

Denne fil er downloadet fra
Danmarks Tekniske Kulturarv
www.tekniskkulturarv.dk

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

Rettigheder

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

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

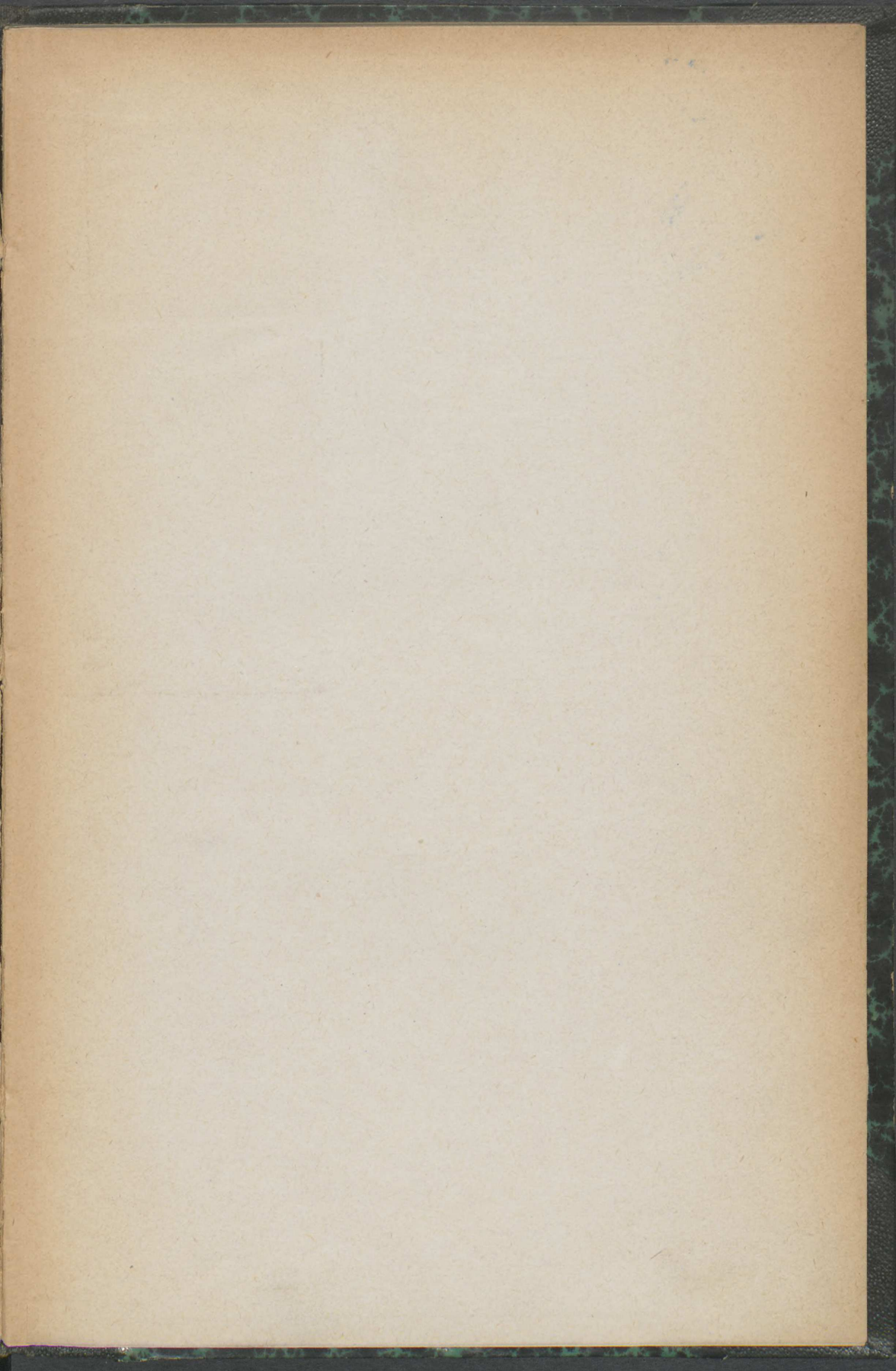
S. Fritz.
De virkende Kræfter
og deres indbyrdes
Virksomhed i Atmosfæren

INDUSTRI-
FORENINGEN.

~~2772~~
~~42~~

55151

55151



93-29.

Et Forsøg

paa

en Oversigt over

de virkende Kræfter og deres indbyrdes
Virksomhed

i

Atmosfæren.

Af

S. Fritz,

Ingeniør.



Kjøbenhavn.

Trykt hos J. Jørgensen & Co.

1885.

El Forno

San Francisco

El Forno de San Francisco

El Forno

El Forno

El Forno



El Forno

El Forno

El Forno

Indhold.

	Side
I. Oversigt over de i Atmosfæren virkende Kræfter.	
1. Massens Kræfter	5.
2. Massens Formforandringer.....	6.
3. Tiltrækningskraftens Styrke i Atmosfæren.....	7.
II. Tiltrækningskraftens Forhold til Luftens Spændkraft.	
4. Tiltrækningskraftens Virkning i Atmosfæren ved en Tilstand uden Bevægelse og uden Varmedifferentser	7.
5. Atmosfærens Høide er givet ved Tiltrækningskraftens Styrke og Luftmassens Størrelse	14.
III. Centrifugalkraftens Indflydelse paa Atmosfærens Form.	
6. Jordens Form.....	16.
7. Atmosfærens Form	18.
IV. Virkningen af andre Himmellegemers Tiltrækningskraft.	
8. Ebbe og Flod i Atmosfæren og i Vandet.....	21.
V. Varmens Samvirken med de øvrige Kræfter.	
9. Varmen er ulige fordeelt i Atmosfæren	23.
10. Varmens Forhold til Spændkraften.....	24.
11. Tiltrækningskraften og Varmen virke til Kredsløbsbevægelser	25.
12. Centrifugalkraften griber forstyrrende ind i Kredsløbsbevægelserne og fører til Lufttryksbevægelser	29.
13. Varmens Betydning for Atmosfærens Høide	33.
VI. Vandets Formforandringer.	
14. Varmens Forhold til Vandets Formforandringer	33.
15. Ved Fordampningen omdannes der Varme til Elektricitet.	37.
16. Friktionens Betydning for Vanddampenes Udbredelse i Atmosfæren	37.
17. Vanddampene fremkalde Bevægelser ved Tiltrækningskraftens Virkning, og idet de føre til Forandringer i Lufttrykkets Størrelse	41.
18. Vanddampenes Betydning for Atmosfærens Høide	46.

Table 1

1	General description of the study area
2	Materials and Methods
3	Results
4	Discussion
5	Conclusions
6	Acknowledgments
7	Literature Cited
8	Tables
9	Figures
10	Appendix
11	Index
12	Summary
13	References
14	Notes
15	Tables
16	Figures
17	Appendix
18	Index
19	Summary
20	References
21	Notes
22	Tables
23	Figures
24	Appendix
25	Index
26	Summary
27	References
28	Notes
29	Tables
30	Figures
31	Appendix
32	Index
33	Summary
34	References
35	Notes
36	Tables
37	Figures
38	Appendix
39	Index
40	Summary
41	References
42	Notes
43	Tables
44	Figures
45	Appendix
46	Index
47	Summary
48	References
49	Notes
50	Tables
51	Figures
52	Appendix
53	Index
54	Summary
55	References
56	Notes
57	Tables
58	Figures
59	Appendix
60	Index
61	Summary
62	References
63	Notes
64	Tables
65	Figures
66	Appendix
67	Index
68	Summary
69	References
70	Notes
71	Tables
72	Figures
73	Appendix
74	Index
75	Summary
76	References
77	Notes
78	Tables
79	Figures
80	Appendix
81	Index
82	Summary
83	References
84	Notes
85	Tables
86	Figures
87	Appendix
88	Index
89	Summary
90	References
91	Notes
92	Tables
93	Figures
94	Appendix
95	Index
96	Summary
97	References
98	Notes
99	Tables
100	Figures

I. Oversigt over de i Atmosfæren virkende Kræfter.

1. Den i Verdenslegemerne forekommende Masse er i Besiddelse af Tiltrækningskraft og Varme. Alle Legemer virke tiltrækkende paa hinanden med en Kraft, hvis Styrke afhænger af Massernes Størrelse, og af Legemernes indbyrdes Afstand, og ethvert Legeme afgiver Varme til Legemer med en lavere Varmegrad og til Verdensrummet. Hos to Legemer med forskjellig Varmegrad finder der altsaa en Varmeduvexling Sted, og Størrelsen af den Varmemængde, der tilføres det koldere Legeme, afhænger af Forskjellen imellem Legemernes Varmegrad, og af deres indbyrdes Afstand.

Naar en Masse er i Bevægelse, kan den tilstedeværende Bevægelsesmængde ikke forsvinde, eller Massens Bevægelse maa vedblive med uforandret Hastighed og Retning, saalænge den er upaavirket af andre Kræfter. Det enkelte Legemes Plads i Verdensrummet er bestemt ved forenede Virkninger af den tilstedeværende Bevægelsesmængde og af Legemernes indbyrdes Tiltrækningskraft, eller Verdenslegemernes Bane i Rummet er afhængig af, at der finder Ligevægt Sted imellem Centrifugalkraftens og Tiltrækningskraftens Virkninger.

Den atmosfæriske Luft er ligesom enhver anden Masse Gjenstand for Paavirkninger af Tiltrækningskraften og Varmen, og idet Atmosfæren som Deel af Jordkloden har Bevægelse fælles med denne, bliver Luften ogsaa paavirket af Centrifugalkraften. Foruden de her nævnte tre Kræfter er endnu

den elektriske og magnetiske Kraft virksom i Atmosfæren; denne Virksomhed, hvis Forhold til de andre Kræfter endnu maatte betragtes som tildeels ubekjendt, skal imidlertid her forbigaaes.

2. Jordklodens samlede Masse optræder under tre Former, den faste, den draabeflydende, og den luftformige, og efter disse Former kan Jordkloden betragtes som bestaaende af tre Dele, nemlig det egentlige Jordlegeme med en fast Overflade, Vandet, og Atmosfæren. Efter Massens Beskaffenhed vilde da det egentlige Jordlegeme være at betragte som en uelastisk Masse med Sammenhængskraft og uden Bevægelighed imellem Delene, medens Vandet ligeledes vilde være at betragte som en uelastisk Masse med Sammenhængskraft, men med Bevægelighed imellem Delene, og Atmosfæren eller Luften derimod som en elastisk Masse uden Sammenhængskraft og med Bevægelighed imellem Delene.

Massen kan være underkastet Formforandringer. Under de Forhold, der fortiden ere herskende paa Jordoverfladen og i Atmosfæren, er det hovedsageligt Vandet, der lider Formforandringer som en Følge af Varmens Virksomhed. Enkelte Dele af Jordens faste Overflade kunne vel ved Varmens, Vandets, Organismers og chemiske Kræfters Virkninger gaae over i opløst Tilstand i Vandet, eller i luftformig Tilstand i Atmosfæren, men disse Formforandringer kunne betragtes som forsvindende med Hensyn til deres Indflydelse paa Forholdene i Atmosfæren, naar de sammenlignes med Indflydelsen af Vandets Formforandringer.

Med Afhængighed af Varmegraden forekommer Vandet baade som fast Legeme og i draabeflydende og luftformig Tilstand. Atmosfæren bestaar derfor foruden af den egentlige atmosfæriske Luft tillige af en større eller mindre Mængde Vand i Luftform, og betragtes Jordkloden som bestaaende af selve Jorden og dens Atmosfære, idet der ved selve Jorden forstaaes det faste Jordlegeme med Vandet, vil altsaa Størrelsen af Atmosfærens Masse kunne variere i Forhold til Varmegraden og paa Jordens Bekostning. Størrelsen af hele Jordklodens Masse bliver derimod upaa-virket af Vandets Formforandringer ved varierende Varmegrader.

3. Styrken af den Tiltrækningskraft, hvormed Jorden virker paa Atmosfæren, afhænger af Størrelsen af Jordens og Atmosfærens Masser, og af Afstanden imellem disse Massers Tyngdepunkter. Da begge Masser have eet fælles Tyngdepunkt i Jordens Midtpunkt, og da den Luftmasse, der ligger udenfor enhver enkelt Luftdeel, bliver forsvindende lille i Sammenligning med hele Jordklodens Masse, kan den Styrke, hvormed Tiltrækningskraften virker paa den enkelte Luftdeel, uden væsenlig Feil betragtes som bestemt ved Størrelsen af hele Jordklodens Masse og ved den enkelte Luftdeels Afstand fra Jordens Midtpunkt. Tiltrækningskraftens Styrke i Atmosfæren blev da upaavirket af Vandets Formforandringer, eller Styrken kunde betragtes som constant med Hensyn til Afhængigheden af Massens Størrelse, medens den derimod aftager med Høiden over Jordoverfladen i Forhold til den voxende Afstand fra Jordens Midtpunkt.

Medens Jordens Tiltrækningskrafts Styrke i Atmosfæren saaledes tør betragtes som upaavirket af Varmeforandringer i Jordlegemet og Vandet, er den derimod underkastet Paavirkninger af andre Himmellegemers Tiltrækningskraft, og af den Jordklodens Rotation ledsagende Centrifugalkraft.

II. Tiltrækningskraftens Forhold til Luftens Spændkraft.

4. Vilde man undersøge den constante Tiltrækningskrafts Virkning paa Atmosfærens elastiske Luftmasse, maatte denne Virkning fremtræde under den simpleste Form, naar man tænkte sig en Tilstand med Tiltrækningskraften som enevirkende Kraft. En saadan Tilstand vilde finde Sted, naar man tænkte sig Jorden som et stillestaaende Legeme med Kugleform, upaavirket af andre Himmellegemers Tiltrækningskraft og af Centrifugalkraften, og naar man samtidigt vilde tænke sig Varmens Virksomhed og Betydning

for Luftens Spændkraft eensformig overalt i Atmosfæren, eller bedre, tænke sig en Tilstand aldeles uden Varme, men den atmosfæriske Masse alligevel i Besiddelse af Elasticitet, som naar der er Varme tilstede. Ved en saadan Tilstand uden Varme turde nemlig da ogsaa Vandets Formforandringer, saavel som den elektriske og magnetiske Kraft, antages at forsvinde, saa at Tiltrækningskraften blev enevirkende Kraft i Atmosfæren, og Atmosfærens Højde og Form vilde da alene afhænge af denne Krafts Samvirken med den elastiske Masses Spændkraft.

Ifølge den Spændkraft, Luftmassen besidder som elastisk, vilde den atmosfæriske Luft udvide sig i det Uendelige i Verdensrummet, hvis den ikke blev holdt tilbage ved Jordoverfladen af Jordens Tiltrækningskraft. Ifølge den samme Elasticitet er Luftmassen tillige sammentrykkelig, eller en given Luftmasse lader sig ved en ydre Kraft sammentrykke til et mindre Rumfang, hvorved Massen faaer en større Tæthedsgrad. Med Tæthedsgraden voxer Spændkraftens Styrke, og dens Styrke bliver netop ligestor med Styrken af den sammentrykkende ydre Kraft, idet det er Ligevægten imellem de to Kræfter, der bestemmer Tæthedsgraden, eller der standser Sammentrykningen.

Tænkes altsaa Jordens Tiltrækningskraft og Luftens Spændkraft som enevirkende Kræfter i Atmosfæren, virker Tiltrækningskraften paa enhver Deel af Luftmassen, og en overliggende Luftmasse vil da altid udøve et Tryk paa den underliggende Luftmasse, der staaer i Forhold til den overliggende Masses Størrelse, og til dens Afstand fra Jordens Midtpunkt. Paa Grund af dette Tryk faaer den underliggende Luftmasse en større Tæthedsgrad end den, Tiltrækningskraftens Virkning vilde fremkalde, hvis den overliggende Luftmasse havde manglet.

Tæthedsgraden i ethvert Punkt i Atmosfæren er saaledes bestemt ved Tiltrækningskraftens Virkning paa den over Punktet liggende Luftmasse, og Luftens Spændkraft i Punktet vil netop være ligestor med det Tryk, der svarer til denne Virkning af Tiltrækningskraften. Da den saaledes i ethvert Punkt fremkaldte Spændkraft netop har Styrke til at bære den overliggende Luftmasse, udøver den altsaa et med denne Styrke ligestort Tryk i alle Retninger omkring

Punktet. Størrelsen af dette Tryk kan maales ved Hjælp af Barometeret, eller Barometerstanden er et Maal for Spændkraftens Styrke.

Tænkte man sig fremdeles den samme Atmosfære bestaaende af en Række over hinanden liggende Luftlag, der alle vare concentriske med Jordoverfladen, og der alle havde lige og kun ringe Tykkelse, vilde Tiltrækningskraftens Virkning være eensformig i det enkelte Lag efter hele dets Udstrækning omkring Jorden, og var Lagenes Tykkelse valgt tilstrækkeligt lille, blev den Feil forsvindende, der vilde begaaes ved ogsaa at betragte Tiltrækningskraftens Virkning som eensformig efter det enkelte Lags Høideudstrækning. I ethvert saadant elementært Luftlag vil da Tæthedsgraden afhænge af Tiltrækningskraftens Virkning paa hele den overliggende Luftmasse, eller af denne Luftmasses Vægt, og denne Tæthedsgrad bestemmer altsaa igjen Tiltrækningskraftens Virkning paa selve Lagets Masse, eller Lagets egen Vægt. Et vilkaarligt givet Luftlags Vægt er altsaa afhængig af Størrelsen af den overliggende Luftmasse, idet den bestemmer Størrelsen af Lagets Masse, og i den her tænkte Atmosfære vilde det nederste Luftlag altid have den største Tæthedsgrad og Vægt, og Lagenes Tæthedsgrad og Vægt vilde aftage franeden opad.

Det nederste Luftlags Vægt staaer altsaa i Forhold til Tiltrækningskraftens Virkning baade paa den overliggende Luftmasse og paa Lagets egen Masse, eller Vægten staaer i Forhold til Tiltrækningskraftens Virkning paa hele Atmosfærens Luftmasse. Det næste Luftlags Vægt vilde paa samme Maade staae i Forhold til en Luftmasse, hvis Størrelse var lig hele Atmosfærens mindre end det nederste Luftlags Masse, og et tilsvarende Forhold vilde gjentage sig med Hensyn til de efterfølgende Lags Vægt. Dersom da Tiltrækningskraftens Styrke var ligestor i enhver Højde i Atmosfæren, eller i enhver Afstand fra Jordens Midtpunkt, vilde Lagenes Vægt aftage opad proportionalt med Luftmassens aftagende Størrelse. Vilde man betegne Vægten af det nederste elementære Luftlag ved v , af det andet ved v_1 , af det tredje ved v_2 , og saa fremdeles opad, og endvidere Vægten af hele Atmosfæren ved V , Vægten af Luftmassen, der hviler over det nederste Luftlag, ved V_1 , over det andet

ved V_2 , og saa fremdeles, kom man altsaa, saalænge Tiltrækningskraftens Styrke betragtedes som lige i alle Høider, til Udtrykkene:

$$V = v + V_1 \dots \dots \dots (1).$$

og

$$V_1 = v_1 + V_2,$$

altsaa ogsaa

$$V = v + v_1 + V_2,$$

og i Almindelighed ved det nte Lag

$$V = v + v_1 + v_2 + \dots \dots v_{n-1} + V_n \quad (2).$$

Jo større Antallet af Lag eller Værdien for n bliver, desto mindre bliver Vægten saavel af V_n som af v_n . Er altsaa n meget stor, bliver Forskjellen imellem Størrelsen af V_n og v_n meget lille, og er n eller Lagenes Antal uendelig stort, bliver den Fejl forsvindende lille, der begaaes ved at omskrive Ligning (2) til

$$V = v + v_1 + v_2 + \dots \dots v_{n-1} + v_n.$$

Sættes Vægten $v = 1$, eller benyttes det nederste elementære Luftlags Vægt som Enhed for at udtrykke Værdien af hele Atmosfærens Vægt V , kan Ligning (1) omskrives til

$$V = 1 + V_1$$

og altsaa er

$$V_1 = V \div 1.$$

Ifølge Forholdet $v : v_1 = V : V_1 = V : (V \div 1)$

$$\text{er altsaa} \quad v_1 = \frac{V \div 1}{V} \cdot v = \frac{V \div 1}{V}.$$

Fremdeles have $v_1 : v_2 = V_1 : V_2$,

$$\text{og altsaa} \quad v_2 = \frac{V_2}{V_1} \cdot v_1.$$

Indsættes heri Værdierne

$$V_2 = V_1 \div v_1, \quad V_1 = V \div 1, \quad \text{og} \quad v_1 = \frac{V \div 1}{V}, \quad \text{erholdes}$$

$$v_2 = \frac{(V \div 1) \div \frac{V \div 1}{V}}{V \div 1} \cdot \frac{V \div 1}{V} = \left(\frac{V \div 1}{V} \right)^2.$$

Ved fortsat Regning findes $v_3 = \left(\frac{V \div 1}{V} \right)^3$, og altsaa gjælder i Almindelighed

$$v_n = \left(\frac{V \div 1}{V} \right)^n \dots \dots \dots (3).$$

Indsættes endvidere i Forholdet $v : v_n = V : V_n$ Værdierne for v og v_n gives

$$1 : \left(\frac{V \div 1}{V} \right)^n = V : V^n,$$

og altsaa gjælder det ogsaa i Almindelighed, at

$$V_n = \left(\frac{V \div 1}{V} \right)^n V \dots \dots \dots (4).$$

Da Tiltrækningskraftens Styrke imidlertid er mindre i de høiere, end i de lavere Lag, gjælde Udtrykkene (3) og (4) kun indenfor saa snevre Grændser, at Feilen bliver forsvindende, der begaaes ved at betragte Styrken som lige. Paa Grund af Tiltrækningskraftens opad aftagende Styrke aftager Massens Vægt og Tæthedsgraden efter et andet Forhold, end det ved disse Udtryk givne.

Værdien for Tiltrækningskraftens Styrke i de enkelte elementære Luftlag lader sig bestemme, naar man samtidigt med, at det nederste elementære Luftlags Vægt benyttes som Vægteenhed, vælger den tilsvarende Høide eller Tykkelse af Lagene til Enhed for Længden, og udtrykker Størrelsen af Jordradien r ved denne Længdeenhed. Betegner h Tykkelsen af det elementære Luftlag, udtrykt i Fod, bliver da r lig et vist Antal Mile Gange $\frac{24000}{h}$, og betegner M Jordens og Atmosfærens samlede Masser eller Vægt, gives Tiltrækningskraftens Styrke ved Jordoverfladen eller i det nederste Luftlag bestemt ved Udtrykket $\frac{M}{r^2}$, medens den i det andet

Luftlag bliver $\frac{M}{(r+1)^2}$, og i det nte Luftlag $\frac{M}{(r+n \div 1)^2}$.

Tiltrækningskraftens opad aftagende Styrke maatte betragtes som uden Betydning for den for det nederste elementære Luftlag bestemte Vægt, idet Lagets Tykkelse er saa ringe, og v bliver den rigtige Værdi for dette Luftlags Vægt; de øvrige Værdier v_1, v_2 o. s. v., og altsaa ogsaa V_1, V_2 o. s. v., maatte derimod berigtiges i Forhold til den voxende Afstand fra Jordens Midtpunkt. Medens det andet Luftlags Vægt v_1 foran blev beregnet for en Styrke hos Tiltrækningskraften lig $\frac{M}{r^2}$, er den virkelige Styrke i dette Lag kun $\frac{M}{(r+1)^2}$, og

vælges t_1, t_2 o. s. v., og T_1, T_2 o. s. v. som Betegnelser for de berigtigede Værdier, er altsaa Forholdet imellem v_1 og t_1 givet ved

$$v_1 : t_1 = \frac{M}{r^2} : \frac{M}{(r+1)^2},$$

eller
$$t_1 = \left(\frac{r}{r+1} \right)^2 \cdot v_1.$$

Der bliver altsaa en Differents d_1 imellem Størrelsen af v_1 og t_1 , der kan udtrykkes ved

$$d_1 = v_1 \div \left(\frac{r}{r+1} \right)^2 \cdot v_1 = \left[1 \div \left(\frac{r}{r+1} \right)^2 \right] \cdot v_1,$$

og idet Vægten af det andet Luftlag saaledes ikke bliver v_1 , men $v_1 \div d_1 = t_1$, maa samtidigt Vægten V_1 aftage til $V_1 \div d_1 = T_1$.

Naar Vægten V_1 aftager til Størrelsen T_1 , aftager Luftmassens Tæthedsgrad efter det samme Forhold. Luftmassens Størrelse i det tredie Luftlag svarer altsaa ikke længere til Vægten v_2 , men kun til Vægten $v_2 \div d_1$. Vægten af denne Luftmasse afhænger ikke af Tiltrækningskraften $\frac{M}{r^2}$, men

af Tiltrækningskraften $\frac{M}{(r+2)^2}$, eller der bliver en Forskel d_2 i Størrelsen af Massens Vægt, der kan udtrykkes ved

$$d_2 = (v_2 \div d_1) \div \left(\frac{r}{r+2} \right)^2 (v_2 \div d_1) = \left[1 \div \left(\frac{r}{r+2} \right)^2 \right] (v_2 \div d_1).$$

Som en Følge baade af Lagets mindre Masse og af den svagere Tiltrækningskraft kommer man altsaa for det tredie Lag til Vægten

$$t_2 = v_2 \div (d_1 + d_2),$$

hvoraf igjen følger $T_2 = V_2 \div (d_1 + d_2).$

Paa samme Maade bliver Massen i det fjerde Luftlag ifølge den ved T_2 bestemte Tæthedsgrad ikke svarende til Vægten v_3 , men kun til $v_3 \div (d_1 + d_2)$, og denne Masses Vægt formindskes med Differentsen

$$d_3 = \left[1 \div \left(\frac{r}{r+3} \right)^2 \right] \cdot \left[v_3 \div (d_1 + d_2) \right].$$

Altsaa bliver $t_3 = v_3 \div (d_1 + d_2 + d_3),$

og $T_3 = V_3 \div (d_1 + d_2 + d_3),$

og i Almindelighed bliver ved det $n + 1$ ste Lag

$$t_n = v_n \div (d_1 + d_2 + \dots d_n) \dots \dots (5).$$

og $T_n = V_n \div (d_1 + d_2 + \dots d_n) \dots \dots (6).$

Naar altsaa i en Høide af m Luftlag, eller ved det $m + 1$ ste Lag, Summen $d_1 + d_2 + \dots d_m$ har naaet lige Størrelse med V_m , er der T_m ligestor med Nul.

Spændkraftens Styrke er allevegne bestemt ved Tiltrækningskraftens Virkning, eller der er i ethvert Punkt i Atmosfæren Ligevægt imellem Tiltrækningskraft og Spændkraft. Ifølge sin Natur udøver Spændkraften i ethvert Punkt et Tryk i alle Retninger, svarende til dens Styrke, og naar i det nederste elementære Luftlag Spændkraftens Styrke netop svarer til Tiltrækningskraftens Virkning paa hele Atmosfærens Masse, udøver Spændkraften i enhver Deel af dette Luftlag et Tryk i alle Retninger, ligestort med Atmosfærens Vægt. Nedad møder dette Tryk et lige Modtryk fra Jordoverfladen, der i sin Heelhed er usammentrykkelig, og ved det udøvede Tryk indgaaer hele Atmosfærens Masse som sammenvirkende med Jordens Masse. Til Siderne møder Spændkraften ogsaa et lige Modtryk, idet dens Styrke er eensformig i det samme Luftlag. Opad møder Spændkraften derimod et mindre Modtryk, idet Vægten af den overliggende Luftmasse er mindre end hele Atmosfærens Vægt, da et Luftlag eller en Luftdeel ikke kan tænkes i Besiddelse af Spændkraft uden samtidigt at være i Besiddelse af et vist Rumfang. Medens Spændkraften i det nederste Luftlag svarer til V , svarer den i det andet til $V \div v$, og der bliver altsaa i det nederste Luftlag et Overskud af Spændkraft, der er ligestort med dette Luftlags Vægt v . Spændkraft og Tiltrækningskraft arbeide i modsatte Retninger, idet Spændkraften stræber at sprede Luftmassen udad i Verdensrummet, medens Tiltrækningskraften samler den indad imod Jordens Midtpunkt; Kræfterne modarbeide altsaa hinanden, og naar der i det nederste Luftlag bliver et Overskud af Spændkraft, svækkes derved den constante Tiltrækningskrafts Virkning i det næste Luftlag, eller Luften i dette Lag bliver istand til at udvide sig til en Tæthedsgrad, svarende til $V \div v$, eller til Vægten V_1 , saa at der ogsaa i dette Luftlag bliver Ligevægt imellem Virkningen af Tiltrækningskraft og af Spændkraft.

Dersom altsaa Tiltrækningskraften havde været af lige Styrke i alle Høider, vilde Overskuddet af Spændkraft allevegne have svaret til Luftlagenes Vægt, og Luftens Tæthedsgrad, svarende til Tiltrækningskraftens ved Overskuddet svækkede Virkning, vilde indenfor endelige Grændser kun nærme sig til at blive lig Nul, saaledes som dette er udtrykt ved Ligning (2). Idet Tiltrækningskraftens Styrke aftager med den voxende Afstand, bliver Overskuddet af Spændkraft derimod allevegne større end Lagenes Vægt, og naar Massen i et øverste Luftlag er tilstrækkelig lille, og dens Vægt desuden formindskes ved Tilvæksten i Afstand, bliver Overskuddet fra det underliggende Lag der istand til heelt at tilintetgjøre Tiltrækningskraftens Virkning paa Massen. Ifølge Ligning (6) bliver Tiltrækningskraftens Virkning indenfor en endelig Grændse lig Nul, nemlig naar ved det $m + 1$ ste Lag Summen $d_1 + d_2 + \dots + d_m$ har naaet lige Størrelse med V_m . Medens i denne Høide Tiltrækningskraftens Virkning eller T_m , og følgelig tillige Luftens Tæthedsgrad og Spændkraft, er lig Nul, er Tiltrækningskraftens constante Styrke der endnu lig

$\frac{M}{(r + m)^2}$ og Atmosfæren har altsaa en øverste Begrændsning, udenfor hvilken der ikke kan forekomme Luftdele.

5. Afstanden imellem Atmosfærens øverste Grændse og Jordoverfladen, eller Atmosfærens Høide, bliver herefter afhængig af Tiltrækningskraftens Styrke og af Luftmassens Størrelse. Ved de paa Jorden bestaaende Forhold kunne begge disse Faktorer være Forandringer underkastede, idet nemlig Tiltrækningskraftens Styrke ved den roterende Jordklode er underkastet Paavirkninger af Centrifugalkraften og af andre Himmellegemers Tiltrækningskraft, og idet Luftmassens Størrelse er underkastet Variationer ved Massens og særligt Vandets Formforandringer. Atmosfærens Høide maatte altsaa lide Forandringer, svarende til Faktorernes Forandringer.

Tænkes Luftmassens Størrelse eller Mængde uforandret, medens Tiltrækningskraftens Styrke blev forøget eller svækket, vilde derved Tæthedsgraden blive en anden i alle Luftlagene, eller Luftmassens Rumfang vilde lide en Forandring. Forøges Tiltrækningskraftens Styrke, vil Luftmassens Rumfang aftage, og Atmosfærens Høide vil altsaa blive mindre, og

svækkes Tiltrækningskraftens Styrke, voxer Luftmassens Rumfang, og Atmosfærens Høide bliver da større. En saadan Forandring i Høiden vil imidlertid ikke staae i Forhold alene til den forandrede Styrke; Høideforandringen vil tillige være paavirket af, at Rummet omkring Jorden aftager eller voxer i et cubisk Forhold til Høiden, og at Tiltrækningskraftens Styrke er aftagende med Afstanden fra Jordens Midtpunkt i et kvadratisk Forhold til denne Afstand.

Naar derimod Tiltrækningskraftens Styrke tænktes uforandret, medens Mængden af den tilstedeværende Luftmasse varierede, vilde Atmosfærens Høide voxe og aftage med Massen, men ikke proportionalt med dens Forøgelse eller Formindskelse. Forøges Massen, voxer derved Atmosfærens Vægt; Tæthedsgraden maa da blive større i den Luftmasse, der er Jordoverfladen nærmest, og ovenover et saadant tættere Luftlag vil der forekomme en Luftmasse med samme Vægt, som Atmosfæren besad før dens Masse forøgedes, og med en lignende opad aftagende Tæthedsgrad. Tilvæksten i Høide vil altsaa kun svare til Tykkelsen af et nederste tættere Luftlag, hvis Luftmængde eller Vægt var ligestor med hele den tilgaaede Masses Vægt, dog med nogen Paa-virkning af Høiden ved den forandrede Afstand fra Jorden, som faaer Indflydelse baade paa Rummets Størrelse og paa Tiltrækningskraftens Styrke. Formindskes Atmosfærens Masse, bliver som Følge af den mindre Vægt Tæthedsgraden mindre i det nederste Luftlag, og Forholdet vilde da blive det samme, som naar et nederste Lag af Atmosfæren, hvis Luftmængde svarede til Masseformindskelsen, tænktes bortskaaet, og Resten af Atmosfæren sænket ned til Jordoverfladen. Atmosfærens Højde vil altsaa formindskes med et saadant nederste Lags Tykkelse, dog ligeledes med nogen Modifikation paa Grund af den forandrede Afstands Indflydelse paa Rummets Størrelse og Tiltrækningskraftens Styrke.

III. Centrifugalkraftens Indflydelse paa Atmosfærens Form.

6. Ved en stillestaaende Jordklode med Kugleform vilde Tiltrækningskraftens Styrke være ligestor i ethvert Punkt i Atmosfærens øverste Begrænsning eller Overflade, og den vilde ligeledes være ligestor, men en anden, i ethvert Punkt i selve Jordens Overflade. I Atmosfæren kunde Tiltrækningskraftens Styrke, uden at nogen væsenlig Feil derved begaaes, betragtes som aftagende fra Jordoverfladen opad i Forhold til Afstanden fra Jordens Midtpunkt, idet Atmosfærens Masse er forsvindende lille i Sammenligning med Jordens. I et Punkt under Jordens Overflade faaer derimod den over Punktet liggende Deel af Jordens Masse Betydning ved sin Tiltrækningskraft, eller Tiltrækningskraftens Styrke aftager fra Jordoverfladen ned imod Jordens Midtpunkt, indtil den i selve Midtpunktet er lig Nul, idet der er en ligestor Masse paa alle Sider af Punktet.

Naar Jordkloden er i en roterende Bevægelse, vil enhver Deel af Massen ifølge Bevægelsen om Jordaxen stræbe bort efter Tangenten til den Bane, den gennemløber. Ved den for hele Massen fælles Rotationstid voxer Bevægelsens Hastighed med Afstanden fra Rotationsaxen, og med Hastigheden voxer da ogsaa Bestræbelsen til at gaae bort efter Tangenten, eller Centrifugalkraften. Idet Centrifugalkraften modarbejder Tiltrækningskraften, vil altsaa ved den roterende Jordklode Tiltrækningskraftens Styrke lide en Svækkelse, der staaer i Forhold til den med Afstanden fra Jordaxen voxende Rotationshastighed, og ved Jordens Overflade bliver følgende Tiltrækningskraften svagest ved Æqvator og stærkest ved Polerne.

Saalænge Jorden tænktes stillestaaende og med Kugleform, vilde der udenom det faste Jordlegeme forekomme et overalt lige dybt Hav, da der som Følge af den i lige Afstand fra Jordens Midtpunkt eensformige Virkning af Tiltrækningskraften overalt vilde herske Ligevægt i et saadant Hav, saa at dets Vandmasse vilde være i en Hviletilstand. Da Vandet er usammentrykkeligt, saa at ligestore Rumfang

altid indeholde ligestore Masser uden Hensyn til, hvilket Tryk Massen er udsat for, vilde Tæthedsgraden, naar man tænkte sig Havet bestaaende af en Række under hinanden liggende Lag af lige Tykkelse, være den samme i de nederste som i de øverste Vandlag, og det Tryk, de overliggende Vandlags Vægt udøver paa et underliggende Vandlag, vilde altsaa staae i Forhold til Lagenes Antal, dog med en ringe Modifikation ved en voxende Dybde som Følge af, at baade Tiltrækningskraftens Styrke og Lagenes Rumfang aftage med Dybden under Overfladen.

Naar Kuglen derimod roterer om sin Axe, vil Ligevægts-tilstanden i det overalt lige dybe Hav forstyrres, idet Tiltrækningskraftens Virkning paa Vandmassen nu ikke længere er eensformig i alle Dele af det enkelte Vandlag. For at det enkelte Lag i den bevægelige Vandmasse kan være i en Ligevægts- eller Hviletilstand, maa der være en ligestor Vægt tilstede i ligestore Strækninger af Laget, og endvidere maa enhver Strækning lide et ligestort Tryk af en overliggende Vandmasse eller Luftmasse, eller af begge i Forening. Ved den roterende Kugle vil Ligevægten altsaa, som Følge af Virkningen af den forandrede Tiltrækningskraft, fordre, at Massens Mængde voxer i hvert enkelt Vandlag i samme Forhold, som Massens Vægt aftager, eller Lagets Tykkelse maa voxe fra Polen til Æqvator i Forhold til den voxende Rotationshastighed. Et den roterende Kugle omgivende Hav vilde altsaa ikke være lige dybt allevegne; Havets Overflade vilde faae en fra dets tidligere Kugleoverflade afvigende Form, idet Diameteren blev mindre ved Polerne og større ved Æqvator end Kugleoverfladens, og Havet vilde indstille sig med en saadan Form, at Ligevægten i Vandlagene var i Overeensstemmelse baade med Centrifugalkraftens Virkning paa Tiltrækningskraften som Følge af hvert Punkts Afstand fra Omdreiningssaxen, og med Tiltrækningskraftens egen Styrke i Punktet som Følge af dets Afstand fra Kuglens Midtpunkt, medens Ligevægten samtidigt led en Paavirkning ved de forandrede Forhold med Hensyn til Rummets Størrelse.

Har hele Jorden under et tidligere Udviklingsstadium været i en flydende Tilstand, og dengang havt samme Ro-

tationstid som nu, vilde det flydende Jordlegeme have indstillet sig med en Afvigelse fra Kugleformen, svarende til den, hvormed Havet nu indstiller sig. Naar Jordlegemets Overflade ved Afkøling har antaget fast Form, vil den da have været fladtrykt ved Polerne, og naar Vandet efterhaanden har antaget draabeflydende Form, vilde det fladtrykte Jordlegeme overalt være bleven dækket af et Hav, hvis Dybde ikke var meget større ved Æqvator end ved Polerne. Paa Grund af indtraadte Hævninger og Sænkninger i Jordoverfladen er dette Havs Vandmasse derimod nu henviist til Overfladens laveste Partier.

7. Som en Følge af Rotationen har Jorden altsaa en fladtrykt Form, idet dens Axe er mindre end dens æquatoriale Diameter, og det følger igjen heraf, at Tiltrækningskraftens Styrke ved Jordens Overflade aftager fra Polen til Æqvator i Forhold baade til den tiltagende Afstand fra Jordens Midtpunkt, og til den tiltagende Afstand fra Jordaxen eller den voxende Rotationshastighed. Et Legeme, der veier 1 Pund ved Polen, veier kun $0,995$ Pund ved Æqvator, eller Forholdet imellem Tiltrækningskraftens Styrke de to Steder er lig $1:0,995$.

For at Luftmassen i et nederste Luftlag kan være i en Hviletilstand omkring hele Jorden, maa — idet man igjen tænker sig den samme Tilstand uden Varme — Tæthedsgraden i Lagets Masse differere i Forhold til Tiltrækningskraftens Styrke; dersom nemlig Tæthedsgraden tænktes eensformig i Laget, vilde en stærkere Tiltrækningskraft ved Polen virke til en Bevægelse i Lagets Masse fra Æqvator henimod Polen. En Hviletilstand i det nederste Luftlag vil da fordre, at Luftens Tæthedsgrad ved Polen forholder sig til dens Tæthedsgrad ved Æqvator lig $1:0,995$, og at Tæthedsgraden i alle mellemliggende Punkter staaer i et tilsvarende Forhold til Tiltrækningskraftens Styrke i Punkterne.

Tæthedsgraden i Luftlaget ved Jordoverfladen afhænger, foruden af Tiltrækningskraftens Styrke, tillige af Størrelsen af den overliggende eller tilstedeværende Luftmasse. Naar da Tæthedsgraden i det nederste Luftlag skal være proportional med Tiltrækningskraftens Styrke, for at en Hviletilstand kan finde Sted, bliver det en nødvendig Betingelse for Hviletilstanden eller Ligevægten, at den tilstedeværende

Luftmasse, eller Luftmængden, er ligestor allevegne; idet nemlig Luftmængdens Vægt retter sig efter Tiltrækningskraftens Styrke og bestemmer Tæthedsgraden, bliver Tæthedsgraden netop proportional med Styrken, naar Luftmængden allevegne er ligestor over ligestore Arealer.

Det samme Forhold, der gjælder for Tæthedsgraden i det nederste Luftlag, gjælder ogsaa for Tæthedsgraden i højereliggende Luftlag, og i Atmosfærens allevegne ligestore Luftmængde virke altsaa Differentser i Tiltrækningskraftens Styrke til Forandringer i den sammentrykkelige Masses Tæthedsgrad eller Rumfang, uden at fordre Forandring i Massens Mængde, eller uden at virke til Bevægelse i den. Forholdet i Atmosfæren er saaledes modsat Forholdet i Vandet, hvor Differentser i Tiltrækningskraftens Styrke fordre en anden Fordeling af den usammentrykkelige Masse, for at Ligevægten kunde bestaae.

I Atmosfæren aftager Tiltrækningskraftens Styrke opad i et kvadratisk Forhold til Afstanden fra Jordens Midtpunkt; naar da Jordradien er større ved Æqvator end ved Polen, vil Styrken ved Æqvator aftage opad efter større Maalestok, end ved Polen. I selve Polerne forsvinder Centrifugalkraftens Virkning i Atmosfæren, medens dens Virkning udenfor Polerne voxer med Afstanden fra Jordaxen eller med Rotationshastigheden; under Æqvator er Rotationshastigheden ikke alene størst ved Jordoverfladen, men den voxer tillige efter størst Maalestok ved lige Tilvæxt i Høide eller i Afstand fra Axen. Medens Tiltrækningskraften ved Jordoverfladen eller i det nederste Luftlag allerede er svagest ved Æqvator, aftager altsaa desuden dens Styrke hurtigere opad ved Æqvator, end ved Polen. Naar da Atmosfærens Luftmængde er ligestor de to Steder, bliver dens Høide større ved Æqvator end ved Polen, og Atmosfærens Overflade eller øverste Begrænsning faaer en forholdsvis mere fladtrykt Form end Jordoverfladen.

Den Luftmasse eller Luftsøile, der hviler over et givet Areal paa Jordoverfladen, t. Ex. over et Areal med 1 Kvadratfods Størrelse, har imidlertid ikke en prismatisk Form, men paa Grund af Rummets opad tiltagende Størrelse Formen af en afkortet Pyramide. Naar da Atmosfærens Høide er størst ved Æqvator, faaer Søilens Luftmængde, der er ligestor

over alle ligestore Arealer, ved Æqvator et forholdsvis større Rum at udfylde i Søjens øverste Deel. Ved den større Høide bliver altsaa Tæthedsgraden i de øverste Luftlag forholdsvis noget mindre, og Atmosfærens Høide bliver ikke saa stor, som Høiden under iøvrigt lige Betingelser vilde blive i en Luftsøile med prismatisk Form. Forskjellen imellem Atmosfærens Høide ved Æqvator og ved Polen bliver altsaa noget reduceret ved Virkningen af det opad tiltagende Rum.

Sammenlignes Forholdene i Atmosfæren og i Vandet med Hensyn til det opad tiltagende Rums Betydning for Ligevægten, træder igjen her Modsætningen imellem den elastiske og den uelastiske Masse frem. I Atmosfæren bliver det større Rum udfyldt ved, at den tilstedeværende Masse udvider sig, og det faaer saaledes ingen Indflydelse paa Massens Vægt eller paa det Tryk, den udøver, og bliver uden Betydning for Ligevægten. I Vandet fordrer det større Rum derimod en større Masse; det større Rum fører altsaa her til en forandret Fordeling af Massen, der forandrer Vægten og medfører et andet Tryk paa den underliggende Masse, og Rummet faaer saaledes her Betydning for Ligevægten.

Da Atmosfærens Høide ved selve Polen er upaavirket af Rotationen, lod Høiden sig her bestemme som afhængig af Tiltrækningskraften ved den i Ligning (6) givne Relation, dog kun ved tillige at tage Hensyn til Virkningen af det opad tiltagende Rum. I alle Punkter udenfor Polen er Høiden derimod paavirket af Rotationen, og Værdierne d_1 , d_2 o. s. v. i Ligning (6) maatte derfor bestemmes efter, at det ikke alene er i Forhold til Afstanden fra Midtpunktet, men tillige i Forhold til Afstanden fra Axen, at Tiltrækningskraftens Styrke aftager, medens samtidigt Virkningen af det tiltagende Rum voxer.

Naar Hviletilstanden i det nederste Luftlag som Følge af Jordens Rotation og Form er betinget ved, at Tæthedsgraden eller Spændkraften i Lagets Masse kun er lig $0,995$ ved Æqvator, naar den er lig 1 ved Polen, vil man altsaa først i en vis Høide over Jordoverfladen træffe samme Tæthedsgrad og Spændkraft i Atmosfæren ved Polen, som der forekommer ved Jordoverfladen ved Æqvator. Størrelsen af denne Høide

lader sig tilnærmelsesvis bestemme ved Hjælp af Ligning (3), idet der ved Barometerstanden haves et Maal for Spændkraften i det nederste Luftlag. Efter Middelbarometerstanden ved Jordoverfladen svarer nemlig Spændkraftens Styrke til Trykket eller Vægten af ca. 760 mm Qvægsølvhøide eller 32,9 Fods Vandhøide, og hele Atmosfærens Luftmasse udøver altsaa det samme Tryk paa Jordoverfladen, som der vilde udøves af et Jorden omgivende Vandlag med 32,9 Fods Mægtighed. En Luftsøile med Atmosfærens Høide og opad aftagende Tæthedsgrad vil altsaa have lige Vægt med en Vandsøile med samme Gjennemsnit og med 32,9 Fods Høide, og en Søile med et Gjennemsnitsareal af 1 Qvadratfod vil altsaa have lige Vægt med 32,9 Cubikfod Vand, eller veie 2033 Pd. Regnes endvidere Luftens Vægt ved en Tæthedsgrad, der er lig det nederste Luftlags, at være $\frac{1}{770}$ Gange Vandets Vægt, vil 12,46 Cubikfod Luft veie 1 Pd. Betragter man da i Luftsøilen med 1 Qvadratfod Gjennemsnit Tiltrækningskraftens Styrke som eensformig i Søilens nederste Deel, og ligeledes Søilens Gjennemsnitsareal som eensformigt der, lod Luftens opad aftagende Tæthedsgrad i Søilen sig bestemme ved Hjælp af Ligning (3), idet hele Søilens Vægt V er givet lig 2033 Pd., og idet der til $v = 1$ Pd. svarer en Tykkelse af de elementære Luftlag lig 12,46 Fod. Ifølge disse Værdier haves nemlig:

$$v_1 = \frac{[V \div 1]}{V} = \frac{2032}{2033} = 0,9995,$$

$$\text{og endvidere: } v_{10} = \left(\frac{[V \div 1]}{V} \right)^{10} = \left(\frac{2032}{2033} \right)^{10} = 0,995.$$

Ved Polen vilde da herefter i det ellefte Luftlag, eller i en Høide af $10 \times 12,46 = 124,6$ Fod, Luftens Tæthedsgrad meget nær være ligestor med dens Tæthedsgrad ved Jordoverfladen ved Ækvator.

IV. Virkningen af andre Himmellegemers Tiltrækningskraft.

8. Saalænge Tiltrækningskraftens Styrke, Rotationstiden og Luftmængden ere uforandrede i den her tænkte Atmo-

sphære uden Varme, vil denne Atmosfære befinde sig i en Hviletilstand, og dens øverste Begrænsning vil have en uforandret og fladtrykt Form. Naar Tiltrækningskraftens Styrke varierer i en saadan Atmosfære, idet et andet Himmellegeme — eller andre Himmellegemer — snart kan være nærmere ved og snart længere borte fra Jorden, eller snart kan staae lodret over eller under et Punkt paa Jorden, og snart horizontalt udfor Punktet, vil en Forandring i Tiltrækningskraftens Styrke ikke forstyrre Ligevægten eller fremkalde Bevægelser i Luftmassen, men derimod virke til en Forandring i Atmosfærens Høide og Form. Den forandrede Tiltrækningskraft vil nemlig ved sin Samvirken med Spændkraften føre til en anden Tæthedsgrad i alle Luftlagene i den paagjældende Deel af Atmosfæren, uden at forandre Luftmassens Mængde, og Følgen bliver altsaa en Forandring i Atmosfærens Høide. I det nederste Luftlag vil den med Tiltrækningskraften forandrede Tæthedsgrad og Spændkraft yttre sig ved en forandret Barometerstand ved Jordoverfladen.

I det uelastiske Vand vil en Forandring i Tiltrækningskraftens Styrke derimod medføre en Forandring af Vandmassens Vægt, der, idet Tæthedsgraden bliver uforandret, ophæver Ligevægten, saa at der opstaaer en Bevægelse i Massen for at gjenoprette Ligevægten. Idet Jordens Rotation lader Himmellegemernes Indvirkning paa Tiltrækningskraften skifte Plads paa Jordoverfladen, yttre den opstaaede Bevægelse sig som et Tidevande i Havene, og da Ligevægtsforstyrrelsen ved Tiltrækningskraftens Forandring ligesaa vel gjør sig gjældende i de dybeste som i de øverste Vandlag i Havet, gaaer Tidevandsbevægelsen gennem hele Vandmassen lige fra dens Overflade til dens Bund. I et meget dybt Hav vil der altsaa ved Vægtforandringen skabes en ikke ubetydelig Bevægelsesmængde, der ikke kan forsvinde, og der derfor maa yttre sig som en betydelig Flodbølge, hvor den bevægede Vandmasse naaer hen til Dele af Havet, der kun have ringe Dybde, eller der tillige ere stærkt indsnævrede eller heelt afsluttede.

V. Varmens Samvirken med de øvrige Kræfter.

9. Den atmosfæriske Luft er som enhver anden Masse Gjenstand for Paavirkning af Varmen, og Luften modtager Varme fra Legemer, hvis Varmegrad er høiere end dens egen, medens den afgiver Varme til koldere Legemer og til Verdensrummet. Atmosfæren kan altsaa modtage Varme fra andre Himmellegemer og fra Jorden.

Den Varmemængde, Jorden og dens Atmosfære modtager fra andre Himmellegemer, er afhængig baade af disse Legemers Varmegrad og af deres Afstand fra Jorden; idet Solen forener en betydelig Varmegrad med en forholdsviis lille Afstand, bliver Varmevirkningen fra alle andre Himmellegemer forsvindende i Sammenligning med Solens. Ligeledes bliver den Varmemængde, Jordoverfladen modtager fra Solen, saa stor i Sammenligning med Varmemængden, Overfladen modtager fra Jordens Indre, at den sidstes Betydning ogsaa kan betragtes som forsvindende i Atmosfæren. Den Varme, Atmosfæren modtager, kan herefter i det Væsenlige betragtes som hidrørende alene fra Solen, enten direkte ved Solens Varmevirkning i Atmosfæren, eller indirekte ved den Jordoverfladen meddeelte Solvarme.

Naar Atmosfæren til enhver Tid afgiver Varme til Verdensrummet i Forhold til sin Varmegrad, og til nogle Tider ogsaa til Jordoverfladen, medens den kun modtager sin Varme direkte eller indirekte fra Solen, bliver det en Følge af Jordens Rotation og af Jordaxens Stilling til Jordbanens Plan, saavel som af betydelige Afvigelser i Jordoverfladens Forhold til Solvarmen, at Varmemængden altid er ulige fordeelt i Atmosfæren.

Atmosfæren modtager sin Varme dels ved Varmeudstralingen fra Solen og fra Jordoverfladen, og dels ved Berøring med Jordoverfladen. Jo større Luftens Tæthedsgrad er, eller jo større det Antal Luftdele er, der i det enkelte Luftlag udsættes for Varmestraalernes Paavirkning, desto høiere bliver Luftlagets Varmegrad, og den Varme, Atmosfæren modtager ved Varmeudstralinger, er derfor aftagende fra neden opad med Tæthedsgraden. Ved Berøring med Jordoverfladen vil dennes Varme derimod, saalænge der sees bort

fra Virkningen af opstaaede Bevægelser, kun meddele sig til den nærmeste Luftmasse, idet Varmen som en Følge af Luftens ringe Ledningsevne kun forplantes langsomt opad ved Berøringen imellem Luftlagene eller Luftdelene indbyrdes; da Jordoverfladen efter sin Beskaffenhed paavirkes meget forskjelligt af Solvarmen, vil Berøringsvarmen altsaa virke til tilsvarende Varmemodsætninger i et nederste Luftlag med en kun ringe Mægtighed.

Foruden ved Straalevarmen og ved Berøringsvarmen modtager Atmosfæren endnu Varme ved Vandets Formforandringer, der ligeledes føre til en ulige Fordeling af Varmen. De ad denne Vei Atmosfæren tilførte Varmemængder skulle imidlertid her foreløbigt lades upaaagtede.

10. Massens Rumfang voxer, naar dens Varme forøges, og aftager, naar Varmen formindskes. Ved Legemer med Sammenhængskraft voxer Rumfanget med Varmen, idet Varmen svækker Sammenhængskraften; ved høie Varmegrader er Sammenhængskraften altsaa svagere end ved lave, og ligestore Varmeforøgelser ville derfor føre til større Rumfangsforøgelser ved en høi, end ved en lav Varmegrad. Da Luften mangler Sammenhængskraft, retter Rumfangsforøgelsen i Luften sig derimod efter Varmeforøgelsen uden Afhængighed af Varmegraden og Tæthedsgraden. Forholdet imellem Rumfangsforandringen og Varmeforandringen kan dog være noget afvigende herfra, naar Varmegraden medfører, eller nærmer sig til at medføre, Formforandringer i Massen.

To ligestore og med Luft fyldte Rum ville indeholde ligestore Luftmasser, saalænge Trykket og Varmegraden er eens i dem begge. Forøges Varmen i det ene Rum, medens Trykket lades uforandret, vil den varmere Luft, naar den kan udvide sig frit udover det givne Rum, faae et større Rumfang, og der vil altsaa blive en mindre Luftmasse tilbage i Rummet. Luftmassen i det opvarmede Rum vil da have en mindre Tæthedsgrad end før, medens den endnu er istand til at bære det samme Tryk som den tættere Luft i det andet Rum, og saaledes har lige Spændkraft med denne. Varmen virker altsaa til at forstærke Luftens Spændkraft.

Naar der altsaa tilføres en given Luftmasse, der ved et vist Tryk indtager et vist Rum, en Varmemængde, forøges Spændkraften, og Luftmassens Rumfang voxer. Forøges da

derefter Trykket saaledes, at den givne Luftmasse igjen indskrænkes til sit tidligere Rum, bliver Varmemængdens Virksomhed med Hensyn til Spændkraftens Forøgelse overflødig, hvad der gjør sig gjældende ved, at Luftmassens Varmegrad voxer. Formindskes derefter igjen Trykket til sin tidligere Størrelse, vil Luftmassen atter udvide sig, og den indtraadte forhøiede Varmegrad vil forsvinde, da den tilsvarende Varmemængde nu igjen er fornøden for Spændkraftens Styrke.

Luftens Tæthedsgrad er bestemt ved, at Trykket og Spændkraften holde hinanden Ligevægt. Da Spændkraftens Styrke baade afhænger af Trykket og af Varmen, vil i en Atmosfære med Varme Tæthedsgraden afhænge baade af den overliggende Lufts Vægt eller Tryk, og af den tilstedeværende Varmemængde.

Naar det Tryk, den overliggende Luft udøver paa et Luftlag eller en Luftmasse, holder sig uforandret, medens Varmemængden i Laget eller i Massen forandres; vil Tæthedsgraden forandre sig samtidigt med Varmegraden; ved en Opvarming af Luftmassen bliver Tæthedsgraden mindre, og ved en Afkøling af Luftmassen bliver Tæthedsgraden større. Naar derimod Trykket af den overliggende Luft forandres, medens Varmemængden i Luftlaget eller Luftmassen forbliver uforandret, vil Tæthedsgraden forandre sig i Forhold til Trykket, og samtidigt vil da Varmemængdens Virksomhed blive en anden; ved et forøget Tryk ville baade Tæthedsgraden og Varmegraden voxe, og ved et formindsket Tryk ville de begge aftage.

11. I den foran omtalte Atmosfære uden Varme vilde der herske en Hviletilstand, idet Luftmængden allevegne var ligestor over ligestore Arealer paa Jordoverfladen, og idet Tæthedsgraden allevegne rettede sig efter Tiltrækningskraftens og Centrifugalkraftens forenede Virkninger. I en Atmosfære med Varme maa Tæthedsgraden tillige rette sig efter Varmens Fordeling, og da denne Fordeling i mange Henseender afhænger af Forhold, der ere fremmede for og ueensartede med de nævnte Kræfters forenede Virkninger, vil Tæthedsgraden altsaa ikke længere tilfredsstille Hviletilstandens Fordringer, og der maa da finde Bevægelser Sted i Atmosfæren. Ligevægten i det enkelte Luftlag bliver nemlig forstyrret, saasnart den ulige fordeelte Varme virker

til en mindre Tæthedsgad i den ene Deel af Laget, end i den anden, idet Tiltrækningskraftens Virkning paa Lagets Masse da ikke længere er eensformig allevegne.

Varmen er altid ulige fordeelt i alle Luftlag i Atmosfæren som en Følge af Rotationen og af Jordaxens Stilling til Jordbanens Plan, og Varmemodsætningen i de enkelte Luftlag voxer fraoven nedad med Luftens Tæthedsgad, saalænge der sees bort fra Virkninger af de ved Varmemodsætningen opstaaede Bevægelser. Varmeforøgelsen ved den direkte Solvarme staaer nemlig i Forhold til Luftens Tæthedsgad, medens Varmetabet ved Luftens Varmedudstråling staaer i Forhold til dens Varmegrad, og naar Forøgelsen om Dagen tildeels er større end Tabet ved Udstråling, og da størst i det tætteste Luftlag, er den derimod ophørt om Natten, medens Tabet ved Udstråling, der tildeels ikke føles, hvor det er Dag, hvor det er Nat bliver størst i det varmeste Luftlag. Idet Jordoverfladen paa den Halvdeel af den, hvor det er Dag, er udsat for en meget forskjellig Solvarme, og idet Jordoverfladen tillige efter sin forskjellige Beskaffenhed hverken opvarmes eller afkøles eens, vil den fra Overfladen udstraalende indirekte Solvarme ogsaa føre til Varmemodsætninger, der ligeledes blive størst, hvor Luftens Tæthedsgad er størst, ligesom den endvidere ved Berøringen imellem Jordoverfladen og et nederste Luftlag særligt vil meddele Overfladens Varmemodsætninger til dette Luftlag. Vilde man da undersøge Beskaffenheden af en Bevægelse, der opstaaer hvor en Deel af et Luftlag opvarmes stærkere end de omgivende Dele af samme Lag, kunde der som Exempel vælges Forholdet i det nederste Luftlag, naar en flad Ø om Dagen opvarmes stærkt ved Solvarmen.

Dersom Luftmassen over en Ø og over det nærmest omgivende Hav var i en Hviletilstand, og Øens Overflade i Modsætning til Havets i et givet Øieblik ved Solvarmen fik en høi Varmegrad, der baade ved Udstråling og ved Berøring meddeelte sig til den over Øen hvilende Luft, vilde særligt et nederste Luftlag blive opvarmet over Øen og varmere der, end over Havet. Spændkraften bliver altsaa forøget i Lagets Masse over Øen, eller Lagets Masse maa udvide sig der, og denne Udvidelse vil foregaae opad, da den der møder det mindste Modtryk. I selve Laget vil der da

være en mindre Masse tilstede over Øen end over Havet, og Tiltrækningskraften vil altsaa virke til en Bevægelse i Laget med Retning fra Havet ind over Øen, og som stræber hen til, at Massen igjen bliver ligestor i alle Lagets Dele. Den fra Havet tilgaaende Masse bliver imidlertid ogsaa opvarmet, naar den kommer ind over Øen, og der vil altsaa, naar Solvarmen vedbliver at meddele Øen den høiere Varmegrad, ved de forenede Virkninger af Varmen og Tiltrækningskraften finde en vedvarende Bevægelse Sted i et nederste Luftlag, idet der over Øen bliver en bestandig Afgang af Masse fra Laget opad, hvis Størrelse afhænger af Varmeforøgelsen, og idet der finder en tilsvarende Tilgang af Masse Sted ude fra Havet.

Idet det nederste Luftlags Masse ved Varmen udvides opad, kommer en Deel af Massen op i et overliggende Luftlag, hvor Lufttrykket er lavere; denne Deel af Massen vil da derved faae en mindre Tæthedsgrad og Varmegrad, og den vil desuden lide et Varmetab ved Berøring eller Sammenblanding med Massen i det andet Lag, idet den afgiver en Deel af sin Varmemængde til denne. Det andet Lag faaer da ogsaa en forøget Varmegrad, og det maa som Følge baade deraf og af Massens Forøgelse i Laget forhøies opad i et tredie Lag. Dersom den Masse, det andet Lag derved afgiver til det tredie, er større end den, det modtog fra det første Lag, vil Tiltrækningskraften ogsaa fremkalde en Bevægelse fra Havet ind over Øen i det andet Lag. Luftmassens Varmegrad aftager efterhaanden under en fortsat opadgaaende Bevægelse baade som Følge af det opad aftagende Tryk og ved at afgive Varme til Lagenes Luftmasse, og da det afhænger af Varmen, hvor stor den Masse er, der fra det ene Lag stiger op i det næste, aftager Størrelsen af denne Masse ogsaa efterhaanden opad. Hvis der ved den opadgaaende Bevægelse i det andet Lag var en større Afgang af Masse til det tredie Lag, end Tilgang af Masse fra det første, vilde dog, som Følge af den opad aftagende Varmegrad, i et Lag i en vis Høide Afgang og Tilgang af Masse blive ligestore. I dette Lag vil Massens Størrelse eller Luftens Tæthedsgrad altsaa blive uforandret under Bevægelsen, og Tiltrækningskraften vil da der ikke længere virke til en Bevægelse fra Havet ind over Øen.

Ovenover et saadant Lag med uforandret Tæthedsgrad bliver derimod Tilgangen af Masse større end Afgangen i de enkelte Lag, indtil hele Overskuddet af Varme tilsidst er forbrugt. Varmeforbruget vilde afhænge af de samme Forhold over det omhandlede Lag med uforandret Tæthedsgrad, som under dette Lag, forsaavidt der ved et ikke for stort Antal Lag turde sees bort fra Indflydelsen af den opad af-tagende Tæthedsgrad, og Bevægelsen vilde da strække sig ligesaa høit over det omhandlede Lag, som dette Lag ligger over Øen, eller Laget vilde ligge i Bevægelsens Midte og danne en Mellemlinie imellem modsatte Bevægelsesretninger. Idet nemlig Tilgangen af Masse er større end Afgangen i Lagene over denne Mellemlinie, vil Tiltrækningskraften her i hvert enkelt Lag virke til en Bevægelse fra Øen ud over Havet, og denne Bevægelse vilde føre en netop ligesaa stor Luftmasse bort fra Øen, som der under Mellemlinien føres ind til den.

Da Luftmassens Varmegrad er høiere over Øen end over Havet, vil den Masse, der i det øverste Lag føres ud over Havet, afgive Varme til Laget der, og den vil derved selv afkøles og blive tættere; baade af denne Grund, og idet Lagets Masse forøges over Havet, vil Tiltrækningskraften drage en Deel af Massen ned i det næstøverste Lag, og denne Deel kommer altsaa under et høiere Tryk, hvorved den baade bliver tættere og varmere. Det næstøverste Lag faaar altsaa en Lufttilførsel baade fraoven og inde fra Øen, og begge ville tilføre Lagets Masse Varme; fra dette Lag vil der da indgaae en endnu større Masse i en nedadgaaende Bevægelse, eller denne Bevægelses Masse vil voxe fra Lag til Lag, indtil Mellemlinien er passeret og Tilgangen fra Lagene over Øen da afløses af en Afgang til Lagene der.

Den ulige Fordeling af Varmen, der fremkaldes ved en Opvarming af Øens Overflade, virker altsaa til en Kredsløbsbevægelse i nogle af de nederste Luftlag, der stræber ben til at gjenoprette den forstyrrede Ligevægt ved at udjevne Varmedifferenten imellem Luftmasserne over Øen og over Havet. Hvis Øens Opvarming var constant, og der iøvrigt overalt herskede en Hviletilstand eller eensformig Varmegrad, maatte den fremkaldte Bevægelse strække sig uendeligt langt udover Havet, hvorimod Bevægelsens Høide

vilde sære begrændset som bestemt ved Varmeoverskuddets Størrelse, idet Høiden er afhængig af den Varmemængde, Spændkraften forbruger for at overvinde Tiltrækningskraften.

I Luftsøilen over Øen ombyttes Luftmassen under Bevægelsen forneden i Søilen, men Størrelsen af den hele tilstedeværende Luftmængde lider ingen Forandring. I den nedre Del af Luftsøilen, hvor Bevægelsen er virksom, er Massen derimod anderledes fordeelt end i en anden Søile, hvori der ingen Bevægelse foregaaer; sammenlignet med Forholdene i en anden af Varmen uberørt Søile vil nemlig i den nedre Deel af Søilen over den opvarmede Ø Massen under Bevægelsens Mellemlinie blive forholdsviis lille, medens den bliver forholdsviis stor over denne Linie. Ved selve Jordoverfladen vilde Lufttrykket altsaa være ligestort i begge Søiler, hvorimod Lufttrykket i Høide med Bevægelsens Mellemlinie vilde vise sig større i Luftsøilen over Øen, end i den anden Luftsøile. Ude over Havet maa Bevægelsen ifølge det continuerlige Kredsløbs Natur, saalænge andre Forhold ikke indgribe forstyrrende, være uden Indflydelse paa Lufttrykkets Størrelse, idet et continuerligt Kredsløb fordrer, at der er ligestore Luftmasser i Bevægelse i begge Retninger, eller over og under Mellemlinien.

Medens Øens Øverflade om Dagen er varmere end Havets, er det Omvendte Tilfældet om Natten, og der vilde altsaa ved Øen, saavel som ved enhver tilsvarende thermisk Modsætning i Jordoverfladen, blive en daglig Vexel i Kredsløbsbevægelsens Retning, saalænge der som hidtil sees bort fra andre Virkninger. Paa tilsvarende Maade vilde der blive en aarlig Vexel i Kredsløbsbevægelser imellem Oceanerne og Fastlandenes Indre, medens der derimod vilde blive constante Kredsløbsbevægelser imellem Jordens varmeste og koldeste Egne, der kun vilde lide af Modifikationer i Forhold til de Temperaturforandringer, der ledsage de forskjellige Aarstider. Forskjellen imellem Dagens og Nattens Temperatur vilde ligeledes medføre Kredsløbsbevægelser, men som i Modsætning til de andre Bevægelser vare vandrende, idet de følge med Dagen rundt om Jorden.

12. Naar Tiltrækningskraften virker til Bevægelse ved en ulige Fordeling af Varmen, er samtidigt tillige Centrifugalkraften virksom. I de vertikale Dele af en Kredsløbs-

bevægelse bliver Centrifugalkraften virksom, idet Rotations-hastigheden er mindre i det lavere end i det høiere Luftlag, saa at Luftmassen i en opadgaaende Bevægelse ikke vil følge Retningen af den forlængede Jordradie, men efterhaanden bliver længere tilbage paa vestre Side af den, medens Luftmassen i en nedadgaaende Bevægelse, istedetfor at følge Perpendikulairen fra Udgangspunktet, efterhaanden fjerner sig længere fra denne imod Øst. I Kredsløbsbevægelsernes horizontale Dele bliver Bevægelsesretningen upaavirket, saalænge den er vest-østlig eller øst-vestlig; da Rotationshastigheden er større ved Æqvator end ved Polen, vil derimod enhver horizontal Bevægelse, der ved sin Retning fjerner sig fra Æqvator, faae en efterhaanden voxende Afvigelse imod Øst, medens den, naar den ved sin Retning fjerner sig fra Polen, faaer en efterhaanden voxende Afvigelse imod Vest; for lige Veilængder bliver Forskjellen i Rotationshastighed større i Nærheden af Polen end i Nærheden af Æqvator, og den bliver større ved en Bevægelse i høiere Luftlag, end ved en Bevægelse langs Jordoverfladen.

Naar Centrifugalkraften saaledes virker til Forskydninger af den bevægede Luftmasse, vil Massens Fordeling i Kredsløbsbevægelserne ikke længere være i Overensstemmelse med Tiltrækningskraftens Fordringer, eller Luftmassen vil over nogle Strækninger være tilstede i større Mængde, end over andre. Under den større Luftmasse vil Luftens Tryk da være større, end under den mindre, og der maa derved opstaae en Bevægelse fra det større Tryk henimod det mindre. Centrifugalkraften virker altsaa til, at der samtidigt med Varmebevægelserne ogsaa maa opstaae Lufttryksbevægelser, der stræbe hen til at gjenoprette en eensformig Fordeling af Massen, og der som Følge af Tiltrækningskraftens Virksomhed maae ophøre, saasnart denne Fordeling er tilveiebragt. Disse Bevægelseres Retning vil selvfølgeligt igjen være underkastet Paavirkning af Differentser i Rotationshastigheden.

Hvor Kredsløbsbevægelsen kun skyldes en forbigaaende Opvarming af et lille Areal, som ved en mindre $\varnothing$, vil Centrifugalkraftens Indflydelse paa de vertikale og horizontale Dele af Bevægelsen kun blive ringe, eller de her fremkaldte Lufttryksdifferentser ville blive forsvindende. Hvor derimod Temperaturmodsatningen er større og varigere, og rækker

over større Arealer, hvad der særligt er Tilfældet ved Mod-sætningen imellem Jordens varmeste og koldeste Egne, maa Centrifugalkraften derimod kunne føre til større Uligheder i Luftmassens Fordeling med deraf følgende Differentser i Lufttrykket ved Jordens Overflade. Ved de vandrende Kredsløbsbevægelser vil Centrifugalkraften endeligt faae særlig Betydning ved, at Vandringen har en større Hastighed i Kredsløbets øvre, end i dets nedre Deel, og Betydningen vil altsaa staae i Forhold til Kredsløbsbevægelsernes Høide, der igjen er afhængig af Varmemængdens Fordeling saavel i Atmosfærens lavere, som i dens høiere Dele.

Den Varmemængde, Solens Varmestraaler afgive til Atmosfæren paa deres Vei igjennem den, staaer i Forhold til det Antal Luftdele, hvortil Straalerne underveis afgive Varme. Hvor Varmestraalernes Retning er lodret eller nærmer sig til at være lodret paa Jordoverfladen, er deres Vei igjennem Luftlag af alle Tæthedsgrader kort i Sammenligning med, hvor Varmestraalerne tangere Jordoverfladen, og i sidste Tilfælde fordobles endnu Veilængden, idet Straalerne tillige gjennemløbe Atmosfæren paa den anden Side af Tangeringspunktet. Et Sted paa Jordens Overflade vil herefter om Middagen modtage den største Varmemængde fra Solen, da Stedet saa ifølge Straalernes mere vertikale Retning træffes baade af de fleste og af de varmeste Straaler, og det vil kun modtage en ringere Varmemængde ved Solopgang og Solnedgang; idet imidlertid Jordoverfladens Varmestråling er mindre kraftig end Solens Varmevirkning, vil Jordoverfladens Varmegrad endnu voxer i nogen Tid efter Middagen. I Atmosfærens Luftmasse bliver Solens direkte Varmevirkning derimod anderledes fordeelt; i Omkredsen af Dagen vil den enkelte Luftdeel i forholdsviis længere Tid være udsat for Solens Varmevirkning, end midt paa Dagen, og den vil i lige Tid træffes af de fleste Varmestraaler i Dagens Omkreds. Varmestraalerne her ville imidlertid i Atmosfærens nedre Deel allerede have afgivet Varme til forholdsviis mange Luftdele, hvorimod de i Atmosfærens øvre Deel kun have afgivet Varme til faa Luftdele, og Varmevirkningen i Atmosfærens øvre Deel vil da være større i Dagens Omkreds, end midt paa Dagen.

Varmemængden, som Jordoverfladen modtager om Dagen, forplantes til Luftmassen i en nederste Deel af Atmosfæren

ved de Varmebevægelser med tilhørende Lufttryksbevægelser, der opstaae som Følge af Uligheder i Jordoverfladens Varmegrad, og Høiden af denne nedre eller Bevægelsernes Sphære afhænger af Varmedifferentserne, saa at en øverste Begrænsning for Sphæren er given ved den største Varmedifferents, nemlig den imellem de ækvatoriale og de polare Egne. I denne nedre Sphære vil der altsaa, hvor Dagen hersker, blive en Fordeling af Varmemængden, svarende til den i Jordoverfladen, medens Fordelingen dog samtidigt tillige er paavirket af Solens direkte Varmevirkning. I en overliggende øvre Sphære vil Varmens Fordeling derimod afhænge af Solens direkte Varmevirkning, kun med en Paa-virkning af Jordoverfladens og den nedre Sphæres forholdsvis ringe Varmedudstrålinger.

Naar da Lufttemperaturen i Bevægelsernes Sphære er høiest noget efter Middag, medens den er lavere, hvor det er Morgen og Aften, og endnu lavere, hvor det er Nat, vil der finde Kredsløbsbevægelser Sted til begge Sider imellem den høieste og den laveste Temperatur; Bevægelserne ville endvidere vandre Jorden rundt med Dagen, og deres Høide vil være bestemt ved Temperaturmodsatningens Høide. I den øvre Sphære vil der derimod finde Kredsløbsbevægelser Sted, der fornemmeligt afhænge af Modsætningen imellem Lufttemperaturen om Natten og Lufttemperaturen paa Grænsen imellem Dag og Nat. I de vertikale Dele af disse vandrende daglige Kredsløbsbevægelser vil Vandringens større Hastighed foroven faae særlig Indflydelse paa de almindelige vestlige og østlige Afvigelser, og derved virke til større Forskydninger af de bevægede Luftmasser, der føre til en ulige Fordeling af Luftmængden, eller hvorved der i Dele af hvert Kredsløb for sig deels bliver en for stor og deels en for lille Luftmasse tilstede; saalænge der da som her sees bort fra andre Forhold, maatte denne Fordeling af Luftmassen gjøre sig gjældende i Lufttrykkets Størrelse ved Jordoverfladen. En Forskydning af Luftmassen i de daglige Kredsløbsbevægelser i den nedre Sphære vilde fortrinsviis gjøre sig gjældende i Lufttrykkets Størrelse paa Grund af Luftmassens større Tæthedsgrad i denne Sphære, og den vilde gjøre sig kraftigst gjældende, hvor Kredsløbsbevægelsen er kraftigst, eller i de ækvatoriale Egne, hvor Solvarmens

Virkning paa Jordoverfladen er stærkest, og hvor Dag og Nat ere lige lange.

13. Uligheder i Varmens Fordeling i Atmosfæren føre ikke til tilsvarende Uligheder i dens Høide, men kun til Bevægelser i Luftmassen. Varmeulighederne i Jordoverfladen medføre Bevægelser i en nedre Sphære, der ere uden Indflydelse paa Ligevægtstilstanden i en øvre Sphære, og en ulige fordeelt Varme i den øvre Sphære vil i denne føre til andre Bevægelser, der ligeledes ere Atmosfærens Høide uvedkommende, men som kunne faae Betydning i den nedre Sphære, idet de paavirkes af Centrifugalkraften.

Derimod vil det være givet, at Luftmængden vilde indtage et mindre Rum i den foran tænkte Atmosfære uden Varme end det, den samme Luftmængde indtager, naar dens Spændkraft forøges ved en vis i Atmosfæren tilstedeværende Varmemængde, og varierede denne Varmemængde, maatte altsaa ogsaa Atmosfærens Høide variere i Forhold dertil. Varmemængden vil have været større i Atmosfæren, naar Jordoverfladen tidligere har modtaget en større Varmetilførsel fra Jordens Indre, og Varmemængden kan ogsaa have været Variationer underkastet ved Vandets Formforandringer, afhængigt baade af Jordens indre Varme og af Vandets Udbredelse paa den.

VI. Vandets Formforandringer.

14. Ved de paa Jorden stedfindende Temperaturforhold forekommer Vandet der baade i fast og i draabeflydende Form. Naar Vandets faste Form eller Isen omdannes til draabeflydende ved en Forøgelse af Massens Varmegrad, bliver Massens Sammenhængskraft derved væsentligt mindre, og som Følge af det imellem Sammenhængskraften og Varmen bestaaende Forhold vil der altsaa til Isens Smeltning, foruden den almindelige for en Forøgelse af Massens Varmegrad fornødne Varmemængde, tillige udfordres en anden særlig Varmemængde for Sammenhængskraftens Forandring. I ligestore Iismasser og Vandmasser, begge med en Tempe-

ratur af 0° , vil der altsaa være en større Varmemængde tilstede i Vandet, end i Isen. Naar Is omdannes til Vand, forbruges der altsaa dertil Varme, og omdannes Vand til Is, bliver der Varme overflødig; foregaaer Formforandringen i omgivende Vand, aftager i første Tilfælde Vandets Temperatur, medens den i sidste Tilfælde voxer.

Ved de stedfindende Temperaturforhold foregaaer der endvidere en Fordampning baade fra Isens og fra Vandets Overflade, hvorved Dele af Massen gaae over i luftformig Tilstand, eller indgaae i Atmosfæren som Vanddampene. Vanddampene ere ligesom Luften i Besiddelse af Spændkraft, hvis Styrke staaer i Forhold baade til Varmegraden og til Dampenes Tæthedsgrad; idet Dampudviklingen foregaaer fra ethvert Punkt i Massens Overflade, maa, naar Spændkraftens Styrke voxer med Varmegraden, for at Styrken kan voxe de udviklede Dampes Mængde eller Tæthedsgrad nødvendigt ogsaa voxe med Varmegraden, eller Dampudviklingen bliver ved en højere Varmegrad større i hvert enkelt Punkt. Medens saaledes en Forøgelse af Dampudviklingen svarer til eller fordrer en Forøgelse af Varmemængden i Massens Overflade, udfordres der samtidigt en anden særlig Varmemængde for selve Formforandringen, eller for Sammenhængskraftens Omdannelse til Spændkraft. Idet Sammenhængskraften er større hos Isen end hos Vandet, vil der altsaa under iøvrigt lige Forhold udfordres en større Varmemængde, naar Fordampningen foregaaer fra Isens Overflade, end naar den foregaaer fra Vandets, og naar omvendt Vanddampene fortættes, vil der blive en større Varmemængde overflødig, naar den fortættede Masse faaer Form af Is, end naar den faaer Form af Vand. Den for Formforandringen fornødne Varmemængde maa ved Fordampningen, forsaavidt den ikke tilføres paa anden Maade, tages fra Omgivelsernes Varmemængde, og den Varmemængde, der bliver overflødig ved en Dampfortætning, maa meddele sig til Omgivelserne, og altsaa til Luftmassen, naar Fortætningen foregaaer i Atmosfæren. For ligestort Nedslag er den til Luften afgivne Varmemængde altsaa større, naar Nedslaget har Form af Sne, end naar det har Form af Regn.

Da Vandets Overflade er usammentrykkelig, og da Luften mangler Sammenhængskraft, kan Luftens Tryk eller dens

Tæthedsgrad ikke formene en Fordampning fra Overfladen. Der vil finde en ligesaa stor Fordampning Sted i et luftfyldt, som i et lufttomt Rum, men i det luftfyldte vil Fordampningen fordre længere Tid, og desto længere, jo tættere Luften er, idet de udviklede Dampe have at overvinde Friktionen imellem de enkelte Luftdele og Dampdele. I den usammenhængende Luftmasse er der Plads selv for Dampe med den svageste Spændkraft, hvorimod disse Dampe ikke kunne skaffe sig Plads i en flydende Masse med Sammenhængskraft, og der foregaaer derfor ingen Fordampning i Vandets Indre førend Varmegraden bliver saa høi, at Dampenes Spændkraft er tilstrækkelig til at overvinde Vandets Sammenhængskraft, det vil sige, at Spændkraften har tilstrækkelig Styrke til at overvinde Trykket af det overliggende Vandlag, eller det Tryk, som den overliggende Vandmasses og Luftmasses Vægt udøver.

Tænker man sig en Dampudvikling begyndende fra et Vandspeil, der forekommer i et begrændset og dampfrit Rum, og Varmegraden constant og ligestor i Vandspeilet og i Rummet, vil Dampmængden i Rummet efterhaanden voxe ved en vedblivende Dampudvikling. De udviklede Dampe ville som elastiske udbrede sig over hele Rummet, og altsaa i Begyndelsen der kun have en ringe Tæthedsgrad og Spændkraft i Sammenligning med deres ved Varmegraden bestemte Spændkraft under Udviklingen fra Vandets Overflade; er Rummet ikke meget høit, kunne Tæthedsgrad og Spændkraft der betragtes som eensformige i hele Høiden, eller som upaavirkede af Tiltrækningskraften. Ved den vedblivende Dampudvikling vil Dampmængden og Dampenes Spændkraft i Rummet efterhaanden tiltage, og naar deres Spændkraft har naaet lige Styrke med Spændkraften hos de i Overfladen udviklede Dampe, standses derved Fordampningen fra Overfladen, ligesom denne Fordampning stadigt er aftaget i samme Forhold, som Spændkraften hos Rummets Dampe er voxet; naar der allerede er en vis Dampmængde tilstede i Rummet, udfordres der nemlig kun en mindre Dampudvikling i hvert enkelt Punkt i Overfladen for at Spændkraften i Punktet kan svare til Varmegraden. For Fyldningen af det begrændsede og dampfrie Rum med Vanddampe af en til Varmegraden svarende Spændkraft udfordres der en lige-

stor Dampmængde, enten Rummet iforveien indeholdt Luft, eller det var lufttomt, men i første Tilfælde udfordrer Fyldningen en længere Tid. Indeholdt Rummet iforveien Luft, vil Vægten af Massen i Rummet være bleven forøget med de tilgaaede Dampes Vægt, og Massens Spændkraft vil være bleven lig Summen af Spændkraften hos Luften og hos Dampene; Forholdet bliver altsaa det samme, som hvis Spændkraften havde faaet sin Tilvæxt ved en Forøgelse af Luftmassen, kun at der udfordres en mindre Vægt af Damp end af Luft for lige Tilvæxt til Spændkraften.

Naar det begrændsede Rum er fyldt med, eller den i Rummet værende Luftmasse er mættet med Vanddampe, og man derefter forhøier Varmegraden i Rummet, vil denne høiere Varmegrad ogsaa virke paa Fordampningen fra Vandspeilet, eller paa selve Vandspeilet, og Dampudviklingen vil da igjen begynde og fortsætte sig, indtil Dampenes Spændkraft i Rummet paany svarer til Varmegraden. Lodes Varmegraden uforandret, medens man derimod udvidede det begrændsede dampfyldte Rum, vilde dette føre til en lignende Fortsættelse af Dampudviklingen, idet Dampenes Tæthedsgrad blev formindsket ved Rummets Udvidelse.

Formindskes Varmegraden i det begrændsede og dampfyldte eller med Damp mættede Rum, vil der indtræde en Dampfortætning, hvis Størrelse, forsaavidt Varmegradens Formindskelse er absolut eller uafhængig af den Varmemængde, der bliver overflødig ved Dampfortætningen, er bestemt ved, at Rummet efter Fortætningen endnu er mættet med Damp. Ved Dampfortætningen bliver den tilstedeværende Masses Vægt formindsket med de fortættede Vanddampes Vægt, medmindre de vedblive at være tilstede i Rummet i Form af Taage, og Massens Spændkraft vil formindskes med Spændkraften i den fortættede Dampmængde, og tillige i Forhold til den lavere Varmegrads Indflydelse baade paa Vanddampenes og paa tilstedeværende Lufts Spændkraft. Formindskes Rummets Størrelse, medens Varmegraden i Rummet holdes absolut uforandret, vil der ved den forøgede Tæthedsgrad ligeledes indtræde en Dampfortætning med en tilsvarende Begrændsning og Indflydelse paa Massens Vægt, medens Massens Spændkraft for Dampenes Vedkommende bliver uforandret, svarende til den uforandrede Varmegrad,

og for tilstedeværende Lufts Vedkommende voxer i Forhold til Luftens forøgede Tæthedsgad.

Naar en Dampfortætning, fremkaldt ved en Afkøling, foregaaer i et ubegrændset Rum, saaledes som i et Luftlag i Atmosphæren, og der fører til et Nedslag, vil altsaa Vægten af Luftlagets Masse formindskes med Nedslagets Vægt, og Spændkraften i Luftlagets Masse vil formindskes med den til Nedslaget svarende Dampmængdes Spændkraft, men Spændkraften vil samtidigt forøges i Lagets Masse, baade i dets Luft og i dets Damp, ved Virkningen af den Varmemængde, der bliver overflødig ved Dampfortætningen.

15. Da der ved lige Varmegrad fra et Vandspeil i et begrændset Rum udvikles den samme Dampmængde, enten Rummet er luftfyldt eller lufttomt, kun at Udviklingen som Følge af Friktionen med Luften tager længere Tid i det luftfyldte Rum, er det klart, at der maa anvendes en Kraft for at overvinde den Modstand, Friktionen udøver imod de udviklede Dampes Bevægelse, og den saaledes fornødne Kraft maatte ydes ved et tilsvarende Forbrug af Varme. Varmeforbruget blev altsaa for ligestore Dampudviklinger større i det luftfyldte, end i det lufttomme Rum. Den Varmemængde, der i det luftfyldte Rum forbruges udover den for selve Dampudviklingen fornødne, kan ikke igjen forsvinde, og den kan ikke meddele sig til Luftmassen, da den saa vilde forandre Dampenes Spændkraft eller Dampudviklingens Størrelse. Det ligger da nært at slutte, at den omhandlede Varmemængde omdannes til Elektricitet ved Friktionen imellem alle Luftens og Dampenes enkelte Dele, i Analogi med, hvad der finder Sted ved en Dampelektricismaskine.

Da Friktionen voxer i Forhold til Luftens Tæthedsgad og til Dampudviklingens Størrelse, vilde altsaa ogsaa Mængden af Luftelektricitet eller af omdannet Varme voxe i Forhold til Tæthedsgaden og til Dampudviklingen, og da fremdeles Dampudviklingens Størrelse voxer med Luftens Tørhedsgad, vilde Elektricitetens Mængde ogsaa voxe med Tørhedsgaden, medens Luftens Ledningsevne for Elektriciteten samtidigt vilde aftage.

16. Dampudviklingen fra Jordoverfladen bliver afhængig af Vandets Fordeling eller Udbredelse paa Overfladen, af Overfladens Varmegrad, og af det nederste Luftlags Varme-

grad og Damprigdom, ligesom ogsaa Variationer i den overliggende Luftmasses Vægt kunne føre til en noget hurtigere eller noget langsommere Dampudvikling.

Hvor Strækninger af Jordoverfladen dækkes af Vand, staaer Størrelsen af Dampudviklingen, naar Betingelserne for den iøvrigt ere lige, i Forhold til Størrelsen af Vandarealerne, da der foregaaer en Fordampning fra ethvert Punkt i Overfladen. Dampudviklingen bliver altsaa større fra et Vandspeil, naar det er i Bølgebevægelse, end naar det er roligt, og større fra en Vandmasse, der forekommer i Draabeform, end naar den forekommer samlet, og den vil ligeledes for ligestore Masser være større, naar Massen har fine Krystalformer, end naar den har Form af tæt Iis. Fra et Fastland vil der ikke finde nogen Dampudvikling Sted, saalænge der ikke tilføres dets Overflade Vand ved Dampfortætninger, og Dampudviklingens Størrelse der bliver da afhængig, ikke alene af den tilførte Vandmængdes Størrelse, men tillige af Overfladens Porøsitet eller Evne til at optage og opbevare Vandet.

De i Jordoverfladen udviklede Vanddampe ville ifølge deres Elasticitet, hvis Virksomhed dog staaer i Forhold til Differentsten imellem de udviklede og de allerede i Luften forekommende Vanddampes Spændkraft, stræbe at udbrede sig baade til Siderne og opad i Atmosphæren. Denne Udbredelse møder imidlertid en betydelig Modstand ved Friktionen imellem alle enkelte Luftdele og Dampdele, saa at Udbredelsen kun faaer en meget ringe Bevægelseshastighed. Naar en Luftmasse sættes i Bevægelse, vil Bevægelsen derimod kun hindres ved en Friktion imellem den samlede bevægede Masse og dens Omgivelser, og en ringe til Bevægelse virkende Kraft vil altsaa her fremkalde forholdsvis meget betydelige Bevægelseshastigheder, medens den bevægende Kraft desuden her ofte kan naae en betydelig Styrke. Bevægelseshastigheden ved Vanddampenes Udbredelse bliver da at betragte som forsvindende i Sammenligning med de Hastigheder, hvormed en Luftmasse bevæger sig, hvoraf igjen følger, at naar Luftmassen nærmest Overfladen er i Bevægelse, vil den føre alle i Øieblikket fra Overfladen udviklede Vanddampe med sig.

Som en Følge af Varmens ulige Fordeling i Atmosfæren og i Jordoverfladen vil Luften nærmest Jordoverfladen kun undtagelsesviis og med ringe Udstrækning med Hensyn til Tid og Rum kunne være i absolut Hvile, og Forplantningen af de fra Overfladen udviklede Vanddampe til Atmosfærens forskellige Dele maatte derfor i al Almindelighed betragtes som foregaaende ved Bevægelserne i Luftmassen. Det bliver da igjen en Følge af Varmens ulige Fordeling, at Vanddampene ved Bevægelserne blive udsatte for Varmeforandringer, og gaae Bevægelserne fra varmere til koldere Egne, eller opad til koldere Luftlag og et svagere Lufttryk, vil Varmeforandringen kunne føre til Dampfortætninger, ligesom Dampfortætninger ogsaa kunne opstaae, hvor en Bevægelse fører en koldere Luftmasse i Berøring med en varmere og damprig Luft. Ifølge Virkningen af Varmemængden fra de fortættede Dampe vilde Dampfortætningen kun blive øieblikkelig, saasnart Bevægelsen ikke vedblev at tilføre nye Dampmængder, eller at virke afkølende paa en tilstedeværende Dampmængde, hvorimod Varmemængden, idet den forøger Massens Spændkraft derved fører til en opadgaaende Bevægelse, ikke vil hindre, at Fortætningen fortsættes ved en fortsat Tilførsel af nye Masser.

Enhver saaledes foregaaende Dampfortætning forøger altsaa den allerede tilstedeværende Varmemængde med den Varme, der bliver overflødig ved Fortætningen. Da denne Varme er hentet fra Overfladen og dens Omgivelser, hvor Dampene ere udviklede, lider Størrelsen af den hele i Jordoverfladen og Atmosfæren tilstedeværende Varmemængde ingen Forandring derved; Varmemængden bliver kun anderledes fordeelt. Dampfortætningen forandrer ikke alene Varmens, men ogsaa Vandets Fordeling, idet der føres en Deel af det fra Oceanerne fordampede Vand ind paa Fastlandene, hvorfra det da igjen kan fordampe, og den virker derved til at forøge Dampudviklingen fra Jordoverfladen. Idet Dampfortætningen endvidere lader Vandet optræde i Atmosfæren baade i fast og i draabeflydende Form, kan dette ogsaa føre til en i selve Atmosfæren foregaaende Dampudvikling; naar nemlig den fortættede Vandmasse i fiindeelte Former enten synker nedad ifølge Tiltrækningskraftens Virkning, eller som Følge af Friktionen holder sig svævende i Luften, og da følger

Luftens Bevægelser, kan den derved komme under Forhold, hvor der vil finde en Dampudvikling Sted fra Massens forholdsviis betydelige Overflade. Enhver saadan i selve Atmosfæren foregaaende Dampudvikling formindsker da det Tab i Dampmængde, der vilde have flydt af Dampfortætningen.

Naar der saaledes finder en Dampudvikling Sted i selve Atmosfæren fra Overfladen af Vandets findeelte Former, forbruges der ved den, ligesom ved Dampudviklingen fra Jordoverfladen, en Varmemængde til selve Fordampningen, medens der samtidigt ogsaa turde finde en Omdannelse Sted af en anden Varmemængde til Elektricitet ved Friktionen imellem de enkelte Dele af de udviklede Damppe og af den omgivende Luft. De for Dampudviklingen fornødne Varmemængder maae, naar de ikke komme direkte fra Solen, tages fra den omgivende Luft, der altsaa da lider en Afkøling, som vil foraarsage dertil svarende Bevægelser.

Ligesom Varmebevægelserne virkede hen til en eensformig Fordeling af Varmen i Luftmassen, ville de ogsaa virke hen til en i Forhold til Varmegraden eensformig Udbredelse af Vanddampene, idet de føre til Dampfortætninger og deraf igjen flydende Dampudviklinger i selve Atmosfæren, og da fremdeles Varmebevægelserne som Følge af en ulige fordeelt Varme forekomme i alle Dele af Atmosfæren, ville Vanddampene ogsaa være udbredte i hele Atmosfæren, men i Forhold til den overalt tilstedeværende og skiftende Varme.

Saavel ifølge den fra Jordoverfladen og i selve Atmosfæren foregaaende Dampudvikling, som ifølge Varmens Fordeling i Atmosfæren, vil den tilstedeværende Dampmængde være aftagende baade fra Ækvator henimod Polerne og fra Jordoverfladen opad, og der kan tillige forekomme Afvigelser i Dampmængden, afhængige af den større eller mindre paa Fastlandene forekommende Vandmængde. Størrelsen af det enkelte Punkts øieblikkelige Dampmængde bliver desuden variabel som afhængig af forekommende Luftstrømningers Varmegrad og Fugtighedsgrad, og tillige som afhængig af og tildeels begrændset ved den om Natten indtrædende laveste Varmegrad. Som Følge af den kraftigere Dampudvikling, der ledsager Dagens Varme, bliver nemlig Dampmængdens Tilvæxt større om Dagen end om

Natten, og medens Dampfortætninger i Døgnets koldere Dele kunne indtræde som en Virkning af Varmeudstraalingen, ville de i dets varmere Dele skyldes Luftstrømningerne. Hvor Dagen, som ved Polerne, om Sommeren har en betydelig Længde, vil Dampmængden da saalænge være relativt stor, medens den om Vinteren der bliver relativt lille.

I det Hele bliver altsaa Størrelsen af den tilstedeværende Dampmængde stadigt underkastet baade lokale og almindelige Variationer, og Variationerne kunne fortrinsviis være store i den nedre eller Bevægelsernes Sphære, og da særligt i denne Sphæres laveste og varmeste Dele, medens de forholdsviis blive smaa i den øvre Sphære.

17. Som en Følge af den imellem de enkelte Dele af Luften og de enkelte Dele af Vanddampene bestaaende Frik-tion blive Luften og de i den indeholdte Vanddampe overfor Virkninger af de Kræfter, der have Indflydelse paa Lige-vægten i Atmosfæren, at betragte som een sammenhørende atmosfærisk Masse. Ligesom Tiltrækningskraften virker til Bevægelse, naar der i et Luftlag, som er underkastet et eensformigt Tryk af den overliggende Masse, ved en Varmefor-
differents opstaaer en Forskjel i Massens Tæthedsgrad eller Vægt, vil den da ligeledes virke til Bevægelse i et Luftlag under eensformigt Lufttryk, naar den ene Deel af Laget er damprigere end den anden, idet Vanddampenes Vægtfylde er mindre end Luftens. Naar endvidere en continuerlig Dampudvikling fra Jordoverfladen virker til en større For-
øgelse af Massen i den ene Deel af et nederste Luftlag, end i andre Dele af Laget, vil Tiltrækningskraften ogsaa da føre til en Bevægelse fra den større Masse henimod den mindre, og tilsvarende Virkninger ville ledsage Dampfortætninger. Endeligt kan ogsaa Lufttrykket ved Jordoverfladen, eller den Spændkraft i Luften der, som skyldes Vægten af den overliggende Masse, paavirkes af Vanddampene ved de Vægtfor-
andringer, Dampudviklingen og Dampfortætningen medføre; saaledes opstaaede Differentser i Lufttrykkets Størrelse ville da ogsaa føre til Bevægelser, medens Tiltrækningskraften sam-
tidig vil virke til Bevægelser som Følge af de Damp-
udvikling og Dampfortætning ledsagende Varmeforandringer.

Ifølge Vanddampenes Udbredelse i Atmosfæren vil der altid forekomme Uligheder i Massens Dampmængde, og Til-

trækningskraften vil da ligesom ved en ulige fordeelt Varme virke til Bevægelser i Massen, der i Form af Kredsløb vilde stræbe hen til en eensformig Fordeling af Dampene uden at forandre Mængden af den over ethvert Sted tilstedeværende Masse, men der, idet Dampene derved udsættes for Varmeforandringer, kunne føre til Dampfortætninger, som yderligere forstyrrede Ligevægten og førte til nye Bevægelser. Hvor Vanddampenes Fordeling i Massen er i Lighed med Varmemængdens Fordeling, ville de omhandlede af Tiltrækningskraften fremkaldte Dampbevægelser virke forstærkende paa Varmebevægelserne; hvor Vanddampenes Fordeling derimod er forskjellig fra Varmemængdens, saaledes som det bliver Tilfældet over vandløse Egne paa Fastlandene, ville Dampbevægelserne dels kunne virke svækkende paa Varmebevægelserne, dels kunne optræde som selvstændige Bevægelser. Dampbevægelserne ville endvidere ligesom Varmebevægelserne paavirkes af Centrifugalkraften, hvorved der kan opstaae Uligheder i Massens Fordeling med tilsvarende Lufttryksforandringer. Da Dampmængden bestandigt fornyes og varieres ved Dampudviklingen og Dampfortætningen, ligesom det samme er Tilfældet med Varmemængden ved Solvarmen og Varmeudstraalingen, bliver der ogsaa Analogi imellem Damp- og Varmebevægelser derved, at begge stadigt ville være Variationer underkastede og ikke kunne udeblive.

Medens der saaledes finder en Analogi Sted imellem Varmemængdens og Dampmængdens Betydning for Bevægelserne med Hensyn til Forholdet imellem Rumfang og Vægt i den atmosfæriske Masse, er der derimod i en anden Henseende en væsenlig Forskjel imellem Varme og Damp. Medens Varme er en Kraft, er Damp en Masse, der er ligestillet med Luftmassen, kun at den allerede er udsat for Fortætning under de i Atmosfæren stedfindende Temperaturforhold. Saasnart altsaa den fra Jordoverfladen foregaaende Dampudvikling er større det ene Sted end det andet, bliver der ogsaa en forskjellig Tilgang af Masse eller Vægt til den allerede tilstedeværende Masse i et Jordoverfladen nærmestliggende Luftlag. Tænker man sig under en Hviletilstand i Luften en Dampudvikling begyndende, vilde nemlig i en første Tidsdeel de udviklede Dampene paa Grund af Friktionens Modstand kun forekomme i et nederste Luft-

lag af ringe Mægtighed, medens samtidigt en forøget Spændkraft i Laget lader den allerede tilstedeværende Luftmasse udvide sig opad i et overliggende Luftlag; saavel Mægtigheden af Laget som Størrelsen af Massens Udvidelse vilde staae i Forhold til Størrelsen af den i Tidsdelen udviklede Dampmængde. I en næste Tidsdeel vil det samme Forhold gjentage sig i det nederste Luftlag, men Massen, der udvider sig opad, vil nu være damprigere, og vedbliver Dampudviklingen, vil Massen vedblivende forøges i det nederste Lag og i den nærmest overliggende Luft; er Dampudviklingen fra Jordoverfladen ikke ligestor allevegne, bliver Massens Forøgelse størst, hvor Dampudviklingen er størst. Saalænge andre Forhold ikke vare medvirkende, vilde da Tiltrækningskraften virke til en Bevægelse i Luftmassen nærmest Jordoverfladen fra den større Dampudvikling henimod den mindre. Naar der vedvarende finder en større Dampudvikling Sted i de varmere Egne paa Jorden, end i de koldere, vil der altsaa som Følge af Tiltrækningskraftens Virksomhed være en vedvarende Bestræbelse til Bevægelse ved Jordoverfladen henimod de koldere Egne. Over et udstrakt Ocean overvindes denne Bestræbelse i Passatbelterne ved forenede Varme- og Dampbevægelser, der optræde som Passater langs Jordoverfladen og staae i Forbindelse med en opadgaaende Bevægelse over det ækvatoriale Stille Belte. Udenfor Passatbelterne vilde Forskjellen i Dampudvikling derimod kunne stræbe hen til en Passatbevægelse i modsat Retning, eller en Damppassat, der, tildeels følgende Jordoverfladen, vilde gaae fra varmere til koldere Egne, og altsaa kunde forstærkes ved indtrædende Dampfortætninger, men hvis Regelmæssighed som oftest vilde forstyrres ved andre der ogsaa stedfindende Bevægelser, saa at Damppassatens Tilværelse nærmest kun blev kjendelig ved de Virkninger, der ledsage den.

Spændkraftens Styrke eller Lufttrykkets Størrelse i et nederste Luftlag er for hvert enkelt Sted paa Jorden afhængig af Tiltrækningskraftens Virkning paa den hele i et givet Øjeblik over Stedet forekommende atmosfæriske Masse, eller af denne Masses Vægt. Naar altsaa den tilstedeværende Masses Vægt forøges ved en i Øjeblikket fra Jordoverfladen foregaaende Dampudvikling, vil Lufttrykkets Stør-

relse ved selve Jordoverfladen derved voxe, og naar Massens Vægt formindskes ved, at en Deel af den forsvinder i Form af Nedslag, vil Lufttrykkets Størrelse derved aftage. Ved en foregaaende Dampfortætning er det kun Vægten af den Deel af den fortættede Masse, der som Nedslag naaer Jordoverfladen, som faaer Betydning for Lufttrykket i det nederste Luftlag; en deelviis Fordampning af den fortættede Masse i høiere liggende Lag medfører vel Forandringer i Lufttrykket imellem de Lag, hvori Fortætningen og Fordampningen foregaae, men disse ville, forsaavidt begge Formforandringer foregaae lodret over et Sted, ikke føles der i det nederste Luftlag. Ligeledes vil, naar den fortættede Masse antager saa fiindeelte Former, at den holder sig svævende i Luften, en saadan Fortætning, saavel som senere Fordampninger sammesteds eller andetsteds af den fortættede Masse, være uden Indflydelse paa Lufttrykkets Størrelse i det nederste Luftlag, idet den er uden Indflydelse paa Vægten af den hele tilstedeværende Masse.

Lufttrykkets Størrelse i det nederste Luftlag vil altsaa voxe ethvert Sted, hvor Tilgangen af Vanddampe ved en Fordampning fra Jordoverfladen er større end den samtidige Afgang af Vanddampe ved Nedslag, medens Lufttrykkets Størrelse omvendt vil aftage, hvor Afgangen er større end Tilgangen; begge Dele gjælde dog kun, forsaavidt Lufttrykkets Størrelse ikke til samme Tid lider Paavirkninger ogsaa af andre Forhold. Over et udstrakt Ocean, hvor Dampudviklingen afhænger af Luftens og Vandets Varmegrad og Luftens Fugtighedsgrad, medens Dampfortætningen afhænger af Luftens Bevægelser, vil da Tilgangen og Afgangen af Vanddampe som afhængige af forskellige Faktorer ikke overalt faae lige Indflydelse paa Lufttrykkets Størrelse. I det ækvatoriale Stille Belte vil ifølge den stillestaaende Lufts Damprigdom Tilgangen af Dampe ikke være betydelig, undtagen naar Dagens Varmegrad bliver stor, og ifølge den store Høide i Atmosfæren, hvortil den opadgaaende Bevægelse her naaer op, vil Afgangen af Dampe ved Nedslag nærme sig Tilgangens Størrelse; Lufttrykket vil altsaa der nærme sig til at være upaavirket af Vanddampene. I Passatbelterne er der som Følge af Luftens Bevægelse og den tilgaaende Lufts Mangel paa Vanddampe en vedblivende

Tilgang af Dampe fra Havets Overflade, medens der mangler en Afgang ved Nedslag, og Lufttrykket vil altsaa der blive høit. Udenfor Passatbelterne vilde Tilgangen af Dampe aftage med den aftagende Varme, medens samtidigt Damppassaten ifølge sin Retning snart vilde føre til Fortætninger, der vilde foregaae stadigt, hvis Forholdet ikke led under Paavirkninger, saaledes t. Ex. af Døgnet's skiftende Varme og skiftende Bevægelser; idet Nedslaget virker til at forøge Luftens Fugtighedsgrad, bliver Tilgangen ogsaa aftagende som Følge af Fugtighedsgraden. Lufttrykket bliver altsaa aftagende udenfor Passatbelterne, indtil det igjen i Nærheden af Polerne som en Følge af, at baade Dampudvikling og Dampförtætning her kun have forholdsvis ringe Betydning, bliver temmeligt upaavirket af Vanddampene. Jo større Temperaturmodsatningen er, desto større vil ogsaa Vanddampenes Virkning paa Lufttrykket være, eller Virkningen er kraftigere om Vinteren end om Sommeren.

Over et udstrakt Fastland bliver Lufttrykkets Fordeling afhængig af andre Forhold, end over Oceanerne; Forholdene over Fastlandene lade sig imidlertid kun bedømme gennem Kjendskab til alle der foregaaende Bevægelser. Naar saaledes foregaaende Varmebevægelser ifølge den bevægede Luftmasses Mangel paa Fugtighed, eller ogsaa ifølge Virkningen af høie og udstrakte Bjergkjæder, maatte føre til, at større Landstrækninger blive vandløse, vil den ulige Fordeling af Vandet med deraf flydende ulige Dampudvikling kunne virke baade til Forekomst og Mangel af Dampbevægelser og Damppassater, og Tilgangen og Afgangen af Vanddampe, og altsaa ogsaa Lufttrykkets Fordeling, vilde da afhænge af mange Faktorer over Fastlandene. Der skal derfor her kun eksempelvis anføres en Sammenligning imellem Forholdene om Vinteren over Siberien og over Oceanerne paa samme Breder. Medens Damppassaten og dens Virkninger gjøre sig gjældende over Oceanerne, vil over Siberien Damppassaten mangle, da de sydligt eller sydvestligt derfor liggende Landstrækninger ere vandløse, og Følgen vil altsaa være en forholdsvis ringe Dampförtætning, og en deraf igjen flydende forholdsvis tør Luft og stor Fordampning. Vanddampenes Virkninger paa Lufttrykket blive altsaa hinanden modsatte over Siberien og over Oceanerne, og ligeledes

bliver Vanddampenes Virkning paa Lufttemperaturen ved Varmetilførsel og Varmeforbrug modsat for de to Steder. Ligesom Lufttemperaturen imidlertid tillige er afhængig af andre Forhold, kan Lufttrykkets Størrelse de to Steder ogsaa være afhængig, ikke alene af Vanddampene, men ogsaa af Centrifugalkraftens Indvirkning paa Bevægelserne imellem de varme og de kolde Egne.

Dampmængden er størst nærmest Jordoverfladen og aftagende opad i Forhold til Varmegraden, forsaavidt forbigaende eller vedvarende Bevægelser ikke føre til Afgivelser baade i Varmens og i Dampenes regelmæssige Aftagen opad. I den Jordoverfladen nærmeste Deel af Bevægelsernes Sphære, hvor den største Dampmængde staaer i Forbindelse baade med Dampudviklingen fra Jordoverfladen og med de største Dampfortætninger, ville altsaa de største ved Vanddampene fremkaldte Lufttryksforandringer foregaae, og disse Forandringer ville være uden Indflydelse paa Lufttrykkets Størrelse og Fordeling i hele den overliggende Deel af Atmosphæren. Lufttryksforandringer, der ad den ene eller den anden Vei fremkaldes i den overliggende Deel af Atmosphæren, ville derimod alle faae Indflydelse paa Lufttrykkets Størrelse ved Jordens Overflade.

De betydelige og tildeels vedvarende Afvigelser i Lufttrykkets Størrelse i Luftlagene nærmest Jordoverfladen, som skyldes Vanddampenes Vægt, ville ledsages af tilsvarende Lufttryksbevægelser, der ere underkastede Centrifugalkraftens Paavirkning, og der stræbe hen til at udjevne de Uligheder, som finde Sted i Mængden af den over de forskellige Steder forekommende Masse. Samtidigt ville imidlertid Vanddampene ogsaa virke til Bevægelser ved de Forandringer i den atmosfæriske Masses Varme og Spændkraft, der ledsage baade Dampudvikling og Dampfortætning. Idet der saaledes i det Hele forekommer mange og forskelligartede Bevægelser, særligt nærmest Jordoverfladen, kunne disse Bevægelser gribe forstyrrende ind i hinanden, og derved føre til mere eller mindre forbigaaende og undertiden store Uregelmæssigheder i Varmens, Vanddampenes og Massens eller Lufttrykkets Fordeling, især i Atmosphærens nederste Deel.

18. I Analogi med en ulige Fordeling af Varmen fører en ulige Fordeling af Vanddampene til Bevægelser i Atmo-

sphæren, der særligt ere virksomme i dens nederste Lag, og den ulige Fordeling bliver uden Indflydelse paa Atmosphærens Høide. Var derimod Størrelsen af den hele i Atmosphæren tilstedeværende Dampmængde Variationer underkastet, vilde saadanne Variationer i den atmosfæriske Masses Mængde føre til Forandringer i Massens eller i selve Atmosphærens Høide. Atmosphæren vil saaledes have havt en større Høide, naar Jordoverfladen tidligere har modtaget en større Varmemængde fra Jordens Indre, saa at Dampudviklingen har været større, og ligeledes naar tidligere en større Deel af Jordoverfladen, end det nu er Tilfældet, har været dækket med Vand som en Følge af mindre Overflade-ujevnheder. Størrelsen af en saadan Forøgelse af Atmosphærens Høide vilde imidlertid paa det Nærmeste kun svare til Høiden af et nederste Lag i Atmosphæren, hvis Masse var ligestor med hele Masseforøgelsen.

