlet Virkning af samtlige Solspektrets Lysstraaler.

Nu viser de Forsøg, man har gjort, at Solstraalerne i den blaa Ende af Spektret ved Gjennemgangen gjennem Atmosfæren absorberes og reflekteres i høiere Grad end de øvrige, og at Straalerne i den røde Ende af Spektret slipper mindst svækkede igjennem. Jo høiere man kommer op i Atmosfæren, desto mere er der af de blaa Straaler, og Solen, seet fra Atmosfærens yderste Grændser, er mere blaa end den Sol, vi ser ved Jordoverfladen. Den dalende Sol er rød, fordi de blaa Straaler paa deres lange Vei gjennem Atmosfæren for en merkelig Del er absorberede og reflekterede, og den røde Del af Spektret bliver overveiende. De ultrarøde Straaler absorberes for en stor Del af den i Luften værende Vanddamp og Kulsyre og tjener derved til at opvarme Luften.

121. De forskjellige Slags Solstraaler har ikke lige stor Varmekraft. Ved Atmosfærens ydre Grændse findes den største Varmekraft hos de Straaler, der ligger mellem grønt og blaat. Naar Solen staar høit paa Himmelen, og Straalerne har kortere Vei gjennem Atmosfæren, har de gule Straaler den største Varmekraft, men naar Solen staar lavt, og Straalernes Vei er lang, er det de orangerøde Straaler, som fremkalder den største Varme.

122. Af Solstraalernes fulde Kraft faar saaledes Jordoverfladen kun en Del. Denne Del er forskjellig for de forskjellige Slags Solstraaler. Man regner, at i Gjennemsnit slipper s y v T i e n d e d e l e af Solstraalernes Kraft igjennem Atmosfæren, naar Solen staar i Zenit og skinner igjennem en skyfri Himmel lodret ned paa Jorden. Resten, tre Tiendedele, bliver absorberet og reflekteret.

123. Naar Solen staar i Zenit, har dens Straaler den korteste Vei gjennem Atmosfæren. Naar Solen staar lavere paa Himmelen, i en mindre Høide over Horizonten, og skinner paa skraa mod Jordoverfladen, har dens Straaler en længere Vei at gjennemløbe, før de naar Jordoverfladen. Er (Fig. 27) *AB* et Stykke

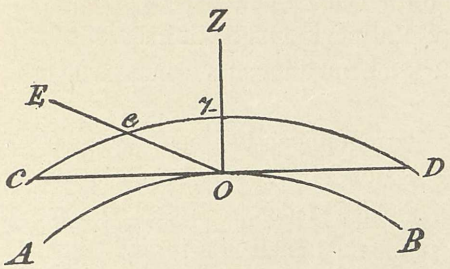


Fig. 27.

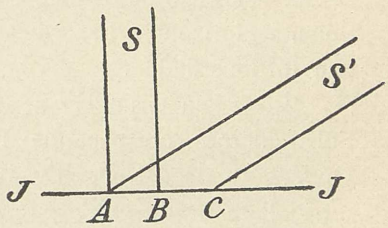


Fig. 28.

af Jordoverfladen, *CzD* Atmosfærens øverste Grændse, saa har en Straale, *ZO*, fra Solen, naar den er i Zenit, at gjennemløbe Veien *zO*, medens en skraa Straale *EO*, hvis Høide er *EOC*, har den længere Vei *eO*, og en Straale, der gaar horizontalt, naar Solen er i Opgang eller Nedgang, har den længste Vei *CO*. Jo længere Veien er, desto mere vil en Solstraale tabe af sin Kraft ved Absorption og Refleksion, og desto mindre Kraft vil den have, naar den kommer til Jordoverfladen. De blaa Straaler taber mest i Kraft, de røde mindst. Solen bliver rødere, jo lavere den staar, og Varmekraftens største Styrke flytter sig med den aftagende Solhøide fra de grønne til de røde Straaler, som ovenfor nævnt.

124. Naar Solstraalerne naar Jordens Overflade, beror deres opvarmende Virkning paa den Vinkel, under hvilken de træffer Jordoverfladen. En Straalebundt, *S* (Fig. 28), der falder lodret

mod Jordoverfladen, JJ, fra Solen i Zenit, opvarmer Fladen *AB*, medens en Straalebundt, S', af samme Tversnit som *S*, der falder paa Jorden paa skraa, altsaa naar Solen har en mindre Høide over Horizonten, har Fladen *AC* at opvarme. Denne er større end *AB* og bliver derfor, med samme Kraft af Solstraalerne, mindre opvarmet end *AB*. Naar Solen staar i Horizonten, ved Op- eller Nedgang, skinner den langs Jordoverfladen, og denne faar ingen Opvarmning. Solstraalernes opvarmende Evne paa en Fladeenhed af Jordoverfladen er saaledes beroende paa Solens Høide over Horizonten. Jo høiere Solen staar, desto kortere er den Vei, Solstraalerne har at gaa gjennem Atmosfæren, desto mindre taber de i Kraft og desto sterkere er deres Varmeevne ved Jordoverfladen. Straalerne fra Solen i Zenit har baade den største Varmekraft og den største Varmevirkning. Straalerne fra Solen i Horizonten har vel Varmekraft, men ingen Varmevirkning paa Jordoverfladen.

125. Paa Grundlag af disse Betragtninger har man beregnet Solstraalernes opvarmende Evne i Løbet af en Dag, fra Solens Opgang til dens Nedgang, til forskjellige Tider af Aaret og paa forskjellige Breddegrader, saavel om man tænker sig Jorden uden Atmosfære som med Atmosfære med forskjellig Evne til at formindske Solstraalernes Kraft. Fig. 29 viser nogle af Resultaterne af en saadan Beregning. Langs de horizontale Linier regnes Breddegraderne fra Nordpolen (90° til Venstre) til Ækvator (0°) og videre til Sydpolen (90° til Høire). Langs de vertikale Linier er afsat Solstraalernes Varmeevne paa Jordoverfladen, dennes Heldning mod Solstraalerne taget i Betragtning, for en Jord uden Atmosfære (Gjennemskinnelighed 1) og for en Gjennemskinnelighed for Solstraalerne af 7 Tiendedele, idet gjennemsnitlig 3 Tiendedele af deres Kraft regnes at tabes og 7 Tiendedele at blive igjen for en Straale, der kommer fra Solen i Zenit. De saaledes for hver 10. Breddegrad afsatte Punkter er forbundne med en krum Linie. De med $(_1)$ merkede Linier gjælder for Jorden uden Atmosfære, de med $(_{0.7})$ merkede for den nævnte Gjennemtrængningsevne af 7 Tiendedele. Som Enhed for Varmen er sat Varmesummen for en Dag med af Atmosfæren usvækket Solskin under Ækvator ved Jevn-

døgnstiderne og ved Solens Middelafstand fra Jorden. Saaledes er Maalestokken til Venstre at forstaa. Figuren viser Forholdet mellem de Varmemængder, de forskjellige Breddegrader modtager pr. Kvadratenhed til de forskjellige Tider af Aaret, som de krumme Linier gjælder for. Varmeværdierne i Figuren svarer til 458.37 Gange Solkonstanten (116). Sættes denne til 3, har vi at multiplicere Figurens Varmesummer for en Dag med 3×458.37 eller

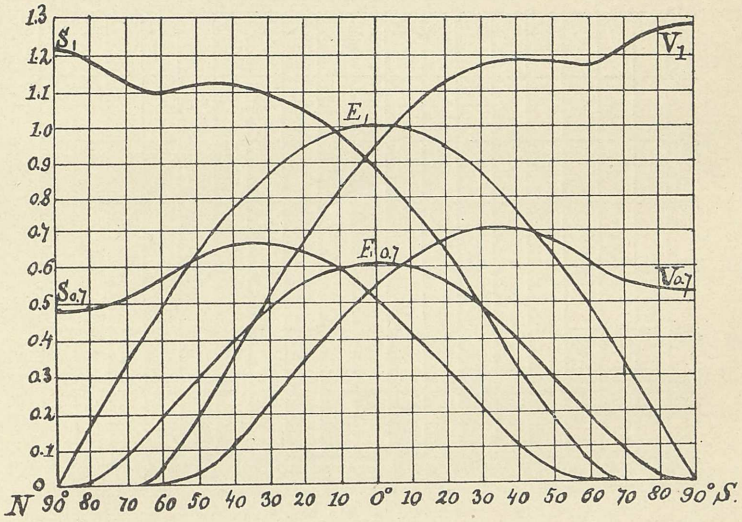


Fig. 29.

1375 for at faa det Antal Gram-Kalorier, som en Kvadratcentimeter af Jordoverfladen modtager fra Solen i en Dag, fra dens Opgang til dens Nedgang.

Af Figuren kan vi nu se følgende:

Ved Vintersolhverv (V_1 og $V_{0.7}$) vilde Jordoverfladen uden Atmosfære (V_1) i en Dag ved Sydpolen, 90° S, hvor Solen er oppe i 24 Timer, og da Jordens Afstand fra Solen kun er lidt mindre end i Perihelium, modtage den allerstørste Varmemængde (1.28). Ved den 60. Breddegrad S er Varmen noget mindre, men den har atter et Maximum ved 40° S Bredde, for derpaa at aftage indtil den nordlige Polarcirkel, hvor Solen ved Middag staar i Horizonten, og Varmen er Nul.

Atmosfærens Tilstedeværelse gjør heri store Forandringer. Sydpolen har et Minimum af 0.53 og Varmen har et Maximum af 0.7 ved 35° S. Bredde, hvorfra den aftager, indtil den bliver Nul ved den nordlige Polarcirkel. Ved Sydpolen er saaledes Varmen af Atmosfæren svækket i Forhold 1.28 : 0.53, eller man faar igjen 41 %, ved 40° Bredde 1.19 : 0.7 eller Rest 59 %, ved Ækvator 0.95 : 0.55 eller Rest 55 %. Ved den 60. nordlige Breddegrad er

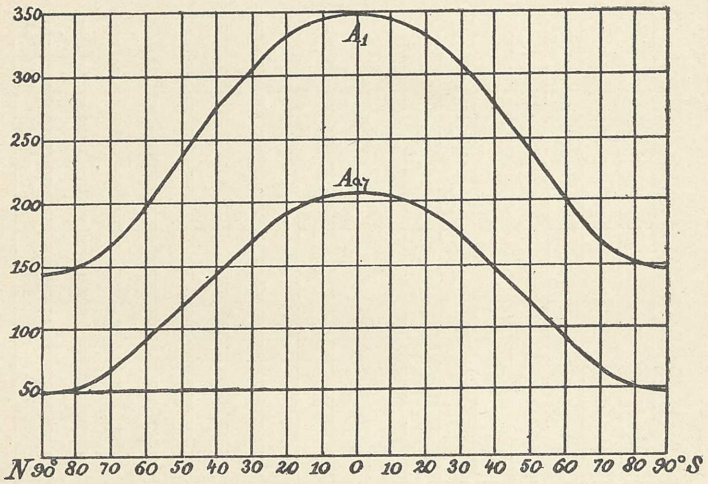


Fig. 30.

der næsten ingen Varme igjen paa Jorden af de 0.045, som kommer ind i Atmosfæren. Man ser heri Virkningen af Solens Høide og Dagens Længde.

Ved Jevndøgnene (E_1 og $E_{0.7}$) har Varmen sit Maximum ved Ækvator og sit Minimum (Nul) ved begge Polerne, hvor Solen staar i Horizonten. Ved Ækvator svækker Atmosfæren Varmen i Forholdet 1 : 0.6, Rest 60 %.

Ved Sommersolhverv (S_1 og $S_{0.7}$) har udenfor Atmosfæren (S_1) Nordpolen Maximum af Varme fra Solen. Der er et Minimum ved 63° N. Bredde og et mindre Maximum ved den 45. Breddegrad N. Herfra aftager Varmen til den sydlige Polarcirkel, hvor den er Nul.

Atmosfærens Virkning er, at der ved Nordpolen er et Minimum (0.49), ved 35° N. Bredde et Maximum (0.66) og ved den

sydlige Polarcirkel et Minimum (Nul). Den ved Atmosfærens Virkning svækkede Solvarme forholder sig til den usvækkede som ved Vintersolhverv.

Fig. 30 viser, hvorledes Solvarmen er fordelt i Gjennemsnit for hele Aaret paa de forskjellige Breddegrader. Maalestokken for Tallene er 1000 Gange saa stor som i Fig. 29.

Den øverste Linie A_1 gjælder for Jorden uden Atmosfære, den nederste $A_{0.7}$ for Jorden med Atmosfære. I begge Tilfælder ligger Maximum ved Ækvator og Minimum ved Polerne. Solstraalerne svækkes ved Ækvator i Forholdet 350 til 210, Rest 60 %, og ved Polerne i Forholdet 145 : 45, Rest 31 %.

126. Den af Atmosfæren absorberede Varme opvarmer Luften. Den reflekterede Varme kommer tildels Jorden tilgode, og dens Mængde kan være forholdsvis betydelig, navnlig naar Solen staar lavt. Ogsaa Varme, reflekteret fra Skyer, kan forhøie Solstraalernes Varmevirkning udover den, som den direkte Straaling bringer.

127. Hvis Solstraalingen alene betingede Luftvarmens Størrelse, vilde denne være den samme paa samme Breddegrad til samme Aarstid. Et hertil svarende Klima kalder man det solare Klima. Som vi senere skal se, er der foruden Solvarmen mange andre Betingelser paa Jorden, der træder i Virksomhed og gjør et Steds Klima tildels meget forskjelligt fra det solare Klima. Disse Betingelser, hvis enkelte Virkninger ikke lader sig beregne, gjør det umuligt at finde et Steds Klima ved Beregning. Det kan kun bestemmes ved Observationer.

FJERDE KAPITEL.

Luftens Temperatur.

128. Lufttemperaturens daglige Periode. Den daglige Erfaring lærer os, at i Almindelighed er det koldest om Morgenen og varmest en Stund efter Middag. Natten er koldere end Dagen. Luftens Temperatur har en daglig Periode, hvis Længde er 24 Timer eller et Døgn. Men Erfaringen lærer os ogsaa, at Temperaturens Stigen og Dalen i Døgnets Løb ikke foregaar paa samme Maade i det ene Døgn som i det andet. Nogle Dage er der større Forskjel mellem Temperaturen om Eftermiddagen og om Morgenen, andre Dage mindre, og det ikke alene til forskjellige Aarstider, men inden Løbet af nogle faa Dage. Der gives Dage, da den høieste og den laveste Temperatur ikke falder kort efter Middag og om Morgenen, men paa ganske andre Tider af Døgnet. Det kan være varmest om Natten og koldest om Dagen. Eller Luftens Temperatur kan være hele Døgnet igjennem i Stigende eller hele Døgnet igjennem i Synkende.

Der er altsaa, foruden de Aarsager, som fremkalder en regelmæssig Forandring af Luftens Temperatur i Døgnets Løb, jevnlig tilstede andre Aarsager, som skifter paa en anden Maade, og som forandrer og til sine Tider ganske udsletter den regelmæssige periodiske daglige Gang af Lufttemperaturen.

For at faa Tag i Loven for den regelmæssige daglige Gang maa vi derfor søge at faa frem Tal for Temperaturen til de forskjellige Tider af Døgnet, der er saa at sige renskede for Virkningen af de forstyrrende Aarsager. Det ligger nær at tænke

sig, at de forstyrrende Aarsager snart virker i den ene Retning, snart i den anden, snart opvarmende, snart afkjølende, og at disse modsatte Virkninger, naar man tager for sig et stort Antal Tilfælder, vil komme til at ophæve hinanden, saaledes at man faar den rene periodiske Gang tilbage.

De Forsøg, som Meteorologerne har gjort i denne Retning, har virkelig vist sig at føre til Maalet.

129. For at finde Loven for Temperaturens (eller et andet meteorologisk Elements) daglige Periode maa man have Observationer fra alle Tider af Døgnet. Mindst fra hver 3. Time, helst fra hver Time. Saadanne faar man nu lettest ved de selvregistrerende Apparater. Tager man nu for hver Time Middeltallet for en hel Maaned, saa faar man en Talrække, som i Regelen viser en tydelig, regelmæssig daglig Gang, med regelmæssige Stigninger og Dalinger uden Sprang. Jo flere saadanne Rækker man har til sin Raadighed for samme Sted og samme Maaned, desto skarpere vil Middeltallene af disse for hvert Klokkeslet udtrykke den daglige Periode i dens Renhed, fri for Virkningen af den uvedkommende Aarsager. Vi tager et Exempel fra Kristiania for Juli Maaned. Observationer fra de 7 Aar 1893 til 1899 paa Observatoriet med Termometeropstilling i en Wild'sk Hytte (**52**, Fig. 9) og Richards Termograf (**54**, Fig. 12) har givet følgende Middeltal. a. m. betyder før Middag, p. m. efter Middag. Stedets Middeltid.

Kl.	Temp.	A.	Kl.	Temp.	A.
1 a. m.	13.°26	— 3.°74	1 p. m.	21.°29	+ 4.°29
2 »	12.°87	— 4.°13	2 »	21.°34	+ 4.°34
3 »	12.°52	— 4.°48	3 »	21.°20	+ 4.°20
4 »	12.°55	— 4.°45	4 »	20.°87	+ 3.°87
5 »	13.°16	— 3.°84	5 »	20.°20	+ 3.°20
6 »	14.°29	— 2.°71	6 »	19.°38	+ 2.°38
7 »	15.°46	— 1.°54	7 »	18.°47	+ 1.°47
8 »	16.°74	— 0.°26	8 »	17.°21	+ 0.°21
9 »	17.°97	+ 0.°97	9 »	16.°02	— 0.°98
10 »	19.°16	+ 2.°16	10 »	15.°08	— 1.°92
11 »	20.°09	+ 3.°09	11 »	14.°38	— 2.°62
Middag.	20.°83	+ 3.°83	Midnat.	13.°74	— 3.°26

Sætter man disse Tal op paa Rudepapir, faar man et Billede som Fig. 31. Klokkeslettene er afsat horizontalt, og Temperaturerne fra den nederste Linie (12°—22°) lodret opad. De saaledes afsatte Punkter er forbundne med en krum Linie (en Kurve), der med et Blik viser Temperaturens daglige Gang. Man ser, med hvilken Regelmæssighed denne kommer frem.

Middeltallet af alle 24 Temperaturer er 17°. Dette er Juli Maaneds Normaltemperatur (154). Den daglige Periode kan ogsaa udtrykkes paa den Maade, at man tager Forskjellen mellem

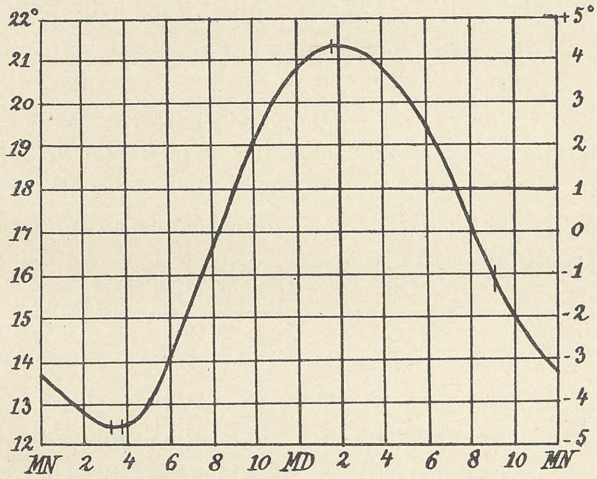


Fig. 31.

Temperaturerne for de enkelte Klokkeslet og Middeltemperaturen (17°), eller Afvigelsen fra Døgnets Middeltemperatur, og sætter op i Kurve. Disse Afvigelser staar i Rubriken A i Tabellen. Deres Maalestok staar paa høire Side i Figuren. Summen af de positive Afvigelser (+ 34.°0) og Summen af de negative Afvigelser (— 34.°0) er lige stor, og Middeltallet af alle Afvigelser er lig Nul. Deres gjennemsnitlige Størrelse er $\frac{68}{24}$ eller 2.°83. Dette kalder man den midlere Ordinat.

130. Af Figuren ser man, at den laveste Temperatur er 12.°4, og den indtræffer Kl. 3.45 min. a. m. Den høieste Temperatur er 21.°35, og den indtræffer Kl. 1.37 min. p. m. Amplituden er 21.°35 — 12.°4 eller 8.°95. Døgnets Middeltemperatur

(17 °) indtræffer Kl. 8.12 min. a. m. og Kl. 8.9 min. p. m. I Midten af Juli gaar Solen op i Kristiania Kl. 3.7 min. a. m. og gaar ned Kl 9.4 min. p. m. Den laveste Temperatur naaes saaledes noget efter Solens Opgang og den høieste Temperatur henimod et Par Timer efter Solens største Høide i Meridianen. Om Natten, fra Solens Nedgang til dens Opgang, er Temperaturen i Synkende, først sterkere, saa svagere. Om Morgenen naar den sit laveste Punkt nær Solopgang, stiger først langsomt, men om Formiddagen sterkere og ved Middag igjen langsommere, indtil den 1 til 2 Timer efter Middag naar sit Høieste og begynder at synke, og hermed fortsætter den til Solnedgang, da den synker raskt, og videre til Solopgang. Saadan er den normale Gang af Luftens Temperatur i den daglige Periode. Døgnets Middeltemperatur findes ved Ottetiden Morgen og Aften.

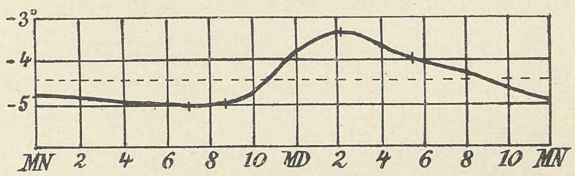


Fig. 32.

131. Fig. 32 viser Lufttemperaturens daglige Periode i Kristiania i Januar. Minimum, — 5.°0, falder Kl. 7 a. m., Maximum, — 3.°3, Kl. 2.7 min. p. m. Amplituden er 5.°0 — 3.°3 eller 1.°7. Solen staar op Kl. 8.49 min. a. m. og gaar ned Kl. 3.31 min. p. m. Middeltemperaturen for Januar er — 4.°4. Den naaes Kl. 10.36 min. a. m. og Kl. 9.0 min. p. m.

Temperaturen holder sig paa omkring — 5 ° til henimod Kl. 8 a. m. og er hele Natten fra Kl. 9 p. m. af mellem — 4.°4 og — 5 °. Om Dagen stiger den til lidt over en Grad over Døgnets Middeltemperatur.

132. I Juli er saaledes den daglige Periode meget mere fremtrædende end i Januar. I Juli er Amplituden 8.°95, i Januar kun 1.°7 eller 5 Gange mindre. I Juli er der 9 Timer 52 Minuter fra Morgenminimum til Eftermiddagsmaximum, i Januar kun 7 Timer og 7 Minuter. I Juli er i 11 Timer og 57 Minuter Tem-

peraturen høiere end Døgnets Middeltemperatur, i Januar er den kun i 10 Timer og 24 Minuter høiere. I Juli er Svingningen i Temperaturen omtrent lige stor om Natten som om Dagen. I Januar er den størst om Dagen og ringe om Natten.

133. Undersøger vi Lufttemperaturens daglige Periode paa forskjellige Steder paa Jorden, saa finder vi, at den ligesom i Kristiania væsentlig viser sig paa den Maade, at Temperaturen om Morgenen ved Solopgang er lavest, at den derpaa voxer med stigende Sol først langsomt, derpaa hurtigere om Formiddagen, saa langsommere ved og efter Middag, indtil den 1 til 3 Timer efter Middag naar sit Maximum. Efterat dette er naaet, synker Temperaturen, først langsomt, derpaa hurtigere, og forholdsvis hurtigt ved Solens Nedgang. Om Natten synker den langsommere og langsommere, indtil den ved Solopgang naar sit laveste og atter begynder at stige.

134. Den daglige Periode viser sig ikke lidet forskjellig paa de forskjellige Steder paa Jorden. Vi har seet, at der i Kristiania er en betydelig Forskjel paa Sommer og Vinter. Foruden en saadan af Aarstiden betinget Forskjel er der andre Forskjeller, betingede af Stedernes Beliggenhed, og som ogsaa ytrer sig i forskjellig Størrelse af Amplituden og forskjellige Tider for Minimums og Maximums Indtræden. Det vil for Forstaaelsen af Periodens Væsen være hensigtsmæssigt at se lidt nærmere paa dens Forhold paa forskjellige Steder.

I Batavia paa Øen Java, 6° S. Br., er den daglige Amplitude i Februar 4.°4, i August 7.°3. Februar har 20 Regndage med en Regnhøide af 364 mm., August har kun 6 Regndage med 47 mm. Regn.

I Trivandrum (9° N. Br.), Sydspidsen af Forindien, er Amplituden i Januar 8.°6, i Juli 4.°7. I Januar blæser tørre Landvinde med Klarveir. I Juni blæser Sydvestmonsunen med meget overskyet Himmel og Regn.

Over Atlanterhavet, i dets ækvatoriale Del, mellem Sydamerika og Afrika, er Lufttemperaturens daglige Periode næsten ens i alle Maaneder. Amplituden er kun 1.°5, Minimum Kl. 4 a. m. og Maximum omkring Kl. 1 p. m.

I det Indre af Australien, under Stenbukkens Vendecirkel (23½° S. Br.), har man fundet en Amplitude af over 12°.

I Nukuss (42° N. Br.) ved Amu-Darja Floden, søndenfor Aralsjøen, har man i det tørre Klima en daglig Amplitude i Juni af 12°.

I Ørkenen Gobi (45° N. Br.) og i Sahara (22°—23° N. Br.) har man i Vintertiden havt Frost om Morgenen ved Solopgang og 20° Varme ved Middagstider.

Paa Pamirplateauet i det Indre af Asien (37° N. Br.), i en Høide af 5 000 Meter over Havet, kan den daglige Amplitude gaa op til over 25°.

Ved Lone Pine i Californien, i en Høide af 1 260 Meter over Havet, var i Tiden fra den 15. August til den 5. September 1881 Middeltemperaturen 20.°9, Lufttrykket 663 mm. og Temperaturens daglige Maximum 31.°1, Minimum 11.°6, altsaa Amplituden 19.°5. Damptrykket var 5.4 mm. og den relative Fugtighed 33 Procent. Luften var altsaa varm og tør og Jordbunden at regne for en Ørken.

Paa Klippebergenes Plateau i Nordamerika, under 35°—42° N. Br., i en Høide af 1 500—1 600 m. har man i Juli Maaned en Amplitude af over 24°. I Arizona har man havt indtil over 40°.

I Valentia i det vestlige Irland (52° N. Br.), ved Atlanterhavets Bred, er Amplituden i Januar 1.°1, i Juli 3.°4.

I Barnaul i Sibirien (53° N. Br.) er Amplituden i Januar 5.°5, i Juli 10.6.

I Hamburg (53.°5 N. Br.) indtræffer i Januar den laveste Temperatur (— 1.°4) Kl. 7.50 min. a. m. og den høieste (0.°3) Kl. 2.40 min. p. m. Amplituden er 1.°7. I Juli har man Minimum (13.°7) Kl. 4½ a. m., Maximum (19.°5) Kl. 2½ p. m. og Amplituden 5.°8.

Ved Cap Hoorn (55° S. Br.) er i Januar (Sommermaaned) Amplituden 5.°1, i Juli (Vintermaaned) 2.°7.

I Bergen (60° 23′ N. Br.) har man i Januar den laveste Temperatur (0.°9) Kl. 7½ a. m. og den høieste (1.°8) Kl. 1.50 min. p. m., Amplitude 0.°9. I Juli kommer Minimum (12.°4)

Kl. 3.50 min. a. m. og Maximum (16.°6) Kl. 2 p. m. Amplitude 4.°2.

I Fort Rae (62° 39′ N. Br.) ved den store Slavesjø i det nordlige Canada var under en Kuldeperiode med et for Stedet høit Lufttryk (759 mm.), en Middeltemperatur af — 24°, et Damptryk af 0.52 mm., en relativ Fugtighed af 82 Procent og et Skydække af 1.2 i Dagene den 23. til 27. Marts 1883 den daglige Amplitude 10.°9.

Med samme Længde af Dagen som i Exemplet fra Fort Rae fandt Nansen i det Indre af Grønland, under den 64. Breddegrad, i en Høide af 2 500 Meter, under et Lufttryk af 549 mm., en Middeltemperatur af — 32°, et Damptryk under 0.3 mm. og et Skydække af 1.8, i Dagene den 11. til 15. September 1888 en Amplitude af 23°.

Paa Grønlands Indlandsis fandt Nansen i August og September 1888 følgende Amplituder. Paa klare Dage 11.°3, paa skyede Dage 11.°2, paa overskyede Dage 5.°2, paa Regndage 0.°8, paa Snedage 5.°9. I en Høide af 0 til 1 000 m. 3.°2, i 1 000—2 000 m. 6.°9, i 2 000—2 500 m. 13.°7.

I det Norske Hav, mellem Island, Norge og Spidsbergen, er den daglige Amplitude i Sommermaanederne 0.°9. Den laveste Temperatur er gjennemsnitlig at finde Kl. 4 a. m., den høieste Kl. 1 p. m.

I Vardø (70° 22′ N. Br.), som har Mørketid fra Slutten af November til Slutten af Januar, er der i denne Tid ingen daglig Periode i Luftens Temperatur. Fra Dag til Dag synker Døgnets Middeltemperatur gjennemsnitlig uden regelmæssig periodisk Forandring. Om Sommeren, naar Solen hele Døgnet er over Horizonten, er der en daglig Periode. I Juli har man paa Vardøhus den laveste Temperatur (7.°2) allerede Kl. 1.29 min. a. m. og den høieste Temperatur (10.°7) Kl. 2.49 min. p. m. Amplitude 3.°5.

I det Sibiriske Ishav, hvor «Fram» drev fra 1893—1896, er der ingen anden daglig Periode af Lufttemperaturen i Mørketiden, end at Natten er et Par Tiendedele af en Grad mindre kold end Dagen. I Juli Maaned er i denne Isørken Amplituden om-

kring 1 Grad. Lavest Temperatur tidlig om Morgenen, høiest Kl. 1 p. m. Havet dækket af Is og Solen paa Himmelen hele Døgnet. I April er Amplituden over 3°.

Paa Toppen af Sonnblick (48° N. Br.) i de østerrigske Alper, i en Høide af 3 100 m., har Lufttemperaturen om Vinteren sit Minimum Kl. 4—5 a. m., sit Maximum Kl. 2—3 p. m. og Amplituden 1.°1 Om Sommeren Minimum Kl. 4—5 a. m., Maximum Kl. 3—4 p. m. og Amplituden 2.°2.

I det 940 m. mægtige Luftlag i den frie Luft under Sonnblicks Niveau har man ved Beregning fundet, at om Vinteren indtræder Minimum Kl. 6 a. m. og Maximum Kl. 2 p. m. Amplituden er 1.°0. Om Sommeren falder Minimum Kl. 3 a. m., Maximum Kl. 4 p. m. og Amplituden er 2.°8.

135. Disse Exempler viser, hvor forskjellig Lufttemperaturens daglige Periode kan være paa forskjellige Steder. Fælles for alle er en Opvarmning af Luften fra Solopgang til over Middag og en Afkjøling om Eftermiddagen og Natten.

Til Forklaring af Perioden maa vi saaledes søge at udfinde Aarsagerne til denne Opvarmning og Afkjøling.

136. Da Perioden ikke kommer frem i Mørketiden, naar Solen ikke kommer over Horizonten, er det klart, at det er Solens Varme, som fremkalder Luftens Opvarmning. Denne begynder ved Solens Opgang, den stiger med stigende Solhøide, og den aftager med den dalende Sol.

Vi har ovenfor (119—124) seet, at Solstraalerne ved at gaa gjennem Atmosfæren for en Del reflekteres og absorberes og derved opvarmer Luften. Denne Absorption er desto sterkere, jo længere Vei Solstraalerne har at gaa gjennem Luften, eller jo lavere Solen staar, desto mere har dens Straaler tabt af sin Varmekraft, desto svagere er den Opvarmning, den kan give. Men denne mere ligefremme Virkning af Solstraalerne kan ikke være synderlig stor, thi vi saa, at den frie Luft kun har en ubetydelig daglig Periode.

137. Naar Solstraalerne træffer Jordens Overflade, er Virkningen heraf forskjellig efter de Legemers Art, som de træffer. For en Del reflekteres Solstraalerne og vender tilbage til Atmo-

sfæren, for en Del trænger de ind i Jordoverfladen og udøver sin Virkning i denne. Det er især den faste Jordoverflade og den flydende Del af Jordoverfladen, som viser de største indbyrdes Forskjelligheder baade med Hensyn til Refleksion og Optagning af Solstraalerne.

Solstraalerne, som træffer den faste Jord, reflekteres for en Del fra denne, især fra blanke Flader. Til saadanne hører blanke Mineraler, blanke Blade, Sne. Men den største Del af Solstraalerne trænger ind i den faste Jordoverflade, absorberes af denne og opvarmer den. Herfra forplanter Varmen sig ved Ledning til de underliggende Jordlag, hvis disse er koldere end Overfladen. Disse Lag faar saaledes en daglig Temperaturperiode, men denne rækker ikke længere ned end til en Meters Dybde, og dens Amplitude er ikke stor i de Jordoverfladen nærmeste Lag. Selve Overfladen derimod kan under Solskin blive sterkt opvarmet.

Naar Solstraalerne træffer en Vandflade, reflekteres en stor Del tilbage til Atmosfæren, og det desto mere, jo mere skraat Straalerne falder. En anden Del af Straalerne brydes og trænger ned i Vandet. Herved absorberes de af Vandet og opvarmer dette, men langsomt, da Vandet har en stor Varmekapacitet (18). Opvarmningen af Overfladen har til Følge, at den befordrer Vandets Fordunstning. Hertil medgaar (32) en stor Mængde Varme, og Vandoverfladen opvarmes langsomt og svagt i Sammenligning med den Opvarmning, som den faste Jords Overflade faar af Solstraalerne.

138. I Jordoverfladens Opvarmning har vi saaledes en Varmekilde for Atmosfærens Opvarmning. Under Solstraalernes Virkning er Jordoverfladen, navnlig den faste Jord, meget varmere end Atmosfæren, som hviler paa den. I Ørkenerne kan Jordoverfladen blive opvarmet indtil over 80°. Fra Jordoverfladen forplanter Varmen sig ved Ledning og Straaling til Atmosfæren. Men Luften er en slet Varmeleder, og denne Ledning gaar langsomt og kan ikke give nogen synderlig sterk Opvarmning. Med den Varme, som straaler ud fra Jorden gjennem Luften, forholder det sig paa en særegen Maade. Varmestraalerne fra Solen, som opvarmer Jordoverfladen ved Absorption, gaar derved over til ultra-

rød eller mørk Varme (120). Saadan Varme vil, naar den straaler ud gjennem Atmosfæren, absorberes i ikke ringe Grad af dennes Vanddamp og maaske hovedsagelig af dens Kulsyre, og den tjener saaledes til at opvarme Luften, navnlig dens lavere Lag. Ogsaa denne Opvarmning forslaar lidet.

139. Den Maade, som Atmosfæren om Dagen opvarmes paa, er hovedsagelig ved op- og nedgaaende Strømninger i Atmosfæren. Man kalder denne Virksomhed for K o n v e k t i o n, det er Flytning af Luftmasser.

Jordoverfladen bliver, som vi har seet, opvarmet af Solstraalerne, men de forskjellige Dele af Jordoverfladen bliver mere eller mindre sterkt opvarmede efter Overfladens Beskaffenhed. Over de Steder, som bliver sterkest opvarmede, vil de nederste Luftlag blive sterkere opvarmede, ved Ledning og Straaling fra Jordoverfladen, end Luftlagene over de Steder, som bliver mindre sterkt opvarmede. Ved Opvarmningen faar Luften en større Spændkraft (26) og udvider sig. Denne Udvidelse sker opad, thi nedad sætter Jorden og til Siden de andre Luftsøiler en Hindring derimod. De varmeste Luftlag udvider sig mest, de mindre varme mindre. Luftlagene løftes, og de Luftlag, der tilhører de varmeste Luftsøiler, løftes mere end de mindre opvarmede. Er i Fig. 33 *JJ* Jordens Overflade, saa vil, naar denne overalt har samme Temperatur, og der er Ligevægt i Atmosfæren, Lufttrykket være lige stort i alle Punkter i en Niveauflade, f. Ex. i den horizontale Flade *NN*. Bliver nu Luften opvarmet mere i Luftsøilerne *M* end i Luftsøilerne *m*, saa vil de Luftpartikler, som oprindelig befandt sig i Høiden *N*, i de varmere Luftsøiler *M* være løftet til *M'*, medens de i de mindre opvarmede vil løfte sig mindre, til *m'*. I Niveaufladen *NN* er der altsaa kommen mere Luft over den i *M* end i *m*, og Lufttrykket i denne

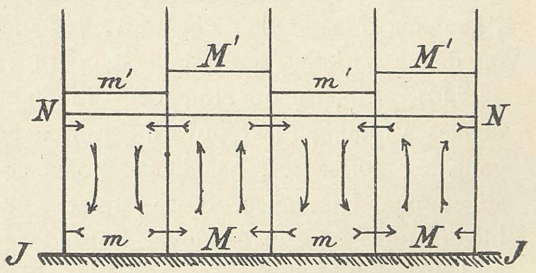


Fig. 33.

Niveauflade bliver større i Luftsøilerne *M* end i *m*. Som Følge af dette Overtryk strømmer der Luft fra *M'* til *m'*. Men derved faar ved Jordoverfladen, hvor oprindelig Lufttrykket var det samme i *M* og *m*, nu efter Opvarmningen de varmere Partier *M* mindre Luft over sig end de mindre varme Partier *m*, og Lufttrykket ved Jordoverfladen bliver mindre i *M* end i *m*. Derved kommer her i de nederste Luftlag Luften til at strømme fra *m* til *M*. I *m* er oventil en Indstrømning af Luft og nedentil en Udstrømning, i Luftsøilen *m'm* opstaar en nedstigende Luftstrøm. I *M* er der nedentil en Indstrømning, oventil en Udstrømning af Luft, i Luftsøilen *M* opstaar en opstigende Luftstrømning. Den koldere Luftmasse *m* stiger ned, den varmere *M* stiger eller trykkes op. Den ulige sterke Opvarmning af Jordoverfladen fremkalder saaledes Rækker af op- og nedstigende Luftstrømme.

140. Vi har ovenfor (27) seet, at Luften, naar den stiger tilveirs, kommer under et mindre Tryk og udvider sig og derved afkjøles, og at den, naar den synker, kommer under et større Tryk og derved sammentrykkes og opvarmes. De opstigende Strømme fører den varmeste Luft op i Høiden, og de høiere Luftlag bliver varmere end de var før, men fremdeles koldere end Luften ved Jordoverfladen. De nedstigende Strømme fører den koldere Luft ned til Jordoverfladen, hvor den yderligere opvarmes ved Berøring med Jorden og gaar over i de opstigende Strømme. Paa denne Maade sker det, at Luften gjennemvarmes om Dagen, og denne Virkning kan naa helt op til 1 000 Meters Høide.

141. Solens opvarmende Virkning paa Jordoverfladen og dennes Virkning til at opvarme Luften begynder ved Solens Opgang og fortsættes, saa længe Solen er oppe. Jo høiere Solen stiger paa Himmelen, desto sterkere er dens Virkning. Denne bliver større og større udover Formiddagen, naar sit høieste ved Middag og bliver mindre og mindre udover Eftermiddagen. Ved sterkt Solskin ser man, hvorledes Luften over opvarmede Flader er i en dirrende Bevægelse. Det er de op- og nedstigende Strømme med Luft af ulige Tæthed, som frembringer denne Ujevnhed. Virkningen af denne Uro ser man ogsaa ofte paa Termografen, som ved sterkt Solskin om Formiddagen, naar Temperaturen

stiger raskest, skriver en ziksakformet Linie, der tilkjendegiver, hvorledes Luftens Opvarmning sker stødvis eller rykkevis ved de op- og nedstigende Strømme, der snart er sterkere, snart svagere, eftersom Solvirkningen paa Jordbunden vexler.

142. De øvre Luftlag er i Regelen koldere end de nedre og koldere end Jordoverfladen, og Himmelrummet udenfor Jorden er meget koldt. Fra Jordoverfladen straaler derfor altid Varme ud mod Atmosfæren og Himmelrummet. Denne Udstraaling er desto sterkere, jo varmere Jordoverfladen er. Mellem Opvarmningen af Solen og Udstraalingen er der i Døgnets Løb en stadig Kamp. Om Formiddagen vinder Opvarmningen med den stigende Sol. Ved Middag, naar Solen er høiest, er fremdeles Opvarmningen sterkere end den Afkjøling, som Udstraalingen af Varmen medfører. Efter Middag bliver Opvarmningen mindre, men fremdeles større end Afkjølingen ved Udstraaling. En Time eller to, stundom tre, efter Middag er Virkningen af Opvarmningen sunket saavidt, at den bliver lige stor som Virkningen af Udstraalingen. Da hører Temperaturen op at stige og naar sit Maximum. Senere paa Eftermiddagen bliver Opvarmningen mindre og mindre, medens Udstraalingen fremdeles fortsætter, om end i noget svagere Grad, og Temperaturen synker. Ved Solens Nedgang er det forbi med Opvarmningen, og Udstraalingen er ene virkende. Den opvarmede Jordoverflade afkjøles først raskere, dernæst, naar den selv er bleven koldere i Løbet af Natten, langsommere, indtil Solen er staaet op, og Opvarmningen atter begynder og vinder Overhaand over Udstraalingen. Da naar Temperaturen sit Minimum.

143. De ovenfor givne Exempler viser, hvorledes Amplituden af Lufttemperaturens daglige Periode er forskjellig under forskjellige Forhold, efter Beskaffenheden af de Luftlag, som Solstraalerne gaar igjennem og efter Beskaffenheden af den Jordbund, som Solstraalerne træffer. Jo høiere Solen kommer paa Himmelen, desto kraftigere virker dens Straaler, og desto større er Opvarmningen om Dagen. Amplituden er større om Sommeren end om Vinteren (Kristiania, Cap Hoorn, Barnaul, Valentia, Hamburg, Bergen, Vardø, Nord-Polhavet, Sonnblick, den frie Luft). — I de tropiske Egne er Solen om Middagen høiere end i de tem-

pererede og kolde Zoner, og Amplituden er i det hele taget i de første større end i de sidste (Batavia, Trivandrum — Vardø). — Landjorden opvarmes raskere og sterkere af Solen og udstraaler Varmen raskere end Havfladen. Indlandet faar en større Amplitude end Kysten og Havet (Barnaul — Hamburg, Valentia; Hamburg, Bergen — det ækvatoriale Atlanterhav, det norske Hav). Polaregnene, hvor der i Vinterens Mørketid ingen udpræget Periode er, har om Sommeren, da Solen kun forandrer sin Høide lidet i Døgnets Løb, og da Solvarmen forbruges til at smelte Is, en yderst ringe Amplitude. Klart Veir giver en større Amplitude. Skyet eller overskyet Veir en mindre. Skyerne stænger paa den ene Side Solstraalerne ude fra at naa Jordoverfladen med fuld Kraft og virker som en Skjærm, der hindrer Varmens Udstraaling til Atmosfæren og Himmelrummet. De kaster den udstraalede Varme ned igjen til Jorden. Et Skylag hindrer saaledes Opvarmning om Dagen og Afkjøling om Natten (Batavia, Trivandrum, Lone Pine, Grønland). Indlandet har i det hele taget klarere Veir end Kysterne. Dette hjelper ogsaa til at give Indlandet en større Amplitude end Kysten. Høisletter modtager Solstraalerne og udstraaler Varmen i en tyndere Luft end Havfladen og faar en merkelig stor Amplitude (Pamir, Lone Pine, Arizona, Grønland). Ørkenerne ophedes sterkt om Dagen og udstraaler sterkt om Natten. Deraf deres store Amplitude (Nukuss, Australien, Gobi, Sahara). Sneørkener faar, især naar de ligger høit, en stor Amplitude Høst og Vaar, da der bliver størst Forskjel paa Opvarmningen om Dagen og den sterke Udstraaling i den tynde og tørre Luft om Natten fra Snefladen (Grønlands Indre i Modsætning til Fort Rae). Man kan saaledes gjøre sig Rede for de vigtigste samtidig virkende Aarsager til en større eller mindre daglig Amplitude af Luftens Temperatur. Men til at beregne dens Grad-Størrelse paa de forskjellige Steder og til de forskjellige Tider efter de forhaandenværende Omstændigheder med nogen Nøiagtighed forslaar vore Kundskaber ikke.

144. Tager man for en Maaned Middeltallet af de daglige Observationer med Maximumtermometer og med Minimumtermometer og Forskjellen mellem disse, faar man den saakaldte

aperiodiske Amplitude. Denne er altid større end den, man udregner efter Maanedsmiddeltallene af timevise Observationer.

145. **Døgnets Middeltemperatur.** Tager man Middeltallet af de 24 Observationer af Luftens Temperatur, som er gjort med en Times Mellemrum gjennem hele Døgnet, faar man Døgnets Middeltemperatur. Man faar dette Tal med saagodtsom samme Nøiagtighed, om man tager Middeltallet af Observationer, der er gjort med to Timers eller tre Timers Mellemrum.

146. **Maanedens Middeltemperatur.** Tager man Middeltallet af Døgnets Middeltemperaturer for alle Dage i en Maaned, saa faar man Maanedens Middeltemperatur. Eller man faar det samme, naar man først tager Middeltallet af Observationerne i hele Maaneden for hvert Observationsklokkeslet (med 1, 2 eller 3 Timers Mellemrum) og derpaa tager Middeltallet af Middeltemperaturen for disse Klokkeslet.

147. Det er kun paa forholdsvis faa Steder, at man har Leilighed til at faa Observationer fra alle Dele af Døgnet. Nu for Tiden benytter man hertil selvregistrerende Termografer. Paa de fleste meteorologiske Stationer gjør man Observationer kun til nogle faa bestemte Tider (Terminer) om Dagen, sædvanligvis om Morgenen, efter Middag og om Aftenen. Af disse Observationer søger man ved Beregning at finde Maanedens Middeltemperatur. Naar man kjender Lufttemperaturens daglige Periode for en Maaned, ved man deraf, hvor meget Middeltemperaturen for Maaneden er høiere eller lavere end Middeltemperaturen for et bestemt Klokkeslet, og kan af den sidste beregne den første. F. Ex. i Kristiania er i Juli Middeltemperaturen Kl. 8 Morgen (129) 0.°26 lavere end Døgnets Middeltemperatur. Middeltallet af alle 31 Observationer for Kl. 8 Morgen i Kristiania i Juli 1899 var 19.°51. Dette Tal er altsaa at regne for at være 0.°26 lavere end Middeltemperaturen for Juli, og denne beregnes derefter at være 19.°51 + 0.°26 eller 19.°77. En lignende Beregning for Kl. 2 p. m. giver 25.°15 — 4.34 eller 20.°81 og for Kl. 8 p. m. 19.°85 — 0.°21 eller 19.°64. Middeltallet $^1/_3$ (19.77 + 20.81 + 19.64) af disse Tal er 20.°07. Det rigtige Tal, der er fundet af alle timevise Observationer (31 × 24) er 20.°01. Den beregnede Mid-

deltemperatur er saaledes efter Observationerne Kl. 8 a. m. 0.°24 for lav, efter Observationerne Kl. 2 p. m. 0.°80 for høi, og efter Observationerne Kl. 8 p. m. 0.°37 for lav. I Middeltal er den beregnede Middeltemperatur for Juli 1899 kun 0.°06 for høi. Juli Maaneds normale Middeltemperatur er for Kristiania 17.°0. Juli var saaledes i 1899 meget varm. Den daglige Amplitude var 10.°9, medens den normale kun er (130) 8.°95. I 1892 var Middeltemperaturen for Kristiania for Juli 16.°9, altsaa kun 0.°1 lavere end den normale. Observationerne gav i Middel for Maaneden:

	For Kl. 8 a. m.	Kl. 2 p. m.	Kl. 8 p. m.	Middel.
	16.°5	21.°5	17.°2	18.°4
Reduktion	+ 0.°26	— 4.°34	— 0.°21	— 1.°42
Maanedsmiddel	16.°76	17.°16	16.°99	16.°98

Det beregnede Maanedsmiddel, 16.°98, er 0.°08 for stort. Tages kun Observationerne Morgen og Aften, faar man Middeltemperaturen ½ (16.°76 + 16.°99) eller 16.°88, der stemmer næsten ganske med den rigtige. Amplituden er 9.°1, altsaa nær den normale, 8.°95.

148. Rettelserne (Reduktionerne, Korrektionerne) til Maanedens Middeltemperatur er forskjellige, ikke alene for de forskjellige Klokkeslet og de forskjellige Maaneder, men ogsaa for de forskjellige Steder, overensstemmende med Forskjellighederne i den daglige Periode.

149. Naar man skal beregne Maanedernes Middeltemperatur af nogle faa Observationer hver Dag, bliver der Spørgsmaal om, hvilke Klokkeslet man helst bør vælge til Observationsklokkeslet eller Terminer. I nogle Lande bruger man Kl. 6 a. m., Kl. 2 p. m. og Kl. 10 p. m. Disse Klokkeslet ligger jevnt fordelte i Døgnet med 8 Timers Mellemrum, og Middeltallet af de ved dem gjorte Observationer giver en Værdi for Maanedens Middeltemperatur, der er meget nær den sande. I Norge og nogle andre Lande observeres Kl. 8 a. m., Kl. 2 p. m. og Kl. 8 p. m. Af disse Klokkeslet er Kl. 2 alene lidet gunstigt til en nøiagtig Beregning af Middeltemperaturen, da den ligger nær Tiden for Temperaturens Maximum. Reduktionen fra Kl. 2 til Middel-

temperaturen bliver altid forholdsvis betydelig og dens gjennemsnitlige Størrelse ikke altid passende for den enkelte Maaned. Derimod er Observationen Kl. 2 skikket til at give Oplysning om Amplitudens Størrelse, naar man sammenligner den med Observationerne Kl. 8 Morgen og Aften eller med Minimumtemperaturen, observeret efter et Minimumtermometer. En saadan Beregning giver for Juli 1899 i Kristiania Kl. 2 25.°15, Kl. 8 a. m. 19.°51; Forskjel 5.°64; Kl. 8 p. m. 19.°85, Forskjel 5.°30. Da Middeltemperaturen ligger nær Temperaturen Kl. 8 Morgen og Aften, bliver Temperaturen Kl. 2 omkring 5½ Grad høiere end Middeltemperaturen og Amplituden omkring det dobbelte heraf eller 11 Grader. Forskjellen mellem Temperaturen Kl. 2 og Minimumtemperaturen er 25.°15 minus 14.3 eller 10.°85. Den sande Amplitude er 10.°9. Temperaturen Kl. 8 eller 9 Morgen og Aften ligger i Regelen meget nær Middeltemperaturen og er saaledes bedst skikket til deraf at beregne denne.

150. For meteorologiske Stationer, paa hvilke der kun observeres paa 3 bestemte Klokkeslet om Dagen, har Meteorologkongressen i Wien (1873) anbefalet følgende Klokkeslet og Observationer som dem, der tilsammen giver de bedste Maanedsmiddeltemperaturer. De er opførte i den Orden, at deres Middeltal giver den sande Værdi for denne desto nøiagtigere, jo høiere de staar i Rækken. a er Formiddag, p Eftermiddag.

6 a	2 p	10 p	
7 a	2 p	10 p	
7 a	1 p	9 p	
7 a	2 p	9 p	
8 a	2 p	8 p	og Minimum.
9 a	3 p	9 p	- —»—
10 a	4 p	10 p	- —»—
8 a		8 p	
9 a		9 p	
10 a		10 p	

Det ligefremme Maanedsmiddeltal af Observationerne ved disse Klokkeslet (og af Minimum) giver, som det er vist i de ovenstaaende Exempler, ikke ganske nøiagtigt det rigtige Maanedsmiddel, men trænger en Rettelse til dette. Denne Rettelse kan man, som vist, finde, naar man kjender den tilsvarende daglige Periode for Stedet og Maaneden. Rettelserne bliver i Regelen smaa.

151. I flere Tilfælder vil det være hensigtsmæssigt at forbinde Observationerne for de forskjellige Terminer paa en anden Maade end ved at tage det ligefremme Middeltal af dem. Saaledes kommer man ofte det sande Maanedsmiddel meget nær ved at tage Summen af Observationerne Kl. 7 a, 2 p og 2 Gange 9 p og dividere denne Sum med 4. Istedetfor at tage det ligefremme Middeltal af Observationerne Kl. 8 a, 2 p, 8 p og Minimum (maalt med Minimumtermometer) og tilføie en fast maanedlig Rettelse, kommer man tildels det sande Maanedsmiddel nærmere ved at tage Summen af Maanedsmedierne for Kl. 8 a, 2 p og 8 p og dividere med 3 og derfra trække Forskjellen mellem dette sidste Middeltal og Middel af Minimumtemperaturerne for Maaneden (Min.), denne Forskjel multipliceret med en Faktor (k). Dette kan udtrykkes saaledes, naar m er det rigtige Maanedsmiddel:

$$n = {}^1/_3\,(8\text{ a} + 2\text{ p} + 8\text{ p})$$
$$m = n - k\,(n - \text{Min.}).$$

For de Steder, hvor man kjender det sande Maanedsmiddel efter timevise Observationer eller Termograf, kan Værdien af Faktoren k beregnes for hver Maaned. I Mørketiden, da der ingen daglig Periode er i Temperaturen, giver hver enkelt Terminobservation en ligeværdig Værdi for Døgnets Middeltemperatur, og man tager simpelthen Middeltallet af dem. Den med Minimumtermometer maalte Minimumtemperatur kan her ikke medtages til Beregningen af Døgnets Middeltemperatur, da den paa de enkelte Dage kan falde til høist forskjellige Klokkeslet. Dette er det samme som, at Faktoren k er lig Nul i Mørketiden. Det norske meteorologiske Institut beregner Maanedsmiddel af Luftens Temperatur efter den ovennævnte Formel med Faktoren k. Alle

de nævnte Maader at beregne Middeltemperaturen paa er anvendelige paa Maanedsmiddeltal, men ikke paa Middeltemperaturen for et enkelt Døgn. Thi i det enkelte Døgn kan Temperaturen forandre sig paa en ganske anden Maade end efter den regelmæssige daglige Periode.

152. Til Bestemmelsen af Døgnets eller Maanedens Middeltemperatur kan man ogsaa benytte Observationer med Maximum- og Minimumtermometret. Tager man Middeltallet af disse, faar man et Tal, der er temmelig nær det rigtige Dags- eller Maanedsmiddel. Da imidlertid Døgnets høieste Temperatur i Almindelighed er noget høiere over Middeltemperaturen end Døgnets laveste Temperatur er under samme, faar man paa denne Maade en noget for høi Værdi, især i Vintermaanederne. Feilen er dog gjerne kun en Brøkdel af en Grad. Dens gjennemsnitlige Størrelse kan findes, naar man kjender det sande Maanedsmiddel efter timevise eller Termografobservationer.

153. For de Hovedstationer, hvor man ved timevise Observationer eller Termografer kan finde Døgnets og Maanedens sande Middeltemperatur, kan de ovenomtalte Rettelser til Maanedsmiddel eller Størrelsen af Faktoren k findes ved simpel Beregning. For de Stationer, og det er de fleste, hvorfra der ikke haves timevise Observationer, jevnt fordelte over hele Døgnet, søger man at bestemme Rettelserne (eller k) efter den eller de nærmeste Hovedstationers, idet man tager særligt Hensyn til Stationens Beliggenhed og dens topografiske Forhold. En Kyststation bør saaledes sammenlignes med en Hovedstation, der ligger ved Kysten, en Indlandsstation med en Hovedstation i Indlandet. Man kan, for en vis Maaned, afsætte alle Hovedstationernes Rettelser eller Værdierne af k paa et Kart, og, med stadigt Hensyn til Forskjellerne i de klimatiske og de dem betingende Forhold, trække Linier gjennem de Steder, hvor Rettelsen (eller k) har den samme Størrelse. Af et saadant Kart kan man da udtage Værdierne for Rettelserne (k) for hver enkelt Station. Denne Maade er brugt i Norge.

154. Har man Observationer, der er gjort i en Række af over 20 Aar, kan man beregne meget nøiagtige Middeltemperaturer

for hver Maaned og for Aaret. Efter timevise Observationer kan man ogsaa beregne saadanne for hver Dag i Aaret. Saadanne Middeltemperaturer kaldes Normaltemperaturer, og de giver et meget nøiagtigt Udtryk for Lufttemperaturens Størrelse og regelmæssige Forandringer paa Stedet, saaledes som de vilde være, om ikke de forstyrrende Aarsager, der altid griber ind, kom iveien. Man beregner, foruden de anførte, ofte Normalværdier for de enkelte Klokkeslet, for et Tidsrum af 5 Dage, af 10 eller 11 Dage (1/3 Maaned) og for et Tidsrum af 5 Aar (Lustrum). Det sidste Ziffer i Aarstallet for det første Aar af et Lustrum er enten 1 eller 6 og for det sidste Aar i samme 5 eller 0. F. Ex. 1891—1895, 1896—1900 o. s. v.

155. Observationsrækker, der omfatter 20 Aar eller mere, haves kun fra forholdsvis faa Steder. For Steder med kortere Observationsrækker søger man ved Beregning at finde Normaltemperaturen for Maanederne. Denne Beregning beror paa den Erfaring, som man gjør angaaende Temperaturens samtidige Størrelse og Gang paa Steder, der ikke ligger langt fra hverandre. Paa saadanne gaar Temperaturen samtidig op eller ned eller holder sig omtrent uforandret. Dette kommer frem saavel fra den ene Dag til den næste, som især naar man betragter Middeltemperaturen for en hel Maaned og dens Forandring fra en Maaned til den næste. De Aarsager, som fremkalder Temperaturens Vexel, virker saaledes paa samme Maade, de bringer Temperaturen til at stige eller falde samtidig over større Strækninger. Men ikke det alene, disse Aarsager bringer Temperaturen til at stige eller falde samtidig omtrent lige meget paa Steder, som ligger hverandre nær. Dette finder sit Udtryk ogsaa deri, at «Afvigelserne» fra Normaltemperaturen paa nærliggende Stationer, for hvilke man har saadanne, i en og samme Maaned gaar i samme Retning med «for høi» eller «for lav» Temperatur i Forhold til den normale og har omtrent samme Størrelse. Foranderligheden i disse Afvigelser er meget mindre end Foranderligheden i selve Temperaturen. Erfaring viser, at Foranderligheden i Afvigelserne fra Normaltemperaturen er desto større, jo længere Stationerne ligger fra hinanden og jo større Høideforskjellen mellem dem er,

men den dreier sig i Praxis kun om Brøkdele af en Grad indtil en Grad. Den beregnede sandsynlige Feil eller Usikkerhed af Middeltallet af en Række Afvigelser udgjør kun en Brøkdel af en Grad, og der behøves ikke mange Aarrækker til at bringe den ned til en Tiendedel af en Grad.

156. En Station med en kortere Observationsrække vil saaledes erfaringsmæssig have meget nær den samme Afvigelse af Temperaturen fra den normale som en nærliggende Normalstation. Er Temperaturen paa denne for høi eller for lav i Forhold til den normale, kan man regne, at den er ligesaa meget for høi eller for lav paa Stationen med den kortere Række. Regner man ud Overskuddet eller Underskuddet af Temperatur over eller under Normalen paa Normalstationen og trækker det første fra eller lægger det sidste til den observerede Maanedstemperatur paa den anden Station, faar man en Bestemmelse af denne Stations Normaltemperatur. F. Ex. Middeltemperaturen for Juli Maaned 1891 paa Stationen Eidsvold var 15.°4, i Kristiania 17.°6. Normaltemperaturen for Juli i Kristiania er efter 50 Aars Observationer 17.°0. I Juli 1891 var saaledes Temperaturen i Kristiania 17.°6 — 17.°0 eller 0.°6 over Normalen. Lader vi det samme gjælde for Eidsvold, faar vi Eidsvolds Normaltemperatur for Juli lig 15.°4 — 0.°6 eller 14.°8.

Regner vi, istedetfor alene med Juli 1891, med Lustret 1891—1895, har vi for Eidsvold 15.°0 og for Kristiania 17.°5, altsaa et Overskud af 17.°5 — 17.°0 eller 0.°5 og faar for Eidsvold Normaltemperaturen 15.°0 — 0.°5 eller 14.°5. Dette Resultat er nøiagtigere og stemmer paa 0.°1 med det til den 50-aarige (1841—90) Række for Kristiania reducerede Resultat af 20 Aars Observationer fundne Tal 14.°6 som Normaltemperatur for Eidsvold og Juli.

157. Tager man Middeltallet af Middeltemperaturen for hver Dag i Aaret, faar man Aarets Middeltemperatur. Man finder det samme, naar man multiplicerer Middeltemperaturen for hver Maaned med Antallet af Dage i Maaneden, adderer Produkterne for alle 12 Maaneder sammen og dividerer denne Sum med Antallet af Dage i Aaret. Mindre nøiagtigt, men tilstrækkeligt

er det, saaledes som man i Almindelighed gjør, at tage ligefrem Middeltallet af Middeltemperaturerne for de 12 Maaneder.

158. Sammenligner man de enkelte Maaneders Middeltemperatur med den af en lang Aarrække beregnede normale, kan man deraf, ved Hjelp af Sandsynlighedsregningen, finde et Udtryk eller Maal for den Nøiagtighed, med hvilken Normaltemperaturerne er bestemte. Ved den saakaldte midlere Foranderlighed forstaar man Middeltallet af disse Afvigelser fra Normaltemperaturen i de enkelte Aar uden Hensyn til, om Maanedstemperaturerne ligger over eller under Normaltemperaturen. Den midlere Foranderlighed er meget liden i de tropiske Egne, hvor en Maaneds Middeltemperatur er næsten den samme det ene Aar som det andet, men den bliver større, efterhvert som man kommer paa høiere Bredder i de tempererede og kolde Zoner. Den er mindre paa Havet og ved Kysterne end inde i Fastlandene. Den er størst for Vintermaanederne og mindst for Sommermaanederne. For Middel-Europa er den for Vintermaanederne omkring 2°, for Sommermaanederne noget over 1°. For Kristiania er den for Aaret 0.°8, for Vintermaanederne 2.°6 og for Sommermaanederne 1.°0, hvorimod den for Bergen som Kyststation er henholdsvis kun 0.°5, 1.°8 og 1.°0. Af den midlere Foranderlighed kan man beregne den saakaldte sandsynlige Feil eller Usikkerhed af de af en vis Aarrække fundne normale Temperaturer. Saaledes finder man den sandsynlige Feil af et tyveaarigt Middel for Wien at være 0.°43 for Vintermaanederne og 0.°23 for Sommermaanederne. Det 50-aarige Aarsmiddel for Kristiania har en sandsynlig Feil af 0.°1, Januarmiddelet af 0.°3 og Julimiddelet af 0.°1.

Videre kan man heraf beregne, hvormange Aars Observationer der skal til for at bringe den sandsynlige Feil af Normalmiddelet ned til 0.°1. For Wien finder man for Aarsmiddelet 40 Aar, for Vintermaanederne 390 Aar, for Sommermaanederne 100 Aar. 50 Aars Observationer i Norge bringer den sandsynlige Feil af Aarsmidlerne ned under 0.°1. Der fordres flere Aar for Sommermaanederne, og for Februar kræves for Kristiania 612 Aar, for Vardø 123 Aar. I det Indre af Kontinenterne

paa høie Bredder gaar Fordringen for Vintermaanederne op til 800 Aar.

159. Tager man Forskjellen mellem den høieste og den laveste Værdi for en Maaneds Middeltemperatur efter en længere Aarrække, faar man det, man kalder den absolute Foranderlighed af Maanedsmidlerne. Denne forholder sig gjennemgaaende som den midlere Foranderlighed med Hensyn til Tid og Sted, men er selvfølgelig meget større. Som Exempel kan anføres følgende Tal:

	Januar.	Juli.	Aar.
Wien	13°	7°	4.°4
St. Petersburg	20°	9°	5.°2
Kristiania	11°	5°	2.°7
Vardø	7.°5	4°	3.°2

160. Beregner man for en Række af Aar, hvormeget Temparaturen vexler gjennemsnitlig fra den ene Dag i Aaret til den næste Dag, faar man det, man kalder Temperaturens normale Foranderlighed. Denne forholder sig ogsaa idetheletaget som den midlere Foranderlighed. I Wien er den om Vinteren omkring 2°, i Oktober 1.°5, i Gjennemsnit for Aaret 1.°9. I Valentia, Irlands Sydvestkyst, er den for Januar 1.°4, for Juli 0.°7 og for Aaret 1.°1. I det sibiriske Ishav («Fram») var den for Januar 3.°3, for Juli kun 0.°6.

161. **Lufttemperaturens aarlige Periode.**

Har man fundet et Steds Normaltemperatur for hver Maaned, faar man deraf Oplysning om Temperaturens Stigen og Dalen i Aarets Løb eller om Lufttemperaturens aarlige Periode. Af 50 Aars Observationer paa Kristiania Observatorium fra 1841 til 1890 har man beregnet følgende Normaltemperaturer:

December	— 3.°6	Marts	— 1.°4	Juni	15.°5	September	11.°5
Januar	— 4.°4	April	4.°4	Juli	17.°0	Oktober	5.°5
Februar	— 4.°5	Mai	10.°5	August	15.°9	November	0.°1

162. Betegner man, som i Fig. 34, de lodrette Linier med Maanedernes Navne og de horizontale med Graderne og afsætter paa de første de til hver Maaned svarende Temperaturer, saa

faar man en Række Punkter, der viser Temperaturens normale Gang gjennem hele Aaret. En bedre Oversigt faar man, naar man forbinder Punkterne med en krum Linie, saaledes som vist i Figuren. En Tegning i stor Maalestok viser, at det koldeste Døgn indtræffer den 5. Februar og har en Middeltemperatur af — 4.°6, at det varmeste Døgn indtræffer den 21. Juli med en Middeltemperatur af 17.°0, og at den aarlige Amplitude saaledes er 17.°0 + 4.6 eller 21.°6. Aarets Middeltemperatur er 5.°5, og denne Temperatur indtræffer den 20. April og den 15. Oktober. Temperaturen er under 0° fra

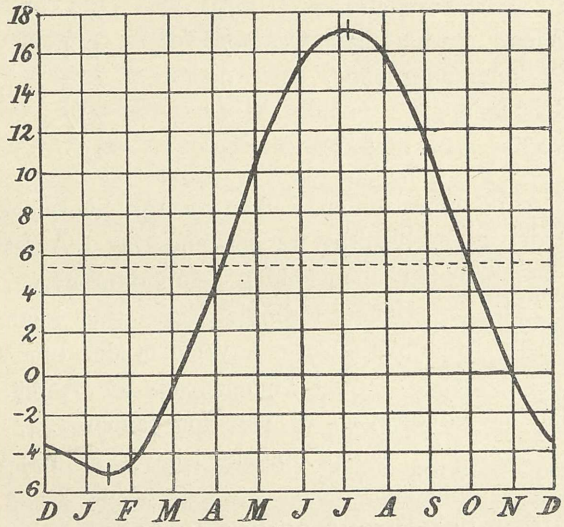


Fig. 34.

den 16. November til den 24. Marts, ialt i 128 Dage. Temperaturen stiger raskest i April og synker raskest i Oktober.

163. Har man fra et Sted saa mange Observationer i Døgnet, at man kan beregne Middeltemperaturen for hvert enkelt Døgn, og tegner man den Linie, der betegner Temperaturens aarlige Periode ved Hjelp af disse Middeltal, bliver den en takket Linie, men denne er desto mindre takket, jo længere den Aarrække er, som er benyttet til Beregningen. Udjevner man den, bliver den lidt forskjellig fra en saadan som den i Fig. 34. Det er dog kun i de koldeste og de varmeste Maaneder, at der bliver en merkelig

Forskjel. Dagsmiddeltallene giver paa den koldeste Tid af Aaret en noget lavere og paa den varmeste Tid af Aaret en noget høiere Temperatur, følgelig en lidt større Amplitude end Maanedsmiddeltallene. For Hamburg f. Ex. giver de første som den koldeste Dag den 15. Januar med en Middeltemperatur af — 0.°3, medens de sidste giver den 14. Januar og — 0.°1, og den varmeste Dag bliver efter Dagsmiddeltallene den 22. Juli med 17.°2, medens Maanedsmiddeltallene giver den 20. Juli med 17.°0. De første giver en Amplitude af 17.°5, de sidste 17.°1. Da man for de allerfleste meteorologiske Stationer kun beregner Maanedsmedier, er det disse, man pleier at anvende til at bestemme den aarlige Periode. Undertiden nøier man sig med at tage Forskjellen mellem den varmeste og den koldeste Maaneds Normaltemperatur og kalde denne for den aarlige Amplitude. For Kristiania vilde man paa denne Maade faa en Amplitude af 21.°5 og for Hamburg 17.°1.

164. I meteorologisk Henseende deler man Aaret i 4 Aarstider, saaledes at paa den nordlige Halvkugle Vinteren indbefatter December, Januar og Februar, Vaaren Marts, April og Mai, Sommeren Juni, Juli og August og Høsten September, Oktober og November. Middeltemperaturen for Aarstiderne bliver i Kristiania:

Vinter.	Vaar.	Sommer.	Høst.	Aar.
— 4.°2	4.°5	16.°1	5.°7	5.°5

Paa den sydlige Halvkugle er December til Februar Sommeren, Marts til Mai Høsten, Juni til August Vinteren og September til November Vaaren.

165. Lufttemperaturens aarlige Forandring foregaar i de tempererede og kolde Zoner paa den Maade, som vi har seet Exempel paa fra Kristiania. Paa den nordlige Halvkugle falder i disse Zoner den koldeste Tid i Januar, tildels i Februar, den varmeste Tid i Juli eller August. I de nordlige Polaregne kommer den sterkeste Kulde jevnlig først i Marts. Paa Havet og ved Kysterne falder den laveste og den høieste Temperatur i Almindelighed senere end inde i Fastlandene. Inde i den skandinaviske Halvø falder den koldeste Dag allerede i Midten af Januar og den varmeste i Midten af Juli, medens paa Norges

Vestkyst den koldeste Dag falder i den sidste Halvdel af Februar og den varmeste Dag i den første Uge af August. Jo høiere man kommer op i Atmosfæren, desto mere ligner Varmens aarlige Gang den vi har i Kystegnene, og Amplituden aftager med Høiden. Dette gjælder den frie Atmosfære og Bergtinderne, thi Høisletterne gjør en Undtagelse; de forholder sig som de lavere Indlandsegne. I de tempererede og kolde Zoner paa den sydlige Halvkugle falder i Almindelighed den koldeste Tid i Juli og den varmeste Tid i Januar. I det Store taget bliver den aarlige Amplitude desto større, jo nærmere Polerne et Sted ligger. Da imidlertid Sommertemperaturen i de Polerne nærmest liggende Egne neppe stiger over 1°, idet Solvarmen der forbruges til at smelte Is, vil derved den aarlige Amplitude paa disse Steder falde forholdsvis mindre ud. Man kan regne, at Lufttemperaturen ved Nordpolen er omkring 0° i Juli og — 37° paa den koldeste Tid af Aaret og faar saaledes en Amplitude af 37°. Under Krebsens Vendecirkel, der danner Grændsen mellem den nordlige varme og tempererede Zone og ligger $23^1/_2$ Grad fra Ækvator, er Temperaturen gjennemsnitlig 19° i Januar og 28° i Juli, altsaa Amplituden kun 9°.

166. I den varme Zone er Temperaturens aarlige Gang i Regelen noget anderledes end i de andre Zoner. Jo nærmere man kommer Ækvator, desto mere falder de varmeste Tider af Aaret i Vaar- og Høstmaanederne, medens de mindst varme Tider falder i vore Vinter- og Sommermaaneder. I Batavia paa Java, 6° søndenfor Ækvator, har Januar en Normaltemperatur af 25.°2, derpaa stiger Temperaturen til 26.°4 i Mai, falder igjen til 25.°7 i Juli og stiger atter til 26.°4 i Oktober, for derpaa at falde til 25.°2 i Januar. Den hele aarlige Amplitude bliver saaledes kun 26.°4 — 25.°2 eller 1.°2.

167. Den aarlige Periode i Luftens Temperatur følger saaledes Solens Stilling mod Stedets Horizont. Luftens nederste Lag, hvori vi lever og hvis Temperatur vi observerer med vore Termometre, faar sin Varme hovedsagelig fra Jordoverfladen (139). Denne bliver desto sterkere opvarmet, jo høiere Solen staar, og jo længere den virker, det vil sige, jo længere Dagen er, og den

straaler altid Varme ud mod Himmelrummet. I de kolde og tempererede Zoner vil fra Midten af Vinteren den voxende Længde af Dagen og den stigende Sol fremkalde en Opvarmning, der for det første overvinder Varmetabet ved Udstraaling og senere for hver Dag øger Luftens Varme. Om Vaaren, da Solhøiden og Dagens Længde voxer hurtigst, stiger Temperaturen raskest. Ved Sommersolhverv er Solen høiest og Dagen længst. Efter Sommersolhverv tager Solens Høide og Dagens Længde af. Opvarmningen bliver mindre, men endnu dog større end Varmetabet ved Udstraaling, og Luftens Temperatur er fremdeles i stigende indtil en Maaneds Tid efter Solhverv. Saa kommer det Tidspunkt, da Solen er dalet saa meget og Dagen forkortet saa meget, at Opvarmningen netop bliver saa sterk som Varmetabet ved Udstraaling. Da har Døgnet sin høieste Middeltemperatur. Om Høsten daler Solen og forkortes Dagens Længde raskt, og Temperaturen synker raskt henimod Vinteren. Ved Vintersolhverv er Solens Varmekraft mindst og Dagen kortest, men Temperaturen synker fremdeles efter denne Tid, fordi den lave Sol og de korte Dage ikke er istand til at opveie Udstraalingens Virkning. Først naar Solen, en Maaneds Tid efter Vintersolhverv, er steget høiere, og Dagen er blevet merkelig længere, begynder Opvarmningen at overvinde Udstraalingen og Temperaturen, efter at have naaet sit laveste, igjen at stige.

168. De Steder, som ligger i den varme Zone, har Solen om Middagen høiest 2 Gange og lavest 2 Gange om Aaret. Under Ækvator er Solen høiest ved begge Jevndøgnstider og lavest ved Solhvervstiderne. Dagens Længde er 12 Timer hele Aaret igjennem. Jo nærmere et Sted ligger en af Vendecirklerne, desto nærmere ligger de Tider, da Solen er høiest og lavest, ved Solhvervstiderne. Overalt i den hede Zone er der liden Forskjel paa Dagens Længde til de forskjellige Aarstider. Disse Forhold forklarer, hvorfor Temperaturen i Ækvatorialegnene i Regelen er høiest omkring Jevndøgnstiderne og lavest omkring Solhvervstiderne, og hvorfor den aarlige Amplitude her er liden.

169. Jo nærmere et Sted ligger Polerne, desto større Forskjel er der paa Dagens Længde til de forskjellige Tider

af Aaret, og desto større bliver Lufttemperaturens aarlige Amplitude.

170. I de kolde Zoners Mørketid er der kun Udstraaling og ingen Opvarmning, og Temperaturen synker, indtil en Tid efterat Solen igjen er kommet over Horizonten. Dette sker senere og senere, jo nærmere et Sted ligger Polen. I de Polerne nærmest liggende Egne varer Mørketiden saa længe, at det er først henimod eller i Marts Maaned, at Temperaturen naar sit laveste og begynder at stige.

171. De Tidspunkter, da Lufttemperaturen er lavest og da den er høiest, og Amplitudens Størrelse er forskjellig, ikke alene eftersom et Sted ligger nærmere eller fjernere fra Ækvator eller Polerne, men ogsaa eftersom det ligger ved Havet eller inde i Fastlandene. Hvorledes det forholder sig med Størrelsen af Lufttemperaturens aarlige Amplitude paa de forskjellige Steder af Jorden, ser vi bedst paa Kartet Fig. 35.

172. Med Hensyn til Kartet Fig. 35 og lignende senere Karter er at bemerke, at Karterne er tegnede i den saakaldte Mercators Projektion eller har det samme Slags Gradnet, som Sjøkarterne i Almindelighed har. Ved dette Slags Gradnet har man den Fordel, at man faar hele Jordens Overflade, med Undtagelse af de Polerne nærmest liggende Egne, i Sammenhæng paa et firkantet Blad. Saavel Meridianer som Paralleler er rette Linjer, der skjærer hverandre under rette Vinkler, ligesom i Virkeligheden paa Jordkloden. Alle Retninger, Nord, Syd, Øst, Vest, er saaledes lette at finde. Men medens paa Jordkloden Meridianerne fra Ækvator af løber sammen mod Polerne, løber de paa Sjøkartet parallele. Da de mindste Dele paa Kartet er ligedannede med de tilsvarende paa Jordkuglen, bliver paa Kartet Maalestokken større og større, efterhvert som man kommer fra Ækvator nordover og sydover. Kartets Parallelgrader fjerner sig fra hverandre i samme Forhold, som Meridianernes Afstand udvides med voxende Bredde. Ved 60 Graders Bredde er Maalestokken dobbelt saa stor som ved Ækvator, og i Polaregnene flere og mange Gange større. En Sammenligning med en Globus viser bedst Forskjellen.

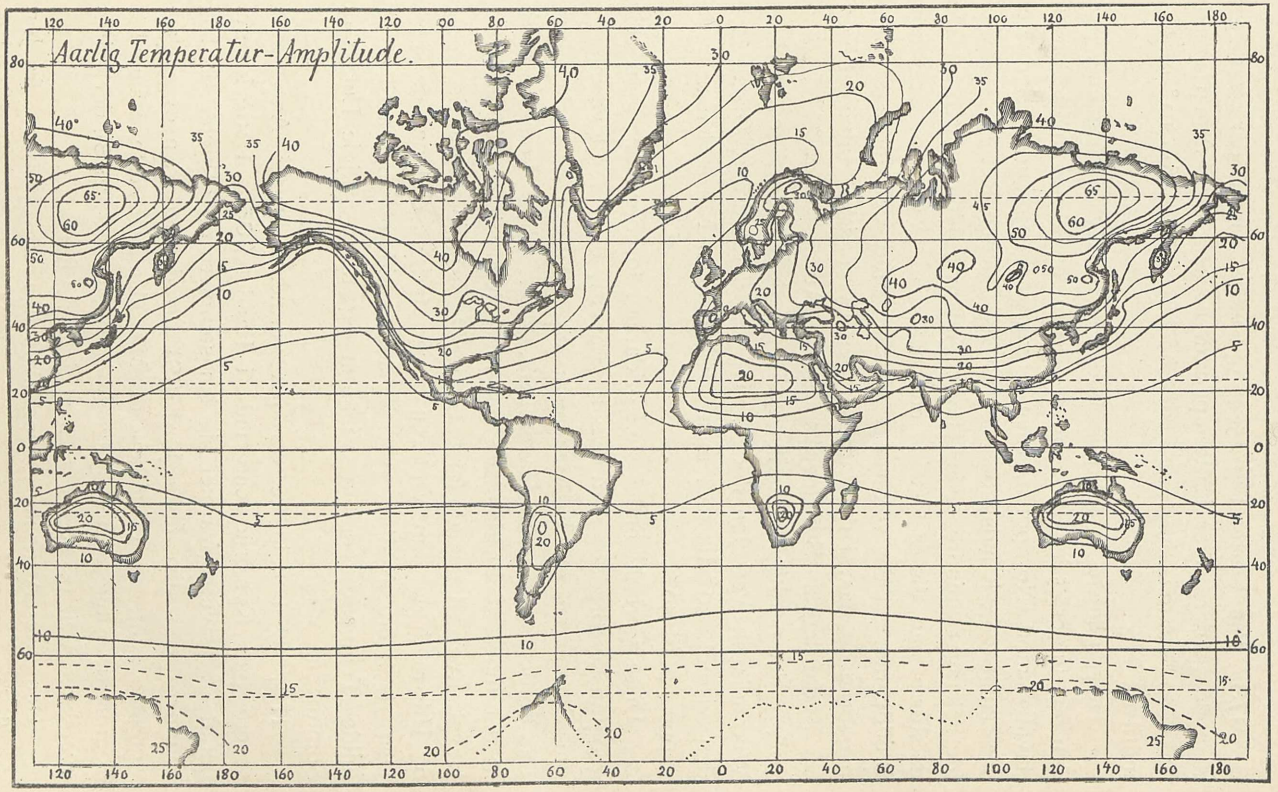


Fig. 35.

173. Paa Kartet Fig 35 er optrukket Linier, der gaar gjennem de Steder, hvor Lufttemperaturens aarlige Amplitude har den samme Størrelse, en Linie for 5°, en for 10° o. s. v. indtil 65°.

Den mindste Amplitude finder vi i Ækvatorialegnene, hvor den er under 5°. Den bliver større og større mod Polerne, navnlig mod Nordpolen, men voxer langsomt mod Sydpolen, saa langt vor Kundskab strækker sig i denne Retning. Den er idetheletaget mindre over Havet end over Kontinenterne. Den er større paa disses Østside end paa deres Vestside paa samme Breddegrad. Den voxer fra Kysten mod det Indre af Landmasserne og naar i det Indre af den Pyrenæiske Halvø, af Nord- og Sydafrika, af Sydamerika og af Australien 20°, i Lapland 30°, i det nordlige Amerika 40° og i det nordøstlige Sibirien, i Werchojansk ved Janafloden, 65°. I det Indre af Grønland er den vistnok 30° til 40°, men i Egnene om Nordpolen naar den neppe op til 40°.

Disse Forhold finder sin Forklaring, foruden i den forskjellige geografiske Bredde, som ovenfor paavist, deri, at Opvarmningen om Sommeren og Udstraalingen om Vinteren er sterkere over Landjorden end over Havet (137, 143). Hertil kommer ogsaa, at det Indre af Fastlandene har mere Klarveir end Kysterne og Havet, hvorved paa de første Steder Opvarmningen om Sommeren og Udstraalingen om Vinteren bliver sterkere end paa de sidste. Den rigeligere Nedbør paa Kysterne bidrager ogsaa til at formilde Temperaturen om Vinteren og til at afkjøle Luften om Sommeren.

174. Den koldeste og den varmeste Dag i Aaret falder senere paa Kysterne end inde i Landet (165). Dette kommer deraf, at Havet opvarmer sig langsommere og afkjøler sig langsommere end den faste Jord (19) og dermed den over Havet værende Luft. I Ostindien er Mai den varmeste Maaned. I Sommertiden blæser her Sydvestmonsunen (248, 258), der bringer overskyet Veir og Regn, som afkjøler Luften.

Den frie Atmosfære, som ikke ligefrem opvarmes fra Jordoverfladen, men som opvarmes ved Absorption af Solstraalerne

og ved Strømninger (139), og som har liden Evne til at udstraale Varme, har en liden aarlig Amplitude. Denne bliver mindre og mindre, jo større Høiden over Jordoverfladen er. Efter de i de sidste Aar foretagne Observationer i Ballon er den aarlige Amplitude endnu merkelig i en Høide af 10 Kilometer.

175. **Lufttemperaturens Forandring med Høiden.** Saavel af Observationer gjorte paa Steder, der ligger i forskjellig Høide over Havet, som af Observationer gjorte i Ballon har man fundet, at Luftens Temperatur idetheletaget aftager, jo høiere man kommer op i Atmosfæren. Som vi har seet, opvarmes Luften væsentlig ved Konvektionsstrømme. Da Luften afkjøler sig, naar den stiger tilveirs, og opvarmer sig, naar den synker ned (27), maa de lavere Luftlag have en høiere Temperatur end de høiere. Naar Luften er tør, afkjøler den sig en Grad for hver 100 Meter den stiger op i Høiden. Naar Luftens Vanddampe ved Opstigningen og Afkjølingen fortættes (31) til Skyer eller Nedbør, vil Temperaturen aftage langsommere med Høiden, omkring en halv Grad for 100 Meter. Det Gjennemsnitsresultat, til hvilket man er kommet ved at sammenligne Temperaturobservationer paa nærliggende Steder i forskjellige Høider, er, at Temperaturen aftager med Høiden, og at Størrelsen af denne Aftagen er noget forskjellig til forskjellige Aarstider, saaledes for 100 Meters Stigning 0.°45 om Vinteren, 0.°67 om Vaaren, 0.°70 om Sommeren og 0.°53 om Høsten, i Gjennemsnit for Aaret 0.°59. Om Vinteren er Luften relativ fugtigere end om Sommeren, og Vanddampenes Fortætning foregaar i den fugtigere Luft i mindre Høider, end naar Luften er tørrere. Den lavere Temperatur i de nedre Luftlag om Vinteren i Modsætning til Sommeren i Forbindelse med den ringere aarlige Forandring af Temperaturen i de høiere Luftlag gjør ogsaa, at Temperaturen i den kolde Aarstid forandrer sig langsommere med Høiden end i den varme.

176. Der er kun liden Forskjel i Temperaturens gjennemsnitlige Aftagen med Høiden paa forskjellige Steder af Jorden. Den er omtrent den samme i de tropiske Egne som i de tempererede. Ogsaa i den frie Atmosfære viser Observationer, gjorte i Luftballon, at Temperaturen gjennemsnitlig aftager med Høiden

omtrent i samme Forhold som over Jordoverfladen langs Bergskraaninger. I store Høider tildels lidt raskere. Saaledes i 5 000 m. Høide 0.°66 pr. 100 m., i 10 000 m. Høide 0.°9 pr. 100 m. Fra 10 til 15 Kilometers Høide har man fundet en Stigning af Temperaturen.

177. Temperaturens Aftagen med Høiden har ogsaa en daglig Periode. Den er mindst om Morgenen, naar Jordoverfladen er koldest, og størst om Eftermiddagen, naar Jordoverfladen er varmest. Saavel den daglige som den aarlige Periodes Amplitude er større ved Klarveir end ved overskyet Veir.

178. Idet Luftens Temperatur aftager med Høiden, kommer man i alle Jordstrøg til en Høide, i hvilken Temperaturen er 0°. Denne Høide er selvfølgelig størst i de varme Jordstrøg og mindst i de kolde. Ved Ækvator regner man den til 5 100 Meter Aaret rundt. I de tempererede Zoner er den forskjellig til forskjellige Aarstider. Den er selvfølgelig desto lavere, jo lavere Temperaturen er ved Jordoverfladen og ligger saaledes lavest om Vinteren, høiest om Sommeren. I Himalaya kan man regne, at 0° findes gjennemsnitlig i en Høide af 2 800 Meter i Januar, mod 5 700 Meter i Juli, i Pyrenæerne 1 350 mod 3 940 Meter, ved Ben Nevis i Skotland 640 mod 2 000 Meter. I de kolde Jordbelter naar Nulgradsfladen, i Nærheden af Polerne, Jordoverfladen om Sommeren, medens den om Vinteren træffer Jordoverfladen allerede i større Afstand fra Polerne, saaledes som Isotermen for 0° i det følgende Kart Fig. 37 viser.

179. I meget store Høider over Jorden har man i Ballon fundet meget lave Temperaturer, saaledes f. Ex. den 5. December 1901 i 9 600 Meters Høide — 53°, i 14 360 Meters Høide — 73° og i 14 900 Meters Høide — 76° over Frankrig, medens Lufttemperaturen ved Jordens Overflade var omkring 0°. Ved selve Jordoverfladen har man dog, i Werchojansk i Sibirien, fundet en Lufttemperatur af omkring — 70°.

180. Naar man kjender, hvor raskt Temperaturen aftager med Høiden, og et Steds Høide over Havet, kan man beregne, hvor høi Temperaturen vilde være, om Stedet flyttedes ned til Havfladens Niveau. Dette kaldes at reducere Temperaturen til Havfladen.

181. Man finder ikke sjelden, at Temperaturen i Atmosfæren voxer opad istedetfor at aftage. Det er det, man kalder Temperatur-Inversion eller -Omvending. Observationer i Ballon viser jevnlig, at Temperaturens Fordeling i Høiden er uregelmæssig, saaledes at der kan være varmere Luftlag mellem koldere eller koldere Luftlag mellem varmere. Observationer med Drager og selvregistrerende Apparater har i Nordamerika vist indtil 3 saadanne varmere Lag med Inversion i forskjellige Høider indtil 4 000 Meter. Inversion i de nedre Luftlag, saaledes at det er koldere i Luftlagene nærmest Jorden end høiere oppe, er et ingenlunde sjeldent Fænomen. Denne Tilstand har hovedsagelig sin Aarsag deri, at Jordoverfladen afkjøles sterkere end Luften over den. Inversion finder saaledes jevnlig Sted om Natten, hvorpaa Observationerne fra Eiffel-Taarnet i Paris giver de bedste Exempler. Denne Inversion gjør selvfølgelig den gjennemsnitlige Aftagen af Temperaturen med Høiden mindre, end de op- og nedstigende Luftstrømme vil gjøre den. I en større Maalestok udvikler Inversion sig om Vinteren, navnlig i Fjelddale. Luftens Tilstand er da saadan, at der hersker et høit Lufttryk med nedstigende Luftstrøm (Anticyklon, 363), tørt, klart og roligt Veir. Gjennem den tørre og klare Luft straaler, navnlig om Natten og naar Jorden er snedækt, Varmen ud fra Jordoverfladen, og de laveste Luftlag bliver sterkere afkjølede end de høiere. Den afkjølede Luft ved Jordoverfladen er den tætteste og tungeste; den glider langs Lierne ned i Dalbunden og samler sig der som et udpræget koldt Luftlag. Den nedstigende Luftstrøm opvarmer sig ved Nedstigningen i den frie Atmosfære, men saasnart Luften kommer nær Jordoverfladen, kommer den under Virkningen af dennes sterke Afkjøling. Saaledes kommer de lavere Luftlag til at blive koldere end de høiere. Inversionen kan naa til betydelige Høider, baade til 1 000 og 2 000 Meter. Den kolde Luft i Dalbunden glider langsomt nedover Dalen, eller den kan paa sine Steder, hvor Dalen udvider sig, samle sig som en stor, næsten stillestaaende Sjø. Ofte danner der sig Taage over Dalbunden i saadanne Tilfælder, idet Luften efter Afkjølingen ikke kan holde saa meget Vanddamp opløst som før. I mange Fjeldland-

skaber er Inversion saa hyppig og sterk, at den indvirker bestemmende paa selve Maanedens Middeltemperatur og trykker denne ned til en Temperatur, der efter normale Forhold skulde findes først i høiere Niveauer. Saaledes er Tilfældet i Østalperne og i Norge. Inversion fordrer i Almindelighed roligt Veir. Med Vind blandes de nedre og de øvre Luftlag saaledes, at Virkningen af Luftens Op- og Nedstigning kommer til at gjøre sig gjældende og gjøre Temperaturen høiere i et lavere Niveau end i et høiere. Paa den anden Side kan kolde Luftstrømme langs Jordoverfladen, som ikke naar nogen større Høide, fremkalde Inversion. I Nordamerika har man Exempler herpaa i de kolde Nordenvinde, som kaldes den kolde Bølge.

182. **Nattefrost**. Naar Udstraalingen af Varmen om Natten bringer Planternes Temperatur til at synke under 0°, kan disse blive ødelagte, idet deres Vext forstyrres ved, at Safterne i dem fryser. Dette kalder man i Landhusholdningen Nattefrost. Betingelserne for, at den skal indtræffe, er klar Himmel, tør og rolig Luft, gjennem hvilken Planterne har let for at udstraale Varme, de samme, som betinger Temperaturinversion. Saadan finder jevnlig Sted i Forbindelse med Nattefrost. Vind, der blander de nedre koldere og de øvre varmere Luftlag med hverandre, er gunstig for at hindre Nattefrost. For at modvirke en af Betingelserne for sterk Natteudstraaling, nemlig skyfri Himmel, bruger man paa mange Steder at lade tæt Røg fra brændende Baal trække sig henover den Mark, man vil beskytte. Røgen virker ikke synderlig til at opvarme Luften, men gjør samme Nytte som en Sky, der straaler Varmen tilbage til Jordoverfladen, eller som Vinduer og Dække over Drivbænke, der virker paa samme Maade.

183. **Lufttemperaturens Fordeling over Jorden**. Karterne Fig. 36, 37, 38 og 39 er tegnede paa følgende Maade. For et stort Antal Steder i alle Verdensdele og fra Havet er beregnet Normaltemperaturer. Efter Stedernes Høide over Havet og Aarstiderne (180) er disse reducerede til Havfladen. De saaledes fundne Tal er nedtegnede i Karterne ved de tilhørende Steder. Efter disse Tal er der trukket Linier, der gaar gjennem

de Steder, som har den samme Normaltemperatur. Disse Linier kaldes Isotermer eller Lige-Varme-Linier. De er paa Karterne optrukne for hver 5. Grad Celsius. Ved Hjelp af Isoterm-Karter faar man den bedste Oversigt over Lufttemperaturens Fordeling i de nedre Luftlag. Idet alle Temperaturer er reducerede til Havfladen, viser Karterne os Temperaturens Fordeling, saaledes som den vilde være, om alle Steder paa Jorden laa i Høide med Havfladen. Vilde man trække Isotermer efter Stedernes virkelige Temperatur, fik man i Berglande mere et Billede af Høideforholdene end af Temperaturfordelingen. Af Karter med Isotermer ved Havfladen kan man regne sig til et Steds virkelige Temperatur, naar man kjender dets Høide over Havfladen (180).

184. **Lufttemperaturens Fordeling for Aaret.** Kartet Fig. 36 viser Isotermerne for Aaret. Isotermer for det solare Klima (127) vilde ligge parallelt med Parallelcirklerne. Isotermerne, som viser den virkelige Fordeling af Lufttemperaturen, løber ogsaa rundt Jorden i det store taget langs Parallelerne, idet Temperaturen aftager fra Ækvator mod Polerne, men de løber i mange Bøininger, idet de snart løfter sig mod Polerne, snart sænker sig mod Ækvator. Navnlig finder vi dette paa den nordlige Halvkugle.

Paa begge Sider af Ækvator er der et bredt Belte, hvor Aarets Middeltemperatur er over 25°. Indenfor dette Strøg er der nogle Egne, hvor Temperaturen gaar op til 27° og 28°, som Nordkysten af Sydamerika, Ostindien og det Indre af Afrika. Nordenfor Ækvator, omkring 20° Bredde, finder vi Isotermen for 30° omsluttende det hedeste Strøg paa Jorden i det Indre af Afrika. Det Belte, som indesluttes af Isotermen for 25°, udgjør en betydelig Del af Jordens Overflade, hvad man bedst overbeviser sig om ved at se efter paa en Globus. Dets Bredde er noget foranderlig; det er smalest ved Central-Amerika og bredest over Afrika, hvor det rækker over baade Krebsens og Stenbukkens Vendecirkler.

Eftersom man fjerner sig fra det her beskrevne varmeste Strøg, der omfatter Ækvatorialegnene, mod Nordpolen og mod Sydpolen, bliver overalt, langs alle Meridianer, Temperaturen

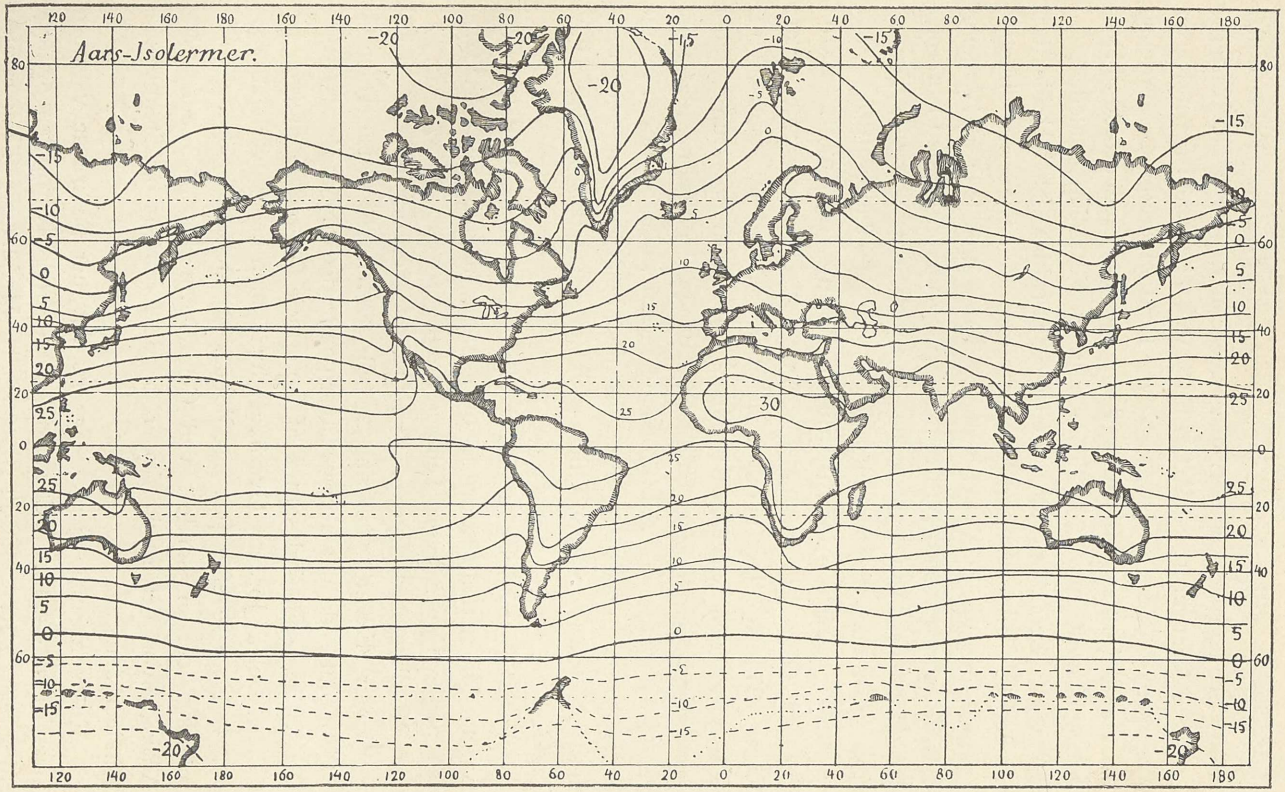


Fig. 36.

lavere og lavere. Betragter vi først den nordlige Halvkugle, ser vi, at Isotermerne her idetheletaget udviser de sterkeste Bøininger op og ned. Forfølger vi Isotermen for 0° fra Nordamerika af, hvor vi træffer den ved Sydspidsen af Hudsons Bay, under den 50. Breddegrad, saa gaar den først østover over Labrador, og derpaa mod Nord og Øst over Sydenden af Grønland og tæt forbi Nordkysten af Island omtrent ved Polarcirkelen. Herfra gaar den mod Nordøst over det norske Hav og naar under den 73. Breddegrad sin nordligste Bøining. Efter en Sving mod Øst og Syd over Østhavet gaar Isotermen for 0° mod Sydvest en Sving indover Finmarken og det nordlige Sverige for derpaa at bøie mod Øst ind i Finland og Rusland, hvor den overskrider Hvidehavet for at sænke sig videre østover i Sibirien til Baikalsjøen og Amurlandet, hvor den atter naar ned til den 50. Breddegrad. Saa gaar den videre mod Øst over det Ochotske Hav, Sydenden af Kamtschatka, Beringshavet, Syd-Alaska, hvor den naar op til den 62. Breddegrad, for atter at sænke sig nedover Nordamerika til Sydenden af Hudsons Bugten. Steder, som i det Indre af de store Kontinenter, navnlig i deres østlige Del, ligger under den 50. Breddegrad, har saaledes samme Middeltemperatur for Aaret som Luften over Havet mellem Norge og Spidsbergen under den 73. Breddegrad. Lignende Bøininger viser de fleste Isotermer paa den nordlige Halvkugle, især nordenfor den 30. Breddegrad. Et Blik paa Kartet viser os strax, at Isotermerne bøier sig op (nordover) over de store Have, Atlanterhavet og det stille Hav, især i den østlige Del af Havene, hvorimod de sænker sig (sydover) over de store Fastlande, Amerika og Asien, mest i disses østlige Dele. Over Havene er især paa Østsiden Temperaturen høiere, end den er over Fastlandene paa den samme Breddegrad. De koldeste Egne findes i de nordligste Dele af Asien og Amerika. Werchojansk i det nordlige Sibirien har en aarlig Middeltemperatur af — 17°, og synderlig lavere turde denne ikke være over det isdækte Hav ved Nordpolen. Paa «Fram»s Vei var den i 1893 til 96 — 19°. I det allernordligste Amerika og i det Indre af Grønland tegner man Isotermen for — 20°.

Paa den sydlige Halvkugle viser Isotermerne ikke saa sterke Bøininger som paa den nordlige. De sterkeste Bøininger findes desuden her nærmere Ækvator, medens Isotermerne jevner sig mer ud paa høiere sydlige Bredder. Udenfor Vestkysterne af Sydafrika og Sydamerika bøier Isotermerne sig op imod Ækvator, medens de sænker sig mod Polen over det Indre og Østsiden af disse Kontinenter. Med andre Ord, Luften over Havet er kjøligere, over Fastlandet varmere, altsaa det modsatte af det, som finder Sted paa den nordlige Halvkugle. Paa Havet under den 70. sydlige Breddegrad søndenfor Sydamerika fandt den belgiske Expedition i 1898 og 1899 en Middeltemperatur for Aaret af — 9.°6 og Borchgrevinks Expedition i S. Victoria Land søndenfor Australien paa den 71. Breddegrad — 13.°8. Den 70. nordlige Breddegrad har gjennemsnitlig en aarlig Middeltemperatur af — 10°.

185. Kartet Fig. 36 viser paa det nærmeste, hvorledes Temperaturfordelingen er om Vaaren og Høsten paa den Tid, da Døgnets Middeltemperatur er lig Aarets. Da dette Tidspunkt ikke er det samme for alle Steder paa Jorden, bliver Isotermkartet for Aaret ikke ganske overensstemmende med Isotermkarterne for Vaar og Høst. Karterne Fig. 37 og Fig. 39, der viser Lufttemperaturens Fordeling i Januar og i Juli, giver en Oversigt over denne paa de Tider af Aaret, da det paa de Steder af Jorden, hvor der er merkelig Forskjel paa Vinter og Sommer, er koldest eller varmest.

186. **Lufttemperaturens Fordeling i Januar** (Fig. 37). Det varme Belte, som omsluttes af Isotermerne for 25°, har sin Middellinie søndenfor Ækvator. De varmeste Steder, hvor Middeltemperaturen er over 30°, findes alle paa den sydlige Halvkugle, i det Indre af Fastlandene Sydafrika, Australien og Sydamerika. Paa den nordlige Halvkugle viser Isotermerne nordenfor den 40. Breddegrad sterke Bøininger. Disse ligger paa samme Maade som Aarsisotermerne og betegner streng Kulde over det Indre og især over den østlige Del af Fastlandene, medens Stillehavet og Atlanterhavet har mildere Luft, navnlig i sine østlige Dele. I det Indre af Nordamerika og i Østasien har Steder, som

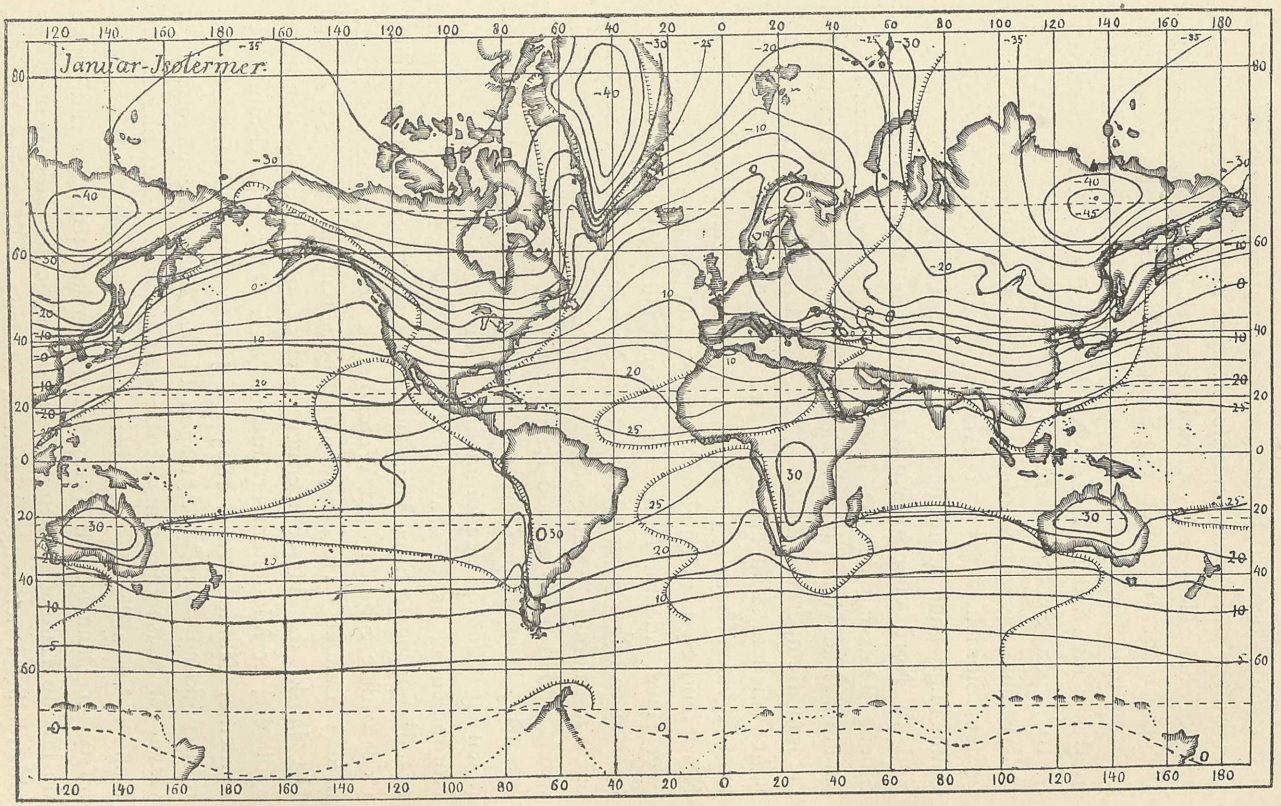


Fig. 37.

ligger under den 40. Breddegrad, samme Januartemperatur af 0° som Luften over Havet udenfor Norges Kyst ved den 68. Breddegrad og hele Norges Kyst fra Lofoten til Lindesnes. Herfra gaar Isotermen for 0°, efter en Sving indom Skagerak, videre mod Syd og bøier først ved Alperne mod Øst. Under den 60. Breddegrad har man i det Indre af Nordamerika — 27°, i Davisstrædet — 10°, paa Shetlandsøerne + 4°, paa Norges Vestkyst + 2°, i Kristiania og Stockholm — 5°, i St. Petersburg — 10°, i det østlige Sibirien — 35°, i Alaska — 10°. I Davisstrædet og Baffinsbugt gaar Isotermerne ligesom ved Norges Vestkyst fra Syd til Nord eller fra Nord til Syd, med den varme Side mod Sjøen. Omkring den 62. Breddegrad ligger der i Midten af den skandinaviske Halvø (Østerdalen, Dalarne) et Kuldemaximum med en Januartemperatur under — 10°. Et lignende med under — 15° ligger mellem Finmarken og den Botniske Bugt. I Finmarken, hvor Kysten har — 3° til — 5°, aftager Lufttemperaturen fra Nord mod Syd. Den eiendommelige Tungeform, som Isotermerne over Havet udenfor Norge har, spores allerede vestenfor Spanien og kan forfølges over Østhavet til Novaja Semlja. I Stillehavet er Isotermernes Bøining op mod Alaska langt mindre fremtrædende end den tilsvarende i Atlanterhavet.

187. Lufttemperaturens Fordeling i Januar omkring Nordpolen er ganske eiendommelig. Den sees af Kartet Fig. 38. Nordpolen er ikke, saavidt vi af Observationerne fra de hidtil naaede nordligste Egne kan slutte, det koldeste Sted. Dette findes i det østlige Sibirien, ved Werchojansk ved Janafloden, et Stykke inde i Landet. Her er Januars Middeltemperatur — 51°. Ved Ust Jansk, der ligger nærmere Ishavet, og i Jakutsk, der ligger sydligere, er Middeltemperaturen — 42°. Der, hvor «Fram» drev nordenfor Sibirien, var i 1893—96 Januar Maaneds Middeltemperatur omkring — 37°. Aarsagen til den høiere Temperatur over Havet er væsentlig den, at de stadige Vinde, som blæser her, blander de nedre og de høiere Luftlag sammen, saaledes at de forstyrrer Dannelsen af Temperatur-Inversion (181), der vilde gjøre de laveste Luftlag koldere end de overliggende under den stadige Udstraaling i den lange Vinternat, medens et Sted som Wercho-

jansk, der ligger i en Dal, hvor Luften om Vinteren er rolig, faar Jordbunden overmaade sterkt afkjølet og dermed Luften over den. Den nordligste Del af Nordamerika har en lav Januartemperatur, under — 35°, ligesaa det nordligste Grønland. Men efter de Observationer, som blev gjort under Nansens Færd over Grønlandsisen om Høsten og den sandsynlige Størrelse af den aarlige

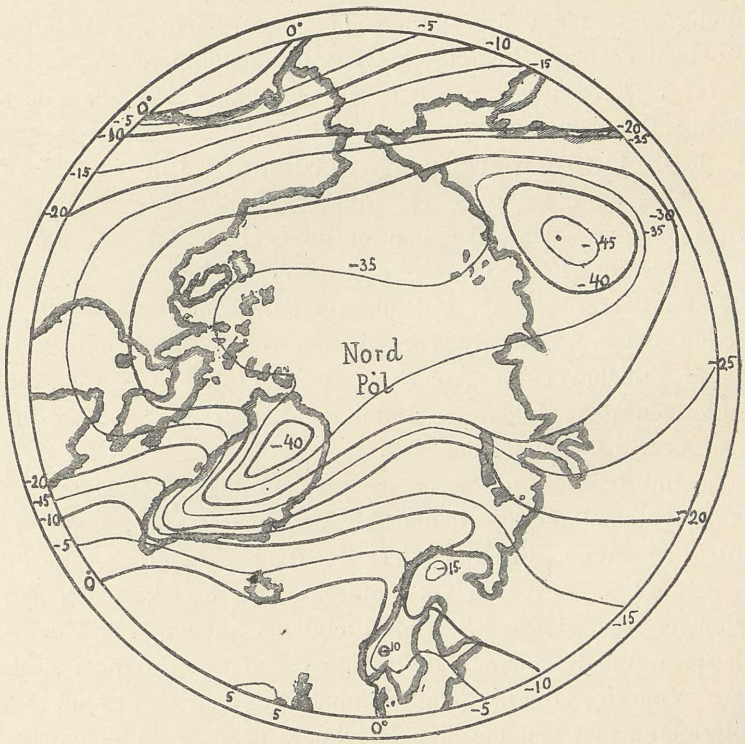


Fig. 38.

Amplitude i Grønlands Indre (se Kartet Fig. 35), kommer vi til den Slutning, at Januartemperaturen reduceret til Havfladen, i det Indre af Nordgrønland, er omkring — 40° og oppe paa Indlandsisen mindst — 50°. Den nordlige Halvkugle har saaledes to Kuldepoler, en i Sibirien og en i Grønland, med mindst — 50° Normaltemperatur i Januar. Nordpolen, med sandsynligvis kun

— 37°, ligger midt imellem disse Kuldepoler. I Werchojansk er observeret indtil 70 Graders Kulde. Isotermen for — 35° danner en langstrakt Figur, der er ligesom fladtrykt fra Atlanterhavets og Stillehavets Sider. — Temperaturens Fordeling omkring Sydpolen er endnu ubekjendt. Den belgiske Sydpolexpedition fandt i Syd for Sydamerika under 70° Bredde en gjennemsnitlig Temperatur for den sydlige Sommer af — 1.°5 over isdækt Hav. Borchgrevink fandt for samme Tid under den 71. Breddegrad 0°. Den nordlige Polarcirkels Gjennemsnitstemperatur for Juli er + 10°. Dette tyder paa en særdeles kold Sommer i de antarktiske Polaregne.

188. **Lufttemperaturens Fordeling i Juli** (Kart Fig. 39). Det Belte, som har over 25° Middeltemperatur, ligger i Juli for den allerstørste Del paa den nordlige Halvkugle, kun en ringe Del søndenfor Ækvator. Dette Belte er smalest over den østlige Del af Atlanterhavet og af Stillehavet, hvorimod det har en stor Bredde over Afrika, Sydasien og det Indiske Hav, den vestlige Del af Stillehavet og Amerika. I det Indre af Nordafrika og Kalifornien gaar Julitemperaturen op til over 35°. Disse er de varmeste Strøg paa Jorden.

I Juli bøier Isotermerne paa den nordlige Halvkugle sig op over Kontinenterne og sænker sig ned over Havene, med andre Ord: paa samme Breddegrad er det over Landjorden, at Luften er varmest og over Havet koldest. Dog er ikke Isotermernes Bøininger saa sterke eller Modsætningen mellem Land og Hav saa sterk som i Januar. Derfor ligner Aarsisotermerne i sit Løb mere Vinterisotermerne end Sommerisotermerne. I Juli ligger Isotermerne paa den nordlige Halvkugle længere fra hinanden end i Januar, eller Temperaturen aftager i Juli langsommere fra den varme Zone mod Nordpolen end i Januar. Omkring Nordpolen kan vi efter Observationerne fra «Fram» antage, at Juli Maaneds Middeltemperatur er omkring 0°, neppe høiere. Solvarmen forbruges til at smelte Is. I det Indre af Grønland tegner vi efter Nansens Observationer en sluttet Isoterme for 0°. — Paa den sydlige Halvkugle, som har Vinter i Juli, ser vi Isotermerne bøie sig mod Ækvator over Vestsiden af Sydafrika, over Australien

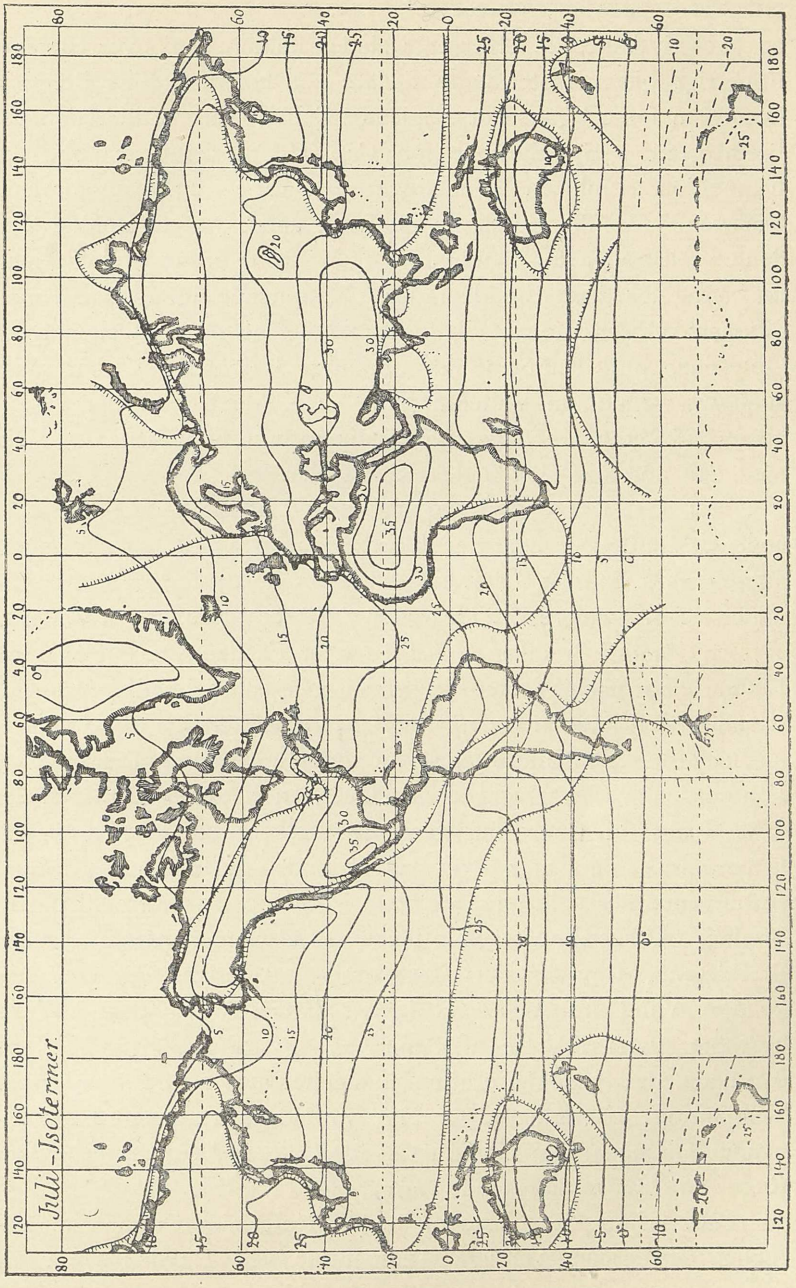


Fig. 39.

og over Sydamerika. Her er saaledes koldere end over Havene. Forøvrigt bliver Isotermerne fladere paa høiere sydlige Bredder. Isotermen for 0° gaar lidt søndenfor Cap Hoorn. Under den 70. Breddegrad i Syd-Sydvest for Cap Hoorn fandt den belgiske Expedition i Juli en Middeltemperatur af — 23.°5 og for hele Vinteren — 16.°8. Borchgrevink fandt under 71° S. Bredde søndenfor Australien for Vinteren — 23°. Dette er koldere, end man før antog for disse Breddegrader. Kommende antarktiske Expeditioners Observationer vil forhaabentlig give os fuldstændigere Oplysning om Temperaturen omkring Sydpolen. Vi har sandsynligvis, ialfald om Vinteren (Juli), en Kuldepol ved eller i Nærheden af Sydpolen, hvis lave Temperaturer fuldt kan maale sig med den nordlige Halvkugles Kuldepoler.

189. Af Isotermkarterne ser vi, at Luftens Temperatur i de nederste Luftlag er høiest i Ækvatoregnene og til enhver Aarstid aftager mod Polerne. Dette forklares af Solens forskjellige Høide under de forskjellige Breddegrader. Vi ser ogsaa, at om Vinteren er paa samme Breddegrad Luften over Fastlandene koldere end Luften over Havet. Heri ser vi Virkningen af Landjordens Udstraaling i Vinternatten og de kortere Vinterdage. I Sommermaanederne er derimod paa samme Breddegrad Luften over Landjorden varmere end over Havet, en Virkning deraf, at det faste Land opvarmes hurtigere og sterkere end Havoverfladen. Isotermernes Bøininger over Havet finder sin Forklaring i Havstrømmene, der dels fører varmere Vand op fra lavere til høiere Bredder (Atlanterhavets og Stillehavets Østside nordenfor den 40. Breddegrad, Davisstrædet, det tropiske Amerikas Østkyst), dels koldere Vand fra høiere til lavere Bredder (Østgrønland, Vestkysterne af Afrika og af Amerika), og saaledes giver en Jordoverflade, der meddeler Luften en henholdsvis høiere eller lavere Temperatur. Isotermerne for Havoverfladens Temperatur har lignende Bøininger som Isotermerne for Luftens Temperatur. Som Regel er Havoverfladen lidt varmere end Luften.

190. Efter de nyeste og bedste Isotermkarter har man udregnet den gjennemsnitlige Temperatur ved Havfladen for de forskjellige Breddegrader og Maaneder, idet man har taget Middel-

tallet for hver 10 Længdegrad paa samme Breddeparallel. Den følgende Tabel viser disse Middeltemperaturer for en Række Breddegrader.

	Nordlige Halvkugle.			Sydlige Halvkugle.		
Bredde.	Januar.	Juli.	Aar.	Januar.	Juli.	Aar.
°	°	°	°	°	°	°
90	— 37.0	0.0	— 19.0	»	»	»
80	— 32.8	2.4	— 17.0	»	»	»
70	— 26.1	6.8	— 10.2	»	»	(— 9.6)
65	— 22.8	12.0	— 4.3	0.6	— 5.7	— 3.0
60	— 16.0	14.1	— 0.8	2.2	— 2.9	— 0.7
50	— 7.2	18.1	5.6	8.1	3.2	5.9
40	3.9	23.8	14.0	16.1	9.7	11.8
30	13.9	27.4	20.3	22.6	15.3	18.5
20	21.7	28.1	25.7	25.5	20.5	22.7
10	25.7	26.7	26.4	25.9	24.0	25.0
0	26.2	25.5	25.9	26.2	25.5	25.9

Paa lavere Bredder er Aarets Middeltemperatur høiere paa den nordlige Halvkugle end paa den sydlige. Paa høiere Bredder er det modsatte Tilfældet. Den høieste Varmegrad falder paa den nordlige Halvkugle, omtrent 10° nordenfor Ækvator. Middeltemperaturen for hele Atmosfæren, det vil sige Middeltallet af alle Maaneders Middeltemperatur for alle Steder paa Jorden regner man til 17.°4 for Juli og til 12.°8 for Januar. Denne Beregning er selvfølgelig noget usikker, da man ikke kjender Temperaturen i de antarktiske Egne. Det nævnte Resultat kommer deraf, at den nordlige Halvkugle har en varmere Sommer (Juli 22.°5) end den sydlige (Januar 17.°5), medens den sydlige Halvkugles Vintertemperatur (12.°4) er næsten ligesaa meget høiere end den nordliges (8.°0). Dette har igjen sin Grund deri, at den nordlige Halvkugle har mere Fastland og mindre Hav, den sydlige mere Hav og mindre Fastland. Sommersolen opvarmer Fastlandet paa den nordlige Halvkugle sterkt, men paa den sydlige Halvkugle forbruges en stor Del af Sommervarmen til at fordunste Havvand og til at smelte Is i de antarktiske Egne uden at komme Luftens

Temperatur tilgode. Vistnok gjør den sterke Udstraaling fra Landmasserne paa den nordlige Halvkugle om Vinteren denne koldere end paa den sydlige Halvkugle, men dette Underskud af Varme er kun lidet mindre end den nordlige Halvkugles Sommer-Overskud over den sydliges, saa at begge Halvkuglers aarlige Middeltemperatur bliver næsten den samme, omtrent 15°.

191. **Termisk Anomali.** Sammenligner man et Steds — til Havfladen reducerede — Normaltemperatur med den for samme Tid gjældende Middeltemperatur for den Breddegrad, paa hvilken Stedet ligger, faar man en Forestilling om og et Maal for, hvormeget et Steds Lufttemperatur er høiere eller lavere, end man efter dets geografiske Bredde skulde vente. Forskjellen mellem Stedets Temperatur og Breddegradens Temperatur kalder man Stedets termiske Anomali eller Varme-Afvigelse. Den betegnes som positiv, naar Stedets Temperatur er høiere, som negativ, naar Stedets Temperatur er lavere end Breddegradens. F. Ex. Kristiania ligger under den 60. Breddegrad. Vi har følgende Temperaturer (ved Havfladen):

	Januar.	Juli.	Aar.
Kristiania	— 4.°3	17.°2	5.°6
Den 60. Breddegrad	— 16.°0	14.°1	— 0.°8
Termisk Anomali .	+ 11.°7	+ 3.°1	+ 6.°4

Werchojansk i det østlige Sibirien ligger paa 67° 34′ Bredde. Stedet er bekjendt for sin strenge Vinterkulde:

	Januar.	Juli.	Aar.
Werchojansk . .	— 50.°8	15.°6	— 16.°7
67° 34′	— 24.°5	10.°0	— 7.°0
Termisk Anomali	— 26.°3	+ 5.°6	— 9.°7

192. Trækker man paa Kartet Linier gjennem de Steder, som har samme termisk Anomali, faar man en Oversigt over Opvarmningens og Afkjølingens Fordeling over Jorden. Saadanne Linier kaldes Isametraler. Paa Karterne Fig. 37 og Fig. 39 gaar de som Kamme tegnede Linjer gjennem de Steder, hvor den termiske Anomali er 0°, eller de viser Grændsen mellem de Steder, som har positiv Anomali, og de, som har negativ Anomali.

Tænderne peger mod de varmere Strøg med positiv Anomali. Paa den nordlige Halvkugle har vi Varmeoverskud der, hvor Isotermerne bøier sig op mod Nord, og Varmeunderskud der, hvor de bøier sig ned mod Ækvator. Paa den sydlige Halvkugle er Nul-Isametralens Løb mindre sikkert bestemt end paa den nordlige. En Bøining af Isotermerne mod Syd betegner her Opvarmning, mod Nord Afkjøling.

193. Af Kartet Fig. 37 ser man, at i Januar findes positiv Anomali eller Varmeoverskud over Nord-Atlanterhavet og Europa, det nordlige Stillehav, det østlige Sydamerika, Sydafrika, en Del af det Indiske Hav og Australien. Derimod hersker negativ Anomali eller Varmeunderskud over saagodtsom hele Asien og Nordamerika undtagen Vestkysten, over Grønland, en stor Del af Stillehavet med den vestlige og nordlige Del af Sydamerika, den østlige Del af Syd-Atlanterhavet, det nordlige Afrika og den sydligste Del af det Indiske Hav.

194. Af Kartet Fig. 39 ser man, at i Juli er Forholdet i det store taget omvendt. Positiv termisk Anomali findes over Spidsbergen, Europas Fastland, næsten hele Asien, Afrika undtagen en smal Rand af Vestkysten, det sydlige Indiske Hav, det sydlige Stillehav, det vestlige Nordamerika og det nordlige Sydamerika. Negativ Anomali har Nord-Atlanterhavet, Grønland og det østlige Nordamerika, den østlige Del af Syd-Atlanterhavet, den sydligste Del af det Indiske Hav, Australien med Nyzeeland, det nordlige Stillehav og det vestlige Sydamerika med Havet udenfor.

195. Hovedaarsagen til denne Fordeling finder vi i Solens forskjellige Virkning paa Landjorden og paa Havet. Naar den nordlige Halvkugle har Vinter, afkjøles dens Fastlande sterkere end Havet. Paa samme Tid har den sydlige Halvkugle Sommer, og dens Fastlande opvarmes sterkere end Havene. Naar den nordlige Halvkugle har Sommer, opvarmes dens store Fastlande sterkt, medens Havets Opvarmning bliver svagere. Paa samme Tid fremkalder den sydlige Halvkugles Vinter en Afkjøling af dens Fastlande i Modsætning til Havet.

196. I Januar gaar den termiske Anomali op til $+25^\circ$ og derover udenfor Norges Vestkyst. De yderste Øer i Lofoten (Røst)

har + 25.°5. Dette er det største Varmeoverskud paa hele Jorden. Paa Nordamerikas Vestkyst gaar Anomalien under den 55. Breddegrad neppe op til + 12°, udenfor over Havet til + 14°. I det Indre af Sibirien synker Anomalien ned til — 26° ved Kuldepolen (Werchojansk), men i det Indre af Nordamerika ved Hudsons Bay kun til — 10°.

197. I Juli gaar den termiske Anomali i det Indre af Asien østenfor det Kaspiske Hav og i Sahara kun op til + 8°, i Kalifornien til + 6°. Dette er varme Egne. I det Indre af Finmarken og Lapland, hvor der er Natsol over Indland, gaar Anomalien op til over 6° (Kautokeino + 6.°5). Den største negative Anomali findes i Juli over Davisstrædet, hvor den er — 6°, og over den nordligste Del af Stillehavet, hvor den er — 8°. Den yderste Kystrand af Norge fra Vigtenøerne til Lister har negativ Anomali i Juli, fra 0° til — 0.°6.

FEMTE KAPITEL.

Vanddampene i Luften.

198. Luften faar sine Vanddampe ved Fordunstning af Vand fra Jordens Overflade (32). Denne Fordunstning foregaar stadig, først og fremst fra alle Vandflader, fra Havet, Sjøerne og Elvene, fra Is og Sne, men ogsaa fra vaade Overflader, fra Planterne og fra Skyerne. Maalinger med Fordunstningsmaaler (114) har vist, at Fordunstningsmængden paa en Fladeenhed og i en Tidsenhed eller Fordunstningshastigheden er meget forskjellig under forskjellige Omstændigheder. Fra en fri Vandflade fordunster Vandet hurtigere end fra fugtig Muldjord, men langsommere end fra vaadt Græs. Jo høiere Vandets og Luftens Temperatur er, desto raskere gaar Fordunstningen. Saaledes er Fordunstningen sterkere om Dagen end om Natten, om Sommeren end om Vinteren, i Solskin end i Skygge, i den varme Zone end i de tempererede og kolde. Desuden beror Fordunstningen paa Luftens relative Fugtighed. Er Luften mættet med Vanddamp, kan den ikke optage mere deraf, og Fordunstningen stanser. Man tænker sig dette foregaa paa den Maade, at Vandet sender sine Dampe ud i Luften i samme Mon, som Luftens Vanddampe fortættes i Vandets Overflade. Jo tørrere Luften er, jo mindre den relative Fugtighed, desto lettere foregaar Fordunstningen. Derfor er Fordunstningen overmaade sterk i de Egne, som udmerker sig ved sin tørre Luft, som Ørkenerne. Endvidere er Fordunstningens Raskhed større eller mindre, eftersom Vindens Hastighed over det

fordunstende Vand er større eller mindre. Stillestaaende Luft vil efterhaanden mætte sig med Vanddamp, og Fordunstningen bliver i saadant Tilfælde svagere og svagere. Blæser derimod en Luftstrøm over Vandet, fører den altid nye tørrere Luftmængder hen over den fordunstende Overflade paa samme Tid, som de Luftmængder, der har optaget Vanddampe, føres bort. Paa Havet og ved Kysterne, hvor den relative Fugtighed gjerne er større, men ogsaa Vindhastigheden større, kan derfor Fordunstningen blive sterkere end i Indlandet, hvor den relative Fugtighed er mindre, men ogsaa Vindhastigheden mindre. Fordunstningen er ogsaa beroende paa Lufttrykket. Jo mindre Lufttrykket er, jo tyndere Luften, desto raskere sker Fordunstningen. Det salte Havvand dunster noget langsommere end det rene Vand, men Dampene er rent Vand, Saltet bliver tilbage i Havvandet. Bølger og Sjøsprøit befordrer Fordunstningen, idet de giver Vandet en større fri Overflade, fra hvilken Fordunstningen kan foregaa.

199. En nøiagtig Maaling af Fordunstningsmængden er som ovenfor (114) omtalt ikke opnaaelig. De følgende Opgaver over denne har derfor kun relativ Betydning og tjener til at vise, hvor forskjellig Fordunstningen kan være paa forskjellige Steder og til forskjellige Tider, men ikke til at give noget paalideligt Maal for dens Størrelse.

I Cumana (Sydamerika 10° nordl. Bredde) fordunster aarlig et Vandlag af 3 520 Millimeters (3.52 Meters) Høide. I Sidney (Sydøst-Australien 34° sydl. Bredde) fordunster aarlig 1 200 mm., deraf 170 mm. i December (Sommer), men kun 36 mm. i Juli (Vinter). Paa Madeira ($32^1/_2$° nordl. Bredde) er den aarlige Fordunstning 2 030 mm., deraf 204 mm. i Juli og 124 mm. i Januar. Paa Azorerne fordunster i Aarets Løb 1 000 mm., i Marseille 2 300 mm., i Holland 600 mm. til 800 mm. (i Helder 98 mm. i Juli, 16 mm. i Januar), paa de engelske Kyster 900 mm., i London 650 mm., paa Østsiden af Skotland 800 mm. aarlig (i Juni 114 mm., i Januar 30 mm.). I Nukuss, ved Amu Darja, sønden-for Aralsjøen, et Sted, der udmerker sig ved sit tørre Klima, fordunster i Juni Maaned en Vandhøide af 500 mm., hvad der svarer til 16 mm. i et Døgn. I St. Petersburg fordunster, efter

Maalinger med samme Slags Fordunstningsmaaler som i Nukuss, kun 2 mm. i en Junidag.

200. Fordunstningens Størrelse har en daglig og en aarlig Periode, der følger Lufttemperaturens.

201. Atmosfæren faar saaledes sine Vandampe nedenfra, ligesom den faar sin Varme nedenfra. Naar Dampene udvikles ved Fordunstningen, stræber de med sin Udvidelseskraft at udbrede sig over Jorden som en egen Dunstkreds og fylde Rummet paa samme Maade som den atmosfæriske Luft. Dersom der ingen Hindringer var imod Dampenes frie Udbredelse, eller dersom Luften og Vanddampene kunde komme i Ro, vilde begge gjensidig gjennemtrænge hinanden; den enes Dele vilde ordne sig, som om den anden ikke var tilstede, og man vilde faa to af hinanden uafhængige Atmosfærer, en bestaaende af atmosfærisk Luft og en bestaaende af Vanddamp. Dampene vilde ikke trykke paa Luften og Luften ikke paa Vanddampene. Begge Atmosfærer vilde være tættest i det nederste Lag og blive mindre tætte jo høiere op. Men nu gjør Luften nogen Modstand mod Dampenes Gjennemtrængen, saa at deres Udbredelse foregaar langsommere, og desuden kommer Luftkredsen aldrig i saadan Ro, at den tillader Vanddampene at ordne sig saaledes, som de vilde gjøre, om Ligevægt skulde finde Sted. Damp-Atmosfæren bliver derfor aldrig uafhængig af Luften eller Luften ganske uafhængig af Damp-Atmosfæren. Naar Dampene udvikler sig raskt, vil de kun for en Del gjennemtrænge Luften, medens de for en Del trykker paa Luften og jager den tilside. Naar Luften er i Bevægelse, føres Vanddampene med den paa samme Maade som Røgen eller andre lette Gjenstande seiler i Luften. Ved Vanddampenes Fortætning til Nedbør, som Taage, Regn, Sne, træder Vanddampene ud af Atmosfæren som en Del af dennes luftformige Bestanddele.

202. Vanddampenes Mængde eller Tryk, Damptrykket (76) saavelsom den relative Fugtighed har ligesom Luftens Temperatur sin daglige og sin aarlige Periode.

203. **Den daglige Periode i Vanddampenes Tryk.** Dennes Gang sees af Fig. 40. Denne er tegnet paa lignende

Maade som Fig. 31. De øverste Kurver viser den daglige Periode i Vanddampenes Tryk for Juli Maaned, de nederste for Januar. Af Kurven *B* sees, at Damptrykket har en meget regelmæssig daglig Periode i Bergen i Juli Maaned. Det er mindst om Morgenen Kl. 5 og størst om Eftermiddagen henimod Kl. 2½. Amplituden er 1.4 mm. Damptrykket følger saaledes Luftens Temperatur. I Kristiania, Kurven *C*, har Damptrykket i Juli først et Minimum Kl. 3 a. m., stiger derpaa til

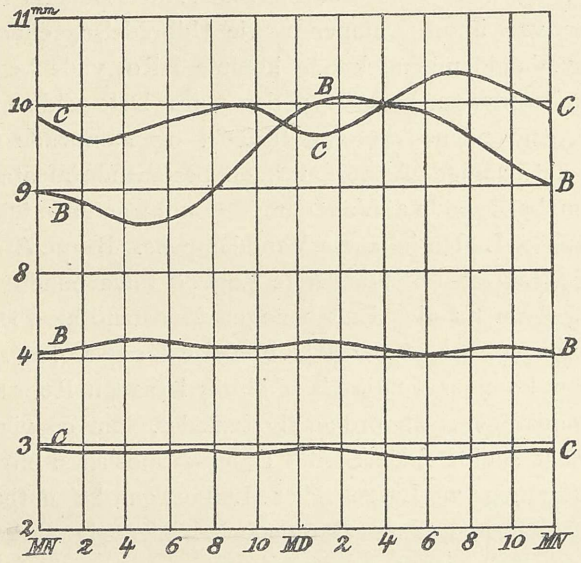


Fig. 40.

Kl. 10 a. m., falder igjen til Kl. 1 p. m., stiger saa atter til Kl. 8 p. m. og falder saa til Kl. 3 a. m. Der er altsaa et Minimum om Eftermiddagen omkring den Tid, da Temperaturen er høiest. Amplituden mellem Eftermiddagsmaximum og Morgenminimum er 0.75 mm., mellem Formiddagsmaximum og Eftermiddagsminimum 0.33 mm.

I Januar (Fig. 40 nederst) er saavel i Bergen som i Kristiania Damptrykkets daglige Periode meget lidet udpræget. Det er lavest om Natten og har et Maximum lidt efter Middag, ligesom Temperaturen.

204. Saaledes som Perioden er i Bergen, finder man den i Kystegnene og paa Havet i de tempererede og kolde Zoner samt i større Høider over Havet. Paa Havet er Amplituden gjennemsnitlig 1 mm. I det arktiske Polhav er den, efter Observationerne fra Framfærden, om Sommeren kun 0.13 mm.

Paa Indlandsstationer og tropiske Kyststationer er Perioden som i Kristiania med et Minimum paa den varme Tid af Døgnet. I Nertschinsk i Øst-Sibirien falder i Juli Hovedmaximum Kl. 11 a. m. med 12.6 mm., et Dagminimum Kl. 6 p. m. med 12.0 mm., et andet Maximum Kl. 7½ p. m. med 12.1 mm. og Hovedminimum Kl. 4 a. m. med 9.7 mm. Amplituden er 2.9 mm. I Batavia, 6° sydl. Bredde paa Javas Nordkyst, er Damptrykket i Gjennemsnit for hele Aaret mindst Kl. 6 a. m. ved Solopgang, da det er 19.7 mm.; det stiger til 20.8 mm. Kl. 9 a. m., falder derpaa til 20.5 mm. Kl. 11 a. m., stiger igjen til 21.2 mm. Kl. 7 p. m. og synker derpaa til Morgenminimum.

205. Damptrykkets daglige Periode følger saaledes idetheletaget Lufttemperaturens. Naar Lufttemperaturen stiger, fordunster Vandet fra Jordoverfladen raskere og raskere, og Dampmængden i Atmosfæren stiger. Naar Temperaturen synker, tager ogsaa Fordunstningen af, og der tilføres Atmosfæren mindre Vanddamp. Men der foregaar Fordunstning hele Døgnet igjennem og tilføres de nedre Luftlag saaledes stadig nye Mængder af Vanddampe. Lufttemperaturen synker om Eftermiddagen og Natten paa Grund af Varmens Udstraaling. Naar Damptrykket aftager paa samme Tid, maa Aarsagen hertil være, at Vanddampene som saadanne træder ud af Atmosfæren. Dette ved vi kan ske, naar Dampene paa Grund af Luftens Afkjøling under Dugpunktet fortættes til Skyer, Regn, Sne, Taage. Dette Spørgsmaal er ikke klart udredet. Det synes, som om Jordoverfladen, baade den faste og den flydende, fortætter Vanddampe, naar dens Temperatur synker under Udstraalingen af dens Varme mod Himmelrummet. Men Dugpunktet naaes ikke i de Lag af Luften, hvor vore Fugtighedsmaalere staar, thi her gaar, som vi nedenfor skal se, den relative Fugtighed ikke helt ned til 100 Procent om Natten i den daglige Periode. Paa den faste Jordoverflade

kan Afkjølingen fremkalde Taage, Dug og Rim, naar Temperaturen synker under Dugpunktet.

206. Den eiendommelige Synken af Damptrykket i den varme Aarstid og i de tropiske Egne, som finder Sted paa den varmeste Tid af Dagen, forklares ved de op- og nedstigende Luftstrømme, som vi ovenfor (139) har lært at kjende. Naar disse Konvektionsstrømme under Solens Virkning paa Jordoverfladen bliver sterke, river de opstigende Strømme Vanddampene hurtigere med sig, end de udvikles ved Fordunstningen, paa samme Tid som de nedstigende Strømme bringer tørrere Luft ned til de nederste Luftlag. Disse Virkninger bliver saa kraftige, at Damtrykket gaar ned til et sekundært Minimum paa den varmeste Tid af Dagen. De Dampe, som føres opad af den opstigende Luftstrøm, bringer de høiere liggende Luftlag til at faa sit Damptryk op til et Maximum paa samme Tid. I den kolde Tid af Aaret og ved Kysterne og paa Havet er Opvarmningen af Jordoverfladen ikke saa sterk, at den kan fremkalde opstigende Strømme kraftige nok til at forringe Damptrykket midt paa Dagen.

207. **Den aarlige Periode i Vanddampenes Tryk.** Denne ligner meget Lufttemperaturens aarlige Periode. Som Exempler har vi valgt Bergen (*B*) og Kristiania (*C*) (Fig. 41).

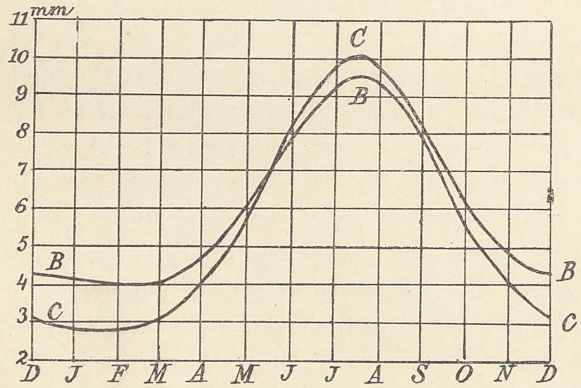


Fig. 41.

Det mindste Damptryk falder i den sidste Del af Vinteren, det største i Juli til August. Paa Havet og ved Kysterne falder

Minimum og Maximum senere end i Indlandet, og hele Perioden slutter sig nærmere til den aarlige Periode i Havoverfladens Temperatur end til Lufttemperaturens, i Forhold til hvilken den er noget forsinket. Amplituden er større i Indlandet end ved Kysten. Nertschinsk har 9.8 mm., Kristiania 7.1 mm., Bergen 5.4 mm. I Batavia er Damptrykket størst i April, 21.6 mm., og mindst i August, 19.3 mm. Amplituden altsaa kun 2.3 mm. I Polhavet nordenfor Sibirien har Damptrykket en meget regelmæssig Periode med et Minimum af 0.25 mm. i Januar, et Maximum af 4.1 mm. i Juli og en Amplitude af 3.8 mm.

208. Dampmængden eller Damptrykket viser sig saaledes i sin aarlige Periode væsentlig beroende paa Luftens Temperatur og den dermed følgende Evne hos Luften til at holde Vanddamp opløst.

209. **Vanddampenes Mængde i forskjellige Høider.** Ligesom Temperaturen aftager Damptrykket med Høiden over Havet. For at tage et Exempel fra Norge har vi som Aarsmiddel for Kristiania 5.6 mm., for Kristiansund 5.8 mm., for Trondhjem 5.2 mm., men for Dombaas, Dovre, (649 m.) 4.2 mm., for Røros (630 m.) 4.0 mm. og for Hjerkinn, der ligger 963 Meter over Havet, kun 3.8 mm. I September og Oktober 1832 var Damptrykket i Zürich 9.3 mm., medens det paa Faulhorn, 2570 Meter over Havet, kun var 4.1 mm. Paa Sonnblick i de østerrigske Alper, 3 100 Meter høit, er Aarsmiddelet for Damptrykket kun 2.6 mm. Ved Ballonreiser finder man i store Høider meget ringe Dampmængder i Atmosfæren. Vanddampenes Tryk aftager opad i et meget raskere Forhold end Lufttrykket. I en Høide af 1 962 Meter over Havet finder man Delefladen mellem den nedre og den øvre Halvdel af Dampmængden i Atmosfæren. Grændsen mellem den nedre og den øvre Halvdel af Luften, regnet i Vægt, findes først mellem 5 000 og 6 000 Meters Høide (71) ved et Lufttryk af $^{760}/_{2}$ eller 380 mm. I 4 000 Meters Høide er omtrent $^{3}/_{4}$ af Vanddampene nedenfor og $^{1}/_{4}$ ovenfor, og i 6 500 Meters Høide har man kun $^{1}/_{10}$ af Vanddampene over sig. Vi kan forstaa dette, naar vi tænker paa, at Vanddampenes Maximum af Tryk er beroende paa Temperaturen (29). De

øvre Luftlags kolde Luft kan kun indeholde ringe Mængder af Vanddamp.

210. **Vanddampenes Fordeling over Jordens Overflade.** Vanddampenes Tryk eller deres Vægt i en Kubikmeter i de nedre Luftlag har en Fordeling over Jorden, der i det store taget ligner Lufttemperaturens. Jo høiere Temperaturen er, desto mere Vanddamp indeholder Luften. Dette gjælder med størst Regelmæssighed Verdenshavene, hvis Overflades Temperatur ogsaa kommer Luftens Temperatur nær. Over Fastlandene viser sig større eller mindre Afvigelser fra denne Regelmæssighed, idet de geografiske Forhold paa mange Steder er saaledes beskafne, at hverken Jordbundens Fugtighed eller fordunstende Vandmasser og heller ikke Luftstrømme er istand til at tilføre Luften mere end en Brøkdel af den Dampmængde, som den efter den stedfindende Temperatur vilde være istand til at optage ved Fordunstning. Saadanne Egne er især Ørkenerne, hvor Jordbunden er tør, og som ligger langt fra Havet, eller hvor der kun blæser tørre Landvinde.

211. I Januar finder man det høieste Damptryk over et Belte imellem Ækvator og den 20. sydlige Breddecirkel. Her er Damptrykket over 20 mm. Det stiger i det ækvatoriale Afrika til 26 mm. og ved Kysten af Nord-Australien til 24 mm. I Ørkenen Sahara er Damptrykket forholdsvis lidet, kun 5 mm., medens det over de europæiske Middelhavslande er over 5 mm. Vest-Europa har 5 til 10 mm., Øst-Europa 2 til 5 mm. Ved Mississippis Munding er Damptrykket ikke høiere end paa de britiske Øer, og paa samme Breddegrad er det høiere paa Nordamerikas Vestside end paa Asiens Østkyst. Ved Cap Hoorn er Damptrykket 6—7 mm. I Finmarken er det paa Kysten 2 mm. og i det nordlige Polhav 1/4 Millimeter.

212. I Juli ligger det Strøg, som har det høieste Damptryk, nordenfor Ækvator. I Ostinden, ved Gangesfloden, har man 26 mm., Vestafrika har over 24 mm. og Antillerne og den mexikanske Golf, det sydlige Kina, Ostindien og de store Øer nordenfor Australien over 20 mm. Det Indre af Nordamerika er tørt, noget mere Vanddamp har det Indre af Asien. I Europa aftager

Damptrykket fra SSE mod NNW fra 15 til 10 mm. Sahara har neppe 10 mm., og det samme turde være Tilfældet med Ørkenerne i Asien. Cap Hoorn har 4.7 mm. Finmarken har over 7 mm., men det nordlige Polhav kun 4 mm.

213. Ligesom Jordoverfladens Temperatursystem flytter sig fra Vinter til Sommer nordover og i den anden Halvdel af Aaret sydover, saaledes ogsaa Vanddampsystemet. Dette er mest udpræget over Havet, mindre over Landet med dets tørrere Luft.

214. **Den daglige Periode i den relative Fugtighed.** Denne har overalt paa Jorden en lignende Gang, og det er kun Amplituderne, der er forskjellige paa de forskjellige Steder. Vi tager vore Exempler (Fig. 42) fra Bergen (*B*) og Kristiania (*C*). Fig. 42 øverst viser den daglige Periode af den relative Fugtighed

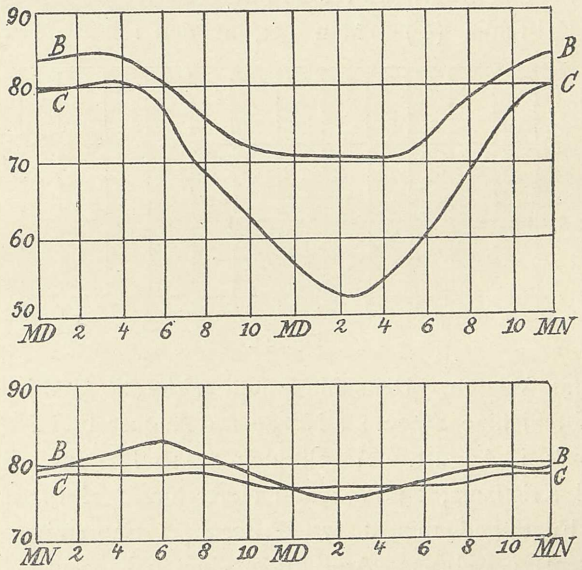


Fig. 42.

i Juli. Man ser, at den relative Fugtighed er størst om Morgenen og mindst om Eftermiddagen. Jo høiere Luftens Temperatur er, desto tørrere er Luften. Dette er i Overensstemmelse med, at varmere Luft kan opløse mere Vanddamp end koldere Luft. Amplituden er i Bergen 14 Procent, i Kristiania 28 Procent.

I Nertschinsk er den 30 Procent. I Upsala er Amplituden i Juli 36 Procent. I Januar er Perioden lidet udpræget. Bergen har en Amplitude (Fig. 42 nederst) af 7 Procent, Kristiania af neppe 3 Procent. I Upsala er den 4 Procent, i Nertschinsk 12 Procent. I Polhavet er Amplituden i Sommermaanederne 2 Procent, i Vintermaanederne meget ringe eller forsvindende. I større Høider over Havet, som paa Sonnblick, er den relative Fugtighed mindst om Formiddagen og størst om Aftenen ved Ottetiden, undtagen om Vinteren, da den er størst ved Middagstider og mindst om Aftenen ved 10-Tiden. Dette kommer deraf, at Dampene om Dagen af Dalvinden føres tilveirs og her danner et tættere Skylag. I en tæt Sky er Luften mættet med Vanddamp.

215. Den aarlige Periode i den relative Fugtighed. Fig. 43 viser den aarlige Periode i den relative Fugtighed i Bergen (*B*) og Kristiania (*C*). Man ser, at den relative Fugtighed er

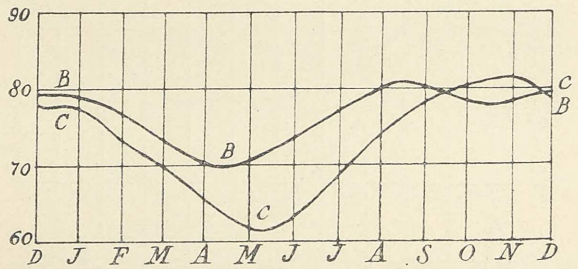


Fig. 43.

mindst om Vaaren. Dens Maximum falder til forskjellige Tider paa de forskjellige Steder; i Norge fra August til i November, i Nertschinsk i August. Amplituden er 10 Procent i Bergen, 20 Procent i Kristiania, 23 Procent i Nertschinsk. I Batavia er den relative Fugtighed mindst (79 Procent) i September og størst (88 Procent) i Februar, Amplituden kun 9 Procent. Paa Sonnblick er den relative Fugtighed mindst om Vinteren (71 Procent) og størst om Sommeren (86 Procent). Sommeren med de fra Dalen opstigende sterkere Luftstrømme er her den Aarstid, da Stedet er hyppigst indhyllet af Skyer.

216. Den relative Fugtighed i forskjellige Høider over Havet er meget forskjellig, baade med Hensyn paa Sted

og Tid. Vi har set, at saavel Vanddampenes Mængde eller Damptrykket som Luftens Temperatur gjennemsnitlig aftager med Høiden, og det vil derfor komme an paa, hvilken af disse der har Overvægten, om den relative Fugtighed i Høiden skal blive mindre eller større. Der, hvor der er et tæt Lag af lavere Skyer, er den relative Fugtighed 100 Procent. Under Skyen er den mindre, og over Skyen kan der være et temmelig tørt Luftlag. I meget store Høider har man ved Ballonobservationer fundet gjennemgaaende en liden relativ Fugtighed, hvad der stemmer med Vanddamptrykkets raske Aftagen opad (209) i Forhold til Lufttrykkets.

217. At give en Fremstilling af den relative Fugtigheds Fordeling over Jorden i de lavere Luftlag har sine Vanskeligheder, da dette Element vexler i Størrelse paa en langt mindre regelmæssig Maade end Temperatur og Damptryk. Paa Havet er den relative Fugtighed 75 til 80 Procent. Over Fastlandene vexler Forholdet mellem Damptryk og Temperatur med Aarstiderne, saa at Sommeren og især Vaaren gjerne har en mindre, Vinteren (Høsten) en større relativ Fugtighed. Den sterke Sommervarme giver Luften større Evne til at opløse Vanddampe og gjør Luften tør, medens Vinterkulden med sin ringe Evne dertil gjør den fugtig, uagtet den absolute Dampmængde i Luften er større om Sommeren end om Vinteren. I Januar er paa Norges Kyst den relative Fugtighed fra 75 Procent i det nordlige til 80 Procent i det sydlige, medens den i det østlige Sverige gaar op til 90 Procent. I Juli har Norges Kyst 75—80 Procent i det sydlige, 85 Procent i det nordlige, medens den i Indre Sogn, i Gudbrandsdalen og i Kristiania gaar ned til 65 Procent, i Sverige til 70 Procent. Amplituden er paa Østlandet 15—20 Procent, paa Kysten 10—5 Procent. I det nordlige Polhav er den relative Fugtighed størst i Juli med 92 Procent, mindst i November med 80 Procent. Aarsmiddel er 85.5 Procent, den aarlige Amplitude 12 Procent.

SJETTE KAPITEL.

Luftens Tryk.

218. Lufttrykkets daglige Periode. Paa lignende Maade som Lufttemperaturens og Luftens Fugtigheds daglige Periode (Fig. 31, 32, 40, 42) viser Fig. 44 og Fig. 45 Lufttrykkets daglige Periode. Fig. 44 viser denne, saaledes som den gjennemsnitlig

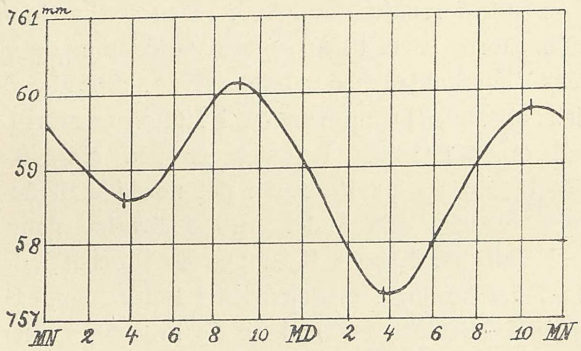


Fig. 44.

er for hele Aaret i Batavia. De enkelte Maaneder viser kun ringe Afvigelser fra Aarets Gjennemsnit. Man ser, at Lufttrykket Kl. 3.40 min. Morgen har et Minimum, at det stiger til Kl. 9.8 min. Formiddag til et Maximum, daler til Kl. 3.40 min. Eftermiddag til sit andet og dybere Minimum, stiger derpaa til sit andet Maximum, som det naar Kl. 10.22 min. Aften, for derefter at falde

til sit Morgenminimum. Den daglige Amplitude mellem Morgenmaximum og Eftermiddagsminimum er 2.8 mm.

Fig. 45 viser Lufttrykkets daglige Periode i Kristiania i Januar (den øverste Linie) og i Juli (den nederste Linie). I Januar falder, som man ser, Morgenminimum Kl. 5.35 min. a. m., Formiddags-

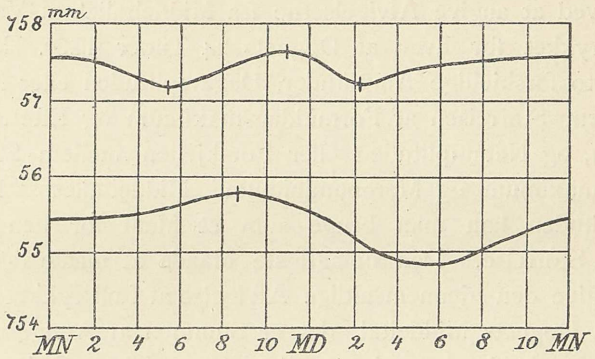


Fig. 45.

maximum Kl. 11, Eftermiddagsminimum Kl. 2.6 min. og Aftenmaximum kort før Kl. 11. Amplituden er kun 0.42 mm. I Juli finder vi Formiddagsmaximum Kl. 8.45 min. og Eftermiddagsminimum Kl. 6. Mellem disse Klokkeslet er der i Løbet af Aftenen, Natten og Morgenen kun en langsom Stigning, men intet Aftenmaximum og Morgenminimum. Ved 3-Tiden om Morgenen er der dog en Bøining i Kurven, der tyder paa en Slags Tilnærmelse til et Minimum. Amplituden er 0.86 mm.

219. Lufttrykkets daglige Periode er, som ogsaa de ovenstaaende Exempler viser, forskjellig paa de forskjellige Steder paa Jorden og til forskjellige Aarstider. Forskjellen viser sig i Størrelsen af Amplituderne og i de Tider, paa hvilke Maxima og Minima falder.

En Sammenstilling af Lufttrykkets daglige Periode paa forskjellige Steder viser dog, at der er visse fælles Træk, som altid kommer frem, om de end tildels synes at være nær ved at udslettes eller overdækkes. Som det mest karakteristiske Træk i Lufttrykkets daglige Periode finder man, at den bestaar i en Dobbeltsvingning eller to Bølger i Løbet af 24 Timer, med

et Maximum om Formiddagen og et om Aftenen og et Minimum om Morgenen og et om Eftermiddagen. Maxima findes omkring Kl. 10 a. m. og p. m., Minima omkring Kl. 4 a. m. og p. m. De Klokkeslet, da Maxima og Minima indtræder, kalder man Vendetimerne. Med Tal udtrykker man bedst den daglige Periode ved at angive Afvigelserne fra Middeltallet af Værdierne af Lufttrykket for hver af Døgnets 24 Timer (129). Man kan tale om to forskjellige Amplituder, Dagamplituden eller Forskjellen mellem Størrelsen af Formiddagsmaximum og Eftermiddagsminimum, og Natamplituden eller Forskjellen mellem Størrelsen af Aftenmaximum og Morgenminimum. Middeltallet af Dag- og Natamplituden kan man bruge som et Maal for den daglige Periodes Størrelse. Den nøiagtigste Maade at maale denne paa er at angive den gjennemsnitlige Afvigelse af Lufttrykket for hver Time fra Døgnets Middeltal, det er Summen af Afvigelserne for hver Time divideret med 24 eller den midlere Ordinat (129). Paa lignende Maade kan man gjøre Forskjel paa Dagsvingningen og Natsvingningen i den daglige Periode.

Næsten overalt er Eftermiddagsminimum dybere eller mere afvigende fra Dagsmediet end Morgenminimum, og i Regelen er Formiddagsmaximum høiere end Aftenmaximum, saaledes som i Batavia. Dagsvingningen er sterkere end Natsvingningen.

Under alle Breddegrader fra Ækvator til Polaregnene er Vendetimerne næsten de samme. Kun Eftermiddagsminimum og Aftenmaximum forsinkes lidt paa høiere Bredder. Amplituderne derimod aftager merkelig med Bredden, fra 2 til 3 Millimeter i Ækvatoregnene til en trediedels eller en kvart Millimeter ved den 60. Breddegrad.

220. Indenfor Vendekredserne er den daglige Periode kun lidet foranderlig i Aarets Løb. Vendetimerne er de samme, kun Dagamplituden er noget større i den tørre Tid end i Regntiden. Men vi møder her en anden høist interessant Fremtoning. Svingningens Størrelse, maalt med den midlere Ordinat (Afvigelse fra Døgnets Middel, 129), viser en aarlig Periode med et Maximum i Marts og Oktober og et Minimum i Juli og December. Af de to Minima er det i Juli skarpere udpræget end det i December saavel

paa den sydlige som paa den nordlige Halvkugle. Perioden findes ogsaa i de tempererede Zoner, og alt dette tyder hen paa, at vi har her noget at gjøre med Jordens forskjellige Afstand fra Solen til de forskjellige Aarstider. Ved Nytaar er Jorden nærmest Solen, i Juli længst fra den (4).

221. I de tempererede Zoner finder man, at jo længere Dagen og jo kortere Natten bliver, desto tidligere optræder Morgenminimum og Morgenmaximum og desto senere Eftermiddagsminimum og Aftenmaximum, ligesom Dagsvingningen bliver større og Natsvingningen mindre. Kristiania, Fig. 45, giver Exempel herpaa. I Juli er her Natsvingningen forsvundet.

222. Mellem Lufttrykkets daglige Periode ved Kysten og inde i Landet finder man en merkelig Forskjel. Ved Sjøen er i de varme Egne Vendetimerne omtrent de samme som inde i Landet, men Havet har større Natsvingning end Dagsvingning, sterkere Morgenminimum end Eftermiddagsminimum, afsvækket Morgenmaximum og forsterket Aftenmaximum. I de tempererede Zoner kan ved Kysten Formiddagsmaximum blive forskøvet til Middag eller senere. Fra Midnat til Middag er Lufttrykket ved Kysten lavere end inde i Landet, i den anden Del af Døgnet høiere. Her har vi aabenbart foruden med den regulære Dobbeltsvingning at gjøre med en Enkeltsvingning, der har en 24 Timers Periode og peger paa en Sammenhæng med Luftens Temperatur, der om Dagen er høiest over Land, om Natten høiest over Sjøen. I nøieste Forbindelse hermed staar Sjøbrisen om Dagen og Landbrisen om Natten (242).

Ogsaa de saakaldte Berg- og Dalvinde (243) ledsages af merkelige daglige Svingninger i Lufttrykket. I Fjelddale naar Dagamplituden en usedvanlig stor Høide, der kan gaa op til 3 og 4, ja næsten 5 mm., og Natsvingningen bliver ubetydelig eller forsvinder. Ogsaa i disse Tilfælder spiller aabenbart den daglige Periode i Lufttemperaturen en overveiende Rolle til at bestemme Lufttrykkets Gang.

I Polaregnene findes den daglige Periode overalt, men med smaa Amplituder og tildels sterkt forskjøvne Vendetimer. Om Sommeren og paa Havet paa høie nordlige Bredder, som i det

Norske Hav, har vi Maximum Kl. 2 p. m. og Minimum Kl. 4 a. m., næsten en fuldstændig Modsætning til Kristiania (Fig. 45) i Juli, og der er saavidt Spor af et Eftermiddagsminimum Kl. 9 og et Aftenmaximum Kl. 10. Amplituden er 0.5 mm. I det nordlige Polhav viser Observationerne fra «Fram» som Hovedtræk Minimum om Morgenen eller Formiddagen og Maximum om Eftermiddagen eller Aftenen med Amplituder paa omkring 0.2 til 0.4 mm.

I de høiere Lag af Atmosfæren er Lufttrykkets daglige Periode i saa Maade forskjellig fra den, vi finder ved Jordoverfladen, at Vendetimerne forsinkes noget, medens Amplituderne bliver omtrent de samme.

223. Mange er de Forsøg, som tidligere har været gjort paa at forklare Lufttrykkets daglige Periode. Men det er først i de sidste Aar, at det har lykkets at vinde et afgjort Fremskridt i denne Henseende, og dette skyldes Meteorologiens Foregangsmand, Østerrigeren Professor Julius Hann.

Ved Beregninger, udførte efter de saakaldte Bessel'ske Formler eller efter engelsk Sprogbrug den harmoniske Analyse, kan man opløse et periodisk Fænomen i flere Perioder, der tilsammen frembringer den observerede Periode. Saaledes kan den daglige Periode opløses i flere samtidig foregaaende Svingninger eller Perioder; en, hvis Længde eller Varighed er fulde 24 Timer, en, hvis Længde er Halvdelen heraf eller 12 Timer, en, hvis Længde er Trediedelen af 24 Timer eller 8 Timer o. s. v. Gangen (Ordinaterne) i hver af disse Perioder udtrykkes ved en simpel Formel og grafisk ved en Bølgelinie, der har Navn af en Sinusoide. Hver Periode eller Svingning har sin egen Amplitude og sine egne Vendetimer. Den første, 24-Timers Perioden har et Maximum og et Minimum med 12 Timers Mellemrum. Dette er den enkelte Periode. Den anden Periode, den 12-Timers, har to Maxima med 12 Timers Mellemrum og to Minima med 12 Timers Mellemrum; mellem et Maximum og et Minimum ligger der 6 Timer. Dette er den dobbelte Periode. Den tredie, 8-Timers Perioden, har tre Maxima og tre Minima, med en lige stor Tidsafstand af 4 Timer mellem Maximum og Minimum. Det er den tredobbelte Periode.

Hann har nu vist ved sine Beregninger af den daglige Periode i Lufttrykket paa mange Steder paa Jorden, at disse Enkeltperioder ikke alene er Beregningsresultater, men at de har en virkelig fysisk Betydning.

Som vi har seet, er det den dobbelte Periode med to Slag eller Svingninger i Døgnets Løb, der først træder os imøde i Lufttrykkets daglige Gang. Beregningerne viser nu, at denne Periode gjenfindes overalt og til alle Tider, hvor Lufttrykkets daglige Periode er bestemt efter timevise Observationer, og at der er en udpræget Lovmæssighed i den Maade, som den kommer frem paa, saavel med Hensyn paa Sted som paa Tid. Det er ligesom en Flo og Fjære i Atmosfæren. Ved Ækvator er Maximum eller Flo Kl. 9.42 min. a. m. og p. m. og Minimum eller Fjære 6 Timer senere, Kl. 3.42 min. p. m. og a. m. Under 50 Graders Bredde er Maximum Kl. 10, altsaa 18 Minutter senere end under Ækvator, og Minimum Kl. 4. Dette finder Sted til alle Aarstider. Amplituden aftager med Bredden langs Havoverfladen. Den er ved Ækvator 0.98 mm., ved 30° Bredde 0.65 mm. og ved 60° Bredde 0.09 mm., alt i Gjennemsnit for Aaret. Amplitudens Størrelse vexler med Aarstiderne i en regelmæssig aarlig Periode, idet den er størst ved Jevndøgnene, naar Solen staar i Ækvator, og har Minima i Januar og i Juli. Saavel paa den nordlige som paa den sydlige Halvkugle falder den allermindste Amplitude i Juli, paa den Tid, da Jorden i sin aarlige Bane er længst borte fra Solen, medens Minimum-Amplitudens Størrelse i Januar, da Solen er os nærmest, er adskilligt større.

224. En fuldstændig Forklaring af Aarsagerne til den dobbelte Periode er endnu ikke givet. Men Antydninger om, hvor den kan søges, findes i følgende Betragtninger. Svingningerne i Lufttrykket lader sig, som vi nedenfor skal se, for en Del forklare af Ændringerne i Luftens Temperatur. Men den daglige 24-Timers Periode i Luftens Temperatur med et Minimum om Morgenen og et Maximum om Eftermiddagen kan ikke forklare disse Svingninger i Lufttrykket i den dobbelte Periode. Imidlertid indeslutter den virkelige Temperaturperiode ligesom Lufttrykperioden ogsaa en dobbelt Periode af 12 Timers Varighed. Paa

den anden Side viser Beregninger over mulige Flo- og Fjære-Virkninger i Atmosfæren, at der i denne, saaledes som dens Udstrækning og Høide og andre Forhold er, kan finde Sted visse Tæthedsforandringer eller dermed sammenhørende Svingninger, der har en Periode af lidt mindre end 12 Timer. Denne nære Overensstemmelse med den dobbelte Varmebølges Periode kan tænkes at være en Aarsag til, at Varmebølgen kan fremkalde en forsterket 12-Timers Svingning i Atmosfæren, der ytrer sig som den dobbelte Lufttrykperiode, og som er almindelig over den hele Jord. At det ikke er Luftens Opvarmning og Afkjøling ved Jordoverfladen, der her er virksom, er allerede omtalt. Vi henvises saaledes til at søge Aarsagen i den Opvarmning, som de øvre Luftlag faar ved Solstraalernes Gjennemgang gjennem dem (119), altsaa den Del af Solvarmen, som ikke naar Jordoverfladen. At denne er afhængig af Solens Afstand fra Jorden er ogsaa forstaaeligt, ligesom at den maa være afhængig af Aarstiderne, Solhøiden og Dagslængden.

225. Den enkelte Periode i Lufttrykkets daglige Gang er et meget sammensat Fænomen. I den ækvatoriale Del af Verdenshavene med deres ringe daglige Temperaturvexel (134) er dens Amplitude kun Trediedelen af den dobbelte Periodes, og dens Maximum falder ved Kl. 6 a. m. og Minimum ved Kl. 6 p. m. Ved Kysterne forsinkes Vendetimerne betydelig, hvorimod i Fjelddale, hvor Lufttemperaturen vexler sterkt fra Nat til Dag, Vendetimerne er uforandrede, men Amplituden bliver meget stor. Sammen med den dobbelte Periode giver derfor her den enkelte Periode meget store Amplituder. Særlig at lægge Merke til er Virkningen af den enkelte Periode i de høiere Luftlag. Med Varmen udvides Luften i Løbet af Dagen, og de forskjellige horizontale Luftlag løftes opad. De høiere Niveauer faar mere Luft over sig end før, og Lufttrykket stiger. Omvendt om Natten. Denne Virkning kan beregnes, naar man kjender Luftens Temperaturforandring, og omvendt kan man af Lufttrykforandringen i Høiden og i et lavere Niveau beregne det mellemliggende Luftlags Temperaturforandring (134, Sonnblick).

226. Den dobbelte Periode er uafhængig af Veiret, medens

den enkelte Periode har større Amplitude paa klare Dage end paa overskyede Dage, ligesom Luftens Temperatur.

227. Den tredobbelte daglige Periode i Lufttrykket har en meget liden Amplitude, der har en udpræget Vexel i Aarets Løb, og dens Størrelse er omtrent den samme under alle Breddegrader til samme Aarstid. Den maales med nogle Hundrededele af en Millimeter.

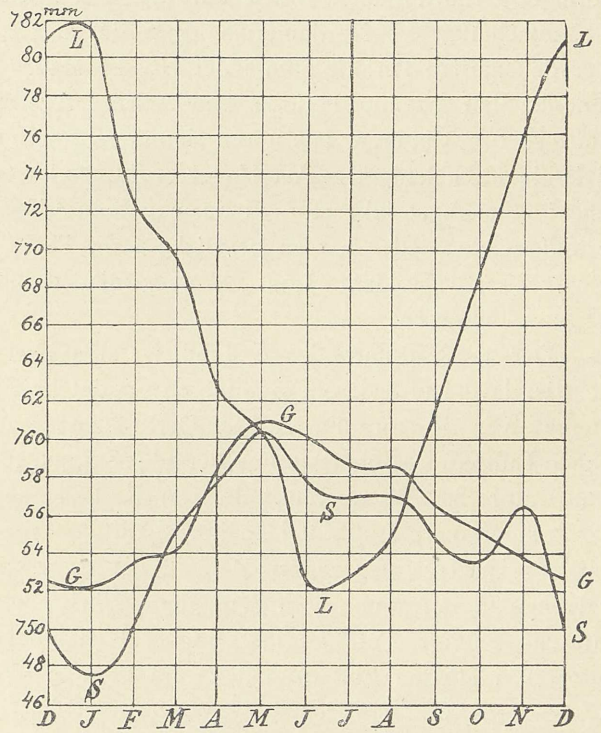


Fig. 46.

228. **Lufttrykkets aarlige Periode.** Denne er meget forskjellig paa de forskjellige Steder paa Jorden. Fig. 46 viser Lufttrykkets gjennemsnitlige aarlige Forandring i Stykkisholm paa Island (*S*), i Gjesvær ved Nordkap (*G*) og i Luktschun i det Indre af Asien (*L*). Det sidste Sted ligger muligens lidt under Havfladen under 42° 42′ nordl. Bredde og 89° 42′ Længde Øst Greenwich og har meget høie Fjelde i Nærheden mod Nord,

Vest og Syd. Paa Island og ved Nordkap, altsaa paa begge Sider af det Norske Hav, er Lufttrykket lavest om Vinteren og høiest i Mai. I det Indre af Asien er Lufttrykket derimod høiest om Vinteren og lavest om Sommeren. Den aarlige Amplitude er i Stykkisholm 13 mm., ved Nordkap 7.5 mm. og i Luktschun hele 30 mm. Dette er Exempler paa de sterkeste aarlige Ændringer i Lufttrykket. I den nordlige Del af Stillehavet mellem Kamtschatka og Nordamerika og i det arktiske Nordamerika er den aarlige Periode som i det Norske Hav. Staterne i Nordamerika har samme Periode som Asien. Australien har høiest Lufttryk om Vinteren, lavest om Sommeren, som den sydlige Halvkugle idetheletaget. Paa Havet er Lufttrykkets aarlige Forandring idetheletaget ikke stor. I de ækvatoriale Egne er den liden. Høitliggende Steder har en betydelig aarlig Periode. Amplituden voxer med Høiden. Lufttrykket er mindst om Vaaren og høiest om Sommeren.

229. Det mest fremtrædende Træk i Lufttrykkets aarlige Periode er det lave Lufttryk om Sommeren og det høie Lufttryk om Vinteren over de store Fastlande. Dette hænger aabenbart sammen med Lufttemperaturens aarlige Periode (Fig. 35, 161). Den høie Temperatur om Sommeren inde over Fastlandene udvider Luften og bringer mere Luft op i de høiere Luftlag, som derved faar et høiere Lufttryk paa samme Tid. I det store har vi her lignende Konvektionsstrømme som dem, der er virksomme under Temperaturens daglige Periode (139). Over Fastlandene har vi om Sommeren i Høiden Luftstrømninger fra Land mod det koldere Hav og ved Jordoverfladen et derved formindsket Lufttryk. De herskende Vinde ved Jordoverfladen blæser fra Havet mod Land. Hvor de indre Egne af Fastlandet, som i Asien, er omgivne af høie Fjeldkjæder, staar disse i Veien for de nævnte Vinde, og disse kan ikke komme til at udfylde den ved Varmen fremkaldte Luftfortynding. Denne bliver stor, som Exemplet fra Luktschun viser. Om Vinteren bliver ved den sterke Udstraaling i den lange Nat Jordbunden meget kold og Temperaturen i de nedre Luftlag meget lav. Ved Afkjølingen trækker Luften sig sammen og bliver saa at sige sammenpakket i de nederste Luftlag.

Herved faar ny Luft ovenfra Rum til at lægge sig over disse, og Lufttrykket bliver større. Fra de koldeste Egne vil Luften ved Jordoverfladen strømme ud mod Havet; de herskende Vinde er Landvinde. Stænges disse af Bergkjæder, samler den kolde Luft sig indenfor disse, og Lufttrykket bliver høit som i Luktschun, hvor det i Januar gaar op til over 780 mm.

230. Lufttrykkets aarlige Forandring over det arktiske Nordamerika, det Norske Hav, Spidsbergen og Franz Josefs Land med Maximum i April til Mai og Minimum om Vinteren staar vistnok i nøieste Forbindelse med den tildels modsatte Vexel over det Indre af de store Fastlande, med hvem der udbyttes Luft til de forskjellige Aarstider. Som vi senere skal se, er der en nøie Forbindelse mellem Lufttrykkets Fordeling og Luftens Bevægelse eller Vinden. Ved at studere begge disse i Sammenhæng vil meget af Lufttrykkets Vexel kunne bringes nærmere til Forstaaelse, som ovenfor antydet om Land- og Havvindenes Betydning for Lufttrykket i det Indre af Fastlandene. Men Lufttrykkets aarlige Vexel i de nordlige Egne af Amerika og Europa venter endnu paa sin fulde Forklaring.

231. **Lufttrykkets Fordeling over Jorden.** Paa lignende Maade, som man beregner Normaltemperaturer for Steder med kortere Observationsrækker (156), kan man beregne Normallufttrykket for et Sted, henført til en bestemt længere Tidsperiode, for de enkelte Maaneder og for Aaret. For at faa en Oversigt over Lufttrykkets Fordeling reducerer man den normale Barometerhøide til sandt Lufttryk ved Hjelp af Tyngdekorrektionen (66) og til en bestemt Niveauflade (72). De følgende Karter (Fig. 47 og 48) giver en Oversigt over Lufttrykkets Fordeling i Havets Niveauflade. For en Mængde Steder paa Landjorden og Havet er det sande normale Lufttryk for Januar og for Juli reduceret til Havfladen. Igjennem de Punkter, som har samme Lufttryk, er der trukket Linier, som kaldes Isobarer eller Ligelufttryks-Linier. Paa lignende Maade som Isotermerne (Fig. 36—39). Isobarerne er paa Karterne trukne for hver 5 Millimeter, for 740 mm., 745 mm., 750 mm., 755 mm., 760 mm., 765 mm., 770 mm., 775 mm. og 780 mm.

232. Isobarkarterne viser os, at Lufttrykket er fordelt over Jordens Overflade paa en ganske anden Maade end Luftens Temperatur og Damptrykket. Medens disse er størst i den varme Zone og mindst i Polaregnene, finder vi, at Lufttrykket er fordelt paa den Maade, at det saavel langs en og samme Meridian som langs en og samme Breddecirkel snart er større, snart mindre. Det er saa at sige opdelt i forskjellige Partier, nogle med høiere, nogle med lavere Lufttryk end Omgivelserne.

I de Partier, der har de høiere Lufttryk, aftager Lufttrykket fra et Maximum, hvor det er allerhøiest, udad i alle Retninger, og i de Partier, der har lavere Lufttryk, voxer Lufttrykket fra et Minimum udad i alle Retninger. Som Middelværdi for Lufttrykket ved Havets Overflade sætter man 760 mm. Lufttryk over 760 mm. hører saaledes til Maxima, Lufttryk under 760 mm. til Minima. Ved at forfølge Isobarerne for 760 mm. kan vi saaledes skille mellem Maxima og Minima af Lufttryk og efter Tallene paa Isobarerne finde disses Plads. Da, som vi senere skal se, der er en nøie Forbindelse mellem Lufttrykkets Fordeling og de herskende Vinde, og da disse sidste paa mange Steder skifter sin Retning med Aarstiderne, har Isobarkartet for Aaret mindre Interesse, hvorfor et saadant ikke er medtaget her. Beregner man det gjennemsnitlige aarlige Lufttryk for de forskjellige Breddegrader, finder man et Belte med lavere Lufttryk mellem Ækvator og 10° nordl. Bredde, to Belter med høiere Lufttryk mellem 30° og 40° Bredde, paa den sydlige Halvkugle noget nærmere Ækvator end paa den nordlige, og paa endnu høiere Bredder aftagende Lufttryk mod Polerne, især paa den sydlige Halvkugle, hvorpaa følger noget høiere Lufttryk i Polaregnene.

233. **Lufttrykkets Fordeling i Januar** (Fig. 47). Isobaren for 760 mm. gaar fra Parrys Øgruppe i det arktiske Nordamerika over Mundingen af Hudsons Bugten til Ny-Skotland og derfra over Atlanterhavet til Europa, hvor den gaar over England, Nordsjøen og Skagerak. Den gjør en Sving op over det søndenfjeldske Norge og fortsætter over Sverige, Finland, Nord-Rusland og Novaja-Semlja. Dens Løb i de nordligste Polaregne er ubekjendt endnu. Den omslutter et

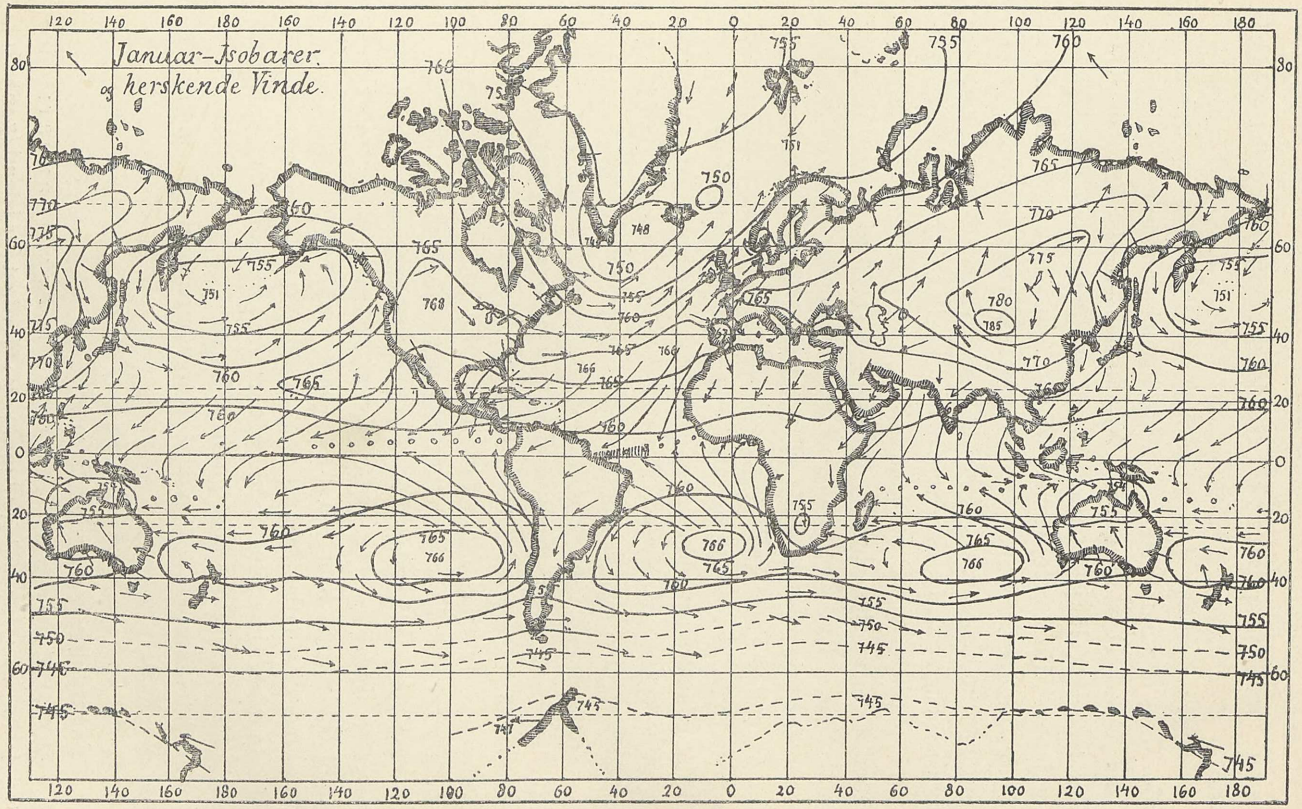


Fig. 47.

Strøg med lavere Lufttryk i Nord-Atlanterhavet og det Norske Hav.

I den nordlige Del af Stillehavet finder vi en Isobar for 760 mm., der indeslutter et Lufttryksminimum omkring de Aleutiske Øer. Den gaar over Nordkysten af det Okotske Hav, Kamtschatka, Beringshavet, Alaska, Nordvestamerika, Stillehavet og Japan. En tredie Isobar for 760 mm. omslynger Jorden paa lavere Bredder. Den gaar over Atlanterhavet omtrent paa 10° nordlig Bredde, over Afrika lidt nordligere, over det nordlige Indiske Hav, Forindien, den Bengalske Bugt, Bagindien, Filippinerne, Stillehavet, Centralamerika og den nordligste Del af Sydamerika. Den har høiere Lufttryk mod Nord, lavere Lufttryk mod Syd. Paa den sydlige Halvkugle finder vi to Gange Isobaren for 760 mm. løbende tilbage i sig selv som en sluttet krum Linie med høiere Lufttryk i sit Indre. Den ene i det sydlige Atlanterhav, det sydligste af Afrika og det sydlige Indiske Hav med Sydaustralien, den anden over den østlige Del af Stillehavet og Vestkysten af Sydamerika. Nordenfor, mod Ækvator, og søndenfor, mod Sydpolaregnene, er Lufttrykket lavere.

234. Maxima af Lufttryk finder vi i Januar: Over det Indre af Asien med et Lufttryk af over 785 mm. (i Luktschun 782 mm., **228**). Over Grønland med over 760 mm. (sandsynligvis). Over Nordamerika med indtil 768 mm. Der gaar et Strøg med høit Lufttryk, over 765 mm., fra Midten af Stillehavet under Krebsens Vendecirkel, over Nordamerika og Nord-Atlanterhavet til Spanien. Det fortsættes, med en Afbrydelse over Frankrig, i Sydeuropa henimod Asiens høie Lufttryk.

Over Syd-Atlanterhavet med indtil 766 mm. Over det sydlige Indiske Hav med indtil 766 mm. Over den østlige Del af det sydlige Stillehav med indtil 766 mm.

I det Indre af det sydlige Norge med over 761 mm. (Tønset, Valdres).

I det Indre af Spanien med 767 mm.

Sandsynligvis omkring Sydpolen.

235. Minima af Luftttryk finder vi i Januar: Mellem Island og Grønland (748 mm.) og i Nordøst for Island (749 mm.).

Ved de Aleutiske Øer (under 751 mm.).

Over et Belte i Nærheden af Ækvator med yderlig udprægede Minima i Sydafrika (under 755 mm.), Nordaustralien (under 754 mm.) og over Sydamerika.

Over Verdenshavet i et Belte omkring Jorden, der ligger lidt søndenfor 60° sydlig Bredde, hvor Lufttrykket gaar ned til under 745 mm.

236. **Lufttrykkets Fordeling i Juli** (Fig. 48). Vi tegner en Isobar for 760 mm. over Grønland, Grønlandshavet og Spidsbergen, men dens Beliggenhed er ikke sikker, da der haves meget faa Observationer fra disse Strøg.

En anden Isobar for 760 mm. gaar fra Newfoundland over Atlanterhavet, de Britiske Øer, Nordsjøen, Danmark, Østersjøen, Vest-Rusland, Balkanhalvøen, Midten af Middelhavet, Nordvestafrika, Guineakysten, det ækvatoriale Afrika, det sydlige Indiske Hav, Nordaustralien, Stillehavet til Sydamerika, hvor den bøier om ved Østkysten mod Nord og Vest og løber derefter mod Nord over den mexikanske Golf og midt igjennem Nordamerika, for nordenom de store Sjøer at gaa mod Øst til Newfoundland. Paa den sydlige Halvkugle finder vi en Isobar for 760 mm., der gaar rundt Jorden omtrent langs den 40. Breddegrad.

237. Maxima af Lufttryk findes i Juli: Over Grønlandshavet.

Over Nord-Atlanterhavet (769 mm.).

Over det nordlige Stillehav, i dets østlige Del (769 mm.).

Over Syd-Atlanterhavet (over 765 mm.), Sydafrika (768 mm.), det sydlige Indiske Hav (768 mm.), Australien (769 mm.) og den østlige Del af det sydlige Stillehav (766 mm.). Alle disse Maxima ligger paa et Belte rundt Jorden, der har over 765 mm. i Juli.

Sandsynligvis over Egnene om Sydpolen.

238. Minima af Lufttryk findes i Juli: I det Indre af Asien, hvor Lufttrykket i Persien gaar ned til 747 mm., i Ostindien, ved Indus, til 748 mm.

Over det vestlige Nordamerika (under 757 mm.).

Over Atlanterhavet i 10° til 12° nordlig Bredde (lidt over 760 mm.).

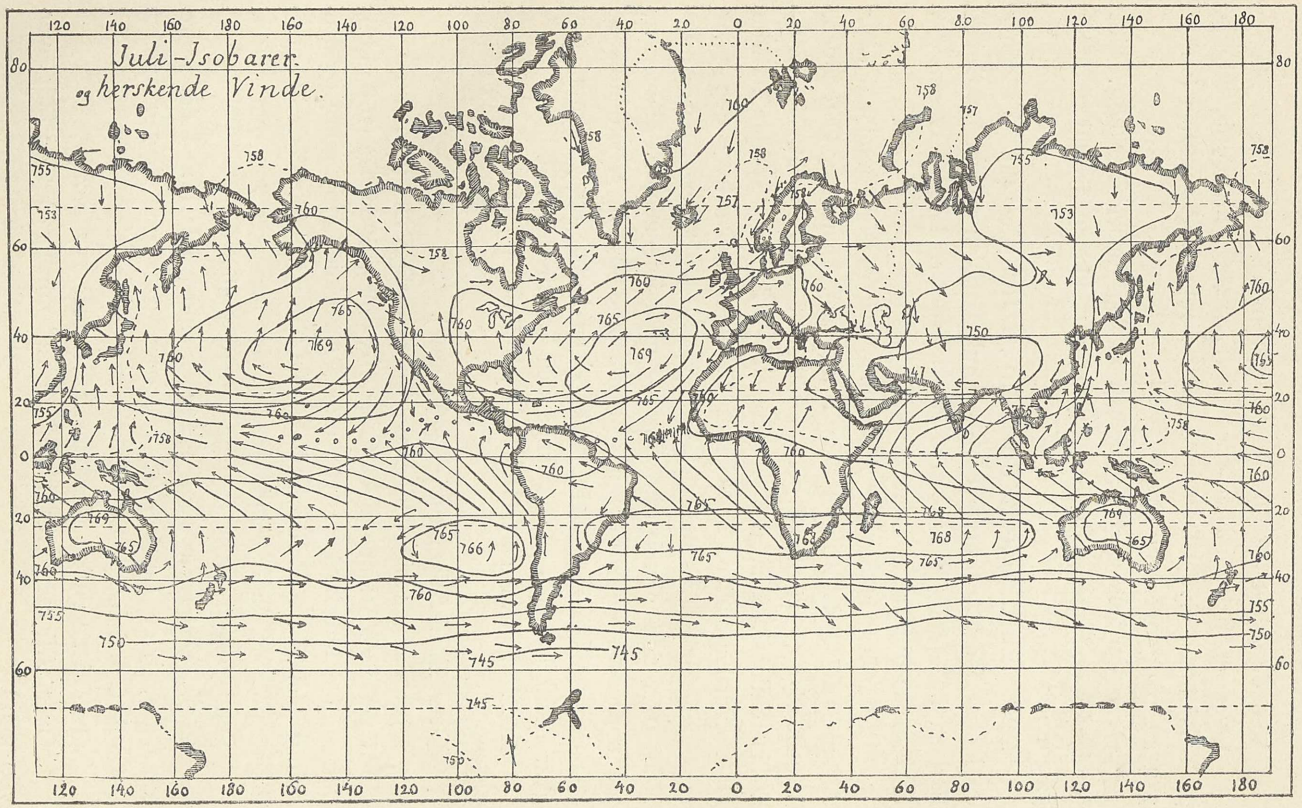


Fig. 48.

Over Stillehavet omtrent paa 10° nordlig Bredde og i det ækvatoriale Sydamerika (under 760 mm.).

Over det Norske Hav mellem Island og Norge (757 mm.) og i det Indre af det sydlige Norge (Gudbrandsdalen 757 mm.) samt i Svensk Norrland (757.5 mm.).

Under den 60. sydlige Breddegrad.

239. Vi ser af disse Karter, at over Fastlandene i de tempererede Zoner er der om Vinteren høit Lufttryk og om Sommeren lavt Lufttryk, saaledes som ovenfor (**229**) allerede omtalt. Over Verdenshavene holder Lufttrykket sig i Aarets Løb jevnere. Her har vi Vendecirklernes høie Lufttryk mellem 30° og 40° Bredde paa den nordlige og mellem 20° og 30° paa den sydlige Halvkugle, der flytter sig lidt mod Nord i vor Sommer og lidt mod syd i den sydlige Sommer. Mellem disse ligger det ækvatoriale lave Lufttryk nordenfor eller ved Ækvator i det Atlantiske og Stille Ocean. I det Indiske Hav findes dette ikke om Sommeren, da det laveste Lufttryk ligger inde i Asien, men i Januar finder vi det her søndenfor Ækvator. Paa Polarsiden af de høie Lufttryk ved Vendecirklerne har vi lavere Lufttryk til alle Aarstider, lavest ved den 60. sydlige Breddecirkel, og paa den nordlige Halvkugle sterkest fremtrædende om Vinteren ved Island. Polernes nærmeste Omgivelser synes at have Lufttryksmaxima hele Aaret.

240. Om Lufttrykkets Fordeling i de høiere Luftlag ved vi ikke meget, da Observationerne her er yderst faa, og det kun er Tindeobservatorierne, der kan skaffe længere Rækker af Lufttryksobservationer. Vistnok har vi Formler til at beregne Lufttrykket i en vis Høide, naar vi kjender Lufttrykket ved Jordoverfladen, men i denne Beregning indgaar et Bestemmelsesstykke af overveiende Betydning, nemlig Luftens Temperatur i det mellemliggende Luftlag, og denne kjender vi kun i enkelte Tilfælder af Observationer i Ballon. De Beregninger, man har gjort for at faa en Oversigt over Lufttrykkets Fordeling i de høiere Niveauflader, forudsætter en jevn Aftagen af Luftens Temperatur med Høiden, men netop Ballonobservationerne har vist, at denne Antagelse i mangfoldige Tilfælder ikke er rigtig. Saadanne Bereg-

ninger har ført til følgende Resultat. Ved Havoverfladen har vi, som ovenfor omtalt (234—238), et Minimum af Lufttryk ved Ækvator, Maxima ved Vendecirklerne og aftagende Lufttryk herfra henimod Polerne. Naar man kommer høiere op i Atmosfæren, bliver det ækvatoriale Minimum svagere og svagere i Forhold til de omgivende Maxima. I meget store Høider kommer vi til et eneste Maximum ved Ækvator og stadigt aftagende Lufttryk derfra mod Polerne, alt i samme Niveauflade (417, 425 og Fig. 87). Sterkest er denne Aftagen om Vinteren, svagest om Sommeren. Da Varmen, som vi har seet, løfter Luftlagene over deres tidligere Niveauflader, og der i Høiden opstaar et Maximum af Lufttryk med en udadgaaende Strømning, og da Kulden ved Jordoverfladen pakker Luften i de nedre Luftlag sammen og derved frembringer Luftfortynding i de høiere Luftlag, faar vi nødvendigvis efter Beregningen i de høiere Luftlag Maxima over de varme og Minima over de kolde Steder. De beregnede Isobarer for de høiere Luftlag kommer til at gaa rundt Jorden langs Breddecirklerne og til at ligne Isotermerne ved Jordoverfladen, de høieste Tal ved Ækvator, de laveste paa høie Bredder.

Man har Observationer fra høitliggende Steder, som stemmer godt hermed. Efter Observationer fra Antisana i Sydamerika under Ækvator og fra Tindestationen Pikes Peak i Nordamerika under 39° Bredde finder man for Niveaufladen i 4 300 Meters Høide over Havet (74) og for Vintermaanederne, for det første Sted et Middellufttryk af 458 mm. og for det sidste Sted af 444 mm., medens man for Havfladen (Kart Fig. 47) beregner henholdsvis 759 mm. og 767 mm.

SYVENDE KAPITEL.

Vind.

241. **Vind** er Luftens Bevægelse langs Jordoverfladen. Da Luften, naar den er i Bevægelse, maa gaa af Veien for tættere Legemer, bliver Vindens Retning og Styrke i høi Grad afhængig af Jordoverfladens Form. Over den faste Jord maa Vinden følge dennes Uregelmæssigheder. I en Gade, i en trang Dal, over en trang Fjord vil den i Regelen blæse langs disse, den ene Vei eller den anden, opover Dalen eller nedover Dalen, indover Fjorden eller udover Fjorden. Paa trange Steder kan Luftstrømmen knibes ind og derved voxe i Hastighed og Styrke. Paa Sletten blæser Vinden jevnere end over Berglandet og paa Havet endnu jevnere. Jevnest blæser den i de høiere frie Luftlag. Over Berglandet, der hindrer Luftens Bevægelse mest, er Vindhastigheden gjennemsnitlig mindre end over Slettelandet, over Slettelandet mindre end over Havet og over Havet mindre end i den frie Atmosfære. Forresten er, som vi skal se, Vindens Retning og Styrke beroende paa Lufttrykkets Fordeling i Niveaufladen. I Norge er Middel-Vindstyrken for Aaret paa den yderste Kystrand 2.5 (Hastighed 9 Meter i Sekundet), men i Kristiania kun 0.9 (2 m. pr. Sek.) og i det Indre af det sydlige Norge kun 0.5 (1 m. pr. Sek.). I Berlin, der ligger paa Sletten, er Aarets Middel-Vindhastighed 5 m. pr. Sek. I Yarmouth, paa Østkysten af England, hvor Landet er ganske fladt langt indover fra Kysten, har Østenvinden, der kommer fra Nordsjøen, en dobbelt saa stor

Hastighed som Vestenvinden, der kommer fra Land. Men ude paa Fyr-Skibet, som ligger en snau geografisk Mil udenfor Kysten, noteres baade Østenvind og Vestenvind af samme Styrke. Som Regel er Landvinde svagere end Havvinde. Bag høie Berge eller i Læ af høie Øer finder man ofte et vindstille Strøg, en Slags Vind-Skygge, med Luftevjer ved Yderranden. Naar en sterk Vind blæser mod en høi og brat Bergvæg (eller en Mur), kastes Vindstrømmen ret tilveirs, og den, som staar paa Skrænten, føler ikke Vinden, idet denne først længere inde kommer ned igjen og stryger langs Jorden med sin fulde Hastighed. (Ravnejuvet i Telemarken med Vestenvind.)

242. **Vindretningens daglige Periode. Sjøbris og Landbris.** Paa de fleste Kyster finder man, især paa klare og varme Dage, en periodisk Vexel i Vindens Retning og Styrke i Døgnets Løb. Om Formiddagen begynder Sjøbrisen ude paa Sjøen og blæser efterhaanden op fra Havet mod Landet og indover dette. Den er friskest om Eftermiddagen. Om Aftenen sagtner den af, og der indtræder Vindstille. Sent paa Aftenen begynder Landbrisen at blæse ud fra Landet over Sjøen og holder paa til Morgenen, da den afløses af Vindstille før Sjøbrisen. Aarsagen til Sjøbrisen er den opstigende Luftstrøm over Landet, der er varmere end Havet, og som følges af Lufttrykmaximum i Høiden og Lufttryksminimum over Jorden. Fra dette Maximum over Landet strømmer i Høiden Luft udover Havet, som faar høiere Lufttryk i de nedre Niveauflader end Landet, og herved sættes Luften over Havet i Bevægelse mod Land. Sjøbrisen er friskest om Eftermiddagen, naar den opstigende Luftstrøm er livligst. Om Aftenen udjevner Trykforskjellerne i Niveaufladerne sig, og Luftens Bevægelse ophører; det bliver stille. Om Natten er Havoverfladen varmere end Landjorden. Under dennes Udstraaling af Varmen pakker Luften sig sammen i de Jordoverfladen nærmeste Luftlag, der ofte er koldere end de høiere (Inversion, 181); der opstaar Lufttryksmaximum over Landjorden i de nedre Luftlag, og Luften drives fra Land udover Sjøen. I de høiere Luftlag strømmer Luften fra Sjøen mod Land og fylder det høie Lufttryk med nedstigende Luftstrøm. Om Morgenen,

naar Solen igjen er begyndt at virke, udjevnes Lufttryksforskjellerne, og der kommer Vindstille, som igjen afbrydes af Sjøbrisen, naar den nedstigende Luftstrøm over Sjøen og den opstigende Luftstrøm over Landet er kommet i Gang. De Forskjeller i Lufttrykket, som fremkalder Sjø- og Landbris, er yderst ringe. Som vi har seet, spores de i Lufttrykkets daglige Periode paa Kysten (222). Paa saadanne Steder, hvor Vinden er meget stadig, som i Passatstrøgene, kan Sjø- og Landbrisen forsterke den eller svække den, og tildels kan den herskende Vind, som blæser i modsat Retning af en af dem, bringe den til ganske at forsvinde.

Sjø- og Landbrisen paavirkes tildels af Virkningen af Jordens Rotation (16), saaledes at de ikke blæser ret paa eller ud fra Kysten, men dreies til Høire paa den nordlige Halvkugle, til Venstre paa den sydlige. Sjø- og Landbrisen kaldes hos os ofte Solgangsveir.

243. Et andet Exempel paa Vindens daglige Periode, der ligner Sjø- og Landbrisen, er Berg- og Dalvinden, som vi ovenfor allerede har omtalt (222), der optræder i Fjelddale paa varme Dage. Om*) Dagen blæser Vinden opover Dalen og Lierne, om Natten nedover. Den over Fjeldtoppene opstigende Luftstrøm om Dagen bringer med sig Vanddamp op i Høiden og danner (idet under Afkjølingen Dugpunktet naaes) de skinnende rolige Skyballer (Cumulusskyer), som paa varme Eftermiddage omkrandser Toppene og ikke sjelden ledsages af Tordenveir. Nattevinden bringer Vanddampene igjen nedover, Himmelen klarner af, og om Morgenen er Udsigten bedst, da Vanddampene leirer sig, ofte som Taagedække, i Dybet, og Luften er roligst. Om Eftermiddagen derimod, naar den varmere Luft stiger op langs Fjeldsiderne, bliver Udsigten slettere, og der lægger sig et blaat Slør over Landskabets Baggrund. Aarsagen til denne Luftens rytmiske Op- og Nedstigning maa søges i to Omstændigheder. Idet Luften i de lavere Egne opvarmes og udvider sig, stiger Lufttrykket i de høiere Luftlag (139) over samme, men ikke over Lierne, hvor Luften ikke paa denne Maade kan løftes af Varmen.

*) J. Hann.

Luften faar saaledes en Bestræbelse efter at bevæge sig mod Fjeldet for at udjevne Trykforskjellen. Dertil kommer, at Lierne om Dagen opvarmes sterkere end den frie Luft i samme Niveau. Derfor har Luften over Lierne en Bestræbelse efter at stige tilveirs og i Forbindelse med den horizontale Vind, som blæser mod Fjeldet, opstaar saaledes langs Lierne og opad Dalen en opstigende Luftstrøm; det er Dalvinden. Om Natten har vi det modsatte Forhold. Luftlagene over Dalbunden trækker sig sammen, og Lufttrykket synker her under Liernes i samme Niveau. Desuden afkjøles Luften over Lierne, der afkjøler sig ved Varmeudstraaling sterkere end den frie Luft; den bliver tungere, og begge disse Omstændigheder bevirker, at Luften flyder fra Fjeldet mod Dalbunden og langs disse nedover. Dag- og Natvinden i Fjelddalene kan kun komme istand, naar Atmosfæren ikke er i en større hurtig Bevægelse. Den opstaar saaledes fortrinsvis paa smukke rolige Solskinsdage.

244. **Vindstyrkens daglige Periode.** En saadan viser sig tydelig kun paa Landstationer, medens den paa Havet ikke merkes eller, som i Passatstrøget, kun fremtræder ganske svagt. Paa Landstationerne er Vindstyrken i de nedre Luftlag indtil omkring 100 Meters Høide mindst om Natten og størst paa den varmeste Tid af Dagen. I de høiere Luftlag er derimod Vindstyrken mindst ved Middag eller noget senere og størst om Natten eller i Morgentimerne. Amplituden er størst om Sommeren og mindst om Vinteren, større paa varme, klare Dage end paa overskyede. Vindstyrkens daglige Periode gjør sig gjældende ved alle Vindretninger.

Man forklarer denne Vindstyrkens Vexel i Døgnets Løb paa følgende Maade. Erfaring og Maalinger har vist, at Vindens Hastighed voxer med Høiden over Jordoverfladen. Denne hindrer Luften i dens Bevægelse, medens de øvre Luftlag bevæger sig mere uhindret og hurtigere end Luften i de nedre Lag. Vi har seet (139), at Luftens daglige Opvarmning sker ved op- og nedstigende Konvektionsstrømme. De opstigende Strømme bringer Luft med mindre Hastighed op i Høiden og bevirker saaledes en mindre Vindhastighed i Høiden om Dagen. De nedstigende

Strømme fører Luft med større Hastighed ned til Jorden og bevirker saaledes en større Vindhastighed i de lavere Luftlag om Dagen, især paa den Tid, da de op- og nedstigende Strømme er livligst. Dette Spil rækker ikke høiere op end omkring 100 Meter over Jorden. Om Natten, naar Konvektionsstrømmene ophører, vil de høiere Luftlag have den dem tilhørende større Hastighed, medens de lavere lider Forsinkelse ved Jordoverfladens Modstand mod Bevægelsen. Paa Havet er de op- og nedstigende Luftstrømme ikke saa kraftige og Forskjellen mellem Vindhastigheden i de nedre og øvre Luftlag ikke saa stor som over Landjorden, derfor kommer Vindstyrkens daglige Periode her ikke tydelig frem. En stor Amplitude af Lufttemperaturens daglige Periode er gunstig for en stor Amplitude af Vindstyrkens. Klarveir og sterkt vexlende Solhøide i Døgnets Løb ledsages af livligere op- og nedstigende Strømme og en sterkere Vexel af Vindstyrken end overskyet og koldere Veir.

Sjø- og Landbrisen giver Maxima af Vindstyrke om Eftermiddagen og Natten, Minima Morgen og Aften.

245. For at faa en Oversigt over, hvor ofte Vinden paa et Sted blæser fra de forskjellige Kanter eller de enkelte Vindretningers Hyppighed til forskjellige Tider af Aaret, tæller man efter Observationerne fra Stedet op, hvormange Gange Vinden i en Maaned har blæst i de forskjellige Retninger. Har man f. Ex. noteret Vindens Retning 3 Gange om Dagen, som paa de norske Stationer, faar man ved Optællingen en Tabel som omstaaende.

Ser man paa Tallene i denne Tabel, saa finder man, at Mellemstregerne (93) ikke er noterede saa mange Gange som Hovedstregerne. Dette er almindelig Tilfældet, hvorfor man gjerne reducerer Vindenes Hyppighed til de 8 Hovedstreger paa følgende Maade. Man tager Halvparten af hvert af de Tal, der hører til Mellemstregerne og lægger til Tallet for den Hovedstreg, som ligger imellem. F. Ex. SSE har Tallet 2, SSW har Tallet 7. Halvparten af 2 er 1, Halvparten af 7 er 3.5, $1 + 3.5$ er 4.5, hvilket, tillagt Tallet for S eller 14, giver $14 + 4.5$ eller 18.5 for S. Eller, hvad der kommer ud paa det samme, man tager Summen af Tallene for 2 Mellemstreger, der ligger paa hver sin

Vindenes Hyppighed.

Marts.	Kl. 8 a. m.	Kl. 2 p. m.	Kl. 8 p. m.	Sum.	8 Str.	1000.
N	0	2	3	5	5.5	59.2
NNE	0	0	0	0		
NE	2	0	0	2	2.5	26.9
ENE	1	0	0	1		
E	2	1	1	4	6	64.7
ESE	2	0	1	3		
SE	2	3	4	9	11.5	123.7
SSE	1	1	0	2		
S	6	5	3	14	18.5	198.9
SSW	3	1	3	7		
SW	0	2	1	3	7	75.3
WSW	1	0	0	1		
W	0	1	0	1	2	21.5
WNW	0	1	0	1		
NW	6	12	8	26	27	290.0
NNW	1	0	0	1		
Stille	4	2	7	13	13	139.8
Sum	31	31	31	93	93	1 000.0

Side af en Hovedstreg, halverer denne Sum og lægger denne Halvpart til Tallet for Hovedstregen. For Syd faar man saaledes $14 + \frac{2+7}{2} = 14 + \frac{9}{2} = 14 + 4.5 = 18.5$. De saaledes fundne Tal opføres i Rubriken «8 Streger». Da de forskjellige Maaneder har ulige mange Dage, beregner man Vindenes Hyppighed efter 1 000 Observationer ved at multiplicere Tallene i Rubriken «8 Streger» med 1 000 og dividere med det hele Antal Observationer (i vort Exempel 93) og faar saaledes de i den sidste Rubrik «1 000» opførte Tal. Til Kontrol ved disse Beregninger tjener, at Summen af Tallene i Vertikalrubrikerne skal være lig Observationernes Antal og i sidste Rubrik 1 000.

246. Tallene i den sidste Rubrik giver en Oversigt over Vindenes Fordeling. Denne sees endnu bedre af en grafisk Fremstilling som Fig. 49 eller Fig. 50. Tabellen eller Figurerne kalder man en Vindrose og specielt en Vindrose for Vindenes Hyppighed. I Fig. 49 er Tallene i Rubriken 1 000 afsatte fra Midtpunktet i den Retning, hvorfra Vinden kommer, idet 1 mm. svarer til en Hyppighed af 10 af 1 000 eller 1 af 100. Den punkterede Cirkels Radius betegner Hyppigheden af Vindstille. Fig. 50 viser Vindenes Hyppighed som Ordinater (Afstanden mellem den horizontale 0-Linie og den brækkede Linie). *C* er Stille.

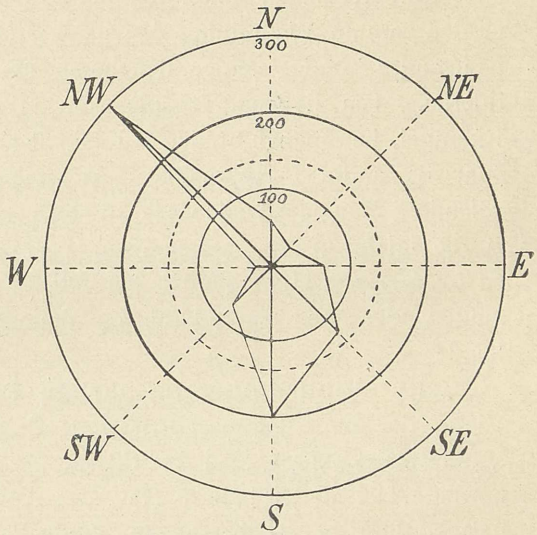


Fig. 49.

Man ser af dette Exempel, at der var 2 Vinde, som har

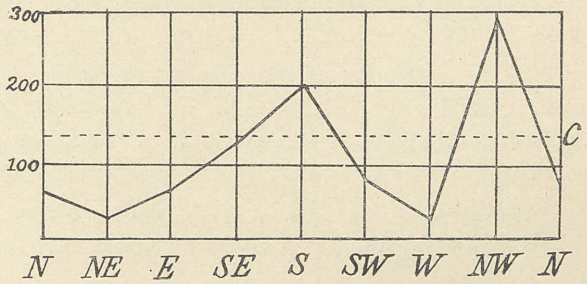


Fig. 50.

blæst hyppigere end de andre, nemlig først NW og dernæst S. De sjeldneste Vinde var W og NE.

247. Paa de fleste Steder paa Jorden er der en Vindretning,

som til en bestemt Tid af Aaret optræder med størst Hyppighed. Den kaldes den herskende Vindretning. Paa mange Steder har den herskende Vindretning en saa stor Hyppighed, at alle andre Retninger kun forekommer sjelden. Paa nogle Steder er den samme Vindretning den herskende i alle Aarets Maaneder, paa andre Steder vexler den herskende Vindretning med Aarstiderne. Paa lignende Maade som vi har seet i ovenstaaende Exempel, har mange Steder to forskjellige Vindretninger, der overgaar de andre i Hyppighed. Af disse er gjerne den ene overveiende. Man faar saaledes konstante Vinde, som blæser hele Aaret igjennem fra samme Kant, periodiske Vinde, der har en overveiende Hyppighed i den enkelte Maaned, men hvis Retning vexler med Aarstiderne, og almindelig fremherskende Vinde.

248. **Vindretningens aarlige Periode.** De periodiske Vinde, der giver det mest storartede Exempel paa den herskende Vindretnings Skiften med Aarstiderne, er Monsunerne. I den nordlige Del af det Indiske Hav, det Arabiske Hav og den Bengalske Bugt er de herskende Vinde om Vinteren nordlige til nordostlige, om Sommeren sydvestlige. De første kaldes Nordost-Monsunen, de sidste Sydvest-Monsunen. Paa Østasiens Kyst er de herskende Vinde om Vinteren nordlige og nordvestlige, om Sommeren sydlige til sydostlige. De har saaledes Monsunkarakteren. Noget lignende finder vi i Norge, hvor de herskende Vinde er:

	Vinter.	Sommer.
Kristiania	NE	S
Skagerakkysten	NE	SW
Lister	E	NW
Vestkysten . . .	SE og S	NW og N
Romsdalskysten	SW	NE
Nordland	SW, SE	N
Lofoten	S, SW	N
Andenes	S	NE
Nordkap	SE	W
Vardø	SW	NW

De herskende Vinde giver god Bør om Vinteren fra Kristiania til Nordkap, om Sommeren den modsatte Vei.

Disse Vexlinger i Vindenes Retning hænger, som vi nedenfor nærmere skal se, sammen med Lufttrykkets og Temperaturens vexlende Fordeling (229) i Indlandet og paa Havet. Kulde og høit Lufttryk i det Indre af Landet om Vinteren giver Landvinde, som Nordost-Monsunen, Varme og lavt Lufttryk Havvinde, som Sydvest-Monsunen.

249. Vindstyrkens aarlige Periode. Denne er temmelig forskjellig paa forskjellige Steder. I det nordlige Europas Kystegne er Vindstyrken gjennemsnitlig størst om Vinteren og mindst om Sommeren. Norges Vestkyst har i Januar Vindstyrken 3 (11 m. pr. Sek.), om Sommeren 2 (7 m. pr. Sek.). Lignende er Tilfældet paa de Britiske Øer. Det Indre af Norge har derimod større Vindstyrke om Sommeren end om Vinteren. Middelhavslandene har tildels størst Vindstyrke Vaar og Høst, mindre Sommer og Vinter. Ogsaa denne Vexel hænger sammen med Lufttrykkets Fordeling.

250. Vindhastighedens Forandring med Høiden. Som allerede ovenfor nævnt (244) er i Regelen Vindens Hastighed desto større, jo høiere man kommer op i Atmosfæren. Iagttagelser med frit opstillede Vindmaalere viser dette. Ombord i Korvetten «Nornen», der i Juli 1870 laa tilankers ved Queenstown, Irland, fandtes ved en Forsøgsrække Vindens Hastighed ved Faldrebet, 4 Meter over Vandet, at være 3.3 m. pr. Sek., i store Mers, 19.5 Meter høit: 3.5 m. pr. Sek. og i store Stengesaling, 33 Meter høit: 3.8 m. pr. Sek. Ikke sjelden hender det, at Underseilene paa et Skib hænger slappe paa samme Tid, som Bovenseilene staar fulde. Paa Toppen af et Vandtaarn i Strassburg i 52 Meters Høide over Jorden har man registreret en middlere aarlig Vindhastighed af 4.1 m. pr. Sek., medens man paa Toppen af Spiret paa Strassburger Münster i 144 Meters Høide har registreret en Middelhastighed for Aaret af 5.9 m. pr. Sek. I Paris finder man paa Toppen af Eiffeltaarnet, 303 Meter over Jorden, en Middel-Vindhastighed af 8.7 m. pr. Sek., medens den i 20 Meters Høide kun er 2.15 m. pr. Sek. Aarsagen til

Vindhastighedens Tilvæxt med Høiden er den Modstand, Luftens Bevægelse møder ved Jordoverfladen i sin Gang henover denne, medens de høiere Luftlag bevæger sig friere, idet de med Lethed glider henover hverandre. Over Landjorden sinkes Luften sterkest, og her aftager derfor Hastigheden sterkest nedad eller voxer sterkest opad. Over Havet er Modstanden mindre end over Landet, og her voxer Vindens Hastighed langsommere med Høiden. Jo sterkere Vinden er, desto mere Modstand gjør Jordoverfladen, og desto raskere voxer Hastigheden med Høiden.

I de høiere Luftlag er Vindens Hastighed ofte betydelig. Ved at bestemme Skyernes (105, 280) Bevægelse kan man finde Vindens Hastighed i Skyernes Niveau. Balloner driver ofte med Vinden meget hurtigere, end Vinden ved Jordoverfladen blæser. I Høider paa 8 000 til 10 000 Meter finder man Hastigheder, der om Sommeren gaar op til 35 m. pr. Sek. og om Vinteren til 54 m. pr. Sek.

Vindhastighedens Tilvæxt med Høiden er ikke altid stadig. Ballonobservationer har vist, at der kan være Lag i Atmosfæren, som har en mindre Hastighed end nedenfor liggende og en anden Retning end disse.

251. Vindenes Fordeling ved Jordoverfladen. Paa Karterne Fig. 47 og Fig. 48, de samme som viser Isobarerne ved Havfladen, er de herskende Vinde for Januar og for Juli betegnede ved Pile, der løber i samme Retning som Vinden. De lange Pile betegner, at Vindens Retning er meget stadig, at den herskende Vindretning er ganske overveiende hyppig i Forhold til andre Vindretninger. De herskende Vinde paa Havet er beregnet efter Observationer fra en større Flade, mest af 10° i Længde og Bredde. Observationerne fra Havet er ikke saa talrige som fra Landstationerne, men paa den anden Side er der Vindene fri for saadanne Hindringer, som Landjorden frembyder. Man kan derfor vente at finde en fuldkommen saa stor Lovmæssighed i Vindenes Fordeling over Havet som over Landjorden.

252. Herskende Vinde i Januar (Fig. 47). I Atlanterhavet, et Par Grader nordenfor Ækvator, fra Mundingen af Amazonfloden til Kap Palmas, ligger et Strøg, hvor der hersker meget

Stille, og hvor Vindene er sjeldne og ustadige. Dette Strøg kaldes det ækvatoriale Stillebelte. Nordenfor dette Strøg, indtil den 30. Breddegrad, hersker nordostlige Vinde, der udmerker sig ved stor Stadighed baade i Retning og Styrke. Disse Vinde kaldes Nordost-Passaten.

Søndenfor Ækvators Stillebelte indtil henimod Rio Janeiro paa den vestlige Side og indtil henimod Det gode Haabs Forberg (20°—30° S.) blæser sydostlige Vinde med mindst ligesaa stor Stadighed som Nordost-Passaten. Disse Vinde kaldes Sydost-Passaten.

Nordenfor Nordost-Passaten er der et Strøg omtrent fra Florida til Gibraltarstrædet, hvor Vindene er uregelmæssige og svage, og hvor der oftere er Vindstille. Dette Strøg kaldes Krebsens Vendecirkels Stillebelte. Et andet Navn er «Hestebredderne», som Strøget har faaet, fordi en britisk Expedition her en Gang paa Grund af langvarigt Vindstille maatte kaste en Del Heste overbord. Nordenfor dette har vi et Strøg mellem Nordamerikas Østkyst og Europas Vestkyst, hvor de herskende Vinde ikke er saa overveiende som i Passatstrøgene. I den vestlige Del af Havet er de mere vestlige, i den østlige Del mere sydvestlige. Længere Nord har vi i Baffinsbugten nordvestlige Vinde, paa Grønlands Kyster og i Grønlandshavet nordostlige Vinde. Island har sydostlige Vinde paa Vestkysten og nordvestlige paa Østkysten. Udenfor Norges Vestkyst er de herskende Vinde sydvestlige. I det indre Ishav, mellem Nordpolen og Rusland—Sibirien, er de herskende Vinde om Vinteren fra Sydost og Vindene idetheletaget svage.

I Syd-Atlanterhavet er der et Strøg vestenfor Sydafrika, der kaldes Stenbukkens Vendecirkels Stillebelte, lidt søndenfor Stenbukkens Vendecirkel, hvor Vindene er flaue og ustadige. Men dette Strøg rækker ikke til Afrikas Kyster, hvor Sydost-Passaten blæser, heller ikke til Sydamerikas Kyster, hvor de herskende Vinde er østlige til nordostlige. Søndenfor den 40. Breddegrad indtil den 60. blæser nordvestlige til vestlige Vinde med stor Stadighed og Styrke rundt Jorden. De kaldes de brave Vestenvinde. Paa endnu høiere sydlige Bred-

der synes igjen østlige Vinde af mindre Styrke at være fremherskende.

253. I Stillehavet finder vi i Januar et Stillebelte i den østlige Del noget nordenfor Ækvator, i den vestlige Del ved Ækvator, men mindre fremtrædende. Paa Nordsiden af dette Belte finder vi Nordost-Passaten indtil Krebsens Vendecirkel. Paa Sydsiden, i den østlige Del af Havet, Sydost-Passaten, medens i den midterste Del de fremherskende Vinde er østlige og i den vestlige Del nordlige, østenfor Ny Guinea, og østlige østenfor Australien. Nordenfor Nordost-Passaten har vi først Krebsens Vendecirkels stille Belte paa noget under 30° Bredde, og dernæst til Bredden af Aleuterne nordvestlige Vinde i den vestlige Del af Havet, vestlige i den midterste Del og sydvestlige til sydlige henimod Amerika. Endnu længere Nord, i det Kamtschatske Hav, Beringshavet og Alaska, er de herskende Vinde nordlige, nordostlige og østlige. I den sydligste Del af Stillehavet gjenfinder vi de brave Vestenvinde.

254. I det Indiske Hav blæser nordenfor Ækvator Nordost-Monsunen (248). Den fortsættes, idet den gaar over Ækvator, som en nordlig, nordvestlig og til Slut vestlig Vind, der under 10° sydlig Bredde blæser fra det Arabiske Hav hen mod Sundaøerne under Navn af Vest-Monsunen. Sønden for denne har vi et Stillebelte, og i den øvrige Del af det sydlige Indiske Hav blæser en regelmæssig Sydost-Passat, som henimod Madagaskar bliver mere østlig. Mellem Sydafrika og Sydaustralien, nærmest det sidste Land, er et til Krebsens Vendecirkels Stillebelte svarende Strøg, og paa høiere sydlige Bredder har vi igjen de brave Vestenvinde.

255. I Europa er i Januar sydvestlige Vinde fremherskende. Undtagelse herfra gjør Middelhavslandene, som har nordvestlige, nordlige og nordostlige Vinde, og det norske Østland, som har nordlige og nordostlige Vinde.

Det nordvestlige Asien har sydvestlige Vinde, det nordostligste Asien nordostlige, Østasien nordlige til nordvestlige, Sydasien nordostlige (Nordost-Monsunen) og Sydvest-Sibirien tildels østlige.

I Afrika findes Nordost-Passaten nordenfor Ækvator, sydlige Vinde (Sydost-Passaten) paa Guineakysten og paa Vestkysten søndenfor Ækvator og nordlige til østlige paa Østkysten.

I Australien er de herskende Vinde sydostlige, i den østlige Del mere østlige.

I det østlige Nordamerika er de herskende Vinde nordvestlige, i det vestlige sydlige til østlige. I Centralamerika hersker Nordost-Passaten, ligesaa i den nordligste Del af Sydamerika. Brasilien har østlige til nordostlige Vinde, en Fortsættelse af Sydost-Passaten. Længere Syd har Vestkysten sydlige til sydostlige Vinde (Sydost-Passaten) og Østkysten nordostlige Vinde (ombøiet Sydost-Passat). Søndenfor 40° Syd de brave Vestenvinde og søndenfor den sydlige Polarcirkel østlige Vinde.

256. Herskende Vinde i Juli (Fig. 48). I Atlanterhavet gjenfinder vi for en stor Del Vindfordelingen fra Januar. Det ækvatoriale Stillebelte har flyttet sig op til 10° (i Vest) til 12° (i Øst) nordlig Bredde. Nordost-Passaten rækker paa Østsiden op til den Pyrenæiske Halvø (Portugiser-Norden) og blæser paa Amerikasiden ind over det Karaibiske Hav som Østenvind og over den Mexikanske Golf tildels som Ost-Syd-Ost. Mellem Nordamerika og Azorerne er Vinden sydlig til sydvestlig. Krebsens Vendecirkels Stillebelte er kommet nordligere end i Januar, og nordenfor den 40. Breddegrad indtil henimod Polarcirkelen hersker sydvestlige Vinde. I Grønlandshavet er nordlige og nordostlige Vinde fremherskende. Det nordlige Polhav nordenfor Sibirien har omløbende svage Vinde, mest vestlige. Det sydlige Atlanterhav har indtil Stenbukkens Vendecirkel Sydost-Passat. Denne fortsætter over Ækvator til det ækvatoriale Stillebelte og bliver i den østlige Del af Havet efterhaanden mere sydlig, i Guineabugten næsten sydvestlig, saa at den her faar Navn af Sydvest-Monsun.

I Syd-Atlanterhavet ligger Stenbukkens Vendecirkels Stillebelte noget nordligere end i Januar. Strax søndenfor Vendecirkelen er de herskende Vinde paa Amerikasiden nordostlige, paa Afrikasiden sydlige (syd-sydvestlige) og fra den 40. Breddegrad af og sydover kommer de brave Vestenvinde indtil de

antarktiske Polaregne, der synes at have fremherskende østlige Vinde.

257. I Stillehavet ligger det ækvatoriale Stillebelte mellem begge Passater i den østlige Del af Havet længst mod Nord, omkring 15° Bredde, i Midten af Havet paa 10° Bredde og i den vestlige Del er det kun lidet fremtrædende, idet der her blæser østlige Vinde mellem Nordost-Passaten og Sydost-Passaten. Langs og udenfor Østasiens Kyst er de herskende Vinde sydlige fra Ækvator til Kamtschatka. I den østlige Del af det nordlige Stillehav har vi nordenfor Krebsens Vendecirkels Stillebelte (40° N.) sydvestlige Vinde, der henimod Amerikas Vestkyst gaar over til vestlige. Beringshavet har sydostlige Vinde. Søndenfor Stenbukkens Vendecirkel blæser mellem Australien og Sydamerika sydlige til sydvestlige Vinde, undtagen paa et Parti i Sydvest og Syd for Paumotuøerne, hvor de herskende Vinde er nordlige. Søndenfor den 40. Breddegrad har vi de brave Vestenvinde og søndenfor den 60. Breddegrad østlige til sydlige Vinde.

258. I det Indiske Hav mellem Ækvator og Stenbukkens Vendecirkel hersker Sydost-Passaten. Nordenfor Ækvator har vi Sydvest-Monsunen. Sydost-Passaten gaar lidt søndenfor Ækvator gjennem sydlige Vinde og et Strøg med en hel Del Vindstille over i Sydvest-Monsunen. Mellem 25° og 30° Syd hersker mest sydlige Vinde, søndenfor Madagaskar østlige. Længere Syd begynder de brave Vestenvinde, og endnu længere Syd, i Polarzonen, har man fundet østlige Vinde.

259. I Europa er de herskende Vinde i Juli idetheletaget mere vestlige end i Januar. Island har nordostlige Vinde, Norges Vestkyst nordvestlige og nordlige. I Rusland og Vest-Sibirien gaar de herskende Vinde over til at blive nordvestlige og nordlige. I det sydlige Asien har vi Sydvest-Monsunen (i Gangesdalen østlige Vinde), i Østasien sydlige Vinde, i Nordøst-Sibirien nordlige og sydlige.

I Afrika naar Nordost-Passaten kun ned til Krebsens Vendecirkel. Mellem denne og Ækvator blæser Sydvest. Der er et Stillebelte mellem begge ved Vendecirkelen. Ved det Røde Hav

hersker Nordvest. Det ækvatoriale Sydafrika har fremherskende sydlige Vinde.

I Nordamerika har Vestkysten nordvestlige, Kanada og Øststaterne vestlige, Golfstaterne sydlige, Kalifornien nordvestlige Vinde. Sydamerikas herskende Vinde i Juli ligner dem i Januar.

Nordaustralien har i Juli Sydost, Vestaustralien Sydvest, Sydaustralien Nordvest og Østaustralien Sydvest og Syd.

260. Lufttrykket og Vindens Retning. Middelluftrykket paa et Sted udtrykker den Størrelse, som Lufttrykket gjennemsnitlig har. I de fleste Tilfælder er Lufttrykket omtrent af samme Størrelse som Middellufttrykket. De store Afvigelser fra Middellufttrykket hører til Sjeldenhederne. Sammenstiller man derfor Middellufttrykkets Fordeling med de fremherskende Vinde, faar man en Fremstilling, som viser, hvorledes den hyppigst stedfindende Fordeling af Lufttrykket forholder sig til de hyppigst forekommende Vindretninger, og kan deraf drage almindelige Slutninger om det Forhold, som finder Sted mellem Lufttrykkets Fordeling og Vindens Retning. Derfor har vi sat de isobariske Linier og de herskende Vindretninger paa samme Kart. Betragter man Karterne Fig. 47 og Fig. 48, vil man finde følgende Regler, der kun frembyder faa tilsyneladende Undtagelser, som beror paa Stedforholdenes Indflydelse eller mangelfulde Observationer.

1. Vinden blæser fra de Steder, hvor Lufttrykket er høiere, mod de Steder, hvor Lufttrykket er lavere. Omkring et Maximum af Lufttryk blæser Vinden udover fra dette til alle Kanter. Omkring et Minimum af Lufttryk blæser Vinden indover mod dette fra alle Kanter.

2. Vinden blæser fra det høiere mod det lavere Lufttryk ikke lodret mod Isobarerne, men den er paa den nordlige Halvkugle afbøiet til Høire, paa den sydlige afbøiet til Venstre.

Omkring et Maximum af Lufttryk blæser Vinden:

Paa den nordlige Halvkugle: paa Nordsiden fra en Streg mellem Syd og Vest, paa Vestsiden fra en Streg mellem Syd og Øst, paa Sydsiden fra en Streg mellem Nord og Øst, paa Østsiden fra en Streg mellem Nord og Vest. Exempler herpaa har vi i Januar i Nordost-Passaten og Nordost-Monsunen, i det sydlige

Norge, i Asien, i Hestebreddernes høie Lufttryk. I Juli: Hestebreddernes høie Lufttryk.

Paa den sydlige Halvkugle: paa Nordsiden fra en Streg mellem Syd og Øst, paa Vestsiden fra en Streg mellem Nord og Øst, paa Sydsiden fra en Streg mellem Nord og Vest og paa Østsiden fra en Streg mellem Syd og Vest. Exempler: i Januar: Sydost-Passaten, de høie Lufttryk vestenfor Afrika, Australien og Sydamerika, de brave Vestenvinde. I Juli: de samme som i Januar samt Sydafrika og Australien.

Omkring et Minimum af Lufttryk blæser Vinden:

Paa den nordlige Halvkugle: paa Nordsiden fra en Streg mellem Nord og Øst, paa Vestsiden fra en Streg mellem Nord og Vest, paa Sydsiden fra en Streg mellem Syd og Vest og paa Østsiden fra en Streg mellem Syd og Øst. Exempler: I Januar: de islandske Minima, Aleuternes Minimum. I Juli: det Indre af Norge og Sverige, det Indre af Asien, det Indre af Nordamerika, Sydvest-Monsunen.

Paa den sydlige Halvkugle: paa Nordsiden fra en Streg mellem Nord og Vest, paa Vestsiden fra en Streg mellem Syd og Vest, paa Sydsiden fra en Streg mellem Syd og Øst og paa Østsiden fra en Streg mellem Nord og Øst. Exempler: I Januar: Sydafrika, Sydost-Monsunen, Nordaustralien, Sydost-Passaterne, Sydamerika. I Juli: Sydvest-Monsunen.

261. Der, hvor sluttede i sig selv tilbageløbende Isobarer omgiver et Lufttryksmaximum eller et Lufttryksminimum, bliver Luftens Bevægelse en hvirvlende, udad fra Maxima, indad mod Minima.

Et saadant Vindsystem omkring et Lufttryksminimum kalder man et cyklonisk System, omkring et Lufttryksmaximum et anticyklonisk System (Fig. 51). I det cykloniske System (*Min.* i Fig.) bevæger Luften sig paa den nordlige Halvkugle omvendt som Viserne paa et Ur med Skiven opad, paa den sydlige Halvkugle i samme Retning som Urviserne. I det anticykloniske System (*Max.* i Fig.) bevæger Luften sig paa den nordlige Halvkugle i samme Retning som Urviserne, paa den sydlige Halvkugle omvendt som Urviserne. Vi kommer senere,

i Kapitlet om Veiret, til at studere Cykloner og Anticykloner noget nøiere. De ovenfor fundne Regler kan ogsaa udtrykkes saaledes:

Paa den nordlige Halvkugle: Vender man Ryggen mod Vinden, har man det lavere Lufttryk foran og til Venstre, det

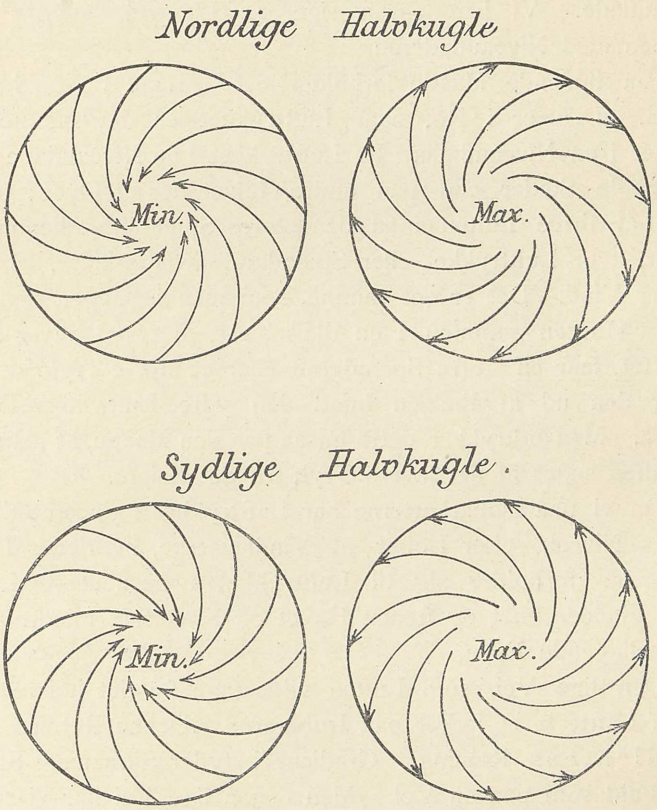


Fig. 51.

høiere Lufttryk bag og til Høire. Paa den sydlige Halvkugle: Vender man Ryggen til Vinden, har man det lavere Lufttryk foran og til Høire, det høiere Lufttryk bag og til Venstre. Disse Regler er en Del af den Lov, man kalder den bariske Vindlov.

262. I et U-formet Rør, eller hvad man i Fysiken kalder kommunicerende Rør, stiller en Vædskes Overflade i begge Rør sig i samme Høide, naar Vædsken er i Ligevægt eller i Ro. En Vædskes Overflade danner, naar den er i Ligevægt, en Niveauflade (1). Det Tryk, som Vædsken udøver paa en underliggende Niveauflade, er af samme Størrelse i ethvert Punkt af samme Niveauflade. Vi kan ogsaa sige, at Ligetryksfladerne falder sammen med Niveaufladerne.

Paa lignende Maade forholder det sig med Luften i Atmosfæren. Den er i Ro, naar Lufttrykket er det samme i alle Punkter i en Niveauflade. Er Lufttrykket i en Niveauflade høiere paa nogle Steder end paa andre, bliver der et Overtryk, som søger at drive Luften med den større Spændkraft henimod de Steder, hvor Lufttrykket eller Spændkraften er mindre. Saaledes opstaar Vind. Det er det samme, som man iagttager, naar man trykker Luften sammen i en Blæsebælg. Derved bliver Luften fortættet, faar en større Spændkraft eller et større Tryk, og dette driver den ud af Bælgen imod den ydre Luft, hvis Tryk er mindre. Man udtrykker dette ogsaa paa den Maade, at man siger, at Luften suges af det lavere Tryk fra det høiere.

Da vi paa Isobarkarterne har Lufttrykket reduceret til Havfladens Niveau, viser Isobar- og Vindkarterne, hvorledes Luftens Bevægelse forholder sig til Lufttrykket i de nederste Luftlag. Dette gjælder først og fremst Havet og Kysterne, mindre strengt høiere liggende Egne.

Den lige Vei, som Luften vilde tage fra det høiere til det lavere Lufttryk, er lodret paa Isobarerne. Denne Retning kaldes Gradientens Retning. Gradient betyder Skraanings-Stigning eller Fald som paa en Vei. Men denne lige Vei har vi seet, at Luften i Regelen ikke følger. Luftstrømmen bliver afbøiet, til Høire paa den nordlige Halvkugle, til Venstre paa den sydlige. Her ser vi den Virkning paa et Legemes Bevægelse langs Jordoverfladen, som vi ovenfor (16) har lært at kjende, og som skyldes Jordens daglige Omdreining om dens Axe. Denne Virkning er størst ved Polerne og bliver 0 ved Ækvator. Vi kan deraf slutte, at Luftstrømmenes Bestræbelse efter at afvige til Siden er desto

større, jo høiere Bredden er, og at den gjør sig lidet gjældende i Nærheden af Ækvator. Foruden Afbøiningen ved Jordrotationen virker ogsaa Centrifugalkraften (10) til at afbøie Luftstrømmenes Retning, naar Bevægelsen foregaar i en krum Linie. Centrifugalkraften virker altid i den Retning, som gaar fra Banens hule mod dens hvælvede Side.

Jo sterkere Lufttrykket aftager langs Gradienten fra det høiere mod det lavere Lufttryk, desto sterkere er Overtrykket eller Gradientens Størrelse, og desto større bliver Luftens Hastighed. Jo større Gradienten er, jo sterkere Lufttrykket forandrer sig paa en vis Afstand, desto kortere bliver Afstanden mellem de Steder, hvor Lufttrykket forandrer sig et vist Antal Millimeter, eller desto tættere ligger Isobarerne. Og omvendt, jo svagere Gradienten er, desto længere ligger Isobarerne fra hverandre. Regelen er den anden Del af den bariske Vindlov. Som Beviser har vi f. Ex. de brave Vestenvinde med tætte Isobarer og stor Vindstyrke, Passaterne med smaa Gradienter og middels Vindstyrke og Strøgene nærmest Lufttrykkets Maxima og Minima med meget svage Gradienter og meget ringe Vindstyrke.

Vi skal senere studere alle disse Forhold nøiere i Kapitel 9 om den bariske Vindlov.

263. Naar vi nu betragter Karterne Fig. 47 og Fig. 48 og ser, hvorledes de herskende Vindes Retning hænger sammen med Lufttrykkets Fordeling, kan vi ogsaa forstaa, hvorledes de konstante, periodiske og fremherskende Vinde forandrer sig med Aarstiderne. Iagttagelserne i de tropiske Egne viser, at Lufttrykkets Fordeling her er i Regelen meget lidet foranderligt i Aarets Løb, og vi ser de her blæsende Vinde, Passaterne, i det store optræde som konstante Vinde. Kun ved deres Ydergrændser er der visse Forandringer. I Atlanterhavet og Stillehavet flytter det ækvatoriale Stillebelte sig lidt i Aarets Løb og med det Passaternes Ækvatorialgrændse. Stillebeltet ligger nordligst i August, i Atlanterhavet paa 10° til 12° nordl. Bredde, og sydligst i Februar, paa 1° til 2° nordl. Bredde. Det ligger saaledes altid nordenfor Ækvator. I Sommermaanederne gaar Sydost-Passaten over Ækvator, men bøier sig, naar den er kommen over paa den

nordlige Halvkugle, til Høire og blæser, navnlig i Guineabugten, som Sydvest-Monsun (256). Medens Stenbukkens Vendecirkels Stillebelte kun flytter sig lidet i Aarets Løb, følger Krebsens Vendecirkels Stillebelte det ækvatoriale Stillebeltes Bevægelse nordover og sydover, og Nordgrændsen for Nordost-Passaten flytter sig over et Strøg, der om Sommeren har Nordost-Passat, om Vinteren fremherskende sydvestlige Vinde, saaledes som vestenfor Portugal og Spanien. Lignende Forhold finder vi i Stillehavet. De brave Vestenvinde med det stadig sterkt aftagende Lufttryk mod Syd er temmelig konstante Vinde.

264. Da Luften paa samme Tid, som den gaar til Høire paa den nordlige Halvkugle, til Venstre paa den sydlige, drives eller suges ind mod et Lufttryksminimum og ud fra et Lufttryksmaximum, stræber den altid ved sin Bevægelse at udfylde Ujevnhederne i Lufttrykkets Fordeling, at bringe mere Luft til de Steder, hvor Luften er fortyndet, og at føre Luften bort fra de Steder, hvor der er Overskud af Luft. Naar dette Maal var naaet, blev der samme Lufttryk i en Niveauflade, og Bevægelsen ophørte. Men en saadan Tilstand indtræder ikke, da de Aarsager, som fremkalder Ulighederne i Lufttrykkets Fordeling, stadig er tilstede og gjør sig gjældende. Den Luft, som ved Vindene føres ind til Lufttrykkets Minima, ophobes ikke her, saalænge et saadant Minimum er der. Den maa saaledes føres bort ad andre Veie end dem, ad hvilke den kommer ind. Da den ikke kan gaa ned i Jorden, maa den gaa tilveirs som en opstigende Luftstrøm. Naar et Lufttryksmaximum forbliver staaende, uden at den udadstrømmende Luft tømmer det, maa det stadig faa ny Luft ovenfra, altsaa fra en nedstigende Luftstrøm. Ved Jordoverfladen strømmer Luften fra Lufttryksmaxima til Lufttryksminima. I Høiden flytter Luften sig antagelig efter den samme Regel. Men hvorledes dette foregaar i de enkelte Tilfælder og idetstoretaget, derom ved vi endnu saare liden Besked.

265. **De herskende Vinde i de høiere Luftlag** er i sin Almindelighed lidet kjendte. Man har Observationer fra nogle faa Tindestationer og af de høiere Skyers Drift. De saakaldte Passatskyer driver i store Høider over Nordost-Passaten fra Syd-

vest, over Sydost-Passaten fra Nordvest. Paa Toppen af Pico de Teyde paa Teneriffa, i en Høide af 3 600 Meter, blæser en stadig Vestenvind, medens der ved Havfladen, navnlig om Sommeren, blæser en frisk Nordost. Et lignende Tilfælde har man paa Sandwichsøerne i Stillehavet, 20° N. Br., hvor Toppen af den 4 194 Meter høie Vulkan Mauna Loa har Sydvestvind, medens Foden har Nordost-Passat. Vulkansk Røg fra Kratere paa Toppen stiger leilighedsvis op og gaar mod Nordost, sænker sig og bringes af Passaten tilbage til Vulkanøens Strender. Ved Udbruddet af en Vulkan paa Øen St. Vincent i Vestindien er der gjentagne Gange, sidst i Mai 1902, ført Aske op i den øvre Luftstrøm, der bragte den langt østover, saa at den, da den senere faldt ned, bragtes til det østlig for St. Vincent liggende Barbadoes med Nordost-Passaten. Ligeledes er der faldt Aske fra Vulkanen Coseguina i Centralamerika ned paa Jamaica, der ligger 160 geografiske Mil Ostnordost for Coseguina. Vulkanen Cotopaxi i Sydamerika, 1° søndenfor Ækvator i Andeskjeden, udsender fra sit Krater, der ligger 5 600 Meter over Havet, en Røgsøile, der løber med den herskende Sydost-Passat, indtil den naar en Høide af omkring 7 000 Meter. Da vender den om og gaar fra Nordvest mod Sydost indtil en Høide af mindst 8 700 Meter. Ved Vulkanen Merapi paa Java, 2 800 Meter høi, har man tidligere iagttaget en Røgsøile, som hele Aaret gik fra Sydost mod Nordvest, ogsaa i Januar, da Vest-Monsunen (254) er den herskende Vind.

266. Iagttagelserne af Skyernes Bevægelse giver i Almindelighed det Resultat, at Vinden i de høiere Luftlag følger desto mere Retningen af Isobarerne ved Jordoverfladen, er mere afbøiet fra Gradienten, jo høiere man kommer. I meget store Høider, 8 000—10 000 Meter, finder imidlertid andre Forhold Sted. I Ækvatoregnene drager de høieste Skyer mest fra Øst mod Vest. Over Passaterne dreier deres Bevægelse sig mod Polerne (Passatskyerne, 265), og over de tempererede Zoner driver de gjennemsnitlig fra Vest mod Øst, og det med store Hastigheder, indtil 35 m. pr. Sek. om Sommeren og 54 m. pr. Sek. om Vinteren. Dette stemmer med Lufttrykkets Fordeling i store Høider, forsaavidt vi kjender den (240).

267. Kundskaben om Vindforholdene paa Verdenshavene er af overordentlig Vigtighed for Skibsfarten, navnlig for Seilskibsfarten. Ved at anvise Skibsførerne Ruter, der førte gjennem de Strøg af Havet, hvor de gunstigste Vinde var fremherskende, kunde Amerikaneren Maury bidrage til at forkorte Reisernes Varighed i ganske betydelig Grad imod tidligere Tider. Man kommer meget hurtigere frem ved at seile i en stor Bue med en føielig Vind end ved at krydse mod Vinden for at følge den korteste Afstand paa Kartet. Idetstoretaget er, som vi har seet, Vindene i de tropiske Egne østlige, i de tempererede Zoner vestlige. Hvad man taber i det ene Vindsystem i østlig eller vestlig Retning (Længde), vinder man meget snart ind igjen i det andet. Hvor den lige Vei ligger paa Grændsen mellem to Vindsystemer, seiler man derfor østover med de fremherskende vestlige Vinde, idet man gjør en Bue mod høiere Bredder, men vestover med Passaten, idet man gjør en Bue ned mod Ækvator. F. Ex. mellem New-York og Gibraltar, mellem Kina og St. Francisco, hvor Ruten østover gaar nordenfor, og Ruten vestover gaar søndenfor Hestebredderne. Den første, som benyttede denne Rute, var Columbus, der seilede til Amerika med Nordost-Passaten og hjemover med de herskende sydvestlige Vinde paa nordligere Bredder.

Veien fra den Britiske Kanal til Det gode Haabs Forberg, til Ostindien eller til Australien fører først gjennem Nordost-Passaten til det ækvatoriale Stillebelte, som gjerne er smalere og derfor bør passeres nærmere Amerika end Afrika, over Ækvator mellem 25° til 32° vestlig Længde fra Greenwich, udenom Brasiliens Kyst — thi at krydse ret op mod Sydost-Passaten vilde blive for langsomt — og derfra sydover, og senere, paa 40° Sydbredde eller noget længere Syd, med de brave Vestenvinde østover, altsaa rundt om Syd-Atlanterhavets Lufttryksmaximum. Til Ostindien eller Sundastrædet bøier man omtrent midtveis mellem Afrika og Australien mod Nord og benytter Sydost-Passaten og Monsunerne i det Indiske Hav. Til Australien seiler man med de brave Vestenvinde.

Fra Ostindien til Europa benyttes Monsunerne og Sydost-Passaten i det Indiske Hav. For at komme rundt Det gode Haabs

Forberg maa man ofte kjæmpe med sterke Vestenvinde under Afrika, men fra Kap fører Veien i Atlanterhavet med Sydost-Passaten i Ryggen helt op i Nordost-Passaten, som man passerer omtrent midtveis i Atlanterhavet, og derefter har man de fremherskende vestlige Vinde til Kanalen. — Veien fra Australien til Europa gaar den anden Vei, saa at den hele Reise bliver en Jordomseiling. Med de brave Vestenvinde kommer man forbi Cap Hoorn, gaar østenom Sydamerika, det sidste Stykke Bidevind med Sydost-Passaten og videre som i Ruten fra Ostindien.

OTTENDE KAPITEL.

Nedbør.

268. I første Kapitel (29) har vi seet, at Luftens Vanddampe under visse Betingelser gaar over til flydende eller fast Form. Disse Betingelser er, at Luften bliver afkjølet under Dugpunktet, og de Former, hvortil Vanddampene gaar over, er Vand eller Is. Dette kaldes Vanddampenes Fortætning eller Kondensation til Vand eller Is. Man siger ogsaa, at Vandet eller Isen udfældes af Luften. Naar Udfældingen finder Sted, bliver Dampenes Fordunstningsvarme (32) (og Smeltevarme), der var nødvendig for at holde Vandet i Dampform, fri og virker som en Aarsag til Opvarmning, der virker imod den Afkjøling, som frembringer Fortætningen. Denne vil derved komme til at foregaa forholdsvis vanskeligere og langsommere.

Det fortættede eller udfældte Vand eller Isen kalder man Hydrometeorer, det er Vand som Bestanddel af Luften i flydende eller fast Form. Naar Vandet eller Isen udfældes oppe i Luften og falder ned paa Jorden, kaldes det Nedbør. I udvidet Forstand kan vi ved Nedbør forstaa alle de Slags Former eller Hydrometeorer, som opstaar ved Vanddampenes Fortætning i Luften. Disse er forskjellige efter de forskjellige Omstændigheder, under hvilke Fortætningen foregaar. Vi tager først for os de Slags Fortætningsprodukter, som dannes ved Jordens Overflade, og derefter dem, som dannes oppe i Luften.

269. **Dug.** Naar Jordoverfladen og de den nærmest liggende Luftlag afkjøles under Dugpunktet, udskilles Luftens Vanddampe og lægger sig som smaa Vandkugler eller Dugperler paa de afkjølede faste Gjenstande. Man siger da, at Duggen falder, hvilket Udtryk dog ikke er rigtigt, da Duggen skriver sig fra den Luft, der er i Berøring med de afkjølede Gjenstande. Der stiger ogsaa Vanddamp op fra de mindre afkjølede Jordlag under Overfladen. Duggen paa Planterne hidrører ogsaa for en Del fra Planternes eget Vand.

Betingelserne for, at der skal falde sterk Dug, er, at Luften indeholder en rigelig Mængde af Vanddampe, og at de Luftlag, som er i Berøring med Jordoverfladen, afkjøles sterkt. En saadan Afkjøling foregaar, naar Jordoverfladen om Natten udstraaler sin Varme meget hurtig, og dette sker, naar Veiret er klart, og Jordbunden bestaar af Legemer, der har let for at udstraale Varme, som et Plantedække f. Ex. Blanke Legemer eller saadanne, som vanskelig udstraaler Varme, dugger ikke saa sterkt som andre Legemer. Det er især i de tropiske Egne, at en sterk Natteudstraaling finder Sted samtidig med en stor Mængde Vanddamp i Luften. Her har man derfor de sterkeste Dugfald, og dette tjener muligens for en Del til Planternes Trivsel der, hvor Regn er sjelden og sparsom. Den Temperatur, som om Natten findes mellem Planterne eller ved Jordoverfladen, er under Klarveir ofte flere Grader lavere end Temperaturen i Luftlag, der ligger noget høiere. Det hænder saaledes ofte, at Planterne dækkes af Dug paa samme Tid, som Termometre, der staar høiere over Jorden, f. Ex. udenfor et Vindu, ikke viser under Dugpunktet. Med andre Ord Dug og Temperaturomvending (Inversion, 181) ledsager jevnlig hverandre.

270. **Rim.** Naar Dugpunktet ligger under Vandets Frysepunkt, fryser det udskilte Vand og danner Rim. Denne er krystalliseret Vand i Form af Isnaale. Fortættede Vanddampe afsætter sig i den kolde Tid af Aaret som Rim paa Gjenstande som Vægge og Mure, naar disse er blevne afkjølede under Frysepunktet i Berøring med fugtig Luft, eller naar der efter en Kuldeperiode kommer Lindveir, under hvilket de kolde Gjenstande

kommer i Berøring med fugtigere Luft, hvis Vanddampe de fortætter paa sin Overflade. Det ser da ud, som om Kulden i Form af Rim slaar ud fra de kolde Gjenstande. Ved Temperaturer over Frysepunktet bliver i saadanne Tilfælde de kolde Gjenstande kun vaade, det er altsaa duggede.

271. Et eget Slags Rim er den, som undertiden sætter sig paa opragende Gjenstande som Træer, og som Tyskerne kalder Rauhfrost. Det er tildels temmelig lange Isnaale, som sætter sig paa saadanne Gjenstande paa en egen Maade. De dannes, naar der er et merkeligt Luftdrag med Taage eller fugtig Luft, og sætter sig hovedsagelig paa Vindsiden, ikke paa de Sider, hvor Vinden stryger forbi, men i mindre Grad paa Læsiden, hvor Luften hvirvler ind i en Luftfortynding. Under den stadige Tilførsel fra Luftstrømmen voxer disse Isnaale og kan derved opnaa en saadan Størrelse og Vægt, at de knækker Træernes Grene.

272. Den afkjølede Jordoverflade kan undertiden, naar den er ganske jevn, blive dækket af et jevnt Lag af Is, dannet ved Fortætning af Vanddampe, der udfældes af fugtig Luft, som stryger henover en saadan Flade, eller af Regn, som falder paa den og fryser. Dette kaldes Glatis.

273. **Taage** er Vand, der i Form af smaa Draaber sværer i de nederste Luftlag. Disse Draaber er ikke, som man tidligere troede, hule, men hele Kugler. Deres Diameter er i Regelen kun nogle Hundrededels Millimeter, men kan ogsaa være større. Taage gjør Luften mere eller mindre ugjennemsigtig, alt efter Draabernes Mængde og Størrelse. Taage kaldes ogsaa ofte Skodde, og naar den er meget tæt, saa den gjør Luften meget ugjennemsigtig, kaldes den ofte Mørkeskodde. Den dannes ved, at Vanddampene i Luften fortættes ved Afkjøling i de nedre Luftlag. En saadan finder Sted, naar der er en vis Forskjel mellem Luftens Temperatur og Jordoverfladens, og Luften indeholder eller tilføres en forholdsvis større Mængde Vanddamp. Taage kan saaledes dannes under forskjellige Omstændigheder, baade i varmere og koldere Luft, over en varmere eller koldere Jordoverflade. Som de almindeligste Tilfælder, hvori Taage dannes, kan nævnes de følgende.

274. Luften indeholder en vis Mængde Vanddamp. Ved Udstraaling afkjøles Jordoverfladen og med den de nederste Luftlag. Deres Temperatur synker under Dugpunktet, og Vanddampene udskilles i de Jorden nærmeste Lag. Taagelagets Overflade udstraaler Varme, Temperaturen synker her, og Taagedannelsen fortsætter opover. Man har Temperaturinversion (181). Saadan Taage finder vi i Dalbundene, i Indskjæringer i Terrænet, over Lavninger om Aftenen og om Vinteren med stille Veir.

275. Naar varmere og fugtige Vinde blæser henover den afkjølede Jordoverflade, er der ofte rig Anledning til Dannelse af Taage. Saaledes naar en Kuldeperiode med Landvind og Klarveir afløses af Vinde, der kommer fra Sjøen, naar sydlige Vinde blæser henover den arktiske Polaris, naar varmere og fugtige Vinde blæser henover en koldere Havoverflade, som det f. Ex. jevnlig er Tilfældet paa Newfoundlandsbanken i den Tid af Aaret (især Sommeren), da dette Farvand er opfyldt af svømmende Isberge.

276. En anden Betingelse for Taagens Dannelse har man, naar en Vandflade har en høiere Temperatur end Luften, som hviler eller stryger over den. Vandet udsender sine Dampe med en Kraft, der er desto større, jo høier dets Temperatur er (198). Har Luften over Vandet en lavere Temperatur, er den ikke istand til at opløse alle de Dampe, som fordunster fra det varmere Vand, og Overskuddet fortættes i Form af Taage. Saaledes naar om Aftenen Luft, afkjølet ved Udstraaling over omgivende høiere liggende Terræn, breder sig ud over Elvens eller Myrenes Vandoverflade, der ikke saa hurtig som Luften kan følge med i Afkjølingen. Over varme Havstrømme giver kolde Vinde jevnlig Taage. Som Exempler kan nævnes Golfstrømmen ved Newfoundland og Sommertaagen paa Norges Vestkyst og i Finmarken. Har Vinden været sydlig og opvarmet Havoverfladen og derefter slaar om til nordlig med lavere Temperatur end Havoverfladen, dannes Taagen paa Sjøen og kommer drivende med Havvinden ind til Kysten, hvor den efterhaanden opløses over det varmere Land.

Til denne Slags Taage hører ogsaa Frostrøgen. Den lægger sig om Vinteren over vore Fjorde, naar den kolde Vind

fra Indlandet stryger henover den aabne Fjords varmere Vand. Frostrøgen begynder først inde i Fjæren ved Fjordbunden, stryger med Vinden udover Fjorden og opløses efterhaanden, som den kommer til de mildere Kystegne. Den er desto sterkere, jo større Forskjellen er mellem Fjordoverfladens Temperatur og Luftens. De norske Fjorde, der er fyldt af varmt Atlanterhavsvand, er særlig skikkede til at fremkalde Frostrøg. Især gjælder dette Finmarkens Fjorde, hvor Vandets Overflade har Varmegrader, medens Luften, der siger ud gjennem Dalene fra det kolde Indland, kan have en Temperatur af — 20° til — 30° og lavere. I den indre Del af Altenfjorden er Vandoverfladens Temperatur i de koldeste Maaneder, Januar og Februar, omkring + 1.°5. I Bossekop, ved Altenfjordens Bund, er den laveste observerede Temperatur — 30.°5. Tager vi + 1.°5 for Vandet og f. Ex. — 25° for Luften, kan vi gjøre følgende Beregning ved Hjelp af Tabellen i 77: Til + 1.°5 svarer, for mættet Luft, en Dampmængde, der kan udstødes af Vandet i Luften, af 5.4 Gram i en Kubikmeter. Luften kan ved — 25° kun indeholde 0.7 Gram Damp i en Kubikmeter. Af de af Vandet udstødte Dampe bliver der saaledes 5.4 — 0.7 eller 4.7 Gram i hver Kubikmeter af Luften, som maa fortættes til Taage. Sættes Taagekuglernes Diameter til 0.02 mm., faar vi, at der i en Kubikcentimeter Luft kommer 1408 Taagekugler, eller Afstanden mellem de enkelte Draaber at være 0.7 Millimeter.

277. Vi har ovenfor (33) seet, at det er Støvet i Luften, som danner Kjernerne for de Vandkugler, til hvilke Vanddampene fortættes. En større Mængde Støv i Luften bidrager saaledes til, at der lettere danner sig Taage, naar de øvrige Betingelser er tilstede. De store Byer, hvis Skorstene og Fabrikpiber daglig udsender store Mængder af Røg, er saaledes ofte Arnesteder for Taage. Berygtet i saa Hensende er London. Ogsaa Kristiania, med sin ringe Luftvexel om Vinteren, hører i denne Henseende nu til Storbyernes Klasse. Taagekuglerne har vanskeligt for at fryse til Is, og man har derfor Taage af Vandkugler selv i Frostveir. I Polaregnene er de nedre Luftlag undertiden fyldt med Isnaale, der svæver i Luften som en Slags frossen Taage.

278. **Skyer** er Samlinger af Vanddraaber eller Iskrystaller, der svæver i Luften. De viser sig som dels større, dels mindre, mere eller mindre vel begrændsede, Dele af den synlige Himmel, eller som Dækker eller Lag over en større Del af Himmelen eller over hele den synlige Himmel. Deres Farve er i Almindelighed hvid. Ved lav Solstand kan de vise forskjellige, tildels pragtfulde Farver. Naar de dækker hele eller store Dele af Himmelen, er de ofte graalige, og undertiden kan Skyerne, navnlig Tordenskyer, være temmelig mørkegraa.

En opmerksom Iagttagelse af Skyerne viser snart, at deres Udseende og Udstrækning er forskjellig til forskjellige Tider, saaledes at man kan tale om forskjellige Slags Skyer. Det var dog først i 1802, at der blev foreslaaet, af Englænderen Luke Howard, en bestemt Inddeling af Skyernes Former. Han opstillede som Hovedformer Lagskyer (Stratus), Haugskyer (Cumulus) og Fjærskyer (Cirrus). Denne Inddeling er senere beholdt og har vist sig hensigtsmæssig, ihvorvel det ofte kan være vanskeligt nok at sige om en Sky, til hvilken Klasse man skal henregne den. Efter international Overenskomst inddeler man nu Skyerne paa følgende Maade:

1. Cirrus (Ci.). Fjærskyer. Enkeltstaaende, fine Skyer, som Trevler, der danner Fjær, i Almindelighed hvide, ofte udstrakte i Baand, der strækker sig over Himmelen i Storcirkler og løber sammen i Perspektiv mod et eller to modsatte Punkter i Horizonten.

2. Cirro-Stratus (Ci.-S.). Et fint, hvidagtigt Slør, der til sine Tider breder sig ud over hele Himmelen og gjør den blak, til andre Tider ligner en tufset Floke af Traade. Sløret fremkalder ofte store Ringe om Solen eller Maanen (504). Ofte i Baand sammen med Cirrus.

3. Cirro-Cumulus (Ci.-Cu.). Makrelskyer. Smaa sammenklumpede eller sammenfnokkede Masser eller Dotter, uden Skygger eller med meget svage Skygger, ordnede i Grupper og ofte i Rader.

4. Alto-Cumulus (A. Cu.). Tykkere Klumper eller Baller, der er hvide eller hvidgraa med Skyggepartier, ordnede i

Grupper eller i Rader, ofte saa sammenklemte, at deres Render berører hverandre. De enkelte Baller er i Almindelighed tættere i Midten af en Gruppe og mere massive (og nærmer sig i Udseende der til S.-Cu.). Ved Randen af Gruppen danner de finere Fnokker (som nærmer sig til Ci.-Cu.). Oftere viser de sig ordnede i Rader i en eller to Retninger.

5. Alto-Stratus (A.-S.). Tykt Slør af graa eller blaalig Farve, som lyser sterkere i Nærheden af Solen eller Maanen og kan ledsages af smaa Ringe om disse, men ikke af store. Denne Skyform viser alle Slags Overgange til Cirro-Stratus, endskjønt dens Høide er kun halv saa stor som denne sidstes.

6. Strato-Cumulus (S.-Cu.). Tætte Baller eller mørke Skyruller, som ofte dækker hele Himmelen, især om Vinteren, og giver den et bølgeformet Udseende. Mægtigheden eller Tykkelsen af et Strato-Cumulus-Lag er i Almindelighed ikke stor, og den blaa Himmel bryder ofte igjennem. Man finder alle Slags Overgange fra denne Form til Alto-Cumulus. Strato-Cumulus adskiller sig fra Nimbus ved sit balle- eller valseformede Udseende og ogsaa deri, at den ikke pleier at give Regn.

7. Nimbus (N.). Regnsky. Et tæt Lag af mørke, formløse Skyer med sønderrevne Render, fra hvilke der i Almindelighed falder vedvarende Regn eller Sne. Bag de Huller, som disse Skyer viser, sees jevnlig et Lag Cirro-Stratus eller Alto-Stratus. Naar Nimbus-Laget rives i smaa Filler, eller man ser smaa lave, løse Skyer jagende under en vidt udbredt Nimbus, kan man kalde disse særligt for Fracto-Nimbus (engelsk Scud).

8. Cumulus (Cu.). Haugsky. Tykke Skyer, hvis Top har Form af en buklet Kuppel, medens Grundfladen er vandret. Disse Skyer sees, som man let kan iagttage, at danne sig om Dagen ved opstigende Luftbevægelse. Naar Skyen staar paa den modsatte Side af Solen, er de Flader, som vender mod Iagttageren, lysere end de buklede Render. Kommer Belysningen fra Siden, ser man i Skyen dybe Skygger. Staar Skyerne paa samme Side som Solen, viser de sig mørke med lyse Render.

Den egentlige Cumulus er oventil og nedentil skarpt begrændset. Ofte er den sønderrevet af sterke Vinde, og dens enkelte Dele viser da sterke Forandringer (Fracto-Cumulus).

9. Cumulo-Nimbus (Cu.-N.). Tordenskyer. Vældige Skymasser, som løfter sig i Skikkelse af Berge, Taarne eller Ambolter, i Almindelighed med en Skjærm eller et Slør over sig af trevlet Udseende (lave Cirrus) og med nimbusartede Skymasser under sig. Fra deres underste Lag kommer der jevnlig lokale Regn- eller Snebyger (undertiden ogsaa Hagelbyger). De øvre Render har snart en fast Cumulus-Form og danner mægtige, runde Hoveder, omsvævede af lave Cirrus, snart trevler Renderne selv sig op til cirrusagtige Traade. Den sidste Form er især almindelig ved Vaarbyger.

Fremsiden af udstrakte Tordenskyer viser sig undertiden som en stor Bue, der breder sig udover en Del af den jevnt lysere Himmel.

10. Stratus (S.). Løftet Taage i vandrette Lag. Naar et saadant Lag rives istykker i uregelmæssige Filler af Vind eller Fjeldtoppe, kan man betegne disse med Navnet Fracto-Stratus.

279. Man kan inddele Skyerne i to Slags:

a) Gjennembrudte eller kugleformede Skydannelser (fortrinsvis ved tørt Veir).

b) Udstrakte eller slørformede Dannelser (ved Regn-(Sne-)Veir).

Af Reisende, som har besøgt de forskjellige Dele af Jorden, er det ved talrige Iagttagelser fundet, at forskjellige Skyformer ikke tilhører forskjellige Strøg af Jorden, men at Skyerne overalt viser de samme Former som ovenfor er beskrevne.

280. **Skyernes Høide over Jorden.** I de senere Aar er der efter international Overenskomst gjort Maalinger af Skyernes Høide paa forskjellige Steder af Jorden. Saadanne Maalinger gjøres paa geometrisk Vis (Fig. 52). Man udstikker og maaler en horizontal Grundlinie AB af 1 til 2 Kilometers Længde. I begge Endepunkter A og B opstilles Instrumenter, med hvilke man kan maale Horizontal- og Vertikalvinkler. Iagttagerne paa begge Stationer er forbundne ved Telefon. Den ene opgiver for

den anden et Punkt, *S*, paa en Sky, hvis Høide skal maales. Paa givet Signal indstilles Instrumenternes Sigteapparat paa dette Punkt og derpaa aflæses Horizontal- og Vertikalcirklerne. Derved er Retningen af Linierne *AD* og *BD* bestemt samt Høidevinklerne *SAD* og *SBD*. Et Sigt fra *A* til *B* giver Retningen af Linien *AB* og et Sigt fra *B* til *A* Retningen fra *B* til *A*. Man faar saaledes bestemt Vinklerne *DAB* og *DBA*. Ved Hjelp af disse to Vinkler og Grundliniens Længde *AB* beregner man Længden af Linierne *AD* og *BD* og ved Hjelp af disse og Høidevinklerne *SAD* og *SBD* Høiden *SD*. Man faar saaledes to Bestemmelser af denne, som bør stemme paa nogle Meter, hvis begge Iagttagere har sigtet paa det samme Skypunkt. Istedetfor at sigte paa et Skypunkt kan man fotografere Skyerne med Apparater, der udgjør en Del af Vinkelmaaleinstrumentet. Sommeren 1896 havde vi en Skymaalingsexpedition i Bossekop.

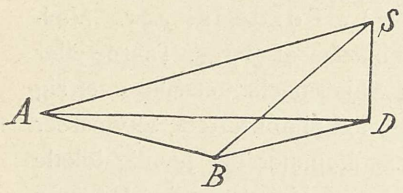


Fig. 52.

281. Man kun nu inddele Skyerne efter den Høide, i hvilken de svæver over Jorden. Man faar da:

A. Høie Skyer. Middelhøide 9 000 Meter.
  a) 1. Cirrus.
  b) 2. Cirro-Stratus.

B. Middels høie Skyer. Mellem 3 000 og 7 000 Meter.
  a) 3. Cirro-Cumulus.
  a) 4. Alto-Cumulus.
  b) 5. Alto-Stratus.

C. Lave Skyer. Under 2 000 Meter.
  a) 6. Strato-Cumulus.
  b) 7. Nimbus.

D. Skyer dannede ved Dagens opstigende Luftstrøm.
  a) 8. Cumulus. Top 1 800 Meter, Grundflade 1 400 Meter.
  b) 9. Cumulo-Nimbus. Top 3 000—8 000 m., Grundfl. 1 400 m.

E. Løftet Taage. Under 1 000 Meter. (Skodde).
  10. Stratus.

De her opførte Tal er Gjennemsnitshøider. Skymaalingerne har vist,

at Høiden af alle Slags Skyer er større i den varme Del af Aaret end i den kolde;

at Høiden, navnlig af de høieste og middelshøie Skyer er mindst i Polaregnene og bliver større og større henimod Ækvator. Cirrus har paa Spidsbergen en Høide af 7 000 Meter, i Norge og Sverige 8—9 000 Meter, i Nordamerika (42° N. Br.) 9—10 000 Meter og i Manila (15° N. Br.) 11 000 Meter;

at Høiden paa hvert Sted er noksaa forskjellig under forskjellige Omstændigheder, især paa de sydligere Stationer. Man har iagttaget Cirrusskyer i en Høide af 16 000 Meter.

282. De lavere Skyer bestaar af smaa Vanddraaber, hvis Størrelse kan være meget forskjellig. Deres Diameter maales med Hundrededele af en Millimeter. Ganske som Taage. Antallet af Vandkugler i en Kubikcentimeter er forskjelligt. Man har f. Ex. fundet over 4 000.

De høie Skyer, der dannes og sværer i Luft med Kuldegrader, bestaar af Iskrystaller. Bevis herfor har man i visse optiske Fænomener (504).

283. Skyernes Dannelse. Aarsagen til Skyernes Dannelse er, at Luften afkjøles under Dugpunktet. Afkjøling af den frie Luft, i hvilken Skyerne dannes, kan være en Følge dels deraf, at koldere og varmere Luft blander sig med hverandre, dels deraf, at Luften udvides uden Tilførsel af Varme.

Naar en koldere og en varmere Luftmasse blander sig sammen, bliver Blandingens Temperatur en Middelværdi mellem de enkelte Luftmassers oprindelige. Indeholder Luftmasserne Vanddamp, vil en Del af denne kunne udfældes, dersom Blandingstemperaturen ligger under Dugpunktet. Her maa man huske paa, at Vandet ved Fortætningen afgiver sin Fordunstningsvarme og derved forhøier Blandingens Temperatur. Vi skal oplyse dette ved et Exempel, der for Tydeligheds Skyld er overdrevet i Forhold til Naturen. Vi blander en Kubikmeter mættet Luft af 25° med en Kubikmeter mættet Luft af 0°. Den første indeholder (77) 22.8 Gram Vanddamp, den sidste 4.9 Gram. Til-

sammen 27.7 Gram eller 13.8 Gram pr. Kubikmeter. Hertil svarer et Dugpunkt af 16.°4. Hvis Luften havde været tør, vilde Blandingens Temperatur blevet $\frac{25^0}{2}$ eller 12.°5, altsaa lavere end Dugpunktet. Der vil indtræde Fortætning og Vand udskilles, men derved forhøies Blandingens Temperatur til 14.°9. Ved denne Temperatur kan Luften indeholde 12.7 Gram pr. Kubikmeter. Der træder 13.8 — 12.7 eller 1.1 Gram Vanddamp ud i Form af Vand.

Er Luftmasserne ikke mættede med Vanddamp, bliver der udskilt Vand, kun naar Blandingsforholdet ligger indenfor visse Grændser. De Vandmængder, som udskilles ved Blanding, kan saaledes aldrig blive betydelige, og paa et og samme Sted kan Vanddampene snart blive udfældte, snart igjen opløste, eftersom Blandingstemperaturen vexler.

Blanding af Luftmasser finder ofte Sted i Naturen. Skyernes Drift og Luftskippernes Iagttagelser har vist, at Luftlagene i forskjellige Høider jevnlig bevæger sig i forskjellige Retninger. En Luftstrøm, som bevæger sig henover et andet Luftlag, kan sætte Bølger i dette, ligesom Vinden sætter Bølger paa Vandet. Ved denne Bølgebevægelse trænger Bølgetoppene i det ene Luftlag ind i det andet, og derved kan ske en Blanding mellem begge, som kan fremkalde Udfælding af Vand. De Skyer, som dannes paa denne Maade, bliver Lagskyer, og Lagene bliver tynde. Bølgelængden eller Afstanden mellem Bølgetoppene maales ikke i Meter, men i Hundreder eller Tusener af Meter. Skyerne viser sig som lange Ruller, den ene efter den anden, og for en Iagttager, der staar høiere end Skylaget, næsten som Bølgerne paa Sjøen. Dersom et øvre Vindsystem skjærer et underliggende Bølgesystem under en Vinkel, helst omkring en ret Vinkel, kan de nævnte Ruller gjennemskjæres af et nyt System af Bølger, og Skyerne bliver da afdelte i mindre Dele eller Ruder med større eller mindre blaa Partier imellem. Saadanne tynde Lagskyer kan ofte vise sig pludselig over en stor Del af Himmelen, naar Blandingen fører til Fortætning, eller de kan forsvinde hurtig, naar Blandingsforholdene er saadanne, at Dugpunktet ikke naaes ved Afkjølingen. Alt dette minder om Vindens Virkning paa

Vandflader, og Skyerne faar Navn af Bølgeskyer. De høiere Skyer, fra Cirrus, til Alto-Cumulus, synes mestendels at dannes ved Blanding. Den pludselige Dannelse og Forsvinding sees oftest ved Cirro-Cumulus, tildels ved Alto-Cumulus. Cirrusskyernes Dannelsesmaade har man endnu liden Greie paa. Deres Dannelse synes undertiden at staa i Forbindelse med de Omstændigheder, som ledsager Nordlys, idet de saakaldte Nordlysskyer, der om Natten viser Nordlysmerker, om Morgenen, naar det bliver lysere, kan vise sig som Cirrusskyer.

284. De lavere og tykkere Skyer dannes paa en anden Maade. Vi har ovenfor (27) seet, at Luften, naar den udvider sig, uden at der tilføres den Varme, maa afkjøles. En saadan Udvidelse og Afkjøling finder Sted, naar en Luftmasse stiger tilveirs og kommer under et mindre Tryk. Det er allerede (175) antydet, at dette kan være Aarsag til Dannelse af Skyer. Er Luften tør eller ikke mættet med Vanddamp, vil den, naar den stiger tilveirs uden at optage eller afgive Varme, afkjøle sig omtrent 1 Grad for hvert Hundrede Meter, den stiger. Dette er Tørstadiet. Naar Luft, som indeholder Vanddampe, stiger tilveirs og bliver koldere, bliver dens Evne til at holde Vanddampene i Dampform mindre og mindre. Naar den er afkjølet til Dugpunktet, er den mættet med Vanddamp. Stiger den videre tilveirs fortsættes Afkjølingen, og der udskilles — særegne Omstændigheder fraregnet — Vand og dannes en Sky. Men Afkjølingen gaar nu langsommere, end før Dugpunktet naaedes. Ved Fortætningen til Vand bliver den Varme, som udkrævedes til at holde det fortættede Vand i Dampform (Fordunstningsvarmen, den latente Varme, 32), fri og virker opvarmende, altsaa modsat Virkningen af Opstigningen. Denne sidste er dog sterkest, saaledes at den med Vanddamp mættede Luft afkjøler sig omtrent 0.°5 for hvert 100 Meter, den stiger, altsaa kun halvt saa raskt som tør Luft. Dette er Regnstadiet. Naar Temperaturen synker under 0°, udskilles Vandet i Form af Iskrystaller, og Forskjellen mellem Afkjølingen ved Opstigningen og Opvarmningen, der skyldes Fordunstningsvarme plus Smeltevarme, bliver saadan, at Temperaturen aftager omtrent 0.°6 pr. 100 Meter. Dette er Snestadiet.

En nøiagtig Beregning viser, at Temperaturens Aftagen med Høiden for 100 Meters Stigning, naar Luften er mættet med Vanddamp, er ved forskjellige Temperaturer:

Ved Temperaturen	— 5°	0°	5°	10°	15°	20°	25°
Ved Havfladen	0.°69	0.°63	0.°60	0.°54	0.°49	0.°45	0.°41
I 3400 Meters Høide	0.°62	0.°55	0.°52	0.°46	0.°41	0.°38	0.°34

Lad os som Exempel antage, at Luftens Temperatur er 20° og Damptrykket 15.0 mm. Ved 20° er Vanddampenes Maximumstryk (77) 17.4 mm. Den relative Fugtighed er altsaa 15.0 : 17.4 eller 86 Procent (76). Lufttrykket sætter vi til 760 mm. I den første Periode (Tørstadiet) stiger Luften med sine Vanddampe tilveirs, næsten som om den var tør, idet Temperaturen aftager 0.°98 pr. 100 Meter. I en Høide af 306 Meter er Temperaturen sunket til 17.°0, og nu er Luften mættet med Vanddamp, Dugpunktet naaet. Lufttrykket er formindsket til 733.3 mm., Damptrykket til 14.4 mm. (da Dampen har udvidet sig). I den anden Periode (Regnstadiet) stiger Luften videre tilveirs under stadig Fortynding og Afkjøling, Udskillelse af Vand og hele Tiden mættet med Vanddamp. Her dannes Skyen. Denne Periode afsluttes, naar Temperaturen er sunket til 0°. Luften er da steget til 3684 Meters Høide, Lufttrykket er sunket til 486.0 mm. og Vanddampenes Tryk til 4.6 mm. Temperaturen er sunket 17° paa 3378 Meter eller gjennemsnitlig 0.°5 pr. 100 Meter. Ved Jordens Overflade indeholdt et Kilogram Luft 12.5 Gram Vanddamp. Ved den øvre Grændse af den anden Periode indeholder et Kilogram Luft kun 6.0 Gram Vanddamp. Der er altsaa udfældt 12.5 — 6.0 eller 6.5 Gram Vand af hvert Kilogram Luft. Dette Vand danner Skyen (Cumulus eller Nimbus).

Naar Temperaturen er saa lav, at Dugpunktet falder under 0°, udskilles Vanddampene i en opstigende Luftstrøm med mættet Luft i Almindelighed som Iskrystaller. Der dannes en Issky eller Snesky (Snestadiet). Da Luften ved lavere Temperaturer kun kan holde ringere Dampmængder opløst, er ved Kuldegrader Mængden af det udskilte Vand forholdsvis ringe.

285. Der kan indtræffe Tilfælder, navnlig ved Tordenskyer, i hvilke Vanddampene ved mættet Lufts Afkjøling under Kulde-

grader ikke strax udskilles, men forbliver overkjølede og Luften overmættet med Vanddamp (30). Under disse Omstændigheder kan en liden Aarsag, f. Ex. at en Snekrystal falder gjennem Luften, bringe Udfældingen af Dampene til at foregaa pludselig over hele den afkjølede Masse, og der danner sig en Sky som No. 9, Cumulo-Nimbus, i Form af høit optaarnede hvide Skymasser, hvis Top rækker op til 8 000 Meters Høide, næsten ligesaa høit som Cirrusskyerne. Ganske smaa Vandkugler som de, der danner Taage eller Skyer, kan ogsaa holde sig flydende i overkjølet Tilstand under Kuldegrader.

286. Til Fortætning af Vanddampene i Atmosfæren kræves ellers, som vi har seet (33), at Luften indeholder Støv, hvis enkelte Dele danner Kjerner, omkring hvilke Fortætningen finder Sted.

287. Luftens Afkjøling ved Udvidelse kaldes en dynamisk Afkjøling, i Modsætning til Afkjøling ved Ledning eller Straaling. Den Forandring af Temperaturen, som finder Sted, naar Luften sammentrykkes eller udvides, uden at der tages Varme fra den eller føres Varme til den, kaldes den adiabatiske Temperaturændring.

288. Et dagligdags Experiment viser paa en slaaende Maade, hvorledes der dannes Sky eller Taage ved Luftens Udvidelse uden Varmetilførsel. En gjennemsigtig Ølflaske, saaledes som den kommer fra Bryggerierne, er ikke ganske fuld af Øl, men der er et Rum mellem Øllets Øverflade og Korkens nedre Ende. Dette Rum er selvfølgelig mættet med Vanddamp. Naar man nu med en Korketrækker, helst en med Vægtstang, saa at man kan se Flaskehalsen, trækker Proppen hurtig op, fylder Halsen sig med en Taage. Luftrummet er pludselig blevet saa meget større som Korkens Rumindhold, Luften har udvidet sig uden Varmetilførsel og er blevet afkjølet under Dugpunktet. En tilsvarende Dampmængde er gaaet over til fine Vandkugler, der danner Taagen eller Skyen i Flaskehalsen.

289. Det er de lavere Skyer, Cumulus, Strato-Cumulus, Nimbus og Cumulo-Nimbus, som dannes ved opstigende fugtige Luftstrømme. Cumulusskyernes Grundflade betegner det Lag, i

hvilket Dugpunktet naaes i den opstigende Luftstrøm. Dersom denne Luftstrøm fortsatte i større Høider, vilde man faa en uafbrudt Sky, nederst en Vandsky og høiere oppe en Issky, og man kunde tænke sig hele Raden af Skyer dannet i Rækkefølge opad fra Cumulus til Cirrus. Men saaledes er det ikke Tilfældet i Naturen. Der er en Grændse for Høiden af Toppen eller Overdelen af de lavere Skyer. Det er de videnskabelige Luftskippere, som har belært os herom. Grændsen er sat af Luftlag, der er tørre, og som afbryder den opstigende Strøm. De tørre Luftlag opløser Skyens Vand. Skinner, som jevnlig er Tilfældet, Solen paa Skyens øvre Flade, opvarmes denne, og Vandet fordunster i den overliggende tørre Luft. En stor Cumulussky ser meget fast ud, men ser man nøie paa den, vil man finde, at dens Omrids og Masse er i uafladelig Forandring under Indflydelse af Vind, opstigende Luftstrøm, Fordunstning, Solskin og Tyngden. Den Fordunstning, som foregaar paa Skyens øvre Grændse, kan give Anledning til opstigende Strømme, som danner Skyer i endnu høiere Luftlag.

290. Vandet og Isen, hvoraf Skyerne bestaar, er tungere end Luften og vil derfor altid have en Bestræbelse efter at falde ned mod Jorden. Men Vandkuglerne, hvis Diameter maales i Tusendele eller Hundredededele af en Millimeter, og Iskrystallerne med sine tildels forholdsvis brede Flader synker kun langsomt i Luften, der ikke er uden en vis Seighed (Viscositet), som modsætter sig de smaa Legemers Bevægelse. Ogsaa kan den opstigende Luftbevægelse være sterk nok til at bære eller løfte Skyens Smaadele.

Paa varme Dage løfter Cumulusskyerne sig, idet Pladsen for Dugpunktet løfter sig høiere op, jo varmere og relativt tørrere Luften bliver. Naar om Eftermiddagen den opstigende Luftstrøm bliver svagere, synker Skyen, og naar Luftstrømmen om Aftenen ophører, synker Skydelene ned i varmere Lag, hvor de opløses. Dette er Cumulusskyernes daglige Periode. Skyernes Sværen er saaledes for største Delen kun tilsyneladende. Skyen betegner i Grunden kun en Del af Atmosfæren, hvor der i Øieblikket holdes udfældt Vand eller Is. Inde i selve Skyen er Luften gjerne

ganske mættet med Vanddamp. Men ved dens Overflade er Luften ofte ved Blanding med Luft udenfra bleven noget tørrere, saa at den relative Fugtighed er lavere end 100 Procent.

291. Naar Solen skinner paa en Sky, opvarmes de af Solstraalerne trufne Dele, og Temperaturen over Skyen kan blive høiere end inde i Skyen. Man faar Temperaturinversion (181). Ved de øvre Skygrændser finder man jevnlig, foruden tørrere og varmere Luft, ogsaa en anden Vind end nedenfor og tildels sterkere Vind. Skylagene betegner saaledes i mange Tilfælder Tilstedeværelsen af forskjellige Strømninger i Atmosfæren i de forskjellige Høider. Luftskippere har fundet flere saadanne vexlende Lag over hverandre.

292. Undertiden synes Skyerne at staa stille, men i Regelen ser man dem drive med større eller mindre Hastighed. Man kan i Almindelighed tage Skyernes Bevægelse som Maal for Vindens Retning og Hastighed i det tilsvarende Skylag. Men ikke altid. Man har Exempler paa, at en tilsyneladende stillestaaende Cumulussky gjennemstrømmes af en Vind. I saadant Tilfælde er Luften i Bevægelse, og Skyen betegner den Del af Luftstrømmen, hvor Temperaturen er under Dugpunktet. Luftstrømmen forsynes med fugtig Luft nedenfra fra en faststaaende Kilde til Vanddamp.

293. Lignende Tilfælder har man, naar en fugtig Vind blæser mod et Fjeld eller en Tinde. Fjeldet tvinger Luften til at stige tilveirs, hvorved den udvides og afkjøles. Det er i Almindelighed ikke det kolde Fjeld, som afkjøler den. Afkjølingen er dynamisk (287). Ved Afkjølingen danner der sig en Sky om Fjeldtoppen. Naar Luften paa Læsiden synker ned igjen, opvarmes den dynamisk, idet den kommer under et større Tryk, og Skyens Vand, der rives med den, opløses. Dette er Grunden til, at Fjeldtopper ofte har en Skyhætte over sig. Skyen synes at hænge fast ved Fjeldet, men det er i Virkeligheden stadig nye Vanddampe, som fortættes paa Luvsiden og opløses paa Læsiden. Høie Øer kan mangen Gang blive kjendelige i større Afstand ved saadanne Skyhætter.

294. De opstigende Luftstrømme, som fremkalder Skyerne, findes dels i de barometriske Minima og deres nærmeste Omkreds,

dels der, hvor Jordoverfladens Ujevnheder tvinger fugtige Luftstrømme tilveirs, og tildels der, hvor en fugtig Vind møder en ny og større Hindring (som Sjøvind, der kommer ind over Land) eller faar sin Vei indsnevret.

295. Af Listen over Skyformerne, inddelte efter Høiden over Jorden (281), ser man, at de forskjellige Skyformer holder sig til forskjellige Høidelag i Atmosfæren. Vi kan deraf slutte, at Betingelserne for Skyernes Dannelse er forskjellig i forskjellige Høider og dermed ogsaa deres Udseende og indre Tilstand. De lavere Skyer har vi bedst Kjendskab til. De høiere Skyers Natur er os endnu i mange Stykker ubekjendt.

296. **Skydækket.** For at faa et Udtryk for Skydækkets Størrelse tænker man sig de Skyer, som viser sig paa Himmelen, samlede til en Flade og bedømmer da, hvor stor Del af Himmelen de dækker. Man betegner Skydækket med Tallene fra 0 til 10, saaledes at 0 betyder ganske skyfri Himmel og 10 ganske overtrukket. Tallet 1 betegner saaledes, at en Tiendedel af Himmelen er dækket af Skyer, 2 og 3 er letskyet, 4 næsten halvklart, 5 halvklart, 6 noget mindre end halvklart, 7 og 8 skyet, 9 næsten overskyet. Dækkes hele Himmelen af tæt Taage, noteres Skydækket med Tallet 10.

297. Skydækket har en daglig Periode, idet det er størst om Dagen og mindst om Natten. Natten er klarere end Dagen. Hos os er den daglige Periode lidet fremtrædende i Vintermaanederne. Skydækkets daglige Vexel er væsentlig det samme som Cumulusskyernes Dannelse, Vækst, Aftagen og Forsvinden; med andre Ord Virkningen af op- og nedstigende Konvektionsstrømme. Hos os har vi ingen Cumulus eller næsten ingen om Vinteren, derimod er Cumulus den sædvanlige Sommersky.

I de tropiske Egne er Perioden at iagttage til alle Tider af Aaret. Verdenshavenes ækvatoriale Stillebelter er dækket af et Skylag, der er tættest om Dagen, men lader Stjernerne skinne igjennem om Natten.

298. Skydækket har en aarlig Periode, der er forskjellig paa forskjellige Steder. Det ækvatoriale Stillebelte mellem begge Passater har faaet sit Navn deraf, at Luften der i Regelen er

rolig. I Stillebeltet, der ligger paa det Strøg, som har den høieste Lufttemperatur, er der en stadig opstigende Luftstrøm, som forsynes med meget damprig Luft fra begge Passater, og en stadig Skydannelse. Stillebeltet med sit Skylag flytter sig med Aarstiden noget nordover og sydover og giver derved de Egne, som kommer under det, sit største Skydække til forskjellige Tider. I Atlanterhavet ligger Stillebeltet længst mod Nord i August, da det findes paa 10° til 12° Nordbredde, og længst mod Syd i Februar, da det ligger et Par Grader nordenfor Ækvator. I det Stille Hav vexler det ikke saa meget i Aarets Løb. I Ostindien er Vintermaanederne klare der, hvor den herskende Nordost-Monsun er Landvind, hvorimod Sommermaanederne har et stort Skydække, idet Sydvest-Monsunen fører Dampene fra det varme Indiske Hav ind over det høie Land. Lignende er Tilfældet i Østasien, hvor Vintervindene er tørre Landvinde og Sommervindene fugtige Havvinde. I Europa er idetheletaget Vintermaanederne mest skyfulde med de fremherskende sydvestlige Vinde, medens Sommermaanederne er klarere med de tørrere Vestenvinde og varmere Jordbund. Havet mellem Nordpolen og Asien har sit største Skydække (næsten 9) i Sommertiden og sit mindste (3—4) i Vintermaanederne. Lignende er Forholdet i Nord-Sibirien.

299. **Nedbør** i egentlig Forstand er Regn, Sne og Hagel. Regn falder som Vanddraaber, der kan være større eller mindre, flere eller færre paa Rumenheden. Sne falder som sammensatte Iskrystaller, der gjerne danner sexstraalede Stjerner. Hagel falder som Iskorn, hvide eller klare, eller som Isklumper af mere uregelmæssig Form. Regndraaberne, Snefnokkerne og Hagelkornene tyder paa en rask og rigelig Fortætning af Vanddampe, som har til sin Aarsag sterkere opstigende Luftstrømme med større Mængder af Vanddampe. Regn dannes ved Dampenes Udfælding under Varmegrader, Sne og Hagel under Kuldegrader. Alle Slags Nedbør er meget tungere end Luften og falder — i Modsætning til de smaa Taage- og Skydele — paa Grund af sin større Vægt ned gjennem Luften mod Jorden. Mængden af den paa Jorden faldende Nedbør maaler vi med vore Regn-

maalere. Det hænder dog ikke saa sjelden, at man kan se Regnbyger forsvinde i Luften. De har en nedre Grændse der, hvor Luften er saa varm, at det faldende Vand fordunster og opløses af Luften som Damp. Faldende Nedbør gjør Luften mindre gjennemsigtig. Den afkjøler i Almindelighed Luften og gjør den relativ fugtigere.

300. Hvorledes en opstigende fugtig Luftstrøm er istand til at levere Nedbør af saadanne Mængder, som man iagttager, kan sees af følgende Exempel hentet fra tropiske Forhold. Stiger mættet Luft af 25° fra Havfladen til 2 000 Meters Høide, afkjøler den sig omtrent 8°. Ved 25° indeholder den 22.8 Gram Vanddamp pr. Kubikmeter. Ved 17° (25° — 8°) i 2 000 Meters Høide kan en Kubikmeter kun holde 14.3 Gram Vanddamp. I denne Høide er imidlertid en Kubikmeter Luft fra Jordoverfladen udvidet til 1¼ Kubikmeter og kan saaledes holde 18.0 Gram Vanddamp. Der er altsaa udfældt 22.8 — 18.0 eller 4.8 Gram Vanddamp pr. Kubikmeter. Tænker vi os, at Luften stiger med en Hastighed af kun 2 Meter pr. Sekund, saa vilde dette give en udfældt Vandmængde af omtrent 34 Kilogram pr. Kvadratmeter, det vil sige det samme som 34 Millimeters Regnhøide i Timen. Saa heftige Regnskyl hører til Sjeldenhederne. I Wien faldt den 3. Juni 1891 10 mm. Regn i 6 Minuter, hvad der svarer til 100 mm. i en Time. I Cherrapoonjee, nordenfor Calcutta, faldt paa en Dag, den 14. Juni 1876, 1036 mm. Dette svarer til 43 mm. i en Time.

301. Det er de lavere Skyer, Nimbus, Cumulo-Nimbus og tildels Cumulus, som giver Nedbør. Naar Regndraaberne falder inde i Skyen, støder de mod hverandre, smelter sammen til større Kugler, der igjen falder hurtigere og opsluger mindre Draaber paa sin Vei. Regndraaberne bliver saaledes desto større, jo længere nede i Skyen de er. Dette viser Erfaring fra Skyer tilfjelds. Inde i Skyen har man samme Fornemmelse som i en Taage. Gaar man nedover, merker man, at Vanddraaberne bliver større og større.

302. Luftens Modstand mod Regndraaberne gjør, at disse ikke falder til Jorden med stor Hastighed. Jo større Draaber,

desto hastigere falder de. Derimod kan Vind drive Regndraaber i horizontal Retning med en Fart, som kan være brydsom nok for den, som træffes af dem. Regn falder altid i Draaber, aldrig i Traade, som man tidligere talte om ved tropisk Regn. Snefnokkerne falder paa Grund af sin forholdsvis store Overflade kun langsomt. Naar det blæser og sner samtidig, driver Sneen i høi Grad langs Jorden. Vinden hvirvler ogsaa løs Sne op fra Jordoverfladen, det kaldes Jordfok. Med sterkere Vind har saaledes Regnmaaleren og i endnu høiere Grad Snemaaleren vanskeligt for at fange Nedbøren. Snemaalingen bliver derfor ofte upaalidelig. I Regelen faar man forlidet i Maaleren. Med Jordfok kan man faa formeget. Hagel kan, naar Hagelkornene eller Hagelstenene er store — de kan være store som Hønseæg — falde med stor Hastighed og ødelæggende Virkninger.

303. **Nedbørens Hyppighed.** I Modsætning til de andre meteorologiske Elementer, Temperatur, Fugtighed, Lufttryk, Vind, der kan være Gjenstand for Observation til enhver Tid, er Nedbør et Element, som forekommer kun til enkelte, kortere eller længere Tidsrum, med længere eller kortere Mellemrum af Opholdsveir eller smukt Veir. Der bliver saaledes Spørgsmaal om, hvor hyppigt Nedbør falder. Dette Spørgsmaal søger man at besvare paa forskjellige Maader, ved at opgive Nedbørsandsynligheden for kortere og længere Tidsrum og ved at tælle Antallet af Dage med Nedbør i en Maaned og i et Aar.

304. **Den absolute Nedbørsandsynlighed** finder man ved at tælle op det Antal Gange, i hvilke der er faldt Nedbør ved de faste daglige Observationstider, og dividere dette Antal med det hele Antal af de sidste. Er der f. Ex. i en Maaned paa 30 Dage observeret 3 Gange daglig og ved Observationstiderne noteret Nedbør ialt 30 Gange, saa bliver, da der i Maaneden overhovedet er observeret 3×30 eller 90 Gange, Nedbørsandsynligheden $30 : 90$ eller $^1/_3$ eller $33^1/_3$ Procent eller 333 pro Mille. Jo længere Aarrække man har Observationer fra, desto nøiagtigere faar man saaledes Nedbørsandsynligheden bestemt. For Kristiania faar vi saaledes efter 20 Aars Observationer en absolut Nedbørsandsynlighed, beregnet pr. 1 000 Observationer,

af 177 i December og af 95 i Mai og for hele Aaret 143. Med andre Ord, om Vinteren falder hyppigst Nedbør, om Vaaren sjeldnest, og i hele Aaret kan man gjøre Regning paa 14 Gange Nedbør i 100 Tilfælder. I Bergen giver 20 Aars Observationer Tallene 283 for Januar, 131 for April og 224 for Aaret. Mængden af Nedbøren eller Nedbørhøiden er anderledes fordelt over Aaret end Nedbørens Hyppighed.

305. En **Nedbørdag** regnes paa forskjellige Maader, og derefter faar man forskjellige Tal for Antallet af Dage med Nedbør i en Maaned og i et Aar. Man kan regne som Nedbørdag en Dag, paa hvilken der overhovedet er faldt Nedbør, om kun nogle Regndraaber eller Snefnug, eller en Dag, paa hvilken Jordbunden bliver vaad. I disse Tilfælder vil Antallet af Nedbørdage, som kommer til at medtages i Optællingen, være desto større, jo mere agtpaagivende Iagttageren er til at se efter Nedbør og notere den. For at faa sat en bestemt Grændse for, hvad der skal regnes for en Nedbørdag, har man vedtaget at optælle de Dage, da der er maalt en Nedbørhøide af mindst en Tiendedel Millimeter. Men dertil udfordres en Regn- og Snemaaler. Man tæller ogsaa op Antallet af Dage med Nedbørhøider over 1 Millimeter. Regner man paa disse Maader, faar man selvfølgelig færre Nedbørdage end efter den første Slags Optælling, da der oftere falder Nedbør i en Dag, som ikke udgjør 0.1 mm. i Høide. Saaledes faar vi f. Ex. for hele Aaret følgende Antal Dage med Nedbør:

	Idethele.	= eller > 0.1 mm.	= eller > 1 mm.
For Kristiania	175	134	91
» Bergen	199	198	174

306. Af Nedbørsandsynligheden kan man, ved at multiplicere den med Antallet af Timer i et vist Tidsrum, f. Ex. en Maaned, finde det gjennemsnitlige Antal Timer med Nedbør i Tidsrummet. Dividerer man dette med Antallet af Dage med Nedbør i samme Tidsrum, faar man et Tal, der udtrykker, h v o r m a n g e T i m e r, det gjennemsnitlig f a l d e r N e d b ø r i e n N e d b ø r d a g. Saaledes findes Varigheden af Nedbør i en Nedbørdag at være for en enkelt Maaned og gjennemsnitlig for Aaret:

	Kristiania.	Bergen.	Trondhjem.
Størst	Dec. 9.3 Timer	Jan. 11.5 Timer	Apr. 9.4 Timer
Mindst	Aug. 4.9 »	Apr. 8.0 »	Juni 6.0 »
Aar	7.1 »	9.8 »	7.6 »

307. **Nedbørens Styrke** (Intensitet) kan betegnes ved Nedbørhøiden i en Nedbørdag eller endnu skarpere ved Nedbørhøiden i en Nedbørtime. Den gjennemsnitlige Nedbørhøide i en Nedbørdag er fundet for

	Kristiania.	Bergen.	Trondhjem.
Størst	4.9 mm. Juli, Sept.	12.6 mm. Okt.	6.2 mm. Okt.
Mindst	1.7 » Febr.	6.5 » Apr.	2.6 » Mai
Aar	3.3 »	9.5 »	4.3 »
	og for en Nedbørtime		
Størst	0.94 mm. Aug.	1.21 mm. Sept.	0.79 mm. Okt.
Mindst	0.19 » Febr.	0.78 » Marts	0.40 » Apr.
Aar	0.52 »	0.97 »	0.57 »

308. Nedbørhøiden i et enkelt Døgn kan, som ovenfor omtalt, gaa op til Hundreder, ja Tusener af Millimeter (Cherrapoonjee). Paa sine Steder i Europa kan det i 24 Timer regne over 300 mm. Paa den nordtyske Slette er Maximum af et Døgns Regnhøide 150 mm., paa de tyske Bergstationer 200 mm. til 240 mm. I Norge har vi i det vestenfjeldske fundet adskillige Strøg, hvor der kan falde over 100 mm. i et Døgn.

309. Et Steds Nedbørhøide er et yderst uregelmæssigt meteorologisk Element. For at faa den gjennemsnitlige Nedbørhøide for Aaret og for de enkelte Maaneder bestemt med nogen rimelig Nøiagtighed udfordres der Iagttagelser gjennem meget lange Aarrækker. Kristianias aarlige Nedbørhøide beregnes efter 26 Aars Observationer fra 1874—99 til gjennemsnitlig 595 mm. Aaret 1877 gav 968 mm. Aaret 1880 gav kun 428 mm. Et enkelt Aars Afvigelse fra Middeltallet 595 mm. er gjennemsnitlig $\pm$ 110 mm. Dette samme Middeltal har en Usikkerhed af $\pm$ 18 mm. For at faa denne Usikkerhed ned til 1 Centimeter eller 10 mm. kræves Observationer i en Aarrække af 87 Aar. Florøs aarlige Nedbørhøide er efter 25 Aars Observationer

2 135 mm. med en Usikkerhed af ± 53 mm. Et enkelt Aar afviger fra 25-Aarsmiddelet gjennemsnitlig ± 315 mm. 1887 gav en Regnhøide af 2 733 mm., 1878 gav kun 1 277 mm. For at faa Aarsmiddelets Usikkerhed ned til 1 Centimeter kræves Observationer i 691 Aar. Man sammenligne med, hvad vi ovenfor har seet om Normaltemperaturerne (158).

310. Det er paa faste Landstationer, at man kan maale Nedbørhøider, der kan give Gjennemsnitsværdier til Belysning af Stedernes Klima. Paa Havet er der kun gjort yderst faa Observationer med Regnmaaler, og her skifter Observationsstedet stadig Plads. For Landstationer kan vi af længere Observationsrækker faa Besked om Nedbørens Størrelse og dens Fordeling til de forskjellige Tider af Aaret. For Havets Vedkommende maa vi nøie os med Iagttagelser over Nedbørens Hyppighed alene. Verdenskarter over Nedbørhøiden bliver saaledes temmelig ufuldstændige.

311. Nedbør dannes der, hvor damprig Luft stiger tilveirs og danner Skyer, fra hvilke Nedbøren falder. Luftens Opstigning finder Sted, naar Vinden blæser ind mod Lufttryksminima, naar den blæser mod Jordoverfladens opstigende Skraaninger, naar den møder større Hindringer, som ved Overgang fra Hav til Land, og naar Luftstrømmens horizontale Tversnit indsnevres. Nedstigende Luftstrømme bliver dynamisk opvarmede og tørrere, de danner Betingelserne for Tørveir. De finder Sted i Lufttrykmaxima, naar Vinden blæser nedover Bakke, naar den tager en større Hastighed fra Land over Sjø, naar Luftstrømmens horizontale Tversnit forøges.

Til Forstaaelse af Nedbørens Mængde og dens Fordeling til de forskjellige Tider af Aaret maa vi derfor tage i Betragtning Lufttrykkets og de herskende Vindes Fordeling, Forholdet mellem Land og Sjø og det faste Lands Ujevnheder.

312. I den hede Zone, mellem begge Vendekredse, finder vi, navnlig ved Kysterne, men tildels ogsaa inde i Landene, aarlige Regnhøider, der maales med flere Tusen Millimeter. Det er den høie Lufttemperatur, der giver Luften Evne til at holde store Mængder af Vanddamp opløst, og den høie Temperatur i

Havets Overflade, der giver en sterk Fordunstning, som her er Grundbetingelserne for de store Regnmængder paa de Steder, hvor Luften nødes til at stige tilveirs.

De ækvatoriale Stillebelter mellem begge Passater, hvor disses dampfyldte Luftmasser stiger tilveirs, udmerker sig ved sit Skybelte (297) og en Regnhyppighed og Regnmængde, der gjør disse Strøg til nogle af de ubehageligste for Sjømanden — undtagen naar han trænger at fornye sin Vandbeholdning. Stillebelterne flytter sig med Aarstiderne saaledes, at de ligger nordligst i August og sydligst i Februar, og med dem flytter Regnbeltet sig. Naar Stillebeltet ligger over et Strøg, har dette samtidig sin Regntid. Ved Nord- og Sydgrændsen for Stillebeltets Bevægelse indtræffer denne i August og i Februar. De mellemliggende Strøg faar to Gange Regntid i Aaret. Beliggenheden af Atlanterhavets Stillebelte er paa Karterne (Fig. 47 og 48) betegnet ved et streget Parti, der omfatter det Strøg, hvor det regner 9 Timer om Dagen. Natten er klarere. I August ligger dette Parti op imod Afrika, i Februar derimod paa den anden Side mod Sydamerika.

313. Paa Havet, hvor Passaterne blæser, er Regnmængden ikke stor, da Luften her er forholdsvis tør. Luftstrømmene gaar fra koldere mod varmere Egne, og der finder tildels en Tilførsel af Luft fra høiere Luftlag Sted. Men hvor Passaterne møder høie Øer, der har man paa Luvsiden betydelige Regnhøider. Saaledes har Hilo, paa Nordostsiden af Hawaii, Sandwichsøerne, hvor Stillehavets Nordost-Passat staar paa, en aarlig Regnhøide af 3 690 mm., medens Sydvestsiden kun har 1 200 mm. Paa Samoaøerne har man over 3 000 mm., paa Fidschiøerne fra 2 500 til 6 280 mm., paa Jaluit, Marschalløerne, 4 517 mm.

314. Mellem Vendekredsene skraaner den største Del af Sydamerika ned mod Atlanterhavet. Søndenfor Ækvator hersker Sydost-Passaten, som under sin Gang over Landet tvinges tilveirs og giver Regn, indtil den naar Andeskjæden ved Kontinentets Vestrand. Her har vi den meteorologiske Baggrund for den yppige Plantevæxt i Amazonflodens Nedbørdistrikt. Nordenfor Ækvator møder vi det ækvatoriale Stillebelte, som om Sommeren ligger høiere mod Nord end om Vinteren. — Vestkysten af det

tropiske Sydamerika er et af de tørreste Strøg paa Jorden. De herskende Vinde er sydlige og sydvestlige og blæser over en kold Havstrøm. Luftens Temperatur er forholdsvis lav, og Vindene stryger mere langs Kystens Bergkjæde end mod den. Nordenfor 5° sydl. Bredde, hvor den kolde Strøm forlader Kysten, faar denne ogsaa rigeligere Regn og bærer en yppigere Plantevæxt.

315. Vestkysten af Sydafrika, mellem Ækvator og 20° sydl. Bredde, har fremherskende Sydvestvinde, der suges ind af det varme Indland og afbøies fra Sydost-Passaten. Her er Regnmængden ikke saa liden, 600—1 300 mm. Mellem 20° og 30° sydl. Bredde er der et tørt Strøg med Ørkenen Kalahari. Kapkolonien er igjen rigere paa Regn. Sydafrikas Østkyst faar Regn fra den langs Fjeldskraaningerne opstigende Passat (Monsun) fra det Indiske Hav, som i Juli blæser fra Sydost, i Januar fra Nordost. Her løber den varme Mozambiquestrøm langs Kysten.

316. Saavel Kysten som det Indre af det ækvatoriale Afrika har meget Regn, der skyldes Stillebeltet, som ogsaa her flytter sig med Aarstiderne og giver periodiske Regntider: Sierra Leone 3 330 mm., Kamerun over 9 300 mm. aarlig Regnhøide. Ogsaa det tropiske Sydafrika har rigelig Regn, med Vinde fra Atlanterhavet og i endnu høiere Grad med Vinde fra det Indiske Hav.

317. Ganske anderledes finder vi Forholdene i Nordafrika. Her strækker Ørkenen Sahara med den libyske Ørken sig næsten over hele Kontinentet og under de samme Breddegrader som Atlanterhavets Nordost-Passat. Ørkenens Tørhed forklares derved, at den over samme herskende Nordost-Passat efter at have afgivet en Del af sine Vanddampe ved Middelhavets Kyst, blæser fra koldere til varmere Egne og henover et Sandhav eller tørt Land, som ikke har nogen videre Vandamp at afgive til Fordunstning. Om Sommeren har Vinden det forholdsvis kjølige Middelhav i Ryggen og foran sig det tropisk ophedede Indland, hvis varmeste Strøg ligger under 17° nordl. Bredde.

318. Centralamerika ligger under Indflydelse af Nordost-Passaten, som skaffer Østkysten rigelig Nedbør. Vera Cruz i Mexico har 4 560 mm. Vestkysten er om Vinteren tør, medens den om Sommeren faar Regn ved de herskende Havvinde.

319. I det sydlige Asien er Nedbørforholdene af særegen Interesse. Medens Nordost-Monsunen vistnok om Vinteren bringer Regn paa Forindiens Østside, er det Sydvest-Monsunen, der blæser om Sommeren og fører Dampene fra det varme Indiske Hav indover Landet, hvem For- og Bagindien skylder sin store Regnmængde. Uagtet det væsentlig kun er Sommeren, som er Regntid, bliver Aarets Regnmængde her at regne blandt de største, vi kjender paa Jorden. I Forindien træffer Sydvest-Monsunen i den sydlige Del af Halvøen de høie Ghatsberge og tvinges af dem til at afgive en Del af sine Dampe. Her er den aarlige Regnhøide fra 4 500 mm. til 6 600 mm. regnet fra Syd mod Nord. I det Indre af Halvøen, i Læ af Ghatsbergene, synker Regnmængden ned til 500 mm., medens Østsiden faar mere Regn fra den Bengalske Bugt. Nordenfor Calcutta, hvor den fra Bugten kommende Vind stryger over udstrakte Sumpegne, voxer Regnmængden og naar i Cherrapoonje, 1 250 Meter over Havet, den største kjendte Høide paa Jorden af 12 520 mm., medens den paa Sletten kun er 2 540 mm. og i Calcutta 1 670 mm. Langs Himalaias Sydskraaning ligger et Belte med over 2 000 mm. aarlig Regnhøide. Hele Vestsiden af Bagindien, Malakkahalvøen, Sumatra, Java, Borneo, Celebes, Filippinerne, Ny-Guinea, Molukkerne har meget store Regnmængder. Mulmein 4 810 mm., Akyab 5 010 mm., Aracan 5 080 mm., Singapore 2 280 mm., Buitenzorg (Java) 4 460 mm. Cap York, Nordsiden af Australien, 2 200 mm.

320. Medens i de tropiske Egne Regnmængden for det meste er stor og falder paa bestemte Tider af Aaret, og de andre Aarstider er tørre, finder vi, at i de tempererede og kolde Zoner Nedbøren falder noget jevnere paa alle Aarstider og kun paa enkelte Steder naar de høie Tal for Aarsmængden som i de tropiske Egne.

321. Ved Passaternes Polargrændser har vi det saakaldte subtropiske Regn. De Strøg, hvor dette findes, ligger om Sommeren i Passaten paa vedkommende Halvkugle og har da en mindre Regnmængde. Om Vinteren ligger disse Strøg paa Polarsiden af Vendekredsenes høie Lufttryk og har saaledes paa den nordlige Halvkugle sydvestlige, paa den sydlige Halvkugle

nordvestlige regnbringende Vinde. Det er saaledes Kontinenternes Vestkyster, der er udsat for subtropisk Regn, medens Østkysterne ikke viser saadanne enkle Vind- og Nedbørforhold. Egne med subtropisk, altsaa Vinterregn, er: Det nordlige Atlanterhav mellem 28° og 42° nordl. Bredde med Nordafrika og dets Øer, den Iberiske Halvø med Azorerne, det sydøstlige Frankrig, Italien til Foden af Alperne, Østerriges Kystland og Dalmatien, Balkanhalvøen syd f. 42° nordl. Bredde, Lilleasien, Syrien, Mesopotamien, Arabien nord f. Vendekredsen, Persien og dets Grændselande i Nord og Øst, det nordlige Stillehav mellem 23° og 40° Bredde og Kysten af Kalifornien, det sydlige Stillehav mellem 23° og 40° Bredde med en ganske smal Stribe af Sydamerikas Kyst, Syd-Atlanterhavet mellem 24° og 40° Bredde med Kaplandet og det sydlige Indiske Hav mellem 24° og 39° Bredde med de tilstødende Kyster af Vest- og Sydaustralien.

322. I Europa falder den største Nedbørmængde paa forskjellige Tider paa forskjellige Steder. Sydeuropa har, som nævnt, subtropisk Vinterregn, medens der om Sommeren falder tørrere Veir med Nordost-Passaten. I Alperne gaar den aarlige Nedbørhøide op til over 2 000 mm. Europas Vestkyst faar sit meste Regn om Høsten; i denne Aarstid hersker sydvestlige Vinde, der har strøget henover det endnu temmelig varme Hav. Hvor det af de herskende Havvinde trufne Land stiger brat tilveirs, har vi større Nedbørmængder. Saaledes har Irlands Vestkyst en aarlig Nedbørhøide fra 1 000 til over 2 000 mm. Paa Skotlands Vestkyst stiger den til over 3 000 mm, paa Norges Vestkyst og strax indenfor denne til 2 000 mm. og 2 300 mm., enkelte Aar til over 3 000 mm. Det Indre af Europa har sit meste Regn om Sommeren. Det er for en stor Del Regn med Tordenveir, der ledsager mere lokale opstigende Luftstrømme. Aarsmængden dreier sig her kun om 500 mm. I Norge har Østlandet sin største Nedbørmængde i Juli-September. I disse Maaneder er Havet søndenfor varmest, og talrige Lufttryksminima vandrer over Skagerak.

323. I det Indre af Asien er Nedbørmængden ikke stor. Tobolsk 460 mm., Barnaul 230 mm. Asiens Østkyst udmerker

sig ved sin tørre Vinter, da der hersker kolde nordvestlige Landvinde, og ved sin fugtige Sommer med de fremherskende sydostlige Havvinde. Peking har en aarlig Nedbørhøide af 610 mm., Japan 1 000—1 100 mm., Amurs Munding 413 mm. Østasiens Vinde er monsunartede.

324. I Nordamerika har den nordlige Del af Vestkysten lignende Nedbørforhold som det nordvestlige Europas Kyster, nemlig regnfuld Høst og en aarlig Nedbørhøide fra 1 500—3 000 mm. Sitka har 2 250 mm. Kaliforniens Kyst har derimod subtropisk Vinterregn. Østenfor Klippebergene finder vi et meget regnfattigt Strøg med tildels kun 200 mm. Den østlige Del af Nordamerika faar sin Nedbør hovedsagelig som Sommerregn med de da fremherskende fugtige, fra den Mexikanske Golf kommende sydlige Vinde. Vinteren paa Østkysten har tørre nordvestlige Landvinde. New York har 1 200 mm., New Orleans 1 210 mm. om Aaret.

325. Sydamerikas Vestkyst har søndenfor 40° Bredde store Nedbørhøider, der i Chile gaar op til 2 400 mm. og 3 350 mm. ved Kysten, medens det Indre er tørrere. Valdivia har 2 770 mm., Santiago kun 430 mm. om Aaret. Den største Del af Nedbøren falder paa Vintermaanederne Juni og Juli. De herskende Vestenvinde tvinges af Andesbergene til Opstigning. I Læ af disse har Luften afgivet det meste af sin Vanddamp og stiger ned. Østkysten af Sydamerika faar sin Nedbør fra Atlanterhavet. Buenos Aires har 870 mm. aarlig.

326. Den sydlige Del af Afrika har en aarlig Regnhøide af 600 til 770 mm. og subtropisk Vinterregn.

327. Australien har sin største Regnmængde paa Østkysten (1 200 mm. om Aaret). Sydkysten har 700—800 mm. Det Indre er meget tørt. Paa Ny-Zeeland er der, navnlig paa Sydøen, en sterk Modsætning mellem Nedbørmængden paa Vestsiden og paa Østsiden. I Hokitika paa Vestkysten, ved Foden af de sydlige Alper, er den aarlige Nedbørhøide 2 850 mm., medens den paa Østkysten kun er fra 650 til 800 mm.

328. Et af de bedste Exempler paa den Indflydelse, Landjordens Form har paa Nedbørens Størrelse og Fordeling, finder

vi i Norge. De damprigeste Vinde kommer fra Atlanterhavet. Naar de naar Norges Vestkyst, tvinges de til at stige tilveirs og danne Skyer og Nedbør. Den største Mængde Nedbør finder vi, som Kartet Fig. 53 viser, ikke ved Kysten, men noget indenfor

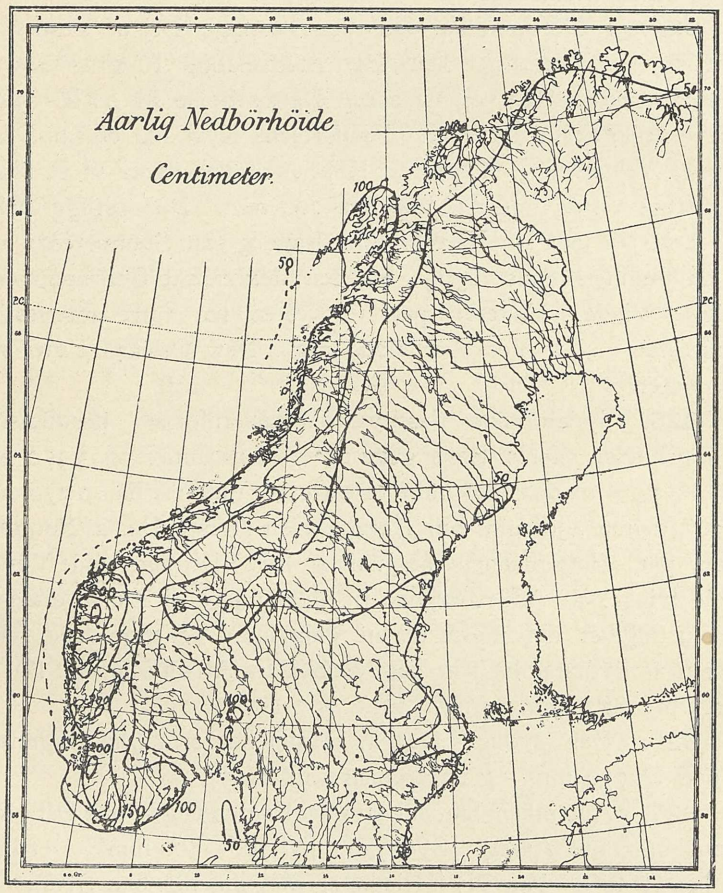


Fig. 53.

denne. Skudenes har 1 170 mm. om Aaret, Bergen 2 000 mm., Florø 2 135 mm. Indenfor Kysten ligger et Strøg med høiere Nedbørmængder, hvor der gjennemsnitlig falder over 2 300 mm., paa sine Steder i regnfulde Aar indtil 3 000 mm. Vi har fundet 4 Maxima af Nedbørmængde, et østenfor Florø og ned mod

Sognefjorden, et østenfor Bergen i Modalen, et søndenfor Folgefonden og et ved Lysefjorden østenfor Stavanger. Længere mod Øst aftager igjen Nedbørmængden, og før vi naar Høifjeldet, er den gaaet ned til 1 000 mm. Paa den anden Side af Fjeldet er den aarlige Nedbørhøide kun omkring 500 mm., tildels endnu ringere.

329. Paa den skotske Tindestation Ben Nevis, 1 260 Meter over Havet, faldt i Aaret 1885 en Nedbørhøide af 3 720 mm., i December 827 mm. og den 12. December 135 mm. I Sjødistriktet i det nordvestlige England, hvor Vindene tvinges ind i en Mængde Tverdale, stiger den aarlige Nedbørhøide paa en Station i 328 Meters Høide til 4 720 mm., den største Nedbørhøide, som er maalt i Europa. Paa den Pyrenæiske Halvø har Sierra d'Estrella 3 910 mm.

330. De nedbørfattige Strøg paa Jorden er tildels allerede omtalt. De findes der, hvor høie Fjeldkjæder stænger Havvindene ude eller aftvinger dem deres Vanddampe paa Vindsiden, eller hvor Afstanden til Havet og Landets og Luftens Varme er saa stor, at Luften altid er for tør til, at dens Vanddampe kan blive udskilte ved Afkjøling. Saadanne Egne er det Indre af Nordafrika, store Dele af Arabien, Persien, Nordvest-Indien og Ørkenen Gobi. I Nordamerika enkelte Strøg mellem og østenfor Klippebergene og i Øst for Kalifornien. I Sydamerika en Del af Vestkysten og Partier mellem Andesbergenes Kjæder. I Sydafrika Ørkenen Kalahari. Polaregnene med sin lave Lufttemperatur har ringe Nedbør, men da denne mest falder som Sne, bliver de øde Strækninger her Sneørkener. Grønlands Indre og det circumpolare Ishav er saadanne Sneørkener.

331. Ved Havets Overflade falder i de tropiske Egne og i den største Del af de tempererede Zoner Nedbøren som Regn. I de kolde Zoner falder den største Mængde Nedbør som Sne. Den gjennemsnitlige Grændse for Snefaldet i de lavere Egne gaar paa den nordlige Halvkugle fra Bordeaux langs Middelhavets Kyster, over Persien, Himalaias Sydfod, Shanghai, Jokohama, Stillehavet, Nord for Columbiafloden i Nordamerika, over Durango i Mexico, Natchez ved Mississippi, Cap Hatteras og Nord-Atlanterhavet med en Bøining

nordover henimod Irland. Paa den sydlige Halvkugle følger Grændsen paa det nærmeste den 40. Breddegrad. Ydergrændserne for Snefaldet naar den 34. Breddegrad paa Afrikas Vestkyst, Sinaihalvøen, Canton, Los Angeles i Californien, Florida og paa den sydlige Halvkugle til den 35. Breddegrad.

332. Høit tilfjelds er Sne den sædvanlige Slags Nedbør. Jo høiere man kommer tilveirs, desto mere falder der af Nedbøren i Form af Sne. Den Sne, som falder om Vinteren, smelter om Sommeren for en stor Del bort, men en Del Sne bliver liggende hele Aaret uden at smelte. Den nederste Grændse, til hvilken den stadig liggende Sne eller Snebræerne naar, kalder man Snegrændsen. Den ligger lavt nede i Polaregnene og høit oppe i Ækvatorialegnene. Dens Beliggenhed er væsentlig beroende paa Sommervarmens Kraft. Den vexler særdeles meget, foruden med den geografiske Bredde ogsaa paa samme Bredde med Stedforholdene. Man regner Snegrændsens Høide paa Franz Josefs Land til 100—300 Meter over Havet, paa Spidsbergen til 400 Meter, paa Jan Mayen til 700 Meter, paa Island til 900 Meter, i Norge til 800 til 1 600 Meter, i Alperne til 2 700 Meter, paa den Iberiske Halvø til 2 500 til 3 200 Meter, paa den tørre Nordside af Himalaia til 5 300 Meter, paa den vaade Sydside af Himalaia til 4 300 Meter, i Andeskjæden under Ækvator til 4 800 Meter, i Ækvatorial-Afrika til 4 500 Meter, paa Ny-Zeeland og i Australien til 1 800 til 2 900 Meter og ved Magelhansstrædet til 1 130 Meter. I Sydpolaregnene synes Snegrændsen at ligge helt nede ved Havfladen.

333. Hvor Sneen paa Fjeldet ligger i tykke Lag, gaar den efterhaanden i de nedre Lag over til Is, og denne skyder sig som en seig Masse fra Snefonnerne paa Fjeldenes Ryg ned i Dalene som en Isflod, der kaldes Isbræ eller Gletscher. Saadanne Isbræer findes paa Steder, hvor Landet er saa høit, at det optager Nedbøren i Form af Sne, og hvor Nedbørens Mængde er stor nok til at den ikke smelter bort i den varme Aarstid. Isbræerne stiger paa mange Steder meget langt ned i Dalene. I Grønland, hvis Indre er en høitliggende Sneørken, paa Franz Josefs Land, paa Spidsbergen, paa Jan Mayen og i de ant-

arktiske Lande gaar Isbræerne helt ned til Havet og ud i dette. Her brækkes Enderne af Bræerne løs, da Isen er lettere end Vand, og de løsbrukne Isstykker, der kan være flere Hundrede Meter lange og brede, svømmer ud paa Havet som Isberge, der af Vind og Strøm føres langt bort fra sit Dannelsessted hen i de varmere Have, hvor de efterhaanden smelter. Paa Grund af deres store Masser varer Isbergenes Smeltning meget længere end Drivisens, og man finder derfor Isberge svømmende paa meget lavere Bredder end Grændsen for Driv- eller Pakisen. I Atlanterhavet gaar de forbi Newfoundland helt ned mod Golfstrømmen, i de sydlige Have gaar de helt henimod Det gode Haabs Forberg, nærmer sig Tasmanien og er temmelig talrige udenfor Cap Hoorn. Isbergene bidrager til at holde Havvandet afkjølet der, hvor de driver.

334. **Hagel** er et Slags Nedbør, der falder forholdsvis sjelden. En Slags Hagel, som paa Tysk kaldes Graupel, og som er den almindelige Form hos os, bestaar af runde, smaa, hvide, ugjennemsigtige Iskugler. Den egentlige Hagel bestaar af Iskorn eller mere eller mindre kugleformede Ismasser, der ofte bestaar af flere eller færre Lag eller Skaller af Is af forskjellig Gjennemsigtighed. Disse Hagelstene kan være saa store som Hønseæg.

En stor Del af Hagelen falder om Sommeren samtidig med den Nedbør, som ledsager Tordenveir. I Norge falder den meste Hagel som Graupel baade Vinter og Sommer, især med Vindbyger af Nordvest. Hagel tilhører hovedsagelig de tempererede Klimater. Hagelveir kan ofte være Aarsag til betydelig Ødelæggelse af Markens Grøde. Hagel dannes ved raske opstigende Luftstrømme, der fører til det udskilte Vands Frysning ved Temperaturer under 0°. Men de nærmere Omstændigheder ved Hageldannelsen har man endnu ikke naaet til at faa Greie paa.

NIENDE KAPITEL.

Den bariske Vindlov.

335. Vi skal nu nærmere studere Forholdet mellem Lufttrykkets Fordeling og Vindens Retning og Hastighed eller Styrke. Vi har tidligere (260) seet, hvorledes Forbindelsen er mellem den gjennemsnitlige Fordeling af Lufttrykket og de hyppigste Vinde og lært at kjende den bariske Vindlov i dens store Træk. Nu skal vi se, hvorledes det i de enkelte i Naturen virkelig forekommende Tilfælder forholder sig med Lufttryk og Vind. Vi har lært at kjende, hvad man forstaar ved Isobarer (231) og ved Gradient (262). Ligesom tidligere studerer vi Lufttryk og Vind ved at tegne Isobarer og Vindretning paa et Kart. Vi tager nu ogsaa Vindens Styrke med. Desuden pleier man paa saadanne Karter at indtegne Skydækket og Nedbør. Det skal vi se nærmere paa senere.

336. I Fig. 54 har vi en Del af Nord-Atlanterhavet vestenfor Afrika. Efter Observationer fra Skibe, tagne Kl. 8 Morgen den 24. Mai 1895, er Skibets paaværende Plads efter den opgivne Bredde og Længde afmerket med en liden Ring. Ved Siden er i Originalkartet skrevet Lufttrykket i Millimeter, reduceret til Normaltyngden (66) og til Havfladen (72). Disse Tal er for Tydeligheds Skyld ikke medtagne her. Efter dem er der trukket Isobarer for 770 mm. og 765 mm. Lufttryk. Ved hvert Fartøis paaværende Plads er Vindretningen tegnet med en Pil, der flyver i Vindens Retning. Fjærene paa Pilene betegner ved sit Antal

Vindens Styrke efter Landskalaen (102). To Fjære betegner laber Vind, 3 Fjære frisk Kuling. Vi ser strax, at vi paa Kartet har et Stykke af Nordost-Passaten (252, 256). Vi ser, at Vinden blæser meget nær fra samme Kant, omtrent fra NNE, over hele Feltet. Det høieste Lufttryk ligger mod Nord eller NNW, det laveste mod Syd eller SSE. Vi gjenfinder Vindloven, der siger, at naar vi vender Ryggen mod Vinden, har vi det lavere Lufttryk til Venstre og foran os. Trækker vi Linier lodrette paa Isobarerne, kommer disse til at ligge i Retningen NNW—SSE. Det er altsaa Gradientens Retning. Maaler vi efter, finder vi, at Vindens Retning er saadan, at den danner gjennemsnitlig en Vinkel paa 61° med Gradienten. Denne Vinkel kalder vi Vindens Afbøiningsvinkel fra Gradienten. Vinden eller Luftstrømmen er afbøiet til Høire fra Gradienten, saaledes som det skal være paa den nordlige Halvkugle.

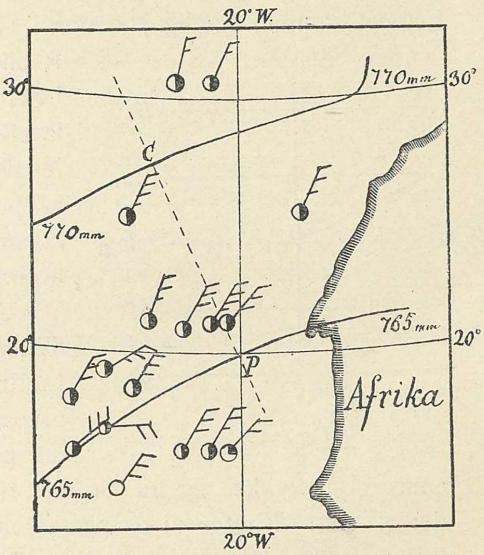


Fig. 54.

337. **Gradientens Størrelse.** Dette er et Begreb, som vi nu skal forklare nærmere. Vi tænker os en Niveauflade — lodret paa Tyngdens Retning — og et Punkt i samme. Gaar vi ud fra Punktet og følger Isobaren gjennem det den ene eller den anden Vei, saa har vi i samme Isobar altid det samme Lufttryk. Er Lufttrykket i Niveaufladen, saaledes som det som oftest er Tilfældet i Naturen, høiere paa den ene Side af Punktet end paa den anden, saa vil vi, naar vi gaar ud fra Punktet langs Niveaufladen, paa den ene Side af Isobaren komme paa høiere Lufttryk end i denne og paa den anden Side paa lavere Lufttryk. Lad os tænke os det simpleste Tilfælde, at vi har en Række retliniede

Isobarer (Fig. 55), der ligger lige langt fra hverandre og i Retningen W—E i en Niveauflade, som er Papirets Plan. Gaar vi fra Punktet *P* mod Øst eller Vest langs Isobaren, bliver Lufttrykket det samme, nemlig 760 mm. Gaar vi fra *P* i hvilkensomhelst Retning nordover og kommer paa høiere Bredder, faar vi lavere og lavere Lufttryk (755 og 750 mm.), jo mere vi fjerner os fra *P*. Gaar vi paa lavere Bredder sydover, kommer vi paa lignende Maade til høiere Lufttryk, til 765 og 770 mm.

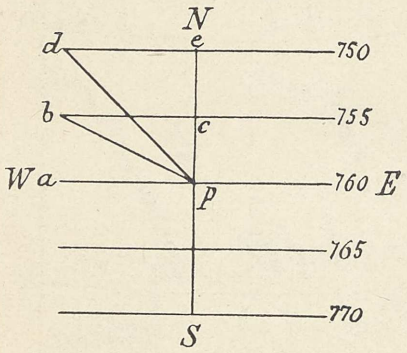


Fig. 55.

Af Figuren ser vi, at naar vi flytter os fra *P* til *a*, forandrer Lufttrykket sig ikke. Flytter vi os paa skraa fra *P* til *b* eller lodret paa Isobaren fra *P* til *c*, forandrer Lufttrykket sig fra 760 mm. til 755 mm., altsaa formindskes det 5 mm. Flytter vi os paa skraa fra *P* til *d* eller lodret paa Isobaren fra *P* til *e*, formindskes Lufttrykket 10 mm. Ligedan forøges Lufttrykket paa Sydsiden af *Pa*. Den korteste Vei fra *P* til Isobaren 755 er *Pc*, den korteste Vei fra *P* til Isobaren 750 er *Pe*. Den Retning, i hvilken Lufttrykket falder eller stiger sterkest i Niveaufladen, er saaledes langs den Linie, der staar lodret paa Isobaren eller med andre Ord Gradientens Retning. Gradientens Størrelse er Forholdet mellem Lufttrykkets Forandring langs Gradienten og den til denne Forandring svarende Afstand langs Gradienten. Jo tættere Isobarerne for bestemte Lufttrykksværdier ligger, desto mindre er Afstanden, og desto større bliver Gradienten. Man er kommet overens om til Enhed for Gradientens Størrelse at vælge en Lufttryksforandring af 1 mm. paa en Afstand langs Gradienten af en Meridiangrad (eller 111 Kilometer). I vort Kart Fig. 54 staar Linien *PC* lodret paa Isobarerne 770 og 765. Den betegner Gradientens Retning. Lufttryksforskjellen mellem *P* og *C* er 770 — 765 eller 5 mm., og Afstanden *PC* er, maalt paa Kartets Meridianlinie, 8.2 Meridiangrader. Gradientens Størrelse er saaledes $\frac{5}{8.2}$ eller 0.61 Millimeter pr. Meridiangrad.

Ved Gradientens Retning og Størrelse er Lufttrykkets Fordeling i (eller omkring) et Punkt i Niveaufladen bestemt.

338. **Gradientkraft.** En Kubikcentimeter Kviksølv veier 13.596 Gram. En Kubikmeter Kviksølv veier 13 596 Kilogram. Den trykker paa et horizontalt Underlag — en Niveauflade — af en Kvadratmeter, naar Tyngden er Normaltyngden (9), med en Vægt af 13 596 Kilogram. En Kviksølvmasse, 1 Millimeter høi (reduceret til Normaltyngden, 66), jevnt fordelt over en Kvadratmeter, trykker paa denne med et Tryk af 13.596 Kilogram.

En Gradient af 1 mm. betegner saaledes et Overtryk i (langs) Niveaufladen af 1 mm. Kviksølvhøide paa en Afstand af 1 Meridiangrad. Da Meridiankvadranten, Afstanden fra Ækvator til Polen, regnes for 10 Millioner Meter og deles i 90 Breddegrader, er en Meridiangrad $\frac{10\,000\,000}{90}$ Meter eller 111 111 Meter eller $111\frac{1}{9}$ Kilometer. En Gradient af 1 mm. er saaledes det samme som et Overtryk af $\frac{90 \times 13.596}{10\,000\,000}$ Kilogram eller 0.00001224 Kilogram eller 0.01224 Milligram paa en Afstand af 1 Meter.

Lad Fig. 56 forestille en Kubikmeter paa et horizontalt Underlag (en Niveauflade) *cb*. $ab = bc = cd = da = 1$ Meter. Luftens Tryk virker i alle Retninger. Paa Fladen *ab* virker et Tryk i Retning mod *cd*, der, naar Gradienten er G Millimeter pr. Meridiangrad, er $\frac{90 \times 13.596}{10\,000\,000} \times$ G Kilogram, altsaa $\frac{90 \times 13.596}{10\,000\,000} \times$ G Kilogram pr. Kvadratmeter større end det Tryk, som Lufttrykket udøver mod Fladen *cd*.

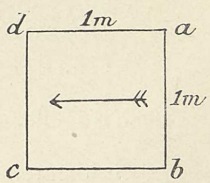


Fig. 56.

Et Legemes Masse (dets Tiltrækningsevne eller den Virkning, som Jordens Tiltrækning — Tyngden — har til at sætte det i Bevægelse) maales ved dets Vægt i Kilogram divideret med Normaltyngdens Størrelse.

En Kubikmeter tør Luft veier ved en Temperatur af 0° og et Tryk af 760 mm. (reduceret til Normaltyngden) 1.293 Kilogram. Da Normaltyngden er 9.806 Meter (9), er saa-

ledes Massen af en Kubikmeter Luft under de nævnte Forhold $\frac{1.293}{9.806}$. Ved høiere Temperaturer og mindre Tryk er Vægten af en Kubikmeter Luft og følgelig dens Masse mindre, ved lavere Temperaturer og større Tryk større (26).

Tyngdekraften maales ved dens Acceleration, det er den Hastighed (i Meter pr. Sekund), den kan give et frit faldende Legeme ved at virke paa det i et Sekund Middeltid (8). Paa samme Maade er Accelerationen et Maal for en Kraft, der virker stadig og med samme Styrke. Har vi et Tryk, der skyldes en saadan Kraft, er Maalet for Trykket Massen Gange Accelerationen, ganske som ved Tyngden. En og samme Masse trykker ved Polerne sterkere mod et horizontalt Underlag end ved Ækvator, da Tyngden ved Polerne er større end Tyngden ved Ækvator (9). Det Tryk, som skyldes Tyngden, er lig Legemets Masse Gange Tyngdens Acceleration, og Massen er lig Trykket divideret med Accelerationen (Vægten i Kilogram divideret med Normaltyngden).

I Fig. 56 er Trykket fra *ab* til *cd* langs Niveaufladen *bc* eller *ad* lig Massen af en Kubikmeter Luft Gange den Acceleration (Kraft), som Trykket frembringer, eller

$$\frac{90 \times 13.596}{10\,000\,000} G = \frac{\text{Vægt af 1 m.}^3 \text{ Luft}}{\text{Normaltyngden}} \times \text{Accelerationen.}$$

Gradientkraften er Accelerationen pr. Masseenhed eller Gradientkraften $= \frac{90 \times 13.596}{10\,000\,000} \times \frac{\text{Normaltyngden}}{\text{Vægt af 1 m.}^3 \text{ Luft}}$ $\times$ Gradienten. Da Normaltyngden er 9.806, bliver Gradientkraften $= \frac{0.0012}{\text{Vægt af 1 m.}^3 \text{ Luft}} \times$ G Meter pr. Sekund.

Ved 0° og 760 mm. Tryk veier 1 m.^{3} Luft 1.293 Kilogram. Med en Gradient af 1 mm. bliver i dette Tilfælde

$$\text{Gradientkraften} = \frac{0.0012}{1.293} = 0.000928 \text{ Meter} = 0.928 \text{ mm. pr. Sekund.}$$

Denne Kraft er kun $\frac{1}{10\,568}$ af Tyngdens Størrelse.

Ved tropiske Storme, hvor Gradienten ved Havets Overflade kan gaa op til 120 mm. pr. Meridiangrad, bliver i saadant Tilfælde Gradientkraften 120 Gange større eller omtrent 0.1113

Meter eller 111.3 mm. pr. Sekund eller $\frac{1}{88}$ af Tyngden. I en Høide af 10 000 Meter over Havfladen, under 60° Bredde og en Temperatur af — 33°, et Lufttryk af 183 mm., bliver Vægten af en Kubikmeter Luft 0.354 kg., Massen af 1 m.³ Luft 0.03614 og Gradientkraften for en Gradient af 1 mm. 3.386 mm. pr. Sek. eller $\frac{1}{2894}$ af Tyngden. Det er saaledes forholdsvis svage Kræfter, som sætter Atmosfæren i Bevægelse.

339. Ligetryksflade. Observationerne af Lufttrykket giver os, som i Fig. 55 vist, ved Hjelp af Isobarer en Oversigt over og Bestemmelse af Lufttrykkets Fordeling i Havfladen eller en anden Niveauflade. En anden Maade at betragte Lufttrykkets Fordeling paa er at opsøge en Flade, i hvilken Lufttrykket i alle Punkter er det samme. Lad i Fig. 57 øverst Niveaufladen være Papirets Plan og Linierne betegne retliniede Isobarer for Lufttrykkene B_1 og B_2 i Niveaufladen. Afstanden mellem dem er 1 Meridiangrad. Lufttrykket B_2 er større end B_1 og Gradienten er $B_2 - B_1$. Tænker vi os et tilsvarende lodret Snit (Fig. 57 nederst), hvis Grundlinie B_1B_2 ligger i Niveaufladen, altsaa Afstanden B_1B_2 en Meridiangrad, saa vil vi, naar vi fra B_2 gaar i Høiden, komme til lavere Lufttryk. Lad B_3 være det Punkt, hvor Lufttrykket er ligesaa stort som i B_1, saa bliver B_1B_3 et Snit gjennem en Flade, der overalt har samme Lufttryk, som der er i B_1. Denne Ligetryksflade danner med Niveaufladen en Vinkel i. Vi faar denne Flade ved at lægge gjennem Linien B_1 øverst i Figuren et Skraaplan, hvis Heldning mod Niveaufladen er saa stor som Vinkelen i. Vi tænker os, at Lufttrykket stiger jevnt fra Linien B_1 til Høire.

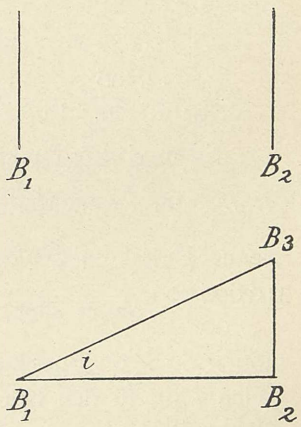


Fig. 57.

Den Høide, til hvilken vi maa stige for fra B_2 at komme til Lufttrykket B_3 (eller B_1) kan vi beregne saaledes: Lufttrykket i B_2 er saa meget større end Lufttrykket i B_3 eller B_1, som Gradienten er, da Afstanden mellem B_1 og B_2 er en Meridiangrad.

En Luftsøile, der paavirkes af Tyngden, saaledes at den udøver det samme Tryk paa en horizontal Kvadratmeter som det Tryk, der maales ved Gradienten i Kviksølvhøide, maa være ligesaa mange Gange høiere end Gradient-Kviksølvhøiden, som Vægten af en Kubikmeter Kviksølv er større end Vægten af en Kubikmeter Luft. En Kubikmeter Kviksølv veier ved 0° 13 596 Kilogram, og Luftsøilen Høide B_2B_3 bliver

$$\frac{13\,596}{\text{Vægt af 1 m.}^3\text{ Luft}} \times \text{Gradienten (i Millimeter)}$$

eller $$\frac{13.596}{\text{Vægt af 1 m.}^3\text{ Luft}} \times \text{Gradienten (Meter)}$$

Dette er rigtigt, naar Tyngden paa Stedet er lig Normaltyngden. Er Tyngden større, bliver Luften tungere, og der skal en mindre høi Luftsøile til for at udøve det samme Tryk og omvendt.

Vi maa derfor sætte Høiden B_2B_3 til

$$\frac{13.596}{\text{Vægt af 1 m.}^3\text{ Luft}} \times \text{Gradienten} \times \frac{\text{Normaltyngden}}{\text{Stedets Tyngde}} \text{ i Meter.}$$

Slaar vi om Punktet B_1 som Centrum en Cirkel med Radius B_1B_2, der er en Meridiangrad eller $\frac{10\,000\,000}{90}$ Meter, saa har denne Cirkel en Omkreds af $2\pi \times$ Radien eller $2 \times 3.141593 \times \frac{10\,000\,000}{90}$ Meter eller 698 136 Meter. Denne Omkreds indeholder $360 \times 60 \times 60$ Buesekunder eller 1 296 000″. Nu forholder Vinkelen i sig til den hele Omkreds maalt i Buesekunder som Høiden B_2B_3 forholder sig til den hele Omkreds maalt i Meter, eller Vinkelen i er lig

$$1\,296\,000 \times \frac{B_2B_3}{698\,136} \text{ Buesekunder eller}$$

$$\frac{1\,296\,000}{698\,136} \cdot \frac{13.596}{\text{Vægt af 1 m.}^3\text{ Luft}} \cdot \frac{\text{Normaltyngden}}{\text{Stedets Tyngde}} \cdot \text{Gradienten Buesek.,}$$

eller $$\frac{25.239}{\text{Vægt af 1 m.}^3\text{ Luft}} \cdot \frac{\text{Normaltyngden}}{\text{Stedets Tyngde}} \cdot \text{Gradienten Buesek.}$$

Er Vægten af 1 m.³ Luft (ved 0° og 760 mm.) 1.293 Kilogram, bliver Vinkelen, under Normaltyngden

$i = \frac{25.293}{1.293}$. Gradienten = 19.5 . Gradienten Buesekunder.

En Gradient af 1 mm. pr. Meridiangrad svarer saaledes til en Heldning af Ligetryksfladen mod Niveaufladen af $19^1/_2$ Buesekund.

I en tropisk Orkan med en Gradient af 120 vil Heldningen, med en Luftvægt af 1.185 kg. pr. m.^{3}, være 42.6 Bueminuter (2 556″).

I en Høide af 10 000 Meter, med en Luftvægt af 0.344 kg. pr. m.^{3}, vil til en Gradient af 1 mm. pr. Meridiangrad svare en Heldning af 71.″4 eller 1.′19.

340. Tænker vi os (Fig. 58) en Luftdel L paa Ligetryksfladen B_1B_3, der danner Vinkelen i eller $B_3B_1B_2$ med Niveaufladen B_1B_2, saa paavirkes denne af Tyngden, hvis Størrelse (Acceleration) er g, og hvis Retning La er lodret paa Niveaufladen B_1B_2. Paa Ligetryksfladen B_1B_3, betragtet som et Skraaplan, vil Tyngden søge at drive Luftdelen nedover dette med en Kraft Lc (ac lodret paa B_1B_3). Vi har da

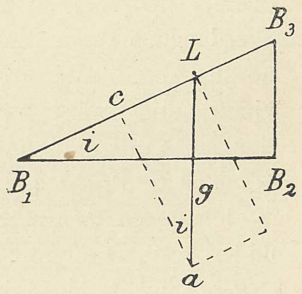


Fig. 58.

$$Lc : La = B_2B_3 : B_1B_3$$

$$\text{eller } Lc = \frac{B_2B_3}{B_1B_3} \times La.$$

B_1B_3 er at regne for en Meridiangrad eller $\frac{10\,000\,000}{90}$ Meter, B_2B_3 er Høiden af den Luftsøile, der udøver samme Tryk som Gradienten eller $\frac{13.596}{\text{Vægt af 1 m.}^3 \text{ Luft}}$ $\times$ Gradienten $\times \frac{\text{Normaltyngden}}{\text{Stedets Tyngde}}$, og La er Tyngdekraften g paa Stedet. Vi faar saaledes

$$\text{Kraften } Lc = \frac{13.596}{\text{Vægt af 1 m.}^3 \text{ Luft}} \times \frac{\text{Gradienten} \times 90}{10\,000\,000} \times \frac{\text{Normaltyngden}}{\text{Stedets Tyngde}} \times \text{Stedets Tyngde}$$

$$\text{eller } \frac{90 \times 13.596}{10\,000\,000} \times \frac{\text{Normaltyngden}}{\text{Vægt af 1 m.}^3 \text{ Luft}} \times \text{Gradienten.}$$

Men dette er det samme som Gradientkraften (338)

Gradientkraften er saaledes lige stor som den Del af Tyngden, som vilde stræbe at drive en Luftdel ret ned over Ligetryksfladen.

341. Isobarerne er de Linier, i hvilke Ligetryksfladerne skjærer Niveaufladerne. Gradientens Retning er den bratteste Vei ret nedover Ligetryksfladen, nedfældt paa Niveaufladen, og Gradienten er desto større, jo brattere Ligetryksfladen er.

342. Dersom Gradientkraften var den eneste Kraft, som virkede paa Luften, vilde denne bevæge sig med stigende Hastighed langs Gradienten. Men i Naturen kommer andre Kræfter til, som dels giver Luften en anden Retning, dels hindrer den i dens Bevægelse som en Bremse. Disse Kræfter skal vi nu se lidt nærmere paa.

343. **Jordomdreiningens Afbøiningskraft.** Vi har ovenfor (16) seet, at et Legeme, som er i Bevægelse langs Jordoverfladen, har en Bestræbelse efter at bøie af til Høire paa den nordlige og til Venstre paa den sydlige Halvkugle. Denne Kraft virker altid lodret paa Bevægelsen, og dens Størrelse (Acceleration) er 0.146 mm. pr. Sekund $\times$ Hastigheden i Meter pr. Sekund $\times$ Sinus til Bredden. En Vind eller en Luftstrøm vil saaledes altid have en Bestræbelse efter at dreie til Høire eller til Venstre under Jordens Omdreining om sin Axe, og det desto mere, jo større Vindens Hastighed er, og jo større den geografiske Bredde er. Ved Ækvator er der ingen Afbøiningskraft.

344. **Centrifugalkraften.** Ovenfor (10) har vi seet, at naar et Legeme bevæger sig i en krum Bane, vil det paa Grund af sin Træghed have en Bestræbelse efter at forlade denne Bane og komme udenfor den. Denne Bestræbelse kaldes Centrifugalkraften eller Svingkraften, og Maalet for denne eller dens Acceleration kan beregnes saaledes (Fig. 59):

Den krumme Bane, hvori Legemet gaar, være Cirkelen med Diameteren AB, Radien (Krumningsradien) R ($^1/_2$ AB). Var Legemet frit, vilde det gaaet i Tidsenheden fra A til E efter Tangenten til Banen. Men det er nødt til at følge Cirkelen og kommer ikke til E, men til C med Hastigheden AC. Det falder samtidig saa at sige fra E til C. Trækkes CD lodret paa AB,

bliver $AD = EC$. Faldrummet i første Tidsenhed er saaledes lig AD, og Accelerationen, Maalet for Kraften, er, ligesom ved Tyngden, det dobbelte Faldrum i første Tidsenhed eller $2AD$. Af Geometrien ved vi, at

$$AD : AC = AC : AB$$

$$AD = \frac{AC^2}{AB} = \frac{AC^2}{2R}$$

$$2AD = \frac{AC^2}{R}$$

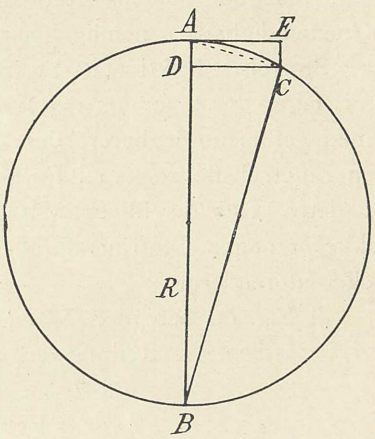


Fig. 59.

eller Centrifugalkraftens Acceleration er lig Hastighedens Kvadrat divideret med Krumningsradien. Jo større Hastighed og jo mindre Krumningsradius, desto større Centrifugalkraft.

345. Friktionskraften. Som allerede omtalt (241) er Vinden hindret i sin frie Bevægelse paa forskjellig Maade. Denne Hindring eller Modstand kan betragtes som en Kraft, der virker i modsat Retning af Luftens Bevægelse. Den virker som en Bremse, der spænder desto sterkere imod, jo større Vindens Hastighed er. Vi kalder denne Kraft Friktionskraften og kan sætte den ligefrem proportional med Vindens Hastighed, og dens Acceleration lig en vis Faktor Gange Vindhastigheden. Denne Faktor kalder vi Friktionskoefficienten og betegner den ved Bogstavet k. Den er meget forskjellig under forskjellige Omstændigheder. Over meget ujevn Landjord er den størst, over Sletteland mindre, over Havet endnu mindre og i de høiere Luftlag allermindst. Regner vi Vindens Hastighed i Meter pr. Sekund, bliver Friktionskoefficienten

for Bergland	0.00008	til	0.00012
» Sletteland	0.00005	»	0.00007
» Havet, større Bølger	0.00003	»	0.00004
» — mindre do.	0.00002	»	0.00003
» de høiere Luftlag næsten	0.		

346. Efter denne Forberedelse skal vi nu se, hvorledes vi kan beregne Vindens Retning og Hastighed under forskjellige Omstændigheder, nemlig naar vi har givet Gradientens Retning og Størrelse, Friktionens Størrelse og Stedets geografiske Bredde. Vi tager først for os det simpleste Tilfælde, at vi har at gjøre med retliniede Isobarer, der staar lige langt fra hinanden, altsaa en Ligetryksflade, som i Forhold til Niveaufladen danner et Plan. I dette Tilfælde bliver Vindbanen en ret Linie, saaledes at der ikke er nogen Centrifugalkraft, og Vindens Hastighed er konstant eller uforanderlig.

I Fig. 60 betegner *JJ* en Isobar, der gaar gjennem Punktet *A*. Gradientens Retning er *AC*, og Gradientkraftens Størrelse betegnes ved Længden af Linien *AC*. Vindens Retning er *AB*, og Vindens Afbøiningsvinkel fra Gradienten er *CAB* eller *a*. Jordrotationskraften virker lodret paa *AB*, og dens Størrelse er *AE*. Det er denne, som har tvunget Bevægelsen fra at gaa langs Gradienten til at gaa til Høire for denne (nordlige Halvkugle) langs *AB*. Trækker vi *CB* parallel med *AE* og *EB* parallel med *CA*, faar vi som Resultat for *AC* og *AE* Linien *AB*. Denne Linie forestiller den Kraft, som vil drive Luften i Retningen *AB*. Lige i modsat Retning af denne virker Friktionskraften *AD*. Naar Bevægelsen er jevn, maa Resultanten af de paa *A* virkende Kræfter være Nul, altsaa her Kraften *AD* være lig Kraften *AB*. I dette Tilfælde holder de tre Kræfter, Gradientkraften *AC*, Jordafbøiningskraften *AE* og Friktionskraften *AD*, hverandre i Ligevægt.

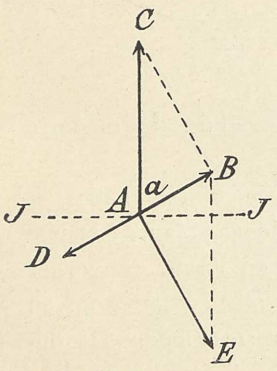


Fig. 60.

I Kræfternes Parallelogram er $CB = AE =$ Jordrotationens afbøiende Kraft. Af Figuren ser vi, at

$$AC \cdot \sin a = CB$$
$$AC \cdot \cos a = AB$$

eller

Gradientkraften $\times$ sin Afbøiningsvinkelen = Jordrotationskraften
Gradientkraften $\times$ cos Afbøiningsvinkelen = Friktionskraften.

Kaldes (338) Størrelsen $\frac{13.5959 \times 90}{10\,000\,000}$ eller 0.0001224 for n, Massen af en Kubikmeter Luft eller Vægten af en Kubikmeter Luft (26) divideret med Normaltyngden: for m, Gradientens Størrelse G, Jordomdreiningskraftens Størrelse ved Polen (16) eller 0.000146 m. p. S. for d, Vindens Hastighed i Meter pr. Sekund for v, Friktionskoefficienten (345) for k og den geografiske Bredde for b, saa kan vi skrive

$$\frac{n}{m} . G \sin a = d . \sin b . v \qquad (1)$$

$$\frac{n}{m} G . \cos a = k . v . \qquad (2)$$

Dividerer vi den første Ligning med den sidste, faar vi

$$\text{tang } a = \frac{d \sin b}{k} . \qquad (3)$$

Heraf ser vi, at Afbøiningsvinkelen er desto større, jo større Bredden er, og desto mindre, jo større Friktionskoefficienten er. Og desuden, at Afbøiningsvinkelen ikke er afhængig hverken af Gradientens Størrelse eller af Vindens Hastighed. Efter Formelen er beregnet den følgende Tabel (S. 246), der viser Afbøiningsvinkelens Størrelse ved forskjellige Breddegrader og forskjellige Størrelser af Friktionskoefficienten.

For Bredden 0° eller Ækvator er Afbøiningsvinkelen 0°. Den voxer raskt med Bredden ved lavere Bredder, langsomt ved høiere Bredder (henimod Polerne). Naar Friktionskoefficienten er Nul, er Afbøiningsvinkelen 90° under alle Bredder.

Formel og Tabel gjælder for retliniede Isobarer i lige stor indbyrdes Afstand, og den dertil hørende Afbøiningsvinkel kaldes den normale Afbøiningsvinkel.

Fig. 61 tjener ogsaa til at finde Afbøingsvinkelen. Langs de horizontale Linier følger man Breddegraden, langs de vertikale Friktionskoefficienten (multipliceret med 100 000). Skjæringspunktet giver Vinkelen a, som tages efter de udtrukne krumme Linier for hver 10° Afbøiningsvinkel. F. Ex. Bredde = 20°, $k = 6$, $a = 40$; $b = 60°$, $k = 7.3$, $a = 60°$.

Den normale Afbøiningsvinkel a.

Bredde.	Friktionskoefficient $k =$					
	0.00002	0.00004	0.00006	0.00008	0.00010	0.00012
°	°	°	°	°	°	°
90	82	75	68	61	56	51
80	82	74	67	61	55	50
70	82	74	66	60	54	49
60	81	72	65	58	52	47
50	80	70	62	54	48	43
40	78	67	57	50	43	38
30	75	61	51	42	36	31
20	68	51	40	32	27	23
15	62	43	32	25	21	18
10	52	32	23	18	14	12
5	32	18	12	9	7	6
0	0	0	0	0	0	0

347. Kjender man Afbøingsvinkelens Størrelse, kan man beregne Friktionskoefficienten, idet

$$k = \frac{d \,.\, \sin b}{\text{tang } a}$$

Hertil kan vi ogsaa bruge Tabellen eller Figuren. F. Ex. $b = 30°$, $a = 50°$ giver $k = 6.1$; $b = 60°$, $a = 60°$ giver $k = 7.3$. Det er paa denne Maade, at man ved Hjelp af Veirkarter med Isobarer og Vindretninger som Fig. 54 beregner Friktionskoefficienten. I Fig. 54 fandt vi en Afbøiningsvinkel af 61° for et Punkt i Bredden 19.°3. Dette giver $k = 2.7$ (Hundrede Tusendele).

348. Istedetfor Fig. 60 kan man konstruere Forholdet mellem Gradientkraft, Jordrotationsafbøining, Friktion og Afbøiningsvinkel paa en simplere Maade (Fig. 62) ved at afsætte først Gradientkraften AC, halvere denne Linie og med Halveringspunktet F som Centrum slaa en Cirkel gjennem C og A. Med A som Toppunkt afsættes Afbøiningsvinkelen a og trækkes Linerne AB

og CB. Disse to staar lodret paa hinanden. CB er Jordrotationskraften og AB Friktionskraften. Flytter vi Punktet B langs

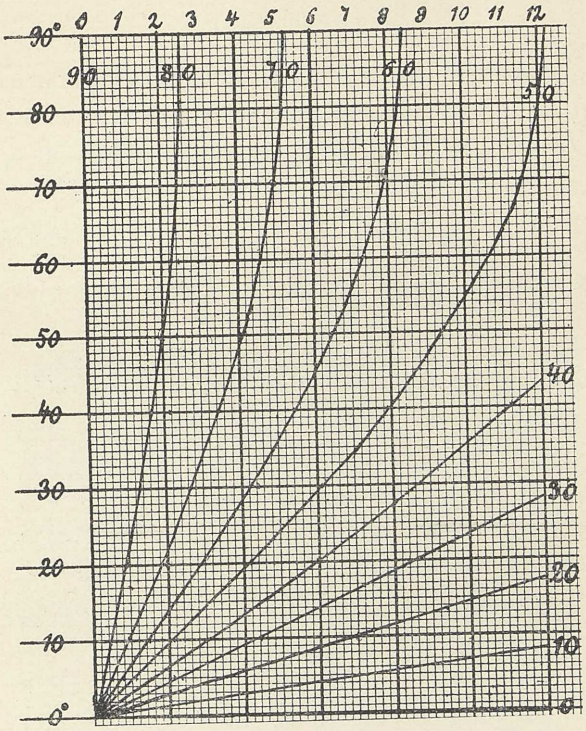


Fig. 61.

Cirkelens Omkreds, ser vi, at — med samme Gradientkraft — Afbøiningsvinkelen bliver desto større, jo større Jordrotationskraften er, og jo mindre Friktionen er, og omvendt. Ved Ækvator, hvor Jordrotationens Virkning er Nul (B falder sammen med C) er $a = 0$. Er Friktionen Nul (B falder sammen med A) er $a = 90°$. I dette Tilfælde virker Jordrotationskraften stik imod Gradientkraften og er lige stor som denne. Ingen ydre Kræfter virker paa Luften, og den gaar lodret paa Gradienten med jevn Hastighed.

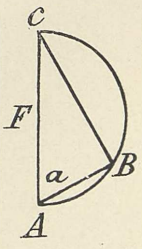


Fig. 62.

349. Vindens Hastighed. Af Formelen (1) faar vi

$$v = \frac{\frac{n}{m} \cdot G \cdot \sin a}{d \cdot \sin b}$$

Beregningen efter denne Formel synes noget sammensat. Men ved Hjelp af de følgende Figurer skal vi se, at den falder ganske let. Vi tænker os, for at faa gjældende Tal, n og d multiplicerede med 10 000; derved forandres ikke Værdien af v. Fig. 63 tjener til at finde Værdien af $\frac{n}{m}$. Langs de horizontale Linier følger vi Lufttrykket (0 til 800 mm.). Langs de vertikale Linier

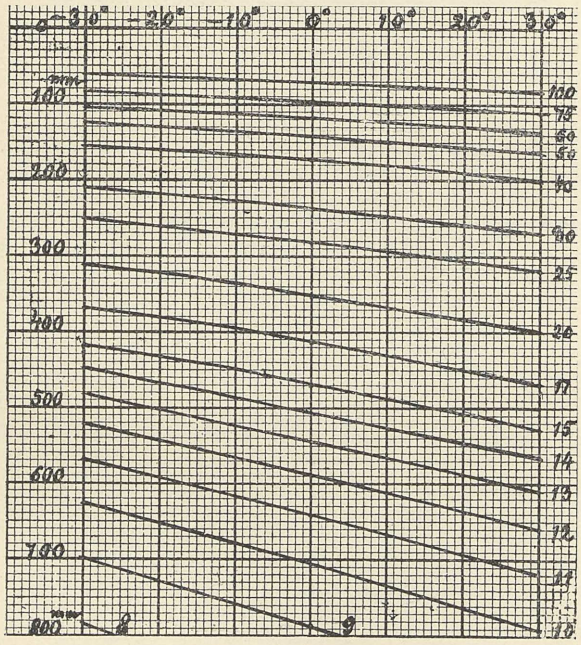


Fig. 63.

(— 30° til + 30°) følger vi Luftens Temperatur. De optrukne Skraalinier betegner de tilsvarende Værdier af $\frac{n}{m}$. F. Ex. Luft-

tryk = 760 mm., Temperatur = 0°, $\frac{n}{m} = 9.3$. Lufttryk = 600 mm., Temp. = + 5°, $\frac{n}{m} = 12.0$.

Fig. 64 tjener til at finde Størrelsen af $1 : d \sin b$, som vi kalder f. Langs de horizontale Linier følges Breddegraden indtil

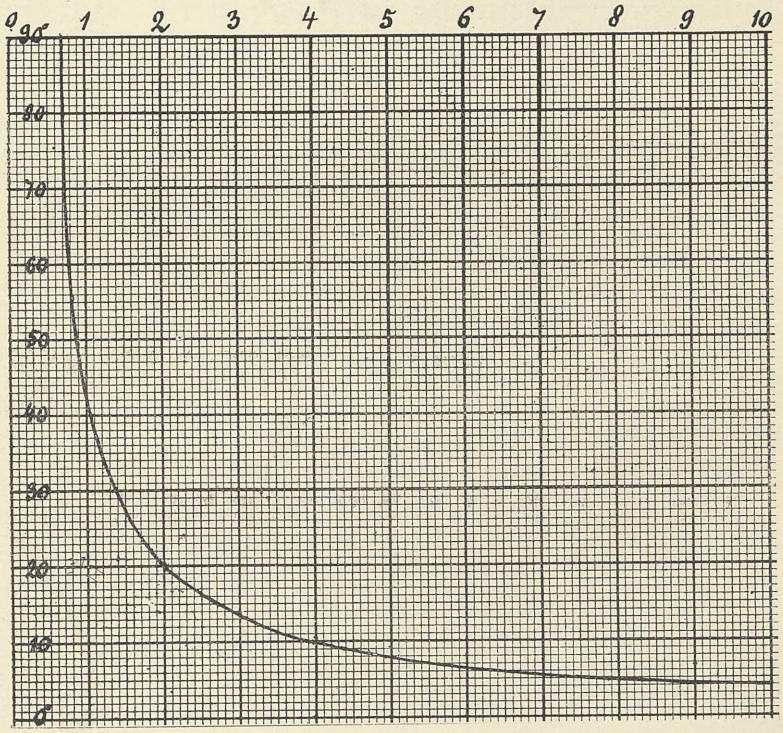


Fig. 64.

den krumme Linie. Den vertikale Linie gjennem Skjæringspunktet viser Værdien af $1 : d \sin b$. F. Ex. Bredden 19° giver $f = 2.14$, Bredden 44° giver $f = 1.00$, Bredden 60° giver $f = 0.80$.

Vi beregner nu, med Gradienten G,

$$\frac{n}{m} \times f \times G .$$

og faar derved den Vindhastighed V_0, som vi vilde have, om a

var 90°, eller Friktionen var Nul. Denne V_0 afsættes (Fig. 65) efter Maalestok AC paa en horizontal Linie. Med V_0 som Diameter slaaes en Halvcirkel ABC. Afbøiningsvinkelen a afsættes fra det ene Endepunkt af Diameteren, f. Ex. fra C. Saa er AB (der er $= AC \cdot \sin a$) den søgte Vindhastighed v.

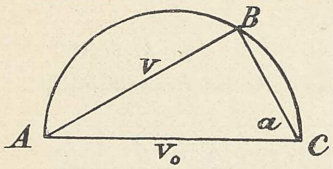


Fig. 65.

350. Vi skal nu se paa nogle Exempler. Vi tager først for os Kartet Fig. 54 fra Nordostpassaten. Vi fandt af Kartet $a = 61°$ og har deraf beregnet $k = 2.7$. Middelbredden for 14 Skibe er 19.°3 Nord, Lufttemperaturen 21° og Lufttrykket 766 mm. Gradienten er 0.61.

Vi faar saaledes

$$\frac{n}{m} = 10,\ f = 2.14,\ V_0 = 10 \times 2.14 \times 0.61 = 13.054 \text{ m. p. S.}$$

og $v = 11.45$ m. p. S. Dette svarer til en Vindstyrke efter Sjøskalaen (103) af $6^1/_4$, efter Landskalaen af 3. Middel af de observerede i Kartet indførte Vindstyrker er 2.8, altsaa meget nær den beregnede.

Vort andet Exempel tager vi fra de brave Vestenvinde i det sydlige Indiske Hav mellem Øerne St. Paul og Kerguelen. Fig. 66 viser Isobarsystemet for Juli og August. Den store Pil viser Vindretningen for den midterste Del af Kartet. Bredden er 43.°6 Syd. Temperaturen 10°, Lufttrykket 759 mm., Gradienten $\frac{15}{11.°5}$ mm. $= 1.31$. Vinden er afbøiet 70° fra Gradienten til Venstre. Herefter faaes $k = 3.7$, $\frac{n}{m} = 9.7$, $f = 10.1$,

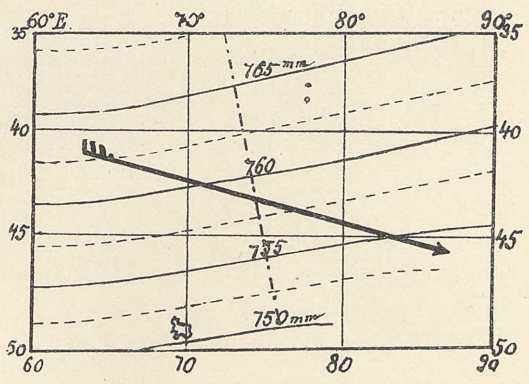


Fig. 66.

$V_0 = 9.7 \times 10.1 \times 1.31 = 12.8$ m. p. S. $v = 11.2$ m. p. S. Dette svarer til Vindstyrke 6.1 Sjøskala. Observationerne giver lidt over 6.

Den 13. August 1876 Kl. 8 a. m. var «Vøringen» med den norske Nordhavsexpedition 15 geografiske Mil udenfor den norske Kyst paa 64° 30′ Bredde. Efter Veirkartet var $a = 74.°3$, hvad der giver $k = 3.7$. Gradienten var 2.45, Lufttryk 762.2 mm., Temperatur 11°. Heraf faaes $\frac{n}{m} = 9.6$, $f = 0.77$ og

$V_0 = 9.6 \times 0.77 \times 2.45 = 18.11$ m. p. S. $v = 17.5$ m. p. S.

Med Haandvindmaaler havde jeg maalt Vindens Hastighed til 17.2 m. p. S.

Disse Exempler er tagne fra Havet, hvor Vindens Bevægelse er mest regelmæssig. Paa Landjorden er det vanskeligere at finde en saa stor Overensstemmelse mellem den observerede og den beregnede Vindhastighed. Friktionen er ofte forskjellig for forskjellige Vindretninger, og de Jorden nærmest strygende Luftlag faar sin Retning og Hastighed, idet de slæbes med af de noget høieregaaende, der bevæger sig med større Regelmæssighed efter Vindloven. Vi har ovenfor (**250**) seet, hvorledes Vindhastigheden i de nedre Luftlag voxer med Høiden over Jorden.

Et sidste Exempel tager vi fra meget høie Luftlag, der hvor Cirrusskyerne svæver. Vi sætter Høiden til 10 000 Meter, Bredden 60°, Lufttrykket 183 mm., Temperaturen —33° og Friktionen 0 eller $a = 90°$. Vi faar da

$$\frac{n}{m} = 34,\ f = 0.79,\ \text{og med en Gradient af 1 mm.}$$
$$v = V_0 = 26.9 \text{ m. p. S.}$$

I Upsala, paa denne Bredde, er Cirrusskyernes Middelhastighed om Vinteren 33 m. p. S. i 8—10 Kilometers Høide.

351. Ovenfor (**254**, **256**, **258**) er omtalt Passatens Overgang over Ækvator. Denne skal vi nu se lidt nøiere paa Fig. 67 viser os et Stykke af Atlanterhavet mellem Ækvator og 9° Nord Bredde, 20° til 26° Vest Længde. I August Maaned ligger Stillebeltet længst mod Nord under 10° til 12° Bredde. Paa Kartet er indtegnet Isobarerne ved Havfladen for 760, 760.5 og 761 mm.

samt de fremherskende Vindretninger. Gradientens Retning (den prikkede Linie) er 8.°5 N. t. W og dens Størrelse 0.172 mm. pr. Meridiangrad. Vindens Hastighed er meget jevn, 8.6 m. p. S., Vindstyrken 2, laber. Vi ser, at Sydost-Passaten overskrider Ækvator, dreiet til Venstre for Gradienten. Idet den kommer over paa den nordlige Halvkugle, trænges Luftstrømmen til Høire og det desto sterkere, jo høiere Bredde den kommer paa. Derved krummes Vindbanen til Høire. Men med denne Krumning kommer Centrifugalkraften til at trænge Luftstrømmen til Venstre, og først mellem 4° og 5° Nord for Ækvator er den bleven afbøiet saa meget til Høire, at Afbøiningsvinkelen bliver Nul, eller Vinden løber langs Gradienten. Paa høiere Bredder voxer Jordrotationens Afbøiningskraft fremdeles, saaledes at Vinden nu bliver afbøiet til Høire for Gradienten, sterkere og sterkere ind imod Stillebeltet, hvor den som SSW gaar over til opstigende Luftstrøm. Vinden har saaledes beskrevet en Bue, og denne har en Krumningsradius af $7^3/_4$ Meridiangrad. Den beregnede Vindbane (den store Pil) og Vindhastighed stemmer med de observerede. Friktionskoefficienten er snaut 2 (Hundredetusendele). Her har vi et Tilfælde, hvor Vinden paa den nordlige Halvkugle er afbøiet til Venstre for Gradienten, og hvor den løber langs Gradienten. Lignende Tilfælder har vi om Sommeren i det Indiske Hav (Kart Fig. 48), hvor Sydost-Passaten gaar over Ækvator, og paa nogle faa Graders nordlig Bredde gaar over til Sydvest-Monsun (258). Om Vinteren (Kart Fig. 47) ser vi Nordost-Monsunen i det Indiske Hav gaa over Ækvator og søndenfor denne fortsætte som Vest-Monsun, ganske paa lignende Maade, som vort Exempel viser (254).

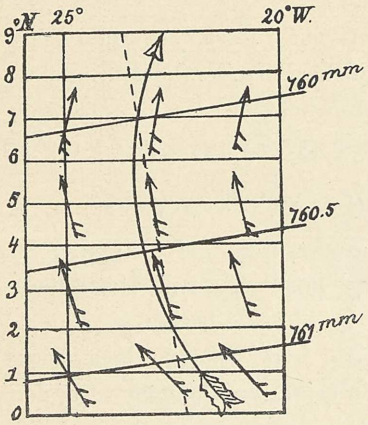


Fig. 67.

352. Saaledes viser Theorien for Luftens Bevægelse sig overensstemmende med Iagttagelserne. Vinden gaar fra det høiere

Lufttryk mod det lavere afbøiet — med de nævnte Undtagelser i Nærheden af Ækvator — til Høire paa den nordlige, til Venstre paa den sydlige Halvkugle. Afbøiningen er desto større, jo større Bredden er, og jo mindre Friktionen er. Vindhastigheden er (som Formelen i **349** viser) desto større, jo større Gradienten er (jo tættere Isobarerne ligger), jo mindre Friktionen er, jo tyndere Luften er (jo mindre en m.^{3} Luft veier), og jo mindre Bredden er (jo større f er). Da den beror paa saa mange Faktorer, kan den under forskjellige Omstændigheder, med samme Gradient, blive temmelig forskjellig. I vort første Exempel fra Nordost-Passaten er Forholdet mellem Vindhastigheden og Gradienten eller Vindhastigheden for en Gradient af 1 mm.

$v : G = \frac{11.45}{0.61}$ eller 18.8. Her er liden Friktion og lav Bredde og den varme Luft noget tynd. I vort andet Exempel fra de brave Vestenvinde er $v : G = \frac{11.2}{1.31} = 8.55$. Her er Bredden større, Luften koldere og tættere, og Friktionen noget større paa Grund af de høiere Bølger. I vort tredie Exempel fra det Norske Hav er $v : G = \frac{17.5}{2.45} = 7.14$. Her er Bredden endnu større. I vort fjerde Exempel fra de høie Luftlag med meget tynd Luft og yderst ringe Friktion er $v : G =$ hele 26.9. I vort femte Exempel (Overgangen over Ækvator) er $v : G = \frac{8.6}{0.172} = 50$. Denne høie Værdi skriver sig derfra, at Vinden løber meget nær i selve Gradientens Retning, og det med ringe Friktion og varm, let Luft. Her giver saaledes en svag Gradient en forholdsvis frisk Vind.

353. Vi har tidligere (**260, 261**) seet, hvorledes de herskende Vinde er fordelt omkring et Lufttryksmaximum og omkring et Lufttryksminimum. Vi skal nu se nogle Exempler paa, hvorledes Vinden i Virkeligheden blæser, naar Lufttrykkets Fordeling er saaledes, at Isobarerne danner mere eller mindre runde, i sig selv tilbageløbende krumme Linier, der omslutter et Maximum eller et Minimum af Lufttryk. En saadan Fordeling af Lufttrykket er den almindelige i de tempererede og kolde Zoner, medens

de retliniede Isobarer i udpræget Grad er at finde i den varme Zone.

354. Kartet Fig. 68 er et Veirkart for den 30. Januar 1895 Kl. 8 Morgen. Ved Røros og Tønset er Lufttrykket (reduc. t. Havet) over 795 mm. Her er et Maximum. Det Indre af det sydlige Norge omsluttes af Isobarer for 790 mm. Videre udenom ser vi Isobarerne for 785, 780, 775, 770 og 765 mm., den sidste

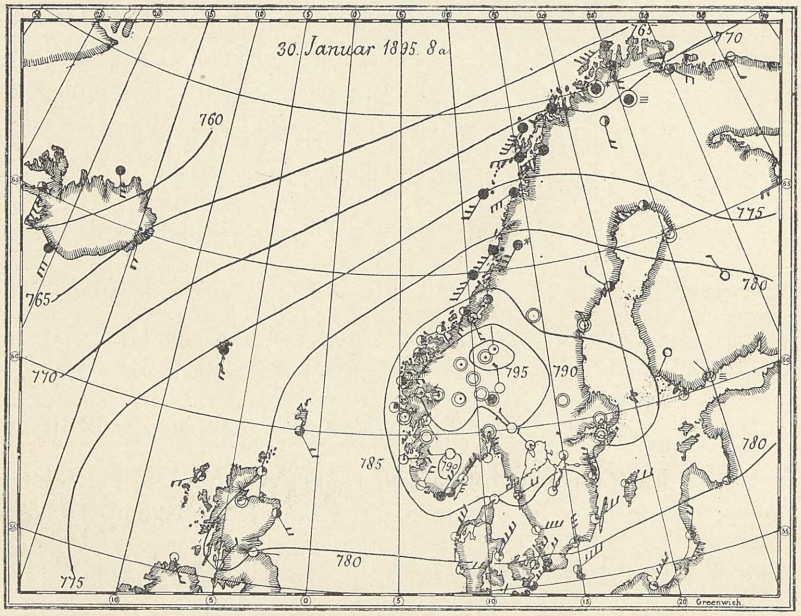


Fig. 68.

ved Nordkap og Øst-Island. Over Island gaar Isobaren for 760 mm., og mellem Island og Grønland findes et Lufttryksminimum paa under 750 mm.

Omkring Lufttryksmaximum er der i det sydlige Norge og Sverige meget stille. Røros har et svagt Nordendrag, Trondhjem svag til laber Syd-Sydost. Ona Fyr laber Sydost, Florø og Skudenes laber Ost, Mandal laber, Oxø frisk, Torungen laber Nordost, Færder laber Nord-Nordost. Over Danmark og Syd-Sverige blæser friske til sterke nordostlige til østlige Vinde, ligesaa

over den sydlige Del af Østersjøen. Mellem- og Nord-Sverige og Finland har meget svage Vinde. Nordenfor Trondhjemsfjorden, i Nordland og Finmarken, paa Kysten friske til sterke sydvestlige Vinde. Skotland, Shetland, Færøerne og Øst-Island har laber sydlig Vind. Resten af Island friske til sterke sydlige Vinde.

Vindretningen er saaledes efter Regelen for den nordlige Halvkugle (**260**). Vindstyrken er liden inde ved Lufttryksmaximum,

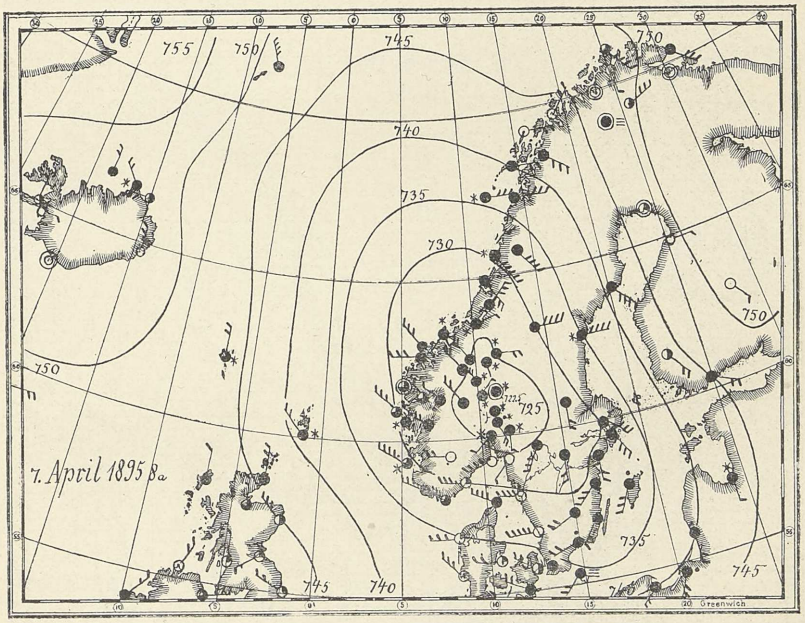


Fig. 69.

større længere ude, i Regelen desto større, jo tættere Isobarerne ligger. Vi har et anticyklonisk Vindsystem (**261**) med Centrum Røros—Tønset og Randen af et cyklonisk Vindsystem med Centrum (eller flere Centra) oppe i Ishavet.

355. Kartet Fig. 69 viser os Atmosfærens Tilstand om Morgenen den 7. April 1895. Ved Mjøsen og i Østerdalen (Lillehammer—Hamar—Rena) er Lufttrykket (ved Havfladen) kun 722.5 mm. Isobaren for 725 mm. gaar over Røros, Dovrefjeld, Filefjeld, Kristianiafjorden og Sverige vestenfor Falun. Udenfor

ser vi Isobarerne for 730, 735, 740, 745 og 750 mm. Vi har saaledes ved Mjøsens nordre Del et Lufttryksminimum og i Danmarkstrædet og i Nord-Rusland Lufttryksmaxima. Vindene blæser paa skraa mod Isobarerne ind imod det lavere Lufttryk og med dette til Venstre. Norge, Sverige og Danmark, Vest-Rusland, Tyskland, de Britiske Øer befinder sig under et cyklonisk Vindsystem.

356. Kartet Fig. 70 viser os Atmosfærens Tilstand den

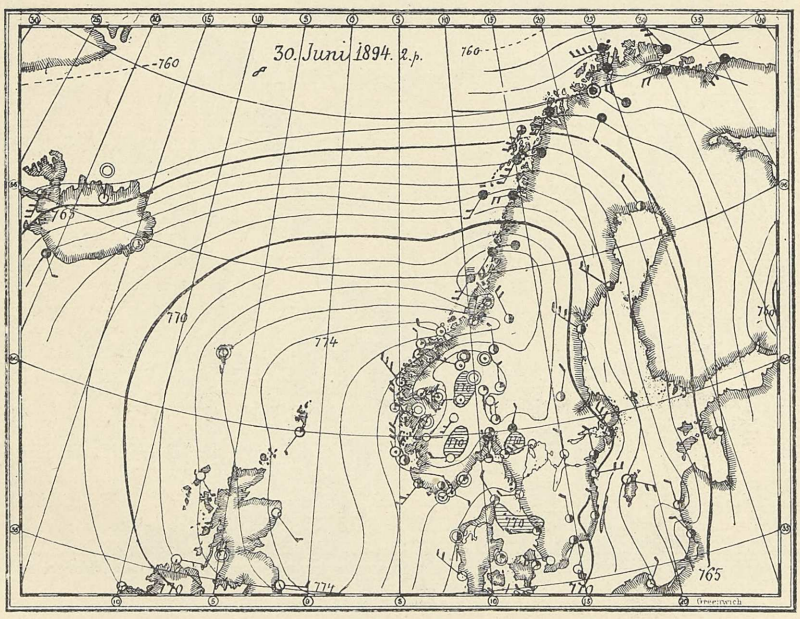


Fig. 70.

30. Juni 1894 Kl. 2 Eft. Over den vestlige Del af Nordsjøen, Shetland og henimod Kristiansund ligger et Lufttryksmaximum med over 774 mm. Oppe i Nordhavet (Grønland—Spidsbergen) er et Lufttryksminimum. Et saadant findes ogsaa i Vest-Sibirien. Mere lokale Lufttryksminima findes i Norge i Indherred (771.5 mm.), Voss (771 mm.), i Gudbrandsdalen—Valdres, i Telemarken, Vermeland, over Kattegat (770 mm.), i Østersjøen søndenfor Gotland (769 mm.) samt i Finland (759 mm.). Vindene følger den bariske Vindlov.

357. Kartet Fig. 71 viser Tilstanden den 11. November 1895 om Morgenen. Vi har et cyklonisk Vindsystem med et Centrum med meget lavt Lufttryk (under 710 mm.) i Vest for Færøerne. Omkring dette blæser Vinden cyklonisk. Tætliggende Isobarer og Storm paa Norges Vestkyst og paa Islands Nordkyst.

358. Veirkartet Fig. 72 for den 19. Januar 1861, Greenwich Middag, viser et Lufttryksminimum i det sydlige Indiske

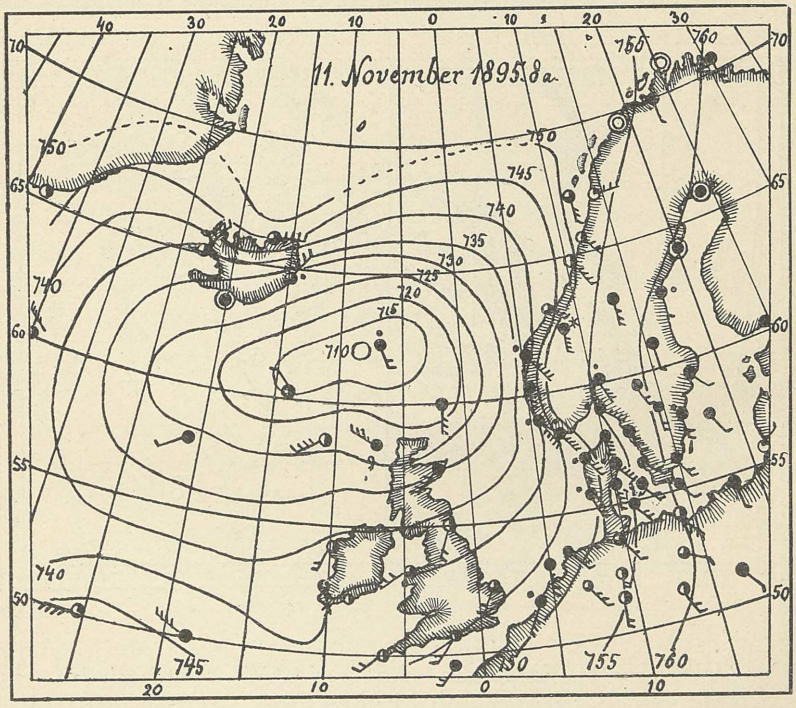


Fig. 71.

Hav i Sydost for Madagaskar. Omkring dette ser vi Vinde, der er afbøiede fra Gradienten til Venstre. Et Lufttryksmaximum i Syd for Afrika har paa sin Nordside østlige Vinde.

359. Det cykloniske Vindsystem. Omkring et Minimum af Lufttryk blæser Vindene rundt om dette som et Centrum, paa den nordlige Halvkugle i modsat Retning af den, Viserne paa et Ur gaar, naar Skiven vender opad, paa den sydlige Halvkugle i

samme Retning som Viserne. Eller Vinden gaar modsat Solens daglige Gang. Paa samme Tid strømmer Luften ind imod det laveste Lufttryk. Luftens Bevægelse foregaar i en Slags Hvirvel, idet Centret saaatsige sluger Luften. Vindbanerne bliver Spiraler, der krummer sig mod og snevrer sig mere og mere sammen ind imod Centret. Dette kaldes derfor ofte for Hvirvelcentret.

360. Idet Luften strømmer ind mod Centret fra alle Sider, stræber den at fylde Luftfortyndingen om dette og at udjevne

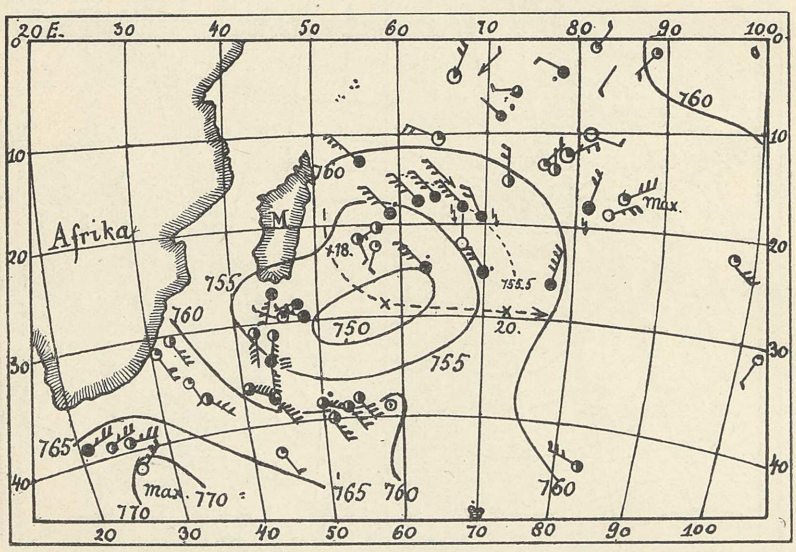


Fig. 72.

Forskjellerne i Lufttrykket. Naar vi ikke desto mindre ser, at et Lufttryksminimum holder sig uforandret, ja at endog Lufttrykket i Centrum kan blive lavere end før, saa maa vi deraf slutte, at den indstrømmende Luft føres bort ad en anden Vei end den kommer ind. Ned i Jorden kan den ikke gaa. Den har ingen anden Udvei end at gaa tilveirs. Det cykloniske Vindsystem fører saaledes til en opstigende Luftstrøm, der maa være desto sterkere, jo nærmere vi kommer til Centret (264).

361. I Naturen er Lufttrykket aldrig ganske regelmæssig fordelt, og Isobarerne bliver i Regelen uregelmæssig krummede

Linier, saaledes som Fig. 68—72 viser. For at studere Vindsystemet efter Mekanikens Regler, saaledes som vi gjorde (346), naar vi havde at gjøre med retliniede Isobarer, maa vi tænke os Forholdene enklere. Antager vi, som det simpleste Tilfælde, at Isobarerne er Cirkler om et fælles Centrum, i hvilket Lufttrykket er lavest, saa faar vi et System, i hvilket Gradienternes Retning er Cirklernes Radier. I ethvert Punkt virker Gradientkraften udenfra indad langs Radien. Idet Luften bevæger sig i en Retning, der danner en Vinkel (Afbøiningsvinkelen) med Gradienten, kommer den paa nye Radier, og dens Bane bliver krum med Hulingen vendende mod Centret. Den krumme Bane fremkalder en Centrifugalkraft, der virker udad, lodret paa Banen. Det samme gjør Jordrotationskraften, og disse to virker i samme Retning og gjør derved Afbøiningskraften lodret paa Banen større end ved retliniet Bevægelse. Jo nærmere Centret, desto større bliver derfor Vindens Afbøining fra Gradienten. Vindens Hastighed bliver forskjellig i de forskjellige Afstande fra Centrum. Voxende Vindhastighed virker som en større Friktion og aftagende omvendt. Resultatet af Virkningen af Gradientkraften, Jordrotationskraften, Centrifugalkraften og Hastighedsforandringen eller Træghedskraften i Forbindelse med Luftens Indstrømning og opstigende Bevægelse fører til følgende Resultater.

362. I det cykloniske System med det laveste Lufttryk i Centret peger alle Gradienter indad mod dette. Systemets ydre Grændse er den yderste sluttede Isobar. Fra denne strømmer Luften i de nedre Luftlag ind mod Centret og afbøiet til Høire (paa den nordlige Halvkugle) eller til Venstre (paa den sydlige Halvkugle). I den ydre Del, hvor Isobarerne er lidet krumme, er Afbøiningsvinkelen omtrent den normale Afbøiningsvinkel (346). Ind imod Centret bliver den efterhaanden større. Vindbanerne bliver Spiraler, der vender sin hule Side imod Centret, som Fig. 73 viser. Gradienternes Størrelse og med dem Vindhastighederne kan være meget forskjellig, saavel over hele Hvirvelen overhovedet som i de forskjellige Dele af samme. I de tempererede og kolde Zoner findes i Regelen de sterkeste Gradienter paa en enkelt Del af Hvirvelen, der her har sterkere Vinde. I de tropiske Orkaner

er Gradienterne og Vinden meget sterke i den indre Del af Hvirvelen. Omkring Centret, i den inderste Del af Hvirvelen, er der gjerne et Strøg med ringe Vindhastigheder eller Stille. Den opstigende Bevægelse begynder ved den yderste sluttede Isobar og bliver sterkere og sterkere indover mod den centrale Del. Lufttrykket er mindst i Centret og voxer udover mod Randen, først langsomt, senere raskere, som Fig. 73 øverst viser. Hvirvelens Radius er 20 Meridiangrader, Bredden er 50° Nord, Friktionskoefficienten 0.00010 og Temperaturen 5°. Den mellemste Del af Figuren viser de tilsvarende Isobarer og de spiralformede Vindbaner. Den nederste Del af Figuren viser i et lodret Snit Ligetrykslinierne. Disse er af samme Form som den øverste Linie, der viser Lufttrykkets Størrelse i samme Snit. Ligetrykslinierne kan beregnes ved Hjelp af Tab. V sidst i Bogen. Ligetryksfladerne bliver skaalformede over et Minimum af Lufttryk. Deres Skjæringslinier med en horizontal Flade (en Niveauflade) er Isobarerne.

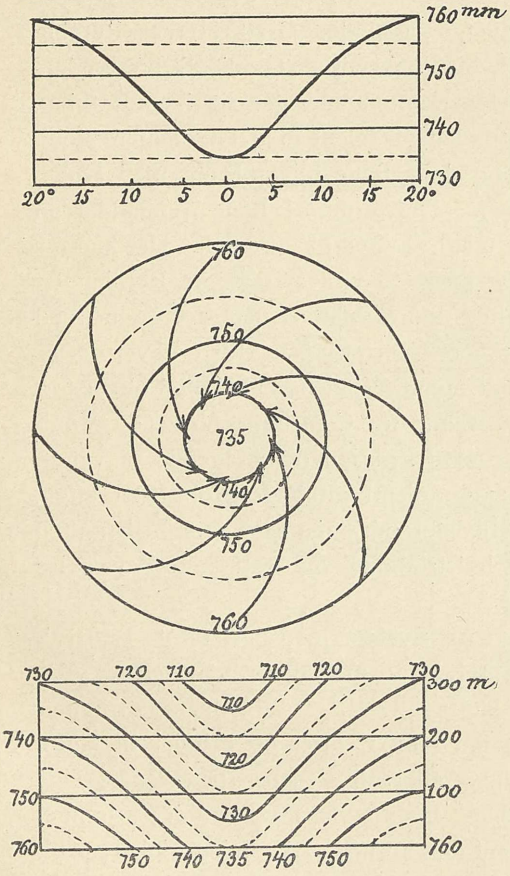


Fig. 73.

363. **Det anticykloniske Vindsystem.** Omkring et Maximum af Lufttryk blæser Vindene udad fra Centret og i samme Retning som Urviserne paa den nordlige Halvkugle, i

modsat Retning paa den sydlige, altsaa med Solen. Hvirvelbevægelsen er mindre udpræget end i det cykloniske System. Vindbanerne er Spiraler, der fjerner sig indbyrdes, jo længere fra Centrum, og vender sin hule Side mod dette. Luftens Bevægelse udad fra Centrum stræber at tømme dette for Luft. Naar vi paa samme Tid ser, at det høie Lufttryk i Centret vedligeholdes eller stiger, kommer vi til den Slutning, at der over og omkring Centret er en nedstigende Luftstrøm.

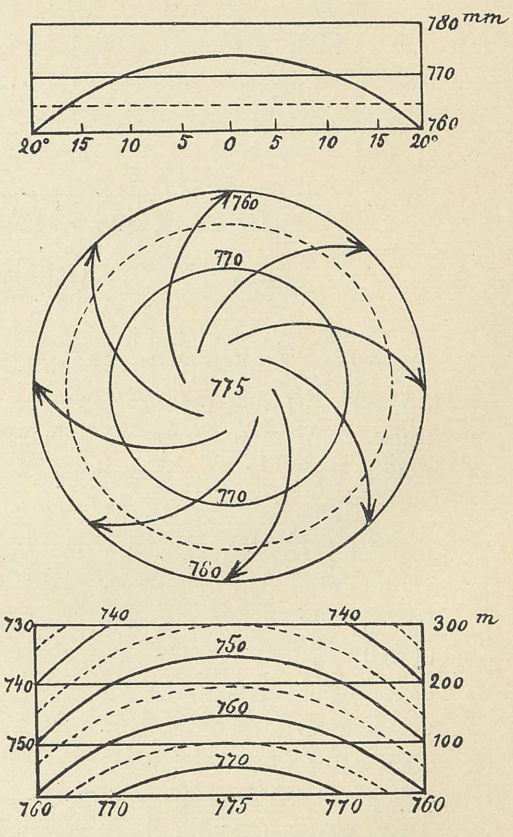


Fig. 74.

I det anticykloniske System har vi de samme Kræfter virkende som i det cykloniske. Men der er den Forskjel, at Centrifugalkraften virker i modsat Retning af Jordrotationskraften, da Vindbanerne er hule mod det høiere Lufttryk. Som Følge deraf bliver Vindens Afbøiningsvinkel fra Gradienten, navnlig i den indre Del af Systemet, mindre end i det cykloniske System. I den ydre Del, hvor Isobarerne er mindre krumme, nærmer denne Vinkel sig til den normale Afbøiningsvinkel.

Fig. 74 viser Forholdene i et anticyklonisk System. Den øverste Del viser Lufttrykkets Fordeling, høiest i Centrum og aftagende Lufttryk ud mod Randen. Den mellemste Del viser Isobarerne og Vindbanerne. Den nederste Del viser Ligetrykslinierne. I det anticykloniske System er Ligetryksfladerne klokkeformede.

TIENDE KAPITEL.

Veiret.

364. Vi har hidtil betragtet de meteorologiske Elementer hver for sig og studeret deres regelmæssige periodiske Forandringer. Vi skal nu betragte de meteorologiske Elementers samtidige Tilstand og deres samtidige Forandringer; det er det, vi kalder V e i r e t og dets Vexel.

365. Veirets Tilstand paa et Sted er hovedsagelig beroende paa Vindens Retning. Vindene fører med sig de Egenskaber hos Luften, som denne har paa de Steder, hvorfra Vindene kommer, og Veiret paa et Sted bliver saaledes for en stor Del afhængig af Atmosfærens Tilstand paa andre Steder. Men Vindens Retning er beroende paa Lufttrykkets Fordeling, og denne bliver derfor det, som vi først og fremst maa søge at bestemme, naar vi søger Aarsagerne til det Veir, som et Sted har. Saaledes bliver Meteorologiens Hovedopgave at finde Lovene for Lufttrykket, dets Fordeling og dets Forandringer. Denne Opgave har Videnskaben endnu ikke løst, og vi er saaledes endnu henvist til efter Iagttagelserne af de enkelte Elementer at studere disses indbyrdes Forhold og Indflydelse paa hverandre.

366. Veiret beror paa Vinden. Vi skal derfor begynde med at studere de meteorologiske Elementers Forhold til Vindens Retning. For at finde Forbindelsen mellem disse beregner man de saakaldte V i n d r o s e r. Man tager for et bestemt Tidsafsnit, som f. Ex. en Maaned, ud af Observationstabellerne de Værdier

af Temperaturen, Fugtigheden, Lufttrykket o. s. v., der er noteret samtidig med hver enkelt Vindretning. Idet man tager Middeltallet af de til samme Vindretning svarende Værdier, faar man Tal, der betegner vedkommende Elements gjennemsnitlige Størrelse ved de forskjellige Vindretninger til den Tid af Aaret, som Tabellen gjælder. Af saadanne Tabeller ser man, hvilke Vindretninger der gjennemsnitlig bringer den høieste og hvilke den laveste Temperatur o. s. v. Vindroserne udtrykker de forskjellige Vindes Karakter paa et bestemt Sted til en bestemt Aarstid.

367. Vindroserne for Luftens Temperatur eller de termiske Vindroser udviser som Regel en Vindretning med den varmeste Luft og en denne nogenlunde modsat Vindretning med den koldeste Luft. Sammenligner man de termiske Vindroser med Isotermkarterne for Luften (Fig. 37 og 38) for Vinteren, saa finder man, at de varmeste Vinde kommer fra de Egne, hvor der hersker en høiere Temperatur. I Vesteuropa kommer de fra Sydvest, det vil sige fra de Strøg af Havet, hvor den varme Atlanterhavsstrøms Varmeaxe afgiver den høieste Varme i Vest og Syd. I Rusland og Vest-Sibirien, hvor Temperaturen voxer raskest mod Syd, kommer de varmeste Vinde fra Syd, og paa Østsiden af Amerika og af Asien, hvor Isotermerne bøier sig op mod Nordost, og saaledes Temperaturen stiger raskest mod Sydost, kommer de varmeste Vinde fra en Kant mellem Sydost og Syd. Vinterens koldeste Vinde kommer nogenlunde fra den modsatte Kant af de varmeste, nemlig fra den Kant, hvor Temperaturen aftager raskest. I Vesteuropa fra Ost-Nordost, i Rusland fra Nordost, i Vest-Sibirien fra Nord, i Østasien fra Nordvest. Alle disse Retninger peger tilbage paa den nordasiatiske Kuldepol. I Nordamerika er de koldeste Vinde paa Østkysten om Vinteren nordvestlige og kommer fra den kolde Parrys Øgruppe.

Om Sommeren kommer de varmeste Vinde i Europa og Vest-Sibirien fra Sydost, fra det Indre af det opvarmede Fastland (Fig. 39). Paa Østsiden af Kontinenterne, hvor Isotermerne løber fra Vest-Nordvest mod Ost-Sydost, og Temperaturen voxer raskest mod Syd-Sydvest, kommer de varmeste Vinde fra denne Kant.

Europas kjøligste Sommervinde er de nordvestlige. De kommer fra det kolde Strøg over Nord-Atlanterhavet og Ishavet. I Norge, Nord-Rusland og Vest-Sibirien kommer de koldeste Vinde lige fra Nord, fra Ishavet. Paa Østsiden af Kontinenterne er de koldeste Vinde de nordostlige.

I de arktiske Egne er i den kolde Tid af Aaret Temperaturen lavest med Vindstille. Dette gjælder de nederste Luftlag, hvor der er Temperaturinversion, foraarsaget af Jordbundens sterke Udstraaling af Varmen. Med Vind blandes Luftlagene, og Temperaturen bliver høiere. I det indre Ishav nordenfor Asien viser Vindroserne i Sommermaanederne ingen særdeles udpræget Modsætning mellem Retningen af de koldeste og de varmeste Vinde.

368. Af Vindroserne fremgaar det saaledes som Regel, at Vindene medbringer Temperaturen fra de Egne, hvorfra de kommer. Tilsyneladende Afvigelser fra Vindrosernes Gjennemsnitstal finder i mange Tilfælder Sted, men tjener, naar man ser nøiere efter, kun til at stadfæste Regelen. I det nordvestlige Europa er Søndenvinden om Vinteren i Regelen en forholdsvis varm Vind. Men naar den Tilstand indtræder, at der østenfor Iagttageren leirer sig et Lufttryksmaximum med sterk Kulde, da kan de sydlige Vinde paa Vestsiden af et saadant Maximum være meget kolde. Paa lignende Maade kan Vinde, som først blæser over Nord-Atlanterhavet som milde Vestenvinde, ved Afbøining blive til milde Nordenvinde i det sydostlige Norge og deres Temperatur forhøiet, idet de ved Overgangen over Fjeldryggen faar Karakter af Føhnvinde (**409**).

369. Vindroserne for Damptrykket eller de **atmiske Vindroser** viser, at de Vinde, som fører med sig det største Damptryk, er de, som kommer lige fra de Egne, som har større Damptryk, og de tørreste Vinde kommer lige fra de tørreste Strøg. I Nordvesteuropa kommer om Vinteren den største Mængde Vanddamp med sydvestlige Vinde fra det over det varme Hav liggende større Oplag af Vanddamp, medens de dampfattige Vinde kommer fra Nordost, fra de kolde og dampfattige Egne henimod det nordlige Sibirien. Om Sommeren kommer de damprige Vinde mere fra Syd og Sydost, hvor Damptrykket

er større end i Nordvesteuropa. Sommerens dampfattigste Vinde er dels nordostlige, dels nordvestlige, mest Havvinde.

370. **Vindroserne for den relative Fugtighed**. Ved Kysterne viser Havvindene den største og Landvindene den mindste relative Fugtighed saavel Vinter som Sommer. I Norge er paa Romsdalskysten Nordvesten den fugtigste Vind, i det sydlige Norge Søndenvinden. De tørreste Vinde er Sydost paa Romsdalskysten, Øst paa Vestkysten og Nordvest østenfor Lindesnes. I Nordtyskland er Østenvinden relativ fugtig om Vinteren, men tør om Sommeren, hvorimod Vestenvinden er tør om Vinteren, men fugtig om Sommeren. I det sydvestlige Sibirien er om Sommeren Nordvest den fugtigste og den varme Søndenvind den tørreste Vind. I Peking er den fugtige Ost-Sydost en Havvind, den tørre Nordvest en Landvind. I Melbourne udmerker de varme Landvinde fra Nord sig ved sin store Tørhed.

371. **Vindroserne for Skydækket** eller de **nefiske Vindroser**. I Norge har vi det største Skydække paa Østlandet med Sydost, paa Vestkysten med Syd, inde i Bergensfjordene med Sydvest, paa Romsdalskysten med Vest-Sydvest, i Trondhjem med Vest, i Nordland med Sydvest, i Tromsø med Vest-Nordvest, i Alten og i Vardø med Nordost. Det mindste Skydække eller det klareste Veir har vi paa Østlandet med Vestenvind, paa Vestlandet med Nordost, paa Romsdalskysten med Østenvind, i Trondhjem med Nord og Sydost, i Nordland med Nordost, i Tromsø og Alten med Østenvind og i Vardø med Sydvest. Alt for Aaret. Man ser, at Landvinde giver det klareste Veir og Sjøvinde det mest skyede.

372. **Vindroser for Nedbørens Hyppighed** viser, hvor mange Gange der falder Nedbør i en Maaned med de forskjellige Vindretninger. Dividerer man det Antal Gange, hvori der er noteret Nedbør med en vis Vind, med det Antal Gange, som den samme Vind er noteret i Observationslisterne, faar man Tal, der viser Nedbørsandsynligheden for den vedkommende Vindretning. Saadanne Vindroser for Nedbørsandsynligheden giver et Udtryk for de forskjellige Vindes Evne til at bringe Nedbør. Nedbør er hyppigere, naar det blæser, end naar

det er Stille. I Norge er de vaadeste Vinde, de, som har lettest for at bringe Nedbør, paa Østlandet østlige til sydostlige Vinde, det er Vinde, som blæser mod Dovre og Langfjeldene, paa Vestkysten sydlige til sydvestlige Vinde, paa Romsdalskysten om Vinteren Nordvest, om Sommeren Sydvest, i Nordland Sydvest og i Finmarken nordvestlige til nordostlige Vinde, altsaa Havvinde. De tørreste Vinde, de, som har vanskeligst for at give Nedbør, blæser overalt fra Fjeldryggen ned over Landet. De er nedstigende, varmer sig op under Nedstigningen og bliver derved tørrere. De mest nedbørgivende Vinde er de, som mættede med Fugtighed fra Havet tvinges af Fjeldene til at stige tilveirs. Se Almanaken for 1899. Modsætningen mellem Havvindenes og Landvindenes Evne til at give Nedbør viser sig inde i Fastlandene temmelig langt fra Kysterne, f. Ex. i Jakutsk og i Toronto, hvor det er Østenvinden, som lettest bringer Nedbør om Vinteren.

373. **Vindroser for Vindens Styrke,** ogsaa kaldt **dynamiske Vindroser**, giver det Resultat, at Havvindene er de sterkeste og Landvindene de svageste.

374. **Vindroser for Lufttrykket** eller **bariske Vindroser** viser, at det indenfor den nordlige tempererede Zone paa Vestsiden af Kontinenterne er de nordostlige Vinde, som ledsages af høit Lufttryk, og sydvestlige Vinde, som ledsages af lavt Lufttryk. Paa Østsiden af Kontinenterne er det derimod de nordlige til nordvestlige Vinde, som ledsages af de høie Lufttryk, og sydlige til sydostlige Vinde, som ledsages af de lave Lufttryk. Forklaringen heraf kan først senere gives (406). Der er lidt Forskjel paa Vinter og Sommer, da de nævnte Vinde fra Vinter til Sommer paa Vestsiden ligesom dreier sig lidt mod Solen, paa Østsiden med Solen.

375. **Vindroser for Lufttrykkets Forandring** lærer, at gjennemsnitlig, men kun saaledes og ingenlunde altid, er det i den nordlige tempererede Zone de sydlige til sydostlige Vinde, som ledsages af faldende Barometer, og nordvestlige til nordlige Vinde, som ledsages af stigende Barometer. I Europa er de første mere sydlige, paa Asiens og Amerikas Østkyster mere sydostlige.

376. Vi har i det foregaaende lært at kjende de tre forskjellige Maader, paa hvilke Lufttrykket ved Jordens Overflade idetstoretaget kan være fordelt, og de dertil hørende Vindsystemer, nemlig Passatsystemet, det anticykloniske og det cykloniske Vindsystem. I Passatsystemet har vi paa den ene Side (Polarsiden) et høit Lufttryk og paa den anden Side, i Nærheden af Ækvator, et Belte med lavt Lufttryk (Karterne Fig. 47 og 48). Ved Maximum af Lufttryk er der nedstigende Luftstrømme, ved Minimum af Lufttryk opstigende Luftstrømme. De nedstigende Luftstrømme opvarmes under Nedstigningen, idet Luften kommer under et større Tryk, hvorved Luften, med uforandret Beholdning af Vanddamp, bliver tørrere. Der er ingen Anledning til Skydannelse. Maxima af Lufttryk udmerker sig ved klart Veir. I Minima af Lufttryk afkjøles Luften ved Opstigningen, og der er Betingelser tilstede for Skydannelse og Nedbør. Heri ser vi Grunden til Skybeltet og den hyppige og sterke Nedbør i det ækvatoriale Stillebelte.

377. Den hede Zone, der indtager omtrent Halvdelen af Jordens Overflade, ligger under Passatsystemet. Vi har seet, at Vindene her idetstoretaget er meget regelmæssige. Det samme gjælder ogsaa Veiret. I det Strøg af Nordost-Passaten, som vi har i Fig. 54 (336), ser vi, at Skydækket er omkring halvklart. Passaterne suger saaatsige stadig Luft fra oven, og Luften er gjennemgaaende tør der, hvor de blæser. Men der er ogsaa Undtagelser herfra. Hvor Passaten træffer høie Øer eller Kyster, tvinges Vinden tilveirs, og der dannes Skyer og Nedbør paa Vindsiden. I det Indiske Hav, der er landlukket paa Nordsiden, ligger om Sommeren Forholdene anderledes. Det ækvatoriale Stillebelte er saaatsige flyttet op langt nordenfor Ækvator til det sydlige Asien og fremkalder Sydvest-Monsunen, der ledsages af rigelig Nedbør (319).

I de tropiske Egne har man to Aarstider, den tørre Tid og Regntiden. Den sidste i Regelen, naar Solen staar høiest om Middagen. Indenfor hver af disse Tider er Vinden og Veiret meget stadigt, uden synderlig Forandring fra Dag til Dag. I den ene Tid Solskin om Dagen og klare Nætter, regelmæssigt Løb af de meteorologiske Elementers daglige Perioder. I Regn-

tiden Regnveir, stadigt eller i Byger, især om Dagen, klarere om Natten.

378. I de tempererede og kolde Zoner er Veiret af en anden Beskaffenhed. Over det samme Strøg ligger sommetider et anticyklonisk, oftere et cyklonisk Vindsystem, og Veiret er skiftende mellem Klarveir og skyet Veir med eller uden Nedbør. Vi skal studere dette lidt nærmere ved Hjelp af vore Veirkarter.

Paa Veirkarterne er Veiret betegnet paa den Maade, at den lille Ring om hver Station er blank, naar Veiret er klart; en kvart med Sort fyldt Ring betegner letskyet, en halvfyldt Ring halvklart, en $^3/_4$ fyldt Ring skyet, en hel fyldt Ring overskyet. En større Ring om Stationen betegner Stille. En sort Prik Regn, en Stjerne Sne, tre vandrette Streger Taage.

379. I Veirkartet (Fig. 75) for den 30. Januar 1895 ser vi over det sydlige Norge, Sverige og Danmark et anticyklonisk System. I den indre Del af dette er det paa de fleste Steder Stille med klar Luft. Her har vi den nedstigende Luftstrøm. Længere ude mod Randen har vi i Syd-Sverige og Danmark og i den sydlige Del af Østersjøen friske til sterke nordostlige Vinde med meget klart Veir. I det nordlige Norge derimod har vi friske sydvestlige Vinde, tildels med Regn. De tilhører et cyklonisk System, der har sin Midte høit oppe i Nordhavet, antagelig mellem Grønland og Spidsbergen. Vindene paa Færøerne og Island tilhører ogsaa dette System.

Fig. 76 viser Lufttemperaturens Fordeling i de nedre Luftlag den 30. Januar 1895 Kl. 8 Morgen. Der er Kuldemaxima (— 37 ° til — 38 °) ved Røros og Tønset, i Valdres (— 29 °), paa Vossevangen (— 22 °), i Bjelland (— 14 °), i Jylland (— 7 °). Fra det store Temperaturminimum i Østerdalen voxer Temperaturen udover, raskest mod Vest og Nord. Paa Norges Vestkyst er kun nogle faa Graders Kulde, og paa Kysten nordenfor Stad er der Varmegrader. Færøerne har næsten 4 og Island 6—8 Varmegrader.

Den klare og tørre Luft i den nedstigende Luftstrøm over Norge og Sverige gjør, at Jordbunden gjennem den lange Vinternat udstraaler Varme og afkjøler de nedre Luftlag. Deraf den

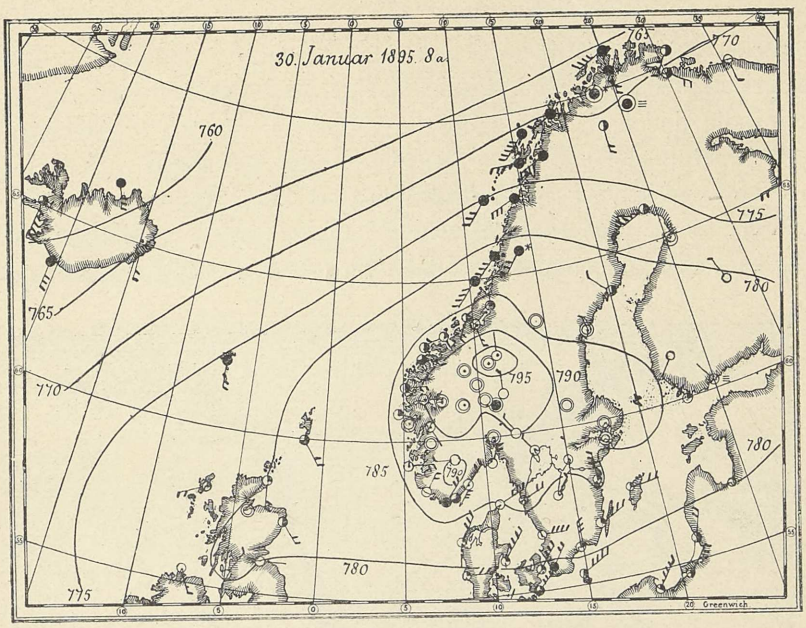

30. Januar 1895 8a
760
765
770
775
780
785
790
795
Greenwich

Fig. 75.

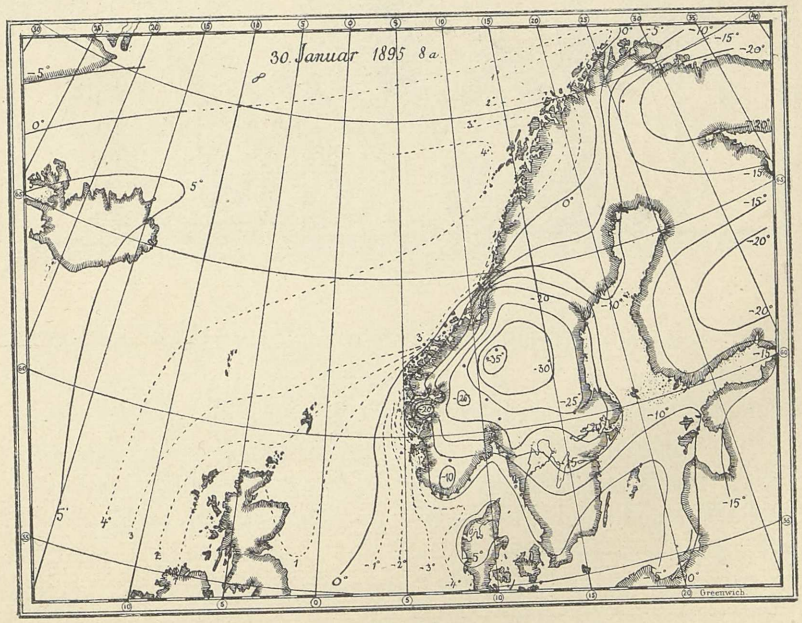

30. Januar 1895 8a
Greenwich

Fig. 76.

sterke Kulde. Nærmere Havet dæmper dette Afkjølingen. Ona Fyrstation paa Romsdalskysten har 3 Varmegrader. Under disse Forhold finder vi interessante Exempler paa Temperaturinversion (181). Røros har — 37°, Kongens Grube, der ligger 230 Meter høiere, har kun — 18°. Frydenlund i Valdres har — 26°, Tonsaasen, der ligger 194 Meter høiere, har — 19.°4. Dombaas har — 23°, Hjerkinn, 314 Meter høiere, har — 16°. Vossevangen har

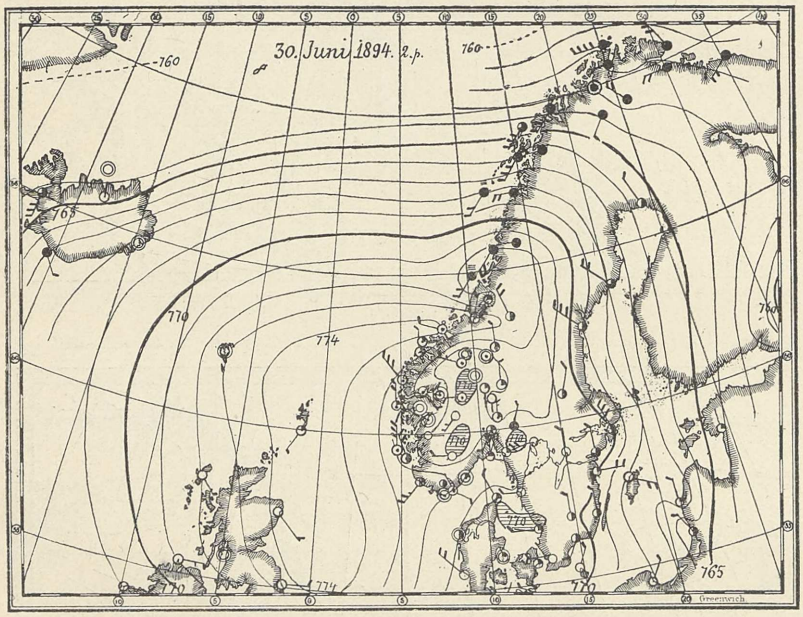


Fig. 77.

— 22°, Stondal i Aurland, 664 Meter høiere, — 12°. Kristiania Observatorium har — 16°, Frognersæteren — 11°. I de høiere Luftlag er saaledes merkelig høiere Temperaturer end i de lavere.

De nordostlige Vinde, som blæser over Danmark, Syd-Sverige og Østersjøen, kommer fra Egne med lav Temperatur og lidet Vanddamp. De holder sig tørre, idet de kommer sydover og bliver varmere.

Paa den anden Side derimod fører de sydlige Vinde i Skotland, paa Færøerne, paa Island og i det nordlige Norge Varme-

grader og paa de fleste Steder overskyet Himmel, tildels med Regn. En merkelig Modsætning i Veiret i det sydlige og nordlige Norge.

380. Kartet Fig. 77 for den 30. Juni 1894 Kl. 2 Eft. viser os et Maximum af Lufttryk over den vestlige Del af Nordsjøen, Shetland og den sydlige Del af det Norske Hav. Det sydlige Norge ligger paa Østsiden af dette Maximum, og her findes

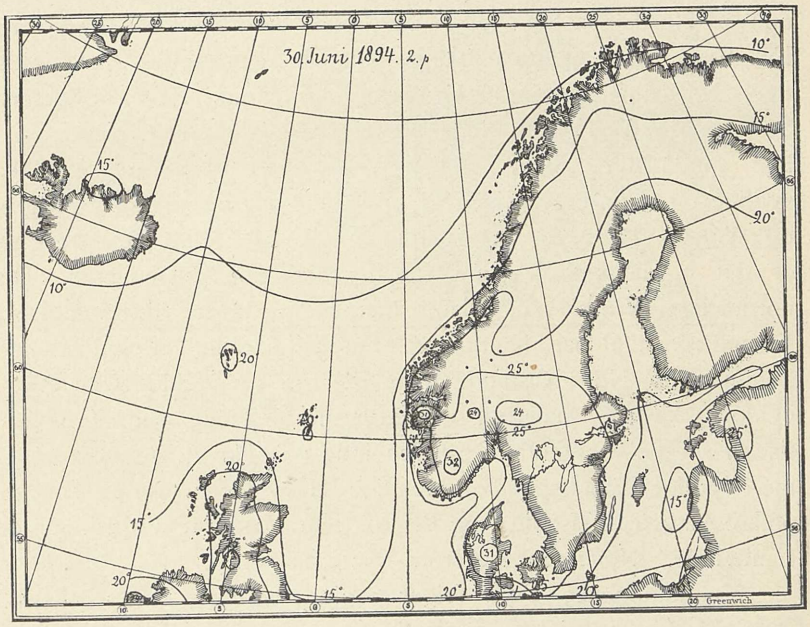


Fig. 78.

lokale Minima af Lufttryk, som ovenfor (**356**) beskrevet, med svage Vinde.

Kartet Fig. 78 viser, at der er et Temperaturmaximum paa over 25° i det sydlige Norge og Sverige og i Danmark. Kristiania har 28°, Bergen 24°, Vossevangen 31°, Bjelland 32° og det Indre af Jylland 31°. Vi har her et Exempel paa en sterk Sommervarme. Den nedstigende Luftstrøm og det nordlige Vinddrag med tørrere Luft paa det høie Lufttryks Østside giver klart Veir og tillader Solvarmen at opvarme Jorden

og Luften i den lange Sommerdag. Fra Island til det nordlige Norge har vi den ydre Del af et cyklonisk Vindsystem. Veiret er overskyet, tildels med Regn, og Luftens Temperatur forholdsvis lav, kun 9° paa Finmarkskysten.

381. Den 11. November 1895 om Morgenen (Fig. 79) har vi et cyklonisk Vindsystem over det nordvestlige Europa med Centrum tæt i Vest for Færøerne. Det tilsvarende Isotermkart (Fig. 80) viser 13° i Nordfrankrig. Isotermerne danner Tunger opover Nordsjøen og det Norske Hav samt opover Østersjøen. En Varmeaxe gjennem Tungespidserne gaar mod Nord midt over Nordsjøen henimod Færøerne og opimod Finmarkskysten. Ser vi paa Veirkartet, finder vi, at paa disse Strøg blæser sydlige Vinde over Sjøen. Disse er saaledes de varmeste. De sydlige og sydostlige Vinde, der blæser over Danmarks, Sveriges og Norges Land, er noget koldere. Vestenfor de Britiske Øer er det ogsaa kjøligere med de der blæsende Vestenvinde. De nordostlige Vinde paa Island har endnu lavere Temperaturer. Finmarkskysten har Kuldegrader med Landvind af Sydost, der kommer fra Nord-Rusland, hvor der er 18° Kulde i en Anticyklon. Vi ser saaledes, at de varmeste Vinde ved Jordoverfladen er de ækvatoriale Søndenvinde paa Havet, dernæst kommer sydlige Landvinde og vestlige Havvinde, i næste Række polare Havvinde (Island), og de koldeste Vinde er anticykloniske Landvinde. November hører til Vinterhalvaaret.

Vanddampenes Tryk følger i sin Fordeling Temperaturen. Den relative Fugtighed er omkring 90 Procent, men med en merkelig Undtagelse. Paa Norges Vestkyst fra Hardangerfjorden til Vestfjorden er den kun fra 50 til 60 Procent. Isotermkartet Fig. 80 viser ogsaa her, navnlig paa Vestkysten, paafaldende høie Varmegrader, over 11° i Bergen. Vi har her et interessant Exempel paa den Vind, som kaldes Føhn, og som skal omtales nærmere nedenfor (451).

I Nærheden af Hvirvelcentret og østenfor dette er Veiret overskyet, og der falder Regn eller Sne paa mange Steder med Søndenvinden. I Syd, i Vest og i Nordvest for Hvirvelcentret er Veiret klarere.

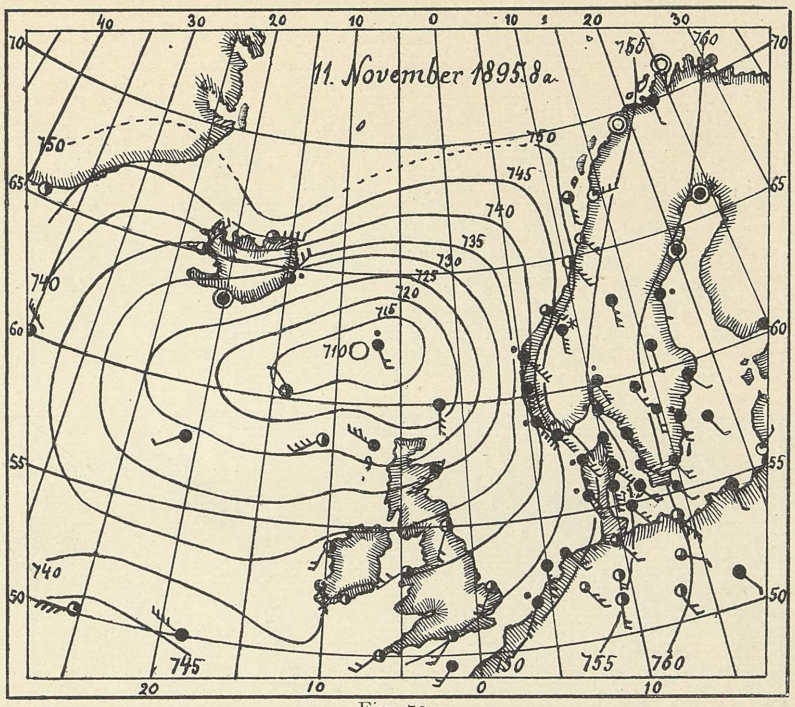

11. November 1895. 8a.
750
745
740
735
730
725
720
715
710
755
760

Fig. 79.

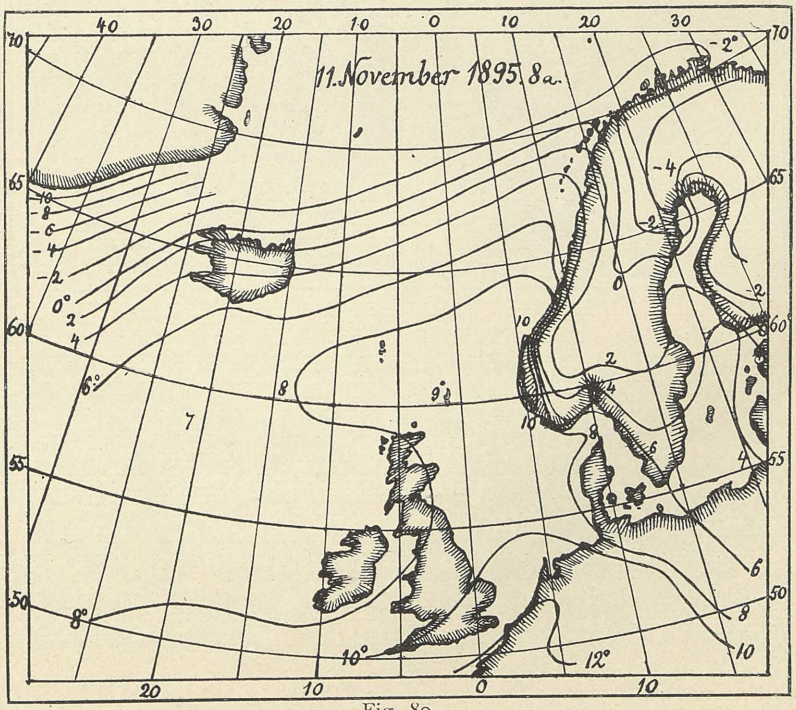

11. November 1895. 8a.
-2°
-4
0°
2
4
6°
8
10
12°

Fig. 80.

382. Den 7. April 1895 Morgen har vi (Fig. 81) et Hvirvelcentrum over Østerdalen. Fig. 82 viser Lufttemperaturens Fordeling. Det er varmest i Syd, koldest i Nord. I den sydlige Del af Kartet er der merkelig liden Forskjel paa de Temperaturer, som Søndenvindene i Østersjøen og Nordenvindene over de Britiske Øer bringer. Islands Anticyklon har lav Temperatur, ligesaa Finland. I Kautokeino er 18° Kulde. Over det norske Hav er det forholdsvis varmt. Veiret er paa de fleste Steder

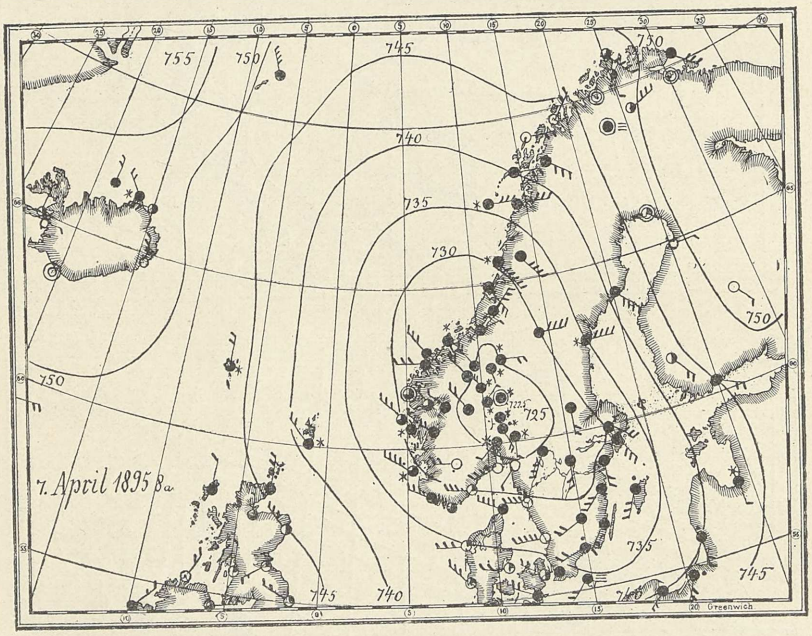


Fig 81.

overskyet, og der falder Sne paa Island og Færøerne med Nordenvind, paa Shetland og Norges Vestkyst med Nordvest, inde i Norge i Nærheden af Hvirvelcentret med svage Vinde fra alle Kanter, i Nordland med Ost og Sydost, i Østersjøen med Syd, Sydost og Ost. Regn i den sydostlige Del af Østersjøen.

383. Af det i Fig. 72 viste Veirkart ser man, at der paa Nordostsiden (Ækvatorsiden) af Hvirvelcentret i Sydost for Madagaskar er meget overskyet Veir med Regn, medens Sydvest-

siden (den polare) har klarere Veir. Ligesaa Nordsiden af Anticyklonen syd for Afrika.

384. Af Vindloven har vi seet den Forbindelse, som finder Sted mellem Lufttrykkets Fordeling og Vindens Retning. Af Vindroserne kan vi nu videre finde de meteorologiske Elementers Tilstand med de forskjellige Vindretninger, saaledes som de ovenfor givne Exempler viser. I den følgende almindelige Oversigt

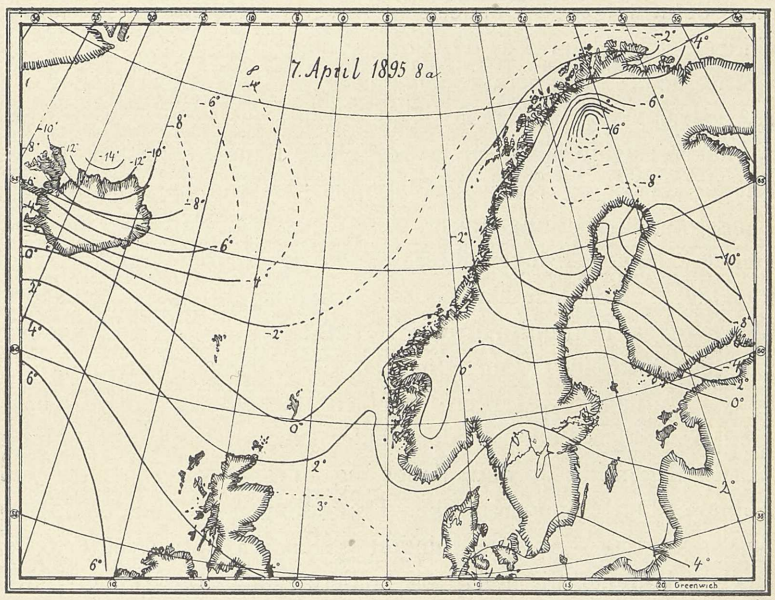


Fig. 82.

tager vi for os særskilt det anticykloniske og det cykloniske Vindsystem.

385. I det anticykloniske Vindsystem har vi nedstigende tørre Luftstrømme, der breder sig ud fra Centret af. Disse bringer i Regelen Klarveir eller lidet Skydække, ingen Nedbør i den indre Del af Systemet. Den sterke Udstraaling fra Jordoverfladen om Vinteren fremkalder Kulde og Temperaturinversion. Med den sidste kan følge lav Taage, især over Vandflader og over vide Dalstrækninger. Om Sommeren giver den kraftige Sol-

straaling gjennem den tørre Luft sterk Varme. I Udkanterne eller ved Yderranden af det anticykloniske System er Veiret mere betinget af Luftens Egenskaber over de Strøg, fra hvilke de kommer. Landvinde kan bringe Tørveir, Sjøvinde fugtig Luft, Skyer og Nedbør, Vinde fra Ækvatorkanten varmere Veir, Polarvinde koldere Veir. I det store taget er den anticykloniske Lufttryksfordeling Betingelsen for Godveir eller smukt Veir.

386. I det cykloniske System har vi opstigende Luftstrømme med deraf følgende Dannelse af Skyer og Nedbør. Ækvatorialvindene paa Hvirvelens Østside (sydlige Vinde hos os) bringer gjerne høiere Temperatur og fugtigere Veir, Polarvindene paa Hvirvelens Vestside lavere Temperatur og tørrere Veir. Men kommer Ækvatorialvinden fra afkjølede Landstrækninger, kan de bringe Tørveir og Kulde; Polarvinde, der kommer fra ophedede Landstrøg, kan bringe høiere Varme. Ækvatorialvinde, der kommer fra Havet, bringer lettere Skyer og Nedbør end Polarvinde fra Havet. Ved Vanddampenes Fortætning til Skyer og Nedbør bliver deres Fordunstningsvarme (284) fri og dermed forsinkes Luftens Afkjøling. Om Vinteren sker denne Fortætning i de lavere Luftlag, og Luften faar en forholdsvis høiere Varmegrad samtidig med, at der falder Nedbør. Skylaget hindrer Udstraalingen fra Jordoverfladen og bevarer Varmen i de nedre Luftlag. Om Sommeren sker Fortætningen af Vanddampene i høiere Luftlag. Skyerne hindrer Solen fra at opvarme Jorden, Regnen kommer fra høiere og koldere Luftlag og afkjøler Luften, Nedbør ledsages paa denne Aarstid af forholdsvis lav Temperatur.

387. Veirets Vexel paa et Sted er betinget deraf, at det snart befinder sig under et anticyklonisk, snart under et cyklonisk System. Lufttrykkets Forandring i de tempererede og kolde Zoner gaar nemlig saaledes for sig, at der samtidig optræder Lufttryksmaxima og Lufttryksminima og at saadanne til forskjellige Tider indtager forskjellig Plads paa Jordkloden.

388. I Europa og Asien pleier de anticykloniske Systemer, som danner sig, jevnlig at holde sig nogenlunde paa samme Plads flere Dage i Rad, hvad der giver stadigt og roligt og for en stor Del klart Veir, sommetider Taage. Ved Randen af

Systemet kan Veiret være forskjelligt, eftersom Vinden kommer fra Egne med forskjelligt Veir. I Nordamerika derimod flytter de anticykloniske Systemer jevnlig Plads, især fra Vest mod Øst, ligesom de cykloniske, og Veiret paa et Sted vexler efter dets Beliggenhed i Forhold til Systemets Centrum. Amerikas høie Lufttryk optræder for det meste kun som Mellemrum mellem cykloniske Hvirvelcentra.

389. I langt høiere Grad end af anticykloniske Systemer er Veiret udenfor den hede Zone afhængig af de cykloniske Systemer. Disses, eller Hvirvelcentrenes Plads, er i Regelen en anden den ene Dag end den foregaaende, som man stadig kan se ved at sammenholde Dagens Veirkart med Gaarsdagens. Lufttrykket i Centret vexler ligeledes fra Dag til Dag, og det samme gjør Isobarernes Form og Stilling og med dem Gradienternes Retning og Styrke.

390. Medens Lufthavets Ligetryksflader i den hede Zone er jevne Flader, der helder mod de Belter, hvor Lufttrykket er lavest (Ækvators Stillebelter, Sommerens Minimum af Lufttryk over Sydasien), frembyder Ligetryksfladerne i de tempererede og kolde Zoner et Billede af fladt hvælvede Toppe eller Koller (anticykloniske) mere eller mindre runde og en endnu større Mængde af Fordybninger (cykloniske) eller Huller (runde eller uregelmæssige af Form) rundt omkring Kollerne. Kollerne holder sig forholdsvis rolig og stille, men Hullerne er i Regelen i uafladelig Bevægelse henover Jorden. Alt dette gjælder fortrinsvis de nedre Luftlag.

391. Vi skal nu se lidt nærmere paa de cykloniske Systemers og Hvirvelcentrernes Bevægelse og Forandringer og disses Virkning paa Veiret.

Idet et cyklonisk Vindsystem flytter sig henover Jordoverfladen, skifter saavel Vindens Retning som de andre meteorologiske Elementer paa ethvert af de Steder, som Hvirvelen gaar henover. Trækker vi en Linie gjennem Hvirvelcentret langs dets Bane, saa deler denne Hvirvelen i to Halvdele. Staar man i Centret og ser fremad i den Retning, hvorhen Hvirvelcentret gaar, saa har man, dersom Centret gaar mod Øst, den høire

Halvdel mod Syd og den venstre Halvdel mod Nord. I Fig. 83 betegner den store Pil Hvirvelcentrets Bevægelsesretning og de smaa Pile Vindens Retning i Hvirvelbevægelsen. Isobarerne er tegnede som Cirkler om Hvirvelcentret *C*. Vi tænker os, hvad der er det almindeligste, at Hvirvelcentret bevæger sig mod Øst. Et Punkt, som ligger paa Centrets Bane, faar, naar Hvirvelen naar det i Punktet c_1, Vinden fra *SE* eller *SSE*. Eftersom

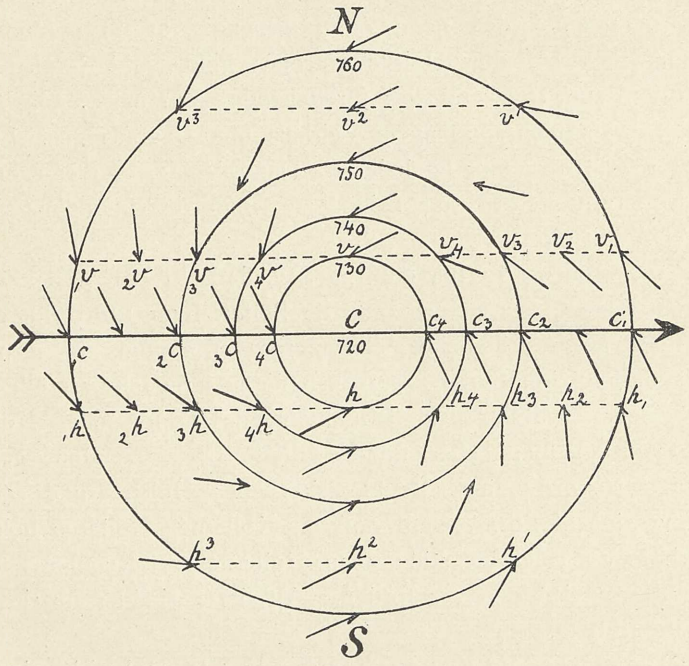


Fig. 83.

Hvirvelen skrider frem, kommer Stedet dybere ind i samme og Centret nærmere. Det indtager efterhaanden Stillingerne c_1, c_2, c_3, c_4. Paa disse Punkter er Vinden fremdeles fra SSE. Saasnart Centret har passeret Stedet og dette er i Stillingen ${}_4c$, blæser Vinden fra NNW, altsaa netop modsat den Vind, som blæste paa Stedet, før Centret gik over det. Idet Hvirvelen gaar videre, indtager Stedet efterhaanden Stillingerne ${}_3c$, ${}_2c$ og ${}_1c$, hvor Vinden fremdeles blæser fra NNW. Altsaa: naar

en Hvirvel passerer over et Sted, og Stedet ligger paa selve Hvirvelcentrets Bane, saa blæser Vinden før Centrets Overgang over Stedet stadig fra samme Kant. Ved Centrets Overgang er det gjerne lidt Stille, men derpaa skifter Vinden om til den modsatte Retning og blæser siden stadig fra denne Kant.

Et Sted, som passeres af Hvirvelens venstre Side, og som først kommer ind i Hvirvelen ved v_1, faar Vinden fra Sydost. Eftersom Hvirvelen skrider videre, dreier Vinden sig først langsomt, derpaa hurtigere mod Øst. Naar Stedet indtager Stillingen v_4, er Vinden ESE, i Stillingen v er den ENE, i Stillingen ${}_4v$ NNE, i Stillingen ${}_3v$ N, og endelig er Vinden Nord til Vest, naar Hvirvelen forlader Stedet, i Stillingen ${}_1v$. Vinden har altsaa dreiet sig fra Sydost gjennem Ost og Nordost til Nord, det vil sige: mod Solen. Et Sted, som Hvirvelen passerer nærmere sin venstre Rand, og som efterhaanden indtager Stillingerne v^1, v^2 og v^3, vil have Vindretningerne ESE, ENE og NE, en Dreining mod Solen, men af mindre Omfang end i det foregaaende Tilfælde.

Et Sted, som passeres af Hvirvelens høire Side, og som træder ind i Hvirvelen ved h_1, faar først Vinden fra SSE eller Syd. Den dreier sig først langsomt, senere hurtigere, og naar Stedet indtager Stillingen h_3, er Vinden Syd. I Stillingen h_4 er Vinden SSW, i Stillingen h er den WSW, i Stillingen ${}_4h$ er den WNW, i Stillingen ${}_3h$ er den lidt nordligere og endelig i Stillingen ${}_1h$, naar Stedet træder ud af Hvirvelen, er Vinden Nordvest. Vinden har altsaa dreiet sig fra Syd gjennem Sydvest og Vest til Nordvest, det er med Solen. Et Sted, der passeres af Hvirvelens høire Rand og træder ind i Hvirvelen ved h^1, faar Vinden først fra SSW, senere, i Stillingen h^2, fra WSW og til Slutning, i Stillingen h^3, fra Vest, altsaa en mindre Vinddreining med Solen.

Regelen er altsaa den, at naar den venstre Side af en Hvirvel passerer over et Sted, dreier Vinden sig mod Solen og, naar den høire Side passerer over et Sted, dreier Vinden sig med Solen. Dreiningen er desto sterkere, jo nærmere Hvirvelcentret passerer Stedet. Gaar Centret selv over Stedet, springer Vinden fra en Kant til den modsatte. Regelen gjælder i sin fulde Udstrækning

kun for et Tilfælde som det i Fig. 83 fremstillede, hvor Isobarerne er regelmæssige og Centret beskriver en ret Linie. Det sees let af Figuren, at Regelen bliver den samme, i hvilken Retning end Centret bevæger sig. Gaar f. Ex. Centret mod Vest, vil den nordlige Side være den høire Side og Vinden her dreie sig fra Nord eller NE gjennem ENE til Ost eller SE, altsaa med Solen, og paa den venstre eller sydlige Side vil Vinden dreie sig fra NW eller Vest gjennem WSW til SW eller Syd, altsaa mod Solen. Gaar Hvirvelen nordover, vil den høire eller østlige Side have Vinddreiningen E—SE—SSE—S—SW, altsaa med Solen, og den venstre eller vestlige Side vil have Vinddreiningen NE—N—NNW—NW—W, altsaa mod Solen.

392. Paa den sydlige Halvkugle vil Vinddreiningen være den samme som paa den nordlige, paa venstre Side af Hvirvelen fra Høire mod Venstre, paa høire Side af Hvirvelen fra Venstre mod Høire. Man betragte Fig. 83 i gjennemskinnende Lys.

393. Af Fig. 83 kan vi ogsaa finde, hvorledes Lufttrykket forandrer sig, naar en Hvirvel gaar over et Sted. Vi tænker os, at Cirklerne forestiller Isobarer for 760, 750, 740 og 730 Millimeters Lufttryk og at Lufttrykket i Centrum er 720 mm., samt at den samme Fordeling af Lufttrykket holder sig uforandret under hele Hvirvelens Gang over Stedet. Betragter vi først det Sted, som passeres af selve Hvirvelcentret, saa ser vi, at Lufttrykket er 760 mm., idet Hvirvelens forangaaende Rand kommer til Stedet i Stillingen c_1. Naar Stedet har Stillingen c_2, er Lufttrykket sunket til 750 mm., til Stillingen c_3 svarer 740 mm., til Stillingen c_4 svarer 730 mm, og idet Centret passerer, er Lufttrykket 720 mm. Lufttrykket er altsaa stadig sunket. Efter Centrets Overgang begynder Lufttrykket at stige. I ${}_4c$ er det 730 mm., i ${}_3c$ er det 740 mm., i ${}_2c$ er det 750 mm. og i ${}_1c$ er det 760 mm. En Barograf vilde i et saadant Tilfælde skrive en Linie, der fra 760 mm. sank til 720 mm. og derpaa løftede sig til 760 mm. Betragter vi Steder, som ligger paa den ene Side eller den anden Side af Centrets Bane, f. Ex. dem, hvis Steder i Hvirvelen er betegnede med v_1, v_2, v_3 o. s. v. eller h_1, h_2,

h_3 o. s. v., saa ser vi, at paa begge Sider synker Lufttrykket fra 760 mm. til 750, 740 og 730 mm. Det er lavest, 730 mm., i det Øieblik, da Centret er nærmest Stedet. Derpaa gaar Lufttrykket igjen opover, til 740, 750 og 760 mm. De Steder, som overskrides af Hvirvelens venstre eller høire Rand, faar en endnu ringere Ændring af Lufttrykket. F. Ex. Stillingerne v^1, v^2 og v^3, eller h^1, h^2 og h^3 har et Lufttryk af 760 mm. ved Begyndelsen og Slutningen og 755 mm., idet Centret er nærmest.

394. Trækker man en Linie (i Figur 83 N—S) tvers igjennem Hvirvelcentret lodret paa Centrets Bane, saa deles derved Hvirvelen i to Halvdele, en Forside og en Bagside Regelen bliver altsaa, at paa Hvirvelens Forside falder Barometret og paa Hvirvelens Bagside stiger det. Det holder op at falde og begynder at stige i det Øieblik, da Hvirvelcentret er nærmest Stedet, eller Skillelinien mellem Forsiden og Bagsiden passerer Stedet. Barometret naar sin allerlaveste Stand i selve Hvirvelcentret, og den laveste Stand paa et Sted er forøvrigt desto lavere, jo nærmere Hvirvelcentret passerer det. Jo længere fra et Sted Centret passerer, desto mindre er Forandringen i Lufttrykket.

395. I vort Exempel var forudsat, at Lufttrykkets Fordeling inden Hvirvelen holdt sig uforandret under hele dens Overgang over et Sted. Dette er et rent Undtagelsestilfælde. I Regelen er Lufttryksystemets Bygning, Isobarernes Form og Størrelse og Lufttrykket i Centrum i uafladelig Skiftning. Dersom Lufttrykket i Centrum formindskes, vil et Sted i det Øieblik, da det er Hvirvelcentret nærmest, have faldende Barometer, og dettes Stigning begynder først en Tid efterat Centret var nærmest. Skillelinien mellem faldende og stigende Lufttryk ligger bagenfor Centret; thi Centret ligger i det Strøg, som har faldende Barometer. Dersom Lufttrykket i Centret er i Stigende, vil et Sted allerede have stigende Barometer i det Øieblik, da Hvirvelcentret er det nærmest, og Barometret holder op at falde en Tid, førend Stedet er Centret nærmest. Skillelinien mellem faldende og stigende Barometer ligger foran Centret, der ligger i det Strøg, som har stigende Lufttryk.

396. Idet en Hvirvel gaar henover et Sted, skifter saaledes paa de fleste Steder Vindens Retning. Og med Vindens Retning skifter Veirets Art, eftersom Vindene medbringer det ene eller det andet Slags Veir, i Overensstemmelse med Vindroserne. Der kan saaledes opstaa mange Slags Vexlinger i Veiret. Vi skal se lidt nærmere paa disse, saaledes som de viser sig paa den nordlige Halvkugle. Vindens Retning paa et Sted beror paa Gradientens eller Isobarernes Retning sammesteds og skifter med Hvirvelens Bevægelse. Veirets Vexel beror saaledes paa den Retning, som Hvirvelcentret tager.

Paa Hvirvelens Østside er Vindene sydlige, paa dens Vestside nordlige. De sydlige Vinde er i Regelen varmere end de nordlige. Gaar Hvirvelcentret mod Øst, har vi de sydlige, varmeste Vinde paa Hvirvelens Forside, de nordlige, koldere paa dens Bagside. Paa Forsiden stiger Temperaturen, paa Bagsiden falder den. Forsidens sydlige Vinde indeholder mest Vanddamp, Bagsidens koldere Vinde er tørrere. I Hvirvelens cykloniske System er der en opstigende Luftstrøm. I denne dannes Skyer og Nedbør, og disse dannes lettest og kraftigst paa Forsiden med de varmeste og fugtigste Vinde. Bagsidens tørrere Vinde blæser ind mod Hvirvelens Luftfortynding og fylder denne. Her stiger Lufttrykket. Disse Vinde faar saaledes mere af udfyldende Virkning som horizontale Luftstrømme og mindre Drift til at stige tilveirs. De giver koldere og tørrere Veir. Skylaget, som dannes af de opstigende Luftstrømme, ligger saaledes hovedsagelig over Hvirvelens Forside. Paa Bagsiden tyndes efterhaanden Skylaget, og Veiret klarner op, dog i Regelen ikke med en Gang, men gjennem paa hinanden følgende, mindre og mindre sterke Regn- eller Snebyger. Da Hvirvelcentrerne i de fleste Tilfælder gaar fra Vest mod Øst, er den her beskrevne Vexel af Veiret under en Hvirvels Overgang den hyppigst forekommende. Men den er langtfra meget overveiende hyppig, og der er mange tilsyneladende Undtagelser. Vi skal nævne nogle.

397. Naar der en Morgen staar et Hvirvelcentrum over Nordsjøen, navnlig den sydlige Del af samme, og dette gaar østover over Danmark, faar vi i Kristiania og paa Østlandet syd-

ostlige, østlige, nordostlige til nordlige Vinde. Disse Vindretninger og denne Vinddreining skulde man tro vilde bringe opklarende Veir paa Østlandet, men Erfaring viser, at vi tvertimod faar overskyet Veir med Nedbør. I Kristiania er Sydost den Vind, som har lettest for at bringe Nedbør, og Nordost er den Vind, som hyppigst bringer Nedbør. Et Lufttryksminimum over Nordsjøen er det sikreste Veirtegn paa Nedbør i Kristiania i det følgende Døgn. Dette Merke slaar meget sjelden feil. Det fandtes allerede i 1867, Aaret efter det meteorologiske Instituts Oprettelse.

398. Udenfor Finmarkens Kyst gaar mange Hvirvelcentrer fra Vest mod Øst. Søndenvindene paa deres Forside er Landvinde og som saadanne tørre. De giver ikke Anledning til synderlig Nedbør. Men Nordvestvindene paa Hvirvlernes Bagside kommer fra Havet, og det er dem, som mest giver Nedbør paa Kysten.

399. I Syd-Tyskland, paa Nordsiden af Alperne, er det ikke Søndenvindene, der giver mest Nedbør, men denne kommer mest med Nordvestvinde. Disse støder mod den store Fjeldryg.

400. Gaar Hvirvelcentret mod Nord, bliver Forsidens Vinde østlige og Bagsidens vestlige. Det kommer da an paa, om disse kommer fra Land eller fra Sjøen, og om de i sidste Tilfælde træffer Fjelde, om de skal blive tørre eller vaade Vinde.

Gaar Hvirvelcentret mod Syd, faar Forsiden vestlige og Bagsiden østlige Vinde. Kommer de første fra Havet, som i Vesteuropa, kan de blive nedbørbringende. Europas østlige Vinde, i dette Tilfælde Bagsidens, pleier at være tørrere.

Det er sjelden, at et Hvirvelcentrum paa høiere Bredder gaar mod Vest. I dette Tilfælde har Forsiden Nordenvind og Bagsiden Søndenvind, og der er større Sandsynlighed for Varme og Nedbør paa Bagsiden end paa Forsiden.

401. Den største Sandsynlighed for Nedbør er, naar Hvirvelcentret og dets nærmeste Omkreds gaar over et Sted. I og omkring Centret er de opstigende Luftstrømme ubetinget forholdsvis sterkest.

402. Naar man udregner Vindroserne, ser man, at der med en og samme Vindretning paa et Sted kan være forskjellig Slags Temperatur, Fugtighed og Nedbørsandsynlighed. Dette finder sin

Forklaring for en Del deri, at der er Forskjel paa anticykloniske og cykloniske Vinde, men det viser ogsaa, hvad det daglige Studium af Veirkarterne bekræfter, at der er mange Tilstande og Virksomheder i Atmosfæren, om hvis Væsen vi endnu savner Kundskab.

403. Idet et Lufttryksminimum med sin Hvirvel flytter sig henover Jorden, vil efterhaanden forskjellige Dele af Jordoverfladen komme ind under dens Indflydelse. Alle Vinde, som blæser omkring Hvirvelcentret i det cykloniske System, opstaar efterhaanden, som dette skrider fremad. Deres Retning og Hastighed er betinget af Gradientens Retning og Størrelse paa Stedet, af den geografiske Bredde og af Friktionens Størrelse. Det er ikke nogen Hvirvel i en almindelig Strøm, der gaar i samme Retning og med samme Hastighed henover Jorden saaledes som Vandhvirvler i en Elvestrøm. Thi da maatte Vindene paa Forsiden pege mere udad fra Centret og paa Bagsiden mere indad mod dette, end de efter Iagttagelserne i Virkeligheden gjør. Gaar en Hvirvel østover, flytter de østlige Vinde paa dens Nordside stadig østover og blæser saaledes i modsat Retning af den, hvori deres Virkekreds flytter sig. De blæser tidligere paa vestligere beliggende Steder end paa Steder, der ligger længere Øst, og flytter sig altsaa saaatsige mod sin egen Retning. De sydlige Vinde paa Hvirvelens Østside forplanter sig østover og gaar saaledes paa Siden, idet de blæser tidligere paa vestligere beliggende Steder end paa østligere. Det samme er Tilfældet med de nordlige Vinde paa Hvirvelens Vestside: de blæser tidligere i Skotland end i Norge. Kun de vestlige Vinde paa Hvirvelens Sydside blæser i samme Retning, som deres Virkekreds flytter sig; de opstaar tidligere i Vesten og naar senere hen til Østen.

Veirets almindelige Vexel i et saadant Tilfælde er saaledes følgende. Først Vinde fra Sydkanten med stigende Temperatur og Fugtighed og voxende Skydække. Saa overskyet Veir med mere eller mindre Nedbør, alt under faldende Barometer. Saasnart Hvirvelcentret er gaaet forbi, er Vinden kommet rundt til at blæse fra Nordkanten, Barometret stiger, Nedbøren bliver lettere og ender med Byger, Temperaturen falder, Luften bliver

tørrere, det klarner op. Ved Centrets Forbigang v e n d e r saaledes de meteorologiske Instrumenter, Barometer, Termometer, Fugtighedsmaaler. Barografen viser en Top nedad, Termografen og Hygrografen en Top opad, og Solskinsmaaleren kan tilslut vise, at Skyerne er spredt.

404. **Det cykloniske Systems Form og Omraade** er bestemt ved de i sig selv tilbageløbende eller sluttede Isobarer, som begrændser det og ligger inden i det. Sjelden er Isobarerne regelmæssige, i Regelen er de Linier med flere Ud- og Indbøininger, saaledes som man kan se paa Veirkarterne. Jo tættere de Stationer ligger, hvis Iagttagelser man benytter til at tegne et Isobarkart, desto mere kroget finder man Isobarerne, og jo flere Barogramer man kan anvende for at tegne Isobarkarter for Tidspunkter, der ligger hinanden nær, desto mere træder Isobarernes Formforandring frem som en uafladelig bølgende Bevægelse i det hele Lufttrykssystem. Idetstoretaget er Isobarerne ikke runde, men aflange eller ovale, og den største Diameter i en saadan Oval kan ligge i alle mulige Retninger. Undertiden ser man ligesom Udvæxter paa Isobarerne og indenfor disse særegne Lufttryksminima med sluttede Isobarer. Man kalder saadanne s e k u n d æ r e M i n i m a eller Satelliter (Drabanter — Sammenligning med en Planet og dens Maaner). Disse kan have meget sterke Gradienter, og mange Storme paa vore Bredder skyldes saadanne. Fig. 84 viser et sekundært Minimum paa Vestkysten af Slesvig-Holsten den 9. Oktober 1901 Kl. 8 a. m. En anden Form for Isobarer er de V-formede, hvorom senere.

405. Et cyklonisk Systems Omraade, begrændset af den yderste sluttede Isobar, kan være meget forskjelligt. I de tropiske Orkaner er Diametrene i en saadan Isobar mindre, i de tempererede og kolde Zoner kan den være stor, som fra Nordkap til Gibraltar, fra Grønland til Norge; under Hvirvelens Forplantelse henover Jorden kan Omraadet snart udvide sig, snart indsnevre sig.

406. **Lufttrykkets Størrelse** ved Havets Overflade i de cykloniske Systemers Centrer kan være meget forskjelligt. Ved Island er det gjennemsnitlig omkring 740 mm., i Centraleuropa 753 mm. Det er lavere om Vinteren end om Sommeren. I Rus-

land naar de dybe Lufttryksminima i den varme Aarstid ned til 738 mm, i Oktober 732 mm. og i November til Marts 727 mm. De laveste observerede Lufttryksminima (ved Havfladen) er 689 mm. i Orissa i Ostindien d. 22. Sept. 1885, 692 mm. i Reykjavik d. 4. Febr. 1824, 694 mm. i Skotland d. 26. Jan. 1884.

407. Hvirvelcentrernes Baner. De tropiske Hvirvelcentrers Baner er nogenlunde regelmæssige. Vi skal studere dem

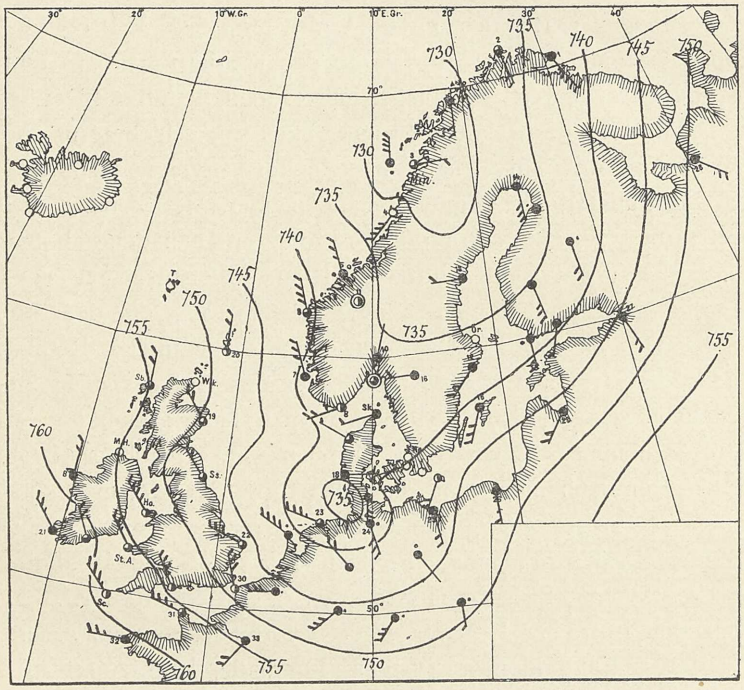


Fig. 84.

nærmere i Kapitlet om Stormene. De gaar først vestover og noget mod Polerne, bøier derpaa mere og mere ret mod Polerne og svinger saa østover og mod Polerne. De beskriver en Bue, der er hvælvet mod Vest og hul mod Øst, og de fjerner sig stadig fra Ækvator.

408. I de tempererede og kolde Zoner viser Karter over Hvirvelcentrernes Baner et broget Billede. De er meget sjelden

regelmæssige, i Regelen er de bugtede, snart til den ene, snart til den anden Side. De viser undertiden Stoppepunkter eller Spidser med modsatte Bevægelsesretninger. Man har fundet, at Hvirvelcentrerne gjennemsnitlig gaar fra Vest mod Øst. I mange Tilfælder gaar de mod Nordost eller mod Sydost. De kan ogsaa gaa mod Nord, og de kan gaa mod Syd. Kun mod Vest gaar de sjelden. Et og samme Hvirvelcentrum gaar i Regelen i de forskjellige Dele af sin Bane snart i den ene Retning og snart i den anden, samtidig med at Lufttrykket i Centret snart gaar ned og snart op. I nogle Tilfælder kan man forfølge et Hvirvelcentrum over lange Strækninger, som fra Atlanterhavet til langt ind i Asien eller i Polhavet, over hele Atlanterhavet fra Amerika til Europa, over hele Nordamerika fra Stillehavet til Atlanterhavet og videre. I mange Tilfælder udfyldes et Lufttryksminimum, og der dannes andre nye, som midt i Atlanterhavet. Dannelsen af nye Minima faar vi ikke ret Øie paa i Veirkarterne, derimod faar man i Regelen et Indtryk af, at nye Minima kommer fra Vesten. Jo længere nordpaa, desto flere Lufttryksminima synes der at være, ialfald indtil en vis Grændse. De lave Lufttryk, som vi ser paa Januarkartet Fig. 47 ved Island og i Nordhavet er et statistisk Resultat af de mange og dybe Hvirvelcentra, som vandrer over disse Strøg i den kolde Tid af Aaret. Nogen Regel for Dannelsen i det enkelte Tilfælde af Lufttryksminima og deres Baner kjender vi endnu ikke, ligesaalidt som for Maxima. Dette er det store og gaadefulde Punkt og en endnu uløst Opgave i Meteorologien. Et Begreb om det tilsyneladende regelløse i disse Fænomener faar man ved at gjennemgaa en hvilkensomhelst Række af daglige Veirkarter. Her hidsættes (Fig. 85) nogle Exempler hentede fra de daglige synoptiske Veirkarter, som udgives aarlig af Deutsche Seewarte og det danske meteorologiske Institut med Bidrag fra alle Lande i Europa og fra Nordamerika. Man ser Isobarerne, Lufttrykket i Centrum og dettes Bane.

De 4 første Figurer er Veirkarter for den 10., 11., 12. og 13. November 1895, Morgen. I den første Figur ligger et Hvirvelcentrum med Lufttryk under 735 mm. i Sydvest for Island den 10. November. I den anden Figur, 11. November, ligger Centret

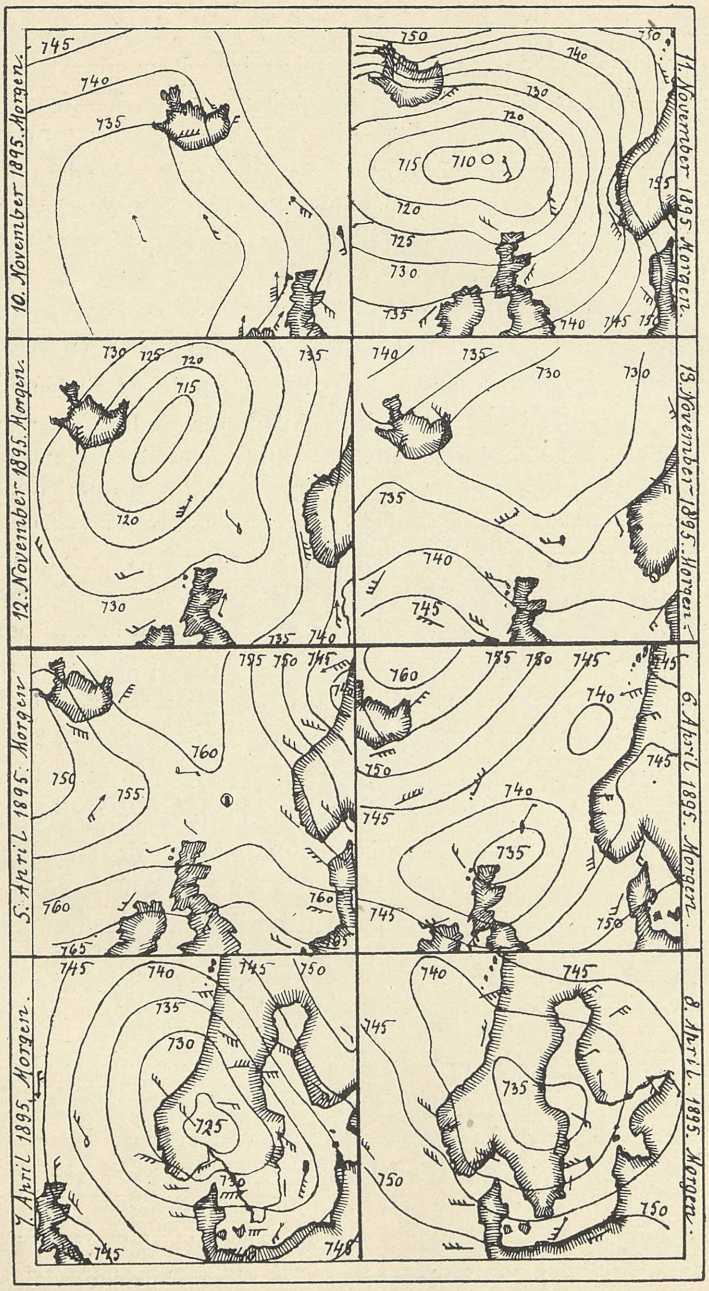

10. November 1895. Morgen.
11. November 1895. Morgen.
12. November 1895. Morgen.
13. November 1895. Morgen.
5. April 1895. Morgens.
6. April 1895. Morgen.
7. April 1895. Morgens.
8. April 1895. Morgen.

Fig. 85.

tæt i Vest for Færøerne. Det er det samme Kart som Fig. 71 og 79. Lufttrykket i Centrum er kun 710 mm. Den 12. November (tredie Figur) ligger Centret i Øst for Island, og det har et Lufttryk af mellem 710 og 715 mm. Den 13. November ligger Centret længere Øst, mellem Island og Norge, og Lufttrykket i Centrum er steget til over 725 mm.

De 4 sidste Figurer er Veirkarter for den 5. til 8. April 1895. Kartet for den 7. April har vi i større Maalestok i Fig. 69 og 81. Den 5. April om Morgenen er der høit Lufttryk, over 760 mm., østenfor Island og nede i Europa, og lave Lufttryk i Sydvest for Island, under 750 mm., og i Nordland, under 740 mm. Den 6. April er der et Centrum med lavt Lufttryk, under 735 mm., mellem Skotland og Shetland, og et andet vestenfor Helgeland, under 740 mm. Den 7. April ligger det laveste Lufttryk over det Indre af det sydlige Norge og gaar ned under 725 mm. Den 8. April ligger det laveste Lufttryk over Sverige og er under 735 mm.

De paa Karterne afsatte Vindpile viser Vindloven.

409. Den Hastighed, med hvilken Lufttryksminima forplanter sig henover Jorden, er meget forskjellig. Undertiden staar de ganske stille eller flytter sig meget lidet. 40 Kilometer i Timen (11 Meter i Sekundet) er en hyppig forekommende Hastighed om Vinteren i vore Egne. Hastigheder paa 90 Kilometer i Timen (25 Meter pr. Sekund, altsaa saa stor som Vindhastigheden i en Storm) er flere Gange fundet. Som Gjennemsnitshastighed har man fundet i Nordamerika 12.8 Meter pr. Sekund, paa Nord-Atlanterhavet 8.1 m. p. S. og i Europa 7.5 m. p. S. I Europa er Gjennemsnitshastigheden størst, 9—10 m. p. S., mellem Island og Norge, mindst, 6 m. p. S., i Finland. Baade i Europa og i Amerika er den større i Vintermaanederne end i Sommermaanederne. Et og samme Hvirvelcentrum har i Regelen forskjellig Hastighed i de forskjellige Dele af sin Bane, som man kan se af Veirkarterne Fig. 85.

Over det nordlige Atlanterhav vandrer jevnlig Lufttryksminima fra Vest mod Øst. Dampskibene, der gaar fra den Britiske Kanal til New-York, har meget flere og raskere Foran-

dringer i Lufttrykket paa denne Vei, end naar de vender tilbage fra New-York til Kanalen. At Barometret paa Reisen vestover gaar hyppigt op og ned, ned med sydlige og op med nordlige Vinde, betyder, at Skibet passerer gjennem forskjellige Hvirvler, som kommer efter hverandre fra Vest mod Øst, og det i saameget kortere Tid end paa et fast Punkt, da Skibet gaar i modsat Retning af den, som Hvirvelcentrerne tager. Paa Veien østover gaar Skibet samme Vei, som Hvirvlerne flytter sig, og vil da have et meget mindre foranderligt Lufttryk, da det i længere Tid kommer til at befinde sig indenfor den samme Hvirvels Omraade. Saasnart Hvirvelen flytter sig østover hurtigere end Skibet, vil dette passeres af Hvirvelens Forside og Bagside paa sædvanlig Maade, kun langsommere end et fast beliggende Sted. Men dersom Skibet, hvad der jevnlig finder Sted, gaar hurtigere østover end Hvirvelcentrerne, saa vil man ombord faa faldende Barometer med nordlige Vinde, idet man gaar fra Hvirvelens vestlige Rand ind mod dens Midtparti, og stigende Barometer med sydlige Vinde, idet man gaar fra Hvirvelens Midtparti henimod dens østlige Rand. Kommer Skibet derpaa ind i Bagsiden af en forangaaende Hvirvel, faar det atter faldende Barometer med nordlige Vinde. Disse Forhold giver en særdeles god Oplysning baade om Hvirvelcentrernes Hastighed i Atlanterhavet og om den Indflydelse, det har paa de meteorologiske Elementers Forandring i Tiden, naar Iagttageren forandrer sit Sted paa Jordoverfladen.

410. I Nordamerika er der ofte stor Forskjel paa Luftens Temperatur paa Hvirvlernes Forside og deres Bagside. Forsidens Vinde kommer fra tropiske Strøg eller fra Atlanterhavet (Golfstrømmen), Bagsidens fra de arktiske, isfyldte Egne. Bagsidens kolde Vinde trænger sig ofte som en Kile langs Jordens Overflade ind under varmere Luftlag, der ved saaledes at løftes tilveirs kan afgive Nedbør. Den kolde Luftstrøm fra Nord fører Navnet «*The cold wave*», den kolde Bølge. Der kan være et Fald af over 30° i Luftens Temperatur, naar en varm Søndenvind afløses af den kolde Bølge.

411. **Doves Dreiningslov.** Med et cyklonisk Systems Overgang over et Sted følger en Dreining af Vindens Retning,

der gaar med Solen paa Hvirvelens høire Side og mod Solen paa dens venstre Side (391). Af mangfoldige Observationer fra mange Steder i den nordlige tempererede Zone fandt den berømte Berlinerfysiker og Meteorolog D o v e, at Vindens Dreining i de fleste Tilfælder sker m e d Solen. Heraf kan vi nu slutte, at de fleste Lufttryksminima i de nævnte Strøg gaar østover og nordenfor Iagttagelsesstederne. Af de Iagttagelser, man har fra Spidsbergen, fra Grønlandshavet, fra Grønland og fra det arktiske Nordamerika fremgaar, at Vindens Dreining her foregaar i de fleste Tilfælder m o d Solen. Deraf slutter vi, at de fleste Hvirvelcentra gaar søndenfor disse Egne. Det Strøg af den nordlige Halvkugle, hvor saaledes Minima af Lufttryk hyppigst forekommer og vandrer, bliver Hudsonbugt, Labrador, New-Foundland, Davisstrædet, Island og det Norske Hav. Dette kommer igjen i Isobarkartet for Januar Fig. 47 i de af Statistiken fundne lave Lufttryk i disse Egne.

De b a r i s k e V i n d r o s e r (374) peger paa det samme. Naar Lufttrykket er lavest med sydvestlige Vinde, betegner dette, at man har det laveste Lufttryk med en Gradient mod Nord, eller at Hvirvelcentret er i den største Nærhed, naar det passerer nordenfor Stedet. Nordostlige Vinde med det høieste Lufttryk betegner disse som anticykloniske.

Vindroserne for Lufttrykkets Forandring (375) siger det samme som vi ovenfor har lært om de cykloniske Systemers hyppigste Vandring mod Øst.

412. I det Strøg af Havet, hvor Vendecirklernes høie Lufttryk ligger, er Luften forholdsvis i Ro, navnlig paa Ækvatorsiden, hvor Passaterne begynder. Imidlertid hænder det imellem, at disse Egne gjennemkrydses af Lufttryksminima, der bringer Forstyrrelse i den rene Passat. Saadant er Tilfælde f. Ex. ved Madeira, og de Hvirvelcentra, som optræder her, har jevnlig høist uregelmæssige Baner. I den nordlige Del af Ostindien har man om Vinteren svagere Lufttryksminima, der bevæger sig søndenfor Himalaya fra Vest mod Øst og ledsages af Regnveir.

413. Paa den sydlige Halvkugle vandrer Lufttryksminima paa lignende Maade, som paa den nordlige. I de brave Vesten-

vindes Strøg er der næsten ikke Østenvinde, hvad der tyder paa, at Hvirvelcentrerne ligger i Regelen nærmere Sydpolen end det Strøg, som Skibsfarten benytter. I Syd-Victoria-Land blæser der ofte sterke Storme, især fra Østkanten (Borchgrevink), og dette tyder paa, at disse tilhører Sydranden af cykloniske Systemer, hvis Centrum passerer lidt nordenfor dette Land eller paa Sydranden af de brave Vestenvindes Belte.

414. Lokale Vinde. Vi har tidligere i Kapitel 7 omtalt Sjø- og Landbrisen og Berg- og Dalvinden. Vi har seet, at disse blæser langs Jordoverfladen fra Steder med høiere Lufttryk mod Steder med lavere Lufttryk eller i samme Retning som Ligetryksfladerne i Atmosfæren skraaner nedad (340). Vi skal nu omtale nogle andre Slags Vinde, der gjør sig gjældende paa en saadan Maade, at de har faaet særegne Navne.

415. Føhn. Et Lufttryksminimum paa Siden af en Fjeldkjæde drager Luften til sig og den tvinges til at stige tilveirs paa Luvsiden og synker ned paa Læsiden af Fjeldet. Alperne f. Ex., der gaar i østvestlig Retning, tvinger en sydlig Vind, fremkaldt af et Lufttryksminimum nordenfor denne Fjeldkjæde, til at stige tilveirs paa Sydsiden og passere Passerne og Kammene, hvorpaa Luften paa Nordsiden strømmer nedover Fjeldsiderne og Dalene til de lavere Egne nordenfor. Under Opstigningen paa Sydsiden vil Luften afkjøles dynamisk (287), og dersom den indeholder mange Vanddampe, vil en stor Del af disse fortættes til Skyer og Nedbør. Det regner eller sner helt til Tops og over Fjeldkjædens Kam strækker sig Skyen et Stykke henover Læsiden mod Nord. Naar Nedbøren er faldt til Jorden, er den traadt ud af Atmosfæren. Luften over Fjeldkammen indeholder meget mindre Vanddamp end den oprindelig gjorde. Under Opstigningen afkjøles Luften omkring en halv Grad for hver 100 Meter, den stiger tilveirs. Naar nu Luften paa Læsiden (Nordsiden) styrter ned over Fjeldet og ned i Dalene, optager den ikke nye Vanddampe. Den opvarmer sig og det omkring en hel Grad for hver 100 Meter, den stiger ned. Den faar saaledes større og større Evne til at holde Vanddampe opløst, den bliver varmere og tørrere og naar Dalbunden som en meget varm og

tør Luft. En saadan varm og tør Faldvind har man først studeret i Schweiz. Den kaldes her Føhn (latinsk Favonius). Et Exempel viser, hvad der foregaar. Vi sætter Fjeldkjædens Høide til 2 500 Meter og tænker os, at Luftstrømmen paa Læsiden naar ned til samme Høide over Havet, som den havde ved Opstigningen. Vi kan da have:

	Paa Fjeldets Sydside.	Toppen 2 500 m.	Fjeldets Nordside.
Lufttryk	760 mm.	564.3 mm.	755.2 mm.
Temperatur . . .	20.°0	5.°9	30.°5
Damptryk . . .	15.0 mm.	7 mm.	9.4 mm.
Relativ Fugtighed	86 %	100 %	29 %

Vinden fra Italien med 20° Varme og 86 Procent Fugtighed er saaledes i Schweiz bleven en Vind med over 30° Varme og kun 29 % Fugtighed. Temperaturen er steget 10° og den relative Fugtighed aftaget 57 %.

Da en Luftstrøm mættet med Vanddamp afkjøler sig omkring 1/2 Grad for hver 100 Meter, den stiger, og en nedstigende Luftstrøm opvarmer sig omkring en hel Grad for hver 100 Meter, faar vi, at Temperaturen i en Føhnvind paa Læsiden bliver, i samme Niveau, omkring ligesaa mange halve Grader høiere end paa Luvsiden, som det Antal Hektometer, den har været nødt at stige tilveirs. I vort Exempel 25 Hektometer × 1/2 Grad = 12°.5. Den nøiagtigere Regning gav 10°.5.

Saaledes er Føhn i sin fulde Udvikling. Den falder gjerne i sterke Stød ned i Dalen, medens man ser Skyen hænge over Fjeldkammen. Den tørker Høi, som om det var solbrændt, og bringer Trækjørler til at gisne. Paa Alpernes Sydside har man ogsaa, men sjeldnere, Nord-Føhn, der er mindre sterk end Syd-Føhn. Lufttryksminimet ligger da Syd for Alperne. Under Syd-Føhn danner sig undertiden et sekundært Lufttryksminimum nordenfor Alperne i Schweiz.

Føhn begynder i Schweiz dermed, at Luften strømmer op over Dalen, hvor der er en Luftfortynding, fremkaldt ved Vinden i Høiden, der suger Luft ud af Dalen. Derpaa strømmer

Luften fra de høiere Luftlag ned for at fylde Fortyndingen. Denne nedstigende Luft bliver varm og tør. Senere kommer den store Luftstrøm over Fjeldkammen ned i Dalen.

416. Føhnvinde findes mange andre Steder end i Schweiz. De forekommer overalt hvor Luften stiger ned fra høiere Fjelde under Virkningen af et Lufttryksminimum.

I Norge har vi ikke saa ganske sjelden udpræget Føhnvind, naar det blæser Vinde, som kommer fra Sjøen paa den ene Side og gaar over Fjeldryggen ned i Dalene, Fjordene og til Kysten paa den anden Side. Paa Luvsiden giver de mildt Veir med Nedbør, paa Læsiden varm og tør Føhnvind. Mest udpræget er Føhnvind paa Vestkysten med Østenvind eller Syd ost. Det regner (eller sner) da paa Østlandet, men Veiret er paa Vestlandet klart med tør Luft og høi Temperatur for Aarstiden. Paa Karterne Fig. 79 og 80 har vi et Exempel herpaa. Den 11. November 1895 blæste der om Morgenen sterke sydostlige og sydlige Vinde over Norge. I det sydlige Norge var Himmelen ganske overskyet. Der var faldt Regn og Sne om Natten i Kristiania. Det regnede om Morgenen paa Færder, i Mandal, i Skudenes og i Florø, og der faldt Sne paa Dombaas. Luftens Temperatur var over 3° høiere end Normaltemperaturen for denne Tid paa Østlandet, 5° for høi i Skudenes, 7.°8 for høi i Bergen (11.°3 mod normalt 3.°5), 6° for høi i Florø, 5.°5 for høi i Kristiansund, 2.°7 for høi i Brønnø, men kun 1.°3 for høi i Bodø i Forhold til Normalen. Den relative Fugtighed er over 90 % paa Østlandet, 89 % i Mandal, 79 % i Skudenes, men kun 48 % i Bergen, 56 % i Florø, 53 % i Kristiansund, 57 % i Brønnø og 64 % i Bodø. Vi har saaledes udpræget Føhn paa Vestkysten fra Bergen til Bodø. — Paa Østlandet har vi undertiden Føhn med nordvestlig Vind, og Temperaturen gaar da op til at blive Maanedens Maximumstemperatur, medens den relative Fugtighed gaar ned under 50 %.

I Finmarken kan man have Føhn med sydlige Vinde.

417. I Grønland er Føhn ikke sjelden, saavel paa Vestkysten som paa Østkysten. Den har sin Aarsag i Lufttryksminima, som vandrer udenfor Kysten, og som suger Luften ud

af Fjordene og Dalene. Der styrter da Luft fra høiere Luftlag ned i disse, og denne bliver forholdsvis varm og tør. Disse Grønlandske Faldvinde kan om Vinteren bringe Temperaturen op fra mange Kuldegrader til Varmegrader, og de falder undertiden med saadan Voldsomhed, at de knækker Fjordisen. De synes at komme fra den høitliggende indre Indlandsis, men dette er ikke Tilfældet, da de først begynder ved Dalbunden. De gaar ikke som en stor Luftstrøm over Indlandsisen, men stiger ned paa Kysten. De er lokale Vinde, som kun tilhører Kystrandens Fjorde og Dale.

418. Andre Steder, hvorfra man kjender Føhn som Faldvind fra Fjelde, er England, Nordamerika paa Østsiden af Klippebjergene (The Chinook Wind), Sydamerika (Anderne, Argentinien), Japan, Ny Zealand og Syd-Victoria Land.

419. Paa vore daglige Veirkarter finder vi undertiden høie Temperaturer og tør Luft paa et Strøg, hvor der hverken er Fjelde eller Lufttryksmaximum. Saadant tyder paa, at der kan opstaa Faldvinde i den frie Atmosfære. Aarsagerne hertil kjender vi ikke.

420. I det sydlige Spanien har man Leveche, en tør og hed Vind, der fører Støv med fra Afrika. — Det sydostlige Frankrig, navnlig Rhonedalens nedre Del, har om Vinteren undertiden en kold og tør, bidende og gjennemtrængende Vind fra Nordvest, der kaldes Mistral. Den opstaar, naar Lufttrykket i Frankrig, navnlig under sterk Varmeudstraaling og afkjølet Jordbund, bliver høiere end over det varmere Middelhav. — Under lignende Omstændigheder opstaar Bora'en i den nordøstlige Del af det Adriatiske Hav. Naar det indre nordenfor høitliggende Karstplateau bliver sterkt afkjølet, samler sig derover kold Luft, og Lufttrykket stiger. Hvis nu paa samme Tid Lufttrykket bliver lavt over Adriaterhavet, styrter den kolde Luft fra det Indre ned over Kysten. Den opvarmer sig vistnok ved Nedstigningen, men er dog fremdeles ved Kysten en kold Vind, der blæser i heftige Stød, som en ægte Faldvind fra NNE til ENE. Triest og Fiume lider ofte af Bora, der kan forvolde stor Skade i Havnene. — Sicilien har en hed Vind, ofte støvførende, der

kommer fra Afrika og fører Navn af Scirocco, et Navn, der forresten er den italienske Betegnelse for Søndenvind. — Ved det Sorte Havs Østkyst finder man ved Novorossisk en Faldvind af samme Slags som Boraen. — Paa Madeira blæser undertiden en Ørkenvind fra Øst. Den kaldes Leste, er overmaade tør og fører rødt Ørkenstøv med sig fra Afrika. — Ørkenvindene fra Sahara kaldes ellers i Nordafrika, Syrien og Arabien Samum. Den fører med sig tunge Sand- og Støvskyer med en Lufttemperatur indtil 50°. — Ægyptens hede Søndenvind kaldes Chamsin, den optræder om Vaaren. — Guldkystens Harmattan er en tør, kjølig Østenvind, fra November til Marts, der fører rødt Støv med sig. — Fra den vestlige Del af Nordafrika, hvor Ørkenen træder ud mod Havet, fører Østenvinden ofte Støv ud over Passatstrøget i Atlanterhavet og dækker Skibene dermed. Dette Strøg kaldes derfor Mørkesjøen (tysk: das Dunkelmeer). — I Sibirien kaldes de sterke Snevinde for Buran'er. — I Nordamerika har man, som ovenfor nævnt, The cold wave. Den kaldes en Blizzard, naar den har Kuldegrader, Snefok og en større Hastighed. — The Norther i Texas er den kolde Bagside af en Hvirvel. — Pampero i Argentinien er en Landvind, der udgjør en Del af en Hvirvel. — I det sydlige Australien optræder om Sommeren hede og tørre Vinde, i hvilke Lufttemperaturen kan gaa op til 44° og den relative Fugtighed ned til 10 Procent. De blæser som nordlige Landvinde fra det Indre udover Kysten, og deres Virkning kan tildels kjendes langt udover Havet.

421. Vi har seet, at der mellem Luftens Bevægelse ved Jordoverfladen og Lufttrykkets Fordeling i en Niveauflade finder en bestemt Forbindelse Sted, der har sit Udtryk i den bariske Vindlov (Kap. 9). Der opstaar da det Spørgsmaal, om Gradientkraften er Aarsag til Bevægelsen, eller om Bevægelsen er Aarsag til Gradientens Tilstedeværelse. Vi kjender Bevægelser af Vædsker, hvor vi ser, at det sidste er Tilfældet. Sætter man f. Eks. ved mekaniske Midler Vand i omdreiende Bevægelse i et rundt Kar, saa ser vi, at Vandets Overflade bliver hul, den er dybest i Midten og høiest ved Randen. Trykket af Vandet paa en horizontal Flade, en Niveauflade, er proportionalt

med Overfladens Høide over denne Flade, og det bliver saaledes størst i Randen, mindst i Midten. Man faar en Fordeling af Vandtrykket paa en Niveauflade, der ganske ligner Lufttrykkets Fordeling i et cyklonisk Vindsystem (Fig. 73). Vandets Overflade og alle Flader i dette, som ligger ligelangt under Overfladen, bliver Ligetryksflader. Aarsagen til Vandfladens hule Form er Vandets Centrifugalkraft. Denne tvinger Vanddelene udad fra Midten og desto sterkere, jo hurtigere de bevæger sig, jo længere fra Midten. Karrets Vægge tvinger Vanddelene til at bevæge sig i Cirkler. Centrifugalkraften virker udad i horizontal Retning paa samme Tid som Tyngden virker nedad. Resultanten af disse to Kræfter peger paa skraa nedad og udad. Vandets Overflade stiller sig lodret paa denne Resultant og kommer saaledes til at helde nedad mod Midten af Karret. I Midten eller Omdreiningsaxen er der ingen Bevægelse, ingen Centrifugalkraft, her staar Vandets Overflade horizontal. Noget lignende har vi i Verdenshavene. De herskende Vinde driver Vandet i Strømninger, der følger Fastlandenes Kyster. Virkningen af Jordens Axedreining til at dreie Vandet til høire paa den nordlige eller til venstre paa den sydlige Halvkugle og Centrifugalkraften sætter sig sammen med Tyngden til en Resultant, og Havets Overflade stiller sig lodret paa denne. Havoverfladen kan blive hul (i Forhold til Niveaufladen) eller hvælvet, alt eftersom der over den findes et Lufttryksminimum med cyklonisk Vindsystem eller et Maximum med anticyklonisk.

422. I Atmosfæren stiller Forholdene sig anderledes. En direkte mekanisk bevægende Kraft for Vinden har vi vanskelig for at tænke os. Atmosfæren deltager med Jorden i dens daglige Bevægelse om Axen og den er i horizontal Retning udbredt rundt hele Jorden uden at være — Landjordens Ujevnheder fraregnede — indesluttet af faste Vægge, mod hvilke Luftens Svingkraft kunde stuve den op og fremkalde høiere Lufttryk. De eneste Vægge skulde da være Afmosfærens Lufttryksmaxima, der paa sine modsatte Sider har Strømme i modsat Retning. Men disse Strømme gaar ikke langs Isobarerne, de gaar ud fra det høie Lufttryk og søger mod de lave, søger at formindske de første og at fylde de sidste. De arbeider ikke paa at skabe

større Gradienter, men paa at tilintetgjøre disse. Saaledes synes Luftens Bevægelser ved Jordoverfladen ikke at kunne sættes som Aarsag til Lufttrykkets Fordeling. Vi ledes til at søge Aarsagen andetsteds, og det ligger nær at søge den i Varmen i Atmosfæren og dennes ulige Fordeling.

423. Hvorledes Fordelingen af Varmen i Atmosfæren fremkalder Lufttryksforskjel i samme Niveauflade, har vi allerede tidligere (139) seet i det Smaa, der hvor vi gjorde os Rede for den Maade, paa hvilken Luften opvarmes i den daglige Periode af Temperaturen ved Konvektion. Vi skal nu tage større Forhold i Øiesyn. Dersom Temperaturen over et vist Omraade af Jordens Overflade er den samme i hvert horizontalt Lag, vil ogsaa Luftens Tæthed være den samme og, da Luftens Tryk beror paa Tyngden og Luftens Tæthed, saa vil Lufttrykket være det samme i samme Niveauflade. Man tænke sig nu, at et enkelt Parti af Luften, f. Ex. ved Opvarmning af Jordoverfladen, faar i alle Høider en høiere Temperatur end dets Omgivelser. Luften i dette Parti vil da faa en høiere Spændkraft og søge at udvide sig. Denne Udvidelse vil ske opad, thi nedenfor stænger Jorden og paa Siderne de ikke opvarmede Luftlag. Ved Udvidelsen vil de forskjellige Luftlag løfte sig. Men saalænge den trykkende Luftsøile bliver den samme, vil Lufttrykket paa Jordoverfladen blive den samme som før. I de høiere Lag er der imidlertid indtraadt en Forandring. Hver af de høiere Niveauflader har tydeligvis faaet mere Luft over sig end før, og Lufttrykket i dem bliver større der, hvor Luften er blevet varmere, end udenfor, hvor Temperaturen er uforandret. Fra den opvarmede Luftsøile udgaar der et Overtryk i hver Niveauflade, der er en Gradient udad, og Luften faar i Høiden en Bevægelse udad mod de koldere Omgivelser. Men naar dette sker, bliver der mindre Luft i den varme Luftsøile, og det Lufttryk, som den giver, bliver mindre. Samtidig faar Omgivelserne mere Luft, og Lufttrykket stiger der. I de nedre Luftlag faar saaledes det varme Parti et Minimum af Lufttryk og en Gradient indad mod samme. Her strømmer Luften ind mod det varme Parti, og faar over dette en opstigende Bevægelse. Den varme Luft over det opvarmede Strøg er nemlig

lettere end den omgivende kolde, og den varme Luftsøile faar derfor Opdrift, paa samme Tid som den opstigende Bevægelse danner den nødvendige Forbindelse mellem den nedre indgaaende og den øvre udgaaende Strømning. Denne igjen fortsætter i det koldere Parti, som en nedstigende Strøm, og saaledes faar vi en sammenhængende sluttet Strømkreds. Resultatet bliver saaledes et Maximum af Lufttryk i Høiden og et Minimum i de lavere Lag over det opvarmede Strøg. Mellem dem er der en Niveauflade, i hvilken Lufttrykket er det samme overalt. Denne danner Grændsen mellem den øvre og den nedre Strømning.

Ligetryksfladerne i et saadant Systems nedre Lag er hule eller skaalformede over det opvarmede Parti og hvælvede eller klokkeformede over det koldere. I de høiere Lag af den opvarmede Luftsøile er, med samme Vægt af den overliggende Del af Luftsøilen, Luftens Spændkraft større, paa Grund af den høiere Temperatur, end udenfor, og den samme Spændkraft eller det samme Lufttryk findes derfor i den varme Del i en større Høide end i den koldere. Ligetryksfladerne er saaledes i de høiere Lag høiest, hvor der er varmest. I det nedre Lag ligger Ligetryksfladerne lavest der, hvor det er varmest og hvor Lufttrykket er mindst, og stiger udover. I de koldere Dele finder det omvendte Sted. Ligetryksfladerne ligger her lavt i de øvre Lag og høit i de nedre Lag i Forhold til den varme Del. Grændsefladen mellem begge Lag er en Ligetryksflade, som falder sammen med en Niveauflade. I Fig. 86 har vi et lodret Snit gjennem Atmosfæren. *OO* er Jordoverfladen, *gg* er den dermed parallele Niveauflade, som danner Grændsefladen og som tillige er en Ligetryksflade. Linierne *hh* og *nn* er de øvre og nedre Ligetryksfladers Gjennemsnit med det lodrette Snit, og Pilene betegner Strømningerne. Den varmeste Del ligger i Midten.

En Afkjøling af et enkelt Parti af Jordoverfladen, vil have den modsatte Virkning af den ovenfor beskrevne. Over det koldere Parti vil Luften trække sig sammen og synke nedad. Der opstaar i Høiden et Minimum af Lufttryk, som fyldes fra Siderne, og i de nedre Lag faar man et Maximum. Fra dette flyder Luften ud til Siderne, stiger opad udenfor og gaar i Høiden ind

mod den kolde Søile for her atter at stige ned. Fig. 86 viser i sine ydre Dele dette Spil.

424. Anvender vi nu disse Betragtninger paa større Dele af Jorden og Atmosfæren, saa finder vi i den hede Zone et Belte rundt Jorden, hvor Luften er opvarmet sterkere end nordenfor og søndenfor (Isothermkarterne Fig. 36, 37, 39), og i det store taget aftagende Temperatur henimod Polerne. Disse Tilstande skulde i de lavere Luftlag føre til et Minimum af Lufttryk over de varmeste Strøg og Maxima af Lufttryk ved Polerne, og i de øvre Luftlag et Maximum over de første Steder og Minima over de sidste, med dertil hørende Luftstrømninger. Iagttagelserne

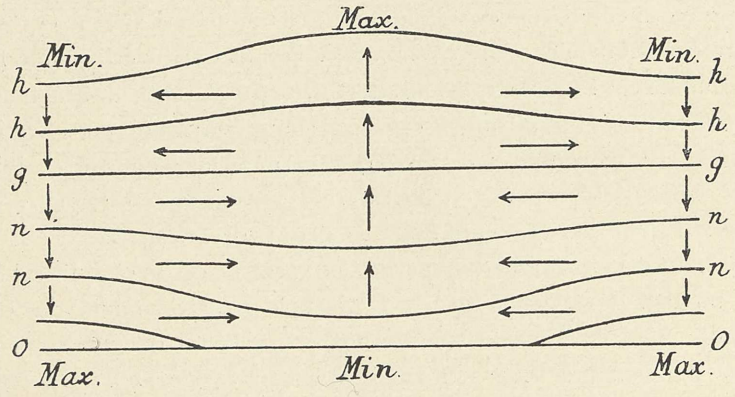


Fig. 86.

(Karterne) viser, at en saadan Fordeling af Lufttrykket virkelig finder Sted i den varme Zone ved Jordoverfladen. Vi har her Ækvators Stillebelte med Minimum af Lufttryk, opstigende Luftstrøm, fugtig Luft, Skydannelse og Nedbør, og vi har Passaterne, der, med Gradient mod Stillebeltet, blæser med stor Regelmæssighed ind mod det laveste Lufttryk, i Baner, der er betingede af Gradienterne, Jordomdreiningen og Friktionen. Om Sommeren har vi i Sydasien det laveste Lufttryk paa høiere Bredder, hvor Varmen er sterkest, og den deraf betingede Sydvest-Monsun (Kart Fig. 39). Lufttrykkets Fordeling i de høiere Luftlag har vi ikke kunnet faa Kundskab om ved Observationer fra talrige

Barometerstationer, saaledes som ved Jordoverfladen. Beregninger udførte efter de i 71 fremsatte Principer og nogle ganske faa Stationers Observationer, som nævnt i 240, giver som Resultat, at der i store Høider gjennemsnitlig er et Lufttryksfald, en Gradient fra Ækvator mod Polerne, at Ligetryksfladerne er høiest ved Ækvator og lavest i Polaregnene. Iagttagelser af Skyerne i den hede Zone viser over det ækvatoriale Stillebelte en Strømning fra Øst mod Vest og over Passaterne Strømninger omtrent modsatte af Vinden ved Jordoverfladen. I den hede Zone kan vi saaledes gjøre os Rede for Lufttrykkets Fordeling og Luftens Bevægelse i det store som en Følge af Temperaturens Fordeling eller Solvarmens Virkning paa Jorden.

425. Den af Varmefordelingen betingede Fordeling af Lufttrykket i de lavere Luftlag faar en Afslutning ved Vendekredsenes høie Lufttryk. Dette synes ikke saa vanskeligt at forklare. De øvre Luftstrømme fra Ækvator mod Polerne (Antipassaterne) følger Jordens kugleformede Overflade. De kommer fra et Strøg af Jorden, der ligger paa en Storcirkel, og overskrider efterhaanden Parallelcirkler med mindre og mindre Omfang, jo mere de nærmer sig Polerne. De faar saaledes mindre og mindre Tversnit at gaa igjennem, faar mindre og mindre Rum og tvinges derved til at søge ud fra den rene horizontale Bevægelse. Den øverste Del af Strømmen synes for en stor Del at fortsætte sin Bevægelse mod Polerne, medens den nedre Del søger nye Baner og maa saaledes sænke sig nedad. En saadan nedstigende Bevægelse finder vistnok Sted over hele Passatstrøget og bidrager til at give Luften ved Havfladen, trods den sterke Fordunstning, den Tørhed, Klarhed og tildels Varme, som er eiendommelig for disse Vinde (313). Ved Vendekredsenes Maxima af Lufttryk er de øvre Luftstrømmes Baner blevne saa indsnevrede, at der fremkommer en bestemt nedadgaaende Bevægelse over brede Strækninger. Her har vi saaledes det Tilfælde, at Bevægelsen, paa Grund af Jordens Kugleform, frembringer et høit Lufttryk og deraf flydende Gradient. Den nedstigende Bevægelse fortsættes paa Ækvatorsiden som Passat. Isobarernes Form og Stilling indenfor Passatstrøgene er selvfølgelig ordnet efter den forskjellige Grad

af Opvarmning, som der er over Land og over Hav, idet det første avler lavere Lufttryk end det sidste. Man ser dette paa Isotherm- og Isobar-Karterne (Fig. 36, 37, 39, 47, 48), og særlig der, hvor der blæser Monsuner.

426. Vendekredsenes høie Lufttryk ligger omkring 30° Nord og Syd for Ækvator. De tilsvarende Parallelcirkler indeslutter den halve Jordoverflade. Veiret paa den ækvatoriale Halvdel af vor Klode synes saaledes i det store taget at kunne forklares af kjendte Kræfter og deres Virkemaade. Forsaavidt Veiret her skifter, sker dette til bestemte Tider af Aaret. Fra Dag til Dag er Veiret i lange Tider det samme, kun ved de aarlige Veirskifter sker Forandring. Det er tør Tid eller Regntid.

427. I de tempererede og kolde Zoner, paa Polarsiden af Vendekredsenes høie Lufttryk, møder vi ganske andre Veirforhold. Her er Ustadigheden det herskende Træk, Stadigheden det underordnede. Denne Ustadighed er nærmest en Følge deraf, at et Sted i disse Jordbelter snart er under Virkningen af Lufttryksminima, snart under Virkningen af Lufttryksmaxima, snart af Overgangen mellem saadanne. De cycloniske og de anticykloniske Vindsystemer flytter sig henover Jorden og det paa en Maade, som synes at trodse alle Regler. Udenfor den daglige og den aarlige Periode i de meteorologiske Elementers Gang kjender vi ingen Periode i Veirets Vexel. En Dag det ene Aar er ikke lig samme Dag i et andet Aar, en Maaned det ene Aar er ikke lig samme Maaned et andet Aar, ja i hele Aarets Veirlig er der en Vexel fra et Aar til et andet, som synes ganske regelløs.

428. Lufttryksminima kan her optræde paa alle mulige Steder. Hvorledes de fra først af danner sig, har man endnu ikke faaet nogen Greie paa. Den dagligdags Erfaring er kun, at de i de fleste Tilfælder kommer fra Vesten og forplanter sig henover Jorden i en Retning, der bringer dem længere mod Øst. Erfaring viser, at Hvirvelcentrernes Bevægelse ikke kan bringes i nogen forstaaelig Forbindelse med Temperaturens, Vanddampenes og Nedbørens Fordeling ved Jordoverfladen. Disses Fordeling synes tvertimod at være en Følge af Lufttrykkets og Vindenes.

Det varmeste Strøg er ikke altid der, hvor Vinden blæser fra Ækvatorkanten. Nedbøren kommer ikke altid der, hvor Lufttryksminimum tyder paa den sterkeste opstigende Luftstrøm. Vi finder Exempler, vistnok sjeldne, men dog tydelige paa formelige Kuldeperioder inden en Vinter-Hvirvels Omraade, medens Omgivelserne er varmere. Hvirvelens Omraade og Lufttrykkets Størrelse i dens Centrum undergaar raske Forandringer, hvis Aarsag vi ikke kan paavise. Lufttryksmaxima danner sig om Vinteren ikke alene over de kolde Fastlande, men ogsaa over de varmere Have og om Sommeren over det opvarmede Fastland. Kort sagt, de Regler for Lufttrykkets Afhængighed af Temperaturens Fordeling, som vi fandt gjældende for de tropiske Egne, gjenfinder vi aldeles ikke udenfor Troperne. Man faar Indtrykket af noget Fremmed, der udenfra eller ovenfra griber ind i de lavere Luftlags Husholdning og former den med sterkere Kræfter og efter andre Regler end dem, vi ellers kjender.

429. Vort Kjendskab til Lufttrykkets Fordeling og Luftens Bevægelse i de øvre Luftlag er endnu meget ufuldstændig, og vi kjender derfor ikke den Forbindelse, som finder Sted mellem Atmosfærens Tilstand i de høiere Luftlag og dens Tilstande og Bevægelser i de nedre, hvori vi færdes. De Midler, man har til at udforske de høiere Luftlag, er Tindestationer, Drager, Balloner og Observationer af Skyernes Bevægelser i forskjellige Høider. Tindestationerne er ikke mange og naar ikke meget store Høider. 3 000 til 4 000 Meter er det høieste. Drager, som bærer selvregistrerende Apparater, der registrerer Lufttryk, Temperatur, Fugtighed og Vindhastighed, har man bragt til at naa en Høide over 4 000 Meter. Med Balloner, der bærer Iagttagere og Instrumenter, har man naaet Høider indtil 10 000 Meter. Mindre og lettere Balloner (fransk ballons sondes — Loddeballoner), der blot bærer Barograf, Thermograf og Hygrograf, har naaet endnu større Høider, op til 15 000 Meter. Systematiske Observationer af Skyernes Bevægelse blev i flere Lande gjort i 1896 og 1897 og fortsættes tildels endnu nogle Steder. Kun paa Tindestationerne kan der gjøres regelmæssige Observationer. Drager og Balloner kan man kun leilighedsvis sætte op og det paa faa

Steder. De vigtigste Resultater, man hidtil har faaet af Observationer i de høiere Luftlag, skal her nævnes i Korthed, navnlig dem, som vedrører Atmosfærens Bevægelser. Hvad man har fundet om Temperaturens, Fugtighedens og Vindens Forhold i de høiere Luftlag, er tildels tidligere omtalt.

430. Om Temperaturen i de cykloniske og i de anticykloniske Systemer har allerede Tindestationerne givet værdifulde Oplysninger. Tvertimod hvad man tidligere mente at have Grund til at tro, har man fundet, at den gjennemsnitlige Temperatur i det anticykloniske System er høiere end i det cykloniske, naar man regner fra Jordoverfladen op til store Høider. I det cykloniske Systems opstigende Luftstrøm med Fortætning af Vanddampe aftager vistnok Temperaturen opad kun med omkring en halv Grad for hver 100 Meters Stigning, medens det anticykloniske Systems nedstigende Luftstrøm opvarmer sig en hel Grad pr. 100 Meter. Nu finder vi vistnok om Vinteren i de nedre Luftlag forholdsvis varm Luft i Cyklonens varme Del og meget kold Luft i Anticyklonen. Men denne sidste er fremkommet ved Varmeudstraaling fra Jorden, navnlig naar der ligger Sne, og man har Temperatur-Inversion (181), saa at Temperaturen stiger med Høiden i de nedre Luftlag indtil 1 000 Meters Høide. Om Sommeren vil Skylaget over Cyklonen og det kolde Regn holde Temperaturen forholdsvis lav i de nedre Luftlag, medens paa den anden Side Anticyklonens nedstigende Luftstrøm opvarmer sig sterkt under Nedstigningen, og den dermed følgende klare Luft tillader Solen at opvarme Jordbunden. I en Sum vil saaledes, naar man tager meget høie Luftsøiler i Betragtning, Gjennemsnitstemperaturen efter Lodlinien være lavere i det cykloniske end i det anticykloniske System. Paa Tindestationen Sonnblick i Østerrig, der ligger 3 100 Meter over Havet, har man den i Forhold til Aarstiden høieste Temperatur under Lufttrykksmaxima.

431. Regner man ud efter Reglerne for Lufttrykkets Aftagen med Høiden, paa Grundlag af de ved Havfladen fundne gjennemsnitlige Værdier for Lufttrykket og Temperaturen og dennes regelmæssige Aftagen med Høiden, saa kommer man til

det Resultat, at det ækvatoriale Lufttrykminimum bliver svagere og svagere i Høiden og tilsidst i en større Høide forsvinder og gaar over til et Maximum af Lufttryk. Ovenover den Niveauflade, hvor dette finder Sted, faar man et stadigt formindsket Lufttryk i samme Niveauflade fra Ækvator mod Polerne, eller Gradienter, der peger i denne Retning, eller Ligetryksflader, der er høiest ved Ækvator og sænker sig mod Polerne. Fig. 87 viser et lodret Snit gjennem Atmosfæren fra Ækvator (0°) til Nordpolen (90°) og fra Havfladen til 10 Kilometers Høide i Januar. Man ser Ligetryksfladerne for 700 til 200 mm. i de høiere Luftlag helde

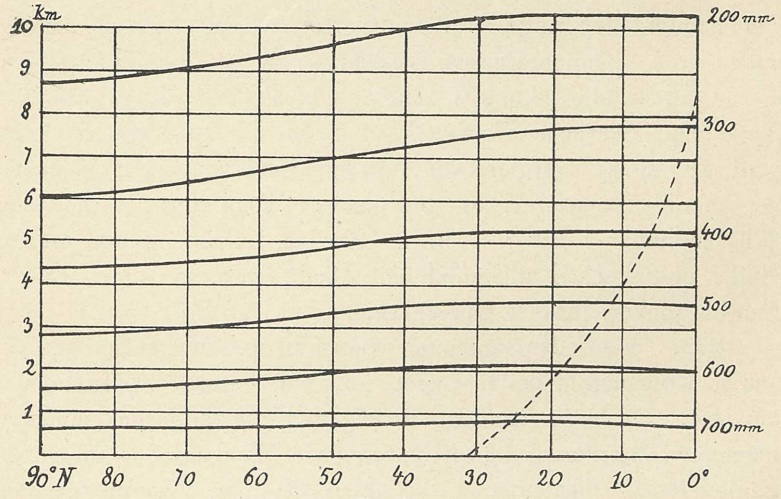


Fig. 87.

mod Polen. Stedet for Maximum af Lufttryk er vist ved den prikkede Linie. I de høie Luftlag, hvor Friktionen er liden og Luften tynd, skulde Vindens Afbøiningsvinkel være nær 90°, og Vindens Hastighed meget stor i Forhold til Gradienten. Observationerne af Cirrusskyerne viser, at noget saadant gjennemsnitlig finder Sted. De høieste Skyer bevæger sig i Gjennemsnit paa høiere Bredder fra Vest mod Øst med Hastigheder, som vi ved Jordoverfladen vilde kalde for rene Orkanhastigheder.

432. Men nu har Observationerne af Skyernes Bevægelser de enkelte Dage og ligesaa Drage- og Ballon-Observationerne vist,

at de virkelige Bevægelser af de høiere Luftlag er ligesaa uregelmæssige som de, vi af daglig Erfaring kjender fra de nederste Luftlag. Der er i Høiden Cykloner og Anticykloner, med ligesaa sterke Gradienter som i de nedre Luftlag. Atmosfæren er i mange Tilfælder opdelt i forskjellige Lag med forskjellige Temperaturer, Vanddampmængder, opløste eller fortættede, og Strømninger i hvert af dem. Isobarsystemet i de høiere Lag er ofte meget forskjelligt fra Isobarsystemet ved Jordoverfladen. Det sidste kan f. Ex. have sit Centrum ved Adriaterhavet, det første i den nordlige Del af Østersjøen. Vindloven synes at gjælde i de høiere Lag. Vinden gaar langs Isobarerne, idet Afbøiningsvinkelen med den ringe Friktion er nær 90° og Vindens Hastighed er stor. Temperaturens Fordeling i de horizontale Lag viser ligesaa store Modsætninger som i de nederste Lag. Sydlige Vinde paa Hvirvelens Østside kan i 5 000 til 10 000 Meters Høide være 40° til 50° varmere end nordlige Vinde paa dens Vestside. Det merkværdigste er, at den laveste Temperatur i saadanne Hvirvler findes i selve Centret. Her er fundet i 10 000 Meters Høide indtil 90 Graders Kulde. Temperaturen stiger da fra Centret udover, raskest paa Østsiden.

433. Hvorledes saadanne Tilstande og Bevægelser kan opstaa i Atmosfæren, er en Gaade, som kun fremtidige Forskninger kan løse. De nedre Luftlags Bevægelser, og de dermed sammenhængende Værdier af de meteorologiske Elementer er aabenbart regulerede af Tilstanden i de høiere Luftlag. Sammenhængen mellem oppe og nede er endnu ikke udforsket. Vi ser, at der foreligger for Meteorologien store og vanskelige Opgaver at løse, førend den kan naa det praktiske Maal at kunne forudsige Veiret med en Sikkerhed svarende til den, hvormed Astronomien forudsiger Himmellegemernes Stilling. Men Astronomien er en Aartusinder gammel Videnskab, Meteorologien, dens dynamiske Del, er neppe 50 Aar gammel. Himmellegemerne bevæger sig i regelmæssige Baner, Luften, der omgiver vor Klode, er usynlig, let og i høieste Grad bevægelig og det paa den aller uregelmæssigste Maade.

434. Maa vi end tillægge de ubekjendte Tilstande i de

høiere Luftlag den største Indflydelse paa Bestemmelsen af Tilstandene i de nedre Luftlag, saa ser vi paa den anden Side ogsaa, at den fra Jordoverfladen udgaaende Indflydelse gjør sig kraftigt gjældende. Navnlig træder dette klart frem i de klimatologiske Gjennemsnitsværdier for de meteorologiske Elementer, men det merkes ogsaa i de daglige Tilstande og det tør tilskrives dette Forhold, at det er muligt ved vore Veirvarselsystemer at opnaa saavidt gunstige Resultater, at vedkommende Modtagere af Veirvarslerne har kunnet være tilfreds med dem.

ELLEVTE KAPITEL.

Storme.

435. I det foregaaende Kapitel har vi seet, hvorledes Sammenhængen er mellem Lufttryk, Vind og Veir. Vi skal i dette Kapitel se nærmere paa det Slags Veir, som betegnes med Udtrykket Storm. Dette Udtryk har Hensyn til Vindens Styrke, og det medfører en Forestilling om farlige eller ødelæggende Virkninger. Studiet af Stormene har derfor en særegen praktisk Interesse, paa samme Tid som det er lærerigt til en fuldere Forstaaelse af Atmosfærens Bevægelser. Det har derfor faaet sit eget Kapitel.

Ved Storm forstaar vi en Vind, hvis Styrke eller Hastighed overstiger en vis Grad. Paa Land, hvor Storme er sjeldnere, men hvor deres Virkninger er føleligere, regnes en Vind for Storm med en mindre Hastighed end paa Havet, hvor Storme er hyppigere og deres skadelige Virkninger forholdsvis mindre. Af Tabellen (S. 87) ser vi, at efter Landskalaen regnes en Vind for Storm, naar dens Hastighed er over 17 Meter i Sekundet (Vindstyrke 5), medens efter Sjøskalaen den laveste Stormhastighed er 20 m. p. S. (10 Beaufort).

436. Vi har i Kapitel 9 seet, at Vindens Hastighed er desto større, jo større Gradienten er, og jo mindre Friktionen er paa samme geografiske Bredde. Beregningen af Vindens Hastighed kan gjøres saaledes som vist i 349. Omvendt kan vi beregne den Størrelse af Gradienten, som svarer til den mindste

Stormhastighed. Vi finder da, at i de tempererede og kolde Zoner har vi Storm, naar Gradienten er større end 3 Millimeter pr. Meridiangrad, og dette Tal gjælder merkelig nok baade for Land og Sjø. Paa Land, hvor Friktionen er stor, giver en vis Gradient en mindre Vindhastighed, paa Sjøen, hvor Friktionen er liden, giver den samme Gradient en større Vindhastighed. Men paa Land har vi Storm med en mindre Vindhastighed end paa Sjøen. Paa Kysterne vil med den samme Gradient en Vind, der kommer fra Sjøen, meget snarere føles som en Storm end en Vind, der kommer fra Land. Havvinde giver flere Storme end Landvinde. Paa høiere Bredder kan man saaledes vente en Storm, naar Gradienten er over 3 mm. pr. Meridiangrad (111 Kilometer). Denne og sterkere Gradienter kan vi kalde Stormgradienter for disse Strøg. I de tropiske Orkaner, indenfor Vendekredserne, hvor Vindbanerne er meget krumme, og derfor Centrifugalkraften og med den Vindens Afbøiningsvinkel fra Gradienten er meget stor, bliver (se Fig. 88) Gradientkraftens Projektion paa Vindbanen (*AB*) forholdsvis liden og omvendt den til en vis Vindhastighed svarende Gradientkraft (*AC*) og Gradient stor. Stormgradienten for en Vindhastighed af 20 m. p. S. er her omkring 7 mm. pr. Meridiangrad.

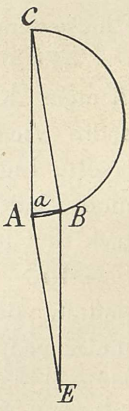


Fig. 88.

437. Omkring Lufttryksmaxima er Gradienterne altid smaa, og Storme blæser ikke i de anticykloniske Vindsystemer. Paa Grændsen mellem et anticyklonisk og et cyklonisk System kan Gradienterne blive saa store, at Vindens Styrke bliver en Storm. Selve Lufttrykkets Størrelse giver her ingen Regel. Det kan være forholdsvis høit, over 760 mm. ved Havfladen, paa en saadan Grændse, og man kan have Storm med høit Barometer.

438. Som oftest er det i de cykloniske Systemer, at der dannes Stormgradienter, og saadanne optræder ikke alene med lavere, men ogsaa med høiere Lufttryk. Omkring et Lufttryksminimum blæser, som vi har seet, Vindene i en Hvirvel, og Stormene udgjør i Regelen en Del af en saadan. Paa de Steder i Hvirvelen, hvor Gradienten er saa stor, at den er Stormgradient,

bliver Vindstyrken Storm. I de tropiske Orkaner, som vi senere skal studere nøiere, har man i Regelen Stormgradienter paa alle Sider rundt om Hvirvelcentret. Stormene er fuldstændige Hvirvelstorme. I de tempererede og kolde Zoner derimod er Regelen den, at Stormgradienterne optræder kun paa en Del af Hvirvelens Omraade, og Stormene optager kun en Del af Vindsystemet, medens de andre Dele af samme har svagere Gradienter og mindre sterke Vinde. Naar saadanne Hvirvler har et meget stort Omfang, bliver i en større Afstand fra Centret Isobarerne og Vindbanerne kun lidet krumme. En Storm vil paa et saadant Strøg, navnlig naar den blæser i samme Retning, hvad der ofte er Tilfældet, som Hvirvelcentret flytter sig, let kunne opfattes som en samlet Luftmasse eller som en Strøm, hvori alle Dele bevæger sig fremad i samme Retning som den stormende Vind, naar man kun betragter den Del af Jordoverfladen, over hvilken Stormen blæser, medens den fuldstændigere Betragtning, der omfatter en større Del af Jordoverfladen — et fuldstændigere Veirkart — altid vil vise, at Stormen udgjør en Del af et cyklonisk Vindsystem eller af en Hvirvel.

439. Vindens Retning i en Storm er altid bestemt af Gradientens Retning og Vindens Afbøining fra denne ligesom ved andre Vinde. Storme paa den nordlige Halvkugle har altid det laveste Lufttryk til Venstre og lidt foran, naar man vender Ryggen mod Vinden. Paa den sydlige Halvkugle ligger det laveste Lufttryk til Høire og lidt foran.

440. I de tempererede og kolde Zoner er det, som omtalt, yderst sjelden, at Stormgradienter og Stormvinde samtidig findes paa alle Kanter rundt om et Hvirvelcentrum. Den Del af en Hvirvel, som har Storm, kan ligge i alle mulige Retninger i Forhold til Centret, paa Sydsiden, paa Vestsiden, paa Nordsiden, paa Østsiden, og Stormene kan blæse fra alle mulige Kanter.

441. En hel Del Storme i Europa tilhører sekundære Lufttryksminima, der fortrinsvis danner sig paa Sydsiden af større cykloniske Systemer med Centra paa meget høie Bredder. Disse sekundære Minima kan have særdeles sterke Gradienter, navnlig paa Sydsiden, men ogsaa paa Østsiden og Vestsiden, ikke

paa Nordsiden, og være ledsagede af meget sterke Storme. Se Fig. 84.

442. Stormgradienter og Storme findes i forskjellig Afstand fra Hvirvelcentret. I og nærmest omkring dette er Gradienterne svage. Som nævnt kan Stormgradienterne findes ved Randen af et cyklonisk System, der hvor dette grændser til et anticyklonisk. En og samme Hvirvel kan have samtidig Storme paa flere Kanter og i forskjellig Afstand fra Centret. Man betragte Veirkarterne for den 7. April 1895 (Fig. 69 og 81) og den 11. November 1895 (Fig. 71 og 79). Paa det første har vi Sydoststorm i Nordland og Veststorm i Kattegat. Paa det andet har vi Nordoststorm paa Island. Sydoststorm paa Norges Vestkyst og Nordveststorm i Atlanterhavet Syd for Grønland og Vest for Skotland.

Om Aarsagerne til, at Stormgradienter dannes, og Storme opstaar, har vi endnu ligesaa liden Kundskab som om Aarsagerne til de cykloniske Vindsystemers Dannelse og deres Flytninger henover Jorden.

443. Da en Storm udgjør en Del af en Hvirvel, og en saadan i Regelen stadig forandrer Plads, idet dens Centrum flytter sig henover Jorden, vil i mange Tilfælder Vindens Retning i en Storm dreie sig enten med Solen eller mod Solen. Herom henvises til 391 og Fig. 83.

I den nordligste Del af Nordamerika, i Grønland, i Grønlandshavet og ved Spidsbergen blæser de fleste Storme fra en nordlig Himmelegn, og Vinden i Stormene dreier sig mod Solen. Stormene begynder med østlig til nordostlig Vind og dreier sig gjennem Nord til Nordvest.

I den nordlige tempererede Zone optræder Stormene især paa Sydsiden af Hvirvelcentra, men ogsaa paa de andre Sider. I de fleste Tilfælder blæser Vinden først fra Sydost eller Sydkanten og dreier sig efterhaanden, medens Hvirvelcentret drager sig østover, til Sydvest, Vest og Nordvest. De færreste Storme blæser fra Øst, med Hvirvelcentret mod Syd. De Storme, som træffer Europa, er for største Delen tilhørende Hvirvler, som kommer fra Atlanterhavet, og hvis Centrer gaar øst- eller nordost- eller sydostover paa Strøget Grønland—Island—Skotland, altsaa søn-

denfor de Strøg, hvor Stormvindene dreier sig mod Solen, og nordenfor de Strøg, hvor disse dreier sig med Solen. Naar Hvirvlerne kommer indover Fastlandet, taber de i Regelen i Styrke, og deres Luftfortynding fyldes op. Europas Vest- og Nordkyster er saaledes meget mere stormfulde end Indlandet. Under «Fram»s Drift i Polhavet var den høieste observerede Vindhastighed kun 18 Meter pr. Sekund, og det var sjelden, at den naaede 15 m. p. S.

444. Stormcentrernes Baner er de samme som Hvirvelcentrernes Baner i Almindelighed (**407**).

Kartet Fig. 89 viser de Baner, som man har fundet, at Hvirvelcentrerne hyppigst tager. Jo tykkere Banestregerne er, desto oftere betyder det, at Hvirvelcentrerne slaar ind i de ved dem betegnede Retninger. Dette gjælder dog, som i **408** bemerket, kun i sin Almindelighed. I Regelen er Banerne i de enkelte Tilfælder uregelmæssige og krogede. De stregede Partier betegner de Strøg, hvor der hyppigst er Hvirvelcentra at træffe.

Vi ser, at det nordlige Atlanterhav ofte, vi kan sige stadig, gjennemsættes af Hvirvelcentra, og det er ikke sjelden, at de har Storm med sig. I Nordamerika findes saadanne især ved de store Indsjøer. I det nordlige Stillehav er, saavidt vi kjender Forholdene, disse lignende dem i Nord-Atlanterhavet, men der er vistnok mindre stormfuldt paa Stillehavet.

Den sydlige Halvkugles Storme i de tempererede og kolde Zoner er ikke saa godt kjendt som den nordliges. Ved Cap Hoorn er et stormfuldt Farvand med Vestenstorme. Ligesaa søndenfor Det gode Haabs Forberg og søndenfor Australien. Disse Storme tilhører Hvirvelcentra, som gaar østover paa høiere sydlige Bredder. Søndenfor den sydlige Polarcirkel optræder, navnlig i Syd for Australien, Stormene som Østenvinde. De ligger paa Sydsiden af Hvirvelcentra, der gaar østover paa lavere Bredder. I de brave Vestenvinde paa 40°—50° Sydbredde er der ikke Østenvinde. Her har altsaa Stormene sine Centra længere mod Syd. De fleste Stormcenterbaner synes saaledes paa den sydlige Halvkugle udenfor Troperne at ligge mellem 50° og 60° sydlig Bredde, søndenfor Cap Hoorn muligens helt ned mod eller søndenfor den 70. Breddegrad.

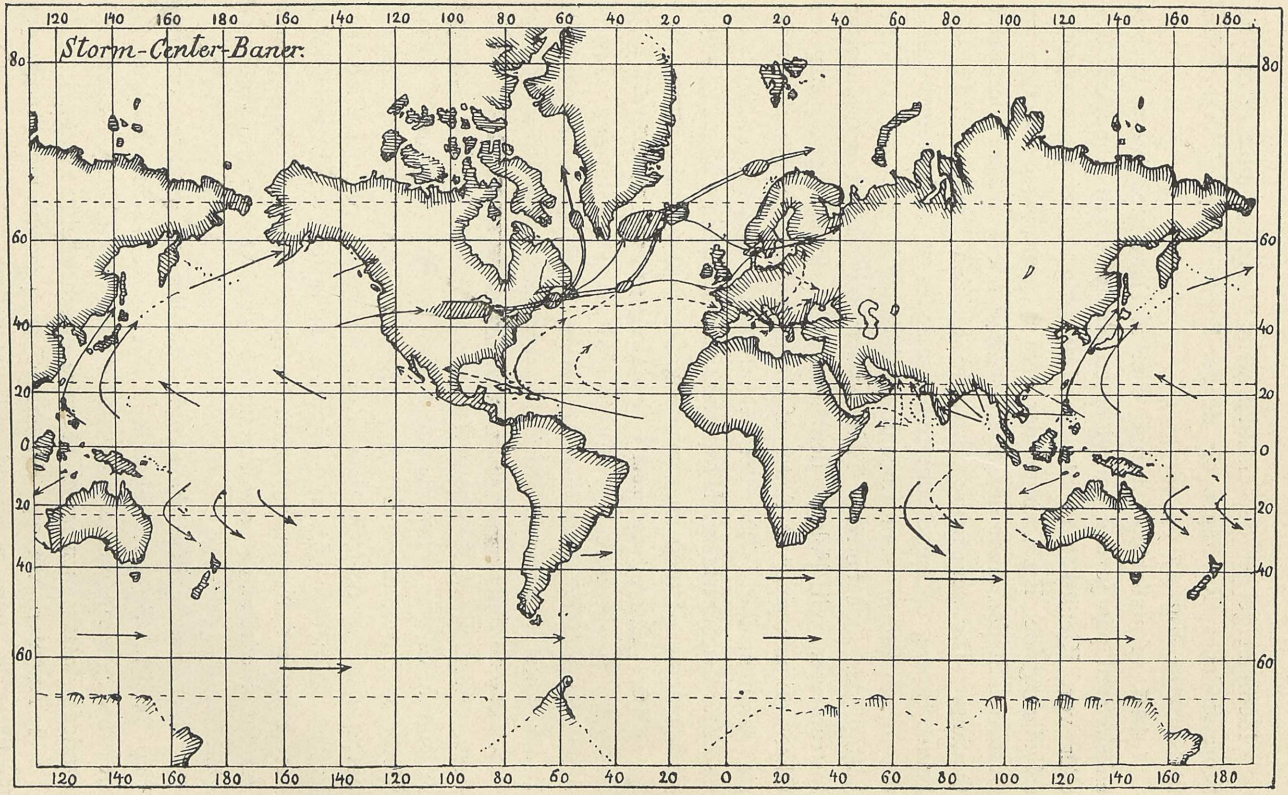

Storm-Center-Baner.
120 140 160 180 160 140 120 100 80 60 40 20 0 20 40 60 80 100 120 140 160 180
80
60
40
20
0
20
40
60

Fig. 89.

Idetheletaget er der en ikke liden Overensstemmelse mellem Stormvindenes Retninger og de herskende Vindes. Vi henviser til Karterne Fig. 47 og 48.

445. Antallet af Storme eller af Dage med Storm paa et enkelt Sted paa Jorden har vi enten aldeles ingen Kundskab om, eller vort Kjendskab dertil er ufuldstændigt. Det første gjælder selvfølgelig de Egne, hvor der ikke er gjort Observationer, det sidste de Steder, hvor der er gjort saadanne i mindre eller større Omfang. Da den nedre Grændse for den Vindhastighed, som kaldes Storm, er meget ubestemt, saaledes at en Iagttager kalder det for en Storm, som en anden kalder sterk Vind, og da Vindhastigheden i de færreste Tilfælder kan blive maalt med nøiagtige Instrumenter, vil Følgen deraf være, at forskjellige Iagttageres Observationer giver et Antal af Dage med Storm, der ikke lader sig sammenstille i Tabeller eller Karter, saaledes at de kunde vise Stormenes virkelige Hyppighed paa forskjellige Dele af Jorden. Vi maa nøie os med en almindelig Oversigt af mere relativ Art.

446. Ækvatorialegnene kan regnes for at være fri for Storme. Jo længere fra Ækvator, desto flere Storme. Dog er deres Hyppighed ringe i den varme Zone. I de tempererede Zoner voxer Antallet af Storme, jo nærmere man kommer Polerne. Paa den nordlige Halvkugle er de hyppigst paa Strøget for de fleste Stormbaner, Nordamerika paa de store Indsjøers Bredde, Atlanterhavet fra Newfoundland til det Norske Hav. Norges Vestkyst har omtrent 20 Stormdage om Aaret, enkelte Fyrstationer paa Vestkysten, paa Romsdalskysten og paa Finmarkskysten udmerker sig ved gjennemsnitlig 60 om Aaret. Men det Indre af Norge har kun fra 5 til ingen Stormdage om Aaret. Idetheletaget har Fastlandet færre Storme end Havet og Øerne.

Paa den sydlige Halvkugle kjender vi Strøget omkring Cap Hoorn, Strøget søndenfor Det gode Haabs Forberg og de brave Vestenvinde som stormfulde Egne. Sydpolarlandet søndenfor Australien synes at være et stormfuldt Strøg.

I Atlanterhavet og Stillehavet er paa samme Bredde den vestlige Del mere stormfuld end den østlige.

447. I de tempererede og kolde Zoner har Stormenes Hyppighed en aarlig Periode. Paa de fleste Steder er de hyppigst om Vinteren og sjeldnest om Sommeren. Vaar og Høst viser jevne Overgange. I Norge kan vi regne gjennemsnitlig 12 Stormdage for Vinteren, 6 for Vaaren, 3 for Sommeren og 9 for Høsten. I Middelhavet er Stormene hyppigst om Vaaren. Det er herfra, at man har faaet Begrebet om Jevndøgnstormenes fremtrædende Hyppighed. Men dette passer ikke paa de fleste andre Jordstrøg. Høststormene baade hos os og paa de Britiske Øer er efter de senere Tiders nøiagtige Observationer kun Overgangen fra Sommerens rolige Tid til Vinterens urolige, og Vaarens Storme danner Stormhalvaarets Afslutning.

Den aarlige Periode i Stormenes Hyppighed hænger sammen med den aarlige Periode, som vi har seet, at de cykloniske Vindsystemers Lufttryksminima har (406), idet disse om Vinteren gjennemsnitlig er dybere, altsaa har sterkere Gradienter, end om Sommeren. En anden Ting, som ogsaa visselig hænger nøie sammen hermed, er Lufttrykkets Fordeling i de høiere Luftlag. Vi har seet (424, 431 og Fig. 86 og 87), at der i de høiere Luftlag er en Gradient eller aftagende Lufttryk i Niveaufladerne fra Ækvator mod Polerne. De høiere Bredders lavere Temperatur om Vinteren har til Følge, at denne Gradient er sterkere om Vinteren end om Sommeren. Om Vinteren bliver derfor de høiere Luftlags Bevægelse sterkere end om Sommeren, hvad ogsaa Iagttagelserne af de høieste Skyer viser. Under disse Omstændigheder er det rimeligt, at der i de høie Luftlag lettere kan opstaa Forstyrrelser i de regelmæssige Bevægelser i den kolde Aarstid end i den varme. Saadanne Forstyrrelser giver sig ved Jordoverfladen tilkjende ved, at der her dannes Lufttryksminima med cykloniske Vindsystemer, og disse bliver om Vinteren mere udprægede, faar sterkere Gradienter og avler flere Storme end om Sommeren.

Den Overensstemmelse, som der er mellem Retningen af Stormvindene og Retningen af de herskende Vinde i de tempererede og kolde Zoner, tyder paa, at det er de samme Slags Tilstande i Atmosfæren, som avler svagere og sterkere Vinde, og

at saaledes Stormene kun er en under gunstige Betingelser fremkaldt Virkning af de Aarsager, som ligger til Grund for Atmosfærens Bevægelser i Almindelighed. Vinterens sterkere Gradienter i de høie Luftlag i Modsætning til Sommerens og Vinterens større Hyppighed af Storme i Forhold til Sommerens tyder ligefrem paa, at de nedre Luftlags Bevægelse for en væsentlig Del styres af Tilstandene i de øvre Luftlag.

Den nærmere Sammenhæng i disse Forhold i Atmosfæren hører til de Ting, som Meteorologien endnu ikke har faaet Greie paa.

448. I den hede Zone, indenfor Vendecirklerne, er som tidligere (377) omtalt Veiret meget stadigt. Der er den tørre Tid eller Regntid. Det er kun sjelden, at det stadige Veir afbrydes af Storme, men paa den anden Side har saadanne Storme meget ofte Vindstyrker, der er større end den i de ovenfor beskrevne. Man taler derfor gjerne om tropiske Orkaner. I det følgende skal vi studere disse interessante atmosfæriske Fænomener nærmere.

449. Det bedste Billede af en tropisk Orkan faar man af et Veirkart. Fig. 90 er et saadant for den 27. August 1893 Greenwich Middag (omtr. Kl. 5 Morgen Stedets Tid). 100 Kvartmil østenfor Floridas Kyst paa 29° Bredde ser vi et Lufttrykksminimum, hvor Lufttrykket er under 730 mm. Omkring dette ligger en Række sluttede noget ovale Isobarer for Lufttryk indtil 755 mm. Udenom, navnlig i Nord og Øst, er der over Atlanterhavet Lufttryksmaxima paa over 765 mm. Vindpilene viser en Hvirvel, der blæser omkring det laveste Lufttryk i spiralformede Baner i den for den nordlige Halvkugle gjældende Retning. Isobarerne ligger meget tæt sammen, Gradienterne er især i den indre Del af Hvirvelen meget store, indtil 21 mm. pr. Meridiangrad i nordvestlig Retning fra Centret. Vindstyrken er i den ydre Del af Cyklonen, navnlig over Land, ikke stor, men den voxer i den indre Del ind imod Centret, i hvis Nærhed den gaar op til Styrke 12 efter Sjøskalaen eller 6 efter Landskalaen, og Vinden er saaledes her en Orkan. Den stregede Linie betegner Hvirvelcentrets Bane og dets Sted Greenwich Middag fra den 25. til den

29. August. Som man ser, har Banen Form af en Parabel, der har sit Toppunkt i omtret 35° Bredde.

450. Tropiske Orkaner findes ikke overalt i den hede Zone. Deres Forekomst er indskrænket til visse Strøg. De findes ikke i Nærheden af Ækvator og i den østlige Del af Atlanterhavet

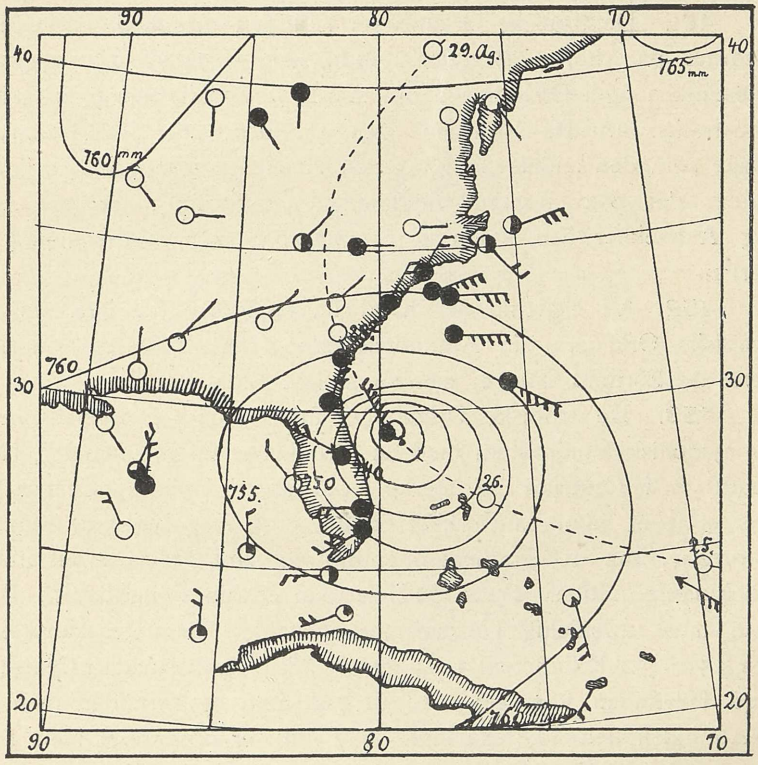


Fig. 90.

og af det Stille Hav, med Undtagelse af Havet vestenfor Mexico; heller ikke i Syd-Atlanterhavet. De Strøg, som hyppigst rammes af tropiske Orkaner, er Atlanterhavet østenfor Vestindien, Antillerne, det Karaibiske Hav, den Mexicanske Golf og tilgrændsende Lande og de nordamerikanske Golfstater samt de østlige Sydstater. Stormene paa dette Strøg gaar under Fællesnavnet *Vestindiske Cykloner* eller *Orkaner*. Andre Orkanstrøg er

det nordlige Indiske Hav, saavel den Bengalske Bugt med Forindien som det Arabiske Hav, det sydlige Indiske Hav, navnlig den vestlige Del omkring Mauritius, det Kinesiske Hav, Filippinerne, Strøget fra Kina til Japan og tilstødende Stillehav, paa hvilke østasiatiske Strøg Stormene kaldes Taifuner, det nordlige Stillehav, den vestlige Del af det sydlige Stillehav.

451. De tropiske Orkaner er heldigvis meget sjeldnere end Storme paa høiere Bredder. Man kan gjennemsnitlig regne i Vestindien og i Ostindien 2 om Aaret, ved Mauritius 9, østenfor Australien 4. Da Stormene den ene Gang ikke gaar i samme Bane som den anden Gang, og da Hvirvelens Omraade er lidet, falder der paa et enkelt Sted meget faa Storme; der gaar Aar og Aarrækker hen, uden at et mindre Strøg rammes af nogen Orkan.

452. Vi skal nu se, hvad Iagttagelserne har lært om de tropiske Orkaner i sin Almindelighed og derved faa en Oversigt over de Forhold, som er eiendommelige ved dem.

453. De tropiske Orkaner er fuldstændige Hvirvelstorme i et cyklonisk Vindsystem med en forholdsvis liden Diameter, lavt Lufttryk i Centrum og sterke Gradienter. Omkring Centret er der et Rum, hvor Lufttrykket er lavest og meget nær af samme Størrelse, saa at Gradienten er omtrent Nul. Her er det Stille eller næsten Stille. Dette Stillerum er rundt eller ovalt. Det kan have forskjellig Udstrækning, idet dets Diameter kan være fra 15 til 30 Kilometer (2—4 geogr. Mil). Lufttrykket i Centrum ved Havfladen kan gaa ned til 700 mm. og derunder, men er i Almindelighed ikke saa lavt. 687 mm. er observeret i en Taifun nordenfor Formosa den 2. August 1901. Fra Ydergrændsen af Stillerummet stiger Lufttrykket med en Gang overmaade raskt med store Stormgradienter. Længere ude stiger det langsommere og langsommere henimod Hvirvelens Omkreds. Denne Stigning kan være forskjellig i forskjellige Retninger fra Centret af, og dermed følger, at Isobarerne kan være forskjellig fra Cirkler og danne ovale Figurer, og at de kan være mere sammentrængte (større Gradienter) paa en Side af Hvirvelen end paa en anden, saaledes som vi ogsaa ser i Fig. 90 paa den nordvestlige Side

af Hvirvelen. Hvirvelen den 27. August 1893 har en Diameter af omtrent 10 Meridiangrader eller 150 geogr. Mil eller 1111 Kilometer. Lufttrykket i Centrum er 726 mm., og Gradienten i Nordvest for Centret indtil 21 mm. pr. Meridiangrad.

454. Vindens Retning og Styrke i de tropiske Orkaner er overensstemmende med Vindloven, saaledes som vi har fundet den efter Observationer og Theori (Kap. 9). I den yderste Del, udenfor den egentlige Stormring, blæser Vinden mod Centret med den for lavere Bredder gjældende ringere Afbøining fra Gradientens Retning. Jo nærmere Centrum, desto større bliver Afbøiningsvinkelen, og i den inderste Del kan den nærme sig til at blive næsten 90°, eller Vinden blæser næsten paatvers af Gradienten med en ringe Bevægelse ind mod Centrum. Ved Stillerummets ydre Grændse ophører Stormen paa en mere eller mindre brat Maade. I Stillerummet har Luften ingen eller kun ringe Bevægelse ved Jordens Overflade.

455. Vindens Styrke er i den yderste Del af Cyklonen svag. Den voxer indover mod Centrum og naar sin største Voldsomhed henimod eller ved Grændsen af Stillerummet, omtrent der, hvor Gradienten er sterkest. I enkelte Orkaner kan Vindens Hastighed gaa op til over 50 Meter i Sekundet. Vindmaalere er blevne ødelagte efter at have registreret 54 m. p. S. De store Vindhastigheder optræder paa en Ring af større eller mindre Bredde omkring det centrale Stillerum. Vinden kommer jevnlig i Byger. Stormringens ydre Diameter kan være fra 200 til 900 Kilometer.

456. Luftens Temperatur er rundt om Centret omtrent den samme og temmelig høi. Vanddampenes Tryk er stort og den relative Fugtighed høi.

457. Over Orkanen ligger en tæt og mørk Sky, et Lag af Strato-Cumulus, der gjør Dagen mørk og Natten endnu mørkere. Ved dens Underkant flyver løse Skyfiller med Stormfart. Fra Skyen regner det voldsomt. En Regnmaaler kan paa et Døgn vise en Regnhøide af 250 til 400 mm. Lyn og Torden ledsager Cyklonerne. Lynblinkene kan sees i en Afstand af 80 til 600 Kilometer. Skybanken kan paa Sjøen under gunstige Omstændigheder sees i 600—800 Kilometers Afstand. Over Strato-

Cumulusskyen kommer tildels høiere Skyer, som Alto-Cumulus, Cirro-Cumulus, Cirro-Stratus og Cirrus, navnlig de sidste. Jo høiere Skyerne ligger, desto mere er deres Bevægelsesretning afbøiet i Forhold til Vindens, saaledes at allerede de laveste Skyer gaar langs Isobarerne, og Cirrusskyerne bevæger sig fra Centrum ret ud til alle Kanter. De bliver saaledes et af de bedste Merker paa Stormens Komme.

458. Hvirvelcentrerne i de tropiske Egne flytter sig fra Sted til Sted ligesom paa høiere Bredder. Men denne Flytning foregaar paa en mere regelmæssig Maade der end hos os. De tropiske Cykloner begynder saavel paa den nordlige som paa den sydlige Halvkugle i nogen Afstand fra Ækvator, paa omkring 10° Bredde eller mere. De bevæger sig først mod Vest og noget mod Polen, altsaa mod WNW paa den nordlige, mod WSW paa den sydlige Halvkugle. Derpaa bøier de mere mod Polen, gaar saa ofte henholdsvis ret mod Nord eller ret mod Syd og ender med at gaa mod NNE og NE eller SSE og SE. Banerne paa begge Halvkugler ligger saaledes symmetrisk mod Ækvator og har Formen af en Parabel, der er hvælvet mod Vest, og hvis Toppunkt falder omkring Vendecirklerne. Kartet Fig. 89 viser de tropiske Stormbaners geografiske Fordeling og deres almindelige Form. Det hænder, at en tropisk Hvirvel fortsætter sin Vei i de tempererede Zoner og antager samme Egenskaber som de Hvirvler, vi kjender fra disse Bredder.

459. Den Hastighed, hvormed de tropiske Hvirvelcentrer flytter sig henover Jorden, er meget forskjellig. Meget ofte er det Tilfældet, at den voxer, jo mere Hvirvelen fjerner sig fra Ækvator. Til sine Tider kan den være ganske ringe. Ved Ombøiningen i Banens vestligste Del er den undertiden forholdsvis liden. Saasnart Hvirvelen kommer ind i de tempererede Zoner, voxer Hastigheden gjerne raskt. En Middelhastighed er 15 Kilometer eller 8 Kvartmil i Timen, 4 Meter i Sekundet. Nærmere herom ved den nedenfor givne Beskrivelse af Cyklonbanerne i de enkelte Cyklonstrøg.

460. Naar en tropisk Cyklon gaar over et Sted, dreier Vinden sig paa samme Maade som i 391, Fig. 83 tidligere er

beskrevet. Paa den nordlige Halvkugle dreier Vinden sig paa den høire Side af Centret med Solen, paa den venstre Side mod Solen. Paa den sydlige Halvkugle dreier Vinden sig paa den høire Side i Retningen S—W—N, paa den venstre Side S—E—N. Jo nærmere Centret, jo sterkere Dreining. Gaar Centret over et Sted, blæser Stormen først stadig fra en Kant. Den hører op, naar Centralstillen passerer, og kommer igjen fra den stik modsatte Kant paa Hvirvelens Bagside. Overgangen til og fra Centralstillen sker ved Vindbyger og kan være mere eller mindre brat.

461. Barometret falder paa Hvirvelens Forside og stiger paa dens Bagside, sterkest paa de Steder, over hvilket Hvirvelcentret gaar, mindst ved Hvirvelens Rand. I den indre Del af Cyklonen kan Barometret falde eller stige over 10 mm. i Timen. I den ydre Del af Cyklonen, hvor Barometret falder eller stiger mindre sterkt, kan man jevnlig se, at det samtidig følger den daglige Periode i Lufttrykket.

462. Luftens Temperatur forandrer sig ikke paafaldende under en tropisk Hvirvels Overgang over et Sted. Ligesaa er det med Luftens Fugtighed. Undtagelser herfra er sjeldne. Det hænder undertiden, naar Centralstillen gaar over et Sted, at Skydækket aabner sig, og Himmelen kommer tilsyne. Dette kaldes Stormens Øie. Et hidtil ganske enestaaende Tilfælde fandt Sted i Manilla paa Filippinerne, da en Hvirvelstorm den 20. Oktober 1882 med sit Centrum gik strax søndenfor dette Sted og saa nær, at det kom ind i Centralstillen. De selvregistrerende Instrumenter viste, at Lufttrykket fra Midnat til Kl. 8 Morgen faldt fra 755 mm. til 751 mm. Kl. 10 var det 745 mm., Kl. 11 var det 733 mm., Kl. 11½ 728 mm., Kl. 12 729 mm., Kl. 2 Eft. 729 mm. og Kl. 10 Aften 757 mm. Den 19. Oktober var Vinden Nordost med voxende Styrke. Ved Midnat gik den paa Nord, Kl. 8 til Middag den 20. var den NNW, efter Centralstillen først SW til Kl. 4, senere Syd. Vindens Hastighed var ved Midnat liden, nogle faa Meter pr. Sekund. Den stiger i Løbet af Formiddagen til 20 m. p. S. Kl. 8½ og naar Kl. 11 op til 54 m. p. S. Saa daler den, og Centralstillen kommer. Efter denne kommer Vinden igjen med en Hastighed af 54 m. p. S., Kl. lidt

over 2 er den 20 m. p. S., Kl. 4 7 m. p. S. Luftens Temperatur var fra den 19. Kl. 8 Eft. 24° indtil Centralstillen. Under denne steg den pludselig til 31° Kl. 11½ og faldt igjen til 24° lidt over Middag, hvorpaa den var 25° fra Kl. 2 til Kl. 9. Den relative Fugtighed var over 90 % indtil Midnat og senere. Kl. 11 Form. den 20. var den 100 %, men saa sank den pludselig under Centralstillen til 53 % og steg derefter til 100 % ved Middag. Om Eftermiddagen var den fra 85 % til 95 %. Det begyndte at regne kort før Midnat; det regnede sterkest strax før Centralstillen og holdt op at regne om Aftenen. Fra Kl. 1 til 5 Morgen faldt 47 mm. Kort før Centralstillen regnede det i 15 Minutter 100 mm. Den hele Regnhøide under Cyklonen var 165 mm. Himmelen var under Centralstillen ikke ganske klar. Det særegne ved dette Tilfælde var den høie Temperatur og den lave relative Fugtighed under Centralstillen. De tyder paa en nedstigende Luftstrøm. I Regelen holder Temperatur og Fugtighed under Centralstillen sig paa samme Høide som før og efter denne. Det anførte Exempel fra Manilla giver ellers et godt Billede af de meteorologiske Elementers Tilstand og Vexel under en tropisk Orkan.

463. En Orkans ødelæggende Virkninger er i flere Tilfælder ikke indskrænket til dem, som den store Vindstyrke udøver. De store Regnmængder, som Stormskyen udsender, kan foraarsage Flom og Oversvømmelse. De mod Stormcentret sammenløbende Vinde soper Havets Overfladevand med sig og bringer det til at stige til en høiere Vandstand under Orkanens indre Del. Naar nu denne gaar over en lavlændt Kyststrækning, kan Havet komme til at oversvømme Kysten som en Stormbølge, der i Forbindelse med Flobølgen kan naa en Høide af indtil 14 Meter. Ved flere Leiligheder er der paa denne Maade i Ostindien ved Flodmundinger omkommet under Orkaner flere Hundrede Tusen Mennesker. Den 8. September 1900 ødelagde en saadan Stormflo, foraarsaget af en vestindisk Orkan, en stor Del af Byen Galveston ved den Mexikanske Bugt.

464. Paa Havet merker man ikke noget til Stormfloen, da den er udbredt over en større Strækning. Her er derimod

den Sjøgang, som ledsager Orkanen og især dens Midte, en ligesaa farlig om ikke farligere Aarsag til Ødelæggelse for et Skib end Orkanens rasende Vind. Ind mod Centret sætter Vinden Sjø fra alle Kanter. Idet Centrets Bevægelse kommer hertil, faar det Hav, der ligger under Cyklonen, en forvirret Sjøgang, fremkaldt ved at Bølgesystemer fra alle Kanter gaar igjennem hverandre. Hvor saadanne forsterker hverandre, reiser sig pludselig et Bølgeberg eller sænker sig en Bølgedal. Hvor de gjensidig modvirker hverandre, bliver Sjøen pludselig glat. Værst vil det være for et Skib i Orkanens Centrum, thi der er ingen Vind, som kan støtte Skibets Bevægelser, og her er det, at Skibe formelig slingrer sine Master overbord ved de voldsomme og pludselige Ryk til modsatte Sider, som de bliver udsat for. Det gjælder derfor, især for Seilfartøier, at undgaa Orkancentret. Dette er ikke altid let. Det er for det første vanskeligt at komme til Vished om, at en Orkan er i Nærheden og at udfinde dens Afstand og Retning. Vistnok kan Himmelens Udseende og Cirrusskyer, der flyver ud fra Orkancentret, ligesom den tykke Skybanke i Horizonten give gode Varsler, men Barometret begynder først at falde merkeligt og Vinden at øge i Styrke, naar Randen af selve Cyklonen har naaet Fartøiet. Af Vindens Retning er det vanskeligt at drage nogen bestemt Slutning om Retningen til Centret, da man ikke kan vide, om Gradienten peger mod Centret, noget som i Regelen ikke er Tilfældet, da Isobarerne i Almindelighed ikke er concentriske Cirkler om Centret, men Ovaler, indenfor hvilke Centret kan ligge paa den ene eller paa den anden Kant. (Se Fig. 72 og 90.) Af Vindens Retning og dens Retningsforandring kan man nok slutte sig til, paa hvilken Side af Centret man er, navnlig naar Fartøiet ikke forandrer sin Plads synderlig. Det anbefales derfor at brase bak og se Vinden an. Men man kan blive narret. Man maa søge at undgaa, at man ved pludselig Vindforandring faar bak Seil. Er Vindens Retning uforandret, og dens Styrke voxer med faldende Barometer, stevner Orkanens Centrum lige paa Fartøiet, og man maa da se at komme afveien. At bedømme Orkancentrets Afstand er omtrent umuligt. Det har hændt, at Fartøier har undgaaet at komme ind i Centret ved at lænse for

Stormen rundt om dette. Kursen er da bleven en Spiral, idet Centret har flyttet sig, og ved at seile et Stykke af en saadan Spiral er der Fartøier, som har været saa heldige at kunne forkorte sin Reise betydelig. Ialmindelighed vil man, ved at lægge Fartøiet for styrbords Halser (Vinden ind fra høire), paa den nordl. Halvkugle (bagbords Halser paa den sydl.) kunne fjerne sig fra Centret. Men er man paa Forsiden af Hvirvelen, kan denne indhente Fartøiet. Den farligste Side af Hvirvelen er den, som ligger paa høire Side af Centret paa den nordlige Halvkugle, og paa den venstre Side paa den sydlige. Her vil man med rum Vind seile ind mod Centret, medens man paa den anden Side seiler mod Hvirvelens Bagside. Hertil kommer, at man ved at seile med voxende Bredde fra en Hvirvel, som gaar vestover paa lavere Bredder, kan komme ind i den samme, naar dens Centrum har snud og taget østlig Kurs. Man er da indenfor Centrets parabelformede Bane. En Ting, som man maa huske paa, er, at i større Afstand fra Centrum, udenfor Stormringen, blæser Vinden paa lavere Bredder kun lidet til høire eller venstre for Gradientens Retning, altsaa ikke langt fra lige mod Centret, og ikke lade sig forlede til at antage, som man gjorde efter de gamle Regler, at man havde Centret tvers paa Vindretningen. Dampskibe har selvfølgelig lettere for at undgaa en Orkan end Seilskibe.

En anden Ting er, at man maa have Sjørum for at seile sig ud af en Orkan, saa man ikke seiler sig iland. I Havn kan man være ilde stedt i en Orkan og udsat for at drive iland. Et Fartøi greier sig bedre i aaben Sjø. Derfor bør man søge at komme tilsjøs, naar der er Udsigt til, at Orkanen vil blæse mod Land. Mange Fartøier har reddet sig paa denne Maade.

465. Vi skal nu se lidt nærmere paa de tropiske Hvirvelcentrers Forhold i de forskjellige Orkanstrøg.

De vestindiske Orkaner er hyppigst i Maanederne August, September og Oktober, idet der i hver af disse Maaneder gjennemsnitlig falder omkring 30 Procent af Aarets Orkaner. De andre Maaneder har en Hyppighed af kun 1—5 Procent. De vestindiske Orkaner opstaar i Atlanterhavets Stillebelte mellem Nordost-Passaten og Sydvest-Monsunen (Fig. 48), der altid ligger norden-

for Ækvator, nordligst 10°—12° Bredde, i August. De flytter sig først mod WNW henimod Antillerne. Nogle gaar videre henover den mexikanske Bugt til Golfstaterne og Mexiko, andre gaar indenfor eller hyppigere udenfor Amerikas Kyst mod NW, N, NNE og NE. Disse sidste bøier om eller gaar ret mod Nord mellem den 20. og 36. nordlige Breddegrad; i Gjennemsnit under 25° Nord. Bredde og 77° W. Længde (Greenwich). Se Kart Fig. 89. Den Hastighed, hvormed de skrider frem, er under den mod Vest gaaende Del af Banen omkring 19 Kilometer i Timen (5 m. p. S.). Under den nordgaaende Bevægelse er Forplantelseshastigheden ofte ringe. Naar Hvirvelcentrerne i den nordligste Del af Banen gaar mod Nordost, er Hastigheden større. Flere af disse Hvirvler gaar over i den tempererede Zone med Retning mod NNE eller NE og Hastigheder paa over 40 Kilometer i Timen (12 m. p. S.). Man har flere Exempler paa Hvirvelcentra, som kan forfølges fra det ækvatoriale Stillebelte til Vestindien, Nordamerika og Europa. Den 30. August 1853 stod et Hvirvelcentrum under den 12. nordl. Breddegrad strax søndenfor det grønne Forbjergs Øer udenfor Afrikas Vestkyst. Herfra vandrede Cyklonen mod WNW og den 3. September stod dens Centrum under den 20. Breddegrad i Nord for Antillerne. I 4 Dage havde den saaledes gaaet over Atlanterhavet. Den 6. September havde Centret naaet den 30. Breddegrad i Syd for Kap Hatteras. Her vendte det sig mod Nord og NE og passerede den 7. September Høiden af Kap Hatteras, overskred den 8. den 40. Breddegrad søndenfor Halifax, bevægede sig den 9. langs Sydkanten af Newfoundlandsbanken, var den 10. midt i Atlanterhavet mellem Newfoundland og Irland paa 50° nordl. Bredde og den 11. nordvest for Skotland, hvorefter det gik op til Ishavet. Naar de tropiske Hvirvler kommer op i den tempererede Zone, beholder de undertiden en kort Tid sin tropiske Karakter som fuldstændige Hvirvelstorme, men i Regelen antager de den samme Skikkelse som Stormene paa høiere Breddegrader med Hensyn til Isobarernes Fordeling, Hastighed, Veir og Ophør.

466. Cyklonerne i den Bengalske Bugt og Forindien er hyppigst i Mai (18 %) og i Oktober (27 %) og No-

vember (16 %). I de andre Maaneder er de sjeldne (8 % i April og December, ingen i Februar). De opstaar i den Bengalske Bugt, oftest i Nærheden af Nikobar-Øerne og Andaman-Øerne. De gaar mod NNW og mod NW, tildels ogsaa mod Nord, men bøier sjelden af mod Øst. De gaar undertiden ind over Forindien, men sjelden helt over Halvøen. Over Land taber de gjerne sin Voldsomhed og opløses. De naar ikke høiere op i Luften end nogle faa Kilometer. Deres hyppigste Forekomst om Vaaren og Høsten staar i Forbindelse med Monsunernes Skiftning (248). Tidlig om Vaaren begynder under den stadige Opvarmning af Solen et Lufttryksminimum at danne sig over det nordlige Ostindien, og dette udvider sig efterhaanden sydover. Det er Begyndelsen til Sydvest-Monsunen. Over Midten af den Bengalske Bugt er der da om Vaaren et Strøg paa den begyndende Sydvest-Monsuns Nordside, hvor der er svage Gradienter og svage, noget ubestemte Vinde. I dette Strøg begynder Vaarens Hvirvelstorme. Samtidig hermed stiger Lufttrykket over det sydlige Indiske Havs ækvatoriale Stillebelte, og naar der er kommet istand en jevn Gradient herfra til Nordindien, bryder den store Sydvest-Monsun løs i Juni eller Juli. Om Høsten begynder Lufttrykket at stige over det Indre af Asien og der kommer til at hvile et lavt Lufttryk over den Bengalske Bugt mellem det høiere Lufttryk i Asien og det høiere Lufttryk i det sydlige Indiske Hav. Dette lave Lufttryk flytter sig sydover, efterhvertsom Lufttrykket stiger i Asien og Nordost-Monsunen udvikler sig paa dets Nordside. Indenfor dette lave Lufttryk er det, at Høstorkanerne tager sin Begyndelse. De indiske Cykloncentrer har en Middelhastighed af 9—10 Kilometer i Timen (2.5—3 m. p. S.), ofte i Begyndelsen kun 3—5 Kilometer (1—1.5 m. p. S.).

467. Det Arabiske Havs Cykloner er hyppigst i Maanederne April (13 %), Mai (19 %), Juni (21 %), Oktober (11 %) og November (21 %). I de andre Maaneder er de meget sjeldne og de forekommer aldeles ikke i Februar. De tager sin Begyndelse for det meste i Strøget ved Lakadiverne og Malediverne under et derværende lavere Lufttryk. Deres Centrer gaar i Vaarmaanederne gjerne først mod Nord og derpaa mod Vest, i Høst-

maanederne mod Vest og senere mod Nord og Øst. De hører op, naar de kommer over Land. Centrernes Hastighed er omkring 12 Kilometer i Timen (3 m. p. S.). Undertiden synes disse Cykloner at være Fortsættelsen af Cykloner i den Bengalske Bugt, og at have sprunget over Forindien uden at optræde som Storm. Bugten ved Aden er ikke fri for Cykloner. Den 1. til 3. Juni 1885 gik en voldsom Cyklon nordenom Sokotra ind i Bugten, hvor den bragte mange Fartøier, bl. a. et tysk og et fransk Orlogsskib, til at forlise med Mand og Mus.

468. Øst-Asiens Taifuner er hyppigst i Maanederne Juni til Oktober (Sept. 23 %). Fra Januar til Marts har man ingen. De begynder paa omkring 12° Nord Bredde østenfor Filippinerne og vandrer dels mod Vest eller WNW over China-Sjøen, dels i parabelformede Baner, østenfor Filippinerne og Formosa op til Japan. Banernes vestligste Punkt ligger mellem 15° og 24° nordlig Bredde. Centrernes Hastighed er paa lavere Bredder omkring 16 Kilometer i Timen (4.5 m. p. S.). Ved Ombøiningen jevnlig noget mindre, men senere større, indtil 60--90 Kilometer i Timen (17—25 m. p. S.).

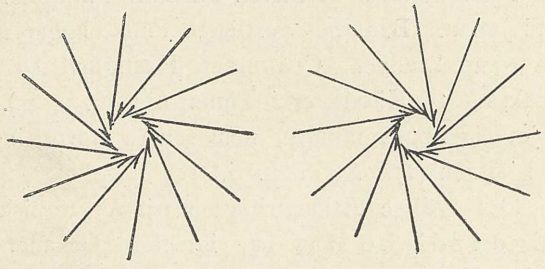
469. Det sydlige Atlanterhav er frit for tropiske Orkaner. Det sydlige Indiske Hav har sine fleste Orkaner (Mauritius-Cykloner) i Januar (22 %), Februar (19 %), Marts (18 %) og April (15 %), altsaa i Sommermaanederne. Juli, August og September er stormfri. Disse Cykloner opstaar i det Stillebelte, der ligger mellem Vest-Monsunen (Fig. 47) og Sydost-Passaten, mellem 10° og 15° sydlig Bredde, alt efter Aarstiden. Deres Centrer flytter sig først mod Vest eller WSW, bøier derefter om til Venstre, gaar mod Syd paa omkring 16° Syd Bredde 73° Øst Længde Vaar og Høst, paa omkring 22° S. Br. 63° Øst Længde om Sommeren, og derpaa mod Sydost paa høiere Bredder. Deres Hastighed er ofte meget liden.

Strøget vestenfor Australien er ikke frit for Cykloner af samme Slags som Mauritius-Cyklonerne.

470. Den vestlige Del af det sydlige Stillehav har lignende Cykloner eller Orkaner. De er hyppigst i Januar (30 %) Februar (18 %) og Marts (28 %). Juni, Juli og August er stormfri.

De begynder paa omkring 15° sydlig Bredde, gaar for en Del, navnlig i den vestlige Del, mod Sydvest og bøier om til Syd under 19½ Grads sydlig Bredde for derpaa at fortsætte mod Sydost. I den østlige Del gaar de gjerne næsten med en Gang mod Sydost. Centrernes Hastighed er i Gjennemsnit 15 Kilometer i Timen (4 m. p. S.). Den kan vexle fra 6 Kilometer i den nordlige Del til 20 Kilometer i Timen i den sydlige Del (2—6 m. p. S.).

471. Af den foregaaende paa Iagttagelserne grundede Beskrivelse af de tropiske Orkaner i Forbindelse med hvad vi har lært om Luftens Bevægelse og de den ledsagende Veirtilstande, skal vi nu forsøge at danne os et samlet Billede af hvad der foregaar i Atmosfæren, naar der blæser en saadan Storm. De



Nordl. Halvk. Fig. 91. Sydl. Halvk.

Steder, hvor en tropisk Hvirvelstorm tager sin Begyndelse, findes der, hvor vi har Lufttryksminima udbredt over et større Omraade eller paa Randen af et saadant. Gradienterne er her svage og Vindene ubestemte. Saadanne Strøg er Atlanterhavets Stillebelte, især naar det ligger længst Nord for Ækvator, Nordgrændsen for den begyndende og endende Sydvest-Monsun i det nordlige Indiske Hav, den Tunge af lavere Lufttryk, som skyder sig om Sommeren østover fra Sydasien henover Filippinerne, det sydlige Indiske Havs Stillebelte mellem Vest-Monsunen og Sydost-Passaten og Stillehavets ækvatoriale Stillebelte i den sydlige Halvkugles Sommermaaneder (Karterne Fig. 47 og 48). I disse lave Lufttryk, der alle tilhører Sommertiden, er Lufttrykket i en svag op- og nedgaaende Bevægelse. Naar Omstændighederne er saadanne,

at der i de øvre Luftlag danner sig et Lufttryksminimum paa et Punkt, strømmer Luften fra alle Kanter ind mod dette og søger at udfylde det. De nedre Luftlag drages efterhaanden med i Bevægelsen. Strax gjør Jordrotationen sig gjældende og bevirker, at Luften ikke følger Gradienten, men afbøies til Siden. Den stiler ikke lige paa Luftfortyndingen, men drives tilhøire for denne paa den nordlige, til venstre paa den sydlige Halvkugle. Som man af Figuren (Fig. 91) kan se, kommer derved Luften til at bevæge sig i en Hvirvel omkring Stedet for det laveste Lufttryk. Idet Luften faar en krumliniet Bane, opstaar Centrifugalkraften, og denne bliver desto sterkere, jo nærmere Centret, jo snevrere og krummere nemlig Banen bliver. Den Bevægelsesmængde, Luften har i Hvirvelens ydre Omkreds, sammentrænges mere og mere ind mod Centret, og giver Luften, idet dens Baner trænges mere og mere sammen, en større og større Hastighed. Herved bliver ogsaa Centrifugalkraften større. Den er nemlig (344) proportional med Hastighedens Kvadrat og omvendt proportional med Banens Krumningsradius. Jordrotationens afbøiende Kraft og Centrifugalkraften virker (Fig. 92) i samme Retning (AE) og bevirker, at Vindens Afbøiningsvinkel (a) fra Gradientens Retning (AC) bliver meget stor.

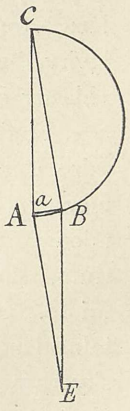


Fig. 92.

Derved hindres Luften fra at løbe mod Centrum og udfylde Luftfortyndingen. Den sterke Centrifugalkraft slynger den for en Del tilside og stuver den op mod Hvirvelens Rand, Ligetryksfladerne bliver steile, og der avles sterkere Gradienter. De sterke Gradienter og den store Vindhastighed hænger saaledes paa det nøieste sammen, begge betinger paa en vis Maade hverandre. Saaledes kommer Hvirvelen med sine Gradienter istand. At de Omstændigheder, som fremkalder den, er sjeldent forekommende, derom vidner de tropiske Hvirvelstormes Sjeldenhed i Forhold til vore Hvirvlers.

Hvorfor har vi ikke saadanne Hvirvler ved Ækvator? Fordi her Jordrotationen ingen afbøiende Kraft avler. En muligens frembragt Luftfortynding fyldes strax ud af ligefrem tilstrømmende Luft. Hvorfor har det sydlige tropiske Atlanterhav ingen Hvirvel-

storme? Fordi her ikke er noget Lufttryksminimum, men kun stadig Passat (Fig. 47 og 48).

472. I de tropiske Hvirvler har Centrifugalkraften en langt større Virkning til at afbøie Vinden fra Gradientens Retning end Jordrotationen, hvis Virkning er liden paa lavere Bredder (16). Den forenede sterke Virkning af begge disse afbøiende Kræfter gjør Vindafbøiningsvinkelen stor og Resultanten af deres Virkning og Gradientkraften, der bestemmer Vindens Hastighed (349) forholdsvis liden. Jo sterkere Centrifugalkraft, desto mindre bliver af denne Grund Vindhastigheden. Centrifugalkraften virker saaledes som en Bremse paa Stormen, uagtet den første øges med Vindhastigheden. Men det er de store Gradienter og den store Gradientkraft, der alligevel gjør, at Vindhastigheden bliver stor. Hvis Luften med de sterke tropiske Gradienter kunde strømme efter Gradientens Retning, vilde den faa en Fart af Hundreder af Meter pr. Sekund og en Kraft, hvis ødelæggende Virkninger vi har vanskeligt for at tænke os.

De tropiske Hvirvler tager sin Begyndelse over Havet. Her er ved Jordoverfladen Hindringerne mod Luftens Bevægelse mindst. Den større Friktion over Landjorden virker i den Retning, at Hvirvelbevægelsen hindres og standser. De tropiske Hvirvler «blæser sig istykker» over Land.

Vindbanerne i de tropiske Cykloner er spiralformede. I den ydre Del er de lidet krumme, men bliver henimod Centret krummere, og nærmer sig til en Cirkel eller til at løbe langs Isobarerne, uden dog, i de nedre Luftlag, at undlade at bøie ind mod Centrum. Der føres saaledes stadig ny Luft ind mod Cyklonens Midte. I Skylaget gaar Luften efterhaanden i Høiden over til at løbe langs Isobarerne. Friktionen er her ringe. Og i Cirrusskyernes Lag strømmer Luften og med den Cirrusskyerne fra Centret udover til alle Kanter. Gradienterne voxer i de nedre Luftlag udenfra indover, først langsomt, nærmere Centret raskere. De sterkeste Gradienter ligger i nogen, omend ringe, Afstand fra Centret, ofte, som det synes, lige ved Randen af Centralstillen. Vindhastigheden følger Gradientens Størrelse. Jo større Gradient, desto sterkere Vind.

Idet Vindbanerne, navnlig i den indre Del af Cyklonen, trænges mere og mere sammen, faar Luften trangere og trangere Tversnit at gaa igjennem og dens Hastighed øges. Samtidig søger Luften at skaffe sig større Tversnit at gaa igjennem og dette opnaar den ved at stige tilveirs. Denne Opstigning staar i nøieste Forbindelse med Skydannelsen. Den opstigende Luft udvider sig og afkjøles, dens Vanddampe udfældes, der danner sig en Sky over Cyklonen og fra denne falder en rigelig Nedbør. I den opstigende Luftstrøm med Skydannelse aftager Temperaturen forholdsvis langsomt. Skystrøget faar en høiere Temperatur, en lettere Luft end Omgivelserne og den derved fremkaldte Opdrift giver den opstigende Luftstrøm forøget Styrke. I Cirrusskyernes Høide breder Strømmen sig udover til alle Kanter over Omgivelserne. Her giver den opstigende Strøm et Maximum af Lufttryk. Vi kjender noget saadant fra de store Luftstrømme i den hede Zone (424, Fig. 86).

Medens saaledes de Hindringer, som Jordoverfladen stiller i Veien for Luftens frie Bevægelse, arbeider i Retning af at stoppe Luftstrømmene, virker Vanddampenes Fortætning i den opstigende Luftstrøm ved Afgivelse af deres Fordunstningsvarme i den modsatte Retning. Hvirvelen vedligeholdes ved, at den mod Centret strømmende Luft stadig faar Afløb opover. I de tropiske Egne, hvor Luftens Temperatur er høi og hvor de varme Have bringer mange Vanddampe op i Atmosfæren, kan en opstigende Luftstrøm afgive den rigeligste Nedbør. Vi ser ogsaa, at de tropiske Cykloner, over de store Verdenshave, optræder hyppigst paa den Tid, Luften og Havoverfladen har sin høieste Temperatur, Sommeren og Eftersommeren.

Luftens Temperatur og Fugtighed er i Hvirvelen den samme i alle Retninger fra Centret. Den udprægede Hvirvelbevægelse i næsten cirkel- eller ovalformede Baner gjør dette forstaaeligt.

Skydannelsen viser, at der i den indre Del af Cyklonen er en sterk opstigende Luftstrøm. Samtidig gaar Luften i spiralformede Baner om Centret. Den stiger op i Spiraler trængt udenfra indad af Gradient, indenfra udad af Centrifugalkraft og Jordrotation og nedenfra opad af Gradient og Kondensation af

Vanddamp i Skyen. Dette finder Sted i Hvirvelringen. Indenfor denne, omkring Cyklonens Midte, hører i mange Tilfælder Hvirvelen op. Luften er ved Jordoverfladen i Ro, Lufttrykket er jevnt fordelt, der er ingen merkelig Gradient, ingen opstigende Bevægelse, ingen Skydannelse. Det er Centralstillen. Det er ligesom at Hvirvelbevægelsen med hvad dertil hører, har naaet sin høieste Grændse ved Centralstillens Rand. Centrifugalkraften slipper ingen Luft derind. Det er Stormens Øie. Som ovenfor nævnt (462) kjender vi et Exempel paa, at der i Stormens Øie har været en paafaldende Stigning af Luftens Temperatur og Aftagen af den relative Fugtighed. Dette tyder paa, at Stillerummet har fyldt sig ovenfra, saa at en nedstigende Luftstrøm har bragt Varme og tør Luft.

De tropiske Hvirvelstorme tilhører de nedre Luftlag. De gaar, efter Iagttagelserne i Ostindien, ikke over høie Fjelde. Hvirvelbevægelsen er forsvunden i Cirrusskyernes Lag, 9—10 Kilometer høit. Her er, som vi har seet, en udstrømmende Bevægelse, anticyklonisk.

De tropiske Hvirvler har en Bevægelse henover Jordoverfladen. De gaar i Regelen først mod Vest og lidt mod den nærmeste Pol, bøier derefter ofte ret mod Polen og fortsætter paa høiere Bredder mod Øst og mod Polen. Denne Bevægelse gjenkjender vi fra det, som Skyobservationerne har lært os om de øvre Luftlags Bevægelse (266) i den hede Zone mod Vest, i de tempererede mod Øst med Overgang i Retning mod Polerne ved Vendekredsene. Det er saaledes de øvre Luftlag, der bestemmer de tropiske Hvirvlers Oprindelse og Gang. Men de underholdes af de nedre Luftlag. I disse strømmer stadig ny Luft ind mod Hvirvelcentret under dets Bevægelse henover Jorden og bringer sine Egenskaber med. De herskende Vinde ved Jordoverfladen kan forsterke Cyklonvindene paa den ene Side af Centret og svække dem paa den anden, bringe dem til større Afbøining fra Gradienten paa den ene Side end paa den anden. En Omstændighed, som muligens kan bidrage til, at de tropiske Cykloner nærmer sig Polerne, er den, at paa Polsiden er den normale Afbøiningsvinkel (346) større end paa Ækvatorsiden,

hvorved Vindbanerne faar en større Dragning mod Polen. Sammenligner vi de tropiske Hvirvlers Baner paa Kartet Fig. 89 med Isobarkarterne Fig. 47 og 48, saa ser vi, at disse Cykloner gjerne gaar omkring Vendecirklernes høie Lufttryk om Sommeren i Nord-Atlanterhavet og Stillehavet og det sydlige Indiske Hav paa deres ækvatoriale, vestlige og polare Side. Den Side af Hvirvelen, som henter sine Vinde fra disse anticykloniske Systemer, har ofte de sterkeste Vinde. Naar de tropiske Hvirvler gaar over til de tempererede Zoner, antager de i Regelen den samme Bevægelsesmaade som disse.

473. Sammenligner vi nu det, vi har lært om de tropiske og de andre Zoners Hvirvler, finder vi følgende væsentlige For-

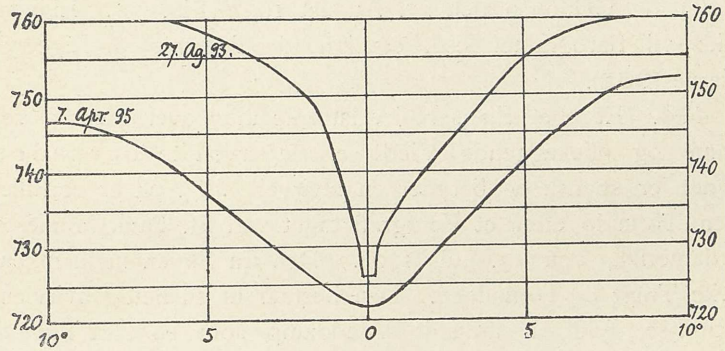


Fig. 93.

skjeller. De tropiske Hvirvler har ringe Diameter, sterke Gradienter, et Centralstillerum, store Vindhastigheder, Stormring, jevn Temperatur og Fugtighed rundt om Centret, store Sky- og Regnmængder, langsom Flytning henover Jorden, for en stor Del mod Vest. De tempererede og kolde Zoners Hvirvler kan have meget store Omraader, Gradienter og Vindhastigheder af forskjellig Størrelse i sine forskjellige Dele, ingen udpræget Centralstille, stor Forskjel paa Temperatur og Fugtighed i sine forskjellige Partier, ligesaa paa Skymængder og Nedbør, der i høi Grad afhænger af lokale Forhold, baade langsom og hurtig fremadskridende Bevægelse, som meget sjelden gaar mod Vest. Begge

Slags Hvirvler er flade Dannelser, idet selv de snevreste tropiske Hvirvler kun har en Høide af nogle Kilometer, medens deres Stillerums Diameter er mindst 15 Kilometer og deres hele Diameter flere Hundrede Kilometer. I alle Zoners Cykloner kan Lufttrykket i Centrum gaa ned til 700 mm. og noget derunder. Lufttrykkets Aftagen fra Omkredsen til Centrum er i de trange tropiske Cykloner raskt og giver sterke Gradienter, i vore Cykloner langsomt med svagere Gradienter. Ligetryksfladerne i de første kan sammenlignes med en Tragt, i de sidste med en mere eller mindre flad Skaal. Barogramerne fra Steder, over hvilke Cyklon-centrerne har gaaet, viser det samme, sterke Barometerfald i de tropiske, svagere i vore Cykloner. Fig. 93 viser Lufttryksgjennemsnit, i samme Maalestok, af Stormen den 7. April 1895 (Fig. 69, 81) og Cyklonen den 27. August 1893 (Fig. 90). Lignende Linier vil Barogramer vise, og lignende Tversnit har Ligetryksfladerne (362).

474. Et eget Slags Hvirvelstorme med overordentlig voldsomme og ødelæggende Vinde er de saakaldte Tornadoer. Navnet er spansk og betyder en Hvirvel. Fig. 94 er et Billede af en Tornado efter et Fotografi taget ved St. Paul, Minnesota, Nordamerika, den 13. Juli 1900. Den fra Skyen nedhængende mørke Tragt er Tornadoen. Den bestaar af en heftig hvirvlende Luftmasse, fyldt af udfældt Vanddamp som en sort Sky, der rækker fra den vandrette Sky ned til Jorden. Dette er Tornadoens almindelige Udseende. Undertiden har Stormskyen Form af en Kegle, en omvendt Tragt, et Timeglas, en Pokal, en Kurv, en Slange, en Ballon. Tornadoen sees at danne sig paa den Maade, at mørke, tunge Skyer pludselig viser sig over Horizonten i Vest og synes at fare sammen mod et fælles Midtpunkt. Derpaa synes Stormskyen efterhaanden at stige ned mod Jorden, idet den hvirvler rundt, antager Tragtformen og flytter sig henover Jorden som en anden Hvirvelstorm.

475. Tornadoerne kjendes mest fra Nordamerika. De findes hyppigst paa Strøget omkring den 40. Breddegrad paa den store Slette mellem Klippebergene og Alleghanybergene, ikke i Fjeldegnene. De kan danne sig til alle Aarstider, men er hyppigst i

den varme Aarstid, især paa Forsommeren. I Vintermaanederne holder de sig gjerne paa sydligere Bredder. Man regner gjennemsnitlig 3 Tornadoer om Aaret i de Forenede Stater. De optræder mest om Eftermiddagen og er sjeldnere om Natten og om Morgenen. De vandrer henover Jorden i de fleste Tilfælder fra Sydvest mod Nordost, sjelden i andre Retninger og aldrig fra Øst mod Vest. De er smale. De Strøg, hvor de volder Ødelæggelse, har en Bredde af 12 til 3 000 Meter, gjennemsnitlig 330 Meter.

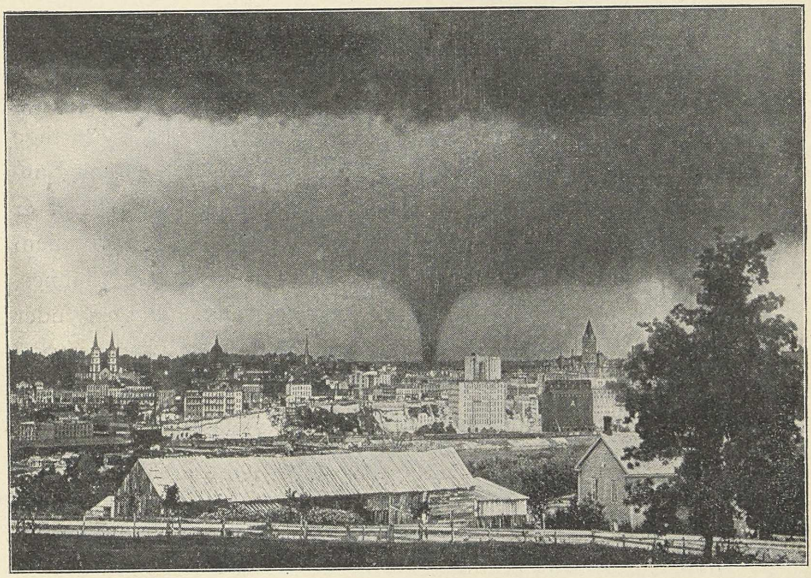


Fig. 94.

Udenfor Tornadoen er der gjerne ikke meget Vind. Den Strækning, de farer over, kan have en Længde af fra 3 til 400 Kilometer, gjennemsnitlig 45 Kilometer. De Vinde, som volder de værste Ødelæggelser, kommer fra Sydvest, Nordvest, Vest og Nord og peger ind mod Hvirvelcentrets Bane. Vindhastigheden i Skyhvirvelen er meget stor; man anslaar den fra 45 til 250 Meter eller endog mere pr. Sekund; i Gjennemsnit omkr. 100 m. p. S., altsaa endnu større end i de sterkeste tropiske Orkaner. Den hvirvlende Bevægelse gaar, som i andre Storme paa den

nordlige Halvkugle, i modsat Retning af Urviserens. Tornadoerne flytter sig henover Jorden med en Hastighed af 6 til 30 Meter pr. Sekund, gjennemsnitlig 15 m. p. S. Den Tid, de bruger for at gaa henover et Sted, kan være fra nogle Sekunder til 20 Minuter, i Gjennemsnit 74 Sekunder. Ofte hører man en sterk Larm, idet Tornadoen passerer. Tornadoens Bane henover Jorden er ofte slangeformet; den bøier af snart til den ene Side, snart til den anden. Stormskyens nedre Del løfter sig sommetider fra Jorden, springer over en Strækning og kommer ned igjen længere fremme. Regn, Tordenveir og Hagel gaar jevnlig foran Tornadoen. Sjeldnere kommer Regn efter, men hyppig følelig lav Lufttemperatur.

476. Nordamerikas Tornadoer optræder i den sydostlige Del af de store cykloniske Vindsystemer, som gaar henover Landet. I disse har Forsiden varmere Vinde end Bagsiden. Det er ved eller østenfor den omtrent nord-sydgaaende Grændse mellem disse Vinde, inde i den varme Luftstrøm, at Tornadoerne dannes, og de vandrer med Hvirvelens sydvestlige Vinde. De begynder i et Skylag, hvor der danner sig et lidet Lufttryksminimum. Luften strømmer fra alle Kanter til og dreies til Høire af Jordrotationen. Kommen henimod det lokale Centrum begynder de at hvirvle (se Fig. 91), og Centrifugalkraften fremkalder en fuldstændig Hvirvel med sterke Gradienter ligesom ved de tropiske Orkaner (**472**). De høiere Luftlag river efterhaanden de lavere med sig, og Hvirvelen sænker sig mod Jorden. I Hvirvelens luftfortyndede Centrum danner sig en sterk opstigende Luftstrøm. Luften er lummer, varm og fugtig, og der udfældes en Mængde Vanddamp ved Opstigningen, først i høiere Lag, senere lavere og lavere: det ser ud, som Skyen sænker sig ned mod Jorden. Beviser for den sterke Luftfortynding i Centret har man deri, at naar Tornadoen gaar over et Sted, springer lukkede Kar op og istykker, Propperne springer ud af Flasker, Døre springer op, ja hele Husvægge trykkes ud, og Hustage løftes høit op i Luften. Den overordentlig sterke opstigende Luftstrøm bevises af, at tunge Ting, Folk, Vogne, ja hele Blokhuse, naar de gribes af Hvirvelen, føres rundt og tilveirs og falder ned igjen paa Jorden i Afstande,

der maales med Hundreder og Tusener af Meter. For at frelse Liv og Gods i Tornadostrøgene tilraades det at bygge Tilflugtskjældere, som kan beskytte mod Virkningerne af at Huset ødelægges og bliver til Ruiner.

Udenfor Nordamerikas forenede Stater er Tornadoer sjeldne. Man har havt saadanne i Tyskland og i Syd-Sverige.

477. **Skypomper** er Hvirvelbevægelser i den nedre Atmosfære af lignende Art som Tornadoerne, men i meget mindre Maalestok og af meget mindre Voldsomhed. De er ganske smale, men kan være indtil 1 000 Meter høie. Deres Udseende er ofte slangeformet. De flytter sig i Regelen henover Jorden. Hvirvelbevægelsen gaar som oftest, men ikke altid, i Retning mod Solen. Dette tyder paa, at ikke Jordrotationen, men andre Omstændigheder bestemmer Luftens Bevægelsesretning. De hænger ned fra en Sky, er ofte, især paa Midten, lysere, medens den øvre og den nedre Del er mørkere. Den øvre Del er en vandfyldt Sky, den nedre holder fine Vanddraaber, naar den gaar over Vand, og Støv, naar den gaar over Land. Hvirvelen har nemlig en sterk opadsugende Virkning. De opstaar paa varme Sommerdage, men findes ogsaa paa Havet under ustadigt Veir med vexlende Vinde.

478. Den 10. September 1896 gik en Skypompe eller Trombe over Paris. Det var om Eftermiddagen henimod Kl. 3. Det havde regnet lidt, men efterat Regnet var holdt op, vedblev Himmelen at være dækket af tætte, mørke Nimbusskyer med ubestemte Omrids. Under denne Nimbus og meget lavt hvirvlede sorte Skyfiller (Fracto-Nimbus) med stor Heftighed modsat Urviserne. Der syntes at være en opstigende Bevægelse. Mellem Skyen og Jorden saaes ikke noget, der var at lægge videre Merke til. Høiden af de hvirvlende Skyer var 300 til 350 Meter og Hvirvelhastigheden 40 til 50 Meter pr. Sekund. Hvirvelens Tvermaal var omkring 150 Meter. Udenfor Hvirvelen var Vindhastigheden høist 6 m. p. S. og paa Toppen af Eiffeltaarnet høist $12^1/_2$ m. p. S. Hvirvelen gik tvers over Paris fra Sydvest mod Nordost. Den Del af Paris, hvor den voldte mest Skade, var 150 Meter bred. Den passerede lige forbi La tour (Taarnet) St.

Jaques, hvor Barografen pludselig sank fra 748 mm. til 742 mm. og øieblikkelig steg igjen lige meget. Ved Ydersiden af Hvirvelen viste en anden Barograf et Fald af kun 2 mm., hvoraf man beregner en Gradient i Hvirvelen mod Centrum af 1 mm. paa omtr. 40 Meter, det vil sige over 2 000 mm. pr. Meridiangrad. Hvirvelens Forplantelseshastighed var 40 til 50 Meter pr. Sekund. Dagens Regnhøide var 40 til 50 Millimeter. Denne Trombe viste saaledes stor Lighed med en Tornado, og den fortjener vel nærmest dette Navn, uagtet der ikke saaes nogen mørk nedhængende Skytragt.

479. Ved en **Byge** menes i Almindelighed en rask Tilvæxt af Vindens Hastighed. En saadan er ofte forbunden med en mere eller mindre rask Forandring i Vindens Retning. Naar der falder Regn, Sne eller Hagel, betegnes dette ofte i det daglige Liv som Byger, selv om de ikke optræder med større Heftighed eller er ledsagede af nogen merkelig Øgning af Vindstyrken. Forekomsten af Lyn og Torden betegnes ogsaa jevnlig som Byger. De førstnævnte Vindbyger, der ledsager raske Skiftninger i Vindens Retning, og som jevnlig er ledsagede af Nedbør og undertiden Tordenveir, har en særegen Interesse, idet det har vist sig, at de ofte staar i Forbindelse med særegne Former for Lufttrykkets Fordeling. Paa den ene Side, navnlig den sydlige, af et Lufttrykminimum har i et saadant Tilfælde Isobarerne en eiendommelig Form, idet de istedetfor at være afrundede har, langs en vis Linie fra Centret udover, et skarpt Knæk i Form af et V med Spidsen vendt fra Centret. Den Linie, Bygelinien, som forbinder Spidsen af V'erne, er gjerne krummet mod Øst eller mod den Retning, i hvilken Hvirvelcentret vandrer. Den kan være over 1 000 Kilometer lang, og V-Formen er tydeligst i nogen Afstand fra Hvirvelcentret. Undertiden kan der være to saadanne Bygelinier paa en Gang, saaledes som vi ser paa Fig. 95, der er et Lufttrykskart for den 27. August 1890 om Aftenen. Vi ser paa dette Kart, at der ligger et Lufttryksminimum over det sydlige Norge med 742 mm. Fra dette skyder sig en Bygelinie nedover Nordsjøen, Elbens Munding, Tyskland til Nord-Italien. Et andet Lufttryksminimum ligger i Sverige (ved Hernøsand 738 mm.),

og fra dette udgaar en Bygelinie over Østersjøen og Vest-Rusland. Den første Bygelinie var om Morgenen over Irland og Spanskesjøen, om Eftermiddagen over England og Frankrig. Den anden Bygelinie gik om Morgenen fra Rigabugten til Sortehavet og om Eftermiddagen fra den Finske Bugt til det Azowske Hav.

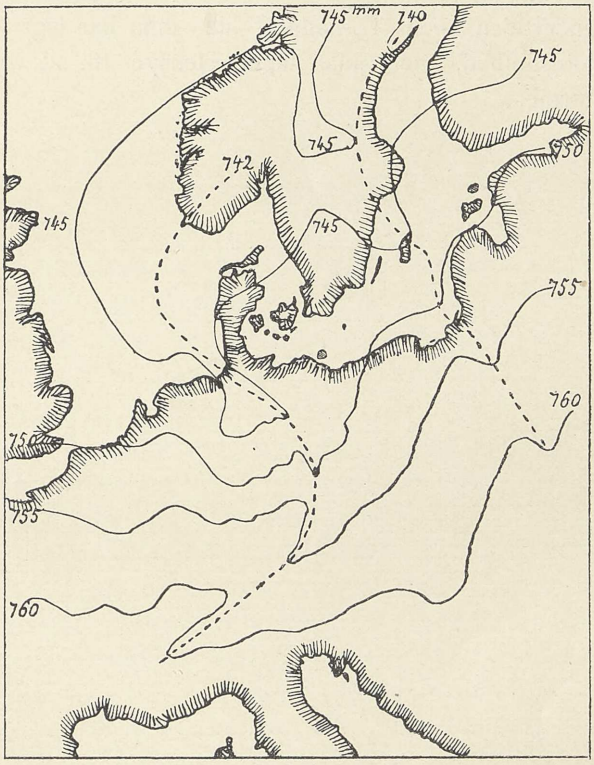


Fig. 95.

Paa begge Sider af Bygelinien er Veiret forskjelligt. Paa Forsiden sydlige, varme og fugtige Vinde og Barometret forholdsvis langsomt faldende. Idet Bygelinien passerer et Sted, slaar Vinden pludselig om til en vestlig eller nordlig Streg, Barometret gaar pludselig i Veiret, og man har Bygen med sterk Vind, koldere Luft og ofte Nedbør, sommetider Tordenveir. Vinden blæser undertiden tvers paa Isobarerne, Luftstrømmen har ikke faaet Tid

til at afbøies merkeligt af Jordrotationen. Senere synker Barometret igjen, og Barografen har skrevet en opstaaende «Næse». Bygen kommer op over den vestlige Horizont som en mørk Vold eller Hvælving. For Seilskibe har saadanne Byger ikke sjelden været Aarsag til Kantring, idet de er komne saa pludselig, at man ikke har kunnet minske Seil i Tide. Saadanne Byger forvexles undertiden med Tornadoer, idet man har lagt Merke til deres Voldsomhed, men ikke taget Hensyn til, at de ikke er Hvirvelstorme.

TOLVTE KAPITEL.

Tordenveir.

480. **Tordenveir** har sit Navn efter den Lyd, som ledsager elektriske Udladninger i Atmosfæren. Saadanne Udladninger kan finde Sted mellem to Skyer eller mellem en Sky og Jorden. Det synlige Merke paa dem er Lyn. Tordenskyerne er Cumulusskyer, dannede ved opstigende Luftstrømme. De har ofte, især i den nedre Del, en egen blaagraa Farve og er meget tætte. De betegnes gjerne som Cumulo-Nimbus. De giver gjerne Regn, sommetider Sne og tildels Hagel. Til Tordenveir hører saaledes Skydannelse, i Regelen Nedbør, Lyn og Torden.

481. **Lynet** er en elektrisk Gnist, gjennem hvilken modsatte Arter Elektricitet forbinder sig med hinanden og derved udløser den elektriske Spænding. Benjamin Franklin var den første, som beviste dette. Under et Tordenveir satte han op en Drage, forsynet med Spidser. Saasnart Dragesnoren blev vaad af Regnet og derved en god Leder for Elektricitet, trak han fra dens nedre Ende Gnister, der i enhver Henseende var af samme Beskaffenhed som de, han kunde faa af en Elektricermaskine.

Da Lynet farer mellem Skyer eller mellem en Sky og Jorden, kan vi deraf slutte, at Tordenskyerne er ladede med fri Elektricitet. Denne kan være baade positiv og negativ. Tordenskyerne virker paa Afstand som andre elektriserede Legemer. Deres Elektricitet tiltrækker den modsatte Slags Elektricitet i de Lege-

mer, som de er i Nærheden af, og frastøder det samme Slags Elektricitet. Denne Virkning, som kaldes Elektricitet ved Fordeling, finder Sted saavel mellem Skyerne indbyrdes som mellem en elektrisk Sky og Jorden. Saasnart Tiltrækningen mellem de modsatte Slags Elektricitet kan overvinde de mellemliggende Luftlags Modstand mod deres Forbindelse, forener de sig med hinanden. Denne Forbindelse sker under Udviklingen af Varme og Lys, idet Luften bliver glødende.

Lyn viser sig under flere forskjellige Former. Det almindelige Lyn, Lynstraalen, undertiden kaldet Siksaklyn, ligner de Gnister, man faar af en Elektricermaskine. Det har Form af en kroget Gren med Kvister paa (Fig. 96) eller af et Baand med Længdestriber, der ligner et flagrende Silkebaand, ofte lysest paa den ene Rand. Den rene Siksakform, som man ofte giver Lynet paa Billeder, har Lynet aldrig. Den er en Synkverving. Man studerer disse Ting ved at fotografere Lyn om Natten. Lyn mellem to eller flere Skyer kan have en merkelig Varighed af et Sekund eller mere. Lyn mellem en Sky og Jorden, altsaa naar Lynet slaar ned, har en meget kort Varighed. Saadanne Lyn er jevnlig flerdobbelte, flere Lynstraaler ved Siden af hverandre. De rækker fra Tordenskyen til Jorden og kan saaledes være 2—3 Kilometer lange. Om Vinteren er de gjerne kortere, da Skyerne da svæver lavt. Lynstraaler mellem Skyer derimod kan være meget længere, navnlig naar de slaar gjennem en lang Række af Skyer. Man har iagttaget saadanne Lyn, der havde en Længde af 7, 15, ja endog af 47 Kilometer; de sidste gled langs et Skydække. Lynstraalen kan være over 10 Meter bred. De Lyn, som slaar ned, er ofte forholdsvis brede.

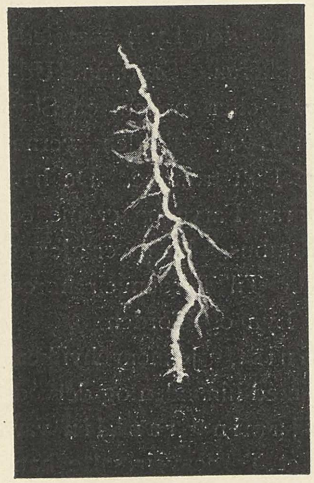


Fig 96.

Fladelyn viser sig som en pludselig Lysning over en større

Strækning af Skyerne eller som en Lysudstraaling (Glimlys) fra deres Render. I første Tilfælde kan de hidrøre fra Lynstraaler bag Skyerne.

Perlesnorlyn er sjelden at iagttage. De viser sig, som Navnet antyder, som en Række Lyspunkter med smaa Mellemrum.

Kuglelyn er sjelden at se og dets Natur ukjendt. Det viser sig som en lysende Kugle, stor som et Hoved eller som en Næve, der bevæger sig med ganske ringe Hastighed. Det kan vise sig under Tordenveir inde i et Værelse og gaa ud af dette, eller det falder fra Luften ude i det Frie. Undertiden exploderer det med en saadan Voldsomhed, at det dræber Mennesker i dets Nærhed.

Kornmo er Lysningen i Luften eller i Skyer, der oplyses af Lyn, som er saa langt borte, at de ligger under Stedets Horizont. De har meget tilfælles med Fladelyn i Udseende.

482. Naar Lynet springer over mellem en elektrisk Sky og Jorden, siger man, at Lynet slaar ned. Som nævnt sker dette ofte gjennem flere samtidige Lynstraaler. Lynnedslag er ofte farligt. Da Skyens Elektricitet trækker Jordens modsatte Elektricitet til sig og ophober den paa Gjenstandenes Overflade, er det de fremragende høie Gjenstande paa Jorden, især dersom disse frembyder gode Ledere for Elektriciteten, der er mest udsatte for at rammes af Lynet. Virkningerne af Lynslag er især Varmevirkninger, Brand, Smeltning af Metaller, Fordampning af Vædsker. Træ splintres, Metaller bøies. Lynet virker dræbende, dels ved ligefrem at træffe et Menneske eller Dyr, dels ved at gaa tæt forbi dem. Det sidste kaldes Sideslag, og Virkningen beror derpaa, at Tordenskyens Elektricitet, før Lynet slaar ned, adskiller de to modsatte Sorter Elektricitet i Kroppen, trækker den ene op i Hovedet og støder den anden ned i Fødderne og i Jorden. Saasnart nu Lynet slaar ned ved Siden af, forbinder Skyens Elektricitet sig med en Del af Jordens modsatte Slags Elektricitet, hvorved begges Virkninger er ophævede. I det samme Øieblik saaledes Aarsagen til de to Elektriciteters Adskillelse i Kroppen er forbi, forbinder disse sig pludselig igjen med hinanden. Det er som et Lynslag inde i Kroppen. Det virker

dræbende, idet det ganske forstyrrer Nervesystemet, uden at der er Spor af ydre Vold at se. Det er aarligaars ikke saa ganske faa Mennesker, som dræbes af Lynild. Statistiken regner fra 1 (i England) til 10 (i Østerrig) pr. Million om Aaret.

483. For at forebygge Lynets farlige Virkninger bruger man den af Benjamin Franklin opfundne Lynafleder. Den bestaar af en Metalstang, som oventil ender i en Spids, der maa være gjort af et Metal, som ikke ruster, og som nedentil gjennem en Metalledning af tilstrækkelig Tykkelse (forat den ikke skal smelte af) staar i ledende Forbindelse med Jorden. Lynafledere sættes paa Toppen af den Bygning, man vil beskytte. Er denne stor, bruges flere Lynafledere. De virker paa den Maade, at Tordenskyens Elektricitet trækker den modsatte Elektricitet ud af Jorden gjennem Spidsen og forbinder sig med denne paa en langsom Maade, hvorved den efterhaanden faar mindre og mindre farlig Spænding. Det hænder dog, at Lynet slaar ned i Lederen og kan da følge denne ned i Jorden uden at volde Ødelæggelser. Det er godt, at Lederen har en stor Overflade, da det er denne, Udladningen følger. En anden Maade at beskytte et Hus mod Lynslag er at omgive det med et Net af Metal, saaledes at det saaatsige er indesluttet i en Metalkasse. Inden i en saadan sker ikke Lynslag. Skorstensrøg med Forbrændingsprodukter virker som en god Lynafleder.

484. **Torden** er den Lyd, som i de fleste Tilfælder ledsager Lynet. Aarsagen dertil er den sterke Udvidelse og vel endog Sprængning, som Lynet virker i Luften. Herved opstaar en Fortætningsbølge, der følges af en Fortyndingsbølge, idet Luften styrter tilbage i det luftfortyndede Lynrum. Disse Bølger er Lydens Ophav, og de forplanter sig udover til alle Kanter med Lydens Hastighed. Naar man er i Nærheden af Lynet, høres gjerne kun en kort, skarp, knitrende Lyd af samme Slags, som den man faar af en Gnist fra en Elektricermaskine, men selvfølgelig sterkere. I de fleste Tilfælder hører man Tordenen rulle; Lyden varer længere Tid og er snart sterkere, snart svagere. Dette kan have forskjellige Aarsager. Tordenlyden kan som et Ekko kastes tilbage fra Jorden, Fjeldsider og Skyer, og

Ekkoet kommer altid senere til Øret end den direkte Lydbølge. Lyden gaar gjennem Luften meget langsommere end Lyset. Medens Lyset gaar med en Hastighed af 300 000 Kilometer i et Sekund, gaar Lyden kun omkring 340 Meter i et Sekund. Fra en Lynstraale, som gaar et længere Stykke Vei i en Retning der vender mod eller ifra Iagttageren, kommer Lyden fra Straalens enkelte Dele efterhaanden til Øret og dette faar høre Lyden i en længere Tid, med eller uden Afbrydelser, eftersom Lynstraalen er sammenhængende eller afbrudt paa flere Steder. Der kommer saaledes Lydbølger fra forskjellige Kanter og til forskjellige Tider, disse forsterker hverandre eller svækker hverandre og Tordenen faar sin rullende Lyd.

485. Da Lydens Forplantelseshastighed er omkring 340 Meter i et Sekund, er Lynets Afstand fra Øret lig 340 Meter Gange det Antal Sekunder, som forløber mellem det Øieblik, man ser eller merker Lynet og det Øieblik, man hører Tordenslaget.

Den Afstand fra Lynets Plads, i hvilken man hører Tordenen, eller dens Hørevidde kan være meget forskjellig. Den beror paa Lynets Høide over Jorden og paa Atmosfærens Tilstand. Da Lyden gaar gjennem Luften desto hurtigere, jo varmere den er (341 m. p. S. ved 16°, 328 m. p. S. ved — 47°), og jo mere Vanddamp, der er i Luften, medens dens Forplantelseshastighed er uafhængig af Lufttrykket, vil en Lydstraales Bane gjennem Luften bero paa, om og hvor sterkt Temperaturen og Fugtigheden, navnlig den første, aftager eller voxer med Høiden. Naar Temperaturen aftager med Høiden, vil Lydbølgerne forplante sig hurtigere i de nedre Luftlag og langsommere i de øvre Lag. Lad i Fig. 97 *OO* betegne Jordoverfladen, *S* Lydkilden, Lynets Plads, saa vil, naar Temperatur og Fugtighed aftager opover, Lydbølgernes Plads i et lodret Snit betegnes ved aa^1, bb^1, cc^1 o. s. v., hvor Afstanden fra *S* til *a* er mindre end Afstanden fra *S* til a^1, Afstanden *Sb* mindre end Sb^1 o. s. v., fordi Lyden gaar hurtigere ved a^1 end ved *a*, ved b^1 end ved *b* o. s. v. Bølgefladernes (aa^1, bb^1) Forside helder mod Jorden under og i Nærheden af Lydkilden, men bliver efterhaanden mere og mere op-

retstaaende (cc^1) og gaar i større Afstand over til at vende sig opad (dd^1, ee^1). Lydens Forplantelsesretning, Lydstraalen, staar lodret paa Bølgefladen og Lydstraalerne (de prikkede Linier) bliver krumme Linier, der er hule opad, hvælvede nedad. En Lydstraale Sc^1f^1 berører Jordoverfladen. De Straaler, der ligger under denne, nærmere Lyskilden, som Sa^1, Sb^1, træffer Jorden og standses af denne. Mellem Berøringsstraalen c^1f^1 og Jorden bliver et Rum f^1c^1O, til hvilket ingen Lydstraale rækker. Her er en Lydskygge, i hvilken ingen Lyd fra Lydkilden S kan høres. Hørevidden af Lyden fra S ved Jordoverfladen er saaledes begrændset og rækker kun til det Punkt c^1, hvor en Lydstraale berører Jorden. Et Øre, som befinder sig høiere over

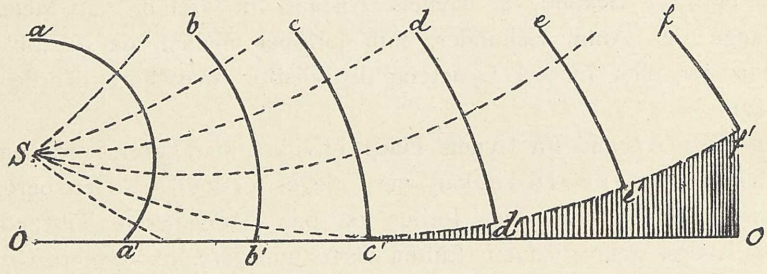


Fig. 97.

Jorden, vil have en større Hørevidde. I Punktet f^1 i samme Høide som S bliver Hørevidden dobbelt saa stor som ved Jordoverfladen, naar Lydstraalerne er Cirkler, hvad de altid paa det nærmeste er. Fremdeles ser man, at om man tænker sig Jordoverfladen OO løftet op mod Lydkilden, bliver Høreviddern kortere, eller med andre Ord, jo lavere Lydkilden er over Jorden, desto mindre er Hørevidden, og omvendt.

Dersom Temperaturen voxer med Høiden (Inversion 181) bliver Lydstraalerne krumme Linier, der er hvælvede opad og hule nedad. Der er ingen Hindring for Lydens Gang, og Hørevidden bliver begrændset alene af Ørets Evne til at opfatte Lyden. Derfor hører man fjerne Lyd ofte saa godt om Natten og i koldt Veir om Vinteren.

Vi ved, at Vinden i Regelen gaar hurtigere, jo høiere man kommer op i Atmosfæren (250). Lydbølgen følger med Vinden, og Lyden gaar paa Læsiden af Lydkilden hurtigere i Høiden end i de lavere Lag, paa Luvsiden (Vindsiden) langsomst i Høiden. Paa Læsiden er saaledes Virkningen af Vinden den samme som af en Temperaturstigning med Høiden, paa Luvsiden den samme som en Temperatursynkning med Høiden. I det første Tilfælde forlænges Hørevidden, i det sidste forkortes den. Derfor hører man saameget bedre eller i længere Afstand, naar Lyden gaar med Vinden end omvendt.

Anvender vi nu dette paa Hørevidden af Tordenen. Før Tordenveiret er Luften gjerne lummer, den er varm og meget fugtig, og Vinden blæser gjerne tvers paa Tordenveirets Bane, lidt henimod samme. Efter Tordenveiret er Luften kjøligere og tørrere og Vinden blæser fra Iagttageren mod Tordenveiret, Lyden gaar mod Vinden, Iagttageren er paa Luvsiden. Før Tordenveiret aftager Temperatur og Fugtighed raskt mod Høiden, hvad der giver kortere Hørevidde, medens Vindens Virkning kun er lidet hemmende. Efter Tordenveiret aftager Temperaturen langsommere med Høiden, men Vinden virker hemmende. Sættes Tordenskyens Høide til 1 000—2 000 Meter over Jorden, kommer man ved Beregning til Hørevidder af 10 til 14 Kilometer før Tordenveiret og 7 til 10 Kilometer efter samme. Erfaring viser, at man kan høre Torden i en Afstand af 20 Kilometer. Kanonskud kan, naar Lyden gaar med Vinden, høres i meget større Afstand, indtil 90 Kilometer. Lyd høres lettere nedenfra opad end i den modsatte Retning, da Lyd, som opstaar i de tyndere øvre Luftlag, har vanskeligere for at gjøre sig hørbar, naar de tættere nedre Luftlag skal sættes i Bevægelse, end Lyd fra de nedre Luftlag, der har lettere for at forplante sig med Styrke til de øvre.

Paa Fjeldtopper og i Balloner har man jevnlig hørt Torden i meget større Afstand end nede i Dalen eller ved Jorden. Den Maade, paa hvilken Lyden forplanter sig i Luften, gjør det begribeligt, hvorledes man kan se fjerne Lyn, uden at høre Torden.

486. Tordenveir ledsages i Regelen af Regn, der ofte falder med usædvanlig Styrke. Vintertordenveir finder ofte Sted under Sneveir. Hagel falder ikke sjelden under Tordenveir. Den kan, navnlig i Mellem- og Syd-Europa, falde i saa store Stykker og saa voldsomt, at den knuser Glasruder og formelig afmeier Akre, ja saarer Mennesker og Dyr paa det alvorligste. Saadanne Hagelveir, i hvilke der falder Isklumper saa store som Nødder eller endog som en knyttet Næve, indtræffer om Sommeren, paa den varmeste Tid af Aaret, da Tordenveirene er hyppigst. De gaar ofte som en Stribe henover Jorden, og man har lagt Merke til, at enkelte Strøg lider fortrinsvis af Hagel, medens andre gaar fri. I de Lande, hvor saadanne Hagelveir er hyppige, har man Forsikringsselskaber, der forsikrer Afgrøden mod Hagelskade. Hagelen tyder paa, at kolde Luftlag er forholdsvis nær Jorden, noget, som jevnlig synes at være Tilfælde under Tordenveir.

487. Tordenveirenes Hyppighed har en daglig Periode. De er sjeldnest om Natten og hyppigst om Eftermiddagen nogle Timer efter Middag. Paa nogle Steder finder man et lidet Maximum af Hyppighed kort før Midnat. I den Bengalske Bugt og ved Skotlands Kyster er Hyppigheden større om Natten end om Dagen. Vintertordenveirene synes at indtræffe ligesaa ofte om Natten som om Dagen.

488. I de tempererede Zoner har Tordenveirenes Hyppighed en aarlig Periode. De er paa de fleste Steder hyppigst om Sommeren, da Luften er varmest og Vanddampenes Mængde størst, og forholdsvis sjeldne om Vinteren. I Tyskland deler Sommerens Maximum sig i to, med et lidet Minimum imellem. I Italien har paa lignende Maade Juli færre Tordenveir end Juni og August. Paa Island og i det nordvestlige Skotland er Tordenveirene hyppigst om Vinteren. Paa Island er der i Gjennemsnit lidt mere end et Tordenveir i Januar, medens der saagodtsom intet findes om Sommeren. I det sydlige Norge har Juni, Juli og August tilsammen gjennemsnitlig over 6 Dage med Tordenveir, Vestkysten kun 2 til 3. I Vintermaanederne December til Februar har derimod Vestkysten 0.6 Dage med Tordenveir, Skagerak-

kysten 0.3 til 0.1 og det Indre ingen. I Juli har Oplandene gjennemsnitlig 3 Dage med Tordenveir og omtrent hele Vestkysten et Tordenveir i 2 Aar (0.5 pr. Aar). I Januar har Vestkysten indtil 0.5 om Aaret, Norges Indland ingen. Vintertordenveirene paa Norges Kyst optræder under Storme fra SW, W og NW og især i milde Januarmaaneder. Lynet slaar ofte ned, Skyerne svæver lavt, derfor er Brandfaren i saadanne Tilfælder desto større. Det er ofte Snefok. En hel Række Kirker paa Kysten, helt op til Lødingen, er blevet rammede af Lynild og ødelagte, Hovedkirkerne med sine høie Spir i større Antal end Annexkirkerne med sine lavere. Flere Kirker er rammede 2 Gange. I Sydtyskland kommer Vintertordenveirene gjerne med nordvestlige Storme.

489. Tordenveirenes Hyppighed er meget forskjellig paa de forskjellige Steder paa Jorden. Til en nøiagtig Statistik har man endnu ikke tilstrækkeligt Materiale. De Steder, hvor Tordenveir oftest forekommer, er Stillebelterne mellem begge Passater. Her lyner og tordner det fra Formiddag til Aften, og Natten oplyses glimtvis af Fladelyn. I det ækvatoriale Sydamerika er det samme Tilfældet. Tordenveir ledsager de tropiske Hvirvelstorme. I den hede Zone finder man Tordenveir overalt, hvor der dannes Skyer. I Ostindien er der jevnlig Tordenveir under Monsunskiftningen. Selve Passaterne er temmelig fri for Tordenveir. I Asien har Bagindien, Sunda-Øerne og Ny-Guinea de fleste Dage med Tordenveir, nemlig 100 om Aaret (Buitenzorg paa Java 167). I Afrika findes de fleste Tordenveir ved Guineakysten og nedover til Congos Munding (200—95 om Aaret). Den tropiske Del af Østkysten har 60 til 90 om Aaret. Mellemamerika og det nordvestlige Sydamerika har 140. Paa sydlige Bredder har det tropiske Amerika og Afrika flere Tordenveir paa Østkysten end paa Vestkysten, hvad der stemmer overens med Forskjellen i Regnmængden. Det samme synes at være Tilfældet i Australien. De tørre Egne i Nordafrika og i det Indre af Asien har meget faa Tordenveir. I Europa er der flere. Middelhavslandene har over 30 om Aaret, Vest- og Mellemeuropa 15 til 30 og det sydlige Sibirien 20 eller lidt flere.

England, Skandinavien, Nord-Rusland og Sibirien har omkring 15 Tordenveirsdage om Aaret. Asiens Østkyst har kun 6 til 7. I Nordamerika har Øststaterne 20 til 30, Veststaterne 10—15. I Nordtyskland har Kysten 10 til 18 Tordenveir om Aaret, det Indre 13 til 30. Sverige har, søndenfor Venern 12, det nordlige kun 6. I Norge har Kristiania 10, Bergen 3 til 4, Romsdalskysten 2, Trondhjem 6, Nordlands og Finmarkens Kyst henimod 1, men det Indre af Finmarken 3 til 4. I de isbelagte Polaregne hører man ikke Torden. De nordligste Tordenveir har man iagttaget under 71° Nord. Bredde ved Nordkap, i milde Vintre og i meget varme Sommere, i det Kariske Hav under 77° og paa Vestspidsbergen under 78° n. Br., begge Steder i varme Sommere. I de tørre Ørkenstrøg i Peru, Sahara og Arabien kan man en meget sjelden Gang høre Torden.

490. I Frankrig begyndte man i 1865 at samle Observationer af Tordenveir fra et tæt Net af Stationer jevnt fordelte over hele Landet. Der noteredes Datum, Klokkeslet for det første og det sidste Tordenslag, den Himmelegn, i hvilken Tordenveiret trak op og i hvilken det drog bort, Skyernes Drift og Hastighed, Vindens Retning og Styrke, Lynenes, Tordenens og Regnens Styrke, Hagelbyger og Hagelkornenes Størrelse, om Lynet slog ned og den muligens forvoldte Skade. I 1867 begyndte et lignende Observationssystem i Norge og senere har en Flerhed af meteorologiske Instituter i andre Lande sat saadanne i Verk. Ved Hjelp af disse Observationer kunde man studere Tordenveirene nøiere end tidligere og der kom frem ganske nye Oplysninger om deres Forhold til andre Tilstande og Bevægelser i Atmosfæren.

491. Tager man Middeltallet af Klokkeslettene for det første og det sidste Tordenslag for hver af de Stationer, som har observeret Tordenveir en Dag, og afsætter dette paa et Kart, saa ser man i de fleste Tilfælder, at Tordenveiret vandrer henover Jordens Overflade. Bedst faar man Øie paa denne Vandring, naar man paa Kartet trækker Linier gjennem de Steder, hvor Tordenveirets Midte befandt sig ved forskjellige hele Timers Klokkeslet. Et lignende Slags Linie, trukket gjennem de Steder,

hvor første Tordenslag hørtes samtidig, kalder man Isobronter. Fig. 98 er et saadant Kart, der viser, hvorledes et Tordenveirs Begyndelse (Isobronterne) har vandret henover det sydlige Norge og Sverige den 6. August 1881.

Tordenveiret begyndte Kl. 5 om Morgenen ved Lister og vandrede i Morgentimerne østover henover Skagerakkysten. Kl. 10 til 11 naaede det Kristianiafjorden, hvor det imidlertid gik

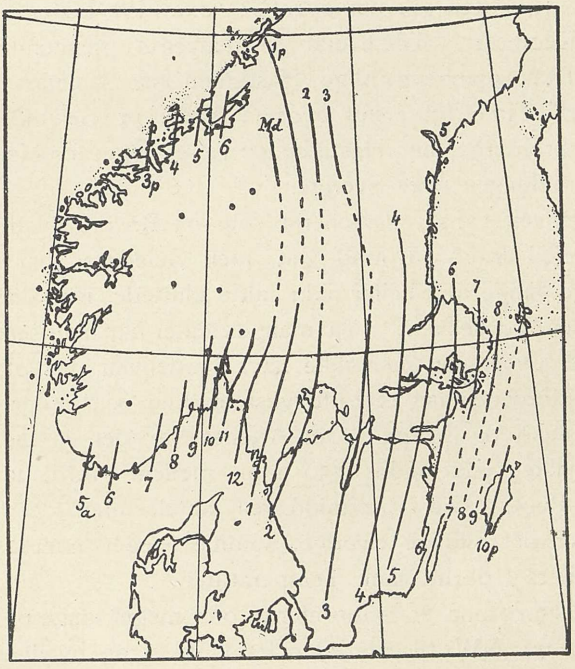


Fig. 98.

kun næsten halvt saa hurtigt østover som om Morgenen (Isobronterne ligger næsten dobbelt saa tæt). Mod Nord havde Tordenveiret en Grændse langs en Linie fra Stavanger i Vest til Ringerike i Øst. Det naaede ikke saa langt Nord som til Ullensvang, heller ikke til Mjøsen. Ved Kristianiafjorden er den nordlige Del af Isobronterne bøiet noget mod Øst. Kl. 1.30 Minuter observeredes et Lynslag i Lierne i Nordre Trondhjems Amt. Om

Eftermiddagen brød et andet Tordenveir løs ved Kristiansund ved Tretiden, Kl. 6 var det meget sterkt ved Trondhjem og i Selbo med usædvanlig sterke Hagelbyger.

Ved Middagstider fortsatte Tordenveiret i Sverige. Den tilsvarende Isobront gaar fra Kattegat til den østre Del af Vermeland. I Dalarne observeredes ikke Tordenveir, men i Ljusnedal østenfor Røros brød Tordenveir ud til samme Tid. Tordenveiret gik om Eftermiddagen videre østover og naaede Kl. 8 Stockholms Len. Kl. 10 Aften gik det over Gotland. Fra Lister til Gotland er 700 Kilometer. Disse har Tordenveiret gjennemløbet i 17 Timer. Dets gjennemsnitlige Hastighed har saaledes været 41 Kilometer i Timen eller lidt over 11 Meter pr. Sekund. Som vi ser af Isobronterne, har Hastigheden været noget forskjellig, størst om Eftermiddagen over Sverige.

Tordenveiret har marscheret som en Række lokale Tordenveir i Geled fra Vest mod Øst, men Gelederne har ikke altid været lige lange og heller ikke altid sluttede, idet der er Aabninger uden Tordenveir. Paa mange Steder har man seet Tordenskyer over Omegnen, men ikke havt Tordenveir paa Stedet selv.

Om Morgenen laa et Lufttryksminimum paa under 740 mm. mellem Island og Norge. Om Aftenen var der en Indsænkning af Lufttrykket paa under 750 mm. mellem Nordland og Den Botniske Bugt. Om Eftermiddagen havde man det temmelig varmt over det sydlige Sverige, somme Steder over 25°. Ved Tordenveirets Udbrud sank Temperaturen.

I Mellemeuropa er Isobronterne ofte meget lange og strækker sig gjerne fra NW til SE eller fra N til S og hvælver sig østover. De er ofte bugtede.

I Europa vandrer Tordenveirene mest fra SW mod NE, i Norditalien fra W—E, i Middel- og Syd-Italien fra N—S, eller fra NW—SE. I Bayern trækker de mest fra W eller SW, i Ungarn fra N, i Holland, Sverige og Norge fra SW. I Nordamerikas forenede Stater fra W. I Florida og i det tropiske Afrika gaar de som oftest fra Land mod Havet, paa Østkysten fra W, paa Vestkysten fra E.

492. Den Hastighed, hvormed Tordenveirene vandrer hen-

over Jorden, er forskjellig, snart større, snart mindre. De store Tordenveir synes at gaa hurtigst. Gjennemsnitlig har man fundet en Hastighed i Norge af 38 Kilometer i Timen, i Rusland 41, i Frankrig 41, i Holland 39, i Sydtyskland 37, i Over-Italien 35, i Middel- og Syd-Italien 39 km. i Timen eller i det hele taget omkring 11 m. p. S. I de Forenede Stater i Nordamerika synes Tordenveirene at vandre hurtigere, 54 km. i Timen (15 m. p. S.). Hastigheden er større om Vinteren end om Sommeren, større om Natten end om Dagen.

Tordenveirenes gjennemsnitlige Varighed er 1 til 2 Timer og Bredden af Tordenskylaget omkring 40 til 50 Kilometer.

493. Under et Tordenveirs Vandring henover Jorden er dets Styrke, det er Lynenes, Tordenens, Nedbørens og Vindens Styrke, meget foranderlig. Paa enkelte Steder, saavel langs Isobronterne som langs Banen er den stor, paa andre liden eller endog forsvindende. Dette viser, at et Tordenveir ikke bestaar deri, at det samme Skylag driver henover Jorden og efterhaanden udlader sin Elektricitet, men at det er de Omstændigheder, som fremkalder Tordenveiret, der flytter sig eller udvikler sig fra Sted til Sted. Det samme fremgaar ogsaa deraf, at Tordenveir ofte vandrer paa en meget uregelmæssig Maade, snart frem, snart tilbage, og at det hænder, at Skyerne driver i en Retning, medens Tordenveiret drager i en anden, ja modsat Retning.

494. I Europa blæser Vinden under Tordenveir hyppigst fra SW og S, sjeldnest fra Øst. Skyernes Drift gaar under Tordenveir i Regelen den samme Vei som Vinden. Tordenveirene trækker i de fleste Tilfælder op i Sydvest eller Syd og trækker bort i Nordost eller Nord.

495. Man kan gjøre Forskjel paa Hvirvel-Tordenveir og Varme-Tordenveir. Hvirvel-Tordenveirene opstaar i de store cykloniske Systemer, især paa disses varme Side, paa hvilken hos os Vindene er sydlige og sydvestlige. De vandrer henover Jorden med disse Vinde. De opstaar undertiden paa en Byge-Linie (**479**). Deres Begyndelse og Vandring synes at kunne forklares paa følgende Maade. Paa en Sommerdag staar Solen tidligere op paa nordligere Steder end paa sydligere. Er Dagen

klar, vil Jordens og Luftens Opvarmning begynde tidligere paa de første Steder end paa de sidste. En Linie for lige sterk Opvarmning vil komme til at ligge fra NNW mod SSE. Er nu de nedre Luftlag blevne opvarmede, men ikke lige sterkt paa alle Steder, faar de varmeste Partier Opdrift (139), og der dannes paa en Række Punkter langs den nævnte Linie opstigende Luftstrømme, med Skyer, under visse, endnu ikke kjendte Betingelser, med fri Elektricitet i disse, og Nedbør. Denne falder ned som kold Regn — Nul Grader i Atmosfæren ligger under Tordenveir forholdsvis lavt —. Paa den solvarme Østside løfter Ligetryksfladerne (423) sig og paa den afkjølede Vestside sænker de sig. Det hele System føres østover med den Vind, som blæser i de høiere Luftlag. Lufttrykket, der først var svagt faldende paa Bygeliniens Forside, faar ved de nedsynkende Ligetryksflader og Tilstrømningen af Luft ovenfra en pludselig Tilvæxt, for derpaa atter at falde og igjen stige. Barografen skriver en «Tordenveirsnæse».

Særegne Omstændigheder ved den opstigende Luftstrøm og Vanddampenes Forhold i denne kan bidrage til at gjøre Tordenveirets Udbrud heftigere. En Del af Vanddampene kan nemlig tænkes at føres opad uden strax at blive fortættet til Vand. Foregaar saa Fortætningen i større Høide, sker den pludselig og Vanddampenes Fordunstningsvarme bliver fri, vil opvarme Luften og give den en pludselig forøget Opdrift. Under Tordenveir aftager, ifølge Iagttagelserne, Temperaturen raskt med Høiden, og den Isotermflade, hvor Temperaturen er 0°, ligger forholdsvis lavt. Vanddampenes Fortætning skulde saaledes føre til, at der dannes Is, og Hagel falder ofte under Tordenveir. Iagttagelserne har ogsaa vist, at Tordenskyer, store Cumulo-Nimbus-Skyer, ofte løfter sine Topper overmaade høit, til Høider paa 8 000 Meter, hvor vi ellers finder de af Isnaale dannede Cirrusskyer. Saadanne Iagttagelser er gjort baade i Balloner og ved Maaling af Skytoppernes Høider. Vandkuglerne i saadanne Skyer maa saaledes være overkjølede (33). Forstyrres denne Overkjøling, f. Ex. ved, at der falder Isnaale ned i Skyen, gaar Vandet i store Mængder pludselig over til Is, Smeltevarmen bliver fri, Luften faar en pludselig Tilvæxt af fri Varme og deraf følgende Opdrift, der

giver sig tilkjende ved de høie opragende Cumulustopper. De frosne Vanddraaber falder ned som Hagel eller smelter i de nedre varmere Luftlag og falder ned paa Jorden som Regn, tildels i store Draaber. Over Tordenskyen ser man ofte i Frastand, at der danner sig en dermed sammenhængende Cirrussky, som ikke rækker op til Cirrusskyernes sædvanlige Høide. Idet Tordenveiret trækker op, ser man først Cirrus-Laget, der breder sig ud over Himmelen, derpaa kommer Tordensky-Laget med sin brede Forside, sine elektriske Udladninger, sin Nedbør og sin Vind, og naar dette er trukket over, klarner Luften af og den lumre Luft før Tordenveiret er afløst af en behagelig Afkjøling.

496. Naar vi samler i en Betragtning alle de Omstændigheder, under hvilke Lyn og Torden sees og høres, kommer vi til den Slutning, at Tordenveir opstaar der, hvor der er sterke opstigende Luftstrømme med forholdsvis varm og fugtig Luft, altsaa de Omstændigheder, der fører til Vanddampenes Fortætning ved Skydannelsen. Tordenveirenes daglige Periode (**487**) er den samme som den daglige Periode i Luftens Temperatur, Fugtighed, Skydannelse og tildels Lufttrykket. Tordenveir opstaar hovedsagelig paa den varme Tid af Aaret og i de varme Jordstrøg, hvor Temperaturen i de nedre Luftlag er høi, og Vanddampenes Mængde er betydelig, medens de øvre Luftlag er forholdsvis kolde. Vintertordenveirene opstaar i store cykloniske Stormsystemer, paa deres ækvatoriale Side, og Luften i de høiere Lag turde være sterkt afkjølet ved Udstraaling af Varme fra Skyernes Overflade. Tordenveir ledsager jevnlig tropiske Cykloner, Tornadoer, Skypomper, den varme Side af vore Sommerhvirvler og de ækvatoriale Stillebelter, allesammen Steder, hvor vi ved, at vi har med opstigende Luftstrømme at gjøre. Ogsaa i den Sky, som danner sig over Vulkaner i Udbrud, ser man jevnlig, at det lyner. Men hvorledes Energien i Atmosfæren omsættes til Spændingselektricitet, har man endnu ikke faaet Greie paa.

497. Sankt-Elms-Ild er en rolig lysende elektrisk Udstrømning fra Spidser paa Gjenstande paa Jorden. Den er af samme Natur som de penselformede eller rundagtige lysende Udstrømninger, man faar fra Spidser paa en Elektricermaskine. Den

viser sig mest i Vinterhalvaaret i mørke, skyfulde Nætter. Paa Havet ser man den som Lysudstrømninger fra Mastetopper og Raanokker. Det er de varme Dele af Havet, hvor den forekommer hyppigst. I Passaterne er den ikke seet. Paa Fjeldtopper sees den oftere, men i Lavlandet sjelden.

Den 7. Februar 1902 saaes St.-Elms-Ild i Aasnes og Grue som lysende Perler paa Hueskygger og andre Klædningsstykker, og Luer 2—3 Centimeter lange paa Gjærdestaurer og Skistaver. Det var mellem Kl. 10 og 11 om Kvelden. Det sneede, og Natten var mørk. Et lavt Lufttryk paa 740 mm. passerede over Stedet. Lysfænomenet varede i 10 Minuter.

TRETTENDE KAPITEL.

Optiske Fænomener i Atmosfæren.

498. Nordlys viser sig som en Lysning paa Nattehimmelen under forskjellige Former. Det er en Fremkomst af Lys, i Almindelighed høit oppe i Luften, der staar i nøieste Forbindelse med Jordmagnetismen. Den almindeligste Form for Nordlyset er lysende Straaler, der staar oppe i Atmosfæren i samme Retning som Jordmagnetismens eller dens Kraftliniers Retning paa Stedet. Efter disse Straalers Gruppering og Iagttagerens Stilling til dem faar Nordlyset forskjelligt Udseende paa Himmelhvælvingen. Ofte ser man Nordlyset som en lysende Bue mod Nord eller mod Syd med en mere eller mindre skarp og regelmæssig Underrand, der dannes af Straalernes nedre Ender. Buens høieste Punkt ligger nær den magnetiske Meridian. Under dem er Himmelen ofte paafaldende mørk. Eller man ser det, især paa de Strøg, hvor Nordlyset er hyppigst, som et Tæppe eller Draperi i Folder med Straalerne langs Foldningslinierne. Undertiden er hele eller halve Himmelen optaget af Nordlysstraaler, der synes at løbe sammen i det Punkt, mod hvilket en magnetisk Heldningsnaal peger. Dette kaldes Nordlys-Kronen. Ofte viser Nordlyset sig som et Slør eller en Dunst. Cirrusskyer viser sig undertiden om Morgenen at indtage den Plads, som Nattens Nordlys havde.

Lyset kan være roligt og det kan være yderst uroligt. Det er for det meste hvidt, lidt i det gule, men man har ogsaa røde

Nordlys, der kan være meget sterke. Ogsaa andre Farver sees undertiden.

De Steder, hvor Nordlyset viser sig hyppigst, ligger i et Belte, der gaar over Hudsons Bugt, Labrador, Syd-Grønland, Island, Finmarken, det Kariske Hav, det nordlige Sibirien, nordenom Beringstrædet og det nordlige Amerika. Undertiden ser man Nordlys samtidig over en stor Del af den nordlige Halvkugle, som over Nordamerika, Nord-Atlanterhavet, Europa og en Del af Asien. Nordlys har en sjelden Gang været seet saa langt Syd som Jamaica og Bombay (19° n. Br.), ja endog sydligere (15° n Br.) som en Lysning over den nordlige Horizont.

Nordlyset har en daglig Periode. Det er gjennemsnitlig hyppigst om Aftenen. Den aarlige Periode i Nordlysets Hyppighed viser hos os Maxima ved Jevndøgnstiderne, Minima ved Solhvervstiderne. Paa høie nordlige Bredder synes det derimod at have Maximum ved Vintersolhverv. Nordlysene har en Hyppighedsperiode paa 10 til 11 Aar, der falder sammen med Solflekkernes. Efter denne er Aar som 1888, 1899 særlig fattige paa Nordlys og Solflekker. Samme Perioder har Urolighederne i Jordmagnetismen.

Nordlysets Høide anslaaes til 100 til 150 Kilometer. Men man har ogsaa seet det, i Polarlandene, meget lavt.

Paa den sydlige Halvkugle sees et lignende Lys, der kaldes Sydlys. Begge Slags Polarlys staar i den nøieste Forbindelse med Jordmagnetismen og med de Forandringer paa Solen, som giver sig tilkjende i den 11-aarige Solflekperiode. At Polarlysene eller de Omstændigheder, som fremkalder dem, har Indflydelse paa Tilstande og Bevægelser i de høiere tynde Luftlag, og derigjennem paa Veiret, hører ikke til Umulighederne. De Studier, som nu gjøres af Fysikere over disse Ting, er imidlertid endnu ikke naaede til at bringe saadan Klarhed over Sagen, at de kan komme til nærmere Omtale her.

499. Luftspeiling eller Hildring finder Sted, naar Luftlagenes Tæthed i forskjellige Høider afviger meget fra den almindelige. Da Lyset gaar hurtigere gjennem tyndere Luft end gjennem tættere, vil en Lysstraale i Almindelighed beskrive en

krum Linie, der bøier sig opad paa Midten, og Øiet vil se en Gjenstand høiere over Horizonten end efter den rette Linie mellem begge. Dette er den almindelige Straalebrydning (Refraktion) i Atmosfæren. Vi ser Himmellegemerne og Horizonten høiere, end de virkelig er.

Naar de nederste Luftlag er usædvanlig sterkt opvarmede, og derved udvidede og fortyndede, gaar Lysstraalerne gjennem dem hurtigere end i de overliggende Lag og bliver ligesom Lydstraalerne (Fig. 97) hule opad. Et Øie ser da en høiere Gjenstand nedenfor sig (Fig. 97 Øiet i S, Straalerne f^1c^1S, fS), som i et vandret Speil, og er det den blaa Luft, fra hvilken Straalerne kommer, speiler denne sig som blaat Vand. Saadant finder Sted over ophedede Sandflader og den tørstige Vandrer tror at se en Sjø. Det er under saadanne Omstændigheder, at der ofte danner sig Skypomper (477), idet den varme lettere Luft i de nedre Lag faar Opdrift og bryder sig igjennem de øvre Lag for at søge et Niveau, der svarer til dens ringere Tæthed.

Over Havet er undertiden, naar dets Overflade er koldere end Luften, de nederste Luftlag usædvanlig sterkt fortættede i Forhold til de overliggende Luftlag. I saadant Tilfælde vil der fra en Gjenstand kunne naa Lysstraaler ad noget forskjellige Veie til en Iagttagers Øie, og dette vil kunne se Gjenstanden, foruden paa almindelig Maade, flerdobbelt baade opret og omvendt.

Ved Luftspeiling kan Isen paa Vandet ligesom taarne sig op til Mure og Borge. Solen, Skibe eller fjerne Fjeldtopper, der ellers ligger under Horizonten, kan vise sig over denne, og Havhorizonten sees flerdobbelt og bliver aldeles uskikket til at være Grundlinien for Maaling af Solhøider, der skal tjene til at beregne den paaværende Plads (Stedets Bredde og Længde).

500. Det hvide Sollys forandres noget ved at gaa igjennem Atmosfæren. Mængden af Vanddampe, Støv og fine Skyer har en stor Indflydelse paa den Lethed, med hvilken Sollysets forskjellige Farver formaar at trænge gjennem Luften fra Himmelrummet til Jordoverfladen. I Almindelighed gaar de røde Straaler lettest gjennem Atmosfæren, medens de blaa Straaler har vanskeligere for at trænge frem. Solen, hvis Lys vi ved Jordoverfladen

kalder hvidt, er derfor ved Atmosfærens øverste Grændse mere blaalig. Sterkest viser Virkningen af de forskjellige Farvers Evne til at trænge gjennem Atmosfæren sig ved Solens Opgang og Nedgang, thi da har Straalerne den længste Vei at tilbagelægge gjennem den. Det er de røde Straaler, som da faar Overvægt over de blaa, og vi faar Morgenrøde og Aftenrøde.

Himmelens blaa Farve skyldes Sollys, der reflekteres fra Luften i alle Retninger. Man kalder dette diffus Refleksion (spredt Tilbagekastning). Denne Refleksion af blaat Lys skyldes igjen de overmaade fine Støvdele, som altid svæver i Luften. Grovere Støvdele giver hvidere Himmel. Himmelens Blaa er i Regelen sterkest i Zenit. Mod Horizonten er det mere opblandet med Hvidt. Her træffer en Linie fra Øiet flere og grovere Smaadele. Det er det reflekterede Lys fra Atmosfæren, som giver det almindelige Dagslys. Himmelens blaa Lys er polariseret i et Plan, som gaar gjennem Solen, sterkest i en Afstand af 90 Grader fra denne. At Lyset er polariseret paa denne Maade, stemmer med den Virkning, som det fine Støv har paa Sollyset. Der findes nogle Punkter paa Himmelen, i hvilket Lyset ikke er polariseret.

501. Lysets Refleksion i Atmosfæren, eller dennes Oplysning af Sollyset, er det, som bevirker det, vi kalder Dæmringen, Morgen- og Aftendæmring, der viser sig som et lysende Segment i Luften før Solopgang og efter Solens Nedgang. I Sammenhæng hermed staar ogsaa det, man kalder Purpurlyset. Vi kan følge Gangen i disse Lysvexlinger ved Hjelp af den følgende Figur 99. I denne er Atmosfærens Høide tegnet meget for stor i Forhold til Jordens Radius. I alle Figurer gaar Solstraalerne i den Retning, som er betegnet med en Linie, som til Venstre har Tegnet for Solen (en liden Cirkel) og som tangerer Jordens Overflade. Denne er betegnet ved den inderste Cirkelbue. Den yderste Cirkelbue er det høieste Lag i Atmosfæren, som endnu er istand til at reflektere Lys, der kan sandses af et Menneskeøie. Den skyggede Del er Jordskyggen, hvor Jorden stænger for Solstraalerne. Figurerne er lodrette Snit gjennem Iagttagelsesstedet *O*. Jorden er tænkt kugleformet. Figurerne kan gjælde saavel for Solens Opgang, som for dens

Nedgang. Vi betragter først denne. Ved Solopgang gaar det hele i omvendt Orden. Det forudsættes, at Veiret er ganske klart. I første Figur har vi Solen i Horizonten. Hele Atmosfæren over *O* er oplyst.

I anden Figur er Solen sunket under Horizonten. Jordskyggen har løftet sig over Horizonten paa Østsiden. Dens høieste Punkt er i *a* og den Del deraf, som er over Horizonten, viser sig som

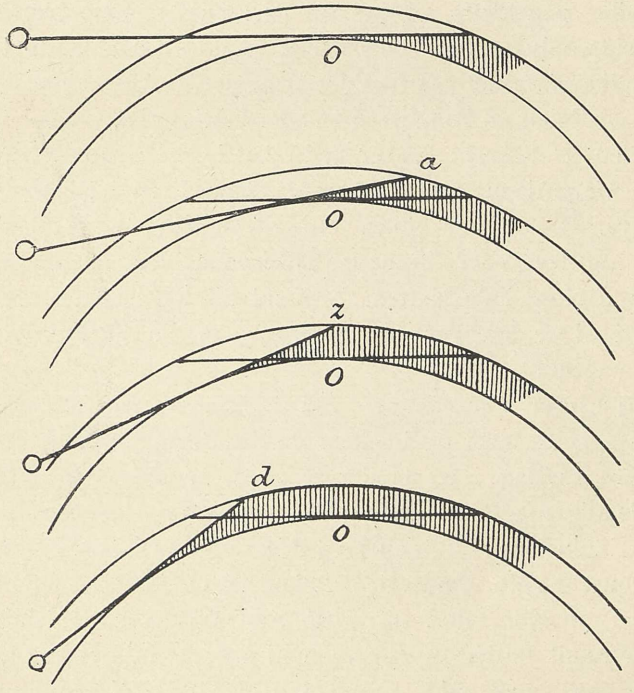


Fig. 99.

et mørkt Segment, med dybblaa Farve og violet Overrand. Jordskyggen ser undertiden ud som en Skybanke. Den løfter sig mere og mere, men dens øvre Grændse udviskes, saa at den ikke kan opfattes skarpt, naar dens Top har naaet omkring 10° over Horizonten.

Vender vi os nu til den modsatte Kant af Himmelen, hvor Solen er gaaet ned, saa ser vi her langs Horizonten et Baand,

der lyser sterkere end Atmosfæren ovenfor. Det er høiest over Solen og noget lavere i større Afstand fra denne. Naar Solen er sunket nogle Grader under Horizonten, viser der sig i en Høide af omkring 25° over dette Baand purpurrøde Farvetoner. Disse breder sig efterhaanden udover og antager, naar Solen er mellem $3^1/_2$ og $4^1/_2$ Grad under Horizonten, Form af en cirkelformet Skive med udvisket Rand, der med noget mere end sin øvre Halvdel ligger ovenfor det lyse Baand i Horizonten og ligesom hviler paa dette. Dette er Purpurlyset. Idet det udfolder sig, oplyses lyse Gjenstande paa Jorden af dette Lys og høie Fjelde viser det man kalder Alpeglød («Alpenglühn»). Kort efter, naar Solen er kommet 6° under Horizonten, svinder Purpurlyset, idet det ligesom synker ned i den lyse laveste Del af Himmelen. Undertiden optræder noget senere det saakaldte andet Purpurlys. Der, hvor Solen om Sommeren ved Midnat ikke synker saa lavt som 6° under Horizonten, kan man se Purpurlyset mod Nord hele Natten. Seet ud for Retningen af en trang Dal, hvis Lier stænger for Sidelys, kan Purpurlyset vise sig meget pragtfuldt.

Purpurlyset fremkommer ved Interferents af Solstraalerne, idet disse gaar forbi og imellem de fine Støvdele, som svæver i de høiere Luftlag i en Høide af 18 til 22 Kilometer. Det var overordentlig pragtfuldt udover Høsten 1883 og Vinteren derefter, efterat Explosionen af Vulkanen Krakatau i Sunda-Strædet den 26. August havde sendt fine Askedele op i Atmosfæren til en Høide af 30 Kilometer, og dette Støv havde udbredt sig først vestover rundt Jorden og senere mod Polerne i de høiere Luftlag. Samtidig saa man midt paa Dagen i klart Veir en stor Ring omkring Solen i 10° til 20° Afstand fra denne, den saakaldte Bishop's Ring, der var synlig helt til Juli 1886. De Smaadele, som var Aarsag til disse Foreteelser, havde en beregnet Diameter af 0.0018 Millimeter.

Naar Solen er sunket til 8°—9° under Horizonten, passerer Jordskyggens Toppunkt meget raskt gjennem Zenit, tredie Figur. Men Skyggens Grændse er saa udvisket, at man ikke kan se den. Først naar, som i fjerde Figur, Toppunktet *d* er

naaet langt ned mod den vestlige Horizont, bliver Modsætningen mellem Jordskyggen og den oplyste Del af Atmosfæren saa sterk, at denne træder tydelig frem som et lysende Segment over Solens Plads. Det er Dæmringen. Dette Segment synker efterhaanden dybere og bliver smalere, og forsvinder tilsidst med sin Top under Horizonten, naar Solen er kommet omkring 16° under denne.

Af Dæmringsbuens Høide (Toppens Høide over Horizonten) kan man beregne Høiden af det øverste Luftlag, som endnu er istand til at reflektere merkbart Lys. Lettest sker dette derved, at man observerer det Klokkeslet, da Dæmringsbuens Top forsvinder under den astronomiske Horizont. I Fig. 100 er *O* Iagttagerens Plads. Den sidste Solstraale *Sba* berører Jorden i *b* og træffer det øverste Luftlag i *a*. Iagttagerens Horizont er *HO*. Solens Dybdevinkel under Horizonten er *HaS*. Da *HO* staar lodret paa Lodlinien *OC* (*C* Jordens Centrum), og *Sa* lodret paa Lodlinien *bC*, er Vinkelen *HaS* = Vinkelen *bCO*. Denne kalder vi Solens Depression (Nedtrykning) og betegner den ved *d*. Da Linierne *ab* og *aO* er Tangenter til Cirkelen om *C*, der forestiller Jorden, bliver Vinkelen *bCa* = Vinkelen *aCO* = $^1/_2$ *d*. Deler vi Vinkelen *bCa* i to Halvdele *bCf* og *fCe*, bliver hver af disse $^1/_4$ *d*. Vi har da, naar vi trækker en Tangent til Jorden gjennem *e*, der skjærer Tangenten *Sba* i Punktet *f*, og naar vi kalder Jordens Radius *R* og Luftlagets Høide *h*, *ef* = *R* tang. $^1/_4$ *d*. Da *afb* staar lodret paa *bC*, og *ef* lodret paa *aC*, er Vinkelen *afe* = Vinkelen *bCe* = $^1/_2$ *d* og *ae* = *h* = *ef* tang *afe* = *R* tang. $^1/_4$ *d* tang. $^1/_2$ *d*. Vinkelen *d* beregnes astronomisk efter det Klokkeslet, da Dæmringsbuen forsvinder. Den er omkring 16°. Sættes Jordens Radius = 6370 Kilometer, saa faar vi *h* =

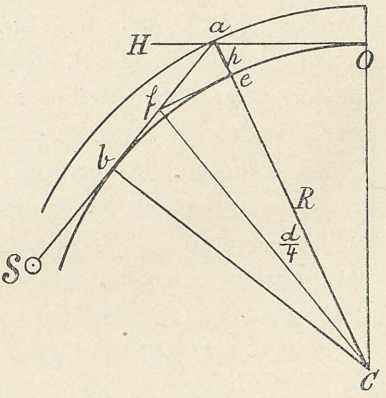


Fig. 100.

6370 × tang 4° × tang 8° = 62.6 Kilometer. En nøiagtigere Observation og Beregning, ved hvilken man tager Hensyn til Straalebrydningen i Atmosfæren, giver *h* noget mindre. Omkring 60 Kilometer høit ligger det høieste Luftlag, som kan sende reflekteret Sollys til et Menneskeøie (117).

502. Regnbuen er en Virkning af Solstraalernes Brydning og Refleksion i Vanddraaber i Luften. Den almindelige Regnbue dannes paa den Maade, at Solstraalerne først brydes, idet de gaar ind i Regndraaben, gaar gjennem denne, reflekteres fra dens indre Overflade, gaar atter gjennem Draaben og brydes igjen, idet de gaar ud af den. De Lysstraaler, der falder paa Regndraaben, kommer ud af denne med en Gangforskjel, der bringer dem til at interferere og danne et Spektrum, der har Formen af en Cirkel med Modsols-Punktet til Centrum og med den røde Side yderst (øverst) og den blaa eller violette Side inderst. Naar Regndraabernes Diameter er omkring 1 Millimeter, sees foruden Hovedspektret indenfor dette Spektrer af høiere Orden som farvede Bremme. Hovedregnbuens Radius (Afstand fra Modsolspunktet) er omkring 41°. Undertiden ser man en anden Regnbue, med Radius 52° og med Farverne i den modsatte Orden. Denne Regnbue dannes af Straaler, der reflekteres 2 Gange inde i Regndraaben.

Regnbuen kan sees om Natten ved Maanelys. Den kaldes da Maane-Regnbue. Denne er svag og de enkelte Farver træder ikke tydelig frem. Regnbuen kan sees ellers overalt, hvor Solen eller Maanen skinner paa faldende Vanddraaber, som i Fosser og i Springvand.

Jo mindre Vanddraaberne er, desto mindre bliver Regnbuens Radius. De smaa Draaber, der findes i Taage, kan give Anledning til, at man ser en Regnbue af en egen Art, som kaldes Taage-Buen og som man ser paa Grændsen af en Taagebanke, naar man er inde i Taagen og har Solen i Ryggen. Taagebuen har en Radius af 38° og en Bredde af 2 Grader; dens øvre Rand er rødlig, dens nedre Rand blaalig, ellers er den mat hvid. Samtidig med Taagebuen kan man undertiden se sin egen Skygge paa Taagen, med Hovedet omgivet af en cirkelformet Glorie,

inderst blaa, i Midten gul, yderst rød. Dette Syn, som man kan have baade paa Fjeldtopper og paa Havet, kaldes «Brocken-Spøgelset» og den farvede Glorie «Ulloa's Ring». Af Størrelsen af Farveringenes Radius i Glorien beregner man Vandkuglernes Diameter i Taagen til nogle Hundredels Millimeter.

Regnbuens Lys er temmelig sterkt polariseret (ved Refleksion) i et Plan, der gaar gjennem Lysstraalen fra Buen og Solen.

503. De smaa farvede Ringe, som man ser omkring Solen og Maanen, naar der kommer en (lavere) Sky foran dem, skyldes Lysstraalernes Interferents, efterat Lysstraalerne har gaaet igjennem Mellemrummene mellem de Vanddraaber, som danner Skyen. Man faar det samme Billede, naar man ser paa et Lyspunkt gjennem et Glas, hvorpaa der er strøet og heftet fine runde Korn.

504. De store Ringe om Solen eller Maanen, Lysstriber over dem eller til Siderne samt Bisole og Bimaaner frembringes ved Lysstraalernes Brydning igjennem eller Speiling paa Overfladen af de sexkantede Isprismer, som danner de høieste Skyer. Man kan beregne, hvorledes en Lysstraale, som træffer et saadant Prisme (en Iskrystal) afbøies ved Brydning eller ved Speiling fra dets Flader. Eftersom Iskrystallernes Stilling er til en Lysstraale, som træffer den, tager denne forskjellige Veie og kan naa Iagttagerens Øie i forskjellige Retninger. Under forskjellige Omstændigheder vil saaledes en Iagttager fornemme Lyset fra Iskrystallerne i forskjellige Retninger og vil se forskjellige Buer eller Striber. Den hyppigst forekommende Ring er en, som har Solen i Midten, et mørkere Rum mellem Solen og Ringen, i denne lidt rødt Lys inderst og hvidere Lys udenfor. Dens Radius er 22°. Naar denne Cirkel gjennemskjæres af Lysstriber, der gaar til begge Sider eller opad fra Solen eller Maanen, fremkaldes paa Krydsningsstederne en forsterket Lysvirkning. Denne er Bisole eller Bimaaner. Bisole kan skinne saa sterkt, at de blænder Øiet.

FJORTENDE KAPITEL.

Klimatologi.

505. For det daglige Livs Interesser er det af Vigtighed at kjende saavel Luftens almindelige Tilstand til de forskjellige Tider af Aaret som dens Tilstand paa de enkelte Dage i et bestemt Aar. Luftens almindelige Tilstand paa et bestemt Sted eller i en bestemt Egn, det vil sige Indbegrebet af alle de meteorologiske Elementers Størrelse og Beskaffenhed, saaledes som de gjennemsnitlig forholder sig, er det, man kalder et Steds K l i m a, og Læren om de forskjellige Egnes Klima paa Jorden udgjør den Del af Meteorologien i videre Forstand, som benævnes K l i m a t o l o g i e n. Klimatologien er de meteorologiske Elementers Statistik, idet den med Tal udtrykker Lufttemperaturens, Luftfugtighedens, Lufttrykkets, Vindenes, Skydækkets, Nedbørens gjennemsnitlige, af lange Aarrækkers Iagttagelser udledede, Forhold til forskjellige Tider af Aaret og derigjennem tillige disse Elementers daglige og aarlige regelmæssige Forandringer. M e t e o r o l o g i e n i snevrere Forstand er Læren om Atmosfærens Tilstande og deres Forandringer, saaledes som de virkelig er og foregaar fra Øieblik til Øieblik. Den omhandler saaledes væsentlig Bevægelserne i Atmosfæren og de Kræfter, som fremkalder dem. Den er Læren om Energiens Omsætning i Atmosfæren.

506. De vigtigste Dele af Klimatologien har vi gjort Bekjendtskab med i de 8 første Kapitler af denne Bog. En fuldstændigere Beskrivelse af Jordens eller et enkelt Lands Klima

fordrer et Omfang, som er større, end at det kan medtages her. Forstaaelsen af Klimatet og af dets fysiske Betingelser fordrer Kjendskab til Atmosfærens Bevægelser og de dem ledsagende Tilstande i det enkelte. Dette Kjendskab, som det har været den sidste Del af Bogens Hensigt at føre Læseren ind i, sætter os nu i Stand til at overskue de klimatiske Elementer i deres gjensidige Aarsags- og Virkningsforhold. Kun en kort Oversigt over den almindelige Klimatologi kan her finde Plads.

Man skjelner mellem tropisk Klima, tempereret Klima, koldt Klima og mellem Sjø- eller Kystklima og Indlandsklima samt Høideklima.

507. **Det tropiske Klima** findes i den varme Zone og begrændses omtrent af begge Vendecirkler. Det udmerker sig ved høi Temperatur, dennes ringe aarlige, men betydelige daglige Forandring, stor Mængde Vanddampe, regelmæssige Vinde, Passater og Monsuner, og en betydelig Nedbør, der falder til bestemte Tider af Aaret, medens andre Tidsrum er tørre. Aarstiderne er Regntid og Tørketid. Den første falder gjerne paa den Tid, Solen er høiest om Middagen. Dag og Nat er hele Aaret omtrent lige lange. Den høie Middagssol fremkalder sterk Opvarmning om Dagen, og der er en sterk Udstraaling af Varme om Natten, hvad der forklarer den sterke daglige Temperaturperiode. Det tropiske Klimas store Midtlinie er det ækvatoriale Stillebelte, hvor en opstigende Luftstrøm underholder et stort Skydække og en stadig Regntid. Denne Luftstrøm underholdes af Passaterne, der paa sin Gang henover Havet optager store Mængder af Vanddamp. Stillebeltet flytter sig efter Solen fra og mod Ækvator, men ikke saa mange Grader paa Jorden som Solen paa Himmelen, og dets Flytning er altid lidt senere end Solens. Det holder sig mest paa den nordlige Halvkugle, hvor de største Landmasser betinger en sterkere Opvarmning. Syd- og Østasiens Monsuner fremkaldes om Sommeren af det Lufttryksminimum, som Fastlandets Opvarmning giver Aarsag til i det Indre af dette Kontinent, og om Vinteren af det Lufttryksmaximum, som Kulden derinde avler.

508. **Det tempererede Klima** har en aarlig Middeltemperatur af fra 25° til 0°, og **det kolde Klima** fra 0° og der-

under. I disse Klimater bliver, jo længere fra Ækvator og jo større Forskjel paa Solens Middagshøide og paa Dagens og Nattens Længde, Temperaturens daglige Periodes Amplituder mindre, dens aarlige Periodes større, Vanddampenes Mængdes mindre, Vindene mere uregelmæssige, Nedbøren mindre og mere uregelmæssig.

509. Forskjellen mellem **Sjø-** eller **Kystklima** og **Indlandsklima** er især fremtrædende i de tempererede og kolde Zoner. Sjøklimaet har forholdsvis høi Vintertemperatur, ringe daglig og aarlig Temperaturamplitude, megen Fugtighed, sterke Vinde, især om Vinteren, megen Nedbør og et stort Skydække. Alt dette forklares af Havets Nærhed. Indlandsklimaet udmerker sig ved varm Sommer, kold Vinter, tør Luft, svage og uregelmæssige Vinde, klarere Himmel og mindre Nedbør. Her er Temperaturens og Fugtighedens daglige og aarlige periodiske Vexel betydelig. Aarsagen hertil ligger i Solens sterke Varmevirkning paa Landjorden om Sommeren, Jordbundens sterke Varmeudstraaling om Vinteren, hvilke begge begunstiges af Luftens Tørhed. Den ringere Nedbør er en Følge dels af Afstanden fra Havet, dels, mere lokalt, af stængende Fjeldkjæder.

510. **Høideklimaet** har megen Lighed med det kolde Klima, dog med mindre Foranderlighed.

511. Over Fastlandene fremkalder den sterke Varme om Sommeren Lufttryksminima og den sterke Kulde om Vinteren Lufttryksmaxima. Derfor har Kysterne om Sommeren Havvinde, som bringer kjøligere Luft og mange Vanddampe, men om Vinteren Landvinde, der bringer kold og tør Luft med sig. Dette er navnlig Tilfældet paa Kontinenternes Østside. Paa disses Vestkyster har vi paa den nordlige Halvkugle varme Havstrømme, der dels ligefrem holder Luften om Vinteren forholdsvis varm, dels ved de Vanddampe, som de afgiver, og gjennem disses Fortætning til Skyer og Nedbør afgiver Varme til Luften og lægger i Skydækket en Skjærm over Jorden, der modvirker Udstraalingen af Varmen til Himmelrummet. De Egne, som ligger paa Sydsiden af de talrige Lufttryksminima, som paa høiere Bredder vandrer henover Jorden, faar herskende Vinde, der medfører Varme og

Fugtighed fra mildere sydligere Egne. Saadanne Egne er Europa og Vest-Sibirien samt, om end i mindre Grad, Nordamerikas Stillehavskyst. Kontinenternes Østkyster har om Vinteren tildels kolde Havstrømme og udprægede Landvinde med kold Luft.

512. Sammenligner vi Isobarkarterne (Fig. 47 og 48) med Isotermkarterne (Fig. 37 og 39) og tager særligt Hensyn til, hvad vi har lært om den termiske Anomali (191), saa finder vi, at den største positive Anomali eller det største Varmeoverskud i Januar af over $+25°$ udenfor Lofoten ligger paa Sydsiden af det Lufttryksminimum, som ligger i vort Nordhav i nordostlig Retning fra Island. Det amerikanske Maximum af Varmeoverskud ($+14°$) ligger paa Østsiden af Stillehavets Lufttryksminimum. Det er de cykloniske Systemers varme sydlige Vinde, som frembringer de høie Værdier for Varmeoverskuddet. Den største negative Anomali finder vi i Januar i Nordost-Sibirien ved Janafloden og ved Hudsonsbugten i Nordamerika. Disse Strøg ligger paa Østsiden af kontinentale Lufttryksmaxima, og deres herskende Vinde kommer fra de kolde Polaregne.

513. I Juli møder vi den største positive Anomali med $+8°$ i det Indre af Sydasien og Nordafrika samt i Kalifornien. Disse Strøg hører vistnok i denne Aarstid til de varmeste paa Jorden, men dertil kommer, at deres herskende Vinde, der tilhører Østsiderne af Anticykloner eller Vestsiden af cykloniske Sommersystemer, er Landvinde fra opvarmede Egne. Asiens og Nordamerikas Østkyster har om Sommeren vistnok sydlige Vinde, men disse kommer fra Havet og er forholdsvis kjølige. Maxima af negativ Anomali finder vi i Juli i Davisstrædet, i Stillehavet udenfor Kalifornien og udenfor Nordafrikas Vestkyst. De herskende Vinde er her nordlige og enten rene Polarvinde eller Havvinde.

FEMTENDE KAPITEL.

Praktisk Meteorologi.

514. Meteorologiske Iagttagelsers Anvendelse i det praktiske Liv er meget udstrakt og forgrener sig paa mangfoldige Maader. Det største Omfang har den faaet, efterat den elektriske Telegraf har gjort det muligt at sprede Meldinger om Veirets Tilstand over store Strækninger af Jorden til den deri interesserede Almenhed i de forskjellige Lande.

515. Klimatologien lærer Sjømanden ved Kjendskab til de herskende Vinde (267) at finde den hurtigste og fordelagtigste Vei over Havet. Den lærer Landmanden at bedømme de atmosfæriske Forhold, der betinger den forskjellige Maade at drive Landbruget paa under de forskjellige Arter af Klima. For Industrien er Meteorologien af Betydning i mange Retninger. Som et Exempel kan nævnes Kjendskab til Nedbøren, dens Hyppighed og Størrelse. Mange Fabriker trænger Vand, og den tilstrækkelige Mængde deraf kan ofte ikke tilveiebringes uden særskilte Anlæg, som maa rette sig efter Stedets eller Omegnens Nedbørforhold. Vandmængden i Elvene beror i første Linie paa Nedbøren, og da denne falder paa en baade i Tid og Rum uregelmæssig Maade, trænges Kjendskab til Nedbørforholdene for al den praktiske Bedrift, som er knyttet til Vasdragene. En forhøiet Betydning har dette nu, da mekanisk Kraft ved Elektricitet kan flyttes fra en Fos til de Steder, hvor det industrielle Arbeide særlig udføres.

516. Betydningen af Kjendskabet til Dagens Veir for det praktiske Liv ligger i Dagen. Sjømanden paa Havet og Landmanden, som er uden Telegraf- eller Telefonforbindelse med Udenverdenen, er henvist til at være sin egen Meteorolog og maa gjøre sine Slutninger om det kommende Veir efter sine egne Iagttagelser, gjorte med eller uden Instrumenter, efter den Kundskab om Atmosfærens Tilstande og Forandringer, som han er i Besiddelse af efter Studium af Meteorologien sammen med Erfaring. Heldigere er den stillet, som kan direkte eller indirekte gjøre Brug af Veirmeldinger, sendte med Telegraf eller paa andre Maader.

517. Den Maade, hvorpaa man nutildags nyttiggjør de meteorologiske Iagttagelser, kan bedst forstaaes ved en Beskrivelse af en meteorologisk Centralanstalts Organisation og Virksomhed. Vi vælger hertil det norske meteorologiske Institut. Der er saadanne Instituter, som er indrettet i en meget større Maalestok end dette, men der er ogsaa flere, der har et mindre Omfang og en mindre Virksomhed.

Efterat Professor Hansteen i 1837 havde sat i Gang meteorologiske Observationer ved Observatoriet i Kristiania, og Telegrafdirektør Nielsen i 1860 havde oprettet meteorologiske Stationer ved Telegrafstationerne Kristiansund, Aalesund, Skudenes, Mandal og Sandøsund, hvortil senere ogsaa kom Dombaas, ligesom en lignende Station var oprettet i 1860 ved Lungegaardshospitalet i Bergen af Overlæge Dr. Danielssen, blev det norske meteorologiske Institut oprettet i 1866 som et videnskabeligt Institut under Universitetet i Kristiania. Det begyndte sin Virksomhed den 1. December 1866 med de ovennævnte Stationer. I Aarenes Løb har Institutet efterhaanden kunnet udvide sin Virksomhed ved de stadig forøgede Bevilgninger, som er blevne givne af Norges Storthing efter Forslag fra Universitetet og den norske Regjering.

Institutets Iagttagelsessystem har nu 88 Stationer rundt om i Landet. Af disse er 4 (Kristiania, Aas, Bergen og Trondhjem) Stationer af I. Orden med Barograf og Termograf. Aasnes har Termograf, og Dombaas har Barograf. 42 Stationer af I. og II.

Orden har Kviksølvbarometer, 41 har Psykrometer, 20 kun tørt Termometer, 48 Stationer har Aneroidbarometer. Paa 6 Fyrstationer observeres Sjøens Temperatur i Overfladen. Alle disse Stationer har Minimumtermometer. Paa samtlige iagttages Vindens Retning og Styrke, Skydækket, Nedbør, Tordenveir og andre leilighedsvis forekommende meteorologiske Fænomener. Observationerne gjøres 3 Gange om Dagen, Kl. 8 Morgen, Kl. 2 Eftermiddag og Kl. 8 Aften. De indføres i Skemata, af hvilke en Afskrift sendes hver Maaned til Institutet. Her bliver Observationerne beregnede og kontrollerede.

Barometerhøiderne reduceres til 0°, til Normalbarometret og til Normaltyngden efter Tabeller særskilt udarbeidede til dette Brug for hver Station. De saaledes reducerede Observationer afsættes grafisk paa Rudepapir, Tiden regnet vandret og Lufttrykket regnet lodret, og Observationspunkterne forbindes med Linier. Observationerne for Nabostationer sættes under hverandre. Saadanne maa følge omtrent den samme Linie. Paa denne Maade opdages strax Feil i Observationerne. En yderligere Kontrol bestaar deri, at samtlige Stationers Maanedsmedier reduceres til Havfladen og indskrives i et Kart. I dette bør man, naar alt er i Orden, kunne trække Isobarer uden Vanskelighed. Nabostationerne kontrollerer hinanden saa skarpt, og vi har saa mange og saa jevnt fordelte Stationer med Kviksølvbarometre, at der ikke kan gjøres Barometerobservationer i dette Land paa Steder, hvis Høide over Havet er kjendt, uden at Institutet kan kontrollere dem.

Temperaturobservationerne rettes for Termometrenes Feil og kontrolleres ved Hjelp af Nabostationerne. Der udtages den laveste og høieste observerede Temperatur i Maaneden med Datum.

Af Psykrometerobservationerne beregnes Vanddampenes Tryk og den relative Fugtighed.

Der tælles op, hvor mange Gange i Maaneden Vinden har blæst fra de forskjellige Kanter, og hvor mange Gange det har været stille. Ligesaa Antallet af Dage med Storm.

Der tælles op Antallet af Dage med Nedbør, Sne, Taage, Hagel, Klarveir, overskyet Veir, Tordenveir og Nordlys.

Der beregnes Maanedsmiddel af Lufttryk, Lufttemperatur, absolut og relativ Fugtighed, Skydække og Vindstyrke.

Der beregnes Maanedssummen af den paa de enkelte Dage faldne Nedbør (Regn og smeltet Sne).

Resultatet af alle disse Observationer og Beregninger offentliggjøres i en Aarbog. I denne gives for Kristiania Lufttryk og Lufttemperatur for hver Time efter Barograf og Termograf, de fuldstændige Observationer fra 12 Stationer og Maanedsmidler samt Nedbørsummer for hver Maaned og for Aaret for samtlige ovennævnte Stationer. Som Tillæg følger Observationer af Cirrusskyernes Drift fra nogle Stationer. Observationerne fra de meteorologiske Stationer finder en udstrakt Anvendelse. Ved Hjelp af dem har vi efterhaanden lært Norges Klima bedre og bedre at kjende. De fuldstændigste Opgaver over vort Klima findes i Klimatabeller for Norge, trykte i Kristiania Videnskabsselskabs Skrifter. Disse omfatter alle de meteorologiske Elementer (undt. Nedbørhøiden, hvorom nedenfor) og er i flere Stykker fuldstændigere, end noget andet Land har saadanne.

En «Oversigt over Luftens Temperatur og Nedbøren i Norge» for hvert Aar meddeles af Institutet til Landbrugsdirektørens Aarsberetning.

Hver Yrkedags Formiddag ankommer til Institutet Veirtelegramer fra 10 eller 11 norske Stationer, 5 svenske, 2 danske, 8 britiske, 4 tyske, 3 russiske og 4 franske. De er fordelt over hele Norge, Sverige, Danmark, de Britiske Øer samt Nord-Frankrig, de tyske Kyster og Vest-Rusland. De indeholder Opgaver for Kl. 8 Morgen over Lufttryk ved Havfladen, Luftens Temperatur, vaadt Termometer, Vindens Retning og Styrke, Veir og tildels Sjøgang. Samtidig indeholder Veirtelegramerne Opgaver over Lufttryk, Lufttemperatur, Vindens Retning og Styrke og Veir for den foregaaende Aften. Fra Skudenes og Skotland faaes om Eftermiddagen Veirtelegramer for Kl. 2 Eft. De udenlandske Telegramer ankommer i Zifferskrift. Efterat der er beregnet absolut og relativ Fugtighed afsættes Observationerne paa flere Karter. 1) Et Kart for den foregaaende Aften med Lufttryk, Isobarer, Veir og Vind, 2) et lignende Kart for Dagens Morgen, 3) et Kart,

der viser Lufttrykkets Forandring fra den foregaaende Morgen til samme Dags Aften, 4) et Kart over den samme fra den foregaaende Aften til Dagens Morgen, 5) et Kart over Dagens Morgentemperaturer, 6) et Kart over Temperaturens Forandring i de sidste 24 Timer fra Morgen til Morgen, 7) et Kart over Morgentemperaturernes Afvigelse fra den normale Temperatur for samme Tid og 8) et Kart over den relative Fugtigheds Fordeling om Morgenen.

Efter Observationerne og Karterne udarbeides snarest mulig en kort Beretning om Dagens Veir og «Udsigter» for Veiret i det kommende Døgn.

Karterne 1) og 2) med Observationstabellerne, Veirberetningen og Udsigterne opslaaes i Porten til Telegraf- og Postkontoret i Kristiania. Veirberetningen med Udsigter sendes til flere Aviser i Kristiania. Af disse meddeler et Par tillige Observationstabellerne, og «Morgenbladet» har desuden en Gjengivelse af Veirkartet for Dagens Morgen.

Fra 1. Juni til 31. Oktober telefoneres Udsigterne eller Veirvarslerne til Sankt Hanshaugen, hvor der gives Veirsignaler fra Taarnet paa følgende Maade:



1. 2. 3. 4.

1. Trekant. Tørt Veir. Klarveir med Varme om Sommeren. Solskinsdage med klare, kolde Nætter om Høsten. Eller lidt skyet Veir, men ingen Nedbør.

2. Trekant over Firkant. Utrygt Veir. Vexlende Veir, delvis med Regn eller begyndende Regnveir. Undertiden om Sommeren lokale Tordenbyger.

3. Firkant. Regnveir. Dagsregn eller Regn med korte Afbrydelser.

4. Firkant over Trekant. Opklarnende Veir. Opklarnende Himmel efter utrygt Veir eller Regnveir. Overgang til tørt Veir. Man maa være belavet paa en enkelt eller flere Regnbyger under Opklarningen.

I Maanederne Juli, August og September sendes ved Telefon og Telegraf Veirsvarsler af samme Slags som de til Sankt Hanshaugen til 4 Distrikter:

1. Veirvarsel for Kristiania, gjældende for Akershus Amt, Smaalenenes Amt, Jarlsberg og Larviks Amt, Bratsberg Amt østenfor Skiensvasdraget, Buskeruds Amts sydlige Del til Krøderens Nordgrændse, Kristians Amts sydøstre Del til Randsfjorden, Nordre Land og Biri, Hedemarkens Amts sydvestre Del til Ringsaker, Elverum og Glommensvasdraget.
2. Veirvarsel for Østerdalen, gjældende fra Rena til Røros.
3. Veirvarsel for Gudbrandsdalen, gjældende fra Lillehammer til Dombaas.
4. Veirvarsel for Valdres, gjældende fra Tonsaasen til Vangsmjøsen.

Varslerne opslaaes paa Jernbanestationerne. Om Eftermiddagen føres Veirsignaler paa Jernbanetogene med de samme Signaler som paa Sankt Hanshaugen. Ogsaa nogle Dampskibe fører saadanne.

I Maanederne November, December og Januar sendes Veirvarsler til det østlandske Sildefiske. De telefoneres til Fredrikstad, hvorfra de spredes i Distriktet ved Telefon.

Naar Veirtelegramerne viser Tegn til, at der kan komme Storm paa Norges Kyst, telefoneres snarest mulig Stormvarsel til Telegrafkontoret, hvorfra det strax telegraferes til de opgivne Kyststrøg.

Veirvarslernes Gyldighed regnes fra Udstedelsen, der sker omkring Kl. 1 Eft. til den næste Dags Middag.

En Sammenligning mellem det virkelig stedfundne Veir og Veirvarslerne viser, at Kristianiavarslerne og Sildefiskevarslerne er heldige i omkring 85 Tilfælder af 100.

Fra Fartøier, som bereiser det Norske Hav og Ishavet, faar Institutet aarlig meteorologiske Observationer fra Havet, udførte efter en af Institutet given Veiledning, der ledsager Observationsskemaerne. Disse Observationer benyttes til Studiet af

Veiret paa Havet og sendes til Kjøbenhavn, hvor de indføres i de internationale synoptiske Veirkarter for hver Dag, der udgives af det Danske meteorologiske Institut og Deutsche Seewarte i Hamburg. Disse Karter giver Veirets Historie paa Strækningen fra Klippebergene i Amerika til Ural i Rusland og over Atlanterhavet fra Ækvator til den 80. nordlige Breddegrad. Fig. 85 er taget fra disse Karter.

Institutet samler hvert Aar Tordenveirobservationer fra over 200 Stationer. Der er udgivet flere Afhandlinger om Tordenveir i Norge.

518. Det meteorologiske Instituts «Regnmaalerafdeling», ogsaa kaldet «Den udvidede Nedbørmaaling», ligger administrativt under Arbeidsdepartementet. Afdelingen har for Tiden 387 Stationer, der sammen med de andre ovennævnte Stationer, som maaler Nedbør, udgjør et Net af 455 Stationer, fordelte over det hele Land. Paa disse Stationer maales hver Dags Morgen Nedbørhøiden (Regn eller smeltet Sne), og der noteres, om der er faldt Nedbør i Løbet af Formiddagen, Eftermiddagen eller Natten. Der observeres ogsaa Snedækkets Størrelse, eller hvor stor Del af den nærmeste Omegn, der er dækket af Sne, og paa en Flerhed af Stationerne Snedybden. Nogle faa Stationer observerer Sneens Tæthed eller Sneens Vandværdi, der bestemmes ved Forholdet mellem Sneens Dybde og Høiden af den samme Sne i smeltet Tilstand. Der udgives en Aarbog, «Nedbøriagttagelser i Norge», i hvilken Observationerne trykkes dels fuldstændig, dels sammendragne i Maaneds- og Aarsoversigter. Aarbogen giver ogsaa Normalværdien for Nedbørhøiden for en Række Stationer.

Vore Elves Vandføring, der er af saa stor Betydning for praktiske Bedrifter, er i første Linie beroende paa Nedbøren. Ved at maale Elvenes Vandføring og sammenligne den med den i Nedbørdistriktet faldende Nedbørmængde kommer man efterhaanden til Kundskab om, hvor stor Vandføring der til forskjellige Aarstider svarer til den faldne Nedbør. Naar man kjender dennes Normalværdi og dens Maxima og Minima, vil man faa paalidelige Opgaver for Anlæg af Regulering af Vasdragene, saaledes at man

kan opspare Vand i de regnrige Tider til de regnfattige og derved opnaa en for Industrien ønskelig jevn Vandføring. Den store Nedbørmængde, som er en Følge af vort Lands Beliggenhed og Høideforhold, falder for en stor Del i de høiereliggende Egne og faar derved en stor Faldhøide paa sin Vandring fra Fjeldet til Havet. Den bliver saaledes en uudtømmelig Energikilde, der kan udnyttes til industrielt Arbeide, hvad der er af saa meget større Betydning, som vort Land ikke har de i andre Lande industriskabende Stenkul.

519. De Veirtelegramer, som Telegrafstyrelsen daglig sender til forskjellige Byer, er de samme som de, Institutet daglig modtager fra norske og tildels andre meteorologiske Stationer. De er af stor Nytte, navnlig for Skibsfart og Handel. Den, som har lært at tegne et Veirkart, kan faa yderligere Nytte af dem, idet Isobarerne paa Veirkarterne giver efter Vindloven (260, 346) Anvisning paa, hvorledes Vinden blæser paa Sjøen. Paa Stationerne selv er Vinden altid noget paavirket af Landets Form og Høider. Paa Bergens Børs opslaaes daglig Veirkarter af samme Slags som Institutets.

520. Vi har seet, at Ustadigheden er det fremherskende Træk i vort Veir. Dette beror paa et Steds Beliggenhed i Forhold til cykloniske og anticykloniske Lufttryks- og Vindsystemer. Veiret beror hovedsagelig paa Vinden og denne igjen paa Lufttrykkets Fordeling. Men denne Fordeling er skiftende, og vi kjender kun lidet til Lovene for denne Skiftning. Veirvarsler kan derfor ikke gives efter Forudberegninger, saaledes som Himmellegemernes Stilling kan forudberegnes af Astronomerne. De kan endnu kun grundes paa et Skjøn, til Grundlag for hvilket Veirkarter som de ovennævnte tegnes for hver Dag. Dette Skjøn hviler paa den Erfaring, som Meteorologerne har erhvervet sig ved praktisk Studium af det daglige Veir og den Maade, hvorpaa det forandrer sig. At give Veirsvarsler er derfor ligesaa meget en Kunst som Videnskab. Det kan ikke læres af Bøger alene.

521. De, som modtager Veirvarsler og vil føre sig dem til Nytte, bør ikke undlade at tage sin egen Erfaring om Stedets Veir og kjendte gode Veirmerker paa Raad. Selvfølgelig vil

Observation af meteorologiske Elementer og Kjendskab til, hvad Meteorologien lærer om Veiret, være til Veiledning ved Siden af, hvad man ligefrem kan se paa Himmelen.

522. Erfaring har vist, at jo længere et Sted ligger fra det Sted, hvor Veirvarslerne udstedes, desto færre Gange slaar disse til. De forskjellige Dele af et Land som Norge, hvor de samtidige Veirforhold kan være saa forskjellige, kan med vore nuværende meteorologiske Kundskaber ikke godt varsles fra et eneste Sted. Tanken er derfor i Fremtiden at faa flere Veirvarselscentra for de forskjellige Distrikter.

523. Det er klart, at man kan følge Atmosfærens Forandringer desto sikrere, jo flere Veirmeldingsstationer man har, og jo oftere disse sender Veirtelegramer til Centralstationen. De forenede Stater i Nordamerika har det høiest udviklede Veirvarselssystem. Der sendes Veirtelegramer 3 Gange i Døgnet, og der er oprettet talrige lokale Veirvarselsstationer. Europa er ikke saa heldig stillet. Fastlandet, hvor man kan have faste Observationsstationer, er mindre, og hvert Land har sine egne Telegraflinier. Det skal siges til Telegrafstyrelsernes Ros, at de altid har stillet sig velvillig ligeoverfor den praktiske Meteorologi, men Ydelsesevnen har sin Grændse. Europa faar sit Veir for en stor Del fra Atlanterhavet, og der har man ingen faste Stationer. Mellem Amerika og Europa er der ingen regelmæssig Forplantelse af de forskjellige Veirtilstande. Kabeltelegramer har ikke vist sig af nogen videre Nytte for Europa. En telegrafisk Forbindelse med Island turde have Udsigt til at være af megen Betydning for Europas Veirvarselssystemer.

524. Det er ogsaa klart, at en dybere Kundskab om Atmosfærens Bevægelser er det bedste Middel til at forbedre Veirvarslerne. Som tidligere antydet er vi i denne Henseende nærmest henvist til at søge at faa Greie paa, hvad der foregaar i de øvre Luftlag. Det er her, at Cykloner og Anticykloner dannes, før de viser sine Virkninger ved Jordoverfladen. Studiet af de øvre Luftlag er begyndt med Tindestationer, Drager og Balloner — et kostbart Apparat. Det er de større Stater, som her kan gaa og har gaaet i Spidsen.

525. Paa Meteorologiens nuværende Standpunkt har det ikke vist sig muligt at kunne give Veirvarsler for mere end et Døgn. At give Varsler for længere Tidsrum, Maaneder, Aarstider og Aar, er en Opgave, som endnu venter paa sin Løsning. Studier i denne Retning gjøres, men har ikke endnu naaet til brugbare Resultater. Den Hjelp, man hertil skulde have i bestemte Perioder, i hvilke Veiret paa et Sted gjentog sig paa samme Maade, savner Meteorologien. Vi kjender kun de daglige og aarlige Perioder i de meteorologiske Elementers Gang. Det har vist sig, efter grundige Undersøgelser, at de Veirmerker, som man har taget af Maanens Stilling paa Himmelen, af dens Faser (Nymaane, Fuldmaane, Kvarterer) eller Maaneskifter, af dens større eller mindre Nærhed til Jorden (Perigæum og Apogæum), af dens Virkning til at frembringe Flo og Fjære (kritiske Dage), af dens og Planeternes indbyrdes Stilling (Aspekter), af Stillingen af dens Banes Knudelinie eller Formørkelsesperioden (18—19 Aar) eller af Veirets Beskaffenhed paa visse Dage (Syvsoverdagen, Hundedagenes Begyndelse o. l.) ikke kan faa Plads i den praktiske Meteorologi, der er grundet paa videnskabelige Erfaringsresultater og deres praktiske Anvendelse.

Dersom man samvittighedsfuldt vil tælle op, hvor mange Gange Veirmerker af det nævnte Slags slaar til, og hvor mange Gange de slaar feil, vil man finde, at de første Tilfælder ikke faar Overvægt. Men dersom man husker kun de Gange, da Merkerne slog til, og glemmer eller overser de Gange, da de slog feil, saa kan man nok komme til det modsatte Resultat. En saadan Begrundelse af en praktisk Regel ligger udenfor Videnskaben.

Tab. I.

Fahrenheit (F.) og Celsius (C.) Grader.

F.°	C.°	F.°	C.°	F.°	C.°	F.°	C.°	F.°	C.°
100	37.8	66	18.9	32	0.0	— 2	— 18.9	— 36	— 37.8
99	37.2	65	18.3	31	— 0.6	— 3	— 19.4	— 37	— 38.3
98	36.7	64	17.8	30	— 1.1	— 4	— 20.0	— 38	— 38.9
97	36.1	63	17.2	29	— 1.7	— 5	— 20.6	— 39	— 39.4
96	35.6	62	16.7	28	— 2.2	— 6	— 21.1	— 40	— 40.0
95	35.0	61	16.1	27	— 2.8	— 7	— 21.7	— 41	— 40.6
94	34.4	60	15.6	26	— 3.3	— 8	— 22.2	— 42	— 41.1
93	33.9	59	15.0	25	— 3.9	— 9	— 22.8	— 43	— 41.7
92	33.3	58	14.4	24	— 4.4	— 10	— 23.3	— 44	— 42.2
91	32.8	57	13.9	23	— 5.0	— 11	— 23.9	— 45	— 42.8
90	32.2	56	13.3	22	— 5.6	— 12	— 24.4	— 46	— 43.3
89	31.7	55	12.8	21	— 6.1	— 13	— 25.0	— 47	— 43.9
88	31.1	54	12.2	20	— 6.7	— 14	— 25.6	— 48	— 44.4
87	30.6	53	11.7	19	— 7.2	— 15	— 26.1	— 49	— 45.0
86	30.0	52	11.1	18	— 7.8	— 16	— 26.7	— 50	— 45.6
85	29.4	51	10.6	17	— 8.3	— 17	— 27.2	— 51	— 46.1
84	28.9	50	10.0	16	— 8.9	— 18	— 27.8	— 52	— 46.7
83	28.3	49	9.4	15	— 9.4	— 19	— 28.3	— 53	— 47.2
82	27.8	48	8.9	14	— 10.0	— 20	— 28.9	— 54	— 47.8
81	27.2	47	8.3	13	— 10.6	— 21	— 29.4	— 55	— 48.3
80	26.7	46	7.8	12	— 11.1	— 22	— 30.0	— 56	— 48.9
79	26.1	45	7.2	11	— 11.7	— 23	— 30.6	— 57	— 49.4
78	25.6	44	6.7	10	— 12.2	— 24	— 31.1	— 58	— 50.0
77	25.0	43	6.1	9	— 12.8	— 25	— 31.7	— 59	— 50.6
76	24.4	42	5.6	8	— 13.3	— 26	— 32.2	— 60	— 51.1
75	23.9	41	5.0	7	— 13.9	— 27	— 32.8	— 61	— 51.7
74	23.3	40	4.4	6	— 14.4	— 28	— 33.3	— 62	— 52.2
73	22.8	39	3.9	5	— 15.0	— 29	— 33.9	— 63	— 52.8
72	22.2	38	3.3	4	— 15.6	— 30	— 34.4	— 64	— 53.3
71	21.7	37	2.8	3	— 16.1	— 31	— 35.0	— 65	— 53.9
70	21.1	36	2.2	2	— 16.7	— 32	— 35.6	— 66	— 54.4
69	20.6	35	1.7	1	— 17.2	— 33	— 36.1	— 67	— 55.0
68	20.0	34	1.1	0	— 17.8	— 34	— 36.7	— 68	— 55.6
67	19.4	33	0.6	— 1	— 18.3	— 35	— 37.2	— 69	— 56.1
66	18.9	32	0.0	— 2	— 18.9	— 36	— 37.8	— 70	— 56.7

Tab. II.

Barometerhøidens Reduktion til 0°.

Temp. C. °	Millimeter. Celsius. Messingskala. Aflæst Barometerhøide:							
	660	680	700	720	740	760	780	800
0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3
3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4
4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
5	0.5	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.7
6	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8	0.8
7	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.9	0.9	0.9
8	0.9	0.9	0.9	0.9	1.0	1.0	1.0	1.0
9	1.0	1.0	1.0	1.1	1.1	1.1	1.1	1.2
10	1.1	1.1	1.1	1.2	1.2	1.2	1.3	1.3
11	1.2	1.2	1.3	1.3	1.3	1.4	1.4	1.4
12	1.3	1.3	1.4	1.4	1.4	1.5	1.5	1.6
13	1.4	1.4	1.5	1.5	1.6	1.6	1.6	1.7
14	1.5	1.5	1.6	1.6	1.7	1.7	1.8	1.8
15	1.6	1.7	1.7	1.8	1.8	1.9	1.9	1.9
16	1.7	1.8	1.8	1.9	1.9	2.0	2.0	2.1
17	1.8	1.9	1.9	2.0	2.0	2.1	2.2	2.2
18	1.9	2.0	2.0	2.1	2.2	2.2	2.3	2.3
19	2.0	2.1	2.2	2.2	2.3	2.3	2.4	2.5
20	2.1	2.2	2.3	2.3	2.4	2.5	2.5	2.6
21	2.3	2.3	2.4	2.5	2.5	2.6	2.7	2.7
22	2.4	2.4	2.5	2.6	2.6	2.7	2.8	2.9
23	2.5	2.5	2.6	2.7	2.8	2.8	2.9	3.0
24	2.6	2.7	2.7	2.8	2.9	3.0	3.0	3.1
25	2.7	2.8	2.8	2.9	3.0	3.1	3.2	3.2
26	2.8	2.9	3.0	3.0	3.1	3.2	3.3	3.4
27	2.9	3.0	3.1	3.2	3.2	3.3	3.4	3.5
28	3.0	3.1	3.2	3.3	3.4	3.5	3.5	3.6
29	3.1	3.2	3.3	3.4	3.5	3.6	3.7	3.7
30	3.2	3 3	3.4	3.5	3.6	3.7	3.8	3.9

Tab. III.

Engelske Tommer og Millimeter.

E. T.	mm.	E. T.	mm.	E. T.	mm.	E. T.	mm.
26.0	660.4	27.4	696.0	28.8	731.5	30.2	767.1
26.1	662.9	27.5	698.5	28.9	734.1	30.3	769.6
26.2	665.5	27.6	701.0	29.0	736.6	30.4	772.2
26.3	668.0	27.7	703.6	29.1	739.1	30.5	774.7
26.4	670.6	27.8	706.1	29.2	741.7	30.6	777.2
26.5	673.1	27.9	708.7	29.3	744.2	30.7	779.8
26.6	675.6	28.0	711.2	29.4	746.8	30.8	782.3
26.7	678.2	28.1	713.7	29.5	749.3	30.9	784.9
26.8	680.7	28.2	716.3	29.6	751.8	31.0	787.4
26.9	683.2	28.3	718.8	29.7	754.4	31.1	789.9
27.0	685.8	28.4	721.4	29.8	756.9	31.2	792.5
27.1	688.3	28.5	723.9	29.9	759.5	31.3	795.0
27.2	690.9	28.6	726.4	30.0	762.0	31.4	797.6
27.3	693.4	28.7	729.0	30.1	764.5	31.5	800.1

Tab. IV.

Beregnet Tyngdekorrektion ved Havfladen.

Bredde.	Millimeter.							Bredde.
°	680	700	720	740	760	780	800	°
0 —	1.8	1.8	1.9	1.9	2.0	2.0	2.1	+ 90
10 —	1.7	1.7	1.8	1.8	1.9	1.9	2.0	+ 80
20 —	1.3	1.4	1.5	1.5	1.5	1.6	1.6	+ 70
25 —	1.1	1.2	1.2	1.2	1.3	1.3	1.3	+ 65
30 —	0.9	0.9	0.9	1.0	1.0	1.0	1.0	+ 60
35 —	0.6	0.6	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7	+ 55
40 —	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	+ 50
45 —	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	+ 45

Tab. V a.

Høide — i Meter — af en Luftsøile, hvis Tryk udgjør en Millimeter. — Normaltyngden. — Rel. Fugtighed 75 %.

Luft-tryk. mm.	Luftens Temperatur.							
	30°	28°	26°	24°	22°	20°	18°	16°
780	11.50	11.42	11.33	11.24	11.15	11.07	10.97	10.89
770	11.66	11.57	11.48	11.39	11.30	11.22	11.12	11.04
760	11.81	11.73	11.63	11.55	11.45	11.37	11.27	11.19
750	11.97	11.88	11.79	11.70	11.61	11.52	11.43	11.34
740	12.13	12.04	11.95	11.86	11.76	11.68	11.58	11.49
730	12.28	12.20	12.10	12.02	11.91	11.83	11.73	11.64
720	12.46	12.38	12.28	12.19	12.09	12.00	11.90	11.81
710	12.64	12.55	12.45	12.36	12.26	12.17	12.07	11.98
700	12.82	12.73	12.63	12.53	12.43	12.34	12.24	12.15
690	13.01	12.91	12.82	12.72	12.62	12.52	12.42	12.33
680	13.20	13.11	13.01	12.91	12.80	12.70	12.60	12.51
670	13.41	13.31	13.21	13.10	13.00	12.90	12.79	12.70
660	13.62	13.52	13.42	13.30	13.21	13.10	12.99	12.89
	14°	12°	10°	8°	6°	4°	2°	0°
780	10.82	10.74	10.66	10.58	10.50	10.42	10.33	10.26
770	10.96	10.88	10.80	10.72	10.64	10.56	10.47	10.39
760	11.11	11.02	10.94	10.86	10.78	10.70	10.61	10.53
750	11.25	11.17	11.08	11.01	10.92	10.84	10.75	10.67
740	11.41	11.32	11.23	11.16	11.07	10.98	10.90	10.82
730	11.55	11.47	11.38	11.30	11.21	11.13	11.04	10.97
720	11.72	11.63	11.55	11.45	11.38	11.29	11.20	11.12
710	11.89	11.80	11.71	11.63	11.54	11.45	11.35	11.28
700	12.06	11.97	11.87	11.79	11.70	11.61	11.52	11.44
690	12.23	12.14	12.05	11.97	11.87	11.78	11.70	11.60
680	12.41	12.32	12.22	12.14	12.05	11.95	11.87	11.77
670	12.60	12.51	12.41	12.33	12.23	12.14	12.05	11.95
660	12.79	12.70	12.60	12.51	12.41	12.32	12.23	12.13

Tab. V b.

Høide — i Meter — af en Luftsøile, hvis Tryk udgjør en Millimeter. — Normaltyngden. — Rel. Fugtighed 75 %.

Luft-tryk. mm.	Luftens Temperatur.							
	0°	— 2°	— 4°	— 6°	— 8°	— 10°	— 12°	— 14°
780	10.26	10.19	10.11	10.03	9.95	9.87	9.80	9.72
770	10.39	10.31	10.24	10.16	10.08	10.00	9.93	9.85
760	10.53	10.45	10.38	10.30	10.21	10.14	10.06	9.98
750	10.67	10.59	10.51	10.44	10.35	10.27	10.19	10.11
740	10.82	10.74	10.66	10.58	10.49	10.41	10.33	10.26
730	10.97	10.89	10.81	10.73	10.64	10.56	10.48	10.39
720	11.12	11.04	10.96	10.88	10.79	10.71	10.62	10.53
710	11.28	11.20	11.12	11.04	10.94	10.86	10.78	10.69
700	11.44	11.36	11.27	11.19	11.09	11.01	10.93	10.84
690	11.60	11.52	11.43	11.35	11.25	11.17	11.08	11.00
680	11.77	11.68	11.60	11.51	11.42	11.33	11.24	11.16
670	11.95	11.86	11.77	11.68	11.59	11.50	11.41	11.32
660	12.13	12.04	11.94	11.85	11.76	11.67	11.59	11.49
	— 16°	— 18°	— 20°	— 22°	— 24°	— 26°	— 28°	— 30°
780	9.65	9.57	9.50	9.42	9.35	9.27	9.20	9.12
770	9.78	9.70	9.62	9.54	9.47	9.39	9.32	9.24
760	9.91	9.83	9.75	9.67	9.59	9.51	9.44	9.36
750	10.04	9.96	9.88	9.79	9.71	9.64	9.56	9.48
740	10.18	10.10	10.02	9.93	9.85	9.77	9.69	9.61
730	10.31	10.23	10.15	10.06	9.98	9.90	9.82	9.74
720	10.46	10.38	10.30	10.21	10.12	10.04	9.96	9.88
710	10.61	10.53	10.45	10 35	10.27	10.19	10.10	10.02
700	10.76	10.67	10.59	10.50	10.41	10.33	10.24	10.16
690	10.91	10.83	10.74	10.65	10.56	10.48	10.39	10 31
680	11.07	10.99	10.90	10.80	10.72	10.63	10.55	10.46
670	11.24	11.15	11.06	10.96	10.87	10.79	10.70	10.62
660	11.42	11.32	11.23	11.13	11.04	10.96	10.86	10.78

Tab. VI.

Psykrometer-Tabel. I.

Tørt Termometer. °	Forskjel mellem tørt og vaadt Termometer.					
	— 0.°1		— 0.°2		— 0.°3	
	Damp-tryk.	Relativ Fugtigh.	Damp-tryk.	Relativ Fugtigh.	Damp-tryk.	Relativ Fugtigh.
	mm.	%	mm.	%	mm.	%
— 1	4.3	100				
— 2	3.9	98	4.0	100		
— 3	3.5	96	3.6	98	3.7	100
— 4	3.1	93	3.2	95	3.3	98
— 5	2.8	90	2.9	93	3.0	95
— 6	2.6	90	2.6	93	2.7	95
— 7	2.4	89	2.4	92	2.5	94
— 8	2.2	88	2.2	91	2.3	94
— 9	2.0	88	2.0	91	2.1	94
— 10	1.8	87	1.9	90	1.9	94
— 11	1.7	86	1.7	89	1.8	93
— 12	1.5	85	1.6	89	1.6	93
— 13	1.4	84	1.4	88	1.5	92
— 14	1.3	83	1.3	88	1.4	91
— 15	1.1	82	1.2	87	1.3	91
— 16	1.0	81	1.1	85	1.1	90
— 17	0.9	79	1.0	84	1.0	90
— 18	0.8	78	0.9	84	1.0	89
— 19	0.7	77	0.8	82	0.9	88
— 20	0.7	76	0.7	81	0.8	87
— 21	0.6	73	0.7	79	0.7	86
— 22	0.5	70	0.6	77	0.7	85
— 23	0.5	67	0.5	75	0.6	84
— 24	0.4	64	0.5	73	0.5	83
— 25	0.4	62	0.4	71	0.5	82
— 26	0.4	59	0.4	69	0.5	81
— 27	0.3	55	0.3	66	0.4	79
— 28	0.3	50	0.3	62	0.4	76
— 29	0.2	45	0.2	58	0.5	72
— 30	0.2	39	0.2	53	0.3	67

Tab. VI.

Psykrometer-Tabel. II.

Tørt Term. °	Forskjel mellem tørt og vaadt Termometer.									
	0 °		1 °		2 °		3 °		4 °	
	Damp-tryk.	Rel. Fugt.	Damp-tryk.	Rel. Fugt.	Damp-tryk.	Rel. Fugt.	Damp-tryk.	Rel. Fugt.	Damp-tryk.	Rel. Fugt.
— 0	4.6	100	3.7	79	2.7	60	1.8	40	0.9	20
— 1	4.2	98	3.3	76	2.4	56	1.5	35	0.7	15
— 2	3.8	96	2.9	74	2.0	52	1.2	30	0.5	11
— 3	3.4	94	2.5	70	1.7	46	1.0	26		
— 4	3.1	91	2.2	66	1.5	44	0.7	22		
— 5	2.7	88	2.0	64	1.3	41	0.5	17		
— 6	2.5	87	1.8	61	1.1	36	0.3	12		
— 7	2.3	87	1.6	59	0.9	32	0.3	7		
— 8	2.1	85	1.4	56	0.7	28				
— 9	1.9	85	1.2	54	0.5	24				
— 10	1.7	84	1.1	51	0.4	19				
— 11	1.6	82	0.9	48	0.3	14				
— 12	1.4	81	0.8	45	0.2	11				
— 13	1.3	80	0.7	41						
— 14	1.2	79	0.6	37						
— 15	1.1	77	0.4	33						
— 16	1.0	76	0.3	28						
— 17	0.9	74	0.3	22						
— 18	0.8	73	0.2	17						
— 19	0.7	70	0.2	10						
— 20	0.6	68								
— 21	0.5	65								
— 22	0.5	62								
— 23	0.4	59								
— 24	0.4	56								
— 25	0.3	54								
— 26	0.3	49								
— 27	0.3	43								
— 28	0.3	37								
— 29	0.2	32								
— 30	0.1	27								

Tab. VI.

Psykrometer-Tabel. III.

Tørt Term. °	Forskjel mellem tørt og vaadt Termometer.									
	0 °		1 °		2 °		3 °		4 °	
	Damp-tryk.	Rel. Fugt.	Damp-tryk.	Rel. Fugt.	Damp-tryk.	Rel. Fugt.	Damp-tryk.	Rel. Fugt.	Damp-tryk.	Rel. Fugt.
0	4.6	100	3.7	79	2.7	60	1.8	40	1.0	21
1	4.9	100	4.0	81	3.1	63	2.2	45	1.3	27
2	5.3	100	4.3	82	3.4	64	2.6	49	1.7	31
3	5.7	100	4.7	83	3.7	66	2.8	50	2.1	34
4	6.1	100	5.1	84	4.1	67	3.2	52	2.2	36
5	6.5	100	5.5	84	4.5	69	3.5	54	2.6	39
6	7.0	100	5.9	85	4.9	70	3.9	56	2.9	42
7	7.5	100	6.4	85	5.3	71	4.3	57	3.3	44
8	8.0	100	6.9	86	5.8	72	4.7	59	3.7	46
9	8.6	100	7.4	87	6.3	73	5.2	61	4.1	48
10	9.1	100	8.0	87	6.8	74	5.7	62	4.6	50
11	9.8	100	8.6	87	7.4	75	6.2	63	5.1	52
12	10.4	100	9 2	89	8.0	76	6.8	65	5.6	54
13	11.1	100	9.8	89	8.6	77	7.3	66	6.2	55
14	11.9	100	10.6	90	9.2	78	8.0	67	6.7	57
15	12.7	100	11.3	89	9.9	78	8.6	68	7.4	58
16	13.5	100	12.1	89	10.7	79	9.4	69	8.0	59
17	14.4	100	13.0	90	11.5	80	10.1	70	8.7	61
18	15.3	100	13.8	90	12.3	80	10.9	71	9.5	62
19	16.3	100	14.7	90	13.2	81	11.7	72	10.3	63
20	17.4	100	15.7	91	14.1	81	12.6	72	11.1	64
21	18.5	100	16.8	91	15.1	82	13.5	74	12.0	65
22	19.6	100	17.9	91	16.2	82	14.5	74	12.9	66
23	20.9	100	19.0	91	17.2	83	15.5	74	13.9	66
24	22.2	100	20.3	91	18.4	83	16.6	75	14.9	67
25	23.5	100	21.6	92	19.6	83	17.8	76	16.0	68
26	25.0	100	22.9	92	20.9	84	19.0	76	17.2	69
27	26.5	100	24.4	92	22.3	84	20.3	77	18.4	69
28	28.1	100	25.9	92	23.7	85	21.7	77	19.7	70
29	29.7	100	27.5	92	25.3	85	23.1	78	21.1	71
30	31.5	100	29.2	92	26.9	85	24.6	78	22.5	71
31	33.4	100	30.9	93	28.5	85	26.2	79	24.0	72
32	35.3	100	32 8	93	30.3	86	27.9	79	25.6	72
33	37.4	100	34.7	93	32 1	86	29 7	79	27.3	73
34	39.5	100	36.8	93	34.1	86	31.5	80	29.0	73
35	41.8	100	38.9	93	36.2	86	33.5	80	30.9	74

Tab. VI.

Psykrometer-Tabel. IV.

Tørt Term. °	Forskjel mellem tørt og vaadt Termometer.									
	5 °		6 °		7 °		8 °		9 °	
	Damp-tryk.	Rel. Fugt.	Damp-tryk.	Rel. Fugt.	Damp-tryk.	Rel. Fugt.	Damp-tryk.	Rel. Fugt.	Damp-tryk.	Rel. Fugt.
1	0.6	12								
2	0.8	15								
3	1.2	20								
4	1.6	26								
5	2.0	30	1.0	16						
6	2.0	28	1.0	15						
7	2.3	31	1.4	18						
8	2.7	34	1.7	22	0.8	10				
9	3.1	36	2.1	25	1.1	13				
10	3.5	39	2.5	28	1.5	16				
11	4.0	41	2.9	30	1.9	19				
12	4.5	43	3.4	33	2.3	22	1.3	13		
13	5.0	45	3.9	35	2.8	25	1.7	16		
14	5.6	47	4.4	37	3.3	28	2.2	18	1.1	10
15	6.1	49	5.0	39	3.8	30	2 7	21	1.6	13
16	6.8	50	5.5	41	4.3	32	3.2	24	2.1	15
17	7.4	52	6.2	43	4.9	34	3.7	26	2.6	18
18	8.1	53	6.8	44	5.5	36	4.3	28	3.1	20
19	8 9	54	7.5	46	6.2	38	4.9	30	3.7	23
20	9.6	55	8.3	47	6.9	40	5.6	32	4.3	25
21	10.5	57	9.0	49	7.6	41	6.3	34	5.0	27
22	11.4	58	9.9	50	8.4	43	7.0	36	5.7	29
23	12.3	59	10.8	52	9.2	44	7.8	38	6.4	31
24	13.3	60	11.7	53	10.1	46	8.7	39	7.2	32
25	14.3	61	12.7	54	11.1	47	9.5	40	8.0	34
26	15.4	62	13.7	55	12.1	48	10.5	42	8.9	36
27	16.6	63	14.8	56	13.1	49	11.4	43	9.8	37
28	17.8	63	16.0	57	14.2	51	12.5	44	10.8	39
29	19.1	64	17.2	58	15.3	52	13.6	46	11.9	40
30	20.5	65	18.5	59	16.6	53	14.7	47	13.0	41
31	21.9	65	19.8	59	17.9	53	15.9	48	14.1	42
32	23.3	66	21.2	60	19.2	54	17.2	49	15.3	43
33	25.0	67	22.8	61	20.6	55	18.6	50	16.6	44
34	26.7	67	24.4	62	22.1	56	20.0	51	18.0	45
35	28.4	68	26.0	62	23.7	57	21.5	51	19.4	46

Tab. VI.

Psykrometer-Tabel. V.

Tørt Term. °	Forskjel mellem tørt og vaadt Termometer.									
	10°		11°		12°		13°		14°	
	Damp-tryk.	Rel. Fugt.	Damp-tryk.	Rel. Fugt.	Damp-tryk	Rel. Fugt.	Damp-tryk.	Rel. Fugt.	Damp-tryk.	Rel. Fugt.
18	2.0	13								
19	2.5	16								
20	3.1	18	1.9	11						
21	3.7	20	2.5	14						
22	4.4	22	3.1	16						
23	5.1	25	3.8	18	2.5	12				
24	5.8	26	4.5	20	3 2	14				
25	6.6	28	5.2	22	3.9	16	2.7	12		
26	7.4	30	6.0	24	4.6	18	3.3	13		
27	8.3	31	6.8	26	5.4	20	4.0	15	2.8	11
28	9.2	33	7.7	27	6.2	22	4.8	17	3.4	12
29	10.2	34	8.6	29	7.1	24	5.6	19	4.2	14
30	11.2	36	9.6	30	8.0	25	6.5	21	5.0	16
31	12.3	37	10.6	32	9.0	27	7.4	22	5.9	17
32	13.5	38	11.7	33	10.0	28	8.4	24	6.8	19
33	14.7	39	12.9	34	11.1	30	9.5	25	7.8	21
34	16.0	41	14.1	36	12.3	31	10.5	27	8.8	22
35	17.4	42	15.4	37	13.5	32	11.6	28	9.9	24

Tab. VI.

Psykrometer-Tabel. VI.

Tørt Term. °	Forskjel mellem tørt og vaadt Termometer.					
	15°		16°		17°	
	Damp-tryk.	Rel. Fugt.	Damp-tryk.	Rel. Fugt.	Damp-tryk.	Rel. Fugt.
30	3.6	11				
31	4 4	13				
32	5.3	14	3.9	11		
33	6.2	16	4.6	12		
34	7.2	18	5.6	13		
35	8.2	19	6.5	15	4.9	11

Tab. VII.

Nedbørhøiden. Engelske Tommer og Millimeter.

1 engelsk Tomme = 25.40 Millimeter.

E. T.	m. m.	E. T.	m. m.	E. T.	m. m.	E. T.	m. m.
0.00	0.0	11	279.4	41	1 041.4	71	1 803.4
0.01	0.3	12	304.8	42	1 066.8	72	1 828.8
0.02	0.5	13	330.2	43	1 092.2	73	1 854.2
0.03	0.8	14	355.6	44	1 117.6	74	1 879.6
0.04	1.0	15	381.0	45	1 143.0	75	1 905.0
0.05	1.3	16	406.4	46	1 168.4	76	1 930.4
0.06	1.5	17	431.8	47	1 193.8	77	1 955.8
0.07	1.8	18	457.2	48	1 219.2	78	1 981.2
0.08	2.0	19	482.6	49	1 244.6	79	2 006.6
0.09	2.3	20	508.0	50	1 270.0	80	2 032.0
0.1	2.5	21	533.4	51	1 295.4	81	2 057.4
0.2	5.1	22	558.8	52	1 320.8	82	2 082.8
0.3	7.6	23	584.2	53	1 346.2	83	2 108.2
0.4	10.2	24	609.6	54	1 371.6	84	2 133.6
0.5	12.7	25	635.0	55	1 397.0	85	2 159.0
0.6	15.2	26	660.4	56	1 422.4	86	2 184.4
0.7	17.8	27	685.8	57	1 447.8	87	2 209.8
0.8	20.3	28	711.2	58	1 473.2	88	2 235.2
0.9	22.9	29	736.6	59	1 498.6	89	2 260.6
1	25.4	30	762.0	60	1 524.0	90	2 286.0
2	50.8	31	787.4	61	1 549.4	91	2 311.4
3	76.2	32	812.8	62	1 574.8	92	2 336 8
4	101.6	33	838.2	63	1 600.2	93	2 362.2
5	127.0	34	863.6	64	1 625.6	94	2 387.6
6	152.4	35	889.0	65	1 651.0	95	2 413.0
7	177.8	36	914.4	66	1 676.4	96	2 438.4
8	203.2	37	939.8	67	1 701.8	97	2 463.8
9	228.6	38	965.2	68	1 727.2	98	2 489.2
10	254.0	39	990.6	69	1 752.6	99	2 514.6
11	279.4	40	1 016.0	70	1 778.0	100	2 540.0

Register.

	Side
Aarstider	3. 164
Absolut Fugtighed	64
— Bestemmelse ved kemisk Metode	65
Adiabatisk Temperaturændring	215
Aftenrøde	360
Alto-Cumulus	207. 210
Amplitude	26
— Aperiodisk Temperatur	117
Aneroid-Barometer	56
Anticyklonisk Vindsystem	194. 255
Aspekter	379
Assmann's Aspirations-Psykrometer	34
Atmiske Vindroser	264
Atmosfærens Bestanddele	18
— Høide	96
Atmosfærisk Luft	18
Balloner	177. 303
Bariske Vindlov	234. 245. 250
Bariske Vindroser	266. 291
Barograf	56
Barometer	40
Barometerhøidens Reduktion til 0°	44
Berg- og Dal-Vind	181
Blizzard	296
Bora	295
Brave Vestenvinde	189. 250
Bræer	232
Buraner	296
Byger	338
Bygelinie	338
Bølge-Skyer	213
Centrifugalkraft	8. 242
Chamsin	296
Cirrus	207. 220
Cirro-Cumulus	207. 220
Cirro-Stratus	207. 220
Columbus	200
Cosinus	7
Cumulus	208. 220
Cumulo-Nimbus	209
Cykloner	285
— Tropiske	317—334
Cyklonisk Vindsystem	194. 255
— Stedforandring	277
— Form og Omraade i de høiere Luftlag	304
Damptryk	64
— Daglig Periode	153
— Aarlig Periode	156
— i Høiden	157
— Fordeling	158
Det norske meteorologiske Institut	371
Dove's Dreiningslov	290
Drager	303
Dug	203

Side

Dugpunkt 23
Dynamisk Temperaturforandring 215
Dæmring 96. 360

Fjærskyer 207
Fordunstning 23. 151
Fordunstningsmaaler 93
Fracto-Cumulus 209
Fracto-Nimbus 208
Fracto-Stratus 209
Friktionskoefficient 243
Frostrøg 205
Føhn 292
— i Norge 272. 294

Glatis 204
Gletscher 232
Gradient 196
— Størrelse 235
— Gr. og Vindhastighed . . . 253
Gradientkraft 237

Haarhygrometer 76
Hagel 219. 233. 348
Hagemann's Anemometer . . . 84
Hann 167. 181
Harmattan 296
Haug-Sky 208
Herskende Vinde 186
Himmelens Farve 360
Hvirvelcentrum 258
— Baner 286. 313. 320
Hvirvel, Forside, Bagside . . . 278
Hvirvel-Tordenveir 353
Hydro-Meteorer 202
Hygrograf 77
Hygrometer 67
Hypsometer 55
Hævert-Barometer 48
Høide-Klima 368
Høidemaaling med Barometer . 62

Indlands-Klima 368
Industrien og Meteorologien 370. 376
Inversion 135
Isametraler 148

Side

Isberg 233
Isobarer 171
Isobronter 351
Isotermer 137
— f. Aaret 138
— f. Januar 141. 143
— f. Juli 145

Jorden. Form og Størrelse . . 1
— Bevægelse 2
— Yderste Niveauflade . . . 14
Jordfok 221
Jordrotationens Afbøiningskraft 13. 242

Kalori 16
Kapsel-Barometer 46
Kew-Station-Barometer 51
Klima 25
— Tropisk 367
— Tempereret 367
— Koldt 367
— Kyst- 368
— Indlands- 368
— Høide- 368
Klimatabeller for Norge . . . 373
Klimatologi 25. 366
Kogepunktstermometer 55
Kondensations-Hygrometer . . 67
Konvektion 113
Kornmo 343
Kuldepoler 143
Kviksølv-Termometer 26

Landbris 180
Landmanden og Meteorologien . 370
Leste 296
Leveche 295
Ligetryksflade . . . 239. 299. 305
Lokale Vinde 292
Luftens Egenskaber 18
Luft-Temperatur. Maaling . . 33
— Daglig Periode 104
— Aarlig Periode 125
— Amplitude 132
— Forandring med Høiden . . 133

Side

Luft-Temperatur. Reduktion til Havfladen 134
— Fordeling . . . 137. 141. 145
Luftspeiling 358
Lufttryk 40
— Daglig Periode . . . 162 - 169
— Aarlig Periode 169
— Aftagen med Høiden . . . 58
— Reduktion til Havfladen . . 60
— Fordeling i Januar 172
— i Juli 175
— i de høiere Luftlag 177. 300. 305
Lufttryk og Vind 193. 234
Lufttryk i Minima . 281. 285. 318
Lustrum 122
Lyn 341
Lynafleder 344
Lynslag 343

Makrel-Skyer 207
Masse 237
Maury 200
Maximum-Termometer 32
Mercators Projektion 130
Middeltal 26
Middel-Temperatur f. Døgn . . 117
— f. Maaned 117
— f. Aaret 123
— f. Breddegrader 147
Minimum-Termometer 32
Mistral 295
Monsuner 186. 326
Morgenrøde 360
Mørketid 4. 110. 130

Nattefrost 136
Nedbør 202. 219
— -Hyppighed 221
— -Sandsynlighed 221
— -Dag 222
— -Styrke 223
— -Høide 90. 223
— Fordeling 224
Nedbør i Norge 230
Nedbørmaaling i Norge . . . 376
Nefiske Vindroser 265

Side

Nimbus 208. 210
Nordlys 96. 357
Nordost-Monsun . . 186. 190. 326
Nordost-Passat 189. 191
Norther 296
Normale Afbøiningsvinkel . . 245
Normaltemperatur 122
Normaltermometer 30
Normaltyngden 8. 52

Observationstider 119
Ordinat- midlere 106
Orkaner 316. 324. 334

Pampero 296
Passater 189. 191. 367
Passatens Overgang over Ækvator 190. 251
Passatsystem 244
Pendelobservationer 6
Praktisk Meteorologi 370
Psykrometer . . . . . 68—75
Psykrometertabeller 69
Purpurlyset 362

Rauhfrost 204
Reduktion til Normaltyngden . 52
Regn 219
Regnbuen 364
Regnmaaler 90
Relativ Fugtighed 64
— Daglig Periode 159
— Aarlig Periode 160
— i Høiden 160
— Fordeling 161
Rim 203
Ringe om Solen og Maanen . . 365
Robinsons Anemometer . . . 81

Samum 296
Scirocco 296
Sekundære Lufttryksminima . . 285
Seilads ud fra en Orkan . . . 323
Sideslag 343
Sinus 7
Sjø-Barometer 50

Side

Sjøbris 180
Sjømanden og Meteorologien 200. 370
Skibsruter 200
Skyer 207
— Dannelse . . . . . 211—218
— Øvre Grændse 216
— Sværen 216
— paa Fjeldtopper 217
Skydrift 80. 89. 199. 209
Skymaaling 209
Skydækket 218
Skypomper 337
Slynge-Termometer 35
Sne 231
— Ydergrændser 231
Snegrændsen 232
Snemaaler 90
Solens Varmespektrum 97
Solgangsveir 181
Sol-Klima 103
Solkonstanten 95
Solskinsmaaler 89
Solstraalerne i Atmosfæren 97—103
Spiritus-Termometer 31
St.-Elms-Ild 355
Stillebelte, Ækvators 189. 197. 367
— Vendekredsenes . . . 189. 191
Stillerum i Orkaner . . . 191. 318
Stjerneskud 90
Storme 308. 316
— Vindretning 309
— Høiere Bredder 310
— Hyppighed . 314. 318. 324—328
Stormcenter-Baner . 312. 324—328
Stormens Øie 321
Stormflo 322
Storm-Gradient 309
Storm-Varsler 375
Strato-Cumulus 208. 210
Stratus 209. 210
Støv 24. 97. 206
Sydost-Passat . . . 189. 190. 191
Sydvest-Monsun 186. 192

Taage 204
Taagebuen 364

Side

Tabeller 380
Taifuner 318. 327
Tangens 7
Temperatur . . . . . 104—150
Temperatur-Foranderlighed 124. 125
Tempereret Klima 367
Termometer 27
— -Opstilling 36
Termisk Anomali 148
Termiske Vindroser 263
Termograf 39
The cold wave 296
Tindestationer 303
Torden 344
— Hørevidde 345
Tordenskyer 209. 341
Tordenveir 340
— Daglig Periode 348
— Aarlig Periode 348
— Hyppighed 349
— Gang 350
Tordenveirobservationer i Norge 351. 376
Tornado 334
Trombe 337
Tropisk Klima 367
Tropiske Orkaner . . . . 316—334
— Sted . . . . . 317. 324—328
— Hyppighed . . . 318. 324—328
— Vind 319
— Temperatur 319
— Skydække 319
— Flytning . . . . 320. 324—328
— Dannelse 328
— Sammenligning med andre Storme 333
Tryk-Anemometer 85
Tyngden 6
Tyngdekorrektion 53

Udstraaling 115

Vanddamp 21
— Maximumstryk 21
— Fortætning 22. 202
Vandhvirvel 296

	Side
Varmen	15
— Ledning og Straaling	16
Varme og Ligetryksflader	299
Varme-Tordenveir	353
Veir	262
— i den hede Zone	267
— i de tempererede og kolde Zoner	268
— -Vexel	277. 282
Veir-Kart	235. 254. 255. 256. 257. 258. 269. 270. 271. 273. 274. 275. 286. 288. 317
Veir-Merker	377
Veir-Telegramer	373
Veir-Varsler	374
Vest-Monsun	190
Vind	179
Vindenes Fordeling	188—193
Vindfløi	79
— Selvregistrerende	80
Vindens Hastighed beregnet	284
Vind i de høiere Luftlag	198
Vindenes Hyppighed	184
Vind-Lov	193. 234
Vindmaaler	81
Vind ombord i seilende Skib	86
Vindretning	78
— Daglig Periode	180
Vind-Roser	185
Vind-Styrke	86
— Skalaer	87
— Daglig Periode	182
— Aarlig Periode	187
— i Høiden	187
Wild-Fuess Barometer	49
Wilds Vindstyrke-Tavle	83
Ørkener	231

Rettelser.

Side 4. 6. Linie fra oven: 23° 27′, læs: 66° 33′.
7. » - » Stenbukkens Vendekreds ss^1, læs: den sydlige Polarcirkel mm^1.
» 42. 14. » - » 13.5976, læs 13.5956.