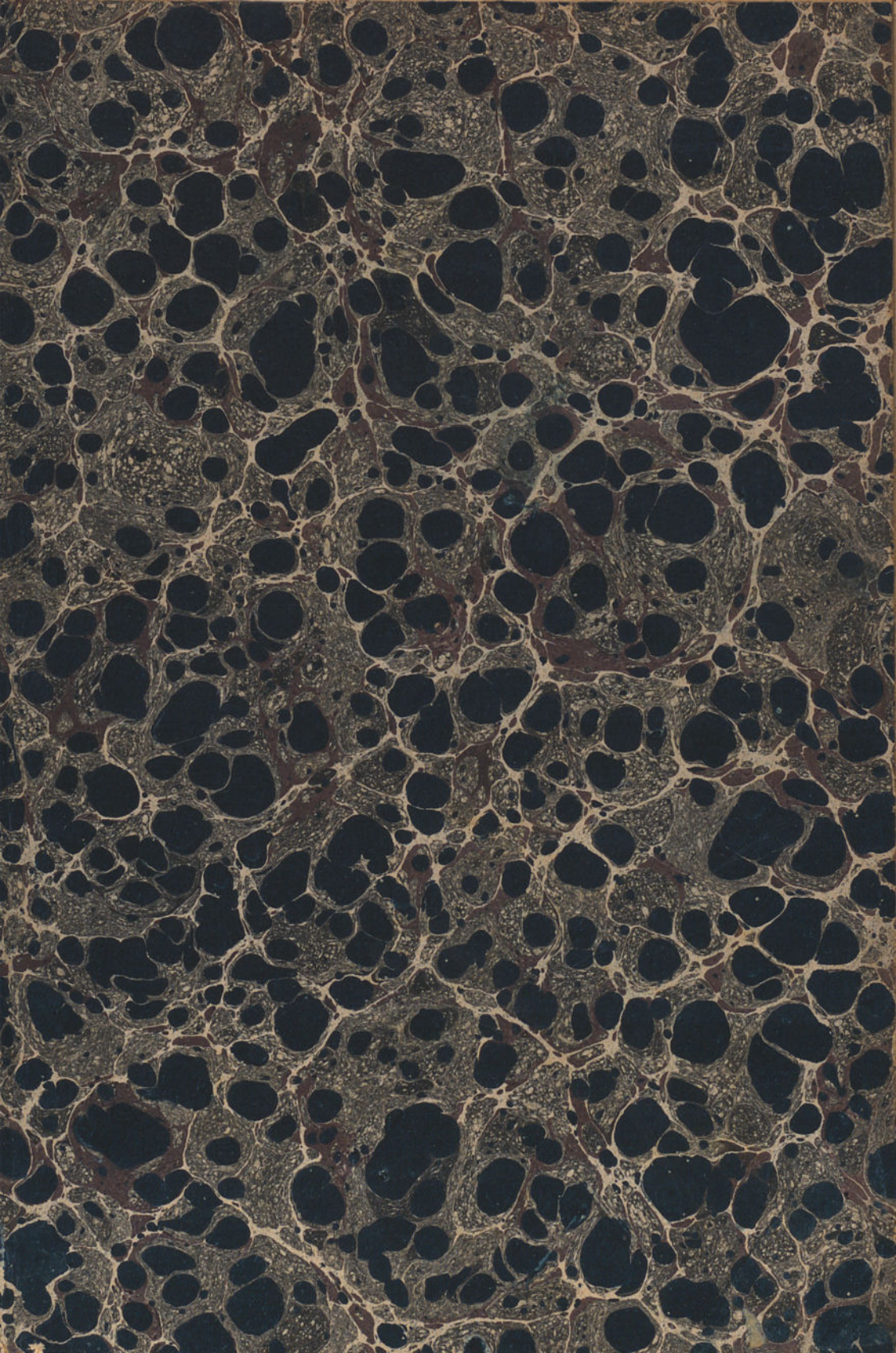




~~Sala e  
Est. 2  
Tab. 5  
N.º 24~~





LIBRARY OF THE  
MUSEUM OF NATURAL HISTORY  
NEW YORK

INV. - Nº 3695  
ELEMENTOS



DE

# METEOROLOGIA NAUTICA

POR

JOAQUIM DA CUNHA TELLES DE VASCONCELLOS

SECUNDO TENENTE DA ARMADA

*Observador Chefe de Serviço do Observatorio Meteorologico e Magnetico  
do Infante D. Luiz*



RC  
HNCT  
55  
VAS

MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO NACIONAL  
MUSEU NACIONAL DA CIÊNCIA  
E DA TÉCNICA

Nº 965



1904

TYP. DA PAP. ESTEVÃO NUNES & FILHOS  
58 - RUA AUREA - 58  
LISBOA

COMPRA

503300

ELEMENTOS

METEOROLOGIA NAUTICA

INSTITUTO DE CIENCIAS DE LAS INGENIERIAS

UNIVERSIDAD TECNICA DE ARICA



MINISTERIO DE EDUCACION  
UNIVERSIDAD TECNICA DE ARICA



503300

ELEMENTOS DE METEOROLOGIA NAUTICA





## PREFACIO

---

Quiz a bondade do auctor distinguir-me com a honrosa missão de lhe prefaciár o livro, que sob nenhum título carece da minha humilde apreciação. Ella ahí vae portanto, sincera e franca.

Esta obra impor-se-ha pela fôrma corrente e lucida da exposição, pela clareza das idéas, pelo valioso repositório de conhecimentos que encerra, pela lição de muitas coisas que a sua attenta leitura prodigalisará, e mais do que tudo, pela sua utilidade indiscutível.

Os *Elementos de Meteorologia Nautica* manifestam especialmente uma qualidade a que de nenhum modo quero deixar de me referir, e que a meu vêr constitue até um dos títulos mais recommendaveis do presente trabalho. E' a ausencia quasi completa de dados estatísticos, que são factores quasi inseparaveis d'obras d'esta natureza, e que tanto concorrem para a pouca vulgarisação d'este ramo das sciencias physicas.

N'esta feliz orientação, conseguiu o auctor, imprimir ao seu livro uma feição original e attrahente, pondo em relevo as leis geraes que decorrem do estudo da meteorologia, e despreoccupando-se dos detalhes obscuros a que conduzem essas fastidiosas columnas de algarismos que sobrecarregam os livros da especialidade.

## PREFACIO

Mas se esta circumstancia, é já de si factor importante a recommendar o livro, uma outra se me afigura digna de especial referencia.

As theorias da circulação geral aerea, são em geral d'uma abstracção desanimadôra e arida. E quando se quer abraçar o conjuncto da exposição, a memoria cansada por uma longa contençaõ d'espírito, não póde reter a subtileza das hypotheses.

Ora, o auctor soube n'um capitulo especial, esboçar as idéas mais geralmente adoptadas, condensando em poucas paginas, e com uma claresa e concisão impecaveis, tudo o que de mais interessante podem offerecer essas classicas theorias, fazendo d'ellas resaltar as leis, tão complexas na apparencia, e tão simples na realidade, que seguem os movimentos geraes da athmosphera.

Por isso, é tambem esta para mim a parte capital do seu trabalho. A leitura d'uma memoria recente versando o problema que tão nitidamente o auctor deixou delineado n'essas curtas paginas, e que foram objecto dos trabalhos de Dove, Mauny, Ferrel, etc., suggere-me no entanto considerações que me não parecem descabidas n'este logar, como elemento significativo dos progressos que, no estudo da Meteorologia Geral se vão operando dia a dia.

Em todas as theorias até hoje formuladas sobre o problema da circulação geral aerea, incluindo n'ellas, a bella idealisação de Maury, se trata o globo terrestre como um espherode uniforme de superficie homogenea e igual, sobre o qual o dominio mathematico é mais particularmente chamado a intervir. Mas a Terra é um globo de superficie irregular, entrecortada de continentes e mares, e é n'esta hypothese que o poblema tem de ser abordado, por mais interessantes que nos pareçam as theorias expostas e por mais brilhantes que se nos afigurem as suas confirmações.

Ora é justamente n'esta ordem de idéas que um eminente meteorologista francez Mr. de Tastes expõe modernamente uma nova theoria da circulação geral aerea, na qual encontram cabal explicação não só as perturbações no regimen circular do circuito aereo, mas tambem as depressões que com tanta frequencia fustigam as costas occidentaes da Europa, e que por muito tempo se suppozeram provenientes da America Septentrional.

Na circulação da athmosphera, que o philosophico espirito de Maury tão bellamente comparou a uma machina de vapôr, tendo o Sol por fornalha, e os mares por caldeira, e a que nem sequer falta o condensador representado pelas regiões po-

lares, desempenham um papel essencial e importantissimo as correntes quentes do oceano.

E assim é, que o ar que repousa sobre as tepidas correntes do Gulph-Stream, adquire pelo seu contacto, uma temperatura mais elevada que a das camadas circumvisinhas.

Facil é portanto conceber a formação d'um Gulph-Stream aereo, que não tendo como o seu liquido congenere, a estorvar-lhe o passo, a barreira dos continentes, continue o seu circuito atravez a Europa septentrional, precipitando sobre a fórma de chuva ou de neve os vapores de que deve achar-se saturado, e que são o mais cathorico testemunho da sua origem.

Desviado constantemente, sob a acção rotativa da Terra, para a direita da sua trajectoria, o ar d'esse circuito depressa se inflectirá para o sul, desprovido já do vapor d'agua que transportava, com o caracter de vento secco e frio que constitue a feição meteorologica dominante d'esses vastos plainos do Sul da Russia.

E' por certo a esta qualidade de secura que a Geophyica deve attribuir a existencia dos desertos que constituem o Turkestan, a Arabia e o Sahará, sobre os quaes desliza no seu ramo descendente este vasto rio aereo, até final do seu percurso.

Na zona central d'este circuito reside um centro permanente d'altas pressões, um verdadeiro mar de sargasso aereo, onde o movimento do ar é relativamente fraco.

E' das oscillações, que essa zona central de relativa tranquillidade, e as margens do rio aereo que a circundam, executam em torno da sua posição normal, que dependem as vicissitudes dos nosso climas; e é do estudo e da attenta observação d'essas fluctuações que a *previsão de tempo*, que será sempre o problema fundamental da meteorologia, póde obter a almejada e completa solução.

Systemas inteiramente analogos ao que acabamos de descrever, desenvolvendo-se parallelamente aos circuitos maritimos, a que dão origem as correntes quentes do Oceano Atlantico do Sul, do Pacifico dos dois hemispherios e do oceano Indico, circundam outras tantas zonas ou centros d'altas pressões, a que já d'um modo tão caracteristico como suggestivo, o eminente meteorologista Teisserenc de Bort, chamára os grandes centros d'acção da atmosphaera.

Se em qualquer dos circuitos delineados a velocidade augmenta, o attricto do ar limitrophe das suas margens contra massas d'ar mais frias e immoveis, origina movimentos gira-torios nas camadas assim influenciadas.

E' o caso das borrascas e tempestades das zonas temperadas.

Se dois circulos visinhos se approximam, como por exemplo, o do Atlantico Norte, e o do Pacifico Norte, o attricto produzido sobre o ar que os separa e os movimentos que a essa massa d'ar lhe imprime o binario resultante d'esse duplo contacto, originarão uma perturbação mais violenta. São os cyclones, ou os tufões cujos terriveis effeitos são já por demais conhecidos.

Não pretendo, nem mesmo o poderia aqui fazer, reconstituir em todos os detalhes a bella theoria de Mr. de Tastes, tão conforme com a realidade das coisas, e tão suggestiva e empolgante pela sua facil comprehensão.

Será acaso a ultima?

Como quer que seja, a quasi abstracção das fórmas geographicas da Terra, nãs theorias que a precederam, com excepção talvez da que n'uma aparente conformidade de vistas expõe Mr. Bourgois na sua refutação ao systema de ventos de Maury assignalam para Mr. de Tastes uma superioridade incontestavel que me parece estabelecer mais uma étape lucrativa no avanço da meteorologia dynamica.

E até n'isto os Elementos de Meteorologia Nautia encontram a melhor justificação da sua opportunidade.

## INTRODUÇÃO

N'elles encontrará o leitor as principaes vistas de conjunto que o podem conduzir ao caminho da verdade.

Meditando nas concepções que teem orientado o espirito de tantos investigadores, analysando os factos que a experiencia consagrou, tornar-se-lhe-ha mais interessante o exame dos phenomenos e mais judiciosa a sua interpretação.

Compulsando agora o balanço das ultimas conquistas da sciencia, as ondas Hertzianas, os raios X, e a bella realisação do radium, comprehender-se-ha quanto a humanidade, na sua incessante tarefa de tudo perscrutar e investigar está ainda longe de achar a solução completa de tudo o que se passa no interior e á superficie do nosso mesquinho planeta!

Divulgar portanto os progressos e a evolução do espirito humano, diffundir os conhecimentos positivos que a sciencia alcançou, contribuir, por pouco que seja, para o seu desenvolvimento, é abrir novas brechas na alcantilada montanha, é desbravar, emfim, o caminho da verdade.

J. J. DE BARROS.





# INTRODUÇÃO

## Meteorologia

Dá-se o nome de meteorologia á sciencia que tem por fim estudar os phenomenos que se operam na atmospherá, indagando das suas causas e variações, deduzindo logicamente d'este estudo as leis a applicar á predicção do estado futuro do tempo.

E' a meteorologia, segundo *Henri de Parville*, uma das sciencias que possui no mais alto grau o dom de nos attrahir a attenção e excitar a curiosidade, podendo dizer-se, que como a Astronomia, é uma das sciencias mais populares.

Aristoteles foi o primeiro que publicou um tratado de meteorologia, mas, apresentando o estudo dos differentes meteoros grandes difficuldades para essa epocha, não tardou a que fosse despresado, podendo hoje dizer-se que os estudos sobre a athmosphera não vão além de dois seculos.

Foi na segunda metade do seculo xviii que esta sciencia soffreu maior impulso devido aos trabalhos de *Franklin, Colte, Lamark, Howard, Brandes, Dove, Maury, Redfield, Espy, Fitz-Roy, Le Verrier, Buys-Ballot* que nos conduzem ao estado actual em que a Meteorologia constitue uma verdadeira sciencia, cujo campo é vastissimo, não só pela extensão que abrange como pela diversidade dos seus resultados.

Compete á meteorologia determinar as leis da variação do calor á superficie da terra segundo os dias e conforme as estações do anno desde o equador até aos polos; investigar a sua distribuição nas regiões athmosphericas, nas massas d'agua

que cobrem a terra e nas diferentes camadas do solo. Inquirir de todos os phenomenos que se ligam com a pressão atmospherica, com os ventos, com as trombas, com as tempestades. Estudar a queda dos aereolitos e de outras substancias meteoricas, as erupções que se mostram sobre os diferentes pontos do globo desde as fontes thermaes até ás mais poderosas torrentes de lava. Pesquisar a formação do vapor d'agua, dos nevoeiros, a ascenção e suspensão das nuvens, a chuva, a neve, o orvalho e a geada. Designar as causas que dão á abobada celeste a sua fórma e côr, explicar as côres que se observam muitas vezes em torno do sol e dos outros astros. Constatar o estado electrico do ar e procurar conhecer como esse estado varia, com a altura, seccura e humidade tanto nos climas quentes e temperados como nos climas frios. E finalmente do conhecimento exacto de todos estes phenomenos deduzir as leis precisas que lhe permittam prevêr o tempo.

Em dois grandes ramos podemos dividir a Meteorologia: Climatologia e Meteorologia dynamica.

Andam estas duas partes tão intimamente ligadas que difficil se torna delimitar com exactidão onde acaba uma para principiar a outra.

A Climatologia é a parte da Meteorologia que tem por fim estudar a maneira porque se produzem em cada logar os diversos phenomenos meteorologicos, as suas relações mutuas, a influencia que sobre elles exercem as condições geographicas e topographicas, a relação d'estes phenomenos com o desenvolvimento dos vegetaes e dos animaes

A Meteorologia dynamica tem por fim o estudo mathematico de todos os movimentos da athmosphera, a formação e propagação das tempestades com o fim de deduzir as leis geraes que regem os movimentos athmosphericos.

Chamam-se *elementos meteorologicos* os diferentes phenomenos que conjunctamente constituem o estado atmospherico n'um determinado logar.

São estes elementos: a temperatura ou grau do calor do ar, a pressão athmospherica, a quantidade de vapor d'agua que o ar contém, o movimento do ar, a forma das nuvens, sua quantidade e precipitação aquosa.



## CAPITULO I

### **Temperatura**

#### Thermometros

Todo o instrumento destinado a apreciar as temperaturas é chamado thermometro.

Ha diferentes especies de thermometros. Uns fundados na dilatação dos gazes, como por exemplo o thermometro de precisão; outros na dilatação dos liquidos, como o de mercurio; e por ultimo, aquelles cujas indicações nos são dadas pela dilatação dos corpos solidos.

Os thermometros de liquido são os empregados nos estudos meteorologicos e por isso nos merecem especial menção.

O liquido de preferencia escolhido é o mercurio, porque além de se dilatar muito regularmente tem a vantagem de só entrar em ebullicão a uma temperatura muito elevada, e congelar-se proximalmente a 40° abaixo de zero; comtudo para temperaturas muito baixas emprega-se o alcool.

Consta o thermometro de um pequeno reservatorio de vidro, espherico ou cylindrico, munido de um tubo longo e estreito, tambem de vidro, a que se chama haste. O reservatorio e parte da haste conteem mercurio ou alcool sendo a parte restante privada de ar. Uma graduação feita sobre o proprio vidro da haste, ou n'uma regua invariavelmente ligada a esta, permite a facil leitura da columna liquida.

Para que os diferentes thermometros deem indicações comparaveis entre si, é necessario que sejam graduados de identica maneira.

A graduação adoptada entre nós é a *Centigrada*.

E' vulgar encontrar a bordo dos navios a graduação *Fahrenheit* em instrumentos de origem ingleza, a graduação *Reaumur* em thermometros allemães e a escala de *Lisle* nos de origem russa.

Na graduação *Centigrada* e na *Reaumur* a temperatura do gelo fundente é indicada pelo zero da escala, accusando a esta temperatura 32° a de *Fahrenheit*; sendo a temperatura do vapor d'agua em ebullicão indicada respectivamente por 100°, 80°, 212°.

O intervallo comprehendido entre esses pontos fixos divide-se em 100 partes eguaes na *Centigrada*, em 80 na *Reaumur* e em 180 na de *Fahrenheit*, prolongando-se estas divisões tanto para a parte superior como inferior d'esses pontos fixos.

Todos os thermometros graduados por esta fórma, quando collocados nas mesmas condições, quer grandes ou pequenos, d'alcool ou de mercurio, quer de diferentes feitos, devem dar indicações identicas.

E' inutil para os usos vulgares de bordo que a haste do thermometro vá além da graduação 55°, sendo esta feita por comparação com a escala d'um thermometro padrão.

E' vulgar necessitarmos converter as leituras feitas n'uma escala para as suas correspondentes n'outra, o que facil se torna, depois do que fica dito.

Sabendo que

$$0^{\circ} \text{ centigrados } \langle \rangle \text{ a } 0^{\circ}\text{R e a } 32^{\circ} \text{ F.}$$

e que

$$100^{\circ}\text{C} \quad \langle \rangle \text{ a } 80^{\circ}\text{R e a } 180^{\circ} \text{ F.}$$

$$5^{\circ}\text{C} \quad \langle \rangle \text{ a } 4^{\circ}\text{R e a } 9^{\circ} \text{ F.}$$

Conclue-se que, para converter graus *Fahrenheit* em *Centigrados* ou *Reaumur* não temos mais do que subtrahir á leitura feita 32° e multiplicar o numero restante por  $\frac{5}{9}$  para obtermos graus *Centigrados* e por  $\frac{4}{9}$  querendo graus *Reaumur*.

Exemplo.— Converter 64,°4 *Fahrenheit* em graus *Centigrados* e *Reaumur*.

Temos

$$64,04 \text{ F} - 32^{\circ} = 32,04$$

$$32,04 \times \frac{5}{9} = \frac{32,4 \times 5}{9} = 18^{\circ} \text{ Centigrados}$$

$$32,04 \times \frac{4}{9} = \frac{32,4 \times 4}{9} = 14,04 \text{ Reaumur}$$

C. *Hellman* ensina uma maneira muito simples de converter aproximadamente graus *Fahrenheit* em *Centigrados* e que consiste no seguinte:

Como

$$\frac{5}{9} = 0,555\dots = \frac{4,111\dots}{2} = \frac{1}{2} \times \frac{1}{10} + \frac{1}{2} \times \frac{1}{100} + \dots$$

Para converter graus *Fahrenheit* em *Centigrados* basta subtrahir á leitura feita 32° dividir esta differença por 2 e a este quociente juntar-se-lhe duas parcelas formadas pelo mesmo quociente devidido respectivamente por 10 e por 100.

Exemplo :

$$\begin{aligned} \frac{64,04 \text{ F} - 32}{2} &= \frac{32,4}{2} = 16,2 \\ &1,62 \\ &0,162 \\ &\hline &17,982 \text{ Centigrados.} \end{aligned}$$

A seguinte tabella torna ainda mais facil a operação:

Para converter graus Fahrenheit em Centigrados

Dezenas	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	-17,8	-17,2	-16,7	-16,1	-15,6	-15,0	-14,4	-13,9	-13,3	-12,8
1	-12,2	-11,7	-11,1	-10,6	-10,0	-9,4	-8,9	-8,3	-7,8	-7,2
2	-6,7	-6,1	-5,6	-5,0	-4,4	-3,9	-3,3	-2,8	-2,2	-1,7
3	-1,1	-0,6	0,0	0,6	1,1	1,7	2,2	2,8	3,3	3,9
4	4,4	5,0	5,6	6,1	6,7	7,2	7,8	8,3	8,9	9,4
5	10,0	10,6	11,1	11,7	12,2	12,8	13,3	13,9	14,4	15,0
6	15,6	16,1	16,7	17,2	17,8	18,3	18,9	19,4	20,0	20,6
7	21,1	21,7	22,2	22,8	23,3	23,9	24,4	25,0	25,6	26,1
8	26,4	27,2	27,8	28,3	28,9	29,4	30,0	30,6	31,1	31,7
9	32,2	32,7	33,3	33,9	34,4	35,0	35,6	36,1	36,7	37,2
10	37,8	38,3	38,9	39,4	40,0	40,6	41,1	41,7	42,2	42,8
11	43,3	43,9	44,4	45,0	45,6	46,1	46,7	47,2	47,8	48,3

Para se fazer uso d'esta tabella, entra-se com os algarismos que representam as dezenas do numero que se quer converter na primeira columna vertical, e com as unidades na primeira horisontal, e o seu encontro dar-nos-ha o valor procurado.

Exemplo. — Converter  $45^{\circ}$  *Fahrenheit* em graus *Centigrados*.

Entramos na primeira columna vertical com o algarismo 4 e na primeira linha horisontal com o algarismo 5, percorrendo essas duas columnas encontramos  $7^{\circ},2$  que será o numero de graus em escala *Centigrada* correspondente a  $45^{\circ}$  *Fahrenheit*.

Para converter graus *Reaumur* em *Centigrados* basta multiplicar a leitura feita por  $\frac{5}{4}$ , e por  $\frac{4}{5}$  querendo converter *Centigrados* em *Reaumur*.

Para passarmos de graus *Centigrados* ou *Reaumur* para graus *Fahrenheit*, multiplicam-se os primeiros por  $\frac{9}{5}$ , e os segundos por  $\frac{9}{4}$ , e aos productos sommam-se  $32^{\circ}$ .

Todo o thermometro no fim d'um certo tempo necessita de ser verificado, isto é; mettido em gelo fundente ou comparado com um padrão, pois que devido á constituição especial do vidro, o reservatorio do thermometro tende a diminuir de volume, fazendo com que o liquido suba na haste, accusando assim temperaturas mais elevadas do que aquellas que deve.

Se feita a verificação pelo gelo fundente, se nota que a essa temperatura o thermometro não marca o seu ponto fixo inferior, mas sim alguns decimos acima, ficamos sabendo que a todas as leituras feitas temos que subtrahir essa quantidade. Quando por comparação com o padrão notamos differença nas leituras das respectivas escalas, teremos sempre que applicar ás leituras feitas essa differença, para termos o valor exacto da temperatura.

A esta correção, que tem de se fazer ás leituras do thermometro, chama-se *correção constante* e deve sempre acompanhar o instrumento em sitio bem visivel.

E' conveniente usar a bordo um thermometro de maxima e minima, sendo talvez mais vantajoso o emprego do *Sex-Bellani* por ter menos influencia sobre os index o balanço e trepidação do navio.

A bordo d'alguns navios Russos, encontram-se thermometros com a escala de *Lisle* em que o zero corresponde á temperatura da agua em ebullicão, fazendo-se a gradação da parte superior para a inferior.

#### Escolha do thermometro. Instalação a bordo e sua leitura

No caso de nos ser necessaria a escolha de um thermometro, devemos preferir sempre aquelle cuja gradação seja feita na propria haste; que seja sensivel, isto é, que rapidamente procure o equilibrio da temperatura dos corpos visinhos, que tenha o reservatorio de forma oval, de grande comprimento e pequena secção e nunca um, cujo reservatorio seja uma esphera, pois de todos os corpos do mesmo volume é a esphera que tem menos superficie.

Como o thermometro a bordo é destinado a dar-nos a temperatura do ar livre, necessario se torna uma rigorosa escolha do local onde este instrumento deva permanecer para nos poderem merecer confiança as suas indicações.

A imperfeita circulação do ar, os raios directos ou reflexos do sol, a irradiação celeste, a chuva, etc., são circumstancias contra as quaes devemos abrigar o thermometro, pois todas ellas teem influencia e não pequena, na columna thermometrica.

Facil era ter a bordo um pequeno abrigo para estes instrumentos, mas não existindo, nunca se devem collocar nas camaras dos navios por ser o logar mais improprio.

Navios ha, que teem os thermometros nas camaras dos commandantes, mas, ahi só podem ser tomados como objectos de pura ornamentação e nunca destinados a darem-nos a temperatura do ar livre.

A casinha de pilotagem, nos navios modernos, é sem duvida o logar mais apropriado para este fim e muito melhor será, se se conseguir fazer ahi uma perfeita circulação do ar, para o que basta, nas suas paredes, fazer aberturas que sejam guarnecidas de venezianas.

A leitura do thermometro deve ser feita o mais rapidamente possivel, pois a sua columna resentir-se-ha da tempe-

ratura do corpo de quem se lhe approxima, devendo fixar-se primeiramente os decimos indicados, depois do que se seguirá a leitura dos graus, applicando em seguida a correccão caso a tenha.

A bordo de alguns navios, sobre tudo na marinha franceza, é vulgar o emprego de uns instrumentos denominados *thermographos*, que teem por fim registrar sobre uma folha de papel, convenientemente graduada, as temperaturas consecutivas porque vae passando o ar.

Consta este apparelho, em geral, de um cylindro de latão collocado verticalmente, no interior do qual ha um mechnismo de relojoaria que o obriga a girar em volta do seu proprio eixo e a completar uma rotaçãõ n'um certo e determinado periodo de tempo, em geral 7 dias.

Envolve-se este cylindro em uma folha de papel, chamada *folha de registo*, que apresenta traços verticaes e horisontaes, sendo estes rectilíneos e parallelos representando graus centesimaes e aquelles curvilíneos representando as differentes horas do dia.

Muito levemente assenta sobre esta folha de registo uma penna de feitio particular, sustentada por uma haste horisontal muito delgada, que por meio de um systema de alavancas recebe movimento do orgão motor ou thermometro.

Consiste este, em um tubo metallico de secção elliptica, levemente curvado, cheio d'alcool a quente e que deforma a sua curvatura devido ao effeito produzido pelas differentes temperaturas sobre a variaçãõ de expansãõ do alcool.

Uma das extremidades d'este tubo é fixa e a outra transmite, como ficou dito, o movimento á haste horisontal em cuja extremidade se acha a penna que regista sobre o cylindro as variações thermometricas.

Tanto o cylindro como a haste estão abrigados dentro d'uma caixa de metal com um vidro em uma das faces, para se poder observar o registo, ficando o motor ou thermometro fóra d'essa caixa, para estar em contacto com o ar exterior.



### Variação diurna da temperatura

A causa primordial da variação da temperatura é, indubitavelmente, o calor propagado pelos raios solares.

Tomemos uma folha do thermographo, ou sobre uma folha de papel tracemos uma recta horisontal que dividiremos em 24 partes, tantas quantas as horas do dia. Pelos pontos de divisão levantemos perpendiculares e marquemos sobre estas o valor da temperatura correspondente a cada hora do dia.

Unindo por meio d'uma linha todas essas temperaturas, obtemos uma curva, que representará o graphico da temperatura durante as 24 horas.

Notamos que essa curva começa a subir um pouco depois do nascimento do sol e continua subindo até proximadamente duas horas depois do sol ter passado pelo meridiano. A partir d'este momento, principia a baixar, movimento que se continua durante o resto do dia e toda a noute.

Para explicar este phenomeno devemos estudar a maneira como os raios do sol são dirigidos sobre a terra durante o dia, e os phenomenos que com este teem intima relação.

Em quanto o sol tem pouca altura sobre o horisonte, os seus raios teem que atravessar as camadas inferiores da atmosphera, que são muito densas, e incidindo na terra debaixo d'um angulo muito agudo chegam até nós com pequena intensidade calorifica. Parte do calor por elles emitido penetra no solo, arrefecido durante a noute, e outra parte perde-se por irradiação na atmosphera. Á medida que a altura do sol vae augmentando, os seus raios vão incidindo mais normalmente, atravessando camadas da atmosphera menos densas, chegam até nós com maior intensidade e encontrando o solo já aquecido pelos raios anteriores, fazem com que a temperatura vá augmentando. Ao meio dia, quando a altura do sol é maxima, os raios solares chegam até nós com a sua maior intensidade calorifica obrigando a temperatura a subir.

Depois do sol passar o meridiano e principiar a sua declinação, os raios solares enviam uma certa porção de calor á qual temos que juntar o calor recebido pela terra momentos antes; mas, como a irradiação augmenta com o calor, chegará

um momento, agora que o sol vae declinando, em que o calor recebido pela terra seja egual ao perdido por irradiação, e quando isto se dér, cessará a temperatura de subir e terá então logar o maximo.

A partir d'este momento a temperatura principia a baixar, os raios solares vão diminuindo cada vez mais de intensidade e a terra continua a perder calor por irradiação.

Durante a noute a temperatura vae baixando gradualmente, pois a terra vae arrefecendo devido á irradiação para os espaços celestes; e só deixará de baixar no momento em que o calor recebido seja egual ao que se perde por irradiação, o que tem logar um pouco antes do nascer do sol.

Como vemos o maximo da temperatura tem logar depois do meio dia, e o minimo um pouco antes do nascer do sol. Estas horas variam com as estações; tendo logar no inverno o maximo um pouco mais cedo do que no verão e o minimo um pouco mais tarde.

Nos paizes quentes e logares proximos do mar o maximo tem muitas vezes logar antes da passagem do sol no meridiano.

#### Determinação da temperatura media

Duas vezes por dia o thermometro accusa a temperatura media; mas, como é muito difficil precisar o momento em que se deve fazer essa leitura, e de fazel-a um pouco mais cedo ou um pouco mais tarde, resultariam erros consideraveis, recorre-se para determinar a temperatura media, ao meio que passamos a expôr.

Consiste em se fazerem leituras a varias horas do dia; ás 4 e 10 horas da manhã 4 e 10 horas da noute, sommar essas leituras e dividir a somma pelo numero das observações, obtendo assim um valor que deferirá muito pouco da media verdadeira.

Egualmente se podem escolher para horas de observação as 6 horas da manhã, 2 da tarde e 10 da noute, e a media arithmetica das observações deferirá muito pouco da media verdadeira. Identico resultado obteremos se tendo a maxima

e a minima nas 24 horas e as observações directas feitas ás 9<sup>h</sup> da manhã e 9<sup>h</sup> da noite as sommarmos e dividirmos a somma por 4.

Tendo os valores da maxima e da minima temperatura durante o dia, parece que o valor da temperatura media seria igual á semi-somma d'estes dois valores; mas, assim não é, pois a media assim achada differe muito da media verdadeira.

Para determinarmos a media da temperatura tendo só os valores da maxima e da minima, temos que recorrer a um coefficiente constante pelo qual se multiplica o excesso da maxima sobre a minima, e juntando este producto ao valor da minima teremos a media verdadeira da temperatura.

Na tabella seguinte, extrahida da meteorologia de *Kaemtz*, encontram-se os coefficientes para os differentes mezes.

Mezes do anno	Coefficiente	Mezes do anno	Coefficiente
Janeiro.....	0,388	Julho .....	0,488
Fevereiro.....	0,411	Agosto .....	0,500
Março .....	0,468	Setembro .....	0,482
Abril .....	0,481	Outubro .....	0,433
Maió .....	0,512	Novembro.....	0,381
Junho .....	0,501	Dezembro.....	0,357

Exemplo. — Em março, sendo a maxima e a minima d'um dia respectivamente 8°,32 e 1°,25, desejamos determinar a temperatura media.

Temos  $8^{\circ},32 - 1^{\circ},25 = 7^{\circ},07$ .

Sendo em março o coefficiente 0,468 multiplicamos por este numero a differença das temperaturas; isto é,  $7,07 \times 0,468 = 3,30876$  e ao producto juntamos o valor da minima  $3^{\circ},31 + 1^{\circ},25 = 4,56$  e será este o valor procurado.

A bordo nunca devemos depositar absoluta confiança no thermometro de maxima e minima, pois os balanços e trepidações do navio fazem deslocar os index.

A differença entre a maxima e a minima da temperatura em 24 horas, chama-se *amplitude da variação diurna*.

## Variação annual da temperatura

Para estudarmos a variação annual da temperatura, um dos meios que se nos apresenta é calcular a media da variação dos 365 dias, sommar todos esses valores e dividir a somma total pelo numero de dias; ou dividir por 12 a somma das temperaturas medias mensaes.

Supponhamos que temos o graphico, isto é, uma linha que nos represente todos os valores da temperatura durante um anno. Analysando esse graphico vemos, que nos nossos climas, depois do meado de janeiro a temperatura começa a subir lentamente, mais rapidamente em abril e maio, subindo depois com menos velocidade até ao mez de junho em que marca o seu maximo. A partir d'esse momento, principia a baixar lentamente, até agosto, mais rapidamente em setembro e outubro, continuando a descer, mas agora vagarosamente, no mez de dezembro e primeira quinzena de janeiro onde accusa o seu minimo.

Isto explica-se, considerando ainda o sol como o primeiro factor na variação da temperatura e para bem fazermos este estudo devemos attender ao movimento de translação da terra.

O sol no mez de janeiro, alem de se conservar mais tempo sobre o horisonte do que nos dias anteriores, a sua altura meridiana vae augmentando sensivelmente de dia para dia. Continuando os dias a crescer, a terra continua o seu aquecimento; a altura meridiana do sol augmenta muito lentamente de dia para dia, augmentando a temperatura pouco, porque grande porção de calor recebido pela terra durante o dia, perde-se por irradiação durante a noute, que n'esta epocha do anno é muito maior do que o dia.

Proximo do equinocio da primavera a temperatura eleva-se rapidamente; e continua a subir, mas muito lentamente, quando o sol se aproxima do solsticio do verão.

Se a influencia solar fosse a unica causa do aquecimento, o maximo da temperatura teria logar no dia maior do anno. Assim não acontece, porque o calor perdido pela terra por irradiação, é muito pouco comparado com o que recebe durante

o dia, visto as noites n'esta epocha do anno serem muito pequenas em relação aos dias.

Temos pois que juntar ao calor recebido dos raios solares, aquelle que a terra tem por assim dizer armazenado durante os dias anteriores; de fórma que a temperatura augmenta ainda, e só deixará de augmentar quando o calor perdido por irradiação fôr contrabalançado pelo calor que a terra recebe durante o dia. A partir d'este momento, a temperatura principia a baixar, o sol approxima-se do equador, os dias decrescem rapidamente e a temperatura baixará ainda depois do sol ter passado o solsticio do inverno; deixando só de baixar quando o calor enviado pelos raios do sol contrabalance o perdido por irradiação, tendo n'esta occasião logar o minimo da temperatura no anno.

Diversas são as causas que teem influencia sobre a variação da temperatura, taes como, a nebulosidade, a latitude, a altitude, as estações do anno, a situação topographica etc.

N'um dia nublado, as nuvens interpondo-se entre o sol e a terra fazem com que a temperatura suba muito menos do que n'um dia claro e durante a noite impedem a irradiação para os espaços celestes, não deixando baixar tanto a temperatura, de onde concluímos que, na mesma estação do anno, a amplitude será menor com o tempo encoberto do que com ceu limpo.

A temperatura varia com as differentes estações do anno, o que facil se torna demonstrar, se attendermos a que a altura do sol de dia para dia, á mesma hora, não é a mesma; á desigualdade dos dias e por fim, á distancia a que se encontra o sol da terra nas differentes epochas do anno.

Alguns meteorologistas querem que as estações, em materia de meteorologia, sejam divididas segundo a temperatura, devendo o dia mais frio do anno marcar o meio do inverno. Se esse dia fôr, por exemplo, o dia 15 de janeiro, o inverno constará dos mezes de dezembro, janeiro e fevereiro; a primavera dos tres mezes seguintes e assim por diante.

Outros, a maior parte, seguem a divisão astronomica que faz começar sempre o inverno do dia 21 de dezembro.

Umã das causas que maior influencia exerce sobre a variação diurna da temperatura, é a situação topographica do lo-

gar, pois esta variação depende muito da natureza do solo onde se fazem as observações.

Se considerar-mos dois pontos de observação, um no meio de um continente, outro no meio do mar, collocados na mesma latitude e á mesma altura, vemos que a variação diurna é muito maior no primeiro, porque além das correntes tornarem um pouco uniforme a temperatura á superfície do mar, a agua aquece e arrefece muito mais lentamente do que a terra. O vapor d'agua contido no ar é muito mais abundante sobre o mar do que sobre os continentes e impede que o calor se escape pôr irradiação durante a noute, diminuindo assim a amplitude da variação.

Em dois pontos situados, um n'uma região muito arborizada e rica de vegetação, outro, em um logar arido cujo solo seja constituído de saibro ou area, vemos que a amplitude da variação diurna é muito menor no primeiro do que no segundo. No primeiro, parte do calor enviado pelo sol é absorvido pelas plantas e durante a noute o vapor d'agua expirado por ellas é um obstaculo á irradiação.

No segundo ponto, possuindo o solo um grande poder de absorção aquecerá muito durante o dia e devido ao seu grande poder emissivo arrefecerá muito durante a noute.

Se considerarmos os dois pontos, um sobre a encosta d'um monte, outro n'um valle, a variação diurna da temperatura será muito maior no segundo do que no primeiro. Uma das causas é o sol penetrar mais tarde no valle e desaparecer mais cedo, tornando por isso o periodo de arrefecimento muito maior. O calor sentido no valle não é sómente devido aos raios directos do sol, mas tambem ao calor reflectido pelas encostas, fazendo com que durante o dia a temperatura se eleve muito.

A uma grande altura, onde a natureza do solo é uma das ultimas causas a attender, como por exemplo; nos planaltos da Asia, a amplitude diurna é enorme, chegando a attingir o valor de  $25^{\circ}$ , devido a encontrar-se n'estas regiões o ar muito rarefeito, de-xando facilmente durante o dia atravessar-se pela ardencia dos raios solares e de noute, pela mesma razão, não se oppôr á irradiação.

### Varição da temperatura com a latitude

Pelo estudo que acabamos de fazer somos levados a concluir que a latitude tem influencia sobre a temperatura.

Em theoria devia esta diminuir regularmente do equador para os polos, mas na pratica não acontece assim, porque pontos situados sobre o mesmo parallelo nem sempre teem a mesma temperatura, devido a muitas causas das quaes já tratamos e outras como os ventos e correntes maritimas que transportando grandes porções de calor das regiões mais quentes fazem a sua distribuição muito irregularmente.

A grande evaporação nas regiões de baixa latitude e a grande condensação de vapores nas mais altas, são causas que modificam a temperatura de um logar.

### Varição da temperatura com a altitude. Reducção ao nivel do mar

Varias são as causas do decrescimento da temperatura com a altitude e a lei segundo a qual este decrescimento se faz, ainda não é bem conhecida.

As experiencias feitas mostram que se pôde admittir, sem commetter grande erro, que ás mesmas differenças de nivel correspondem as mesmas differenças de temperatura. Conhecida a primeira d'estas quantidades dividir-se-ha pela segunda e o quociente indicar-nos-ha o numero de metros necessario a subir para que a temperatura baixe um grau.

Pela constituição especial da atmospherá as suas camadas sobrepõem-se por ordem de densidades, decrescendo da parte superior para a inferior; aquellas serão por conseguinte muito mais rarefeitas oppondo muito pouca resistencia á irradiação para os espaços celestes

O decrescimento da temperatura com a altitude é que dá origem á formação da chuva, da neve, das variações bruscas de temperatura á superficie da terra e é a causa que nos explica a razão pela qual os cumes das mais altas montanhas, mesmo nas regiões tropicaes, se encontram cobertas de neve durante todo o anno.

Visto a influencia que a altitude tem sobre a temperatura,

necessario se torna para podermos comparar as temperaturas de diferentes logares e estudar as causas que sobre ellas influem, eliminar o erro proveniente da altura. A esta operação chama-se *reduzir a temperatura ao nivel do mar*.

A temperatura não diminue proporcionalmente á altura, comtudo, admite-se esta lei para pequenas diferenças de nivel e a experiencia mostra-nos que tendo dois pontos de observação, não muito affastados, a temperatura decresce em media,  $0^{\circ},56$  na primavera,  $0^{\circ},50$  no outomno e inverno, e  $0^{\circ},62$  no verão, por cada  $100^m$  d'altitude. Para reduzirmos uma temperatura ao nivel do mar basta sommar a essa temperatura o seguinte quebrado  $\frac{al}{100}$  em que  $a$  representa o decrescimento medio da temperatura por cada 100 metros e  $l$  altitude do logar da observação.

Supponhamos que na primavera, no posto meteorologico da Serra da Estrella, a 1216 metros de altitude, tinhamos observado uma temperatura de  $10^{\circ}$  e a desejamos reduzir ao nivel do mar.

Como

$$l = 1216 \quad \text{e} \quad a = 0^{\circ},56;$$

teremos

$$10^{\circ} + \frac{0,56 \times 1216}{100} = 10 + \frac{680,96}{100} = 16^{\circ},8.$$

Este processo só deve ser empregado quando as altitudes não forem muito elevadas.

#### Linhas de igual temperatura

Se a temperatura diminuisse regularmente do equador para os polos, todos os logares situados sobre o mesmo paralelo accusariam temperaturas eguaes; mas, como vimos, a temperatura não diminue regularmente.

Para representarmos por uma forma bem visivel a distribuição da temperatura á superficie do globo, imaginou-se ligar sobre uma carta de *Mercator*, por linhas, todos os pontos em que a temperatura é a mesma, obtendo-se assim as linhas chamadas de *igual temperatura*.



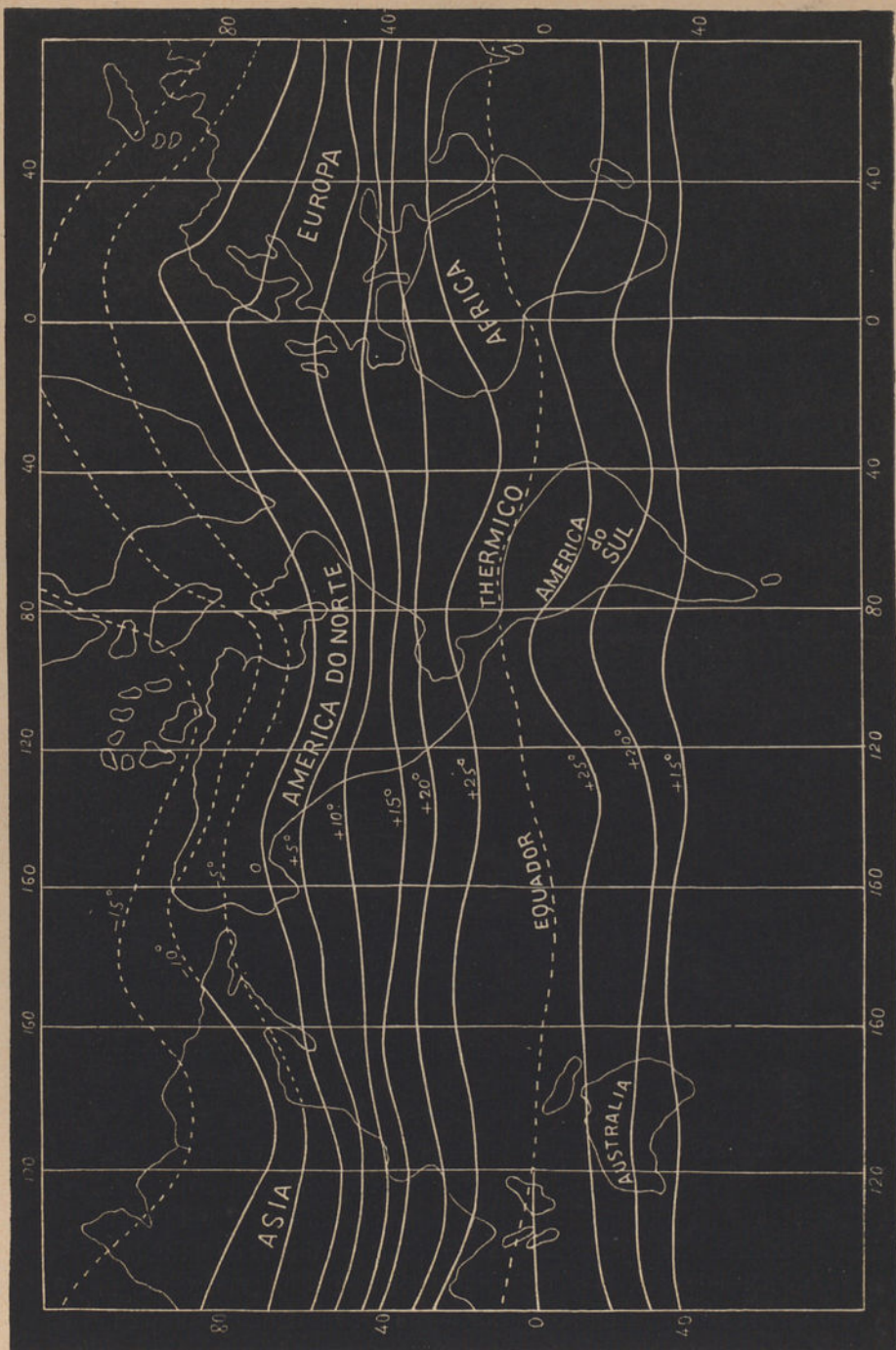


Fig. 1

Estas *linhas* podem ser referidas ás temperaturas medias d'um dia, d'um mez, d'uma estação ou d'um anno. Se para as traçarmos nos servimos das temperaturas medias annuaes reduzidas ao nivel do mar tomam o nome de *isothermicas*. *Isothermicas* ou de igual temperatura media no verão, e *isochiménicas* de igual temperatura media de inverno.

Foi *Alexandre de Humbold* o primeiro que traçou sobre uma *êsphera* as linhas passando pelos pontos onde a temperatura media annual era a mesma. Mais tarde foi este estudo continuado por M. Dove e tem-se completado á medida que as observações vão sendo mais numerosas e de maior confiança.

Depois de feito o traçado d'estas linhas, (fig. 1), vê-se que são muito sinuosas, sinuosidades que se explicam pelos diversos phenomenos que fazem variar a temperatura e dos quaes já nos temos occupado.

Notamos que proximo do equador ha uma zona de temperatura media annual superior a  $25^{\circ}$  e que entre as *isothermicas* d'esta temperatura está traçada uma linha que segue pouco mais ou menos o equador geographico, que se chama *equador thermico*. Este equador não é uma *isothermica* pois une todos os pontos onde a temperatura de cada meridiano é maxima.

Seguindo o traçado do equador thermico, notamos que, proximo e sobre os continentes se desvia consideravelmente para o norte. A causa d'isto, no Oceano Atlantico, é a corrente equatorial que arrastando grande quantidade de calor, vae augmentar a temperatura ao norte da America do Sul; no Oceano Indico é não só devido á corrente equatorial mas tambem á existencia dos desertos do Sahará e da Arabia.

A partir do equador para o norte as linhas *isothermicas* são muito mais numerosas do que na parte sul, o que não nos deve admirar, attendendo a que a maior porção dos continentes está situada no hemispherio norte. Vê-se egualmente que a temperatura media á superficie do mar, em egualdade de latitude, é menor que sobre os continentes, tendo este phenomeno logar até proximamente ao parallelo dos  $45^{\circ}$ , dando-se a partir d'esta latitude para o norte o phenomeno inverso.

## Correntes marítimas

Todos aquelles que teem navegado conhecem por experiencia os movimentos mais ou menos regulares de que são animadas as camadas superficiaes dos mares, chamados *correntes marítimas*.

Os principaes determinantes das correntes marítimas são, sem contestação, as correntes atmosphericas, que imprimindo movimento ás camadas superficiaes do mar as obriga a seguir mais ou menos na sua direcção. Evidente se torna pois, que, as correntes marítimas devem obedecer ás causas que directa ou indirectamente influem nas correntes atmosphericas, como são: a rotação da terra, o calor, a evaporação, etc. Como estes dois phenomenos, correntes marítimas e correntes atmosphericas, se encontram perfeitamente ligadas, deixamos o seu estudo para um dos capitulos seguintes, limitando-nos por agora a expôr as theorias de *M. Biot*, *Babinet* e *Mauwy*, sobre este phenomeno, dando em seguida a conhecer as correntes marítimas mais importantes.

*M. Biot* e *Babinet* explicam as correntes pelas differenças de temperatura entre as regiões quentes e frias. Assim, diz a theoria, as aguas do mar na região tropical fortemente aquecidas, tornando-se menos densas e augmentando de volume, tendem a escapar-se para as regiões mais frias por cima das camadas densas, formando duas correntes quentes do equador para os polos. As aguas das regiões polares tendem a vir occupar, no equador, o logar das primeiras, fazendo o seu movimento pelas camadas mais inferiores, dando origem a duas correntes frias dos polos para o equador. Devido ao movimento de rotação da terra as correntes quentes partindo do equador para cada um dos polos devem desviar-se um pouco para *E* e as correntes frias para *W*, dando logar a um movimento de circulação das aguas nas cinco bacias oceanicas (fig. 2).

Admitte mais a theoria duas outras correntes circumpolares girando uma em volta do polo norte, outra do polo sul, cujo movimento tem logar de *W* para *E*.

Um phenomeno intimamente ligado com o calor vem rebater esta theoria.



Se na região equatorial o calor é muito intenso, a evaporação deve fazer-se em grande escala e como se evapora sómente agua e não saes, ficarão estes tornando mais densa a parte liquida d'esta região. Nas regiões polares, não só a evaporação se dá em menor escala como tambem a agua evaporada nas regiões quentes se vem ahi condensar, tornando a agua d'estas regiões menos densa. Alem d'isto, os ventos regulares ou geraes soprando em direcção contraria á d'estas correntes tenderia a contrariar a sua acção, que nunca poderia ser grande, se attendermos a que as diferenças de densidade da agua são relativamente pequenas.

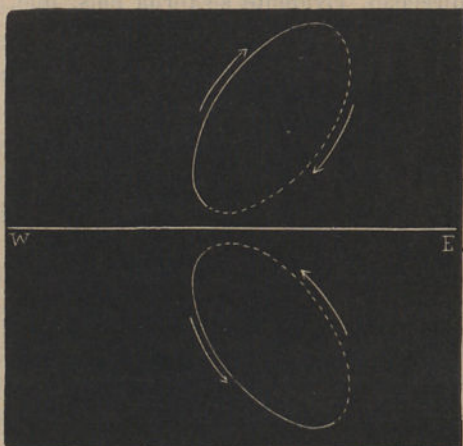


Fig. 2

Uma outra theoria se nos apresenta fazendo depender as correntes da acção dos ventos.

Sendo então os ventos a causa das correntes, e soprando estes regularmente na mesma direcção de-

vem imprimir á superficie liquida um movimento no sentido em que sopram.

Como teremos occasião de dizer, os alisados são ventos regulares, que exercendo a sua acção entre os tropicos e o equador, percorrem uma grande extensão da superficie liquida soprando sempre na mesma direcção; isto é, no hemispherio do norte de *NE* para *SW* e no do sul de *SE* para *NW*; e arrastando as camadas liquidas na direcção em que sopram, do seu ponto de convergencia resultará uma grande corrente de *E* para *W*. Passando os tropicos, encontramos no hemispherio norte ventos, em geral fortes, do *SW* e no hemispherio sul ventos do *NW* produzindo correntes maritimas que lhe seguem a direcção. (fig. 3)

A corrente resultante dos ventos *alisados* encontrando o

continente divide-se em dois ramos, correndo um para o norte e outro para o sul, indo reforçar as correntes alem dos tropicos, que por seu turno e pela mesma causa veem entrar na acção dos alisados.

Temos assim uma rotação continua á superficie do mar, que a forma dos continentes vem em parte alterar. E' esta a forma como *Mauwy* explica a formação das correntes maritimas.

Agora que, por uma maneira geral vimos a formação do movimento das correntes maritimas, vamos indicar o percurso d'algumas correntes mais importantes.

A grande corrente equatorial do Oceano Atlantico, parte da costa occidental d'Africa, augmentando em largura á medida que caminha para *W* em direcção ao cabo de S. Roque. Chegada proximo da America divide-se em dois ramos; um corre para o sul, ao longo da costa, toma o nome de corrente do Brazil, outro segue na direcção do *NW*

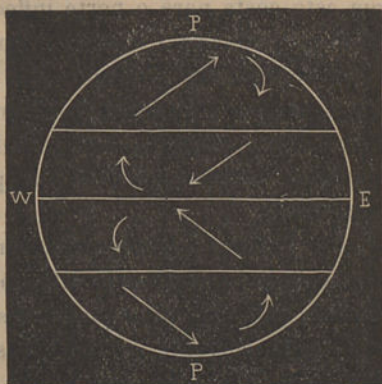


Fig. 3

banhando as costas das Guaianas, penetra no mar das Antilhas e contornando estas entra no golpho do Mexico. Devido ao grande aquecimento e ao impulso que recebe do vento *NE* produz ahi uma sensivel elevação de nivel. Não podendo sahir do golpho do Mexico senão pelos canaes da *Florida* e de *Bahama* adquire uma grande velocidade, entrando no Oceano Atlantico sob o nome de *Gulf-Stream*. Com este nome segue ao longo da costa dos Estados Unidos um pouco a *NE*, desviando-se depois para *E* até ao banco da Terra Nova, caminhando então a *ENE* até vir encontrar as costas occidentaes da Europa, dividindo-se aqui em tres braços.

Um d'estes braços corre para o sul, ao longo das costas de Hespanha e Portugal, passa á costa d'Africa e divide-se tambem em dois ramos; um que segue para *WSW* e vae ligar-se á corrente equatorial, outro segue ao longo da costa

d'Africa entra no golpho da Guiné, tomando o nome d'este golpho.

Outro braço da corrente do Gulf-Stream banha as ilhas britannicas passando entre a Escossia e a Irlanda, indo perder-se nas regiões polares.

O terceiro corre o mar do Norte, banha as costas da Noruega e vae egualmente perder-se nas regiões frias.

A corrente do Brazil segue ao longo da costa até proxima-mente a 38° de latitude, dirigindo-se então para *E* até vir encontrar a costa d'Africa junto ao cabo da Boa-Esperança. Segue esta costa para o norte inflectindo mais tarde a *NW* indo de novo juntar-se á corrente equatorial.

A corrente do *Labrador* tem a sua origem no mar de Baffin e descendo ao longo das costas do Labrador, circumda a Terra Nova, segue a costa dos Estados-Unidos entre a terra e o Gulf-Stream e perde-se nas proximidades dos 35° de latitude norte.

No Oceano Pacifico, que communica unicamente com os mares do polo norte pelo estreito de *Behring*, vamos encontrar tambem uma corrente equatorial semelhante á do Oceano Atlantico. Esta corrente caminha das costas occidentaes da America para *W*; e durante o seu trajecto vae-se dividindo em diversos ramos para o sul.

Quando chegada ao seu limite de *W*, encontrando uma região incompletamente formada, como é o archipelago da Malazia, divide-se em muitos ramos. Um d'esses ramos passando entre as ilhas de Sonda, vae lançar-se no Oceano Indico; outro passa ao norte da Nova Guiné dirigindo-se para a costa do Japão, onde toma o nome de *corrente negra*, ou *Kuro-Siwo*, correndo ao longo d'esta costa e inflectindo-se depois para *E* deita um ramo para o mar de Behring, vindo a maior parte das suas aguas entrar de novo na corrente equatorial.

Na parte sul do Oceano Pacifico temos a notar tambem uma corrente d'agua fria, que vinda dos 40° de latitude, banha as costas occidentaes da America e correndo ao longo d'esta costa vae entrar na corrente equatorial. Esta é a chamada corrente de *Humbold*.

Como vimos uma parte da corrente equatorial do Pacifico

entra no Oceano Indico. N'este mar as aguas correndo junto do equador de *E* para *W*, dividem-se em dois ramos proximo das ilhas Mascarenhas, dirigindo-se um para o norte e outro para o sul da ilha de Madagascar.

O ramo do norte, proximo da costa d'Africa, divide-se por seu turno em dois: um que caminhando para o norte vae perder-se no golpho de Bengalla; outro, dirigindo-se para o sul entra no canal de Moçambique, tomando este nome, onde attinge a sua maior velocidade, segue depois a costa para o sul até ao cabo das Agulhas, de que recebe tambem o nome, indo perder-se nos mares do sul.

#### Temperatura á superficie do mar. Variação diurna e annual

A superficie do mar, devido ao calor solar, é mais quente na região equatorial, indo a sua temperatura diminuindo á medida que caminhamos para os polos. Esta diminuição não é uniforme nem regular; pois, dois pontos situados no mesmo parallelo, nem sempre tem a mesma temperatura e uma das causas primordiaes é sem duvida a devida ás correntes maritimas.

As correntes quentes, arrastando grande quantidade de calor, espalham-se muito desigualmente, contrabalançando em parte as temperaturas trazidas pelas correntes frias. Tanto umas como outras fazem sentir os seus effeitos de temperatura nos continentes proximos do seu caminho.

O norte da America do Sul é muito mais quente do que deveria ser, devido ao ramo ascendente da corrente equatorial, e o Gulf-Stream faz sentir o seu calor sobre as costas da França e Noruega.

Tanto a variação diurna, como a annual, são á superficie do mar muito menores que sobre os continentes. A temperatura tem o seu minimo de manhã e o seu maximo á tarde; mas tanto um como outro são retardados em relação aos dos continentes, e isto devido a que a agua, tendo um pequeno poder absorvente, tem uma grande capacidade calorifica.

A amplitude da variação diurna da temperatura em pleno mar é muito pequena, attingindo mesmo na região tropical apenas um grau.

A amplitude da variação annual é muito variavel; no hemispherio boreal tem o maximo no mez de agosto e o minimo no mez de fevereiro, dando-se o phenomeno inverso no hemispherio austral.

E' conveniente tomar a temperatura da agua da superficie do mar, escolhendo para isso as 9 horas da manhã e 4 da tarde, por serem estas as horas mais convenientes para se determinar a temperatura media.

Para se proceder a esta operação, basta tirar com um balde agua do mar, introduzir-lhe um thermometro que algum tempo depois de mergulhado nos dará as indicações que devem ser registadas no mappa das observações meteorologicas, cujo modelo apresentamos e que muito pouco differe do vulgarmente usado na marinha franceza.

#### Gelos fluctuantes

*M. Towson* escreveu uma memoria sobre este assumpto impressa pelo *Board of trade* em que demonstra exestirem duas especies de gelos fluctuantes, differentes pela sua origem e pelas suas dimensões.

Uns formando-se nas altas latitudes apresentam dimensões enormes ao desligarem-se dos gelos perpetuos durante o verão.

Outros formados em latitudes relativamente mais baixas são arrastados pelas correntes maritimas.

Explicam outros que, prolongando-se as geleiras polares durante o inverno muito para o mar, separam-se no verão em grandes porções a que chamam *bancos de gelo*, que, por seu turno, devido á acção dos ventos e das correntes, se subdividem, descendo das regiões polares arrastados pelas correntes frias, constituem os chamados *gelos fluctuantes*, que são encontrados ás vezes, em latitudes relativamente baixas.

O limite a que chegam sem se liquifazer, não se pôde determinar com precisão, pois varia segundo a sua espessura, a região que atravessam, a velocidade da corrente que os arrasta e a epocha do anno em que esse arrastamento tem lugar.

No Oceano Atlantico norte, chegam arrastados pela cor-



Navio \_\_\_\_\_

Commandante \_\_\_\_\_

Diario meteorologico da viagem de \_\_\_\_\_ para \_\_\_\_\_

Declinação \_\_\_\_\_ Dia de \_\_\_\_\_ de 19 \_\_\_\_\_ Dias de lua \_\_\_\_\_

Horas	Rumo magnetico		Latitude		Longitude		Corrente		Vento		Barometro			Thermom. <sup>s</sup>		Nuvens		Mar á superficie			Estado do tempo	Velocidade, horario do navio	Observações	
	Desvio		Observada	Estimada	Observada	Estimada	Direcção	Velocidade	Direcção	Força	Altura approx.	Ther. adjuncto	Altura a 6 <sup>o</sup>	Secco	Molhado	Forma	Direcção	Nebulosidade	Temperatura	Estado				Densidade
				</																				

rente do *Labrador* até ao *Gulf-Stream*, proximamente a 40° de latitude.

No Pacifico norte, os gelos são em menor quantidade e menos volumosos do que no Atlantico, sendo formados nos mares de *Okhotsh* e *Kamtschatka* descendo até aos 40°.

Nos mares do hemispherio austral os gelos fluctuantes chegam aos 35° de latitude, sendo vistos frequentemente no Cabo das Agulhas e abundantemente no Cabo Horn.

#### Temperatura no fundo do mar

A temperatura da agua em pleno mar diminue, em geral, com a profundidade.

A variação da temperatura nas camadas superiores é muito notavel, sendo mais fraca nas camadas mais baixas e tornando-se quasi nulla nas grandes profundidades.

No inverno, proximo das costas, o frio dos continentes propaga-se até á superficie do mar, arrefecendo está de maneira que a temperatura augmenta de cima para baixo até a uma certa profundidade.

Este estudo anda intimamente ligado com o da configuração do fundo do mar, que apresenta as mesmas irregularidades que encontramos á superficie dos continentes.

Muito concorreram para a construcção de uma carta que nos representa o fundo do Oceano Atlantico, as observações feitas pelos officiaes da marinha americana e nomeadamente Maury, cujos trabalhos são conhecidos em todo o mundo.

Essa carta mostra-nos que o fundo do oceano se divide em trez valles, formados por montanhas sub-marinas, cuja altura attinge por vezes 2000 braças.

A cadeia principal d'estas montanhas mostra-se-nos á superficies das agnas na ilha *Tristão da Cunha*, segue para o norte, onde a tornamos a ver nas ilhas de *Santa Helena* e *Ascensão*, dirigindo-se depois para o equador proximo do qual se mostra nos rochedos de S. Paulo caminhando em seguida ao *NW* até proximamente aos 5° de latitude norte. Chegada ahi divide-se em dois ramos; um que se dirige para a America do Sul e o outro caminha ao norte, depois a *NE*, vindo-se-nos mostrar nas ilhas dos Açores e mais ao norte na Irlanda.

No valle comprehendido entre esta cordilheira e a costa da America do Norte, a temperatura é a partir de 2000 braças até ao fundo de  $1^{\circ},7$ .

Em egual profundidade no lado oriental, isto é, entre a cordilheira e as costas da Europa e Africa as temperaturas que se tem obtido são identicas.

No terceiro valle, comprehendido entre a costa oriental da America do Sul e a montanha sub-marina, encontram-se temperaturas inferiores a zero, decrescendo de uma maneira constante.

No oceano Pacifico encontra-se á mesma profundidade de 2000 braças, uma temperatura quasi invariavel de  $1^{\circ},7$ .

Na parte austral do mar Indico, a temperatura do fundo vae diminuindo á medida que caminhamos para o sul.

Calcula-se que a existencia das temperaturas muito baixas que se encontram a certas profundidades, sejam devidas ás correntes frias vindas das regiões polares, o que é tanto mais aceitavel quanto é certo e comprovado ser a agua á mesma profundidade mais temperada, quando a configuração do fundo oceanico impede a livre circulação ás correntes polares.

E' conveniente e deve fazer-se, sempre que seja possivel, tomar a temperatura das camadas inferiores do mar registando-a, assim como a profundidade a que se fez a observação.

O melhor instrumento a empregar para esta observação é o thermometro de *Negretti e Zambra* construido especialmente para este fim.

E' um thermometro ordinario, (fig. 4) duas vezes recurvado proximo do reservatorio, possuindo n'este ponto um estrangulamento que tem por fim difficultar a passagem do mercurio.

Quando collocado na posição vertical, de reservatorio para baixo, pode ser empregado como outro qualquer, pois presta os mesmos serviços; mas, quando invertido, isto é, tendo o reservatorio para a parte superior, devido ao estrangulamento, produz-se uma separação no mercurio ficando uma parte no reservatorio e cahindo outra para a extremidade da haste.

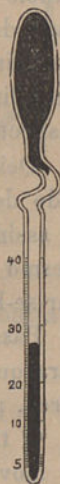


Fig. 4

O comprimento da columna de mercurio que fica na haste, indica-nos a temperatura a que estava o instrumento na occasião em que se inverteu e para mais facilidade de leitura, a escala está invertida em relação á dos thermometros ordinarios.

A maneira de o empregar é em extremo facil.

Vem este instrumento ligado a uma prancheta de madeira, que sendo occa, permite que facilmente se mova em todo o seu comprimento uma certa porção de chumbo de caça. Na parte inferior da prancheta, que corresponde ao lado do reservatorio do thermometro, ha um pequeno orificio que permite o prender-se á extremidade de um fio de 50 a 70 centimetros de comprimento, fixando-se a outra extremidade d'este a uma linha de sonda, á distancia de uma braça, do respectivo prumo.

Deitando o prumo ao mar, o thermometro é arrastado de reservatorio para baixo como mostra a fig. 5 e assim se conserva em quanto durar a descida e mesmo depois d'esta, pois o chumbo de caça conservar-se-ha do lado do reservatorio.

Passados trez ou quatro minutos, tempo necessario para que o thermometro accuse a temperatura do meio que o cerca, principiar-se-ha a retirar o instrumento do mar.

O thermometro, pela resistencia que a prancheta offerece ao movimento e por ser arrastado pelo lado do reservatorio, toma a posição inversa áquella que tinha. O chumbo de caça escorrega para a outra extremidade da prancheta e o mercurio, devido ao seu proprio peso, em virtude da posição que agora occupa o thermometro, divide-se, indo uma parte tomar logar na extremidade da haste apposta ao reservatorio.

E' conveniente que o movimento de recolher o thermometro seja feito sem interrupções, para o não obrigar a tomar qualquer outra posição e apenas esteja fóra da agua deve immediatamente proceder-se á sua leitura.

Um outro instrumento é tambem empregado para o mesmo fim. Consta de um cylindro de zinco fechado nas extremidades por valvulas que abrem no mesmo sentido, tendo na parte



Fig. 5

interna disposição apropriada para facilmente se adoptar um thermometro de maxima e minima. Pela parte exterior é abraçado por uma alça (fig. 6) em todo o seu comprimento, o que permite ligar-se o aparelho por um dos topos a um prumo e pelo outro a uma linha de sonda.

Quando este aparelho desce na camada liquida, devido á resistencia que se oppõe á sua marcha, as valvulas abrem-se, permitindo que a agua circule livremente no interior do cylindro Desde o momento que cesse a descida, as valvulas pela acção do seu proprio peso fecham-se não permitindo a sahida á ultima agua entrada, podendo em seguida principiar-se o movimento ascendente do aparelho. Devido aos thermometros de maxima e minima teremos as indicações desejadas.

Os reservatorios d'estes thermometros são envolvidos por um segundo deposito de vidro, quasi cheio d'alcool, que tem por fim protegel-os contra a pressão exercida nas grandes profundidades.



Fig. 6

## CAPITULO II

### **Pressão atmospherica**

#### Atmosfera, sua composição, peso e altura

Chama-se atmosfera terrestre, á grande camada de ar que envolve o espheroides terraqueo e o acompanha nos seus movimentos através o espaço.

E' formada por uma mistura de substancias gazosas, reunidas em proporções deseguaes, á qual se vem juntar diversos productos de origem organica e mineral.

100 partes de ar atmospherico contém 79 partes d'azote e 21 d'oxigenio; sendo esta proporção constante, independente do logar onde seja observado. Contém ainda que em pequena quantidade, uma certa porção de vapor d'agua, acido carbonico e ammoniaco.

Em meteorologia devemos considerar o ar atmospherico como um gaz simples, pois que para os nossos estudos nada importa a sua composição.

Até á epocha em que *Toricelli* e *Otto de Guericke* provaram com as suas experiencias, largamente tratadas em todos os compendios de physica, que o ar atmospherico era pesado, suppunha-se este destituido de peso.

Sendo o ar pesado, as moleculas que o constituem exercem peso sobre as que lhe ficam immediatamente inferiores e cada uma d'ellas oppõe á pressão que suporta, uma reacção ou força elastica propria de todos os gazes, que augmentará proporcionalmente á pressão.

Como a uma certa e determinada pressão corresponde uma

certa força elastica, em meteorologia, designam-se indifferen-  
temente uma ou outra d'estas forças por *pressão atmospherica*.

Sendo as camadas atmosphericas sobrepostas por densida-  
des, quanto mais alto considerarmos uma camada, mais leve  
a devemos suppôr, pois menor é o peso que supporta das ca-  
madas que lhe ficam superiores. A esta falta de pressão cor-  
responde o ar dilatando-se, isto é, rarefazendo-se, diminuindo  
por tanto de densidade até chegar a uma altura em que seja  
nulla.

Diversos processos se tem empregado para medir a altura  
da atmospherica, mas até hoje não ha resultados definitivos e  
concordes.

### Barometros

Os instrumentos destinados a medir a pressão atmo-  
spherica chamam-se barometros.

Duas especies ha de barometros; de mercurio e metallicos.  
Deve sempre dár-se preferencia, quanto possivel, ao baro-  
metro de mercurio, que consta em geral, de um tubo de vidro  
de 80 centimetros de comprimento, fechado n'uma das extre-  
midades e aberta na outra.

Cheio este tubo de mercurio e mergulhando a sua parte  
aberta n'uma tina contendo o mesmo liquido, nota-se que o  
mercurio desce no tubo até uma certa altura, deixando na sua  
parte superior um espaço onde fica existindo o vacuo.

A altura comprehendida entre o nivel do mercurio da tina  
e a parte superior do mercurio na haste, chama-se *altura ba-  
rometrica*.

Ha diversos typos de barometros de mercurio, todos fun-  
dados no mesmo principio, mas com disposições diversas.  
Assim, encontramos; o barometro ordinario ou de tina, de  
Fortin, de Gay-Lussac, de Regnault, etc., mas apenas trata-  
remos do que deve ser empregado a bordo dos navios, e feito  
especialmente para este fim, que é o barometro de *Adie*.

Este, differe do barometro ordinario, em ter um grande  
adelgacamento no tubo da haste logo acima da cisterna. Esta  
disposição diminue consideravelmente as oscillações na extre-  
midade da columna mercurial, produzidas pelos balanços e

movimentos no sentido vertical a que os navios estão sujeitos pela acção das vagas, e facilitando por esta forma a leitura, conseguimos uma observação tanto quanto possível exacta.



Fig. 7

Tem, como todos, proximo da cisterna, um termometro que serve para avaliar a temperatura da columna barometrica. E' protegido por um tubo de metal, no qual ha duas fendas ao alto, a fim de se vêr a camara e toda a parte do tubo em que oscilla a columna de mercurio. Ao longo da fenda anterior corre uma chapa de metal, com uma escala, que constitue o nonio e é invariavelmente ligada a outra chapa, que corre na fenda posterior, participando por isso de todos os movimentos da primeira.

Não sendo o fundo movel, como acontece ao de Fortin, não se consegue que o nivel do mercurio na tina seja constante, isto é, que corresponda ao zero da escala, sendo por esta razão as indicações dadas pelo Adie erradas, visto que a uma subida do mercurio na haste corresponde uma descida na tina e a uma subida n'esta corresponde uma descida n'aquella.

Para conseguir que as indicações sejam exactas, faz-se a tina de um diametro relativamente grande, e divide-se a escala de maneira a que indique a altura exacta, o que se obtem fazendo os intervallos das divisões um pouco mais pequenos do que deveriam ser.

Por exemplo: Se uma elevação de 10 millimetros no tubo, faz baixar o mercurio na tina de um millimetro, a quantidade verdadeira de que se elevou o barometro deverá ser de 11 millimetros, isto é, igual á somma dos dois movimentos. Será o numero que accusará a escala se ahi os 10 millimetros estiverem divididos em 11 partes iguaes.

Este instrumento deve ser comparado com um barometro padrão para se lhe determinar a correcção, que no caso de ser relativamente grande, a devemos reduzir, introduzindo ou extrahindo mercurio da tina, por um orificio que se encontra no fundo d'esta, vedado por um parafuso. Determinada a correcção, deve sempre acompanhar o barometro, collocada em sitio



bem visível, para que nunca possa esquecer applical-a com o seu signal á leitura feita.

Para suspender este instrumento, usa-se um braço de bronze, tendo n'uma das extremidades uma dobradiça com furos proprios para poder ser aparafusada, terminando na outra por uma forquilha, que se liga ao barometro por meio de uma suspensão com movimento universal. No caso de nos ser necessario a escolha de um barometro para bordo, devemos attender :

1.º A que o mercurio não tenha impurezas; o que facilmente se reconhece pela simples inspecção.

2.º Que no espaço comprehendido entre a extremidade superior da columna de mercurio e o extremo do tubo, não haja ar, isto é, que exista o vacuo perfeito, o que se reconhece inclinando o barometro vagarosamente de maneira a que o mercurio suba no tubo e vá de encontro ao topo da haste, escutando-se n'esta occasião o som produzido pelo choque; se este som é claro e metallico, é evidente que o vacuo é perfeito, e não sendo assim, deve desprezar-se o barometro pois existe ar entre o mercurio e o tubo, ar, que exercerá sempre uma pressão sobre a columna mercurial, obrigando-a a indicar pressões inferiores ás que deve accusar.

3.º A secção interior do tubo não deve ser demaziado pequena, para que o phenomeno da capillaridade se não faça sentir muito; pois sabemos, que quanto maior é o diametro do tubo menor é o effeito da acção capillar.

4.º Devemos verificar se o instrumento tem o adelgaçamento proprio para ser usado a bordo; para o que faremos inclinar o barometro quando suspenso, uns 30 ou 40 graus; o mercurio só passado meio minuto ou mais deverá principiar a elevar-se sensivelmente no tubo.

5.º Não devemos esquecer verificar o thermometro adjuncto, sobre tudo, a sua escala, preferindo sempre que a graduação seja feita no proprio vidro da haste.

## Aneróide

A respeito d'este instrumento diz o Vice-Almirante João Carlos de Brito Capello nas suas instrucções para o uso d'este barometro publicadas em 1892, o seguinte: O aneróide é, como o barometro de mercurio, um instrumento destinado a indicar a pressão atmospherica, não se podendo considerar um instrumento de precisão, é comtudo mais portatil, de mais facil leitura e menos susceptivel de desarranjo do que o barometro de mercurio. O seu principal orgão, é o receptor da pressão atmospherica, consiste em uma caixa cylindrica de folha metallica delgada e elastica, completamente vedada e privada de ar.

O tampo d'esta caixa é vincado em circulos concentricos para com mais regularidade ceder ás variações da pressão atmospherica.

Uma forte mola conserva o tampo da caixa sufficientemente afastada do fundo, fazendo equilibrio á pressão atmospherica; quando esta augmenta o tampo torna-se concavo, approximando-se do fundo da caixa, e volta á sua anterior posição, quando a pressão diminue por effeito da referida mola antagonista.

Um jogo de alavancas communica os movimentos do tampo da caixa ao eixo de um ponteiro; d'este modo todos os deslocamentos d'aquelle se convertem em movimentos angulares do mesmo ponteiro, que indica sobre o mostrador a pressão atmospherica e suas variações.

Como o movimento do ponteiro depende das acções oppostas de uma mola e da pressão atmospherica sobre uma folha metallica e que a elasticidade d'esta se modifica pelas variações da temperatura e com o tempo, é necessario comparar o aneróide com um bom barometro (ou padrão) frequentemente. Diz-se que o aneróide sobe, quando o ponteiro se move da esquerda para a direita, no sentido do movimento dos ponteiros de um relógio, indicando successivamente numeros maiores; o aneróide desce, quando o ponteiro se dirige em sentido contrario, da direita para a esquerda, mostrando cada vez numeros menores.

Não se deve considerar exacta a correspondencia entre os dizeres do mostrador e as pressões indicadas. Nem sempre que o ponteiro esteja, por exemplo, sobre 750, onde se encontram as palavras *chuva* e *vento* deve haver chuva ou vento, nem se segue que só hajam temporaes na altura de 730 millimetros. Não se espere pois, diz ainda Brito Capello, concordancia absoluta entre o tempo que faz ou o que ha de fazer proximoamente e as palavras que o ponteiro indica. O que se deve considerar para ajuizar do tempo não é a posição do ponteiro mas sim a grandeza da descida ou subida e a rapidez maior ou menor com que se verificaram estes movimentos.

### Barometro metallico

E' este instrumento fundado no seguinte principio :

Quando feito o vacuo n'um tubo de cobre de paredes delgadas recurvado em forma de circulo e hermeticamente fechado nas extremidades, tende a diminuir de curvatura todas as vezes que a pressão diminue, augmentando-a no caso da pressão augmentar.

E' pois o motor d'este instrumento um tubo de cobre de paredes delgadas no interior do qual se fez o vacuo. E' fixo pela sua parte media, onde apresenta maior secção, ao fundo de uma caixa de metal e as suas extremidades, em forma de ponta, são approximadas uma da outra, fazendo com que o tubo tome a forma circular.

Para termos conhecimento dos differentes movimentos do motor são as suas pontas invariavelmente ligadas aos extremos de uma alavanca presa a um sector dentado, que por meio de um carroto faz mover um ponteiro que nos indica sobre um mostrador a subida ou descida do barometro.

### Barographos

São hoje empregados uns barometros registadores, ou barographos, que tem por fim registrar por intermedio de uma penna de feitiço especial, sobre uma folha de papel, todas as oscillações barometricas.

Teem estes apparatus como orgão principal, onde actua a pressão atmospherica, uma serie de seis ou oito camaras, em tudo semelhantes ás caixas de vacuo dos aneroides, dispostas verticalmente e ligadas entre si, de forma a que o deslocamento da camara superior seja igual á somma dos seis ou oito deslocamentos parciaes.

Do centro do tampo d'esta ultima camara, eleva-se uma haste que por um systema de alavancas transmite o movimento recebido a uma outra haste muito delgada, collocada horizontalmente, terminada n'uma penna de feitio particular, encarregada de registar sobre um cylindro vertical os movimentos recebidos.

O cylindro vertical, em tudo igual ao que ficou descripto quando tratamos do thermographo e que permite o ser envolvido em uma folha de registo, é animado de movimento de rotação em torno do seu eixo que se completa, geralmente, em 7 dias.

A folha de registo apresenta traços verticaes e horisontaes, correspondendo os espaços entre estes a millimetros e os espaços entre os traços verticaes a horas.

Em Inglaterra e na America, as alturas barometricas são expressas em pollegadas inglezas, sendo os instrumentos assim graduados.

Muitas vezes a bordo, torna-se necessario converter pollegadas em millimetros e para isso apresentamos em seguida uma tabella pela qual se faz facilmente a redução.

Pollegadas inglesas	Centésimos de pollegada										Milésimos de pollegada
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
19.0	482.69	482.83	483.10	483.35	483.61	483.86	484.12	484.37	484.62	484.88	0... 0.00
1	485.13	485.39	485.64	485.89	486.15	486.40	486.66	486.91	487.16	487.42	1... 0.03
2	487.67	487.93	488.18	488.43	488.69	488.94	489.20	489.45	489.70	489.96	2... 0.05
3	490.21	490.47	490.72	490.97	491.23	491.48	491.74	491.99	492.24	492.50	3... 0.08
4	492.75	493.01	493.26	493.51	493.77	494.02	494.28	494.53	494.78	495.04	4... 0.10
5	495.29	495.55	495.80	496.05	496.31	496.56	496.81	497.07	497.32	497.58	5... 0.13
6	497.83	498.08	498.34	498.59	498.85	499.10	499.35	499.61	499.86	500.12	6... 0.15
7	500.37	500.62	500.88	501.13	501.39	501.64	501.89	502.15	502.40	502.66	7... 0.18
8	502.91	503.16	503.42	503.67	503.93	504.18	504.43	504.69	504.94	505.20	8... 0.20
9	505.45	505.70	505.96	506.21	506.47	506.72	506.97	507.23	507.48	507.74	9... 0.23
20.0	507.99	508.24	508.50	508.75	509.01	509.26	509.51	509.77	510.02	510.28	
1	510.53	510.78	511.04	511.29	511.55	511.80	512.05	512.31	512.56	512.82	
2	513.07	513.32	513.58	513.83	514.09	514.34	514.59	514.85	515.10	515.36	
3	515.61	515.86	516.12	516.37	516.63	516.88	517.13	517.39	517.64	517.90	
4	518.15	518.40	518.66	518.91	519.17	519.42	519.67	519.93	520.18	520.44	
5	520.69	520.94	521.20	521.45	521.71	521.96	522.21	522.47	522.72	522.98	
6	523.23	523.48	523.74	523.99	524.25	524.50	524.75	525.01	525.26	525.52	
7	525.77	526.02	526.28	526.53	526.79	527.04	527.29	527.55	527.80	528.06	
8	528.31	528.56	528.82	529.07	529.33	529.58	529.83	530.09	530.34	530.60	
9	530.85	531.10	531.36	531.61	531.87	532.12	532.37	532.63	532.88	533.14	
21.0	533.39	533.64	533.90	534.15	534.41	534.66	534.91	535.17	535.42	535.68	
1	535.93	536.18	536.44	536.69	536.95	537.20	537.45	537.71	537.96	538.22	
2	538.47	538.72	538.98	539.23	539.49	539.74	539.99	540.25	540.50	540.76	
3	541.01	541.26	541.52	541.77	542.03	542.28	542.53	542.79	543.04	543.30	
4	543.55	543.80	544.06	544.31	544.57	544.82	545.07	545.33	545.58	545.84	
5	546.09	546.34	546.60	546.85	547.11	547.36	547.61	547.87	548.12	548.38	
6	548.63	548.88	549.14	549.39	549.65	549.90	550.15	550.41	550.66	550.92	
7	551.17	551.42	551.68	551.93	552.19	552.44	552.69	552.95	553.20	553.46	
8	553.71	553.96	554.22	554.47	554.73	554.98	555.23	555.49	555.74	556.00	
9	556.25	556.50	556.76	557.01	557.27	557.52	557.77	558.03	558.28	558.54	
22.0	558.79	559.04	559.30	559.55	559.81	560.06	560.31	560.57	560.82	561.08	
1	561.33	561.58	561.84	562.09	562.35	562.60	562.85	563.11	563.36	563.62	
2	563.87	564.12	564.38	564.63	564.89	565.14	565.39	565.65	565.90	566.16	
3	566.41	566.66	566.92	567.17	567.43	567.68	567.93	568.19	568.44	568.70	
4	568.95	569.20	569.46	569.71	569.97	570.22	570.47	570.73	570.98	571.24	
5	571.49	571.74	572.00	572.25	572.51	572.76	573.01	573.27	573.52	573.78	
6	574.03	574.28	574.54	574.79	575.05	575.30	575.55	575.81	576.06	576.32	
7	576.57	576.82	577.08	577.33	577.59	577.84	578.09	578.35	578.60	578.86	
8	579.11	579.36	579.62	579.87	580.13	580.38	580.63	580.89	581.14	581.40	
9	581.65	581.90	582.16	582.41	582.67	582.92	583.17	583.43	583.68	583.94	

Pollegadas inglesas e décimos	Centésimos de pollegada									Milésimos de pollegada	
	0	1	2	3	4	5	6	7	8		9
23.0	584.19	584.44	584.70	584.95	585.21	585.46	585.71	585.97	586.22	586.48	
1	586.73	586.98	587.24	587.49	587.75	588.00	588.25	588.51	588.76	589.02	
2	589.27	589.52	589.78	590.03	590.29	590.54	590.79	591.05	591.30	591.56	
3	591.81	592.06	592.32	592.57	592.83	593.08	593.33	593.59	593.84	594.10	
4	594.35	594.60	594.86	595.11	595.37	595.62	595.87	596.13	596.38	596.64	
5	596.89	597.14	597.40	597.65	597.91	598.16	598.41	598.67	598.92	599.18	
6	599.43	599.68	599.94	600.19	600.45	600.70	600.95	601.21	601.46	601.72	
7	601.97	602.22	602.48	602.73	602.99	603.24	603.49	603.75	604.00	604.26	
8	604.51	604.76	605.02	605.27	605.53	605.78	606.03	606.29	606.54	606.79	
9	607.05	607.30	607.56	607.81	608.06	608.32	608.57	608.83	609.08	609.33	
24.0	609.59	609.84	610.10	610.35	610.60	610.86	611.11	611.37	611.62	611.87	
1	612.13	612.38	612.64	612.89	613.14	613.40	613.65	613.91	614.16	614.41	0 .. 0.00
2	614.67	614.92	615.18	615.43	615.68	615.94	616.19	616.45	616.70	616.95	1... 0.03
3	617.21	617.46	617.72	617.97	618.22	618.48	618.73	618.99	619.24	619.49	2... 0.05
4	619.75	620.00	620.26	620.51	620.76	621.02	621.27	621.53	621.78	622.03	3... 0.08
5	622.29	622.54	622.80	623.05	623.30	623.56	623.81	624.07	624.32	624.57	4... 0.10
6	624.83	625.08	625.34	625.59	625.84	626.10	626.35	626.61	626.86	627.11	5... 0.13
7	627.37	627.62	627.88	628.13	628.38	628.64	628.89	629.15	629.40	629.65	6... 0.15
8	629.91	630.16	630.42	630.67	630.92	631.18	631.43	631.69	631.94	632.19	7... 0.18
9	632.45	632.70	632.96	633.21	633.46	633.72	633.97	634.23	634.48	634.73	8... 0.20
											9... 0.23
25.0	634.99	635.24	635.50	637.75	636.00	636.26	636.51	636.77	637.02	637.27	
1	637.53	637.78	638.04	638.29	638.54	638.80	639.05	639.31	639.56	639.81	
2	640.07	640.32	640.58	640.83	641.08	641.34	641.59	641.85	642.10	642.35	
3	642.61	642.86	643.12	643.37	643.62	643.88	644.13	644.39	644.64	644.89	
4	645.15	645.40	645.66	645.91	646.16	646.42	646.67	646.93	647.18	647.43	
5	647.69	647.94	648.20	648.45	648.70	648.96	649.21	649.47	649.72	649.97	
6	650.23	650.48	650.74	650.99	651.24	651.50	651.75	652.01	652.26	652.51	
7	652.77	653.02	653.28	653.53	653.78	654.04	654.29	654.55	654.80	655.05	
8	655.31	655.56	655.82	656.07	656.32	656.58	656.83	657.09	657.34	657.59	
9	657.85	658.10	658.36	658.61	658.86	659.12	659.37	659.63	659.88	660.13	
26.0	660.39	660.64	660.90	661.15	661.40	661.66	661.91	662.17	662.42	662.67	
1	662.93	663.18	663.44	663.69	663.94	664.20	664.45	664.71	664.96	665.21	
2	665.47	665.72	665.98	666.23	666.48	666.74	666.99	667.25	667.50	667.75	
3	668.01	668.26	668.52	668.77	669.02	669.28	669.53	669.79	670.04	670.29	
4	670.55	670.80	671.06	671.31	671.56	671.82	672.07	672.33	672.58	672.83	
5	673.09	673.34	673.60	673.85	674.10	674.36	674.61	674.87	675.12	675.37	
6	675.63	675.88	676.14	676.39	676.64	676.90	677.15	677.41	677.66	677.91	
7	678.17	678.42	678.68	678.93	679.18	679.44	679.69	679.95	680.20	680.45	
8	680.71	680.96	681.22	681.47	681.72	681.98	682.23	682.49	682.74	682.99	
9	683.25	683.50	683.76	684.01	684.26	684.52	684.77	685.03	685.28	685.53	

Pollegadas inglesas e decimos	Centésimos de pollegada										Milésimos de pollegada
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
27.0	685.79	686.04	686.30	686.55	686.80	687.06	687.31	687.57	687.82	688.07	
1	688.33	688.58	688.84	689.09	689.34	689.60	689.85	690.11	690.36	690.61	
2	690.87	691.12	691.38	691.63	691.88	692.14	692.39	692.65	692.90	693.15	
3	693.41	693.66	693.92	694.17	694.42	694.68	694.93	695.19	695.44	695.69	
4	695.95	696.20	696.46	696.71	696.96	697.22	697.47	697.73	697.98	698.23	
5	698.49	698.74	699.00	699.25	699.50	699.76	700.01	700.27	700.52	700.77	
6	701.03	701.28	701.54	701.79	702.04	702.30	702.55	702.81	703.06	703.31	
7	703.57	703.82	704.08	704.33	704.58	704.84	705.09	705.35	705.60	705.75	
8	706.11	706.36	706.62	706.87	707.12	707.38	707.63	707.89	708.14	708.39	
9	708.65	708.90	709.16	709.41	709.66	709.92	710.17	710.43	710.68	710.93	
28.0	711.19	711.44	711.70	711.95	712.20	712.46	712.71	712.97	713.22	713.47	
1	713.73	713.98	714.24	714.49	714.74	715.00	715.25	715.51	715.76	716.01	
2	716.27	716.52	716.78	717.03	717.28	717.54	717.79	718.04	718.30	718.55	
3	718.81	719.06	719.31	719.57	719.82	720.08	720.33	720.58	720.84	721.09	0... 0.00
4	721.35	721.60	721.85	722.11	722.36	722.62	722.87	723.12	723.38	723.63	1... 0.03
5	723.89	724.14	724.39	724.65	724.90	725.16	725.41	725.66	725.92	726.17	2... 0.05
6	726.43	726.68	726.93	727.19	727.44	727.70	727.95	728.20	728.46	728.71	3... 0.08
7	728.97	729.22	729.47	729.73	729.98	730.24	730.49	730.74	731.00	731.25	4... 0.10
8	731.51	731.76	732.01	732.27	732.52	732.78	733.03	733.28	733.54	733.79	5... 0.13
9	734.05	734.30	734.55	734.81	735.06	735.32	735.57	735.82	736.08	736.33	6... 0.15
											7... 0.18
											8... 0.20
29.0	736.59	736.84	737.09	737.35	737.60	737.86	738.11	738.36	738.62	738.87	9... 0.23
1	739.13	739.38	739.63	739.89	740.14	740.40	740.65	740.90	741.16	741.41	
2	741.67	741.92	742.17	742.43	742.68	742.94	743.19	743.44	743.70	743.95	
3	744.21	744.46	744.71	744.97	745.22	745.48	745.73	745.98	746.24	746.49	
4	746.75	747.00	747.25	747.51	747.76	748.02	748.27	748.52	748.78	749.03	
5	749.29	749.54	749.79	750.05	750.30	750.56	750.81	751.06	751.32	751.57	
6	751.83	752.08	752.33	752.59	752.84	753.10	753.35	753.60	753.86	754.11	
7	754.37	754.62	754.87	755.13	755.38	755.64	755.89	756.14	756.40	756.65	
8	756.91	757.16	757.41	757.67	757.92	758.18	758.43	758.68	758.94	759.19	
9	759.45	759.70	759.95	760.21	760.46	760.72	760.97	761.22	761.48	761.73	
30.0	761.99	762.24	762.49	762.75	763.00	763.26	763.51	763.76	764.02	764.27	
1	764.53	764.78	765.03	765.29	765.54	765.80	766.05	766.30	766.56	766.81	
2	767.07	767.32	767.57	767.83	768.08	768.34	768.59	768.84	769.10	769.35	
3	769.61	769.86	770.11	770.37	770.62	770.88	771.13	771.38	771.64	771.89	
4	772.15	772.40	772.65	772.91	773.16	773.42	773.67	773.92	774.18	774.43	
5	774.69	774.94	775.19	775.45	775.70	775.96	776.21	776.46	776.72	776.97	
6	777.23	777.48	777.73	777.99	778.24	778.50	778.75	779.00	779.26	779.51	
7	779.77	780.02	780.27	780.53	780.78	781.04	781.29	781.54	781.80	782.05	
8	782.31	782.56	782.81	783.07	783.32	783.58	783.83	784.08	784.34	784.59	
9	784.85	785.10	785.35	785.61	785.86	786.12	786.37	786.62	786.88	787.13	

Pollegadas ingli- sas e decimos	Centéssimos de pollegada										Milléssimos de pollegada	
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9		
31.0	787.39	787.64	787.89	788.15	788.40	788.66	788.91	789.16	789.42	789.67	0...	0.00
1	789.93	790.18	790.43	790.69	790.94	791.20	791.45	791.70	791.96	792.21	1...	0.03
2	792.47	792.72	792.97	793.23	793.48	793.73	793.99	794.24	794.50	794.75	2...	0.05
3	795.01	795.26	795.51	795.77	796.02	796.27	796.53	796.78	797.04	797.29	3...	0.08
4	797.55	797.80	798.05	798.31	798.56	798.81	799.07	799.32	799.58	799.83	4...	0.10
											5...	0.13
											6...	0.15
											7...	0.18
											8...	0.20
											9...	0.23



### Instalação do barometro de mercurio a bordo, sua leitura

Devemos escolher a bordo para a collocação do barometro, um lugar onde não insidam os raios solares, que seja bastante claro e onde não haja grandes correntes de ar ou movimentos bruscos de temperatura. Escolhido este sitio, devemos aparafusar a dobradiça do braço em altura conveniente,

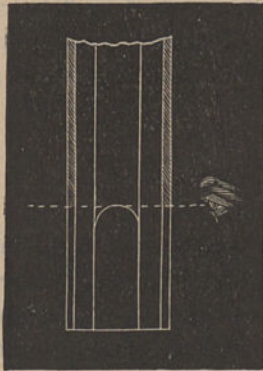


Fig. 8

para que depois de collocado o barometro, seja facil a sua leitura.

Feito isto, suspende-se o barometro horizontalmente elevando-o vagarosamente da parte da camara até o collocar vertical, fixando-o assim na suspensão Cardan em que termina a forquilha.

Para proceder á leitura do barometro, principiaremos por lêr rapidamente o thermometro adjuncto, depois do que, se dá umas pequenas pancadas com o dedo ou lapis, late-

ralmente, proximo do topo da columna mercurial, de maneira a communicar uma ligeira vibração ao mercurio, que permitta assegurar que elle não está adherente ás paredes do tubo e que occupa a posição que realmente deve occupar.

Por meio de um parafuso collocado um pouco acima da forquilha, obriga-se o nonio a mover-se até que a sua parte inferior fique tangente á parte convexa do mercurio, notando que o nosso raio visual deve ser sempre dirigido no plano horisontal, pois do contrario, a leitura não será exacta.

O raio visual será dirigido no plano horisontal, sempre que o plano passando pelo bordo anterior e posterior do nonio fôr tangente ao menisco do mer-

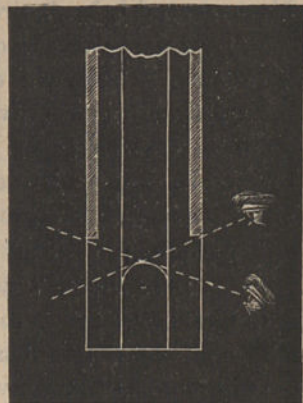


Fig. 9

curio, pois como ficou dicto, os dois bordos estão invariavelmente ligados e por construcção collocados no mesmo plano horizontal. Elevando e baixando successivamente a cabeça na occasião de fazer a leitura, reconhecer-se-ha qual a posição em que o raio visual sendo tangente ao mercurio raza ao mesmo tempo os dois bordos metallicos (fig. 8 e 9).

Em seguida, lê-se o numero de millimetros indicado abaixo da linha do zero do nonio, vendo depois a parte do millimetro dada pelo mesmo nonio e applicando á leitura assim feita a correccão que acompanha o instrumento, temos a altura a que se chama *altura apparente*.

#### Influencia da temperatura sobre o barometro

Comprehende-se facilmente como a temperatura tenha influencia sobre as indicações da columna barometrica. O mercurio por effeito do calor dilata-se, contraindo-se pela acção do frio, dando tanto n'um caso como no outro, alturas que não traduzirão a pressão que supporta; d'onde se vê, que necessario se torna referir todas as pressões a uma temperatura fixa ou constante, escolhendo-se para isso a temperatura do gelo fundente, isto é, o zero da escala centigrada. A esta operação chama-se *reducção da pressão a zero graus*.

A escala graduada que acompanha o barometro tambem se dilata e contrae por effeito das mudanças de temperatura, apresentando as suas divisões ora maiores ora menores.

Se o coefferente de dilatação do mercurio fosse igual ao da escala, o que não acontece, estes dois effeitos contrabalançar-se-hião, e a correccão a empregar seria nulla. Temos pois que applicar a todas as leituras apparentes uma correccão, para as reduzirmos a zero graus, isto é, determinar a altura que a columna de mercurio teria, se a temperatura no momento da observação fosse de zero graus centigrados.

Ha umas tabellas devidas a *Haeghens*, que em seguida damos, nas quaes entrando com a altura apparente na primeira columna horizontal e os graus de temperatura na primeira vertical, encontramos a correccão a empregar; que será subtrativa no caso da temperatura ser superior a zero e additiva no caso contrario.

Tábua de Heaghens para a redução das alturas barometricas  
à temperatura de 0° do thermometro centigrado

Thermometro do barometro	Alturas barometricas apparentes								Thermometro do barometro	
	650 <sup>mm</sup>	655 <sup>mm</sup>	660 <sup>mm</sup>	665 <sup>mm</sup>	670 <sup>mm</sup>	675 <sup>mm</sup>	680 <sup>mm</sup>	685 <sup>mm</sup>	Decimos do gr. c.	Correc- ções
Gr. c.	Correcções expressas em milimetros									
0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
1	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11		
2	0,21	0,21	0,21	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22		
3	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,33	0,33	0,33		
4	0,42	0,42	0,43	0,43	0,43	0,44	0,44	0,44		
5	0,53	0,53	0,53	0,54	0,54	0,54	0,55	0,55		
6	0,63	0,63	0,64	0,64	0,65	0,65	0,66	0,66		
7	0,73	0,74	0,75	0,75	0,76	0,76	0,77	0,77		
8	0,84	0,85	0,85	0,86	0,87	0,87	0,88	0,88		
9	0,94	0,95	0,96	0,97	0,97	0,98	0,99	1,00		
10	1,05	1,06	1,07	1,07	1,08	1,09	1,10	1,11		
11	1,15	1,16	1,17	1,18	1,19	1,20	1,21	1,22	0,1	mm 0,01
12	1,26	1,27	1,28	1,29	1,30	1,31	1,32	1,33	0,2	0,02
13	1,36	1,37	1,39	1,40	1,41	1,42	1,43	1,44	0,3	0,04
14	1,47	1,48	1,49	1,50	1,51	1,53	1,54	1,55	0,4	0,05
15	1,57	1,59	1,60	1,61	1,62	1,63	1,65	1,66	0,5	0,06
16	1,68	1,69	1,70	1,72	1,73	1,74	1,76	1,77	0,6	0,07
17	1,78	1,80	1,81	1,83	1,84	1,85	1,87	1,88	0,7	0,08
18	1,89	1,90	1,92	1,93	1,95	1,96	1,98	1,99	0,8	0,10
19	1,99	2,01	2,02	2,04	2,06	2,07	2,09	2,10	0,9	0,11
20	2,10	2,11	2,13	2,15	2,16	2,18	2,20	2,21		
21	2,20	2,22	2,24	2,25	2,27	2,29	2,30	2,32		
22	2,31	2,33	2,34	2,36	2,38	2,40	2,41	2,43		
23	2,41	2,43	2,45	2,47	2,49	2,51	2,52	2,54		
24	2,52	2,54	2,56	2,58	2,60	2,61	2,63	2,65		
25	2,62	2,64	2,66	2,68	2,70	2,72	2,74	2,76		
26	2,73	2,75	2,77	2,79	2,81	2,83	2,85	2,87		
27	2,83	2,85	2,88	2,90	2,92	2,94	2,96	2,99		
28	2,94	2,96	2,98	3,01	3,03	3,05	3,07	3,10		
29	3,04	3,07	3,09	3,11	3,14	3,16	3,18	3,21		
30	3,15	3,17	3,20	3,22	3,24	3,27	3,29	3,32		

Tábua de Haeghens para a redução das alturas barometricas  
à temperatura 0° do thermometro centigrado

Thermometro do barometro	Alturas barometricas apparentes								Thermometro do barometro	
	690 <sup>mm</sup>	695 <sup>mm</sup>	700 <sup>mm</sup>	705 <sup>mm</sup>	710 <sup>mm</sup>	715 <sup>mm</sup>	720 <sup>mm</sup>	725 <sup>mm</sup>	Correc- ções	Decimos do gr. c.
Gr. c.	Correcções expressas em millimetros								Correc- ções	Decimos do gr. c.
0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
1	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,12	0,12	0,12		
2	0,22	0,22	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23		
3	0,33	0,34	0,34	0,34	0,34	0,35	0,35	0,35		
4	0,45	0,45	0,45	0,46	0,46	0,46	0,46	0,47		
5	0,56	0,56	0,56	0,57	0,57	0,58	0,58	0,59		
6	0,67	0,67	0,68	0,68	0,69	0,69	0,70	0,70		
7	0,78	0,79	0,79	0,80	0,80	0,81	0,81	0,82		
8	0,89	0,90	0,90	0,91	0,92	0,92	0,93	0,94		
9	1,00	1,01	1,02	1,02	1,03	1,04	1,05	1,05		
10	1,11	1,12	1,13	1,14	1,15	1,15	1,16	1,17		
11	1,23	1,23	1,24	1,25	1,26	1,27	1,28	1,29	0,1	0,01
12	1,34	1,35	1,36	1,37	1,38	1,39	1,39	1,40	0,2	0,02
13	1,45	1,46	1,47	1,48	1,49	1,50	1,51	1,52	0,3	0,04
14	1,56	1,57	1,58	1,59	1,60	1,62	1,63	1,64	0,4	0,05
15	1,67	1,68	1,69	1,71	1,72	1,73	1,74	1,76	0,5	0,06
16	1,78	1,79	1,81	1,82	1,83	1,85	1,86	1,87	0,6	0,07
17	1,89	1,91	1,92	1,93	1,95	1,96	1,98	1,99	0,7	0,08
18	2,00	2,02	2,03	2,05	2,06	2,08	2,09	2,11	0,8	0,10
19	2,12	2,13	2,15	2,16	2,18	2,19	2,21	2,22	0,9	0,11
20	2,23	2,24	2,26	2,28	2,29	2,31	2,32	2,34		
21	2,34	2,36	2,37	2,39	2,41	2,42	2,44	2,46		
22	2,45	2,47	2,49	2,50	2,52	2,54	2,56	2,57		
23	2,56	2,58	2,60	2,62	2,64	2,65	2,67	2,69		
24	2,67	2,69	2,71	2,73	2,75	2,77	2,79	2,81		
25	2,78	2,80	2,82	2,84	2,86	2,89	2,91	2,93		
26	2,90	2,92	2,94	2,96	2,98	3,00	3,02	3,04		
27	3,01	3,03	3,05	3,07	3,09	3,12	3,14	3,16		
28	3,12	3,14	3,16	3,19	3,21	3,23	3,25	3,28		
29	3,23	3,25	3,28	3,30	3,32	3,35	3,37	3,39		
30	3,34	3,37	3,39	3,41	3,44	3,46	3,49	3,51		

Tábua de Haeghens para a redução das alturas barometricas  
à temperatura 0° do thermometro centigrado

Thermometro do barometro	Alturas barometricas apparentes								Thermometro do barometro	
	730 <sup>mm</sup>	735 <sup>mm</sup>	740 <sup>mm</sup>	745 <sup>mm</sup>	750 <sup>mm</sup>	755 <sup>mm</sup>	760 <sup>mm</sup>	765 <sup>mm</sup>		
Gr. c.	Correcções expressas em millimetros								Decimos do gr. c.	Correc- ções
0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
1	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12		
2	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,25	0,25		
3	0,35	0,36	0,36	0,36	0,36	0,37	0,37	0,37		
4	0,47	0,47	0,48	0,48	0,48	0,49	0,49	0,49		
5	0,59	0,59	0,60	0,60	0,61	0,61	0,61	0,62		
6	0,71	0,71	0,72	0,72	0,73	0,73	0,74	0,74		
7	0,82	0,83	0,84	0,84	0,85	0,85	0,86	0,86		
8	0,94	0,95	0,96	0,96	0,97	0,97	0,98	0,99		
9	1,06	1,07	1,07	1,08	1,09	1,10	1,10	1,11		
10	1,18	1,19	1,19	1,20	1,21	1,22	1,23	1,23		
11	1,30	1,30	1,31	1,32	1,33	1,34	1,35	1,36	0,1	0,01
12	1,41	1,42	1,43	1,44	1,45	1,46	1,47	1,48	0,2	0,02
13	1,53	1,54	1,55	1,56	1,57	1,58	1,59	1,61	0,3	0,04
14	1,65	1,66	1,67	1,68	1,69	1,71	1,72	1,73	0,4	0,05
15	1,77	1,78	1,79	1,80	1,82	1,83	1,84	1,85	0,5	0,06
									0,6	0,07
16	1,89	1,90	1,91	1,92	1,94	1,95	1,96	1,98	0,7	0,08
17	2,00	2,02	2,03	2,04	2,06	2,07	2,09	2,10	0,8	0,10
18	2,12	2,14	2,15	2,16	2,18	2,19	2,21	2,22	0,9	0,11
19	2,24	2,25	2,27	2,28	2,30	2,32	2,33	2,35		
20	2,36	2,37	2,39	2,40	2,42	2,44	2,45	2,47		
21	2,47	2,49	2,51	2,53	2,54	2,56	2,58	2,59		
22	2,59	2,61	2,63	2,65	2,66	2,68	2,70	2,72		
23	2,71	2,73	2,75	2,77	2,78	2,80	2,82	2,84		
24	2,83	2,85	2,87	2,89	2,91	2,92	2,94	2,96		
25	2,95	2,97	2,99	3,01	3,03	3,05	3,07	3,09		
26	3,06	3,08	3,11	3,13	3,15	3,17	3,19	3,21		
27	3,18	3,20	3,22	3,25	3,27	3,29	3,31	3,33		
28	3,30	3,32	3,34	3,37	3,39	3,41	3,43	3,46		
29	3,42	3,44	3,46	3,49	3,51	3,53	3,56	3,58		
30	3,53	3,56	3,58	3,61	3,63	3,66	3,68	3,70		

Tábua de Haeghens para a redução das alturas barometricas  
à temperatura 0° do thermometro centigrado

Thermometro do barometro	Alturas barometricas apparentes							Thermometro do barometro	
	770mm	775mm	780mm	785mm	790mm	795mm	800mm		
Gr. c.	Correcçõs expressas em millimetros							Decimos do gr. c.	Correc- ções
0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
1	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13		
2	0,25	0,25	0,25	0,25	0,26	0,26	0,26		
3	0,37	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,39		
4	0,50	0,50	0,50	0,51	0,51	0,51	0,52		
5	0,62	0,63	0,63	0,63	0,64	0,64	0,65		
6	0,75	0,75	0,76	0,76	0,77	0,77	0,77		
7	0,87	0,88	0,88	0,89	0,89	0,90	0,90		
8	0,99	1,00	1,01	1,01	1,02	1,03	1,03		
9	1,12	1,13	1,13	1,14	1,15	1,15	1,16		
10	1,24	1,25	1,26	1,27	1,28	1,28	1,29		
11	1,37	1,38	1,38	1,39	1,40	1,41	1,42	0,1	mm 0,01
12	1,49	1,50	1,51	1,52	1,53	1,54	1,55	0,2	0,02
13	1,62	1,63	1,64	1,65	1,66	1,67	1,68	0,3	0,04
14	1,74	1,75	1,76	1,77	1,79	1,80	1,81	0,4	0,05
15	1,86	1,88	1,89	1,90	1,91	1,92	1,94	0,5	0,06
								0,6	0,07
16	1,99	2,00	2,01	2,03	2,04	2,05	2,07	0,7	0,08
17	2,11	2,13	2,14	2,15	2,17	2,18	2,20	0,8	0,10
18	2,24	2,25	2,27	2,28	2,30	2,31	2,32	0,9	0,11
19	2,36	2,38	2,39	2,41	2,42	2,44	2,45		
20	2,49	2,50	2,52	2,53	2,55	2,57	2,58		
21	2,61	2,63	2,64	2,66	2,68	2,69	2,71		
22	2,73	2,75	2,77	2,79	2,81	2,82	2,84		
23	2,86	2,88	2,90	2,91	2,93	2,95	2,97		
24	2,98	3,00	3,02	3,04	3,06	3,08	3,10		
25	3,11	3,13	3,15	3,17	3,19	3,21	3,23		
26	3,23	3,25	3,27	3,29	3,32	3,34	3,36		
27	3,36	3,38	3,40	3,42	3,44	3,46	3,49		
28	3,48	3,50	3,52	3,55	3,57	3,59	3,62		
29	3,60	3,63	3,65	3,67	3,70	3,72	3,74		
30	3,78	3,75	3,78	3,80	3,83	3,85	3,87		

Tabua de Haeghens para a redução das alturas barometricas  
a temperatura 0° do thermometro centigrado

Thermometro do barometro	Alturas barometricas apparentes								Thermometro do barometro	
	650 <sup>mm</sup>	655 <sup>mm</sup>	660 <sup>mm</sup>	665 <sup>mm</sup>	670 <sup>mm</sup>	675 <sup>mm</sup>	680 <sup>mm</sup>	685 <sup>mm</sup>		
Gr. c.	Correcções expressas em millimetros								Decimos do gr. c.	Correc- ções
31	3,25	3,28	3,30	3,33	3,35	3,38	3,40	3,43		
32	3,36	3,38	3,41	3,44	3,46	3,49	3,51	3,54		
33	3,46	3,49	3,52	3,54	3,57	3,60	3,62	3,65		
34	3,57	3,59	3,62	3,65	3,68	3,70	3,73	3,76		
35	3,67	3,70	3,73	3,76	3,79	3,81	3,84	3,87		
36	3,78	3,81	3,84	3,87	3,90	3,92	3,95	3,98		
37	3,89	3,92	3,95	3,98	4,01	4,04	4,07	4,09		
38	4,00	4,03	4,06	4,09	4,12	4,15	4,18	4,20	0,1	<sup>mm</sup> 0,01
39	4,11	4,14	4,17	4,20	4,23	4,26	4,29	4,32	0,2	0,02
40	4,22	4,25	4,28	4,31	4,34	4,37	4,40	4,43	0,3	0,04
									0,4	0,05
									0,5	0,06
									0,6	0,07
									0,7	0,08
									0,8	0,10
									0,9	0,11
Thermometro do barometro	Alturas barometricas apparentes									
	690 <sup>mm</sup>	695 <sup>mm</sup>	700 <sup>mm</sup>	705 <sup>mm</sup>	710 <sup>mm</sup>	715 <sup>mm</sup>	720 <sup>mm</sup>	725 <sup>mm</sup>		
Gr. c.	Correcções expressas em millimetros									
31	3,45	3,48	3,50	3,53	3,55	3,58	3,60	3,63		
32	3,56	3,59	3,62	3,64	3,67	3,69	3,72	3,74		
33	3,68	3,70	3,73	3,75	3,78	3,81	3,83	3,86		
34	3,79	3,81	3,84	3,87	3,90	3,92	3,95	3,98		
35	3,90	3,93	3,95	3,98	4,01	4,04	4,07	4,10		
36	4,01	4,04	4,07	4,10	4,13	4,15	4,18	4,21		
37	4,12	4,15	4,18	4,21	4,24	4,27	4,30	4,33		
38	4,23	4,26	4,29	4,32	4,35	4,38	4,41	4,44		
39	4,35	4,38	4,41	4,44	4,47	4,50	4,53	4,56		
40	4,46	4,49	4,52	4,55	4,58	4,62	4,65	4,68		

Tabua de Haeghens para a redução das alturas barometricas a temperatura 0° do thermometro centigrado

Thermometro do barometro	Alturas barometricas apparentes								Thermometro do barometro	
	730 <sup>mm</sup>	735 <sup>mm</sup>	740 <sup>mm</sup>	745 <sup>mm</sup>	750 <sup>mm</sup>	755 <sup>mm</sup>	760 <sup>mm</sup>	765 <sup>mm</sup>		
Gr. c.	Correcções expressas em millimetros									
31	3,65	3,68	3,70	3,73	3,75	3,78	3,80	3,83		
32	3,77	3,80	3,82	3,85	3,87	3,90	3,93	3,95		
33	3,89	3,91	3,94	3,97	3,99	4,02	4,05	4,07		
34	4,01	4,03	4,06	4,09	4,12	4,14	4,17	4,20		
35	4,12	4,15	4,18	4,21	4,24	4,26	4,29	4,32		
36	4,29	4,27	4,30	4,33	4,36	4,39	4,42	4,44	0,1	0,01 <sup>mm</sup>
37	4,36	4,39	4,42	4,45	4,48	4,51	4,54	4,57	0,2	0,02
38	4,47	4,50	4,54	4,57	4,60	4,63	4,66	4,69	0,3	0,04
39	4,59	4,62	4,66	4,69	4,72	4,75	4,78	4,82	0,4	0,05
40	4,71	4,74	4,78	4,81	4,84	4,87	4,91	4,94	0,5	0,06
									0,6	0,07
									0,7	0,08
									0,8	0,10
									0,9	0,11
Thermometro do barometro	Alturas barometricas apparentes									
	770 <sup>mm</sup>	775 <sup>mm</sup>	780 <sup>mm</sup>	785 <sup>mm</sup>	790 <sup>mm</sup>	795 <sup>mm</sup>	800 <sup>mm</sup>	-		
Gr. c.	Correcções expressas em millimetros									
31	3,85	3,88	3,90	3,93	3,95	3,98	4,00	-		
32	3,98	4,00	4,03	4,05	4,08	4,11	4,13	-		
33	4,10	4,13	4,15	4,18	4,21	4,23	4,26	-		
34	4,23	4,25	4,28	4,31	4,34	4,36	4,39	-		
35	4,35	4,38	4,41	4,43	4,46	4,49	4,52	-		
36	4,47	4,50	4,53	4,56	4,59	4,62	4,65	-		
37	4,60	4,63	4,66	4,69	4,72	4,75	4,78	-		
38	4,72	4,75	4,78	4,82	4,85	4,88	4,91	-		
39	4,85	4,88	4,41	4,95	4,98	5,01	5,04	-		
40	4,97	5,00	5,04	5,08	5,11	5,14	5,17	-		



## Capillaridade

Uma das causas que tambem influe na leitura da columna barometrica é o phenomeno da capillaridade.

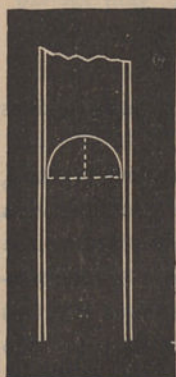


Fig. 10

Como sabemos, na parte superior da columna de mercurio contido nos tubos barometricos, produz-se uma depressão capillar, que será tanto menor quanto maior fôr o diametro do tubo.

A correccão a fazer já vem incluída na correccão constante junta ao barometro e determinada por comparação com o padrão.

Nos barometros de precisão, é esta correccão determinada com todo o rigor, para o que é necessario medir a flecha *ab*, fig. 10, do menisco e o diametro interno *cd* do tubo. Achados estes valores, o emprego de umas tabuas deduzidas das formulas de Laplace, dão-nos a correccão a applicar.

## Influencia de latitude sobre a pressão

Se collocarmos duas columnas de mercurio nas mesmas condições de temperatura e á mesma altura, uma no polo e outra no equador, notamos que ellas não sobem á mesma altura, isto é, as alturas barometricas não são iguaes. Assim deve acontecer pois supportam pressões desiguaes, visto a altura da atmosphaera não ser a mesma n'estes dois pontos e crescer dos polos para o equador.

Tem pois a latitude do lugar influencia sobre a columna barometrica, influencia, que se não despreza quando se deseja com todo o rigor comparar as pressões de diversos lugares, trabalhos espezias, em geral, a cargo dos observatorios.

Para se fazer a comparação das pressões entre diferentes lugares, resolveu-se, que se referissem todas á latitude de 45° o que se consegue applicando a cada leitura uma certa e determinada correccão de antemão calculada.

E' conveniente notar, para não dar lugar a confusões, que

as alturas barometricas a bordo só devem ser correctas do erro do instrumento e reduzidas a zero graus de temperatura, deixando a correcção da latitude, que depois se empregará quando se quizerem fazer trabalhos especiaes.

### Variação da pressão com a altura

As camadas inferiores da atmosphera são as mais densas e a densidade vae decrescendo com a altura.

A pressão do ar atmospherico sobre uma superficie dada, é igual ao peso de uma columna de ar que tenha por base essa superficie e por altura a distancia comprehendida entre a base e o limite superior da atmosphera. Facil se torna então comprehender, que quanto mais elevarmos essa base a que nos referimos, na grande camada de ar que nos cerca, a pressão exercida sobre ella cada vez será menor, visto a altura da columna de ar ir diminuindo. Logo, se um barometro para equilibrar a pressão atmospherica á superficie do solo nos mostra uma columna de 760 millimetros, esta altura irá diminuindo á medida que nos elevarmos, pois sendo menor a pressão, menor será a altura de mercurio necessario para equilibrar essa pressão.

Laplace demonstrou que a pressão diminuirá em progressão arithmetica sempre que a altura crescer em progressão geometrica.

Conhecida pois a lei da diminuição da pressão com a altura, podemos, servindo-nos do barometro, determinar a differença de altitude entre dois pontos, não muito afastados, para o que basta conhecer as alturas barometricas n'um certo momento e as respectivas temperaturas nos dois lugares, reduzi-las a 0° e fazer a differença entre ellas. Esta differença representará millimetros e, como a diminuição de um millimetro na columna barometrica corresponde a uma differença de nivel de 10<sup>m</sup>,52, por meio d'uma proporção facilmente acharemos a differença d'altura entre dois pontos.

Para podermos comparar as pressões em diferentes lugares da terra, torna-se necessario corrigil-as dos effeitos da altitude, para o que se pratica a operação conhecida sob o nome de *reducção da pressão ao nivel do mar*.

Recorrendo á formula de Laplace, encontramos maneira de resolver este problema. Sendo por exemplo, a pressão observada em um momento, 757 millímetros, n'um lugar de 32 metros altitude a 15° de temperatura e desejando reduzi-la ao nível do mar, não temos mais do que fazer a seguinte proporção: se é necessario descer aproximadamente 11 metros para que o barometro nas mesmas condições de temperatura accuse a subida de um millimetro, descendo 32 metros o barometro subirá 2<sup>mm</sup>9; quantidade que teremos de sommar á altura observada para ter a sua redução ao nível do mar.

A lei do decrescimento da pressão com a altura, deu-nos os meios para a resolução dos dois problemas que acabámos de apresentar; mas, é conveniente dizer que, estes calculos só devem ser empregados quando a differença de nível entre os dois pontos não fôr muito grande.

Nos observatorios, em geral, conhecidas as altitudes dos differentes pontos, fazem-se tabellas para a redução ao nível do mar das differentes pressões a todas as temperaturas.

#### Variação diurna da pressão

Diversas são as variações que experimenta a columna barometrica; umas, que se chamam variações irregulares ou accidentaes, devidas á irregularidade com que se succedem e ás causas de que dependem; outras que se produzem todos os dias de uma maneira regular e clara, que tomam o nome de variações diurnas ou regulares.

Para estudarmos estas variações, necessario se torna recorrer a observações feitas durante um dia, em horas convenientes, ou então com grande vantagem, observar a folha de um barographo, onde devem ter ficado registadas as alturas barometricas em cada momento.

Tomando pois uma d'essas folhas e seguindo a partir do meio dia o graphico da pressão, vemos que d'essa hora em diante, o barometro baixa até proximamente ás 3 horas e meia da tarde e que a partir d'essa hora principia a subir, subida que termina entre as 9 e 11 horas da noute. Continuando, vemos que o barometro de novo baixa até proximo das 4<sup>h</sup> da

manhã para tornar a subir até proximo das 10<sup>h</sup>, principiando então novamente a baixar. Ha pois no periodo de 24 horas dois minimos e dois maximos de pressão e ás horas a que estes teem lugar, são chamadas *tropicás*.

A variação entre o maximo da manhã e o minimo da tarde, chama-se *amplitude diurna*, e *amplitude nocturna* á variação entre o maximo da tarde e o minimo da noite.

As variações diurnas do barometro variam de lugar para lugar, com as estações, com a latitude, com a altitude, etc.

Proximo do equador as amplitudes barometricas são muito grandes e muito regulares; nas zonas temperadas e frias a oscillação é não só muito menor, como tambem vem affectada das variações irregulares que muitas vezes complicam demasiado o estudo da marcha regular do barometro.

A maneira de explicar a oscillação diurna da columna barometrica é em extremo complicada e as theorias até hoje apresentadas são ainda muito incompletas.

Alguns meteorologistas querem, que a sua causa seja devida á variação da pressão do vapor d'agua; outros, admittem uma attracção do sol ou da lua que determinaria marés atmosphericas analogas ás do mar; outros ainda, como *Bouguer*, *Laplace* e *Renou* acham a causa principal na acção calorifica do sol, e *M. Cousté* apresentou na Sociedade Meteorologica de França em 1878 uma theoria para explicar este phenomeno, que foi accete por varios meteorologistas entre os quaes *M. Mohn* no seu livro *Les phenomenes de l'atmosphère*.

Parecendo ser esta a theoria que melhor explica o phenomeno, entendemos do nosso dever apresental-a.

Supponhamos uma certa quantidade de ar contido em um vaso, de onde não possa sahir e onde o ar exterior não possa entrar; supponhamos egualmente que a capacidade d'esse vaso é constante. Acontecerá que a um augmento de temperatura corresponderá um augmento de força expansiva e, se pozermos um barometro no interior d'esse vaso a pressão subirá tanto mais quanto augmentarmos os graus de temperatura.

Ao ar livre as cousas não se passam da mesma forma. O excesso de força expansiva que o calor crescente communica ao ar, faz com que elle se dilate; mas, como se não pôde di-

latar para a parte inferior, por encontrar a superficie da terra e não podendo tambem estender-se para os lados por encontrar ahi o ar egualmente rarefeito, tende a quebrar o equilibrio atmosferico rompendo por entre as camadas superiores para procurar o nivel correspondente á sua densidade, d'onde resulta, do esforço expansivo, um movimento ascendente na atmosphaera. Quanto maior fôr a temperatura, em maior escala se fará a evaporação á superficie da terra e a força expansiva do vapor d'agua proveniente d'essa evaporação augmentará egualmente com a temperatura.

N'um espaço fechado, a quantidade e tensão do vapor d'agua augmentarão com a temperatura até que o vapor tenha adquirido a sua maxima força expansiva. Na atmosphaera, a saturação não se produz immediatamente e os vapores desenvolvem-se tanto mais rapidamente quanto maior fôr a temperatura; como não podem incorporar-se immediatamente ao ar, passam em parte para as regiões superiores. D'esta forma o phenomeno da evaporação, contribue para a formação das correntes atmosfericas ascendentes. Em egualdade de pressões, o vapor d'agua é mais leve que o ar e o ar misturado de vapor de agua sendo mais leve que o ar secco, eleva-se mais rapidamente.

Sempre que o ar se aquece mais n'um lugar do que n'outro, produz-se uma corrente ascendente, rarefazendo-se o ar que repousa sobre o sitio mais aquecido, dando lugar a uma diminuição de pressão, sendo por consequente ahi a columna barometrica menor do que nos sitios mais frios. Como o accrescimo de temperatura dá lugar a uma diminuição na pressão, a variação da temperatura deve sempre fazer-se sentir sobre a variação diurna da pressão atmosferica; mas, tambem a acção do vapor d'agua faz sentir a sua influencia juntamente com a temperatura, o que torna a marcha diurna da pressão mais complicada do que a da temperatura.

De manhã o accrescimo de temperatura produz uma corrente ascendente e a diminuição de pressão não é mais do que a consequencia d'isso; mas ao mesmo tempo a evaporação começa a carregar o ar de vapor d'agua e como a evaporação se

faz mais rapidamente do que a elevação dos vapores d'agua na atmosphaera o barometro sobe até á hora do maximo da manhã. A partir d'este momento, o ar ascendente sobe com mais rapidez e os vapores d'agua misturam-se e elevam-se com elle mais facilmente. Esta columna ascendente chegada ás regiões superiores da atmosphaera, expande-se para os lados dando lugar a uma diminuição de pressão. A temperatura attinge o seu maximo um pouco depois do meio dia e ao mesmo tempo a corrente ascendente adquire a sua maior velocidade, o barometro baixará com mais rapidez até chegar um momento em que a temperatura começa a diminuir, a corrente ascendente torna-se mais fraca sendo-lhe mais difficil arrastar consigo os vapores d'agua cessando por isso o barometro de baixar. Assim que o arrefecimento se principia a sentir um pouco mais, o ar e o vapor d'agua começam a descer para as camadas inferiores da atmosphaera, formando-se uma corrente descendente que vem carregar estas camadas e cujo effeito o barometro accusa subindo. Durante a noute, logo que o arrefecimento produzido pela irradiação é sufficiente, os vapores d'agua transformam-se em orvalho, que se deposita, resultando d'este phenomeno uma diminuição parcial de pressão, começando o barometro a baixar até que attinge o minimo.

#### Variações irregulares do barometro

Diversas são as causas que dão origem ás variações irregulares na marcha do barometro, sendo a principal os grandes movimentos atmosphericos, de que mais tarde nos occuparemos. No equador estas variações são nullas, fazendo-se o movimento do barometro o mais regularmente possivel, regularidade que vae diminuindo á medida que caminhamos para qualquer dos polos, tornando-se evidente pois, a influencia da latitude sobre as variações irregulares.

Como porém esta influencia está fóra do ligeiro estudo que estamos fazendo, e não ser necessario o seu conhecimento para os usos da meteorologia que temos em vista, não o trataremos aqui.

### Variação annual da pressão

Esta variação differe de paiz para paiz, de lugar para lugar e o que até hoje se tem como lei geral sobre a variação annual da pressão é o seguinte: a pressão sobre os continentes é muito maior no inverno do que no verão, dando-se o phenomeno inverso sobre os mares.

A baixa pressão no verão, é devida ás correntes ascendentes do ar, produzidas pelo grande aquecimento das camadas inferiores da atmosphaera; e a alta pressão do inverno devida ao grande arrefecimento produzido pela irradiação durante as longas noutes d'esta estação do anno e pelas correntes descendentes então produzidas.

O dar-se o phenomeno inverso sobre os mares, explica-se pelo effeito das differenças de temperatura, de que já tratámos em lugar competente, dando origem ás correntes ascendentes e descendentes em estações differentes ás dos continentes.

Para determinar a media da pressão annual de um lugar, principiaremos por determinar as medias diarias, depois do que determinaremos as medias mensaes, sommando-as e dividindo a somma pelo numero de mezes do anno.

Conseguindo ter a media de muitos annos consecutivos, devemos sommal-as e dividir a somma pelo numero d'ellas, e a media será tanto mais exacta quanto maior fôr o numero de medias annuaes que entrarem n'esta operação.

Chama-se *pressão media ordinaria ou altura normal do barometro* á media entre as diversas medias de differentes lugares; que approximadamente é de 760 millimetros.

### Distribuição da pressão á superficie do globo

Para estudar a distribuição da pressão á superficie do globo, necessitamos em primeiro lugar, corrigir as differentes pressões das influencias de que já fallamos, depois do que, servindo-nos. d'uma carta de Mercator, ligamos por linhas todos os pontos que tiverem pressões eguaes, tendo assim traçadas as linhas de *igual pressão* ou *isobaras*.

Este estudo é devido ao meteorologista *Alexandre Buchan*,

que pela primeira vez, tendo as medias mensaes de differentes lugares e reduzindo-as ao nivel do mar, se lembrou de ligar por linhas todos aquelles pontos que tinham egual pressão.

Traçadas estas linhas, vê-se claramente a pressão media nos diversos lugares da terra, e egualmente vemos que se não produz uma mudança regular de pressão do equador para os polos, e bem pelo contrario, encontramos differentes maximos inteiramente distinctos uns dos outros, assim como muitos minimos completamente independentes. A pressão diminue constantemente em todas as direcções a partir de um maximo, augmentando em todas as direcções a partir de um minimo, encontrando-se entre os differentes maximos lugares que teem uma pressão média.

O traçado das isobaras tem grande importancia para a previsão do tempo e por isso completaremos o seu estudo em capitulo especial.



### CAPITULO III

## **Meteoros aquosos e phenomenos opticos da atmospha**

### Evaporação

Existe sempre na atmospha maior ou menor quantidade de vapor d'agua.

A agua pode passar ao estado de vapor, quer por ebullicão quer por evaporação.

Fazendo ferver a agua, produzem-se no interior d'este liquido, a partir do fundo, vapores que sendo mais leves do que elle sobem até á superficie em forma de bolhas, escapando-se em seguida para a atmospha, produzindo um ruido especial.

A temperatura á qual a agua ferve depende da pressão a que está sujeita. Á pressão ordinaria, que corresponde a uma altura barometrica de 760 millimetros, a agua ferve a 100° e quanto maior fôr a pressão maior será a temperatura necessaria para a fazer entrar em ebullicão.

A passagem da agua ao estado de vapor pode fazer-se lentamente a qualquer temperatura, quando exposta ao ar, sem que se notem movimentos sensiveis, dando-se a este phenomeno o nome de *evaporação*.

Depende a evaporação :

- 1.º — Da maior ou menor superficie humida exposta ao ar.
- 2.º — Da temperatura do ar ; pois quanto maior fôr a temperatura mais activa será a evaporação. E' em virtude d'esta causa que este phenomeno se produz em maior escala no verão do que no inverno, na zona torrida do que nas zonas frias e temperadas.

3.º — Do movimento do ar, isto é, do vento. Se o ar se conservasse em repouso sobre a superficie onde se produz o phenomeno da evaporação, em breve esse ar estaria saturado de vapor d'agua, a evaporação tenderia a diminuir e a terminar por fim.

4.º — Da maior ou menor quantidade de vapor d'agua já existente no ar, isto é, da humidade atmospherica.

N'um vaso de capacidade determinada podemos introduzir o ar que quizermos, notando que quanto maior fôr a quantidade de ar introduzido no recipiente, maior será a sua densidade e maior a pressão exercida sobre as paredes do vaso, sem comtudo o ar modificar o seu estado. O mesmo não acontece com o vapor d'agua, porque um espaço determinado a uma temperatura dada não pode conter mais do que uma certa quantidade invariavel d'este vapor.

Quando um espaço determinado de ar, contem todo o vapor d'agua que é susceptivel de conter, diz-se que está saturado e a pressão que este vapor d'agua exerce em todos os sentidos é a maior que pôde exercer nas condicções a que está submettido, dizendo-se então que o vapor d'agua tem o seu *maximo de tensão* ou *força expansiva*.

A temperatura á qual o ar se satura de vapor d'agua chama-se *ponto de saturação* ou *ponto de orvalho*.

O vapor d'agua que se forma em virtude da evaporação, tende a estender-se por camadas á superficie da terra e a occupar o maior espaço possivel. Se o ar não offerecesse resistencia alguma á circulação do vapor d'agua e as camadas atmosphericas se conservassem em repouso, haveria duas atmosferas independentes, uma constituida pelos vapores d'agua outra pelo ar atmospherico. A resistencia offerecida pelo ar á livre circulação do vapor d'agua e os movimentos maiores ou menores de que é animada a atmospherica, impedem que o vapor forme essa atmospherica independente e obrigam-o a espalhar-se, como necessario se torna, para o natural equilibrio atmospherico.

A evaporação mede-se por meio de um aparelho conhecido sob o nome de *evaporometro*.

Compõe-se, em geral, este instrumento, de um vaso cy-

lindrico de zinco communicando com um tubo do mesmo metal dobrado em angulo recto, que por seu turno sustenta um tubo de vidro cujo eixo deve ser paralelo ao do vaso.

Da parte superior do tubo desce um estylete que se deve conservar sempre em posição conveniente e que tem por fim indicar-nos o nivel da agua contida no vaso.

Tendo deitado agua no evaporometro até que o seu nivel raze a ponta do estylete, fica o aparelho convenientemente preparado para que tendo passado algum tempo, em geral 24 horas, se possa fazer a observação.

Passado esse tempo e tendo-se dado o phenomeno da evaporação, necessitamos deitar mais agua no vaso para que de novo a sua superficie raze a ponta do estylete; a quantidade de agua que se deita é igual á que se evaporou nas 24 horas.

Para medir com sufficiente approximação a agua evaporada, servimo-nos de uma proveta, convenientemente graduada em millimetros e decimillimetros.

Um outro evaporometro é empregado no Observatorio Meteorologico do Infante D. Luiz, conhecido sob o nome de *evaporometro de Piche*.

Consiste, este evaporometro, em um tubo de vidro de 22 a 25 centimetros de comprimento por um centimetro de diametro interno, tendo gravado na parte exterior uma escala de millimetros e decimillimetros; fechado por uma das extremidades e aberto pela outra permite que se possa encher com agua distillada.

A extremidade aberta entra por fricção em um aro, que por meio de uma mola recurvada faz ajustar um tampo metallico que aperta de encontro á bôcca do tubo, plana e esmerillada, um disco de papel, espesso e sem gomma, cujo diametro é maior do que o do tubo de vidro.

A maneira de empregar este aparelho é muito simples.

Enchendo-se o tubo com agua distillada, assenta-se sobre o menisco convexo da agua o disco de papel que por intermedio do tampo metallico se ajusta ao topo do tubo: no tampo metallico ha um orificio circular que tem por fim deixar furar o papel, para que o ar penetre no tubo á proporção que a agua se gaste pela evaporação.

Feito isto, suspende-se o evaporometro, para o que tem disposição apropriada, em lugar onde circule bem o ar e esteja resguardado da chuva e dos raios directos do sol.

O disco de papel ao contacto da agua fica impregnado d'esta, dando-se a evaporação pelas superficies livres inferior e superior do papel.

A differença das leituras na escala graduada, feitas com um intervallo de tempo, dá-nos o valor da evaporação n'esse tempo.

#### Varição diurna e annual da evaporação

Apresenta este phenomeno uma grande analogia com a variação da temperatura, comtudo, as suas leis não estão ainda determinadas com exactidão.

Para determinar a quantidade de vapor de agua contida no ar atmospherico, mede-se, ou o peso do vapor contido em um certo espaço cheio de ar, ou a pressão por elle exercida, em virtude da sua força expansiva, sobre os objectos que com elle estão em contacto.

A pressão avalia-se por meio de uma columna de mercurio que faça equilibrio á pressão produzida pelo vapor d'agua. E' este o processo geralmente empregado para determinar a quantidade de vapor de agua contido no ar atmospherico, porque a pressão produzida pelo vapor da agua é quasi proporcional ao seu peso.

Sendo cinco grammas o peso do vapor d'agua contido em um metro cubico de ar, a força expansiva indicada pela altura de uma columna de mercurio que faz equilibrio á tensão do vapor d'agua será de cinco millimetros.

Em vista d'isto, em meteorologia, pressão do vapor d'agua, força expansiva e tensão do vapor, são considerados como synonymos e o seu valor é expresso pela altura em millimetros de uma columna de mercurio necessaria para fazer o seu equilibrio.

#### Humidade atmospherica

Pelo que deixamos dito, vê-se que o ar atmospherico contém sempre uma certa quantidade de vapor d'agua maior ou

menor conforme as circumstancias e que esse vapor d'agua ou como geralmente se diz, *humidade atmospherica*, é devida na sua maior parte ao phenomeno da evaporação.

A quantidade de vapor d'agua contido no ar em um momento dado chama-se *humidade absoluta* e *humidade relativa* á relação que existe entre a quantidade de vapor d'agua que o ar tem n'esse momento e aquelle que conteria á mesma temperatura se estivesse saturado.

A quantidade de vapor necessaria para saturar o ar varia com a temperatura. Quando saturado, o mais leve arrefecimento determina a formação do orvalho, da geada, do nevoeiro, das nuvens, da chuva, da neve, etc.

O ar aparentemente o mais secco, sem augmento algum de vapor d'agua, pode ser levado ao seu *ponto de saturação* ou *de orvalho* sómente pelo abaixamento de temperatura e o ar o mais humido, pode, sem perda de vapor, tornar-se relativamente secco quando a temperatura se elevar. Do exposto concluimos que sempre se deve fazer distincção entre *humidade absoluta* e *humidade relativa* ou *estado hygrometrico do ar*.

Para determinar a humidade do ar podemos lançar mão dos seguintes processos:

1.º — Medir directamente o peso do vapor d'agua contido n'um metro cubico de ar.

2.º — Achar a temperatura do ponto de saturação.

3.º — Determinar a tensão do vapor e a humidade relativa.

Para os usos vulgares da meteorologia usa-se o terceiro processo, empregando-se para este fim o instrumento conhecido sob o nome de *psychrometro*.

Consta este aparelho de dois thermometros, perfeitamente semelhantes, dispostos parallelamente sobre uma plancheta, distando um do outro approximadamente um decimetro.

Um d'estes thermometros dá-nos a temperatura do ar e chama-se thermometro secco; o outro, chamado thermometro molhado, tem o seu reservatorio envolvido em cassa de algodão que se deve conservar sempre humedecida, para o que mergulha em uma tina contendo agua distillada, dando-nos o abaixamento da temperatura devido ao frio produzido pela evaporação na cassa que lhe envolve o reservatorio.

A differença das leituras feitas na mesma occasião, das columnas thermometricas, dá-nos o valor do frio produzido pela evaporação.

Quanto maior quantidade de vapor d'agua existir no ar, menor será a evaporação e menor por conseguinte a differença entre as duas columnas dos thermometros; esta differença será nulla quando o ar estiver perfeitamente saturado de humidade.

Para fazermos a leitura do psychometro devemos primeiramente certificar-nos se realmente está molhada a cassa que envolve o reservatorio do thermometro e caso não esteja, devemos molhal-a com um pequeno pincel, fazendo a observação depois de passados alguns minutos, principiando por lêr o thermometro secco, o mais rapidamente possivel, depois do que, se fará a leitura do thermometro molhado.

Com as indicações fornecidas por estes dois thermometros facilmente deduzimos a tensão do vapor e a humidade relativa pela resolução das formulas para este fim calculadas, ou mais facilmente com o emprego de tabuas psychometricas, como por exemplo, as de *Jalinek*, nas quaes entramos com as leituras feitas do secco e do molhado encontrando os valores procurados.

Para o mesmo fim, emprega-se no observatorio meteorologico do Infante D. Luiz um quadro graphico devido ao Vice-Almirante João Carlos de Brito Capello e a respeito do qual diz nas suas Instrucções Meteorologicas: Consta em primeiro logar, de uma quadricula feita por linhas verticaes e horisontaes; as linhas verticaes correspondem ás differenças entre as temperaturas do thermometro secco e do molhado; os graus e meios graus são indicados por linhas mais grossas, e os decimos pelas intermedias. As linhas horisontaes representam os valores em millimetros e decimos da tensão do vapor, correspondendo as linhas mais grossas aos millimetros exactos e as intermedias a 0,2 de millimetro, podendo medir-se até ao decimo de millimetro com toda a facilidade.

Supponha-se agora que foram calculadas as tensões do vapor para uma certa temperatura  $t'$  do thermometro molhado,  $15^{\circ}$ , por exemplo, combinada com a serie de differenças ( $t-t'$ ) eguaes a  $0^{\circ}$ ,  $1^{\circ}$ ,  $2^{\circ}$ ,  $3^{\circ}$ , etc., etc. até  $18^{\circ}$  e que se marcaram

os valores achados das referidas tensões nas linhas correspondentes ás mesmas diferenças, medidas pelo numero de millimetros e decimos a que correspondem as linhas horisontaes; vêr-se-ha que todos os pontos marcados ficam em uma linha recta, inclinada da esquerda para a direita.

Se se repetir esta operação para outros valores de  $t'$  com toda serie de  $(t-t')$  acha-se que os valores da tensão do vapor correspondente a cada temperatura  $t'$  ficam todos em linhas rectas, igualmente inclinadas e por consequencia parallelas, e cujas distancias entre si são tanto maiores quanto mais elevado é o valor de  $t'$ .

Estas rectas inclinadas podem, pois, representar os diferentes valores de  $t'$  para podermos obter os valores das tensões do vapor correspondentes aos diferentes valores de  $(t-t')$ .

D'este modo, podemos desde já resolver a primeira parte do problema: achar o valor da tensão do vapor atmosferico para qualquer observação psychrometrica ( $t$  e  $t'$ ).

Quando se calcularam as tensões do vapor, determinando as rectas inclinadas correspondentes a  $t'$ , obtiveram-se tambem os valores dos graus de humidade correspondentes a cada ponto de encontro das linhas  $t'$ , com cada uma de  $(t-t')$ .

Suppondo que se unissem por linhas todos os valores iguaes dos graus de humidade, resultariam umas linhas curvas, cada uma das quaes representaria o mesmo grau de humidade correspondente aos diversos pontos por onde elle passa.

D'este modo, sobre o mesmo ponto de encontro das rectas  $t'$  e  $(t-t')$  fica, não só determinado o valor da tensão do vapor pela horisontal que por elle passa, mas tambem o grau de humidade pela curva que mais se aproxima do referido ponto de encontro.

#### Varição diurna e annual da tensão do vapor d'agua.

A variação da tensão do vapor d'agua anda intimamente ligada á variação da temperatura, pois a um acrescimo d'esta corresponde em geral um augmento de evaporação e por consequente de tensão do vapor.

Examinando um graphico da tensão do vapor d'agua, em-

pregando para o construir um processo semelhante ao que empregamos para a temperatura, vemos que, para pontos situados sobre o mar, nas vizinhanças d'estes, ou sobre as montanhas elevadas, a tensão do vapor no curso de um dia apresenta um minimo, que tem lugar proximo do nascimento do sol, crescendo em seguida até attingir o seu maximo entre a 1 e 3 horas da tarde, para novamente baixar até ao dia seguinte.

Nas regiões tropicaes a marcha da tensão do vapor é um pouco differente, pois nos apresenta durante o dia dois maximos e dois minimos.

O primeiro d'estes tem lugar na hora proxima do nascer do sol, crescendo a tensão até approximadamente ás 9 horas, decrescendo em seguida até proximo das 3 da tarde, tornando a augmentar até ás 9, onde apresenta um segundo maximo, decrescendo em seguida de novo até á hora do primeiro minimo do dia seguinte.

Este phenomeno explica-se pelas correntes ascendentes.

A tensão do vapor principia a augmentar com a temperatura, tendo o seu maximo, como ficou dito, proximo das 9 horas da manhã. A esta hora as camadas inferiores da atmosphaera sufficientemente aquecidas, dilatam-se, produzindo as correntes ascendentes, de que já fallamos e que serão tanto mais intensas quanto maior fôr o aquecimento. N'esta occasião a quantidade de agua evaporada não contrabalança os vapores que são arrastados pelas correntes ascendentes para as camadas superiores da atmosphaera, em virtude do que a tensão principia a baixar, phenomeno que se continua até proxima-mente ás 2 horas da tarde, quando tem lugar o maximo da temperatura. A partir d'este momento as correntes ascendentes tornam-se cada vez mais fracas, diminuindo a tensão ainda, mas muito lentamente. Quando as correntes ascendentes são nullas e a evaporação ainda é abundante, a tensão começa a augmentar até que o resfriamento progressivo, que então vae tendo logar, faz diminuir a evaporação e o vapor d'agua existente nas camadas da atmosphaera principia a condensar-se. A partir d'este momento a tensão principia novamente a diminuir e diminue toda a noute até ao dia seguinte, em que se repetem os mesmos phenomenos.



Como vemos, o segundo minimo é produzido pelas correntes ascendentes, não tendo logar nos climas maritimos e nas latitudes medias durante o inverno, porque o aquecimento é relativamente pouco para poder produzir correntes ascendentes notaveis.

Se um dos principaes agentes que dá logar ao phenomeno da evaporação é a temperatura, a variação annual do vapor d'agua deve ser analoga á variação da temperatura, assumpto de que já tratámos no respectivo capitulo.

Nas regiões tropicaes e regiões maritimas, a variação annual da temperatura é, como vimos, muito fraca, acontecendo o mesmo á do vapor d'agua que, como aquella, apresenta o seu minimo em janeiro, mez mais frio do anno, attingindo o seu maximo em julho.

#### Variação do vapor d'agua com a altitude

Devido á intima relação que existe entre a temperatura e a tensão do vapor, somos levados a concluir que esta tambem diminue com a altitude e todas as experiencias até hoje feitas assim o demonstram.

*M. Mohn* diz, no seu livro «Les phenomènes de l'Atmosphere,» que a tensão do vapor d'agua decresce com a altura muito mais rapidamente do que a pressão atmospherica, o que nos mostra claramente que o vapor d'agua não constitue por si só uma atmospherica independente.

#### Variação diurna e annual da humidade relativa

Comparando o graphico da marcha diurna da humidade relativa com o graphico da temperatura do mesmo dia, notamos que as curvas são invertidas em relação uma á outra, isto é, a humidade accusa o seu maximo um pouco antes do nascer do sol quando a curva da temperatura marca o minimo. A temperatura tem o seu maximo proximo das 2 horas da tarde quando a curva da humidade baixa ao minimo.

A marcha da humidade relativa é a mesma em quasi toda a parte e só a amplitude da oscillação é que varia de logar para logar.

A variação annual da humidade relativa não se faz de uma maneira regular, varia com as estações e de lugar para lugar.

Em Paris, segundo *M. Angot*, tem o minimo em abril e o maximo em dezembro, apresentando um maximo secundario em junho e um segundo minimo em julho.

Em Upsal, segundo *M. Mohn*, a humidade relativa tem o seu maximo em dezembro e o minimo em junho, apresentando tambem um maximo secundario em agosto.

Pelas observações feitas por *M. Kaemtz* em Halle, cujos

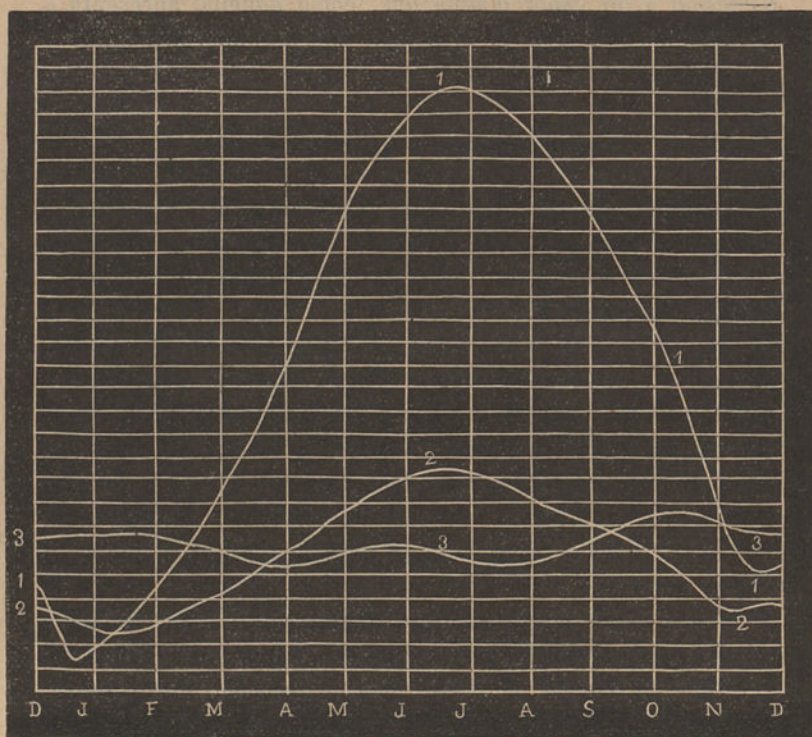


Fig. 11

graphicôs apresentamos, fig. 11, podemos comparar as marchas dos elementos a que nos temos referido e facilmente fazer uma ideia exacta das considerações que temos apresentado.

### Variação da humidade relativa com a altitude

Como já tivemos occasião de dizer, a temperatura e a quantidade de vapor d'agua diminuem com a altitude e como a humidade relativa é funcção d'estes dois elementos, temperatura e tensão, da sua predominancia dependerá a variabilidade d'aquella.

Os estudos até hoje feitos sobre este assumpto provam, que a humidade relativa a diversas alturas acima do nivel do mar é muito differente, não se podendo ainda determinar uma lei exacta para a variação da humidade relativa com a altura.

E' no emtanto fóra de toda a duvida, que n'um ponto qualquer immerso n'uma camada de nuvens, a humidade relativa é muito grande attingindo ás vezes 100 0/0. A partir d'este ponto a humidade relativa varia muito irregularmente tanto para a parte inferior como para a parte superior da atmosphera.

Nas observações a que se tem procedido nas altas paragens atmosphericas attingidas pelos aereostatos, tem-se encontrado uma humidade relativamente pequena áquella que d'uma maneira absoluta deveria existir.

### Distribuição do vapor d'agua e da tensão do vapor á superficie no globo

Para se fazer idéa da distribuição do vapor d'agua á superficie do globo, reunem-se por linhas, sobre uma carta de Mercator, todos os pontos onde a tensão do vapor é a mesma.

Analysando uma d'essas cartas, vemos que a tensão do vapor é maior na região equatorial, diminuindo de um e outro lado do equador para os polos.

Sobre o mar as linhas de *equal tensão* seguem um percurso intermediario entre as isothermicas do ar e do mar, não se dando o mesmo phenomeno no interior dos continentes.

D'uma maneira geral, pode dizer-se, que a zona de maior tensão do vapor se desloca segundo a estação do anno, pois encontramos-la mais ao norte em julho e agosto e mais ao sul nos mezes d'inverno; o que de fórma alguma nos deve admirar, se attendermos a que o primeiro factor da temperatura á

superfície do glóbo é o sol e que ella depende da posição d'este.

A distribuição da humidade relativa ainda não está representada sobre cartas por não ser conhecida a lei da variação d'este elemento com a altitude, impossibilitando-nos de a podermos corrigir d'esta influencia; contudo, a minima da humidade relativa encontra-se sobre os continentes e a maxima sobre os oceanos.

### Precipitação

Dissémos no principio d'este capitulo, que o ar atmosphérico apparentemente o mais secco, sem augmento algum de vapor d'agua, pode ser levado ao seu ponto de saturação sómente pelo abaixamento de temperatura.

Quando por qualquer causa o ar é arrefecido, a humidade relativa augmenta em virtude d'elle absorver com menos facilidade o vapor d'agua.

Se suppozermos que a temperatura vae gradualmente diminuindo, chegará uma occasião em que o ar se encontra saturado de vapor, e se, a partir d'este momento a temperatura continua baixando, uma parte do vapor passa ao estado liquido ou solido e o resto mantem-se em estado de vapor saturando o ar a essa temperatura. Quando o vapor d'agua contida no ar se separa, passando do estado de vapor ao estado liquido ou solido toma o nome de *precipitação*.

A precipitação recebe differentes nomes conforme as differentes maneiras como se opera a separação do vapor d'agua e segundo as diversas fórmas porque se apresenta.

### Orvalho

Contendo as camadas do ar atmosphérico sempre vapor d'agua, e estando estas em contacto immediato com os objectos á superfície da terra, quando se apresentam mais frios do que o ar que os cerca a ponto de o fazer chegar á saturação, depositam-se sobre esses objectos pequenas gottas liquidas constituidas pelo vapor d'agua condensado e que formam o orvalho.

O orvalho é produzido pois, pela passagem ao estado liquido do vapor d'agua em contacto directo com os corpos arrefecidos; é um phenomeno devido unicamente ás camadas d'ar que se encontram em contacto com a superficie terrestre.

Este phenomeno tem lugar em maior escala nas noites claras, em que se fazem sentir aragens ou ventos muito fracos.

Como já tivémos occasião de dizer, é nas noites de céu limpo que o poder do resfriamento por irradiação se torna maior e por conseguinte todos os corpos arrefecerão muito mais, obrigando as camadas de ar ao seu contacto a baixarem de temperatura e a depositarem n'elles o vapor em fórma de pequenas gotas. Um vento fraco renovarà constantemente o ar sobre as superficies d'esses corpos, obrigando maior porção de vapor d'agua a condensar-se.

Durante o anno, attinge este phenomeno o seu maximo no outomno e não no verão, porque n'esta estação, as noutes não são sufficientemente grandes para que se produza um arrefecimento sensivel por irradiação, em quanto que no outomno o ar contém ainda grande porção de vapor d'agua e as noutes são maiores. Tem o seu minimo no inverno devido á menor quantidade de vapor d'agua nas camadas da atmosphaera e a variação diurna da temperatura ser muito menor do que no resto do anno.

E' vulgar dizer-se, *está orvalhando*, como querendo indicar que este cae; esta expressão é incorrecta, pois como vimos, o orvalho deposita-se sem queda, devido ao contacto immediato dos corpos frios.

Nas regiões tropicaes, onde a quantidade de vapor na atmosphaera é muito abundante e a irradiação nocturna muito grande, produz-se este phenomeno em abundancia.

### Geadas

Quando á superficie da terra os objectos adquirem uma temperatura de 0° ou inferior, devido ao frio produzido pela irradiação, o vapor d'agua em contacto com estas superficies congela-se sob a fórma de pequeninos crystaes, que constituem a chamada geada.

A producção da geada e as causas favoraveis para que este phenomeno se dê, que em geral tem logar nas noutes claras da primavera e do outorno, são as mesmas que apresentámos quando nos referimos ao orvalho.

### Nevoeiro

O nevoeiro não é mais do que a condensação do vapor d'agua em pequenas gotas fluctuando nas camadas inferiores da atmosphaera.

Devemos distinguir duas especies de nevoeiros.

1.º Aquelles que são produzidos pelas correntes atmosphericas humidas vindas das regiões quentes para outras onde a temperatura é menor; taes são os nevoeiros formados nas regiões polares quando os ventos humidos e quentes sopram sobre estas regiões.

2.º Aquelles que são produzidos pela differença de temperatura entre o solo humido e o ar que repousa ou sopra sobre elle e são frequentes nas costas da Inglaterra, sobre os rios, nos sitios humidos e sobre as aguas quentes da *Gulf-Stream*.

Facilmente se comprehende a formação d'estes nevoeiros.

Se a temperatura da superficie humida é superior a do ar que sobre elle repousa ou sopra, os vapores produzidos pela evaporação, que se faz porporcionalmente á temperatura, não podem na sua totalidade ser absorvidos pelo ar. Os vapores não absorvidos tomam pois a fôrma de nevoeiro que em geral desaparece á medida que a temperatura augmenta.

No jornal inglez, *Nature* de 30 de dezembro de 1880, *M. Aitken*, discute as circumstancias diversas da formação dos nevoeiros e conclue que as particulas do sal marinho arrastadas pelo vento e as poeiras provenientes da combustão incompleta do carvão de pedra, são elementos favoraveis para a formação dos nevoeiros, explicando assim a persistencia d'este phenomeno em certas cidades.

### Nuvens

Como os nevoeiros, as nuvens não são mais do que a agglomeração de pequenas gotas d'agua fluctuando no ar, apresen-

tando por unica differença a posição que occupam na atmospherica.

O resfriamento necessario para a condensação do vapor tomando a fórma de nuvens, produz-se em certos casos, pelo encontro de duas correntes d'ar uma fria e secca, outra quente e humida, mas o que ordinariamente dá lugar á formação das nuvens é uma corrente de ar ascendente carregada d'uma grande quantidade de vapor d'agua.

Supponhamos então uma corrente ascendente transportando para as camadas superiores da atmospherica uma camada de ar carregada de vapor d'agua. Como a temperatura diminue com a altitude, á medida que a camada de ar se elevar tenderá para o seu ponto de saturação que será attingido e uma certa altura. A partir d'este momento, elevando-se ainda a camada de ar, como a temperatura diminue, principiará o vapor da agua a condensar-se dando lugar á formação das nuvens.

Quando attinge uma altura onde a temperatura seja zero, o vapor d'agua congela-se formando as nuvens das altas regiões atmosphericas.

Vemos pois, que o limite inferior da região das nuvens é determinado pela altura á qual o ar se deve elevar para encontrar temperatura que o obrigue ao seu ponto de saturação.

Obedecendo ás leis da gravidade, as nuvens tendem constantemente a cair para a superficie da terra, descida que se opera muito lentamente, devido não só á resistencia que lhe apresentam as camadas inferiores como tambem ao movimento das correntes ascendentes.

Algumas vezes, quando a temperatura da columna d'ar ascendente augmenta, como acontece nos dias quentes de verão, a altura a que corresponde o ponto de saturação é mais elevada e por isso as nuvens sobem a maior altura e o contrario se nota, quando as correntes ascendentes são mais fracas ou cessam inteiramente, as nuvens descem até ás camadas inferiores.

Se observarmos com attenção uma nuvem, que se conserve por algum tempo no ar relativamente calmo, notamos que constantemente se transforma, devido a não ser formada sempre pelas mesmas gotas d'agua, pois que obedecendo ás leis da

gravidade estas caem constantemente e encontrando no seu caminho camadas d'ar mais quentes e menos humidas evaporam-se.

Para mais facilmente se poderem classificar as nuvens, *Luke Howard* dividiu-as em tres typos principaes: *cirrus*, *cumulos* e *stratus*, com os quaes formou as quatro fórmas de transição: *cirro-cumulos*, *cirro-stratus*, *cumulo-stratus* e *nimbus*.

Mais tarde *M. M. Alercomby e Hildebrandsson*, modificaram um pouco esta classificação, tomando como typos principaes os *cirrus*, *stratus*, *cumulos* e *nimbus* e as seguintes formas de transição: *cirro-stratus*, *cirro-cumulos*, *cumulo-cirrus* ou *alto-cumulos*, *strato-cirrus* ou *alto-stratus*, *strato-cumulos* e *cumulo-nimbus*, ficando assim constituidas as dez formas adoptadas officialmente para distinguirmos e classificarmos as nuvens.

Estes dez typos são classificados por *Hildebrandsson* em quatro grupos: nuvens superiores, intermedias, inferiores, e nuvens produzidas pelas correntes diurnas, constando cada um d'estes grupos de: (a) nuvens de tempo secco; (b) novens de tempo chuvoso.

Assim :

Nuvens superiores

(a) — 1.º — Cirrus

(b) — 2.º — Cirro-Stratus.

Nuvens intermedias

(a) } 3 — Cirro-Cumulos

4 — Alto-Cumulos

(b) — 5 — Alto-Stratus.

Nuvens inferiores

(a) — 6 — Strato-Cumulos

(b) — 7 — Nimbus.

Nuvens de correntes ascendentes diurnas

(a) — 8 — Cumulos

(b) — 9 — Cumulo-Nimbus.

Nevoeiros elevados

10 — Stratus.



Seguindo esta ordem, vamos tentar dar algumas características para bem se distinguirem os diferentes typos, embora na pratica muitas vezes seja difficil fazer a sua classificação.

*Cirrus (Ci)* São nuvens de côr branca uniforme, apresentando uma structura fibrosa ou filamentosa tendo as fibras umas vezes perfeitamente separadas, outras vezes juntas formando umas partes mais ou menos compactas, tomando diversas formas e feitios sendo os mais vulgares semelhantes a plumas, rabos de cavallo etc. O mais vulgar é apresentarem-se em fachas ou bandas paralelas entre si, que por effeito da perspectiva parecem convergir para um ponto.

São estas as nuvens que andam nas regiões mais altas da atmosphera, e como a essa altura a temperatura do ar é inferior a zero graus, são constituídas por finas agulhas de gelo, o que se comprova pela formação dos *halos* produzidos pela reflexão da luz nas pequenas particulas que as constituem.

*Cirro-Stratus (Ci-S.)* São nuvens que apresentam a mesma structura que os cirrus, dando á atmosphera um aspecto leitoso, apresentando-se como um veu esbranquiçado. Muitas vezes as fibras ou filamentos de que são constituídas apresentam-se interlaçadas occupando uma grande extensão. Formam-se n'estas nuvens os *halos* perfeitos e completos o que nos prova ser a sua constituição de pequenas particulas de gelo.

*Cirro-Cumulus (Ci-Cu)* Apresentam-se estas nuvens sob a fórma de pequenos frocos, inteiramente brancos, dispostos em grupos ou filas mais ou menos regulares.

*Alto-Cumulos (A-Cu)* São muito semelhantes aos cirro-cumulos, apresentando os frocos maiores e não inteiramente brancos. São estas as nuvens que formam o vulgar ceu pedrento.

*Alto-Stratus (A-S)* São estas nuvens muito difficeis de distinguir dos cirro-stratus devido á semelhança que apresentam. Não são inteiramente brancas e deixam vêr na orla que voltam na direcção do sol ou da lua uma parte brilhante. Não são transparentes como os cirro-stratus, andam menos altas do que estas, precedendo, em geral, as baixas barometricas.

*Stratus-Cumulos (S-Cu)* Apresentam-se estas nuvens sob a fórma de rolos escuros que cobrem frequentemente o céu nos

dias de inverno e lhe dão uma apparencia de ondulação. Às vezes não são perfeitamente ligadas, deixando intervallos entre si por onde se vê um pouco de ceu azul.

*Nimbus (N)* Nuvens que se apresentam em camadas densas de côr escura, sem fórma defenida, de bordos franjados abrangendo grande porção de ceu. São nuvens que dão chuva. Correm em geral com grande velocidade devido talvez a serem nuvens muito baixas. Muitas vezes estas nuvens pela acção do vento dividem-se em pequenos porções a que se chamam *fracto-nimbus*.

*Cumulos (Cu)* Nuvens expessas, de forma arredondada, tendo a base plana horisontal de côr escura ou pardacenta. Na sua parte superior notam-se pretuberancias, maiores ou menores, mais ou menos regulares, que se tornam brilhantes quando esclarecidas pelo sol ou lua. São estas nuvens animadas de movimento constante, mudando de aspecto com rapidez; nuvens em geral de bom tempo, muito abundantes no verão apresentando então a fórma muito arredondada.

Segundo *Saussere* são formadas pelas correntes ascendentes, que arrastam grandes porções de vapor d'agua para as regiões superiores da atmosphaera. Quando ha mau tempo perdem estas nuvens a fórma arredondada para tomarem fórmas muito irregulares de contornos mal definidos.

*Cumulus-Nimbus (Cu-N)* Teem a fórma de montanhas ou torres, semelhando-se aos cumulos na sua parte superior sendo a inferior de côr bastante escura. São estas nuvens, em geral, acompanhadas por um veu de *cirro-stratus* e muitas vezes apresentam na sua parte superior uma textura fibrosa que se assemelha aos cirrus e por isso se denominam *falsos cirrus*. São estas as nuvens vulgarmente conhecidas por aguaceiros que muitas vezes veem acompanhadas de vento violento.

*Stratus (S)* Em geral, dá-se este nome a todas as nuvens que vemos no horisonte e que devido aos effeitos de prespectiva se nos apresentam em fachas mais ou menos alongadas, parallelas entre si.

Segundo *Haward* é a navoa que ao pôr e nascer do sol se apresenta com o seu veu mais ou menos corado. Outros meteorologistas dizem que os stratus não são mais do que ne-

voeiros elevados; quando o ar é calmo e o barometro sobe, podem estes nevoeiros preestir por muito tempo sem interrupção.

### Nebulosidade

Designa-se sob o nome de nebulosidade a relação que existe n'um momento dado, entre a extensão total do ceu e o espaço occupado pelas nuvens visiveis.

Para avaliar esta relação dividimos a extensão total do ceu em dez partes e reunidas todas as nuvens visiveis, estimamos quantas d'estas partes são cobertas.

Calcula-se por estima, empregando-se para a representar uma escala de 0 a 10, em que o 0 indica o ceu completamente coberto; os estados intermediarios 1; 2; 3;... representarão os decimos de ceu coberto.

A nebulosidade tem a sua variação diurna e annual. Este phenomeno é muito complexo e muito variavel de lugar para lugar e por isso até hoje ainda não está determinada uma lei precisa.

No verão, nos paizes tropicaes, a nebulosidade tem um periodo diurno mais ou menos regular; as nuvens apparecem um pouco antes do meio dia, attingindo o seu maximo algumas horas depois, deminuindo durante toda a tarde e noite. Explica-se este phenomeno pela influencia das correntes ascendentes que dão lugar á formação dos cumulos cujo numero augmenta com a força crescente da corrente, diminuindo mais tarde quando a corrente é fraca ou tem terminado.

Nas latitudes áquem dos tropicos, a variação diurna da nebulosidade attinge o seu maximo no inverno proximo do meio dia e no verão proximo das duas horas, accusando o minimo durante a noite.

A nebulosidade tem egualmente o seu periodo annual muito variavel de lugar para lugar.

Na zona que contem os paizes mais quentes do globo, onde se formam poderosas correntes ascendentes, ás quaes os alisados fornecem grande quantidade de vapor d'agua, é natural que uma grande quantidade de nuvens tenham ahi a sua origem e que arrastadas pelas correntes superiores da atmos-

phera vão determinar o maximo de nebulosidade nos logares por onde passa.

Na Europa onde os ventos do *SW* reinam durante o inverno, é a estação na qual a nebulosidade attinge o seu maximo e o minimo em agosto, quando os ventos predominantes são do *NW* e a superficie da terra está mais aquecida.

### Chuva e Neve

Como dissemos, as nuvens são constituídas por pequenas gotas de agua ou tenuissimos chrystaes de gelo que fluctuam na atmosphera e que obedecendo á lei da gravidade tendem constantemente a cair para a superficie da terra, não a chegando a attingir, pois ao atreversarem camadas d'ar mais quentes e seccas se evaporam.

Devido a um abaixamento rapido de temperatura n'uma camada de nuvens, as pequenas gotas ou chrystaes que as constituem reúnem-se formando corpos de maiores dimensões, que não podendo fluctuar, devido ao seu peso, veem cair sobre a superficie da terra dando lugar aos phenomenos conhecidos por chuva e neve.

Calcula-se a frequencia da chuva ou neve exprimindo o numero de dias em que se dão estes phenomenos e a sua quantidade pela altura que attingeria a agua ou neve derretida á superficie da terra, se não se infiltrasse nem se evaporasse.

Para este fim empregam-se uns instrumentos denominados *pluviometros* ou *udometros*.

São estes instrumentos constituídos por um vaso de secção circular ou quadrangular, de paredes delgadas, terminando por duas pyramides conicas, das quaes a inferior tem uma torneira e a superior communica com um recipiente externo, que tem a fórma de funil. O recipiente communica com o interior do vaso por um orificio de 0,<sup>m</sup>02 de diametro. Esta disposição tem por fim evitar o mais possivel a evaporação.

A agua caída sobre o recipiente do pluviometro escorrega e introduz-se no interior do vaso pelo pequeno orificio e ahi se conserva, até que, desejando fazer-se a observação, se es-

gota para uma proveta por intermedio da torneira de que é munido.

As provetas empregadas para este fim são ordinariamente de fôrma cylindrica, sendo o diametro da sua secção menor do que o do pluviometro, graduadas em millimetros e decimillimetros. Sendo assim, um millimetro de chuva recolhida no pluviometro, occupa quando pãssada á proveta, um numero de millimetros igual ao numero que exprime a relação entre a superficie do pluviometro e a da proveta.

Em geral cada pluviometro é acompanhado da respectiva proveta convenientemente graduada. Mas, quando assim não aconteça, ou desejemos verificar se a graduação da proveta é convenientemente feita para nos dar indicações exactas da chuva recolhida no pluviometro, lançamos mão do seguinte meio.

Calcula-se o numero de centimetros cubicos correspondentes a um volume cuja base seja igual á superficie do recipiente do pluviometro e que tenha por altura um millimetro. Deita-se na proveta, um numero igual ao calculado de centimetros cubicos d'agua e a altura d'esta porção d'agua na proveta deve corresponder a um millimetro. Se introduzirmos na proveta uma nova porção d'agua igual á primeira, o seu nivel indicar-nos-ha a divisão correspondente a dois millimetros e assim successivamente. Caso assim não aconteça, a proveta não está convenientemente graduada para o pluviometro e necessario se torna uma nova graduação, feita como acabamos de indicar.

#### Phenomenos opticos da atmospha. Côr do ceu

Se o ar atmospherico fosse um corpo completamente transparente, o sol e a lua apresentar-se-nos-hiam como discos luminosos perfeitamente circumscriptos; a abobada celeste seria completamente desprovida de luz e a noite succederia bruscaamente ao dia. Como assim não succede, somos levados a concluir que o ar atmospherico não é um corpo perfeitamente transparente e que as suas particulas absorvem uma porção da luz que recebem, deixando passar uma parte e reflectindo

outra. D'esta fórma se explica o esclarecimento da abobada celeste, illuminando os objectos terrestres que o sol não esclarece directamente, determinando um transição lenta na successão da noite ao dia.

Os raios das differentes côres que constituem a luz solar não atravessam a atmosphaera com egual velocidade, assim como tambem não são egualmente reflectidos. Em geral, os raios encarnados são os que com maior facilidade a atravessam apezar da quantidade de vapor d'agua, poeiras e outras substancias que floctuam no ar e é esta a razão da côr mais ao menos encarnada que apresenta a atmosphaera de manhã e de tarde, precisamente quando os raios solares atravessam uma parte mais consideravel da atmosphaera.

De todos os raios solares, os azues são os que com maior facilidade são reflectidos; assim o demonstram as experiencias de *Hassenfratz* e sendo assim, é esta a causa a que se deve attribuir a coloração azul da abobada celeste.

#### Crepusculo

Pelo que acabamos de dizer se deduz, que a luz branca do sol ao atravessar as camadas atmosphericas soffre algumas modificações.

Quando o sol se encontra proximo do occaso, uma porção do ceu occidental apresenta-se-nos com uma côr encarnada mais ou menos viva, devido a que os raios solares ao atreversarem uma grande espessura da atmosphaera perdem, por assim dizer, os raios azues, chegando até nós em maior quantidade os raios encarnados.

Á medida que o sol se aproxima mais do horisonte, isto n'um dia sereno, notamos nas camadas da atmosphaera do lado oriental uma coloração encarnada que attinge o seu maximo na occasião em que o sol passa a baixo da linha do horisonte.

Esta coloração explica-se da seguinte forma: o sol envia para as camadas superiores da atmosphaera oriental os seus raios, que ao atreversarem uma grande extensão perdem parte dos raios azues, as camadas atmosphericas reflectem-os para a superficie da terra e tendo novamente que atravessar uma

grande extensão de ar atmospherico chegam até nós inteiramente desprovidos de raios azues.

Segundo o estado da atmospherica a coloração do lado oriental varia entre o encarnado côr de fogo e o encarnado escuro e do lado occidental, o crepusculo, offerece todas as côres intermediarias entre o amarello dourado e o encarnado carregado. Isto prova ainda, que as côres que formam a luz branca solar não só atravessam com desigual velocidade as camadas atmosphericas, como tambem não são egualmente absorvidas e reflectidas.

### Arco-Iris

O arco-iris é um arco luminoso, apresentando as côres do espectro solar, que se vê apparecer na abobada celeste quando uma nuvem, na região do ceu opposta áquella que é occupada pelo sol, se resolve em chuva.

E' um phenomeno meramente local e só visivel para os observadores collocados em determinadas circumstancias entre o sol e a nuvem, pois é devido á reflexão e refracção, dos raios solares atravez das gotas d'agua.

Vê-se algumas vezes por cima d'este arco um outro concentrico, maior e mais fracamente côrado, apresentando as côres em ordem opposta ás do primeiro, isto é, a encarnada pelo interior e a violeta pelo exterior.

Para que este phenomeno seja bem visivel, é necessario que a altura do sol acima do horisonte não seja inferior a 45° e que a nuvem que se resolve em chuva seja perfeitamente illuminada.

Quando as côres d'estes arcos são muito brilhantes, distinguem-se ás vezes, no interior do primeiro e exterior do segundo, outros arcos com as côres dispostas pela mesma ordem; chamados *arcos supplementares*.

N'estes arcos predominam as côres encarnada e verde e suppõe-se que é devido a serem as gotas de chuva demasiadamente pequenas.

### Halos e Coróas

A luz vinda do sol ou da lua ao incidir nos vapores condensados no estado visicular ou em pequenas particulas de

gelo, soffrem diversas modificações de que resultam os phenomenos conhecidos sob o nome de *corôas* e *halos*.

Consistem estes dois phenomenos, em circulos formados por anneis mais ou menos corados que se formam em torno do sol e da lua, devidos uns á refração e reflexão da luz, outros á difracção.

Quando estes circulos são produzidos pela difracção da luz atravez d'uma nuvem composta de pequenas particulas de vapor d'agua, tomam o nome de *corôas*.

As *corôas* são formadas por varias anneis corados, concentricos, quasi nunca completos, apresentando as côres do arco-iris, sendo sempre o anel proximo do centro corado de violeta e o exterior de côr encarnada.

Os *halos* são produzidos pela decomposição da luz atravez os pequenos chrystales de gelo que constituem os cirrus e os cirro-stratus.

São circulos corados que parecem observar-se em torno do sol e da lua.

Se o halo se compõe d'um só circulo denomina-se *simplex* e *duplo* se é formado por dois ou mais e tanto n'um como no outro caso, a côr encarnada está sempre do lado interno e a violeta do lado externo.



## CAPITULO IV

### Movimentos regulares atmosfericos

#### Vento

Se a densidade do ar fosse sempre a mesma em toda a sua extensão, a atmosfera conservar-se-hia em repouso; mas, não acontecendo assim, em virtude das diferenças de temperatura, necessariamente resultam movimentos atmosfericos a que chamamos ventos

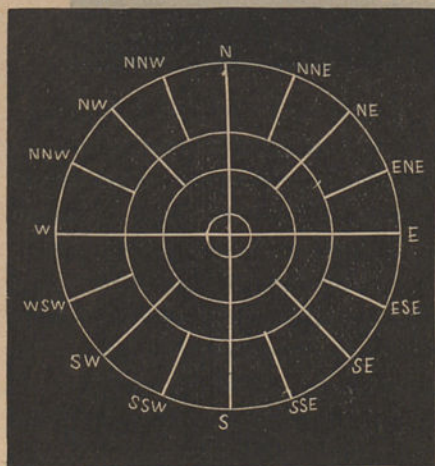


Fig. 12

A direcção do vento é indicada sempre pelo ponto do horizonte d'onde sopra designando-se pelos diferentes rumos da rosa dos ventos, fig. 12, a saber: N; NNE; NE; ENE; E; ESE; SE; SSE; S; SSW; SW; WSW; W; WNW; NW; NNW, unicos empregados em meteorologia para este fim.

Em terra, onde estas direcções correspondem sempre a ru-

O vento não é pois mais do que o ar em movimento. Na pratica podemos considerar que este movimento se opera no sentido horizontal com maior ou menor velocidade.]

A direcção do vento é indicada sempre pelo ponto do horizonte d'onde sopra designando-se pelos diferentes rumos da rosa dos ventos, fig. 12, a saber:

N; NNE;

NE; ENE; E; ESE; SE; SSE; S; SSW; SW; WSW;

W; WNW; NW; NNW, unicos empregados em meteorologia

para este fim.

Em terra, onde estas direcções correspondem sempre a ru-

mos verdadeiros, observa-se a direcção do vento por meio de cataventos ou grimpas, que por muito conhecidos não faremos menção especial, limitando-nos a dizer que, só nos podem merecer confiança aquelles que possam girar livremente e ter um equilibrio tal que o seu centro de gravidade passe pelo seu eixo de rotação, o qual deve ser rigorosamente vertical, sem o que, o catavento tenderia sempre a accusar a mesma direcção.

Nos observatorios emprega-se uma disposição especial para que a direcção do vento fique constantemente registada, o que se torna de grande vantagem para as observações nocturnas.

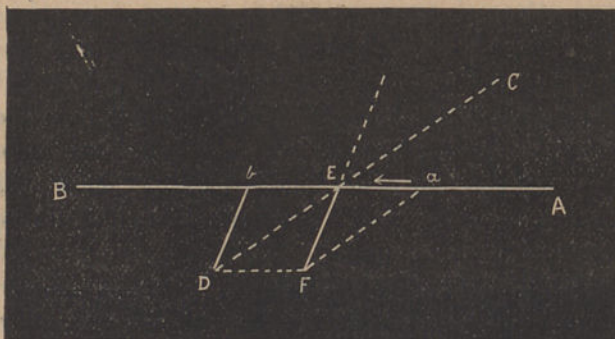


Fig. 13

A bordo, navegando, o vento recebido indica-nos uma direcção apparente, pois se faz sentir na direcção da resultante do caminho seguido pelo navio e da verdadeira direcção do vento.

Suppondo que se navega na direcção  $AB$  de  $A$  para  $B$  e que ar se conserva perfeitamente calmo, sente-se a bordo uma aragem no sentido contrario ao do movimento do navio produzida pelo deslocamento d'este.

Se recebemos um vento na direcção  $EF$ , a sua verdadeira direcção será  $ED$ .

Sendo então  $ED$ , fig. 13, a verdadeira direcção do vento, como o navio deslocando-se de  $A$  para  $B$ , produz uma corrente de ar no sentido de  $B$  para  $A$  egual e contrario ao seu movimento, a resultante das duas direcções  $Ea$  e  $ED$  será  $EF$  direcção apparente na qual se sentirá soprar o vento.

A bordo para avaliarmos a direcção apparente do vento, servimo-nos das grimpas collocadas nos topes dos mastros, do fumo das chaminés e de pequenos e simples cataventos feitos a bordo, de sobejo conhecidos, que collocamos sempre a barlavento.

Nas camadas superiores da atmosphera determina-se a direcção do vento pelo sentido em que caminham as nuvens superiores, processo que nunca devemos empregar como indicação do vento que sopra nas camadas inferiores.

Quando aconteça notar-se, que existe um vento nas regiões superiores da atmosphera n'uma direcção differente á que se faz sentir nas camadas inferiores, devemos registar no respectivo diario esta occorrença, por meio d'um quebrado, em que o numerador represente o vento superior e o denominador o vento que realmente sentimos.

Assim, por exemplo: sendo *NE* o vento que sentimos e notando que os cirrus se dirigem para *NE* accusando uma corrente atmospherica do *SW*, registamos este phenomeno da seguinte maneira:  $\frac{SW}{NE}$

### Velocidade do vento

Entende-se por velocidade do vento o caminho que o ar percorre n'uma certa unidade de tempo.

Os appparelhos destinados á sua medição teem o nome de *anemometros*, e um dos mais vulgarmente empregados é o de *Robinson* modificado por *Casella*.

Compõe-se este appparelho de dois braços horisontaes dispostos em fôrma de cruz, tendo fixadas nas suas extremidades quatro meias esferas ocas, tendo todas a parte convexa voltada para o mesmo lado, a cujo conjuncto se denomina ventoinha, sendo o centro d'esta ligada invariavelmente e um eixo vertical. Qualquer que seja a direcção do vento encontra sempre duas meias esferas, diametralmente oppostas, que lhe apresentam, uma a parte concava, outra a parte convexa; e como o vento opera com muito mais força sobre a superficie concava este appparelho girará sempre no mesmo sentido.

*Robinson* verificou por meio de varias experiencias a seguinte lei, na qual se fundou para a construcção do seu aparelho: a velocidade das meias esferas, e por tanto do eixo vertical, é igual a um terço da velocidade do vento.

Tendo pois conhecimento da lei em que se funda o appa-

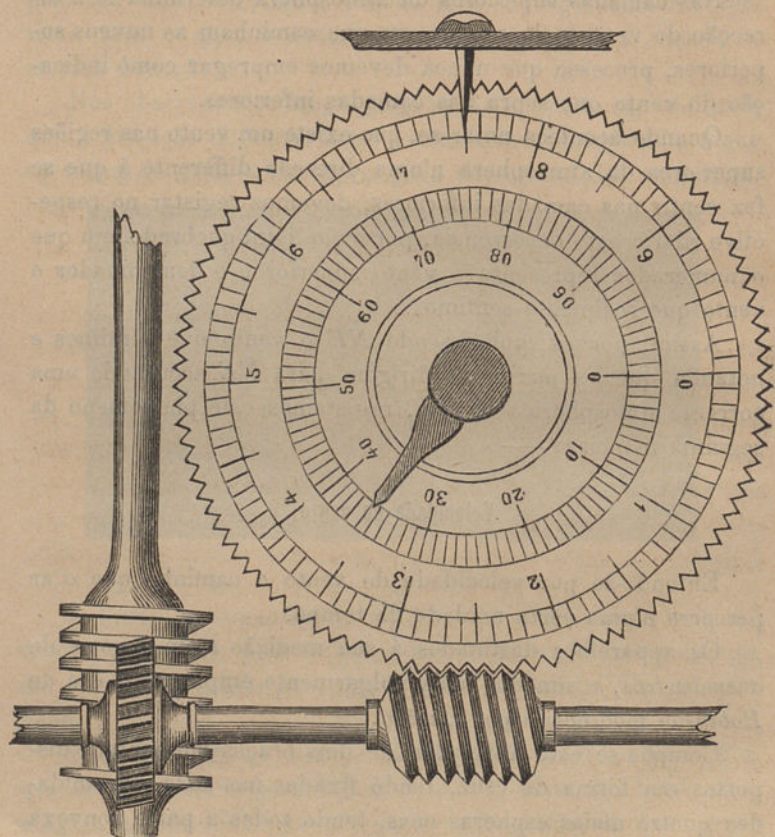


Fig. 14

relho, resta-nos vêr qual a disposição adoptada para o registo do caminho percorrido pelo vento e a este respeito diz o Vice-Almirante J. C. de Brito Capello o seguinte: o eixo vertical que está invariavelmente ligado á ventoinha tem na sua extremidade inferior um parafuso sem fim, que endenta em uma pequena roda de 30 dentes fixa a um eixo horizontal montado

na base d'uma caixa onde está o mostrador. No meio d'este eixo horisontal, fig. 14, ha outro parafuso sem fim, que endenta simultaneamente em duas rodas ou discos verticaes do mesmo diametro e que giram sobre o mesmo eixo. Uma d'estas rodas, a da frente, faz parte do mostrador, que é de porcellana, e tem na sua perepheria 100 dentes, e a posterior, que está como se disse encostada á primeira tem 101 dentes.

Engrenando o mesmo parafuso em duas rodas, cujo numero de dentes differem de uma unidade, é evidente que, pelo movimento giratorio do parafuso, em quanto a anterior executa uma volta, a posterior fará uma volta menos um dente; no fim de duas voltas da primeira a segunda terá feito duas voltas menos dois dentes e no fim d'um certo numero  $n$  de voltas da anterior a roda posterior tem executado  $n$  voltas menos  $n$  dentes.

A distancia entre o centro do eixo vertical e o centro de qualquer dos hemispherios é igual a 177,9 millimetros; o espaço descripto pelo centro de qualquer dos hemispherios em uma volta será pois igual a  $1,^{m}1111$  e como se tenha estabelecido que a velocidade do vento é tripla da dos hemispherios, segue-se que em uma volta da ventoinha o ar tem caminhado  $3,^{m}3333$  e 30 voltas corresponderão a 100 metros ou 1 hectometro; ora 30 voltas do eixo vertical correspondem a uma do eixo horisontal, ou a um dente da roda do mostrador.

No mostrador estão traçadas duas escalas circulares concentricas; a exterior tem 100 divisões, cada uma das quaes corresponde a 1 dente da roda do mesmo mostrador ou a um hectometro.

Um ponteiro ou index fixo na parte superior da caixa aponta os hectometros e kilometros á porporção que a roda gira; de 10 em 10 divisões estão marcados os kilometros em numero de 10, que tantos são os de uma volta da mesma roda do mostrador.

Na escala interior contam-se 101 divisões; cada uma d'ellas corresponde a 1 dente da roda posterior e cada um dos espaços a um myriametro (ou 10 kilometros) os quaes são marcados pelo ponteiro central; pois estando este fixo a roda poste-

rior andará uma divisão por cada volta da roda exterior, ou do mostrador como acima se disse.

Recapitulando, conclue-se que a 30 voltas da ventoinha, ou 100 metros transpostos pelo ar, a escala exterior do mostrador se deslocará uma divisão e no fim de 300 voltas terá a escala exterior descripto uma volta completa ou 10 kilometros e o ponteiro central marcará uma divisão ou os mesmos 10 kilometros na escala interior.

No fim de 10 voltas do mostrador terá o ponteiro central marcado 10 divisões, isto é, 10 myriametros ou 100 kilometros; finalmente, quando o mostrador tiver feito 100 voltas, terá o ponteiro central feito uma volta menos 1 centesimo de volta a saber: 100 divisões ou 100 myriametros ou 1:000 kilometros; porém não tera ainda chegado ao zero por quanto a roda posterior á qual está fixo o ponteiro tem 101 dentes; será necessario pois, que o mostrador dê mais uma volta para que o ponteiro tenha executado uma completa, por isso a escala interna contem 101 divisões, ou 1:010 kilometros.

Depois de percorridos 1:010 kilometros, opera-se a contagem como se os dois ponteiros tivessem partido ambos dos seus zeros.

Para lermos as indicações dadas por este aparelho principiaremos por lêr os kilometros e hectometros que marca o ponteiro sobre a escala exterior e em seguida as dezenas e centenas indicadas pelo ponteiro central. Assim na figura o ponteiro fixo sobre a escala exterior indica-nos 7 kilometros e 5 hectometros isto é, 7,<sup>k5</sup> e o ponteiro central marca sobre a respectiva escala 350 kilometros que juntos aos primeiros prefaz a conta de 357,<sup>k5</sup>.

Para determinar a velocidade horaria do vento n'um momento dado, lê-se o aparelho 6 minutos antes d'esse momento e passados elles procede-se a nova leitura. A differença entre estas duas leituras multiplicada por 10 dá-nos a velocidade horaria em kilometros.

Determina-se a velocidade media horaria no intervallo de 24 horas, fazendo a differença entre as leituras feitas á mesma hora em dois dias consecutivos e dividindo por 24.

## Pressão ou força do vento



A pressão ou força do vento avalia-se indicando o esforço em kilometros que o vento exerce sobre uma superfície plana d'um metro quadrado. Os instrumentos para este fim empregados denominam-se igualmente *anemometros*.

Os anemometros mais empregados teem sido os de *Bouguer* e os de *Lind*. — Nos primeiros, mede-se a acção exercida pelo vento sobre uma lamina de metal fixa a um cata-vento, de maneira que o plano da sua maior superfície seja sempre perpendicular á direcção do vento. Pela parte posterior d'esta lamina e invariavelmente ligada a ella está collocada uma mola em espiral, graduada, que se comprimirá tanto mais

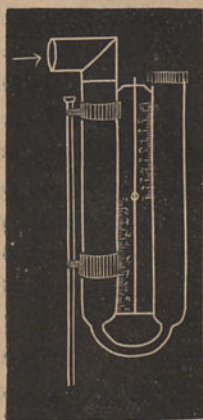


Fig. 15

quanto maior fôr a pressão exercida pelo vento sobre a lamina. A quantidade que a lamina recua, sob a acção do vento, serve para calcular a pressão, que se avalia em kilogrammas por metro quadrado, o que se torna facil desde que seja conhecida a superfície da lamina.

O de *Lind*, fig. 15, consta de um siphão de vidro, aberto nas duas extremidades, cujos ramos são graduados em millimetros a partir d'um ponto commum que representará o zero para as duas escalas. Um dos ramos é graduado do zero para a parte inferior e outro do zero para a parte superior. Para apreciar a força do vento deita-se agua no siphão até que esta attinja o zero da escala. Adapta-se ao ramo, cuja graduação é na parte inferior, um tubo de metal, dobrado em angulo recto e orienta-se o anemometro segundo a direcção do vento. O vento entrando pelo tubo de metal vae exercer sobre a superfície da agua a força de que é possuido, fazendo baixar o nivel n'este ramo e obrigando-o a subir no outro. A quantidade de depressão, lida na primeira escala, mais a de elevação, lida na segunda, dar-nos-ha a altura da columna liquida equilibrada pela força do vento e o peso d'esta columna d'agua representará essa força.

Os anemómetros de pressão não são geralmente adoptados por serem as suas indicações pouco precisas e não se poder avaliar, com exactidão sufficiente, a pressão exercida pelo vento sobre uma construção, deduzida das indicações dadas por estes apparatus.

Como a pressão do vento é proporcional ou quadrado da velocidade será esta a melhor maneira de a determinarmos.

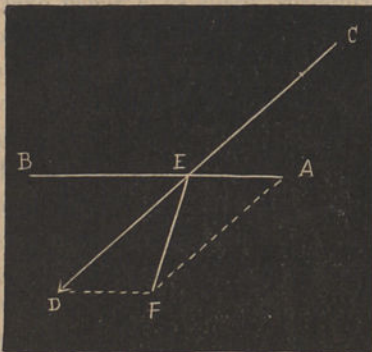


Fig. 16

Tanto a velocidade como a pressão do vento quando observadas sobre um navio em andamento são muito diferentes das verdadeiras. Se o navio navega com uma velocidade de 10 milhas de *A* para *B* estando o ar completamente calmo, sentir-se-ha a bordo, produzido pelo deslocamento do navio, vento no sentido contrario ao do movimento d'aquelle com a velocidade de 10', que na figura 16 representamos por *EA*.

No caso do vento soprar na direcção verdadeira *ED* com a velocidade de 20', combinando o deslocamento produzido pelo navio em marcha *EA* e a velocidade e direcção do vento *ED* obteremos a direcção *EF* segundo a qual se fará sentir o vento a bordo, com uma velocidade aproximada de 14 milhas.

Dizigna-se a força do vento pelos termos expostos na tabella seguinte conforme a velocidade com que percorre, na unidade de tempo, maior ou menor numero de kilometros.

Assim :

0 <sup>k</sup>	por hora.....	Calma
1 a 4 k.	» » .....	Aragem
5 a 7 »	» » .....	Vento muito fraco
7 a 12 »	» » .....	Vento fraco
12 a 25 »	» » .....	Vento moderado
25 a 40 »	» » .....	Vento fresco



40 a 50 k. por hora . . . . .	Vento forte
50 a 60 » » » . . . . .	Vento muito forte
60 a 70 » » » . . . . .	Vento tempestuoso
70 <sup>k</sup> em diante . . . . .	Temporal

A escala para representar a força do vento, geralmente empregada a bordo é a de *Beaufort*, em que o 0 indica calma e 12 furacão.

N'esta escala representa-se a força do vento por:

0 — se é . . .	Calma
1 — » » . . .	Bafagem
2 — » » . . .	Aragem
3 — » » . . .	Vento bonançoso
4 — » » . . .	Vento moderado
5 — » » . . .	Vento regular
6 — » » . . .	Vento fresco
7 — » » . . .	Vento muito fresco
8 — » » . . .	Vento duro
9 — » » . . .	Vento muito duro
10 — » » . . .	Temporal
11 — » » . . .	Tempestade ou temporal desfeito
12 — » » . . .	Tufão, furacão, etc.

#### Frequencia do vento

Para mostrar qual a releção da frequencia do vento n'um determinado lugar e n'um certo intervallo de tempo, registamos o numero de vezes que cada vento se faz sentir durante esse tempo e marcamos na direcção dos differentes rumos, a partir do mesmo ponto, comprimentos proporcionaes ao numero de vezes que o vento soprou em cada uma das direcções. Obtem-se d'esta forma um graphico a que se chama *rosa da frequencia dos ventos*, que será representada por um diagramma identico ao da figura 17 e que permite facilmente apreciar á primeira vista qual a direcção do vento dominante.

## Direcção e intensidade media do vento

Para determinarmos tanto a direcção como a intensidade media do vento, temos dois processos a que podemos lançar mão.

Consiste o primeiro, em marcar sobre os diferentes rumos em que soprou o vento, comprimentos proporcionaes ao numero de vezes em que elle soprou, ou á intensidade com que se fez sentir; considerar esses comprimentos como forças con-

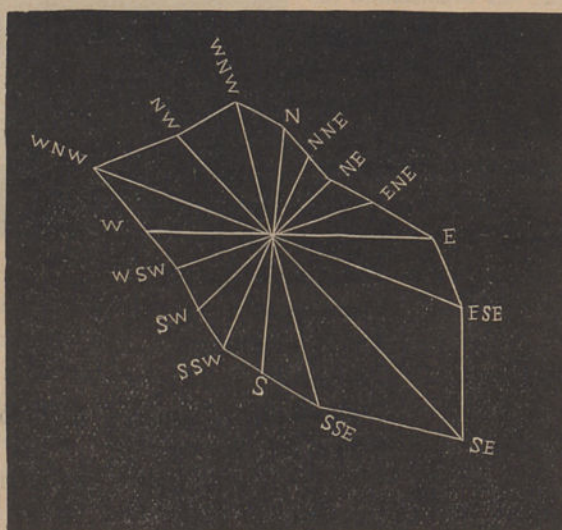


Fig. 17.

correntes em um ponto e determinar por meio do parallelogramo das forças a sua resultante.

Se os comprimentos por nós marcados são proporcionaes ao numero de vezes que o vento soprou, a resultante indicarnos-ha a direcção media do vento.

O segundo processo funda-se no theorema das projecções: a projecção da resultante sobre uma direcção qualquer é igual á somma das projecções das componentes sobre a mesma direcção.

Consiste em notar o numero de vezes em que o vento sopra nas differentes direcções, ou a intensidade com que sopra;

reduzir estas diferentes direcções ás quatro principaes *N*; *S*; *E* e *W* a que chamaremos componentes.

Suppondo que queremos determinar a direcção media do vento, começaremos por determinar o componente *N*, para o que faremos a somma das seguintes parcelas:

1.<sup>a</sup>—O numero de vezes que o vento soprou da direcção *N*.

2.<sup>a</sup>—A somma dos ventos do *NNE* e *NNW* multiplicada por 0,924, valor do coseno do angulo 22° 30', formado por cada uma d'estas direcções com a direcção *N*.

3.<sup>a</sup>—A somma dos ventos de *NE* e *NW* multiplicada por 0,707 coseno do angulo 45°.

4.<sup>a</sup>—A somma dos ventos *ENE* e *WNW* multiplicada por 0,383 valor do coseno do angulo 67° 30'.

Para determinar a componente *E* teremos:

1.<sup>a</sup>—A somma dos ventos de *E*;

2.<sup>a</sup>—A somma dos ventos de *ENE* e *ESE* multiplicada por 0,924;

3.<sup>a</sup>—A somma dos ventos *NE* e *SE* multiplicada pelo coseno de 45°;

4.<sup>a</sup>—A somma dos ventos *NNE* e *SSE* multiplicada por 0,383.

Para a componente *S* teriamos:

$$\Sigma S + (\Sigma SSE + \Sigma SSW) \cos. 22^\circ 30' + (\Sigma SE + \Sigma SW) \cos. 45^\circ + (\Sigma ESE + \Sigma WSW) \cos. 67^\circ 30'.$$

Para a componente *W*:

$$\Sigma W + (\Sigma WNW + \Sigma WSW) \cos. 22^\circ 30' + (\Sigma NW + \Sigma SW) \cos. 45^\circ + (\Sigma NNW + \Sigma SSW) \cos. 67^\circ 30'.$$

Por este processo obtemos determinados valores para as quatro componentes *N*; *S*; *E* e *W*; que ainda reduzimos a duas fazendo a differença entre as componentes *N* e *S*, *E* e *W*. Achados estes dois valores a resultante d'elles será a direcção media do vento.

No caso de querermos determinar a intensidade media substituiremos nas respectivas formulas, a direcção do vento pela sua intensidade.

Se se pretende simultaneamente obter não só em direcção mas tambem em intensidade a resultante de um determinado

systema de ventos durante um dado periodo de tempo, o problema é ainda susceptivel de solução.

Supponhamos que n'um certo intervallo de tempo, que para melhor precisão das nossas idéas, imaginaremos ser de 8 horas, se observaram as seguintes direcções e intensidades de ventos:

1. <sup>a</sup> hora — N	.....	20	kilometros
2. <sup>a</sup> » — NE	.....	18	»
3. <sup>a</sup> » — NE	.....	14	»
4. <sup>a</sup> » — N	.....	14	»
5. <sup>a</sup> » — E	.....	16	»
6. <sup>a</sup> » — SE	.....	20	»
7. <sup>a</sup> » — SW	.....	18	»
8. <sup>a</sup> » — SW	.....	22	»

Partiremos em primeiro lugar da hypothese que as velocidades observadas se conservam constantes durante o intervallo de tempo que separa duas observações consecutivas; hypothese tanto mais admissivel, quanto é certo que sem ella, nem mesmo nos casos simples sob cujo aspecto encarámos já o problema, poderia haver solução.

Attendendo agora que as observações da 1.<sup>a</sup> e 4.<sup>a</sup> horas, bem como as da 2.<sup>a</sup> e 3.<sup>a</sup>, e ainda as da 7.<sup>a</sup> e 8.<sup>a</sup> se podem immediatamente substituir pelas suas resultantes medias, teremos o quadro anterior reduzido ao seguinte:

2	observações de	N	a	17	kilometros
2	»	»	NE	a	16
1	»	»	E	a	16
1	»	»	SE	a	20
2	»	»	SW	a	20

ou ainda a este outro que lhe é equivalente:

1	observação de	N	a	34	kilometros
1	»	»	NE	a	32
1	»	»	E	a	16

1 observação de SE a 20 kilometros  
 1       »       » SW a 40       »

Uma molecula aerea, submettida ao effeito successivo d'estes ventos, transportar-se-hia pois de um ponto inicial *A* até outro ponto final *B*, facilmente obtido pelo auxilio de vectores representativos das suas direcções e intensidades.

Tomemos pois dois eixos coordenados, fig. 18 e para origem esse ponto inicial *A* e acompanhemos o deslocamento successivo d'essa molecula, submettida á acção d'essas forças, tomando o millimetro para unidade de velocidade. Obteremos assim, os pontos 2, 3, 4, 5, *B*.

A molecula aerea deslocou-se pois no intervallo considerado de *A* para *B*. A resultante final é pois medida em grandeza e direcção pelo vector *AB*. A resultante horaria, achar-se-ha facilmente, dividindo a recta *AB* pelo numero de horas decorrido.

Graphicamente considerado o problema é da mais clara intuição.

O processo analytic resume-se na decomposição de todos esses vectores segundo o mesmo systema d'eixos, com o auxilio de quaesquer taboas, as de Norie, por exemplo.

Teremos assim:

	N.	S	E	W
N — 34 kilometros.....	34			
NE — 32       »       .....	22,6		22,6	
E — 16       »       .....			16,0	
SE — 20       »       .....		14,1	14,1	
SW — 40       »       .....		28,3		28,3
Somma.....	56,6	42,4	52,7	28,3

Compondo as resultantes *N* e *S* entre si e do mesmo modo as resultantes *E* e *W* acharemos para coordenadas do ponto *B*.

N — 14,2 kilometros ;

E — 24,4       »

Uma nova entrada nas taboas dará immediatamente o an-

gulo ou o rumo da resultante final e a sua grandeza ou intensidade

$$R = 60^\circ \text{ NE} \dots\dots\dots 28,2 \text{ kilometros}$$

Para a avaliação dos efeitos, o processo, sob as reservas que inicialmente formulamos, pode considerar-se rigoroso.

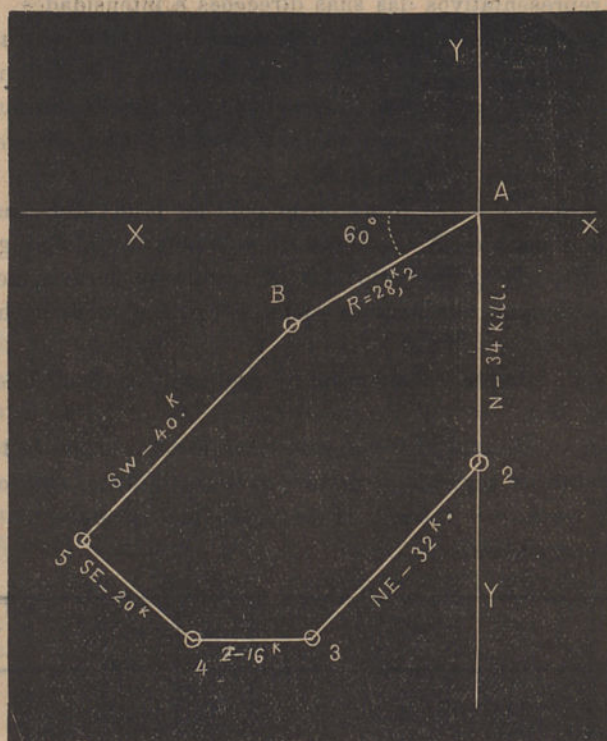


Fig. 18

E' conveniente no entanto não esquecer que a resultante obtida sob este criterio não pode em caso algum considerar-se como *direcção media* do vento nem tão pouco como *vento predominante* de um regimen qualquer de ventos.

Este só ficará bem determinado quando traçados todos os vectores representativos das suas direcções e intensidades, concorrentes no lugar da observação. E' tambem este o processo seguido em todas as cartas de ventos, quer se encare o

problema sob um ponto de vista geral como o da circulação aerea, quer nos limitemos ao caso particular do estudo do vento como elemento climatológico.

### Circulação geral da atmosphera

Depois do que deixamos exposto, entendemos conveniente dizer algumas palavras sobre a circulação geral da atmosphera para podermos fazer uma ideia exacta dos ventos que reinam nas suas camadas inferiores. Admittindo que as diferenças de temperatura observadas á superficie do globo e nas camadas atmosphericas são as causas primarias para a producção dos movimentos do ar, isto é, dos desequilibrios atmosphericos, devemos para estudar a circulação geral da atmosphera vêr qual a influencia que a diferença de temperatura exerce sobre o movimento do ar.

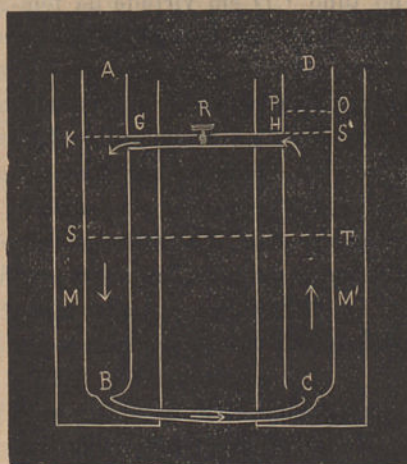


Fig. 19

Para mais facilmente fazermos este estudo, vamos vêr qual a influencia exercida pela diferença de temperatura sobre o movimento dos liquidos em determinadas condições, servindo-nos para isso das experiencias feitas por *M. Sprung*.

Para se fazer a experiencia são necessarios dois tubos verticaes *AB* e *CD* de secção interna igual, communicando entre si, pela parte inferior, por um tubo horisontal *CB* e por um outro tubo *GH* á distancia de um metro do fundo, de secção interna igual a *CB*. O tubo *GH*, fig. 19, é munido de uma torneira que permite o fazer-se ou interromper-se a communicação entre os tubos verticaes que estão alojados cada qual em um envolturo *M* e *M'*, com o fim de se fazer circular agua ou vapor em torno dos tubos.

verticaes e serem por esta forma mantidos a uma temperatura constante.

Consiste a experiencia de *M. Sprung* no seguinte: deita-se agua pura nos tubos verticaes até que atinja o nivel *KS'*, estando todo o aparelho á temperatura de  $10^{\circ}$ ; fecha-se depois a torneira *R* mantendo-se o tubo *AB* á temperatura invariavel de  $10^{\circ}$ , para o que se faz circular agua fria no envolvero *M*, e sujeita-se o tubo *CD* a uma temperatura de  $100^{\circ}$  fazendo circular vapor no respectivo involucro. N'estas condicções o nivel da agua confido no tubo *AB* será *GK*, isto é, o nivel primitivo; em quanto que no tubo *CD*, aquecido a  $100^{\circ}$ , a agua tendo-se dilatado, o seu nivel já não será *HS'* mas *PO* collocado acima do primeiro  $0,^m043$ , isto é; a altura da columna liquida n'este tubo é de  $1,^m043$ .

A pressão exercida pelo liquido em *C* continua a ser a mesma, egual exercida em *B*; pois que apesar da altura da columna liquida augmentar no tubo *CD* em virtude da temperatura a que está sujeita, a sua densidade diminue em razão inversa.

A pressão exercida sobre o nivel primitivo *HS'* á distancia de um metro de fundo, é medida por uma columna liquida á temperatura de  $100^{\circ}$  que tem por base a secção do tubo e por altura  $0,^m043$ . D'onde se conclue que a pressão á mesma altura nos dois tubos não é a mesma mas sim maior no tubo aquecido a  $100^{\circ}$  e que a differença de pressões no mesmo plano horisontal passando pelos dois tubos é tanto maior quanto mais afastado do fundo considerarmos o plano a que nos referimos.

Abrindo a torneira *R* e conservando os dois tubos, um á temperatura de  $10^{\circ}$  outro a  $100^{\circ}$ , sendo a pressão maior em um *H* do que em *G* o liquido tende a pôr-se em movimento do tubo quente para o tubo frio. A pressão em *C* diminue visto parte do liquido d'este tubo se escapar para o outro e por esta mesma razão a pressão augmenta em *B*. Sendo maior a pressão em *B* do que em *C* o liquido tende a pôr-se em movimento de *B* para *C*, de forma que, mantendo a differença de temperatura entre os dois tubos o liquido adquerirá o movimento no sentido indicado pelas flexas na figura.



Em quanto se produz este movimento, a experiencia mostra que o nivel da agua no tubo aquecido mantem-se a uma altura do fundo igual a  $1,^m029$  e no tubo frio a  $1,^m014$ , d'onde se conclue que, em quanto durar a experiencia a pressão em  $H$  é superior á pressão em  $G$  de uma quantidade que é medida por uma columna liquida que tenha por base a secção de um dos tubos e por altura a differença entre as alturas attingidas nos dois tubos, isto é;  $1,^m029 - 1,^m014 = 0,^m015$ .

A pressão exercida em  $B$  é medida por uma columna liquida que tem por altura  $1,^m014$  a  $10^\circ$  de temperatura e em  $C$  por uma columna d'agua á temperatura de  $100^\circ$  tendo d'altura  $1,^m029$ , cuja pressão é igual á de uma columna liquida á temperatura de  $10^\circ$  e de altura  $0,987$ ; logo a pressão em  $B$  é maior do que em  $C$ . Sendo a pressão em  $B$  maior do que em  $C$  e a pressão em  $H$  maior do que em  $G$  somos levados a concluir que nos dois tubos a uma certa altura do fundo e segundo um determinado plano a differença entre as pressões nos dois tubos deve ser nulla. A partir d'esse plano  $ST$ , a que se chama plano neutro, para a parte inferior a pressão ao mesmo nivel é mais fraca no tubo quente do que no tubo frio e o contrario terá lugar nos planos situados para a parte superior do plano neutro.

Consideremos agora, fig. 20, trez columnas de ar contiguas á mesma pressão e temperatura, assentando sobre uma base  $DG$  perfeitamente horisontal, que n'estas circumstancias se devem conservar em perfeito equilibrio e sem movimentos sensiveis entre si.

Supponhamos que devido a uma causa qualquer a columna  $B$  que tem por base  $EF$  é aquecida conservando-se as outras duas á temperatura primitiva. Se estas columnas de ar estivessem isoladas entre si, a columna  $B$  aquecida tenderia a augmentar em altura e o seu nivel superior deixará de ser  $PO$  para ser um outro, por exemplo  $LM$ , conservando-se o nivel superior das columnas  $A$  e  $C$ , o mesmo.

As pressões exercidas pelas columnas de ar sobre as respectivas bases continuam, apezar do aquecimento, a serem eguaes. A pressão em  $PO$  é maior do que em  $HO$  e  $PK$

d'uma quantidade egual ao peso d'uma columna de ar que tenha por base  $PO$  e por altura a diferença de níveis.

Supponhamos agora que estas columnas de ar não estão isoladas, isto é, o que communicam livremente entre si e que é mantida entre ellas a mesma diferença a temperatura. Devido á pressão ser maior em  $PO$ , o ar espalha-se por sobre as columnas  $A$  e  $C$  fazendo augmentar a pressão sobre  $DE$  e  $FG$ . Devido á mesma causa, a pressão sobre  $EF$  diminue e sendo

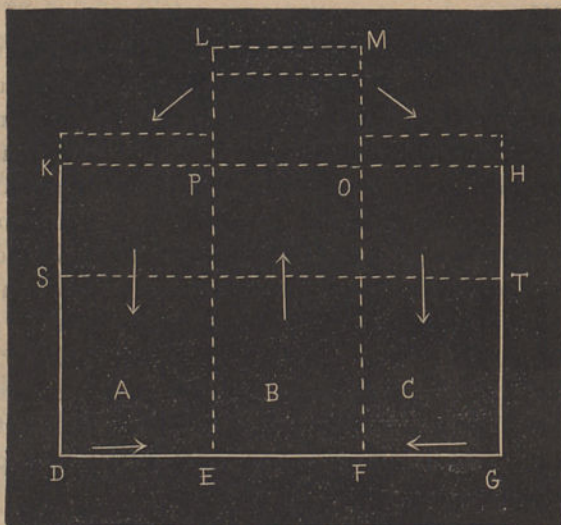


Fig. 20

menor do que as pressões exercidas sobre  $DE$  e  $FG$ , o ar pôr-se-ha em movimento na parte inferior das columnas frias para a columna quente.

Mantida sempre a mesma diferença de temperatura, o ar achar-se-ha animado do movimento representado na figura.

Sendo a pressão no plano  $PO$  maior do que nos planos  $PK$  e  $HO$  e sendo menor em  $EF$  do que em  $DE$  e  $FG$ , somos levados a concluir, como acontece na experiencia de Sprung, que, não só existe um plano neutro  $ST$  a uma certa altura da base, mas tambem que acima d'este plano a pressão ao mesmo nivel é mais forte na região quente do que nas regiões frias e que ao mesmo nivel abaixo do plano neutro se dá o phenomeno inverso.

Generalizando e admittindo que  $DG$  é a superficie da terra, que podemos considerar sem movimento de rotação, concluimos que a pressão é menor nos centros quentes do que nos centros frios; que na parte superior da atmosphera, que supponhamos ser  $HK$ , abstrahindo da esphericidade, a pressão é maior nas partes quentes do que nas partes frias e finalmente, que a uma certa altura da camada atmospherica existe o plano neutro onde a differença de pressões entre as regiões quentes e as regiões frias é nulla.

Supponhamos agora que a terra é uma esphera regular, sem movimento, sem relevo, sendo a sua superficie homogenea.

Como vimos no respectivo capitulo, a temperatura do ar depende da influencia calorifica do sol e diminue ainda que irregularmente do equador para os polos.

Sendo o ar fortemente aquecido na região equatorial elevar-se-ha para as altas regiões da atmosphera, attingindo uma altura, por emquanto desconhecida, na qual se propaga para os dois lados do equador.

As camadas da atmosphera proximas do solo, nas regiões intertropicaes, visto diminuir a pressão no equador, tenderão a ir occupar o lugar das que n'esta região foram elevadas. Por esta forma teremos correntes de ar proximas do solo caminhando de cada um dos tropicos para o equador a que denominaram *ventos alisados*; e nas altas regiões da atmosphera, ventos partindo do equador para o norte e para o sul a que *Mauvy* deu o nome de *contra-alisados*.

Esta theoria, que é considerada como um principio fundamental foi introduzida na meteorologia em 1686 por *Halley* para explicar a origem dos alisados.

Entrando em linha de conta com o movimento de rotação da terra, vamos vêr qual a acção d'este movimento na direcção dos ventos considerados, isto é, as correntes equatoriaes partindo do equador para os polos e as correntes dos alisados partindo da direcção de cada um dos polos para o equador.

Demonstra-se em mechanica que o desvio apparente produzido pela rotação da terra sobre todos os movimentos que tem lugar á sua superficie é exactamente o mesmo qualquer que seja a direcção do movimento inicial e que o desvio se

exerce sempre perpendicularmente á direcção do movimento, fazendo-se sentir para a direita do sentido do movimento no hemispherio norte e para a esquerda no hemispherio sul.

Egualmente se demonstra que o desvio é proporcional á velocidade do movimento e ao seno da latitude.

Effectuando-se a rotação da terra em 86163,5<sup>s</sup> (t. m.) no sentido de *W* para *E*, qualquer ponto do equador é animado de uma velocidade absoluta de 465 metros por segundo, velocidade que diminue á medida que a latitude augmenta, chegando a ser nulla nos polos.

Supponhamos que uma molecula de ar se transporta do equador onde tem a velocidade de 465 metros por segundo, para um lugar de latitude de 45° *N* ou *S*, onde a velocidade de qualquer ponto é de 329 metros na mesma unidade de tempo e que a molecula conserva a sua velocidade inicial. Chegada ao paralelo dos 45°, onde o ar parece em repouso apesar de percorrer no mesmo espaço de tempo 329 metros, parecer-nos-ha que a molecula tem uma velocidade de *W* para *E* de 136 metros por segundo. D'onde se conclue que as correntes de ar que formam os *contra-alisados*, isto é, os ventos regulares das altas regiões atmosphericas, soffrem, devido ao movimento de rotação da terra, um desvio para *E* que se tornará tanto mais sensível quanto mais se approximarem das regiões polares.

No hemispherio norte estes ventos seguem então do *SW* para o *NE*; ou ventos do *SW* e tanto mais *W* quanto mais se approximarem do polo, despresando por emquanto as resistencias que se oppõem a este movimento.

No hemispherio sul seguem do *NW* para *SE*, isto é; ventos do *NW*.

Consideremos agora uma molecula que se desloca do paralelo dos 45° *N* ou *S*, com a velocidade de rotação de que ahí é animada, 329 metros por segundo e se transporta, conservando a sua velocidade, d'este paralelo para latitudes mais baixas.

A' medida que vae caminhando para o equador vae encontrando maior movimento nas camadas d'ar de *W* para *E*, que nos parecem em repouso e sendo o movimento de rota-

ção da molecula muito menor do que o movimento das camadas que encontra, parecer-nos-ha que se desloca de *E* para *W*. D'onde se conclue que as correntes regulares que se dirigem das altas latitudes para o equador, isto é; os alisados, soffrem na sua marcha um desvio para *W*, tanto mais sensivel quanto mais se approximarem do aquador.

No hemispherio norte a direcção do alisado é do *NE* para *SW* e no hemispherio sul do *SE* para o *NW*.

Foi *Hadley* quem em 1735 pela primeira vez fez intervir o movimento de rotação da terra para explicar a direcção *NE* e *SE* em lugar de *N* e *S*, admittindo que qualquer que seja a direcção seguida por uma corrente atmospherica, a rotação da terra desvia essa corrente para a direita no hemispherio boreal e para a esquerda no hemispherio austral.

Diversas são as theorias apresentadas até hoje com o fim de explicar os movimentos geraes da atmosphaera, todas ellas baseadas nos dois principios fundamentaes que acabamos de tratar.

Apresentaremos apenas aquellas que teem sido seguidas mais ou menos pelos meteorologistas.

Segundo *Dove*, sendo o ar fortemente aquecido nas proximidades do equador thermico, eleva-se em massa para as altas regiões atmosphericas. Este movimento ascendente dá lugar a que se estabeleçam correntes de ar rasando o solo das regiões temperadas para o equador thermico, que constituem como já dissemos, os ventos alisados.

A corrente ascendente attingindo uma determinada altura propaga-se para o norte e para o sul dando origem aos *alisados de retorno* que tendem a approximar-se da superficie da terra á medida que se affastam do equador thermico. Chegando proximo dos tropicos, tanto o *alisado de retorno* do norte como o do sul, dividem-se cada um em dois ramos; um vem reforçar o alisado do respectivo hemispherio, outro continua o seu caminho para o polo dando assim origem a uma contra corrente em cada um dos hemispherios rasando a superficie do solo e dirigida de cada um dos polos para os tropicos.

Admitte então *Dove*, sobre cada hemispherio duas circu-

lações atmosphericas Uma regular entre o equador thermico e o tropico chamado circuito directo; outra do circulo polar para o tropico chamado circuito derivado, mais irregular do que a primeira e produzindo-se quasi horisontalmente.

Apresentou *Maury* em 1855 uma theoria na qual admite: uma zona de calmas nas proximidades do equador, chamadas calmas tropicaes; ventos alisados soprando nas regiões tropicaes; uma zona de calmas ou ventos variaveis nas proximidades dos 30° de latitude nos dois hemispherios; os *contra-alisados* soprando até aos parallellos dos 60° ou 70° e que estes contra-alisados nas proximidades dos polos são obrigados a elevar-se continuando a circulação como correntes polares superiores.

Admitte que uma massa de ar oscilla constantemente d'um polo ao outro e no diagramma junto, fig. 21, que *Maury* apresenta no seu livro *The Physical Geography of the Sea*, seguindo uma massa de ar que supponhamos parte do polo norte, vemos que ella segue a corrente polar superior até proximo das calmas tropicaes de Cancer, onde baixa para as camadas inferiores, indo formar o alisado do *NE* até ás calmas equatoriaes. Ahi eleva-se, segue como contra-alisado do *NW*, no hemispherio austral, baixando nas calmas tropicaes de Capricornio, seguindo depois como corrente equatorial até ás proximidades do polo sul, onde de novo se eleva seguindo como corrente polar superior, alisado do *SE*, contra-alisado do *SW*, corrente equatorial, até de novo attingir o polo norte.

Esta theoria apresentada por *Maury* funda-se nas muitas observações feitas sobre a frequencia dos ventos á superficie do globo.

As calmas equatoriaes explicam-se porque sendo os alisados do *NE* e do *SE* convergentes, á medida que se vão approximando do equador thermico vão sendo cada vez mais aquecidos, diminuindo de densidade tendem a elevar-se, tornando-se quasi nulla a componente horisontal do seu movimento primitivo deixando entre si uma região de calma apparente.

Os contra-alisados á medida que se affastam do seu ponto

de partida tendem a approximar-se dos tropicos onde descem para o solo penetrando nas camadas inferiores com a velocidade adquirida mas não perpendicularmente, formando um angulo com esta direcção, o que dá lugar nos dois hemispheros ás calmas tropicaes. Para explicação das calmas polares basta a elevação das correntes equatoriaes para as altas regiões atmosphericas.

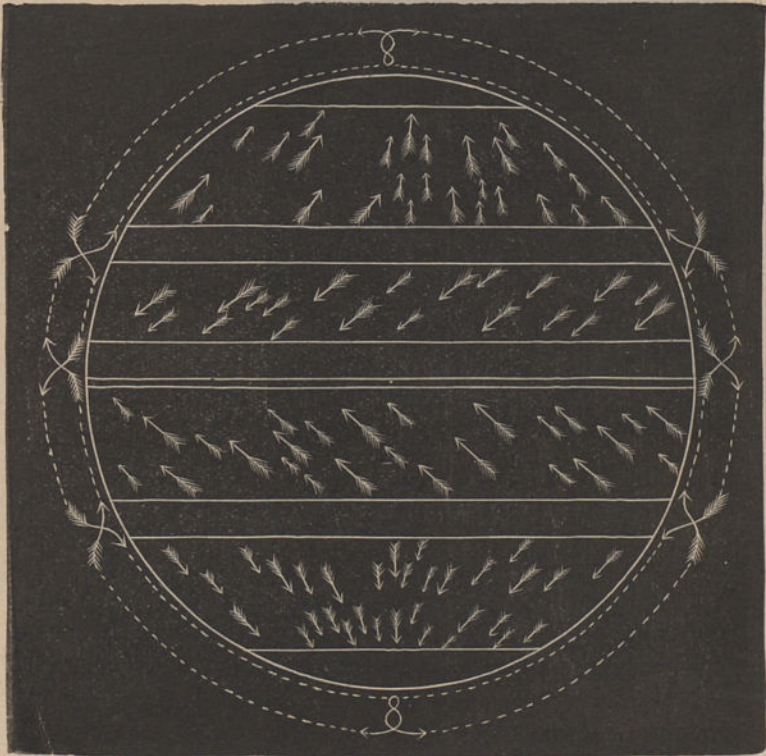


Fig. 21

Esta theoria foi muito discutida, porque a maior parte dos meteorologistas não quiz admittir que duas correntes atmosphericas se cruzassem sem se misturarem seguindo depois caminhos oppostos.

*Ferrel* apresentou trez theorias; uma em 1856; outra em 1860 e a terceira em 1889.

Em 1856 admittia a superficie da terra dividida em seis zonas perfectamente distinctas cada qual com a sua circulaçãõ propria.

Considerava trez zonas de baixas pressões; uma sobre o equador e as outras sobre cada um dos polos sendo estas mais fortes do que a primeira. Para contrabalançar admittia quatro



Fig. 22

anneis de altas pressões em torno do globo terrestre, um proximo dos 28° de latitude norte, outro sobre o paralelo dos 28° sul e os dois restantes mais fracos do que estes envolvendo os circulos polares.

Para vêmos como se fazia a circulação atmospherica segundo esta theoria, analysemos o

que se passa no hemispherio norte pois os phenomenos são identicos nos dois hemispherios.

O ar aquecido na região tropical eleva-se para as altas regiões atmosphericas e chegado a uma certa altura dá origem ao contra-alisado do *SW*, que seguindo esta direcção, chega ao paralelo dos 28° onde baixa para a superficie do solo vindo reforçar o alisado do *NE* formado pela aspiração produzida na região tropical (fig. 22).

Ao norte da alta pressão, isto é; do paralelo dos 28°, o vento segue na direcção do *SW* para *NE* e chegado proximo do circulo polar, onde existe a depressão barometrica, eleva-se, voltando como corrente superior até encontrar a região da alta pressão tropical onde desce recomeçando de novo a mesma circulação. Ao dorte do circulo polar, suppõe Ferrel, que devido á grande depressão no polo o vento se dirige d'este para o circulo polar e chegado aqui eleva-se voltando para o polo como corrente superior.



No anno de 1857 *J. Thomson* apresentou uma theoria sobre a circulação geral da atmosphera, admittindo em cada hemispherio duas correntes sobrepostas.

O ar aquecido na região do equador thermico eleva-se formando os contra-alisados ou correntes superiores que, segundo elle, seguirão até ás proximidades dos polos voltando de novo para o equador como correntes polares inferiores, (fig. 23).

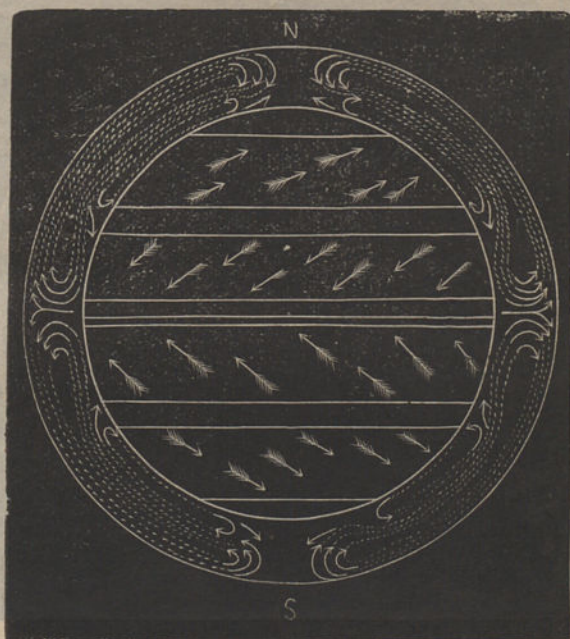


Fig. 23

Explica a existencia dos ventos *SW* e *NW* que reinam á superficie do solo, nas zonas temperadas, como correntes de reacção estabelecidas entre a corrente boreal e a superficie da terra.

Em 1860 apparece outra theoria de *Ferrel* tentando explicar a circulação geral da atmosphera como facilmente se vê no seu proprio diagramma, fig. 24, e em 1889 o mesmo sabio apresenta outra theoria que pouco differe da de *J. Thomson*.

Como acabamos de vêr, pelas theorias apresentadas sobre

o movimento geral da atmosphera, ainda até hoje não está definitivamente resolvido este problema.

As correntes de ventos reinantes á superficie da terra estão perfeitamente conhecidas, enquanto que sobre as correntes superiores, salvo algumas observações feitas isoladamente, não ha mais do que theorias mais ou menos especulativas.

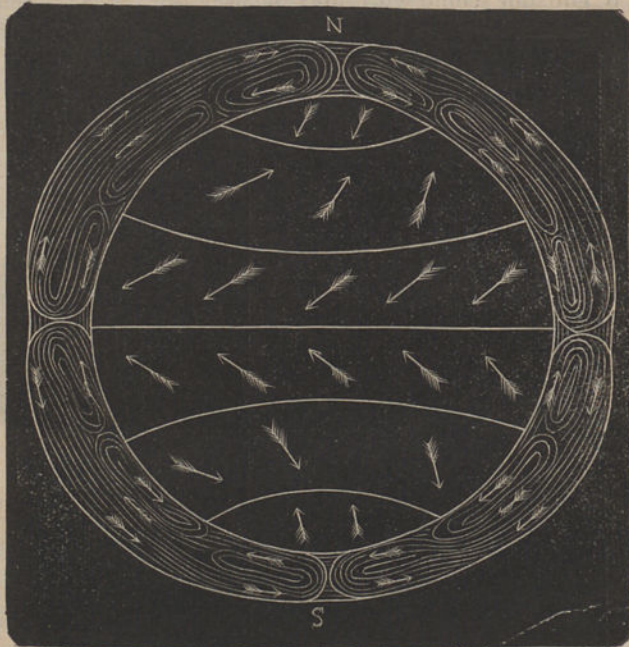


Fig. 24

Ultimamente por iniciativa de H. Hildebrandsson tem-se feito estudos sobre a marcha dos cirrus com o fim de se poder determinar a marcha das correntes superiores, mas até hoje, não só pela difficuldade que apresentam estas observações como tambem pela falta de dados sufficientes ainda se não chegou a uma conclusão definitiva.

#### Alisados

Chamam-se ventos alisados ou regulares aquelles que sopram todo o anno n'uma direcção quasi constante e que, como vimos pelas theorias apresentadas, são devidos ao desi-

qual aquecimento da superficie do globo, fazendo-se sentir nos dois lados do equador thermico.

Teem estes ventos o seu maximo desenvolvimento sobre a superficie livre dos mares, sendo a sua direcção e intensidade modificada pela influencia que sobre elles exercem a distribuição e forma dos continentes.

No oceano atlantico, nos mezes de inverno, o alisado do *NE* tem como limites, ao norte o paralelo dos 26° e ao sul o paralelo dos 3°. O alisado do *SE* é limitado ao norte pelos 0° e ao sul pelo paralelo dos 25°. Entre os paralelos 0° e 3° existem, n'esta epocha do anno, as calmas equatorias.

O equador thermico atravessa então uma grande extensão tanto do continente Americano como Africano dando-se sobre estas regiões o maximo de temperatura, o que dá lugar á formação de fortes correntes ascendentes, que estendendo a sua influencia de aspiração por sobre o oceano, vão modificar a direcção *NE* do alisado.

O continente Africano obriga o *NE*, proximo das costas do Senegal, a desviar-se, tomando gradualmente os rumos desde *NE* até *NNW* pelo *N* á medida que se approxima da terra.

O alisado do *SE*, influenciado por este mesmo continente, sopra proximo das suas costas desde *SE* até *SSW* por *S*.

Devido á grande corrente ascendente produzida sobre a região do Brazil, o *NE* toma o seu maximo desenvolvimento e o *SE*, proximo da costa, é desviado do seu caminho soprando desde *SE* até *ESE*.

No verão o equador thermico desloca-se, como vimos, para o norte, marcando para limites ao alisado do *NE*, 35° *N* e 11° *N* e ao alisado do *SE*, 3° *N* e 25° *S*.

O alisado do *NE* é desviado para sobre as costas de Marrocos e do Sahará, visto ser sobre esta região que n'esta epocha do anno se estabelecem as correntes ascendentes.

A' medida que caminhamos para *W* vamos encontrar este alisado cada vez mais enfraquecido. Querem uns attribuir este phenomeno á falta de aspiração produzida sobre o continente Americano pelas correntes ascendentes, pois n'esta epocha do anno apresenta este continente uma pequena porção de superficie solida atravessada pelo equador thermico. Outros attri-

buem o enfraquecimento do *NE* ao augmento de temperatura que se vae encontrando nas aguas do oceano á proporção que se avança mais para *W*.

Nas cartas thermicas de *Mauvy* e nas do *Instituto Neerlandez*, encontra-se, entre as Antilhas e as Bermudas, um espaço de forma triangular cuja temperatura no mez de agosto é superior a 29°.

O alisado do *SE* attinge, n'esta epocha do anno, o seu maior desenvolvimento e passando para o norte do equador geographico faz sentir-se, n'este hemispherio, sob as direcções *SSE*, *S* e *SSW* o que necessariamente deve acontecer devido á influencia da velocidade de rotação da terra.

O que acabamos de dizer é confirmado pelas cartas d'estes ventos, devidas ao fallecido Vice-Almirante Brito Capello, publicadas nos annaes do observatorio meteorologico do Infante D. Luiz e que tão conhecidas e apreciadas foram no estrangeiro.

No Oceano Pacifico dão-se identicos phenomenos sobre a marcha dos alisados, mas em muito menor escala devido a ser este o mar que apresenta maior superficie livre.

O geral do *NE* faz sentir-se nos mezes de inverno entre 25° e 5° norte e o alisado do *SE* entre 3° norte e 28° sul; e nos mezes de verão o *NE* entre 30° e 10° norte e o *SE* entre 7° norte e 20° sul.

### Monsões

E' geralmente aceite o dizer-se que as monsões não são mais do que uma modificação dos geraes ou alisados.

*Dove*, quando trata d'este assumpto, diz que seria certamente mais exacto o dizer-se que os ventos alisados não são mais do que mansões imperfeitamente desenvolvidas, do que considerar estas ultimas como modificação dos ventos alisados.

Quando dizemos monsões, referimo-nos em especial aos ventos que reinam durante todo o anno sobre parte do oceano Indico e considerados d'uma ou d'outra forma, todos os meteorologistas são concordes em attribuir estes ventos á differença de temperaturas que se estabelece entre os continentes Africano e Asiatico.

Em janeiro, a temperatura da Africa meridional attinge o seu maximo, em quanto que na Asia a temperatura attinge o minimo e alem d'isso, a parte norte do oceano Indico é mais quente que o continente e mais fria que a parte meridional do mesmo oceano. Devido a estas differenças de temperatura d'um e outro hemispherio, haverá correntes de ar estabelecidas dos centros frios para os centros quentes.

De outubro a abril o alisado do *SE* reina no hemispherio austral e o alisado do *NE* sopra no hemispherio opposto e toma o nome de *monsão do NE*, existindo entre estes dois ventos a região das calmas.

Quando o sol caminha para o norte, a differença de temperaturas entre o continente e o mar tende a ser nulla e proximo do equinocio da primavera encontram-se, no hemispherio boreal, ventos variaveis alternando com calmas, em quanto que o vento do *SE* reina durante todo o anno no hemispherio sul. A' medida que a declinação do sol augmenta a temperatura do continente Asiatico eleva-se, diminuindo na Africa meridional. A differença de temperatura entre os dois continentes tem o seu maximo em julho e agosto, mezes durante os quaes encontraremos na parte septentrional do oceano Indico brisas do mar. Examinando a posição relativa dos dois continentes em que as differenças de temperatura são muito sensiveis e não esquecendo que as massas de ar que se afastam do equador, devido ao movimento de rotação da terra, soffrem um desvio para *E*, concluimos que o vento *SE* logo que passa o equador geographico deve soprar do quadrante do *SW*, reinando este vento desde o mez d'abril até outubro. Em quanto no hemispherio austral o alisado do *SE* reina durante todo o anno, encontramos ao norte do equador a *monsão do NE* no inverno e a do *SW* no verão.

#### Brisas

No desigual aquecimento entre a parte solida e a parte liquida vamos encontrar explicação para os deslocamentos das massas de ar conhecidas sob o nome de brisas da terra e do mar denominadas, n'algumas localidades, pelos nomes de *terral viração*.

Proximo das 9 horas da manhã a temperatura é proxivamente a mesma sobre a terra e sobre o mar, conservando-se por esta razão o ar em equilibrio.

Á medida que a altura do sol augmenta, a terra, como sabemos, aquece muito mais do que a parte liquida, estabelecendo-se por esta razão, uma corrente de ar juncto ao solo, da parte fria para a parte mais quente, isto é, do mar para a terra e denominada brisa do mar.

Estas correntes attingem o seu maximo de intensidade quando a temperatura do dia é maxima.

De tarde, á medida que o sol vae declinando para o horizonte, a differença de temperatura entre a terra e o mar vae cada vez sendo menor, até que proximo da occasião do pôr do sol as temperaturas n'estes dois meios são proxivamente eguaes tendo lugar então alguns instantes de calma.

Durante a noute é maior o arrefecimento na parte solida do que no mar, resultando uma corrente de ar inferior, da terra para o mar, conhecida sob o nome de brisa da terra e cuja intensidade vae augmentando até attingir o seu maximo que coincide com o minimo da temperatura accusado em terra, é n'esta occasião que a differença entre a temperatura do mar e da terra attinge o seu maximo.

A direcção d'estes ventos é proxivamente perpendicular á direcção media da costa e em geral não se fazem sentir a mais de 40 ou 50 kilometros no interior das terras, não alcançando no mar tal distancia, sendo muitas vezes obrigados a desviarem-se do seu natural caminho pela acção dos ventos reinantes.

Quando se estabelecem as brisas, nas camadas superiores da atmosphaera sopram por sua vez correntes de ar em sentido contrario ás que se fazem sentir junto ao solo na occasião.

Algumas experiencias se tem feito não só com o fim de determinar até que altura da atmosphaera se fazem sentir as brisas, como tambem para estudar as contra-correntes; mas, até hoje, ainda não ha nada de positivo, pois são muitos os factores que directamente influem sobre estes ventos.

## CAPITULO V

### **Perturbações atmosphericas**

#### Superfícies de igual pressão

A causa primordial da produção dos ventos é, como temos dito, a differença de temperaturas. Como sabemos a temperatura não decresce nem regular nem gradualmente do equador thermico para os polos e dissemos no respectivo capitulo quaes as causas que influíam sobre este phenomeno.

Sendo assim, ha pontos collocados sobre o mesmo paralelo tendo temperaturas muito differentes, o que nos leva a considerar a existencia á superficie do globo de centros quentes e centros frios.

Consideramos centros quentes os pontos ou lugares onde a temperatura seja mais elevada do que nos lugares circumvisinhos, decrescendo regularmente em todas as direcções; e centros frios aquelles em que a temperatura é menos elevada do que nos lugares proximos, crescendo regularmente em todos os sentidos.

Vimos já, no respectivo capitulo, que á superficie da terra a pressão é menor nos centros quentes do que nos centros frios; que na parte constituída pelas camadas superiores da atmosphaera se dá o phenomeno inverso, e que a uma certa altura do solo, na camada atmospherica, existe um plano neutro onde a differença de pressões entre a região quente e a região fria é nulla.

Supponhamos então á superficie da terra dois lugares proximos, *AA* e *BB*, funcionando um, *AA*, como centro frio e

outro,  $BB$ , como centro quente, sendo a pressão no centro frio igual a 760 millímetros e no centro quente uma pressão menor, por exemplo, 758 millímetros. (fig. 25).

Como a pressão diminue com a altitude, por cima de  $AA$  haverá lugares na atmosphera em que a pressão seja igual a 759<sup>mm</sup>; 758<sup>mm</sup>; 757<sup>mm</sup>... etc. que representaremos, para mais facil comprehensão, por  $aa$ ;  $a'a'$ ;  $a''a''$ ... etc.

Na atmosphera, por cima de  $BB$  phenomeno identico terá lugar, sendo a pressão em  $b'b'$ ;  $b''b''$ ... etc. respectivamente igual a 757<sup>mm</sup>; 756<sup>mm</sup>... etc.

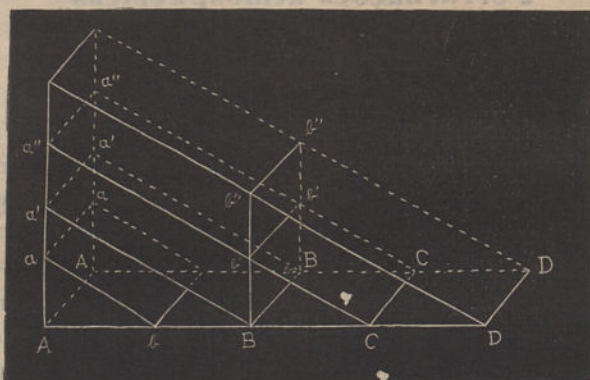


Fig. 25

Entre  $AA$  e  $BB$  deve existir um lugar onde a pressão seja igual a 759 millímetros visto a pressão em  $AA$  ser de 760<sup>mm</sup> e em  $BB$  de 758<sup>mm</sup>; lugar, que na figura representaremos por  $bb$ .

Unindo todos os pontos onde a pressão seja igual determinamos as superficies, que para mais facilidade consideraremos planas,  $aabb$ ;  $a'a'BB$ ;  $a''a''b'b'$ ... etc. denominadas *superfícies de equal pressão*.

As intersecções das superficies de equal pressão com a superficie que forma o nivel do mar, é que nos determinam as linhas denominadas *isobaras*.

Se o centro frio ou d'altas pressões é, por exemplo,  $A$ , fig. 26 e a pressão barometrica decresce regularmente em todas as direcções, as intersecções das superficies de equal pressão com o nivel do mar, ou por outra, as isobaras, serão circum-



ferencias concentricas e o mesmo se dará se considerarmos *A* como um centro quente ou de baixas pressões.

Como sabemos, o vento devido á differença de temperatura caminha do centro frio para o centro quente, isto é; dirige-se do centro de maior pressão *A* para o ponto *B* onde a pressão é menor e como a pressão varia pouco com a altura quanto mais proximos considerarmos os pontos *A* e *B*, isto é, quanto mais rapida fôr a depressão a partir de *A*, ou quanto maior fôr a differença de pressão entre os dois pontos, maior será a inclinação das superficies de igual pressão, mais proximas umas das outras serão as isobaras e maior será a intensidade da

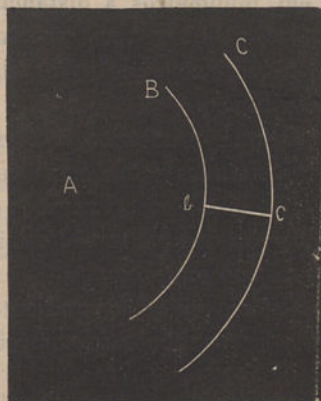


Fig 26

corrente de ar estabelecida; d'onde concluimos que existe uma relação entre a inclinação das superficies de igual pressão e a velocidade do vento.

#### Gradiente barometrico

Consideremos ainda o ponto *A* como um centro d'altas pressões, decrescendo a pressão a partir d'elle gradualmente em todas as direcções. As isobaras, como vimos, serão circumferencias concentricas.

Se considerarmos duas isobaras consecutivas *B* e *C* e se por *b* fizermos passar uma linha recta que seja normal ás duas isobaras, esta recta indicar-nos-ha a direcção segundo a qual se produz a maior differença de pressão entre o ponto *b* e o ponto *c* e dá-nos a direcção do *gradiente barometrico* sempre no sentido da maior para a menor pressão.

Foi *Thomas Stevenson* o primeiro que introduziu o gradiente como medida nas differenças de pressão e determina o seu valor, pelo numero obtido dividindo a distancia entre duas isobaras consecutivas, expressa em milhas nauticas, pela differença barometrica, em pollegadas inglezas.

Tendo os meteorologistas, em diferentes paizes, adoptado definições diferentes para gradiente barometrico, o *Comité Internacional* decidiu em Londres em 1876 sob proposta de *Hoffmeyer*, que o gradiente deve ser expresso no systema metrico pela differença de pressão em millimetros á distancia d'um grao ou 60 milhas equivalentes a  $111^{\text{Km}}$  e no systema inglez pela differença de pressão em centecimos de pollegada ingleza á distancia de 15 milhas maritimas.

Devemos pois entender por gradiente barometrico, a diminuição de pressão entre dois pontos situados sobre a mesma normal a duas isobaras á unidade de distancia e exprimir o seu valor pelo numero de millimetros de que a pressão diminue por cada  $111^{\text{k}}$ , na direcção do mesmo gradiente.

Sendo necessario muitas vezes achar o valor do gradiente para uma pequena distancia, toma-se por unidade de comprimento o kilometro ou a milha.

Assim para obter o valor do gradiente entre dois pontos, divide-se a differença das pressões observadas n'esses pontos pela distancia entre elles.

Algumas vezes acontece encontrarmos o valor do gradiente expresso pela seguinte forma  $\frac{dp}{dh}$ , em que  $p$  representa a pressão e  $h$  a distancia contada segundo a normal ás isobaras.

E' esta a forma de que *M. Teisserenc de Bord* se serve para representar o valor do gradiente quando trata dos problemas theoreticos da mechanica da atmospheria.

Toda a expressão da forma  $\frac{dp}{dh}$  representa sempre o valor d'uma tangente, que no nosso caso, será o valor da tangente do angulo formado pela superficie de igual pressão com a superficie de nivel.

Quando as isobaras são como no caso que apresentámos circumferencias concentricas, o centro é constituido por um maximo ou um minimo de pressão e a direcção do gradiente ser-nos-ha indicada pelos raios dos circulos. Se o centro é occupado por um maximo de pressão a direcção do gradiente deve ser tomada do centro para a circumferencia, e d'esta para o centro no caso d'este ser constituido por um minimo.

No caso das isobaras serem rectas parallelas as direcções

dos gradientes serão, como é facil de vêr, parallelas entre si.

Dissemos, que para obter o valor do gradiente entre dois pontos era necessario dividir a differença das pressões n'esses pontos pela distancia que os separa, d'onde concluimos, que quanto mais proximas forem as isobaras maior será o valor do gradiente e menor no caso das isobaras serem afastadas.

Quando nos referimos a gradiente entender-se-ha ser o gradiente barometrico horisontal, visto n'estes resumidos apontamentos não tratarmos do chamado gradiente vertical barometrico, que seria assumpto para largas e vastas considerações talvez deslocadas em tão limitado estudo.

#### Altas e baixas pressões

Pelo que temos dito, deve concluir-se, que o movimento do ar é regulado pela distribuição da pressão atmospherica á superficie da terra. Se a pressão fosse a mesma em todos os lugares de egual altitude, a atmospherica encontrar-se-hia em equilibrio, isto é, em estado de repouso.

Um movimento nas camadas atmosphericas é necessariamente produzido pela differença de pressões entre dois lugares da mesma altitude, cujo movimento é dirigido no sentido das mais fortes para as mais fracas pressões.

Existem pois sempre regiões de maximos e minimos barometricos formando systemas de isobaras mais ou menos regulares. Este principio é geralmente aceite pelo mundo scientifico e perfeitamente confirmado pelos trabalhos de *Marie-Davy*, *Buchan*, *Mohn* e *Hildebrandsson*.

Em torno das minimas barometricas ou baixas pressões, as isobaras são mais proximas umas das outras e o vento será tanto mais forte quanto menor fôr a distancia entre ellas, porque maior será o valor do gradiente.

Em torno das maximas barometricas ou altas pressões, as linhas isobaras encontrar-se-hão mais afastadas umas das outras e por conseguinte o valor do gradiente será menor, sendo uma caracteristica dos systemas d'altas pressões os ventos fracos.

### Forma das isobaras

Nos estudos theoreticos sobre meteorologia dinamica é vulgar dar ás isobaras a forma perfeitamente circular, o que raramente acontece na pratica.

Está hoje perfeitamente provado que essas linhas são, em geral, d'uma grande irregularidade tomando as mais das vezes a forma de ovaes alongadas e assim o provam os estudos a que procedeu M. Loomis sobre o traçado das isobaras de 203 depressões, achando a seguinte relação entre os eixos maximos e minimos d'essas isobaras :

$\frac{3}{2} : 1$  para 50 0/0

2 : 1 para 30 0/0

3 : 1 para 9 0/0

4 : 1 para 4 0/0

### Relação entre a direcção do vento e a do gradiente

E' natural que o ar para passar d'uma região onde a pressão é mais elevada para outra onde a pressão é menor siga o caminho mais curto, isto é, uma direcção normal ás isobaras, que será a direcção do gradiente; o que necessariamente aconteceria se não houvesse causas ou forças independentes da differença de pressão, que influem na direcção que segue o vento quando se desloca.

A primeira das causas ou forças que actua para modificar a direcção do vento é devida ao movimento de rotação da terra.

Já tivemos occasião de dizer que o desvio produzido pela rotação da terra sobre todos os movimentos que teem lugar á sua superficie, é independente da direcção do movimento inicial exercendo-se sempre perpendicularmente á direcção d'este movimento e fazendo-se sentir para a direita no hemispherio norte e para a esquerda no hemispherio sul.

Egualmente se demonstra em mechanica, que esta força perturbadora é tambem proporcional á velocidade do vento.

Se o desvio produzido pela rotação da terra actua, mudando de direcção quando passamos d'um hemispherio ao ou-

tro, prova que no equador a sua acção é nulla qualquer que seja a direcção do movimento. No paralelo dos  $30^\circ$  qualquer corpo que se mova livremente é desviado para a esquerda ou para a direita, conforme o hemispherio considerado, da direcção inicial, de  $7''5$  d'arco por cada segundo de tempo; no paralelo dos  $60^\circ$ , de  $13''$  d'arco no mesmo intervallo de tempo e no pólo, de 15 segundos d'arco. D'onde concluímos que esta força que vem perturbar o natural movimento do ar, apresentando-se como força desviadora e não como força motriz, depende em cada lugar da terra da altitude e da latitude d'esse lugar e em egualdade de latitudes quanto maior fôr a velocidade com que o ar se desloca maior será o angulo que a direcção do vento fará com a direcção do gradiente.

Recapitulando, concluímos que qualquer que seja a direcção em que se estabeleça uma corrente de ar, é sempre desviada para a direita no hemispherio norte e para a esquerda no hemispherio sul, devido á acção produzida pela rotação da terra. O vento, em lugar de seguir a direcção do gradiente faz com elle um certo angulo que augmenta com a latitude e com a velocidade do deslocamento.

Consideremos dois centros d'altas pressões, um no hemispherio norte, outro no hemispherio sul, para mais facilmente podermos vêr qual o movimento das particulas do ar em relação ao gradiente.

Para mais facilidade supporemos que o systema de isobaras em torno d'esses centros d'altas pressões é perfeitamente circular.

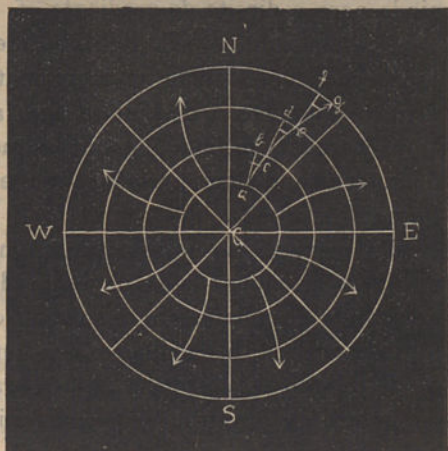


Fig. 27

Sendo pois  $C$  e  $C'$ , figuras 27 e 28, os centros das altas pressões, o primeiro no hemispherio norte o segundo no hemispherio sul e sendo as isobaras perfeitamente circulares a

direcção do gradiente ser-nos-ha indicada pelos raios dos círculos na direcção do centro para a circumferencia, isto é, na direcção das mais fortes para as mais fracas pressões.

Consideremos no hemispherio norte duas isobaras consecutivas em que a direcção do gradiente nos é indicada por *ab*. Qualquer molecula de ar partindo de *a*, em lugar de seguir segundo *ab*, desviar-se-ha para a direita fazendo com a direcção do gradiente um certo angulo, seguindo por exemplo segundo *ac*.

Chegada a *c*, e sendo a direcção do gradiente *cd*, desviar-se-ha segundo a direcção *ce* e d'este ultimo ponto *e* seguirá segundo *eg*, desviando-se ainda para a direita do gradiente *ef*.

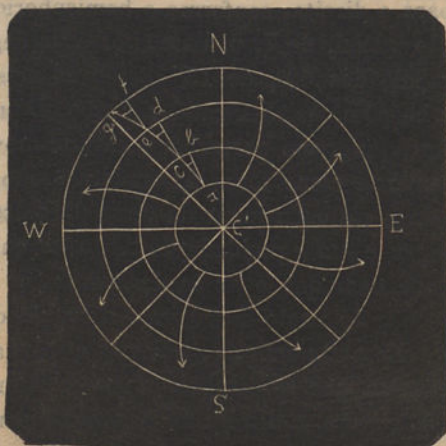


Fig. 28

No hemispherio sul identico phenomeno tem lugar, não esquecendo que devido ao movimento de rotação da terra o vento é obrigado a desviar-se para a esquerda do gradiente.

Generalisando, notamos que as moleculas do ar se afastam d'um centro d'altas pressões descrevendo trajetorias com a forma de espiraes.

No hemispherio norte o vento em torno d'um nucleo d'altas pressões mover-se-ha da esquerda para a direita, isto é; no sentido do movimento dos ponteiros d'um relógio, sendo no hemispherio sul, o movimento feito em sentido contrario.

Dividindo os systemas de isobaras, acima representados, em quatro quadrantes, no hemispherio norte, na região occupada pelo quadrante *NE*, far-se-hão sentir ventos desde *SW* até *NW*; na do quadrante *SE* ventos desde *NW* até *NE*; na do quadrante *SW* vento de *NE* até *SE* e no quadrante *NW* ventos desde *SE* até *SW*.

No hemispherio sul teremos :

No quadrante *NW*:

Ventos desde *SE* até *NE*.

No quadrante *SW*:

Ventos desde *NE* até *NW*.

No quadrante *SE*:

Ventos desde *NW* até *SW*.

No quadrante *NE*:

Ventos desde *SW* até *SE*.

Consideremos agora dois centros de baixas pressões *C* e *C'*, um no hemispherio norte, outro no hemispherio sul, suppondo ainda o systema de isoboras perfeitamente circulares. A direcção do gradiente ser-nos-ha indicada pela direcção dos raios dos circulos, contada da circumferencia para o centro.

Como sabemos o vento caminhará das mais altas para as mais baixas pressões, isto é, da periphèria para o centro, mas devido ao movimento de rotação da terra desviar-se-ha para a direita do gradiente no hemispherio norte e para a esquerda no hemispherio sul.

Assim, (fig. 29 e 30), uma molecula de ar, deslocando-se em virtude da depressão, em lugar de caminhar segundo *ab*, direcção do gradiente, deslocar-se-ha segundo *ac*. Chegada a *c* deslocar-se-ha segundo *ce* e chegada a *e* segundo *eg*.

Generalizando, vemos que as moleculas de ar sob a influencia d'uma depressão, se aproximam do centro descrevendo trajectorias em forma de espiraes e em qualquer ponto attingido por uma depressão, o vento far-se-ha sentir com o movimento em sentido contrario aquelle de que são animados os ponteiros d'um relógio, isto no hemispherio norte, e em sentido contrario a este, no hemispherio sul.

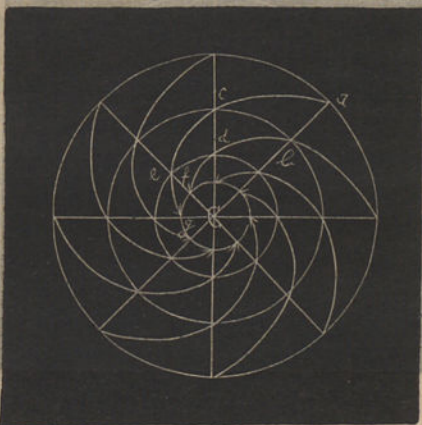


Fig. 29

Se considerarmos, como fizemos para as altas pressões, os sistemas de isobaras divididos em quatro quadrantes, qualquer ponto situado no hemispherio norte, no quadrante *NE* da depressão, sentirá ventos *SE* até *NE*; no quadrante *NW* ventos desde *NE* até *NW*; no quadrante *SE* ventos desde *SW* até *SE* e no quadrante *SW* ventos desde *NW* até *SW*.

No hemispherio sul:

No quadrante *NE* ventos desde *NW* até *NE*.

No quadrante *SE* ventos desde *NE* até *SE*.

No quadrante *SW* ventos desde *SE* até *SW*.

No quadrante *NW* ventos desde *SW* até *NW*.



Fig. 30

Até aqui consideramos sómente a influencia da rotação da terra sobre o movimento do ar; mas, a uma outra coisa temos que attender para estudar qual a relação que existe entre a direcção do vento e a do gradiente e essa causa é a devida á força centrífuga.

Todo o corpo que se move no espaço tende sempre a descrever

uma trajetoria rectilinea na direcção e com a velocidade que lhe é imprimida; mas, forças exteriores actuando constantemente sobre elle obrigam-n'o a desviar-se do caminho inicial e a descrever trajetorias mais ou menos curvilineas. E' o que acontece ás moléculas do ar quando convergindo para um centro de baixas ou divergindo de um centro de altas pressões, que em virtude da acção produzida pelo movimento de rotação da terra, são obrigadas a percorrer trajetorias mais ou menos curvas com a formá de espiraes.

A tendencia a descrever a linha recta não desaparece durante o movimento curvelineo executado pelas moléculas do ar e actua sempre como uma força tal que, se as causas que produ-



zem este movimento deixassem de actuar n'um momento dado, a molecula do ar mover-se-hia em linha recta na direcção e com a velocidade que tivesse n'esse momento; a esta força é que se chama *força centrífuga*.

Esta força, quer consideremos um systema d'altas quer um systema de baixas pressões, actua sempre como força desviadora e como força motriz.

Vimos que em torno d'um minimo de pressão o vento segue em trajetorias com a forma de espiraes cuja concavidade está sempre voltada para o centro da pressão minima.

Sejam  $CD$  e  $AB$ , fig. 31, dois elementos de isobaras consecutivas fazendo parte d'um systema de baixas pressões,  $MN$

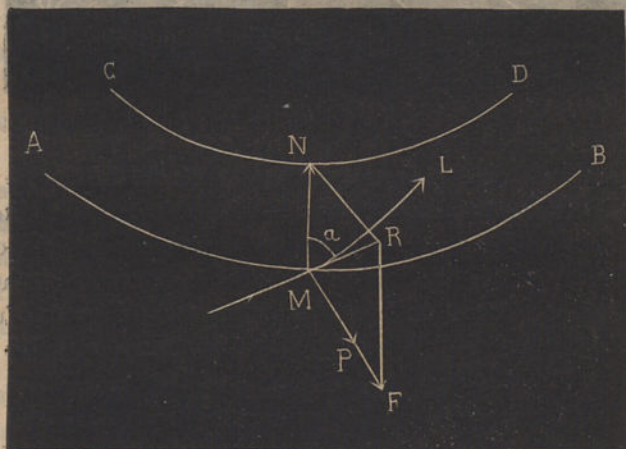


Fig. 31

a direcção do gradiente e seja  $ML$  a verdadeira trajetória descripta por uma molecula de ar. Como sabemos o efeito produzido pela rotação da terra actua sempre normalmente á direcção do movimento para a direita ou para a esquerda conforme o hemispherio. Assim a molecula em  $M$  será actuada pelas forças:  $MN$ , valor do gradiente,  $MP$ , força proveniente do efeito produzido pela rotação da terra, e pela força centrífuga  $PF$  que se exerce na mesma direcção que  $MP$ ; isto é, normalmente á trajetória. A reunião d'estas duas forças  $MP$  e  $PF$  actuando no mesmo sentido produz um maior desvio do vento em relação ao gradiente.

Em torno d'um maximo de pressão o vento move-se segundo trajectorias em forma de espiraes, cuja concavidade está voltada para o lado da maior pressão.

Consideremos então dois elementos de isobaras, fig. 32,  $AB$  e  $CD$  fazendo parte d'um systema de altas pressões,  $MN$  direcção do gradiente e  $ML$  a verdadeira trajectoria descripta

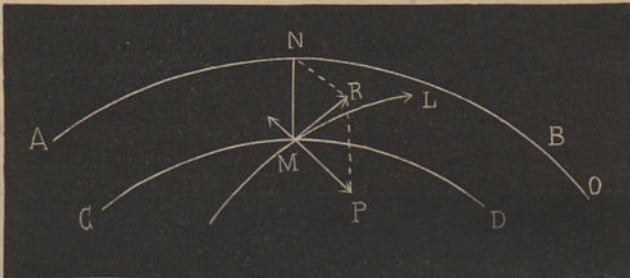


Fig. 32

por uma molécula de ar. A molécula  $M$  é actuada pelas forças  $MN$  gradiente,  $MP$  efeito produzido pela rotação da terra e pela força  $MF$ , força centrífuga, que actuando em direcção opposta ao efeito produzido pela rotação da terra diminuirá o valor d'esta força e por conseguinte o vento soprará n'uma direcção mais proxima do gradiente do que no caso das baixas pressões.

#### Relação entre o valor do gradiente e a força do vento

Vimos que as moléculas do ar movendo-se em torno de um centro de baixas ou altas pressões, seguem trajectorias mais ou menos curvelineas e que em qualquer momento da sua trajectoria, por nós considerado, encontramos sempre duas forças que actuam sobre ellas. Uma representada pelo valor do gradiente, outra normalmente á trajectoria e igual á somma ou differença do efeito produzido pela rotação da terra e a força centrífuga.

Supponhamos que,  $AB$  e  $CD$  são elementos de isobaras fazendo parte d'um systema de baixas pressões, fig. 31,  $ML$  a verdadeira trajectoria descripta pela molécula do ar;  $MN$

representar-nos-ha a direcção e o valor do gradiente e  $MF$  a somma do effeito produzido pela rotação da terra e do esforço que a força centrífuga emprega para afastar a molecula da sua trajectoria.

Construindo o parallelogrammo d'estas forças, tirando por  $N$  uma parallela á direcção  $MF$  e por  $F$  uma parallela a  $MN$  encontramos para rezultante  $MR$ , direcção na qual se deve mover a molecula. Esta rezultante  $MR$ , a que chamaremos *força de impulsão*, não é mais do que a projecção do valor do gradiente sobre a trajectoria.

A velocidade do vento dependerá então, do poder da força de impulsão e da resistencia que as moleculas do ar encontrem ao seu deslocamento.

Quanto maior fôr o valor do gradiente maior será a sua projecção, isto é, a força de impulsão e por conseguinte maior a velocidade do vento, caso não augmentem as resistencias que se oppõem ao seu deslocamento.

A resistencia que o ar encontra ao seu deslocamento é muito maior sobre a superficie solida, onde encontra muito mais obstaculos, do que á superficie dos mares; as camadas inferiores da atmosphaera razando o solo teem muito maior difficuldade de movimento do que as camadas atmosphericas mais elevadas.

Por esta razão, para o mesmo valor do gradiente, a velocidade do vento será maior sobre o mar que sobre os continentes, maior nas camadas superiores da atmosphaera do que nas proximidades do solo.

A resistencia opposta pela superficie terrestre ao movimento do ar é quasi proporcional á rapidez d'esse movimento e a velocidade do vento será por conseguinte na razão da força impulsiva, isto é; do valor da projecção do gradiente sobre a trajectoria do vento.

E' por esta razão que o vento em torno d'um mínimo de pressão é, em geral, muito mais forte do que em torno d'um centro d'altas pressões, pois o valor do gradiente é maior nas primeiras do que nas segundas, isto é; as isobaras são muito mais proximas e numerosas em torno d'um mínimo do que em volta d'um maximo.

### Correntes ascendentes e descendentes

O vento, em torno d'um centro de baixas pressões, sopra em todas as direcções com maior ou menor velocidade convergindo sempre para o centro.

Este deslocamento do ar é proveniente, como sabemos, da differença de pressões, e, concorrendo de todos os lados onde a pressão é maior, estabelecer-se-hia em breve a egualdade de pressões e por conseguinte o equilibrio atmospherico. Como isto não acontece, somos levados a admittir a existencia d'uma corrente ascendente de ar na parte central da depressão.

Para que um maximo de pressão se mantenha um certo tempo, é necessario admittir a existencia d'uma corrente descendente vinda das regiões superiores da atmosphera e que chegada ás camadas inferiores, devido á desigualdade de pressões, se afaste em todos os sentidos.

Sendo assim, necessariamente as correntes ascendentes que existem nos centros das depressões barometricas, arrastando grande porção de ar para as camadas superiores da atmosphera, produzirão ahi, uma agglomeração de ar que tenderá a espalhar-se com um movimento em sentido contrario áquelle que se faz sentir á superficie do solo.

As correntes descendentes que fornecem ar ás maximas barometricas, arrastando-o das camadas superiores, produzirão ahi, uma rarefação que será alimentada por correntes aereas superiores, com um movimento em sentido contrario áquelle que é notado á superficie da terra.

Vemos pois, que a repartição da pressão é nas camadas superiores da atmosphera contraria á que existe nas camadas proximo do solo, isto é, a um minimo nas camadas inferiores corresponde um maximo nas camadas superiores e a um minimo n'estas um maximo junto á superficie do solo.

### Propagação das depressões

Vimos qual o movimento do ar em torno d'um centro de baixas pressões e quaes as causas que imperam sobre cada molecula obrigando-as a seguir trajectorias em forma de espi-

raes, e admittimos no centro de cada depressão uma corrente atmospherica descendente.

Se de todos os pontos igualmente afastados do centro d'uma depressão, o ar se deslocasse na mesma quantidade e com a mesma velocidade, transportando a corrente ascendente central estritamente, em cada momento, a porção de ar que concorre de todos os lados, a depressão central não deve variar, isto é; a altura barometrica conservar-se-ha constante. N'estas circumstancias a depressão não se desloca, permanece no mesmo lugar e por esta razão se chama *estacionaria*.

Se o fluxo de ar que concorre de todos os lados d'uma depressão em torno do centro, é maior do que a porção que é transportada pela corrente ascendente para as camadas superiores da atmospherica, a depressão tende a preencher-se, isto é, tenderá a desaparecer pouco a pouco.

Se pelo contrario, o ar transportado pela corrente ascendente, é superior áquelle que concorre de todos os lados, a depressão tornar-se-ha mais profunda, dizendo-se que a depressão se *cáva*.

Em geral, uma depressão não é symetrica, isto é, o ar não concorre de todos os lados igualmente, dando lugar a que a depressão se propague na direcção em que a concurrencia do ar para o centro é menor.

Assim suppondo que,  $a b c d e f g h$ , limita o centro de uma depressão e que de todos os sectores, representados na fig. 33, excepto do sector  $AB$  da isobara

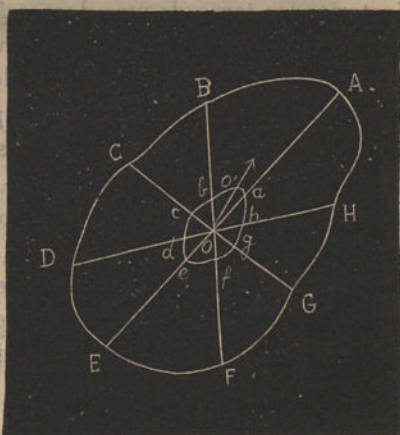


Fig. 33

exterior, o ar concorre em grande quantidade, a depressão tende a preencher-se dos lados de onde lhe vem maior quantidade de ar, e como do sector  $AB$  o ar concorre em menor quantidade, á medida que a depressão se preenche no sector

*beh*, haverá um debito entre a porção de ar elevado pela corrente ascendente e o ar chegado do sector *AB*, de forma que a depressão tenderá a cavar-se na direcção em que se dá este debito.

Se primitivamente o centro da depressão estava em *O*, passado tempo e admittindo a mesma hypothese, o centro da depressão ter-se-ha deslocado de *O* para *O'*.

Não devemos admittir, que o movimento de translação de uma depressão seja identico ao que teria uma massa de ar que girasse sobre si mesma, transportando-se como um corpo unico n'uma certa direcção. Assim como no movimento ondulatorio do mar o que se propaga não é a materia, assim devemos admittir que n'uma depressão, não é a mesma massa de ar que gira, mas sim massas de ar constantemente renovadas que entram cada uma por sua vez em movimento.

Supponhamos, por momentos, que aceitamos a comparação que se faz muitos vezes entre o movimento de uma depressão barometrica e o movimento que se observa á superficie das aguas correntes, no qual as moleculas da agua descrevem trajectorias em torno de uma depressão, em forma de funil, transportada pela corrente, o que equivale a dizer-se, que uma depressão barometrica não é mais do que o movimento circular em torno de um eixo, sendo transportado em massa de um lugar a outro pelas correntes geraes atmosphericas.

Admittamos como verdadeira esta comparação e consideremos *A* como centro de uma depressão (fig. 34) caminhando de *W* para *E*.

O movimento absoluto do ar em qualquer ponto attingido pela depressão, em relação á superficie do solo, será a resultante do movimento circular do ar e do movimento de translação da depressão.

Consideremos diversos pontos attingidos pela depressão e vejamos como se deve fazer sentir ahi o deslocamento do ar.

Seja *B* um ponto collocado na parte anterior da depressão e como consideramos que o ar, se move em turbilhão em torno do centro da depressão, teremos a considerar n'este ponto *B* a velocidade de rotação do ar, que se fará sentir segundo *BR*, e a velocidade de translação seguido *BT*, de forma que, o

vento no ponto  $B$  far-se-ha sentir em direcção e velocidade segundo  $BV$ , resultante das duas direcções e velocidades consideradas.

Segundo identico raciocinio, somos levados a concluir que no ponto  $D$ , opposto a  $B$  e pertencente á parte posterior da depressão, o vento far-se-ha sentir segundo  $DV'$  e teriamos então, que na parte anterior de uma depressão o vento tenderia a afastar-se do centro, isto é; seria divergente e convergente nos pontos situados na parte posterior da depressão.

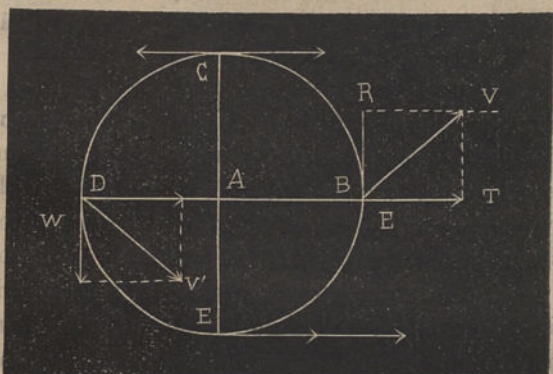


Fig. 34

Se considerarmos o ponto  $C$ , á esquerda do centro da depressão e situado na perpendicular á trajetoria de translação, a velocidade do vento n'este ponto deve ser igual á differença entre a velocidade de rotação e a de translação, emquanto que no ponto  $E$ , diametralmente opposto a  $C$ , o vento far-se-ha sentir com uma velocidade igual á somma das duas velocidades, rotação e translação, o que tambem não é exacto, visto estar em perfeita contradicção com os resultados obtidos pela observação, pois que nas latitudes norte os ventos, em geral mais violentos, fazem-se sentir na parte esquerda da depressão.

Generalizando, diremos que a translação d'uma depressão barometrica não é mais do que a propagação d'uma variação de pressão e nunca o transporte ou deslocamento d'uma massa que se desloque em bloco em uma certa direcção.

Do que acabamos de dizer não se deve concluir que as

correntes geraes da atmosphera não tenham influencia sobre a propagação das depressões e bem pelo contrario, pois arrastando essas correntes grandes quantidades de ar tendem a preencher a depressão do lado d'onde sopram e naturalmente o debito entre a corrente ascendente e o ar que chega far-se-ha sentir do lado opposto ao das correntes geraes. Casos ha porem, em condições especiaes, em que as depressões se propagam em sentido contrario ao das correntes geraes.

#### Régimen dos ventos durante a passagem de uma depressão

Já vimos quaes as causas que obrigam o vento a não seguir a direcção do gradiente e a fazer com esta um angulo maior ou menor conforme as diversas causas já apontadas. Vimos igualmente, que as trajectorias descriptas pelo vento em torno d'um centro de baixas pressões teem a forma de espiraes, cuja concavidade está voltada para o centro da depressão e que o movimento se effectua no hemispherio norte da direita para a esquerda, isto é, no sentido contrario ao movimento dos ponteiros de um relógio e no hemispherio sul da esquerda para a direita. A estes movimentos das camadas atmosfericas denominam-se *movimentos cyclonicos*.

Para bem estudarmos qual o regimen dos ventos, em qualquer lugar, durante a passagem de um d'esses movimentos, necessitamos considerar um systema de isobaras formadas por uma depressão *R*, que se desloca de *W* para *E* na direcção da setta indicada na figura 35. Imaginemos uma linha recta passando pelo centro da depressão no sentido da sua direcção e dividindo-a em duas partes a que chamaremos, da direita ou sul, á que nos fica d'este lado quando collocados no centro da depressão e voltados para o lado para onde se dirige e á outra, da esquerda ou norte.

Qualquer ponto situado sobre a trajectoria do centro da depressão desde que seja attingido pela parte anterior d'esta, sentirá ventos do *SSE*.

Logo que o centro da depressão, deslocando-se, tenha passado o ponto considerado e este fique occupando, em relação ao centro, as posições *E*, *F*, *G*, *H*, sentirá ventos do rumo



diametralmente opposto, isto é, vento do *NNW*. Concluimos, então, que qualquer ponto situado sob a trajectoria do centro de uma depressão recebe o vento n'uma direcção constante em quanto pertence á parte anterior e desde o momento que o centro da depressão tenha passado, o vento salta para o rumo diametralmente opposto e assim se conservará em quanto se encontrar influenciado pela depressão.

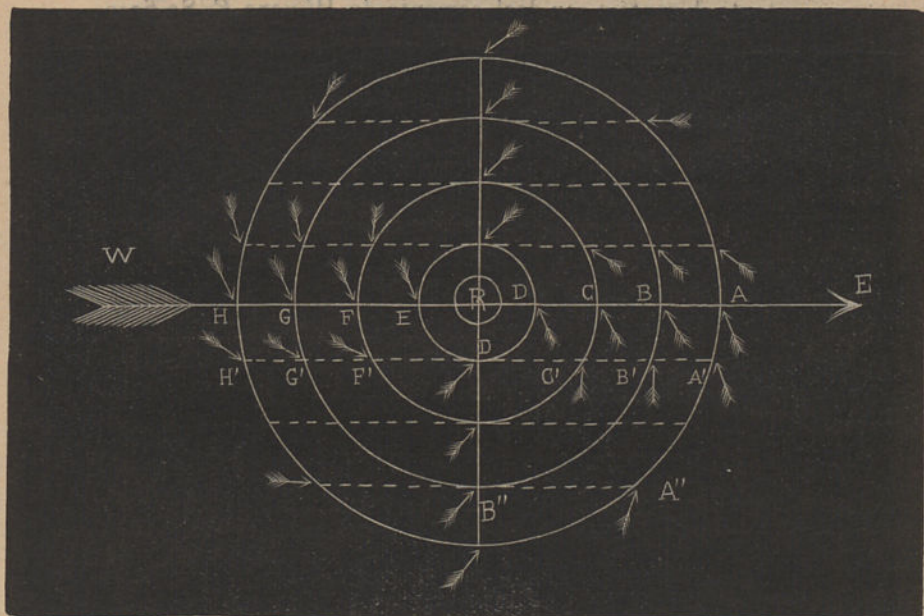


Fig. 35

Se considerarmos um lugar tal como  $A'$ , atingido pela parte direita e anterior da depressão, o vento que ali se fará sentir primeiro será do *SSE* e á medida que a depressão se deslocar, o ponto  $A'$  irá ocupando successivamente as diferentes posições  $B'$ ;  $C'$ ;  $D'$ ;...  $H'$  em relação ao centro da depressão e o vento irá rondando desde o *S* até *NW* por *W*.

Se considerarmos um outro ponto tal como  $A''$ , situado ainda do lado direito do depressão, mas mais afastado do centro, o vento far-se-ha sentir *SW* rondando depois até *W* á medida que a depressão se fôr deslocando.

No lado esquerdo ou norte da depressão facilmente se vê

pela figura, quaes os ventos que se fazem sentir á medida que o centro da depressão se desloca de  $W$  para  $E$ .

#### Variação da pressão com a passagem d'uma depressão

Consideremos ainda um systema de isobaras pertencentes a uma depressão  $R$ , cujo valor de 730 millímetros, se conserva constante durante o seu deslocamento de  $W$  para  $E$ . Se fizer-

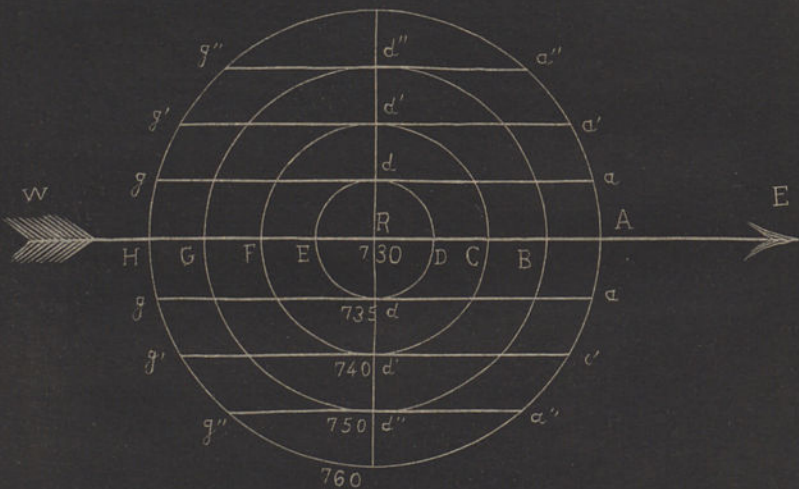


Fig. 36

mos passar pelo seu centro uma perpendicular á sua trajectoria, fig. 36, dividiremos a depressão em duas partes, a que chamaremos anterior e posterior.

Em torno da depressão  $R$ , como sabemos, o valor da pressão cresce em todas as direcções e por isso podemos considerar traçadas, na figura, as isobaras como representativas do valor de pressões respectivamente eguaes a 735; 740; 750 e 760 millímetros.

Posto isto, consideremos um lugar  $A$ , situado sobre a trajectoria da depressão, onde a pressão accusada no momento de ser attingido pelo movimento cyclonico é de 760 millime-

tros. A' medida que a depressão caminhar para  $E$ , o ponto  $A$  occupará, em relação ao centro, todas as posições desde  $A$  até  $R$  e o valor da pressão n'esse ponto irá successivamente passando por todos os valores desde 760 até 730 millímetros.

Depois do centro da depressão ter passado sobre  $A$ , o barometro principiará subindo e subirá á medida que o centro da depressão se afastar para  $E$ , pois o ponto  $A$  irá occupando as posições  $E$ ;  $F$ ;  $G$ ;  $H$  até que n'este ultimo ponto attinge a sua primitiva pressão.

Se considerarmos um lugar  $a$ , situado na parte esquerda ou direita da depressão, vemos que o valor da pressão n'esse ponto, desde que seja attingido pela parte anterior da depressão, irá diminuindo e passando por todos os valores desde 760 até 735 millímetros, valor que attingirá, quando  $a$  occupar a posição  $d$ , em relação ao centro da depressão. A partir d'essa occasião a pressão em  $a$  principiará subindo, até que em  $g$  alcança a pressão primitiva.

Se considerarmos outros pontos mais afastados da trajectoria da depressão, mas attingidos ainda pela sua influencia, notamos que a pressão irá diminuindo até que o lugar considerado se encontre na perpendicular á trajectoria da depressão, para em seguida principiar a subir.

Do que acabamos de dizer, conclue-se, que a amplitude barometrica será tanto maior, quanto mais proximo da trajectoria da depressão se encontrar o lugar considerado; que o barometro baixa na parte anterior da depressão para subir na parte posterior e que a menor pressão, n'um lugar attingido pela depressão, corresponde sempre ao momento em que o centro é tão proximo quanto possivel d'esse ponto.

Considerámos que a depressão conservava sempre o mesmo valor barometrico durante o seu movimento de translação, mas isto raras vezes acontece na pratica, pois as depressões barometricas tendem sempre a cavar-se ou a preencher-se.

Se a pressão atmospherica no centro da depressão, baixa á medida que esta se desloca, o barometro em qualquer ponto de observação, assim que fôr attingido pela influencia d'essa depressão, baixará e só começará a subir um certo tempo depois da passagem do centro.

Se a depressão tende a preencher-se á medida que se desloca, então, o movimento descendente do barometro cessa antes da passagem do centro da depressão pelo ponto de observação.

Se nos reportarmos á figura, vemos que no primeiro caso, isto é, quando a depressão se cava, a linha que nos marca o abaixamento maximo do barometro deve estar collocada um pouco á retaguarda do centro da depressão, isto é, a zona em que o barometro desce é maior do que a zona em que sobe. No segundo caso, a mesma linha estará collocada um pouco antes do centro da depressão e a região em que o barometro desce será menor do que aquella em que sobe.

#### Variação da temperatura, tensão do vapor, humidade e nebulosidade á passagem de uma depressão

Depois de termos estudado a repartição da pressão atmospherica e a direcção dos ventos em torno de uma depressão, sabendo que a direcção e força do vento depende do valor e da direcção do gradiente barometrico correspondente a um lugar considerado e admittindo que o vento adquire as suas propriedades nas regiões que atravessa, podemos facilmente estudar qual a influencia de uma depressão sobre a temperatura, tensão do vapor d'agua, nebulosidade e precipitação em qualquer lugar, quando attingido pela depressão.

Supponhamos uma depressão que se desloca de *W* para *E*.

Como sabemos, o movimento do ar effectua-se segundo trajectorias em forma de espiraes voltando a sua concavidade para o centro da depressão, que supponmos dividida, como temos feito até aqui, em duas partes anterior e posterior. Examinemos pois, as condições dos diferentes ventos que se fazem sentir em cada uma d'estas partes.

Na parte anterior da depressão sopram, como sabemos, ventos desde o *SW* até *E* por sul, ventos que vindo de regiões mais meridionaes transportam consigo grande quantidade de calor e de vapor d'agua.

Passando estes ventos de regiões mais quentes a regiões mais frias, tendem, como sabemos, para o seu ponto de satu-

ração, pois arrefecem durante o seu trajecto. Devido ao calor e humidade que transportam são mais leves do que o ar secco e frio, teem mais facilidade em elevar-se para as camadas superiores da atmosphera e como a temperatura decresce constantemente, começará a condensação do vapor d'agua em nuvens para depois se transformar em chuva e neve.

O calor latente encontrando-se livre pela condensação do vapor d'agua, augmenta a dilatação do ar e a força da corrente ascendente.

Pelo que acabamos de dizer, vemos que n'esta parte da depressão, a temperatura sobe, a quantidade de vapor augmenta, a nebulosidade cresce e a precipitação augmentará á medida que o centro da depressão se aproximar do ponto de observação.

Na parte posterior da depressão, onde se fazem sentir os ventos de *E* até *W* por norte, ventos vindos das regiões mais septentrionaes, arrastam consigo uma temperatura muito baixa e pequena quantidade de vapor. Como estes ventos se aquecem á medida que caminham para o sul, teem maior facilidade em absorver o vapor d'agua e como são frios e secco, teem difficuldade em elevar-se para as camadas superiores, fazendo por esta razão subir o barometro.

N'esta parte da depressão a temperatura deve baixar, a quantidade de vapor d'agua diminuir, a nebulosidade decrescer e por conseguinte menor a precipitação.

#### Diferença entre cyclones, tufões e depressões

Como já tivemos occasião de dizer, nas regiões equatoriaes as variações barometricas reduzem-se geralmente á oscillação regular diurna, sendo esta regularidade sómente perturbada pela passagem de alguma depressão. Estas depressões que se fazem sentir nas regiões tropicaes são conhecidas sob o nome de cyclones e por tufões, os cyclones observados nas paragens da China e do Japão.

A palavra cyclone foi empregada para designar as tempestades na região tropical, antes de se ter um completo conhecimento do movimento e caracteres das depressões nas latitudes mais elevadas; mas, presentemente, vemos que, entre cy-

clones, tufões e depressões não existem diferenças de detalhe, pertencendo todos estes phenomenos á mesma familia e tendo a mesma constituição.

Tanto nos cyclones como nas depressões as isobaras teem a forma circular ou eliptica, o vento é inclinado sobre o gradiente, á direita no hemispherio norte e á esquerda no hemispherio sul; o ar descreve trajectorias em forma de espiraes convergentes em torno do centro, sendo o sentido do seu movimento da direita para a esquerda ao norte do equador e da esquerda para a direita no hemispherio sul.

Os cyclones teem, em geral, menor diametro do que as depressões das latitudes medias, os movimentos do barometro são muito mais rapidos n'aquelles do que n'estas, sendo o gradiente muito mais forte e por conseguinte a velocidade do vento muito maior. Apezar do desvio produzido pela rotação da terra ser fraco nas regiões onde se observam os cyclones, como a velocidade do vento é consideravel e o raio do turbilhão relativamente pequeno, a força centrifuga é grande, o que faz com que augmente o angulo do vento com o gradiente.

Qualquer d'estes phenomenos é sempre acompanhado por uma columna de ar ascendente, que se faz notar pela calma mais ou menos nitida que se observa á passagem do seu centro.

Esta calma, apezar de ser sempre relativa, é muito mais perfeita nos cyclones do que nas depressões. E' uma consequencia do pequeno diametro interno dos cyclones e da grande velocidade do vento.

A' medida que o ar se aproxima do centro do cyclone, a força centrifuga augmenta, a componente centripeta diminue e a direcção do vento será cada vez mais inclinada sobre o gradiente; e como o poder ascensional da corrente do ar estabelecida em volta do centro do cyclone é muito consideravel, o ar será elevado a uma grande altura antes de poder chegar sufficientemente proximo do centro.

#### Determinação aproximada do centro d'um cyclone ou depressão

Quando se admittia a hypothese de que o movimento do ar em torno d'um centro de depressão era perfeitamente cir-

cular, empregava-se a lei de *Buys-Ballot*, para determinar o centro d'esse movimento.

Consistia essa lei no seguinte: marcando o rumo d'onde o vento soprava, o centro da depressão encontrar-se-hia n'uma direcção perpendicular a esse rumo, para a direita no hemispherio norte e para a esquerda no hemispherio sul.

Hoje, que essa theoria está por completo abandonada e por isso temos insistido em que o movimento do ar em torno de um centro de baixas pressões não descreve trajetorias circulares mas sim espiraes convergentes para o centro da depressão, o emprego da lei de *Buys-Ballot* pode conduzir a erros gravissimos.

Se considerarmos o systema cyclonico dividido em duas partes pela trajetoria que segue o seu centro, vemos que todos os ventos que sopram na parte direita da trajetoria, no hemispherio norte e na parte esquerda no hemispherio sul conduzem justamente para o caminho onde deve passar o centro da depressão e por esta razão se chama a esta parte do cyclone *cemi-circulo perigoso*.

Qualquer navio que seja alcançado por um cyclone e se encontre no *cemi-circulo perigoso*, (fig. 37) deve evitar o fugir com vento á pôpa para não ser fatalmente arrastado para sobre a trajetoria do centro, pois augmentará o perigo quando tenta fugir-lhe. Deve pois navegar de bolina serrada com amuras a *estibordo* no hemispherio norte e a *bombordo* no hemispherio sul e se o mar fôr muito forte é mais prudente metter de capa do que fugir.

A outra parte do cyclone é denominada *cemi-circulo manejavel* e todos os ventos que sopram n'esta região conduzem para lugares onde o centro da depressão já tem passado. Poder-se-ha, ou antes dever-se-ha navegar a um largo, sempre com amuras a *estibordo* no hemispherio norte e a *bombordo* no hemispherio sul conservando quanto possivel o mesmo rumo.

Para podermos determinar com aproximação o centro de um movimento cyclonico, quando alcançados por elle em pleno mar, devemos applicar a lei de *Buys-Ballot*, não em relação ao vento que sentimos, mas sim ao movimento das nuvens que

pertencem a uma camada atmospherica onde os movimentos do ar são quasi circulares.

Como á superficie do solo as trajectorias descriptas pelo ar em torno de uma depressão teem a forma de espiraes, o

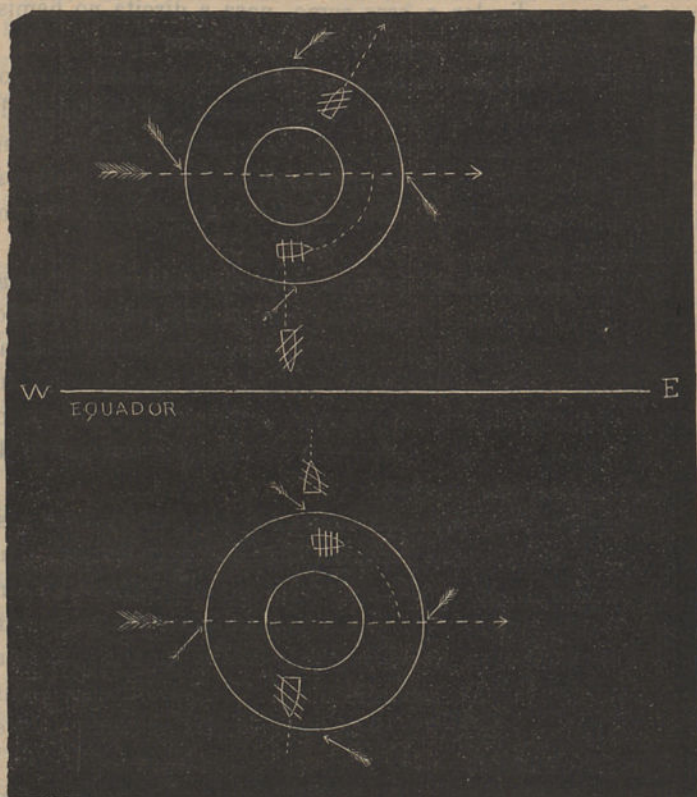


Fig. 37

centro da depressão ficar-nos-ha, no hemispherio norte, á esquerda e um pouco avante quando voltadas as costas para o ponto de onde o vento sopra e no hemispherio sul á direita e tambem um pouco á frente.

#### Trajectorias e frequencia das depressões nos diferentes mares

As trajectorias das depressões sobre o Atlantico Norte foram estudadas com todo o esmero e cuidado por *Loomis* e *Hoffmeyer*.



*Loomis* dos seus estudos conclue, que é relativamente raro que uma depressão tendo-se feito sentir sobre as costas dos Estados Unidos atravesse o Atlantico e venha abordar a Europa.

Comtudo, algumas depressões ha, n'uma percentagem relativamente pequena, que sendo formadas sobre os Estados Unidos da America entre Texas e as Montanhas Rochosas, atravessam o Atlantico e veem abordar a Inglaterra ou um ponto qualquer mais meridional da Europa.

*Loomis* diz: que sómente 18 por anno, em media, conseguem fazer esta travessia, porque em geral as depressões formadas na America, dirigindo-se para o mar com um rumo entre norte e leste transformam-se, dividem-se e subdividem-se vindo perder-se no oceano.

Pela tabella que em seguida apresentamos, devida a *Loomis* e extrahida dos trabalhos de M. Hildebrandsson, facilmente podemos, sobre uma carta, traçar as differentes trajectorias das depressões que fazem a travessia da parte do Atlantico de que presentemente nos occupamos, lembrando que as longitudes indicadas se referem ao meridiano de Greenwich.

#### As depressões seguem para

Mezes	Long. 60 lat. 46°,9	Long. 50° lat. 48°,9	Long. 40 lat. 51,3	Long. 30 lat. 53,9	Long. 20° lat. 54,9	Long. 10° lat. 55°,5
Janeiro....	66° NE	61° NE	64° NE	74° NE	86° NE	96 NE
Fevereiro..	66° »	67° »	60° »	60° »	74° »	82° »
Março.....	73° »	69° »	68° »	65° »	71° »	79° »
Abril.....	63° »	68° »	72° »	79° »	91° »	97° »
Maió.....	62° »	67° »	68° »	71° »	76° »	76° »
Junho.....	76° »	63° »	64° »	67° »	71° »	71° »
Julho.....	72° »	62° »	59° »	68° »	76° »	80° »
Agosto....	69° »	74° »	74° »	77° »	72° »	71° »
Setembro..	67° »	72° »	78° »	75° »	75° »	73° »
Outubro..	67° »	64° »	72° »	68° »	73° »	72° »
Novembro.	70° »	67° »	62° »	69° »	68° »	69° »
Dezembro.	65° »	66° »	62° »	67° »	73° »	80° »
Media.....	68° NE	67° NE	67° NE	70° NE	75° NE	79° NE

A obra de *Hoffmeyer*, sobre este assumpto, ainda é mais importante e completa que a de *Loomis*.

*Hoffmeyer* admittiu como limites á região septentrional do oceano atlantico os parallelos dos 30° e dos 70° de latitude norte e os meridianos de 60° e 10° de longitude *W* de Greenwich, que passam respectivamente pelo extremo leste da Nova Escocia e pelo extremo oeste da Irlanda. N'este espaço determinou com todo o vigor as trajectorias de 285 depressões, mais ou menos notaveis e d'este estudo concluiu que :

8 0/0 fizeram a sua apparição na bahia de Bafin ou estreito de Davis.

44 0/0 tendo atravessado os Estados Unidos da America e o Canadá se fizeram sentir na região apontada.

9 0/0 appareceram entre a Terra Nova e os Açores vindos provavelmente das regiões tropicaes do Oceano Atlantico.

37 0/0 formaram-se no oceano por segmentação.

2 0/0 parecem ser produzidas espontaneamente ao largo.

Por estes dados conclue-se que do numero total d'estas depressões 39 0/0 se formaram em pleno mar e 61 0/0 vieram de oeste.

Para esta estatistica concorreram, em media, o inverno com 42 depressões, a primavera com 38, o verão com 34 e o outomno com 46.

Encontrou, como *Loomis*, que uma grande parte das depressões vindas da America não attingem as costas da Europa e das 285 depressões observadas sómente 145 passaram para leste do meridiano dos 10° *W* de Greenwich.

Na zona tropical, *Reidfield*, *Reid*, *Peddington* e outros, fizeram, como já sabemos, varias investigações sobre as depressões n'esta zona, chegando a deduzir-se que os cyclones se formam entre o equador e os tropicos e que uma vez formados tendem sempre a afastar-se do equador.

No nosso hemispherio marcham, depois de formados, para oeste, desviando-se um pouco para o norte até attingirem a latitude aproximada dos 30° ou o limite septentrional dos aliçados do *NE*. Chegados ahi a sua trajectoria dirige-se do sul para o norte, inflectindo depois para leste e marchando sempre a afastar-se do equador.

A forma da trajetória é como acabamos de notar aproximadamente parabolica.

No hemispherio sul a marcha dos cyclones é symetrica, isto é, marcham successivamente para *W, SW, S, SE*.

Diversas observações provam que os cyclones ou depressões da zona tropical, á medida que avançam na sua trajetória augmentam consideravelmente de diametro diminuindo de intensidade. Nas proximidades do equador um cyclone raramente attinge 160 kilometros de diametro, chegando no final da trajetória a fazer sentir a sua influencia n'um diametro dez vezes maior.

As depressões na zona tropical do Oceano Atlantico, norte do equador, são muito frequentes proximo das Antilhas e do Golpho do Mexico.

Segundo estatisticas do «*Seewarte*» de Hamburgo, 216 cyclones se fizeram sentir de 1493 a 1855 repartidos pelos diferentes mezes da maneira seguinte :

Janeiro.....	5	Julho .....	29
Fevereiro.....	2	Agosto.....	59
Março.....	6	Setembro.....	51
Abril.....	1	Outubro.....	40
Maió.....	1	Novembro.....	12
Junho.....	4	Dezembro.....	6

Nos doze annos que decorrem de 1885 a 1896, os Serviços Hydrographicos dos Estados Unidos registaram o seguinte :

Junho.....	6	Setembro.....	24
Julho.....	4	Outubro.....	25
Agosto.....	16		

Examinando estes dois quadros vemos que os cyclones n'esta região são muito mais frequentes nos mezes de agosto a outubro do que no resto do anno.

Em qualquer das cartas que representam as differentes trajetória dos cyclones n'estas paragens, notamos que entre os meridianos dos 35° e dos 55° *W* não se teem encontrado

cyclones, apesar de mais a leste, nas proximidades de Cabo Verde se terem notado já por algumas vezes menos fortes do que os das Antilhas desaparecendo rapidamente seguindo em geral a direcção *NW*.

Entre os Açores e a Madeira encontram-se muitas vezes depressões barometricas, sobre tudo no periodo que decorre de 15 de outubro a 15 de dezembro.

Estas depressões que produzem, muitas vezes, ventos de força consideravel, são em geral, depressões secundarias provenientes de um grande minimo situado sobre o Atlantico nas proximidades do mar da Mancha.

O centro d'estas depressões move-se em geral muito lentamente e a sua trajectoria é em extremo irregular. Apresentamos em seguida (fig. 38 e 39) as trajectorias de duas depressões d'essa região extrahidas dos registros da *Seewarte*.

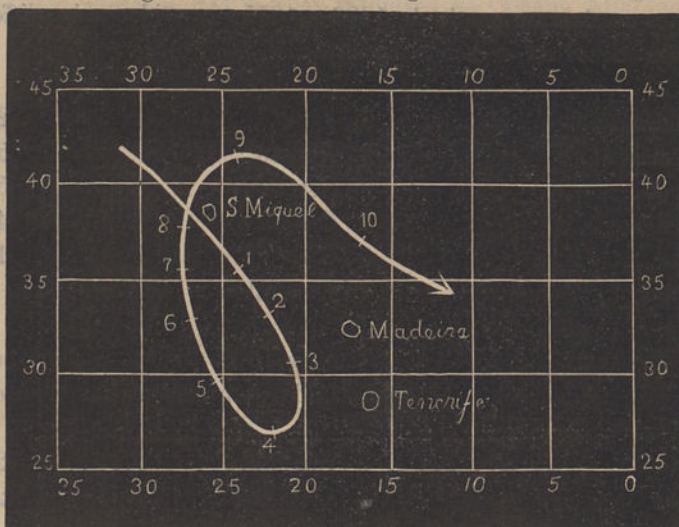


Fig. 38

No golfo da Guiné fazem sentir-se ventos denominados *Tornados* e *Harmattam* mas qualquer d'estes meteoros não pode ser considerado como cyclone propriamente dito.

Os Tornados são tempestades em geral de curta duração que se fazem sentir sempre do *NE*, *E* ou *SE* e nunca dos quadrantes de oeste.

O *Harmattam* é um vento extremamente quente e secco, proveniente do interior do continente, que se faz sentir nos meses de dezembro a fevereiro com uma variação horaria muito distincta.

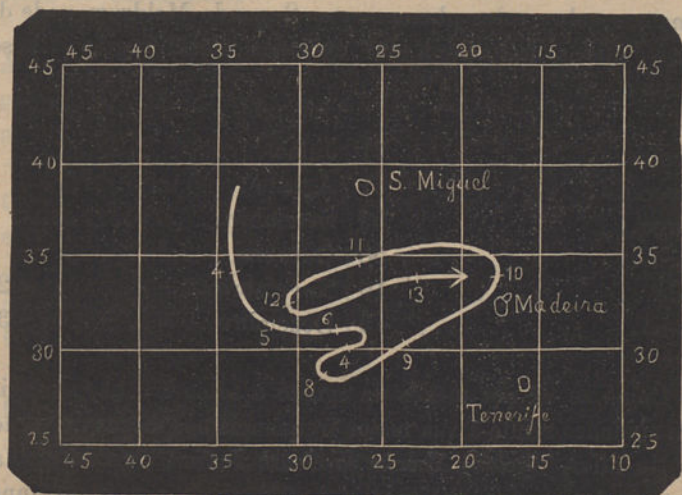


Fig. 39

Segundo *Danckelmann* a sua direcção em diferentes horas de observação é a seguinte:

7 <sup>h</sup>	9 <sup>h</sup>	12 <sup>h</sup>	4 <sup>h</sup>	9 <sup>h</sup>
22° NW	12° NE	64° SE	34° SE	8° SE

Ao sul do equador na região dos alisados do *SE* chamada pelos inglezes o verdadeiro mar pacifico do globo, os cyclones ou depressões barometricas são muito raros.

Nas proximidades da costa da America do Sul e pelas alturas do rio La Plata encontram-se muito, sobretudo nos meses de inverno, verdadeiras depressões acompanhadas de ventos violentos que se fazem sentir por dois, trez e mais dias. Seguem estas depressões trajectorias orientadas de oeste para leste, como nas zonas temperadas e são conhecidas pelo nome de *Pamperos*.

No Oceano Indico, na parte *W* da zoda tropical, os cyclones são muitos frequentes.

Foram estes meteoros estudados e discutidos por *Piddington*, *Bridet*, *Thom*, *Maillard* e muito principalmente por *Meldrum*, que devido ás observações feitas no espaço de 40 annos no observatorio da Mauricia, nos dá os mais completos conhecimentos sobre estes phenomenos. Segundo *Meldrum* pode dizer-se que a frequencia dos cyclones n'esta região é a seguinte :

Janeiro.....	71	Julho .....	2
Fevereiro.....	61	Agosto .....	0
Março.....	59	Setembro..	0
Abril .....	50	Outubro.....	5
Maió.....	19	Novembro .....	25
Junho.....	3	Dezembro .....	33

Como se vê nos mezes de agosto e setembro não se registam cyclones sendo a sua maior frequencia nos mezes de verão.

No atlas, *Cyclone Tracks in South Indian*, veem traçadas as trajetorias dos cyclones nos diferentes mezes do anno, apresentando essas trajetorias a forma mais ou menos parabolica com o vertice para oeste.

Nascem os cyclones, peculiares a esta região do oceano, ordinariamente entre 5° e 15° de latitude sul, seguindo na sua marcha successivamente para *WSW*; *SW*; *S*; *SE*; *SSE*.

No Golpho de Bengala e Mar d'Oman foram os cyclones estudados por *M. Eliot*, director do serviço meteorologico da India, que a este respeito publicou um tratado onde estes meteoros são proficientemente analysados.

Segundo elle durante os annos de 1877 a 1887 fizeram-se sentir os seguintes cyclones :

Maió ...	7	Setembro.....	19
Junho.....	14	Outubro.....	13
Julho.....	21	Novembro .....	15
Agosto.....	18	Dezembro .....	3

Esta tabella não regista cyclones nos mezes de Janeiro a Abril, mas n'este ultimo mez, desde o anno de 1749 a 1879,

nove d'estes phenomenos foram registrados tendo o seu principio na parte meridional do Golpho, alguns a leste das ilhas Andaman seguindo depois para oeste, oes-noroeste, Ceylão e costa de Caramandel.

No mez de Maio formam-se, em geral, ao norte das ilhas de Andaman; nos mezes de Junho, Julho e Agosto teem o seu principio proxivamente no paralelo dos 20°, formando-se n'este mez alguns sobre a terra ao norte do Golpho.

No mez de Setembro principiam a fazer sentir-se na latitude dos 17°. Em Outubro o ponto de formação encontra-se em geral no centro do Golpho, entre as ilhas Andaman e a costa. Em Novembro formam-se ao sul da latitude dos 12° norte, nascendo em Dezembro entre as ilhas de Andaman e Ceylão.

Está contastado que, apesar da origem dos cyclones d'este Golpho variar segundo os differentes mezes do anno, encaminham-se sempre para oeste ou para noroeste.

Sobre o Mar d'Oman os cyclones são menos frequentes do que sobre o Golpho ne Bengala; fazem sentir-se, em geral, nos mezes de Junho e Novembro, tendo a sua origem sobre o lado boreal da monção do sudoeste. Tanto n'um mez como no outro os cyclones formam-se nas proximidades das ilhas Laquedivas e Maldivas, seguindo para o norte e nór-nordeste até attingirem a latitude de Bombaim, deslocando-se depois para noroeste e oeste, vindo terminar nas proximidades da costa sudoeste da Arabia.

No mar da China e costas orientaes da Asia, os tufões teem sido estudados por varios sabios, mas o estudo mais completo sobre as trajetorias d'estes meteoros encontra-se no livro *Baquios e Cyclones Filipinos* devido ao Rev. P. José Alguë e nas memorias do Rev. P. *Dechevreus* que por muitos annos dirigiu o observatorio de *Zi-ka-wei*.

Divide o Padre Alguë os tufões em duas classes; uns que tendo a sua origem sobre o Pacifico, a leste de Philippinas, seguem uma trajetoria quasi parabolica successivamente para *W*; *WNW*; *N* e *NE*; outros que atravessando o mar da China vão desaparecer no interior do continente.

Apezar de meteoros d'esta especie poderem ser encontra-

dos durante todos os mezes do anno, comtudo a sua frequencia é muito maior nos mezes de Junho a Outubro.

Apresentamos uma tabella da distribuição dos tufões observados no periodo que decorre desde 1855 a 1887, publicada pela *Seewarte* em Hamburgo e que fomos encontrar nas obras de M. M. Hildebrandsson e Teisserenc. E' a seguinte :

	J	F	M	A	M	J
Acima da lat. dos 20° N. ....	—	—	—	—	1	4
Abaixo da lat. dos 20° N. ....	1	—	1	2	4	4

	J	A	S	O	N	D
Acima dos 20° de lat. N. ....	18	18	19	6	2	1
Abaixo dos 20° de lat. N*. ....	8	12	17	10	7	3

No Oceano Pacifico ao norte, exceptuando a parte mais occidental, os cyclones são muito raros, sendo a sua frequencia consideravel entre a Australia e as ilhas Tuamotou. As trajetorias apresentam-se, em geral, com a forma parabolica voltando o vertice para oeste.

Desde a parte leste das ilhas Tuamotou até á costa da America não são estes phenomenos conhecidos.



## CAPITULO VI

### **Climatologia — Previsão do tempo**

#### Climatologia

Climatologia é a parte da meteorologia que tem por fim o estudo dos climas dos diferentes pontos do globo. E', por assim dizer, a estatística dos elementos meteorologicos, estatística obtida pelas series de observações feitas durante um grande numero de annos, d'onde deduzimos os valores medios, da temperatura do ar, da humidade, da pressão atmosphérica, direcção e força do vento, nebulosidade, chuva e tambem as variações diurnas e annuaes d'estes diversos elementos.

Para se ter conhecimento completo das condições climatologicas d'um lugar qualquer do globo, não basta sómente conhecer o valor medio dos diferentes elementos meteorologicos, é necessario tambem conhecer as suas variações e os valores dos maximos e minimos considerados tanto em media como isoladamente.

Podemos classificar os diferentes climas em trez classes: *climas tropicaes*, *climas temperados ou medios* e *climas frios*; podendo tambem englobar-se em dois grupos, *climas maritimos* e *climas continentaes*.

#### Climas tropicaes

Os climas tropicaes ou quentes são situados na zona torrida entre os dois tropicos. As suas características são: uma temperatura media muito elevada com uma variação annual

muito pequena e uma variação diurna importante; uma grande regularidade nos ventos e uma grande quantidade de chuva durante certos mezes do anno.

N'estes climas ha duas estações: a estação *humida ou chuvosa* que corresponde á epocha em que o sol attinge a sua maior altura, e a *estação secca* que corresponde á epocha em que o sol tem menor altura.

Os climas tropicaes comprehendem a região dos alisados e das monções e o seu eixo medio ou linha central forma a faixa das calmas equatoriaes.

### Climas temperados e climas frios

Os climas temperados ou medios teem uma temperatura media que varia entre 0° e 25°, e nos climas frios a media da sua temperatura é sempre inferior a 0°. Quer n'uns quer n'outros, quanto mais afastados se encontrarem do equador maiores serão as variações de temperatura, menor a quantidade de vapor d'agua, maior irregularidade na distribuição dos ventos, menor e mais irregularmente repartida a quantidade de chuva.

### Climas marítimos

Os climas marítimos, denominados tambem *climas insulares*, reconhecem-se pela sua temperatura relativamente alta no inverno e baixa no verão, pelas fracas variações diurnas e annuaes da temperatura, pela grande humidade, pelas fortes brisas, especialmente no inverno, pela abundante precipitação do vapor d'agua e em geral por uma grande nebulosidade.

Tem grande influencia sobre estes climas a proximidade do mar que actua como um regulador constante da temperatura.

### Climas continentaes

Os climas continentaes, possuem o verão demasiado quente e o inverno muito frio, o ar é secco, os ventos fracos e irregulares, ceu claro e em geral pouca chuva.

As variações diurnas e annuaes da temperatura e da humidade são consideraveis, tendo por causa a acção calorifica do sol sobre a terra durante o verão e a grande irradiação para os espaços celestes durante o inverno, como já tivemos occasião de estudar nos capitulos anteriores.

O grande calor do verão produz sobre os continentes, minimos barometricos e os frios do inverno maximos, resultando d'aqui que nas costas orientaes dos continentes, durante o verão, se fazem sentir os ventos do mar que arrastando comsigo vapores d'agua, veem refrescar o ar por sobre os continentes e de inverno fazem sentir-se ventos vindos do interior, que transportam comsigo o frio e o ar secco.

#### Previsão do tempo

A previsão do tempo é um dos problemas mais difficeis e complexos da chamada meteorologia pratica. Como sabemos, o estado do tempo n'um momento dado é especialmente determinado pela distribuição da pressão, d'onde dependem em primeiro lugar o vento e em segundo lugar quasi todos os outros elementos meteorologicos.

A determinação das variações da pressão atmospherica é um dos phenomenos que a sciencia ainda não resolveu e de cuja resolução dependem as leis que regem os movimentos da atmosphera. Se estas leis nos fossem conhecidas com exactidão poder-se-ia, sendo dado o estado da atmosphera n'uma certa epocha, calcular o seu estado para um momento qualquer, e por conseguinte, como maior segurança, predizer o tempo.

No estado actual dos conhecimentos meteorologicos a previsão do tempo limita-se exclusivamente ao dia seguinte e ás probabilidades da aproximação d'alguma depressão acompanhadas em geral de mau tempo, que é o que verdadeiramente interessa á navegação.

O annuncio d'uma d'estas depressões nunca deve ser tomado como uma predicção exacta e certa. Esse annuncio significa simplesmente que nas proximidades do lugar existe um minimo barometrico com grande gradiente e que ha probabilidades d'esse minimo se fazer sentir sobre o lugar.

Para a predição do tempo que fará no dia seguinte, recebem diariamente os institutos centraes de meteorologia, por intermedio do telegrapho, os elementos fornecidos pelos postos e observatorios meteorologicos, para a confecção do chamado «boletim meteorologico».

Com estes elementos procede-se ao traçado das isobaras, das linhas de egual temperatura, etc. e da comparação d'estes traçados com os do dia anterior, e o conhecimento tanto quanto exacto das leis que regem os movimentos atmosphericos, pode-se, com algumas probabilidades, predizer o tempo para as vinte e quatro horas seguintes.

Em Lisboa, no Observatorio Meteorologico do Infante D. Luiz I, recebem-se diariamente telegrammas de todos os postos do reino e ilhas adjacentes, de Inglaterra, França e Hespanha. Cada um d'estes telegrammas indica a pressão, direcção e força do vento, estado do ceu e a temperatura ás 9 horas da noite do dia anterior e a pressão, direcção e força do vento, estado do ceu, thermometro secco e molhado, chuva caída nas 24 horas precedentes, temperatura maxima e minima e estado do mar, referente ás 9 horas da manhã d'esse dia.

Como em capitulo apropriado fizemos o estudo das isobaras e temos tratado de todos os elementos meteorologicos, nada nos resta dizer que se possa comportar n'estes modestos apontamentos, a respeito da previsão do tempo.

No mar, onde para se prever o tempo sómente podemos contar com as indicações dos instrumentos que transportarmos a bordo, resume-se o problema por conseguinte a essas indicações e a uma apreciação resultante da experiencia e que tem por fundamentos principaes o bom golpe de vista e o conhecimento mais ou menos exacto das leis que regem os movimentos da atmospherica.

Como a bordo, em geral, na marinha do commercio é vulgar o uso do aneroide, terminarei este meu pequeno trabalho por transcrever algumas considerações feitas sobre este instrumento pelo fallecido Vice-Almirante João Carlos de Brito Castello.

«Não se deve considerar exacta a correspondencia entre os

dizeres do mostrador e as pressões indicadas. Nem sempre que o ponteiro esteja, por exemplo, sobre 750, onde se encontram as palavras *chuva* e *vento*, deve haver chuva ou vento, nem se segue que só hajam temporaes na altura de 730 millímetros.

«Não se espere, pois concordancia absoluta entre o tempo que faz ou o que ha de fazer proximamente, e as palavras que o ponteiro indica.»

O que se deve considerar, para ajuizar do tempo, não é a posição do ponteiro, mas sim a grandeza da descida ou subida e a rapidez, maior ou menor, com que se verificaram estes movimentos.

Nas nossas latitudes a pressão media do anno, ao nivel do mar, regula por 763 millímetros.

E' em janeiro, com tempo frio e secco, que o barometro geralmente se apresenta mais alto, e em abril quando se mostra mais baixo.

A maior altura a que tem chegado n'estes ultimos 40 annos foi de 779 (ao nivel do mar).

A menor altura observada, tambem ao nivel do mar, foi igual a 731, com temporal de *SW*.

E' da grandeza e velocidade da descida ou subida que depende a mudança mais ou menos rapida do tempo.

Se a descida fôr vagarosa mas persistente, prolongando-se por dois ou mais dias, a mudança não será imminente, porém será mais certa, e de maior duração o mau tempo que ha de succeder. Uma descida duradoura corresponde geralmente a depressão de grande area, dando vento *SW* fresco ou forte por alguns dias.

Se a descida fôr rapida e inesperada a mudança do tempo seguir-se-ha com pequeno intervallo; o temporal será violento, mas tambem com maior rapidez terminará rondando ou saltando o vento para *NW*.

Deve-se ainda ter em vista, que as indicações do barometro ou do aneroide predizem mais o tempo que ha de vir, do que mostra o presente ou o tempo na occasião.

Se o aneroide estando na altura proxima da normal ao nivel do mar (760 a 765) começa a subir e simultaneamente o tempo esfria, deve-se esperar que o vento varie para o *N* ou *NE* e o tempo segure. Se, pelo contrario, o aneroide baixa e ha augmento de temperatura e tambem mais humidade, deve se espe-

rar que o vento ronde para *SW*, e que haja chuva e mau tempo.

Quando o aneroide está uma dezena de millímetros abaixo da normal (em 750 ou 755) ao nível do mar, uma subida indicará menos força do vento, ou que rondará para *NW* ou *N*.

Se depois de mau tempo do *SW*, estando o aneroide baixo (740 a 745) succeder subida rapida de 12 ou mais millímetros em 24 horas, rondando o vento para *NW* e *N*, haverá grande probabilidade de nova descida em menos de 36 ou 48 horas, retrogradando o vento para *S* ou *SW* seguindo-se peor tempo.

Se, pelo contrario, em seguida o mau tempo, o aneroide subir vagarosamente, 6 a 10 millímetros em 24 horas, ha grande probabilidade do vento rondar para *NW*, fixando-se no *N* e segurando o tempo.

Nem sempre, quando o aneroide ou barometro desce ou está baixo, se segue mau tempo.

Nas nossas latitudes ha exemplos frequentes do aneroide baixar bastante (745 a 755) e conserva-se assim baixo dois ou mais dias, com vento dos quadrantes *NE* e *SE*, ás vezes com chuva e outras vezes sem ella. Provém este estado da atmospherica de depressões existentes ao sul da península e no Mediterraneo, que geralmente não chegam a invadir o paiz, ou não se tornam perigosas senão quando o vento ronda para *SSE* e *S*.

«Do mesmo modo, nem sempre que o aneroide sobe o vento abranda. Muitas vezes durante o temporal ou vento forte de *SW*, começa elle a subir, não diminuindo a força do vento e até augmentando consideravelmente quando ronda para *W* ou *SW*».

«Cumpre conhecer as variações diarias regulares do barometro ou aneroide para as não confundir com as não periodicas ou irregulares, pelas quaes temos conhecimento das mudanças de tempo».

A pressão atmospherica augmenta das 4 horas da madrugada até ás 9 ou 10 horas da manhã, horas em que geralmente tem lugar a maxima do dia; d'este momento em diante diminue até ás 3 ou 4 horas da tarde, occasião da minima diaria; de novo se eleva até ás 10 horas da noite, e d'esta hora torna a diminuir até ás 4 horas da manhã.

A variação mais consideravel é a descida que tem lugar desde as 9 ou 10 horas da manhã até ás 3 ou 4 horas da tarde: em alguns dias chega a ser superior a 2,5 millimetros.

Quando por effeito da proximidade de mau tempo, o aneroide tende a descer pelas 9 ou 10 horas da manhã, a descida torna-se mais consideravel, porque se lhes addiciona o movimento correspondente á variação diaria.

Se o barometro, estando baixo, não desce das 10 horas da manhã ás 3 horas da tarde é signal que ha tendencia para subir e que ha probabilidade do tempo melhorar.

Tambem, se das 5 horas da tarde ás 9 horas da noite, sendo o tempo duvidoso, o barometro não subir, deve-se considerar isto como indicio de mau tempo imminente e ordinariamente a descida rapida se pronuncia pela noite adiante.

Ainda Capello, dá como indicios de mau tempo; fundado na observação do barometro e no estado da atmosphaera, os seguintes:

- 1.º Descida do aneroide de 1 millimitro ou mais por hora.
- 2.º Não subir o barometro das 6 ás 10 horas da manhã ou das 6 ás 10 horas da noite.
- 3.º Elevação extraordinaria da temperatura, principalmente nas primeiras horas da noite, 7 ás 10 da noite, e isto durante os mezes de inverno.
- 4.º Seccura extraordinaria para a epocha do anno é geralmente pronuncio de mau tempo.
- 5.º Tendo estado o vento pelo *SW*, não rondar francamente para *W* e *SW* e antes retrogradar para *S* ou *SSE*.
- 6.º Céu forrado de cirrus (leitoso) e com *halo solar*.
- 7.º Corrente superior denunciada pelas nuvens altas (cirrus ou cumulo-cirrus, céu pedrento) de entre *SW* e *NW* e tanto mais provavel quanto mais rapidamente correrem.

Muito se poderia escrever sobre o assumpto d'este capitulo mas terminarei repetindo, que para a previsão do tempo no mar nõs devemos limitar ás indicações dadas pelos instrumentos meteorologicos que transportarmos e á apreciação resultante da experiencia que tem por fundamentos principaes o bom golpe de vista e o conhecimento das leis que regem os movimentos da atmosphaera.







## LIVROS CONSULTADOS

---

- Instrucções Meteorologicas*, por João Carlos de Brito Capello.
- Recent advances of Meteorology*, por Ferrel.
- Memoires de Météorologie dynamique*, por Loomis.
- Sur la forme des Cyclones dans l'Océan Indien*, por Meldrum.
- Sur les Tempêtes*, por H. Faye.
- Baguios o Cyclones Filipinos*, por R. P. J. Alguë.
- Note sur l'inclinaison des vents*, por R. P. M. Dechevrens.
- Les mouvements de l'atmosphère et des mers*, por Marie Davy.
- La loi des Tempêtes*, por H. W. Dove.
- Les bases de la Météorologie dynamique*, por H. H. Hildebrandsson et L. F. Bort.
- Traité Élémentaire de Météorologie*, por A. Angot.
- Les phénomènes de l'atmosphère*, por H. Mohn.
- Cours Complet de Météorologie*, por L. F. Kaemtz.
- Elementary Meteorology*, por H. Scott.
- Variations de température observées dans les cyclones*, por R. P. M. Dechevrens.
- Circulation Général de l'atmosphère*, por H. H. Hildebrandsson.
- Guide des Ouragans*, por F. L. Roux.
- The Physical Geography of the Sea*, por Maury.
- Meteorologia Nauttica*, por D. Naselli.
- Le previsione del tempo*, por Disa.
- Guide du Marin sur la loi des tempêtes*, por H. Piddington.

- Physique du Globe*, por A. Berget.  
*Sur la classification des nuages*, por H. Hildebrandsson.  
*Distribution moyenne de la nébulosité*, por Teisserenc de  
 Bort.  
*Mémoires originaux sur la Circulation générale de l'Atmos-  
 phère*, por M. Brillouin.  
*Sur les phénomènes de mouvement dans l'atmosphère*, por  
 P. Oberbeck

LIVROS CONSULTADOS

- Handbuech der Meteorologie, por João Carlos de Brito Ca-  
 bello.  
 Recueil avancé de Meteorology, por F. de Saussure.  
 Mémoires de Meteorologie dynamique, por Loomis.  
 Sur la forme des Cyclones dans l'Océan Indien, por M. de  
 Humboldt.  
 Sur les Tempêtes, por H. Faye.  
 Rapports o Cyclones Tropicaux, por R. P. J. A. de Meerd-  
 terck.  
 Note sur l'intensification des vents, por R. P. M. Dechevrens.  
 Les mouvements de l'atmosphère et des vents, por M. de Saussure.  
 La loi des Tempêtes, por H. W. Dove.  
 Les bases de la Meteorologie dynamique, por H. H. Hilde-  
 brandsson et J. F. Bort.  
 Traité Élémentaire de Meteorologie, por A. Angot.  
 Les phénomènes de l'atmosphère, por H. Hildebrandsson.  
 Cours Complet de Meteorologie, por J. F. Bort.  
 Elementary Meteorology, por H. Scott.  
 Variations de température observées dans les cyclones, por  
 R. P. M. Dechevrens.  
 Circulation Générale de l'atmosphère, por H. H. Hildebrandsson.  
 Grande des Ouragans, por F. I. Roux.  
 The Physical Geography of the Sea, por Murray.  
 Meteorologie Nautica, por D. Nares.  
 Les prévisions del tempo, por L. de Saussure.  
 Guide du Marin sur la loi des tempêtes, por H. Hildebrandsson.

# INDICE

	Pag.
Introdução.....	13

## CAPITULO I

Thermometro .....	15
Escolha do thermometro. Instalação a bordo e sua leitura ...	19
Varição diurna da temperatura .....	21
Determinação da temperatura media .....	22
Varição annual da temperatura.....	24
Varição da temperatura com a latitude.....	27
Varição da temperatura com a altitude. Reducção ao nivel do mar .....	27
Linhas de egual temperatura .....	28
Correntes maritimas.....	31
Temperatura á superficie do mar. Varição diurna e annual..	35
Gelos fluctuantes.....	36
Temperatura no fundo do mar .....	38

## CAPITULO II

Atmosfera sua composição peso e altura .....	42
Barometros .....	43
Aneroide .....	46
Barometro metallico.....	47
Barographos .....	47
Instalação do barometro de mercurio a bordo, sua leitura....	53
Influencia da temperatura sobre o barometro .....	54
Capillaridade .....	61
Influencia da latitude sobre a pressão .....	61
Varição da pressão com a altura. ....	62
Varição diurna da pressão.....	63

	Pag.
Variações irregulares do barometro .....	66
Varição annual da pressão .....	67
Distribuição da pressão á superficie do globo .....	67

### CAPITULO III

Meteoros aquosos e phenomenos opticos da atmosphera.	
Evaporação.....	69
Varição diurna e annual da evaporação .....	72
Humidade atmosferica .....	72
Varição diurna e annual da tensão do vapor d'agua.....	75
Varição do vapor d'agua com a altitude .....	77
Varição diurna e annual da humidade relativa.....	77
Varição da humidade relativa com a altitude.....	79
Distribuição do vapor d'agua e da tensão do vapor á superfi- cie do globo .....	79
Precipitação.....	80
Orvalho .....	80
Geadas .....	81
Nevoeiro.....	82
Nuvens .....	82
Nebulosidade.....	87
Chuva e Neve.....	88
Phenomenos opticos da atmosphera. Côr do ceu.....	89
Crepusculo.....	90
Arco-Iris.....	91
Hálos e Coróas.....	91

### CAPITULO IV

Movimentos regulares atmosfericos. Vento.....	93
Velocidade do vento.....	95
Pressão ou força do vento.....	99
Frequencia do vento .....	101
Direcção e intensidade média do vento .....	102
Circulação geral da atmosphera.....	107
Alisados .....	118
Monsões.....	120
Brisas .....	121

### CAPITULO V

Perturbações atmosfericas. Superficies de igual pressão.....	123
Gradiente barometrico .....	125
Altas e baixas pressões.....	127

	Pag.
Fórma das isobaras. . . . .	128
Relação entre a direcção do vento e a do gradiente. . . . .	128
Relação entre o valor do gradiente e a força do vento . . . . .	134
Correntes ascendentes e descendentes. . . . .	136
Propagação das depressões. . . . .	136
Regimen dos ventos durante a passagem d'uma depressão. . . . .	140
Variacão da pressão com a passagem d'uma depressão. . . . .	142
Variacão da temperatura, tensão do vapor, humidade e nebulosidade á passagem d'uma depressão. . . . .	144
Diferença entre cyclones, tufões e depressões . . . . .	145
Determinação approximada ao centro d'um cyclone ou depressão. . . . .	146
Trajectorias e frequencia das depressões nos diferentes mares	148

#### CAPITULO VI

Climatologia. — Previsão do tempo . . . . .	157
Climas tropicaes . . . . .	157
Climas temperados e climas frios . . . . .	158
Climas maritimos e continentaes. . . . .	158
Previsão do tempo . . . . .	159





# ERRATAS

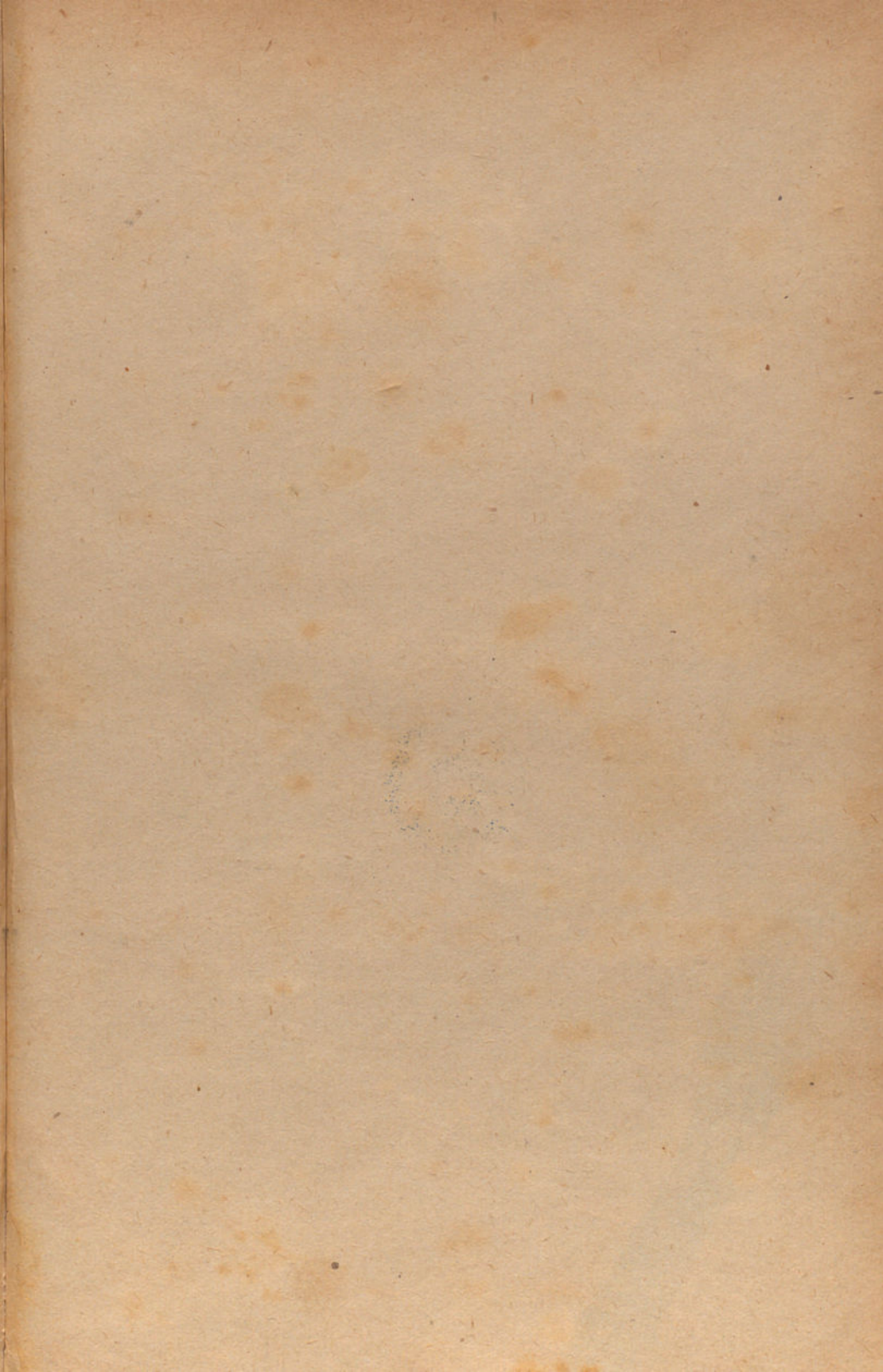
Pag.	linha	lê-se	deve lêr-se
22	36	erdadeira	verdadeira
25	38	vaiação	variação
27	5	parallelo	paralelo
35	17	»	»
38	23	occeano	oceano
38	26	»	»
39	10	»	»
39	20	occeanico	oceanico
82	22	porporcionalmente	proporcionalmente
84	19	novens	nuvens
110	4	isto é, o que	isto é que
110	5	differença a tempera- tura	differença de tempe- ratura.
Na figura 18		X A B-60°	X A B-30°

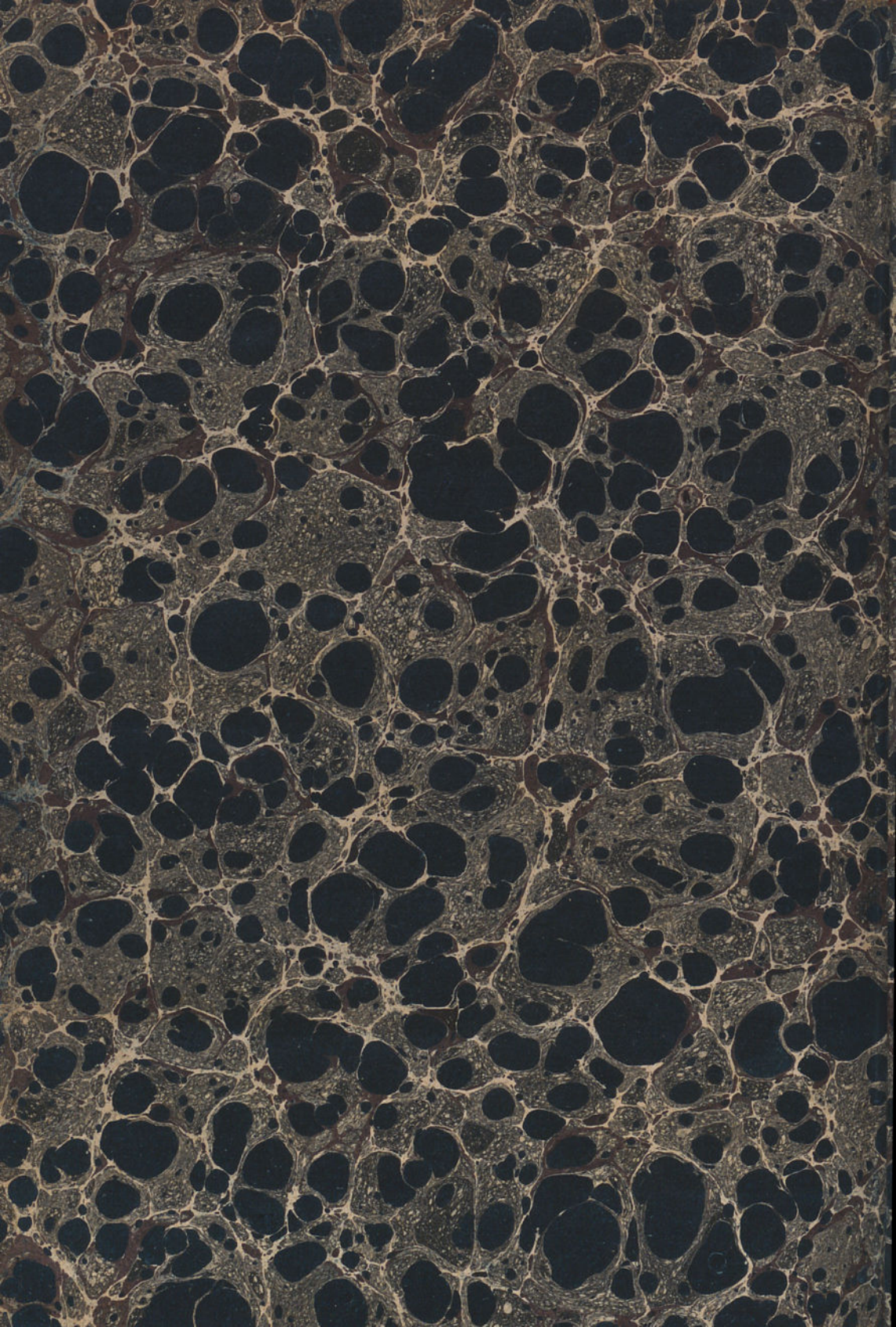
# ERRATAS

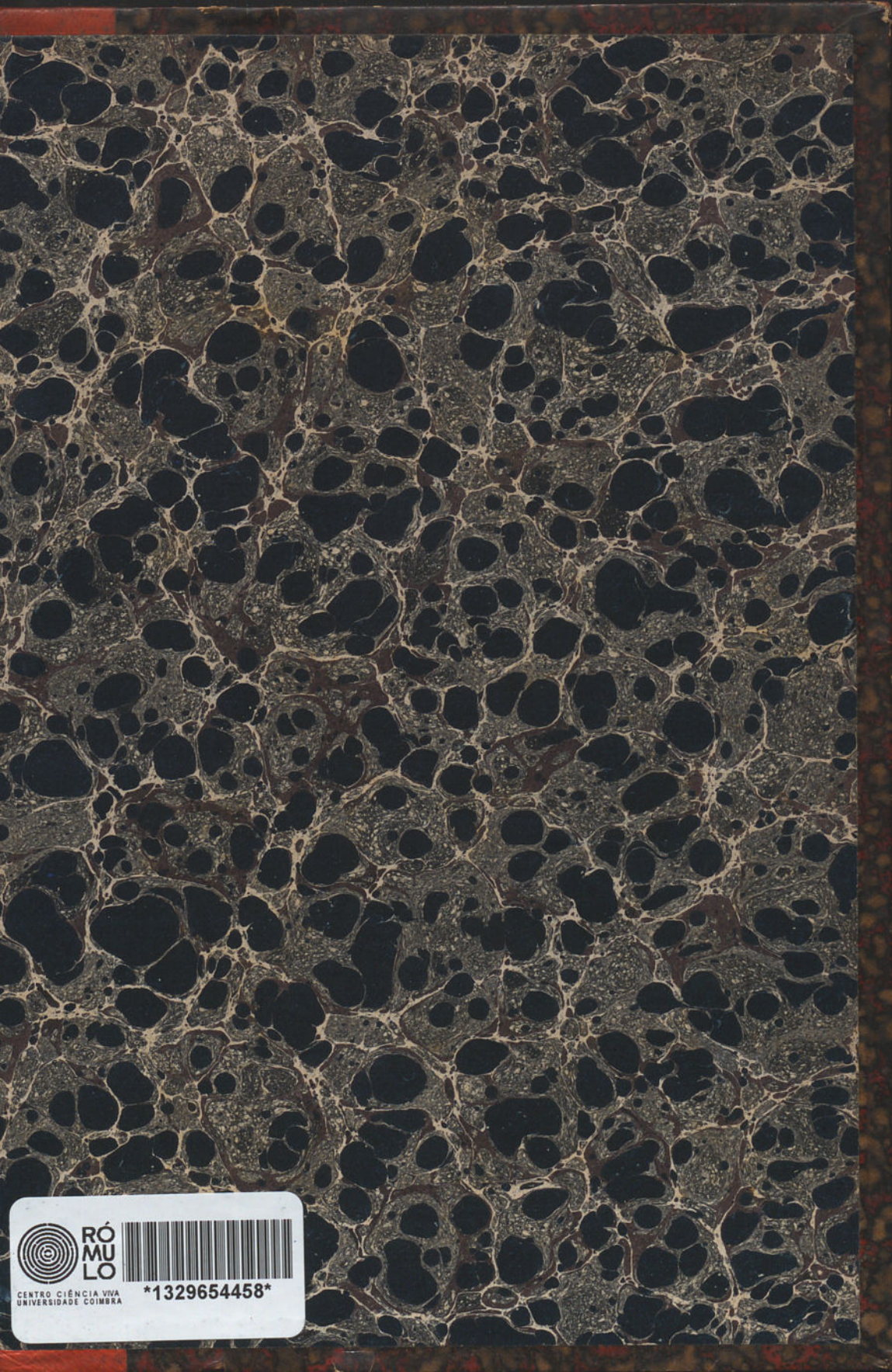
... ..	... ..	104	104
... ..	... ..	105	105
... ..	... ..	106	106
... ..	... ..	107	107
... ..	... ..	108	108
... ..	... ..	109	109
... ..	... ..	110	110
... ..	... ..	111	111
... ..	... ..	112	112
... ..	... ..	113	113
... ..	... ..	114	114
... ..	... ..	115	115
... ..	... ..	116	116
... ..	... ..	117	117
... ..	... ..	118	118
... ..	... ..	119	119
... ..	... ..	120	120
... ..	... ..	121	121
... ..	... ..	122	122
... ..	... ..	123	123
... ..	... ..	124	124
... ..	... ..	125	125
... ..	... ..	126	126
... ..	... ..	127	127
... ..	... ..	128	128
... ..	... ..	129	129
... ..	... ..	130	130
... ..	... ..	131	131
... ..	... ..	132	132
... ..	... ..	133	133
... ..	... ..	134	134
... ..	... ..	135	135
... ..	... ..	136	136
... ..	... ..	137	137
... ..	... ..	138	138
... ..	... ..	139	139
... ..	... ..	140	140
... ..	... ..	141	141
... ..	... ..	142	142
... ..	... ..	143	143
... ..	... ..	144	144
... ..	... ..	145	145
... ..	... ..	146	146
... ..	... ..	147	147
... ..	... ..	148	148
... ..	... ..	149	149
... ..	... ..	150	150











RÓ  
MU  
LO



CENTRO CIÊNCIA VIVA  
UNIVERSIDADE COIMBRA

\*1329654458\*

