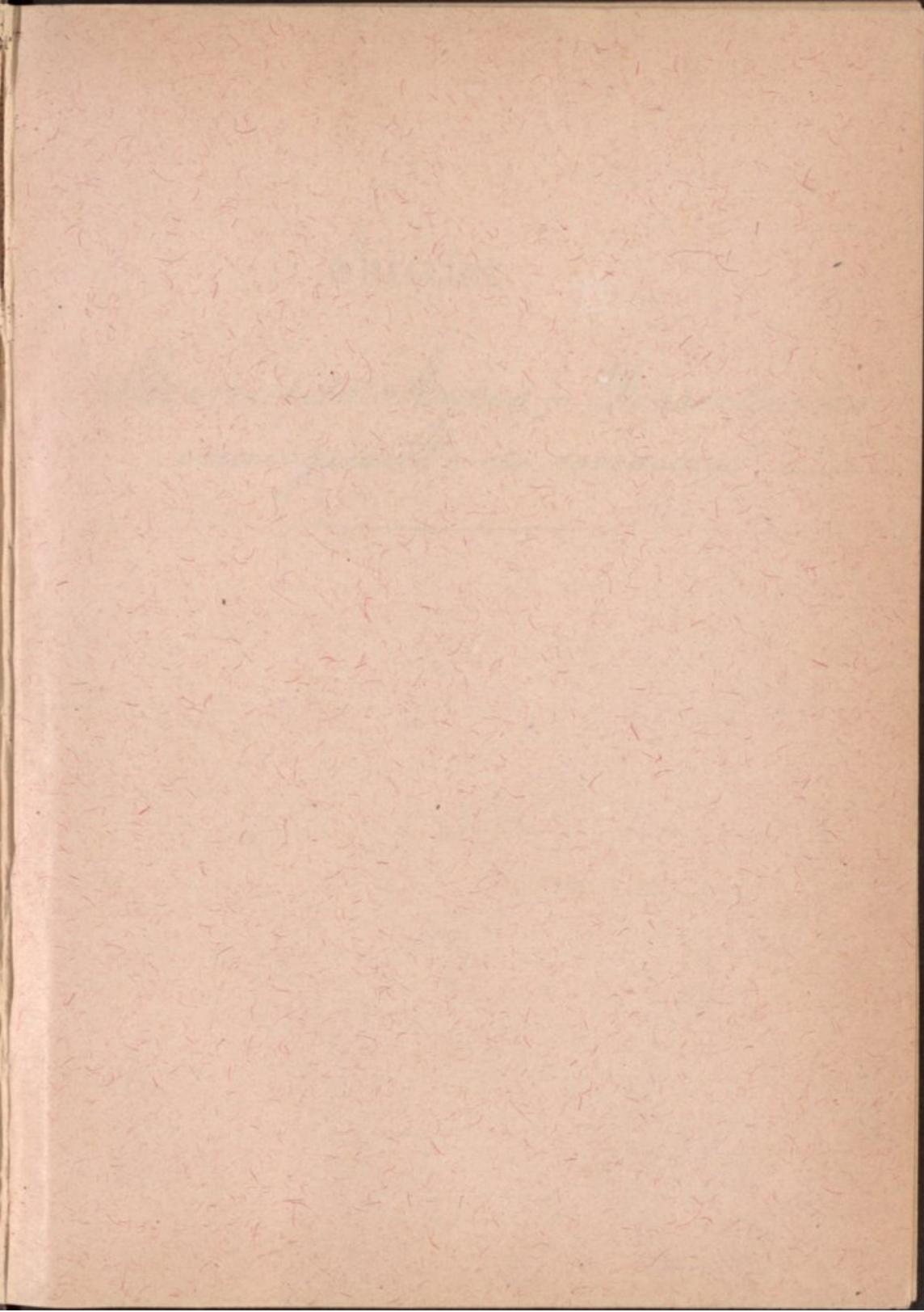
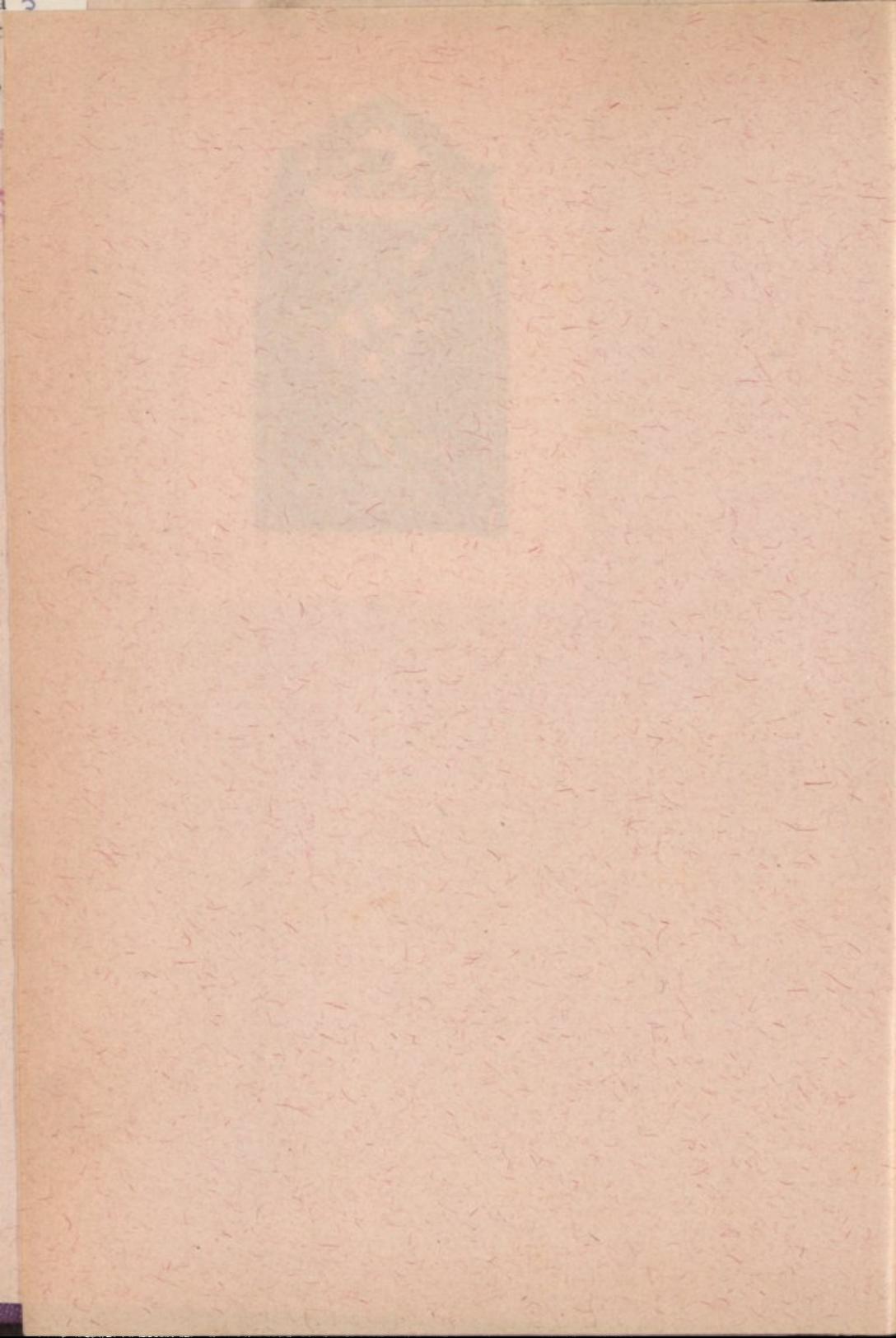


Sala 5
Gab. —
Est. 56
Tab. 19
N.º 53



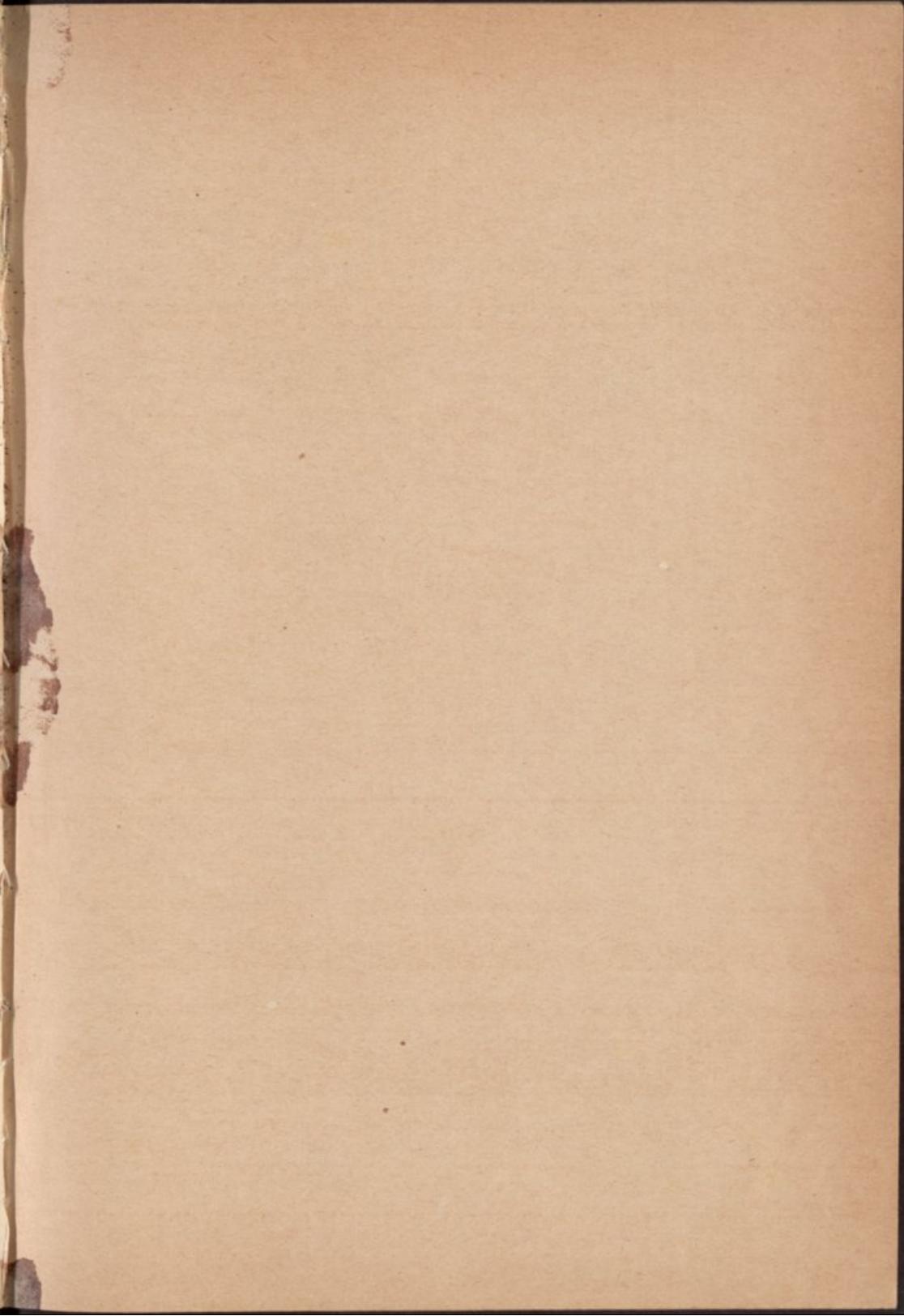


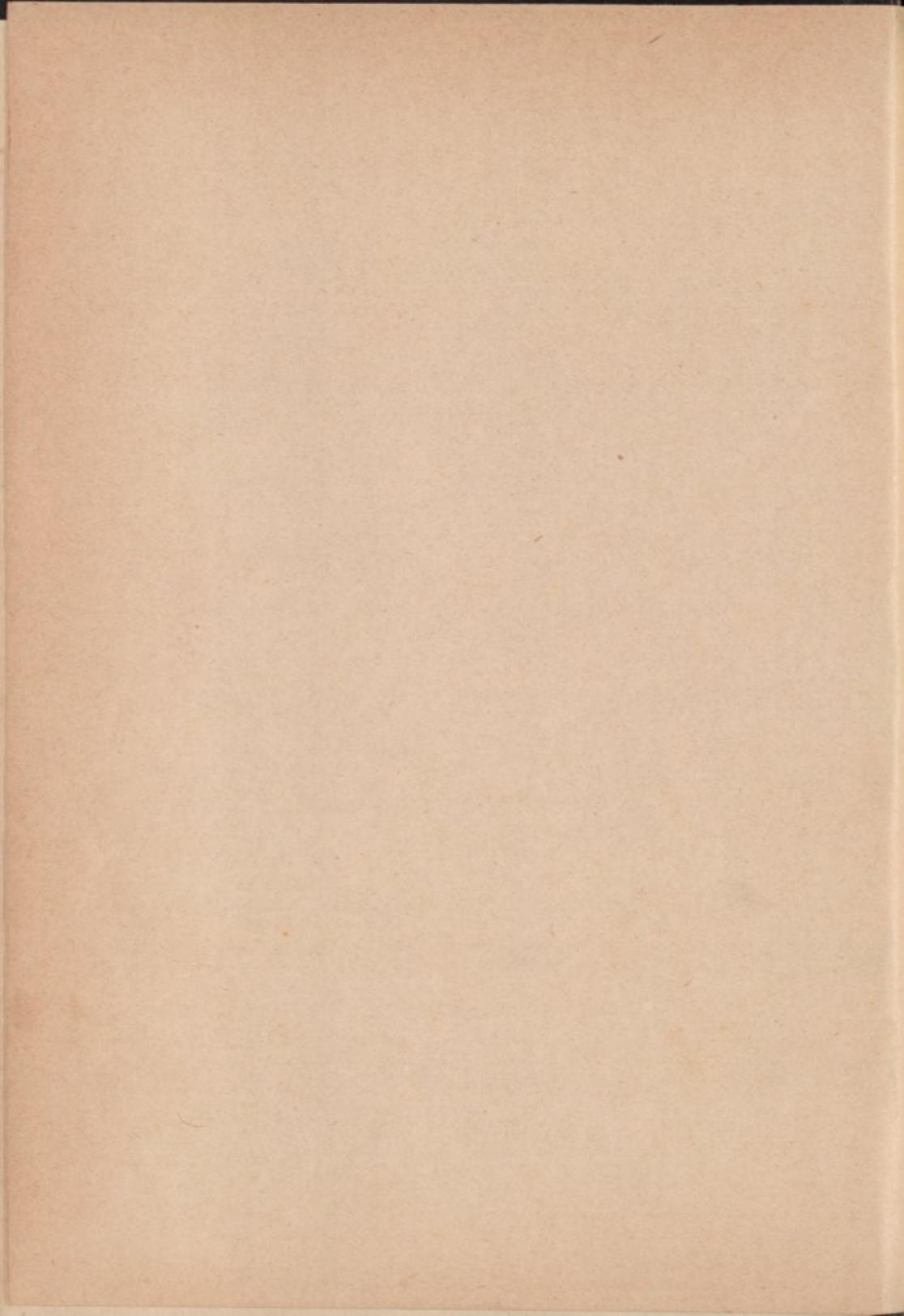
Auctor

Bernardo Ayres - Dissertações
inaugural e de concurso.

Sticker

Principles of - Principles
in - in





A CIRCULAÇÃO ATMOSPHERICA

E

A PREVISÃO DO TEMPO

POR

BERNARDO AYRES

LICENCIADO EM PHILOSOPHIA

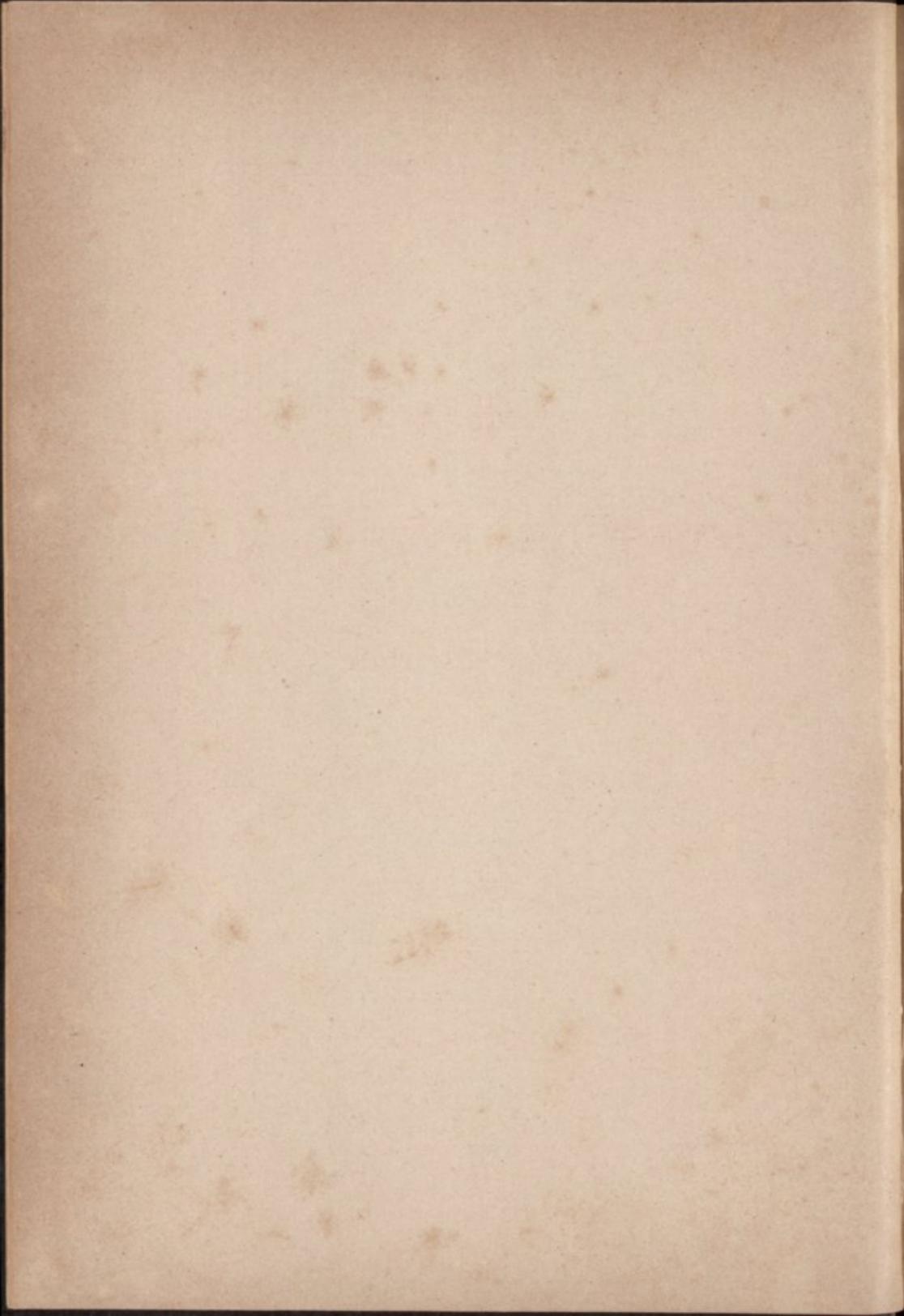
Repetida



COIMBRA

IMPRESA DA UNIVERSIDADE

1892



DISSERTAÇÃO INAUGURAL

PARA O

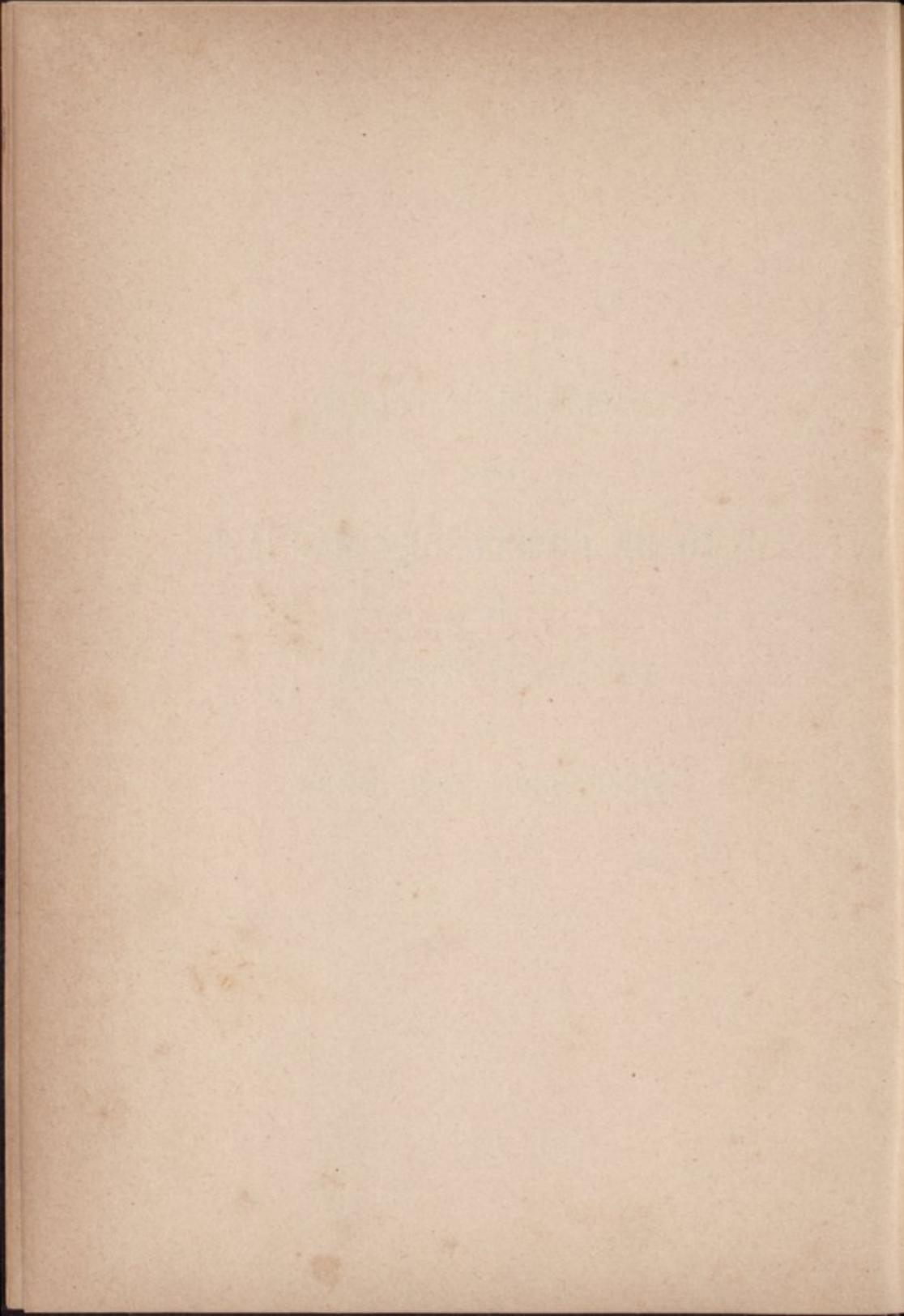
ACTO DE CONCLUSÕES MAGNAS

NA

FACULDADE DE PHILOSOPHIA

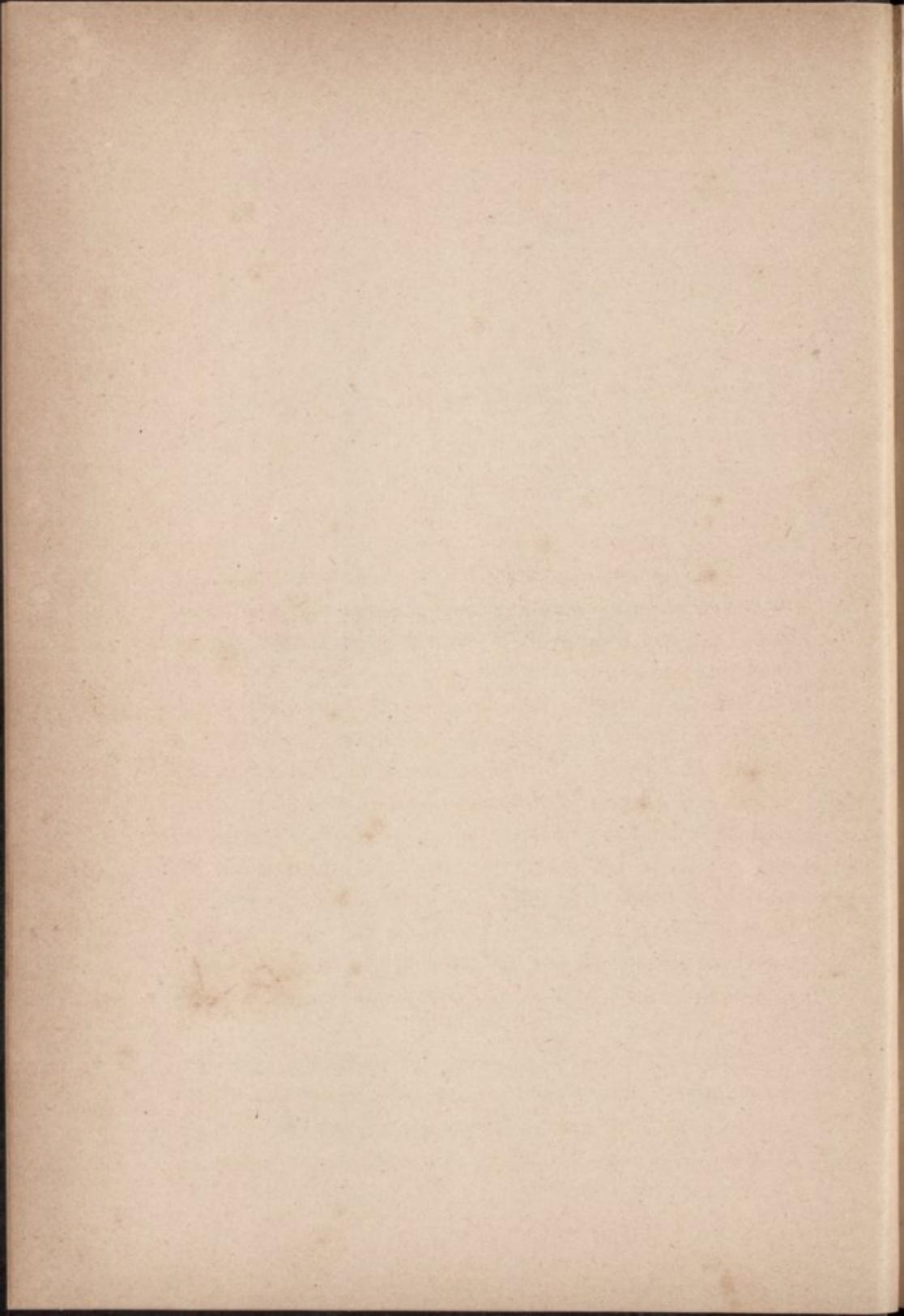
DA

UNIVERSIDADE DE COIMBRA



A

MEUS PAES



PREFACIO

Pela sua particular importancia, o estudo do tempo foi um dos problemas que naturalmente primeiro preoccupou o espirito humano; por isso a sua previsão encontra-se em todos os povos, enunciada sob a forma de proverbios.

Estas regras, porém, pela complexidade do assumpto a que se referem, não podiam ser mais verdadeiras do que as prophcias dos almanachs; o povo exprime bem claramente a confiança que lhe merecem semelhantes previsões dizendo que «para enganar basta fallar do tempo». D'aqui o descredito e abandono com que até ha pouco eram recebidas todas as tentativas de previsão do tempo. Com effeito, este problema foi considerado insolúvel durante muito tempo e ainda em 1846 um sabio eminente escrevia: quaesquer que sejam os progressos das sciencias, nunca os sabios de boa fé e ciosos da sua reputação ousarão predizer o tempo.

A creação de numerosos observatorios meteorologicos mostra que felizmente hoje se pensa de um modo bem differente. De facto, os recentes progressos da meteorologia têm mostrado que as alterações do tempo resultam de alterações correspondentes

VIII

no seio da atmosphaera, sendo possivel estabelecer relações entre as duas ordens de phenomenos.

É assim que nos primeiros capitulos d'este trabalho nos occupamos do estudo das correntes aerias, relacionando-as nos dois ultimos com o estado do tempo.

No primeiro capitulo expomos as correntes atmosphericas geraes, bem como a distribuição do calor solar e a influencia da atmosphaera.

No segundo, tractamos da determinação e distribuição da pressão atmospherica, e da sua influencia sobre o tempo.

No terceiro, occupamo'-nos dos movimentos turbilhonares que são a causa principal da precipitação atmospherica, e do mau tempo.

No quarto e quinto, finalmente, fazemos applicação da doutrina precedente á resolução do problema da previsão do tempo.

Maio, de 1892.

CAPITULO I

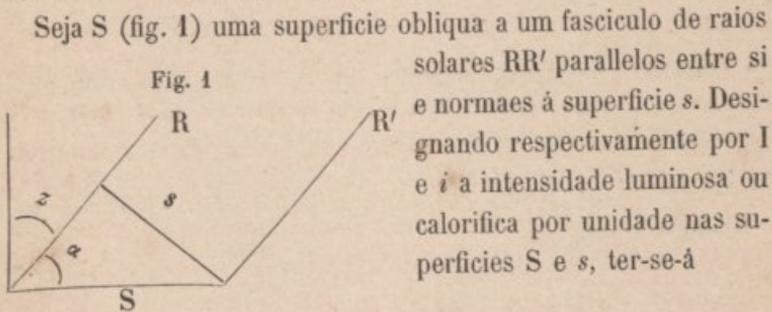
Distribuição do calor solar á superficie da terra. Influencia da atmosphaera. — Atrazo do anno climaterico em relação ao solar. — Ventos regulares. — Influencia do movimento de rotação da terra. — Marcha dos ventos regulares. — Zona das calmas. — Desvio dos ventos. Monções. — Ventos das regiões temperadas. — Circulação no hemispherio norte. — Circulação no hemispherio sul.

Distribuição do calor solar á superficie da terra. Influencia da atmosphaera. — Os corpos terrestres estão sujeitos a tres forças geraes, a saber: a acção da gravidade, a attracção luni-solar, a que é devido o phenomeno das marés e a força centrifuga, proveniente do movimento de rotação da terra.

Mas no caso particular do estudo dos movimentos da atmosphaera o problema complica-se porque é necessario considerar o sol não só como centro de attracção mas ainda como centro de outra força, o calor, que actua como a primeira na razão inversa do quadrado da distancia.

Esta força, que modifica a densidade da atmosphaera introduzindo notaveis perturbações no seu equilibrio, é consideravel. Das observações feitas com o seu pyrheliometro, Pouillet deduziu que a quantidade de calor solar que a terra recebe annualmente seria sufficiente para fundir uma camada de gelo de 31^m,89 de espessura.

Em qualquer lugar da terra, a acção do calor solar depende sobretudo da sua duração e *intensidade propria* e da *inclinação* dos raios sobre a superficie. Esta ultima é regulada pelo principio seguinte devido a Lambert: *a intensidade calorifica ou luminosa, recebida por uma dada superficie, varia proporcionalmente ao seno da inclinação dos raios solares sobre essa superficie ou ao coseno da distancia zenithal z do sol.*



$$SI = si, \quad \text{ou} \quad \frac{I}{i} = \frac{s}{S} = \text{sen } \alpha = \text{cos } z$$

d'onde

$$I = i \text{ sen } \alpha = i \text{ cos } z$$

formula que exprime a lei de Lambert.

Se o ar fosse completamente diathermano, todo o calor solar atravessaria a atmosphaera e n'esse caso a marcha do sol em declinação e a da temperatura da terra seriam *synchronicas*, porque, sendo os poderes absorvente e emissivo geralmente reciprocos e proporcionaes, a terra emittiria o calor logo que o absorvesse. As temperaturas diurna e nocturna seriam extremas,

como se observa de inverno no interior da Asia e em todos os paizes cuja atmospherá é quasi isenta de vapor d'agua. N'este caso, os maximos e minimos annuaes corresponderiam aos solsticios e a media aos equinoccios.

Mas o ar possui sempre um certo poder absorvente que augmenta com o seu grau de humidade; segundo Tyndall, o poder absorvente do ar humido é proximamente 70 vezes maior do que o do ar secco. A temperatura da atmospherá varia, pois, de umas camadas para as outras, sendo maxima nas visinhanças do solo, o que, embora devido em parte ao calor que este cede por conductibilidade, resulta principalmente do seu grau de humidade consideravel. O vapor aquoso está, com effeito, localisado nas camadas inferiores, diminuindo progressivamente até á altura de 8 kilometros onde desaparece, como o prova a ausencia de nuvens n'estas altas regiões.

Nas regiões tropicaes, onde o ar é muito humido por causa da evaporação activa que se dá principalmente á superficie dos mares, uma grande parte do calor solar, quasi um terço quando a nebulosidade é nulla ¹⁾ segundo as observações actinometricas de Crova, fica retido na atmospherá e apenas os dois terços restantes chegam ao solo.

Posto isto, seja h a altura do sol acima do horizonte e r a sua distancia á terra, expressa em funcção do semi-eixo da orbita. Designando por C a *constante solar*, isto é, a quantidade de calor enviado pelo sol durante a unidade de tempo á unidade de distancia e sobre a unidade de superficie normal aos raios incidentes, a quantidade dq de calor recebido durante o tempo dt por

¹⁾ A nebulosidade representa-se pelos numeros desde 0 até 10; 0 indica que o céu está absolutamente limpo, 10 completamente nublado.

uma superficie horizontal igual á unidade seria, suppondo nulla a absorpção atmospherica:

$$dq = \frac{C}{r^2} \text{sen } h dt.$$

Designemos agora por p o *coefficiente de transparencia* da atmospherica, isto é, a fracção do calor total que chegaria ao solo suppondo os raios solares homogeneos e atravessando a atmospherica normalmente sem experimentarem refração, e por z a relação entre a massa atmospherica atravessada pelos raios quando o sol está a uma altura h do horizonte e a massa atravessada pelos raios normaes. A fracção do calor incidente que chega ao solo é dada, segundo a lei de Bouguer e Pouillet, pela exponencial p^z ; portanto a quantidade de calor incidente durante o tempo dt é

$$dq_1 = \frac{C}{r^2} p^z \text{sen } h dt$$

sendo a relação z uma funcção da altura h do sol, cujo valor mais exacto é dado pela formula de Bouguer

$$z = \frac{1}{\text{sen } h} \left[1 - \frac{1}{2a} \left(1 + \frac{1}{3} \text{sen } h \right) \cot^2 h + \frac{\cot^2 h}{2a \text{sen}^2 h} \right],$$

em que a representa a relação entre o raio terrestre e a altura theorica da atmospherica, supposta homogenea.

Se a altura do sol acima do horizonte excede 20° , os resultados obtidos são sensivelmente eguaes aos dados pela formula mais simples

$$z = \frac{1}{\text{sen } h},$$

que dá para dq_1 o valor

$$dq_1 = \frac{C}{r^2} p^{\text{sen } h} \text{sen } h dt.$$

O valor de h pode determinar-se pela formula

$$\text{sen } h = \text{sen } \lambda \text{sen } v + \text{cos } \lambda \text{cos } v \text{cos } t$$

em que λ é a latitude do logar, v a declinação do sol na epoca considerada e t a hora solar.

Para calcular a quantidade de calor recebido n'um dia pode suppôr-se que a declinação do sol e a sua distancia á terra são constantes, e que a radiação começa só quando o centro do astro apparece no horizonte.

Integrando entre os limites $+t_0$ e $-t'_0$, que indicam as horas do nascer e pôr do sol, obtem-se para valor do integral

$$q_1 = A + B_1 \text{sen } m + C_1 \text{cos } m + B_2 \text{sen } 2m + C_2 \text{cos } 2m + \dots$$

em que m representa a *anomalia media*, isto é, o arco descripto

na época considerada por um sol imaginario que se movesse uniformemente sobre uma orbita circular, partindo do perigeu ao mesmo tempo que o sol verdadeiro e voltando tambem no mesmo instante. Os coefficients A , B_1 , C_1, \dots , calculam-se pelo processo ordinario.

Os valores dados por esta formula que mais se approximam dos resultados obtidos pelas observações actinometricas são aquelles em que p varia entre 0,7 e 0,8; além d'isso deve dar-se a esta quantidade um valor menor no equador do que nas altas latitudes, sobretudo no interior dos continentes.

O solo perde constantemente, mesmo durante a insolação, uma parte do calor incidente, não só por irradiação para o espaço, mas ainda por conductibilidade, aquecendo-se o ar em contacto com elle.

É sobretudo durante a noite que se torna notavel a perda de calor por irradiação, resfriando-se o solo segundo a lei de Newton e conservando-se assim o ar a uma certa temperatura. O solo funciona, pois, como regulador para manter um certo equilibrio de temperatura, guardando uma parte do calor que recebeu durante o dia para o restituir de noite.

Uma parte, porém, do calor incidente penetra no solo por conductibilidade, em virtude da pouca transparencia do vapor aquoso da atmosphaera para o calor obscuro, até uma *camada limite*, variavel com a natureza dos terrenos e a sua superficie.

Se o solo fosse um regulador perfeito, isto é, se as variações diurnas da temperatura fossem compensadas pelas variações nocturnas de signal contrario, a camada limite, abaixo da qual as variações thermicas da superficie se não fazem sentir, oscillaria diariamente entre a superficie da terra e uma pequena profundidade, em todas as estações.

Mas nas regiões temperadas a quantidade do calor perdido pelo solo durante a noite é, no verão, inferior ao armazenado de dia e portanto o calor concentrado no solo augmenta todos os dias enquanto dura semelhante regimen. A camada limite vai, pois, descendo progressivamente até uma profundidade que, no grez hulfifero de Edimburgo, foi avaliada em 32 metros e na areia em 21 metros.

No inverno dá-se o phenomeno inverso; a terra emite de noite uma quantidade de calor superior ao que absorveu durante o dia e a camada limite vai caminhando para a superficie.

Nos mares a absorpção é pouco consideravel por causa da fraca conductibilidade da agua e a temperatura decresce muito rapidamente, de sorte que as camadas em que assentam as aguas são mais densas do que as dos continentes, circumstancia a que, segundo Faye, é devida a rapidez das oscillações do pendulo nos mares ¹⁾).

Estas considerações mostram que sobre os mares e nas costas a differença entre as temperaturas extremas de verão e de inverno deve ser menor do que no interior dos continentes, o que levou á distincção entre *climas maritimos* e *continentaes*. Todavia o clima de uma região depende antes, como veremos, da influencia das correntes maritimas e aerias respectivas, do que da sua situação littoral ou no interior dos continentes. As cidades de Boston e do Porto, situadas á beiramar e ambas á mesma latitude, têm climas muito differentes, o que resulta

¹⁾ Esta causa não é evidentemente a unica nem a principal. A fórma *tetraedica*, que, segundo Lowthian Green, tomou a crusta terrestre por causa do arrefecimento do nucleo central, dá uma explicação mais racional do phenomeno.

da acção do *Gulf-stream* e das correntes aerias a que dá lugar.

A temperatura do solo n'um dado instante depende, pois, da acção solar n'esse instante, da differença entre o calor absorvido e o irradiado para o espaço n'esse dia e do calor que possuia ao nascer do sol. Os dois ultimos factores dependem da natureza do solo, da maior ou menor humidade do ar e da sua temperatura. Além d'isso, a temperatura do ar está ligada a causas accidentaes, como a vegetação, etc.

Vê-se por aqui a impossibilidade de obter uma formula geral da distribuição da temperatura á superficie do globo e que a formula geralmente usada

$$t_m = \varphi \cos^2 \lambda,$$

sendo λ a latitude e t_m a temperatura, está muito longe de exprimir a realidade.

Para estudar a distribuição das temperaturas traçam-se linhas passando pelos pontos do globo cuja temperatura media annual é a mesma: são as *linhas isothermicas* (ἴσος, igual; θερμός, quente).

Para separar de algum modo as temperaturas das estações extremas, traçam-se linhas semelhantes passando pelos pontos de igual temperatura nos seis mezes de verão, chamadas *isothericas* (ἔρος, estio), e de igual temperatura nos seis mezes de inverno, chamadas *isochimicas* (κεῖμ.ών, inverno).

A marcha d'estas ultimas curvas revela melhor a distribuição das temperaturas do que a das primeiras. As isothericas elevam-se para os polos quando, seguindo-as do occidente para o oriente,

se encontra um continente; pelo contrario, nos mares seguem para o equador.

As isochiménicas dirigem-se para o equador nos continentes e para os polos nos mares, porque de inverno estes são mais quentes do que os continentes.

No traçado d'estas linhas deve attender-se á influencia da altitude, porque o thermometro baixa consideravelmente quando esta augmenta. Este abaixamento varia segundo a exposição do logar e as circumstancias locais.

Atrazo do anno climaterico em relação ao solar. — Se a atmospherá não existisse, a temperatura em cada logar seria maxima quando os raios solares fossem normaes, decrescendo á medida que a obliquidade d'estes augmentasse. A influencia da atmospherá, porém, produz um certo atrazo do maximo de temperatura em relação ao maximo de calor solar.

Para determinar este atrazo basta estudar o movimento do maximo thermal á superficie do globo, isto é, da zona, onde o calor se manifesta com a maxima energia, chamada por isso *equador thermico*.

Este maximo thermal segue o sol no seu movimento de declinação, mas nunca attinge os tropicos na sua dupla oscillação annual.

Com effeito, a quantidade de calor solar n'um ponto dado torna-se menor á medida que os circulos de igual illuminação crescem. Designemos por v a declinação do sol n'um ponto da terra, em que os raios incidentes são normaes; seja S a quantidade de calor que elle recebe e que evidentemente pode representar-se por uma força vertical ascendente.

Quando o sol passa para a posição $v + dv$, o ponto v recebe a mesma quantidade de calor que o ponto $v + dv$ na posição

precedente; ora o ar, conservando por inercia quasi todo o movimento inicial S , encontra-se n'esta nova posição do sol animado do movimento $S + S_1$, sendo S_1 a quantidade de calor que agora recebe. Pela mesma razão, o movimento que no mesmo instante possui o ar do ponto $v + dv$, é tambem $S + S_1$. O movimento resultante, isto é, *o maximo de temperatura*, representado por $2S + 2S_1$, terá pois logar entre a posição actual e a precedente. Da somma d'estes atrazos resulta, como mostra a experiencia, que nos solsticios o equador thermico está ainda muito distante dos tropicos.

Chegado a esta posição, o sol, em vez de continuar o seu movimento para o polo, volta para o equador e da declinação $23^{\circ}28'$ passa á de $23^{\circ}28' - dv$. A nova resultante continua a achar-se entre a posição da resultante precedente e esta nova posição solar $23^{\circ}28' - dv$. Por composições successivas, vê-se que o sol e o equador thermico se approximam cada vez mais até se encontrarem. Mas o sol continua a sua marcha para o equador e, como a sua velocidade é superior á do equador thermico, passa-lhe adiante; as resultantes successivas, isto é, o equador thermico, achando-se sempre entre aquelle astro e a ultima resultante, são arrastadas para o equador.

Este atrazo é tal que, quando o sol está nos solsticios, o ponto de applicação da resultante $\sum S$, onde a evaporação é maxima, encontra-se pouco afastado do equador ou da posição equinoccial. A observação mostra que o movimento de declinação do equador thermico é proxicamente $\frac{1}{3}$ do do sol; e o atrazo do anno climaterico em relação ao anno solar é de quasi dois mezes em pleno mar e nos climas maritimos. Nas regiões em que o ar é secco, este atrazo é pequeno, diminuindo portanto das costas para o interior dos continentes.

Ventos regulares. — O ar humido forma, como vimos, em volta da terra um isolador, obstando á irradiação rapida do calor recebido pelo solo e retendo ao mesmo tempo uma parte do calor solar. Esta influencia é sobretudo notavel no equador tbermico por causa da actividade da evaporação; por outro lado, n'estas regiões o ar das camadas inferiores aquece-se consideravelmente por conductibilidade, em contacto com o solo.

Nem todo este calor é irradiado para os espaços; uma parte transforma-se em movimento, dando logar a correntes aerias ou *ventos*, de que nos vamos occupar.

Consideremos, em primeiro logar, o equador thermico.

Imaginemos dois planos verticaes passando pelos seus limites e elevando-se até á altura de cêrca de 8 kilometros em volta da terra, formando assim o que alguns auctores chamam *cylindro equatorial*.

Em consequencia da sua alta temperatura, o ar das camadas inferiores dilata-se consideravelmente e tende a elevar-se; e se o cylindro equatorial estivesse isolado, formar-se-iam n'elle correntes verticaes ascendentes e descendentes, até que o equilibrio se estabelecesse.

Mas o ar das camadas situadas acima da parte superior do cylindro, impellido pela dilatação das camadas inferiores, eleva-se lentamente. A força resultante não pode arrastar o ar ao longo do cylindro, porque n'esta direcção as condições são identicas em todos os pontos da mesma horizontal; os planos lateraes do cylindro tambem não podem ceder, porque são sustentados em cada hemispherio por pressões eguaes e contrarias; d'onde resulta que o ar tende a dirigir-se das regiões elevadas do equador para os polos.

Estas correntes tem logar de um modo continuo, embora a

causa, o aquecimento do ar inferior da região equatorial sob a acção do calor solar, seja intermittente. Em primeiro lugar, o solo é, como vimos, um reservatorio de calor, cedendo durante a noite o calor que recebeu de dia; e além d'isso, a desproporção entre a largura e a altura do cylindro equatorial faz com que o escoamento de todo o ar n'elle contido, de temperatura superior á das camadas visinhas, se prolongue por muito tempo depois do calor solar deixar de actuar directamente.

Em virtude da mobilidade do ar, não podem dar-se estes movimentos em regiões limitadas da atmosphaera, ficando o resto em equilibrio; uma corrente contraria, do polo para o equador, deveria estabelecer-se nas regiões inferiores fechando o circuito, se a terra fosse cylindrica. Como, porém, o ar comprehendido entre dois meridianos na sua marcha para o polo se deforma, tomando constantemente a forma do canal cada vez mais estreito em que se move e como, além d'isso, a sua temperatura e portanto a velocidade do seu movimento diminue n'este trajecto, esta circulação geral divide-se em duas: uma, a *circulação equatorial*, do equador para as regiões temperadas; outra, a *circulação polar*, d'estas para os polos. Aos ventos inferiores do circuito equatorial dá-se o nome de *alisados* ou *aliseos* e aos superiores, dirigidos do equador para as regiões temperadas, o de *contra-aliseos* ou *aliseos superiores*.

Influencia do movimento de rotação da terra. — As correntes, que acabamos de descrever, desviam-se da sua direcção porque a sua velocidade inicial, puramente meridiana, compõe-se a cada instante com as velocidades que a rotação da terra imprime aos differentes parallellos que o ar encontra na sua marcha.

Em consequencia do movimento de rotação da terra, os seus pontos estão animados, no sentido de W. para E., de velocidades

decrecentes do equador para os polos, visto que os raios dos paralelos vão diminuindo. D'aqui resulta que o ar, partindo do equador com uma velocidade W. para E. de 1664 kilometros e chegando a Coimbra, por exemplo, onde a velocidade do movimento de rotação é muito menor, encontra-se animado de uma velocidade relativa igual á differença das duas e dirigida no mesmo sentido. Esta, compondo-se com a velocidade meridiana, dá uma resultante dirigida entre norte e leste.

Quanto ao aliseo, como a velocidade do ponto de chegada é maior que a do paralelo que acaba de deixar, o ar, para um observador situado n'aquella posição, parece animado de uma velocidade ainda igual á differença das duas, mas dirigida de E. para W. O aliseo no hemispherio norte tomará, pois, uma direcção no quadrante S.-W. pela combinação d'esta com a velocidade meridiana.

Do mesmo modo se veria que o aliseo sul toma algum dos rumos comprehendidos entre N. e W. e o contra-aliseo entre S. e E.

Estas passagens de massas de ar, de um para outro paralelo, fazem-se sempre de um modo gradual; as resistencias, que encontram, tendem a egualar as velocidades. As differenças de velocidade, embora attenuadas, não deixam todavia de subsistir; e, como a grandeza dos paralelos diminue cada vez mais rapidamente á medida que a latitude augmenta, os desvios indicados augmentam progressivamente do equador para o polo e a corrente de ar toma francamente a direcção W.-E.

Marcha dos ventos regulares. — Estes ventos, soprando todo o anno na mesma direcção, não se encontram proximo das costas nem em geral no interior dos continentes, por causa das

diferenças de temperatura n'estes logares relativamente ás observadas em pleno mar.

Christovão Colombo, navegando no Atlantico em busca de um novo caminho pelo occidente para a India, foi o primeiro que encontrou o aliseo boreal, que a principio causou viva satisfação por lhes facilitar a derrota na direcção desejada. A invariavel constancia dos ventos deu depois logar a sedições dos marinheiros, receiosos de nunca mais voltarem á Europa. Estes ventos encontram-se em todos os mares onde a proximidade das costas os não modifica, tendo sempre a direcção indicada.

Os contra-aliseos não sopram á superficie da terra e por isso foram por muito tempo desconhecidos. Partindo das regiões superiores do cylindro equatorial a uma altura superior á das mais altas montanhas d'estes paizes, não se manifestam n'elles senão por phenomenos accidentaes, como a chuva de cinzas nas Barbadas em 1812 que, segundo a direcção do aliseo, se supporia proveniente dos Açores, mas que na realidade provinha do vulcão de Morne-Garu na ilha de S. Vicente, situada a mais de 200 kilometros a oeste.

O contra-aliseo, á medida que se afasta do equador, vai descendo n'uma especie de plano inclinado; assim, por exemplo, os vapores do Cotopaxi, situado a 5400 metros acima do nivel do mar, são levados todo o anno para o oeste pelo aliseo, ao passo que já no pico de Teyde, cuja altitude é apenas de 3600 metros, se encontra o contra-aliseo todo o anno na direcção nordeste, soprando o aliseo á superficie do mar. Continuando a descer, o contra-aliseo attinge o solo entre 30° e 35° de latitude, dando logar á formação de um maximo barometrico d'onde partem os aliseos.

Este maximo barometrico descreve annualmente uma dupla oscillação em latitude, *seguinto o sol* no seu movimento de de-

clinacão. Com effeito, no pico de Teyde o contra-aliseo de verão observa-se só na parte superior, emquanto que de inverno desce a 2700 metros, attingindo a superficie do Atlantico nas paragens proximas da Madeira.

Zona das calmas. — Em harmonia com a theoria exposta, os aliseos dos dois hemispherios são separados por uma região onde se não observam ventos verticaes sensiveis. Esta região coincide com o equador thermico; a temperatura é muito elevada e sensivelmente a mesma em toda a sua extensão e portanto não existem ventos horizontaes porque os aliseos, approximando-se d'ella, elevam-se lentamente, não chegando a penetrar até ao centro.

A explicação, que primeiro foi apresentada da origem dos aliseos attribuindo-os a uma *tiragem equatorial* devida á temperatura elevada do ar em contacto com o solo, não exige a existencia de correntes horizontaes, mas exige a de correntes verticaes que a observação não tem confirmado.

A zona de maxima temperatura, chamada *equador thermico ou meteorologico, zona das calmas equatoriaes ou depressão equatorial*, porque a pressão barometrica da atmospheria e a manometrica do oceano têm aqui o seu valor minimo, cerca o globo e segue, como dissemos, o sol no seu movimento de declinação.

Se os dois hemispherios recebessem a mesma quantidade de calor e fossem homogeneos, as oscillações do equador thermico seriam symetricas em relação ao equador geographico. Mas a acção solar é mais activa no hemispherio norte que está no seu estio *precessional*; além d'isso, o hemispherio sul está quasi coberto por mares, que funcionam como moderadores da acção solar porque se aquecem e se resfriam mais lentamente do que as terras, sobretudo se estas são desprovidas de vegetação,

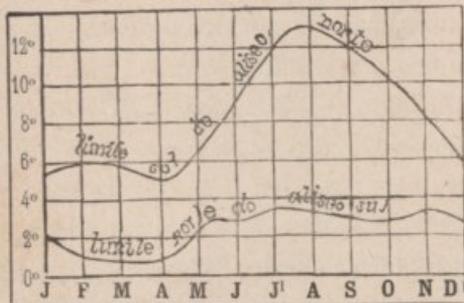
O equador thermico é, por isso, differente do equador geographico e as suas oscillações annuaes não são symetricas relativamente a este.

A observação mostra, com effeito, que em geral a zona das calmas fica toda no hemispherio norte; o aliseo sul, encostando-se sempre ao limite austral da zona das calmas, penetra no hemispherio norte onde a sua direcção é modificada pelo movimento de rotação da terra.

Os limites do equador thermico são paralelos ao equador geographico nos grandes mares; a visinhança dos continentes inflecte-os, porém, para os polos durante o verão e para o equador durante o inverno, produzindo mudanças na direcção dos ventos.

Os limites annuaes da zona das calmas são conhecidos apenas

Fig. 2



no Atlantico; no Pacifico as observações não levaram ainda a resultados seguros. A figura 2 dá, segundo Horsburgs, os limites mensaes medios no Atlantico: ao sul, dos aliseos de S.-W. e ao norte, dos aliseos N.-W. O intervalo,

comprehendido entre as duas curvas, dá a largura da zona das calmas equatoriaes, cujo valor maximo tem lugar no estio.

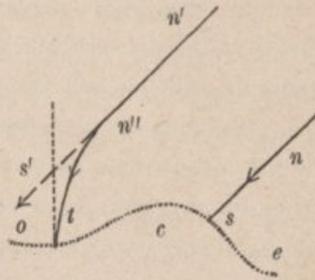
A figura mostra ainda o atrazo do anno climaterico em relação ao solar; as retrogradações da zona das calmas para o norte e para o sul fazem-se em abril e maio, setembro e outubro, isto é, mais de dois mezes depois dos solsticios respectivos.

Desvio dos ventos. Monções. — O principio da formação dos aliseos consiste em geral em que *se duas regiões vizinhas estão a temperaturas diferentes, produz-se ordinariamente nas camadas superiores uma corrente da região quente para a fria, e á superficie do solo uma corrente contraria.* Se o ar, que envolve a região aquecida, está em repouso, a corrente inferior precipita-se na direcção normal aos seus limites. Mas, se esse ar está em movimento, a força de aspiração compõe-se a cada instante com a força impulsiva do vento e cada filete de ar segue a resultante respectiva, descrevendo uma curva que tende para a normal ao limite da superficie aquecida.

Assim, seja c (fig. 3) uma superficie aquecida na qual passa uma grande corrente de ar ns, ns', \dots O filete ns , cuja direcção é normal ao limite $otse$ não se desviará e apenas a sua velocidade crescerá ao passo que se approximar d'este limite, porque a força de aspiração junta-se á força impulsiva. Mas um filete $n's'$, n'outra direcção relativamente á linha c , será desviado cada vez mais e descreverá o arco $n't$, com uma velocidade crescente, penetrando na região quente mais normalmente do que a corrente directa $n's'$.

Ora a zona das calmas, parallelamente ao equador em pleno mar, na vizinhança dos continentes inflecte-se para o equador ou para o polo, ficando desde então os mares vizinhos a uma temperatura diferente da dos continentes de igual latitude; portanto estabelece-se nos ventos reinantes n'estas regiões um desvio variavel segundo as diferenças de temperatura dos dois logares. Se esta differença é bastante consideravel para que os aliseos

Fig. 3



visinhos, em vez de continuarem no seu trajecto para o equador, sejam totalmente desviados da direcção primitiva, estes ventos têm o nome de *monções*, notaveis na Australia, na Guiné e principalmente no Oceano indico.

N'esta ultima região durante o inverno, em que o sol está no hemispherio sul, a zona de maxima temperatura encontra-se no oceano, tendo os aliseos a direcção N.-E. Mas durante o estio, a vertente meridional do Hymalaia e os altos planaltos do Tibet aquecem-se consideravelmente por causa da incidencia quasi normal dos raios solares e a zona de maxima temperatura alonga-se para o N. atravez do continente. Os aliseos de N.-E., que tenderiam a estabelecer-se á superficie da Asia, são paralyzados por aquellas montanhas.

D'aqui resulta que, de abril a outubro, o aliseo S.-E. sopra n'essas regiões na direcção S. ou S.-W., opposta á direcção dos ventos na outra metade do anno.

A passagem de uma monção á seguinte faz-se lentamente, havendo um periodo de transição durante o qual o vento sopra ora de uma, ora de outra direcção. É durante este periodo que têm logar nos mares da China os tufões, verdadeiros cyclones, de que adiante fallaremos.

A influencia da altura do sol torna-se evidente, comparando as epocas em que as monções se estabelecem nos diversos logares da terra. Como o sol chega mais tarde ao zenith dos pontos mais septentrionaes, as monções formam-se tambem ahí mais tarde. Em Anjango (latitude 8°30' N.), na costa de Malabar, a monção começa ordinariamente a 8 de abril; em Bombaim (latitude 19° N.) não apparece antes de 15 de maio; na Arabia estabelece-se um mez mais tarde do que na Guiné, e na costa de Coromandel 15 ou 20 dias mais tarde do que ao norte de Ceylão.

Deve, porém, notar-se que este desvio dos aliseos só tem logar

na sua parte inferior; n'uma região mais ou menos elevada, segundo a intensidade da monção, observa-se sempre a presença dos aliseos na direcção normal.

A existencia de monções, longe de ser um phenomeno especial a certos paizes, manifesta-se em todo o globo. Qualquer extensão de terra, grande e cercada de mar por todos os lados ou pelo menos na sua maior parte, está sujeita a esta alternativa annual de duas correntes atmosphericas oppostas, com propriedades hygrometricas differentes.

A pressão atmospherica, por causa das variações de temperatura, é geralmente menor no estio do que no inverno sobre os continentes do nosso hemispherio; nos mares dá-se o inverso. D'aqui resulta que, á superficie do solo, no estio sopram ventos do mar e no inverno ventos em sentido contrario.

A nossa peninsula é um paiz de monções, por causa da sua situação e configuração; a passagem de regimen do verão para o de inverno faz-se em outubro e a do de inverno para o de verão em março.

Monções semelhantes, devidas ao Sahara, encontram-se no Mediterraneo, soprando normalmente á costa septentrional da Africa durante a maior parte do anno, com o nome de *ventos etesios* (ἐτέσιαι, vento periodico). Aquelle deserto, coberto na sua maior parte de areia e calhaus, aquece-se fortemente no estio e a sua temperatura media eleva-se a mais de 30° C., ao passo que as aguas do Mediterraneo estão a uma temperatura muito inferior. O ar do deserto, aquecendo-se, sobe do mar para o continente e dá logar a uma aspiração nas regiões inferiores de leste, norte e oeste.

A aspiração de leste e a de oeste têm por effeito desviar para o continente as monções e os aliseos; ao norte produzem-se os ventos etesios.

São também especies de monções as *brisas de terra e de mar*, as *brisas de montanha*, etc. que se observam em todo o globo, embora com menos regularidade do que as monções propriamente dictas.

Ventos nas regiões temperadas. — Como o ar é quente e pouco denso no equador thermico, frio e condensado nas calottas polares, tende a produzir-se uma dupla corrente em cada hemispherio, sendo uma superior do equador para o polo e outra inferior do polo para o equador.

Mas duas circumstancias se oppõem a este movimento.

Em primeiro logar, a rotação da terra tem por effeito desviar para leste as correntes dirigidas para o polo e para oeste as que vão para o equador. Por outro lado, em virtude da convergencia dos meridianos, as correntes vindas do equador vão percorrendo leitos cada vez mais estreitos e uma parte do ar é expulso quando chega às altas latitudes. N'estes canaes fusiformes, o ar deforma-se constantemente á custa da sua força viva; e como, além d'isso, a temperatura vai diminuindo, succede que o contra-aliseo desce cada vez mais, attingindo o solo á latitude de 30° a 35° n'um e n'outro hemispherio, o que dá logar ao maximo annular de pressão que se encontra ao longo d'estes parallelos.

Se a superficie da terra fosse homogenea, estas correntes seriam pouco sensives e cobril-a-iam uniformemente; n'esse caso, os ventos soprariam por toda a parte com a regularidade que se observa nas altas latitudes do hemispherio austral. Mas a influencia da natureza das superficies, a distribuição da terra e dos mares, além de certas causas accidentaes, determinam a *localisação* das correntes em leitos predilectos, havendo entre cada região e as correntes que n'ella influem certas relações que constituem as suas condições climatericas. Ora, sendo a

distribuição geographica differente de um hemispherio para o outro, as perturbações d'ahi resultantes, augmentadas ainda pelo effeito das correntes maritimas, determinam situações differentes nos dois hemispherios, que devem por isso ser estudados separadamente.

Circulação no hemispherio norte. — Quando duas regiões estão a temperaturas differentes, vimos que se estabelecem entre ellas correntes aereas, cujo sentido é regulado pelo principio acima enunciado.

Do desigual aquecimento e arrefecimento dos mares e dos continentes, resultam para a circulação aerea modificações differentes de uma estação para a outra. Suppôr-nos-emos, por exemplo, no inverno.

N'esta estação a temperatura do mar é superior á dos continentes e portanto tende a estabelecer-se uma corrente superior do mar para os continentes e uma corrente inferior em sentido inverso. Esta tendencia torna-se sobretudo notavel na camada de ar sobreposta ás correntes maritimas quentes que tendem a produzir correntes aerias em todas as direcções, por causa da menor temperatura da agua ambiente.

No Atlantico, o ar em contacto com o *Gulf-stream* tende a divergir pela parte superior em todas as direcções. Ora o contra-aliseo, attingindo a superficie do mar e estando animado de uma certa velocidade na direcção N.-E., oppõe-se á corrente de velocidade contraria á sua e, em compensação, favorece a sahida do ar na mesma direcção, formando-se assim uma corrente quente e humida, á qual é devida a amenidade do clima das costas occidentaes da Europa.

Este facto é uma consequencia da posição das correntes

equatoriaes, que seguem particularmente as correntes quentes; e é geral, podendo dizer-se que *nas baixas latitudes, as costas orientaes dos continentes gozam de uma temperatura mais elevada do que as costas occidentaes; nas altas latitudes, pelo contrario, as costas occidentaes são mais quentes do que as orientaes.* É assim que a temperatura do Porto é superior à de Quebec, embora ambas estas cidades estejam á mesma latitude; é o que se dá tambem entre a península de Labrador e as ilhas Britannicas, etc.

A corrente equatorial do Atlantico dirige-se para o norte, ao longo das costas occidentaes da Europa, passando por paralelos progressivamente decrescentes; a sua componente leste augmenta cada vez mais até tomar francamente esta direcção ao norte da Europa. Esta corrente segue até ao extremo oriental da Asia, tomando então o nome de *corrente sueca* ou *transversal* e volta depois para o equador junctamente com o ar vindo das calottas polares, tendo por isso o nome de *corrente polar*.

No seu trajecto a corrente sueca encontra ar frio e secco, a sua humidade condensa-se e precipita-se para alimentar os rios e lagos das regiões do norte da Europa, o que justifica o nome de *condensadores* dado ás regiões polares.

A corrente equatorial torna ferteis as terras que atravessa, ao contrario da corrente polar que as esterilisa. Aos effeitos da corrente polar são devidos os desertos de Gobi e da Mongolia.

Esta situação observa-se algumas vezes. Quasi sempre, porém, uma segunda corrente muito mais larga e importante, chamada *saharica*, se destaca ao norte da Asia, dirigindo-se para as paragens do mar Caspio ou para leste do Mediterraneo e deixando o *traço* da sua passagem impresso nos desertos da Asia central, da Arabia e do Sahara. O circuito formado pelas correntes equa-

torial, sueca e saharica tem o nome de *européo-saharico*, devendo notar-se que, além d'estas, se encontra sempre no extremo oriental da Asia uma segunda corrente, a polar, derivada da transversal e dirigida para o equador.

Existe, pois, no inverno uma zona de ar mais ou menos immovel sobre a Europa e a Asia, cercada por uma corrente quente, rapida e humida a oeste, fria, secca e diffusa a leste.

No Pacifico a corrente quente, denominada *Kuro-siwo*, produz effeitos analogos aos do Gulf-stream no Atlantico.

Originada perto do equador, dirige-se de leste para oeste, enviando n'este percurso uma porção consideravel das suas aguas para o sul. Chegando ás paragens da Nova Hollanda e do archipelago da Malasia, encontra uma barreira discontinua, ao contrario da que a America central oppõe ao Gulf-stream. Uma parte das suas aguas passa entre a Nova Hollanda e as ilhas de Sonda e dirige-se para o Oceano indico; a outra, reflecte-se nas costas de Sumatra e Java, dirige-se para o norte, seguindo ao largo as costas do Japão, onde apresenta um aspecto negro, que a distingue das aguas circumjacentes, o que lhe deu o nome de *Kuro-siwo* (*rio negro*).

N'este trajecto divide-se em dois ramos: um sobe para o norte, seguindo as costas de Kamschatka, passa ao oeste das Aleutinas e penetra no estreito de Behring; é esta corrente que fornece aos habitantes das Aleutinas as madeiras de que se servem para seu uso. O outro ramo, reflecte-se na costa noroeste da America e dirige-se para o sul ao longo da sua costa occidental.

No inverno o ar do mar e sobretudo o que está em contacto com esta corrente, tende a dirigir-se em todos os sentidos. O contra-aliseo, porém, oppondo-se á corrente tendente a diri-

gir-se para o sul, juncta-se em parte á que se dirige para o norte, formando uma corrente equatorial que produz, sobre as costas occidentaes da America, effeitos analogos aos da corrente equatorial do Atlantico sobre as nossas. Deve todavia notar-se que a corrente equatorial do Pacifico é menor do que esta, não só porque no inverno a differença de temperatura entre os continentes e os mares é menor no Pacifico do que no Atlantico, mas tambem porque a temperatura do Kuro-siwo, no seu regresso para o equador, é inferior á do Gulf-stream, por causa da perda de calor que soffreu no seu percurso ao norte.

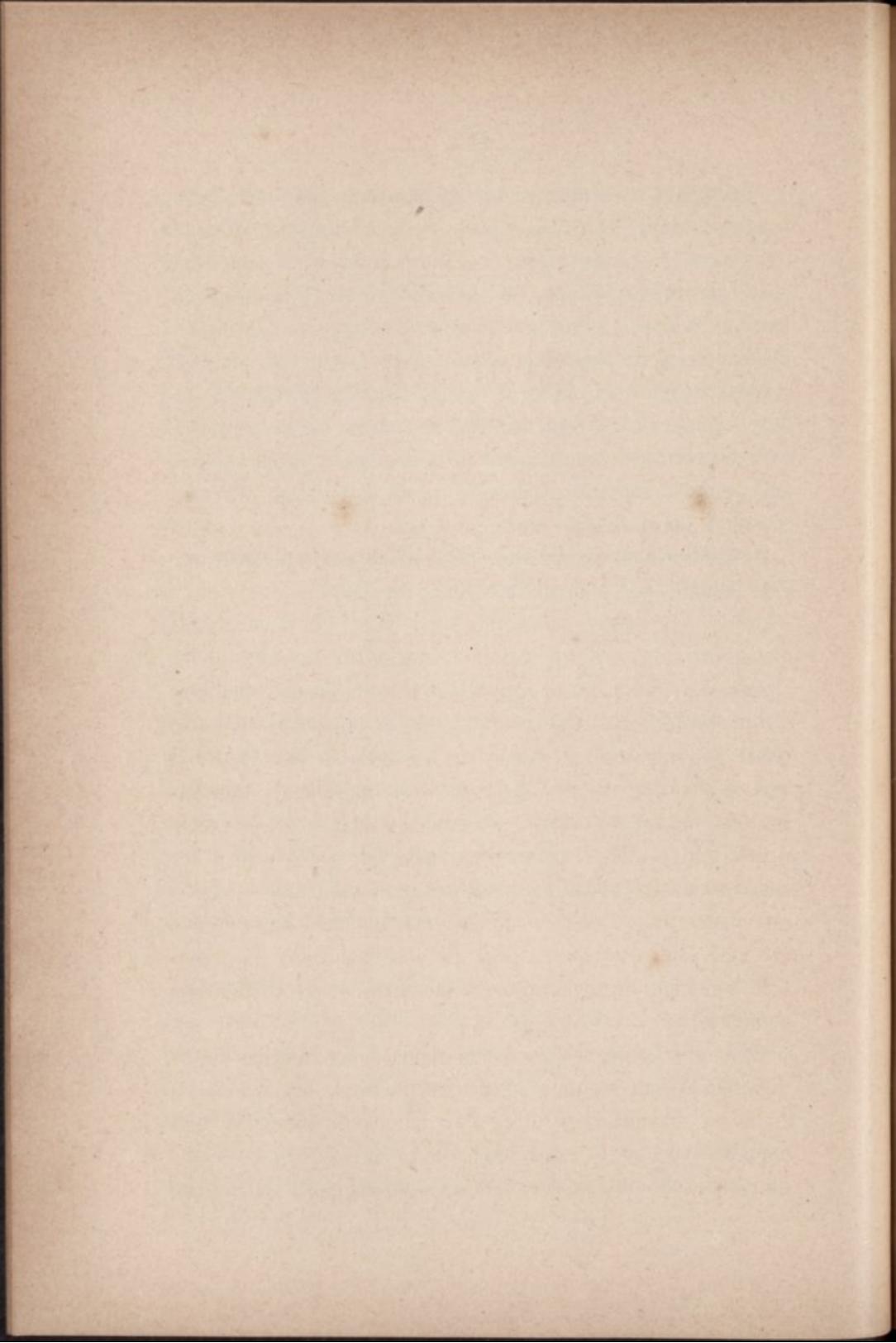
A corrente equatorial do Pacifico, quente e humida, vai lançar o seu vapor, sob a forma de chuva, ao longo das costas occidentaes entre 40° e 60.° de latitude e transpondo as Montanhas Rochosas vai alimentar os rios e lagos do Canadá e do norte dos Estados Unidos, dirigindo-se para a bahia de Hudson, ao mesmo tempo que o seu grau de humidade diminue. Chegando proximo do Atlantico, volta para o equador e contribue consideravelmente para a menor temperatura d'estas costas em relação ás occidentaes da Europa. É esta corrente que se encontra no valle do Mississippi e no golfo do Mexico no estado de vento secco e frio, produzindo n'este ultimo ponto as *nortadas* de que fallam os navegantes.

Circulação no hemispherio sul. — N'este hemispherio estabelecem-se respectivamente, sobre os continentes e sobre os mares, maximos e minimos de temperatura, mas a situação atmosphérica é contraria á precedente, por causa da inversão das estações nos dois hemispherios.

O que, porém, aqui ha de notavel, é a regularidade dos ventos das regiões temperadas. Todas as theorias da circulação

da atmosphaera, desde Maury, concordam em que, se a terra fosse um globo de superficie homogenea, os ventos soprariam durante todo o anno do equador para as regiões polares e vice-versa, com uma regularidade perfeita, não havendo outras correntes além dos dois systemas, polar e equatorial. É o que, com effeito, se observa no hemispherio sul além de 40° de latitude, onde só existem mares, á excepção da extremidade da America do sul e de algumas ilhas. Os marinheiros encontram n'estas paragens um vento soprando regularmente de oeste e que é o contra-aliseo que desceu á superficie, tomando depois a direcção de W.-E. por causa do movimento diurno da terra.

Ao contrario do que se observa no hemispherio norte, é nas altas latitudes que a circulação é mais regular.



CAPITULO II

Peso da atmosphera.—Correcções barometricas.—Variações barometricas.
—Grandes centros de acção da atmosphera. — Influencia da posição dos grandes centros de acção sobre o tempo. — Marés atmosphericas.—Representação da pressão. — Distribuição da pressão media á superficie do globo. — Situações frequentes na Europa.

Peso da atmosphera. —O ar, como todos os corpos collocados á superficie da terra, está sujeito á acção da gravidade e por isso tende a tomar um movimento vertical dirigido para o nadir; mas a superficie do solo oppõe-se a este movimento, transformando-o em pressão que em virtude da fluidez do ar, se exerce igualmente em todos os sentidos, pelo que não podemos ter consciencia d'ella senão por processos indirectos. É esta pressão que determina a ascensão do mercurio no tubo barometrico, até uma altura tal que o peso da columna acima da superficie commum de separação do mercurio e do ar lhe faça equilibrio.

Se a atmosphera estivesse em repouso, as camadas de ar distribuir-se-iam segundo superficies de nivel, em virtude da acção da gravidade; a altura da columna de mercurio teria um peso igual ao de uma columna de ar de base igual á secção interior do tubo barometrico e que se prolongasse até á parte

superior da atmospherica, podendo portanto servir para a determinar. A atmospherica, porém, está geralmente em movimento e então as indicações do barometro não têm um sentido preciso, sobretudo quando os movimentos são violentos; só media de um grande numero de observações pode dar o peso normal da atmospherica, que, ao nivel do mar é egual ao de uma columna de mercurio de 760 millimetros de altura e a 0°.

Correcções barometricas. — A pressão atmospherica avalia-se directamente não pelo peso, mas pela altura da columna barometrica e esta pode variar entre limites muito afastados para a mesma pressão, segundo a temperatura no momento da observação; é preciso, pois, referir as observações a uma temperatura constante e sempre a mesma, para que as alturas determinadas por observadores differentes sejam comparaveis sob este ponto de vista. Mas o emprego do mercurio a uma temperatura constante seria incommodo e embaraçoso; por isso emprega-se á temperatura do meio ambiente e deduz-se da altura então observada, por meio de uma formula conveniente, a que teria se o mercurio estivesse a 0°, temperatura a que se convencionou referir a altura do barometro.

Seja h a altura observada e t a temperatura do mercurio. Se a temperatura do mercurio fosse 0°, a altura da columna h_0 necessaria para fazer equilibrio á mesma pressão seria differente, por causa da differença de densidades.

Sejam respectivamente d e d_0 as densidades do mercurio ás temperaturas t e t_0 ; ter-se-á

$$\frac{h_0}{h} = \frac{d}{d_0}.$$

Designando por v e v_0 os volumes da mesma massa de mercúrio ás temperaturas t e t_0 , tem-se

$$\frac{d}{d_0} = \frac{v_0}{v} = \frac{1}{1 + \alpha t},$$

sendo α o coefficiente de dilatação absoluto do mercúrio, virá

$$h_0 = \frac{h}{1 + \alpha t}.$$

Por esta formula obtem-se a altura da columna barometrica a 0° quando se conhece a altura a t com exactidão sufficiente se esta é lida directamente por meio do cathetometro, como no barometro normal.

Geralmente, porém, o tubo tem uma escala em millimetros gravada á temperatura de 0° ; cada divisão só vale um millimetro a esta temperatura e as indicações dadas por ella só são verdadeiras quando a temperatura ambiente é de 0° , visto que os coefficientes de dilatação da escala e do mercúrio são differentes. É necessario, pois, ainda outra correcção quando as leituras são assim feitas.

Seja então H_0 a altura observada quando a escala está a 0° ; ter-se-á

$$H_0 = h_0 (1 + kt) = h \frac{1 + kt}{1 + \alpha t}$$

sendo k o coefficiente de dilatação linear da escala barometrica.

Esta formula exacta pode substituir-se por outra sufficientemente approximada e mais commoda que convém usar, visto que nenhuma vantagem real resulta do emprego de determinações barometricas muito rigorosas porque ha n'ellas certos erros inevitaveis que tornam illusorio todo o rigor, além de certos limites. Ajuntando e subtrahindo ao numerador a quantidade αt , teremos

$$H_0 = h \frac{1 + \alpha t - \alpha t + kt}{1 + \alpha t} = h - \frac{h(\alpha - k)t}{1 + \alpha t}.$$

Desprezando no denominador d'esta fracção a quantidade αt , muito pequena em relação á unidade, vem

$$H_0 = h - h(\alpha - k)t.$$

Logo, para obter a *altura reduzida* a 0° basta subtrahir da altura observada h o producto d'esta altura por um factor proporcional a t . Por meio de umas taboas de dupla entrada, tendo na primeira linha horizontal as temperaturas e na primeira columna as alturas, pode obter-se immediatamente o valor do termo de correcção.

Como a columna barometrica faz equilibrio á pressão atmospherica, isto é, ao peso de uma columna de ar de base igual á secção interior do tubo do barometro e de altura igual á da atmospherica, a sua altura em cada logar diminue quando a latitude augmenta e é maior nos valles do que no vertice das montanhas,

o que Pascal pôz em evidencia pela celebre experiencia do Puy-de-Dôme.

As observações feitas a alturas diferentes não são portanto comparaveis e é preciso reduzil-as a uma altura fixa, que se convencionou ser o nivel do mar.

A differença das alturas do barometro, em dois pontos da mesma vertical, corresponde evidentemente á columna barometrica que faz equilibrio á parte da columna de ar comprehendida entre elles; de modo que, se a densidade do ar fosse constante, o problema do *nivelamento barometrico* seria resolvido immediatamente, porque as alturas das columnas de ar e de mercurio, acima da superficie commum de separação, seriam inversamente proporcionaes ás suas densidades.

Esta lei não pode, porém, applicar-se senão na visinhança do solo, em virtude da diminuição que a densidade do ar experimenta com o augmento da altitude e das suas variações com a temperatura, estado hygrometrico, etc.

As formulas de Laplace, Bessel, Babinet, etc., por meio dos quaes se podem reduzir as alturas barometricas a uma camada invariavel, são pouco commodas e os seus resultados não são rigorosos; por isso os meteorologistas empregam uma formula mais simples que, embora menos exacta do que aquellas, é comtudo sufficiente na pratica.

Supponhamos que a altitude do logar é inferior a 300 metros e que na camada de ar, comprehendida entre o logar de observação e o nivel do mar, a temperatura é constante e a pressão cresce em progressão arithmetica. Seja h a altura reduzida no logar, H a que seria observada no mesmo instante ao nivel do mar e D a densidade do mercurio a 0° . Suppondo a secção interior do tubo igual á unidade, o peso $(H - h)D$ é igual ao de uma columna de ar tendo por altura a altitude a do logar e

cuja densidade é por hypothese

$$d = \frac{d' + d''}{2},$$

sendo d' e d'' respectivamente as densidades do ar ao nível do mar e á altitude a . Ter-se-á:

$$(H - h)D = \frac{a(d' + d'')}{2} \dots \dots \dots (1)$$

e como, á mesma temperatura, as densidades são directamente proporcionaes aos pesos, tem-se

$$\frac{d'}{d''} = \frac{H}{h}$$

d'onde

$$\frac{d' + d''}{d'} = \frac{H + h}{H}$$

Substituindo $d' + d''$ em (1) vem

$$\frac{H - h}{H + h} = \frac{2HD}{ad'}$$

Ora sabe-se que, designando por t a temperatura constante

do ar desde o nivel do mar até á altitude a , é

$$d' = 1,001293 \frac{H}{160} \frac{1}{1 + \alpha t};$$

portanto

$$\frac{H-h}{H+h} = a \frac{0,001293}{2 \times 760 \times D} \frac{1}{1 + \alpha t} = \frac{a}{15980} \frac{1}{1 + \alpha t}.$$

Desprezando n'esta formula a quantidade αt e substituindo 15980 por 16000, o que em parte compensa o erro, virá

$$\frac{H-h}{H+h} = \frac{a}{16000}$$

d'onde

$$\frac{H}{h} = \frac{16000 + a}{16000 - a}.$$

É esta a formula ordinariamente usada, comquanto seja menos rigorosa do que a de Laplace.

Attendendo ao modo como varia a densidade das differentes camadas atmosfericas sobrepostas, é facil vêr que da propria constituição da atmospherá resultam erros inevitaveis na determinação da pressão pelo barometro.

Com effeito, a densidade do ar diminue bastante rapidamente com a altitude, de modo que a 8 kilometros de altura já se tem transposto pouco mais ou menos dois terços da massa atmo-

spherica; é, pois, o ar das camadas inferiores que principalmente exerce pressão sobre o solo.

Ora, muitas vezes e principalmente quando sopra um vento regular, as camadas inferiores da atmosphera *moldam* a superficie do solo. Assim, o vento subindo ao vertice de uma montanha não segue depois a horizontal, mas desce ao longo da vertente opposta, *moldando* a sua superficie.

D'este modo, a pressão observada no vertice da montanha é superior á obtida subtrahindo da pressão ao nivel do mar o peso da columna de ar comprehendido entre as duas estações.

A correcção de altitude por qualquer das formulas mencionadas não é, pois, exacta. Se toda a atmosphera tomasse o relevo do solo e a sua densidade fosse constante, não se deveria fazer correcção de altitude; mas estas condições só se realisam, ainda assim approximadamente, nas camadas inferiores. A correcção de altitude deve portanto referir-se não a toda a differença de altura entre as duas estações, mas sómente a uma parte.

Estas considerações mostram que os erros provenientes da altitude são inevitaveis; nenhuma vantagem ha, portanto, no emprego de formulas extremamente rigorosas para a correcção da altitude. É por isso que não tratamos aqui da correcção relativa á capillaridade, que é inferior aos erros de observação.

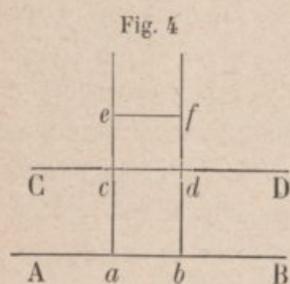
Variações barometricas. — Se o ar estivesse em repouso, a pressão barometrica seria constante para cada lugar e regida unicamente pelas leis da gravidade; mas as contracções e dilatações, que se passam no seio da atmosphera, modificam o peso da columna de ar situado acima de um lugar e produzem variações na altura da columna barometrica.

Supponhamos que, em consequencia de uma elevação de

temperatura, se produz uma dilatação na massa de um gaz contido n'um recipiente. Se as paredes d'este forem elasticas, dilatar-se-ão até que a sua tensão seja igual á do gaz ambiente. Ora como na atmospherá, o volume de ar é limitado em baixo pela superficie do solo e a tensão tem logar egualmente em todos os sentidos, a pressão barometrica elevar-se-á no primeiro momento do aquecimento, ao mesmo tempo que as camadas lateraes e superiores á região aquecida tenderão a afastar-se até que a sua tensão seja igual á da atmospherá ambiente.

Esta dilatação do ar na região considerada não se produz, porém, uniformemente em todos os sentidos. Como nas regiões superiores a tensão do ar é menor do que nas lateraes, é principalmente alli que se forma uma tumefacção, originando-se assim uma especie de declives ao longo dos quaes o ar se dirige para as regiões em que a pressão é menor.

Seja AB a superficie terrestre e CD o limite superior da



atmosphera, que podemos suppôr plano. Considere-se uma columna de de ar illimitada no sentido vertical, de paredes resistentes e eleve-se a sua temperatura: se a superficie cd não cedesse, ab supportaria uma pressão igual ao peso da columna de ar, como antes da elevação de tempe-

ratura, juntamente com a pressão resultante da dilatação e o mercurio elevar-se-ia no tubo barometrico. Mas, se a superficie cd cede livremente, o nivel superior do ar sobe até ef e a pressão exercida em ab seria a mesma que primitivamente, pelo ser tambem o trabalho do calor. Ora, se as paredes lateraes ce e df desaparecem, todo o gaz contido em $cdef$ dirige-se para as regiões não dilatadas, dando logar a uma corrente superior,

como dissemos quando tratámos da formação dos ventos; e a superfície *ab* supporta uma pressão igual á differença entre o peso da columna primitiva e o do ar expulso.

Se uma quantidade consideravel de vapor aquoso se forma n'um dado momento, embora a superficie *cd* se eleve, a pressão augmenta enquanto não sahir da columna *cdef* todo o ar n'ella contido; mas em seguida a pressão baixa e torna-se inferior ao valor antes da dilatação, porque a densidade d'este ar aquecido é então menor.

Vê-se, pois, que uma dilatação no seio da atmosphaera produz uma depressão barometrica nas regiões situadas abaixo e, pelo contrario, uma elevação nas regiões visinhas.

A dilatação da atmosphaera depende da quantidade de calor absorvido pelo ar e principalmente pelo vapor aquoso; de modo que o maximo e o minimo barometricos dependem não só do calor solar, como da quantidade de vapor aquoso atmospherico. Ora, sendo o vapor aquoso produzido principalmente pelo calor do solo, que está sempre em atrazo relativamente ao calor solar, o maximo de dilatação do ar, devido ao do vapor, produzir-se-á depois do maximo de dilatação proveniente do calor absorvido pelo ar secco; haverá portanto em cada dia e em cada anno dois maximos e dois minimos, cujas epochas variarão de uns logares para os outros, visto que dependem dos modos de combinação dos effeitos do ar secco e do vapor de agua.

Em cada dia e em cada anno produz-se assim uma *dupla oscillação barometrica*, cuja amplitude é maior em pleno mar do que nos continentes.

A hora, em que se produzem estes maximos ou minimos, varia no mesmo logar segundo o estado da atmosphaera; tem-se, porém, determinado para alguns logares, observando as horas em que elles produzem durante um certo numero de dias. Tomando a

media arithmetica d'essas horas, obtem-se um valor em volta do qual oscilla a hora verdadeira. Assim, em Coimbra o 1.º maximo barometrico tem logar ás 9 horas da manhã e o 2.º ás 9 da noite.

É por um processo analogo que se obtem a *altura barometrica media* a uma certa hora, ao meio dia por exemplo. Sommando todas as alturas barometricas observadas durante um certo numero de dias á mesma hora e dividindo a somma pelo numero de dias obtêm-se as *medias horarias*. Com as leituras nas differentes horas de cada dia, obtem-se as *medias diarias*; com estas as *medias mensaes*, que dão as *annuaes*. Os valores, dados por estas, differem sempre muito dos observados, porque estes dependem de causas accidentaes, que as medias não podem traduzir. A differença entre este estado regular e o estado de cada dia é devido a phenomenos dynamicos cuja causa immediata é ainda desconhecida, mas cuja origem se encontra na repartição geral do calor e do vapor de agua, nas desigualdades do movimento das correntes da atmosphaera e nas anomalias thermicas.

Os resultados indicados por este methodo são sempre uma abstracção e pode dizer-se, de um modo geral, que o seu interesse é mediocre.

Grandes centros de acção da atmosphaera. — Durante o inverno o solo, mais frio do que o ar, absorve a humidade atmospherica por capillaridade e a irradiacção do solo torna-se cada vez mais activa. Por outro lado, as zonas de ar que occupam os continentes não recebem humidade do exterior. Na Europa, por exemplo, a zona continental envia pela sua parte inferior correntes de ar para o Atlantico e recebe pela parte superior ar dos cirrus, que é frio e secco. Resulta d'aqui que no inverno o

ar dos continentes se torna cada vez mais frio e secco e a pressão barometrica augmenta, de modo que os continentes são n'esta estação cobertos por *areas de alta pressão*, ao contrario dos mares e principalmente das correntes maritimas, onde existem *areas de baixa pressão*.

No verão dá-se o phenomeno inverso. Como os continentes são mais quentes do que os mares, é sobre estes que se estabelecem as altas pressões, emquanto que aquelles são occupados por zonas de baixa pressão.

Esta mudança de posição das areas de alta pressão é acompanhada de modificações meteorologicas importantes.

A corrente superior, no nosso continente, dirige-se para o Pacifico por causa do movimento diurno da terra, ao mesmo tempo que, do lado de oeste, uma corrente humida se dirige do Atlantico para o interior das terras; assim, o ar continental possui, por causa da sua humidade, propriedades muito differentes das que possuia na situação precedente. Deve, porém, notar-se que esta differença de pressão entre os continentes e os mares não é no verão tão grande como no inverno, não só porque a differença de temperatura entre as terras e os mares é menor, mas ainda porque o vapor aquoso, em vez de actuar, como no inverno, no mesmo sentido em que a differença de temperatura, actua em sentido inverso.

As areas de altas e de baixas pressões têm grande importancia na circulação da atmospherica e nas condições meteorologicas das regiões que lhe estão subordinadas, pelo que Teisserenc de Bort as denominou *grandes centros de acção da atmospherica*.

Nas regiões intertropicaes, em pleno oceano e mais particularmente nas altas latitudes do hemispherio sul, a pressão é sensivelmente a mesma durante todo o anno e depende apenas das oscillações do equador thermico. Nas regiões temperadas

do nosso hemispherio, a desigual temperatura dos mares e dos continentes produz modificações profundas na circulação atmospherica e variações continuas na posição dos grandes centros de acção.

A relação entre a distribuição da temperatura e da pressão é dada pelas leis empiricas seguintes:

1.º *Quando uma região de uma certa extensão apresenta um maximo de temperatura, absoluta ou relativamente á dos pontos do mesmo paralelo, ha tendencia para n'ella se formar um minimo de pressão; esta tendencia manifesta-se pela existencia de um minimo fechado ou pela inflexão das isobaricas;*

2.º *Os maximos barometricos, pontos onde o ar é divergente, tendem a estabelecer-se de preferencia na visinhança das regiões onde a temperatura é menor, absoluta ou relativamente á latitude;*

3.º *Quando, n'uma região, a temperatura media é superior á dos pontos visinhos situados de um e de outro lado do mesmo paralelo, a sua pressão media é inferior á media das pressões n'esses pontos. Esta relação é sensivelmente verdadeira quando a distancia dos pontos de comparação não é superior a 60.º*

É assim que, de inverno, a pressão augmenta ordinariamente das costas para o interior dos continentes, visto que a temperatura é maior nas costas do que no interior.

Influencia da posição dos grandes centros de acção sobre o tempo. — Os raios solares atravessam facilmente o ar secco e vão aquecer o solo, o qual em compensação perde facilmente o seu calor, por irradiação. Pelo contrario, o ar humido absorve uma porção consideravel do calor solar, mas protege o solo contra o arrefecimento por irradiação. Resulta d'aqui que as correntes

equatoriaes funcionam como verdadeiros moderadores, relativamente ao calor solar e lançam agua meteorica nas terras que atravessam, produzindo effeitos beneficos sobre a vegetação; as correntes polares, pelo contrario, produzem differenças consideraveis entre as temperaturas da noite e do dia e pela falta de humidade são improprias para a vegetação, dando logar a desertos, como dissemos.

Pela mesma razão, no centro da Europa e da Asia no inverno as temperaturas diurna e nocturna são extremas, a nebulosidade pouco consideravel e as chuvas pouco abundantes, como se observa geralmente na Russia e na Siberia. Nos paizes de baixas pressões, pelo contrario, a temperatura é mais fixa, o céu muito nublado e as chuvas frequentes, como se observa entre nós e principalmente nas ilhas Britannicas.

No verão a grande humidade que o ar em geral possui, faz com que as oscillações da temperatura diurna e nocturna sejam menores, as chuvas mais ou menos frequentes e as colheitas abundantes.

Mas nem sempre tem logar a coincidencia entre os centros de acção do globo e os da atmosphaera, o que torna indispensavel a distincção entre uns e outros.

Quando esta coincidencia se dá, as estações são *regulares*, nas regiões que estão sob a sua influencia.

Mas acontece ás vezes que, por causas ainda desconhecidas, a Europa, por exemplo, é occupada no estio por uma zona de altas pressões e o Atlantico por baixas pressões, o que produz alterações profundas no seu clima. O estio é então muito quente e muito secco, porque sendo os dias maiores do que as noites, o calor solar concentrado no solo durante a insolação excede consideravelmente o perdido pela irradiação nocturna; as chuvas faltarão completamente e as colheitas serão escaças. Nos paizes

dominados pela corrente equatorial, onde então reinam as baixas pressões, o estio será frio e chuvoso, por ser a temperatura pouco differente da do inverno.

N'estas circumstancias, as correntes, que ordinariamente se estabelecem entre o maximo e o minimo de temperatura, estabelecem-se agora entre as areas de altas e de baixas pressões; e assim devia ser, visto que a causa immediata d'essas correntes é a differença de pressão e não a de temperatura. Portanto o principio dynamico, que regula estas correntes, deve antes enunciar-se d'este modo: *Se em regiões proximas a pressão atmosphérica é differente, estabelece-se uma corrente inferior do maximo para o minimo; e outra superior, dirigida em sentido inverso.*

Marés atmosphéricas. — As oscillações barometricas diarias, pelo seu character periodico, têm sido attribuidas por alguns á attracção lunisolar, que deve, com effeito, produzir marés atmosphéricas similhantes ás oceanicas; mas isto não é sufficiente para que seja permittido attribuil-as á mesma causa.

Com effeito, as marés oceanicas, sendo devidas á attracção lunisolar e principalmente á influencia da lua, são sensivelmente synchronicas em cada logar com a passagem do nosso satellite pelo meridiano respectivo. E, como esta passagem se atraza em cada dia pouco mais ou menos 50 minutos, as marés oceanicas atrasam-se egualmente e produzem-se successivamente a todas as horas; o barometro, pelo contrario, soffre quotidianamente uma dupla oscillação, que se manifesta nas medias, á mesma hora e oscilla entre instantes pouco afastados, dependentes da estação e da situação geographica.

O fluxo e refluxo dos mares propaga-se do equador para os polos, gastando quasi dia e meio para chegar ás costas da Europa; as oscillações do barometro, dependendo da posição do sol, pro-

duzem-se sensivelmente á mesma hora em todos os pontos do mesmo meridiano.

Todavia o phenomeno das marés atmosphericas é incontestavel, ainda que não se reconheça por meios directos.

Se a attracção lunisolar produz, sobre massas tão pesadas como as do oceano, os effeitos das marés, como se pode admittir que um fluido tão leve como o ar não lhe sinta os effeitos e não lhe obedeça? É verdade que, sendo a attracção proporcional ás massas e o ar proximamente 772 vezes menos denso do que a agua, deve por esta razão ser menos attrahido; esta menor attracção, porém, é compensada em parte pelo menor peso do ar relativamente ao da agua; portanto isto é uma questão apenas de quantidade e não implica de modo nenhum a ausencia de marés.

É facil, porém, vêr-se que o barometro não pode accusar estas variações.

Trace-se, com effeito, pelo centro da terra a resultante das acções que o sol e a lua exercem sobre ella e considere-se o hemispherio voltado para os dois astros, visto que os phenomenos no outro são symetricos dos observados n'este. Supponhamos a terra envolvida por uma camada de ar muito tenue, de densidade e tensão constante. Em virtude da attracção lunisolar produz-se do lado do planeta uma intumescencia, cujo vertice estará na linha que segue a direcção da resultante; esta intumescencia irá decrescendo desde este vertice até ao circulo de depressão maxima, limite do hemispherio considerado, porque as componentes verticaes da attracção lunisolar, sendo oppostas á gravidade, diminuem a pressão que esta exerce sobre a camada de ar; esta deve, pois, augmentar de velocidade ou de espessura em todos os pontos proporcionalmente á energia d'estas componentes. Portanto, a camada de ar considerada occupará um vo-

lume differente, a pressão ou tensão será differente da primeira, mas será a mesma em todos os pontos da massa atmospherica no hemispherio considerado, tanto na intumescencia como no limite do hemispherio, em consequencia do principio de egualdade de pressão.

Considere-se uma segunda camada sobreposta á primeira. Qualquer que seja a deformação d'esta nova camada, a sua tensão será ainda a mesma em todos os pontos da sua massa; e assim successivamente para todas as outras camadas. Assim, a pressão total, somma d'estas tensões parciaes, é constante qualquer que seja o volume da maré atmospherica e não pode fazer accusar ao barometro n'um ponto uma pressão differente da que accusa em todos os outros da superficie terrestre.

A lua, além do movimento em volta da terra, tem um movimento de declinação. Em cada 28 dias proxicamente descreve uma dupla oscillação, cuja amplitude é de quasi 40°, perpendicularmente ao plano da ecliptica e desloca ao mesmo tempo toda a atmospherica, que executa portanto uma oscillação correspondente, variavel de uns pontos para os outros com a pressão barometrica.

Representação da pressão. — Para estudar a distribuição das pressões n'uma região, os meteorologistas traçam nas cartas geographicas linhas passando pelos pontos de egual pressão, depois de reduzida ao nivel do mar, ás quaes dão o nome de *isobaricas* (ἴσος, egual; βάρος, peso) ou *isobarometricas* (ἴσος, egual; βάρος, peso; μέτρον, medida). Entre estas linhas existe uma certa differença de pressão, um millimetro, por exemplo, de modo que o exame da carta mostra a variação de pressão perpendicularmente ás isobaricas, isto é, no sentido do *gradiente*. Se estas são afastadas,

a pressão é uniforme em grandes extensões, mas, se são muito próximas, a pressão varia rapidamente no sentido do gradiente.

Se o ar está em repouso, uma diferença de pressão entre dois pontos estabelece uma especie de declive segundo o qual o ar se move. Supponhamos, porém, que, existindo essa diferença de pressão, o ar se põe em movimento, impellido por uma causa extranha. O movimento effectivo do ar não tem agora logar no sentido do gradiente; segue a resultante da velocidade n'este sentido, de que estava animado, e da velocidade devida a essa causa extranha. É a pressão correspondente a esta resultante que é indicada pelo barometro; de sorte que, quando o ar está em movimento, as observações do barometro não dão a pressão *verdadeira*.

A experiencia mostra que, não havendo variação de secção, o escoamento de um fluido n'uma direcção qualquer produz uma diminuição de pressão n'essa mesma direcção. Com effeito, mergulhando na agua tranquilla um tubo em U, de ramos deseguaes e abertos, conservando-se o menor inteiramente mergulhado, o nivel no tubo maior é o mesmo que no exterior; se, porém, o liquido está animado de movimento, o nivel interior desce tanto mais, quanto mais rapida é a corrente, embora a pressão seja a mesma no exterior e no interior.

A hypothese da fluidez perfeita dos liquidos segundo, a qual a resultante das acções do liquido sobre cada elemento de superficie é normal e independente da sua orientação, é permittida quando os liquidos estão em equilibrio.

Em hydrodynamica, porém, essa hypothese é insufficiente. Quando os liquidos estão em movimento existe sempre uma componente tangencial variavel com a velocidade de que está animada. O principio fundamental das pressões deixa então de ser verdadeiro e portanto o nivel no interior do tubo não

deve ser o mesmo que no interior do tubo, como mostra a observação.

Nas areas de alta pressão, as isobaricas dispõem-se segundo curvas fechadas, mais ou menos parallelas e concentricas, affectando por isso uma apparencia similhante, mas inversa, da que apresentam as dos cyclones, pelo que a estas areas se dá tambem o nome de *anticyclones*.

Estes phenomenos, porém, nada têm de cyclonico. Com effeito, os cyclones têm um movimento de translação rapido, ao contrario dos anticyclones que se movem muito lentamente, podendo até conservar-se immoveis durante muito tempo, como se observou em 1881, em que o anticyclone da Europa permaneceu no mesmo logar 91 dias. Além d'isso, o movimento observado é uma especie de oscillação em volta da sua posição media e não é por este movimento que passam do mar para os continentes, ou vice-versa. Os anticyclones formam-se *in situ*, modificando-se com a temperatura até desaparecerem, constituindo-se ao mesmo tempo n'outro logar. Nos cyclones os ventos são violentos, pelo menos em parte do seu contorno, enquanto que nos anticyclones são relativamente brandos e de direcção variavel.

Os minimos de pressão têm tambem uma representação analoga, mas a pressão diminue na direcção centripeta, do mesmo modo que nos cyclones.

Distribuição da pressão media á superficie do globo. — A variação da pressão barometrica com a latitude é analoga nos dois hemispherios. Considerando o phenomeno de um modo geral, observa-se:

- 1.º Uma zona de baixas pressões, no equador thermico;

2.º Duas zonas de altas pressões, entre 30º e 35º de latitude norte e sul;

3.º Duas zonas de baixas pressões, a 55º norte e sul;

4.º Uma elevação lenta de pressão, a partir d'esta latitude até aos polos.

Estas zonas variam com as oscillações do equador thermico e seguem portanto o movimento de declinação do sol.

As desigualdades de temperatura, nos pontos do mesmo parallelo, dão tambem logar á formação de maximos e minimos de pressão, como se viu.

Os principaes centros de acção da atmosphaera são: o equador thermico; os maximos barometricos, d'onde partem os aliseos, situados de 30º a 35º graus de latitude; e os maximos e minimos barometricos que occupam os mares e os continentes situados á mesma latitude, variando, em geral, a sua posição relativa com a temperatura.

Situações frequentes na Europa.— A area de altas pressões da Europa encontra-se frequentemente dividida em duas, das quaes, uma occupa o golfo de Gasconha, estendendo-se ás vezes até ao norte das ilhas Britanicas; outra acha-se situada sobre a Russia; entre ellas movem-se baixas pressões, que se ligam ás da corrente equatorial. Algumas d'estas baixas pressões atravessam a França, da Mancha ou do mar do Norte ao Mediterraneo; outras, partindo do Baltico, dirigem-se para o Adriatico. Ás vezes, esta derivação faz-se no Oceano glacial Arctico e atravessa a Europa, passando pela nossa peninsula.

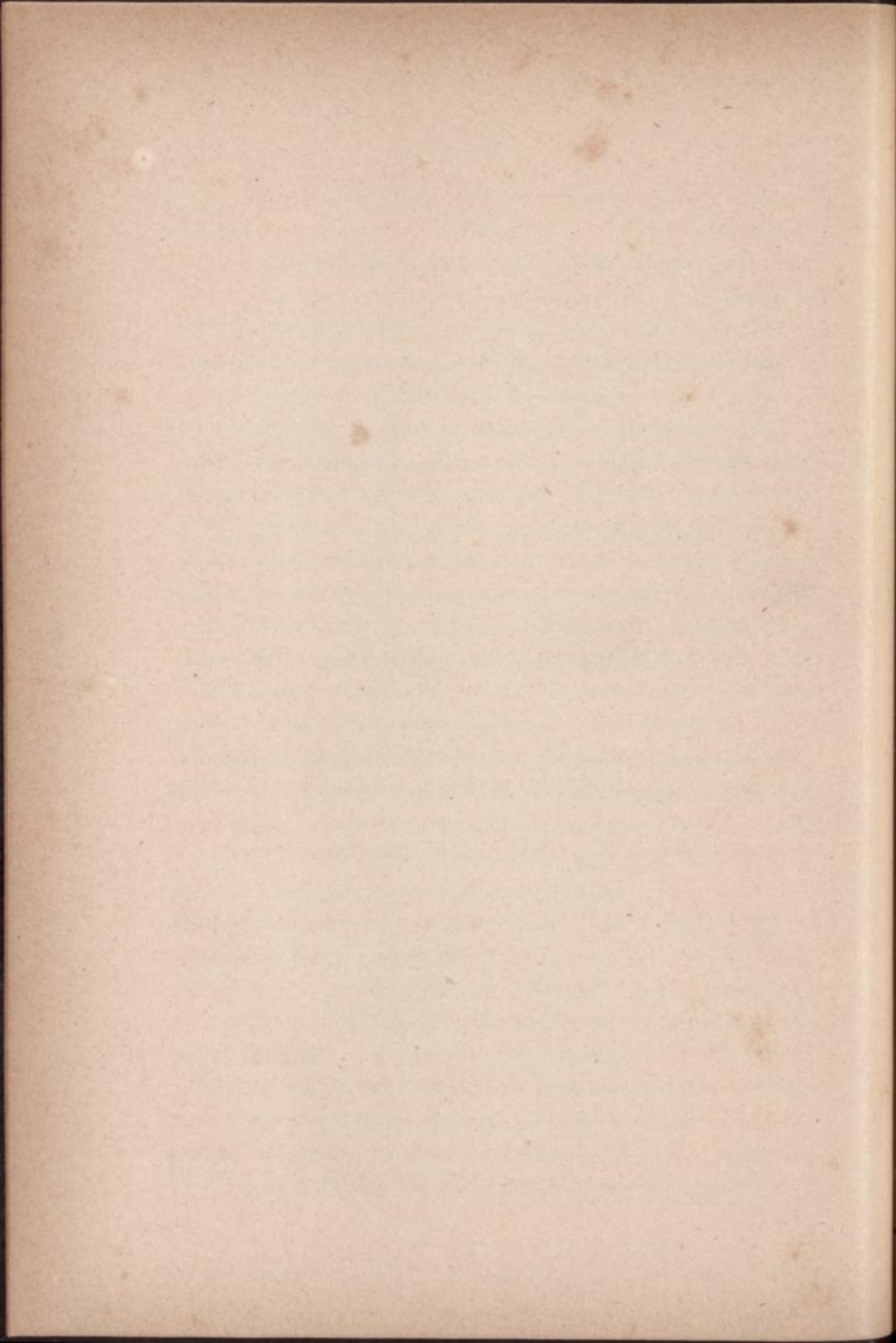
No inverno, quando estas baixas pressões derivam do Atlantico ou de pontos pouco afastados e encontram ar frio e secco, produzem chuva e neve pouco persistente, porque a presença d'este diaphragma de ar humido aquece o ar e modera o arrefe-

cimento nocturno. Mas, se derivam das regiões polares, o ar frio e secco juncta os seus effeitos aos do ar já frio, que os ventos atravessam, produzindo-se grandes abaixamentos de temperatura.

No verão estas baixas pressões produzem um certo abaixamento de temperatura e chuva fria e muito fina, como devia ser, visto que provêm de um ar pouco humido.

Na primavera e no outomno estas baixas pressões vindas do do norte, pela mistura do ar frio com o ar quente que encontram, produzem os aguaceiros intermitentes e frios característicos. É a esta situação que Teisserenc de Bort dá o nome de *typo de coador*, porque a zona comprehendida entre as altas pressões oceanicas e as da Russia fôrma uma especie de coador occupado por depressões barometricas.

Uma situação analogá se produz ás vezes, com baixas pressões vindas do sul ou sudoeste; e então o seu ar quente e humido, encontrando ar mais frio, produz no inverno chuvas e neves pouco persistentes, no verão, trovoadas, tornando a atmospherá pesada e muito quente.



CAPITULO III

Cyclones. — Movimentos turbilhonares nas regiões temperadas. Furacões. Tufões, etc. — Theorias dos movimentos turbilhonares. — Efeitos dos movimentos turbilhonares. — Circumstancias que favorecem a producção dos turbilhões. — Turbilhões secundarios.

Cyclones. — Os *cyclones* (κυκλώω, rodear) são constituídos por massas consideraveis de ar, animado de um movimento de rotação rapido em volta de um eixo proximamente vertical, semelhantes por muitos caracteres aos turbilhões, que se formam nos rios pelo contacto de filetes de agua animados de velocidades differentes. Originam-se sempre na região dos aliseos e não se produzem indifferentemente em qualquer epoca do anno.

Raros até á latitude de 6°, os cyclones produzem-se de preferencia nas regiões em que sopram monções, nas epocas da mudança de direcção d'estas.

As regiões mais ameaçadas por estes vendavaes são, pois, as costas das Antilhas, o mar da Arabia, o golfo de Bengala, os mares da China e uma parte do Pacifico visinho. No hemispherio norte, a falta de cyclones no resto do Oceano coincide com a ausencia de monções; no hemispherio sul, formam-se geralmente proximo das ilhas de Madagascar, Mauricia e Reunião.

Nas Antilhas observam-se ha perto de dois seculos os cyclones, que se distribuiram do modo seguinte: em junho, 2; em julho, 7; em agosto, 26; em setembro, 23; e em outubro, 16. Bridet contou no hemispherio austral durante 39 annos: em janeiro, 9 cyclones; em fevereiro, 14; em março, 10; em abril, 8; em maio, 4; em junho, 1; em setembro, 1; em outubro, 1; em novembro 4; e em dezembro, 4.

Estes meteoros não são estacionarios; formados nas baixas latitudes, afastam-se geralmente do equador animados de grande velocidade, devastando tudo o que se oppõe á sua passagem.

No hemispherio norte caminham primeiramente para oeste, declinando cada vez mais para o norte, até um limite mais septentrional no verão do que no inverno, mas situado sempre a uma latitude variavel, segundo a região de formação da tempestade. N'este limite toma francamente a direcção S.-N. e dirige-se depois para E., inclinando sempre para o polo. No seu trajecto o cyclone alarga cada vez mais, a velocidade de translação cresce e a de rotação do vento diminue; os seus caracteres vão desapparecendo, tomando nas regiões temperadas aspectos diversos.

O centro do cyclone descreve uma especie de parabola, de concavidade voltada para E., sendo menor o ramo proximo do equador. Em certos casos, porém, este ramo da parabola não existe e o cyclone caminha para E. desde a sua formação. No hemispherio sul a marcha de cyclones é analoga.

O movimento de rotação no hemispherio norte tem lugar em sentido contrario ao movimento das agulhas de um relógio, isto é, n'este hemispherio o movimento de rotação do vento é *sinistrorsum*, ou *inverso*; no hemispherio sul, é *dextrorsum*, ou *directo*.

Toda a differença na pressão atmospherica é uma causa de movimento, que é necessariamente tanto mais violento quanto

maior é o gradiente. Ora, determinando as isobaricas em toda a região abrangida por um cyclone, nota-se que estas linhas são sensivelmente circulos concentricos, aos quaes as flechas do vento são em geral tangentes e não centripetas, como queriam os antigos meteorologistas. Esta direcção do vento, perpendicular ao gradiente e não no sentido d'este, observa-se mais particularmente nas altas regiões, pelo movimento dos cirrus, do que á superficie do solo, onde os obstaculos fazem desviar algumas flechas e dirigil-as para o centro, como se observa nas cartas synopticas de Redfield.

Piddington, reconhecendo o caracter cyclonico dos ventos, estabeleceu uma lei, conhecida pelo seu nome, destinada a indicar aos marinheiros a sua posição em relação ao centro do cyclone, que se enuncia do modo seguinte: *volta-se a face ao vento e estende-se o braço direito no hemispherio norte, o braço esquerdo no hemispherio sul; o centro está na direcção do braço estendido.*

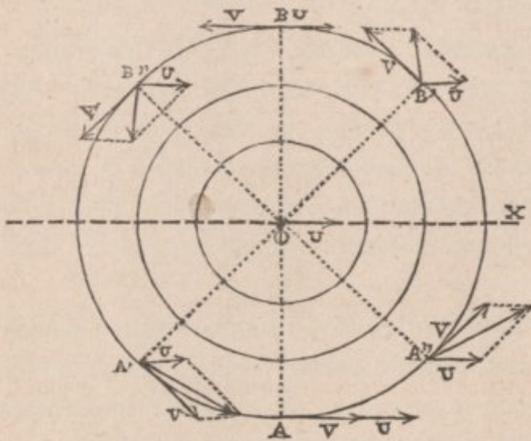
A velocidade de rotação do vento é maxima a uma pequena distancia do centro do cyclone, e annulla-se bruscamente n'esta região, a partir da qual se encontra, até ao centro, uma calma quasi completa, interrompida ás vezes por violentas lufadas de vento de direcção variavel, ao mesmo tempo que a pressão é minima; assim, nas cartas synopticas não ha isobaricas n'esta zona. A partir das primeiras isobaricas interiores, a velocidade do vento diminue até ao exterior, ao mesmo tempo que a pressão cresce cada vez menos rapidamente, isto é, o gradiente torna-se cada vez menor. Logo a velocidade do vento em volta de um cyclone varia com o declive atmospherico, sendo tanto maior quanto mais proximas estão as isobaricas.

As observações em numero sufficiente permitem determinar nas regiões intertropicaes, isto é, emquanto o meteoro é um

cyclone propriamente dicto, o circuito completo em volta do centro; quando, porém, passa para as regiões temperadas, sobretudo além de 40° de latitude, não se pode em geral determinar senão a parte do turbilhão voltada para o equador, o que é devido á acção reciproca da velocidade de rotação do vento e de translação do cyclone.

Com effeito, considere-se n'um cyclone uma secção perpendicular ao eixo. Seja OX a trajetoria do centro e u a velocidade

Fig. 5



de translação do centro do cyclone; e designe-se por v a velocidade de rotação n'uma das isobaricas. Como todos os pontos do cyclone estão animados de uma velocidade de translação igual á do centro, a velocidade no ponto A

será $u + v$. Nos pontos comprehendidos entre A e as extremidades de OX a velocidade vai diminuindo, porque a resultante é a diagonal d'um parallelogrammo cujos lados ficam constantes, augmentando o angulo, que se conserva todavia sempre agudo. Portanto a velocidade observada n'este semicirculo, situado á direita da trajetoria, é maior do que se o cyclone fosse immovel. Esta parte tem por isso o nome de *margem perigosa*.

No ponto B a velocidade observada é igual á differença $v - u$, das duas velocidades, visto serem dirigidas em sentido contrario e vai augmentando para um e outro lado, ficando sempre menor

do que a velocidade de rotação, por ser o angulo do parallelogrammo sempre obtuso. Esta parte é, pois, menos ameaçada do vento e é de toda a utilidade para o marinheiro dirigir-se para ella, o que pode conseguir por meio da regra de Piddington; dá-se-lhe o nome de *margem toleravel*.

Na visinhança do equador a velocidade de translação do cyclone é pequena e a de rotação é grande, de modo que a differença de velocidade das duas margens é pouco consideravel. Mas, caminhando o cyclone para o polo, a velocidade de rotação diminue e pelo contrario a de translação augmenta; portanto a differença de velocidade nas duas margens torna-se cada vez maior, até que os ventos na margem toleravel deixam de ser sensiveis. As flechas do vento não podem, por isso, determinar-se senão na margem perigosa, que no nosso hemispherio fica voltada para o equador. É o que se dá nas nossas tempestades, cujas isobaricas são proximamente parallelas, mas em geral abertas com a forma approximada de arcos de ellipse.

Movimentos turbilhonares nas regiões temperadas. Furacões. Tufões, etc. — Os cyclones originados nas regiões intertropicaes dirigindo-se para N.-E., no nosso hemispherio perdem successivamente os seus caracteres, tornando-se as isobaricas irregulares, mas sempre parallelas e mais ou menos ellipticas.

Nas regiões temperadas, tanto nas correntes equatoriaes como nas depressões que d'ellas derivam, formam-se frequentemente meteoros similhantes, caracterisados pelo seu movimento turbilhonar, a que poderiamos com todo o rigor etymologico dar tambem o nome de cyclones. Todavia esta denominação está consagrada pelo uso aos movimentos turbilhonares da zona torrida; nas regiões temperadas não ha um termo especial para

designar estes phenomenos, e dá-se-lhes os nomes de furacões, tufões, tempestades, etc., segundo os seus effeitos.

Estes movimentos turbilhonares differem dos precedentes em se formarem em qualquer occasião e por toda a parte onde haja duas correntes contiguas, animadas de velocidades differentes, ao contrario dos cyclones, que só se formam nas regiões das monções.

As isobaricas são curvas irregulares e parallelas, a que as flechas do vento são tangentes; é-lhes portanto applicavel a regra de Piddington. Esta regra foi enunciada pela primeira vez, para estes phenomenos, por Buys Ballot do modo seguinte: *Nos nossos climas, voltando as costas ao vento e estendendo o braço esquerdo, o minimo da pressão está na direcção d'este braço.*

A velocidade do vento é tambem tanto maior, quanto mais proximas forem as isobaricas e annulla-se quasi sempre a uma certa distancia do centro, dando logar á *calma central*.

Como os cyclones, estes meteoros viajam, mas a sua direcção não é sempre a mesma que a dos cyclones, isto é, para N.-E., porque são levadas pela corrente em que se originam, como os turbilhões dos rios; podem portanto seguir a direcção N.-S. ou outra qualquer.

Em consequencia d'este movimento de translação, têm tambem em geral uma *margem perigosa*, que no hemispherio norte fica á direita da trajectoria e uma *margem toleravel*, á esquerda. Como a velocidade de rotação, sempre dirigida no nosso hemispherio em sentido contrario ao das agulhas de um relógio, é da mesma ordem que a de translação, pode acontecer que na margem toleravel os ventos sejam muito brandos ou nullos, sendo então impossivel determinar ahí as isobaricas. Todavia esta regularidade não se observa sempre, como nos cyclones. Frequentes vezes sopra um vento violento na margem toleravel, ou na zona

central, o que é indicio seguro de alta barometrica antes de 24 horas.

Theorias dos movimentos turbilhonares. — Estando annunciado, em Philadelphia, um eclipse da lua para as 8 horas da noite de um certo dia, Franklin propoz-se observal-o, o que não poude levar a effeito por sobrevir uma tempestade. Sabendo, porém, mais tarde que os astrônomos de Boston tinham ainda podido observar o phenomeno, explicou este facto admittindo que por causa da elevada temperatura d'estas paragens, o ar seria excepcionalmente rarefeito no golpho do Mexico, tornando-se este por isso um centro de aspiração do ar das regiões vizinhas da qual resultaria uma condensação, que deu origem á tempestade. E como Boston está mais distante do golfo do Mexico do que Philadelphia, a tempestade devia chegar mais cedo a esta cidade do que áquella, permittindo ao astrôno de Boston a observação do eclipse.

Foi esta explicação que serviu de base á theoria dos movimentos turbilhonares da atmosphaera.

Quando, na atmosphaera em equilibrio, o solo soffre um aquecimento excepcional, o ar das camadas inferiores diminue de densidade e fica por isso em equilibrio instavel, porque na columna de ar, que tem por base a região aquecida, as camadas não estão dispostas segundo a ordem decrescente das densidades debaixo para cima. N'estas condições o ar inferior tende a elevar-se e a menor causa pode romper o equilibrio e dar logar a uma tiragem de ar, a que o movimento de rotação da terra daria o movimento giratorio caracteristico.

Em consequencia d'esta ascensão formar-se-ia á superficie do solo um centro de aspiração, que produziria nas camadas inferiores correntes centripetas maiores ou menores. É a estas

correntes que seriam devidas as flechas do vento voltadas para o centro, existentes geralmente nas cartas synopticas.

Segundo esta theoria, os cyclones resultam de uma tiragem que se estabelece n'uma columna de ar cuja temperatura excede a qualquer altura a do ar ambiente, por causa da condensação do vapor aquoso á medida que se eleva, desenvolvendo-se o calor latente.

Ora, em primeiro lugar, a analogia de um cyclone com uma chaminé, para se dar a pretendida tiragem, é inadmissivel. Com effeito, para o bom funcionamento de uma chaminé é condição essencial que a altura seja consideravelmente maior do que o diametro horizontal. Ora nos cyclones dá-se exactamente o contrario; a altura é muito inferior ao seu diametro. A altura dos cyclones tem apenas alguns kilometros, enquanto que o seu diametro chega a exceder 1000. Na Ilha da Reunião, alguns cyclones não attingem o vertice dos montes da Salazia, cuja altura não é superior a 4 kilometros.

Além d'isso, não explica esta theoria o phenomeno mais importante da historia d'estes meteoros.

Vimos precedentemente que os cyclones se originam nas regiões tropicaes e, longe de ficarem estacionarios, viajam dirigindo-se primeiramente para oeste e depois para leste, declinando sempre n'este movimento para o polo. Ora, é evidentemente impossivel conciliar este movimento dos cyclones com a theoria que os considera originados por uma causa local.

Alguns meteorologistas attribuem a formação e translação dos cyclones á precipitação atmospherica que geralmente os acompanha; mas isto é inadmissivel, porque os turbilhões aërios formam-se e viajam mesmo quando essa precipitação não tem lugar, embora então sejam de menos duração.

A precipitação atmospherica tem, todavia, grande importancia para a persistencia dos cyclones, que podem então durar seis dias e mais, ao contrario dos outros que se extinguem em pouco tempo. Com effeito, considere-se no interior do cyclone uma condensação do vapor aquoso que dará logar a uma aspiração; immediatamente o ar acudirá de todos os pontos do horizonte, mas não seguirá trajetorias rectilineas por causa do movimento de rotação, que lhe dá um movimento em espiral. Ora, suppondo que o cyclone pertence ao hemispherio norte, o ar aspirado do lado polar do diametro S.-W. tende para oeste, descrevendo uma espiral em sentido inverso; o ar do lado equatorial, do mesmo diametro, tende a dirigir-se para leste e a trajetoria é uma espiral, ainda do mesmo sentido. O movimento diurno da terra dá portanto ao ar aspirado pelo facto da condensação no hemispherio norte um movimento de rotação inverso, isto é, do mesmo sentido que o do cyclone e favorece por isso a sua duração. No hemispherio austral succede o mesmo.

Se, porém, o movimento cyclonico tem logar em sentido contrario ao que o movimento diurno da terra tende a dar ao ar, o cyclone não poderá subsistir por muito tempo, o que dá a razão de não se produzirem normalmente em cada hemispherio senão cyclones com movimento giratorio n'um só sentido. Estes ultimos augmentarão de diametro ao mesmo tempo que a sua velocidade de rotação cresce, até que chegando ás regiões temperadas onde o vapor da agua é pouco abundante, desapparecem completamente.

Quando no meio de uma corrente de agua se encontra um obstaculo que a divide em duas, separadas por uma zona relativamente tranquilla, formam-se a partir d'esse ponto duas linhas regulares de turbilhões, de movimentos de rotação contrarios e

com um movimento de translação sensivelmente igual ao da corrente que os leva; se as duas correntes têm velocidades diferentes, os turbilhões formados do lado da corrente mais rápida são mais numerosos e em geral maiores.

A formação d'estes turbilhões é devida á differença de velocidade dos filetes liquidos em contacto e o seu numero cresce com ella, o que explica a razão porque os turbilhões são mais abundantes na margem concava do que na convexa, em que a velocidade da corrente é menor. Como os cyclones, estes turbilhões formam-se pois em logares predilectos, que são aquelles em que se acham em contacto duas massas de agua animadas de movimentos contrarios, ou uma immovel e outra movel.

Estes turbilhões têm tambem um sentido de rotação determinado, que é o de uma roda hydraulica horizontal sujeita a mover-se na margem ou na parte immovel sob a acção da corrente.

Os turbilhões liquidos têm a forma de depressões infundibiliformes, em que o liquido se acha animado de um movimento espiraliforme lateral, cuja força centrifuga faz equilibrio á pressão hydrostatica. Estes turbilhões têm uma espessura sensivelmente constante em toda a altura; de sorte que a massa de agua da parte superior interessada n'este movimento é maior do que a da parte inferior, e como toda a força viva da parte superior se transmite em toda a extensão, se exceptuarmos a que é destruida pelo attricto das moleculas liquidas umas contra as outras, a velocidade do movimento de rotação augmenta até ao fundo onde é consumida, praticando as erosões tão conhecidas do fundo dos rios e que se observam, por exemplo, juncto dos pilares das pontes. Os turbilhões têm a propriedade de assignalar a sua passagem por effeitos mecanicos, como os cyclones, embora em menor grau por causa da sua menor velocidade de translação.

Deve todavia notar-se uma differença entre os turbilhões líquidos e os cyclones. Vimos que n'estes a rotação se opera ordinariamente em cada hemispherio n'um só sentido, ao contrario do que se observa nos turbilhões líquidos, que na mesma corrente podem apresentar movimentos nos dois sentidos, directo e inverso.

Por analogia com o que acabamos de ver, a differença de velocidades entre os filetes aerios de duas correntes vizinhas deve dar lugar á producção de movimentos cyclonicos; mas o que se não comprehende é que os cyclones tenham em cada hemispherio um só sentido de rotação. Effectivamente, observam-se algumas vezes cyclones de movimento de rotação contrario ao normal, caminhando para o equador em vez de inclinarem para o polo. Estes movimentos, são, porém, contrariados pelos effeitos do movimento diurno da terra e não podem por isso durar muito tempo.

As flechas do vento são em geral dirigidas para o centro do turbilhão, d'onde se concluiu que os filetes aerios possuem na região inferior um movimento helicoidal concentrico, se elevam rapidamente, afastando-se segundo helices divergentes na parte superior e descem na periphèria para tornar a subir, e assim successivamente. Ora, em primeiro logar a direcção centripeta do ar e a sua ascensão não são phenomenos correlativos, como o vento sopra intermittentemente, o ar poder-se-ia distender para a periphèria n'estes intervallos. Além d'isso, a direcção centripeta das flechas do vento não significa necessariamente que o vento tenha direcção centripeta, porque as flechas das cartas synopticas foram determinadas pela ventoinha, isto é, á superficie do solo, onde os obstaculos que o vento encontra devem mudar mais ou menos a sua direcção. A direcção do vento deve determinar-se de preferencia, como o fez Hildebrand

Hildebrandsson, pela observação das nuvens das altas regiões; procedendo-se assim nota-se que as flechas do vento são tangentes ás isobaricas.

E ainda, se na maioria das cartas synopticas as flechas do vento são centripetas, ha outras de incontestavel valor, como as de Piddington, de von Bezold, etc., em que as flechas são tangentes ás isobaricas, isto é, perpendiculares á direcção do gradiente. «Nos cyclones bem desenvolvidos, diz von Bezold, director do Real Instituto Meteorologico da Prussia, as cartas synopticas mostram que as flechas do vento são quasi sempre tangentes ás isobaricas, isto é, os ventos sopram precisamente na direcção da tangente a estas curvas ¹⁾».

Esta discussão leva-nos a concluir que nos turbilhões aërios os ventos podem em certos casos ser centripetos e n'outros tangentes ás isobaricas; o que não é para extranhar, visto que o declive atmospherico dado pelo barometro só tem sentido preciso quando o ar está em repouso.

O mecanismo dos turbilhões aërios foi estudado por Weyer n'uma serie de experiencias que confirmam a analogia entre estas e os turbilhões liquidos, demonstrando que duas correntes aërias contiguas animadas de velocidades differentes originam movimentos turbilhonaes.

Se por cima de uma bacia de agua quente se faz girar um molinete horizontal, formado de duas laminas perpendiculares, os vapores emittidos espalham-se a principio desordenadamente n'um certo instante, porém, os vapores dirigem-se para o eixo do molinete, ao longo do qual sobem, formando uma columna ôca, cujo canal, de forma conica, tem o vertice voltado para

¹⁾ Comptes Rendus de l'Acad. de Paris, de 1891, t. 112, p. 1112.

baixo. O interior deste canal encontra-se a uma pressão inferior á da periphèria; uma pequena esphera de cautchuc, cheia de ar, á superficie da agua, é arrastada para o canal e sobe mais ou menos, ás vezes até ao molinete, d'onde é repellida para o exterior; em seguida desce ao longo da periphèria para tornar a subir e assim successivamente. Deslocando o molinete horizontalmente, esta massa de vapor acompanha-o n'este movimento, do mesmo modo que os turbilhões liquidos se deslocam arrastados pela corrente.

N'uma experiencia posterior, Weyher substitue o molinete por um folle, que, produzindo uma corrente de ar no seio de uma atmosphera relativamente immovel, reproduz as condições de formação dos turbilhões liquidos. Se na atmosphera os phenomenos se passassem sempre d'este modo, as flechas do vento seriam tambem centripetas; pelo contrario, muitos meteorologistas de incontestavel probidade e valor acharam que *quasi sempre* as flechas são tangentes ás isobaricas. As experiencias de Weyher, infelizmente ainda incompletas, parece explicarem esta apparente contradicção. É, com effeito, inverosimil que o canal aerio só se forme para a parte inferior do molinete e não para a parte superior. Se acima d'elle existissem vapores de agua formar-se-ia um segundo tubo gazoso semelhante ao primeiro; baixando n'estas condições o molinete até ao solo, o turbilhão inferior desappareceria e ficaria só o turbilhão superior; o movimento do ar na parte inferior seria então contrario do precedente.

Uma experiencia devida a Colladon demonstra a simultaneidade d'estes dois movimentos n'estas condições. Com effeito, fazendo girar um molinete no meio de um vaso cheio de liquido, forma-se em cima um turbilhão descendente e em baixo um ascendente.

Nos turbilhões líquidos o movimento é sempre descendente, porque é evidentemente em baixo que se encontra a causa da sua formação; nos turbilhões aereos a causa encontrar-se-á em geral nas altas regiões, porque é aqui que os ventos são mais violentos. Se o eixo do turbilhão attinge uma certa altura e se o maximo de energia da força centrifuga se encontra a algumas centenas de metros acima do solo, será n'este maximo e não proximo do solo que se produzirá um minimo de pressão barometrica, occasionando ao longo do eixo do turbilhão, uma aspiração de baixo para cima, ao mesmo tempo que nas regiões elevadas da atmosphaera, situadas no prolongamento do eixo do turbilhão, a aspiração se effectuará de cima para baixo.

Se o turbilhão inferior desaparece por causa da descida do centro de formação, subsiste apenas o turbilhão superior.

Este modo de formação concorda com as observações recentes sobre a variação da temperatura do ar dos cyclones, ao longo da mesma vertical.

Hann, director do Instituto Imperial e Real Meteorologico de Vienna, por observações feitas em Sonnblick, proximo de Salzbourg, situado a 3090 metros acima do nivel do mar, conclue que a temperatura do ar do cyclone era n'estas altas regiões sempre inferior á do ar ambiente. Estes resultados foram confirmados pelas observações feitas por Marc Dechevrens em Zi-ka-wei, proximo de Chang-hai, mostrando n'esta estação que a variação da temperatura é inversa da pressão quando a altitude é inferior a 1000 metros e do mesmo sentido, se a altitude é superior.

Suppondo que as manchas solares são devidas a movimentos giratorios descendentes do eixo vertical, originados nas correntes que atravessam a photosphaera, os quaes arrastam para

o interior d'esta os gases relativamente frios da chromosphera, Faye pretende estabelecer uma analogia mecanica completa entre as manchas solares e os cyclones terrestres; por isso não reconhece nos cyclones, e em geral nos movimentos turbilhonares, senão movimento descendente e tangentes ás isobaricas.

É, porém, pouco scientifico querer resolver um problema estabelecendo a sua analogia com outro mais obscuro ainda.

Efeito dos movimentos turbilhonares. — Os movimentos turbilhonares da atmosphaera dão geralmente logar a mudanças do tempo e são a causa principal d'estas.

Na atmosphaera existem geralmente sobrepostas camadas de ar frio e secco e camadas de ar quente e humido. Se se produz um movimento turbilhonar bastante intenso, a condensação resultante da mistura determina a precipitação atmospherica.

Todavia a condensação do vapor aquoso da atmosphaera pode ser devida ao augmento do seu volume ou ao abaixamento de temperatura.

As correntes equatoriaes, ligadas á zona das calmas, deslocam-se sobre a influencia de outras causas ainda desconhecidas e tornam-se mais ou menos inclinadas em relação ao equador. Se n'estes movimentos encontram uma cordilheira, a temperatura do ar diminue, porque, como a pressão vai diminuindo progressivamente á medida que o ar se eleva, este dilata-se á custa do seu proprio calor. Chegado ao vertice o ar desce ao longo da vertente opposta e como n'este trajecto vai passando por pontos de temperatura mais elevada, a condensação diminue gradualmente até desaparecer.

É assim que se produz o nevoeiro tão frequentemente observado nas montanhas.

Esta causa de precipitação atmospherica é puramente local,

como muitas outras de menos importancia; podendo portanto dizer-se de um modo geral que as mudanças de tempo são a consequencia de movimentos turbilhonaes.

Circumstancias que favorecem a producção dos turbilhões.

— Como se viu, toda a causa que produz variações de velocidade, entre duas correntes contiguas ou entre os filetes aerios da mesma corrente, dá logar á formação de movimentos turbilhonaes. Ora, como os movimentos de declinação da lua deslocam duas vezes por mez a atmosphaera, as velocidades relativas das correntes aerias são desegualmente alteradas por causa da forma espheroidal da terra, o que dá evidentemente logar á formação de turbilhões, que se conservarão durante um certo espaço de tempo, variavel com a precipitação aquosa d'elles resultante.

A acção lunar não parece limitar-se unicamente a estes effeitos. Em virtude da distribuição desegual da pressão atmospherica, a acção lunar é evidentemente superior para as areas de alta pressão, o que dará logar a variações na posição relativa dos grandes centros de acção e portanto a alterações no estado do tempo. «Supponhamos, diz Duclaux, que no estio uma area de altas pressões situada sobre o Atlantico, é arrastada para E. por uma attracção cosmica qualquer, lunar por exemplo; aos ventos frios proprios d'esta situação succederá um bello sol e uma calma relativa.» A crença popular na influencia da lua sobre o tempo parece portanto mais ou menos justificada, embora a observação directa não tenha confirmado esta previsão theorica, o que tem levado alguns meteorologistas a negar toda a influencia da lua sobre o tempo.

As variações do calor solar são tambem favoraveis á producção dos turbilhões.

A posição das correntes aerias, e de um modo geral a dos grandes centros de acção, está mais ou menos ligada ás oscillações do equador thermico, cuja amplitude é maxima nos periodos de excitação solar. Esta amplitude apresenta, por causa das fluctuações da energia solar, desigualdades que dão origem a movimentos turbilhonares entre as correntes aerias. Ora, como as manchas solares correspondem, ás epocas de maxima energia d'este astro, os movimentos turbilhonares devem ser mais numerosos, em egualdade de circumstancias, nos annos em que as manchas tambem o forem. O periodo das manchas solares é de quasi onze annos; durante este tempo o numero de manchas attinge o maximo, depois diminue durante sete annos e meio para chegar ao minimo, empregando tres annos e meio para subir novamente ao maximo. Ás vezes a parte decrescente atraza-se ou adianta-se, mas a parte ascendente do periodo seguinte varia egualmente.

Durante estes periodos de excitação solar ao mesmo tempo que os movimentos turbilhonares são mais frequentes, a evaporação á superficie da terra sob a acção dos raios solares é mais activa; portanto os annos de mais manchas serão tambem os mais chuvosos. Faye estudando as observações feitas de 1826 a 1876 em Madrasta oppõe a esta conclusão o quadro seguinte, em que a quantidade de chuva está expressa em pollegadas inglezas:

Epocas do maior numero de manchas		Epocas do menor numero de manchas	
1830.....	59,0 ^{poll.}	1833.....	49,3 ^{poll.}
1837.....	58,3	1843.....	81,0
1848.....	72,7	1856.....	27,6
1860.....	47,2	1864.....	41,4
1867.....	56,4	1870.....	62,9

Por onde se vê que em certos annos em que o numero das manchas é minimo, a quantidade de chuva é maior do que n'aquelles em que esse numero é maximo.

Estas observações não auctorisam conclusão alguma definitiva sobre este assumpto, porquanto pode a quantidade de chuva que cahe durante o anno n'um hemispherio ser maior do que a normal e todavia n'uma dada região a precipitação ser menor.

Para se resolver esta questão torna-se necessario comparar muitas observações, feitas em numerosos logares. As poucas observações posteriores parecem confirmar plenamente estes resultados theoricos, mostrando que a quantidade de chuva annual augmenta com o numero e extensão das manchas solares.

Turbilhões secundarios. — No interior dos turbilhões principaes formam-se outros, de pequenas dimensões, chamados *secundarios ou satellites*, nas nossas regiões geralmente a W. ou S.-W. do centro dos primeiros.

São estes turbilhões secundarios que nos nossos paizes occasionam as tempestades mais violentas, porque na margem perigosa, a velocidade do vento resultante do turbilhão principal é do mesmo sentido que a de rotação do secundario.

Os turbilhões secundarios originam-se em geral ao sul do mar do Norte, no Baltico e no Mediterraneo, quando o turbilhão principal que visita a Europa passou pelas Hebridas, pela Laponia ou pela Irlanda.

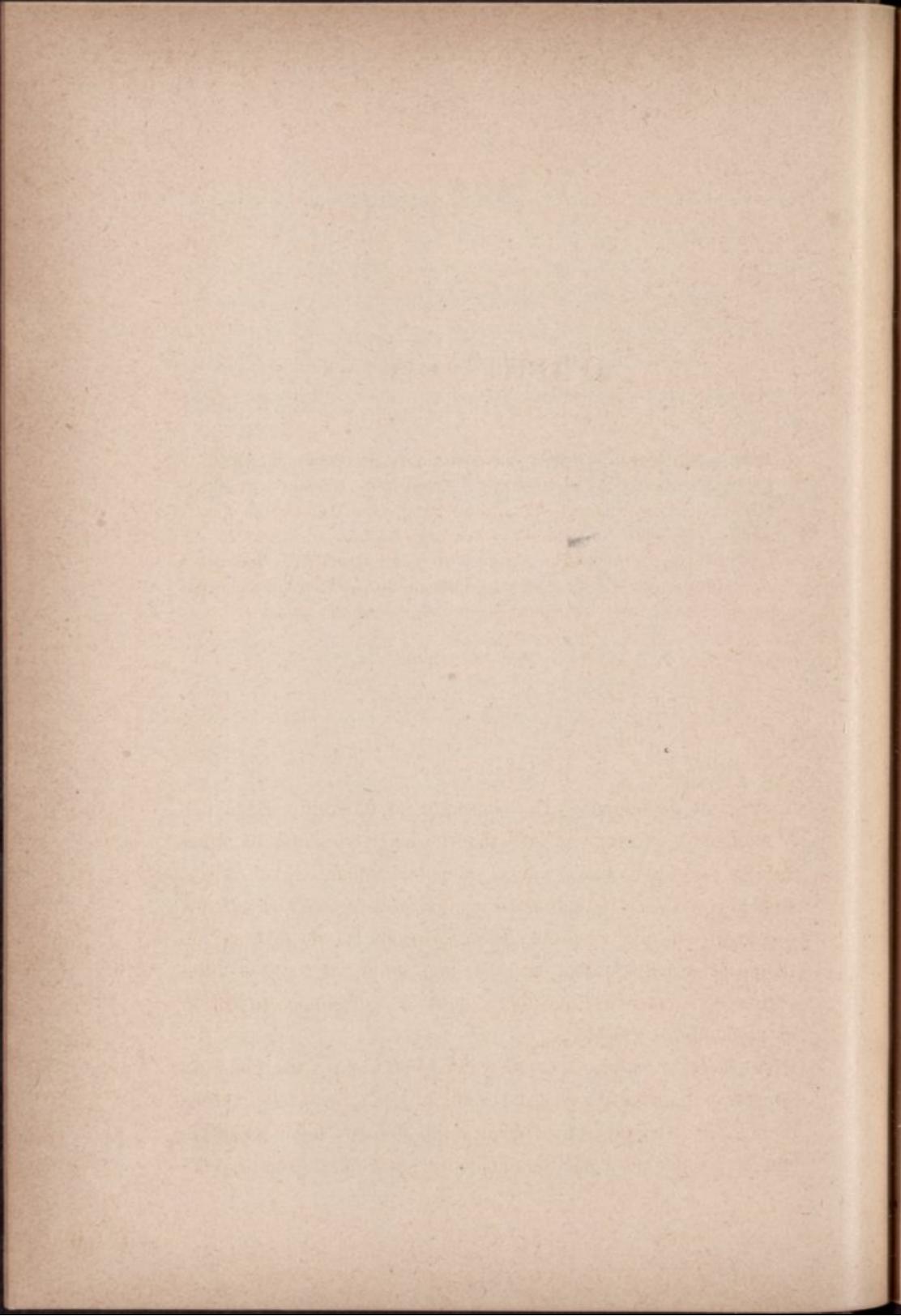
A configuração do relevo do solo dá logar tambem a turbilhões similhantes. Estes turbilhões, quando originados na Europa, formam-se exclusivamente nos golfos de Genova e de Gasconha e não têm influencia sobre o nosso paiz.

Os turbilhões do golfo de Genova conservam-se ás vezes es-

tacionarios durante um ou dois dias, augmentando de energia; dirigem-se em seguida para os Apenninos, Adriatico e vão desaparecer no mar Negro ou na Asia occidental. Em certos casos, porém, descem ao sul da Italia e seguem depois para E.

Os do golfo de Gasconha dirigem-se geralmente para o de Genova, atravez do isthmo pyrenaico e seguem depois o trajecto dos precedentes; às vezes, porém, tomam a direcção S.-W. ou N.-E.

O estudo d'estes movimentos secundarios têm sobretudo importancia para a previsão do tempo local.



CAPITULO IV

I. Previsão do tempo. — Origem da previsão meteorologica do tempo. — Applicação das leis das tempestades. — Estudo do gradiente. — Resultado das previsões precedentes. — Previsões telegraphicas. Organização do serviço meteorologico em Portugal. — Previsões do New-York Herald. — II. Indicações do barometro, do thermometro e do hygrometro. — Indicações do espectroscopio. — Indicações do scintillometro. — III. Prognosticos das nuvens e dos astros. — Prognosticos dos vegetaes e dos animaes.

I

Previsão do tempo. — Em consequencia da continuidade dos phenomenos da natureza, se a theoria dos movimentos da atmospha fosse completa, poder-se-iam determinar as causas das suas perturbações e desde então conhecer-se-iam os seus efeitos e o logar em que se produziriam; o problema da previsão do tempo estaria resolvido e poder-se-iam annunciar todãs as alterações no estado da atmospha, como os astronomos predizem os phenomenos celestes.

As theorias actuaes, porém, referem-se todas a um globo de superficie homogenea e desprezam as elevações e depressões do solo, a distribuição das terras e dos mares e todas as outras causas accidentaes, não dando conta senão das grandes cor-

rentes do equador aos polos e vice-versa, e conduzindo até muitas vezes á deducção de correntes cuja existencia a observação não confirma.

No estado actual da sciencia a *previsão do tempo* consiste em annunciar com certa antecipação as perturbações da atmosphera, em qualquer logar. A *previsão do tempo a longo prazo* consiste em saber, com a maxima antecipação, se uma dada região será em certa epoca um centro de altas ou de baixas pressões, ficando desde então conhecidos os caracteres geraes do tempo, no logar e epoca considerada. Na *previsão do tempo a curto prazo* annuncia-se com antecipação de alguns dias ou horas, com o auxilio de instrumentos proprios, como o barometro, o thermometro, etc., auxiliados pelo telegrapho, o trajecto das tempestades; ou ainda, as perturbações atmosphericas resultantes de causas locaes muito diversas.

Na primeira parte d'este capitulo tratamos da previsão do tempo fundada no estudo dos turbilhões aerios; e na segunda e terceira, da previsão do tempo local.

A previsão do tempo a longo prazo funda-se em elementos, na sua maioria, ainda incompletamente conhecidos; estudal-a-emos no capitulo quinto.

Origem da previsão meteorologica do tempo. — Como os phenomenos meteorologicos estão mais ou menos ligados com o estado geral da atmosphera, a applicação da meteorologia á previsão do tempo só podia fazer-se reunindo as observações feitas em pontos muito afastados.

Mas para a previsão do tempo ha um grande numero de conhecimentos uteis, como o estado do ceo, o aspecto dos horizontes, a maior ou menor transparencia do ar, etc., puramente pessoases e que é impossivel registrar. Ora da combinação

d'estas impressões com os dados fornecidos pelos elementos meteorologicos: pressão, temperatura, humidade do ar, etc., é que resultam as previsões. Sem o auxilio do telegrapho esses dados chegariam tarde, em occasião em que o meteorologista não teria em geral senão ideias vagas sobre o dia a que se referem.

Além d'isso, uma tempestade não é conhecida n'um dado ponto pela observação directa dos instrumentos antes de lá chegar; por isso para prevenir a sua chegada a qualquer lugar é indispensavel um meio de transmissão mais rapido do que a tempestade. Vê-se por aqui quanto a previsão do tempo a curto prazo depende do estado de aperfeiçoamento da telegraphia, e que esta a devia preceder.

As primeiras previsões meteorologicas datam de 1855 e foram despertadas principalmente pela perda, durante a guerra da Crimeia, do vaso francez *Henrique IV* e da corveta *Plutão*, fundeados no mar Negro. O celebre astronomo Le Verrier dirigiu a todos os astrónomos e meteorologistas da Europa uma circular, pedindo que lhe transmittissem todas as observações feitas durante os dias 12 a 16 de novembro de 1854. A discussão d'esses documentos mostrou que a tempestade tinha seguido de sudoeste a noroeste e que, se existisse comunicação telegraphica entre Vienna e a Crimeia, poder-se-ia ter prevenido as frotas fundeadas no mar Negro, a tempo de tomarem as precauções convenientes.

Le Verrier propoz e obteve de Napoleão III a criação de uma rede meteorologica e desde 1 de janeiro de 1858 o Observatorio de Paris publicava todos os dias no *Bulletin international* os resultados obtidos; só, porém, em 1863 é que se publicou a primeira carta synoptica da situação atmospherica da Europa.

Estas previsões, a principio, tinham por fim unicamente pre-

venir os marinheiros e referiam-se á direcção e velocidade do vento, que é o que mais lhes interessa; para os agricultores, pelo contrario, nenhuma utilidade tinham, porque a estes interessam principalmente as previsões acerca da chuva, da neve, etc. Alguns passos se tem dado ultimamente no intuito de resolver o problema das previsões agricolas, conseguindo-se resultados bastante satisfactorios.

A força e a direcção do vento relacionam-se com phenomenos geraes, cujas phases podem ser previstas com bastante certeza. Pelo contrario a chuva, a neve, etc., embora dependentes do estado geral da atmospherica, são muito influenciadas por circumstancias locais, como a configuração do solo, a visinhança do mar, etc.; de sorte que as previsões agricolas não são susceptiveis do mesmo grau de certeza das maritimas.

Aplicação das leis das tempestades.— É o conhecimento da pressão atmospherica, que constitue principalmente a base da previsão do tempo a curto prazo.

Em França, as isobaricas, que mostram a distribuição da pressão, são geralmente traçadas de cinco em cinco millimetros; é esta a distancia adoptada nas cartas do *Bureau Central Méteorologique* de Paris. Entre nós, nas cartas do Observatorio do Infante D. Luiz, a differença de pressão varia de uns dias para os outros, sendo mais frequentemente de dois millimetros.

Durante o bom tempo a altura do barometro, reduzida ao nivel do mar, varia pouco n'uma grande extensão; as isobaricas, muito afastadas, são linhas quasi parallelas, cuja forma depende de causas locais, como o aquecimento e distribuição das terras e dos mares, etc.

Se a pressão varia rapidamente, o que se manifesta pelo

numero maior de isobaricas, ha quasi a certeza de ventos fortes e tempestades.

Nos furacões, tufões e em todos os movimentos turbilhonares da atmosphera, as isobaricas têm a forma de curvas fechadas, geralmente circulares ou antes com a forma de ellipses de fraca excentricidade, tanto mais proximas, quanto mais violento é o meteoro, e em que a pressão vai diminuindo da peripheria para o centro, ao qual por isso se dá o nome de *depressão barometrica* ou *centro de depressão*.

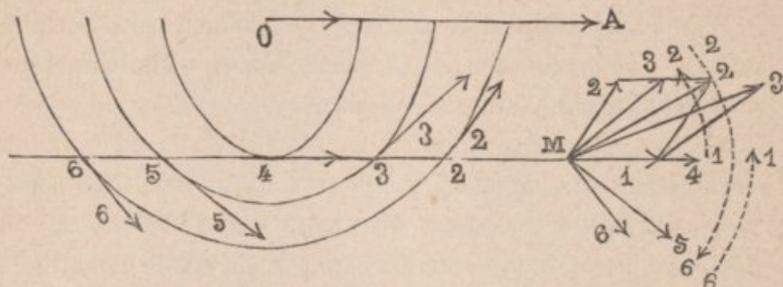
A extensão d'estas tempestades é tambem muito variavel; o seu diametro, geralmente inferior a 1000 kilometros, pode exceder 3000, como aconteceu com a tempestade de 15 de novembro de 1878, que cobria quasi toda a Europa.

Não se julgue, porém, que uma baixa barometrica rapida indica sempre tempestade; a situação da atmosphera pode continuar a mesma. Para que a esta baixa corresponda perturbação profunda no estado atmospherico, é preciso que seja acompanhada de mudança na direcção do vento, observada de preferencia nas nuvens inferiores, que a accusam primeiro e com mais rigor, do que as ventoinhas. Esta mudança de direcção foi reconhecida por Dove, que formulou a regra de que nas tempestades das nossas regiões o vento *roda com o sol*, isto é, passa de este para oeste, pelo sul. Esta regra é verdadeira para os nossos paizes; mas já na Noruega o phenomeno não é tão distincto e nos paizes mais ao norte, como na Groenlandia, o vento *roda contra o sol*, isto é, vai de este a oeste, passando pelo norte.

Fundando-nos nas leis das tempestades, vê-se facilmente que assim deve ser. Com effeito, considere-se um movimento turbilhonar, representado por tres das suas isobaricas (Fig. 6) e seja OA a direcção do seu movimento de translação; repre-

sentemos pelas linhas 2, 3, 4, 5 e 6, sensivelmente tangentes às isobaricas, o vento, em intensidade e direcção, nos pontos em que as isobaricas encontram o ponto M.

Fig. 6



Em consequencia do movimento de translação o vento no ponto M será, durante toda a passagem do meteoró, representado pela linha 1, egual e parallela á que representa a velocidade do centro do turbilhão. Mas, quando a isobarica 2 encontra este ponto, o vento toma a direcção da resultante de 1 e 2, isto é, soffre uma rotação *inversa*. Encontrando a isobarica 3, cuja flecha é levemente inclinada sobre 2 no sentido *directo*, o vento roda n'este sentido e continua este movimento durante a passagem dos pontos 5 e 6; logo, porém, em seguida á passagem do meteoró, o vento roda no sentido inverso tomando o rumo primitivo.

O vento soffre, pois, uma rotação inversa, que é immediatamente seguida de uma rotação directa, prolongada durante a passagem do meteoró, tomando em seguida o rumo primitivo. Para pontos situados á esquerda da trajetoria, que é o caso dos paizes do norte, a figura mostra que o sentido da rotação pode ser contrario ao indicado pela regra de Dove, conforme a sua posição.

A constancia do sentido da rotação do vento em volta do centro de depressão conduz, como vimos atraz, á regra de

Piddington, que dá a relação entre a direcção do vento e a pressão barometrica. Esta regra é muito importante para os marinheiros, porque lhes permite conhecer a posição que occupam relativamente ao centro e desviar-se d'esse ponto, onde os ventos são particularmente perigosos.

A rapidez e intensidade das variações do barometro permite ainda determinar a distancia a que se acham d'elle, ainda que essa determinação seja menos rigorosa.

Segundo Bridet, o centro da tempestade está a 24 horas do navio, se a baixa barometrica é de $0^{\text{mm}},3$ por hora; a 18 horas, se a baixa é de $0^{\text{mm}},6$; a 12, se a baixa é de 1^{mm} ; a 9, se é de $1^{\text{m}},5$ por hora; a 6, se a baixa é de 2^{mm} ; e a 3 horas, se é de 3^{mm} . Estes numeros, apenas valores medios, prestam valiosos serviços aos marinheiros, combinados com a regra de Piddington.

Estudo do gradiente. — Dá-se o nome de *gradiente* á relação entre a differença das alturas do barometro, observadas no mesmo instante em dois pontos situados sobre a mesma perpendicular ás isobaricas e a distancia que os separa. Toma-se geralmente para unidade de distancia 1° ou 111 kilometros e exprime-se o gradiente em millimetros; assim, quando se diz que entre Coimbra e Lisboa o gradiente é 2,5, quer-se significar que, na epoca considerada, a altura do barometro em Coimbra é superior á observada em Lisboa de $2^{\text{mm}},5$ por cada 111 kilometros.

Geralmente a velocidade do vento augmenta com o gradiente, que raras vezes excede 4 nas mais violentas tempestades dos nossos climas; o gradiente 2,5 indica já forte temporal.

Todavia muitas vezes observa-se um vento violento com pequeno gradiente, o que, segundo as observações de Guilbert,

indica uma elevação barometrica antes de 24 horas, tanto maior quanto mais consideravel fôr a media. Inversamente, se o vento fôr brando relativamente ao gradiente, sobrevirá dentro de 24 horas uma baixa barometrica proporcional á anomalia.

Estas regras são verdadeiras, segundo Guilbert, na proporção de 90 0/0 e applicam-se egualmente no caso do vento ser violento na margem toleravel, ou na zona central, permitindo prever as oscillações barometricas com antecipação de 24 horas.

A chegada das tempestades é acompanhada de nuvens características, que se succedem n'uma certa ordem e a cujo conjuncto Guilbert deu o nome de *successão imbrifera* 1).

Alguns dias antes da chegada da tempestade e ás vezes ainda antes do barometro começar a baixar, vêm-se apparecer nas altas regiões nuvens tenues e delgadas, a que os meteorologistas dão o nome de *cirrus*, formadas de agulhas de gelo orientadas pela corrente aeria. Estas nuvens descem, tornam-se mais opacas e mais densas, tomando a forma de flocos irregulares de algodão em rama, a que se dá o nome de *cirro-cumulus*. A passagem do centro da tempestade é indicada pelo apparecimento de nuvens em forma de manto, chamadas *pallios*. Quando o centro da tempestade passa, a pressão começa a augmentar, o céu começa a descobrir-se e a chuva torna-se intermittente, diminuindo cada vez mais até desaparecer completamente. Diz-se então que a *successão imbrifera* e a depressão barometrica são *concordantes*. N'este caso o gradiente não se forma e os ventos são muito

1) Guilbert chama-lhe *succession nuageuse*. Na impossibilidade de traduzir a palavra *nuageuse*, n'este sentido especial, introduzimos aqui a palavra *imbrifera* (do latim *imbrifer*, que traz chuvas).

brandos, qualquer que seja a intensidade e a rapidez da baixa barometrica.

Mas em muitos casos a successão imbrifera e a depressão são *discordantes*, observando-se então a elevação progressiva do barometro, apesar da passagem dos cirrus e dos cirro-cumulus, ou a baixa barometrica acompanhada de chuvas intermittentes. N'este caso accentua-se o gradiente e os ventos são tanto mais violentos, quanto maior for a discordancia.

D'este modo um observador isolado, sem o auxilio dos observatorios meteorologicos e das communicações telegraphicas indispensaveis no methodo isobarico, pode prever o estado do tempo para grandes extensões e determinar a velocidade de translação dos centros de depressão de um modo mais rigoroso, do que pelo estudo das cartas do tempo, porque estas não indicam se o centro ficou estacionario por algum tempo, como faz este methodo.

Resultado das previsões precedentes. — Se as indicações dadas pelos differentes elementos meteorologicos são concordantes, as previsões realisam-se quasi sempre; mas acontece frequentes vezes que as indicações de uns contradizem as dos outros, de modo que é preciso combinal-as, dando-lhes o seu verdadeiro valor, o que só a experiencia pode ensinar.

Mascart verificou que as previsões relativas á direcção e força do vento, isto é, as maritimas, se realisaram na proporção de 83 0/0; para os avisos agricolas, que dizem respeito á vinda da chuva e bom tempo, só se realisaram na proporção de 78 0/0. No Canadá em 1879 as previsões realisaram-se na proporção de 93,6 0/0.

Previsões telegraphicas. Organização do serviço meteorologico

em Portugal. — Exceptuando algumas depressões secundarias que, ou resultam de condições locais, como as do golfo de Génova, ou são derivações de turbilhões principaes, todas as tempestades que visitam a Europa seguem de um ponto comprehendido entre S.-W. e N.-W, sendo particularmente frequente a direcção W.-S.-W. para E.-S.-W. Por isso, e em consequencia da direcção N.-S. das linhas principaes dos grandes continentes, as costas occidentaes no hemispherio norte estão mais sujeitas a tempestades inesperadas, do que as orientaes.

As costas orientaes dos Estados-Unidos estão admiravelmente collocadas para serem prevenidas, por causa da vasta rede telegraphica em communicação com o observatorio central de Washington, o *Signal Service*, que pode seguir durante alguns dias a marcha do phenomeno e prevenir os pontos ameaçados.

As costas occidentaes da Europa só podem ser prevenidas, pelos avisos de postos avançados, algumas horas antes, por causa da pouca distancia das ilhas em que estão collocados.

As depressões intensas nunca se originam na Europa, que é sempre attingida pelas suas costas occidentaes. As trajectorias dos turbilhões passam geralmente por um de tres pontos, onde primeiramente se manifestam symptomas de depressão: a Irlanda, as ilhas Hebridas e a parte septentrional da Noruega.

A marcha ulterior do meteoro depende da região primeiramente attingida. Quasi todos os que passam na Irlanda caminham de S.-W para N.-E., costeando geralmente as costas occidentaes das ilhas Britannicas, embora alguns atravessem a Irlanda e a Escocia, d'onde seguem para o Norte. Os que passam pelo sul da Inglaterra attingem a Russia, atravez do

Baltico; ainda que menos frequentemente, seguem ás vezes as depressões mais ao sul, passam pelos Açores e pela Madeira e atravessam Portugal, a Hespanha e o norte da Africa, até á Asia, onde desaparecem. Os paizes mais expostos a estas tempestades são as ilhas Britannicas, a França, a Hespanha e Portugal, que só podem ser prevenidos por avisos telegraphicos dos postos meteorologicos da Irlanda, do norte da Escocia, da Madeira e tambem dos Açores, quando este archipelago estiver em comunicação telegraphica com o continente.

N'estas previsões, o tempo de que se dispõe para tomar as precauções convenientes é o que medeia entre a chegada do telegramma e a chegada da tempestade. A velocidade de translação d'estas é muito variavel; em geral, é de 30 a 40 kilometros por hora, podendo ás vezes exceder 80.

A situação das ilhas Britannicas, da Madeira, etc., é ainda mais desfavoravel do que a das costas da Europa. A chegada da tempestade ahi só é prevista quando os signaes caracteristicos da sua visinhança começam a manifestar-se.

Para remediar estes inconvenientes, o governo inglez mandou collocar o navio de guerra *Brisk* á entrada da Mancha, ligado com Londres por meio de um cabo submarino. Infelizmente a experiencia não deu os resultados desejados, principalmente por causa das difficuldades em estabelecer comunicação segura entre o navio e a terra firme.

Para prevenir as nossas costas da chegada inesperada de tempestades temos apenas o posto avançado da ilha da Madeira, porque a criação de um posto semelhante nos Açores tem sido impossivel por falta de comunicações telegraphicas. Todavia a proposta feita ao governo portuguez pelo sabio meteorologista Buis Ballot em 1866, pedindo a criação de um posto avançado em uma das ilhas dos Açores, na das Flores ou do Corvo, po-

derá em breve ser satisfeita, logo que o cabo submarino projectado esteja concluído.

O observatorio central em Portugal é o do Infante D. Luiz, que reune até ao meio dia, por meio de communicações telegraphicas gratuitas, as observações feitas ás 9 horas da manhã de cada dia nos postos seguintes : Moncorvo, Montalegre, Regoa, Porto, Guarda, Campo Maior, Coimbra, Serra da Estrella, Lisboa, Evora, Villa Fernando, Lagos, Faro, S. Vicente e Funchal; e, além d'isso, as dos postos hespanhoes Corunha, Barcelona, Madrid, Malaga, S. Fernando, Tarifa, S. Lourenço; e as de Valentia na Irlanda.

As cartas do tempo são publicadas todos os dias á 4 hora da tarde, e o boletim respectivo é publicado no *Diario do Governo* e em outros jornaes.

Desde 1876 os avisos agricolas são transmittidos em França aos departamentos, e os agricultores ligam grande interesse ás previsões meteorologicas. Entre nós esta parte do serviço é completamente desprezada pelos nossos agricultores.

Previsões do New-York Herald. — A descoberta da forma proximamente parabolica das trajetorias das tempestades permite em certos casos a previsão d'estas com antecipação de alguns dias. Uma tempestade que percorre os Estados Unidos descreve o segundo ramo da parabola e dirige-se em geral para a Europa. O estudo das cartas synopticas de alguns dias, fornecidas pelo *Signal Service*, permite determinar a velocidade da tempestade e a sua trajetoria. Prolongando esta sobre o Atlantico, determina-se o ponto provavel e o dia em que a tempestade chegará á Europa; será então facil avisar pelo telegrapho com antecipação de alguns dias.

Esta tentativa de previsão foi empreendida por Benette, administrador do jornal americano *New-York Herald*. A administração annunciava, até ha pouco tempo, pelo cabo transatlantico a chegada das tempestades ás costas da Europa. Mas estas previsões não têm para nós a importancia que a principio se julgava, ainda que em certos casos possam prestar consideraveis serviços.

Em primeiro logar, para que se podesse annunciar os pontos das costas da Europa atingidos por uma tempestade seria preciso que a sua trajectoria não soffresse desvio durante toda a travessia do Atlantico; ora, a observação demonstra que as tempestades soffrem no mar transformações analogas ás que experimentam nos continentes.

Assim, quando o regimen das baixas pressões está estabelecido nos nossos paizes, as tempestades encontram condições favoraveis para o seu transporte e as suas trajectorias não soffrem alteração sensivel, como acontece durante o seu trajecto nas regiões intertropicaes; mas, se predominam as altas pressões, as perturbações provenientes da America são repellido para o norte e vão tocar pontos variaveis, impossiveis de prever.

Hoffmeyer, examinando as probabilidades de uma tempestade vinda dos Estados Unidos chegar á Europa, notou que de 34 tempestades observadas em 21 mezes, 19, isto é, 56 0/0, attingiam a Europa, mas d'estas só 10, ou 29 0/0, eram verdadeiras tempestades. Quanto aos logares ameaçados, as probabilidades são de 1:3 na Noruega, 1:4 nas ilhas Britannicas, 1:7 na França e 1:11 em Portugal.

Por outro lado, a importancia dos avisos do *New-York Herald* torna-se ainda menor, attendendo a que nem todas as tempestades que visitam a Europa vêm dos Estados Unidos. Assim,

segundo as observações de Hoffmeyer, de 100 depressões que chegam á costa occidental da Europa:

- 12 vêm das regiões arcticas da America;
- 47 vêm da America do norte e do Canadá;
- 3 vêm das regiões tropicaes;
- 33 são minimos parciaes ou secundarios formados em pleno oceano, por segmentação das depressões principaes;
- 3 formam-se espontaneamente no oceano.

Estes resultados são confirmados pelas observações de Vincent, por elle expostas nos termos seguintes:

«Examinando as observações de Bruxellas e os despachos do *New-York Herald*, construi a tabella dos dias de 1879, em que a velocidade do vento excedeu 10 metros por segundo, o que me deu 40 dias n'estas condições. D'estes 40 dias, 25, ou mais de metade, não foram annunciados pelo jornal americano; os outros 14 foram-n'o. Poder-se-á erer que ha n'isto uma certa utilidade; não é alguma coisa prever, e annunciar a tempo, de 40 tempestades, 14? Certamente que não, se o numero de dias de tempestade annunciados é de 146 para todo o anno, como aconteceu em 1879. Não admira que, avisando para 146 dias, isto é, na proporção de 2:5, se chegue a prognosticar $\frac{1}{2}$ das tempestades.

«Quanto ás previsões agricolas, ainda foram mais desanimadoras. De 17 dias de trovoada, que houve n'esse anno em Bruxellas, o *New-York Herald* annunciou 35 e só conseguiu adivinhar 3 vezes! O ultimo dia de trovoada foi a 19 de agosto; a 6 de setembro houve ainda relampagos sem trovão; e o *New-York Herald* proseguiu até 13 de dezembro os seus prognosticos de trovoadas.

«Encontram-se tambem algumas vezes nos seus despachos noticias relativas á temperatura. O resultado foi ainda negativo. No despacho de 7 de dezembro annunciava, para terminar o anno dignamente, que os tres primeiros dias de janeiro de 1880 seriam muito frios; ora estes tres dias foram precisamente os mais quentes do mez.»

Estes ultimos resultados não são para admirar. Se as previsões das tempestades falham tantas vezes, porque nem todas vêm dos Estados Unidos, e por outro lado só uma parte das

que por ali passam chegam até nós, menor certeza devem ter as que se referem á temperatura, que depende em grande parte de circumstancias locais e particulares.

Embora as previsões do *New-York Herald* nem sempre se realisassem, não deixavam todavia de prestar importantes serviços. Se os esforços do *New-York Herald* fossem acompanhados de avisos analogos das ilhas Feroé, da Groenlandia, da Islandia e dos Açores podiam evidentemente prever-se quasi todas as tempestades da Europa. As previsões do jornal americano tinham, além d'isso, a vantagem de indicar aos marinheiros, que fossem da Europa para a America, as condições geraes do tempo com que deveriam contar.

O que fica dicto mostra os importantes resultados da meteorologia sob o ponto de vista da previsão do tempo e é permitido suppôr que a insufficiencia dos resultados é devida á organização ainda incompleta d'este serviço.

II

Indicações do barometro, thermometro e hygrometro. — De todos estes instrumentos o mais importante para a previsão do tempo local é o barometro.

Desde a sua descoberta tem-se notado que as mudanças de tempo são acompanhadas por variações na altura da columna barometrica, sendo que esta se eleva ordinariamente nos nossos climas quando se avizinha o tempo bom, conservando-se alta durante este, e descendo novamente na passagem para o mau tempo.

D'aqui a ideia do emprego d'este instrumento na previsão do tempo, collocando-se para isso uma escala graduada ao longo da columna, na qual se indicam as alturas correspondentes aos estados do tempo. Por commodidade empregam-se geralmente os barometros de quadrante, graduados por comparação com o barometro normal. Esta graduação consta nos barometros francezes, de que geralmente nos servimos, dos termos abaixo indicados, correspondentes a differenças de pressão de 9 millimetros:

731 millimetros.....	Tempestade.
740 » 	Muita chuva.
749 » 	Chuva ou vento.
758 » 	Variavel.
767 » 	Bom tempo.
776 » 	Bom tempo fixo.
785 » 	Muito secco.

Estas relações entre a columna barometrica e o estado do

tempo resultam, porém, das condições meteorologicas particulares dos nossos paizes e variam de uns logares para os outros.

Realmente o barometro mede unicamente a pressão atmospherica; mas como esta varia segundo o rumo dos ventos e estes estão mais ou menos relacionados com o estado do céu, as variações da columna barometrica indicam até certo ponto o estado do tempo.

As variações da pressão dependem principalmente das camadas inferiores e por isso a altura da columna de mercurio diminue á medida que a altitude augmenta. Assim, um barometro graduado para Coimbra, onde a pressão media é de 750 millimetros, dará, n'uma estação de altitude relativa sufficientemente grande, indicações falsas sobre o tempo e poderá mesmo nunca se elevar a esta altura, característica do bom tempo em Coimbra.

É preciso, pois, antes de nos servirmos de um barometro com este intuito, estudal-o durante algum tempo e fazer uma gradação empirica em harmonia com as condições locais. As suas indicações terão então uma certa probabilidade, principalmente combinando-as com as fornecidas pelo thermometro e pelo hygrometro, cujas variações são sempre do mesmo sentido entre si e de sentido contrario relativamente ás do primeiro.

A chuva é todavia possivel com quasi todas as pressões. A seguinte tabella dá as probabilidades de chuva e de neve calculadas por Cotte, segundo as observações feitas em Montmoureny:

Columna barometrica	Probabilidades de chuva	Probabilidades de neve
728 a 738 millimetros.....	70 %	22 %
738 a 742 "	58	4
742 a 751 "	46	4
751 a 760 "	19	1
760 a 769 "	8	0
769 a 781 "	0	0

As mesmas observações dão, para 1080 chuvas, 734 com uma columna barometrica inferior á media e 346 com uma columna superior. Estes resultados mostram que o exame da pressão atmospherica n'um certo momento não é elemento seguro para a previsão do tempo. É preciso mais do que isso.

Para ter o maior numero de probabilidades de acertar, a experiencia tem demonstrado que é necessario attender á marcha anterior do barometro e á natureza dos seus movimentos. Uma variação lenta, prolongada durante dois ou mais dias, sempre no mesmo sentido denota, como regra, uma mudança de bom para mau tempo, se a pressão diminue; de mau tempo para bom, se a pressão vai augmentando.

Como dissemos é, todavia, sempre conveniente comparar as indicações do barometro com as fornecidas pelo thermometro e pelo hygrometro.

Se o barometro baixa e ao mesmo tempo o thermometro sobe e o hygrometro indica augmento do grau de humidade atmospherica, pode annunciar-se chuva ou neve, conforme a temperatura e o estado de agitação do ar. Deve, porém, notar-se que as indicações isoladas do thermometro e do hygrometro são pouco expressivas relativamente ao estado geral da atmospherica, porque são apenas influenciados pelo ar ambiente.

Como exemplo do modo de comparação do barometro com o thermometro apresentamos as regras seguintes, que se encontram no *Manual barometrico* collocado na Inglaterra juncto dos barometros publicos:

O barometro sobe

Quando os ventos são do norte (de nordeste para este, pelo norte).

O barometro desce

Quando os ventos são do sul (de sudoeste para oeste pelo sul).

E annuncia tempo secco ou menos Quando o tempo se torna chuvoso,

O barometro sobe

humido, ou menos vento ou emfim algumas d'estas mudanças.

Exceptuando raros casos, quando a chuva (ou a neve) vem do norte com brisa forte.

Quando se dá uma mudança do vento para qualquer d'estas direcções.

O barometro desce

de mais vento, ou quando sobrem algumas d'estas mudanças.

Exceptuando poucos casos, quando uma brisa moderada, acompanhada de chuva ou de neve, vem do norte.

Quando se dá uma mudança do vento para o sul.

*O thermometro desce**O thermometro sobe.*

Ainda com o mesmo fim. extrahimos de Dallet, *Prévision du Temps*, as regras auxiliares da interpretação dos dados fornecidos pelo barometro e pelo thermometro:

Se o nivel do mercurio está á altura media (760^{mm} ao nivel do mar) e se fica estacionario ou se sobe emquanto o tempo se torna mais frio e o ar mais secco, devem prever-se os ventos do norte (nordeste, norte e noroeste) ou uma diminuição de vento ou de chuva.

Mas se o nivel do mercurio desce e o tempo se torna mais quente e o ar mais humido, devem esperar-se os ventos do sul (sudeste, sul e sudoeste) acompanhados de chuva.

Quando estes prognosticos se não realisam, é signal de tempestade.

Se o tempo aquece, emquanto o barometro está alto e o vento nordeste, o vento roda para o sul. Se o tempo arrefece, emquanto o barometro está baixo e o vento sudoeste, deve receiar-se uma tempestade de noroeste.

Tem-se notado que os ventos de nordeste são muitas vezes acompanhados de chuva e neve quando sopram violentamente, ainda que o barometro suba.

Com vento de leste no inverno, se o vento amaina e o thermometro sobe, deve esperar-se um furacão, passando de sudeste a sudoeste emquanto o barometro continúa a descer. Logo, porém, que o vento passa a sudoeste o barometro sobe, cahem grandes bategas de chuva, o tempo arrefece e o vento passa para norte.

Se o vento retrograda do noroeste para sudoeste pelo oeste, é de receiar a continuação do mau tempo.

Quando o barometro sobe, por causa de uma mudança de vento, o tempo arrefece; se baixa, nas mesmas condições, o tempo aquece.

Se a columna barometrica está alta e se conserva assim durante muitos dias, o tempo é secco e o vento soprará provavelmente d'entre norte e leste; se o barometro está baixo e se conserva estacionario, o tempo será nublado e humido e o vento seguirá algum dos rumos comprehendidos entre o sul e o oeste.

Se o barometro sobe lentamente, o tempo tenderá a tornar-se secco e o vento brando, podendo porém haver calma ou nevoeiro; se desce lentamente o tempo torna-se incerto, mais humido e não pode contar-se com um bom dia.

Pode dizer-se, em geral, que não ha receio de tempestades quando o nivel do mercurio se conserva invariavel; mas se varia sobrevirá uma variação rapida.

Baixando o nivel do mercurio, se o tempo se conserva secco, é de receiar uma violenta tempestade e muita chuva. Eguualmente, se a baixa se accentua, com mau tempo persistente durante alguns dias teremos bom tempo fixo.

Em todos estes casos a duração da variação corresponde ao tempo gasto pelo barometro em a produzir, isto é, quanto mais tempo decorre entre a baixa barometrica e a vinda da chuva, tanto mais esta durará.

Não julgamos necessario insistir em que estas regras são puramente locais.

Indicações do espectroscopio. — Quando um fasciculo de luz composta passa de um meio para outro de differente refringencia, decompõe-se nas suas côres simples, produzindo um *espectro*, variavel com o corpo luminoso e com os meios interpostos. Quando o corpo luminoso é um solido ou um liquido incandescente, o espectro é *continuo*, isto é, contém todas as côres, comprehendidas entre a mais e a menos refringente, que n'elle entram; se a temperatura do corpo desce, o espectro conserva-se ainda continuo, mas a intensidade luminosa relativa da parte mais refringente diminue, reduzindo-se a uma facha vermelha quando a incandescencia está a desapparecer. Mas

se o foco luminoso é um gaz ou vapor incandescente o espectro é *discontinuo*, isto é, formado de riscas brilhantes.

A luz solar dá um espectro continuo com riscas escuras, estudadas primeiramente por Wollaston e Frauenhofer, das quaes as mais importantes se designam pelas letras, A, B, C, etc. Estas riscas e outras menos pronunciadas, que as separam, foram o objecto de estudos importantes de Kirchhoff e Augström. Parte são *fixas* e constantes, qualquer que seja o momento em que são observadas; outras, porém, observadas por Brewster, são muito menos escuras pela manhã e ao anoitecer e dependem do estado atmospherico e da espessura do ar atravessado; deuse-lhe por isso o nome de *telluricas*.

As riscas fixas são devidas á absorpção dos raios solares pelos gazes da chromosphaera; as outras á absorpção produzida pela nossa atmosphaera. Jansen mostrou directamente que, entre estas, umas eram produzidas pelo vapor de agua e têm o nome de *riscas de chuva*; outras, por exemplo a risca B, que tem um aspecto independente do grau de humidade do ar, variam com a altura do sol e são attribuidas, por isso, a elementos fixos da atmosphaera.

O exame das riscas de chuva indicará, pois, a humidade do ar em toda a espessura atravessada pelos raios solares e portanto de um modo muito mais seguro do que o hygrometro, que dá apenas a humidade do ar ambiente; comparando o grau de humidade com a temperatura e o estado da atmosphaera poderão prever-se as probabilidades de chuva, de neve, etc.

As riscas de chuva existem em todo o espectro, sobretudo nas regiões vermelha, alaranjada e amarella. A risca de chuva geralmente escolhida para o estudo da humidade do ar, por ser a mais commoda de observar, fica proxima da risca D do sodio, do lado do vermelho. A observação consiste em avaliar

a sua intensidade e a sua largura; o grau de humidade será tanto maior quanto mais larga e intensa se apresentar a risca de chuva indicada.

Para a observar volta-se o espectroscópio para o sol e observa-se a risca citada, que aparece então nitida, chegando às vezes a desdobrar-se; fazendo em seguida girar o instrumento de 90°, a risca torna-se confusa, sobretudo do lado do vermelho. Esta observação deve ser feita pela manhã n'um logar afastado do sol e das nuvens.

Para avaliar a sua intensidade compara-se com a das riscas E, F e *b*, intermediaria às duas. Se é superior á da risca F, a humidade da atmospherá é consideravel e a chuva muito proxima, sobretudo se sobrevém um abaixamento rapido de temperatura; se é menor do que a de *b*, mas ainda superior á de E, teremos chuva antes de 12 horas; se é inferior á de E, será signal de bom tempo.

Deve-se estar prevenido n'estas observações contra os erros provenientes de uma mudança brusca de temperatura e da interposição de nevoeiro ou de fumo.

O quadro seguinte, no qual Δ representa a risca a que nos referimos, resume, segundo C. Peny, a interpretação que convém dar a estas observações:

Intensidade da risca de chuva Δ	Temperatura	Probabilidades
$< b$	inferior a 5°	Neve provavel.
	superior a 5°	Não ha chuva.
$= b$	inferior a 5°	Chuva.
	entre 5° e $7^{\circ},5$	Chuva provavel.
	entre $7^{\circ},5$ e 10° . . .	Chuva pouco provavel.
	superior a 10°	Não ha chuva.
$> b$ mas $< F$ as riscas na parte verde distintas	inferior a $7^{\circ},5$	Chuva pouco provavel.
	superior a $7^{\circ},5$	Não ha chuva.
$> b$ mas $< F$ as riscas na parte verde indistintas	inferior a 10°	Chuva provavel.
	superior a 10°	Chuva pouco provavel.
$= F$	temperatura qual-	Chuva.
$> T$	quer	Muita chuva.

Deve, porém, notar-se que estas relações entre a observação do espectroscopio e o estado do tempo variam mais ou menos de um lugar para outro, como acontece com o barometro; e o observador deverá obter para cada lugar um quadro empirico, semelhante ao que fica exposto.

W. Uptem opera de outro modo. Para observar a risca Δ dirige o espectroscopio para o horizonte e avalia a intensidade da risca por meio de uma escala mental dividida em cinco partes. Em seguida dirige o espectroscopio para o céu a 45° e faz uma avaliação analogá. O valor da observação é dado pela somma das duas leituras,

Como o vapor aquoso existe principalmente nas camadas inferiores, os raios solares, vindos do horizonte, atravessam maior espessura de vapor do que os do zenith; e portanto, se a risca decresce pouco em intensidade quando o espectroscopio é dirigido para este ponto, deve concluir-se que ha grande quantidade de vapor aquoso nas camadas superiores da atmosphera.

Em todos os casos, o maximo de intensidade da risca Δ -u indica a vinda proxima da chuva, qualquer que seja o aspecto do céo. A sua intensidade media é, no verão, indicio certo de chuva, enquanto que no inverno pode o tempo continuar bom.

Indicações do scintillometro. — O phenomeno da *scintillação* das estrellas consiste em mudanças rapidas e continuas do brilho e côr da sua luz. Segundo Arago, é devido á *interferencia* dos raios simples, que pela sua sobreposição formam a luz da estrella, produzidas pela differença de atrasos que estes ultimos experimentam atravessando as camadas atmosphericas. Ora o desvio dos raios simples estellares varia evidentemente com o grau de humidade; e comprehende-se que haja uma certa relação entre os dois phenomenos. Deste modo, da observação da scintillação comparada com outros elementos meteorologicos, podem deduzir-se regras particulares a cada estação.

A intensidade da scintillação, isto é, o numero de mudanças de côr de uma estrella, na unidade de tempo, depende tambem, segundo parece, da pressão atmospherica e dos movimentos do ar. Esta questão, porém, não está ainda completamente estudada.

O instrumento, que se emprega n'estas observações é o *scintillometro*, que consiste essencialmente em um espelho plano, a que se imprime um movimento de rotação rapido e no qual se

observa, por meio de uma lunetta, a imagem da estrella que apresenta o aspecto de um traço luminoso continuo.

As regras para a interpretação do scintillometro são as seguintes:

Quando a atmosphaera está calma e serena, qualquer que seja a temperatura, o traço é perfeitamente *regular*.

Quando o tempo tende a tornar-se chuvoso, o traço é *diffuso*.

O traço é *irregular*, se a agitação do ar é pequena; e torna-se *interrompido*, se a perturbação atmospherica que se aproxima é profunda, como nos cyclones.

III

Prognosticos das nuvens e dos astros. — Os modos de previsão precedentemente expostos são os unicos verdadeiramente scientificos. Ha todavia um certo numero de phenomenos de outra ordem, como os prognosticos tirados do exame das nuvens, dos astros, etc.; que merecem uma certa confiança e de que nos vamos occupar.

De todos os prognosticos tirados do exame das nuvens e dos astros, os mais geralmente conhecidos são os seguintes:

A côr rosada ao pôr do sol, ainda que o tempo esteja nublado, indica bom tempo; ao nascer do sol, este mesmo phenomeno ou céu de côr dubia indicam chuva ou vento.

Se os clarões da aurora surgem por cima de uma camada de nuvens, é indicio de vento.

As nuvens de contornos indecisos são indicio de bom tempo e vento brando; pelo contrario, as nuvens espessas e de contornos nitidos annunciam ventos violentos.

O céu azul carregado indica vento; o céu azul claro, bom tempo.

Se as nuvens parecem leves, pode receiar-se chuva, mas ha poucas probabilidades de vento; se são espessas e irregulares, annunciam vento forte.

A côr do céu ao pôr do sol varia e pode dar valiosas indicações: assim, o céu amarello brilhante annuncia bom tempo; o céu descorado, chuva. Se predominam as côres vermelha, amarella ou cinzenta, pode prever-se o tempo com uma grande

aproximação, sobretudo se consultarmos ao mesmo tempo o barometro.

O sol pallido indica chuva, porque a sua pallidez provém de grande abundancia de vapor aquoso na atmospherá; o sol suffocante, annuncia chuva.

Pequenas nuvens de côr escura annunciam chuva. Nuvens leves, movendo-se rapidamente em sentido inverso de outras espessas, annunciam vento e chuva. Se não são acompanhadas d'estas ultimas, a sua velocidade pode indicar, com alguma experiencia, a velocidade do vento.

Quando as nuvens das camadas superiores correm n'uma direcção opposta á das inferiores, é indicio quasi certo de mudança de rumo do vento.

O bom tempo é geralmente acompanhado de nuvens de formas indecisas; é indicado pelas côres delicadas do céu. Tons carregados acompanhados de nuvens de contornos nitidos e salientes annunciam chuva e ás vezes vento.

Quando as nuvens parecem abraçar-se nas regiões em que se formam e descem, conservando a mesma situação relativa, indicam chuva; se, porém, se elevam, annunciam o bom tempo.

Se o vento das camadas inferiores augmenta muito e as nuvens das camadas elevadas caminham em sentido inverso, é de prever que o vento inferior seja substituido pelo superior.

As nuvens que parecem immoveis, indicam continuação do vento, se estão do lado d'onde este sopra; se apparecem do lado opposto, o vento amaina.

A côr pallida da lua, os circulos caracteristicos mais ou menos curvos e a aureola luminosa que apparece em volta, annunciam chuva. Se o céu está muito claro e se podem distinguir no horizonte pontos geralmente invisiveis, é de prever chuva e ás vezes vento.

O brilho excepcional das estrellas, os halos e os fragmentos do arco-iris formados por nuvens destacadas, indicam augmento provavel de vento ou chuva, acompanhada ou não de vento.

Quando as nuvens são semelhantes a montes de algodão em rama e se encastellam e rolam umas sobre as outras, é de prever a vinda de chuva. Se vêm de leste e são negras ou se vêm do sul, annunciam chuva proxima; se vêm do oeste, annunciam chuva no dia seguinte.

Pequenas nuvens semelhantes a montes de algodão em rama, ao pôr do sol annunciam bom tempo.

Se uma hora ou duas antes do nascer do sol chove, é de prever que ao meio dia esteja bom tempo; mas se chove uma hora depois, é de presumir que a chuva continue.

Quando as estrellas estão apagadas e scintillam pouco, observadas com a vista desarmada, annunciam chuva. Se o vento sopra de leste e as estrellas parecem maiores do que ordinariamente, é indicio de chuva.

Se o céu está muito estrellado e as estrellas são brilhantes e muito scintillantes, é de esperar bom tempo no verão e frio secco no inverno.

Estas regras, parte das quaes se encontram no *Manual barometrico* de Fitz Roy, podem prestar valiosos serviços, sobretudo comparando as suas, previsões com os resultados dos instrumentos a que nos referimos e deduzindo novas regras que farão progredir dia a dia a previsão do tempo local.

Têm ainda a vantagem de poder ser utilizadas por todos em qualquer occasião, o que não acontece com os instrumentos.

Prognosticos dos vegetaes e dos animaes. — Os prognosticos

tirados dos seres organizados são puramente empiricos, pelo que estão longe de merecer a confiança dos precedentes e não os expomos senão como curiosidade.

A *trepadeira* conserva a corolla fechada quando se approxima a chuva; o mesmo se diz do *morrião*.

Introduzindo uma sanguessuga n'uma garrafa com agua, se ella permanece no fundo, immovel e enrolada, é indicio de bom tempo; se sobe, indica chuva; se está inquieta, vento; se está agitada e permanece fóra da agua, trovoadas; se no inverno se conserva no fundo, indica frio; se n'esta estação se conserva na embocadura, neve.

Se as aves aquaticas vôam para a terra; se as andorinhas vôam por cima dos rios, tocando a agua com a ponta das azas; se os passaros se refugiam nos ninhos; se o gallo canta á noite e pela manhã bate as azas; se a cotovia e os pardaes cantam de madrugada; se as gallinhas e as pombas se conservam na capoeira; se os cães excavam com afan; se os ratos fazem grande ruido; se as aranhas cahem das teias; se as picaduras das moscas são mais dolorosas, e as minhocas sahem da terra em abundancia; se as abelhas e as formigas se recolhem; se as rãs coaxam: deve prever-se *chuva*.

Se as aves aquaticas vôam de manhã para o mar, se as aranhas apparecem no ar, etc.: é indicio de bom tempo.

