Paulsen
Meteorologi
og Jord-
magnetisme

1896.

LÆREBOG

I

METEOROLOGI OG JORDMAGNETISME.

AF

ADAM PAULSEN.

KJØBENHAVN.
P. G. PHILIPSENS FORLAG.
THIELES BOGTRYKKERI.
1890.

FORORD.

Efter Skoleplanen er Meteorologi optaget som et Led i Undervisningen i Fysik for den Lærde Skoles matematisk-naturvidenskabelige Afdeling. Manglen paa Lærebøger og den Omstændighed, at der hverken ved Universitetet eller den Polytekniske Læreanstalt holdes Forelæsninger over Jordklodens Fysik, saa at der ikke aflægges Prøve i Kundskab til Meteorologi ved Magisterkonferensen eller Skoleembedseksamen i de matematisk-fysiske Fag, har bevirket, at Undervisningen i Meteorologi i Skolerne er bleven i høj Grad forsømt.

Ved Udarbejdelsen af denne Lærebog har jeg imidlertid ikke været blind for, at Skolen kun kan indrømme et forholdsvist ringe Timetal til den omtalte Undervisningsgren, og at den i alt Fald delvise Forsømmelse af Undervisningen i dette Fag har bevirket, at der til den egentlige Fysik og Astronomien ogsaa anvendes de Timer, der efter Undervisningsplanen bør tilkomme Meteorologien. Nogle for deres Dygtighed meget ansete Lærere have derfor raadet mig til at indskrænke min Lærebog til kun at omfatte, „hvad der kan staa paa et Ark“. Men enhver Undervisningsgren fordrer en vis Fylde i Fremstillingen, uden hvilken en virkelig Opfattelse og Forstaaelse af Stoffet umuliggøres, og jeg tror ikke, at det

med rette kan siges, at jeg i denne Henseende har gjort Fremstillingen af Stoffet for vidtløftig. Det er min Overbevisning, at man hellere maa indskrænke sig at læse enkelte Hovedafsnit af denne Bog, hvis Tiden ikke tillader at læse den hele, end at give en Oversigt over hele Meteorologien paa et Par Ark, der maaske i faa Timer kunde læres som et Hukommelsesarbejde, men som næppe kan gives paa en saadan Maade, at en Tilegnelse af Stoffet opnaas.

Jeg har tilføjet et Afsnit om Jordmagnetismen, der jo ligesom Meteorologien maa henregnes under Geofysikken, og som derfor kun er meget kort omtalt i Lærebøgerne over den almindelige Fysik.

Kjøbenhavn, Juni 1890.

Forfatteren.

METEOROLOGI.

I.

Jordens Opvarmning af Solen.

Meteorologiske Elementer. — Jordens Bestraaling af Solen. — Bestraalingens Afhængighed af Solens Højde, Dagbue og Afstand. — Den Varmemængde, som Solen sender til Jorden. — Atmosfærens Indsugning af Varmestraalerne.

1. Meteorologien handler om Tilstanden i Atmosfæren og om de Forandringer, denne Tilstand er underkastet.

Hvad der bestemmer Atmosfærens Tilstand, kaldes meteorologiske Elementer. Hertil henregnes Temperaturen, Lufttrykket, Vindens Retning og Styrke, Luftens Fugtighedstilstand, Taage og Skyer, Nedbør og Luftens Elektricitet.

2. Kilden til alle de Forandringer, der foregaa i Atmosfæren, er den Varme, der sendes til os fra Solen, og denne Varmes ulige Fordeling over Jorden. Uligheden i de forskellige Egnes Temperatur er saaledes, som vi senere skulle se det, en virksom Aarsag til Lufttrykkets Fordeling, der atter bestemmer Vindens Retning og Styrke. Af Temperaturen afhænger endvidere den Mængde Vanddampe, som Luften er i Stand til at optage, og ved hvis Afkøling der dannes Skyer og Nedbør.

3. Den Mængde Varme, som Solen hvert Øjeblik sender til et bestemt Sted af Jorden og den denne

omgivende Atmosfære, er afhængig af Solens Højde over Horizonten. Betegne vi med V den Varmemængde, som Solen sender til en Fladeenhed af Jorden i en Tidsenhed, som er saa lille, at Solhøjden ikke i denne kendelig forandres, er efter en fra Fysiken bekjendt Lov:

$$V = I\cos z = I\sin h.,$$

hvor I er den Varmemængde, som Solen i den betragtede Tidsenhed sender til en Fladeenhed under Indfaldsvinklen 0^0, og z betegner Solens Zenitdistance samt h dens Højde.

Da vi for hvert Øjeblik til de forskellige Dags- og Aarstider kende Solens Højde paa de forskellige Steder paa Jorden, ere vi i Stand til at beregne Forholdet mellem de Varmemængder, som Solen til forskellige Tider sender til hvert Sted af Jorden.

4. Da Solens Højde hver Dag voxer fra dens Opgang til dens Kulmination og derefter atter aftager til dens Nedgang, vil den Varmemængde, som et Punkt paa Jorden hvert Øjeblik modtager fra Solen, vokse fra Solopgang til Middagstid og derefter atter aftage til Solnedgang. Dette er Aarsagen til Temperaturens daglige Gang, et Fænomen, der er vel bekendt fra det daglige Liv.

5. I Aarets Løb forandrer for samme Sted paa Jorden Solen sin Middagshøjde paa Grund af sin Bevægelse i Ekliptika. Om Sommeren, naar Solens Kulminationshøjde er størst, vil den om Middagen sende mere Varme til et Sted paa Jorden end om Vinteren, hvor Kulminationshøjden er mindst. Forholdet mellem den Mængde Varme, som Solen ved Middagstid sender til et Sted paa Jorden den længste og den korteste Dag, vokser med voksende Bredde paa Jorden. Af ovenstaaende Formel kan man saaledes finde, at det nævnte Forhold for et Sted under Ækvator er 1 : 0·917, under Vendekredsene 1 : 0·683.

Under 45° B. bliver Forholdet 0·930 : 0·367, under 56° B. (Helsingørs B.) 0·844 : 0·183. Til Steder under Helsingørs Breddegrad sender altsaa Solen om Middagen ved Midsommertid $4^1/_2$ Gange mere Varme end, naar den kulminerer ved Vintersolhverv. Medens Forholdet i de ækvatoriale Egne ikke afviger meget fra 1, bliver det større og større med voksende Polhøjder. Ved Polarkredsen kommer Solen den korteste Dag ikke over Horizonten; Forholdet bliver altsaa efter Formlen ∞; det samme er Tilfældet for alle Steder indenfor Polarkredsen.

6. Den Mængde Varme, som Solen en Dag sender til Jorden, afhænger imidlertid ikke alene af Meridianhøjden, men ogsaa af Størrelsen af dens Dagbue, eller af den Tid, i hvilken den er over Horizonten. Om Sommeren tiltager Dagens Længde med voksende Bredde, hvad der i høj Grad bidrager til at forøge den Varmemængde, som Solen i Løbet af et Døgn sender til de højere Breddegrader. De ovenfor staaende Forholdstal vise os, at den Mængde Varme, som Solen den længste Dag ved Middagstid sender til Jorden, kun aftager langsomt med voksende Polhøjde; under højere Breddegrader tiltager imidlertid Dagens Længde og altsaa den Tid, i hvilken Solen beskinner et Sted paa Jorden, saa stærkt, at den Varmemængde, som Solen i Løbet af et Døgn om Sommeren sender til Jorden, vokser med voksende Polhøjder. I Følge (3) have vi, at den Varmemængde, der i en vis lille Tidsenhed sendes til en Fladeenhed, er udtrykt ved

$$V = I \sin h.$$

For hvert Sted paa Jorden er Solhøjden for et hvilket-som helst Tidspunkt bekjendt. Man vil altsaa være i Stand til ved Hjælp af ovenstaaende Formel at beregne for hver enkelt Dag hele den Varmemængde W, der træffer et bestemt Sted af Jorden. Udtrykket faar Formen

$$W = I \Sigma \sin h,$$

hvor Σsinh er Summen af sinusserne til alle de Højder, som Solen i de forskellige smaa Tidsenheder har mellem sin Op- og Nedgang. Ved Hjælp af denne Formel, kan W beregnes, udtrykt ved I, eller ved den Mængde Varme, som Solen i en Tidsenhed sender til en Fladeenhed af Jorden, naar Straalerne falde lodrette.

Efterfølgende Tabel giver en Oversigt over den relative Fordeling af de Varmemængder, som Solen i et Døgn sender til Jorden ved Jævndøgns- og Solhvervstiderne.

Bredde.	21 Marts.	21 Juni.	22 Septbr.	21 Decbr.	Forskellen mellem største og mindste Bestr.
+ 90	0	385	0	—	385
80	56	379	55	—	379
70	110	362	108	—	362
60	160	350	158	18	332
50	206	354	203	63	291
40	245	355	242	114	241
30	278	359	274	167	192
20	301	355	297	217	138
10	316	313	312	262	54
0	320	283	317	302	17
— 10	316	246	312	334	88
20	301	203	297	358	155
30	278	156	274	372	216
40	245	106	242	379	273
50	206	59	203	378	319
60	160	17	158	374	357
70	110	—	108	387	387
80	56	—	55	405	405
90	0	—	0	412	412.

Vi se af Tabellen, at Jordens Poler ved deres Midsommer modtage mere Varme end noget andet Sted paa Jorden, og at Solen den længste Dag sender mere Varme til Polerne, end den ved Jævndøgnstider sender til Ækvator, skønt den her kulminerer i Zenit. For at forstaa dette Resultat maa vi erindre, at Solen den længste Dag ved Polerne har en uforanderlig Højde paa $23^1/_2{}^0$ gennem

Døgnets 24 Timer, medens Solhøjden ved Jævndøgn under Ækvator i 6 Timer varierer fra 0^0 til 90^0, for i de næste 6 Timer atter at synke til 0^0. Ved Beregninger kan man endvidere finde, at Nordpolen 28 Dage før og ligesaa mange Dage efter den 21 Juni, altsaa i 56 Dage, modtager mere Varme fra Solen end noget andet Punkt paa Jorden, og at Bestraalingen af Nordpolen i 84 Dage (fra 10 Mai til 3 Aug.) er større end den, der i samme Tidsrum finder Sted paa et Punkt under Ækvator.

I Vinterhalvaaret derimod aftager Bestraalingen stærkt fra de akvatoriale Egne til de polare, og Polen modtager i hele dette Tidsrum ingen Straaler fra Solen. Af Tabellen se vi ogsaa, at Forskellen mellem Solens største og mindste Bestraaling i et enkelt Døgn vokser stærkt fra Ækvator mod Polerne. Jo længere vi derfor fjerne os fra Ækvator, desto større bliver ogsaa Forskellen mellem Aarstiderne.

7. I det foregaaende have vi ikke taget Hensyn til, * at Solens Afstand til Jorden forandres i Aarets Løb. Da den Mængde Varme, som Solen sender til os, staar i omvendt Forhold til Kvadratet paa dens Afstand, vil Solen om Vinteren (den nordlige Halvkugles), hvor den er Jorden nærmest, bestraale denne med større Intensitet end om Sommeren. Forholdet mellem Solens største og mindste Afstand fra Jorden er 978 : 946; heraf følger altsaa, at de Varmemængder, som et Sted paa den sydlige og paa den nordlige Halvkugle ved samme Solhøjde modtage henholdsvis d. 1 Januar og 1 Juli, forholde sig til hinanden som $978^2 : 946^2 = 1.07$. I den sydlige Halvkugles Sommerhalvaar (22 Septbr.—21 Marts) bestraaler altsaa Solen Jorden med større Intensitet end i den nordlige Halvkugles Sommerhalvaar (21 Marts—22 Septbr). Derimod ere de Varmemængder, som Solen i de nævnte Tider sender til Jorden, lige store.

Betegne vi nemlig med W og w, de Varmemængder, som Solen i to lige store Tidsenheder sender til hele Jorden fra to forskellige Punkter af Ekliptika, og med R og r, Solens Afstande fra Jorden i disse Punkter, have vi:

$$\frac{W}{w} = \frac{r^2}{R^2},$$

idet vi vælge Tidsenhederne saa smaa, at R og r, kunne betragtes som konstante.

Ere endvidere Ω og ω de til disse Afstande svarende Vinkelhastigheder, have vi efter den anden Keplerske Lov:

$$R^2\Omega = r^2\omega.$$

Denne Ligning giver i Forbindelse med den foregaaende:

$$\frac{W}{w} = \frac{\Omega}{\omega},$$

Kalde vi de Tider, i hvilke Solen i de betragtede Punkter gjennemløber 1^0 af Ekliptika, T og t, haves:

$$\frac{WT}{wt} = \frac{\Omega T}{\omega t}.$$

Da vi nu kunne betragte Vinkelhastigheden som konstant i den Tid, da Solens Bredde voxer 1^0, er $\Omega T = \omega t = 1^0$, og følgelig

$$WT = wt.$$

Denne Ligning viser altsaa, at de Varmemængder, som Solen sender til Jorden, i den Tid Længden voxer 1^0, er lige store.

Som det let indses, følger af denne Ligning, at den Varmemængde, som Solen i en vis Tid sender til Jorden, er proportional med den Bue, som den i samme Tid beskriver paa Ekliptika.

8. Bestemmelsen af den Varmemængde, som Solen sender til Jorden. Den Mængde Varme, som Solen sender til Jorden, er bestemt af Pouillet, Langley,

Violle og flere andre Fysikere. Som Varmemaalere bleve benyttede: en Metalcylinder, fyldt med Vand, hvis ene Grundflade, der blev udsat for Solens Bestraaling, var sværtet med Kønrøg (Pouillets Methode s. Ellingers Varmelære), et sværtet Termometer eller en Termosøjle. Udsættes saadanne Apparater for Solstraalernes direkte Paavirkning, kan man af Vandets eller af Termometervædskens Opvarmning eller af Størrelsen af den ved Termosøjlens Bestraaling frembragte elektriske Strøm beregne den Mængde Varme, som Solen i en vis Tid sender til Apparatet. Foretager man saadanne Forsøg ved forskellige Solhøjder, kan man heraf finde Loven for Atmosfærens Indsugning af Varmestraalerne, og derved saavel den Mængde Varme, som Solen sender til Atmosfærens yderste Grænser, som den Varmemængde, der, efter at Straalerne ere gaaede gjennem Atmosfæren, ved forskellige Solhøjder sendes til et Punkt paa Jordens Overflade.

Af Violles og Langleys Undersøgelser, hvis Resultater have størst Sandsynlighed for at komme Sandheden nærmest, fremgaar det, at Solen ved Grænsen af Atmosfæren i hvert Minut til hver Kvadratcentimeter sender en Varmemængde af 2.5 til 3 Varmeenheder (Gram, C.^{0}) under Forudsætning af, at Straalerne falde lodrette. Gennemsnittet af det Straalebundt, der hvert Øjeblik sendes til hele Jorden, er i Størrelse ligt med Arealet af en Storcirkel, hvis Radius er lig med Jordens. Heraf følger, at hele den samlede Varmemængde, som Solen i et Aar sender til Jorden, er lig med:

$$2.5 \times 60 \times 24 \times 365.2 \times \pi R^2 = 1676 \times 10^{21}$$

Varmeenheder (Gram, C.^{0})

eller mere end $1^1/_2$ Kvartdrillioner Varmeenheder, naar 2.5 tages til Solarkonstant. Denne Varmemængde vilde være tilstrækkelig til at smelte et over hele Jorden udbredt Islag paa 45 Meters Tykkelse.

9. Atmosfærens Indsugning af Varmestraalerne. De Straaler, der sendes til os fra Solen, tilbagelægge en større eller mindre Vej gjennem Atmosfæren. Medens Luftens Gjennemstraalelighed for Lyset er meget stor, er dette ikke Tilfældet for de ultrarøde Straaler, der navnlig frembringe Varme, eller for de ultraviolette. Naar Solen staar i Zenit, indsuges saaledes omtrent 25 p.C. af den Mængde Varme, der indeholdes i Solstraalerne, førend disse naa Jordoverfladen. Jo mindre Solens Højde er, en desto større Mængde Varme indsuger Luften. Følgende Tabel viser Tykkelsen af de Luftlag, som Solstraalerne maa gjennemløbe under forskellige Solhøjder, naar Atmosfærens Højde er sat = 1, saavel som den Mængde Varme, der ved Solstraalerne sendes til Jordoverfladen, naar den Varmemængde, der sendes til Atmosfærens yderste Grænser, bruges som Enhed.

Solhøjde	0°	5°	10°	20°	30°	50°	70°	90°
Atmosfærens Tykkelse	35,5	10,2	5,56	2,90	1,99	1,31	1,06	1,00
Gjennemstraalet Varmemængde	0,00	0,05	0,20	0,43	0,56	0,69	0,74	0,75.

Vi se saaledes, at Atmosfæren allerede ved en Solhøjde paa c. 25° indsuger Halvdelen af Varmestraalerne. Det er navnlig Luftens Vanddampe, der virke stærkt absorberende paa Varmestraalerne.

I store Højder over Jorden indsuger Luften langt mindre Varme end i de nedre Lag; paa Toppen af Montblanc indsuger saaledes Luften, naar Straalerne falde lodrette, kun 6 p.C., altsaa 4 Gange mindre end for samme Indfaldsvinkel ved Havets Overflade.

10. Af den Mængde Varme, som Solen sender til Jorden, indsuger saaledes Atmosfæren en meget betydelig Del. Imidlertid afhænger dog de nedre Luftlags Temperatur i høj Grad af Jordoverfladens. Den faste Jordoverflade

har en betydelig Indsugnings- og Udstraalingsevne for Varmestraalerne, og kan derfor om Dagen opvarmes og om Natten afkøles betydelig over og under den Temperatur, som Luften vilde modtage alene ved Indsugning af Varmestraalerne eller ved Udstraaling om Natten. Dels ved Udstraaling fra Jordoverfladen og dels ved Berøring med denne modtage de nedre Luftlag den væsentligste Del af deres Varme fra Jorden. Paa lignende Maade kan en stærkt afkølet Jordoverflade afkøle Atmosfærens nederste Lag, saa at disse blive koldere end de højere liggende.

Om Sommeren vil Atmosfæren om Dagen hindre en for stærk Opvarmning dels derved, at den indsuger en Del af Solstraalernes Varme og dels derved, at den ved Berøring med Jordbunden borttager Varme fra denne. Da Luften har en ringe Udstraalingsevne, vil den om Natten kun langtsomt afgive den Varme, som den har modtaget om Dagen; Luften bidrager saaledes til at modvirke den stærke Afkøling, som Jordoverfladen ellers vilde lide ved den natlige Udstraaling.

11. Vi have i det foregaaende set, hvorledes Solen, Hovedkilden til alle Forandringer i Atmosfærens Tilstand, fordeler sin Varme over Jorden. Imidlertid kunne vi ikke slutte heraf, at Temperaturen paa de forskellige Steder af Jorden staar i et simpelt Forhold til den Mængde Varme, som de modtage fra Solen paa de forskellige Tider af Aaret. Overfladens Beskaffenhed, Fordelingen af Hav og Land, Stedets Højde over Havet, de fremherskende Vindretninger ere de Faktorer, der spille den væsentligste Rolle til at modificere Solvarmens Virkninger. I de arktiske Egne, der i Sommerens Midte modtage den største Mængde Varme fra Solen, er Middeltemperaturen selv for den varmeste Sommermaaned i Reglen kun faa Grader over Nulpunktet; for Upernivik saaledes kun c. 4° for Juli. Aarsagen hertil ligger i den store Mængde Is og Sne, der dannes om Vinteren, og som

Sommerens Varme ikke er i Stand til at optø. Under de lavere Breddegrader opvarmes om Sommeren Landene mere end Havene; det omvendte finder Sted om Vinteren. I Midten af Kontinenterne er derfor Sommeren varmere og Vinteren koldere end ved Kysterne. En Vind, der kommer langvejs fra, medfører Temperaturen af den Egn, hvorfra den kommer. Derfor have fremherskende Vinde en betydelig Indflydelse paa en Egns klimatologiske Forhold. Hvorledes nu Temperaturen, Lufttrykket, Vindforholdene og de øvrige meteorologiske Elementer ere fordelte over Jorden, skulle vi i det følgende lære at kende i store Hovedtræk.

II.

Luftens Varmegrad.

Temperaturens daglige Gang. — Daglige og maanedlige Normaltemperaturer. — Fastlands- og Søklima. — Klimaet paa Fastlandenes Vest- og Østkyster. — Isoterme Linier. — Temperaturen i højere Luftlag. — Temperaturforandringer ved termodynamiske Virkninger. — Termisk Ligevægt og Uligevægt i vertikale Luftsøjler.

---

12. I det følgende ville vi, naar andet ikke udtrykkelig nævnes, ved Luftens Temperatur forstaa Temperaturen af Luften i nogle Fods Afstand over Jorden. Temperaturgraderne er stedse angivne efter Celsius.

Luftens Temperatur bør stedse maales i Skyggen og paa et Sted, hvor Termometret ikke udsættes for at opvarmes ved Udstraaling fra Jordbunden eller andre opvarmede Genstande.

Med Hensyn til Termometrets Indretning henvise vi til Fysikken.

13. Temperaturens daglige Gang. Man forstaar ved Temperaturens daglige Gang den regelmæssige Forandring i Luftens Varmegrad, der i Løbet af Dagen fremkommer som en Følge af Solens daglige Bevægelse.

Den daglige Gang fremtræder imidlertid ikke regelmæssig hver Dag; en Forandring i Vindens Retning og af Skydækkets Størrelse samt Nedslag kunne frembringe uregelmæssige Varmeforhold. For at finde Temperaturens daglige Gang iagttager man derfor i et længere Tidsrum hver Time Lufttemperaturen hele Døgnet igennem og søger dernæst Middelværdierne for Varmegraden for hver Time i hver Maaned. Er Iagttagelsesmaterialet tilstrækkelig stort, ville de Aarsager, der frembringe Uregelmæssighederne i Temperaturens daglige Gang, hæve hinanden, og Middelværdierne for de enkelte Timer ville da give en meget regelmæssig Gang.

14. Iagttagelserne vise, at Luftens Temperatur, naar denne har en regelmæssig Gang, stiger til $^1/_2$ til 2 Timer efter Middag, hvorpaa den atter falder til kort før Solopgang. At Tiden for den højeste Varme ikke falder sammen med Solens højeste Stand paa Himlen, hidrører fra den Omstændighed, at Jordbunden om Natten er bleven saa stærkt afkølet, at den vedbliver til over Middag at indsuge mere Varme, end den udstraaler. Paa Havet falder Tiden for Luftens højeste Varmegrad nærmere ved Middag end paa Landjorden, fordi Havet om Natten ikke afkøles saa stærkt, som den faste Jordoverflade. Da de øvre Luftlag kort før Solopgang opvarmes af Solstraalerne, hindres derved en fortsat Afkøling af Jordoverfladen, hvad der foraarsager, at den laveste Temperatur indtræder noget før Solopgang.

Amplituden i Varmens daglige Gang eller Forskellen mellem den højeste og laveste Temperatur er større om

Sommeren end om Vinteren. For Danmark er den saaledes gennemsnitlig 7°—8° i Juli og kun 1°—2° i Januar. I de polare Egne forsvinder den næsten helt i Vintermaanederne. Den afhænger endvidere i høj Grad af Stedets Beliggenhed, den er saaledes mindst over Havet og størst i Midten af Kontinenterne. Overfladens Form har ogsaa en betydelig Indflydelse paa denne Størrelse, den er saaledes større i Dalene end paa Højderne. Størrelsen afhænger endvidere af Stedets geografiske Beliggenhed, idet den er større i det varme Bælte end i de tempererede og kolde.

15. Den daglige Middeltemperatur er Middeltemperaturen af Døgnets 24 Timer. Af en tilbørlig lang Observationsrække kan man finde Normaltemperaturen for hver enkelt Dag i Aaret som Middeltallet af samme Dages Middeltemperaturer for en længere Aarrække. Af de enkelte Dages Middeltemperaturer og Normaltemperaturer beregnes atter de forskellige Maaneders Middeltemperaturer og Normaltemperaturer. Af de enkelte Dages Normaltemperaturer kan atter Temperaturens aarlige Gang bestemmes. For Landbohøjskolen ved Kjøbenhavn er Normaltemperaturen for Aaret 7,°7, for Januar —0,°3 og for Juli 17,°3.

Erfaringen viser, at de enkelte Dages og Maaneders Middeltemperaturer afvige mere eller mindre fra Normaltemperaturerne. Disse Afvigelser foraarsages væsentligst ved Vindene; Skydække og Nedbør have ogsaa Indflydelse. Afvigelserne ere større om Vinteren end om Sommeren, og voxe med Afstanden fra de ækvatoriale Egne. En Afvigelse fra en maanedlig Middeltemperatur paa 3° til 4° er selv om Vinteren meget betydelig i de tempererede Zoner. I de polare Egne kunne Afvigelserne fra Normaltemperaturen for en enkelt Maaned om Vinteren gaa op til 10°—12°.

16. Fastlands- og Søklima. Den faste Jordbund og Vandet forholde sig paa forskellig Maade saavel over for Solens Bestraaling som over for Varmeudstraalingen. Naar to lige store i Solens Straaler indeholdte Varmemængder træffe paa lige store Overflader af Land og Vand, er den derved frembragte Temperaturforhøjelse gennemsnitlig dobbelt saa stor for det faste Land som for Vandet, selv under Forudsætning af, at ingen Varme bliver brugt til Havets Fordampning. Over Landet er Opvarmningen ved Solstraalerne altsaa langt større end over Havet. Naar Solen er under Horizonten, afkøles omvendt Jorden langt mere end Havet. Dette kommer ikke alene deraf, at Havet har en ringere Udstraalingsevne end Jordbunden, men ogsaa af den Omstændighed, at naar de øvre Vanddele ere blevne afkølede, synke de for at give Plads for de nedenfor liggende varmere Dele. Den fugtige Luft over Havet indsuger endvidere en stor Del af den fra Havet udstraalede Varme, medens Varmestraalerne fra Jorden gaa lettere igennem den tørrere Landluft.

Disse Omstændigheder bevirke, at Luften over Landet er langt større Temperaturforandringer underkastet, end Luften over Havet, og heri ligger Aarsagen til Forskellen mellem Land- og Søklima. I Midten af Kontinenterne, hvor Landklimaet er herskende, udmærker Klimaet sig derfor ved varme Somre og kolde Vintre, ved Kysterne og over Havene er derimod det modsatte Tilfældet; det her herskende Søklima giver kølige Somre og milde Vintre. Følgende Tabel givet et Eksempel paa Klimaets Afhængighed af Stedets Beliggenhed; de nævnte Byer, for hvilke den varmeste og koldeste Maaneds Temperaturer ere givne, ligge alle under omtrent 52° n. B.

	Temperatur.		
	Januar.	Juli.	Diff.
Valentia	5.°7	15.°1	9.°4
Oxford	3.6	16.2	12.6
Münster	1.3	17.3	16.0
Posen	— 2.7	18.3	21.0
Warschau	— 4.3	18.7	23.0
Kursk	— 9.4	19.8	29.2
Orenburg	—15.3	21.6	36.9
Barnaul (V. Sibir.) . .	—18.0	21.8	39.9
Nertschinsk (Ø. Sibir.)	—33.6.	15.9.	49.5.

I Werchojansk, der ligger i den nordlige Del af Østsiberien, omtrent 1° n. for Polarkredsen, har, efter Observationer for 3 Aar, Januar en Middeltemperatur af —53.°0 og Juli af 14.°5; dette giver en Forskel paa 67.°5 mellem den varmeste og koldeste Maaneds Middeltemperaturer; intet andet Sted paa Jorden, hvor Observationer ere anstillede, kender man en saa stor Forskel mellem to Maaneders Middeltemperaturer. Paa samme Station har man aflæst den laveste Lufttemperatur, der overhovedet er iagttaget, nemlig —68°; paa den anden Side har man samme Sted observeret Maksimumstemperaturer paa 30°. Temperaturens absolute Spillerum har altsaa i Werchojansk været omtrent 100°, hvad der ligeledes er den største Forskel i Temperaturen, der er iagttaget samme Sted.

17. De lave Temperaturer om Vinteren i det Indre af Fastlandene hidrøre fra Jordens, ved Udstraaling foraarsagede, store Varmetab, der ikke erstattes ved Straaling fra Solen eller ved Varme, som medføres af Vinde, der blæse fra varmere Egne. Over Kontinenternes Indre, navnlig over Sibirien, er Lufttrykket om Vinteren gennemgaaende højt. Fra Arealer med højt Lufttryk blæser Vinden ud mod de Egne, hvor Lufttrykket er lavere; dette bevirker, at de Steder, over hvilke der hviler et

højt Lufttryk, ere klimatologisk uafhængige af andre Egnes Temperaturforhold og ene overladte til Virkningen af den vinterlige Udstraaling. Under saadanne Omstændigheder afkøles om Vinteren de nedre Luftlag saa stærkt af Jorden, at Temperaturen af Luften — imod hvad der ellers er Regel — stiger med voksende Højde, for først i større Højder at falde. Naar om Vinteren et højt Lufttryk hviler over et Areal, der er bleven stærkt afkølet ved Udstraaling, er Temperaturen i Dalene derfor i Reglen lavere end paa Bjergstationerne.

I det smaa vise saadanne Forhold sig i stille og klart Vejr ved den natlige Udstraalings Virkninger. I Dale og Lavninger kan under saadanne Omstændigheder Temperaturen om Natten falde mange Grader under Lufttemperaturen paa de omliggende Højder. Den kolde og derfor mere vægtfyldige Luft bliver hvilende i Dalene, medens den varmere og mindre vægtfyldige holder sig ovenover.

18. Klimaet paa Kontinenternes Vest- og Østkyster. I de tempererede Bælter er det, foruden over Havene, navnlig kun paa Vestkysterne af Kontinenterne, at Klimaet optræder som et udpræget Søklima. Paa Østkysterne nærmer det sig mere til Fastlandklimaet, navnlig er for samme Breddegrad Vinteren langt strengere paa Kontinenternes østlige Kyster end paa de vestlige. Aarsagen hertil skyldes den Omstændighed, at de vestlige Vinde ere særligt fremherskende under de højere Breddegrader i de tempererede Bælter. Disse Vinde blæse paa Kontinenternes vestlige Kyster som sydvestlige Havvinde. De frembringe i Oceanerne store Driftstrømme, der komme fra sydligere Egne og føre varmt Vand med sig. Den store nordatlantiske Driftstrøm (Golfstrømmen*) skylder

---

*) Golfstrømmen løber fra New-Foundlands Breddegrad i nordostlig Hovedretning til Havet mellem Norge og Spitzbergen; den kan

saaledes sin Fremkomst til disse Vinde. Det er de fremherskende vestlige Vinde og Golfstrømmen, der ere Aarsagen til det vestlige Europas milde Vintertemperatur.

Paa Kontinenternes østlige Kyststrækninger optræde de vestlige Vinde som Landvinde; Nærheden af Havet faar derfor ikke der samme Indflydelse paa Klimaet som paa Kontinenternes Vestkyster. I Halifax (45° n. B.) er saaledes Normaltemp. for Januar —5.°2 og for Juli 15.°3; i Bordeaux, der ligger under samme Breddegrad, ere de samme to Maaneders Normaltemperaturer henholdsvis 5.°8 og 20.°6. Hudsonsfloden i Nordamerika er i Reglen fra Midten af December tilfrossen og bedækket med Is i flere Maaneder, skønt den ligger under samme Breddegrad som Rom.

Disse store Forskelligheder i Varmeforholdene paa Steder, der ligge under samme Breddegrad, blive mindre jo mere vi nærme os Ækvator, og ere allerede lidet fremtrædende ved 30°—35° n. B.

Paa den sydlige Halvkugle, hvis tempererede og kolde Zoner væsentlig ere bedækkede med Vand, er der ikke en saa stor Forskel mellem Temperaturerne paa Steder, der ligge under samme Breddegrad.

19. Isoterme Linier kaldes de Linier, der forbinde de Punkter, som have samme Temperatur. Ved at tegne disse Linier paa et Kort kunne vi faa en bekvem Oversigt over den normale Temperaturfordeling over Jorden for de forskellige Maaneder og Aarstider eller for hele Aaret. Fig. 1 og 2 forestille Isotermerne for Normaltemperaturen i Januar og Juli. Isotermerne for Januar give en tydelig Oversigt over Forskellen mellem Vinterens Temperatur over Havene og over Landene. Isotermernes Bøjning mod Nord langs med Kontinenternes

---

betragtes som en Fortsættelse af Florida-Strømmen, der stammer fra den mexikanske Havbugt og løber langs Østkysten af Nordamerika.

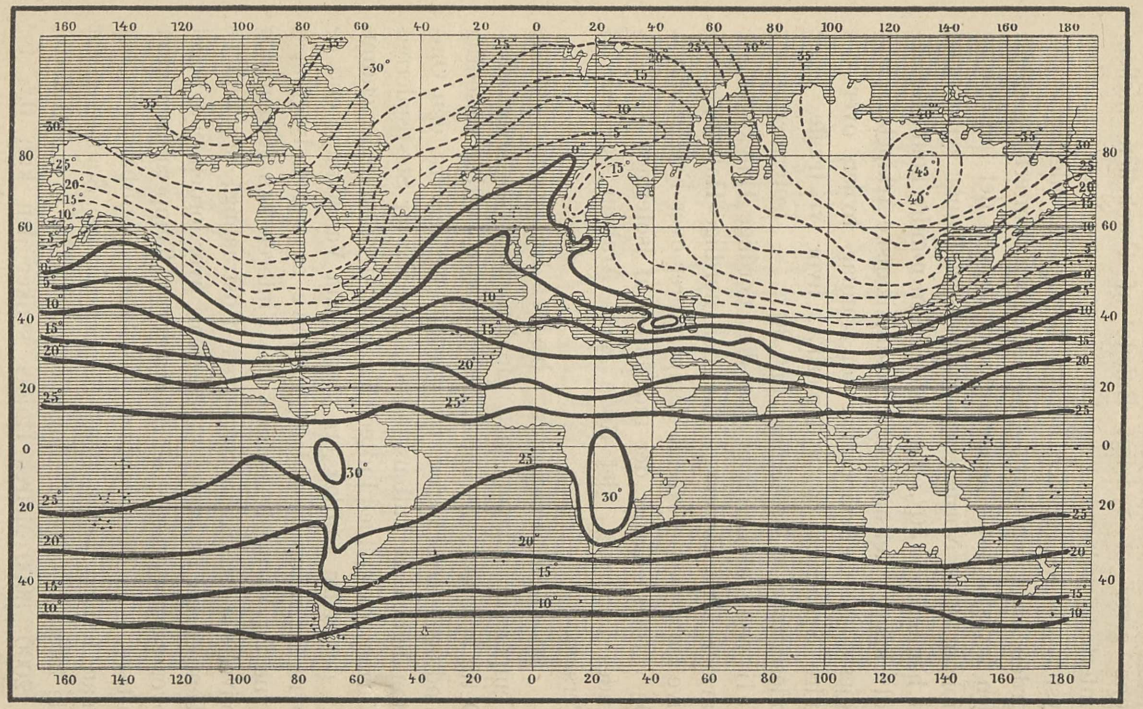


Fig. 1. Isotermer for Januar.

Vestkyster i den nordlige Del af den nordlige tempererede Zone giver et tydeligt Billede af Forskellen mellem Vintertemperaturen paa Kontinenternes Vest- og Østkyster. Vi se, at den norske Vestkyst af alle Egne paa Jorden har den forholdsvis mildeste Vintertemperatur. Den laveste Middeltemperatur træffe vi i det nordostlige Sibirien, hvor Normaltemperaturen for Januar synker ned til henimod —50°. En anden, men mindre kold „Kuldepol“ ligger i det arktiske nordamerikanske Arkipelag. Den højeste Normaltemperatur for Januar hviler over det indre Sydafrika og Sydamerika, hvor vi træffe Egne indesluttede af Isotermer for 30°. — Isotermerne for Juli vise, at Landene paa den nordlige Halvkugle ere varmere end Havene. Paa den nordlige Halvkugle angive Isotermerne overalt Temperaturer over Frysepunktet. De varmeste Egne, der indesluttes af Isotermen for 35°, findes i Sahara, det Røde Hav, Arabien og Dele af Persien.

20. Temperaturen i højere Luftegne. Luftens Temperatur aftager med Højden over Jordoverfladen. Dette kommer dels deraf, at de nedre Luftlag væsentlig modtage deres Varme fra Jorden, og dels fra den Omstændighed, at Luftens Indsugningsevne for Solstraalernes Varme vokser med Luftens Tæthed; dertil kommer endnu, at de nedre Luftlag ere rigere paa Vanddampe end de øvre, og netop Vanddampene have en stor Indsugningsevne for Varmestraalerne. Om Vinteren kan Jorden dog blive saa stærkt afkølet ved Udstraaling, at Luftens Temperatur er lavere umiddelbart over Jorden end noget over samme, men i større Højder vil Temperaturen atter aftage. Af Observationer, foretagne i Luftballoner, har man funden, at Luftens Temperatur om Sommeren for de første 500 Metre aftager omtr. 0.°9 for hver 100 Metre; i 2000—3000 Metres Højder synker den kun 0.°5 for

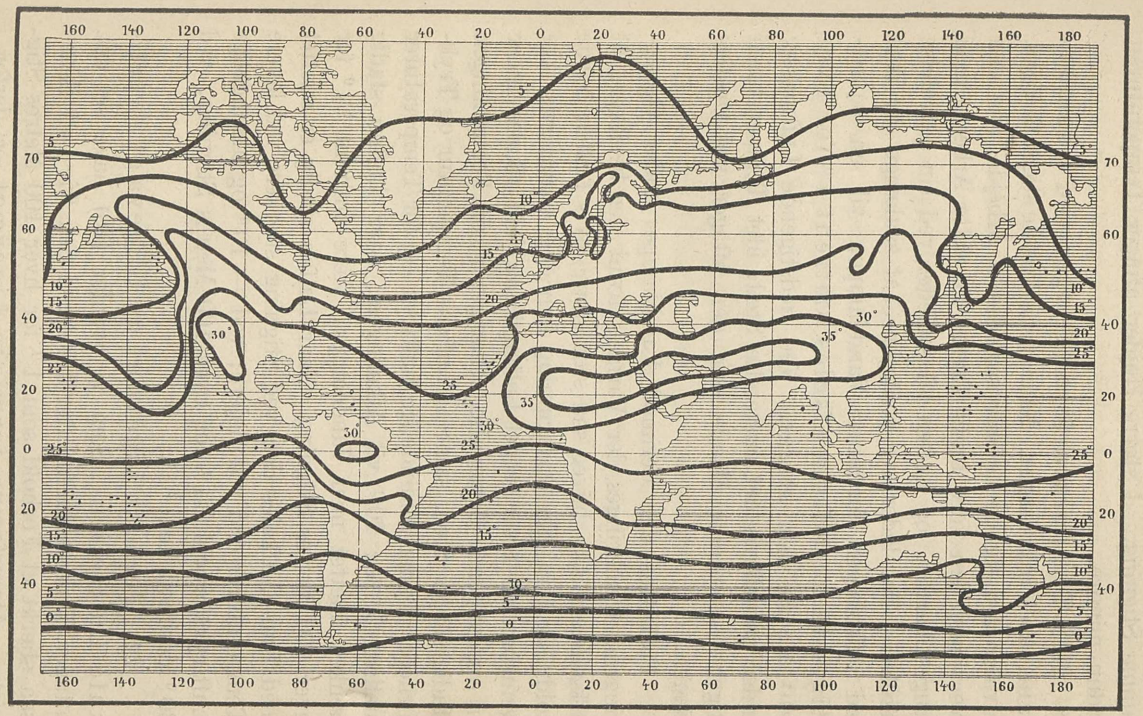


Fig. 2. Isotermer for Juli.

samme Stigning. I større Højder aftager Temperaturen endnu mindre.

21. Temperaturforandringer ved termodynamiske Virkninger. Naar en Luftmasse stiger til Vejrs, udvider den sig og udfører saaledes et Arbejde, idet den overvinder den ydre Lufts Tryk. Til dette Arbejde maa bruges Varme, og Luften vil saaledes ved sin Udvidelse afkøles. Det lader sig godtgjøre, at saalænge der ikke ved Afkølingen fortættes Vanddampe, vil en opadstigende Luftstrøm afkøles omtrent 1° for hver 100 Metre den stiger. Ved nedstigende Luftmasser finder naturligvis det omvendte Sted, idet Temperaturen stiger paa samme Maade som den aftager ved Opstigningen.

Fortættes der derimod Vanddampe under Opstigningen, frembringes der Varme, hvad der bevirker, at Afkølingen ikke bliver saa stor som, hvis Luften havde holdt sig tør. En Opvarmning kan dog naturligvis ikke fremkomme. Hvor meget Luften i saa Fald afkøles under en opadstigende Bevægelse, afhænger af, om Fortætningen stadig finder Sted, samt af Luftens Temperatur og Trykforhold. Under almindelige Lufttryk og for Temperaturer mellem 5° og 20° vil Afkølingen, naar Luften stadig tænkes mættet med Vanddampe, være omtrent $^1/_2$° for hver 100 Metres Stigning. Naar Luften stadig er mættet med Damp, afkøles den ved Stigning stærkere ved lavere Temperaturer end ved højere; ved — 10° og almindelige Lufttryksforhold $^3/_4$° for hver 100 Metres Stigning, ved 30° derimod kun $^2/_5$°.

22. Termisk Ligevægt og Uligevægt i vertikale Luftsøjler. Som vi ovenfor (20) have set det, aftager Temperaturen efter Højden i den frie Luft ikke i saa stærkt et Forhold som 1° for hver 100 Metres Stigning. Atmosfærens termiske Ligevægt er derfor i Almindelighed stadig. Tænke vi os nemlig under saa-

danne Omstændigheder, at en Luftmasse blev sat i en opadgaaende Bevægelse, vilde den ved denne afkøles under den omgivende Lufts Temperatur og derfor atter synke til sit Udgangspunkt. Blev omvendt en Luftmasse sat i en nedadgaaende Bevægelse, vilde den blive opvarmet over de omgivende Luftdeles Temperatur og derfor atter stige op til sit Udgangspunkt. Opstigende Luftstrømme kunne dog fremkomme, naar de nedre Luftlag ere blevne opvarmede saa stærkt af Jordbunden, at Temperaturen i en vis Afstand fra Jorden kommer til at aftage stærkere end 1 ^{0} for hver 100 Metre. Ligeledes kan en stærk Afkøling af Luften i Atmosfærens højere Egne frembringe nedadgaaende Luftstrømninger, saaledes som det er Tilfældet med de „Faldvinde", der fremkomme ved Afkøling af Luft, der hviler over højtliggende Bjergsider, naar disse ved den natlige Udstraaling ere afkølede under Luftens normale Varmegrad i disse Højder.

Er Luften fugtig, vil der fortættes Vanddampe under Opstigningen; Afkølingen bliver da kun omtr. $^1/_2{}^0$ for hver 100 Metre, og aftager Luftens Varmegrad i vertikal Retning stærkere, vil en opadstigende Bevægelse kunne vedligeholdes. Fugtig Luft er derfor en gunstig Betingelse for Dannelsen af opadstigende Luftstrømme.

III.

Lufttrykkets Fordeling.

Lufttrykkets daglige Gang. — Lufttrykkets aarlige Fordeling. — Høje Lufttryk dannes i Reglen over kolde, lave over varme Egne. — Isobarer for Januar og Juli.

---

23. Lufttrykkets daglige Periode. Ligesom Varmegraden saaledes har ogsaa Lufttrykket en regelmæssig daglig Gang. I de tropiske Egne er denne Gang

mest regelmæssig og stærkest udpræget. Kl. 3—4 om Morgenen begynder Barometret at stige og vedbliver hermed til Kl. 9—10 F. M.; derpaa synker det til Kl. 3—4 om Eftermiddagen, hvorpaa det atter stiger til Kl. 10—11 om Aftenen for atter at synke til næste Dags Morgen Kl. 3—4. Lufttrykkets daglige Gang har altsaa 2 Maksima og 2 Minima. Mellem Vendekredsene kan Amplituden naa til 3 mm., under højere Breddegrader er den mindre og kan kun findes som Middeltal af mange Iagttagelser; i Danmark er den saaledes kun $^1/_2$ mm. Fænomenet kan forfølges helt op til 82° n. B. (Lady Franklins Bugten). Ejendommelige Enkeltheder ved Fænomenet synes at bero paa lokale Forhold. Amplituden er saaledes for samme Breddegrad mindre over Havene end over Landene. For de fleste Steder falder Hovedmaksimet om Formiddagen og Hovedminimet om Eftermiddagen, men paa nogle Steder er Morgenminimet det dybeste og Aftenmaksimet det højeste. I de arktiske og antarktiske Have findes kun et Maximum og et Minimum.

Aarsagen til Lufttrykkets daglige Gang forklares ved Solvarmens Indvirkning paa Luften og Vanddampene. Den daglig sig gentagende periodiske Opvarmning ved Solstraalerne sætter hele Atmosfæren i en svingende Bevægelse. En tilfredsstillende Forklaring er dog endnu ikke givet af alle Enkeltheder ved Fænomenet.

24. Lufttrykkets aarlige Forandring. Lufttrykkets aarlige Forandring har ikke saa regelmæssig en Gang som Temperaturens. I Almindelighed gælder den Regel, at Lufttrykket er højest over de koldeste Steder og lavest over de varmeste; derfor er Lufttrykket om Vinteren i Reglen højest over Landene og lavest over Vandene; om Sommeren finder det modsatte Sted.

25. At lave Lufttryk have Tilbøjelighed til at danne sig over varme Steder, og høje over kolde, kunne vi let gøre Rede for. Vi ville i dette Øjemed tænke os Luften i

fuldkommen termisk og barisk Ligevægt, saa at der i samme Afstand over Jorden er samme Varmegrad og samme Tryk. Vi ville dernæst tænke os, at Luften opvarmes over Midten af et saadant Areal. Som en Følge heraf vil Luften udvide sig, og de Flader, hvor der hersker samme Tryk, og som tidligere vare parallele med Jordoverfladen, ville hæve sig i Luftsøjlen over det opvarmede Sted (Fig. 3). I den opvarmede Luftsøjle vil Lufttrykket saaledes være større i samme Højde over Jorden end i den ikke opvarmede Luft; kun ved selve Jordoverfladen vil Trykket være uforandret, saa længe Luft ikke flyder bort fra oven.

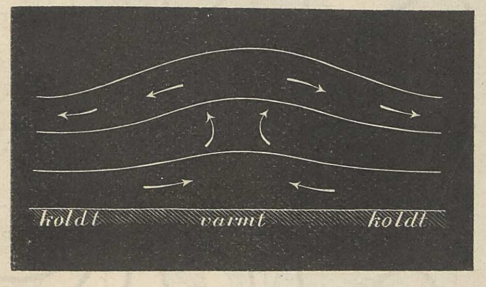


Fig. 3.

I den opvarmede Luftsøjle vil Lufttrykket saaledes for samme Afstand fra Jorden være størst, og som en Følge heraf vil der fremkomme et fra Midten af Søjlen udadgaaende Tryk, der vil bevirke, at Luften foroven flyder ud over de koldere Egne, hvorved Lufttrykket over disse forøges, medens det synker over det opvarmede Areal.

Lave Tryk kunne ogsaa dannes ved Fortætning af Vanddampene, hvad der bidrager til, at Luftens Temperatur bliver højere end i samme Højde, hvor en saadan Fortætning ikke finder Sted. Ogsaa derved løftes de isobariske Flader, hvorved der foroven flyder Luft ud

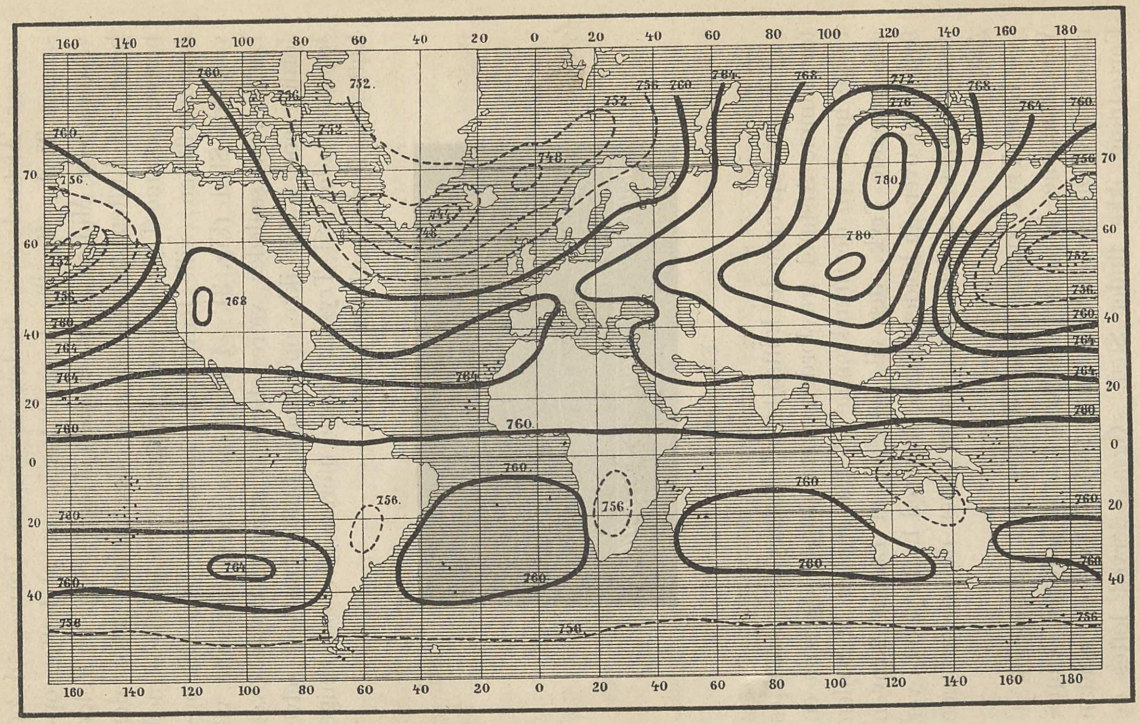


Fig. 4. Isobarer for Januar.

mod de Steder, hvor Lufttemperaturen i samme Højde er lavere.

26. Paa lignende Maade, som man danner Middelværdier for Temperaturen, danner man ogsaa Middelværdier for Lufttrykket. Af disse kunne atter Normalværdier for Lufttrykket i de forskellige Maaneder udledes.

27. Isobarer kaldes de Linier, der forbinde de Punkter paa Jorden, der have samme Lufttryk, reduceret til Havets Overflade.

Fig. 4 og 5 give Isobarerne for Januar og for Juli. Af Januarisobarerne se vi, at det højeste Lufttryk i Januar hviler over Sibirien, hvor Normaltrykket naar op til 780 mm.; det højeste Tryk er her sammenfaldende med den laveste Temperatur (17). Det laveste Lufttryk træffe vi sydvest for Island, hvor den normale Middelværdi synker ned til under 744 mm.

Paa den sydlige Halvkugle, der i denne Maaned har Sommer, er Lufttrykket lavest over Landene og højest over Havene. Forskellen mellem Lufttrykkene over Hav og Land er dog kun ringe sammenlignet med den nordlige Halvkugle.

Langs med Ækvator er Lufttrykket overalt forholdsvis lavt og tiltager fra denne Storcirkel saavel mod Nord som mod Syd. Særlig ville vi lægge Mærke til de høje Tryk over Havene ved Vendekredsene; fra disse de subtropiske Barometermaksima aftager Lufttrykket atter mod Polerne.

I Juli er Lufttrykket paa den nordlige Halvkugle højest over Havene og lavest over Landene. Det højeste Lufttryk paa 768 mm. hviler i denne Maaned over Egnen omkring Azorerne, det laveste paa 748 mm. over Hindustan. Forskellen mellem de højeste og laveste Lufttryk er dog langt fra saa stor som i Januar. Ligesom i Januar er Lufttrykket relativ lavt langs med Ækvator; paa bægge Sider af dette Bælte med lavt Tryk træffe vi

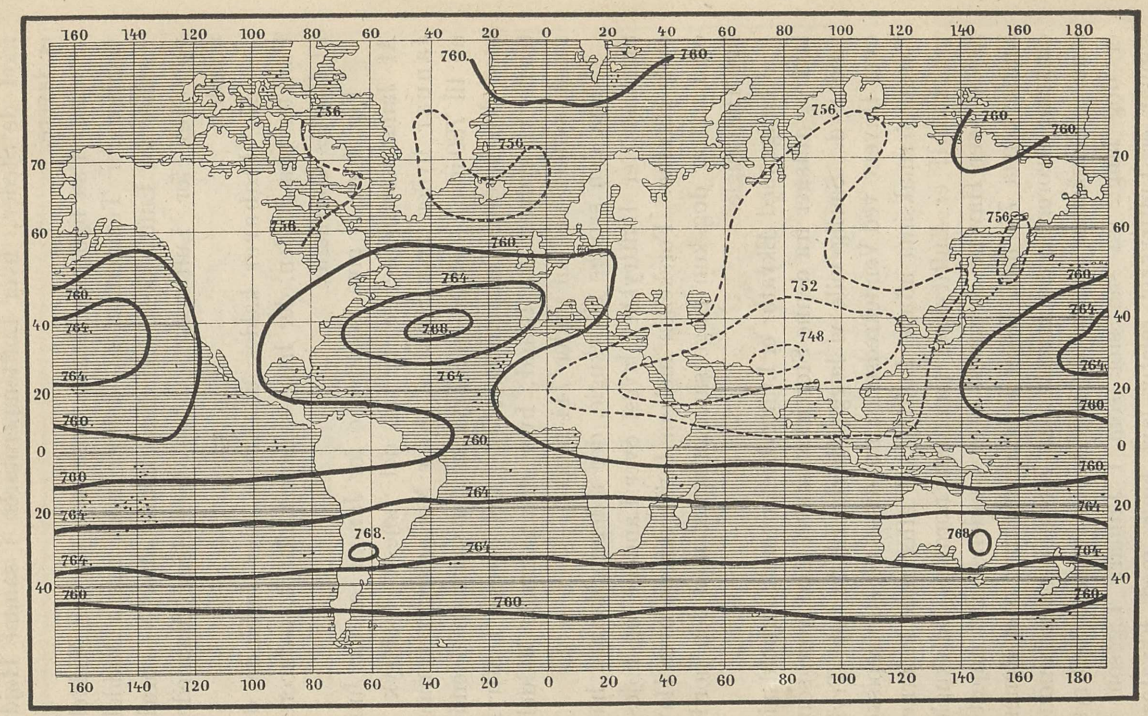


Fig. 5. Isobarer for Juli.

over Havene ligesom i Januar relativ høje Tryk; fra disse bliver Lufttrykket atter lavere mod Polerne.

IV.

Vindens Afhængighed af Lufttrykket og af Jordens Akseomdrejning. — Buijs-Ballots Lov.

Vindens Afhængighed af Lufttrykket. — Gradient. — Virkningen af Jordens Omdrejning paa Vindretningen. — Buijs-Ballots Lov. — Vindstyrkens daglige Periode.

---

28. Vindens Afhængighed af Lufttrykket. Aarsagen til Vinden skyldes en ulige Fordeling af Lufttrykket. En Luftdel sættes kun i Bevægelse derved, at den modtager ulige stort Tryk i forskellige Retninger. Det indses let, at den Kraft, der sætter en Luftdel i Bevægelse, og som altsaa fremkalder Vinden, er rettet imod den Retning, hvor Trykket aftager stærkest.

Jo stærkere Luttrykket aftager i en vis Retning, jo større er den Kraft, der sætter Luften i Bevægelse, og jo større bliver Vindens Hastighed. Som et Maal for denne Kraft bruger man den saakaldte Gradient, ved hvilket Udtryk vi forstaa det Antal Millimeter, som Barometerstanden falder ved en Forflytning af 15 geogr. Mile (en Meridiangrad) i Retning af det laveste Tryk under Forudsætning af, at Lufttrykket stadig aftager paa samme Maade som nærmest Gradientens Udgangspunkt. Gradientens Retning er vinkelret paa Isobaren til den betragtede Luftdel.

29. For at bestemme Størrelsen af det Tryk, der * sætter Luften i Bevægelse, ville vi tænke os en cylindrisk,

vandret liggende Luftsøjle, hvis Akse er 1 Meter, og hvis Grundflade er 1 Kvadratmeter; vi antage endvidere, at Aksen ligger i den Retning, i hvilken Lufttrykket forandrer sig stærkest. Betegne vi med Δ_B Forskellen i Lufttrykket paa de to Grundflader, og erindre vi, at Luften ved en Barometerstand af 760 mm. udøver et Tryk af 10333 Kilogr. paa en Kvadratmeter, have vi, naar K betegner det Tryk, der sætter Luftcylinderen i Bevægelse, eller Forskellen mellem Trykket paa Grundfladerne:

$$\frac{K}{10333} = \frac{\Delta_B}{760}, \text{ altsaa}$$

$$K = \frac{10333}{760} \cdot \Delta_B.$$

Dette Udtryk kan let omformes saaledes, at Kraften udtrykkes ved Gradienten, som vi ville betegne med G. Efter Definitionen af G have vi nemlig:

$$\frac{G}{\Delta_B} = \frac{111000}{1},$$

idet en Meridiangrad er lig med 111000 Metre. Følgelig have vi:

$$K = \frac{10333}{760} \cdot \frac{G}{111000} = kG.$$

Kraften, der frembringer Vinden, er altsaa proportional med Gradienten.

30. Virkningen af Jordens Akseomdrejning paa Vindretningen. Jordens Omdrejning om sin Akse bevirker, at Vinden i Almindelighed ikke bevæger sig direkte mod det laveste Tryk. Paa den nordlige Halvkugle vil nemlig Jordens Akseomdrejning foraarsage, at ethvert Legeme, der er i Bevægelse, bringes til at afvige til højre, naar man tænker sig at følge med Bevægelsen, medens Afvigelsen foregaar til venstre paa den sydlige Halvkugle.

31. Tænke vi os nemlig, at et Legeme paa den nordlige Halvkugle bliver meddelt en mod Syd gaaende Bevægelse, vil Legemet paa Grund af Jordens Akseomdrejning tillige have samme mod Øst gaaende Bevægelse om Jordaksen som Udgangspunktet. Efterhaanden som det ved sin Bevægelse kommer længere mod Syd, vil det bevæge sig over Dele af Jorden, hvis Rotationshastighed er større end Udgangspunktets, og som en Følge heraf vil det bøje af mod Vest eller til højre for den, der tænkes at følge Bevægelsen. Omvendt vil et Legeme, der paa den nordlige Halvkugle bliver meddelt en Bevægelse mod Nord, fjerne sig mere og mere østlig for den Meridian, i hvis Retning det oprindelig blev sat i Bevægelse; ogsaa i dette Tilfælde foregaar Afbøjningen til højre.

Ved at anvende samme Betragtningsmaade for en Bevægelse efter en Meridian paa den sydlige Halvkugle, ses det let, at Bevægelsen her vil afbøje mod venstre.

32. Er Legemet oprindelig meddelt en Bevægelse i Retning af en Parallelkreds, vil Afbøjningen foregaa efter samme Lov. For at indse dette, maa vi erindre, at Jordens Fladtrykning svarer til dens Rotationshastighed, saa at Fladtrykningen vilde være større for en større Rotationshastighed, og omvendt. Tænke vi os derfor, at Rotationshastigheden blev større, vilde Jordens Dele, hvis de vare flydende, bevæge sig mod Ækvator, indtil Jordens Form havde faaet en til den større Rotationshastighed svarende Fladtrykning; blev omvendt Rotationshastigheden mindre, vilde Delene flyde mod Polen, til Fladtrykningen var bleven saa lille som den, der svarer til den mindre Rotationshastighed.

Tænke vi os nu, at et Legeme bliver sat i Bevægelse fra Vest mod Øst, vil det bevæge sig med større Hastighed om Jordaksen end Jorden; det vil derfor komme til at bøje af mod Ækvator; paa den nordlige Halvkugle

vil Afbøjningen derfor blive til højre, paa den sydlige til venstre. Blev Legemet derimod sat i Bevægelse fra Øst mod Vest, vilde det bevæge sig langsommere om Jordaksen end selve Jorden, det vil derfor afvige mod Polerne, til højre paa den nordlige og til venstre paa den sydlige Halvkugle.

Kun ved Ækvator vil ingen Afvigning finde Sted, hvad enten den oprindelig meddelte Bevægelse foregaar efter en Meridian eller en Parallelkreds.

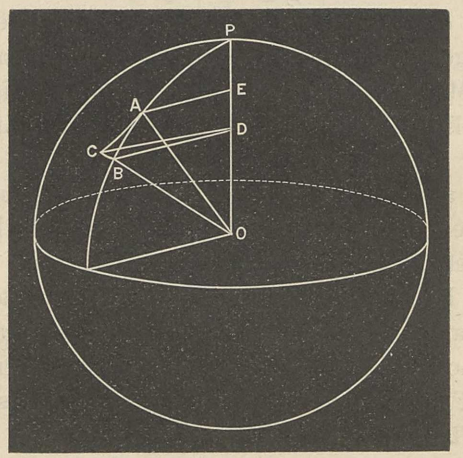


Fig. 6.

Vi skulle nu nærmere se, hvorledes denne ved Jordrotationen frembragte Afbøjning af Vinden afhænger af dennes Hastighed og Stedets Bredde.

* 33. Vi ville begynde med at betragte en Bevægelse i Meridianen fra Nord mod Syd paa den nordlige Halvkugle. Lad A (Fig. 6) være Udgangspunktet. Efter en vis lille Tids Forløb vil Legemet være ankommen til et Punkt C, der ligger saa langt vestlig for Meridianen gjennem A som Forskellen i de Vejlængder, der paa Grund af Jordens Rotation ere beskrevne af Punktet B,

der ligger øst for C i A's Meridian, og af Udgangspunktet A for Bevægelsen. Da vi kun betragte Bevægelsen i stor Nærhed af A, er den krumme Bane AC, som Legemet har beskreven, meget lille, og vi kunne da betragte den som et Element af en Cirkelbue, der tangerer Meridianen i A. BC bliver da efter samme Betragtning det Stykke, som „Afbøjningskraften" i den lille Tid t har bragt det bevægede Punkt bort fra den oprindelige Bevægelses Retning eller fra Tangenten til A. Kalde vi derfor Afbøjningskraftens Akceleration γ, have vi:

$$BC = {}^1/_2 \gamma t^2 \ldots (I).$$

Betegne vi endvidere Vinkelhastigheden i Jordens Rotation med ω, vil den Vej, som B har beskreven i Tiden t, være $BD\omega t$, og den Vej, som A har beskreven i samme Tid, $AE\omega t$, idet BD og AE ere vinkelrette paa Jordaksen PO. Følgelig have vi:

$$BC = (BD - AE)\,\omega t.$$

Kalde vi endvidere A's Bredde φ og Forskellen mellem A's og B's Bredde $\delta\varphi$, have vi, naar Jordradien betegnes med R:

$$BD = R\cos(\varphi - \delta\varphi) \text{ og } AE = R\cos\varphi, \text{ følgelig}$$

$$BC = R\omega t\,(\cos(\varphi - \delta\varphi) - \cos\varphi).$$

Endvidere have vi $\cos(\varphi - \delta\varphi) = \cos\varphi\cos\delta\varphi + \sin\varphi\sin\delta\varphi$. Da $\delta\varphi$ er antaget at være meget lille, kan $\cos\delta\varphi$ sættes $= 1$, og $\sin\delta\varphi = \delta\varphi$, og vi faa da:

$$BC = R\omega t \sin\varphi\,\delta\varphi \ldots (II).$$

Dette Udtryk giver i Forbindelse med (I):

$$\gamma t^2 = 2\,R\omega t \sin\varphi\,\delta\varphi \ldots (III).$$

Kalde vi det bevægede Punkts Hastighed h, have vi:

$$AC = ht.$$

Af Fig. ses let, at

$$AB = AC = R\delta\varphi.$$

Disse to Ligninger give:

$$R = \frac{ht}{\delta\varphi}.$$

Indsætte vi dette Udtryk for R i (III), faa vi som endeligt Udtryk for Afbøjningskraftens Akceleration:

$$\gamma = 2h\omega\sin\varphi \ldots \text{(IV)}.$$

Kraften er her rettet mod Vest. Det indses let, at samme Udtryk faas for en Bevægelse fra Syd mod Nord, hvor Kraften er rettet mod Øst. For Bevægelse paa den sydlige Halvkugle vil Afbøjningskraften være rettet mod Vest, naar Bevægelsen foregaar fra Syd til Nord, og omvendt.

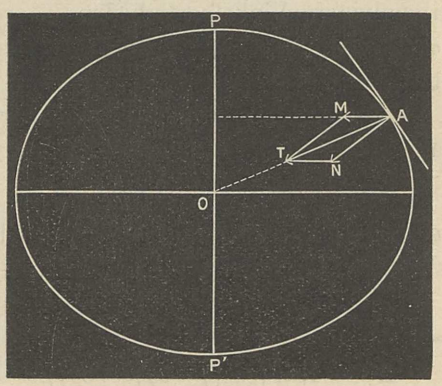


Fig. 7.

* 34. Ogsaa ved en Bevægelse i Retning af en Parallelkreds bliver Afbøjningskraften paa samme Maade som ovenfor bestemt ved Legemets Hastighed og Stedets Bredde. For at indse dette, maa vi tage Hensyn saavel til Jordens Fladtrykning som til dens Akseomdrejning. Jorden har Form af en Omdrejningsellipsoide af ringe Ekscentricitet (omtr. $^1/_{300}$). I et saadant Legeme vil Massetiltrækningen paa et paa Overfladen hvilende Punkt være rettet mod Centret eller i alt Fald afvige saa lidet fra denne Retning, at vi ikke behøve at tage Hensyn til

Afvigelsen. Forestiller Fig. 7 et Snit gennem Jordaksen, vil Tiltrækningen AT paa et Punkt A paa Overfladen altsaa være rettet mod Centret O. Resultanten af Massedelenes Tiltrækning er saaledes i Almindelighed ikke vinkelret paa Tangenten til A (undt. ved Polerne og ved Ækvator), og vi kunne da opløse AT i to Komposanter, den ene, AN, vinkelret paa Tangenten, og den anden, AM, vinkelret paa Jordaksen. Den første af disse, der falder sammen med Tyngderetningen, virker alene som Tryk; den anden bruges alene til at holde Punktet A i den kredsformige Bevægelse, som den i Løbet af et Stjernedøgn fuldfører om Jordaksen. Betegne vi A's Afstand fra Jordaksen ved r og ved ω Vinkelhastigheden i Jordens Akseomdrejning, vil den Kraft, der fordres til at holde en Masseenhed i A i Rotation om Jordaksen med samme Rotationshastighed som Jorden, være udtrykt ved

$$\gamma = \frac{(r\omega)^2}{r} = r\omega^2.$$

Da nu Delene paa Jordoverfladen kunne bringes i Hvile paa en vandret Overflade, maa Tiltrækningens Komposant i Retning af Jordaksen for en Masseenhed netop være $= r\omega^2$.

Et Legeme, der hviler paa Jorden, og som altsaa deltager i dennes Akseomdrejning, vil altsaa i Forhold til Jorden forholde sig, som om det alene var paavirket af den vertikale Tyngdekraft, saa at det ikke vil sættes i Bevægelse af nogen horizontal Kraft. Forholdet bliver derimod anderledes, naar et Legeme er sat i Bevægelse i Retning af en Parallelkreds, hvorved det faar en anden Omdrejningshastighed om Jordaksen end de faste Dele paa Jorden. Sættes f. Eks. et Legeme i Bevægelse fra Øst mod Vest, altsaa i modsat Retning af Jordens Bevægelse, og kalde vi Legemets Hastighed paa Jordoverfladen h, vil der til at vedligeholde Legemets Bevægelse om Jordaksen for en Masseenhed fordres Kraften:

$$\frac{(r\omega - h)^2}{r} = r\omega^2 - 2h\omega + \frac{h^2}{r} = r^2\omega - 2h\omega,$$

idet h, som det er Tilfældet med Vindens Hastighed, er meget lille i Forhold til Afstanden til Jordaksen.

Da nu Massetiltrækningens Komposant vinkelret paa Jordaxen er $r^2\omega^2$, og denne er $2h\omega$ større end den, der bruges til Rotationen om Aksen, vil Kraften $2h\omega$ frembringe Bevægelse paa Jordoverfladen. Opløse vi nemlig $2h\omega$ i en Retning normal paa Tangenten og i en anden efter Tangenten, vil den første forøge Trykket paa Overfladen eller Vægten, medens den sidste mod Polen virkende Kraft vil frembringe en Bevægelse mod Polen.

Det indses let, at Udtrykket for denne Tangentialkraft eller Afbøjningskraft er

$$2h\omega \sin\varphi,$$

hvor φ er Stedets Bredde.

Hvis Bevægelsen var foregaaet fra Vest mod Øst, vilde der til at vedligeholde Bevægelsen om Jordaksen fordres en Kraft (virkende paa Masseenheden) af Størrelsen

$$\frac{(r\omega + h)^2}{r} = r\omega^2 + 2h\omega + \frac{h^2}{r} = r\omega^2 + 2h\omega.$$

Da denne Kraft er $2h\omega$ større end den, der virker i Retning af Jordaksen paa hver Masseenhed af Legemet, vil dette forholde sig som om hver Masseenhed var paavirket af en vinkelret paa Aksen udadgaaende Kraft af Størrelsen $2h\omega$. Denne kunne vi nu ligesom før opløse i en udadgaaende Normalkraft, der vil forringe Vægten, og i en mod Ækvator rettet Tangentialkraft af Størrelsen $2h\omega\sin\varphi$, der altsaa vil frembringe en mod Ækvator rettet Bevægelse.

Det indses let, at disse Afbøjningskræfter paa den nordlige Halvkugle frembringe en Bevægelse til højre, paa den sydlige til venstre for den, der tænkes at følge Bevægelsen.

35. Danner Bevægelsen en vilkaarlig Vinkel d (Fig. 8) * med Meridianen, vil man kunne opløse Hastigheden i to Komposanter, den ene efter Meridianen og den anden efter Stedets Parallelkreds. Efter den første Retning bliver Komposanten hcosd og efter den sidste hsind. Afbøjningskraften for Bevægelserne efter Meridianen og efter Parallelkredsen blive altsaa henholdsvis:

$$2h\omega \sin\varphi \cos d \text{ og } 2h\omega \sin\varphi \sin d.$$

Resultanten af disse to Kræfter er udtrykt ved

$$\sqrt{(2h\omega \sin\varphi \cos d)^2 + (2h\omega \sin\varphi \sin d)^2} = 2h\omega \sin\varphi.$$

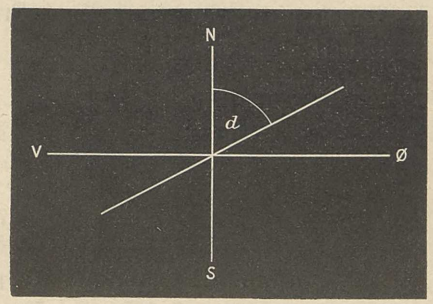


Fig. 8.

Vi se altsaa, at Afbøjningskraften er uafhængig af Bevægelsens Azimut og proportional med Hastigheden og sinus af Stedets Bredde. Den er altsaa voksende fra Ækvator, hvor den er Nul, mod Polerne.

36. Da vi altid kunne betragte ethvert Element i * en krum Bane som Element af en Cirkelbue, kunne vi let beregne den Krumning, som Afbøjningskraften for sig vil frembringe. Et Legeme, der bevæger sig i en Cirkelbue med en Hastighed h, vil nemlig være paavirket af en mod Centret virkende Kraft, hvis Acceleration er udtrykt ved $\frac{h^2}{\varrho}$, hvor h er Hastigheden og ϱ Radien til

Cirklen (her Krumningsradien). Som en Følge heraf have vi:

$$2h\omega\sin\varphi = \frac{h^2}{\varrho}, \text{ hvoraf}$$

$$\varrho = \frac{h}{2\omega\sin\varphi}.$$

Krumningsradien er altsaa ligefrem proportional med Hastigheden og omvendt proportional med sinus af Bredden. Da nu Krumningen maales ved den omvendte Værdi af Krumningsradien, bliver Afbøjningen størst, naar Hastigheden er lille, og Stedet har en stor Polhøjde. Svage Vinde ere derfor temmelig ubestemte i deres Retninger.

Følgende Tabel giver for forskellige Breddegrader den til en Hastighed af 1, 5, 10 og 20 Meter i Sekundet svarende Krumningsradius udtrykt i Meter.

Hastighed	Geografisk Bredde											
	0°	2° 1/2	5°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
20 Meter	∞	3144	1572	790	401	274	213	179	158	146	139	137
10 —	∞	1572	787	395	200	137	107	90	79	73	70	69
5 —	∞	786	393	197	100	69	53	45	40	36	35	34
1 —	∞	157	79	39	20	14	10	9	8	7	7	7

37. Naar altsaa en Luftdel er sat i Bevægelse paa Grund af Lufttrykkets ulige Fordeling, vil den være paavirket af 2 Kræfter, Gradientkraften, der er vinkelret paa Isobaren gjennem Stedet og rettet mod det laveste Tryk, og Afbøjningskraften, der er vinkelret paa Bevægelsesretningen og paa den nordlige Halvkugle rettet mod højre, paa den sydlige mod venstre for den, der tænkes at følge Bevægelsen.

38. Buijs-Ballots Lov. Af det ovenfor udviklede følger altsaa, at Vinden ikke vil bevæge sig direkte mod det laveste Tryk, men paa den nordlige Halvkugle bøje

af til højre for dette, paa den sydlige til venstre. Vi kunne udtrykke dette efter følgende Regel, der i Almindelighed kaldes Buijs-Ballots Lov: Paa den nordlige Halvkugle blæser Vinden saaledes, at en Iagttager med denne paa Ryggen har det laveste Lufttryk til venstre og noget foran sig. Paa den sydlige Halvkugle vil en paa samme Maade stillet Iagttager have det laveste Tryk til højre og noget foran sig.

Under Ækvator, hvor Jordens Rotation ikke frembringer nogen Afbøjning af Vinden, blæser denne direkte mod det laveste Tryk.

Den Vinkel, som Vinden danner med Gradienten, er noget forskellig efter Breddegraden. Over Danmark og England danner Vindretningen en Vinkel paa omtrent 70° med Gradienten eller paa omtrent 20° med Retningen af Isobarerne.

39. Vindens Retning angives ved det Punkt i Horizonten, fra hvilket Vinden blæser. I Almindelighed nøjes man med at angive Retningen efter de 16 Retninger:

Nord	Øst	Syd	Vest
Nordnordøst	Østsydøst	Sydsydvest	Vestnordvest
Nordøst	Sydøst	Sydvest	Nordvest
Østnordøst	Sydsydøst	Vestsydvest	Nordnordvest

40. Vindens Styrke angives enten ved Skøn eller direkte ved Hastigheden i Sekundet eller Timen (Meter, Kilometer). I første Tilfælde angives Hastigheden efter Skalaen 0—6 (Landskala) eller 0—12 (Søskala) saaledes, at 0 betyder Stille, 6 eller 12 Orkan. Som Instrument til at maale Vindhastigheden bruges i Almindelighed Robinsons Anemometer (Fig. 9), som bestaar af 4 halvkugleformede Skaale, der ere befæstede en paa hver Ende af to vandrette Stænger, stillede vinkelrette paa

hinanden og fastgjorte i deres Midte til en lodret Aksel. Naar Vinden blæser paa dette Instrument, bliver Vindtrykket større paa den indvendige Del af Skaalene end paa den udvendige, og Skaalene ville da dreje sig om den lodrette Akse med den udvendige Side foran. Teori og Erfaring vise, at Vindens Hastighed omtrent er 3 Gange saa stor som den Hastighed, med hvilken Midtpunkterne af Skaalene bevæge sig.

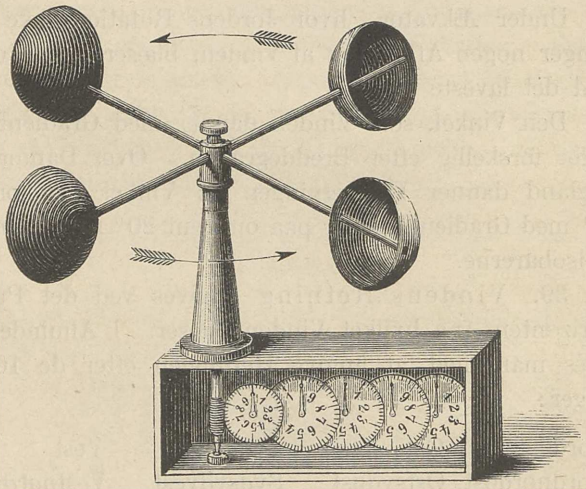


Fig. 9. Robinsons Anemometer.

Efter Landskalaen angives Vindstyrken ved nedennævnte Betegnelser, for hvilke Hastigheden i Meter pr. Sekund er angivet:

0.	Stille	0	til	1	Meter.
1.	Svag Kuling . .	1	-	4	—
2.	Frisk — . .	4	-	7	—
3.	Stiv — . .	7	-	12	—
4.	Haard — . .	12	-	20	—
5.	Storm	20	-	35	—
6.	Orkan	over		35	—

41. Vindens Hastighed paavirkes i de lavere Luftlag stærkt af Gnidningsmodstanden mod Jordoverfladen, saa at Skyerne bevæge sig med en ofte flere Gange større Hastighed end Vinden ved Jordens Overflade. Paa Havet, hvor Gnidningsmodstanden er mindre, er Vindens Hastighed for samme Gradientkraft derfor ogsaa større end over det faste Land.

Vindhastigheden har en daglig Periode, idet den er størst paa den varmeste Tid af Dagen og mindst om Morgenen. Over Havet er denne periodiske Vekslen dog ikke saa stærkt fremtrædende. Den daglige Forandring i Hastighed er størst om Sommeren og mindst om Vinteren. I Kjøbenhavn er Forskellen mellem Vindens største og mindste Hastighed om Sommeren 1.5 Meter, om Vinteren 0.5. I det Indre af Fastlandene er denne Forskel en Del større.

Iagttagelser fra meteorologiske Bjergstationer vise derimod, at Vindstyrken i større Højder over Jorden har en modsat Gang af den, der finder Sted ved Jordens Overflade, idet Vindstyrken er størst om Natten og mindst paa den varme Tid af Dagen. Denne Vindstyrkens omvendte Gang af den, der finder Sted ved Jordens Overflade, giver sig endogsaa meget tydelig tilkende paa Toppen af Eiffeltaarnet.

Forklaringen af Vindstyrkens daglige Periode maa søges i Temperaturens daglige Gang. Paa den varme Tid af Dagen udvider Luften sig, saa at lavere Luftlag blandes med højere liggende. Derved paavirkes de første af de sidstes større Hastighed, og omvendt. De lavere Luftlags Hastighed bliver derved paaskyndet, medens de højere liggendes Bevægelser hæmmes. Om Natten trække de nedre Luftlag sig sammen og paavirkes saaledes mere af Gnidningsmodstanden mod Jorden, medens de højere liggende Luftlags Bevægelse frigjøres. Hastigheden vil

derfor forringes i Luftlagene nærmest ved Jorden og forøges i de højere liggende Luftlag.

V.

Barometriske Minima og Maksima. — Cykloner og Anticykloner.

Barometriske Maksima og Minima. — Luftudvekslingen mellem et barometrisk Maksimum og Minimum. — Vejrliget i et barometrisk Maksimum og Minimum. — Cykloner. — Deres Bevægelse. — Vinddrejning, fremkaldt ved en Cyklons Bevægelse. — Anticykloner.

---

42. Et Areal, der indesluttes af Isobarer for et lavere Lufttryk end det, der omgiver det, kaldes et barometrisk Minimum. Isobarerne omkring et saadant ligge i Reglen tæt ved hinanden, hvorfor Vindbevægelsen ogsaa i Reglen er stærk. Lufttrykket i et barometrisk Minimum er som oftest temmelig varierende, og Minimets Centrum er næsten altid i Bevægelse.

43. Et Areal, der indesluttes af Isobarer for et højere Lufttryk end det omgivende, kaldes et barometrisk Maksimum. Isobarerne have i et saadant i Reglen temmelig stor Afstand fra hinanden, saa at der i et barometrisk Maksimum i Reglen hersker svage Vinde. Isobarernes Form er her mere stationær end i et barometrisk Minimum. Barometret holder sig derfor ogsaa mere roligt ved højt end ved lavt Tryk.

44. Luftudvekslingen mellem et barometrisk Minimum og Maksimum. Vi have ovenfor (24) set, at naar i en vertikal Luftsøjle Temperaturen i samme Højde over Jorden er højere end Temperaturen i den den betragtede Søjle omgivende Luft, ville de isobariske Flader

ligge højere i den relative varmere Luftsøjle end udenom denne. Som en Følge heraf vil Luften foroven flyde bort mod de koldere Steder (Fig. 10). Der vil da herved fremkomme et lavt Lufttryk under den betragtede Luftsøjle og et højt udenom denne. Dette bevirker atter, at Luften forneden bevæger sig fra de Steder, hvor Lufttrykket er blevet forøget, imod dem, hvor det er bleven formindsket. Idet Luften strømmer bort foroven over det saaledes dannede barometriske Minimum, fremkommer der en Sugning, der bevirker, at Luften i den vertikale Luftsøjle over Minimet faar en opadgaaende Bevægelse, saa at der dannes en opadgaaende Luftstrøm, der

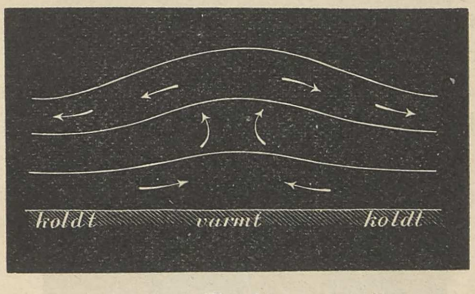


Fig. 10.

yderligere understøttes ved den Fortætning af Vanddampe, der sædvanlig finder Sted ved Luftens ved Stigningen fremkaldte Afkøling, idet Temperaturen ved Vanddampenes Fortætning holdes relativ høj (22).

Over de Steder, hvor Lufttrykket er højest, flyder Luften bort forneden og til foroven; derved fremkommer der over et barometrisk Maksimum en nedadgaaende Luftstrøm.

De barometriske Høj- og Lavtryk eller Maksima og Minima nære saaledes hinanden ved gensidig Luftudveksling, idet der foroven tilføres det barometriske Maksimum Luft fra Minimet, og omvendt

forneden. De over Minimet og Maksimet opad- og nedadgaaende Luftstrømninger gøre Luftcirkulationen fuldstændig. Den øvre Luftstrøm fra det barometriske Lavtryk kan direkte paavises ved Driften af de over Minimet højt svævende Cirrus-Skyer, der bevæge sig fra Minimets Akse, altsaa modsat Bevægelsen ved Jordoverfladen.

45. Vejrliget i de barometriske Minima og Maksima. Over de Steder, hvor der hersker et lavt Tryk, er Luften i Reglen skyet, og Vejret ofte regnfuldt, hvad der fremkommer ved Vanddampenes Fortætning i den opadgaaende Luftstrøm. Over de Steder, hvor Barometret staar højt, er Himlen derimod i Reglen klar, hvad der skyldes den nedadstigende Luftstrøm, der ved den nedadgaaende Bevægelse opvarmes, saa at Luften holdes tør.

46. En Cyklon kaldes et Vindsystem, hvor Vinden blæser omkring og noget ind imod Cen-

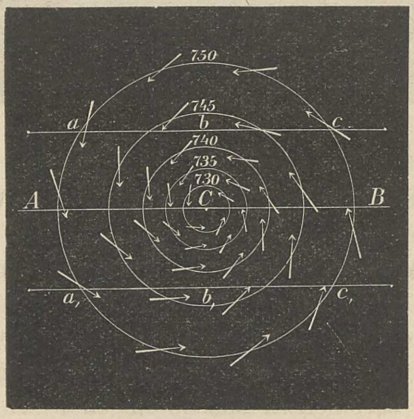


Fig. 11. Cyklon, nordlig Halvkugle.

tret til et barometrisk Minimum. Er Minimet meget dybt, afvige Isobarerne, der begrænse det, i Reglen kun lidet fra Cirkelformen. I Følge Buijs-Ballot's Lov

kunne vi let bestemme Vindretningen i de forskellige Dele af en Cyklon. Paa den nordlige Halvkugle (Fig. 11) blæser der saaledes nord for Minimet eller Cyklonens Centrum østlige Vinde, vest for Centret nordlige Vinde, syd for dette vestlige og øst for samme sydlige Vinde. Paa den sydlige Halvkugle ere Vindene nord for Centret vestlige, vest for dette sydlige, syd for det østlige og øst for det nordlige (Fig. 12).

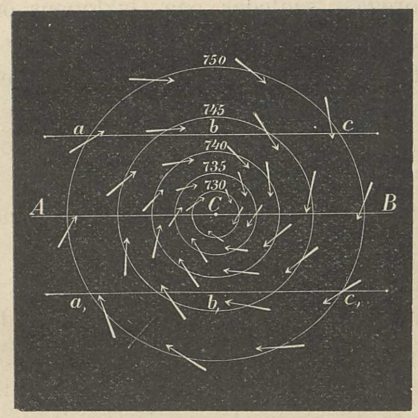


Fig. 12. Cyklon, sydlig Halvkugle.

Jo nærmere Isobarerne i en Cyklon ligge ved hinanden, jo større er Gradienten (28), og desto stærkere er Vinden. Isobarernes Afstand er dog ofte forskellig paa de forskellige Sider af Cyklonens Centrum, saa at Vinden paa den ene Side kan være stormende og paa den modsatte af ringe Styrke. I selve Centret hersker Vindstille eller svage Vinde.

Da Vinden i en Cyklon altid bevæger sig noget ind ad mod Centret, drejer Vinden sig ind mod dette i spiralformede Baner. Over selve Centret er Luftens Bevægelse opadgaaende (24).

47. Cyklonerne ere i Reglen fremadskridende. I de tempererede Bælter sker Bevægelsen af Cyklonerne hyppigst fra Vest mod Øst eller i østlige Retninger. I det nordlige tempererede Bælte er Afvigelsen fra Øst hyppigere i nordlig end i sydlig Retning. Aarsagen til denne fortrinsvis østlige Retning ligger i den Omstændighed, at Cyklonernes østlige Side næres af Vinde, der ere varmere og damprigere end de, der strømme ind i deres vestlige Side. Den største Dampfortætning foregaar saaledes paa Cyklonens østlige Side, hvad der fremmer den opadstigende Luftstrøm (44), medens dette ikke er Tilfældet med de kolde og dampfattigere Vinde, der blæse ind imod deres vestlige Side. Cyklonernes fremadskridende Bevægelse fremkommer saaledes ved en bestandig Formindskelse af Lufttrykket paa den østlige Side og Forøgelse af samme paa den vestlige.

Naar en Cyklon passerer forbi et Sted, giver den Anledning til Vinddrejninger. Tænke vi os, at en Cyklon passerer nord for os fra Vest mod Øst, vil Vinden begynde med at blæse fra Sydøst eller Syd; den vil dernæst gaa over til Sydvest og dreje gjennem Vest til Nordvest.

Gaar Cyklonen med sit Centrum over et Sted, vil Vinden, naar Centret bevæger sig lige mod Stedet, holde sig temmelig uforandret, til Centret passerer forbi; i selve Centret hersker der Stille eller svage Vinde. Naar Centret har passeret Stedet, springer Vinden over til den modsatte Retning af tidligere.

48. Cyklonens Sider have forskjelligt Vejrlig. Paa den østlige Side af Centret kommer Vinden fra varmere Egne, Temperaturen er derfor relativ høj, Luften fugtig, fordi den afkøles ved at blæse mod koldere Egne, og Vejret regnfuldt. Paa den vestlige Side derimod, hvor (i den nordlig tempererede Zone) de nordlige

Vinde strømme ind mod Centret, er Temperaturen lav, Luften tør og Vejret opklarende.

49. Den opadstigende Luftstrøm i Cyklonernes Midte frembringer en Fortætning af Vanddampene og derved Dannelsen af Skyer, navnlig paa Cyklonens østlige (forreste) Side. Nærmest Cyklonens Centrum optræde Regnskyerne (Fig. 13 n), længere borte fra Centret Cirro-Stratus, et tyndt, jævnt udbredt, meget højt svævende Skydække; det er i dette at Sol- og Maaneringene dannes. Et tæt

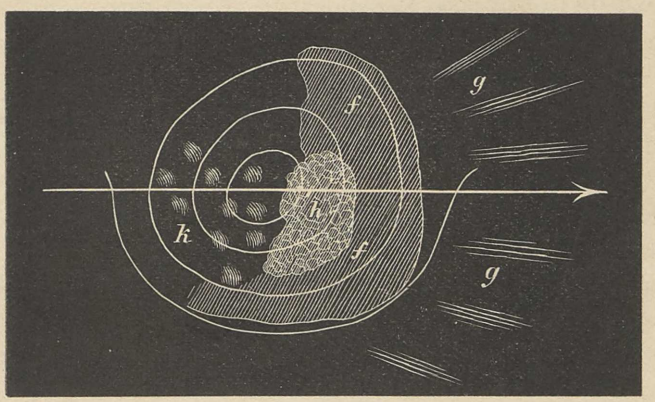


Fig. 13.

Lag af disse Skyer er derfor som oftest et Tegn paa, at et Cykloncentrum nærmer sig. Endnu længere fra Centret findes Cirrus-Skyer (g), hvis Længderetning peger mod Cyklonens Centrum. Alle disse Skyer findes navnlig paa Cyklonens østlige eller forreste Side. Paa den vestlige Side (Bagsiden) optræder Cirro-Cumulus (k), smaa runde Skyer af hvid Farve, adskilte ved smaa Mellemrum. Cirrus Skyerne bevæge sig ved den foroven fra Cyklonens Forside udstrømmende Luft (44) ofte langt forud for selve Cyklonen. En rigelig Optræden af saadanne Skyer giver derfor en vis Sandsynlighed for Nærmelsen af en

Cyklon. Imidlertid finder man ogsaa ofte en større Mængde Cirrus-Skyer i de Egne, over hvilke der hviler et barometrisk Maksimum; af Barometrets Forhold og Vindretningen maa man derfor søge nærmere Oplysninger om disse Skyformer hører til et barometrisk Maksimum, eller om de ere Forløbere for en Cyklon.

50. En Anticyklon er et Vindsystem, der blæser omkring og noget ud fra et barometrisk Maksimum. De Vinde, der høre til en Anticyklon, give i Reglen klar Himmel (45).

VI.

Fremherskende Vinde og Havstrømninger.

Passaterne. — Det ækvatoriale Stillebælte. — Monsumer. — De vestlige Vindes Bælter. — Havstrømme.

---

51. Som en Følge af Buijs-Ballots Lov om Vindretningens Afhængighed af Lufttrykkets Fordeling vil Lufttrykkets Middelfordeling, saaledes som det er givet ved Isobarkortene, bestemme de fremherskende Vinde over de forskellige Egne af Jorden.

52. Passaterne ere Vinde, der stadig blæse fra de høje Lufttryk omkring Vendekredsene nord og syd for Ækvator imod de ækvatoriale Egne. Nord for Ækvator er den fremherskende Vindretning Nordost, og Passaten kaldes her Nordostpassaten; syd for Ækvator er Vinden sydøstlig, hvorfor Passaten kaldes Sydostpassaten. At Passaterne ikke blæse direkte i Retning af Meridianen mod Ækvator, skyldes Jordrotationen (30).

53. Aarsagen til det lave Lufttryk under Ækvator skyldes Jordens stærke Opvarmning paa dette Sted. Luften vil her udvide sig og foroven flyde ud til Siderne mod Nord og Syd; Trykket vil derved formindskes ved Jordoverfladen, og en Tilstrømning af Luft fra nordligere og sydligere Egne vil da finde Sted (44).

54. Den Luft, der i de ækvatoriale Egne flyder ud foroven, frembringer de saakaldte øvre Passater; paa den nordlige Halvkugle er den øvre Passat en Sydvestvind, paa den sydlige en Nordvestvind. De øvre Passater ere altsaa modsatte dem, der blæse ved Jordoverfladen. Tilstedeværelsen af de øvre Passater godtgjøres ved de højtsvævende Cirrus Skyer, hvis Drift i Passatregionerne gaa i modsat Retning af de nedre Passater. En Del af Luften i de øvre Passater gaar atter nedad i de subtropiske Lufttryksmaxima.

55. Mellem Nordost- og Sydostpassaten ligger det ækvatoriale Stillebælte, der til enhver Aarstid ligger noget nord for Ækvator. Det ækvatoriale Stillebælte udmærker sig ved voldsomme Regn- og Tordenbyger, fremkaldte ved Vanddampenes Fortætning i de i dette Bælte opadstigende varme og fugtige Luftstrømme.

56. Monsuner ere Vinde, hvis Retning skifter regelmæssig med Aarstiderne. De mest bekendte af disse Vinde ere Monsunerne i den nordlige Del af det Indiske Ocean. I Sommerhalvaaret (April til Oktober) fremkalder det lave Lufttryk i det sydlige Asien en Sugning af Luften fra det Indiske Ocean ind mod Landet, og over det nævnte Hav blæser da nord for Ækvator den saakaldte Sydvestmonsun, hvis Retning er betegnet ved dets Navn. I Vinterhalvaaret derimod, hvor Lufttrykket over Asien er højt, blæser Nordostmonsunen i den nordlige Del af det Indiske Ocean. Denne Monsun overskrider Ækvator og drejer syd for denne Storcirkel om mod Nordvest (paa Grund af Jordrotationen)

og faar da Navnet Nordvestmonsunen, der i den nordlige Halvkugles Vinterhalvaar blæser mellem Ækvator og 5°—10° s. B.

I den nordlige Halvkugles Sommerhalvaar blæser derimod syd for Ækvator Sydostpassaten helt op mod denne Linie; den nordligste Del af den, hvor om Vinteren Nordvestmonsunen blæser, kaldes Sydostmonsunen.

57. Paa den nordlige Halvkugle træffe vi nord for det høje Lufttryk eller det subtropiske Stillebælte i Nærheden af Vendekredsene de vestlige Vindes Bælte, hvor navnlig over Havene og Kystlandene Vindene omkring Vest ere de hyppigste. Disse vestlige Vinde blæse dog langt fra saa regelmæssig som Vindene i Passat- og Monsunregionerne. I de vestlige Vindes Bælte optræde meget ofte hvirvelformede Vindsystemer eller Cykloner.

I den østlige Del af Oceanerne er Vindretningen i det vestlige Vindes Bælte hyppigst Sydvest. Det er denne Omstændighed, der i Forbindelse med de af disse Vinde frembragte Havstrømninger fra sydligere beliggende Egne frembringer et saa forholdsvist mildt Klima over Kontinenternes vestlige Kyststrækninger (17).

Paa den sydlige Halvkugle findes et lignende vestlige Vindes Bælte syd for det subtropiske Lufttrykmaksimum.

* 58. Havstrømninger. De fremherskende Vinde ere den væsentligste Aarsag til Dannelsen af de store Strømninger i Havet. Saaledes findes der, hvor Passatvindene blæse, en nordlig og sydlig Ækvatorialstrøm, der ogsaa og rettere kaldes Passatdrifstrøm. I de vestlige Vindes Bælte er Strømretningen væsentlig vestlig eller mod Øst gaaende. De overvejende vestlige og sydvestlige Vinde frembringe i Nordatlanterhavet den saakaldte Golfstrøm eller Nordatlantiske Driftstrøm. Denne Strøm, der har en saa stor Indflydelse paa Europas

Klima begynder ved New-Foundland og gaar herfra væsentlig mod Nordost langs med de engelske og norske Kyststrækninger langt op i det Nordlige Ishav. En Arm af Golfstrømmen omgiver Kysterne af Island; en anden Arm bøjer vest for Portugal mod Syd og forener sig med den nordlige Passatdriftstrøm.

Det Vand, der af den nordlige Passatdrifstrøm føres ind i den Mexikanske Bugt, faar et Afløb ved den saakaldte Floridastrøm, der tidligere og stundom ogsaa endnu kaldes Golfstrømmen. Floridastrømmen begynder ved Missisipis Mundinger og flyder herfra langs med Nordsiden af den Mexikanske Bugt ud gjennem Floridastrædet, parallel med den amerikanske Kyst. Strømmen tiltager i Bredde mod Nord; vest for Kap Hatteras begynder den at dele sig og danner, hvad vi ved en Flod kalde et Delta, hvorefter den efterhaanden taber sig. Den udmærker sig ved sin høje Varmegrad og ved sin mørkeblaa Farve.

Langs med den grønlandske Østkyst flyder den Østgrønlandske Strøm i Retning fra Nordost mod Sydvest. Denne Strøm frembringes væsentlig ved de fremherskende nordostlige Vinde Nord for Aksen til det lave Lufttryk i Nordatlanterhavet. Den omtalte Strøm bøjer ved Kap Farvel mod Nord langs Vestkysten af Grønland, hvor den efterhaanden taber sig. Denne Strøm, hvis Oprindelse maa søges i Omegnen af Spitsbergen, fører en Mængde Storis og Isbjerge med sig. Strømmen medfører ogsaa en Del Drivtømmer, navnlig Naaletræer, der stammer fra Sibirien, hvis Floder have ført det ud i Havet.

Fra den vestlige Del af Baffinsbugten og Davisstrædet, hvor nordvestlige Vinde ere fremherskende, stammer den saakaldte Labradorstrøm, det fortsætter sit Løb langs med Kysten af Nordamerika indenfor Floridastrømmen. Ogsaa denne Strøm fører mange Isbjerge med sig; en stor Del af disse komme paa Grund paa

Newfoundlands Banken og afgive til denne de faste Bestanddele af Jord og Klipper, som de have ført med sig fra de Bræer, hvoraf de ere dannede. Som Eksempel paa, hvor mange Isbjerge, der kunne træffes i Nærheden af New-Foundland, skulle vi anføre, at et Skib engang i Løbet af 24 Timer passerede ikke mindre end 351.

Da Labradorstrømmen her ligger tæt op til Golfstrømmen, forekommer der i disse Egne af Havet stærke Forandringer i Havets Varmegrad. De stærke Temperaturfald paa korte Strækninger have til Følge, at tætte Taagemasser, navnlig med sydlige Vinde, lejre sig over hele den her omtalte Del af Havet, hvad der i Forbindelse med de mange Isbjerge gjør Sejladsen farefuld.

* 59. I de øvrige Oceaner frembringe de fremherskende Vinde paa samme Maade Havstrømninger. I det Store Ocean have vi saaledes ligesom i Atlanterhavet Passatdriftstrømme i Passatregionerne og østgaaende eller vestlige Strømninger i de vestlige Vindes Bælte. Ogsaa det Store Ocean har sin Floridastrøm, der her kaldes Kuro-Siwo, og som løber langs med Østkysten af den japanske Øgruppe. I det Indiske Ocean frembringer den stadig blæsende Sydostpassat ligeledes en østlig mod Vest gaaende Strøm. I den nordlige Del af dette Ocean ere Strømforholdene paa Grund af Monsunvexlen derimod ikke saa regelmæssige.

* 60. Strømninger i Havet kunne paavises paa forskellige Maader, som ved Genstande, der flyde i Havet, som Drivtømmer og andre Plantedele samt Isbjerge. Naar man saaledes paa Kysterne af Spitsbergen har funden Træstammer, der have deres Hjem i den sydlige Del af Nordamerika, er dette et Bevis for Tilstedeværelsen af en Strøm, der fører Vand fra den mexikanske Bugt helt op til Spitsbergen. Isbjergene ved New-Foundland og længere Syd paa stamme fra det arktiske Nordamerikas Isbræer. Endvidere kunne Havstrømninger

ogsaa paavises ved Undersøgelsen af Havets Varmegrad. Er Temperaturen af Vandets Overflade gennemsnitlig varmere end Luftens Temperatur, kan dette kun forklares ved Tilstedeværelsen af Strømninger, der medføre Vand, som er bleven opvarmet under lavere Breddegrader.

VII.

Orkaner. — Storme. — Lokale Vinde.

Orkaner. — Vejrforholdene i en Orkan. — Orkanernes Baner og Hyppighed. — Storme. — Tornados. — Skypomper. — Land- og Søvinde. — Føhnvinde.

---

61. Orkaner ere stærke Cyklonstorme eller Hvirvelstorme; Vindstyrken kan i disse stige fra 35 Meter til over det dobbelte i Sekundet. Orkanerne forekomme i Reglen kun i de tropiske Egne. Tværmaalet af en Orkan er altid lille i Forhold til Tværmaalet af de Cyklonstorme, der optræde i de tempererede Egne. Isobarerne ere derfor meget stærkt sammenpakkede og Gradienten stor. Orkancentrets Bevægelse, hvorved selve Orkanen skrider frem, foregaar med meget forskellig Hastighed; undertiden kan Centret i nogen Tid holde sig uforandret paa samme Sted, medens det til andre Tider kan gaa frem med stor Hastighed.

62. Vejrforholdene i en tropisk Orkan. Den Modsætning, der finder Sted imellem Vejret paa For- og Bagsiden af en Cyklon i de tempererede Egne, eksisterer ikke i de tropiske Orkaner. I de tropiske Egne er der nemlig ingen væsentlig Forskel mellem Temperaturen af

Vindene saaledes som i de tempererede Bælter. De tropiske Hvirvelstorme ere altid ledsagede af overordentlig stærke Regnskyl, ledsagede af Lyn og Torden. Den stærke Luftfortynding over Centret bevirker, at Luften med stor Voldsomhed styrter ind mod dette. Vindstyrken tiltager hurtig fra Omkredsen til Nærheden af Centret, hvor den pludselig hører op for ligesaa pludselig at begynde, naar Centret er passeret. I selve Centret hersker Stille eller flove Vinde. Luften er over dette Rum i en stærkt opadgaaende Bevægelse; den derved foraarsagede Afkøling bevirker, at der over Centret altid findes en mægtig, mørk Sky, der udsender saa voldsomme Strømme af Regn, at denne kan foraarsage Oversvømmelser, navnlig naar Centrets Bevægelse er langsom. Toppen af denne Sky kan hæve sig endog til flere Miles Højde. Skymassen kan være saa tæt, at den midt om Dagen frembringer et næsten natligt Mørke. Undertiden kan Skymassen aabne sig over Centret; man kalder den Aabning, der saaledes viser sig, for „Orkanens Øje“.

Selve Orkanens Sted iagttages allerede i det fjerne ved en Skybanke, der, efterhaanden som Orkanen kommer nærmere, hæver sig højere over Horizonten. I lang Afstand fra Centret viser sig et Skylag af Cirro-Stratus, der i Begyndelsen kun er meget tyndt, men senere bliver tættere uden dog at blive saa tæt, at ikke Solen og Maanen kunne ses igennem det. Ved Solens- Op- eller Nedgang farves dette Skydække af saa livlige Farver, at det ser ud, som om „hele Himlen staar i Flammer“, hvorved den i de tropiske Egne saa kortvarige Dæmring forlænges. Naar Orkanen kommer nærmere, gaar Cirro-Stratus Sløret over til tykke og mørke Regnskyer, der foruden Regn hyppig udsende Lyn.

Orkanens ødelæggende Virkninger foraarsages ikke alene ved Vindens Styrke, der kan ødelægge Bygninger og Træer, men ogsaa ved de voldsomme Regnskyl

og for de Steders Vedkommende, der ligge ved Havet, ved de Oversvømmelser, der kunne foraarsages ved dettes pludselige Stigning. At Havet kommer i et voldsomt Oprør, der kan være ødelæggende for Skibe, er en Selvfølge. Dog er Søgangen ikke stærkest udenfor Orkanens Centrum. Den voldsomme Vind afskærer Bølgetoppene og forvandler dem til Støv. Anderledes er det derimod i selve Centret. Her er Havet i stærkest Oprør, fordi mægtige Bølger fra alle Sider styrte ind i det vindstille Rum. Idet de forskellige Bølgesystemer her gribe ind i hinanden, opstaar der pyramideformede Bølgetoppe, hvorved der frembringes en Søgang, som sammenlignes med Havets Brænding i en Storm ved et Klipperev. I denne Søgang er et Skib fuldstændig uden Styr, og dens Virkning frygtes mere end selve Orkanens.

I det stærkt luftfortyndede Rum i Orkanens Centrum suges Vandet højere op end udenfor samme. Forskellen mellem Lufttrykket ved Orkanens Omkreds og dens Midte kan i denne sidste hæve Vandet flere Fod over Havfladen udenfor Orkanen. Den saaledes frembragte Orkanbølge er saaledes i det aabne Hav vel ikke høj, men indeholder paa Grund af sit store Tværmaal en umaadelig Vandmasse. Naar derfor Orkanen kommer fra Havet imod Land, stuves Orkanbølgen op mod Kysterne og kan foraarsage forfærdelige Oversvømmelser. Saaledes oversvømmede en Orkanbølge i Oktober 1876 ved Mundingerne af Ganges et Areal paa 130 Kvadratmile, ved hvilken Lejlighed mere end 200000 Mennesker mistede Livet.

63. Orkanernes Baner og Hyppighed. I det Atlantiske Hav opstaa Orkanerne omtrent ved 10° n. B. Deres Centre, der føre hele Orkanen med sig, bevæge sig sædvanlig først mod Nordvest; i Nærheden af Krebsens Vendekreds drejer Centret i nordlig Retning for derpaa at bevæge sig mod Nordost. Orkanen taber i Reglen sin Styrke, naar den bevæger sig videre under højere Bredde-

grader. Fig. 14 giver en Del Eksempler paa Baner for nordatlantiske Orkaner, der ere opstaaede indenfor Vendekredsene. Orkanens Diameter er mindst og dens Styrke voldsomst syd for Vendekredsen. Orkanerne i det Atlantiske Hav optræde hyppigst fra Juli til Oktober; August og September have det største Antal Orkaner at opvise.

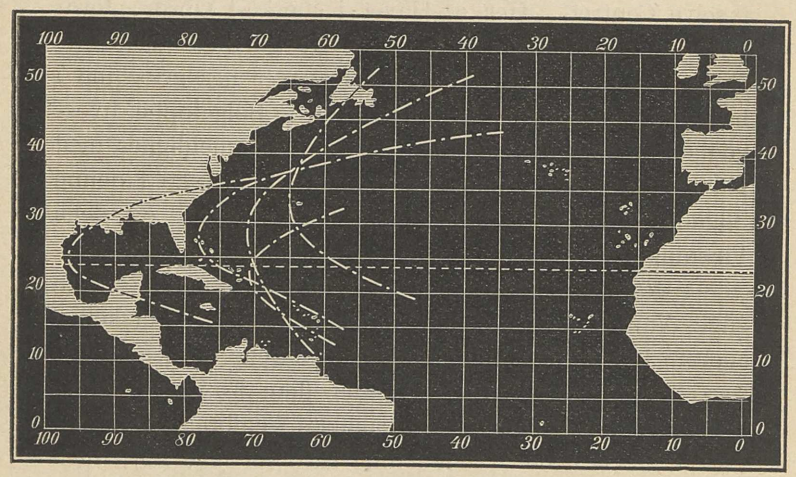


Fig. 14. Nordatlantiske Orkanbaner.

Mellem 10° n. B. og Ækvator ere Orkanerne ikke iagttagne. De stormfulde Vinde, der her blæse, ere kun kortvarige Byger. I Nærheden af Ækvator er den ved Jordens Omdrejning frembragte Drejning af Vinden nemlig saa ringe, at Vinden styrter direkte ind mod de barometriske Minima, saa at større atmosfæriske Hvirvler vanskelig kunne vedligeholdes.

I den Del af Atlanterhavet, der ligger syd for Ækvator, har man ikke iagttaget tropiske Hvirvelstorme.

I det Indiske Oceans nordlige Del optræde Orkanerne hyppigst ved Monsunskifterne. Centrene bevæge sig i Reglen mod Vest eller Nordvest. I den sydlige Del

af dette Ocean bevæge Orkanerne sig i Reglen først mod Sydvest; omtrent ved Vendekredsen bøje de i en mere sydlig Retning og vende sig derpaa mod Sydost. Banerne af Orkanerne syd for Ækvator ere altsaa symmetriske med Orkanbanerne i Atlanterhavet nord for Ækvator.

I det Store Ocean have Orkanbanerne nord for Ækvator samme Form som i Atlanterhavet; de syd for Ækvator forekommende Baner ere ligeledes her symmetrisk beliggende til Banerne nord for Ækvator.

64. Storme. Ved en Storm forstaar man en stærk Vind, hvis Hastighed overskrider en vis Grænse, der anslaas til 18—20 Meter i Sekundet. Stiger Hastigheden til 35 Meter og derover, gaar Stormen over til at blive en Orkan.

De fleste Storme ere Cyklonstorme; de ere altsaa ikke i deres Væsen forskjellige fra Orkanerne. Imidlertid have dog Cyklonstormene i de temperede Bælter nogle Ejendommeligheder, ved hvilke de, foruden ved deres mindre Styrke, adskille sig fra Orkanerne.

Vi have ovenfor omtalt, at de Arealer med lavt Lufttryk, indenfor hvilke Orkanerne opstaa, kun have en forholdsvis lille Udstrækning, hvis Gjennemsnit, om end noget forskelligt, dog sjeldent naar op til mere end 80 Mile. Isobarerne om det Areal, inden for hvilket en Orkan blæser, ere til alle Sider stærkt sammenpakkede, og Vinden opnaar derfor Orkanstyrke paa alle Sider af Centret. I de tempererede Bælter derimod have de Arealer med lavt Lufttryk indenfor hvilke Cyklonstorme findes, en Diameter af indtil flere hundrede Mile. I de tropiske Orkaner have Isobarerne en næsten cirkelrund Form, og Vinden blæser med samme Styrke i alle Punkter i samme Afstand fra Centret; i Cyklonerne i de tempererede Bælter derimod, have Isobarerne som oftest en uregelmæssig, langstrakt og bugtet Form, og Vinden naar ofte kun i en lille Del af Cyklonens Areal Styrken af en Storm.

Vejrliget i Cyklonstormene i de tempererede Bælter have vi allerede ovenfor omtalt (48).

I de tropiske Egne findes aldrig mere end een Cyklonstorm indenfor et Areal med lavt Lufttryk. I de store Arealer med lavt Lufttryk under de højere Breddegrader, findes der derimod ofte flere Centre for særskilte Storme. En Storm under vore Breddegrader har derfor ofte flere i sit Følge. Dette hidrører navnlig fra den Omstændighed, at Tilstedeværelsen af et barometrisk Minimum begunstiger Dannelsen af nye, saakaldte sekundære, der ofte kunne udvikle sig til at blive dybere end Hovedminimet. Dannelsen af saadanne sekundære Minima eller Delingsminima giver sig til Kende ved stærke Bugter i de Isobarer, der omgive det oprindelig tilstedeværende Hovedminimum. Disse sekundære Minima have Tilbøjelighed til at omkredse Hovedminimet efter samme Lov som den, der gælder for Vindretningen.

65. Den Hastighed, med hvilken Centret for en Hvirvelstorm bevæger sig, er meget forskellig. Man har havt Eksempler paa Storme, hvis Centre vare saa godt som stillestaaende i flere Dage, og paa den anden Side har man havt Eksempler paa Hvirvelstorme, hvis Centre have havt en Hastighed af 25 Meter i Sekundet. Gennemgaaende bevæge Stormcentrene sig hurtigere i de tempererede Bælter end indenfor Vendekredsene.

At Centret bevæger sig kan iagttages ved Barometret. Er dette faldende, rykker Centret nærmere; holder Barometret sig roligt under en Storm, forandrer Centret ikke sin Afstand fra Stedet.

66. Tornados ere smaa Hvirvelstorme, der stundom ikke give Orkanerne noget efter i Voldsomhed, men som indtage et langt mindre Areal, idet deres Diametre veksle fra nogle Kilometre til nogle faa Mile. Ovenover en Tornado svæver der altid ligesom over et Orkan-

centrum en Stormsky, der foroven udvider sig tragtformig; denne Sky giver Lyn og Nedbør.

Tornados optræde sædvanligvis kun i tropiske Egne, hvor de dannes ved stærke opadstigende Luftstrømme. Deres Magt er saa stor, at de kunne rykke store Træer op med Roden, rive Tagene af Husene og løfte tunge Genstande højt op i Luften.

67. Skypomper kunne betragtes som smaa Tornados; de bestaa ligesom disse af en kraftig Lufthvirvel, hvis Gennemsnit er meget lille. Den stærke Fortynding i Aksen af en Skypompe frembringer en stærk opadgaaende Luftstrøm, der kan hæve mindre Genstande højt op. De have Udseende af en mørk, tragtformig Søjle, der hænger ned fra Skyerne.

68. Land- og Søvinde. Paa klare og solvarme Dage iagttager man under rolige Vejrforhold paa de fleste Kyststrækninger en periodisk Vekslen i Vindens Retning i Løbet af Døgnet. Efterhaanden som Landet i Løbet af Formiddagen bliver stærkerc opvarmet end Vandet, rejser der sig en Vind, som fra Havet blæser ind over Landet (Søvind), altsaa fra de koldere Egne mod de varmere. Søvinden blæser stærkere, efterhaanden som Varmen stiger, og lægger sig om Aftenen, naar Jordbunden begynder at afkøles. Ud paa Natten, naar Udstraalingen har afkølet Landet mere end Havet, begynder Vinden at blæse i modsat Retning af den om Dagen, altsaa fra Land mod Hav, hvilken Landvind holder sig til ud paa Morgenen.

Disse Vinde fremkomme paa samme Maade som Monsunerne. Naar Landet er stærkere opvarmet end Havet, udvider Luften over Landet sig stærkest, saa at Fladerne med samme Lufttryk (isobariske Flader) i Luften over Landet og Havet komme til at hælde mod Havet. De højere Luftlag tvinges da til at flyde ud over Havet, hvorved Lufttrykket formindskes over Landet, saa at

Luften forneden strømmer fra Havet mod Landet. Det indses let, at Havets højere Varmegrad om Natten frembringer en Vind der forneden blæser fra Landet mod Havet, og omvendt foroven.

69. Bjergvinde. I Bjergegne er det, naar ingen større atmosfæriske Forstyrrelser finde Sted, et hyppigt Fænomen, at Vinden om Dagen blæser fra Dalen opad langs Bjergsiderne, medens den om Natten blæser nedad langs Bjergsiderne mod Dalen. Forklaringen af disse lokale Vinde ligger deri, at Bjergsiden om Dagen opvarmes stærkere end Luften i samme Højde over Dalen, saa at Luften langs med Bjergsiden faar en højere Temperatur end i samme Højde i den frie Atmosfære. Der vil da derved kunne fremkomme en opadstigende Luftstrøm. Det modsatte finder Sted om Natten paa Grund af Bjergskraaningens stærke ved Udstraalingen fremkaldte Afkøling.

70. Føhnvinden. I Bjergegne optræder stundom i Dalene en varm og tør Vind, hvis Temperatur kan være adskillige Grader højere end Temperaturen af den Vind, der blæser i nærliggende Egne. Denne Vind fremkommer ved Nedstyrtning af Luftmasser fra Højden, hvad der fremkaldes ved den Sugning, der fremkommer, naar Luften i Dalene strømmer ud. Betingelsen for, at Luften kan komme ned til Dalbunden som en varm Vind, er den, at Luften i Højden har en højere Varmegrad end den, der svarer til en Temperaturformindskelse i Højden af 1^0 for hver 100 Metres Stigning. En gunstig Betingelse herfor er den, at Luften paa Vindsiden af Bjergene er fugtig og afgiver sine Vanddampe ved Stigning over Bjerget. Er Luften under Stigningen bestandig mættet med Dampe, vil den kun afkøles omtrent $^1/_2{}^0$ for hver 100 Metre den stiger, medens den ved atter at synke opvarmes 1^0 for hver 100 Metre den falder. Saadanne varme og tørre Faldvinde kaldes i Svejts,

hvor man først nøjere har undersøgt Betingelserne for deres Fremkomst, Føhnvinde, hvilket Navn senere almindelig bruges for alle saadanne varme Faldvinde.

Føhnen optræder meget hyppigt langs med den grønlandske Vestkyst og blæser her i Almindelighed som en fra Østkvadranten kommende varm og tør Vind, der midt om Vinteren kan bringe Temperaturen op til flere Grader over Frysepunktet. Føhnen i Grønland blæser dog kun, naar Centret for et barometrisk Minimum er i Nærheden, saa at denne østlige Vind altsaa er en Afbøjning af en sydlig fra Atlanterhavet gennem Davisstrædet kommende Vind. Naar Centret af et barometrisk Minimum befinder sig tæt syd for en af de grønlandske af høje Bjerge omgivne Fjorde eller Dalstrækninger, strømmer Luften som en fra Østkvadranten kommende Vind ud af disse og kan derved foraarsage en Sugning af Luften fra oven. Det er kun tæt nord for Centret af et barometrisk Minimum, at østlige Vinde i Grønland kunne optræde som særlig varme og tørre; i længere Afstand fra Centret, hvor de have tilbagelagt en stor Strækning i østlig Retning, og hvor disse østlige Vinde altsaa i Virkeligheden komme fra det indre med evig Is bedækkede grønlandske Højland, ere de altid kolde.

71. Faldvinde kunne ogsaa optræde som tørre og kolde Vinde, naar Luften i den Højde, fra hvilken de stamme, er saa kold, at de trods en Opvarmning ved Faldet af 1° for hver 100 Metre, ville naa Jorden som Vinde, der ere koldere end Lufttemperaturen ved Jordoverfladen. Saadanne Vinde kunne f. Eks. fremkomme ved, at Luften om Vinteren afkøles af højtliggende Bjergsletter, der navnlig, naar de ere belagte med Sne, ved Udstraaling gennem den tynde Luft efter Solnedgang kunne afkøles betydelig under Luftens normale Temperatur i samme Højde.

VIII.

Luftens Fugtighedsforhold.

Relativ og absolut Fugtighed. — Dug. — Rim. — Taage. — Skyer. — Regn. — Regnmaaleren. — Sne. — Hagl. — Nedbørens Fordeling over Jorden. — Isbræer.

---

72. Tør og fugtig Luft. Luften er desto tørrere, jo flere Vanddampe den er i Stand til at optage foruden dem, den alt indeholder. Derimod siges Luften at være fugtig, naar den er mættet eller nærved at være mættet med Vanddampe. Da Luften kan optage des flere Dampe, jo varmere den er, er den i Reglen tørrere om Sommeren end om Vinteren, skønt den i den første Aarstid indeholder flere Dampe end i den sidstnævnte.

73. Luftens relative Fugtighed bestemmes ved Forholdet mellem den Mængde Vanddampe, der findes i Luften, og den Mængde, som Luften er i Stand til at indeholde ved den forhaandenværende Temperatur. Naar saaledes Fugtighedstilstanden angives ved 88 pCt., vil dette sige, at der findes 88 pCt. af den Mængde Vanddampe, som Luften ved den forhaandenværende Temperatur maa indeholde for at være mættet. Er Luften mættet med Fugtighed, er den relative Fugtighed 100 pCt.

Luftens absolute Fugtighed bestemmes ved den Mængde Vanddampe, der findes i Luften. Da den Mængde Vanddampe, der findes i et vist Rumfang Luft, er proportional med Damptrykket, bruges dette sidste som Maal for den absolute Fugtighed.

De Instrumenter, ved Hjælp af hvilke den relative og absolute Fugtighed bestemmes, ere bekendte fra Fysikken.

74. Luftens relative og absolute Fugtighed have saavel en daglig som en aarlig Periode.

Den relative Fugtighed er størst om Natten og mindst om Dagen; dette følger deraf, at jo koldere Luften er, desto færre Dampe kan den optage, og desto nærmere vil den altsaa for samme Dampmængde være ved sit Mætningspunkt. Heraf følger ogsaa, at den relative Fugtighed gjennemgaaende er større om Vinteren end om Sommeren.

Den absolute Fugtighed eller Damptrykket stiger i Reglen med Varmen, fordi Luftens Evne til at optage Vanddampe vokser med Temperaturen. Den absolute Fugtighed er derfor gennemsnitlig større om Dagen end om Natten og større om Sommeren end om Vinteren.

75. Ved Dugpunktet forstaar man den Temperatur, til hvilken Luften maa afkøles for at være mættet med Damp.

Duggen bestaar af Vanddraaber, som sætte sig paa faste Genstande, der ere blevne afkølede ved Udstraaling om Aftenen og om Natten, og som derfor afkøle de Luftlag, der ere i Berøring med dem, til Dugpunktet. Duggen fremkommer rigeligst ved klar Himmel og rolig Luft. En skyfri Himmel befordrer nemlig Udstraalingen og derved Afkølingen af de Genstande, paa hvilke Duggen sætter sig; er Luften rolig, bliver Dugdannelsen rigeligere, fordi Luften derved faar Tid til at blive tilbørlig afkølet af de Genstande, den er i Berøring med, hvad der ikke er Tilfældet, naar det blæser. Jo varmere Dagen har været, desto flere Vanddampe har Luften kunnet indeholde, og desto rigeligere er i Reglen Dugdannelsen. Alt, hvad der hindrer Afkølingen ved Udstraaling, hindrer ogsaa Dannelsen af Dug. Derfor fremkommer der ingen Dug under et over Jorden udspændt Klæde, under Broer eller Træer med tæt Løvværk. Ogsaa Skyer modvirke Dugdannelsen.

Ligger Dugpunktet under Frysepunktet, udskiller Luftens Vanddampe sig i fast Form som Rimfrost paa faste Genstande, der ere afkølede til Dugpunktet og derunder. Af den Grund fremkommer der lettere Nattefrost i Dale end paa Bakker. En stærk Fordampning i rolig Luft befordrer ogsaa Afkølingen. Derfor er Nattefrost hyppigere paa fugtige Steder end paa tørre.

76. Taage fremkommer, naar Vanddampene fortættes i selve Luften i Nærheden af Jorden. Den bestaar af overmaade smaa Vanddraaber. Aarsagen til Taagedannelsen, som til enhver anden Fortætning af Vanddampe, er en Afkøling. Saaledes dannes der om Efteraaret meget hyppig i stille Vejr Taage over Havet, fordi Havet paa denne Aarstid i Almindelighed er varmere end Luften. De Dampe, der stige op fra det varme Vand, blive derfor afkølede, naar de komme op i den koldere Luft, og naar denne ikke fornyes ved frisk Tilførsel, bliver den hurtig mættet med Damp, hvis Fortætning frembringer Taagen. I stærk Kulde, naar Luftens Temperatur er meget lav i Forhold til Vandets, „ryger“ derfor dette. Paa lignende Maade danner der sig om Aftenen efter en varm Dag i stille Vejr Taage over Søer og Enge. Omvendt kan der ogsaa fremkomme Taage, naar en varm og fugtig Vind afkøles ved at blæse hen over en koldere Havflade eller Jordbund. Af den Grund ere Taager meget hyppige om Vinteren, naar Tøvejr følger efter længere Tids Frost.

77. Skyer ere Taager, der dannes i højere Luftlag. At Skyerne kunne sveæve i Luften, skyldes den Omstændighed, at Luften gør en forholdsvis stor Modstand mod smaa Legemers Fald, og dels den Omstændighed, at de smaa Vanddele, hvoraf de ere dannede, ofte fordampe, naar de synke ned i varmere Luftlag. Skyerne kunne forsvinde fra Himlen uden at føres bort af Blæsten, naar Luftens Temperatur i de Egne, hvor de sveæve,

stiger over Dugpunktet. Omvendt kan en Afkøling i de højere Luftlag fremkalde et Skydække, der ikke er hidført af Blæsten. Toppene af Bjergene ere ofte omgivne af Skyer, medens Himlen ellers er fri for saadanne. Bjergene tvinge nemlig Luften til at stige op ad den Side, der vender mod Vinden. Denne opadstigende Bevægelse frembringer en Afkøling, der er Aarsag til Skydannelsen. Er Siden af et Bjerg koldere end Luften, kan dette ogsaa frembringe Skyer omkring Bjerget. Naar Skyerne atter af Vinden føres bort fra Bjerget, fordampe de i den varmere Luft.

Naar en med Skyer eller Taage opfyldt Luft tvinges til at blæse ned ad Læsiden paa en Bjergryg, opvarmes Luften ved den nedadgaaende Bevægelse, og den nedadgaaende Luft bliver da skyfri. Gaar man under saadanne Omstændigheder over et Bjergpas, ser man ofte paa Pashøjden Skyerne staa som en Mur, der danne en skarp Skillevæg mellem Egnene pan Bjergets Læside, hvor Himlen er klar, og paa Vindsiden, hvor Vejret er skyfuldt og regnfuldt.

I stærk Kulde er Luften ofte fyldt med fine Isnaale. Som vi senere skulle se det, godtgør ogsaa Dannelsen om Sol og Maane af Lysringe, der dannes i det højtsvævende Slørskyer (Cirro-Stratus), at disse ere dannede af Iskrystaller.

78. Skyformer. Ihvorvel Skyerne have et meget forskelligt Udseende, lade de sig dog henføre under visse Hovedformer:

1) Cirrus eller Fjerskyen (Fig. 15) kaldes den fine, hvide Sky, der har Udseende som Fjer eller som et fint Næt af ulige Tæthed.

2) Cirro-Stratus, eller Slørskyen er en Skyform, der stundom overdækker hele Himlen som et Taageslør, gennem hvilket man dog altid kan se Solen og

Maanen og, naar Skysløret ikke er meget tæt, ogsaa de større Stjerner.

Disse to Skyformer have den største Højde af alle Skyer. Deres Højde ligger mellem 5 og 14 Kilometre. De ere dannede af Isnaale.

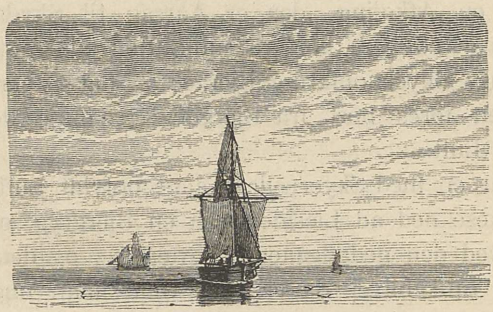


Fig. 15.

3) Cirro-Cumulus ogsaa kaldet Lamme- eller Makrelskyen bestaar af smaa runde Skyer af hvid Farve, adskilte ved smaa Mellemrum. Disse danne Overgangen mellem de højtsvævende af Isnaale dannede Skyer og de nedenfor nævnte lavere Skyformer.

4) Cumulus eller Klodeskyen ser ud som store kuppelformede Toppe, der hvile paa et vandret Grundlag (Fig. 16). Farven er foroven hvid, forneden noget mørkere. De dannes navnlig om Sommeren og fremkomme ved Afkøling af varme, opadstigende Luftstrømme.

5) Stratus eller Lagskyen er et udbredt, sammenhængende, lavt liggende Skylag af mørk Farve.

6) Nimbus eller Regnskyen, fra hvilken der, som Navnet lyder, falder Regn. Den dannes ofte af andre Skyformer.

79. Nedbør. Nedbøren optræder i flydende Form som Regn, i fast som Sne eller Hagel.

Regnen dannes ved, at de smaa Vanddraaber, af hvilke Skyerne bestaa, ved yderligere Fortætning af Dampene blive saa store, at de falde ned til Jorden uden at fordampe under Vejs. Regnen fremkommer, naar

Fig. 16.

tilstrækkelig fugtig Luft afkøles. Den væsenligste Aarsag til Regn skyldes den Afkøling, der fremkommer ved en opadstigende Bevægelse af Luften, som i Aksen af Cyklonerne, eller ved at Luften ved Terrænforholdene tvinges

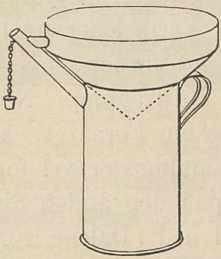


Fig. 17.

til at stige, som paa Vindsiden af Bjerge; endelig kan der ogsaa fremkomme Regn ved, at varmere Luft blandes sammen med koldere; den paa denne Maade dannede Nedbør er dog altid meget ringe.

80. Et Steds Regnmængde angives ved den Højde, til hvilken Regnvandet vilde stige paa en vandret Flade, naar ingen Fordampning eller Afløb fandt Sted.

Regnhøjden maales ved en Regnmaaler, som bestaar af en Kande (Fig. 17), i hvilken Regnen løber ned gennem en Tragt, der forhindrer det opsamlede Regnvand i at fordampe. Naar Regnmaalerne tømmes, gydes det opsamlede Regnvand i et Cylinderglas, paa hvilket der findes Inddelinger, som tilstede en direkte Aflæsning af Regnhøjden.

81. Er Temperaturen i den Sky, fra hvilken Nedbør falder, under Frysepunktet, sker Nedbøren under Form af Sne eller Hagl. Sneen bestaar af smaa Iskrystaller, der paa mangfoldige Maader kunne være forbundne med hinanden. Hyppigst ere de enkelte Snefnug dannede af 3 Hovednaale, der skære hinanden i deres fælles Midtpunkt saaledes, at der fremkommer en regelmæssig Sekskant, naar man forbinder Endepunkterne af hver af disse Naale med de nærmest liggende, som Fig. 18 nærmere viser det.

Sneen er af meget stor Betydning i Naturen. Den er en meget daarlig Varmeleder og tjener derfor som et beskyttende Tæppe for Jorden, hvis Varme den hindrer i at gaa bort ved Udstraaling. Naar store Snemasser paa Bjergene smelte om Foraaret, kunne de paa denne Maade fremkomne Vandmasser vel foraarsage store Oversvømmelser, men paa den anden Side føres der herved en Mængde løs Jord ned i Dalene, saa at flere Egne paa denne Maade ere blevne forvandlede fra nøgne Klippemarker til frugtbart Land.

82. Hagl ere Isstykker, der falde ned fra Skyerne. Haglkornene ere i Reglen afrundede, stundom kantede; skærer man dem itu, vise de sig at bestaa af afvekslende Lag af blødt og haardt Is. Deres Størrelse

er meget forskellig; i de sydlige Egne ere de i Reglen langt større end i de nordlige.

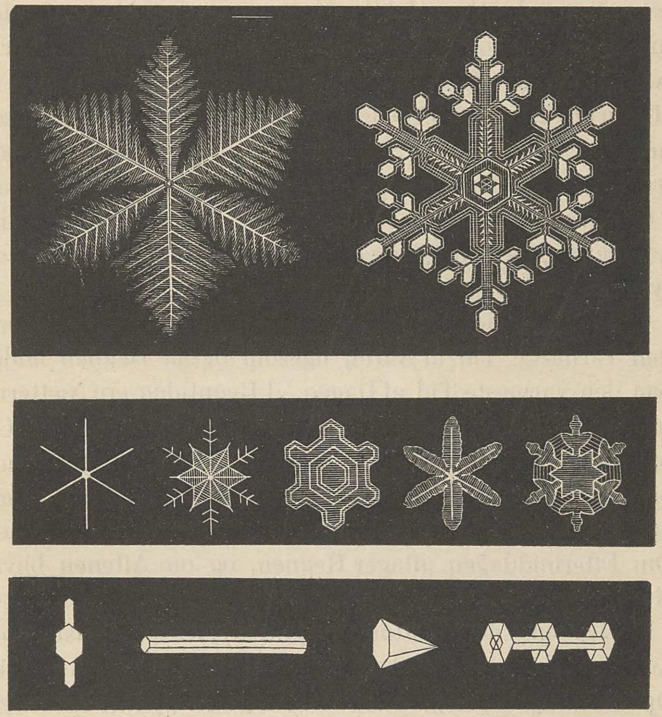


Fig. 18.

De Skyer, fra hvilke Haglene falde, udmærke sig ved deres ejendommelige mørke og i Almindelighed skarpt begrænsede Udseende. Fra et sammenhængende, hele Himlen bedækkende Skylag, falder der næsten aldrig Hagl. Et Haglvejr er aldrig som et Regnvejr af lang Varighed.

83. Undertiden kan det hænde, at Nedbør, der falder som Regn, ved Berøring med Jorden forvandles til Is. Man kalder dette Fænomen Isslag. Isslag frem-

kommer ved, at Temperaturen af de højere Luftlag er over Frysepunktet og af de lavere under samme.

84. Nedbørens Fordeling over Jorden. I de ækvatoriale Egne falder Nedbøren saa godt som udelukkende paa den Tid af Aaret, da Solen kulminerer i Nærheden af Zenit; man kalder derfor denne Tid Regntiden. I Nærheden af Ækvator, hvor Solen kulminerer i Zenit d. 21 Marts og d. 22 September, indtræder Regntiden to Gange om Aaret. I Nærheden af Vendekredsene falder Regntiden kun een Gang aarlig, nemlig for den nordlige Vendekreds i Juni og for den sydlige i December.

I de ækvatoriale Egne falder altsaa Regntiden paa den varmeste Tid af Aaret, ligesom ogsaa Regnen falder paa den varmeste Tid af Dagen. I Regntiden ere Nætterne næsten altid klare, og Solen staar straalende op. Op paa Formiddagen bedækkes Himlen med Skyer, og Regnen begynder snart at falde med en Styrke, der langt overgaar den, med hvilken den falder i de tempererede Zoner. Om Eftermiddagen aftager Regnen, og om Aftenen bliver Himlen atter klar.

Regnen i de ækvatoriale Egne skyldes de opadstigende Luftstrømme, der fremkomme om Dagen ved den stærke Opvarmning af Solen. Naar Afkølingen begynder om Eftermiddagen, standser den opadgaaende Luftstrøm, Regnen aftager derfor i Styrke, og klart Vejr indtræder.

I Ostindien ere Forholdene dog for visse Egne noget anderledes med Hensyn til den Tid paa Aaret, da den største Regnmængde falder. Om Sommeren blæser den regnfulde Sydvestmonsun ind over Forindien medførende en stor Mængde Dampe, som den har optaget fra det varme Indiske Ocean. Denne Vind træffer paa Vestkysten (Malabarkysten) de høje Ghates Bjerge og bliver ved at stige over disse tvungen til at afgive en stor Mængde af sine Vanddampe i Form af mægtige

Regnskyl. Medens saaledes Vestkysten af Forindien er overordentlig rig paa Regn om Sommeren, har Østkysten derimod paa samme Tid sin tørre Periode, eftersom Sydvestmonsunen har afgivet sin Regnmængde ved at stige op over Bjergene. Østkystens (Coromandelkysten) Regntid falder derimod om Efteraaret og den første Del af Vinteren, naar Nordostpassaten blæser ind over denne Kyststrækning.

Den aarlige Nedbørsmængde kan i Troperne naa op til flere Metre; saaledes er Regnhøjden i Mahabaleshwar i Ghates Bjergene over 6 Metre, der saa godt som udelukkende falder i de 4 Maaneder fra Juni til September. Den største bekendte aarlige Regnmængde falder i Cherapunji paa Højsletten Chassia Hills (Ostindien); Regnhøjden er over 12 Meter aarlig.

I de tempererede Bælter træffe vi ikke en saadan periodisk Fordeling af Nedbøren som i de tropiske Egne; tilmed er Nedbøren her langt mindre. I Europa er den størst paa de vestlige, bjergfulde Kyststrækninger af de britiske Øer og Norge. Aarsagen til disse Egnes Rigdom paa Regn ligger i den Omstændighed, at de vestlige og sydvestlige Vinde, der her ere de fremherskende, tvinges til at stige over Kystbjergene, hvorved de afkøles. I disse paa Nedbør saa rige Egne kan den aarlige Mængde naa op til 1—2 Meter. I Danmark er den aarlige Middelmængde 60 cm; for de forskellige Dele af Landet kan Middelnedbøren veksle mellem 45 og 70 cm.

Særlig fattige paa Regn ere de Steder paa Havene, hvor Passaterne blæse, og de store Ørkner i Asien og Afrika. Da Passaterne blæse mod de varme Egne, kunne de vanskelig mættes med Dampe. Tvinges de derimod til at stige op ad bjergfulde Strækninger, afgive de en rigelig Nedbør. Tilstedeværelsen af Ørkner hidrører fra Manglen paa Regn. Saharas Regnfattigdom skyldes den

Fig. 19. Isbræ og Isbjerge, Spitsbergen.

Omstændighed, at de Vinde, der blæse ind over denne af Solen stærkt opvarmede Ørken, opvarmes saa stærkt over deres Dugpunkt, at de i Almindelighed ikke kunne give Regn, selv om en Afkøling finder Sted ved opstigende Luftstrømme. Asiens Ørkenegne, der høre til de regnfattigste paa Jorden, ere ved høje Bjerge afsondrede fra alle varme Have, fra hvilke fugtige Vinde kunne blæse; tilmed ere de fremherskende Vinde nordlige. Hvis Himmalayas mægtige Bjergmasser ikke eksisterede, vilde den indiske Sydvestmonsun ogsaa tilføre disse Egne rigelig Regn. Langs med Kysten af Peru findes der ogsaa et meget regnfattigt Bælte, hvad der hidrører fra, at Sydostpassaten afgiver sin Fugtighed paa den østlige Side af Cordillerne.

85. Isbræer eller Gletschere og Isbjerge. Paa Toppen af de høje Bjerge smelter Sneen ikke paa Grund af Luftens lave Temperatur i store Højder. Ved Solens Varme tør en ringe Del om Dagen; Smeltevandet opsuges af den øvrige Sne og fryser derpaa igen om Natten. Paa denne Maade dannes den saakaldte Firn, en løst sammenhængende, kornet Masse, der danner Overgangen mellem Sne og Is. Efterhaanden som Trykket paa Firnen forøges ved Vægten af den faldende Sne, gaar denne Firn over til den tætte Ismasse, af hvilken Isbræerne eller Gletscherne bestaa; paa Steder, hvor Isbræerne gaa ned til Havet, skyde de sig ud i dette og de løsnede Dele af Bræen danne da Isbjerge (Fig. 19).

IX.

Luftelektriciteten.

Paavisning af Luftelektriciteten. — Aarlig og daglig Periode. — Aarsagen til Luftelektriciteten. — Skyernes Elektricitet. — Tordenvejr. — Lynild.

---

86. Undersøgelserne vise, at Luften ved skyfri Himmel stedse er positiv elektrisk i Forhold til Jorden.

Man kan paavise dette ved Hjælp af et Guldbladeelektroskop, der er forsynet med en nogle Decimeter lang Metalstang, som ender i en fin Spids, og hvis to Blade staa hvert lige over for en til Jorden afledet Metalstang. Bringer man en Dag, naar Luften er skyfri eller Himlen kun lidet overtrukken, et saadant Apparat ud paa en aaben Mark paa et Sted, i hvis Nærhed der ikke findes Træer, Bygninger eller andre høje Genstande, ville Guldbladene altid gøre et Udslag ladede med positiv Elektricitet.

Da en paa en god Leder anbragt Metalspids virker til at frembringe Ligevægt imellem den elektriske Tilstand (Potential) i Spidsen og den denne omgivende Luft, vil Spidsen, i hvilken Elektroskopets Metalstang ender, bevirke, at Elektricitet strømmer ud eller ind af Spidsen, til Metalstangen har faaet samme elektriske Potential (se Ellingers Lærebog i Magn. og Elektr. S. 41) som de Luftdele, der omgive Spidsen. Da de Metalstænger, der staa ligeoverfor Bladene, ere afledede og altsaa have samme elektriske Potential som Jorden, vise Guldbladenes Udslag mod disse, at der er en elektrisk Potentialforskel mellem Jorden og de Luftdele, der omgive Spidsen.

Jo højere Elektroskopets Stang er, desto større bliver Guldbladenes Udslag. Undersøgelserne vise, at ved skyfri

Himmel og tør Luft vokser den elektriske Forskel mellem Luften og Jorden i samme Forhold som Højden forøges.

Endnu fuldstændigere end ved Spidser udjævnes den elektriske Potentialforskel mellem Elektroskopets Stang og Luften ved Hjælp af Flammer eller glødende Legemer.

Da Flammer eller glødende Legemer imidlertid ere upraktiske at bruge, naar regelmæssige Iagttagelser skulle udføres, benytter man i saa Fald i Almindelighed Vand,

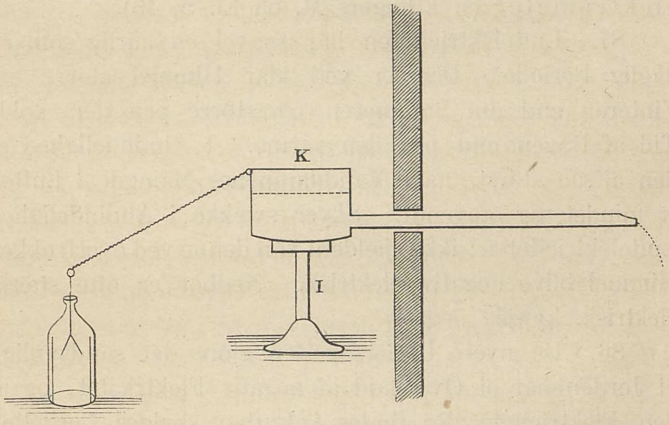


Fig. 20.

der draabevis flyder ud af en „Kollektor“ K af Metal, som staar i ledende Forbindelse med Elektroskopet (Fig. 20). Naar Luftens Elektricitet skal undersøges med et saadant Apparat, ere Elektroskopet og Vandbeholderen, der staar i ledende Forbindelse med dette, og iøvrigt er godt isoleret, anbragte i Observationslokalet. Fra Vandbeholderen fører et isoleret Metalrør ud i Luften. Idet Vandet flyder draabevis ud, udjævnes den elektriske Forskel mellem Udløbsmundingen og den denne omgivende Luft. En sammenhængende Vandstraale vil virke afledende til Jorden.

For at kunne udføre Maalinger, der indbyrdes kunne sammenlignes, maa Elektroskopet tillige kunne benyttes som Elektrometer, hvorfor det maa være forsynet med en Inddeling, der tjener til at udmaale Udslagets Størrelse. Værdien af dette kan bestemmes ved at maale de Udslag, der frembringes ved at sætte Elektrometret i ledende Forbindelse med den ene Pol af et galvanisk Batteri, hvis Elementers Antal man lader variere.

Et Elektrometer, der meget ofte bruges til Maalinger af Luftelektriciteten, er W. Thomsons Kvadrantelektrometer (s. Ellingers M. og El. S. 43).

87. Luftelektriciteten har saavel en aarlig som en daglig Periode. Den er ved klar Himmel større om Vinteren end om Sommeren og større paa den kolde Tid af Dagen end paa den varme. I Almindelighed er den altsaa størst, naar Vanddampenes Mængde i Luften er mindst, og omvendt. Skyer svække i Almindelighed Luftelektriciteten; ikke sjældent kan denne ved overtrukken Himmel blive negativ elektrisk. Nedbør er ofte stærkt elektrisk, hyppig negativ.

86. De nyere Undersøgelser gjøre det sandsynligt, at Jorden har et Overskud af negativ Elektricitet, og at den Elektricitet, der findes i Luften skyldes Fordeling eller Meddelelse fra Jorden. Efter denne Antagelse er Luften ved klar Himmel og, naar faa Vanddampe ere til Stede, ikke eller kun i ringe Grad elektrisk. Den Elektricitet, der under saadanne Forhold paavises ved et Elektroskop, skyldes da alene en i Elektroskopets Metalstang fremkommen Fordeling. Jo højere Stangen gøres, desto stærkere bliver Fordelingen; Teorien godtgør endvidere, at den ved Fordelingen frembragte Elektricitet maa vokse med Stangens lodrette Højde efter samme Lov, som Iagttagelserne vise det. Vanddampe, der stige til Vejrs fra Jorden, føre dennes Elektricitet med sig; herved forklares, at Luftelektricitetens Styrke aftager, naar Vand-

dampenes Mængde vokser, og at den er størst paa de Tider, hvor Damptrykket er mindst. En rigelig opadgaaende Bevægelse af Vanddampe og disses Fortætning til Skyer kan da formindske Luftelektriciteten, ja endog gjøre denne negativ.

89. Skyerne kunne blive elektriske paa forskellige Maader. Ved Fordeling fra Jorden kan den nederste Del af en Sky blive positiv, og den øverste Del negativ elektrisk. Deles en saadan elektriseret Sky ved Vinden, idet den øverste Del rives bort fra den nederste, fremkommer der to Skyer, den ene ladet med positiv, den anden med negativ Elektricitet. Ved opadstigende damprige Luftstrømme kan Elektricitet fra Jorden føres op i Skyerne. Nyere Undersøgelser have endvidere godtgjort, at Skyerne blive stærkt, i Almindelighed negativ, elektriske, naar de begynde at udsende Nedbør.

90. Franklin var den første, der paaviste Skyernes Elektricitet under et Tordenvejr ved sine bekendte Forsøg med en Drage. Franklin opfandt endvidere Lynaflederen. Om det nærmere ved Franklins Forsøg saavel som om Lynaflederen henvises til Fysikken.

91. Tordenvejr fremkomme kun ved opadstigende, damprige Luftstrømme. Umiddelbart foran et Tordenvejr er Lufttrykket faldende, og Temperaturen stigende. Tordenvejrene dannes i de tempererede Egne paa Cyklonernes forreste (østlige) og damprige Side (de saakaldte Hvirveltordenvejr) eller ved lokale ved Luftens Opvarmning af Jorden foraarsagede opstigende Luftstrømme (Varmetordenvejr), der fremkalde en lokal Hvirvel. De Tordenvejr, der opstaa paa Forsiden af større atmosfæriske Hvirvler, ere af større Udbredelse og ledsagede af kraftigere elektriske Fænomener end Varmetordenvejrene. I Overensstemmelse med Betingelsen for Tordenvejrenes Dannelse ere Orkaner og Tornados ledsagede af hæftige elektriske Fænomener.

De større Tordenvejr drage frem som i en Front, langs med hvilken Tordenvejret samtidig raser. Efterhaanden som Tordenvejret skrider frem, kan det tabe i Voldsomhed for atter senere at tiltage. Dette viser, at man ikke maa opfatte et Tordenvejrs Forplantelse som fremkommen ved en Skymasse, der af Vinden føres hen over Jorden og udlader sin Elektricitet, efterhaanden som den skrider frem. I saa Fald maatte Tordenvejret optræde med størst Styrke paa det Sted, hvor det blev dannet, og Uvejret maatte da efterhaanden tabe sig jævnt. Vi kunne heraf slutte, at under et Tordenvejrs Forplantelse ere de Betingelser, under hvilke det dannes, stadig til Stede, nemlig de opadstigende, dampsvangre Luftstrømme.

Tordenvejrene gaa i samme Retning som Cykloncentrene, altsaa i Reglen fra den vestlige til den østlige Side af Horizonten. Hos os i Danmark er Hovedretningen fra Sydvest til Nordost. Da Tordenvejret følger Bevægelsen af et barometrisk Minimums Centrum, kan Vinden, der kredser om et saadant, have en anden Retning end den, hvori Tordenvejret skrider frem. Af samme Grund skifter Vinden hyppigt under et Tordenvejr, og en stærk Blæst kan pludselig afbryde Vindstille.

Den stærke Skydannelse, der altid er forbunden ved et Tordenvejr, er en Følge af den store Fortætning af Vanddampe, fremkaldt ved den fugtige Lufts Afkøling i den opadstigende Luftstrøm.

Tordenvejrene ere i Reglen hyppigst paa den varmeste Tid af Dagen, nogle Timer efter Middag, og mindst hyppige om Natten. I de tempererede Bælter ere de i Reglen hyppigere om Sommeren end om Vinteren. Island og det nordvestlige Skotland gjøre en Undtagelse i denne Henseende, idet Vintertordenvejrene her ere hyppigere og voldsommere end Sommertordenvejrene. Paa de nævnte

Steder optræde Vintertordenvejrene paa Forsiden af de store atmosfæriske Hvirvelcentre, der navnlig om Vinteren fra Atlanterhavet hyppig bevæger sig over de nævnte Lande.

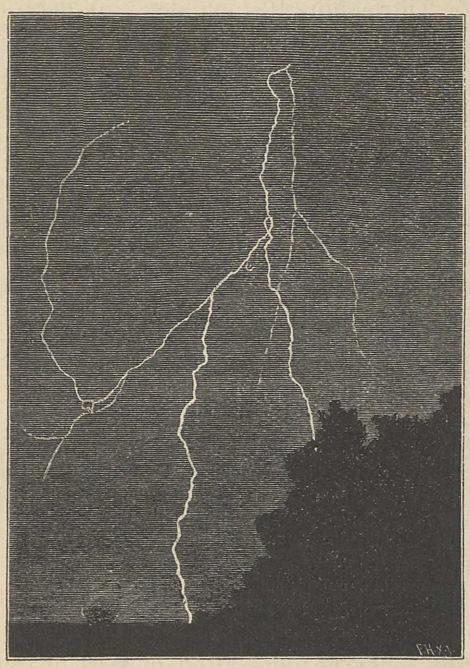


Fig. 21. Et Billede af fotografisk optagne Lynstraaler.

Tordenvejrenes Hyppighed er størst i det varme Bælte, hvor enhver stærk Skydannelse næsten altid er ledsaget af Tordenvejr. I Polaregnene er Fænomenet meget sjældent.

92. Lynet viser sig under tre Hovedformer: Lynstraalen, Fladelyn og Kuglelyn. Lynstraalen bestaar af en skarpt begrænset Lysstribe, der har stor Lighed

med en lang elektrisk Gnist med ofte flere Forgreninger (Fig. 21). Lynstraalen kan have en Længde af over en Mil. Vi maa dog ikke af denne store Længde drage den Slutning, at de modsatte Elektriciteter, der findes i to Skyer, mellem hvilke et saa langt Lyn slaar over, have en saa stor Tiltrækning til hinanden, at der derved kan foraarsages en Udladning. Skyerne udgøre nemlig ikke nogen ensartet Masse; de ere dannede af en Mængde smaa Vandpartikler, og et Lyn, der forekommer os som en enkelt stor Gnist, er derfor uden Tvivl dannet af en Mængde partielle Udladninger, der foregaa mellem Skyernes enkelte Dele paa lignende Maade som Udladningen gennem et Lynildsrør.

Fladelynet, der er den hyppigst forekommende Lynildsform, viser sig som en bred lysende Flade, der oplyser Skyerne enten i deres hele Udstrækning eller blot paa deres Rande.

Kuglelyn ser ud som en Kugle af glødende Luft, der bevæger sig forholdsvis langsomt og stundom i nogle Øjeblikke kan holde sig i Hvile. Det springer med Eksplosion. Fænomenet er temmelig sjældent, og dets Tilværelse har tidligere været betvivlet.

Den Tid, i hvilken Lynstraalen og Fladelynet varer, er saa ringe, at alle i Bevægelse værende Legemer synes at staa stille, naar de om Natten oplyses af Lynet. Saaledes ser man, naar det lyner i Mørke, Regndraaberne som hvilende i Luften, uden at man kan iagttage deres Bevægelse; Hjulene i en Vogn, der kører, ses ikke at dreje sig o. s. v. Ved Forsøg har man funden, at Lynet ikke varer $^1/_{20000}$ af et Sekund.

Kornmod er Genskin paa Himlen af fjerne Lyn.

St. Elmsild er et elektrisk Fænomen, der svarer til Elektricitetens Udstrømning af smaa Kugler paa Konduktoren til en Elektricermaskine. St. Elmsilden viser sig undertiden, naar Luften eller Jordoverfladen er stærkt

ladet med Elektricitet, paa Toppen af Master, Taarnspir og andre fremragende Genstande. Fænomenet er meget hyppigt under Troperne.

93. Tordenen er den Lyd, der fremkommer ved de voldsomme Rystelser, hvori Lynet sætter Luften. At Tordenen har saa lang en Varighed i Modsætning til Lynets korte, hidrører fra den Omstændighed, at Tordenen kommer til os fra hele Lynets Bane, og da Lyden bruger Tid til at forplante sig, naar samtlige fra Lynets Vej udgaaede Lydbølger ikke samtidig Øret; en anden Aarsag til Tordenens Varighed skyldes Lydens Tilbagekastning.

X.

Optiske Fænomener i Atmosfæren.

Luftperspektivet. — Luftens blaa Farve. — Aften- og Morgenrødmen. — Astronomisk og terrestrisk Straalebrydning. — Luftspejlinger. — Regnbuen. — Sol- og Maaneringe. — Polarlyset.

---

94. Lysstraalernes Indsugning, Tilbagekastning, Brydning og Farveadspredelse i Atmosfæren og de i denne indeholdte Vanddraaber og smaa Isdele frembringe en Mængde optiske Fænomener, af hvilke vi her skulle omtale de vigtigste.

95. Omendskønt Luften er det mest gennemsigtige Legeme, vi kende, er den dog ikke fuldkommen gennemsigtig. Fjerne Genstande vise sig ikke alene under en mindre Synsvinkel, men deres Farver blive mattere, Kontrasten mellem Lys og Skygge utydeligere, og Om-

ridsene tabe i Skarphed. En bortfjernet Genstand viser sig i Almindelighed for os som overtrukken med et blaagraat Skær, der gør Enkelthederne utydelige, saaledes som navnlig Bakker og Bjerge ses i Frastand. Denne Virkning af Luftens Mangel paa Gennemsigtighed betegner man ved Navnet Luftperspektivet.

I større Højder, hvor Luften er renere, er dens Gennemsigtighed betydelig større end paa Lavsletterne. Idet Luftperspektivet mere eller mindre forsvinder, ses bortfjernede Genstande næsten ligesaa skarpt som nærliggende, kun Synsvinklen bliver naturligvis mindre. En Slettebeboer kan derfor vanskelig bedømme Afstande paa Højlandet, idet han stedse er tilbøjelig til at bedømme disse for smaa.

Luftens Gennemsigtighed er imidlertid for et og samme Sted en meget foranderlig Størrelse. I Almindelighed er Luften ikke særlig gennemsigtig paa skyfrie Dage, navnlig ikke naar en Række saadanne Dage er gaaet forud. Luften opnaar i Reglen sin største Gennemsigtighed, naar godt Vejr indtræder efter en vedvarende Regn.

Aarsagen til Luftens Mangel paa Gennemsigtighed antages at skylde Tilstedeværelsen af fint Støv og mikroskopiske Plantedele.

96. Luftens blaa Farve forklares ved Lysets Tilbagekastning fra de i Luften svævende overordentlig smaa Støvpartikler og Vanddraaber. Teorien for Lyset godtgør nemlig, at overordentlig smaa Legemer tilbagekaste Straalerne af den mest brydbare Del af Solspektret med større Intensitet end de øvrige Straaler, saa at det fra saadanne Smaadele tilbagekastede Lys bliver blaat. Herved forklares det ogsaa, at Luftens Farve bliver mere hvidlig, naar en stærkere Fortætning af Vanddampene indtræder. Naar nemlig de smaa Vanddraaber i Luften blive saa store, at deres Diameter bliver flere Lysbølgelængder,

blive alle Straalearter tilbagekastede med samme Intensitet, saa at det tilbagekastede Lys bliver hvidt.

97. Aften- og Morgenrødmen fremkomme ved, at de tættere Dele af Atmosfæren og da navnlig dennes Vanddampe fortrinsvis indsuge de Straaler, der høre til den mere brydbare Del af Spektret. Naar Solen staar lavt paa Himlen, maa Solstraalerne tilbagelægge en større Vej gennem den tættere Del af Atmosfæren, end naar Solen er højt over Horizonten. Ser man derfor gennem et Spektroskop paa den af Solen belyste Himmel, vil man finde, at Liniernes Antal og Bredde i høj Grad forøges, efterhaanden som Solen kommer nærmere til Horizonten, og at hele den mest brydbare Del af Spektret paa denne Maade næsten helt forsvinder, saa at Spektret fornemmelig kun kommer til at indeholde røde og gule Straaler.

98. Lysets spredte Tilbagekastning fra Luften bevirker, at Himmelhvælvingen om Dagen ses som en lysende Flade. Hvis Lysstraalerne ikke bleve tilbagekastede af Atmosfæren, vilde Himlen se ud som en mørk Hvælving, paa hvilken Stjernerne vilde ses ogsaa om Dagen. Alle Steder, der ikke bleve beskinnede af Solen, vilde være fuldkommen mørke. Det er det fra Luften tilbagekastede Lys, der oplyser de Steder, der ligge i Skygge for Solen.

99. Lysets Brydning i Luften bevirker, at Genstande kunne ses i en nogen anden Retning end deres virkelige. Man skelner mellem den astronomiske og terrestriske Refraktion. Paa Grund af den første ville alle Stjerner, undtagen de i Zenit, ses i en større Højde over Horizonten end deres virkelige. Lad nemlig T (Fig. 22) forestille Jorden og AB en Lysstraale, der kommer fra en Stjerne, og som fra det tomme Rum trænger ind i Atmosfæren; denne Straale vil da brydes i Retningen BC og nærme sig Indfaldsloddet, der her falder sammen

med Tyngderetningen BN. Da Atmosfærens Tæthed tiltager mod Jordens Overflade, vil Straalen gennemløbe en Mængde Luftlag af stedse voksende Tæthed. Den vil derfor stadig nærme sig Indfaldsloddet, idet den beskriver en krum Linie, eftersom Tætheden vokser gradvis og ikke pludselig. I O, hvor Straalen træffer Jorden, vil en Iagttager derfor se Stjernen i Retning OA′, der tangerer Straalens Vej i O; Stjernen vil altsaa synes

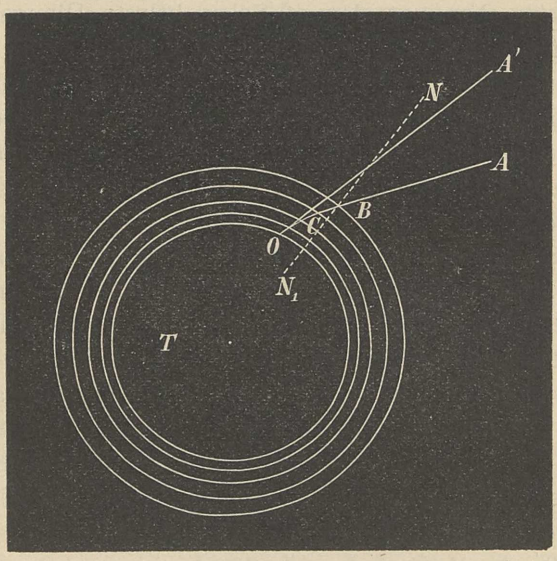


Fig. 22.

højere oppe, end den virkelig er. Refraktionen afhænger noget af Temperaturen og Barometerstanden; i Horizonten, hvor den er størst, beløber den sig til 33—35′. Da denne Vinkel omtrent er lig med Solens og Maanens Synsvinkler, kunne altsaa disse Himmellegemer ses over Horizonten, medens de i Virkeligheden ere under samme. Refraktionen aftager meget stærkt for voksende Højder, naar disse ere smaa; dette er Aarsagen til, at Sol- og

Maaneskiven tæt ved Horizonten synes fladtrykte, idet Refraktionen løfter den nederste Rand mere end den øverste. Refraktionen kan i Nærheden af Horizonten undertiden forandres forholdsvis betydelig ved smaa Forandringer i Luftens Temperaturforhold og i Vanddampenes Mængde. Staar Solen op under saadanne Forhold, kan dens Skive faa et temmelig uregelmæssigt Udseende, der kan forandre sig i Løbet af faa Minutter. I Folkemunde kaldes dette Fænomen, at Solen danser.

Ligesom Lyset fra Himmellegemerne vil ogsaa det, som Genstandene her paa Jorden udsende, brydes i Atmosfæren. Man kalder den Lysbrydning, som Lysstraaler lide, der udgaa fra Genstande paa Jorden, for den terrestriske Straalebrydning. Lysstraaler, der komme fra højtliggende Genstande, ville lide en lignende Brydning som de, der komme fra Himmellegemerne. Herpaa grunder det sig, at Genstande, der ligge i Nærheden af Horizonten, kunne synes højere end de virkelig ere. En Lysstraale, der udgaar fra en Genstand, der ligger lavere end Øjet, vil nemlig bevæge sig i en noget krum Linie, førend den trænger ind i Øjet. Det indses let, at den hule Side af Krumningen vender nedad, og at vi derfor se Genstanden i en noget større Højde end den virkelige. Heraf kommer det, at man i Horizonten kan se Genstande, som man paa Grund af Jordens Krumning ikke vilde kunne se, hvis Lysstraalerne bevægede sig i en ret Linie. Den terrestriske Brydnings Størrelse afhænger iøvrigt af de nedre Luftlags Tæthedsforhold, og den er derfor ikke altid den samme. Heraf kommer det, at man til visse Tider ved at se ud over Havet i Horizonten kan se Kyststrækninger, som man til andre Tider ikke kan se, selv om Luften er meget gennemsigtig.

Forandringer i Luftens Tæthed frembringe tilsvarende Forandringer i Retningen af Straalerne. Heraf kommer det, at de Genstande, som man en solbelyst

Dag ser over en Slette, der er opvarmet af Solens Straaler, synes i en bævrende Bevægelse. Jordens Opvarmning bevirker nemlig, at varme Luftstrømme stige til Vejrs, medens koldere, nedadgaaende Luftstrømninger erstatte de opadgaaende. I de nedre Luftlag over samme Sted af Sletten frembringer de op- og nedadgaaende Luftstrømninger saaledes en idelig Vekslen i Luftens Tæthed, hvad der foraarsager en lignende Forandring i Lysets Brydning. Lignende Fænomener iagttages, naar man ser langs med en af Solen beskinnet Mur eller over et Baal.

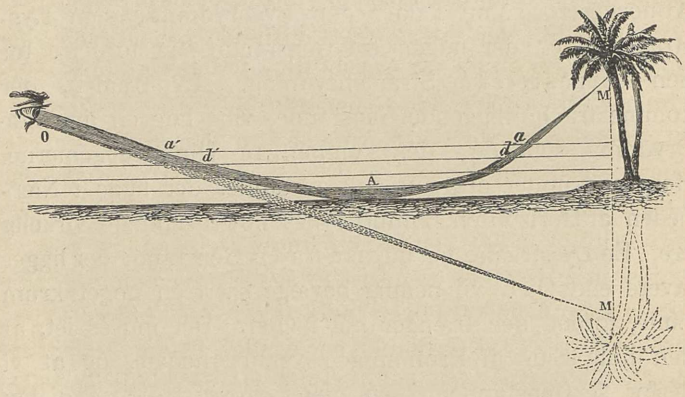


Fig. 23.

100. Lysstraalernes Brydning og fuldstændige Tilbagekastning i Atmosfæren frembringer de saakaldte Luftspejlinger eller Hildringer. Luftspejlinger vise sig navnlig over tørre Sletter, der ere stærkt ophedede af Solen. Man ser da hyppig over Jorden Spejlbilleder af Himlen og høje Genstande, saa at en Del af Sletten ser ud som en Sø. Disse Spejlbilleder fremkomme, naar de lavere Luftlag have en mindre Tæthed end de højere liggende. Lad nemlig M a (Fig. 23) være et Straalebundt, der udgaar fra M og i a træffer et Luftlag af mindre Tæthed end i M; Straalerne ville da her brydes fra Indfaldsloddet

og følge Retningen a d. En lignende Brydning vil finde Sted i de lavere Luftlag, og omsider bliver Indfaldsvinklen ved A saa stor, at en fuldstændig Tilbagekastning finder Sted, saa at et Øje i O ser et Spejlbillede i Retningen O a' M'. Paa samme Maade kan Himmellyset blive fuldstændig tilbagekastet.

Ogsaa over Havet kunne lignende Luftspejlinger finde Sted, fornemmelig naar der pludselig indtræder en stærk Kulde, og Havet endnu er varmere end Luften.

Omvendt kunne ogsaa Jorden og Havet være betydelig koldere end Luften, saa at dennes laveste Lag afkøles, medens de ovenfor liggende have en højere Temperatur. Herved kunne Straaler, der udgaa fra Jorden og træffe de varmere Luftlag under en tilstrækkelig stor Indfaldsvinkel, blive fuldstændig tilbagekastede, saa at Spejlingsfænomenerne vise sig i de højere Luftlag. Naar Vinden sætter disse Luftlag i Bevægelse, bliver Spejlingen meget uregelmæssig, saa at fantastiske Spejlbilleder kunne fremkomme (fata morgana).

101. Regnbuen fremkommer ved Solstraalernes Brydning, Farveadspredelse og Tilbagekastning i Regndraaberne. Regnbuen viser sig som et af prismatiske Farver dannet cirkelbueformet Bælte, hvis Centrum ligger i det Punkt, hvor en Linie fra Solen gennem Iagttagerens Øje skærer Himmelhvælvingen. I den saakaldte Hovedregnbue danner violet den inderste og rødt den yderste af Regnbuens Rande. For at forklare dette Fænomen maa vi noget nøjere betragte Solstraalernes Gang i en Regndraabe, som vi ville antage at være kugleformet. I Fig. 24 forestiller S A Retningen af Solstraalerne, der træffe en kugleformet Regndraabe med Centret O. Straalen S A vil da brydes, trænge ind i Draaben og delvis tilbagekastet ved B, for atter ved C at træde ud i Atmosfæren. Er i Indfaldsvinklen og b Brydningsvinklen ved A, ses det let, at Indfalds- og Tilbagekastningsvinklen ved B

ere lige store med Brydningsvinklen, og at Straalen, idet den træder ud, ligeledes danner Vinklen b med Indfaldsloddet, medens den efter igen at være traadt ud i Luften danner samme Vinkel i med Indfaldsloddet som den indfaldende Straale.

Det gælder nu om at bestemme den Vinkel, som Straalen efter atter at være traadt ud af Draaben danner med sin oprindelige Retning. Ved den første Brydning bliver Straalens Afvigning . . . . . i — b,
ved Tilbagekastningen forøges Afvigningen med $180^0 - 2b$,
og ved den anden Brydning med . . . . . i — b.

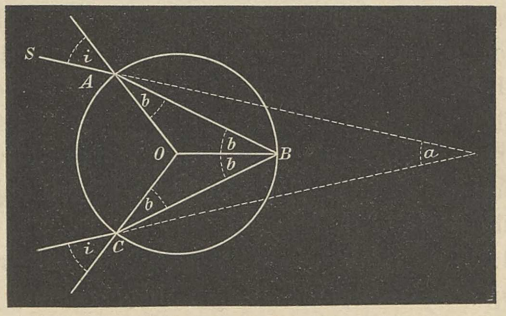


Fig. 24.

Følgelig vil Straalen efterat være traadt ud af Draaben være drejet Vinklen $180^0 + 2i - 4b$.

Da man imidlertid i Reglen angiver Afvigelsen ved den spidse Vinkel, som den udtraadte Straale danner med den indfaldende, bliver Afvigelsen:

$$a = 4b - 2i \ldots (I).$$

I Reglen forandres a med i, saa at Straalerne, der træde ud af Draaben spredes, idet de danne forskellige Vinkler med hinanden, hvorfor den Lysmængde, som Øjet paa denne Maade modtager, i Almindelighed er for svag til at gøre særligt Indtryk paa Synsnerven. Det lader sig imidlertid godtgøre, at Straaler, der træffe Draaben

saaledes, at deres Indfaldsvinkler ligge i Nærheden af en vis bestemt Vinkel, efter Udtrædelsen blive parallele, saa at altsaa Øjet ved at modtage disse parallele Straaler, ser stærkere Lys i den Retning, hvori disse Straaler komme, end i nogen anden.

Det gælder altsaa om at godtgøre, at der gives en Indfaldsvinkel, for hvilken en lille Forandring af i ikke medfører nogen Forandring af a.

Forandres Indfaldsvinklen med i', ville Brydningsvinklen og i Almindelighed ogsaa den Vinkel a, som den af Draaben udtraadte Straale danner ved de direkte Solstraaler, ogsaa forandres. Vi ville kalde Forandringerne i disse Straalers Retninger b' og i'. Vi have da ifølge (I)

$$a + a' = 4(b + b') - 2(i + i'),$$

hvoraf $$a' = 4b' - 2i'.$$

Skal nu en lille Forandring af i ikke frembringe nogen Forandring af a, maa man have:

$$2b' = i' \quad . \; . \; . \; (II).$$

Endvidere have vi:

$$\sin(i + i') = n \sin(b + b'),$$

hvor n er Vandets Brydningsforhold.

Udvikles Leddene i den sidste Ligning, haves:

$$\sin i. \cos i' + \sin i' \cos i = n \sin b. \cos b' + n \sin b' \cos b \ldots (III).$$

Da imidlertid i' og b' ere forudsatte at være meget smaa, kunne $\cos i'$ og $\cos b'$ sættes $= 1$ samt $\sin i'$ og $\sin b'$ lig med deres Buer.

Ligningen (III) kan da skrives:

$$\sin i + i' \cos i = n \sin b + nb' \cos b \ldots (IV).$$

Sættes i denne Ligning: $\sin i = n \sin b$

og ifølge (III) $i' = 2b'$,

faar man:

$$2 \cos i = n \cos b,$$

eller $2\sqrt{1-\sin^2 i} = n\sqrt{1-\sin^2 b}$, hvoraf

$$4 - 4\sin^2 i = n^2 - n^2\sin^2 b = n^2 - \sin^2 i,$$

hvoraf faas:

$$\sin i = \sqrt{\frac{4-n^2}{3}} \ldots (V).$$

Da den indfaldende Straale ved Brydningen lider en Farveadspredelse, har n en forskellig Værdi for de forskellige Straaler i Solspektret. For de røde Straaler er $n = 1.33$. Indsættes denne Værdi for n i Ligning (VI), faar man:

$$\sin i = 0.8624$$

og deraf $i = 59^0\,35'$

samt $b = 40^0\,25'$

og endelig af (I) $a = 42^0\,30'$

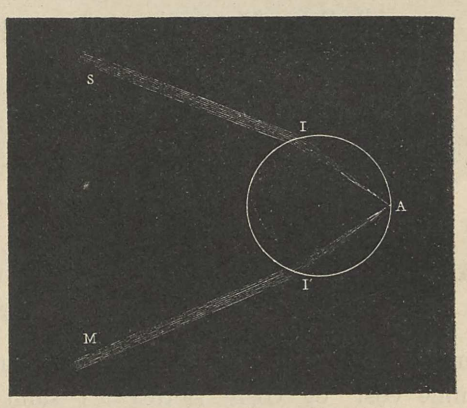


Fig. 25.

Alle de Straaler SA (Fig. 25), der træffe en Regndraabe under Indfaldsvinkler, der kun ere lidet forskellige fra $59^0\,35'$, ville altsaa efterat have lidt 2 Gange Brydning og en enkelt indre Tilbagekastning, træde ud af Draaben som parallele røde Straaler, der danne en Vinkel paa $42^0\,30'$ med de direkte Straalers Retning.

Øjet vil altsaa, naar Ryggen vendes mod Solen, modtage parallele røde Straaler i alle de Retninger, der danne en Vinkel paa $42^0\ 30'$ med Solstraalerne, og man vil derfor se et lysende rødt Cirkelbælte, i hvilket de forskellige Dele have en Vinkelafstand paa $42^0 1/2$ fra det Punkt, hvor en Linie fra Solen gennem Øjet skærer Himmelhvælvingen. Da Solen ikke viser sig for os som et lysende Punkt, men som en Skive, hvis Synsvinkel omtrent er $1/2^0$, vil den røde Bue vise sig som et Cirkelbælte paa omtrent $1/2$ Grads Bredde.

De forskellige Straaler i Spektret ville saaledes hver give sit lysende Cirkelbælte, der alle blive koncentriske. For de violette Straaler, hvis Brydningsforhold for Vand er 1.343, bliver $a = 40^0\ 40'$, hvilken Vinkel angiver den Afvigning som de af Regndraaben efter en enkelt indre Tilbagekastning parallelt udtrædende violette Straaler danne med de direkte Solstraaler. Afstanden mellem den midterste Del af det røde og violette Bælte bliver altsaa omtrent 2^0. Mellem disse to Bælter ligge alle de, der dannes af de andre Farvestraaler i Sollyset, ordnede efter disse Straalers Brydbarhed.

Fig. 26 viser nærmere Forholdene. Draaben b tilbagekaster de røde Straaler i Retningen bO, og Øjet i O modtager altsaa rødt Lys saavel fra denne som fra alle de Draaber, der ligge i alle de Retninger, der danne en Vinkel paa $42^0\ 30'$ med den med Solstraalerne parallele Linie OZ. Fra Draaben a modtager Øjet violet Lys; Vinklen aOZ er altsaa $40^0\ 40'$.

Flyttes Øjet, ville de parallele røde og violette Straaler fra b og a ikke mere træffe det; Øjet vil, hvis det overhovedet fra disse Draaber modtager Lysstraaler, der have lidt en indre Tilbagekastning, kun modtage spredte, ikke parallele Straaler, der ere for svage til at gøre særligt Lysindtryk. Derimod vil Øiet fra andre Draaber modtage parallele, farvede Straaler og saaledes

se en anden Regnbue end tidligere. Enhver ser saaledes kun sin egen Regnbue og ikke den, som andre se. En Regnbue spejler sig i Vandet, naar dens Straaler kastes tilbage fra en Vandflade ind i Øiet; men naar vi paa denne Maade se et Spejlbillede af en Regnbue, kunne vi ikke se selve denne, men vel nok en anden.

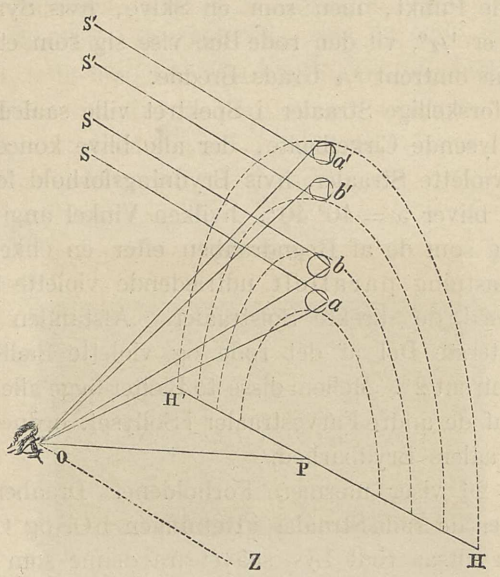


Fig. 26.

Hvor stor en Del af Regnbuen man ser, afhænger af Solens Højde over Horizonten. Er Linien ZO (Fig. 26) draget i Retning mod Solen, vil Centrum til Regnbuen ligge i Retningen OZ altsaa under Horizonten HH'. Naar Solen staar lige i Horizonten, kan man paa flad Mark se Regnbuen som en fuldstændig Halvcirkel; Solstraalerne ere da vandrette. Jo højere Solen hæver sig, desto dybere synker Regnbuens Centrum under Horizonten, og desto lavere staar Regnbuens øverste Del. Er Solen

42° 30′ over Horizonten, ligger den øverste Del af den yderste røde Bue netop i Horizonten; for større Solhøjder ses ingen Regnbue paa flad Mark.

Har man derimod sit Standpunkt paa et højt Sted, saa at man kan iagttage Regndraaber under sig, kan Regnbuen have en Udstrækning af over 180°.

Ere Regndraaberne meget smaa, bliver Regnbuen meget svag og kan endogsaa ganske forsvinde for Øjet. Dette hidrører fra, at naar Draaben kun har en lille Radius, er dens Krumning meget stor, saa at de Straaler, hvis Indfaldspunkter paa Draaben ligge meget nær ved hinanden, træffe denne under meget forskellige Indfaldsvinkler. Om der altsaa ogsaa fra smaa Draaber ved

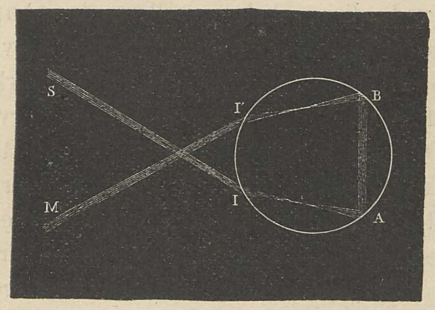


Fig. 27.

Brydning og indre Tilbagekastning kan udsendes Straaler, der træde ud af Draaben som parallele og ensfarvede, bliver Gennemsnittet af disse Straalebundter dog saa ringe, at det i Øjet indtrædende Lys ikke bliver stærkt nok til at frembringe kendeligt Lysindtryk. Dette er Aarsagen til, at Regnbuen ikke kan dannes i Skyer eller i Taage, hvis enkelte Dele bestaar af meget smaa Draaber.

102. Foruden den ovenfor omtalte saakaldte Hovedregnbue, ser man ofte uden om denne en anden Regnbue,

hvor Farvernes Orden er omvendt, idet det røde er inderst, det violette yderst. Denne Regnbue fremkommer ved, at Solstraalerne (Fig. 26 og 27) kastes to Gange tilbage paa Draabernes Indersider. Denne ydre Regnbue er dog betydelig lyssvagere end Hovedregnbuen, hvad der er en Følge af, at kun en ringe Del af det direkte indfaldende Lys tilbagekastes.

Paa lignende Maade kunne endnu flere Regnbuer fremkomme ved 3 og flere indre Tilbagekastninger, men disse Regnbuer blive saa svage, at en Regnbue, der er fremkommen ved 3 indre Tilbagekastninger kun en enkelt Gang skal være set.

103. Sol- og Maaneringe vise sig som lysende som oftest farvede Ringe, der omgive Solen og Maanen. Man maa ved disse skelne mellem de store og de smaa Ringe eller, som de ogsaa kaldes, Hove.

De store Ringe vise sig som farvede cirkelformede og regnbuefarvede Baand med den røde Farve inderst. Farvernes Orden er altsaa den modsatte af Regnbuens; tillige ere Farverne i de store Sol- og Maaneringe langt svagere end i Regnbuen. Ringens Radius er omtrent 22°. Ringene dannes i de højt svævende Cirro-Stratus Skyer, der lade Solen eller Maanen skinne igennem sig som gennem et Taageslør. Disse Skyer bestaa af smaa Isnaale, der have Form af rette Prismer, hvis Grundflader ere regelmæssige Sekskanter. Ringene dannes af de Lysstraaler, der gaa igennem disse Prismer, under en saadan Vinkel, at Afvigningen bliver saa lille som mulig (se Lyslæren: om en Lysstraales mindste Afvigning gennem et Prisme). Lade vi nemlig Solstraalerne brydes gennem et Prisme, som vi dreje om dets brydende Kant, og opfange vi de brudte Straaler i Øjet, vil dette modtage en Mængde Straaler, der komme fra forskellige, hurtig vekslende Retninger, hvis Lysindtryk paa Grund af Prismets Drejning kun bliver svagt. Men i det Øjeklik da Prismet

passerer sin Hovedstilling, vil Retningen af de brudte Straaler under Prismets Drejning kun forandre sig meget langsomt, og Øjet vil derfor modtage det stærkeste Lysindtryk af de Straaler, der gaa igennem Prismet i det Øjeblik, da dette er i Hovedstillingen.

Tænke vi os nu en Sky, bestaaende af fine Iskrystaller, der bryde det Lys, som kommer til dem fra Solen eller Maanen, og at Iskrystallerne ere i Bevægelse i Skyen, vil det af det ovenfor udviklede indses, at Øjet for visse bestemte Stillinger af Krystallerne modtager mere af det af disse brudte Lys end for andre Stillinger, og det er da herved at Dannelsen af de store Ringe om Solen og Maanen fremkomme.

Da Straalerne have forskellig Brydbarhed, danne de forskellige Farvestraaler ikke lige store Ringe, og der bliver da dannet en saadan af hver af de forskellige Farvestraaler.

Uden om den her beskrevne Hovedring, hvis Radius er mellem 22 og 23°, viser der sig undertiden en større med den første concentrisk Ring, hvis Radius omtrent er dobbelt saa stor som den førstes. Denne sekundære Ring kan forklares at fremkomme ved Lysstraalernes Brydning gennem Prismernes Grundflader og Sideflader, der danne en Vinkel paa 90° med hinanden.

Da ethvert sekssidet geometrisk Prisme bestaar af mange optiske Prismer, og da der tilmed kan finde fuldstændig Tilbagekastning Sted i Prismerne, kan der fremkomme en Mængde forskellige ved Lysets Brydning i Iskrystallerne dannede Brydningsfænomener, som Dannelsen af andre Ringe, der dels skære, dels berøre hinanden (Fig. 28).

I Ringenes Skæringspunkter bliver Lyset særlig stærkt, og der dannes da paa disse Steder de saakaldte Bisole eller Bimaaner.

104. Stundom iagttager man ved Solens og Maanens Op- og Nedgang Søjler af hvidt Lys, der strække sig fra Solen eller Maanen i Retning mod Zenit. Disse Lysstriber skyldes en Tilbagekastning af Lyset fra Overfladen af Isnaale, der svæve i Atmosfæren. De fremkomme ganske paa samme Maade som den glimrende Stribe, vi iagttage paa Overfladen af Vandet, naar Solen eller Maanen staar over det. Er Vandet fuldstændig roligt, danner dets

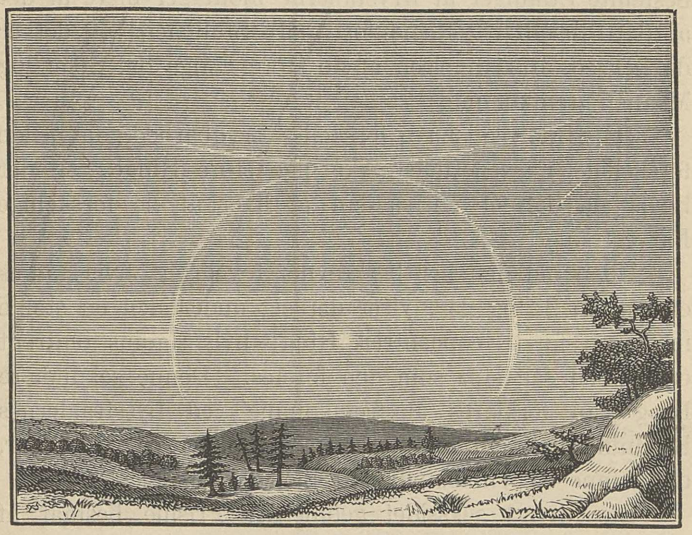


Fig. 28.

Overflade kun et eneste plant Spejl, der kun frembringer et enkelt Billede at Solen. Men er Overfladen lidt i Bevægelse, danner hver enkelt lille Del af denne saa at sige hver et Spejl, der idelig forandrer sin Stilling, og Øjet ser da ved Lysets Tilbagekastning fra alle disse smaa Spejle paa een Gang en Mængde Solbilleder, der paa Grund af Vandoverfladens Bevægelse stadig forflyttes, saa at man kun ser en lysende urolig Stribe. Paa lignende

Maade frembringer enhver af de smaa Isnaale ved Tilbagekastning fra deres Overflade et Solbillede, der forvandles til en lysende Søjle ved Naalenes Bevægelse i Luften.

Disse Fænomener saavel som de store Sol- og Maaneringe ere navnlig meget hyppige i Polaregnene.

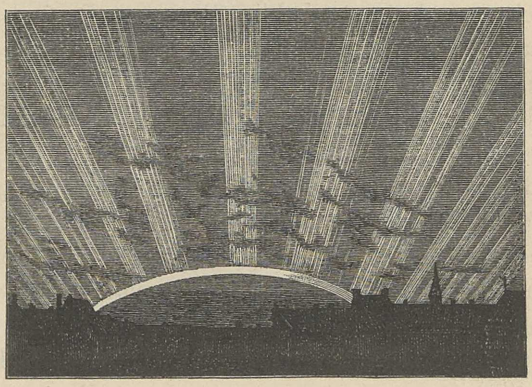
105. De smaa Ringe eller Hove vise sig som koncentriske, farvede Ringe, hvis Diameter er noget foranderlig, men Størrelsen overskrider aldrig faa Grader. Den røde Farve er ved disse Ringe yderst, den violette inderst; Farverne ligge altsaa i samme Orden som i Regnbuen. Disse smaa Hove eller Ringe fremkomme ved Lysets Bøjning (s. Paulsens Optik S. 153) omkring smaa Vanddele, der svæve i Luften. Jo mindre disse Vanddele ere, desto større blive Ringene. De fremkomme kun, naar Draaberne ere smaa, og det overvejende Antal af dem er af samme Størrelse. Man kan fremkalde lignende farvede Ringe ved at aande paa en Rude, saa at der paa denne danner sig en fin, jævn Dug, bestaaende af ganske smaa Draaber. Betragter man gennem et saadant Duglag Maanen, et Gaslys eller en anden mindre Flamme, ser man den omgiven af farvede Ringe. Fænomenet viser sig særdeles smukt, naar man betragter en Lysflamme gennem et Stykke Rudeglas, paa hvilket man har udbredt et meget fint og ensformigt Lag af Heksemel.

---

106. Polarlyset, der i de tempererede Bælter paa den nordlige Halvkugle optræder som Nordlys, paa den sydlige som Sydlys er, naar det viser sig i sin fulde Udvikling, utvivlsomt det mest pragtfulde optiske Fænomen. Det maa efter de nyere Undersøgelser antages at skyldes elektriske Strømme i Luften. Under vore Breddegrader viser Polarlyset sig i Reglen som en lysende Bue (Fig. 29)

fra hvilken der i Almindelighed udgaar Straaler; under den lysende Bue findes det saakaldte „mørke Segment“, hvis særlig mørke Udseende sandsynligvis kun skyldes en Kontrastvirkning. Toppen af Buen ligger omtrent i den Retning, mod hvilken Deklinationsnaalen peger. Lyset er altid uroligt, og Straalerne i en ofte meget hurtig Bevægelse. Ofte ses disse hurtig at skyde op mod Zenit for kort Tid efter atter at tabe sig. Rummet mellem Straalerne er i Almindelighed udfyldt af en lysende Taage. Polarlysets Farve er i Reglen hvid eller grønlig hvid; undertiden kan den dog være rød.

Polarlyset bliver et desto sjældnere Fænomen, jo mere vi nærme os Ækvator.



107. I de polare Egne udvikler Polarlyset en langt større Rigdom af Former end i de tempererede. Sin største Hyppighed og Udvikling naar Fænomenet i det saakaldte Polarlysbælte, et flere Grader bredt Bælte, der har sit Midtpunkt mellem Jordens magnetiske og geografiske Nordpol. Bæltet naar sin sydligste Beliggenhed i Nordamerika, hvor dets Midtlinie gaar ned til den sydlige Del af Hudsonsbugten; herfra gaar Bæltet i nordøstlig Retning, idet Midtlinien gaar gennem det sydlige

Grønland, over Jan-Mayen og Bjørne-Øen (mellem Norge og Spitsbergen), indtil den naar sin nordligste Beliggenhed nord for det asiatiske Fastland; herfra gaar Retningen atter noget mod Syd for over Point Barrow (det amerikanske Fastlands nordligste Punkt) og Store Slavesø at naa ned til Hudsonslandene.

Nord for Nordlysbæltet aftager Polarlyset saavel i Hyppighed som i Udvikling.

108. I Polarlysbæltet optræder Polarlyset med sin største Rigdom af Former, men det viser sig saa godt som aldrig her under den Form, under hvilken Fænomenet sædvanligvis ses i de tempererede Egne. Polarlysets Hovedformer ere i de polare Egne Bue- og Straaleformen. Polarlysbuen har i Reglen, men langt fra altid, en Retning fra magnetisk Øst til Vest med Toppen i den magnetiske Meridian. Naar denne Form er fuldt udviklet, danner den en sammenhængende Bue med Fødderne i Horizonten. Ofte ses samtidig mange Buer, den ene over den anden. Mellemrummene ere da opfyldte af en lysende Taagemasse. Naar Bueformen ikke er fuldstændig udviklet, viser Fænomenet sig som et lysende Baand, der synes at svæve i Luften, og som sædvanlig er i en meget stærk bølgende Bevægelse, saa at det faar et Udseende, som om det flagrede for Vinden. Ofte bliver et saadant Baand saa bredt, at Fænomenet antager Formen af et uhyre, folderigt Lystæppe. Fig. 30 er en Tegning af et saadant Nordlysdrapperi, der viste sig i Godthaab i Efteraaret 1882. Undertiden ses saadanne Tæpper, hvis Udfoldningsflade har Hovedretning fra magnetisk Vest til Øst, at bevæge sig med stor Hastighed fra magnetisk Syd til Nord eller omvendt, saa at en Iagttager faar Nordlyset at se først paa den nordlige Side, dernæst at passere Zenit og senere paa den sydlige Side, eller omvendt.

Straaleformede Nordlys optræde som enkelte Straaler eller som Straalebundter. Den sidste Form har ofte et Udseende som uhyre lodret hængende Lyssøjler eller ogsaa som store i Luften svævende, vifteformede Straalerækker, naar de enkelte Straaler paa Grund af den perspektiviske Virkning synes at løbe sammen mod det magnetiske Zenit.

Fig. 30. Nordlystæppe set i Godthaab, Novbr. 1882.

Naar Polarlyset kun er svagt udviklet, optræder det ofte kun som et Lysskær, der ligner frembrydende Dagslys, og som kan være udbredt over en mindre eller større Del af Himlen. Undertiden viser det sig ogsaa som fosforescerende Skyer eller blot som smaa tindrende Pletter, fordelte hist og her paa Himlen.

109. Naar Polarlyset er stærkt udviklet, danner det hyppig i Nærheden af det magnetiske Zenit eller det Sted, hvor Heldningsnaalens Retning skærer Himmelhvælvingen, den saakaldte Nordlys- eller Polarlyskrone. Dette Fænomen er dog ikke nogen særlig Form

for Polarlyset, idet det kun fremkommer som en perspektivisk Virkning af Straalernes Ordning. Kronen dannes nemlig ved, at Straalerne synes at løbe sammen i det magnetiske Zenit eller i et Punkt i dettes Nærhed. Fænomenet viser altsaa, at Straalerne omtrent ere parallele med Heldningsnaalens Retning. Kronedannelsen er et hyppigt Fænomen i de polare Egne, sjældnere hos os. I Nordlysenes egentlige Hjemstavn dannes Fænomenet hyppig, naar en stærkt udviklet Nordlysbue gaar igennem Zenit. Naar Kronen dannes, kommer Nordlysbuen altid i en meget heftig Bevægelse, idet der paa Randen fremkommer stærke Bugtninger eller ogsaa Aabninger i Midten af Buen. Omkring det Sted, hvor en saadan Bugtning eller Aabning dannes, ser man ind som i et uhyre Straalehav, hvor Straalerne ere i en overordentlig livlig, hvirvelformet Bevægelse omkring en fælles Midte, hvor det mørke Himmelrum viser sig. Det synes saaledes, som om den Bue, hvori en Kronedannelse viser sig, danner en fælles Fod for et stort Straalehav.

110. Polarlysets Perioder. Polarlyset er i de temperede Bælter hyppigst ved Jævndøgnstider og mindst hyppig ved Vintersolhverv. I de arktiske Egne er det omvendte Tilfældet, idet Fænomenet her optræder hyppigst i December og Januar og mindst hyppig om For- og Efteraaret.

Polarlysets Hyppighed er endvidere underkastet en længere Periode, der falder sammen med Solpletternes elleveaarige. I de temperede Egne falder Hyppigheden af Solpletter og Nordlys sammen. De danske Observationsrækker fra Grønland tyde paa, at det egentlige Polarlysbælte ogsaa i denne Henseende danner en Modsætning til det temperede Bælte, idet det har vist sig, at Polarlyset i Grønland er mindst hyppigt i Solpletperioderne og hyppigst, naar Solen er fattig paa Pletter.

111. Polarlysets Udstrækning og Højde over Jorden. De store Polarlys, der stundom vise sig i de tempererede Egne, ere ofte af en overordentlig Udstrækning, saa at det Areal, de bedække paa Himlen, undertiden kan være af Størrelse som en Verdensdel. Et og samme Polarlys kan saaledes samtidig blive set fra Amerika, Atlanterhavet og Europa, fra Grækenland og Norge. Maalinger have vist, at Fænomenet under lavere Breddegrader stedse kun udvikler sig i Atmosfærens højeste Egne, saa at det her sjældent kommer Jorden nærmere end 150 Kilometre eller omtrent 20 Mile.

I de arktiske Egne derimod er Polarlyset et langt mere lokalt Fænomen, saa at det samme Polarlys i Nærheden af det egentlige Polarlysbælte i Reglen ikke kan ses fra Steder, der have flere Breddegraders Afstand fra hinanden. De arktiske Polarlys gaa ogsaa ofte ned i Atmosfærens lavere Lag. Ikke sjældent ere saaledes Polarlys i de arktiske Egne sete under Skyer og Bjergtoppe. De danske Maalinger af Polarlysenes Højder i det mellemste og sydlige Grønland have vist, at Fænomenet i disse Egne forekommer i enhver Højde over Jorden indenfor Atmosfærens Grænser.

112. Polarlysets Natur. Polarlyset antages at skyldes en elektrisk Strøm. Under lavere Breddegrader findes denne kun i Atmosfærens højeste Egne, medens den i selve Polarlysbæltet bliver vertikal og gaar ned til Jorden, hvad der ogsaa er overensstemmende med Jordmagnetismens Virkning paa en saadan Strøm. Man vil derved ogsaa kunne forstaa Modsætningsforholdet mellem Polarlysets Hyppighed i de temperede Egne og i selve Polarlysbæltet. Er Polarlysenes Udvikling nemlig stærk under lavere Breddegrader, bliver der allerede paa disse Steder neutraliseret en saa stor Mængde Elektricitet, at Strømmen bliver svagere under højere Breddegrader.

JORDMAGNETISMEN.

Deklinationens Bestemmelse. — Azimutkompas. — Magnetisk Teodolit. — Deklinationen i Danmark. — Isogone Linier. — Horizontalkraftens Bestemmelse. — Dens Størrelse i Kjøbenhavn. — Maaling af den Svingkraft, hvormed Horizontalkraften virker paa en Magnet. — Horizontalkraftens Størrelse paa forskellige Steder. — Isodynamer. — Meridiankurver. — Inklinationen. — Dennes Størrelse i Kjøbenhavn. — Isokliner. — Totalkraftens Maaling. — Dens Størrelse i Kjøbenhavn og dens Fordeling over Jorden. — Magnetiske Variationsapparater. — Den sekulære og den daglige Variation. — Magnetiske Perturbationer. — Solpletternes og Polarlysenes Sammenhæng med de jordmagnetiske Fænomener.

1. Jordmagnetismen bestemmes for et Sted paa Jorden ved Deklinationen eller den Vinkel, som Linien mellem Polerne af en i en vandret Plan frit ophængt Magnet danner med den astronomiske Meridian, samt ved den magnetiske Horizontalkraft eller Totalkraftens horizontale Komposant og endelig ved Inklinationen eller den Vinkel, som Totalkraftens Retning danner med den horizontale Plan. Af Horizontalkraften og Inklinationen kan da atter Totalkraften og dennes vertikale Komposant findes ved Beregning.

2. Deklinationens Bestemmelse. Naar det ikke gælder om stor Nøjagtighed, bestemmes Deklinationen bekvemt ved et Azimutkompas. Et saadant bestaar (Fig. 31) af en Kompasnaal, der hviler paa en lodret Spids, som er anbragt i Centrum af en inddelt

Cirkelring, langs med hvis Omkreds Naalens Endepunkter kunne bevæge sig. Endvidere hører der til Apparatet en Diopter, som bestaar af to til Omkredsen G af Magnethuset fastgjorte Opstandere af Messing. Den ene af disse D er en Plade med en snæver Spalte, den anden D' en Ramme, i hvilken der er udspændt en tynd Traad. Spalten og Traa-

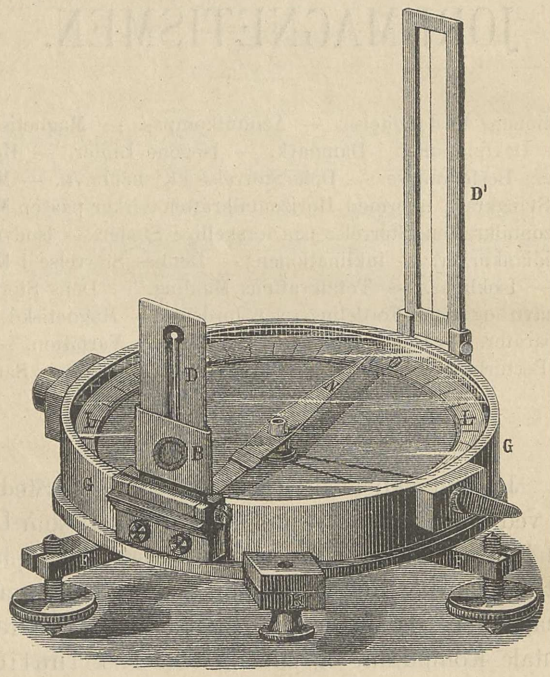


Fig. 31.

den ere parallele og begge vinkelrette paa den inddelte Cirkelrings Plan. Endvidere gaar deres fælles Plan gennem Cirkelringens Centrum og altsaa ogsaa gennem Magnetens Ophængningspunkt. Magnethuset og med dette Diopteren kan drejes om Magnetens Omdrejningsakse. Naar Deklinationen skal bestemmes ved Hjælp af dette Apparat, stilles Kompasset vandret ved Hjælp af Stilleskruerne F

og en Libelle. Man drejer dernæst Huset, idet man holder Øjet til Spalten, indtil Diopterens Sigteplan gaar gennem Solens Centrum. For at Øjet kan taale Solens Lys, er der anbragt et Solglas B foran Spalten. Naar Diopteren er stillet saaledes, at Traaden ses at halvere Solskiven, noteres Tidsøjeblikket. Kender man Urets Stand, har man paa denne Maade for et bestemt Tidspunkt bestemt Solens Højdeplan, og man kan da deraf ved en let Beregning finde Solens Azimut eller den Vinkel, som Diopterens Sigteplan danner med Meridianens Plan. Af Bekvemmeligheds Hensyn gaar i Almindelighed Sigteplanen gennem Mærkerne for 0^0 og 180^0 paa Cirkelringen, saa at de Delingstreger, der svare til Solens Azimut, angive Middagslinien paa Cirkelringen. Den Vinkel, som Linien mellem Magnetnaalens Poler danner med Middagslinien, er da Deklinationen. Da man ikke kan være sikker paa, at Polerne ligge i Naalens Endepunkter, er denne indrettet til at vende om, saa at den tidligere øverste Side bliver den nederste, og omvendt. Man foretager da en ny Aflæsning; Deklinationen vil da være bestemt ved Middeltallet af de to Aflæsninger.

3. Ved et Azimutkompas kan Deklinationen imidlertid i Reglen ikke bestemmes nøjagtigere end $^1/_4{}^0$. I saadanne Tilfælde, hvor man ønsker nøje at kende Deklinationen, er en Bestemmelse ved et Azimutkompas langt fra nøjagtig nok. Man bruger i saa Fald den af Lamont konstruerede magnetiske Teodolit. Dette Apparat bestaar af en inddelt Cirkelskive af Messing (Fig. 32), i hvis Midte der er anbragt et lille Bord, paa hvilket er fastgjort et lille Hus af Messing eller Kobber, i hvilket Deklinationsnaalen N S er ophængt i et Silkespind. Til Teodolitens lodrette Aksel, der gaar gennem den inddelte Cirkelskives Centrum, er der endvidere fastgjort en Kikkert, som tillige med Bordet kan drejes om Skivens Centrum. Paa Midten af Magnetnaalen

og vinkelret paa denne er fastgjort et lille plant Spejl, der vender den spejlende Flade mod Kikkertens Objektiv. Paa Kikkertens Okularrør findes en lille Aabning o og under

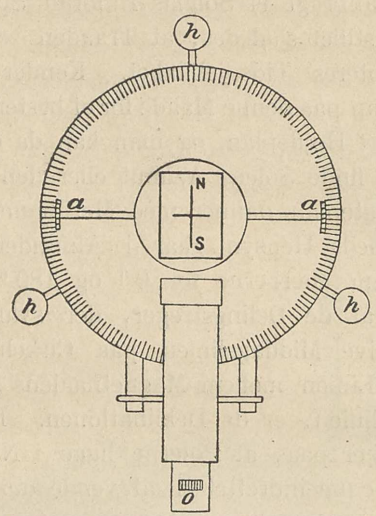


Fig. 32.

denne et Spejl, der dækker den øverste Halvdel af Okularrøret, og som er stillet under en Vinkel paa 45° med Kikkertens optiske Akse. Naar nu Kikkerten rettes mod Magnetens Spejl, ville de Lysstraaler, der gennem den omtalte Aabning træffe Spejlet i Okularrøret, tilbagekastes gennem den øverste Halvdel af Kikkertens Rør,

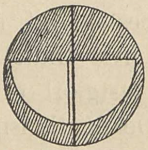


Fig. 33.

brydes af Objektivet og gennem en Aabning i Magnethuset træffe Magnetens Spejl. Herfra ville de atter

kastes tilbage gennem Objektetivet og i Brændfladen danne et lille halvcirkelformet lyst Billede (Fig. 33). I dette Billede vil man endvidere se en lodret mørk Linie, som er et Billede af en lodret Traad i Objektivets Brændpunkt. Man drejer da Kikkerten, til den omtalte mørke Linie dækkes af den faste Traad. Naar Kikkerten er indstillet saaledes, er dens optiske Akse vinkelret paa Spejlet, og hvis dette er vinkelret paa Naalens magnetiske Akse, er Kikkertens optiske Akse indstillet i den magnetiske Meridian. Man aflæser da Kikkertens Stilling ved de to Nonier (a), der ere fastgjorte paa Enderne af Arme, som dreje sig med Huset og Kikkerten. Da Spejlet imidlertid i Almindelighed ikke er nøjagtig vinkelret paa den magnetiske Akse, hænges Naalen om, saa at den tidligere øverste Flade bliver den nederste, og omvendt, og den nye Indstilling aflæses. Middelstillingen mellem den første og sidste Aflæsning bestemmer da den magnetiske Meridians Retning. For nu at finde Deklinationen, maa den astronomiske Meridian bestemmes. Dette sker ved at rette Kikkerten mod Solen saaledes, at Solskiven halveres af den lodrette Traad i Kikkerten. For denne Indstilling maa Klokkeslet og Noniernes Stilling noteres. Man beregner da Solens Azimut for Indstilningsøjeblikket og finder saaledes, hvor stor en Vinkel Kikkerten maa drejes for at komme i den astronomiske Meridian.

Førend Iagttagelser gøres med Teodoliten, maa Skiven nøjagtig stilles i en vandret Plan, hvad der sker ved Hjælp af de tre Stilleskruer h, paa hvilket Instrumentet er opstillet, og en Libelle.

Deklinationen er i Kjøbenhavn $11^0\ 8'$ vestlig (1890); den er voksende mod Vest. I det vestlige Jylland er den omtrent $13^0\frac{1}{2}$, paa Bornholm $9^0\frac{1}{2}$.

4. Deklinationen paa forskellige Steder af Jorden. Deklinationen har paa de forskellige Steder af Jorden forskellige Værdier. En bekvem Oversigt herover

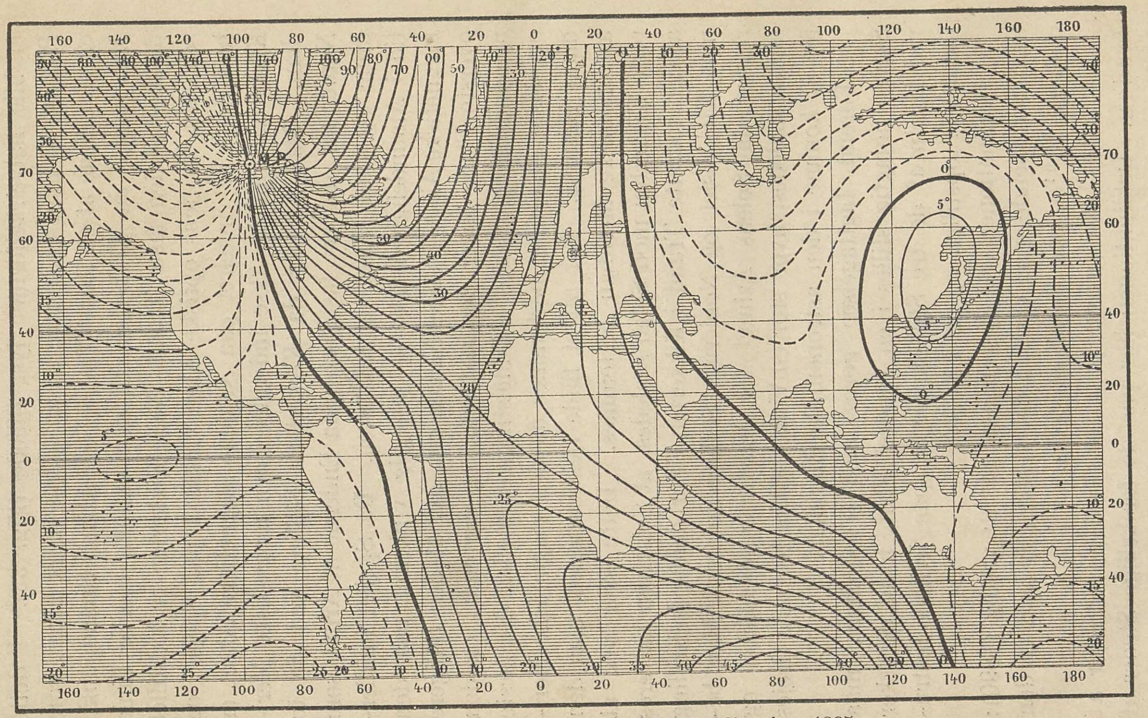


Fig. 34. Kort over den magnetiske Deklination 1885.

faar man ved at betragte et Kort over de isogone Linier eller saadanne Linier, der forbinde Steder med samme Deklination. Fig. 34 forestiller et af Neumayer konstrueret Kort over den magnetiske Deklination i 1885. De fuldt optrukne Isogoner angive vestlig, de punkterede østlig Deklination. De stærkest markerede Isogoner angive de Steder, hvor Deklinationen er Nul, eller hvor Deklinationsnaalen peger lige mod Nord. En saadan Linie gaar igennem det nordligste Norge, St. Petersborg, den østlige Del af det Sorte Hav og herfra over den Persiske Havbugt ned over den vestlige Del af Nyholland til Jordens sydlige Magnetpol. En lignende Linie gaar fra Jordens nordlige Magnetpol over Nordamerika og den østlige Del af Brasilien. Begge disse Linier forenes i Jordens geografiske Poler. Alle Isogoner gaa gennem Jordens magnetiske Poler. Disse Punkter, af hvilke den nordlige ligger i det arktiske Nordamerika ved Boothia felix, og den sydlige i det sydlige Ishav under Tasmanias Meridian, ere nemlig de Steder paa Jorden, hvor Jordmagnetismens Retning er vertikal; den horizontale Komposant mangler altsaa, saa at en Deklinationsnaal paa disse Steder ikke vil indtage nogen bestemt Stilling. Deklinationen er altsaa her ubestemt. Endvidere gaa alle Isogoner gennem Jordens geografiske Poler. Skønt en Deklinationsnaal paa disse Punkter vel vil indtage en bestemt Stilling, kan denne dog ikke angives ved den Vinkel, som Naalens Retning danner med Middagslinien, eftersom alle Meridianer gaa gennem de geografiske Poler.

Paa hele den Del af Jorden, der ligger mellem Linierne uden Deklination paa samme Side som Atlanterhavet, er Deklinationen vestlig. Paa den asiatiske Side mellem Isogonerne for Deklinationen Nul er den østlig med Undtagelse af over et Areal i den østlige Del af Asien og tilgrænsende Vande, hvor der findes en lukket

Isogon for 0^0, indenfor hvilken Deklinationen er vestlig og kan stige til over 5^0.

Som vi paa Kortet se det, forandrer Deklinationen sig stærkest i øst-vestlig Retning, eller omvendt. Forandringen er mindst i de ækvatoriale Egne, størst i de polare. I Nærheden af de magnetiske Poler peger Deklinationsnaalen mod disse, saa at man ved at bevæge sig om disse Punkter i en Cirkel med en Radius af indtil nogle Meridiangrader efterhaanden faar alle mulige Deklinationer. Nord for den paa den nordlige Halvkugle beliggende Magnetpol vil Magnetnaalen saaledes pege mod Syd, Øst for samme mod Vest o. s. v.

5. Jordmagnetismens Styrke maales ved dens Virkning paa Enhed af Magnetisme ligesom Tyngdekraften ved dens Virkning paa en Masseenhed. Da Jordmagnetismens Totalkraft imidlertid ikke lader sig bestemme med tilbørlig Nøjagtighed ved direkte Maalinger, søger man altid ved saadanne kun den horizontale Komposant eller Horizontalkraften; af denne og af Totalkraftens Retning, der er givet ved Inklinationen, beregnes da Totalkraften.

6. Horizontalkraftens Bestemmelse. Horizontalkraften bestemmes ved to Observationsrækker: Svingninger og Afvigninger.

Ophænger man en Magnetnaal i et Silkespind saaledes, at den kan dreje sig om dette i en vandret Plan, og fjerne vi dernæst Naalen en vis Vinkel α (Fig. 35) fra den magnetiske Meridian, vil Naalen søge tilbage til denne og udføre Svingninger om den ganske paa samme Maade som et Pendul om sin Hvilestilling. Hver enkelt magnetisk Massedel m′ i Naalen vil nemlig af Horizontalkraften H paavirkes af Kraften Hm′, der virker i Retning af den magnetiske Meridian. Opløse vi Hm′ i to Kræfter, af hvilke den ene falder i Naalens Retning, og den anden er vinkelret paa samme, vil kun denne sidste Komposant

fremkringe Bevægelse. Af Fig. 35 ses let, at denne Kraft er lig $Hm'\sin\alpha$. Et ganske analogt Udtryk faa vi for Tyngdens Virkning paa de enkelte Massedele m i et

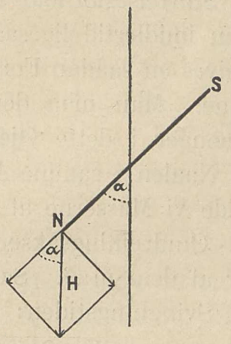


Fig. 35.

Pendul, der er fjernet fra sin Hvilestilling, idet enhver lille Massedel vil føres tilbage til sin Hvilestilling med en Kraft, der er lig med $mg\sin\alpha$, naar α er Udsvinget.

Ere Udsvingene saa smaa, at disse kunne sættes lig med Buen, er et Penduls Svingningstid udtrykt ved:

$$T = \pi \sqrt{\frac{I}{g \Sigma m x}},$$

hvor I er Inertimomentet med Hensyn til Ophængningspunktet og Σmx Summen af de enkelte Massedele, hver multipliceret med Afstanden x fra Ophængningspunktet. Et ganske tilsvarende Udtryk maa vi altsaa have for Svingningstiden for en vandret Magnetnaal, nemlig

$$T = \pi \sqrt{\frac{I}{H \Sigma m' x}} = \pi \sqrt{\frac{I}{HM}} \ldots \text{(I)},$$

hvor H er Jordmagnetismens horizontale Komposant og $\Sigma m'x$ Summen af de magnetiske Dele, hver multipliceret med Afstanden fra Omdrejningsaksen, eller Naalens magnetiske Moment M.

De analoge Udtryk for Svingningstiderne for et Pendul og en Magnetnaal vise os altsaa, at g og H eller Tyngden og Horizontalkraften maales ved samme Art Maal, saa at deres Størrelsesforhold kan findes.

En Magnet kan imidlertid ligesaa lidt som et fysisk Pendul vanskelig gives en saadan Form, at Inertimomentet lader sig beregne. Man maa derfor finde dette ved Forsøg. Man ophænger i dette Øjemed to smaa, lige store Vægte under Naalen i samme Afstand fra Omdrejningspunktet. Kalde vi Masserne af hver af disse m og deres Afstand fra Omdrejningsaksen a, bliver Inertimomentet for hver af dem ma^2. Sættes nu Magneten i Svingninger, bliver Svingningstiden:

$$T, = \pi \sqrt{\frac{I + 2ma^2}{HM}}.$$

Denne Ligning i Forbindelse med (I) giver

$$\frac{T,^2}{T^2} = 1 + \frac{2ma^2}{I},$$

hvoraf I findes.

7. Der kræves imidlertid endnu en Ligning mellem H og M for at bestemme H. I dette Øjemed opstiller man den samme Magnet NS (Fig. 36), hvis Svingningstid man har bestemt, i en vis Afstand fra en i et Silkespind ophængt Magnetnaal ns og i samme vandrette Plan som denne.

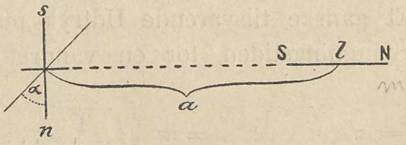


Fig. 36.

SN vil da bringe Naalen ns til at dreje sig ud af den magnetiske Meridian. Man flytter da NS uden at bringe den ud af den lille Naals Svingningsplan, til Retningen af NS staar vinkelret paa Midten af ns. Dette

sker simplest ved at anbringe SN paa en inddelt horizontal Stang, der kan drejes om samme lodrette Akse som ns.

Den Vinkel α, som ns paa denne Maade bringes til at afvige fra den magnetiske Meridian, vil, alle andre Forhold lige, være mindre for en stor end for en lille Horizontalkraft. Den vil endvidere være desto større, jo nærmere de to Magneter ere hinanden, og jo større det magnetiske Moment af NS er. Det fuldstændige Udtryk for Horizontalkraftens Afhængighed af Afvigningsvinklens Størrelse, Afstanden mellem de to Magneter og Deflektormagnetens Moment saavel som de Metoder, ved hvilke denne Afhængighed fuldstændig bestemmes, kunne ikke her gives. Vi maa indskrænke os til at betragte Forholdene, som om Magnetismen i de to Magneter alene var koncentreret i deres Endepunkter; endvidere ville vi antage, at Deviationsmagneten ns er saa lille, at Afstandene fra de forskellige Punkter i denne til et Punkt i Deflektormagneten NS kunne betragtes som lige store. Magnetismen i hvert af Endepunkterne i NS ville vi betegne med m, i ns med m', Afstanden fra ns til Midten af NS med a og Længden af NS med l. S og n ville da tiltrække, og N og n frastøde hinanden henholdsvis med Kræfterne $\frac{mm'}{(a-\frac{1}{2}l)^2}$ og $\frac{mm'}{(a+\frac{1}{2}l)^2}$. NS vil da tiltrække Deviationsmagnetens Nordpol med Kraften: $\frac{mm'}{(a-\frac{1}{2}l)^2} - \frac{mm'}{(a+\frac{1}{2}l)^2}$. Med ligesaa stor en Kraft vil NS frastøde Deviationsmagnetens Sydpol. Deflektormagnetens Virkning paa ns bliver holdt i Ligevægt af Jordmagnetismens Horizontalkraft, der søger at føre ns tilbage til Meridianen med en paa hver af Polerne virkende Kraft, der er udtrykt ved $Hm'\sin\alpha$. Vi kunne da opstille følgende Ligning:

$$Hm'\sin\alpha = \frac{mm'}{(a-\frac{1}{2}l)^2} - \frac{mm'}{(a+\frac{1}{2}l)^2} = \frac{2m'aml}{(a^2-\frac{1}{4}l^2)^2},$$

hvoraf faas

$$H\sin\alpha = \frac{2M}{a^3\left(1 - \frac{l^2}{2a^2} + \frac{l^4}{16a^4}\right)},$$

hvor M = ml er Deflektormagnetens Moment. Er l meget lille i Forhold til a, kan med Tilnærmelse sættes

$$H\sin\alpha = \frac{2M}{a^3} \ldots . (II).$$

Af (I) og (II) kan da M elimineres, og altsaa H findes udtrykt ved Magnetens Svingningstid og Inertimoment samt ved Afstanden a og $\sin\alpha$.

8. De Størrelsesarter, der bruges til at bestemme Horizontalkraften ere altsaa — ligesom ved Tyngdens Bestemmelse ved Pendulsvingninger — Tid, Masse og Længde. Man er i Almindelighed kommen overens om som Tidsenhed at bruge Sekundet, som Masseenhed Massen af et Gram og som Længdeenhed en Centimeter. Som Kraftenhed bruger man da et Dyn eller den Kraft, der virkende paa Massen af et Gram giver denne en Acceleration af 1 Centimeter i Sekundet. Saaledes er Tyngdens Størrelse eller Tyngdens Virkning paa et Gram = 981 Dyn (ved 45° B.), eftersom Faldhastigheden er 981 cm.

Benytte vi de ovenfor nævnte Enheder for Tid, Masse og Længde, er for Kjøbenhavn (1890)

$$H = 0.174 \text{ Dyn}.$$

Den Kraft, med hvilken Jordmagnetismens horizontale Komposant virker paa en magnetisk Enhed, er altsaa i Kjøbenhavn $\frac{0.174}{981}$ g eller 5600 Gange mindre end den, med hvilken Jordens Tiltrækningskraft virker paa en Grammasse.

9. Som vi fra Fysikken vide det, virker Jordmagnetismen hverken tiltrækkende eller frastødende, men alene retninggivende paa en Magnet, idet den drager Nord-

enden ligesaa stærkt i den ene Retning som Sydenden i den modsatte. Jordmagnetismens Virkning paa en Deklinationsnaal maales derfor ved den Svingkraft, med hvilken den søger at dreje den, naar den er stillet vinkelret paa den magnetiske Meridian. Maalet for denne Svingkraft er H.M, hvor M er Naalens magnetiske Moment. Denne sidste Størrelse kan ligesom H findes af (I) og (II) i § 7. Stille vi altsaa en Deklinationsnaal vinkelret paa den magnetiske Meridian, og hindre vi den i at dreje sig fra denne Stilling ved en lille Stift, anbragt i en Centimeters Afstand fra Drejningsaksen, vil det Tryk, som Naalen udøver mod Stiften, være udtrykt ved H.M. For en Magnet, der er bleven brugt til at bestemme Jordmagnetismens horizontale Komposant i Kjøbenhavn og i Grønland, er saaledes M funden at være 844·6 (C. G. S). Ophænge vi altsaa i Kjøbenhavn denne Magnet som en Deklinationsnaal, og bringes den dernæst til at staa vinkelret paa den magnetiske Meridian, til hvilken den hindres i at gaa tilbage ved Hjælp af en lille Stift, der er anbragt i en Centimeters Afstand fra Omdrejningsaksen, vil den udøve et Tryk paa Stiften af $0{\cdot}174 \times 844{\cdot}6$ eller 147 Dyn, hvad der svarer til Vægten af $\frac{147}{981}$ eller 0·150 Gram.

10. Horizontalkraftens Størrelse paa forskellige Egne af Jorden. Horizontalkraften har sin største Værdi i de ækvatoriale Egne, hvor den (i det ostindiske Arkipelag) stiger til 0 38 Dyn. Den aftager herfra mod de magnetiske Poler, hvor den er Nul, eftersom disse Punkter ere definerede ved de Steder paa Jorden, hvor Totalkraften er vertikal.

En bekvem Oversigt over Horizontalkraftens Størrelse paa de forskellige Dele af Jorden giver et Kort over Isodynamer for Horizontalintensiteten ɔ: Linier, der forbinde de Punkter, for hvilke Horizontalkraften er den samme.

Isodynamerne ere bugtede Linier, hvis Hovedretning er fra Vest mod Øst. Dog danne de lukkede Linier omkring Jordens magnetiske Poler og om nogle Steder i de ækvatoriale Egne, hvor Horizontalkraften naar en Maximumsværdi.

11. Retningen af Horizontalkraften (og altsaa ogsaa af Deklinationsnaalen) paa de forskellige Steder af Jorden angives ved de magnetiske Meridiankurver, som ere Linier, der angive den Vej, man maa bevæge sig for altid at følge Deklinationsnaalens Retning. De gaa alle gennem Jordens magnetiske Poler, men det er kun i Nærheden af disse, at Deklinationsnaalen peger mod disse Punkter. Naar man saaledes vilde bevæge sig fra Kjøbenhavn stadig følgende den Retning, i hvilken Kompasnaalen peger, vilde Vejen gaa gennem Ishavet mellem Jan Mayen og Spitsbergen. Rejsen vilde dernæst gaa videre mod Nordvest gennem det nordligste Grønland for herfra under c. 80° n. B. gennem Vest og Sydvest at ende i Jordens nordlige Magnetpol.

12. Totalkraftens Retning angives ved den Vinkel, som Inklinationsnaalen i den magnetiske Meridian danner med den vandrette Plan. Denne Vinkel, der kaldes Inklinationen, aflæses paa en lodret, i den magnetiske Meridian stillet, inddelt Cirkelring, om hvis Centrum Inklinationsnaalen bevæger sig i en gennem dens Tyngdepunkt gaaende vandret Akse. Om Inklinatoriets videre Indretning henvises til Fysikken.

I Kjøbenhavn er for Tiden (1890)

Inklinationen = 68° 50′.

Paa de Steder af Jorden, hvor Inklinationsnaalens Nordende vender nedad, siges Inklinationen at være nordlig, paa de Punkter, hvor det er Sydenden, der vender nedad, kaldes Inklinationen sydlig. De Steder paa Jorden, hvor Inklinationen er Nul, siges at ligge i den magnetiske Ækvator.

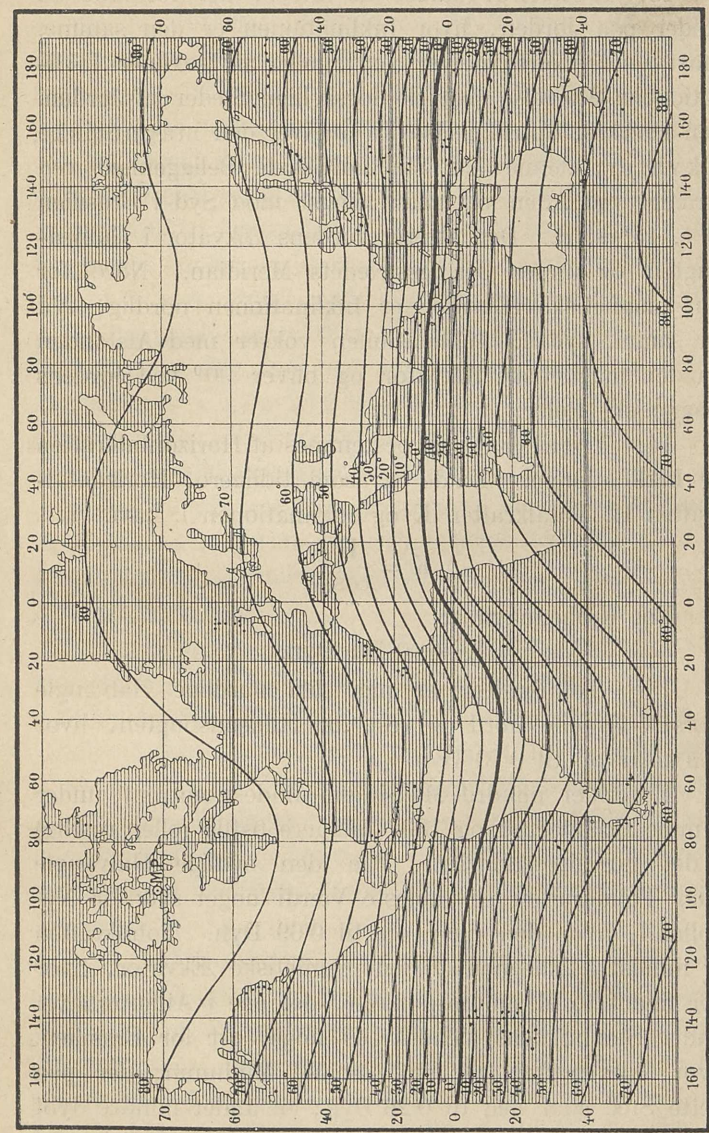


Fig. 37. Kort over den magnetiske Inklination (1885).

13. Isokliner kaldes de Linier, der forbinde de Steder paa Jorden, hvor Inklinationen er den samme. Omstaaende Kort angiver ved Hjælp af Isokliner Inklinationens Størrelse paa de forskellige Steder af Jorden. Den stærkest optrukne Isoklin angiver den magnetiske Ækvator; denne har sin nordligste Beliggenhed ved Strædet ved Aden og gaar længst mod Syd i Brasilien til c. 13° s. B. Den skærer Jordens Ækvator i Guinea-Bugten og under Beringsstrædets Meridian. Nord for den magnetiske Ækvator er Inklinationen nordlig, syd for samme sydlig. Inklinationen vokser med Afstanden fra den magnetiske Ækvator og bliver 90° ved Jordens magnetiske Poler.

14. Totalkraften bestemmes af Horizontalkraften og Inklinationen. Kalde vi, som tidligere, Horizontalkraften H, Totalkraften K og Inklinationen i, have vi

$$K = \frac{H}{\cos i}.$$

For Kjøbenhavn er

$$K = 0{\cdot}481 \text{ Dyn.}$$

15. Totalkraften er paa den nordlige Halvkugle størst i Egnene nord og vest for Hudsonsbugten, hvor den naar op til 0·70 Dyn.

Et andet mindre Maksimum findes omtrent under samme Breddegrad og 180° længere østlig (eller vestlig) i det nordlige Sibirien. Paa den sydlige Halvkugle naar Totalkraften sin højeste Værdi noget syd for Nyholland, hvor den naar op til 0·69 Dyn. Totalkraften er mindst i Omegnen af den magnetiske Ækvator, hvor der findes to Minimumspunkter, det ene i Atlanterhavet under Stenbukkens Vendekreds noget øst for Brasilien, hvor Totalkraften har sit absolute Minimum, der paa dette Sted gaar ned til 0·26 Dyn; en andet mindre dybt Minimum ligger i det Store Ocean omtrent 180° fra det første; Totalkraften er her 0·36 Dyn.

16. Jordmagnetismen er altsaa fordelt paa en anden Maade paa Jordens Overflade end Magnetismen paa Overfladen af en Magnet. Der findes saaledes ingen Linie paa Jorden, der svarer til Ligevægtlinien paa en Magnet, og hvor altsaa Jordmagnetismen skulde være Nul. Selv paa det Areal, hvor Jordmagnetismens Totalkraft har sin mindste Værdi, er den dog $1^1/_2$ Gange større end Horizontalkraften i Kjøbenhavn. Endvidere har Jorden i det mindste 3 og sandsynligvis 4 Punkter, hvor Totalkraften har en større Værdi end paa de omgivende Arealer. Efter Analogien svare disse Punkter til Polerne paa en Magnet, men dog med den væsentlige Forskel, at Jordmagnetismen i disse dens Maksimumspunkter, saavel som paa alle andre Steder, kun virker retninggivende, men hverken tiltrækkende eller frastødende.

Som vi tidligere have fremhævet det, er man imidlertid kommen overens om ved Jordens magnetiske Poler at forstaa de to Punkter paa Jorden, hvor Totalkraftens Retning er vertikal.

17. Magnetiske Variationsapparater. Jordmagnetismen er underkastet idelige Forandringer saavel i Retning som i Styrke. Enhver absolut Bestemmelse af Deklinationen, Horizontalkraften og Inklinationen tager altid saa lang en Tid, at Jordmagnetismen forandrer sig under disse Maalinger. Man maa derfor have Instrumenter, ved hvilke man er i Stand til ved simple Aflæsninger at bestemme Variationerne i de jordmagnetiske Elementer.

Variationsapparatet for Deklinationen bestaar af en Magnetnaal, der er ophængt i en Kokontraad, og til hvilken der er fastgjort et Spejl, som drejer sig med Naalen. Selve Magnetnaalen er ved dette som ved de andre Variationsapparater ophængt i et lille med et Vindue forsynet Kobberhus, der er opstillet paa en muret Pille. I en vis Afstand fra denne er der paa en

anden muret Pille fastgjort en Kikkert, hvis Objektiv vender mod Spejlet paa Magnetnaalen. Ovenover Kikkerten og vinkelret paa dennes optiske Akse er der fastgjort en vandret Maalestok. Holder man nu Øjet til Kikkerten, ser man i Spejlet et Billede af Maalestokken og altsaa de Delingsstreger, mellem hvilke den lodrette Traad i Kikkertens Fokus er stillet. Forandrer Naalen sin Stilling ved den magnetiske Meridians Bevægelse, vil Spejlbilledet flytte sig. Det indses let, at man af Afstanden mellem Spejlet og Maalestokken kan bestemme den Vinkel, som Naalen drejer sig.

Variationsapparatet for Horizontalkraften bestaar af en Magnetnaal, der er ophængt horizontalt i to Traade (bifilart), der ere parallele, naar Naalen er i den magnetiske Meridian. Ved at dreje Traadenes Ophængningspunkter tvinges Magneten til at søge bort fra Meridianen, og Magnetnaalen bringes paa denne Maade til at stille sig vinkelret paa den magnetiske Meridian. Forøges Horizontalkraften, nærmer Magnetnaalen sig noget til Meridianen, formindskes den derimod, faar Snoningskraften Overvægten og fører Magneten noget med sig. Aflæsningen af Naalens Stilling sker som ved Variationsapparatet for Deklination ved Spejlaflæsning. Man er i Stand til at bestemme, hvor stor en Brøkdel af Horizontalkraften, der svarer til en Forflytning af Spejlbilledet af een Inddeling paa Maalestokken.

Variationsapparatet for Vertikalintensiteten bestaar af en Magnet af Form som Vægtstangen til en Vægt. Magnetstangen kan dreje sig om Kanten af et Agatprisme, der hviler paa et Underlag af samme Stof. Ved Hjælp af en lille Skydevægt stilles denne Vægtstang vandret. Den af Vertikalkraften frembragte Svingkraft V.M holdes da i Ligevægt af det Moment, der skyldes Vægtstangens egen Vægt, idet Apparatets Tyngdepunkt ligger noget udenfor den lodrette Linie

gennem Omdrejningsaksen. Naar Vertikalkraften bliver større, vokser V.M, og Magneten drejer sig da saaledes, at Nordenden søger noget nedad, hvorved Tyngdepunktet hæves. Bliver Vertikalkraften mindre, finder det modsatte Sted. Forandringerne i Naalens Stilling maales ved sædvanlige Spejlaflæsninger.

Saavel det ovenfor beskrevne Variationsapparat for Horizontalkraften som det sidst beskrevne Apparat paavirkes af Forandringerne i Magneternes magnetiske Momenter. Paa disse har Temperaturen en meget kendelig Indflydelse. Man maa derfor opstille disse Apparater i et Rum, der kun er underkastet langsomme og ringe Temperaturforandringer, for hvilke Momentforandringerne kunne beregnes.

18. Forandringer i Deklinationen, Horizontalkraften og Vertikalkraften kunne ved de ovenfor beskrevne Variationsapparater optegnes ad fotografisk Vej. Man lader i dette Øjemed fra en Lysflamme udsendte tynde Straalebundter træffe Spejlene paa de til Variationsapparaterne hørende Magneter. Fra disse Spejle tilbagekastes Straalerne paa en til fotografisk Brug præpareret Papirflade, der bevæges af et Urværk. Der vil da paa Papiret fotograferes Kurver, som angive Magneternes Bevægelser.

19. Jordmagnetismens Variationer. Forandringerne i de jordmagnetiske Elementer give sig til Kende paa 3 forskellige Maader, nemlig som den saakaldte sekulære Variation, den daglige Variation og endelig som uregelmæssige Forandringer, der kaldes magnetiske Perturbationer.

20. Sekulærvariationen ytrer sig som en langsom Forandring i de jordmagnetiske Elementers aarlige Middelværdier. Saaledes er i Danmark for nærværende Tid Deklinationens aarlige Middelværdi aftagende med 5′.
Horizontalkraftens — — voksende med 0·0002 Dyn.

Inklinationen, der i dette Aarhundrede har aftaget, synes for Tiden at være ved et Vendepunkt.

Den sekulære Variation har forøvrigt forskellig Størrelse paa de forskellige Punkter af Jorden. I Vestgrønland aftager saaledes Deklination omtr. $^1/_4{}^0$ aarlig, medens Horizontalkraftens sekulære Variation omtrent er Nul. Paa andre Steder gaa de sekulære Variationer i omvendt Retning af de ovenfor nævnte.

De jordmagnetiske Elementer ere saaledes paa samme Sted i Aarenes Løb underkastede ret betydelige Svingninger. Saaledes var Deklinationen i Kjøbenhavn østlig førend 1660, i hvilket Aar Magnetnaalen pegede lige mod Nord. Efter 1660 har Deklinationen været vestlig i Kjøbenhavn og naaede sit vestlige Maximum, $18^1/_2{}^0$, i Aaret 1807.

De magnetiske Kurver ere saaledes i en bestandig, om end langsom Bevægelse, og under denne deres Bevægelse forandre de tillige deres Form.

21. Den daglige Variation. Middelværdierne for de forskellige Klokkeslet vise, at ethvert af de jordmagnetiske Elementer i Løbet af et Døgn udfører en periodisk Bevægelse, der kaldes den daglige Variation.

Deklinationen har paa den nordlige Halvkugle sin mindste vestlige (største østlige) Værdi Kl. 8 om Morgenen. Fra dette Tidspunkt vokser den vestlige (aftager den østlige) Deklination til Kl. 1—2 om Eftermiddagen. Fra dette Klokkeslet bevæger Nordenden sig atter mod Øst indtil Kl. 8 næste Morgen. Bevægelsen om Natten er dog temmelig ringe.

Paa den sydlige Halvkugle er Deklinationsnaalens daglige Gang den omvendte af den paa den nordlige, idet Deklinationen har sin største vestlige (mindste østlige) Værdi Kl. 8 om Morgenen og sin mindste vestlige (største østlige) Kl. 1—2 om Eftermiddagen.

I de ækvatoriale Egne, hvor den daglige Variation kun er meget ringe, bevæger Magnetnaalen sig efter den daglige Variation paa den nordlige Halvkugle, saalænge Solen er nord for Ækvator, medens den følger med Variationen paa den sydlige Halvkugle mellem Efteraars- og Foraarsjævndøgn.

I Danmark er den daglige Variation gennemsnitlig 7—8 Minutter; om Vinteren udgør den gennemsnitlig $5^1/_2$, om Sommeren 9 Minutter.

Horizontalkraften har sin mindste Værdi omtrent Kl. 11 F. M., sin største omtrent Kl. 8 E. M.; om Natten er den kun underkastet forholdsvis smaa Forandringer. Forskellen mellem Maksimums- og Minimumsværdierne beløber sig under vore Breddegrader gennemsnitlig til 0.0003 Dyn.

Inklinationen har sin største daglige Værdi omtrent Kl. 11 F. M., sin mindste omtr. Kl. 8 E. M. Den er altsaa størst, naar Horizontalkraften er mindst, og omvendt. Den daglige Amplitude udgør under vore Breddegrader 2—3 Minutter.

For alle 3 Elementer er Amplituden i den daglige Variation størst om Sommeren og mindst om Vinteren.

Den daglige Variation er mindst i de ækvatoriale Egne, fra hvilke den vokser mod de polare. I Polarlysbæltet og indenfor samme har den daglige Variation sine største Værdier, der her ere mange Gange større end under vore Breddegrader. Saaledes var i Godthaab i Sommeren 1882 Middelværdien af Deklinationsnaalens daglige Udsving omtr. 1^0, Horizontalkraften varierede daglig gennemsnitlig 0.002 Dyn og Inklinationen $^1/_4{}^0$.

22. Magnetiske Perturbationer. De magnetiske Elementers daglige Variation kan kun udledes af Middelværdierne for Elementernes Størrelse paa de forskellige Tider af Dagen. Kun paa ganske enkelte Dage træder den daglige Variation tydelig frem. I Alminde-

lighed ere Forandringerne i de magnetiske Elementer for en enkelt Dag saa uregelmæssige, at de ganske skjule den normale Gang. Alle de Forandringer i de magnetiske Elementer, der ikke falde sammen med den daglige Variation, kaldes magnetiske Perturbationer. Saadanne ere saa godt som altid til Stede; naar de ere særlig store, siger man, at der finder et magnetisk Uvejr Sted.

De store Perturbationer optræde samtidig over hele Jordkloden. Mindst mærkes de i de ækvatoriale Egne, men fra disse vokser under saadanne Omstændigheder den magnetiske Uro mod de polare Egne. For Steder, der have samme geografiske Længde, har i de tempererede og varme Egne Perturbationen samme Form paa samme Halvkugle af Jorden, men gaar i Reglen i modsat Retning paa de to Halvkugler. For Steder under samme Breddegrad har Perturbationen i Almindelighed to Maksimumspunkter, der ere fjernede 180° fra hinanden, og gaar i disse Punkter i modsatte Retninger.

I Polarlysbæltet og indenfor samme er den magnetiske Uro langt betydeligere og mere uregelmæssig end under lavere Breddegrader. Medens under vore Breddegrader en Perturbation paa 1° i Deklinationen kun sjældent overskrides, kunne Perturbationerne i de polare Egne naa op til den tidobbelte Størrelse. Magneterne ere under saadanne Forhold i disse Egne saa stærkt svingende, at det ofte er umuligt at angive Naalens øjeblikkelige Stilling. Under et stærkt magnetisk Uvejr i Novbr. 1882 svingede saaledes i Godthaab Magnetnaalen i Løbet af to Minutter over $6^1/_4{}^0$.

23. Solpletternes og Nordlysenes Sammenhæng med Jordmagnetismen. Solpletternes elleveaarige Periode falder nøje sammen med en Forandring i Deklinationsnaalens daglige Amplitude. I de temperede og det varme Bælte er Deklinationsnaalens daglige Am-

plitude størst, naar Solen er rig paa Pletter, og mindst, naar Soloverfladen er indtraadt i en forholdsvis rolig Periode. I Solpletaarene er den magnetiske Uro ogsaa større, end naar Soloverfladen er fri for Pletter. En særlig stærk Pletdannelse paa Solen er altid ledsaget af store magnetiske Perturbationer, der samtidig optræde over hele Jorden.

Som vi i Meteorologien (110) have set det, er Solpletperioden sammenfaldende med Perioden for Nordlysenes Hyppighed i de tempererede Egne. Store Nordlys ere ogsaa under vore Breddegrader ledsagede af stærk magnetisk Uro.

I de polare Egne synes Forholdene at være anderledes. Sagen er dog ikke saa nøje undersøgt, at den her kan fremstilles.

INDHOLDSFORTEGNELSE.

METEOROLOGI.

Pa
Mag
of
Imag