

REVISTA BRASILEIRA DE GEOGRAFIA

Ano XV

OUTUBRO-DEZEMBRO DE 1953

N.º 4

CIRCULAÇÃO SUPERIOR

ADALBERTO SERRA

INTRODUÇÃO

Em volume anterior, publicado pela Universidade do Brasil, estabelecemos as regras de previsão válidas para o nosso país, tendo em vista sobretudo as condições reinantes ao nível do mar. Frisamos que o trabalho, realizado em péssimas condições, quando nos encontrávamos respondendo a processo administrativo, exigia maiores aperfeiçoamentos nos setores aerológicos e climáticos, até então abandonados.

É justamente dos primeiros (circulação superior) que iremos tratar agora, embora sem maiores minúcias teóricas, mais bem explanadas nos livros técnicos.

As regras de previsão propostas supõem assim que todos os princípios já estejam demonstrados, sendo apenas encontrada no presente livro a respectiva adaptação às condições da nossa atmosfera.

O trabalho foi desta vez muito mais vultoso, dado que, sem os auxiliares antes à nossa disposição, tivemos de executar pessoalmente todos os cálculos e gráficos. Tal fato, aliado ao natural desânimo produzido pelos sucessivos vexames a que fomos submetidos, justifica amplamente a demora de quatro anos no aparecimento dêste segundo tomo.

1.ª PARTE — VETORES

DEFINIÇÕES

1) *Streamlines*

São curvas traçadas, nos vários níveis, sempre *tangentes* às direções do vento na hora da observação. Para a análise que vamos empreender será necessário determiná-las em cada carta sinótica, pelo menos com referência a três alturas: 900 metros, 3 000 metros, 5 400 metros, ou melhor ainda até 12 000 metros. Aliás, só no caso de velocidade do vento “constante no tempo”, estas linhas coincidirão com as isóbaras, dependendo porém o verdadeiro traçado das últimas da existência de radio-sondagens.

a) Para o campo de *streamlines*, apenas os ventos de velocidade superior a 2 mps (05 Knots) devem ser utilizados; o “afastamento” das curvas será, por outro lado, *inversamente proporcional* à velocidade da corrente, significando assim linhas muito “apertadas” “vento forte”, e as mais afastadas “vento fraco”.

NOTA — O autor agradece a preciosa colaboração dos colegas HENRIQUE DE OLIVEIRA, MANUEL SANTOS e DIVALDO LOPES, que muito o auxiliaram, sobretudo o primeiro, na fase executiva.

b) Nessas condições, concluímos da equação de continuidade que:

1 — Onde as *streamlines* terminam (no sentido da corrente), a redução de velocidade que o fato traduz significa “convergência” (c), pois as componentes u, v , terão variações opostas às de x, y , sendo $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} < 0$ (conv.).

2 — Onde as *streamlines* começam (sempre no sentido da corrente), o aumento correspondente da velocidade indicará “divergência” (d), dado que $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} > 0$ (div).

Ambos os casos estão bem explanados na fig. 1, cujas zonas de velocidade “constante” significam advecção pura, sem movimentos verticais definidos.

c) Tais determinações, que devem ser feitas pelo menos para 900 e 3 000 metros, admitem a seguinte interpretação:

1 — Se, em ambos os níveis, determinada região apresentar “convergência”, aí se deverá prever convecção, aumento de espessura da camada úmida (com forte teor de mistura), e a formação de Cb, chuvas ou trovoadas. Realmente, da equação de continuidade, para $\rho = \text{const}$, $\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$, donde $\frac{dw}{dz} = -\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) > 0$ para conv, a componente vertical sendo assim positiva.

2 — Se, nos dois níveis citados, a região tiver “divergência”, o movimento vertical será de “descida”, com baixa espessura da camada úmida inferior, subsidência, e céu limpo ou formação de St. Neste caso, realmente

$$\frac{dw}{dz} = -\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) < 0 \text{ para div, } w \text{ sendo assim negativo.}$$

3 — Se houver divergência no nível mais elevado (3 000 metros) e convergência no mais baixo (900 metros), a interpretação será de convergência limitada à camada 900 — 3 000 metros, com fracas nuvens de convecção.

4 — Se, pelo contrário, existir convergência no nível superior (3 000 metros) e divergência no inferior, deveremos prever descida do ar de 3 000 a 900 metros, e a conseqüente limpeza do céu.

d) A análise feita até agora se presta, sobretudo, à interpretação das “ondas de leste”, pelo traçado de *streamlines*. Como vemos na fig. 2, da respectiva estrutura a 3 quilômetros resulta convergência a leste, e divergência a oeste, atingindo a isopleta de $w = 5g$ respectivamente 8 quilômetros e 1 quilômetro, conforme indicaram as radio-sondagens.

Qual das condições virá a predominar, depende contudo da inclinação do eixo, como será demonstrado mais adiante.

e) Ainda a propósito das *streamlines* convém lembrar que, pelas recentes descobertas de RIEHL, há uma flagrante mudança de traçado entre as zonas temperada e tropical. Na primeira, os sistemas de Baixa (L) e Alta (H) fechados da superfície, se transformam desde 3 quilômetros, e com mais razão a 12 quilômetros, em *troughs* e dorsais do grande ciclone polar.

Já na região equatorial, é *no solo* que *troughs* e dorsais são mais frequentes, vindo a se tornar, no nível 12 000 metros, em bôlhas fechadas de L ou H, sejam verdadeiros sistemas ciclônicos ou anticiclônicos das grandes altitudes.

2) Rotação dos ventos

Na falta de radio-sondagens, as condições termodinâmicas da atmosfera podem ser determinadas pelas seguintes regras:

a) Se o vento girar em altitude para a esquerda, deve-se prever convecção (c') e queda de pressão (fig. 3).

Esta é por ex., a situação de um *trough* a 900 metros, que se agrava nos níveis superiores, indicando chuvas e nebulosidade.

b) Se o vento girar em altitude para a direita, deve-se prever subsidência (s) e aumento da pressão (fig. 4).

Será o caso por ex., dos *troughs* a 900 metros com dorsal quente superior, significando céu limpo.

No capítulo D voltaremos ao exame dos princípios acima enumerados.

3) Hodógrafo

Como ensina a teoria da circulação, pela fórmula *vetorial*: "Vento superior = Vento inferior + vento térmico da camada", poderemos determinar os diversos *shears* ou ventos térmicos para os vários níveis. Traçando aos mesmos curvas tangentes, estas serão as isothermas, de grande utilidade para a previsão do tempo (fig. 5).

Os ventos reais são marcados, nas diversas altitudes, com vetores de módulo proporcional a sua velocidade, constituindo o *shear* obtido o "vento térmico" da camada. As curvas tangentes a tais ventos serão as "isothermas" da referida capa, cujas zonas quentes e frias se distribuirão segundo a mesma lei das Altas e Baixas que rege o "vento real" superior.

Já o afastamento das curvas deverá ser inversamente proporcional ao módulo do *shear*, dada a relação direta entre este último e o gradiente térmico.

Note-se que tais isothermas, assim como os hodógrafos adiante estudados, perdem a sua exatidão entre os paralelos de $+ 10^\circ$ e $- 10^\circ$, ou seja na zona equatorial.

Hodógrafo — traçando apenas os *shears* de (900-3 000 metros) e (3 000-5 400 metros) será fácil determinar, pela lei do vento térmico, as regiões de instabilidade; marcaremos assim, nas figs. 6 e 7, vetores paralelos aos *shears* em questão e, de cada lado, letras W e K, indicando as zonas quentes e frias respectivamente, as relativas à camada superior devendo ser grafadas em numerador.

a) Dêsse modo, os setores K/W indicam instabilidade, com ar frio sobre o quente (i) e os setores W/K estabilidade, seja ar quente acima do frio (e). Os de W/W e K/K traduzem equilíbrio indiferente.

b) Além disso, a própria evolução termodinâmica ficará conhecida, como segue:

1 — Onde o hodógrafo tiver, por ex., o aspecto das figs. 7-8, a massa evolverá para maior estabilidade, trazendo os ventos reais ar quente em altitude, e ar frio inferiormente.

2 — No caso das figs. 9-10, a massa evolverá para maior instabilidade, trazendo os ventos ar quente inferior, e frio superior.

4) Convenções

Tal como foi feito no 1.º volume, dividiremos o ano nas 4 estações básicas, a saber:

Inverno — Junho, julho, agosto (I).

Primavera — Setembro, outubro, novembro (P).

Verão — Dezembro, janeiro, fevereiro (V).

Outono — Março, abril, maio (O).

As regras e princípios serão apresentados, quando de aplicação universal, para todo o conjunto de estações; em caso contrário, especializadamente para cada época em particular.

Quanto à simbologia, ficou assim estabelecida:

a) *Massas* — Pc (polar continental), Pm (polar marítima), Tc (tropical continental), Tm (tropical marítima), Ec (equatorial continental), Em (equatorial marítima), S (sêca superior).

b) *Descontinuidades* — FG (frontogênese), FL (frontólise), SL (*shear-line*), IT (*trough* induzido), EW (onda de leste), PT (polar *trough*), WF (frente quente), KF (frente fria), OF (frente oclusa).

c) FPP (frente polar pacífica), FPA (frente polar atlântica), FPR (frente reflexa), FIT (frente intertropical).

d) H (Alta pressão), L (Baixa pressão), K (ar frio), W (ar quente).

e) Estabilidade (e), Instabilidade (i), Convergência (c), Divergência (d), Convecção (c'), Subsidência (s).

5) Cálculo do vento termal

O exame minucioso dos ventos térmicos constitui um poderoso auxiliar nos trabalhos de previsão, as regras adiante expostas tendo sido por nós adaptadas dos princípios teóricos estabelecidos em PETERSSEN, ERTEL, SCHERAG, ROSSBY, a cujos livros poderão recorrer os leitores mais curiosos.

1) Vejamos, de início, como extrapolar no tempo a “posição das isóbaras”. Sobretudo para o centro de ação ou Altas frias (configurações mais estáveis), poder-se-á deslocar tais isolinhas com a direção e velocidade do vento termal entre 900 metros e o último nível da sondagem. Isto porque a corrente superior, que move as camadas de ar, é a soma vetorial das componentes geostrófica (G), e térmica ou *shear* (T), seja $\bar{V} = \bar{G} + \bar{T}$.

Ora, $\bar{G}$ é paralelo às isóbaras e assim não as pode mover; resta então T , que deverá fazê-lo. Numa estação como a da fig. 11, teríamos assim o vetor R ,

resultante dos ventos termais ou *shears* (0-3 quilômetros e 3-6 quilômetros), como velocidade e direção da isóbara, ignorando-se os níveis mais elevados.

a) PETERSSEN prefere, seguindo rigorosa demonstração teórica, pesar os vários *shears*, desde o solo (1 000mb) até o último nível (100mb), visto como os primeiros participam muito mais do movimento isobárico que os últimos.

Temos em resumo (figs. 12 e 13):

m Níveis	mb Pressão	Shear	Pêso
Solo	1 000	—	—
900	900	S 9	1,7
2100	800	S 8	1,5
3000	700	S 7	1,3
4200	600	S 6	1,1
5400	500	S 5	0,9
7200	400	S 4	0,7
9000	300	S 3	0,5
12000	200	S 2	0,3
16000	100	S 1	0,1

Assim, obtidos os diversos *shears* (do solo a 900 metros, ou S 9, 900 a 2 100 metros, ou S 8, etc...), tudo como exposto na fig. 12 (e lembrando que o nível de 1 500 metros é *sempre abandonado*) resta compô-los gráficamente, após a devida multiplicação pelos pesos indicados, obtendo assim a “resultante” geométrica de tais componentes. Dividida esta pelo fator 1,8 faltará somente projetar o resultado sôbre a normal à isóbara. Usaremos as fórmulas:

$$1) \quad T = \frac{1}{1,8} \times (1,7 S_9 + 1,5 S_8 + 1,3 S_7 + \dots 0,1 S_1).$$

$$2) \quad \text{Vel. isóbara} = T \cos \alpha \text{ (fig. 13).}$$

Como vemos, a influência das altas camadas vai diminuindo, tanto mais que, embora seja elevada a respectiva velocidade V, esta é geralmente constante, resultando em *shears* (S) fracos, e de efeito tanto menor quanto mais reduzidos são os pesos que lhes correspondem.

Assim, o erro oriundo da falta de informações além de 7 200 metros poderá ser desprezado, devendo ficar o gráfico executado para todos os pontos “estratégicos” das isóbaras. Nunca esquecer aliás, de dividir a resultante por 1,8 e tomar a respectiva componente *normal* à isóbara para velocidade da última.

De qualquer modo a extrapolação será menos precisa para períodos superiores a 12 horas, dada a variação própria do vento termal durante um dia inteiro.

Novos erros surgem igualmente por não se ter levado em conta a convergência ou divergência, e se traduzem no desaparecimento ou criação de novas isóbaras no decorrer do período.

A rigor seria possível calcular a variação do vento termal através da advecção dos ventos reais. Assim, se as correntes a 1 500 metros (ou melhor a 3 000 metros) soprarem de zona fria para quente ou vice-versa, tais faixas deverão ser movidas de acôrdo com aquêles ventos.

Para converter ventos termiais (m.p.s.) em deslocamentos de isóbaras (Km/24h) usaremos então a escala abaixo:

mps	Km/24h
1.....	86,4
2.....	172,8
3.....	259,2
4.....	345,6
5.....	432,0
6.....	518,4
7.....	604,8
8.....	691,2
9.....	777,6
10.....	864,0

A) CARTA DE 6 000 METROS

Serve para retratar com bastante antecipação o aspecto do dia imediato na superfície, sendo pois de valor básico nas previsões.

1) *Inverno* — Comparando os *mapas normais* de pressão e temperatura ao nível do mar em julho (figs. 14 e 15) com as correntes a 6 quilômetros (fig. 18), e supondo que as isotermas da camada 0-6 quilômetros sejam análogas às registradas no solo, vemos que os ventos térmicos deverão ter as direções ali indicadas (fig. 15), em geral de W.

Assim poderíamos concluir pela conservação de duas faixas relativamente frias na camada 0-6 quilômetros, estendendo-se a primeira do Rio Grande a Pernambuco, através de Minas e Bahia, e a segunda, originada pelo saliente aquecido de Mato Grosso, desde a Bolívia até o Tapajós, embora mais fraca. Uma terceira se formaria no centro do continente, da Terra do Fogo ao Peru, obedecendo ao maior resfriamento da Patagônia e dos Andes. Contudo, não será lícito manter tais diferenças tão longe do solo, como o provam recentes estudos.

De qualquer modo, as zonas mais frias acarretam, pelo princípio hidrostático, maior queda de pressão em altitude, seguindo-se *troughs* semi-permanentes na carta de 6 quilômetros, visíveis nas *streamlines*, e via de regra sobre as posições já indicadas.

A êste efeito deve-se sobrepor o latitudinal, de resfriamento para o pólo, que conduz, por etapas, a um domínio cada vez maior nos níveis elevados, tanto do ciclone polar, como dos ventos térmicos e superiores de W.

Se, inicialmente, como podemos ver nas cartas de 1 500 e 3 000 metros (figs. 16-17), o centro de ação ainda persiste, embora mais deslocado para NW, já a 6 quilômetros êle acaba por desaparecer, atingindo mesmo os ventos de W a latitude 15° (fig. 18).

2) *Primavera* — Uma comparação dos mapas normais (em outubro) de pressão e temperatura (figs. 19-20) com as correntes a 6 quilômetros (fig. 23), permite concluir que os ventos térmicos terão uma direção geral de W, desde o pólo até o paralelo de 15°.

NOTA — As fórmulas acima dão melhor resultado a sul do trópico, de pouco servindo na zona equatorial.

Duas faixas relativamente frias podem ser notadas, a primeira do Uruguai à Bahia, e a segunda, desde a Terra do Fogo até a Colômbia, seguindo-se *troughs*, bem visíveis nas *streamlines*, e um dos quais se estende mesmo de São Paulo até o norte de Goiás (fig. 23). Por outro lado, as grandes áreas aquecidas do Nordeste Brasileiro, Amazonas e Chaco, aí prenunciam a freqüente localização de Altas a 6 quilômetros, cuja origem será adiante exposta.

Tal como no inverno, dominam cada vez mais em níveis elevados os ventos térmicos e superiores de W. Assim, se a princípio, como podemos ver nas cartas de 1 500 e 3 000 metros (figs. 21-22), o centro de ação ainda permanece, embora mais deslocado para NW, já a 6 quilômetros ele está praticamente bipartido, surgindo uma Alta destacada no interior, e separada pelo *trough* a que já nos referimos, do anticiclone no oceano.

3) *Verão* — Uma comparação dos mapas normais (em janeiro) de pressão e temperatura (figs. 24-25), com as correntes a 6 quilômetros (fig. 28), permite concluir que os ventos térmicos terão uma direção geral de SW, da Terra do Fogo até o paralelo de 25°.

Duas faixas mais frias são notadas, em posições semelhantes às já descritas no item “Primavera”, seguindo-se *troughs* na carta de 6 quilômetros, um deles entre Paraná e norte de Goiás.

Sobre as áreas aquecidas do Amazonas, Ceará e Chaco ficam sediadas Altas, bastante freqüentes no nível em causa. Por fim, dado o resfriamento latitudinal, dominam ventos térmicos e reais de SW, contornando o centro quente do Chaco.

Se a princípio (cartas de 1 500 e 3 000 metros, figs. 26-27), o centro de ação ainda se mantém, embora mais deslocado para W, já a 6 quilômetros (fig. 28) ele começa a ficar bipartido, surgindo uma Alta destacada no continente, sob o aquecimento interior, e separada por um *trough* do anticiclone marítimo.

4) *Outono* — Uma comparação dos mapas normais (em abril) de pressão e temperatura (figs. 29-30) com as correntes a 6 quilômetros (fig. 33) permite concluir que os ventos térmicos terão uma direção geral de NW, desde a Terra do Fogo até o paralelo de 35°, e de SW daí para norte.

Por outro lado, as grandes áreas aquecidas do Rio Branco, Venezuela, interior do Nordeste, e em menor escala Mato Grosso e Chaco, aí prenunciam a freqüente localização de Altas a 6 quilômetros. Já as faixas mais frias induzem *troughs* semi-permanentes na carta superior, seguindo um deles mesmo no mapa normal pelo oceano, desde I. Geórgia, até o interior da Bahia.

Por fim, o gradiente médio de temperatura para o pólo acarreta, como foi dito, um maior domínio nos níveis elevados, do ciclone antártico, e dos ventos térmicos ou superiores de W.

Como o fez notar SUTCLIFFE, dada a relativa “fraqueza” dos gradientes béricos médios ao nível do mar (menor velocidade do vento), as cartas de “isóbaras superiores” e de “isotermas das camadas intermediárias” ficam muito semelhantes.

Se nos níveis mais baixos, como se pode ver nos mapas de 1 500 e 3 000 metros, (figs. 31-32) o centro de ação ainda está intacto, já a 6 000 metros (fig. 33)

êle se encontra dividido, surgindo uma Alta isolada no interior, devido ao aquecimento continental, e separada pelo *trough* já citado do anticiclone no oceano.

Circulação secundária

Vejamos agora as modificações que os deslocamentos da FPA acarretam ao quadro acima descrito, e como poderão as mesmas servir à previsão do tempo.

Efetivamente, muito embora fiquem mascaradas no solo as condições existentes, os contrastes de "temperatura", cuja atenuação ou agravamento resulta em frontólise (FL) ou frontogênese (FG), surgem mais nítidos na camada 0-6 quilômetros, modificando os ventos do último nível.

1) A princípio, enquanto a circulação se desenvolve sobretudo pela passagem de oclusões na Patagônia, o anticiclone do Atlântico vai sendo lentamente atraído para sul. A 6 quilômetros nota-se então um avanço, para maiores latitudes, do centro de ação, com recuo do ciclone polar. Isto, é claro, devido ao gradual aquecimento da camada 0-6 quilômetros, que elevará a pressão no último nível.

Predominam assim massas tropicais no Brasil, e a subsidência do ar superior (S) logo acarreta secura em tôda a região a leste do meridiano 45°, desaparecendo daí as trovoadas, no Verão e Outono. Nos alíseos, sendo mais ou menos retilínea ($\zeta = 0$) a trajetória das correntes para o equador, com decrés-

cimo do parâmetro de Coriolis $f = 2 \omega V \sin \varphi$, a constância da razão $\frac{f + \zeta}{Dp}$ exigirá redução no valor Dp , isto é achatamento das colunas, assim se explicando o desaparecimento dos Cb, e a maior frequência de Cu humilis.

2) Ao se intensificar a FG na FPA, a pressão diminui nas Baixas do S. Francisco (durante a Primavera), e em geral na do Chaco. Nesta, sobretudo, a temperatura se eleva, dada a advecção do ar quente de NW, com acentuada velocidade, capaz de impedir um pronto equilíbrio, pela radiação, aos valores normais dos paralelos.

Além disso, o aumento de velocidade acarreta divergência, e portanto subsidência e aquecimento; êste, em se verificando por tôda a camada 0-6 quilômetros, traduz ventos térmicos sob circulação de Alta, transformando-se a Baixa Pre-frontal do solo num anticiclone a 6 quilômetros, e separado por um *trough*, que se estende até Goiás na Primavera, ou o paralelo 10°, no Verão e Outono, do verdadeiro centro de ação.

Surge então o seguinte quadro naquele último nível (figs. 34-I, 35-P, 36-V, 37-O):

Ciclone polar na Patagônia, e anticiclone limitado ao Chaco, adiante da FPA no solo durante o Inverno, mas que se estende sôbre o Brasil, quase alcançando o equador nas demais estações, por ser muito forte o aquecimento continental.

Nova Baixa, com um *trough* orientado NW-SE no Uruguai, de junho a agosto, e que corresponde à zona relativamente mais fria, não atingida pelo aquecimento prefrontal. Sob a maior intensidade dêste, aquêle *trough* fica situado bem mais ao norte, no paralelo 10°, e com uma orientação W-E na Primavera.

Nesta última estação outra Alta se forma assim sôbre o Nordeste, produzindo ventos superiores de SW no litoral leste, enquanto mais uma aparece no Amazonas (fig. 38). O referido *trough* ficava mais a sul (paralelo 15°) na carta de 3 quilômetros, dado o alargamento dos anticiclones em altitude, pela extensão dos efeitos de aquecimento. No Verão entretanto, Altas alongadas em terra, a 6 quilômetros, na latitude 10°, fazem prever anticiclones no solo, fontes de massa Ec (fig. 39).

Finalmente o centro de ação permanece no oceano, separado da Alta Interior por um *trough* N-S ao longo dos meridianos 45° na Primavera, ou 50° no Verão e Outono. Durante o Inverno suas isóbaras se estendem NW-SE, com ventos NW, dado o aquecimento do Nordeste (fig. 34).

Note-se aliás que enquanto a FPA sofrer FG o traçado das *streamlines* do anticiclone a 6 quilômetros (centro de ação) de hoje, será semelhante ao das isóbaras do mesmo centro ao nível do mar no dia seguinte (figs. 40-I, 41-P, 39-V).

Nas estações quentes, a posição do *trough* a 6 quilômetros coincidirá em geral com a da própria dorsal fria "de massa Tm", ao longo do litoral sueste do Brasil, e cujo limite norte é a FPR. Podemos notar ainda que os movimentos, para sul ou norte, desta última frente, serão previstos pelos deslocamentos oeste ou leste respectivamente, do referido *trough* a 6 quilômetros (fig. 42-V, 43-O).

Neste caso a redução da velocidade para o pólo nas correntes NE a N, prefrontais da FPA, e causada pela FL nesta última, vai acarretando convergência na região tropical, com acúmulo de isotermas na zona frontogenética que é o litoral do Estado do Rio. Tal ação de FG na FPR será governada pela equação

$\frac{f + \zeta}{Dp} = \text{const.}$ Como $\zeta = 0$ (trajetória retilínea) e $Dp = \text{const.}$, será

$f = 2wV \sin \varphi$ também constante, o que, dado o aumento da latitude φ , redonda em decréscimo de velocidade para sul, acumulando-se as isotermas.

3) Quando a FPA inicia o seu avanço para o trópico sob a forma de KF (frente fria), o primeiro sinal, que se lhe antecipa de pelo menos 24 horas, é o aparecimento no Inverno e Primavera, ou o *progresso*, no Verão e Outono, do *trough* estendido N-S a 6 quilômetros, sôbre os meridianos 40 ou 45°, respectivamente. Tal *trough* se origina do seguinte fato: o grande aquecimento prefrontal acarretara, como vimos um anticiclone superior, bem visível no nível 6 quilômetros, e que aí se destacava do próprio centro de ação, formando-se um talvegue, correspondente à zona mais fria intermediária, e assinalado no mesmo lugar na carta de isotermas (figs. 44I, 41-P. 45-V, 37-O). Nas épocas mais quentes, dada a enorme extensão da Alta Superior, não apresenta a KF o caráter de PT., freqüente no inverno, o traço da frente na carta de 6 quilômetros sendo localizado quase "verticalmente" sôbre o do solo.

Aquêlê *trough* N-S, que surge desde 2-3 quilômetros e se mantém até acima de 10 quilômetros, cada vez mais deslocado para E devido ao desenvolvimento também cada vez maior do anticiclone continental superior, constitui dêsse modo uma rampa, a qual facilita, auxiliada pela vorticidade ciclônica, a ascensão lenta do ar Tc de SW, com fraco teor de mistura, sôbre o marítimo Tm

de NW, proveniente do centro de ação, tudo resultando na formação de As, Ac, Cs, Ci prefrontais, os quais precedem de 1 000 quilômetros a KF do solo, e a “anunciam”. Esta é a clássica “Frente Superior” dos trópicos, que assume portanto, como já ficou dito em “Meteorologia do Nordeste”, uma “aparência” de oclusão. Excetuando a época de inverno, pode aquele *trough* alcançar até o paralelo 10°S.

O aparecimento da nebulosidade média e alta resulta aliás da fórmula de vorticidade absoluta. Com efeito, sendo retilíneas as correntes NE, atraídas para sul pela ação de FG, a sua vorticidade relativa será nula ($\zeta = 0$).

A da Terra, $f = 2wV\sin \varphi$ cresce porém com a latitude φ , o que obriga, pela equação $\frac{f + \zeta}{Dp} = \text{const}$, ao aumento de Dp , isto é, alongamento das colunas de ar, resultando tudo em condensação e nebulosidade. Esta será ainda tanto mais intensa quanto maior a curvatura “ciclônica” das correntes inferiores.

O comportamento dos *troughs* a 6 quilômetros constitui agora um ótimo índice de previsão para o dia imediato, a saber:

a) Enquanto os mesmos não surgirem no Inverno e Primavera, entre 40-45° de longitude, a FPA não progredirá. No Verão e Outono o *trough* a 6 quilômetros já existe, mas deverá caminhar para E, antes que a KF possa fazê-lo para NE.

b) Assim que aqueles aparecerem no Inverno e Primavera pode-se prever a invasão frontal:

A posição do *trough* de hoje será paralela, porém avançada de 1 200 quilômetros no Inverno, ou de 800-1 000 quilômetros, nas demais estações, em relação à da KF no solo amanhã (fig. 46). Isto porque esta última progride solicitada pelo maior gradiente frontal de temperatura, o qual se traduz na formação da Alta Superior, cada vez mais deslocada para E, como vimos.

c) A paralisação, ou recuo no sentido de W, do *trough* a 6 quilômetros, faz prever igual estacionamento, ou retrocesso como WF, da KF que avançava, com a possível dissolução do seu anticiclone polar posterior (fig. 40).

d) À proporção que o *trough* a 6 quilômetros caminha para E, os Ci irão progredindo até à Bahia, localizando-se por fim aquela descontinuidade no meridiano 40°, quando a KF alcança a sua menor latitude (figs. 47-V, 48-O).

A KF avança sempre precedida do *trough* em questão, cuja persistência se deve, como já foi explicado, ao aquecimento prefrontal, sofrendo ambos em geral deslocamentos idênticos.

e) A previsão, por vezes difícil, dos ciclones no litoral, será facilitada pelo intenso aquecimento prefrontal, que logo se traduz numa colocação, 24 horas antes, da dorsal do centro de ação a 6 quilômetros sobre a região (figs. 49-I, 38-P).

Prognosticar assim a formação de um ciclone no oceano, sobre o extremo sul da referida dorsal; esta fica em geral a leste do novo *trough* que será adiante descrito. Pela razão oposta, de resfriamento, localizar as dorsais frias polares de amanhã sob *troughs* de hoje a 6 quilômetros.

f) Quanto às Baixas Prefrontais na superfície ficarão situadas sob, e no interior, da isóbara central de Alta a 6 quilômetros hoje (figs. 45-V, 50-O).

g) Durante o progresso da frente, o afastamento para leste do centro de ação no solo é também sempre precedido por idêntico recuo na véspera, do mesmo centro a 6 quilômetros (figs. 36-V, 37-O).

h) Note-se que, com o progressivo avanço do ar polar frio para o trópico, o ciclone superior, resultante da camada fria (K) segue na mesma direção, dominando assim o sul do Brasil, onde suas isóbaras delimitam “hoje” a área de ar polar no solo “amanhã”. Também o eixo de menor temperatura das massas Pc ou Pm, orientado em geral SW-NE devido à estrutura do anticiclone, mais frio no continente e mais quente no mar, acarretará um mínimo superior da pressão, seja novo *trough*, que caminha com aquela Alta fria, sobretudo no inverno e primavera, até se localizar via de regra entre 45 — 50° W (fig. 51).

Como elemento de previsão poderemos situar o anticiclone polar amanhã exatamente sob tal *trough* superior SW-NE no nível 6 quilômetros de hoje. No Verão e Outono, este *trough* a 6 quilômetros ficará perpendicular à FPR no solo amanhã (figs. 42-V, 43-O).

i) Se o *trough* caminhou desde a véspera uma distância d, igual avanço, perpendicularmente a sua posição atual, se poderá prever para a KF no solo (figs. 52 e 53).

4 — a) Se porém o *trough* recuou a 6 quilômetros, a KF no solo não mais avançará, transformando-se numa frente estacionária em dissolução (figura 54). Isto significa que houve subsidência nas camadas superiores do anticiclone frio, acarretando, pela diminuição dos solenóides na descontinuidade, a paralisação desta.

De modo geral, os *troughs* W-E, desde o trópico até o equador, indicam aquecimento prefrontal nas KF velhas que ainda podem avançar, enquanto simultaneamente os orientados N-S, da Frente Superior, traduzem nova FG na FPA (fig. 55).

b) O recuo do *trough* antecede via de regra o desmoronamento da Alta Polar sobre o Brasil, e sua incorporação ao centro de ação, com fusão das massas Pm e Tm. Duas observações se impõem, aliás:

I) Enquanto o ciclone superior persistir no sul do país, não se deverá prever tal dissolução do ar frio inferior (fig. 56).

II) Esta se dará no dia seguinte ao do avanço para SW, na carta de 6 quilômetros, do centro de ação, fato êsse que traduz um aquecimento geral da atmosfera. Nesse caso, prever idêntico movimento para SW, amanhã, do anticiclone quente tropical.

c) Finalmente, se a Baixa circumpolar a 6 quilômetros sofrer um retrocesso a oeste, poderemos prognosticar um recuo idêntico, como WF na superfície, da FPA que vinha avançando (figs. 57-V, 58-O).

No Verão e Outono todos êstes fatos se verificam em conjunto. Assim: I — após um derrame de ar frio no trópico, o recuo do ciclone polar a 6 quilômetros indicará aquecimento daquela massa, sob advecção quente de Tm. II — A formação da WF, simultânea com o recesso para sul da pequena Alta a 6 quilômetros situada mais a oeste, coincide com nova Baixa Prefrontal na FPA, que vem sofrendo FG.

As KF que avançam sofrem então FL, sob a referida Alta a 6 quilômetros (fig. 57).

III) Juntamente com a WF, forma-se mais a norte a FPR, que se mantém sob o *trough* superior, dissolvendo-se porém tão cedo nova FG na FPA acarrete o recuo daquele *trough* para oeste. IV — Ciclones no mar deverão ocorrer sob zonas de “divergência” das correntes a 6 quilômetros. Em terra, tais regiões formam Baixas térmicas. V — *Trough* superior adiante da FPR, corresponde à zona fria e chuvosa das Altas de Ec. VI — Alta de aquecimento a 6 quilômetros, sobre Minas e Bahia, aí permite prever Baixas prefrontais da FPR amanhã.

d) Como sabemos, somente no inverno as Altas frias conseguem avançar até baixas latitudes, onde entretanto a força de Coriolis se anula, fazendo com que o vento sopre através das isóbaras, assim dissolvendo o anticiclone.

Neste caso, o prognóstico do estacionamento frontal será menos fácil que o da FL nas KF do interior, o qual se traduz pela formação a 6 quilômetros de intensa Alta em Mato Grosso e Amazonas, seguindo-se limpeza e forte Baixa ao solo no dia imediato (fig. 40), com a formação de nova FG na FPA.

e) Coincidindo em geral com o recuo das WF na zona temperada, a FIT. surge com chuvas e se deslocando para sul, sempre que o aliseo, antes refrescado por um derrame polar, vai diminuindo de velocidade para W, o que produz convergência acentuada.

Deve-se ter em conta aliás, que a zona de confluência de ambos os aliseos é de precipitações, o contrário sucedendo porém, à de difluência mais a oeste. De qualquer modo, a direção do vento importa menos que a queda de velocidade (convergência) como fator de chuvas.

Ventos de N a 6 quilômetros, na costa setentrional, são um bom indício de futura entrada, (amanhã) da FIT. Já no inverno e primavera, estando tal frente sobre as Antilhas, um novo IT. litorâneo, orientado W-E, a substitui.

5) Finalmente, a previsão da própria carta de 6 000 metros permitirá antecipar um prognóstico do tempo, com prazo de 48 horas para todo o país.

O melhor método consiste em localizar Baixas (L) e *troughs* de 6 quilômetros para amanhã, sobre as regiões frias (K) da camada 3-6 quilômetros de hoje, ou melhor ao longo dos *troughs* (K) de tais zonas.

Já as Altas previstas serão colocadas acima das *áreas quentes* (W) também de hoje, tôdas extraídas da carta de ventos térmicos 3-6 quilômetros (fig. 59).

As razões, bastante óbvias, não precisarão ser mais pormenorizadas. Melhores resultados se conseguirá obter, porém, calculando o vento termal 900-5 400 metros, seja a resultante de ambos os *shears* 900-3 000, e 3 000-5 400 metros.

B — CARTA DE 3 QUILÔMETROS

Situação normal

Inverno — Neste nível, como vemos pela carta normal (fig. 17) o centro de ação ainda surge bem nítido, com máximo barométrico no paralelo 20°; as respectivas correntes giram de SE a N e W, dominando o ciclone polar até a latitude 30°, sob ventos daquela última direção.

Primavera — O anticiclone do Atlântico tem a sua dorsal no paralelo 17°. Os ventos giram de E a N e W, atingindo o ciclone superior a latitude de 30°, sob correntes de W (fig. 22).

Verão — O centro de ação ainda está bem desenhado, com máximo de pressão no paralelo 20°. As correntes mudam de E para N e W, dominando a Baixa polar até 35° S, sob correntes de SW (fig. 27).

Outono — Pela carta média (fig. 32), o anticiclone tem a dorsal no paralelo 20°. Os ventos giram de SE a NW, atingindo o ciclone superior a latitude 25°, sob correntes de W.

Circulação secundária

1) Iniciada uma *FG* na *FPA*, dois sinais são logo observados:

a) Um refôrço do *trough* estendido N-S na Patagônia, o qual começa no solo (como a própria *FPA*) e prossegue através do nível 1,5 quilômetro, até o que estamos estudando. Tal *trough* (raramente formado no inverno, aliás), se localiza via de regra na costa oriental do continente (figs. 60-P, 61-V, 62-O).

b) Durante o *Inverno*, o aparecimento da Alta Superior de massa Tc a 3 quilômetros, sôbre a Baixa quente prefrontal, nas latitudes 35-40°.

O centro de ação se reparte portanto através de *troughs* estendidos em direção zonal sôbre o Brasil, ao longo das camadas relativamente mais frias, e de outros orientados N-S, na costa e no interior (fig. 63).

O *trough* da Argentina fica localizado, como já explicamos, na zona central do continente, ainda não alcançada pelo aquecimento pré-frontal. Igualmente não atingida, mantém-se como Baixa (L) a depressão continental na Bolívia.

Dêsse modo, em virtude do referido aquecimento, a formação da descontinuidade assume a princípio um caráter de P.T. (*polar trough*), avançando em altitude cada vez mais para o equador, dadas as dimensões também cada vez maiores, nos níveis elevados, do anticiclone superior (fig. 64).

Tal aspecto basta, via de regra, para caracterizar a *FG* na *FPA*. Mesmo que a situação no Brasil seja de uma invasão fria que se derramara até o trópico, o aparecimento da Alta a 3 quilômetros no rio da Prata logo faz prever nova *FG* nessa região para o dia imediato, com a dissolução do anticiclone polar anterior.

c) Também a localização da própria Alta ou dorsal, no nível em estudo, permite antecipar para o mesmo lugar, e dentro em 24 horas, um setor quente de ciclone frontal, e o conseqüente atraso no progresso da frente (no Verão, dado o resfriamento no oceano, só a 6 quilômetros tal regra tem aplicação).

d) Contudo, se o PT. a 3 quilômetros, a que estamos nos referindo, recuar para sul, deve-se pressupor idêntico retrocesso como WF, da *FPA* ou KF que caminhava na Argentina.

e) Em oposição ao que sucede no inverno, quando a reduzida área da Baixa do Chaco produz apenas pequena Alta prefrontal a 3 quilômetros, redundando no caráter citado de PT., nas demais épocas o grande aquecimento do interior brasileiro torna muito extensa aquela Alta, como sempre localizada sôbre as Baixas continentais interiores. Ela se espraia portanto desde a zona de *FG* na *FPA*, até o Ceará e Piauí, separada por um *trough* N-S (Frente Superior), do centro de ação no oceano a 3 quilômetros (figs. 60-P, 61-V, 62-O).

2) O avanço propriamente dito da FPA para N ou NE é precedido, 24 horas antes, pela formação da “Frente Superior” já citada no capítulo precedente, ou seja a “rampa de ascensão” do sistema prefrontal de As e Ci. A respectiva inclinação média sendo de 1/150, a distância horizontal entre as posições dos *troughs* a 3 e 6 quilômetros será de 500 quilômetros. Tal rampa se estende, como sabemos, de W para E (fig. 65), tudo ainda devido às dimensões, crescentes em altitude, do anticiclone superior.

A fig. 66 revela perfeitamente a configuração em aprêço, característica do avanço frontal.

a) É importante notar que na ausência de Alta Superior sobre a KF, o aparecimento de um *trough* a 3 quilômetros, muito para leste, e acompanhado de grande ciclone polar, faz prever violento progresso da frente no solo (fig. 67).

b) Enquanto: I) a Alta interior referida apresentar sobre o Brasil Leste componentes nítidas de SW, que a separam, pela “Frente Superior”, do centro de ação; e II) esta Frente caminhar para E — poderemos antecipar, para o dia imediato, maior progresso no sentido NE, da FPA no sul, sob a forma de KF (figs. 68-P, 69-V, 70-O).

c) A KF continua agora o seu caminho para o trópico, sempre precedida da “Frente Superior”, até o estabelecimento em baixas latitudes do próprio ciclone polar a 3 quilômetros (fig. 71).

Tal avanço pode ser antecipado, como o fizemos na carta de 6 quilômetros, pela posição do novo *trough* de altitude, estendido SW-NE, o qual penetra o Brasil, e se conserva perpendicular às posições da Frente superficial nos vários dias (figs. 71-I, 72-P).

Durante o referido caminho da FPA para o trópico, os *troughs* a 3 quilômetros giram para a direita, adquirindo sentidos SW-NE, ou então W-E. No progresso máximo da KF porém, eles retornam em geral à orientação N-S, correspondente aos pequenos setores das ondas frontais (fig. 73).

d) Note-se agora que no Inverno, com o trajeto da KF para o trópico, aquela perde rapidamente o caráter anterior de PT., assumindo a forma clássica da teoria frontológica, isto é, com inclinação da superfície de descontinuidade para SW, em altitude. Assim, no seu caminho pelo sul do Brasil, a frente a 3 quilômetros se conserva muito para trás da descontinuidade no solo, e sempre acompanhada pelos sistemas típicos de nuvens, com chuvas post-frontais (fig. 74). Isto porque o ar polar frio, e de alta pressão, vai perdendo peso gradualmente com a altura, daí resultando, sob o domínio cada vez maior da depressão, a inclinação característica da superfície frontal. O PT. desaparece por fim, transformado como foi, desde o início, na “Frente Superior” já citada.

Na Primavera porém, já sob maior temperatura, a circulação da Alta polar ainda se mantém sem modificações a 3 quilômetros (fig. 75-P).

O recuo para o pólo, do *trough* a 3 quilômetros, em relação à descontinuidade no nível do mar, é tanto maior, evidentemente, quanto maior a diferença de temperatura das duas massas, sendo o peso da coluna 0-3 quilômetros mais elevado no ar frio.

Assim, tal recuo será proporcional à ação de FG, chuvas mais intensas sendo de prever com um grande afastamento, dos *trough* a 0 e 3 quilômetros.

e) No seu avanço, a massa Tc quente prefrontal vai fazendo destacar a Alta Superior do próprio centro de ação, tudo redundando nos diversos *troughs* W-E, tão comuns no nível 3 quilômetros (fig. 76).

A KF caminha assim até as regiões tropicais, onde a sua presença, com Alta Posterior Polar (esta ainda anticiclônica em altitude, dadas a elevada pressão no solo, e o menor resfriamento no trópico), dará origem ao aspecto registado na fig. 77, em face da Alta destacada do “Centro de ação” pelo aquecimento prefrontal.

3) No Inverno, quando o centro de ação aumentar de latitude a 3 quilômetros, e a Baixa Polar recuar para a Argentina, dever-se-á prever uma volta à situação normal, com FL no trópico, e nova FG na FPA do Prata (fig. 78). Um *trough* a 3 quilômetros forma-se então sobre a referida FG no sul, enquanto outros se estendem num sentido W-E no Brasil.

a) Na Primavera, logo que a “Frente Superior” recuar para W, e a Alta Interior perder suas componentes SW-S (mudadas para SE sobre o Brasil Leste) teremos um sinal de avanço para o continente do anticiclone atlântico, devendo-se prognosticar assim a paralisação da KF, ou o respectivo recuo no sentido de sul como WF (fig. 79).

A 3 quilômetros esta última se apresenta como um *trough* frio, de orientação W-E, e que destaca nova dorsal ao sul da Alta Quente Interior, cujo recuo para W estamos verificando (figs. 80-P, 81-V, 82-V, 83-O, 84-O).

b) É interessante lembrar que em caso de nova FG na FPA do Prata, aquela dorsal quente prefrontal faz prever a formação de um ciclone na região para o dia imediato, e o conseqüente atraso no progresso da nova KF (fig. 85). Logo se reforça portanto a “Alta Interior”, readquirindo componentes SW sobre o Brasil Leste, as quais significam a rápida dissolução da WF anterior, e do ar Pm velho no sul do Brasil.

No Verão entretanto, a posição atual do grande ciclone polar delimita a região a ser ocupada amanhã pela massa fria no solo, cujo anticiclone ficará a SW das Baixas (de hoje) a 3 quilômetros. Quando a oeste tal ciclone recua, deveremos localizar na sua borda norte a WF de amanhã (figs. 82-V, 84-O); e quando a leste êle avança, colocar igualmente no limite das isóbaras de Baixa, a KF do dia imediato.

c) De qualquer modo, o aquecimento do anticiclone polar pode ser previsto pela evolução a 3 quilômetros para uma circulação de Alta (fig. 86-O).

4) Dada a sua pequena espessura, a FPR não é absolutamente revelada pela carta em estudo no Verão, mas somente na de 6 quilômetros, onde o pequeno resfriamento que lhe corresponde chega a resultar numa Baixa Superior.

a) Já no Outono ela surge a 3 quilômetros, com *troughs* W-E, de tipo WF, que recuam previamente neste nível. Suas depressões no oceano ficam localizadas sobre as dorsais na véspera, do centro de ação em altitude.

b) Finalmente, as Altas Superiores Equatoriais correspondem ao centro de ação ou a grandes Baixas quentes e secas no solo, em geral prefrontais da

FPR, assim delimitadas; já os ciclones a 3 quilômetros ficam localizados sobre as Altas Continentais de Ec (figs. 82-V, 87-O), os *troughs* no mesmo nível estando colocados a E dos IT. no solo, amanhã.

c) É por último muito comum na Primavera, surgir um *trough* orientado SW-NE no litoral de Pernambuco, o qual destaca novo anticiclone, do centro colocado no oceano. Os respectivos ventos de SW acarretam uma dorsal no solo, responsável pelo bom tempo reinante sobre o Nordeste durante esta época (fig. 88-P), e ao qual não é estranho o maior avanço da corrente marítima fria, no sentido de SW-NE.

O movimento das perturbações no nível 3 quilômetros poderá ser facilmente compreendido pela fórmula de ROSSBY, que as governa. Temos:

$$\frac{At}{Ap} = \frac{U}{U - c}, \text{ em que:}$$

At = amplitude das isothermas médias de 0-3 quilômetros

Ap = amplitude das isóbaras a 3 quilômetros

U = velocidade média do vento zonal de W

c = velocidade da perturbação (*trough* ou dorsal a 3 quilômetros).

a) De início, com o avanço do anticiclone frio para o equador, o acentuado salto de temperatura entre o ar tropical quente, e o polar mais frio, torna a amplitude das isothermas "maior" que a das isóbaras a 3 quilômetros, embora em fase (H sobre W, L sobre K).

Segue-se da fórmula que $At > Ap$ ou $U > U - c$, donde $O > -c$, e $c > O$, portanto positivo. Como $U > O$, temos ainda $O > U - c$ ou $U > c$. Dêsse modo o *trough* superior caminhará para leste, com uma velocidade inferior à do vento zonal U (fig. 89).

Neste caso, realmente, os ventos levam ar quente para a cauda do *trough*, crescendo a pressão dêsse modo a oeste do mesmo a 3 quilômetros. As correntes levam porém ar frio para a frente do *trough*, onde a pressão irá cair em altitude.

Tudo resulta assim num deslocamento do *trough* para leste.

b) Uma vez efetuado o derrame polar no trópico, o gradiente meridional de temperatura se reduz. As isothermas vão atenuando sua amplitude, que acaba assim por se igualar à das isóbaras (fig. 90).

Neste caso, $At = Ap$, donde $U = U - c$, o que exige $c = O$. As perturbações estacionam portanto, de vez que os ventos levarão sempre ar de mesma temperatura, não se modificando assim a situação.

c) Por fim, a ação climática local aquece o anticiclone polar inferior.

As isothermas, embora ainda em fase, apresentam amplitude menor que a das isóbaras (fig. 91).

De $At < Ap$ segue-se $U < U - c$, $O < -c$, $O > c$ ou c negativo.

Como U é positivo e inferior a $U - c$, teremos $U - c$ positivo, ou $c < U$. As perturbações mover-se-ão portanto para oeste, e lentamente, com velocidade menor que U.

É o quadro final, de nova FG na FPA, quando os sistemas retornam para o Chaco. Neste caso realmente os ventos levam ar frio para a cauda do *trough* onde a pressão cai, e o mais quente para a frente do mesmo, onde a pressão sobe a 3 quilômetros; o *trough* só pode então recuar para oeste.

5) Vejamos a previsão da própria carta superior. Como já foi dito para os níveis mais elevados, o vento térmico da camada 900-3 000 metros de hoje permite antecipar o aspecto geral na superfície de 3 quilômetros amanhã.

Principalmente a coincidência das zonas de Alta (H) neste nível, dentro de 24 horas, com os centros quentes (W) atuais de 900-3 000 metros, fica bem demarcada. Já a das zonas de Baixa (L) com as áreas frias (K) será menos nítida.

a) De modo geral convirá situar os *troughs* amanhã a 3 quilômetros, a sul ou oeste das áreas frias (K) de hoje. Se tais zonas forem pouco extensas darão origem a um *trough*; se muito largas, a uma Baixa (figs. 59, 93).

b) Também será útil colocar os *troughs* de amanhã nos próprios giros ciclônicos do *vento termal* de hoje (fig. 92).

As áreas (K) são aliás bem maiores que as zonas de Baixa (L), estas acabando por ficar situadas no extremo sul daquelas. Particularmente o grande ciclone polar vem dominar a área fria (K) sobre a Argentina. Também o anticiclone a 3 quilômetros na costa leste coincide muitas vezes com zonas (K) de baixa temperatura.

c) Note-se mais que uma “divergência” nas isotermas frias (K) significa aquecimento, aí se localizando amanhã novas regiões de Alta (H) a 3 quilômetros. A melhor técnica será prever os *troughs* a 3 quilômetros, completando depois as dorsais e Altas intermediárias.

No verão tais regras podem induzir a erro, se não forem devidamente controladas por um estudo da advecção inferior. Assim, quando o vento a 1 500 metros soprar da zona quente (W) para a fria (K) deveremos aumentar a pressão prevista a 3 quilômetros, dado o efeito de aquecimento que dilata as camadas inferiores. E vice-versa, reduzir a pressão citada quando aquele vento se dirigir da região fria (K) para a quente (W).

C — CARTA DE 1 500 METROS

Situação normal — Contrariamente às anteriores, esta carta se assemelha muito à da superfície. Os IT. notados na última ainda surgem a 1,5 quilômetros, com pequena inclinação para NW (fig. 94); já os observados a 3 e 6 quilômetros eram derivados, como vimos, das condições térmicas ali reinantes. Quanto à FPR apresenta razoável altura e surge nítida no nível em estudo, salvo durante o Inverno, quando é muito rasa. Já as ondas de leste, mais fracas, nem sempre aparecem na carta de 1 500 metros.

Durante o Verão, o forte aquecimento na região do Chaco cedo transforma a Baixa prefrontal em Alta Superior, assim notada desde 1,5 quilômetros, e não mais somente a 3 000 metros, como no Inverno.

A FIT surge também nesta altura, recuada porém para NW em relação ao solo, o ar mais frio do hemisfério norte (ou do oceano) formando uma cunha no Verão e Outono, com inclinação normal de 1/300.

Cabe finalmente lembrar que, fraco como é (entre massas tropicais) o *salto de densidade*, os IT. e “ondas de leste”, de orientação N-S, devem-se apresentar com inclinação próxima de 90° , ou seja verticalmente. Já a FPR, e demais *troughs* orientados W-E, formam com o solo um ângulo igual à latitude da região, em média 20 a 30° sobre o horizonte. Os motivos estão bem explanados em HAURWITZ, p. 172.

Circulação secundária

1) A princípio, ao sul da zona de FG da FPA, o resfriamento do continente origina um extenso *trough* N-S na Patagônia, cujo avanço para E precede aliás de 24 horas o da própria FPA (fig. 95-I). O seu aparecimento na Argentina logo traduz um recuo como WF, das KF acaso existentes no sul do Brasil, ou então, sempre que estas ainda tiverem muita energia, o aparecimento de novas KF “secundárias” no Rio Grande do Sul (figs. 96-P, 97-V, 98-O).

2) A seguir, com o progresso do anticiclone frio para NE, o *trough* a 1,5 quilômetros nada mais representa que o “traço” da própria superfície frontal clássica, de orientação NW-SE, paralelo mas deslocado para sul em relação à descontinuidade no solo. No inverno a frente caminha em geral até o trópico (fig. 99); em outras épocas mal alcançam tais *troughs* a latitude 25° , os notados mais ao norte provindo da FPR (figs. 100-P, 101-V, 101a-O), esta com rampa para o pólo. No verão surge mais comumente o PT., de orientação NW-SE, 200 a 300 quilômetros “adiante” da KF no solo (fig. 101-V).

3) O recuo da KF e a respectiva transformação em WF são retratados 24 horas antes a 1,5 quilômetros pela reorientação do *trough* num sentido W-E sobre o sul do Brasil, dado que a frente quente começa a se caracterizar em altitude, sob o aquecimento prefrental (figs. 102-I, 103-P, 104-V, 105-O).

Como dissemos no início, os novos *troughs*, de orientação N-S na Patagônia, indicam igualmente uma transformação em WF, das KF no Brasil, e a sua posterior FL dois dias mais tarde (fig. 102-I).

4) Já os próprios IT. no sul do país costumam surgir a 1,5 quilômetros, com orientação SW-NE, apontando para o vértice onde se deverá formar, no dia seguinte, um ciclone frontal na FPA (figs. 106-I, 107-P, 108-V, 109-O); eles se deslocam pouco para leste, contudo.

5) Finalmente os *troughs* da zona equatorial, com orientação N-S no inverno, e NE-SW nas demais épocas, caminham cerca de 300 km/24h num sentido de W, desaparecendo em seguida (figs. 110-P, 104-V, 105-O, 111-I).

D — CARTAS DE ISOTERMAS

Descrição geral

O exame da carta de ventos térmicos 0,9-3 quilômetros (ou de preferência 0,9-5,4 quilômetros) constitui um grande auxílio na previsão da carta isobárica para o dia imediato, durante todo o Inverno e a Primavera. No Verão e Outono será necessário porém usar o campo de temperaturas do “dia seguinte”.

Assim as frentes (KF-WF) de amanhã, poderão ser localizadas seguindo as “isotermas limites” de hoje (ou de amanhã, conforme a época) na separação dos núcleos quentes (W) e frios (K) (figs. 112, 113), mediante os princípios abaixo:

a) Quando a FG fôr intensa na FPA, ou em casos de WF (recuo), a zona prefrontal de ar Tc (Baixa do Chaco ou depressões sôbre o Brasil, estas a norte da FPR) ficará ocupada pelo ar quente (W), e a de massa polar pelo mais frio (K), enquanto nos *troughs*, de isotermas (K) passam as frentes oclusas da Patagônia. Isto porque na primeira zona se verifica uma ação de divergência, subsidência e aquecimento, contrastando assim com a última polar, mais fria por advecção.

Dada esta situação, teremos mais para leste ou nordeste nova região fria (K), constituída na área não alcançada pelo aquecimento prefrontal, e onde se irão localizar o centro de ação e os IT. do litoral. Outras zonas K corresponderão às Altas interiores de Ec, com chuvas.

O anticiclone frio ocupa então as faixas (K) de isotermas (fig. 113).

b) Quando porém a FP já avançou e perdeu energia, cessa via de regra a ação de divergência prefrontal, acentuando-se entretanto a de subsidência post-frontal. Neste caso é a zona de Baixas Tropicais (L) que ocupará a região (K) prefrontal, enquanto a Alta Polar irá se definir nas faixas (W) de subsidência.

Por contraste, outra faixa (W) surgirá agora no centro de ação. As Baixas Tropicais apresentam assim IT. e chuvas, os primeiros devendo ficar situados (amanhã) sôbre os *troughs* (K), ou zonas mais frias de hoje (fig. 112).

Outra faixa aquecida (W) ocorre igualmente na costa norte, traduzindo aliás a chegada da Alta dos Açôres.

c) Nos casos de recuo frontal surge uma zona quente (W) no interior, e cuja isoterma meridional (fig. 114) indica a posição da WF amanhã.

A região fria (K) corresponde então à área ao sul da WF, a qual se estenderá para S e SE no litoral, ficando ocupada por massa polar (fig. 115).

A zona quente (W) antes citada corresponde porém muitas vêzes à Baixa prefrontal da nova FPA que vem sofrendo FG, e acabará por dissolver a WF antiga.

Note-se que em certos casos de WF podem-se formar dois núcleos (W), um a norte da mesma e outro a sul, sôbre o anticiclone polar, localizando a frente em questão dêsse modo na faixa (K) intermediária.

d) Muitas vêzes a carta de isotermas (1,5 — 3 quilômetros) não apresenta indícios de um futuro setor quente. Deve-se examinar neste caso as isotermas de 3-6 quilômetros, cujas zonas (W) de hoje estarão sôbre os setores quentes de amanhã, na carta isobárica. Isto porque o aquecimento geral, ainda fraco, sômente se acentua de 3 a 6 quilômetros. As KF ficarão igualmente bem marcadas pelas áreas (W) de 3-6 quilômetros, futuro setor quente.

Nota — Para prever as isotermas (0-3 quilômetros) de amanhã, deve-se deslocar as de hoje segundo a advecção dos ventos “reais” no nível de 3 000 metros, tudo conforme será explicado mais adiante.

1) Examinando agora os ventos térmicos ou *shears* de 900-3 000 metros e 3 000-5 400 metros, obteremos as seguintes regras, tanto mais válidas quanto maior a identidade das componentes em “ambas” as camadas:

a) Ventos térmicos de S, a leste de um *trough* no nível 3 quilômetros, “aceleram” o avanço para E do referido *trough*, o qual poderá mesmo atingir 1 500 km/24h (fig. 116).

b) Ventos térmicos de N, a leste de um *trough* a 3 quilômetros “retardam” o avanço para E do referido *trough*. Via de regra este se dissolve, surgindo outro muito a oeste. (figs. 117, 118).

c) Ventos térmicos de N, a leste de uma dorsal a 3 quilômetros, “aceleram” o respectivo avanço para E (fig. 119).

d) Ventos térmicos de S, a leste de uma dorsal a 3 quilômetros, “retardam” o avanço da mesma para E. Na prática se observa um recuo para W (fig. 120).

2) O movimento das formações fechadas “no solo” será melhor previsto pelo “vento resultante” de tôdas as camadas, até 12 000 metros. A técnica de cálculo é idêntica à da fig. 12, sendo as determinações feitas para o “centro” do sistema isobárico, e da seguinte maneira:

a) Qualquer núcleo (de Baixa ou Alta) caminha na direção e com a velocidade do vento “termal” resultante no seu centro.

b) Tal velocidade será aumentada se predominarem formações de “anticiclone” nos níveis superiores (900, 3 000, 5 400 e 7 200 metros) sobre a mesma região (por este fato, ciclones jovens, dotados de Alta Superior, têm grande velocidade).

c) Ela será porém “diminuída”, tendendo mesmo a se “opor” ao vento termal, se houver um predomínio final de ciclones superiores, como por ex. nas depressões oclusas, por isso mesmo lentas.

A aplicação das regras será feita com êxito para anticiclones polares e depressões quentes no interior do país.

3) O movimento geral dos sistemas pode ainda ser previsto pelo princípio de ERTTEL, a saber: “que as perturbações caminham paralelamente às isotermas do nível 7 200 metros”. Na respectiva falta convém utilizar as da camada (5 400 — 9 000 metros), sempre tangentes aos respectivos ventos térmicos.

O princípio será aplicado com vantagem para as frentes frias ou quentes, tomando-se a componente das isotermas, ou do vento térmico, que lhes fôr normal (fig. 121).

Não haverá movimento algum onde aquele vento soprar paralelamente à descontinuidade (fig. 121a).

Contudo a regra não se aplica aos *troughs* formados no Brasil, sempre muito rasos; mas sobretudo às isóbaras do centro de ação, caso não se possa usar o método de PETERSEN.

4) Finalmente, uma associação da componente térmica de 900-3 000 metros, com a corrente verdadeira no último nível (carta de 3 quilômetros) permite prever a nebulosidade nas “formações frontais” e IT. da seguinte forma, uma vez que isotermas paralelas à frente significam forte energia potencial, capaz de se transformar em cinética:

a) Se o vento real a 3 000 metros soprar perpendicularmente às isotermas da camada inferior, e da região fria (K) para a quente (W), o céu permanecerá limpo (fig. 122 à esquerda).

Isto porque, seguindo ao longo das isentrópicas, que sempre descem para o ar quente (fig. 124), o vento será também obrigado a descer, assim se afastando da saturação.

Com direção contrária, e como as isentrópicas se elevam para o ar frio, o vento deverá subir, donde a regra:

b) Se as correntes a 3 quilômetros se dirigirem da zona quente (W) para a fria (K), são de prever chuvas (fig. 122 à direita). No caso de WF, a intensidade das precipitações se conservará proporcional àquele fluxo.

c) Se as isotermas médias forem perpendiculares à frente, esta constituirá simples *trough* seco, sem salto de temperatura, e de céu pouco nublado (fig. 123)*.

5) A configuração do hodógrafo serve ainda para prever a nebulosidade, e a variação da pressão no solo, da seguinte forma:

a) Onde o vento a 3 quilômetros girar para a “esquerda” (fig. 3) em relação ao de 900 metros (corrente geostrófica), o ar sofrerá convecção, e a pressão irá cair no solo, subindo porém a 3 quilômetros.

Pois neste caso a advecção traz ar quente (seja queda de pressão) para o local, uma vez que o vento termal (fig. 5) assim o indica. E como as isentrópicas se elevam da região aquecida para a mais fria, o ar deverá subir, produzindo nuvens. Um tal hodógrafo é muito comum nos períodos prefrontais, em que as direções vão mudando com a altitude, de NE para NW e W.

b) Onde a corrente a 3 quilômetros girar para a “direita” em relação à de 900 metros (vento geostrófico), o ar sofrerá subsidência (fig. 4), e a pressão subirá no solo, caindo porém a 3 quilômetros.

Neste caso a advecção fria indica movimento descendente, de vez que as isentrópicas descem da zona frígida para a quente. Por outro lado, a chegada de ar com menor temperatura significa aumento da pressão.

Será o caso dos períodos post-frontais, em que o vento gira superiormente de SE para S; ambas as regras apresentam razoável exatidão, mas de qualquer modo, resultará mais rigoroso calcular diretamente a velocidade da isóbara.

c) A variação da pressão será proporcional ao produto vetorial $\Delta p = K v V \sin \Theta \sin \varphi$, onde φ = latitude, v = vento no solo, V = vento a 5 quilômetros, Θ = ângulo de v com V .

d) Advecção fria a oeste de um *trough* a 3 quilômetros indica aprofundamento do *trough*, e da Baixa superficial associada (fig. 93).

A mudança de sinal nas variações de pressão ao solo e a 3 quilômetros pode ser facilmente justificada:

a) Se a 3 quilômetros chega ar quente (W), o mesmo traz consigo a estratosfera equatorial, mais fria e pesada; além disso, a dilatação da coluna inferior pelo aquecimento da massa Tc ou Tm, faz passar muito ar para cima daquele nível. Assim a pressão deve subir a 3 quilômetros, enquanto cai no solo.

* NOTA — Durante o verão e outono, as regras a) b) podem ser também aplicadas nas regiões tropicais de IT, com resultados satisfatórios, o contrário se dando com c).

b) Se porém chega ar frio (K), êste traz consigo a estratosfera polar, quente e leve. A contração, sob a massa Pm inferior, faz descer uma coluna de ar para baixo do nível 3 quilômetros. Neste a pressão cai, enquanto sobe no solo, com a advecção fria.

O uso de tais conhecimentos permite prever o agravamento (queda de pressão) ou a atenuação (aumento da mesma) nos *troughs* a 3 quilômetros, tudo em função dos ventos reais, e das isothermas de 0-3 quilômetros.

E — CARTAS DE CIRCULAÇÃO

Terminada a aplicação das regras expostas, poderemos voltar finalmente a um exame mais minucioso dos mapas superiores, começando pelos métodos de SCHERAG, aplicáveis no nível 6 quilômetros.

1 — Cartas de 5 400 metros (ou 6 quilômetros)

a) Se, no sentido da circulação (ou dos ventos), as isóbaras (*streamlines*) se aproximarem cada vez mais, a pressão subirá nas próximas 24 horas ao nível do solo (fig. 125).

b) Se elas se afastarem, a pressão cairá no mesmo período (fig. 126).

Realmente, no caso *a* existe um reforço gradual do gradiente, o qual, dada a conservação da velocidade V , indica enfraquecimento relativo do vetor de Coriolis $F = 2\omega V \sin \varphi$. O vento se desvia então para a Baixa, onde a pressão sobe no solo (fig. 125); o contrário se produz no caso *b*. (fig. 126).

c) Ventos fracos a 5 400 metros reduzem a intensidade dos ciclones e anticiclones no solo.

d) Ventos fortes a 5 400 metros reforçam a intensidade dos ciclones e anticiclones no solo.

e) Se a zona de divergência a 5 400 metros coincidir com a posição de um ciclone ao nível do mar, êste será estacionário.

f) Se a zona de convergência a 5 400 metros coincidir com a de um anticiclone no solo, êste será estacionário.

2 — Cartas de 3 000 metros

Examinadas “simultaneamente com as de 1 500 metros”, prestam-se a uma aplicação das técnicas de PETERSSEN, pela forma seguinte:

a) À retaguarda do centro de ação (Alta quente no sul do Brasil, portanto):

I — O domínio, a 1,5 e 3 quilômetros, de componentes anticiclônicas acarretará um recuo do referido centro, e queda de pressão no solo.

II — O domínio de Baixa (L) ou *trough* a 1,5 e 3 quilômetros significa aumento da pressão, com retôrno daquele centro.

A última regra se verifica sempre que existe um *trough* a 3 quilômetros

b) Na *vanguarda* de anticiclone frio polar:

I — Predomínio superior de componentes anticiclônicas reduz o avanço da Alta fria para leste.

II — Predomínio em altitude de componentes ciclônicas acelera o progresso daquela formação para leste.

c) À *retaguarda* de anticiclone polar:

I — O predomínio de componentes anticiclônicas superiores acelera o respectivo deslocamento para leste.

II — O predomínio de componentes ciclônicas superiores retarda o avanço para leste da Alta fria, ou melhor, a dissolve.

3 — Cartas de 3 000 metros (isoladamente)

a) No ar polar, atrás da KF, se as isóbaras (*streamlines*) a 3 quilômetros tiverem curvatura ciclônica, haverá formação de chuvas ou trovoadas (fig. 127), sobretudo a oeste dos *troughs* superiores que precedem a Alta móvel no Brasil.

b) Se porém, atrás da KF, as isóbaras forem *retas* ou apresentarem curvatura anticiclônica, o céu será *limpo* ou pouco nublado (fig. 128), o que se verifica principalmente nas dorsais frias da Argentina.

Ambas as regras *a* e *b* são bastante precárias no Verão e Outono.

c) Nos *troughs* a 3 quilômetros deve-se prever chuva, ou pelo menos céu coberto, no lado em que o ar vem do equador (fig. 129). Os motivos estão pormenorizados no cap. H.

Durante o Verão e Outono esta regra serve para delimitar as zonas de céu nublado e chuva, sobretudo a norte da Baixa Interior, dando sempre ótimo resultado. No Inverno, estação seca, permite separar as regiões de céu limpo e coberto.

d) Se as isóbaras (ou ventos) a 3 quilômetros forem paralelos a KF, esta se intensifica, com FG e ocorrência de chuvas, que se estendem até onde tais ventos permanecem paralelos à frente (fig. 130). Isto porque, dada a direção das componentes, as massas frias e quentes não se misturam.

e) Se porém, as isóbaras e ventos forem perpendiculares a KF, a mesma sofrerá FL, sendo fracas as chuvas. Muitas vezes a frente em questão recua, como WF seca (fig. 131).

Neste caso, com efeito, há intercâmbio entre o ar frio e o quente, reduzindo-se o salto de temperatura na frente.

f) Quando o fluxo a 3 quilômetros for de N a NW, os ciclones e frentes caminharão para S ou SE, produzindo mau tempo a sueste (fig. 132).

g) Este último será mais acentuado se a corrente, bastante espessa, sofrer curvatura ciclônica, ou prosseguir em linha reta para o pólo (figs. 132 e 133); a massa deverá ter porém, instabilidade convectiva, ou potencial.

h) Novas ondulações frontais deverão ocorrer quando o fluxo a 3 quilômetros for paralelo à frente no solo (fig. 134).

Pois neste caso as correntes poderão subir nas KF e WF que se formarem “normalmente” à FPA, dando nuvens, que libertam energia potencial e a transformam em cinética, daí desenvolvendo ondas e oclusões. Claro que isto seria mais difícil sob correntes perpendiculares (de início) à FPA.

i) Baixas quentes movem-se na direção do fluxo a 3 quilômetros com velocidade pouco menor que a do vento neste nível, ou melhor, na camada 3 000 — 5 000 metros.

Não haverá portanto chuva ao sul de B, pois os ciclones aí seguirão para leste (fig. 135).

Este princípio é de grande utilidade, apresentando elevada taxa de acêrto, mesmo na zona subtropical.

j) Sob domínio de index-alto, sejam fortes ventos de W a 3 quilômetros, as frentes passam rapidamente para E, com pequeno salto de temperatura e sem chuvas.

k) Prever bom tempo (até 36 horas) na área sob isóbara central de Alta a 3 quilômetros, o diâmetro “máximo” da região limpa sendo de 700 quilômetros (fig. 136).

Esta regra dá sempre ótimo resultado a sul do trópico, pouco valendo porém no verão, para a faixa 0-20° S.

l) Correntes profundas, caminhando para o equador com trajetória reta ou anticiclônica, resultam em céu limpo (fig. 137).

Regra bastante exata em todos os casos.

m) Os ciclones se aprofundam sempre que, a 3 quilômetros, apresentarem *shear* ciclônico, ou curvatura ciclônica nas isóbaras.

n) Eles se enfraquecem porém quando a 3 quilômetros o *shear* fôr anticiclônico, ou as isóbaras tiverem curvaturas anticiclônica.

Realmente, para aprofundar um ciclone é necessário transformar em cinética a respectiva energia potencial, de 0 a 3 quilômetros; quando neste último nível o *shear* ou a curvatura forem anticiclônicas, ainda será necessário torná-los ciclônicos, o que fica mais difícil, por exigir muita energia.

o) As ondas frontais ocluem quando situadas a E de um *trough* a 3 quilômetros; não ocluem, quando a E de uma dorsal a 3 quilômetros.

p) Se a isóbara que passa a 3 quilômetros sôbre uma região, seguida “contra a corrente”, alcançar zona de chuva antes de 1 500 quilômetros de percurso, será muito provável precipitação no local para o dia seguinte (fig. 138).

q) Em caso contrário, e distando mais de 1 500 quilômetros ao longo da isóbara, a chuva será pouco provável.

4 — Cartas de 900 metros (ou 1 500 metros)

A orientação das respectivas *streamlines* e giros de vento pode fornecer boas previsões, obedecendo aos seguintes princípios, aplicáveis sobretudo ao sul do trópico:

a) Correntes para o pólo, que seguem em linha reta ou sob curvatura ciclônica, indicam trovoadas e Cb — ou chuvas de Ns (fig. 133), conforme a estabilidade da massa.

Assim chove em geral no dia seguinte sôbre a Argentina e sul do Brasil, a leste dos *troughs* (de hoje) no nível 1,5 quilômetros, onde o vento gira ciclonicamente de NW para N, ou de W para NW (fig. 132).

Tais regras se aplicam também aos IT da zona tropical, salvo durante a estação seca de inverno; são verificadas mais comumente nos setores quentes, depressionários.

b) Correntes para o pólo, de curvatura anticiclônica “*muito acentuada*”, produzem céu limpo (fig. 139) ou parcialmente nublado. É o caso sobretudo das dorsais a 1 500 metros, no *sul do Brasil e na Argentina* (fig. 140). A regra não deve ser empregada para as zonas ocupadas por frentes superficiais, quando chuvas se podem dar mesmo sob curvatura anticiclônica.

c) Correntes para o equador, retilíneas ou de curvatura anticiclônica, costumam acarretar céu limpo (fig. 137). Assim no Brasil a nebulosidade permanece fraca nas dorsais entre os *troughs*, acentuando-se porém nestes últimos.

d) Correntes para o equador, de giro ciclônico muito forte, permitem prever trovoadas (fig. 141).

A justificativa teórica de tais regras se baseia na fórmula $\frac{f + \zeta}{D} = \text{const.}$

em que $f = 2\omega V \sin \varphi$ = vorticidade da Terra, ζ = vorticidade relativa (ciclônica +, anticiclônica -), D = espessura da camada, suposta constante. Assim:

a) Nas correntes para o pólo, f cresce com φ , ζ decresce, surgindo pois vorticidade anticiclônica ($-\zeta$). Assim, se a corrente for ciclônica ou retilínea, é porque está havendo convergência horizontal, com chuvas (fig. 133).

b) Observada porém uma curvatura anticiclônica, esta tem de ser muito forte para ultrapassar a vorticidade ($-\zeta$) resultante da fórmula, assim indicando divergência e limpeza (figs. 139, 140).

Já no caminho para o equador, f cai com φ , ζ cresce, aumentando pois a vorticidade ciclônica ($+\zeta$). Assim:

c) Se as correntes forem retilíneas, ou de curvatura anticiclônica, é porque sofreram divergência, donde o céu limpo (fig. 137).

d) Se porém apresentarem giro ciclônico, o mesmo deverá ser muito forte para significar maior gradiente vertical e trovoadas, sob convergência acentuada (fig. 141).

A um tal “efeito de latitude”, causando divergência no ar que vai para o equador, e convergência no que segue para o pólo (figs. 142, 143) devemos acrescentar o “efeito ciclostrófico”. Este, nas partículas que caminham *para um “trough”*, com aumento da curvatura ciclônica, acarreta maior força centrífuga $\frac{V^2}{R}$, o que significa menor vetor de Coriolis, portanto menor velocidade V , ou “ação de convergência”, dada a constância do gradiente G (fig. 144).

Já nas partículas que se afastam do *trough*, a força centrífuga se reduz, e aumenta a de Coriolis; portanto cresce V e surge divergência. Temos assim o aspecto das figs. 145 e 146.

Logo:

1 — Em correntes de E, os efeitos ciclostróficos e de latitude, por serem idênticos se somam, dando convergência a leste e divergência a oeste.

2 — Em correntes de W, os dois efeitos, opostos, podem-se anular.

e) Só agora é possível explicar porque nos *troughs* a 3 quilômetros, com Baixa para o pólo e correntes de W, se as ondas forem longas, de pequena

curvatura, o efeito ciclostrófico será fraco, e o de latitude mais intenso. A divergência causa então queda de pressão, e o *trough* se move para oeste (fig. 147).

f) Se porém as ondas forem curtas e de grande curvatura, o efeito ciclostrófico predominará, movendo-se os *troughs* então para leste, sempre na direção da divergência (fig. 148).

g) Voltando à carta de 900 metros, uma boa informação poderá ser obtida calculando, pela escala geostrófica para o nível do mar, o vento do gradiente V_g , e comparando-o à velocidade real V_r , dada pelo balão-piloto para 900 metros, altura em que, na média, o vento deveria atingir o valor teórico V_g .

Assim, se $V_r > V_g$, ou o vento real apresentar velocidade super-gradiente, deve-se prever a formação (ou o reforço), de um anticiclone à “esquerda da corrente” (no hemisfério sul). Pois à V_r mais intensa corresponde maior vetor de Coriolis, $2w V_r \sin \varphi > \nabla p = 2w V_g \sin \varphi$, donde acúmulo de ar à esquerda de V_r , até que um novo gradiente mais forte volte a restabelecer o equilíbrio (fig. 146a).

F — CONDIÇÕES TERMODINÂMICAS

Como já foi exposto no início da obra, deve-se aplicar ao conjunto dos hodógrafos e correntes superiores os métodos ali indicados para a determinação das regiões de:

a) Convecção, convergência e instabilidade, marcadas em letras vermelhas (c, c', i).

b) Subsidência, divergência e estabilidade, grafadas em letras azuis (s, d, e).

c) Tal providência permitirá prever, à falta de radio-sondagens, o estado do tempo nas próximas 24 horas. Contudo, as indicações deverão ser analisadas com o máximo cuidado, apenas “suplementando” os resultados já obtidos por outros métodos, o valor das previsões sendo tanto mais acentuado quanto mais extensas as áreas “vermelhas” ou “azuis”.

Além do aproveitamento termodinâmico, podemos obter indicações importantes para o próprio movimento das perturbações, da seguinte forma:

a) A zona “azul” de (s, d, e) que segue ou precede as KF ou WF, produzindo a clássica limpeza, e o aquecimento pré ou post-frontais, desloca-se sempre atrás ou “adiante” daquelas descontinuidades, cuja posição, 24 horas depois, será a da linha limite entre as regiões “azul” e “vermelha” (c, c', i) de hoje (fig. 149). Enquanto tais zonas não progredirem, as frentes também não deverão avançar. Via de regra, a região azul fica atrás da KF, mas adiante da WF.

b) O deslocamento, para E ou W, da faixa “vermelha” no Brasil faz prever, ainda com 24h de antecedência, o progresso dos IT e FPR, bem como as respectivas mudanças de orientação (fig. 150).

c) Os avanços ou recuos da área azul (s, e) antecipam idêntico movimento do centro de ação e respectivas dorsais ou anticiclones de Ec, enquanto na Argentina correspondem ao centro da Alta Polar (fig. 151).

Como vimos em *a*, traduzem igualmente a futura localização das zonas de Baixa prefrontais, indicando o agravamento de regiões azuis (*d*) uma FG na FPA.

d) As zonas vermelhas (*c*, *i*) fazem prever também uma ação de FL nas KF localizadas a sul, e correspondem em geral às Baixas de Tc no Brasil, vértices dos IT.

G — ESTRUTURA DAS FRENTES

Resta-nos agora examinar em minúcia as várias superfícies de descontinuidade que ocorrem na América do Sul.

PT. — De modo semelhante ao que verificamos em capítulos anteriores, a estrutura geral dos avanços de massa Pm é inicialmente, sobre a Argentina, a de um *polar trough*, caracterizado pelo derrame superior do ar frio. Tal conformação cede lugar depois, no Brasil, à KF clássica, que surge nas cartas de 1 500 e 3 000 metros, com a “Frente Superior” que a precede nas de 3 000, 6 000 e 9 000 metros (fig. 152).

A instabilidade proveniente do ar frio superior dá ao PT. o aspecto conhecido, de trovoadas e Cb antes da frente no solo, e Cu com bom tempo atrás da KF, tudo segundo a disposição registrada para o IT. da fig. 165.

Num corte vertical os ventos se apresentam com as direções dadas na fig. 153.

KF — (frente fria) — é a perturbação típica, já bem conhecida.

a) Se, como sucede em geral nas latitudes temperadas, a corrente de *E* apresentar espessura menor que 3 quilômetros, com predomínio superior de *W*, a inclinação frontal será verificada para oeste e para o pólo, chovendo atrás da KF (convergência), e com céu limpo antes da mesma (divergência). É o que acontece comumente no extremo sul do continente (fig. 154), e se demonstra pelo que foi dito no fim do capítulo (E 4): O efeito ciclostrofico nos ventos *W* produz convergência a oeste, divergência a leste.

b) Se porém a corrente de *E* tiver espessura maior que 4 quilômetros, o aspecto da frente será o de uma “onda de leste”, ou seja: convergência e precipitações a leste, mas divergência e céu limpo a oeste (fig. 155). Concorrem para isto os efeitos de latitude e ciclostrofico (cap. E 4).

Durante o verão o aspecto mais comum é de chuvas prefrontais de IT, a massa polar posterior à frente redundando em limpeza e estabilidade (caso *b*).

Os fenômenos previstos devem obedecer então às seguintes regras para as “frentes frias” (KF), dada a velocidade relativa do ar quente:

c) Se a velocidade do vento aumentar em altitude perpendicularmente à frente, esta produzirá céu limpo, ocorrendo chuvas de preferência no setor quente (fig. 156).

Tais frentes apresentam em geral alta velocidade, dados os fortes valores em altitude.

d) Se o vento atrás da KF diminuir de velocidade com a altura, a frente acarretará chuvas (fig. 157), sofrendo um deslocamento muito lento, pois os ventos superiores são fracos.

e) Sendo as correntes superiores (de qualquer velocidade), *paralelas* à KF, precipitações ocorrerão igualmente nesta última (fig. 130).

Nota — Não aplicar tais regras à FPR.

WF — Já as “frentes quentes” costumam se reger pelos princípios seguintes:

a) Se a velocidade do vento aumentar com a altitude, deve-se prever a formação de Ns, As e chuvas (fig. 158), pois neste caso a ascensão será favorecida.

b) Se pelo contrário a velocidade decrescer com a altura, o tempo será bom, sob céu limpo ou de Ac (fig. 159).

c) Se, num corte vertical, as direções do vento apresentarem giro *anticiclônico*, a WF sofrerá FL, sendo pois inativa e sem chuvas (fig. 160), mesmo que a velocidade cresça com a altura.

Realmente, a existência de anticiclone ou dorsal superior sobre o ar polar indica que este se aqueceu por subsidência. A descida do ar frio inferior significa que a massa quente, embora ascendente, não está na verdade se elevando; cessam pois as chuvas, cujo limite será a própria dorsal a 3 quilômetros.

d) Se pelo contrário tal giro for *ciclônico*, a WF experimentará FG, tornando-se ativa e com precipitações extensas (fig. 161). Neste caso o ar polar é frio e não subsid; com a superfície de descontinuidade fixa a massa tropical pode então subir.

e) A dorsal a 3 quilômetros limita a manta de As na WF (vide regra c, acima).

f) KF — A *velocidade* Vf das frentes frias será determinada pela *média* das componentes “normais” à KF dos ventos de 1 a 4 quilômetros (fig. 162). Conforme o valor de Vf, a KF será lenta, sob chuvas prolongadas, ou rápida, com ventania e Cb. Temos:

$$V_f = \frac{Oa + Ob + Oc + Od}{4}$$

g) A velocidade vertical w do ar quente pode ser agora calculada pela fórmula $w = (V_f - V_w) \tan \Theta$, em que Vf é a velocidade da frente, Vw a do ar quente, e Θ a inclinação frontal.

h) Nestas condições, se o ar quente se opõe à KF, Vw é negativo e w positivo, a massa quente subindo na frente, o que resulta em chuvas.

i) Se o ar quente possuir a mesma direção que a frente, porém menor velocidade ($V_w < V_f$), w ainda é positivo, dando chuvas mais fracas.

j) Se o ar quente, embora de mesma direção, for mais veloz que o frio ($V_w > V_f$), w resulta negativo e a massa aquecida desce, acarretando limpeza. É o que acontece em geral na parte superior das KF (tipo C).

k) Como via de regra a velocidade do ar frio aumenta com a altura, ela será em média menor que a da frente a 1 e 2 quilômetros, mas superior à desta última a 3 e 4 quilômetros (tipo C).

Dêsse modo, e para que o movimento das partículas se dê sempre na mesma isentrópica (paralela à superfície frontal, dada a propriedade conservativa do ângulo com o solo), o ar frio inferior deverá adquirir uma componente vertical de subida, enquanto o superior tomará outra de descida (fig. 163).

1) *KF tipo A* (ou retardada) é aquela em que o ar frio sobe, por ser a velocidade a 1 quilômetro menor que a da frente V_f ; como a 1 000 metros temos o vento geostrófico V_g , resulta $V_f = 105\%$ de V_g .

Em tais frentes se formam nuvens no ar frio e também no mais quente superior, com chuvas intensas.

2) *KF tipo B* (ou acelerada) — nesta o ar frio desce, de vez que a velocidade a 1 quilômetro é maior que a da frente. Sendo aquela a do vento geostrófico, teremos $V_f = (70 \text{ a } 90\%)$ de V_g .

Em tais descontinuidades o setor frio permanece limpo e seco, atenuando-se a frente principal, e surgindo “secundárias” entre o ar polar quente descendente, e o mais recuado e não perturbado. O ar tropical se eleva porém, dando chuvas.

m) Quanto às WF, devem ser movidas com velocidade 60-80% da calculada para o vento geostrófico no ar quente. São geralmente da categoria A nas camadas inferiores, e de tipo C nas superiores onde o ar frio desce sob a curvatura das correntes, evaporando-se os Ci e Cs.

H — ESTRUTURA DOS “TROUGHs”

IT. — os *troughs* induzidos formam-se, via de regra, a partir do vértice de um setor quente, ou ondulação frontal estacionária. No Rio Grande do Sul, por exemplo, eles dividem a massa Tc aquecida (de NW) da Tm fresca (de NE), e traduzem FG na FPA da Argentina.

Progridem a seguir, de 100 a 200 quilômetros para leste, mergulhando no oceano, enquanto novos *troughs* surgem, vindos de oeste.

a) Os avanços da FP para norte deslocam a princípio tais IT para leste.

b) Quando o ar polar atinge o trópico e aí estaciona, outros IT aparecem em todo o interior do país e na costa, segundo os aspectos já descritos anteriormente, a saber:

1) Os *troughs* caminham de 100 a 400 quilômetros para leste ou sueste em 24 horas, sempre que a FP experimenta uma ondulação frontal, com KF caracterizada a oeste.

2) Voltam entretanto para oeste quando a massa polar também recua sob a forma de WF (fig. 164).

3) Caso pertençam porém ao sistema a norte da FPR, os *troughs* permanecem, caminhando em média 200 km/24hs para leste.

4) Dissolvida aquela por nova FG na FPA, os IT são levados para sul.

A estrutura destes últimos (fig. 165) revela que, enquanto a divergência aquece a massa de oeste, a evaporação da chuva resfria a situada a leste. Quase sempre, contudo, o estado do tempo se apresenta de modo diverso desta fig.: chove a NE e SW do *trough*, ou seja, nas “ondas de leste”, sobre Pernambuco e sul da Bahia; o céu fica limpo ou pouco nublado a NW e SE. Igualmente a localização dos IT no interior deveria acarretar, pelo mesmo princípio, chuvas no Pará (a NE) e Mato Grosso (a SW), enquanto o céu se manteria limpo sobre Goiás (SE) e Amazonas (NW). No verão e outono porém a forte convecção dificulta este aspecto (fig. 166).

A referida estrutura persiste quando o *trough* assume uma posição zonal, como nos IT estendidos W-E sôbre Minas ou E. do Rio (FPR), e nas grandes inundações de Alagoas (fig. 167).

Realmente, como foi visto em (E 4), as correntes de W, no ramo sul do IT, sofrem convergência a oeste e divergência a leste, o “efeito latitudinal” sendo assim fraco.

Já as de E, no ramo equatorial, experimentam convergência a leste e divergência a oeste, sob a conjunção dos efeitos de mesmo sinal (latitude e ciclostrófico).

As zonas de convergência e chuvas apresentam, como foi dito no 1.º capítulo, uma elevada espessura da camada inferior (de forte umidade específica), o contrário sucedendo com as de divergência.

Assim, a propagação das trovoadas nos IT poderá ser prevista, para períodos até 12 horas, pelos ventos a 2 500 metros.

Como sabemos (fig. 168), sômente os *troughs* que progridem com velocidade “igual” à da componente perpendicular do vento irão permitir acúmulo de isotermas no campo de FG e convergência a oeste. Já os estacionários tendem a se enfraquecer, pela passagem daquelas isotermas ao campo de FL a leste. A estrutura termal da fig. só ocorre porém no litoral, com oceano mais frio, não se verificando no interior (fig. 169).

De modo geral, chove mais à noite nos IT., quando a forte radiação das nuvens eleva o gradiente térmico vertical.

FPR — Nesta, igualmente, as precipitações se devem mais à convergência e divergência que prôpriamente à ascensão frontal, distribuindo-se pois as chuvas sobretudo a SE e NW, como na fig. 167.

a) A criação da FPR ocorre quando a KF, após ter avançado no sul do Brasil, vem a estacionar ou recua como WF. Forma-se então a descontinuidade no trópico, como fusão dos IT iniciais, de base na FPA.

b) Uma vez constituída, ela progride para norte um máximo de 150 a 200 quilômetros, com ventanias no Inverno e Primavera, mas chuvas intensas nos ramos leste, sempre que nova FG ocorre no Prata, com FPA localizada nesta região.

c) Mantém-se estacionária enquanto um ciclone se forma no sul, retardando o avanço da massa polar.

d) Desaparece por fim a FPR, com giro dos ventos gerais para NE-NW, assim que novo avanço da FPA, sob forma de KF intensa, alcança o Rio Grande. Tal fato acarreta forte limpeza pré-frontal no trópico. A aplicação das regras de *movimento* dadas para a KF resulta aliás satisfatória na FPR.

FIT a) Além dos indícios constantes da carta de 6 quilômetros, devemos lembrar que a frente equatorial, normalmente sôbre o Atlântico Norte, costuma atingir o Maranhão e Ceará, tão cedo uma forte KF chegue ao trópico. A FIT avança para sul, com poderosos Cb, quando a FP recua como WF, e volta a norte enquanto a KF vai seguindo o seu caminho normal (fig. 167a); neste último caso as nuvens de convecção ficam mais reduzidas, só ocorrendo à tarde. Isto porque, galgando o equador, a mudança no vetor de Coriolis acarreta ventos W-NW a norte da FIT, o que agrava os sistemas de nuvens. De qual-

quer forma, os citados movimentos apresentam uma velocidade média de 100 km/dia.

b) Logo porém que a FP ultrapassa o trópico e segue pela costa do Espírito Santo, a FIT, não mais encontrando o centro de ação, agora recuado para o oceano, consegue progredir até o Ceará (fig. 168). O mesmo sucede com rápida FL da KF por nova FG no Prata.

c) Dissolvida a KF, e restabelecendo-se lenta FG na FPA sobre a Argentina, a FIT retorna para NW ou melhor, se decompõe no local, onde cessam as chuvas, outra descontinuidade se formando no equador. Já tínhamos estabelecido aliás que as quedas de pressão no Amazonas faziam recuar a FIT (fig. 167a). De modo geral, fortes zonas de Cb costumam ocorrer nos pontos triplos, em que os IT encontram a frente equatorial — (Nota — fig. 167a junto à fig. 106).

Ondas de leste (I.T. — E.W.)

1 — A falta de observações no Atlântico impedirá sempre uma distinção entre IT e EW. Contudo, resumindo apenas as conclusões práticas da respectiva teoria, aqui apresentaremos as regras abaixo, que governam a estrutura de tais descontinuidades:

a) Nas ondas com inclinação em altitude para oeste, portanto sob predomínio da convergência, a pressão costuma subir, atenuando-se o *trough*. Chove de ambos os lados, com Cb, as precipitações mais intensas ocorrendo a leste (fig. 170). Para melhor compreensão, rever a fig. 155, e o item KF b, capítulo G.

b) Quando o eixo do *trough* fôr inclinado para leste, o fato redundará num predomínio da divergência e a pressão cai, agravando-se a onda. Os Cb e chuvas ocorrem a leste, surgindo na estação após a passagem da descontinuidade (fig. 170a).

Contudo a nebulosidade é menor, dado o predomínio da divergência.

Num corte vertical da fig. 170 a EW apresenta ventos NE no seu setor oriental e de SE no ocidental. Como a formação caminha geralmente para oeste, a sucessão dos fenômenos, relatada por um observador fixo, será a seguinte:

c) A pressão diminui, o valor da umidade específica estando concentrado perto do solo, numa camada úmida de espessura média 1 500 metros, com bom tempo e céu limpo sob a divergência; ou então Cu húmilis, névoa seca, e às vezes Ac provenientes dos Cb na onda. As tendências, caso positivas, são fracas, e os ventos gerais sopram de SE (fig. 171).

d) Após a onda a pressão sobe, distribuindo-se agora a umidade específica em grande altura, e atingindo os valores da isolinha $w = 5g$, até 6 quilômetros, dada a forte convergência. Formam-se trovoadas e Cb, notando-se resfriamento até de 3° em 24 horas por evaporação da chuva.

O salto térmico será mais sensível em altitude, dado o contraste entre o resfriamento, por ascensão adiabática a leste, e o aquecimento pela subsidência a oeste. As correntes passam aos quadrantes NE-E.

Quanto à inclinação média da onda de leste, apresenta um valor de 1/35.

Os fenômenos citados provêm de que, pela equação dada por ROSSBY:

$$\frac{1}{D} \frac{dD}{dt} = - \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right).$$

na qual D é a diferença de pressão entre a base e o tópo da coluna (camada úmida), e a expressão entre parêntese a divergência das correntes (positiva para divergência, negativa para convergência) teremos a leste da “onda”, onde predomina conv.,

$$\frac{dD}{dt} = D [- (-div.)] = + \dots,$$

ou D cresce com o tempo, seguindo-se alongamento vertical da coluna e ascensão geral da camada úmida.

Já a oeste da “onda”

$$\frac{dD}{dt} = D [- (+div.)] = - \dots$$

ou D diminui com o tempo, resultando daí um achatamento vertical da coluna, seja a descida geral da camada úmida (fig. 2).

2 – Já os princípios para a previsão dos respectivos deslocamentos se resumem sobretudo no que segue:

a) Novas ondas de leste se formam principalmente nos dias em que a pressão cai a um mínimo na zona equatorial, voltando a subir. Correspondem portanto à situação de chegada da KF ao trópico, em geral quando houver formação ciclônica no Rio de Janeiro (fig. 173, junto à fig. 92).

b) Os respectivos movimentos “para oeste” acompanham os avanços SW-NE das KF “sem ramo interior”, e não ultrapassam o meridiano 40°; têm eles uma velocidade inversa da apresentada pela KF, isto é, de 250 km/24hs para percursos da FP inferiores a 200 quilômetros e 50 km/24hs para trajetos frontais maiores que 500 quilômetros. Estacionam aliás com idêntico comportamento da FP (fig. 173).

c) Movem-se porém “para leste” tais ondas, à razão de 100 km/dia quando, sob a ação de uma KF que *avança pelo interior* até Mato Grosso, o centro de ação se afastar para o oceano (fig. 174).

d) Via de regra, sendo aquelas perturbações quase sempre estacionárias no litoral, o alíseo ultrapassa o *trough*, levando as isotermas para o campo de FL ou divergência a oeste do mesmo, e assim dissolvendo a onda de leste (fig. 168). De qualquer modo, sob a convergência formam-se Cb, havendo na divergência achatamento dos Cu e limpeza.

e) Por fim, se a FP recuar para sul como WF, a onda de leste se reorienta num sentido NW-SE, produzindo chuvas no Baixo São Francisco (fig. 175). Dêsse modo, na Primavera, a maior frequência das WF reduz as precipitações em Pernambuco, orientando os IT normalmente ao litoral.

CONCLUSÃO

Como já explicamos, deve-se marcar numa “carta em branco”, tôdas as deduções extraídas dum minucioso exame dos vários documentos aerológicos, segundo as regras acima citadas.

A previsão será a síntese, ou balanço, de tudo o que fôr encontrado, dando-se, é claro, maior pêso aos indícios confirmados pelo maior número de fontes. Para pormenores mais precisos deve-se consultar porém o nosso volume anterior sobre “Previsão do Tempo”.

2.^a PARTE

ESCALARES

Para melhor aproveitamento das rádio-sondagens estudaremos nesta parte o mecanismo das “variações superiores” de pressão, temperatura e umidade, em função da circulação secundária no Brasil meridional, sendo para tanto analisados os informes de 4 pontos:

Rio de Janeiro (lat. 22°), Bahia (lat. 15°), Natal (lat. 5°), Belém (lat. 1°), todos localizados no litoral leste e nordeste do país, portanto sob a influência “normal” dos centros de ação e respectivos alíseos.

Note-se aliás que só em Natal e Belém as sondagens atingiram a estratosfera, limitando-se no Rio e Bahia ao nível de 6 400 metros.

Conquanto na atualidade nenhuma rádio-sonda esteja sendo lançada na América do Sul, e isto desde 1946, julgamos que a experiência ganha com as 7 000 observações realizadas de 1943 a 1945 pela AAF merece ser descrita, como adiante o faremos, para um futuro aproveitamento, talvez nos fins do século.

I — ANÁLISE TERMODINÂMICA

Embora sem as minúcias e as demonstrações constantes dos livros técnicos, um breve resumo deverá ser dado, inicialmente, acêrca dos pontos mais importantes da análise termodinâmica.

1) *Diagrama de Rossby*

As coordenadas respectivas são a umidade específica w (abscissa), e a temperatura potencial do ar sêco Θ_d (ordenada), a potencial equivalente Θ_e figurando em curvas algébricas, com inclinação para baixo e à direita. Grafados os pontos significativos da sondagem pelos respectivos valores $w - \Theta_d$, os de Θ_e podem ser lidos naquelas curvas, enquanto a linha obtida pela união dos diversos pontos caracteriza, conforme a sua posição no diagrama, a massa de ar na ocasião (fig. 176).

Assim as camadas muito misturadas são constituídas de pontos bastante próximos, o contrário se verificando com as estratificadas.

Quanto ao gradiente térmico, será “absolutamente instável” caso Θ_d decresça com a altura, “convectivamente instável” se apenas Θ_e diminui em altitude, e “convectivamente estável”, quando Θ_e aumenta na vertical (fig. 177).

A radiação no solo, pelo duplo efeito de resfriamento e condensação, acarreta um decréscimo nos valores superficiais de w e Θ_d , arrastando dêsse modo o ponto característico para a esquerda e para baixo (fig. 176).

As massas de origem marítima apresentam Θ_e mais ou menos constante nos diversos níveis (T_m , fig. 176). Já as continentais têm fraco valor de w (P_c , mesma fig.).

Finalmente, o aumento de umidade, relativa ou específica, na passagem da massa inferior para a mais quente superior, acarreta um desvio para a direita no diagrama, indicativo de frente quente (WF , fig. 176).

A grande vantagem do diagrama é que os pontos característicos são fixos para todos os processos em que não há condensação.

Ocorrida esta, a futura evolução se dá segundo as isolinhas de Θ_e , w decrescendo; Θ_e só varia aliás com evaporação de chuva.

Quanto à subsidência S , será caracterizada sobretudo por pequenos valores de w , com uma forte estratificação nos de Θ_d (fig. 176).

2) Diagrama pseudo-adiabático

Suas coordenadas são a temperatura do ar (T), e a potência 0,288 da pressão; nos pontos marcados escreve-se o valor da umidade específica w (em g/kg), o da relativa ficando grafado em outra curva à esquerda do gráfico. Neste se encontram também isoígras de w , isentrópicas ($\Theta_d = \text{constante}$), e linhas pseudo-adiabáticas (fig. 178).

No diagrama em questão, onde as inversões de temperatura ficam mais aparentes, será possível obtermos, além das indicações de energia positiva ou negativa, adiante expostas, mais as seguintes (fig. 178):

a) *Turbulência* — Esta, se muito forte, pela maior velocidade do vento, acaba conduzindo as camadas inferiores a um equilíbrio térmico, com gradiente todo uniforme, adiabático seco ao longo das isolinhas de Θ_d , substituído mais acima por uma distribuição pseudo-adiabática na zona já ocupada por nuvens, e onde a umidade atinge 100%.

Segue-se em geral a inversão de temperatura, em altura proporcional à turbulência, com violenta queda na umidade relativa para valores abaixo de 40%, enquanto a específica também desce a um teor muito baixo, por falta de intercâmbio com a zona inferior.

Caso muito intensa, a turbulência (que não ultrapassa em geral 1 a 2 quilômetros) tenderá a igualar, naquela zona, os valores de w . Mesmo assim, o relativo ao solo se conservará sempre mais elevado (fig. 178).

b) *Radiação* — Os efeitos da radiação noturna estão indicados na fig. 179, com declínio na temperatura e umidade específica superficial, mas aumento na umidade relativa, que pode atingir 100% em casos de nevoeiro. A inversão procede, nestas circunstâncias, desde o solo.

c) *Subsidência* (S) — ocorre em alturas variáveis acima da inversão, e acarreta, pela descida do ar, o seu dessecamento progressivo, sendo caracterizada por umidade inferior a 40%, divergência horizontal, e céu limpo, caindo a velocidade a um mínimo, dada a descida de ar. Comparando sondagens sucessivas, verificamos o gradual aumento de Θ_d nos diversos níveis, enquanto w cai a valores muito fracos. Como no nível superior da subsidência Θ_d não se altera, resulta um acentuado acúmulo inferior de isentrópicas logo acima da inversão (315 a 321° na fig. 178), mas forte afastamento das mesmas no topo da subsidência (321° , fig. 178). Isto significa um gradiente estável inferior, mas forte instabilidade superior, aliás sem maiores conseqüências.

Via de regra a subsidência não ultrapassa o nível de 500 mb, nem desce abaixo de 300 metros (980 mb).

3) *Convenções*

Usaremos, no decorrer do trabalho, as seguintes convenções:

LCL	—	nível de condensação forçada
CCL	—	nível de condensação convectiva
T _n	—	temperatura mínima
T _x	—	temperatura máxima
w	—	umidade específica
T	—	temperatura do ar
p	—	pressão atmosférica
R	—	umidade relativa
Θ _d	—	temperatura potencial do ar sêco
Θ _e	—	temperatura potencial equivalente
FPP	—	Frente Polar Pacífica
FPA	—	Frente Polar Atlântica
FPR	—	Frente Reflexa
FIT	—	Frente Inter Tropical
Em	—	Massa Equatorial Marítima
Ec	—	Massa Equatorial Continental
Tm	—	Massa Tropical Marítima
Tc	—	Massa Tropical Continental
Pm	—	Massa Polar Marítima
Pc	—	Massa Polar Continental
S	—	Massa Superior
I.T	—	<i>Trough</i> induzido
E.W	—	Onda de leste
S.L	—	<i>Shear line</i>
N	—	Nebulosidade
Tu	—	Turbulência
r	—	Radiação
K	—	Ar frio
W	—	Ar quente
e	—	estável
i	—	instável
c	—	convergência
c'	—	convecção
d	—	divergência
S	—	Subsidência
KF	—	Frente fria
WF	—	Frente quente
OF	—	Frente oclusa
+	—	energia positiva
—	—	energia negativa
γ _d	—	gradiente adiabático sêco (1°/100)
γ _s	—	gradiente pseudo-adiabático

- I — Inverno (junho, julho, agosto)
- P — Primavera (setembro, outubro, novembro)
- V — Verão (dezembro, janeiro, fevereiro)
- O — Outono (março, abril, maio).

4) Convecção (parcel-method)

1) O LCL — (*Lifting condensation level*) indica a altura de condensação “forçada”, pela ascensão do ar em superfícies frontais, *troughs* ou cadeias de montanha. A respectiva determinação será feita seguindo-se a adiabática seca correspondente à plotagem do solo (A) no diagrama até o seu encontro em B com a linha de umidade específica, $w = 7g$ por ex., que corresponde ao valor deste elemento na superfície.

O LCL será a altura da “base” das nuvens de “convecção forçada”, mas não das que se podem formar espontaneamente no local.

Já agora saturado, o ar passa a seguir a pseudo-adiabática (BC) até encontrar novamente a curva de sondagem. A energia negativa corresponde a uma situação das linhas de evolução à esquerda da referente à sondagem (fig. 180), fazendo prever estabilidade e céu limpo ou pouco nublado. Tais condições são freqüentes nas camadas inferiores, assim exigindo ascensão forçada para que se realize a instabilidade superior.

Já a energia positiva, que ocorre com aquelas curvas à direita da sondagem (fig. 181), traduzirá instabilidade e formação de chuvas e trovoadas, estas últimas só podendo ocorrer aliás, quando a convecção ultrapassar a isoterma 0° .

2) O CCL — (*Convective condensation level*) ignora qualquer causa dinâmica para a sua realização. A respectiva altitude, base portanto dos Cu e Cb formados por “convecção local”, será obtida tomando-se a intersecção, com a própria “curva de sondagem”, da isolinha w_m correspondente à *média* das umidades específicas “solo a 2 quilômetros”, ou ainda “solo à base da inversão”, quando esta última ocorrer abaixo de 2 000 metros (fig. 182).

Prolongando agora a adiabática seca que passa pelo ponto B do CCL, até a isóbara do solo, obteremos a temperatura (T) que deverá ser atingida para o aparecimento da “convecção livre”. Se $T > T_x$, aquela não poderá ocorrer, o CCL não sendo alcançado, e o céu permanecendo sem nuvens de convecção. Se, contudo, $T < T_x$ (previsto), dever-se-á situar a base das nuvens, Cu e Cb, cerca de 300 metros acima do CCL.

Tal convecção livre é pouco freqüente na Primavera e no Verão, sendo em geral $T > T_x$ no Rio, e sobretudo Bahia.

Em Natal, o contróle será efetuado principalmente pela passagem dos IT., e não através da convecção local. Nota-se assim, em oposição ao que ficou dito, maiores chuvas com $T > T_x$, a nebulosidade sendo em média 6 partes de Sc — Ns. Com $T < T_x$ já a convecção local vem a dominar, resultando em maior freqüência de Cu-Cb, e nebulosidade variável (3-9).

Em Belém igualmente a nebulosidade é maior (9-10) de Sc-Ns, com $T > T_x$ enquanto para $T < T_x$ a convecção local se superpõe, resultando em cobertura menor (5-8 de Sc-Cu-Cb). Chove porém com a mesma freqüência nas duas situações.

A realização do CCL remove aliás o óbice da área negativa inicial do LCL, seguindo-se em geral outras superiores e positivas, de instabilidade.

Está claro que não basta analisar o comportamento (*parcel method*) das partículas superficiais. Contudo, nas sondagens estudadas no Brasil, os demais níveis fornecem, via de regra, resultados sem maior utilidade.

Assim é que até a inversão de temperatura, suas pseudo-adiabáticas coincidem, dada a turbulência, com a proveniente da evolução do solo, tudo resultando no mesmo LCL.

Acima da inversão, a fraca umidade registada acarretará áreas negativas muito grandes, sem outro significado senão o de contribuir para maior estabilidade.

Freqüentemente, na zona Sul, a pseudo-adiabática do LCL encontra a sondagem no próprio CCL, tal fato permitindo prever, com maior exatidão, a temperatura máxima Tx.

3) Por fim, o exame das zonas, positivas ou negativas, formadas pela evolução da partícula superficial, conduz à seguinte regra:

1) — A existência da área negativa inferior significa “instabilidade latente”, e impede a convecção indicada pela positiva superior, a menos que seja vencida por um dos fatores abaixo:

a) — Ascensão forçada, proveniente da ação de frentes, *troughs*, convergência, cadeias de montanhas ou brisa.

b) — Destruição da área negativa, com a respectiva evolução para sinal positivo, através do aquecimento diurno ($T < T_x$).

c) — Aumento da umidade específica inferior, pela advecção de ar marítimo.

Tal instabilidade latente só é aliás real quando as áreas negativas forem pequenas; se muito extensas, trata-se de uma instabilidade falsa, e que não poderá alterar o estado do tempo, o qual se deve manter bom. Contudo, são principalmente os fatores dinâmicos que governam os fenômenos.

4) — Devemos acrescentar que durante o dia, sob o aumento da temperatura, a base (LCL) das nuvens de turbulência vai-se elevando até alcançar a própria altura da inversão, quando o Sc finalmente se dissolve, transformado em névoa, caso permaneça a inversão, ou sofrendo evolução para Cu, após a destruição daquela (fig. 183).

Verificamos, aliás, que o Sc somente desaparece quando a adiabática seca traçada pelo valor de Tx ultrapassa a base da inversão. Em caso contrário ele permanece, em geral por todo o dia.

5) — Além dos indícios obtidos pela determinação das áreas positivas, constituem sintomas de trovoadas mais os seguintes:

a) Umidade relativa, na camada inferior, ultrapassando 70%.

b) Umidade relativa, nas altas camadas, acima de 30%.

c) Queda de temperatura superior a 26° , entre as superfícies de 850 e 500 mb (zonas temperadas).

d) Ausência, na sondagem, de inversões térmicas.

e) Área positiva ultrapassando a isoterma de 0° .

f) Nível CCL baixo (menor que 1 500 metros).

g) Isóbaras ciclônicas a 3 quilômetros.

5) — Convecção (*slice method*).

A previsão da nebulosidade baixa pelo método de BJERKNES será feita estudando os “ângulos” da curva de sondagem, a partir do CCL, com as linhas adiabáticas seca e úmida, *não mais interessando* o valor relativo das áreas, positiva ou negativa (fig. 184).

Assim:

I) se a curva de sondagem permanecer à direita da linha pseudo-adiabática γ_s haverá estabilidade, e o céu ficará limpo ou pouco nublado, a não ser que ocorram nuvens *frontais*.

II) Se a sondagem estiver à esquerda da adiabática seca γ_d , teremos instabilidade, com a formação de Cu, Cb, ou Sc.

III) Se o nível CCL for superior a 2,5 quilômetros, inatingido portanto pelo aquecimento diurno, não haverá nebulosidade baixa. Tal regra é exata em 90% dos casos.

IV) Se o referido CCL for baixo, existirá cobertura, mas sob as condições II ou V.

V) Quando a sondagem se colocar entre as linhas γ_s e γ_d , a nebulosidade e instabilidade dependerão dos ângulos α , β , e da própria situação local, conforme segue:

a) Sendo *fraca* a nebulosidade à hora da sondagem (valores 0 a 4) a situação será *estável* com $\frac{\beta}{\alpha} < 1$ (ou mesmo > 1), resultando apenas em Cu humilis ou Sc.

b) Mas será *instável* para $\frac{\beta}{\alpha} \gg 1$ isto é, sondagem quase tangente à curva adiabática seca, e que resulta em 10 partes de Cu e Cb.

c) Haverá porém formação de Sc nas condições (b) e sob inversão de temperatura forte e baixa. Se a mesma for fraca surgirão Cu, e se muito elevada Cb, quando a convecção puder ultrapassar a isoterma 0° .

VI) A base das nuvens será o próprio nível CCL. O respectivo topo coincidirá porém com o ponto *b* da sondagem, onde esta passa a uma inclinação estável, e não mais com o fim da área positiva, como no método de partículas. Na prática, o topo ocorre 250 metros acima de *b* (fig. 185).

VII) Tais regras, muito bem verificadas no Rio, não se aplicam sob as condições de IT. para a Bahia e Natal, cujas espessas nuvens Ns e As pouco têm a ver com tais princípios. Num IT a quantidade de chuva será tanto maior quando mais forte a área positiva (Bahia), ou menos intensa a negativa (Natal).

VIII) Finalmente, o cálculo da própria nebulosidade, excetuando os limites 0 e 10 já explicados em (I, II), poderá ser feito pela fórmula de BJERKNES. Não convém aliás usar os ângulos α e β , mas sim medir as distâncias horizontais, expressas em $^\circ\text{C}$, entre a sondagem e a pseudo-adiabática (*b*), ou entre esta e a adiabática seca (*a*), ambas partindo aliás do mesmo CCL (fig. 186).

A nebulosidade máxima possível torna-se então:
$$N = \frac{b}{a} \times 10.$$

É claro que $b = O$ resultará em $N = O$, com a sondagem sobre γ_s , e $b = a$ em $N = 10$, com aquela sobre γ_d . Tais valores serão reforçados nas zonas de convergência, e enfraquecidos sob divergência.

Na Primavera estas regras são pouco válidas no Rio e Bahia, mas exatas em 70% dos casos para Natal e Belém, onde se referem sobretudo à média de cobertura para tarde e noite.

No Inverno permanecem em geral válidas para todo o país.

No Verão, muito ao contrário as regras têm um valor relativo no Rio e Bahia, mas de nada servem para Natal e Belém.

As linhas acima constituem apenas uma introdução ao assunto. O cálculo exato das sondagens pelo método de camadas se encontra exaustivamente discutido no *Handbook of Meteorology* de BERERS, e não caberia aqui repeti-lo.

II – PREVISÃO TERMODINÂMICA

1) *Previsão das temperaturas máxima (Tx) e mínima (Tn).*

a) RIO DE JANEIRO

a) Existindo inversão de radiação noturna (desde o solo, portanto) deve-se prolongar a adiabática seca BTx que corta a sondagem no nível 600 metros (Inverno e Primavera) o que fornecerá, na isóbara da superfície, a temperatura máxima (Tx) a ser prognosticada.

Esta regra é uma “adaptação” das condições estabelecidas teoricamente — prolongamento da adiabática seca CT'x do fim da inversão, — e que algumas vezes produzem melhor resultado (fig. 187).

Já no Verão não ocorre inversão, apenas uma camada inferior de gradiente fraco. Prolongar então a adiabática seca BTx que corta a sondagem no “tôpo” daquela faixa, obtendo, na isóbara da superfície, a Tx prevista (fig. 188). Via de regra o ponto B está a 800 metros no Verão, ou 900 metros no Outono.

b) Se a inversão ocorrer em *altitude*, mas com tôpo inferior a 1 000 metros, prolongar a adiabática seca CT'x que passa no tôpo em questão no Inverno, ou a 800 metros na Primavera, assim obtendo, igualmente na isóbara da superfície, a máxima prevista (fig. 189).

c) Não existindo inversão, ou quando esta apresentar base acima de 1 000 metros, prolongar a adiabática seca DTx que corta a sondagem a 1 200 metros no Inverno, porém a 1 000 metros na Primavera, 1 800 metros no Verão, e novamente 1 000 metros no Outono (fig. 190).

d) A Temperatura mínima deve ser prevista pela fórmula $T_n = T_x - A^\circ$, com $A = 4^\circ$ para $T_x < 25^\circ$, $A = 6^\circ$ para $25^\circ < T_x < 30^\circ$, e $A = 10^\circ$ para $T_x > 30^\circ$.

b) SALVADOR

a) Para esta região, havendo ou não inversão, deve-se utilizar sempre a adiabática seca DTx que passa no nível 1 100 metros (Inverno) ou 1 000 metros (Primavera), fig. 190.

b) Nas demais épocas, com inversão muito elevada ou inexistente, mas gradiente inferior acentuado, aproveitar igualmente a adiábática sêca DTx que passar a 1 000 metros (Verão), ou 1 100 metros (Outono), na mesma fig. 190. Tomar porém o ponto D a 800 metros (V) ou 700 metros (O), para o caso de inversão em nível baixo.

c) Havendo um gradiente inferior fraco, proveniente da radiação noturna, usar o ponto B a 450 metros (Verão) ou 600 metros (Outono), em geral abaixo da inversão (ou isoterma) superior, fig. 188.

d) No Inverno e Primavera, a temperatura mínima pode ser prevista pela fórmula $T_n = T_x - 5^\circ$.

Já no Verão e Outono, sendo muito variável a amplitude diurna A, teremos $T_n = T_x - A^\circ$, com $A = 5^\circ$ (para $T_x < 29^\circ$), $A = 7^\circ$ (T_x de 29 a 31°) e $A = 8^\circ$ ($T_x > 31^\circ$).

c) NATAL

a) Se a inversão de temperatura apresentar uma base entre 2-3 quilômetros, prolongar a adiábática sêca DTx que passa a 1 100 metros (Inverno) ou 1 200 metros (Primavera), fig. 190.

No Verão e Outono porém, com inversão abaixo de 1 quilômetro utilizar a adiábática sêca CTx que passa no respectivo "tôpo" (fig. 187).

b) Sendo a inversão fraca e elevada, de base superior a 3 quilômetros, aproveitar a adiábática DTx que corta o nível 800 metros (Inverno) ou 1 200 metros (Primavera).

No Verão e Outono, como a inversão não é tão elevada, usar a adiábática DTx que passa na respectiva "base", em geral a 1 100 metros (fig. 190).

c) Nestas estações, quando o gradiente térmico fôr intenso, tomar para D o nível de 1 400 metros, em média.

d) Variando de 6 a 8° (I) ou 4 a 6° (P) a amplitude diurna, poder-se-á prever a mínima pelas fórmulas $T_n = T_x - 7^\circ$ (Inverno) ou $T_n = T_x - 5^\circ$ (Primavera). Já no Verão usar $T_n = T_x - 5^\circ$, e no Outono $T_n = T_x - 6^\circ$, agora com um erro provável de $1,5^\circ$, dado que não existe uma relação direta com T_x .

d) BELÉM

a) Para sondagens com isoterma inferior deve-se prolongar, na fig. 189, a adiábática sêca que passa no nível de 1 500 metros (Inverno e Primavera), obtendo na isóbara da superfície a T_x prevista.

No Verão porém, sendo o gradiente nas camadas inferiores mais fraco devido à radiação, utilizar a adiábática sêca que passa a 800 metros ou 1 300 metros, conforme a marcha nos dias anteriores. Para o Outono os níveis correspondentes serão 900 e 1 100 metros.

b) Em casos de gradiente mais intenso, sem isoterma, empregar a adiábática que passa a 1 250 metros (Inverno e Primavera), 1 400 metros (Outono) e 1 600 metros (Verão).

c) Sendo de 9 a 10° a amplitude diurna, prever a mínima pela fórmula $T_n = T_x - 9^\circ$ no Inverno e Primavera. Nas demais épocas, como aquela oscila

de 4 a 10°, usar $T_n = T_x - A^\circ$, sendo $A = 5^\circ$ para $T_x < 29^\circ$, $A = 6^\circ$ para $29^\circ < T_x < 30^\circ$, $A = 8^\circ$ (V) ou 7° (0) para $30^\circ < T_x < 32^\circ$, e $A = 10^\circ$ (V) ou 9° (0) para $T_x > 32^\circ$.

2) *Previsão da nebulosidade*

a) RIO DE JANEIRO

1) Em situação de grandes áreas negativas, ou seja forte estabilidade, o céu se mantém claro (0 — 2), ou no máximo pouco nublado (3 — 5), durante o Inverno e a Primavera; a falta de nuvens baixas ocorre com frequência de 70% (I) e 50% (P), enquanto a presença de nevoeiro pela manhã atinge 60% dos dias no Inverno.

Já no Verão se observa ainda céu claro (0 a 2), ou no máximo nublado (6 — 7) de Cu (L1) ou Sc (L4), que evoluem no Outono para L5 (Sc) ou L7 (Cu — Sc).

2) Áreas negativas mais reduzidas correspondem à nebulosidade 0 — 2 ou 8 — 10 (esta frontal). A falta de céu baixo ocorre com uma frequência de 20% no Inverno e 25% na Primavera, surgindo Cu ou Sc, igualmente, nos restantes 80% ou 75%.

3) Diagramas estáveis para LCL e instáveis para CCL, de pequenas áreas negativas inferiores, fazem prever nebulosidade 8 — 10 e céu de Sc no Inverno, ou Cu — Sc nas demais estações, com frequência de chuvas igual a 40% no Verão e Outono.

4) Por último, áreas positivas fortes no inverno redundam em nebulosidade 3-5 ou 8-10, sendo 70% a frequência de Sc, e 50% a dos nevoeiros.

Na Primavera correspondem à cobertura 8-10, quase sempre de Sc. No Verão e Outono é ainda 8-10 a nebulosidade, geralmente Sc-Cu, com chuva posterior em 80% dos casos no Verão, mas só em 60% no Outono.

b) SALVADOR

1) Grandes áreas negativas traduzem no Inverno e Primavera inversão baixa, de altura inferior a 2 quilômetros em 75% dos casos, e permitem prognosticar nebulosidade 6 a 10, geralmente de Cu-Sc. Na Primavera, somente com estabilidade muito intensa se verifica céu limpo.

Já no Verão e Outono tais condições redundam em céu claro, ou no máximo com 4 de Cu (L1).

2) Áreas positivas regulares significam nebulosidade 3-5 (Sc-Cu) ou 8-10 (Ns) no Inverno e Primavera, havendo inversão acima de 2 quilômetros em 80% das observações de Inverno.

Nas demais épocas, tais áreas positivas fracas ocorrem geralmente sobre outras negativas inferiores, e correspondem à nebulosidade 3-5 de Cu ou 8-10 (Ns, Cu-Sc) no Verão, valores que se reduzem a 4-6 (Cu-Sc) e 7-8 (Ns) no Outono. A frequência das chuvas é de 50% (Verão), baixando porém a 40% (Outono).

3) Por fim, áreas positivas intensas indicam, no Inverno e Primavera, inversão superior a 2 quilômetros e céu de Ns, ocorrendo na última época também Cu-Sc e chuvas muito freqüentes. Nas demais estações a cobertura atinge em média 8-10 de Cu-Sc ou Ns no Verão, reduzindo-se a 6-8 de Cb ou Ns no Outono, ambos os casos com precipitações.

c) NATAL

Na região equatorial os princípios de análise termodinâmica perdem parte do seu valor, dada a constante presença de estabilidade.

1) Sendo as áreas negativas muito intensas, chuvas ocorrem com freqüência de 50% (Inverno), 20% (Primavera), 25% (Verão) e novamente 50% (Outono).

A presença de Cu varia de 70% (Inverno) a 20% (Primavera) e 30% (Verão), sendo a de Cu-Sc igual a 80% (Primavera) e 70% (Verão). A nebulosidade, muito variável nas épocas mais frias, oscila de 0 a 7 (Verão) e 6 a 10 (Outono), Ns surgindo com chuvas.

2) Já sob menor estabilidade e áreas negativas fracas, a cobertura varia de 0 a 7 (Inverno) e 3-9 (Primavera), com chuvas pouco mais freqüentes (50% na Primavera), e nuvens Cu ou Cb, sendo raros os Sc.

3) Nas épocas quentes pode ocorrer forte instabilidade nos diagramas, sendo a cobertura de 3-9 (Verão) e 5-10 (Outono), com freqüência de chuvas igual a 25% (Verão) e 30% (Outono); nuvens geralmente Cu ou Cb, associados no Outono a Sc.

d) BELÉM

1) As sondagens estáveis, de grandes áreas negativas, redundam em nebulosidade 6-7 de Sc-Cu, sem chuvas no Inverno e Primavera.

Já no Verão e Outono as áreas negativas permanecem sobretudo inferiores, e correspondem à nebulosidade 0-5 de Cu, ou 8-10 de Cu-Sc, quando existir instabilidade superior.

2) No caso de áreas somente positivas, via de regra associadas, no Inverno e Primavera, a faixas negativas inferiores, encontramos naquelas duas estações do ano céu nublado a encoberto (6-10), sendo de 20% a freqüência dos Cu, 80% a dos Sc, e 50% a de precipitações.

No verão a nebulosidade e os gêneros de nuvens em nada diferem dos acima estabelecidos, ocorrendo chuvas em 50% dos casos e trovoadas em 30%. No Outono, quando a FIT domina o litoral norte, chove quase diariamente, mesmo com áreas negativas (caso a), a freqüência das trovoadas subindo a 50%, num céu constantemente coberto (8-10) por Cu (20%) ou Sc (80%).

3) *Variação diurna da nebulosidade*

Dada a forte dependência deste elemento em relação à umidade, concluímos, por um exame das sondagens nas camadas "solo-inversão" (Inverno-Primavera), ou 0-2 quilômetros (Verão-Outono), as regras que seguem:

a) RIO DE JANEIRO

1) No Inverno e Primavera, sendo a umidade daquela camada menor que 50%, a cobertura, em geral de 0 a 2 e no máximo de 5 (Inverno), não se mantém à noite, período para o qual se deverá prever céu limpo.

2) Para umidades de 50-70% a nebulosidade ainda é fraca, de 3-5 no Inverno e 0-2 na Primavera, mas se evapora em 70% dos casos, persistindo à noite nos restantes 30%.

Graus higrométricos inferiores a 70% não ocorrem no Verão e Outono.

3) Sendo a umidade de 70-90%, e principalmente superior a 90%, prognosticar nebulosidade 8-10 (Inverno) ou 6-10 (Primavera), que se conservará à noite no Inverno. Na Primavera, porém, ela se evapora em 40% dos casos de umidade 70-90%, mas persiste com valores acima de 90%.

Nas demais épocas, sob tal classe de umidade (70-90%), a cobertura, em média 6-7 no Verão e 8-10 no Outono, se evapora em 30% dos casos (Verão) e 40% (Outono), persistindo porém à noite nos restantes 70% (Verão) ou 60% (Outono).

Ainda com umidade superior a 90% prever nebulosidade 8-10, que se manterá geralmente à noite (Verão), mas só em 75% dos casos (Outono).

b) SALVADOR

1) Com umidade 50-70% ocorre nebulosidade 8-10 no Inverno, que se conserva à noite em 60% dos casos; o céu é porém claro (0-2) à tarde, e limpo à noite durante a Primavera. Por fim nublado de 3-7 no Verão, ou 4-10 no Outono, mas limpo à noite.

2) Na faixa 70-90% verifica-se céu nublado a encoberto (3-10) no Inverno, ou (6-10) na Primavera, mantendo-se à noite com frequência 60% em ambas as estações.

Já no Verão e Outono ocorrem coberturas 3-5 ou 8-10, que se reduzem à noite em 80% dos casos no Verão, e em 90% dos mesmos no Outono.

3) Finalmente, para valores da umidade acima de 90%, encontra-se no Inverno e Primavera nebulosidade 6-10, persistindo à noite em 60% do conjunto das observações.

No Verão e Outono a cobertura, geralmente 8-10, se conserva à noite.

c) NATAL

1) Na faixa 50-70% ocorre nebulosidade média 0-2 que não persiste à noite (Primavera); umidades tão baixas não se verificam nas demais épocas.

2) Para a classe 70-90% encontramos nebulosidade variável, com moda 3-5, conservando-se à noite em 70% dos casos (Inverno) ou 40% (Primavera).

Nas estações restantes a nebulosidade oscila de 3 a 10, persistindo à noite em 60% do total (Verão), ou 40% no Outono.

3) Na faixa acima de 90% prever cobertura 8-10 (Inverno), 6-10 (Primavera), e por fim (3-10) nas épocas restantes; cobertura essa que se manterá geralmente à noite, salvo no Outono, quando isto só se dá em 60% dos casos.

d) BELÉM

1) Sob umidade 70-90% a nebulosidade oscila de 3 a 10 na Primavera, com moda 6-7, desaparecendo à noite em 70% dos casos.

Nas épocas quentes a cobertura varia de 6 a 10, com moda 8-9 (Verão) e 8-10 (Outono), sendo de 30% a frequência do céu limpo à noite (Verão), porcentagem esta bem mais reduzida aliás no Outono.

2) Para valores acima de 90% prever cobertura 6-10 e noite limpa (Primavera), mas sempre encoberta (Verão).

No Outono a nebulosidade (8-10) se conserva geralmente à noite.

III — AS VARIAÇÕES SUPERIORES

1) *Descrição geral*

a) RIO DE JANEIRO

1) A “variabilidade inter-diurna” da pressão, máxima no solo, diminui com a altura, sua amplitude se reduzindo, já a 1,5, 3 e 6 quilômetros, à metade da verificada na superfície. Este o quadro de Inverno (fig. 191) confirmado na Primavera (fig. 192) e Outono (fig. 194), salvo no particular que a amplitude tende a crescer novamente a 6 quilômetros.

O regime típico da zona temperada domina assim o Rio no Inverno, embora a 6 quilômetros, na Primavera e Outono, o equatorial tenda a se estabelecer.

Já no Verão porém o domínio deste último é absoluto: a “variabilidade da pressão”, mínima no solo, cresce lentamente com a altura (1,5 e 3 quilômetros) e mais acentuadamente a 6 quilômetros (fig. 193).

2) Quanto às variações da pressão, se apresentam no Inverno e Outono paralelas e de mesmo sentido no *solo e 1,5 quilômetro* de um lado, porém igualmente paralelas e de sentido oposto às anteriores, a 3 e 6 quilômetros (figs. 191, 194).

Na Primavera e Verão entretanto, sob influência equatorial, o sentido e paralelismo das variações se conservam desde o solo até 3 quilômetros, somente a 6 quilômetros surgindo algumas divergências (figs. 192, 193).

3) Por fim a variabilidade da temperatura, máxima no solo onde são permanentes as trocas de massas, vai diminuindo em altitude no Inverno (fig. 191), mas volta a crescer a 6 quilômetros na Primavera (fig. 192).

No Verão e Outono, contudo, tal variabilidade, mínima na superfície, aumenta acentuadamente a 1,5 e 3 quilômetros, para voltar a se reduzir a 6 quilômetros (figs. 193, 194).

4) Quanto à correlação entre as variações de pressão e temperatura é em geral negativa no Rio durante todo o ano, às quedas de pressão no solo correspondendo aquecimento da troposfera inferior, e vice-versa. Pelo que foi dito em 2) haverá porém uma correlação positiva entre a temperatura no solo e a pressão a 6 quilômetros (figs. 191 a 194).

b) SALVADOR

1) A “variabilidade inter-diurna” da pressão, máxima no solo, diminui com a altitude no Inverno e Outono (figs. 195, 198), estendendo-se o regime temperado do Rio de Janeiro, nestas épocas, até a latitude 15°.

Na Primavera e Verão porém, o domínio equatorial inverte os acontecimentos: é mínima no solo a variabilidade, que aumenta depois com a altitude (figs. 196, 197). Como vimos antes, tal regime se estendia no Verão até o Rio, de latitude 23°.

2) No Inverno e Outono também as variações da pressão se conservam similares na superfície e 1,5 quilômetros, mudando porém de sentido (embora ainda semelhantes) a 3 e 6 quilômetros (figs. 195, 198).

Na Primavera e Verão o paralelismo das oscilações se estende do solo a 3 quilômetros, tendendo a mudar de sentido na altura de 6 quilômetros (figs. 196, 197).

O regime em ambos os casos é o mesmo do Rio.

3) A variabilidade da temperatura, mínima no solo, cresce a 1,5 quilômetros e atinge o máximo a 3 quilômetros, reduzindo-se novamente a 6 quilômetros. Este o quadro registado no Inverno, Primavera e Outono (figs. 195, 196, 198).

No Verão porém (fig. 197) a variabilidade, ainda mínima no solo, vai crescendo continuamente até um máximo a 6 quilômetros. Trata-se pois do domínio equatorial, já notado no Rio durante o Verão e Outono.

4) Quanto à correlação entre as variações de pressão e temperatura é ainda no Inverno, tal como no trópico, negativa entre a pressão na superfície e a temperatura nos níveis inferiores; também negativa entre a pressão no solo e a de 6 quilômetros. Positiva, por isto mesmo, entre a temperatura das camadas 0-3 quilômetros e a pressão a 6 quilômetros. Confirma-se assim o domínio do regime temperado até o paralelo de 15° na estação fria (fig. 195).

Na Primavera, Verão e Outono porém, o regime equatorial vem a dominar: é positiva a correlação entre a pressão e temperatura no solo, a quedas do barômetro correspondendo resfriamento, e vice-versa (figs. 196, 197, 198).

Positiva também, dado o que foi dito antes, a correlação entre as variações de temperatura no solo e a 3 quilômetros. É negativa porém a correlação entre as variações da pressão (ou temperatura) no solo e a pressão a 6 quilômetros (mesmas figs.).

c) NATAL

1) A variabilidade inter-diurna da pressão, mínima no solo, apresenta valores crescentes com a altura até o nível de 6 quilômetros, onde alcança o máximo. Começa então a se reduzir, sendo porém a 10 e 13 quilômetros ainda maior que a 1,5 quilômetro.

É este o quadro apresentado no Inverno e Outono (figs. 199 e 202).

Na Primavera e Verão porém, o mecanismo é diferente: a variabilidade da pressão, máxima no solo, pouco se modifica com a altura, até o nível de 6 quilômetros. Aí começa a se agravar, sendo muito intensa a 10 e 13 quilômetros (figs. 200 e 201).

2) As variações da pressão se apresentam mais ou menos paralelas e de mesmo sentido em todos os níveis no Inverno (fig. 199). Nas demais estações as camadas inferiores (0-1,5 quilômetro) mostram algumas discrepâncias em relação às mais elevadas, cujas oscilações são semelhantes.

3) Quanto à variabilidade da temperatura, mínima no solo (Inverno), vai aumentando com a altura até um máximo a 6 quilômetros conservando-se porém ainda acentuada a 13 quilômetros (fig. 199).

Nas demais estações ela cresce continuamente, desde o mínimo na superfície até o máximo a 13 quilômetros (figs. 200, 201, 202).

4) Quanto à correlação entre as variações de pressão e temperatura é positiva no solo durante o Inverno e Primavera, (figs. 199-200). Ainda positiva, porém mais fraca, no Verão e Outono (figs. 201-202), sendo que nesta última época pode mesmo se tornar negativa.

É negativa igualmente a correlação entre a temperatura do solo e a de 3 quilômetros no Inverno, mas positiva nas demais estações. Positiva por fim entre a pressão (ou a temperatura) no solo e a pressão a 6 quilômetros no Inverno (fig. 199), tornando-se nula, ou positiva fraca, no Verão e Outono (figs. 201-202).

5) Na troposfera superior (10 e 13 quilômetros) é sempre positiva a correlação entre a pressão e a temperatura, cujas variações, aliás, intensas, se dão no mesmo sentido.

Positiva também entre tais elementos e a altura da tropopausa, mínima com pressão baixa e máxima com a mesma elevada. Finalmente, positiva no Inverno, mas quase nula nas demais épocas, a correlação entre a pressão no solo e a de 10 ou 13 quilômetros. (figs. 203, 204, 205, 206).

d) BELÉM

O respectivo regime se assemelha em parte ao de Natal. Assim:

1) A variabilidade inter-diurna da pressão, mínima no solo, vai aumentando lentamente com a altura até o nível de 6 quilômetros, depois mais intensamente a 10 e 13 quilômetros, em tôdas as épocas do ano (figs. 207, 208, 209, 210).

2) As variações da pressão ocorrem paralelas, e de mesmo sentido, nos níveis mais elevados, de 3 a 13 quilômetros, com alguma modificação porém nos inferiores (0-1,5 quilômetro).

3) A variabilidade da temperatura, ainda mínima na superfície, vai-se agravando com a altura para alcançar um primeiro máximo relativo a 3 quilômetros, e um segundo máximo absoluto a 13 quilômetros (10 quilômetros no outono).

4) Por último, a correlação entre a pressão e a temperatura é positiva na superfície durante todo o ano, o mesmo sucedendo entre as temperaturas no solo e 3 quilômetros, ou as pressões no solo e 6 quilômetros (mesmas figs.).

5) São positivas igualmente as correlações entre pressão e temperatura a 10 e 13 quilômetros, ou entre tais variáveis e a altura da tropopausa (mínima com pressão baixa e máxima com a mesma elevada). É positiva por fim a correlação da pressão no solo com a de 10 ou 13 quilômetros (figs. 211, 212, 213, 214).

2) Equações de variação

Vejamos com maior minúcia a teoria das variações superiores, através da enumeração dos seguintes princípios:

a) A entrada de massa por advecção “em altitude” ($\delta\pi$ positivo) acarreta uma descida (δz negativo) mediante compressão das colunas inferiores:

$$\delta z = - \frac{\delta\pi}{\lambda} \int_0^z \frac{dz}{p} \quad (12.2), \text{ vide HAURWITZ, } \textit{Dynamic Meteorology}.$$

Tal descida, máxima nas altas camadas, pois a integral cresce com z , vai diminuindo com a altura até ser nula no solo, onde $z = 0$ (fig. 215).

b) Inversamente, a retirada superior de massa ($\delta\pi$ negativo) produz uma elevação (δz positivo) das camadas inferiores, δz crescendo igualmente com a altura, desde o valor 0 na superfície (fig. 216).

c) Quanto às variações *individuais* da pressão em cada partícula, são elas idênticas a $\delta\pi$ para toda a coluna, sendo também $\delta\pi$ a mudança verificada no solo.

Em altitude porém, a variação “local” δlp , registrada em “determinado nível”, será menor, de vez que houve passagem de ar para baixo (caso a), ou para cima (caso b), diminuindo ou aumentando assim a pressão no nível em causa:

$$\delta lp = \delta\pi \left(1 - \frac{g}{\lambda} \frac{p}{RT} \int_0^z \frac{dz}{p} \right),$$

em (12.3) do mesmo autor.

Dêse modo, contrariamente ao que sucedia com δz , aqui a variação “local” da pressão é máxima no solo ($= \delta\pi$), e vai decrescendo com a altura até se tornar mínima no nível onde se deu a advecção.

Conserva porém o mesmo sinal de $\delta\pi$. Será assim positiva sob adição superior de massa, e negativa pela retirada da mesma.

Realmente, cada nível recebe ar na primeira hipótese, mas a maior parte do mesmo desce (fig. 215). No caso oposto, a variação negativa, máxima no solo, vai-se reduzindo com a altitude, dado que cada vez maior quantidade de ar passa para cima do nível, contribuindo com sinal positivo (fig. 216). Assim $\delta lp = \delta\pi + g \lambda dz$ (12.1) Se $\delta\pi$ fôr positivo, dz será negativo e $\delta lp < \delta\pi$. Se $\delta\pi$ fôr negativo, dz ficará positivo, e ainda $|\delta lp| < |\delta\pi|$.

d) Já a “variação local” da temperatura, chamando $\alpha = - \frac{dT}{dz}$, será:

$$\delta lT = K \frac{T}{p} \delta\pi \left[1 - \frac{\alpha}{\lambda - 1} \frac{p}{T} \int_0^z \frac{dz}{p} \right] \quad (12.5).$$

Com advecção superior de massa, ou $\delta\pi$ positivo, a variação “individual” da temperatura de cada partícula $\delta iT = K \frac{T}{p} \delta\pi$ será também positiva, o ar se aquecendo adiabaticamente por “compressão”. Acontece porém que a varia-

ção local $\delta lT = \delta iT - \frac{dT}{dz} \delta z$ se torna menor, da variação individual δiT se devendo descontar o termo $\frac{dT}{dz} \delta z$, positivo em geral pois $\frac{dT}{dz}$ é negativo e δz também, sob a “descida” das camadas.

Assim a partícula que chega ao local (nível z) é a que estava δz mais acima (fig. 215), normalmente mais fria, e que sofrerá um aquecimento individual δiT .

Note-se porém que, como $\delta iT = K \frac{T}{p} \delta \pi$, e $\delta \pi$ é o mesmo em toda a coluna, δiT irá variar inversamente com p , sendo pois mínima no solo e máxima nos níveis altos, onde p se reduz (a variação de T , muito menor, pouco influi no caso). Já o desconto $-\frac{dT}{dz} \delta z$ será nulo no solo, onde como sabemos $\delta z = 0$, e crescerá com a altura, pois δz é cada vez maior em altitude (fig. 215).

Assim a equação transformada

$$\delta lT = \delta iT - \delta iT \left[\frac{\alpha}{\lambda - 1} \frac{p}{T} \int_0^z \frac{dz}{p} \right] \quad (12.5)$$

mostra que a variação local $\delta lT = \delta iT$ no solo, onde $z = 0$, mas $\delta lT < \delta iT$ em todos os demais níveis. Temos então o caso clássico de subsidência:

Como a variação local δlT cresce com a altura, a atmosfera acaba se tornando mais estável, através de um menor gradiente vertical (fig. 217).

e) No segundo caso, com a saída de ar superior, $\delta \pi$ é negativo, e a variação individual δiT também negativa, pois o ar esfria adiabaticamente pela queda ($\delta \pi$) da pressão.

A variação local δlT é porém menor, embora ainda negativa, pelo fato de ter subido o ar mais “quente” inferior (fig. 216), salvo no solo, onde $\delta z = 0$ e $\delta lT = \delta iT$.

É o caso de convecção: Como a queda de temperatura δeT cresce com a altura, o gradiente vertical aumenta, ficando a atmosfera mais instável (fig. 218):

$$\delta lT = \delta iT - \frac{dT}{dz} \delta z, \quad \delta z = + \text{ ou } |\delta lT| < |\delta iT|.$$

Em qualquer dos casos d) ou e) a variação individual δiT da temperatura dependerá ainda, aliás, da substituição pelo ar mais frio ou mais quente, conforme a advecção verificada.

3) Circulação secundária

Para estudar a influência das oscilações da Frente Polar no sul do continente sobre as variações superiores da zona tropical, dividiremos as primeiras nas seguintes classes (fig. 219):

1) *FG na FPA* — é a fase de frontogênese na “Frente Polar Atlântica”, quando esta ainda não se movimentou para norte e permanece sobre a Argentina ou Uruguai. Corresponde muitas vezes à formação dos ciclones iniciais da família.

2) *Avanço de KF para o Rio.*

É o período de invasão da massa polar, quando o ar frio penetra o sul do Brasil à retaguarda duma KF que caminha para o trópico. Tal período poderá ser dividido em 3 outros:

- a) Uruguai — Rio Grande do Sul,
- b) Rio Grande do Sul — Paraná
- c) Paraná — Rio de Janeiro.

3) *Entrada da KF no Rio de Janeiro (ou da FPR).*

Corresponde ao *estacionamento* da frente fria (ou da frente reflexa) no trópico, onde as mesmas podem permanecer por um ou vários dias, produzindo advecção de S, da massa fria polar ou tropical.

4) *FL na KF, ou recuo de WF.*

É a fase final de dissolução da KF e seu posterior recuo para sul, como WF. Termina assim a perturbação, voltando-se ao caso 1, de nova FG, a não ser que, como sucede geralmente no inverno ou sob intensas invasões frias, ocorra o caso seguinte:

5) *Avanço da KF para o equador.*

As frentes, muitas vezes já com o caráter de *shearline*, caminham então até os paralelos de 10° no litoral, ou mesmo 5° no Amazonas, produzindo resfriamento ou friagem (fig. 219).

Dêsse modo a evolução normal será 1 — 2 — 3 — 4, ou 1 — 2 — 3 — 5, não ocorrendo então 4, isto é, a frente não adquirindo o caráter típico de WF, mas se dissolvendo nas baixas latitudes.

A tais situações devemos acrescentar as de IT, onde de leste, ou FIT sobre a região, mais bem esclarecidas nos capítulos finais relativos à Bahia, Natal ou Belém.

Não devemos esquecer aliás que freqüentemente várias evoluções se superpõem, prejudicando o esquema acima organizado como base de pesquisa.

Vejamos agora os reflexos gerais destes movimentos da FP na circulação superior:

De 0 a 3 Km — a maior densidade da massa fria polar, constitutiva dos anticiclones móveis, acarreta a sua gradual transformação num ciclone superior (figs. 220 a 225), e dêsse modo o talvegue da KF recua em altitude para o pólo, as direções de NE-NW do centro de ação dominando cada vez mais, e sempre opostas às de SW-SE do ar Pm inferior.

3 — 6 Km — Nestes níveis o forte aquecimento prefrontal, de início localizado na Baixa do Chaco, acarreta a sua gradual transformação, pelo princípio hidrostático, em uma Alta Superior; esta se desloca adiante da KF no solo e provoca uma advecção prefrontal de SW a SE sobre a costa leste do Brasil, a qual alcança mesmo, no Verão e Outono, até quase o equador.

Quanto mais baixo, em virtude do maior aquecimento, se formar a Alta Superior (às vezes desde 1,5 quilômetro), mais descera a componente W dos ventos, e maior sêca será registada na região prefrontal. Inversamente, se esta ainda se encontrar ocupada por ar Pm velho, a Alta Superior só se formará acima de 6 quilômetros, permanecendo úmida, sob os diversos IT., a zona em questão.

Aquelas correntes de SW a S merecem o nome de anti-alíseos. Elas dominam cada vez mais para leste em altitude, dado o domínio cada vez maior da Alta Superior, e vão-se opor na costa às correntes de N-NW (contra-alíseos) do centro de ação, formando-se na zona de *shear* ciclônico, em que as duas se encontram a "Frente Superior" (figs. 222 a 224).

Dêsse modo o contra-alíseo não pode ser um vento permanente, constituindo apenas o retôrno para o pólo que compensa as invasões de ar frio no equador. Ele só se define, bem como a Alta Superior, com acentuada FG (caso 1) ou avanço (caso 2) da FP.

A Frente Superior, já descrita na 1.^a parte dêste artigo, precede de 500 a 1 500 quilômetros a KF superficial.

6 — 10 Km. — O anticiclone continental se estende cada vez mais para leste, assim formando uma "rampa" para a Frente Superior. Esta, como já vimos, explica a formação dos Ci e As que precedem a KF, dando-lhe uma "aparência" de oclusão.

Segundo dissemos na 1.^a parte, não existem aqui nuvens baixas, mas somente na KF genuína, a sul.

Ondulações da tropopausa —

Esta superfície de descontinuidade sofre uma forte descida do equador ao pólo, declinando desde o nível 17 quilômetros até o de 10 quilômetros entre os paralelos 15° e 50°, com *rampa portanto muito acentuada*.

Isto se deve, é claro, à maior intensidade da convecção nas baixas latitudes, onde a queda vertical da temperatura se mantém até maior altura.

A estratosfera equatorial é portanto muito fria e a polar mais quente, pois nesta se anula muito antes, em tôrno de 8 quilômetros, o gradiente térmico vertical.

Outro desnivelamento deve ocorrer oeste-leste, entre o continente e o oceano, pelo menos na zona tropical. Isto porque a tropopausa permanece mais elevada nos anticiclones e mais baixa sobre os ciclones (fig. 226), segundo os estudos de VAN-MIEGHEM. Com efeito, nos primeiros o ar sofre divergência e subsidência abaixo de 5 e acima de 10 quilômetros, apresentando convergência e convecção entre aqueles níveis, tudo resultando na elevação da tropopausa.

Já nos ciclones o esquema é oposto: convergência abaixo de 3 e acima de 11 quilômetros, mas divergência acompanhada de contração vertical e descida da estratosfera entre tais altitudes (fig. 226).

Dêsse modo a contração das isentrópicas, produzida pela ascensão superior nos anticiclones, aí tornará mais nítidas as inversões de temperatura, a da tropopausa ficando pois melhor definida.

Já nos ciclones, onde há um movimento de descida, o afastamento daquelas superfícies em relação à camada fixa mais alta atenuará a tropopausa, cuja inversão se enfraquece. A estratosfera ficará portanto nítida e elevada nos centros de ação, porém baixa e mal desenhada nos ciclones térmicos.

Frentes — Como sabemos, a tropopausa é conduzida por advecção, segundo as linhas de fluxo. Formará pois “cristas” de estratosfera fria nas dorsais superiores, em que o ar vem do equador, e “vales” de estratosfera quente onde o mesmo vem do pólo, nos *troughs* de pressão. Assim o contra-aliseo de NE acarreta advecção da estratosfera fria, e subida de pressão no solo (entrada do centro de ação) quando se inicia a FG na FPA. Depois, dominando a circulação de SW da Alta Superior cada vez mais para leste, a tropopausa se abaixa, trazendo a estratosfera mais quente e fazendo cair a pressão na zona equatorial (recoo do centro de ação).

As perturbações tropicais são assim, como veremos, de origem superior, e em ressonância com os movimentos da frente polar. Não há pois mudanças advectivas nas baixas latitudes, e sim apenas configurações isobáricas diversas sob o efeito dos deslocamentos na estratosfera, sendo por isso mesmo muito fracas as oscilações de pressão na zona equatorial (figs. 230-229).

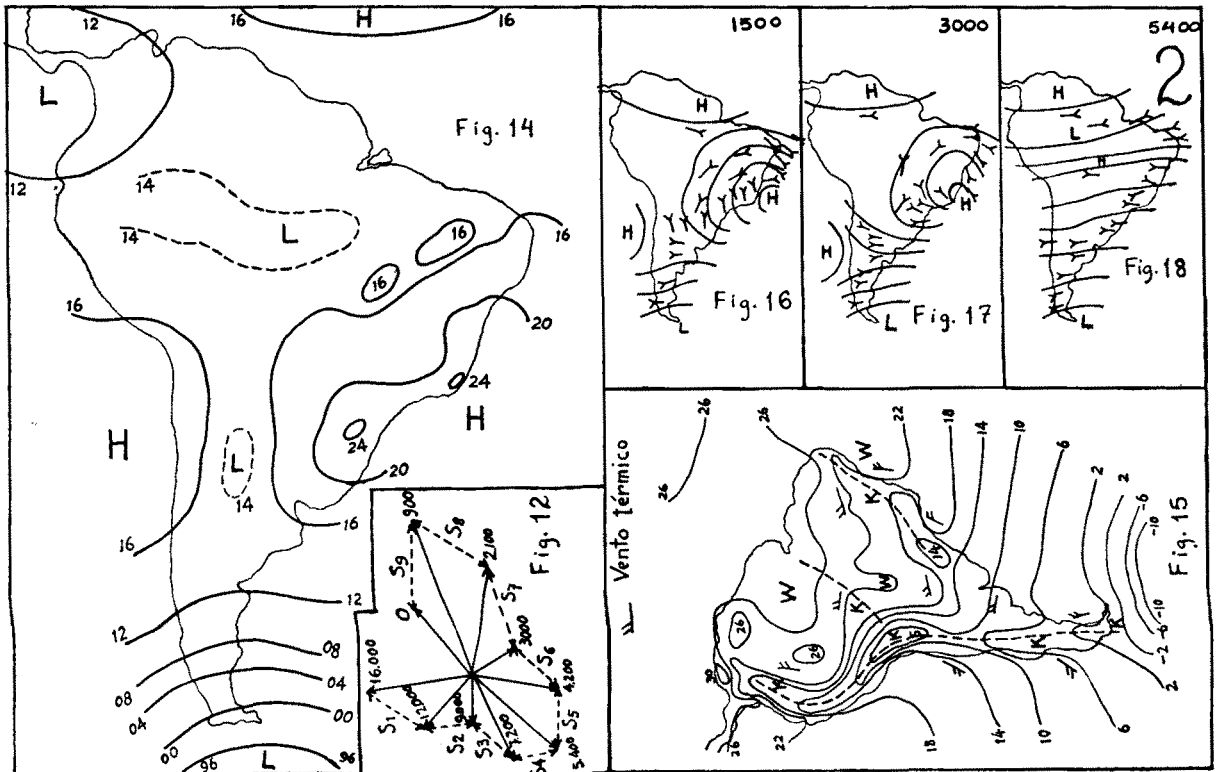
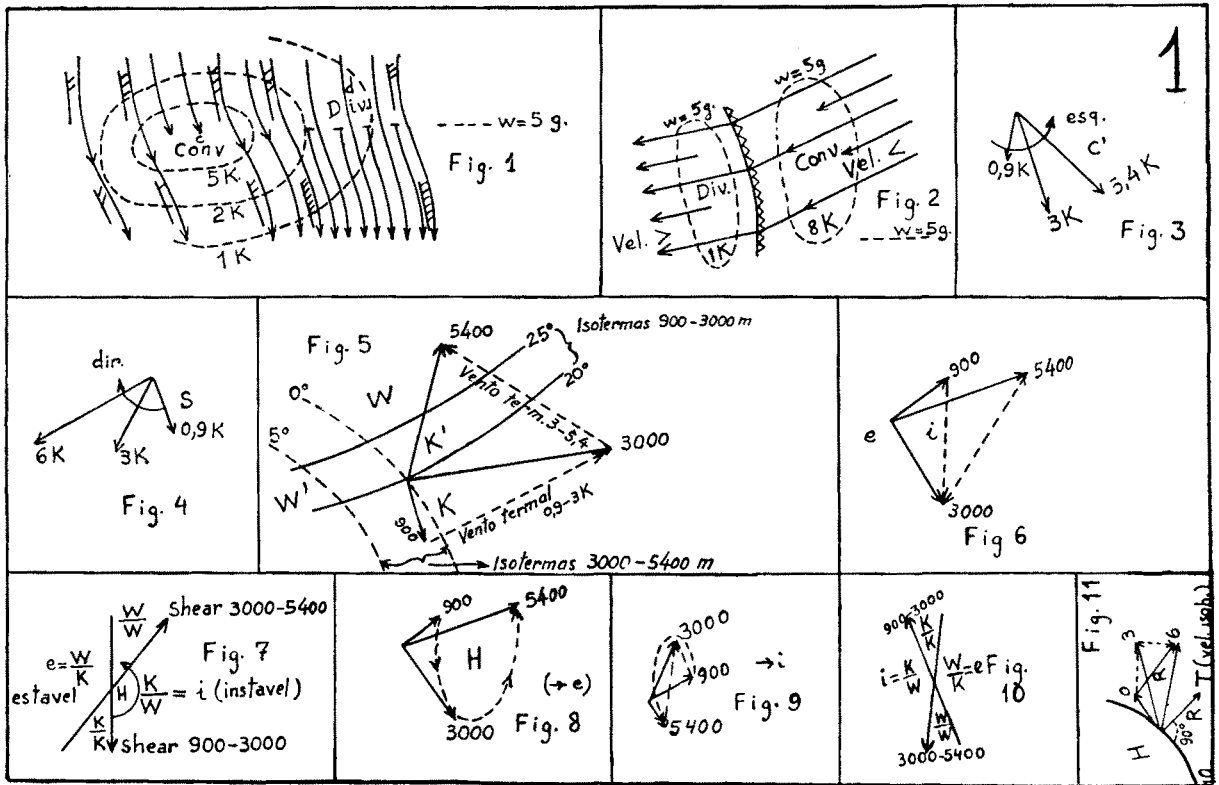
Além disso, pelo menos para os níveis superiores, o mecanismo adiante descrito permite explicar as variações do campo térmico (figs. 231-232-233).

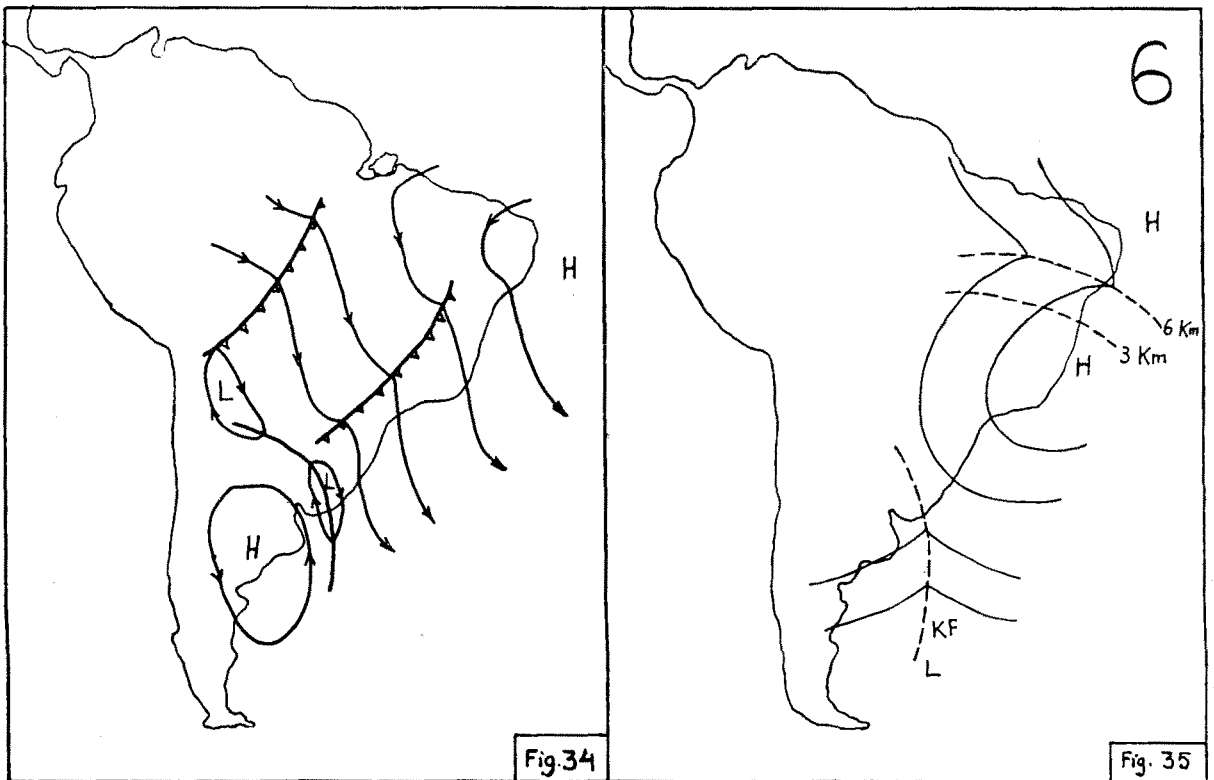
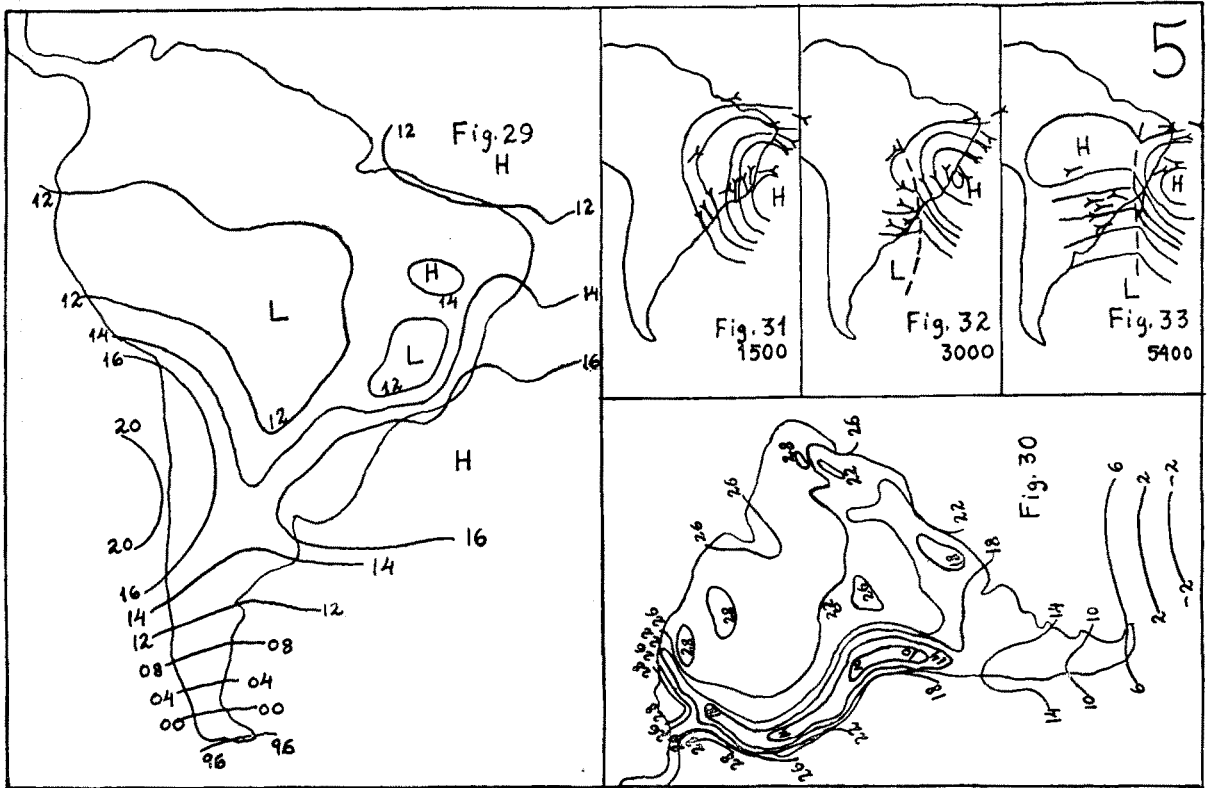
Ao chegar a tropopausa polar, e embora a massa permaneça invariável, o ponto A, no respectivo gráfico de temperatura, passa ao valor B, muito menor; enquanto isto se conserva a princípio a temperatura das camadas médias, em S. Logo porém, o novo e mais intenso gradiente térmico resultante, ao longo de SB, produz convecção e resfriamento geral para S'B.

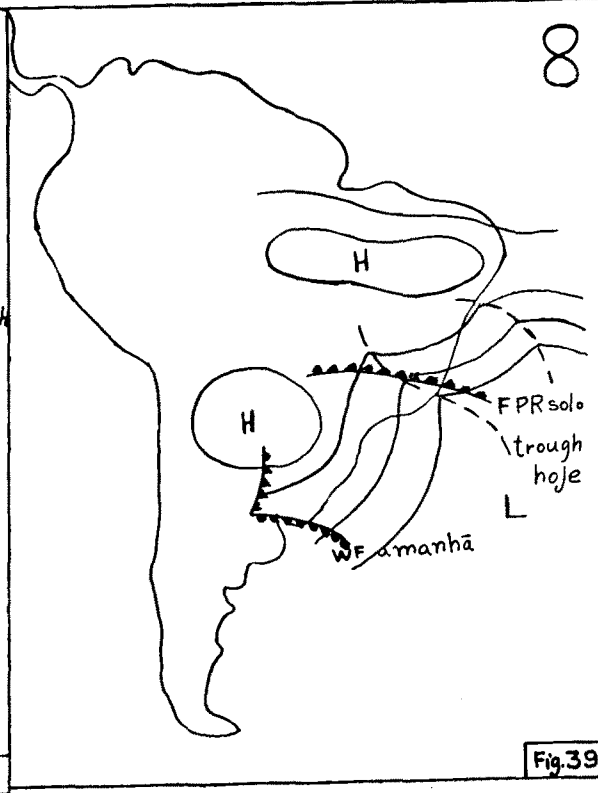
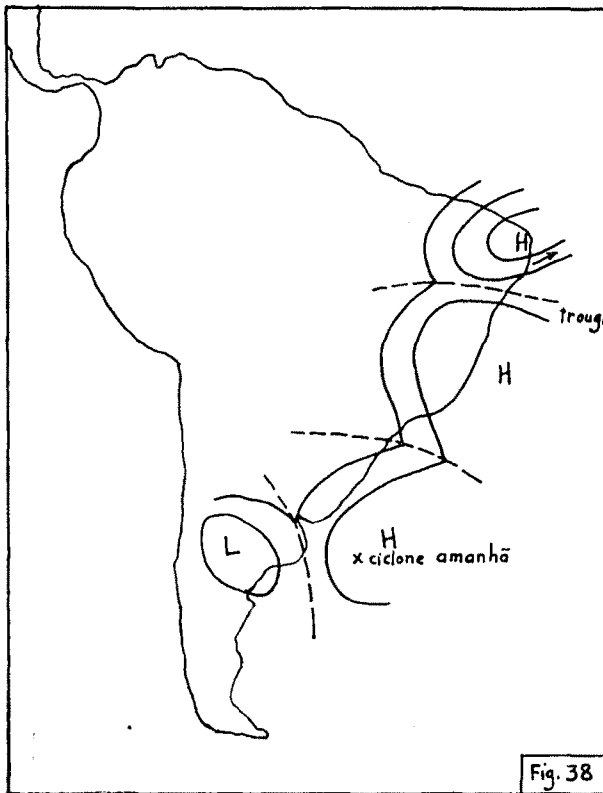
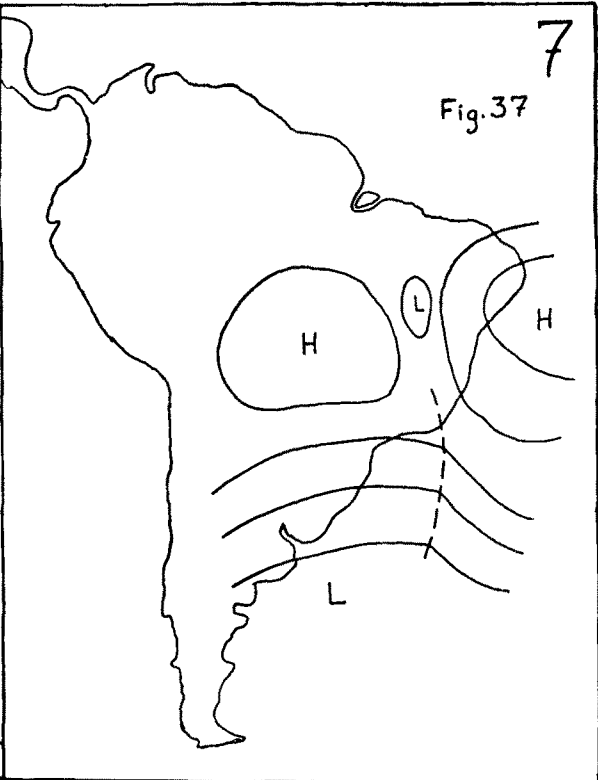
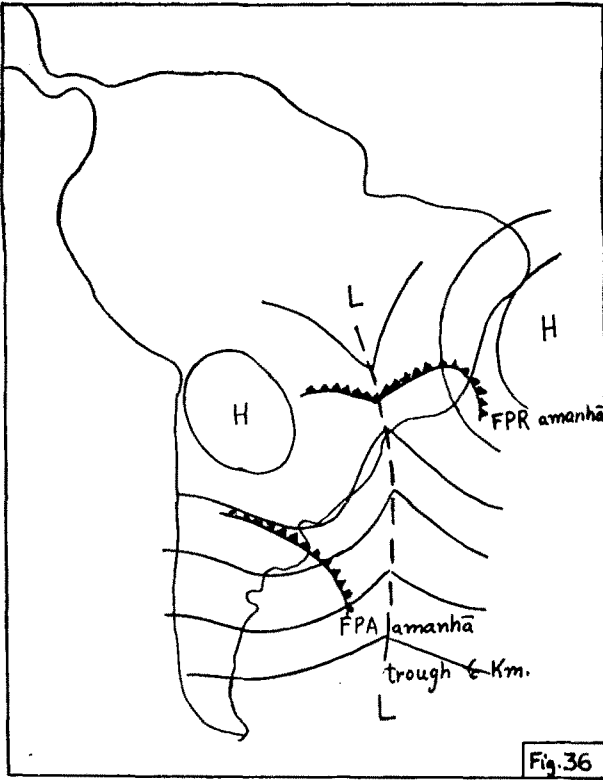
Quando a circulação retorna ao normal, recomeça a advecção superior da tropopausa equatorial. O ponto D, antes na estratosfera, volta agora a C, formando-se um gradiente estável CS', acarretando a lenta subsidência novo aquecimento até CAS.

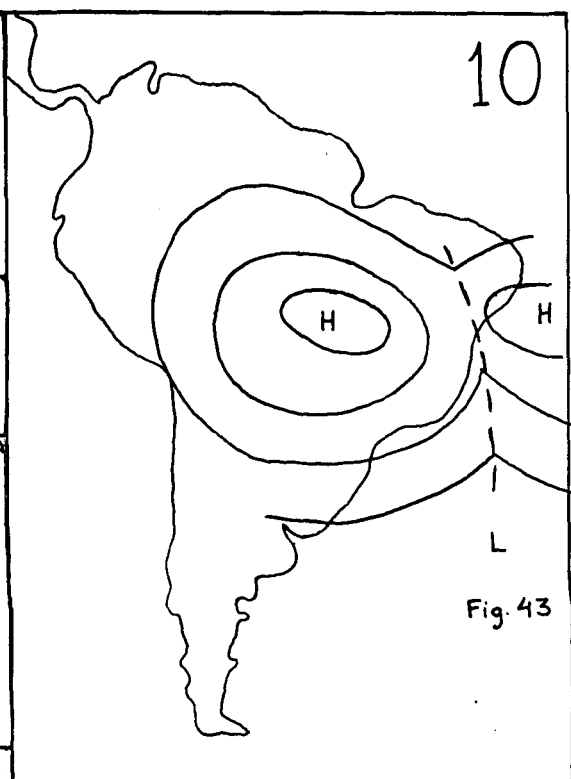
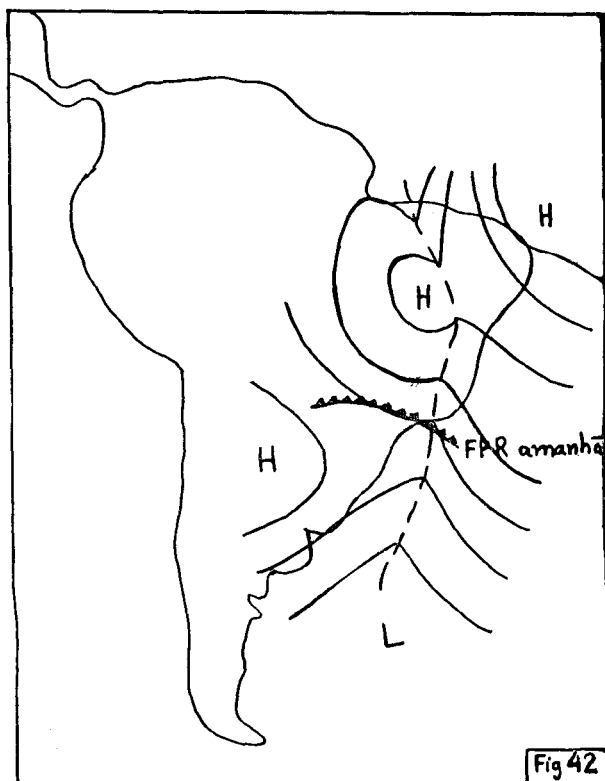
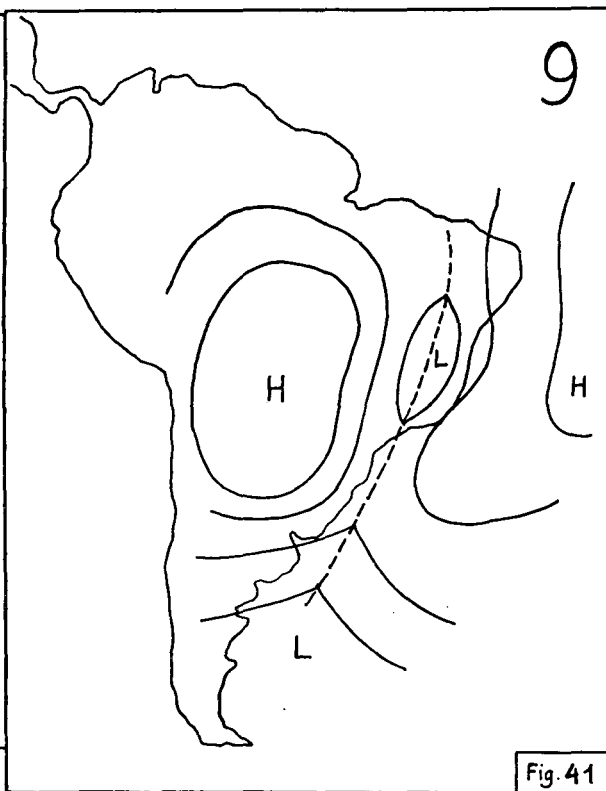
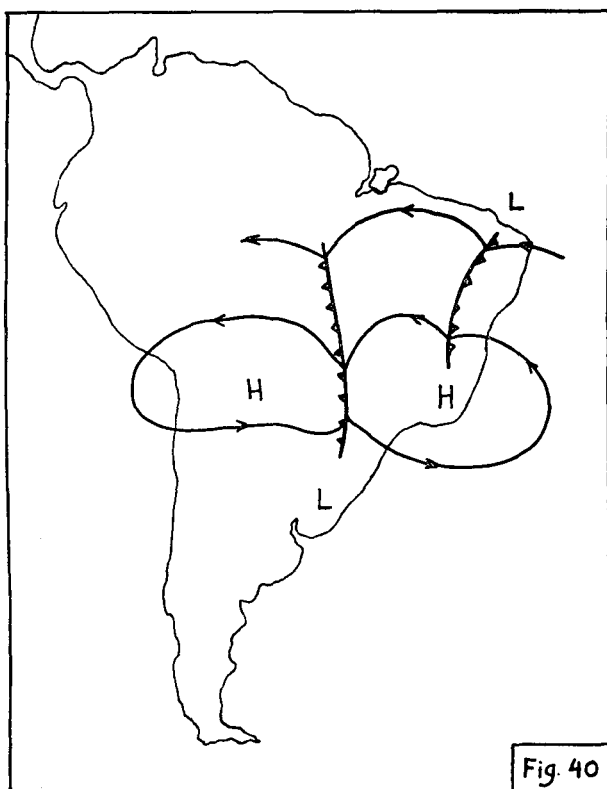
O mecanismo será descrito com maior minúcia nos capítulos seguintes, relativos às quatro regiões estudadas.

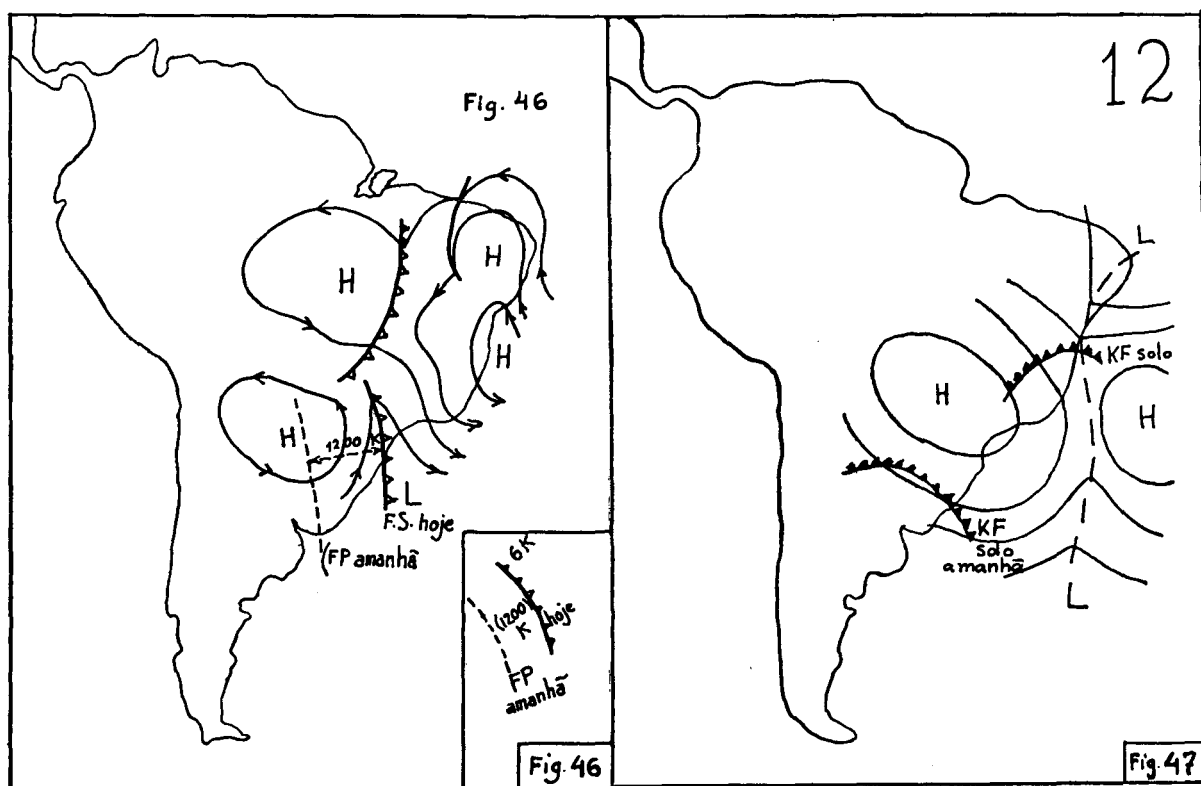
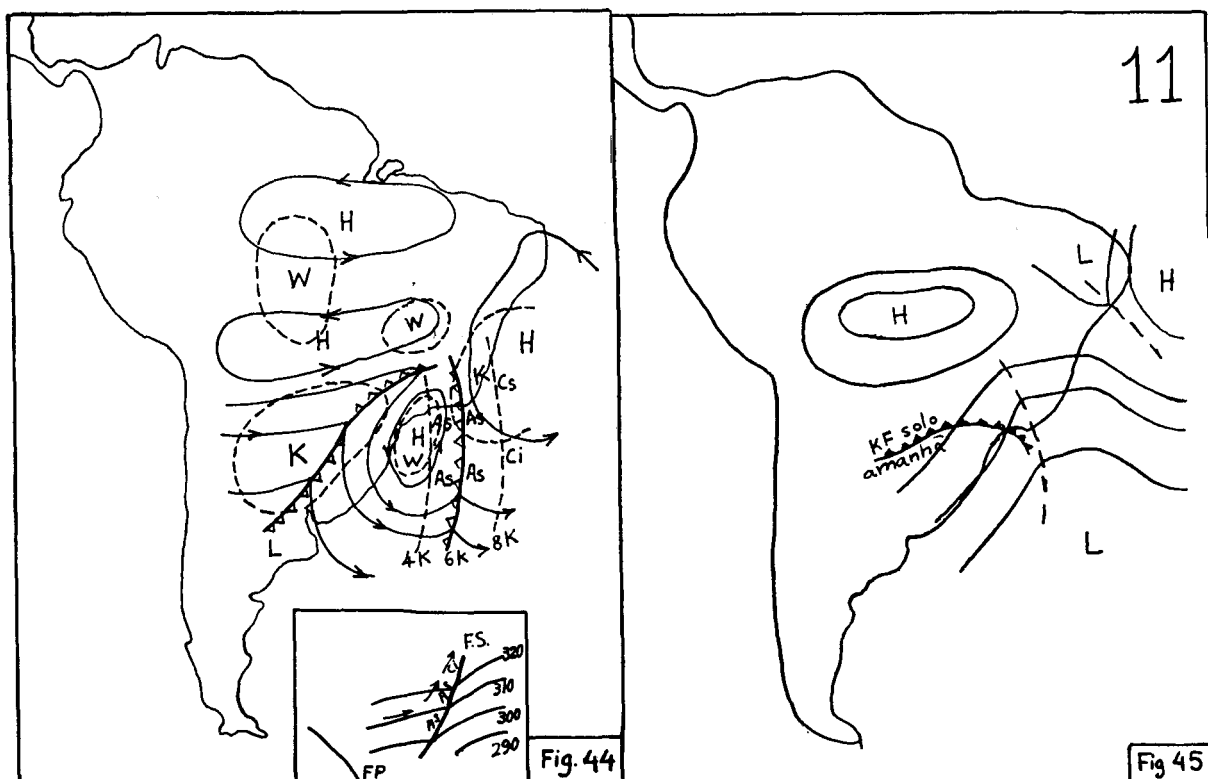
(*Continua*)

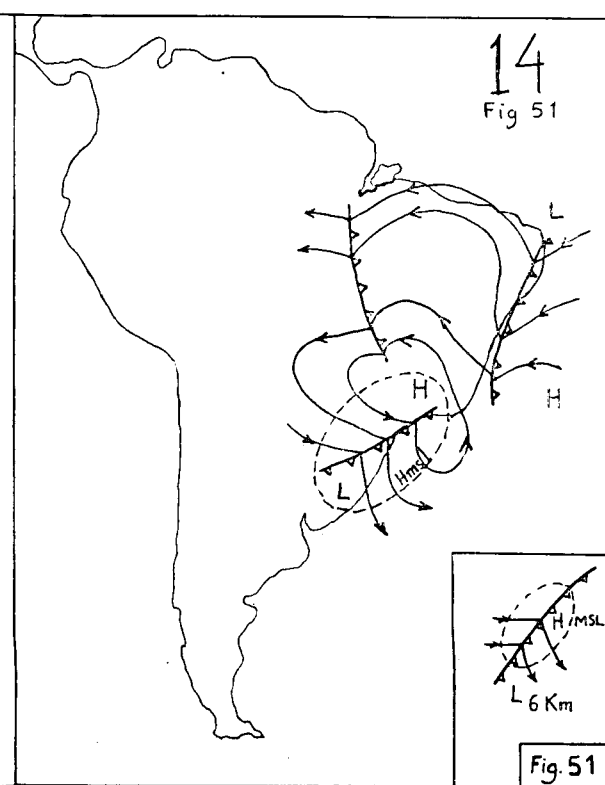
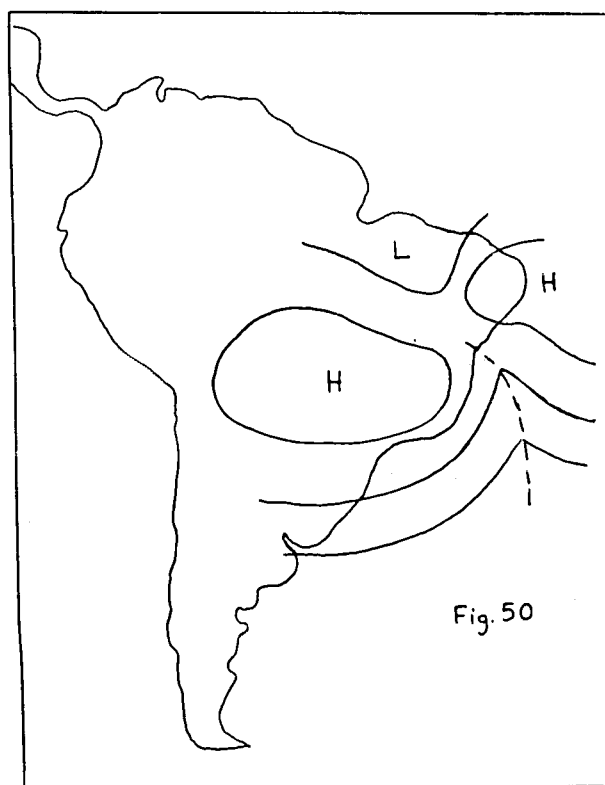
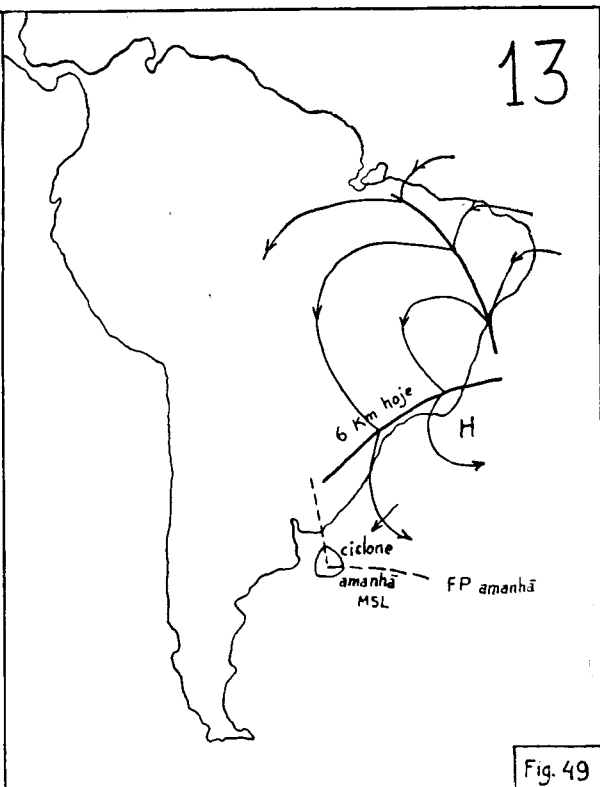
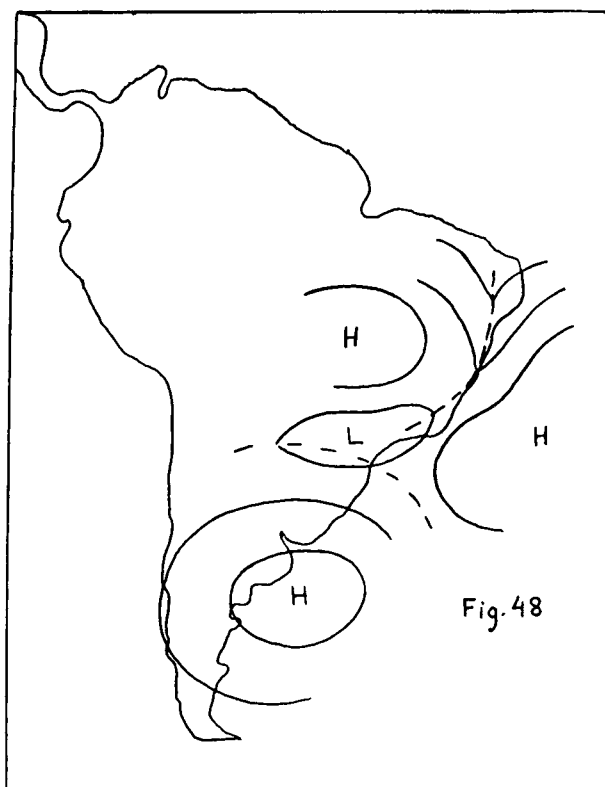


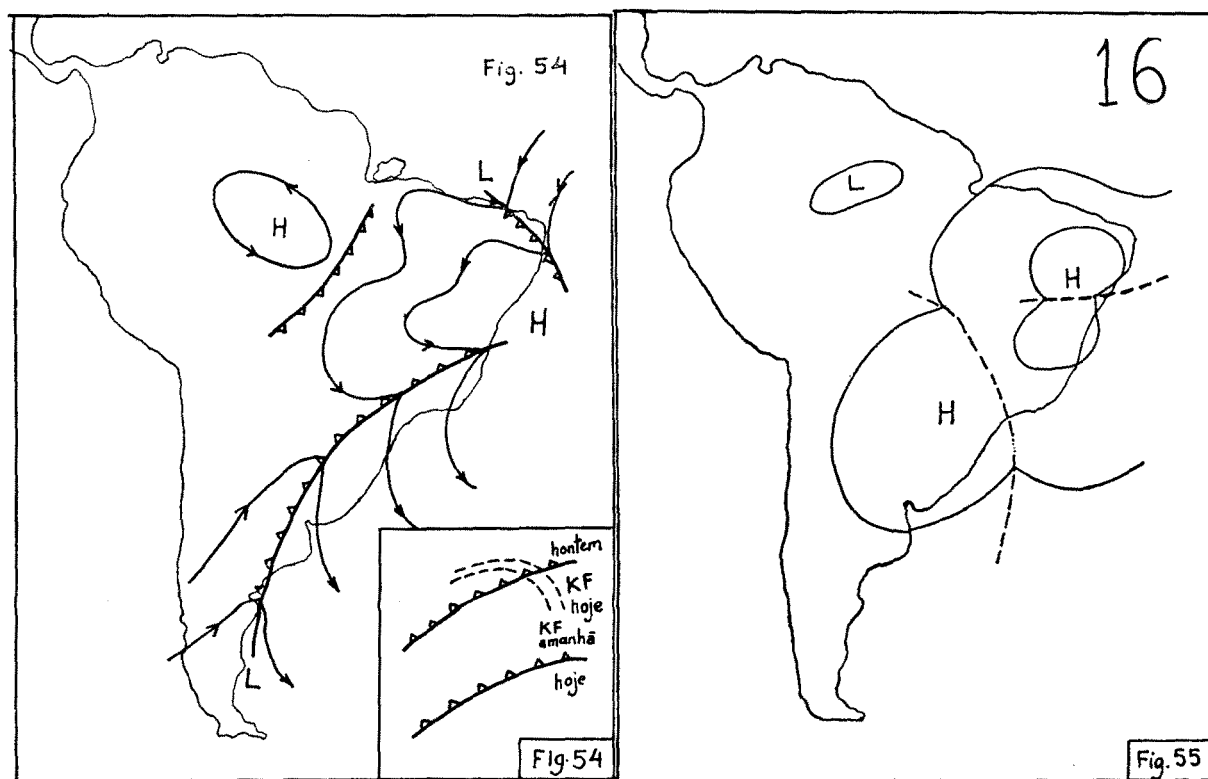
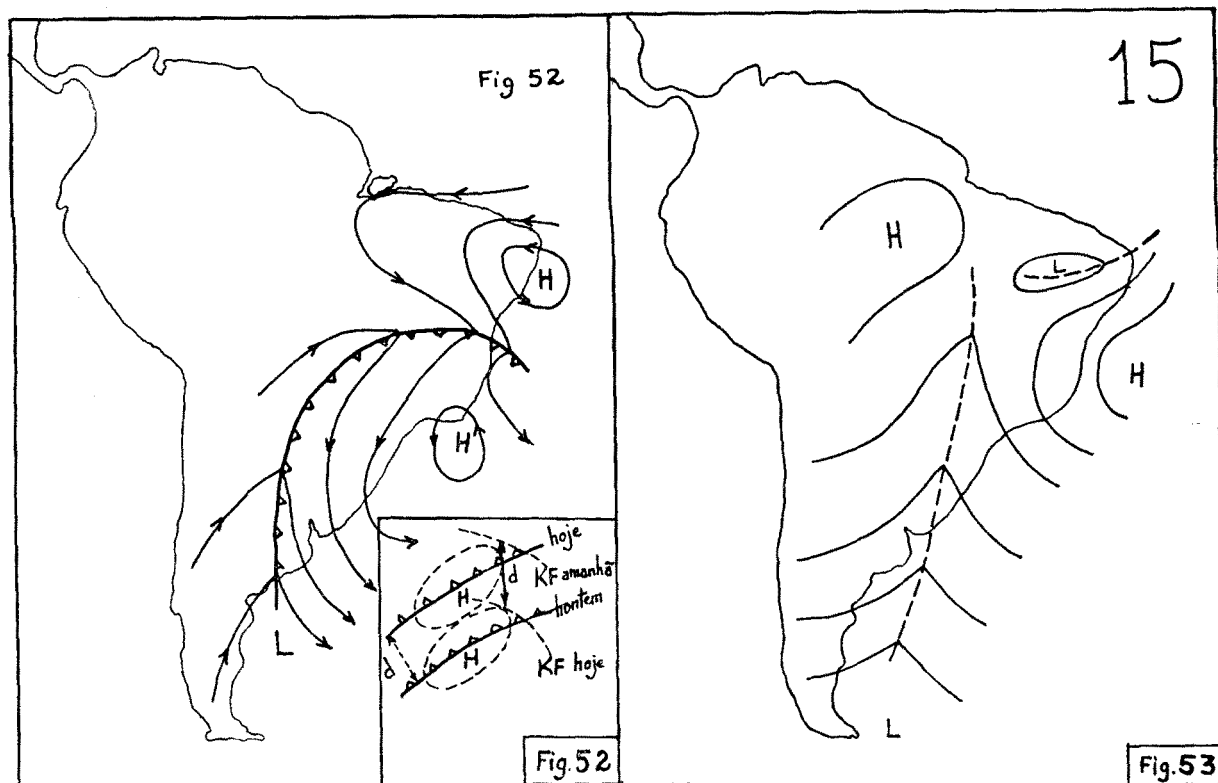


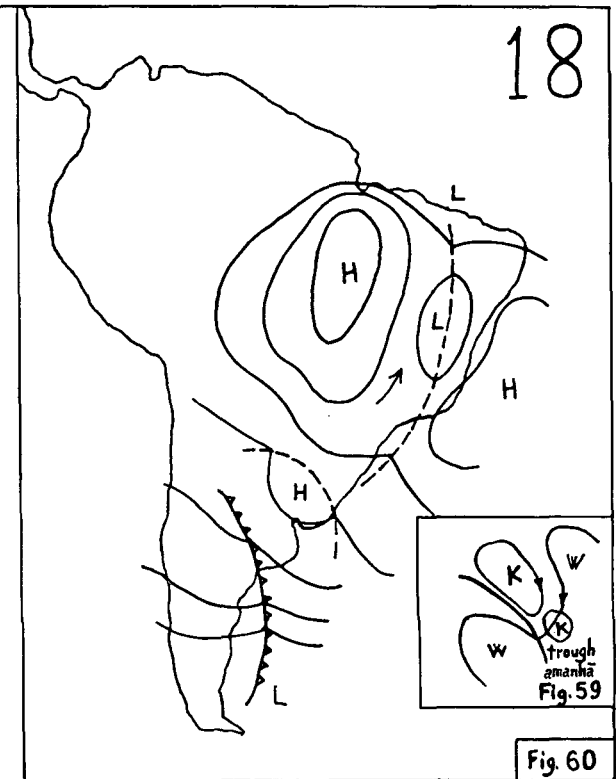
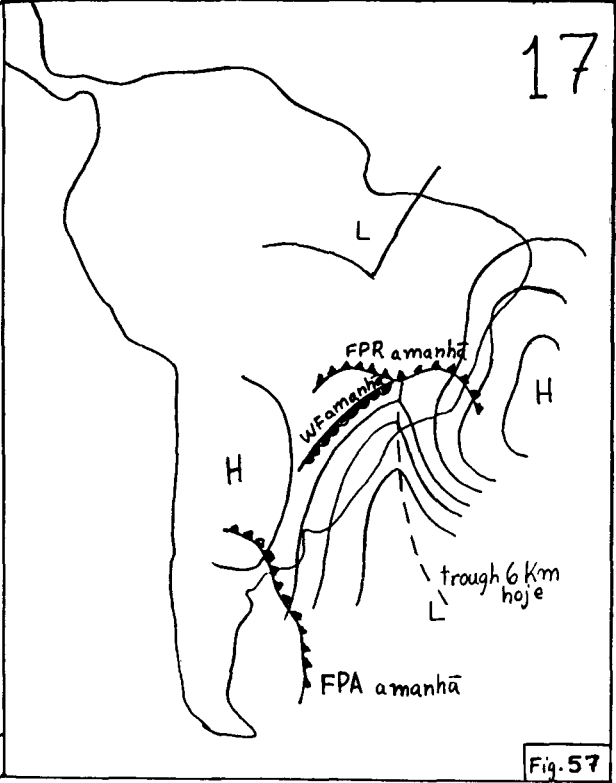
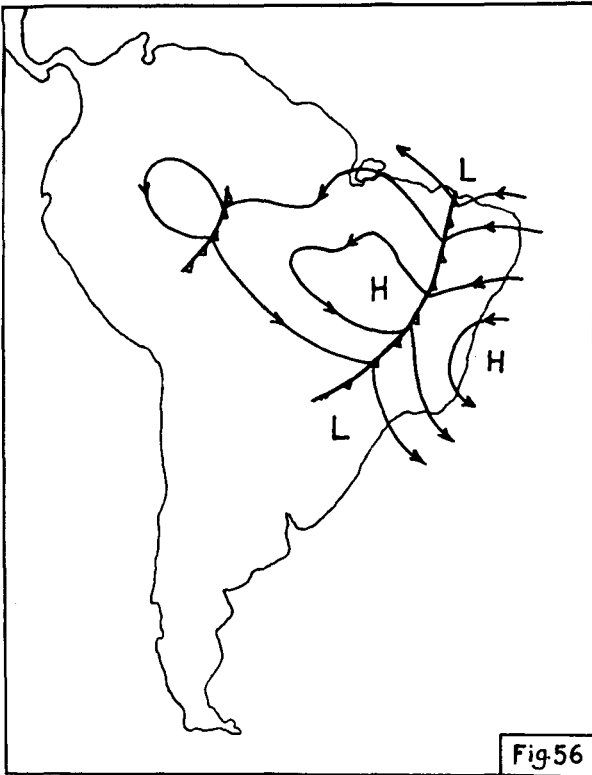


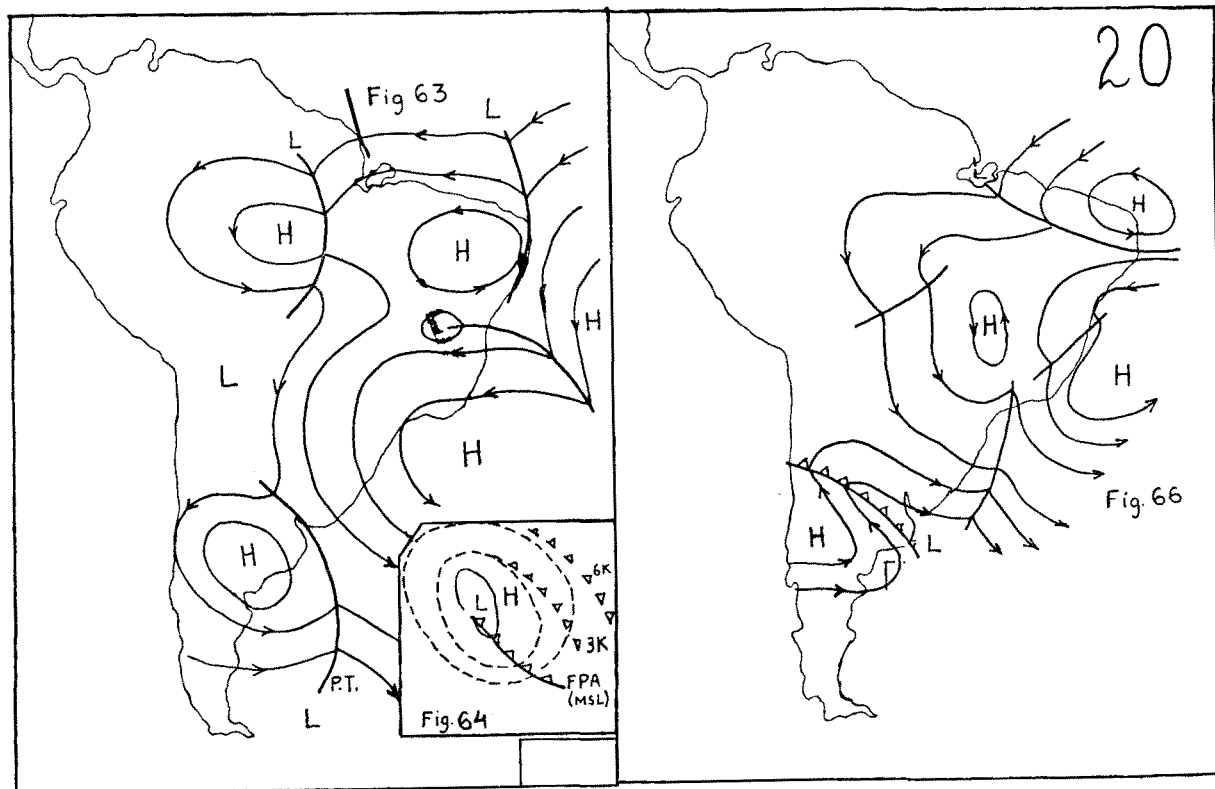
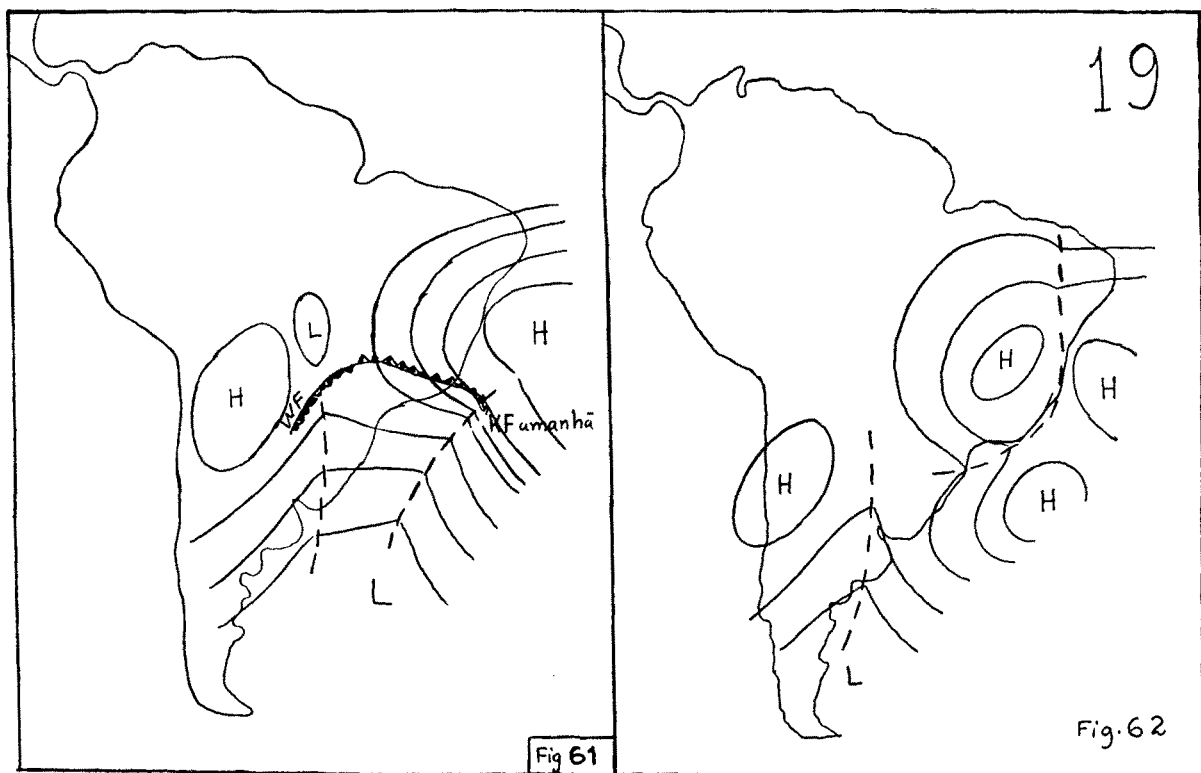


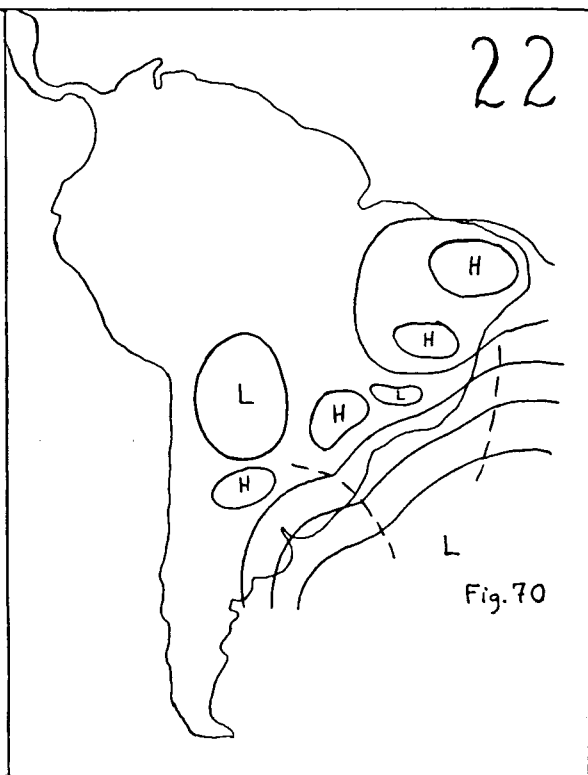
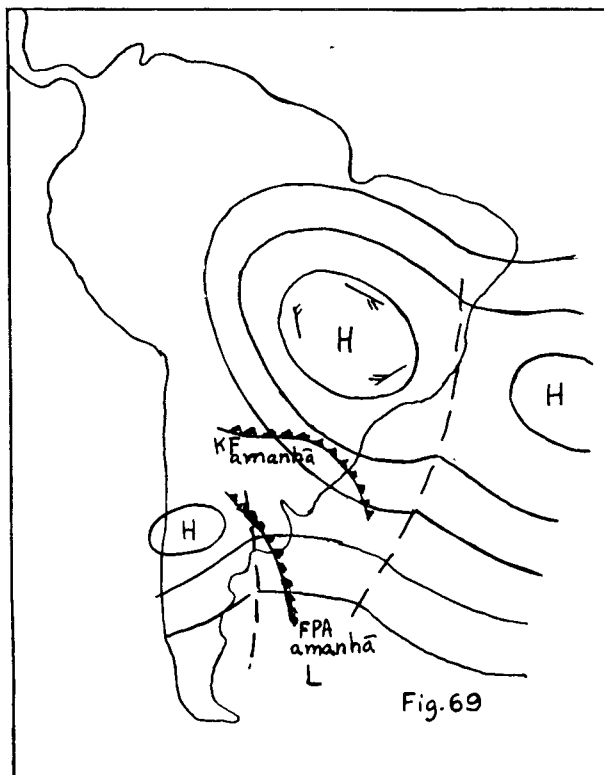
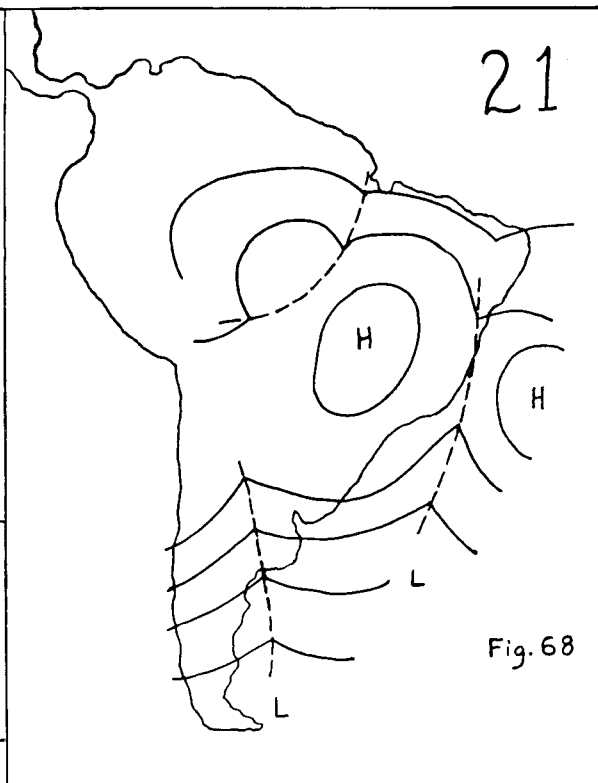
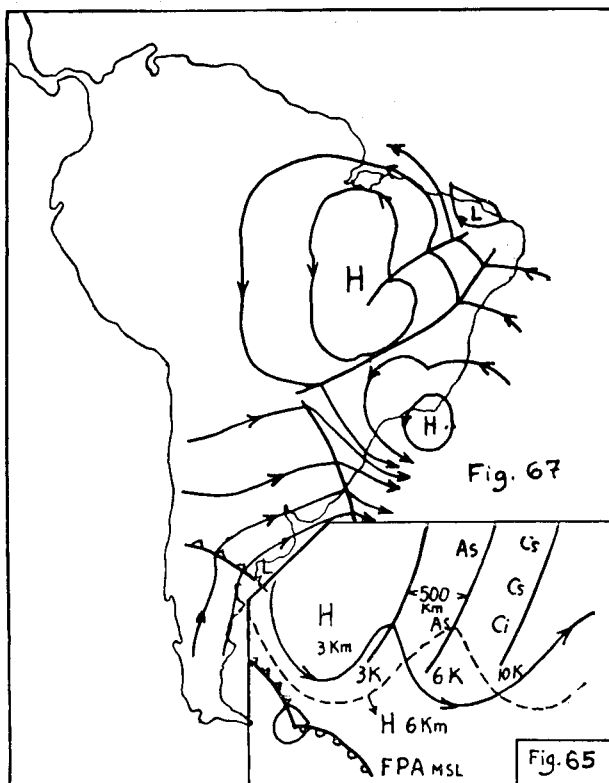


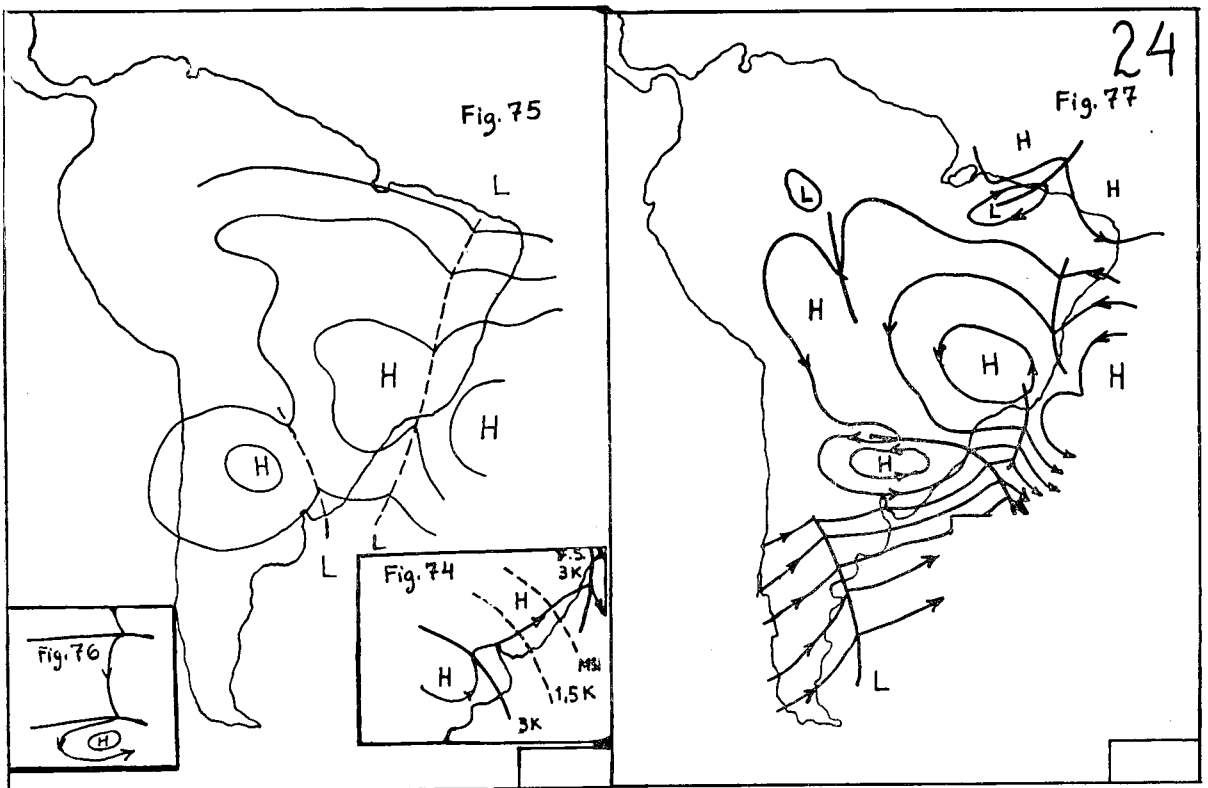
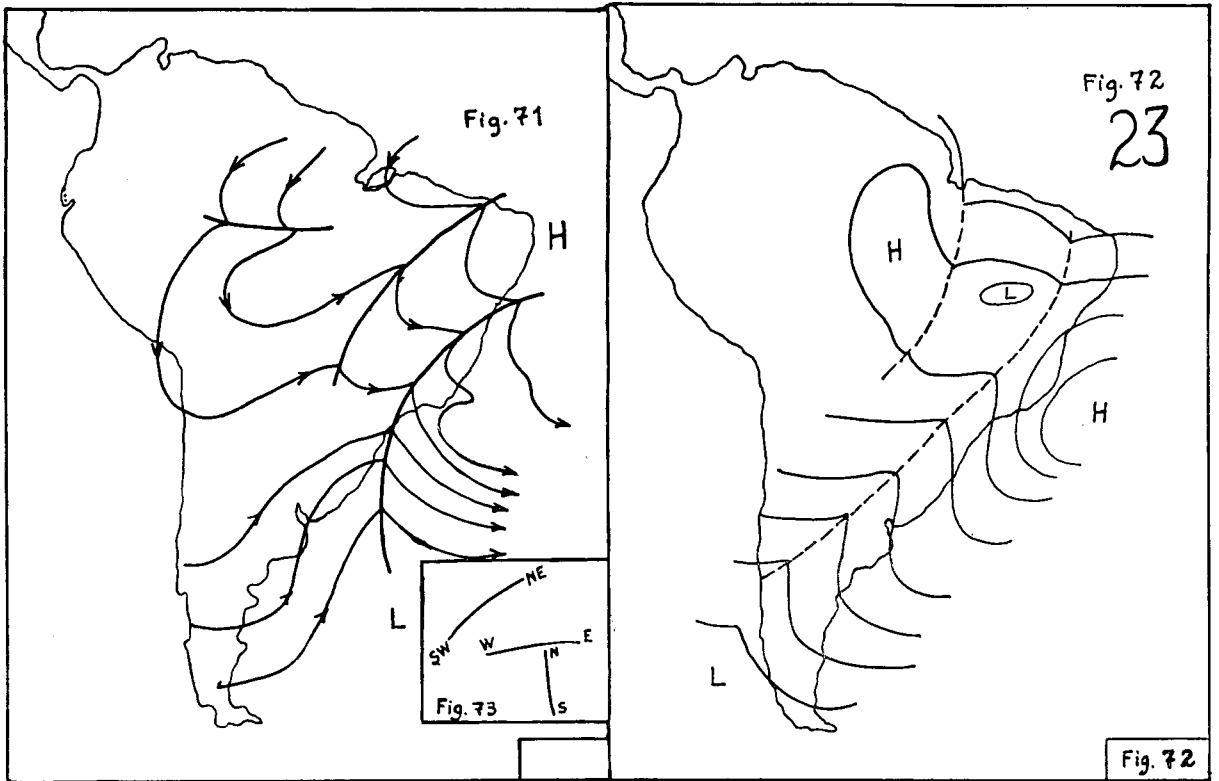


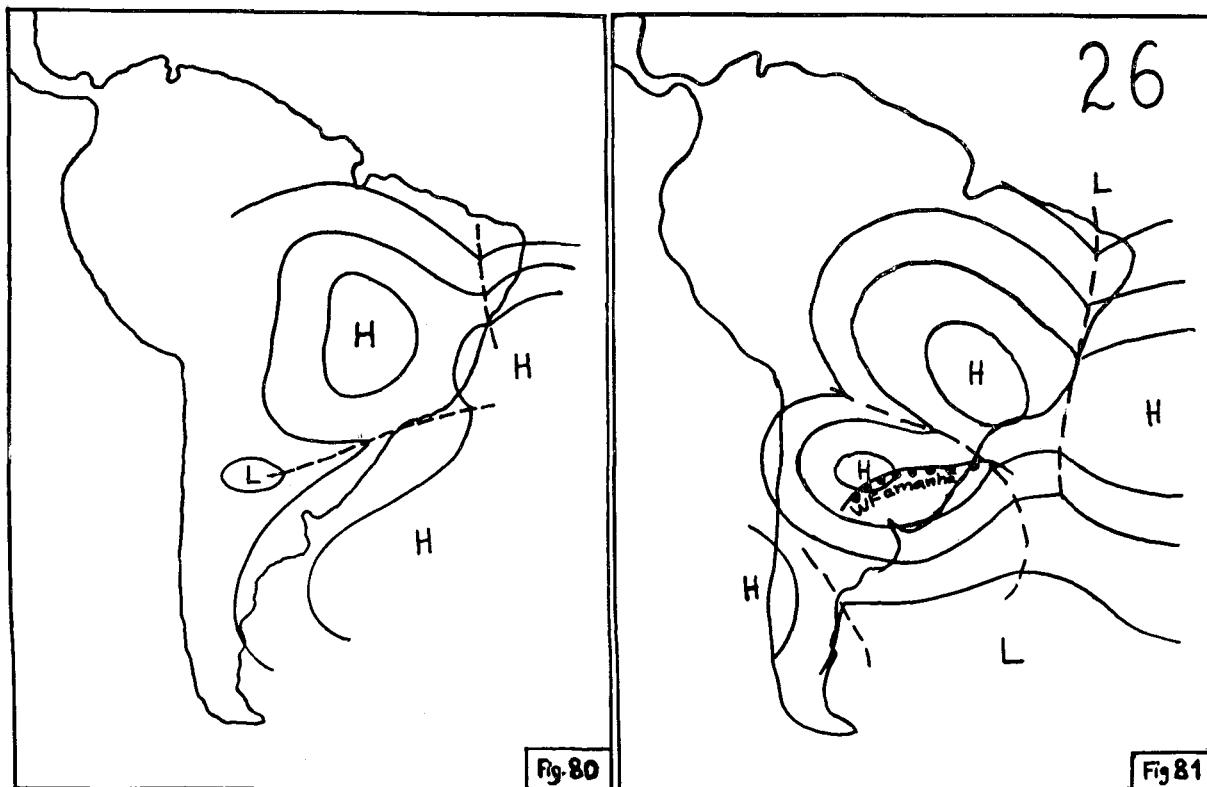
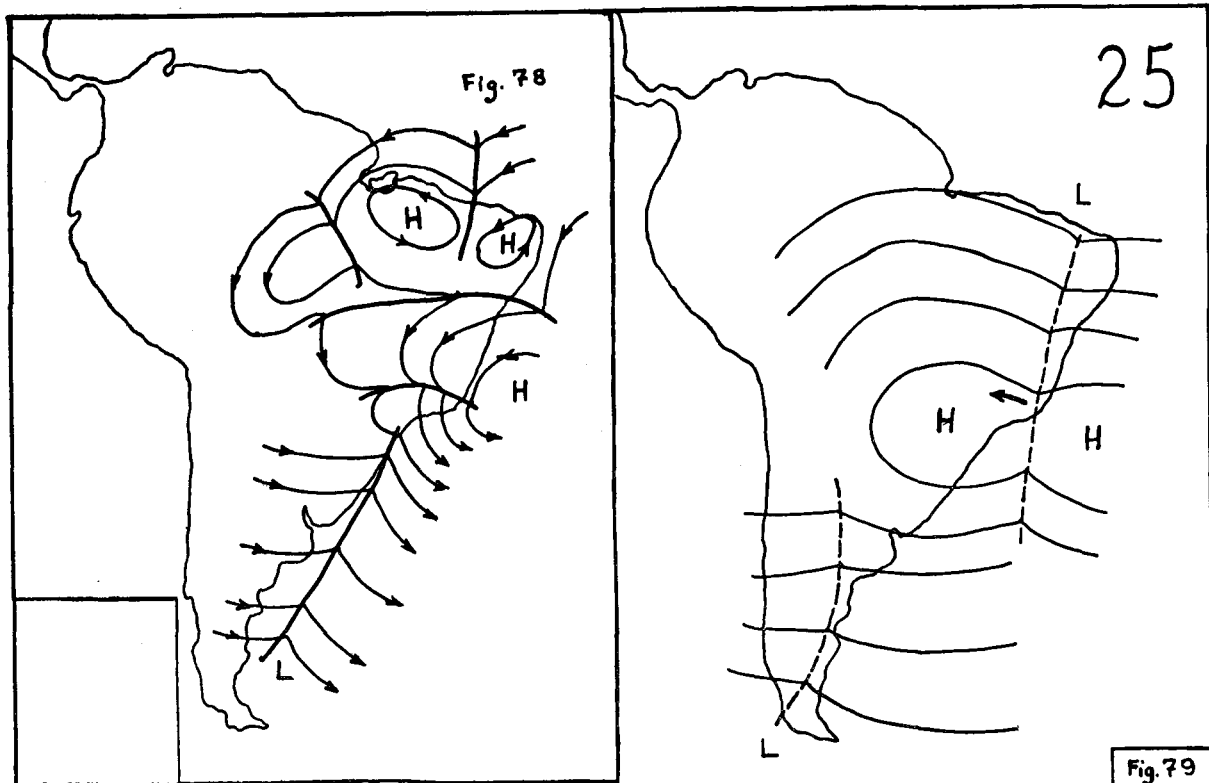


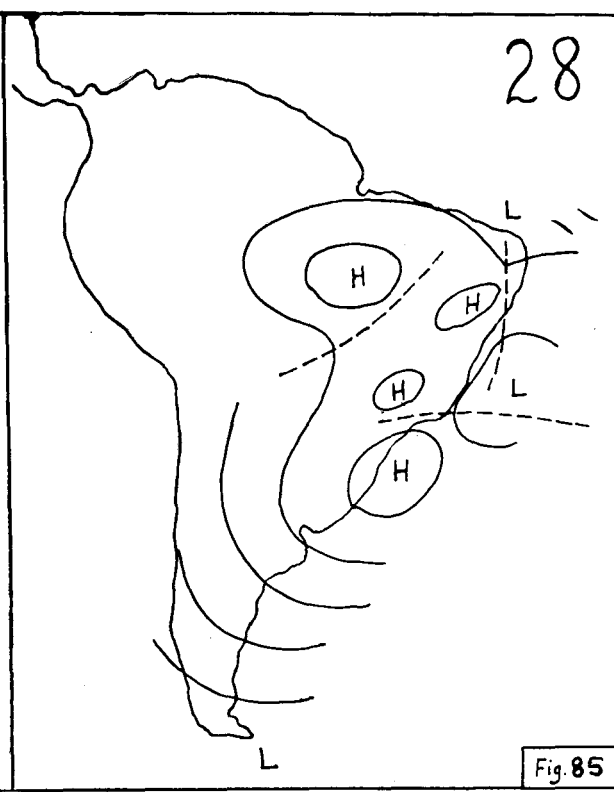
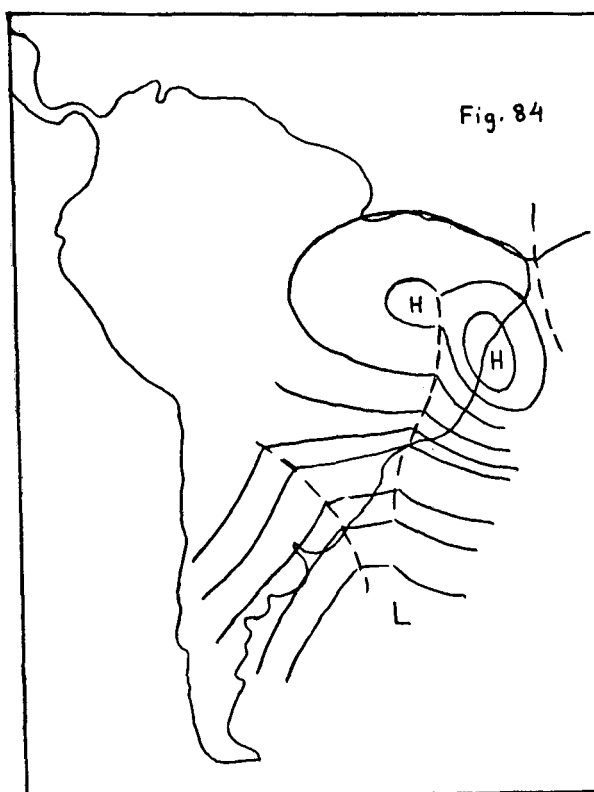
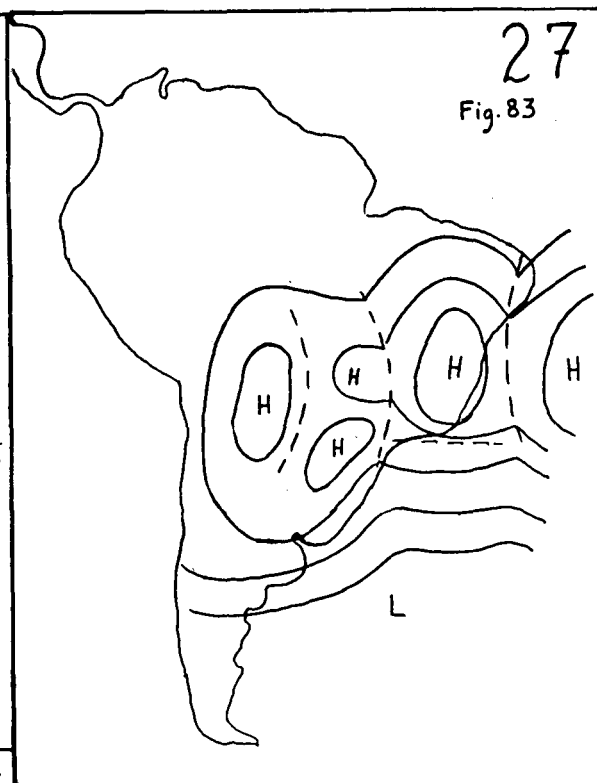
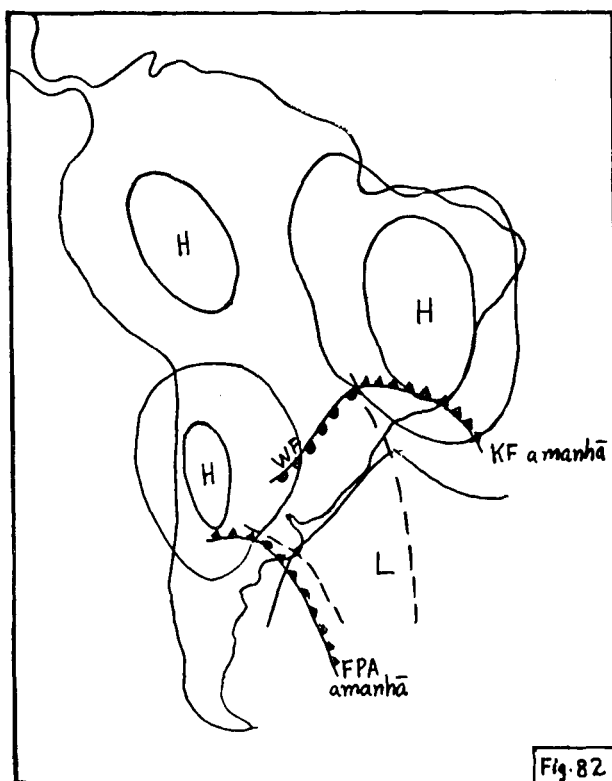


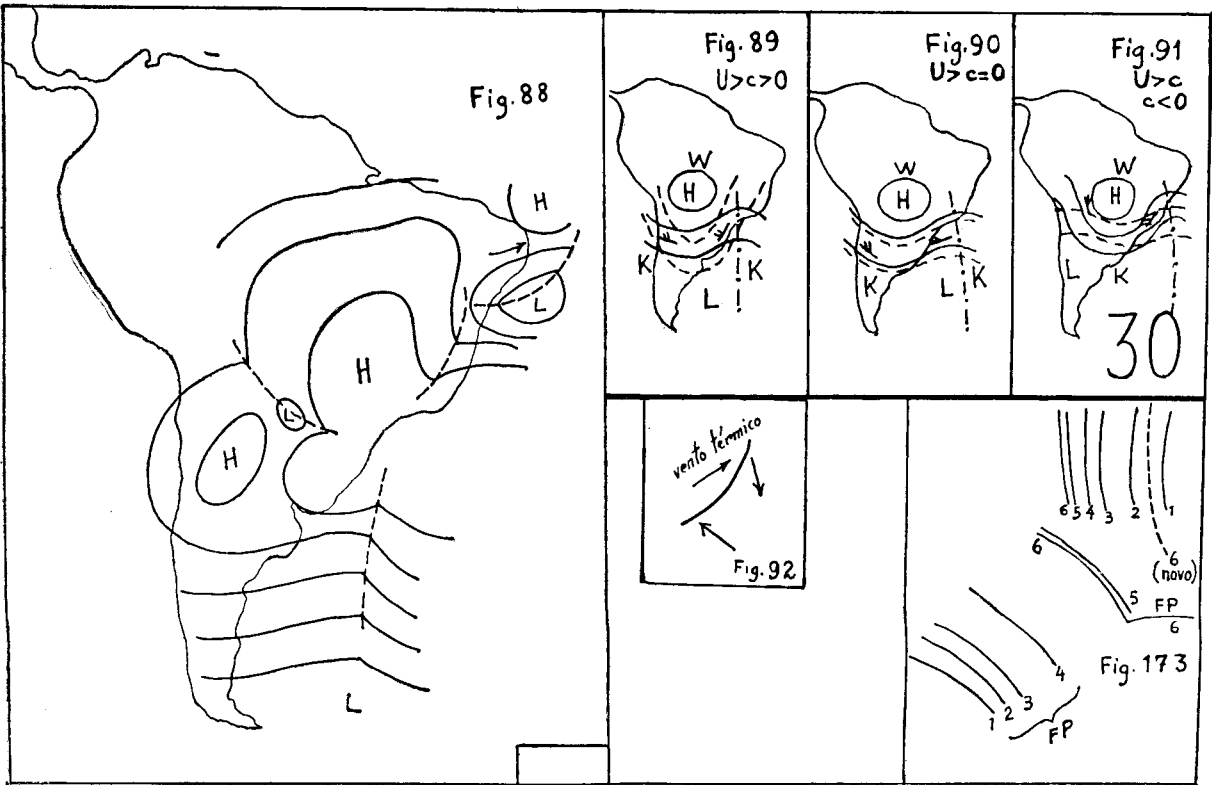
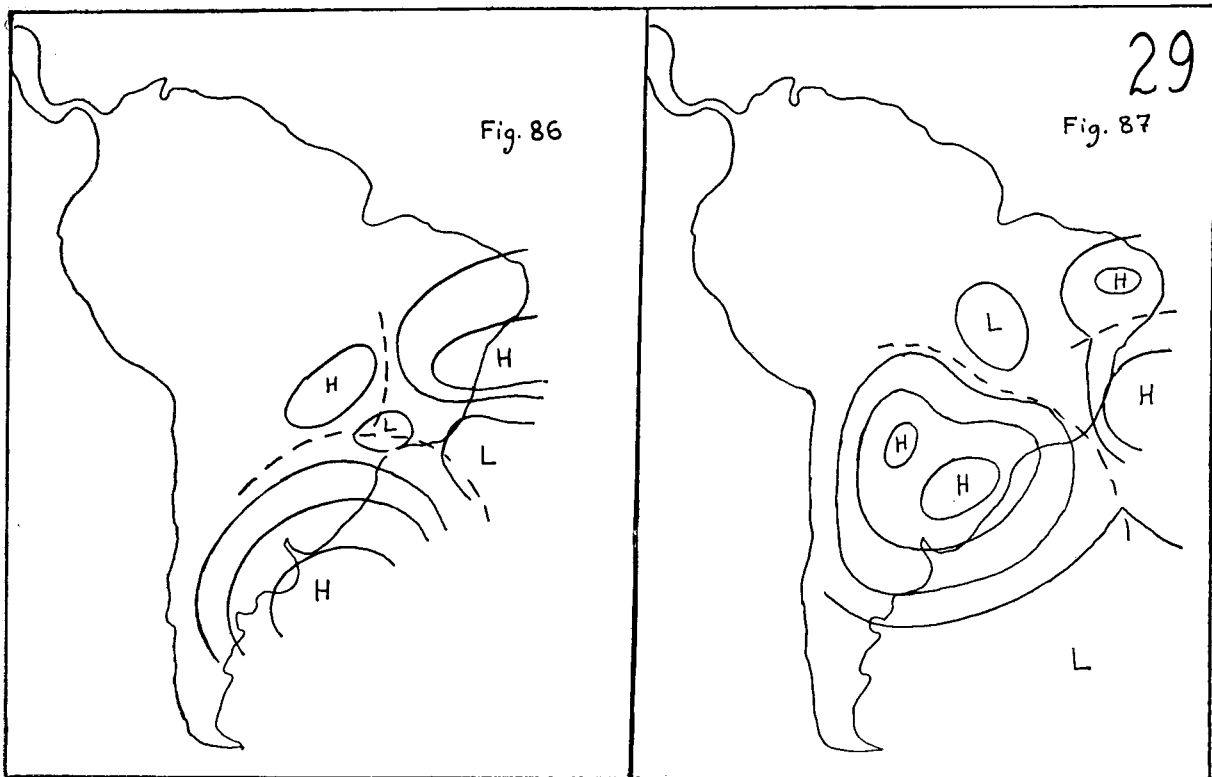


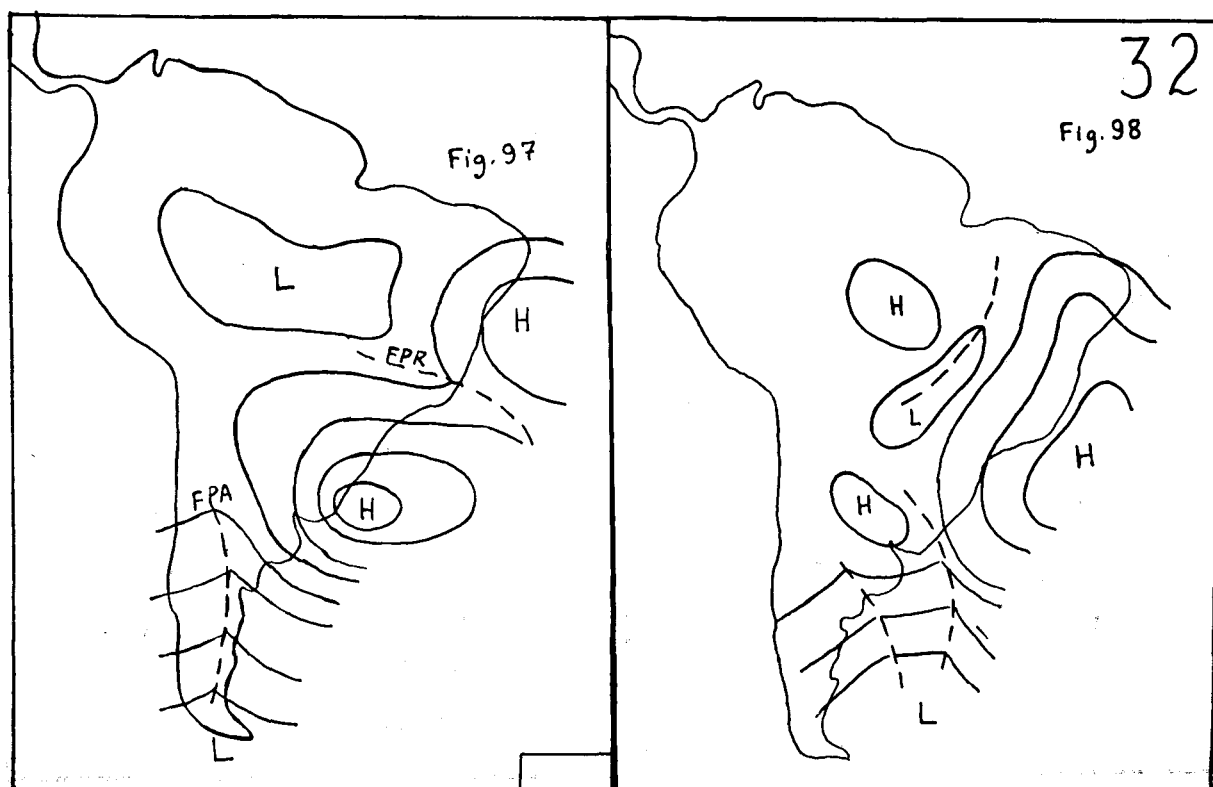
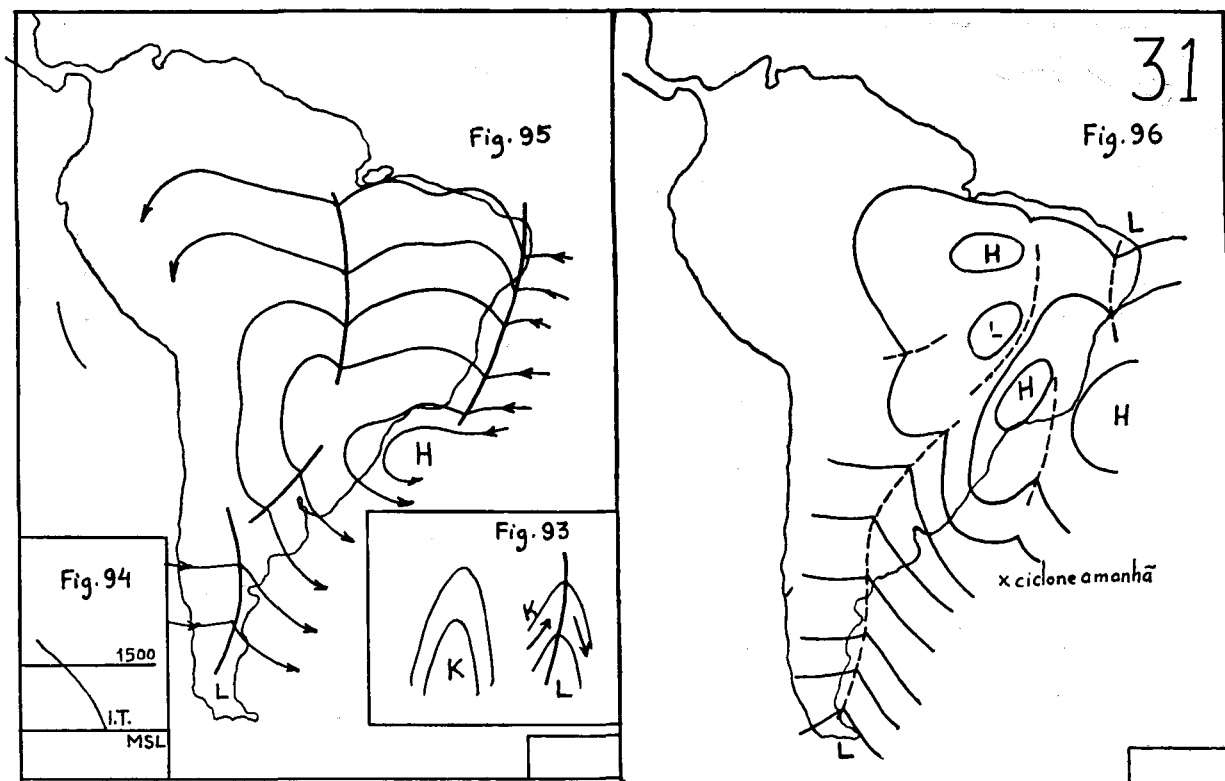


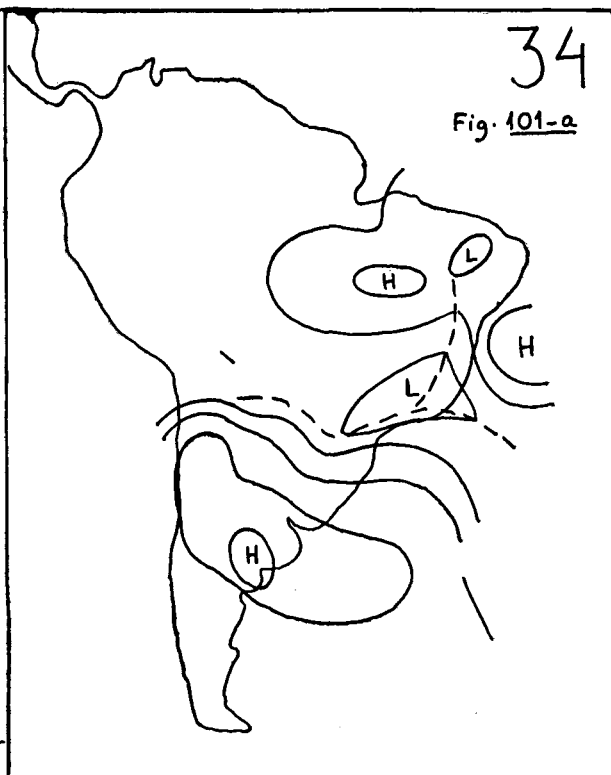
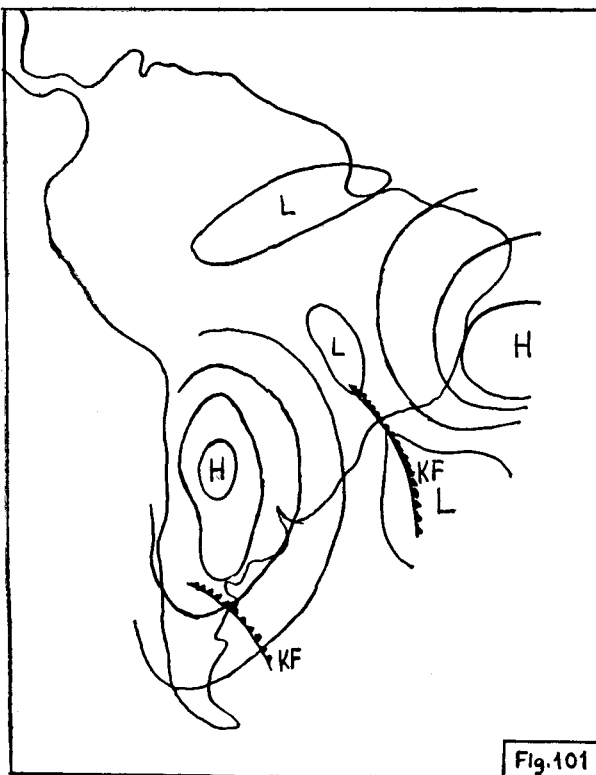
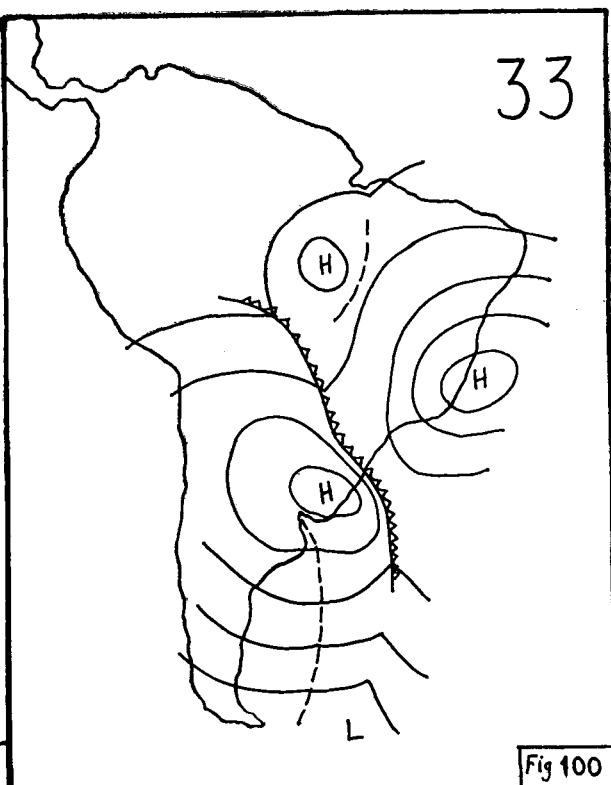
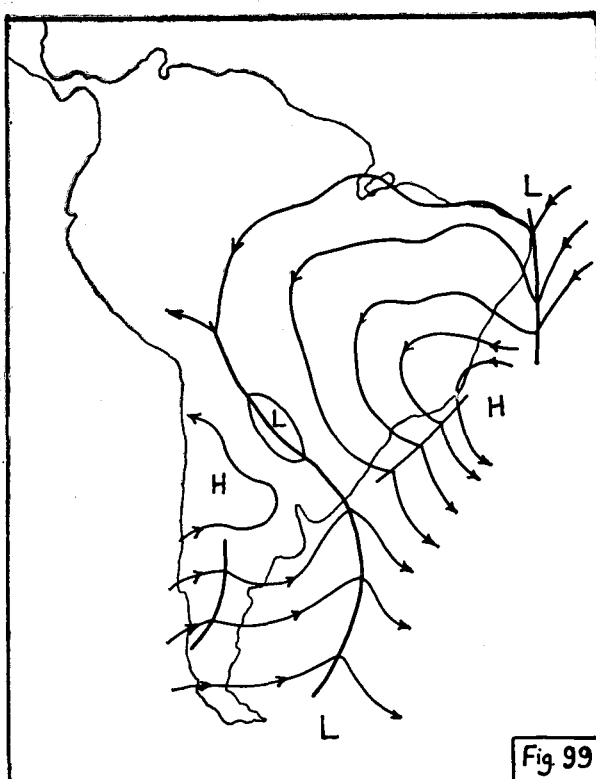


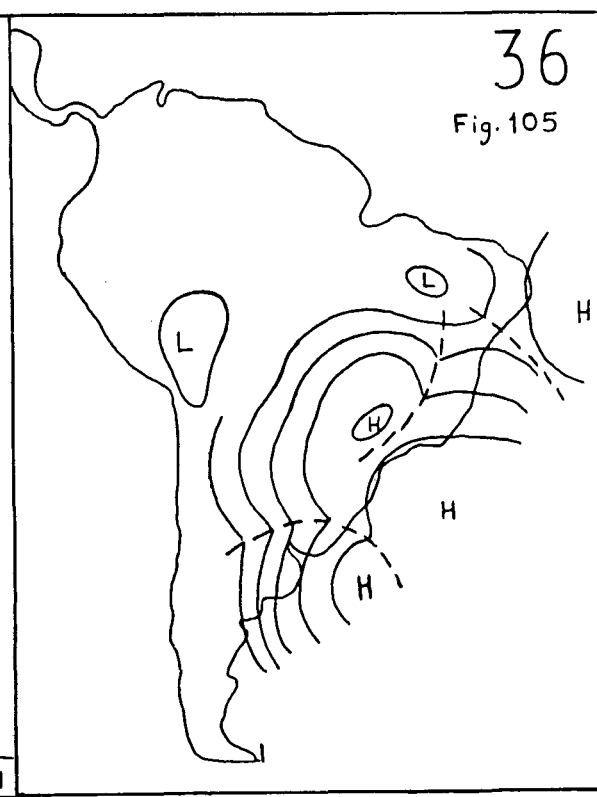
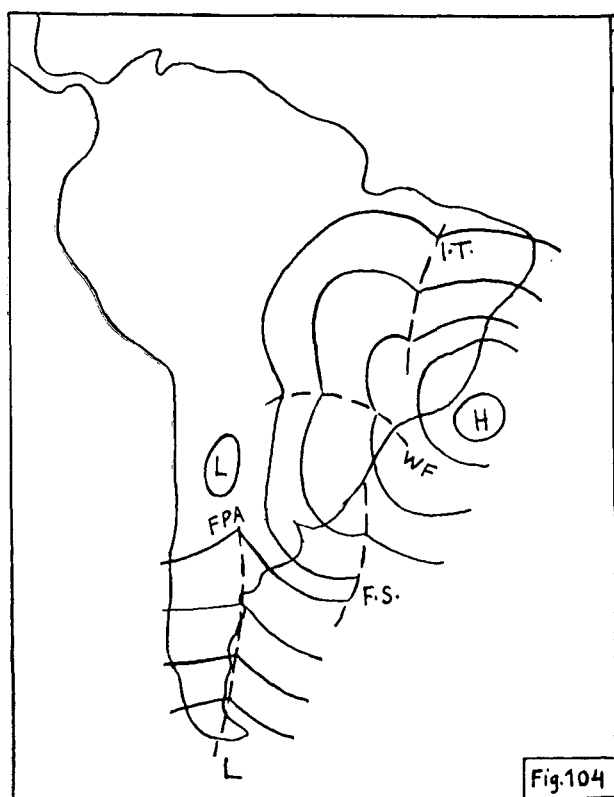
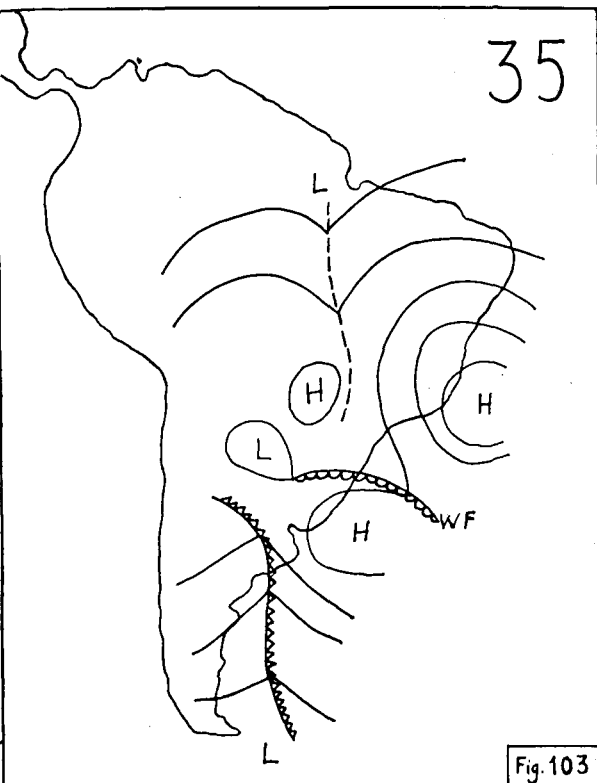
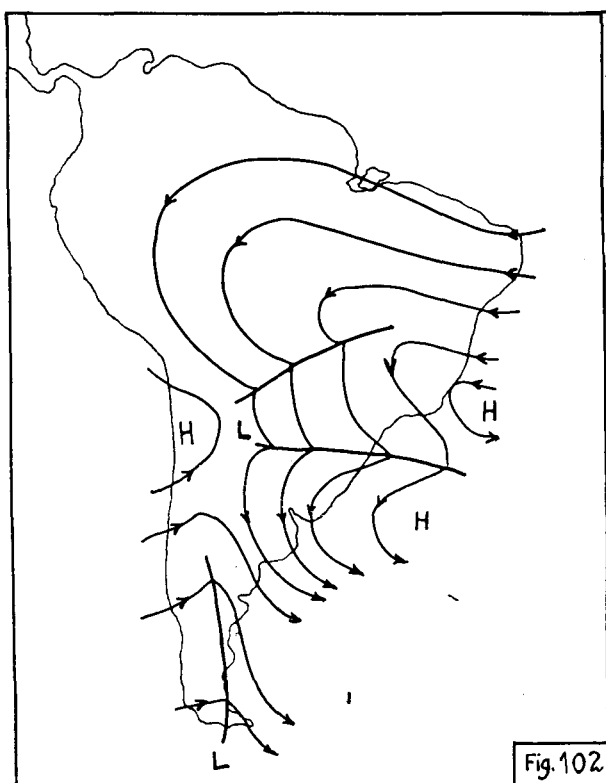


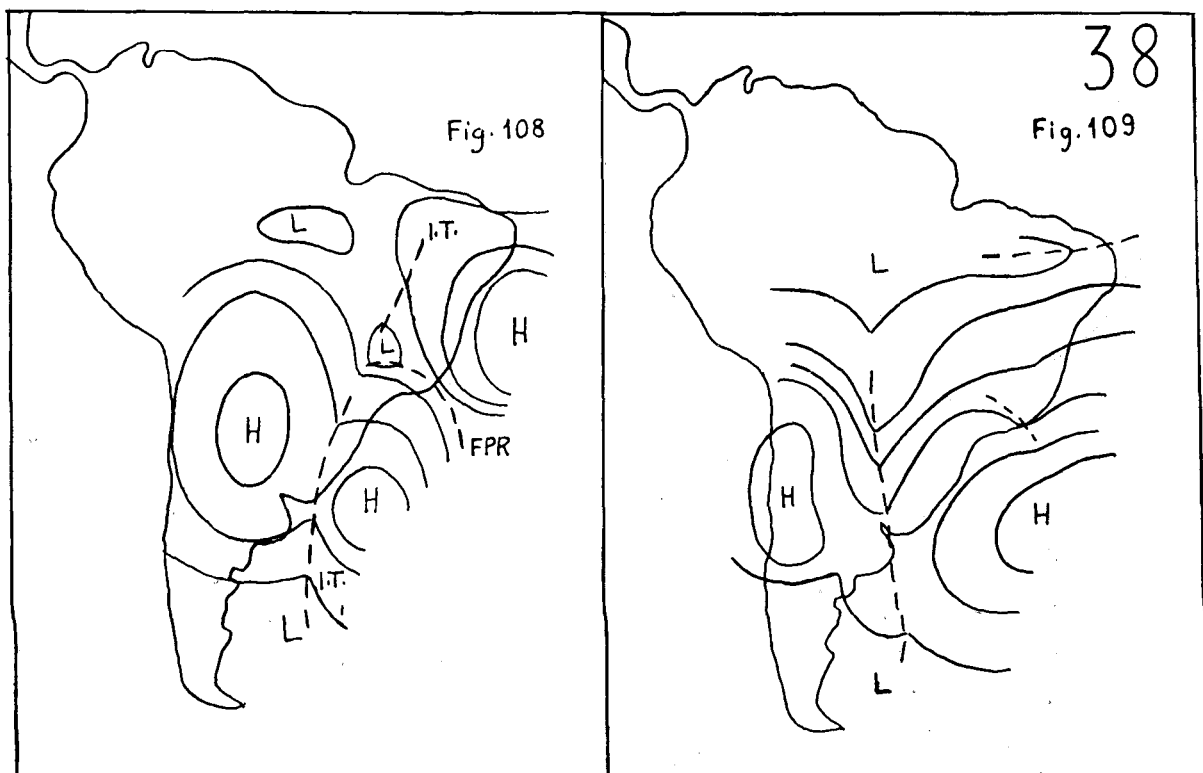
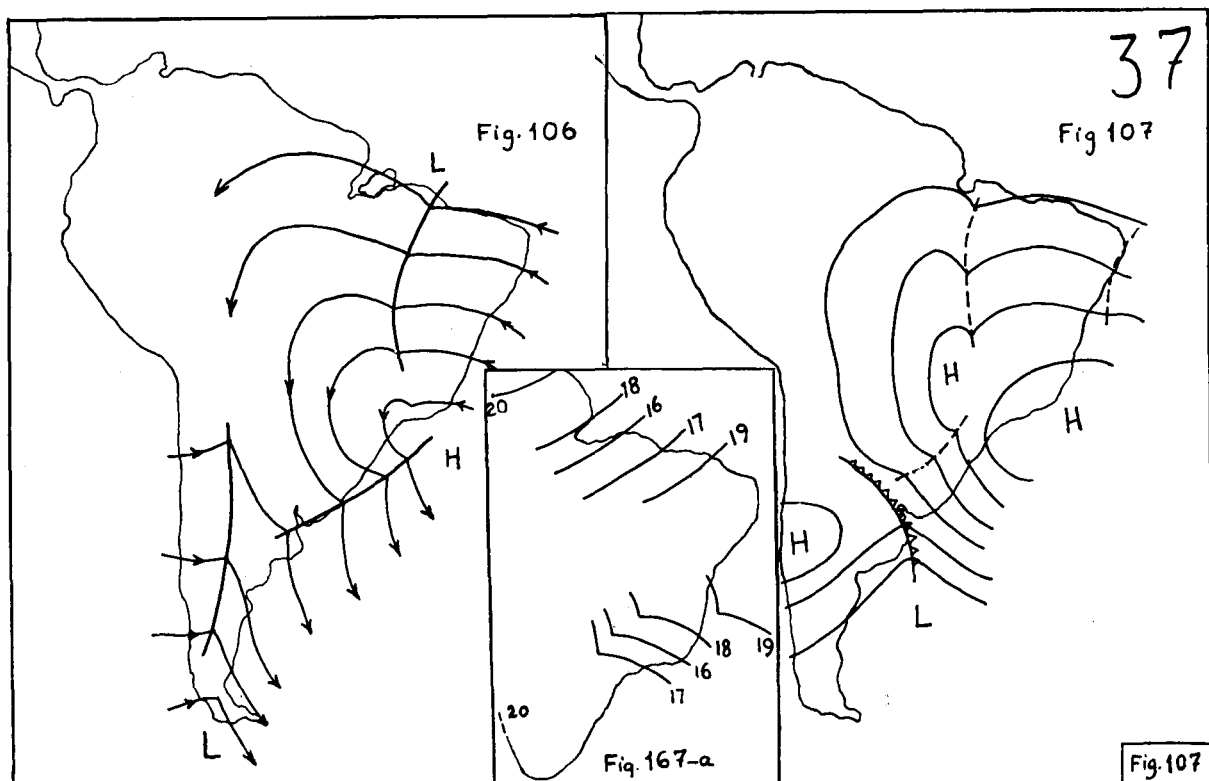












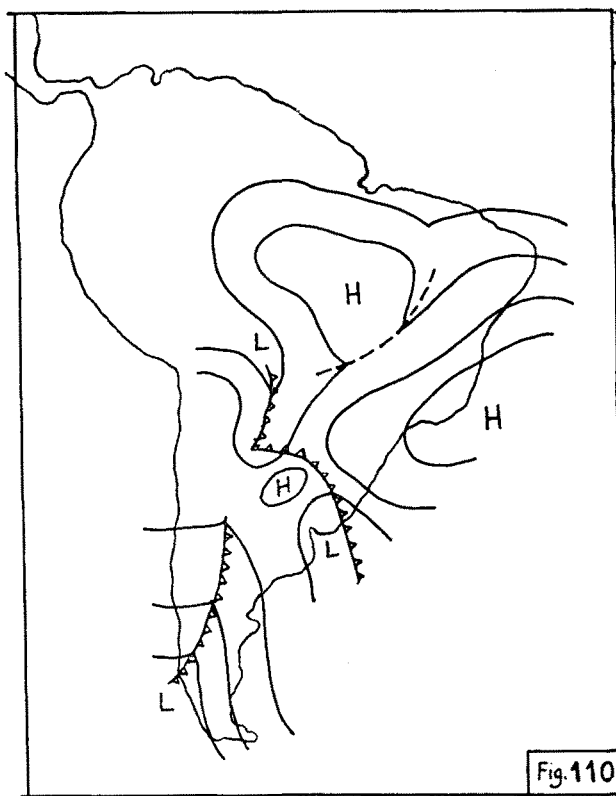


Fig.110

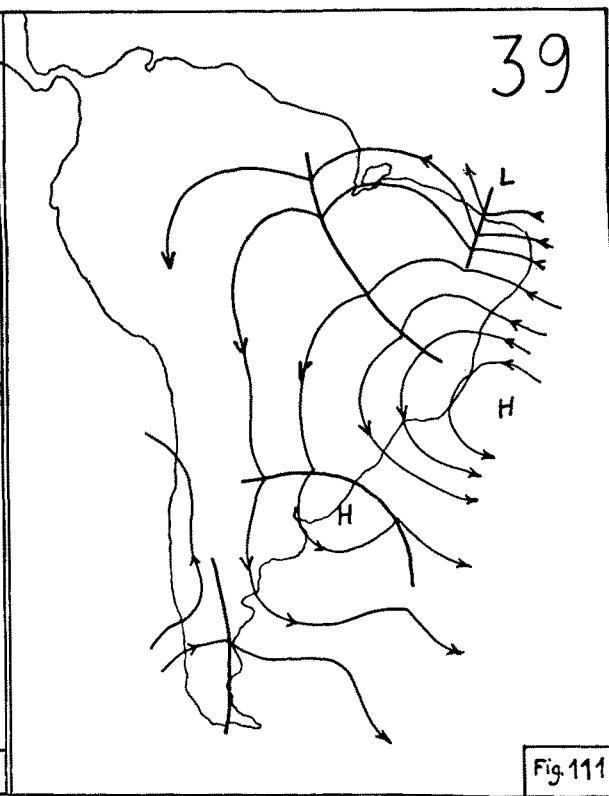


Fig.111

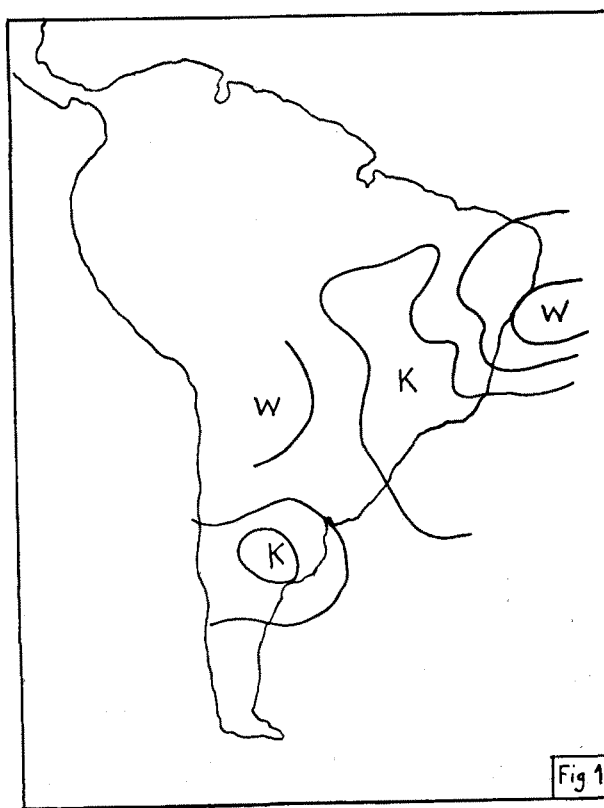


Fig.112

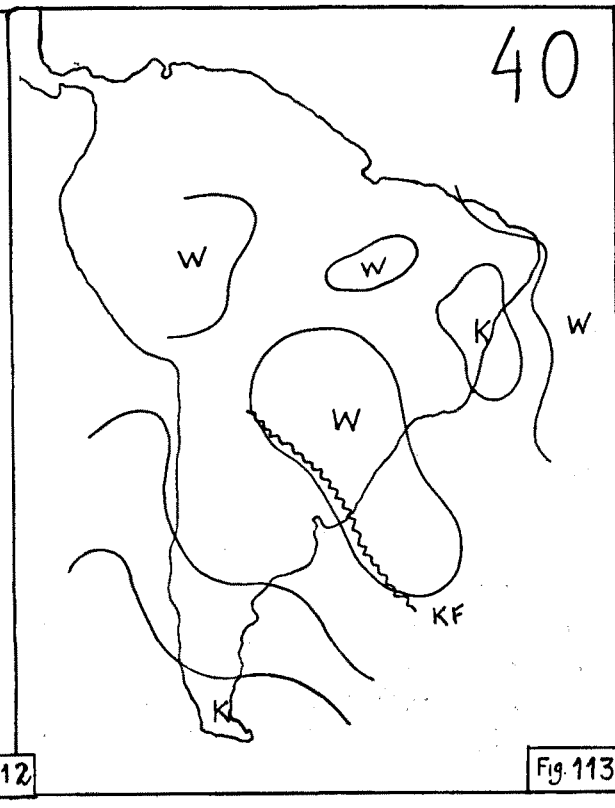
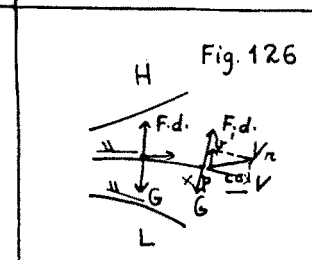
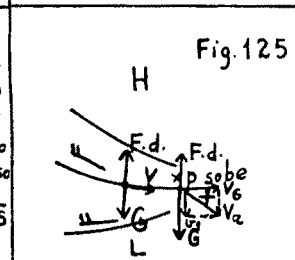
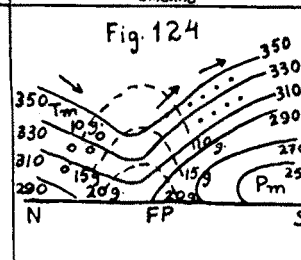
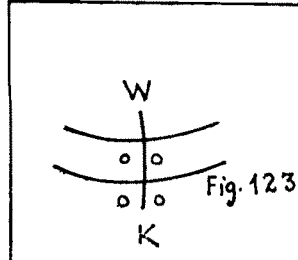
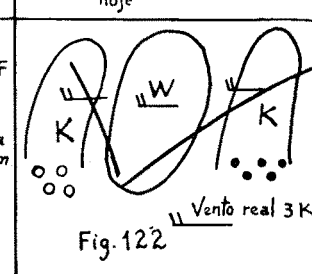
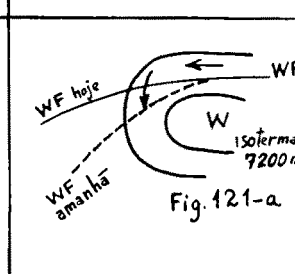
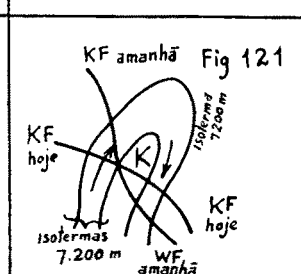
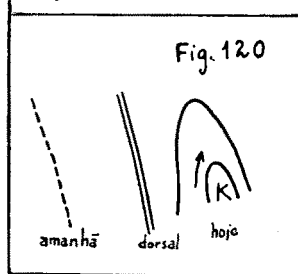
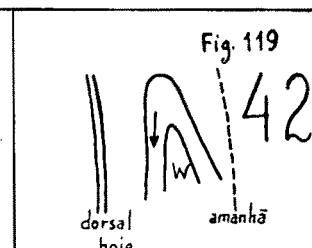
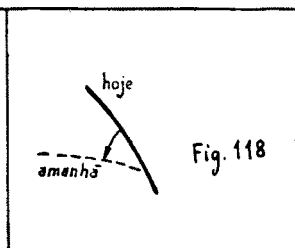
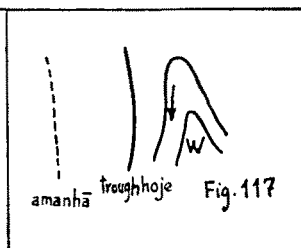
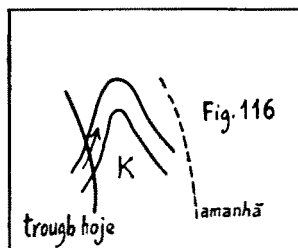
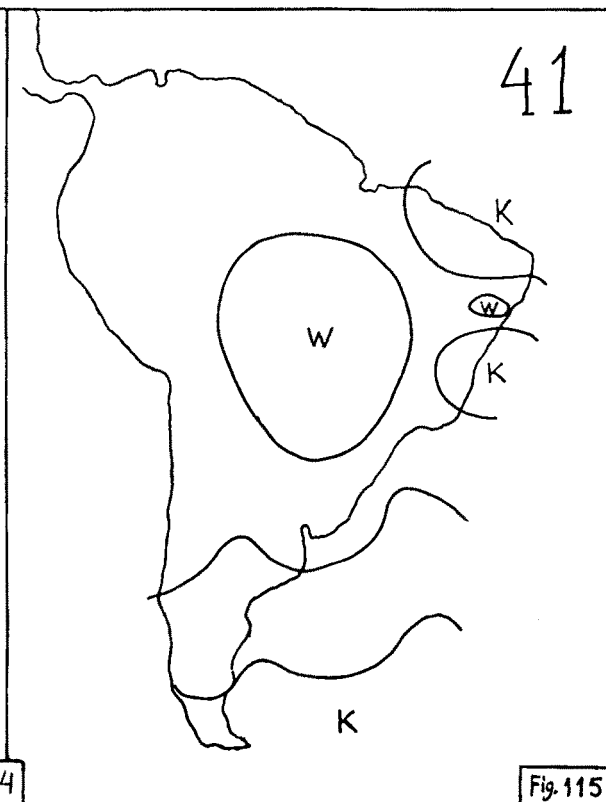
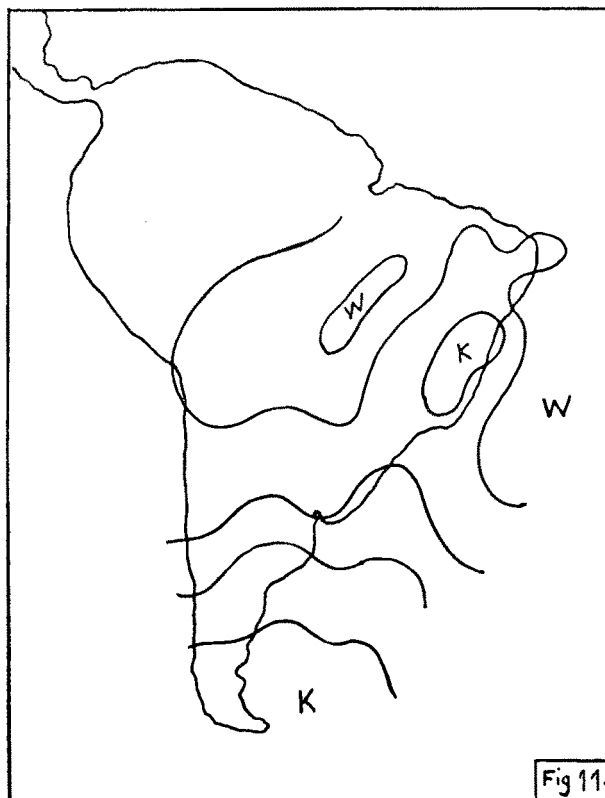
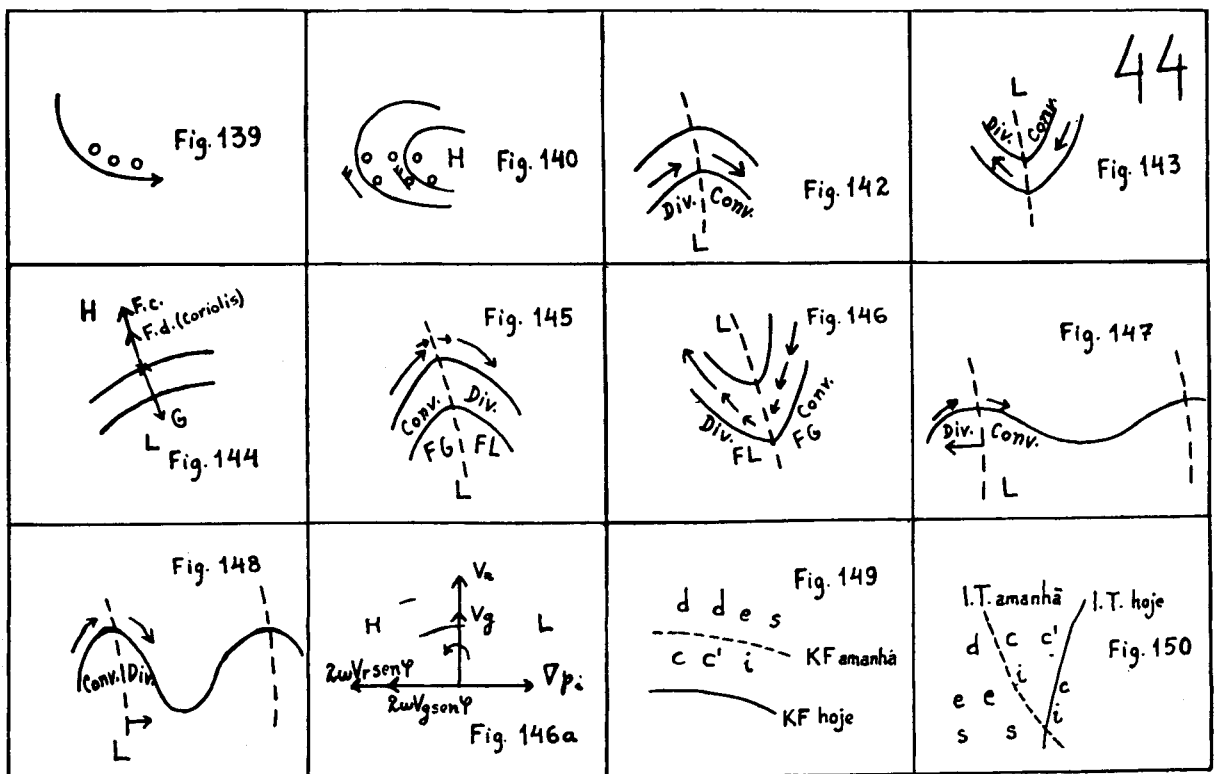
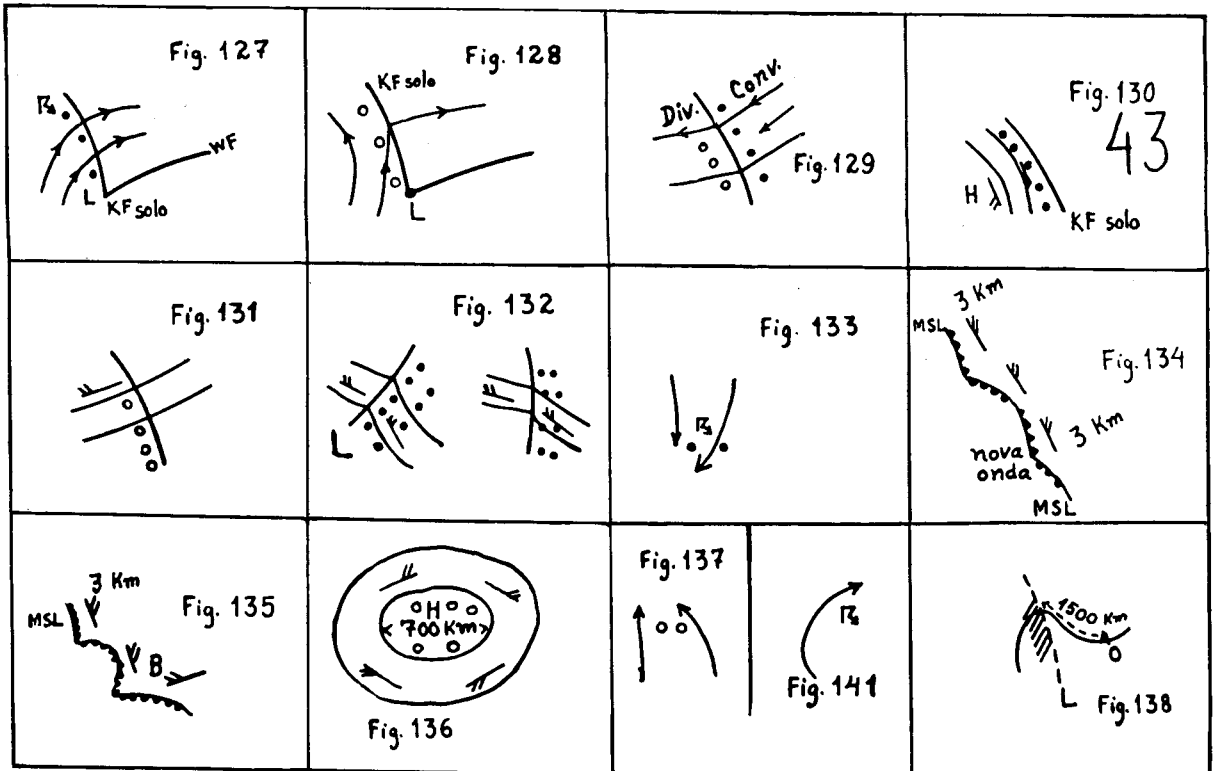
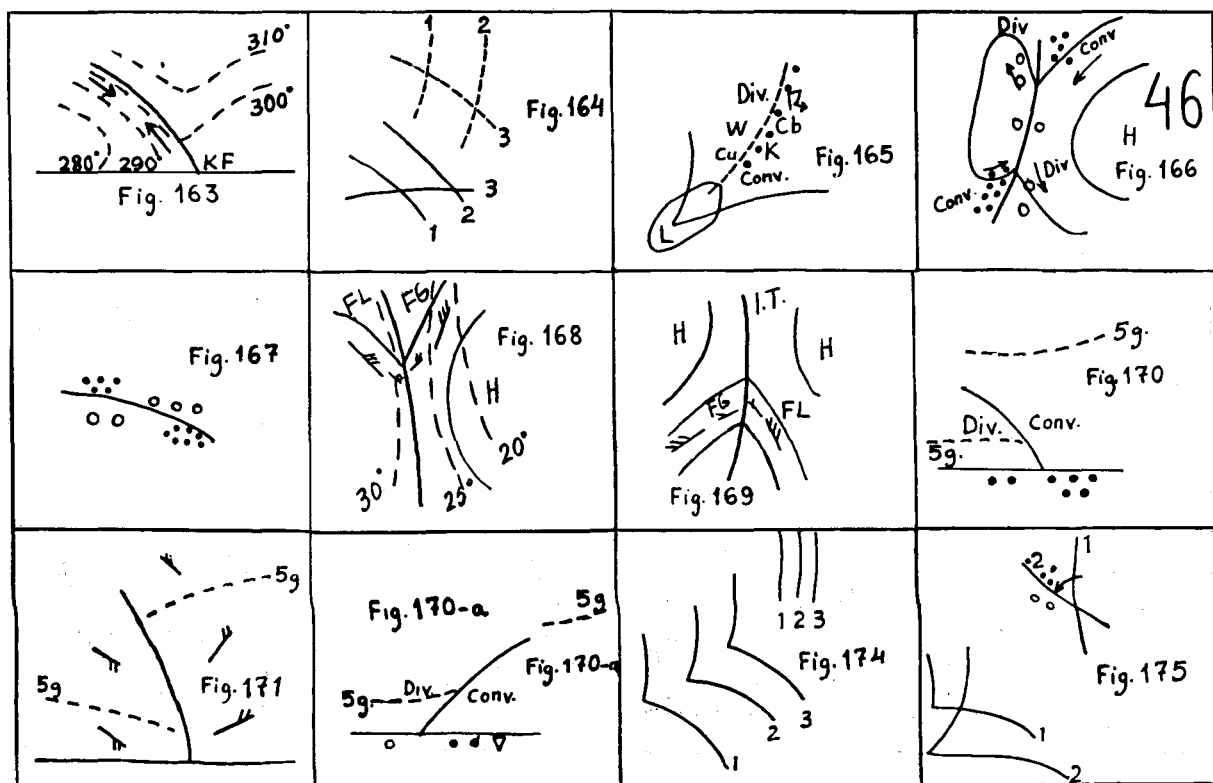
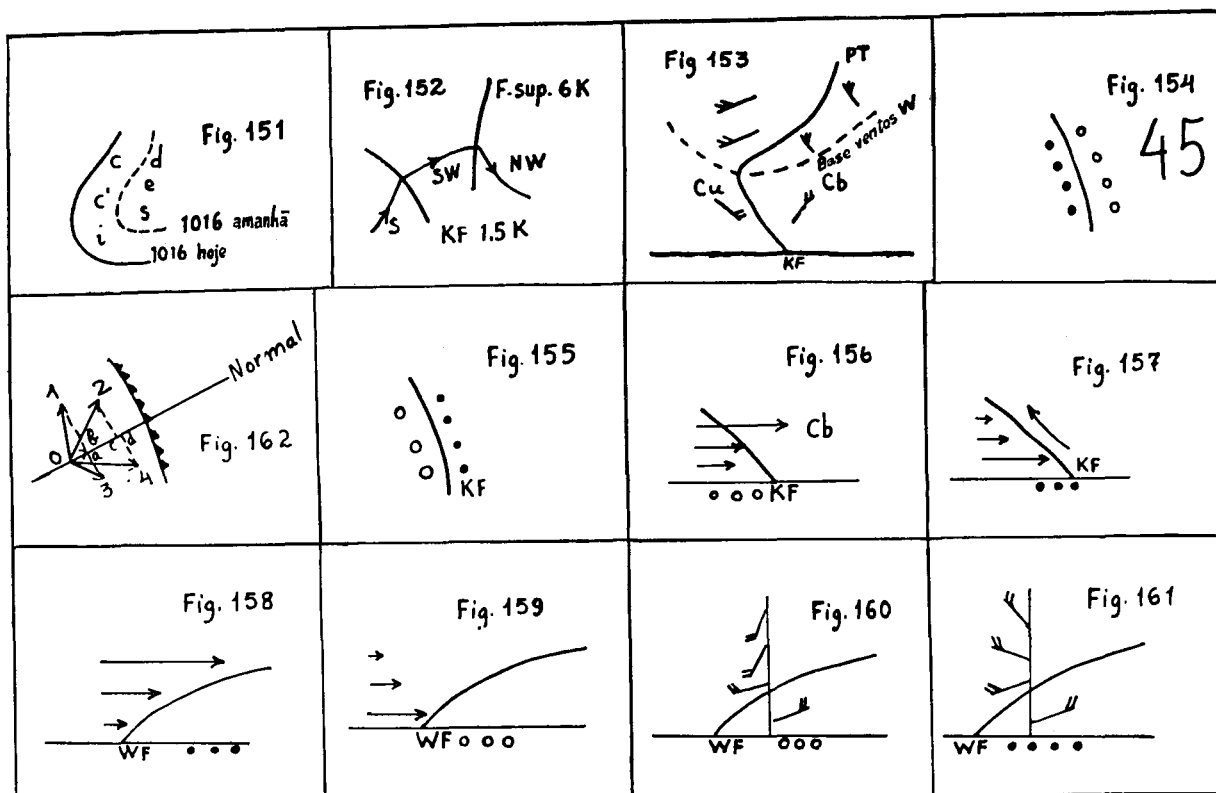
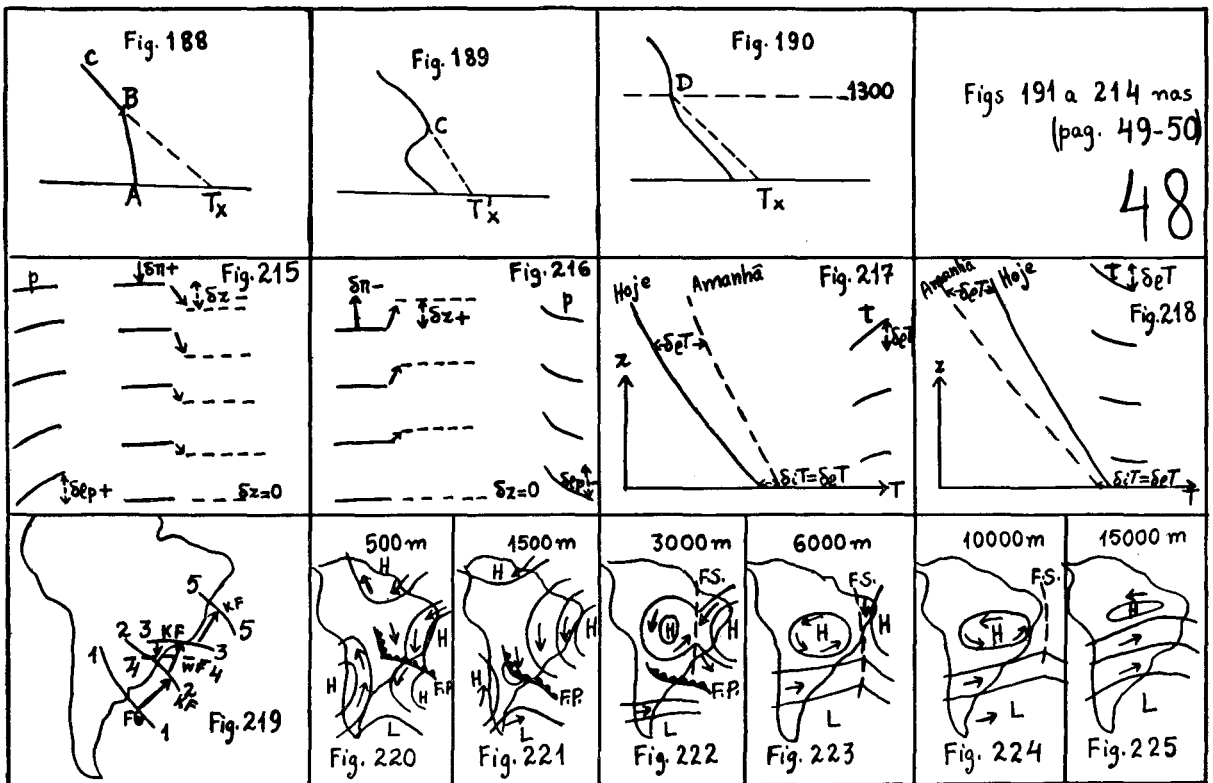
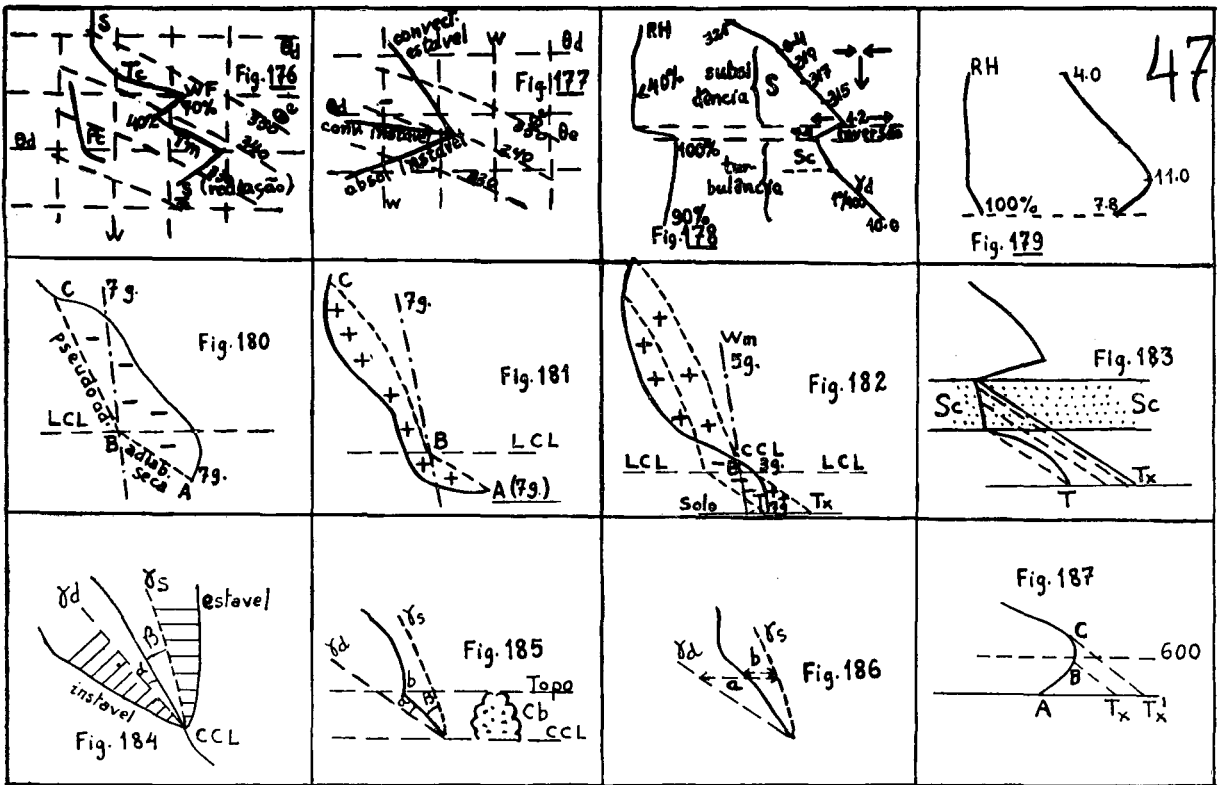


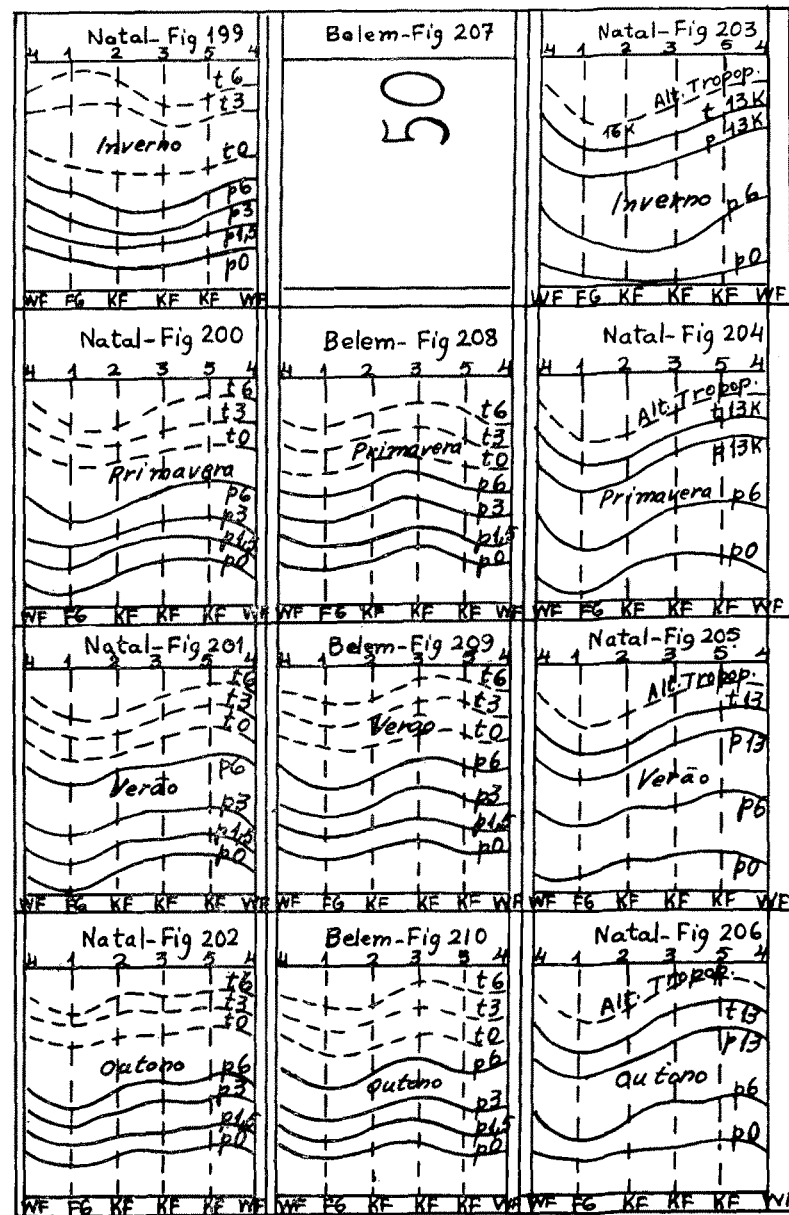
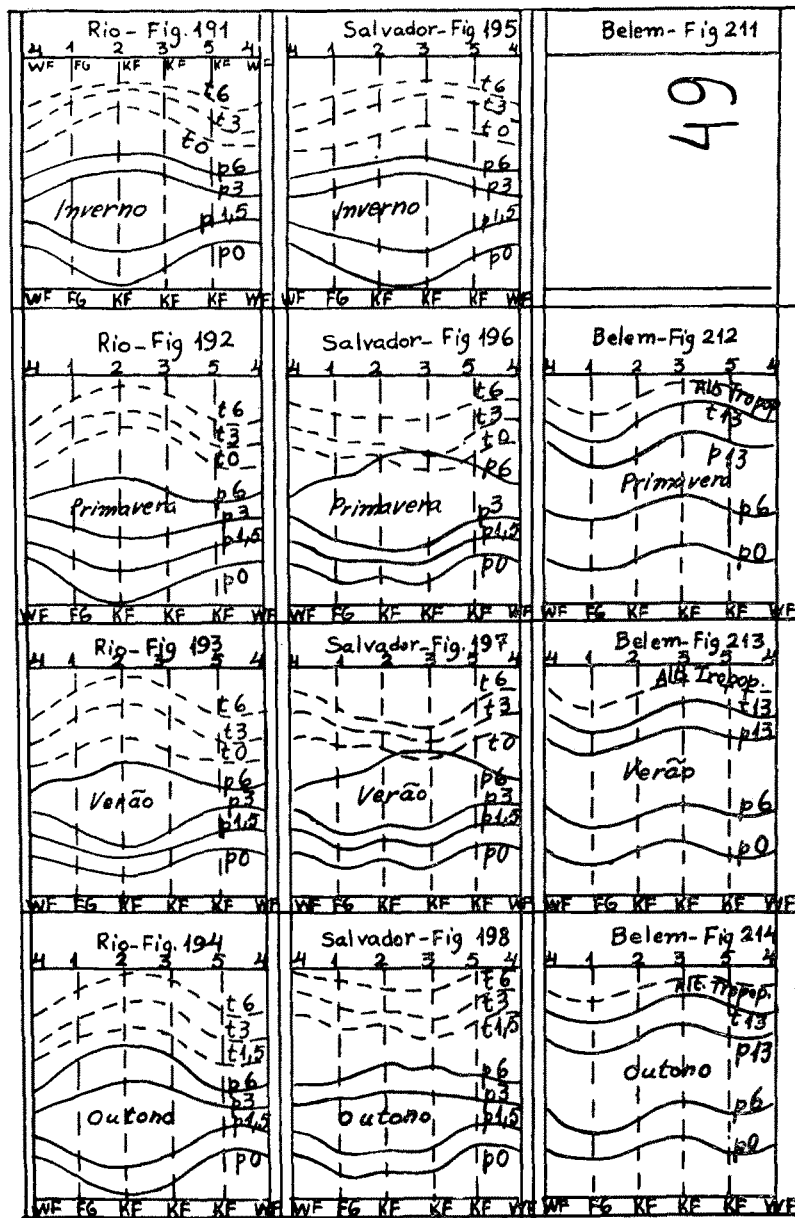
Fig.113

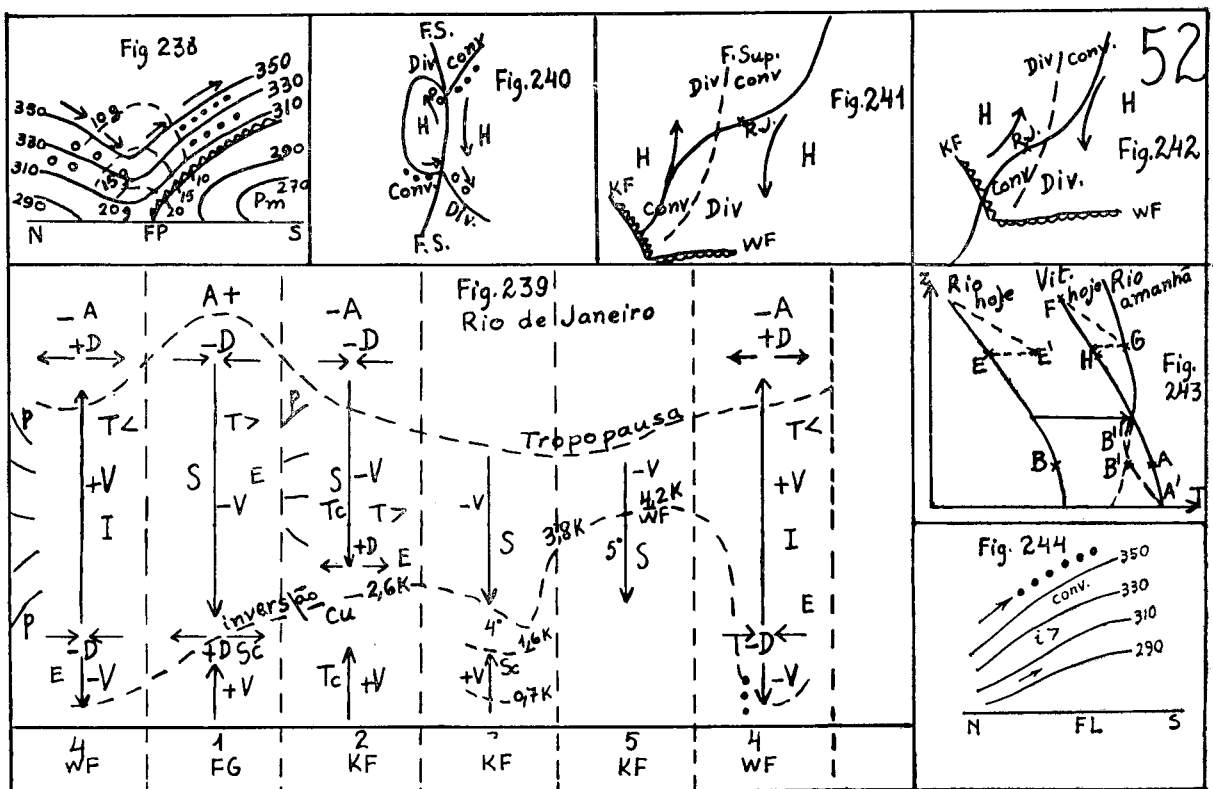
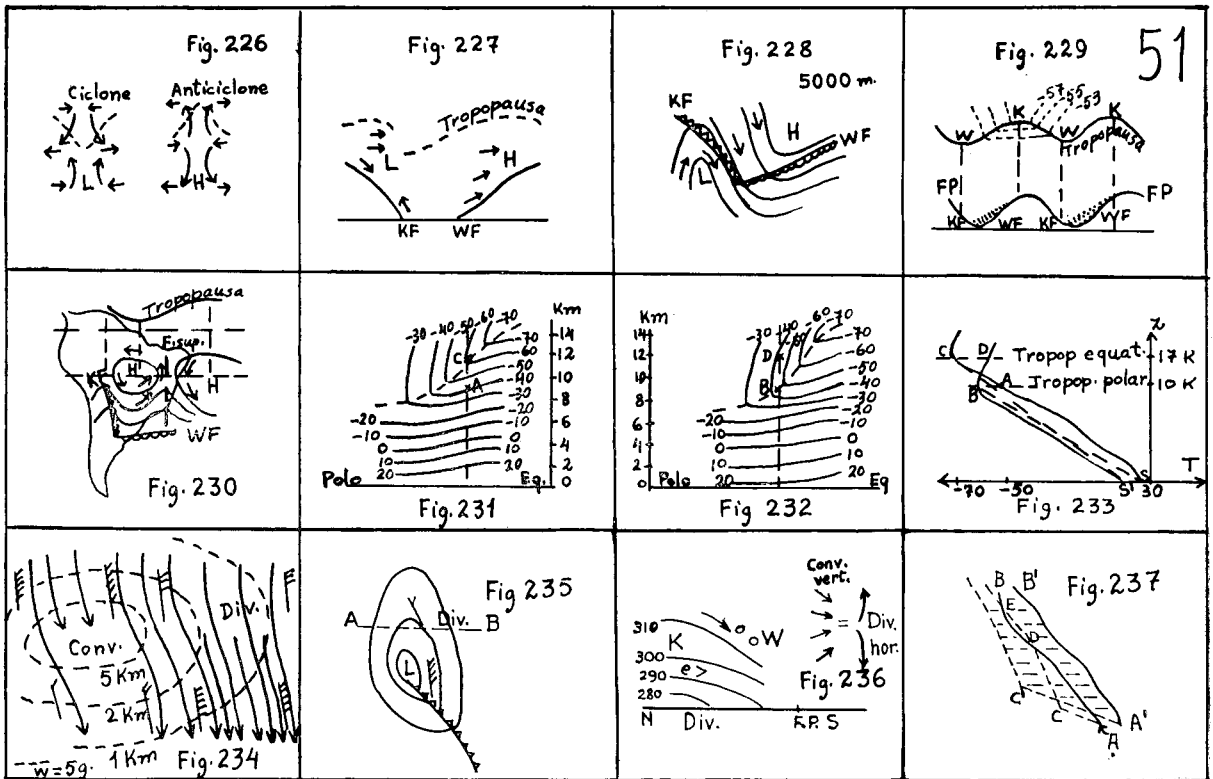


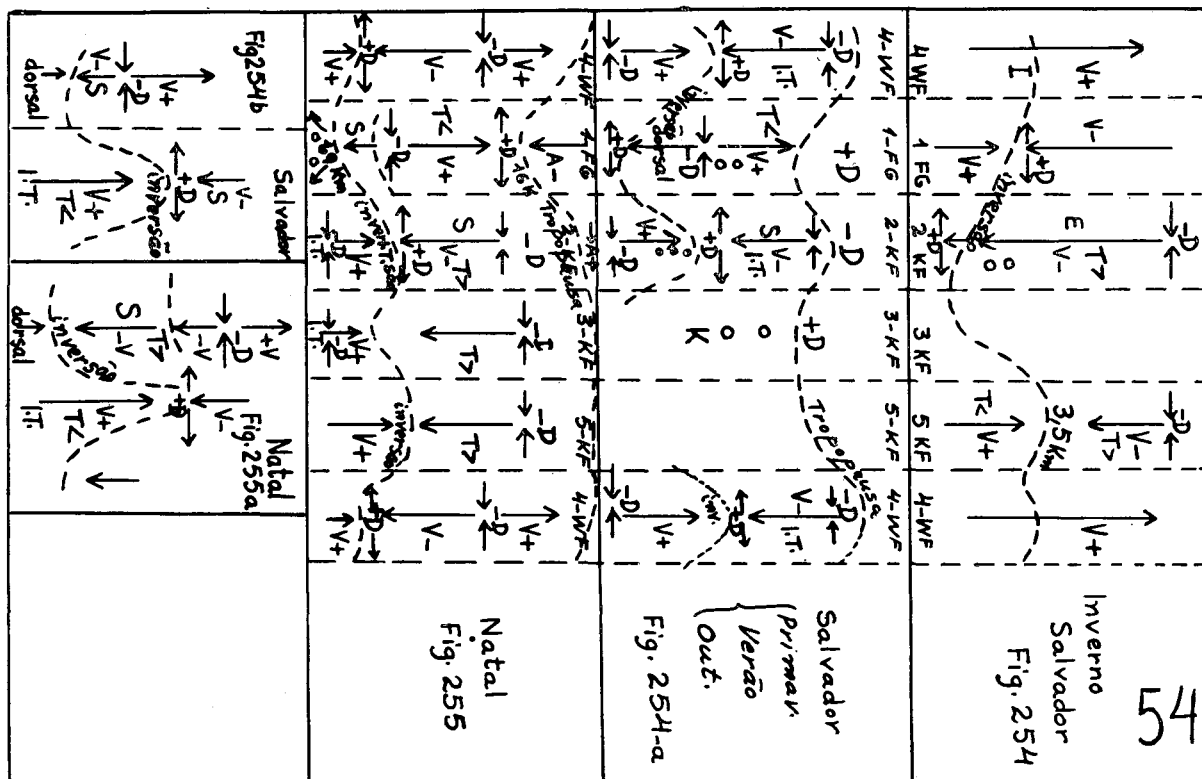
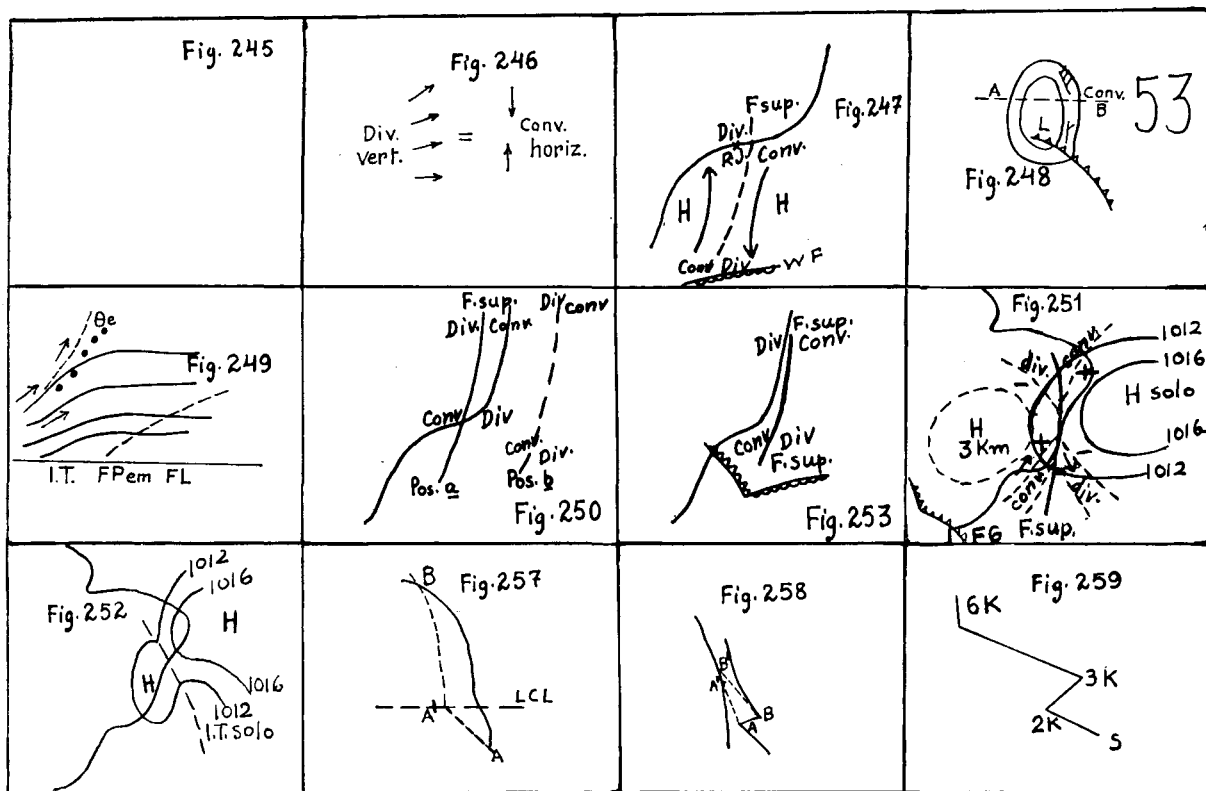


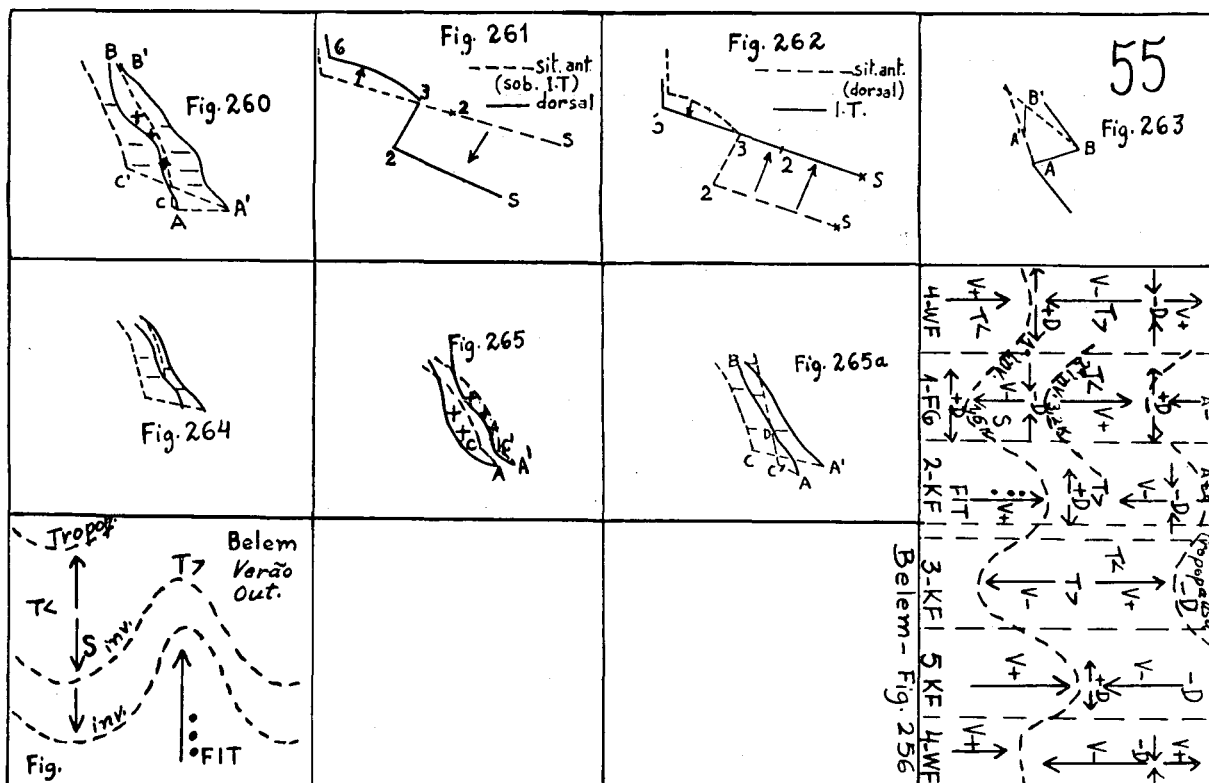












RÉSUMÉ

Cette étude examine, d'une manière détaillée, les perturbations atmosphériques tropicales et établit des règles pour prévoir leur apparition.

Dans la première partie, après quelques définitions on démontre comment les cartes de la circulation supérieure pourraient être utilisées pour faire des prévisions plus exactes à moyenne échéance, en déterminant non seulement la future position des fronts et des systèmes isobariques, comme l'état du temps lui-même dans les différentes régions du Pays.

Dans la deuxième partie, en utilisant les radiosondages de Rio de Janeiro, Salvador, Natal et Belém, sont appliquées aux particules et couches les méthodes classiques d'analyse thermodynamique, d'où résultent les prévisions de température et de nébulosité. Ensuite, dans le chapitre "Variations supérieures", est exposée une théorie entièrement nouvelle qui démontre le mécanisme de l'action du Front polaire dans toute la zone équatoriale, à travers principalement des ondulations de la Tropopause.

Finalement, une description complète et minutieuse de la circulation secondaire, pour les quatre saisons de l'année, permet d'expliquer la formation des pluies tropicales et leur future évolution jusqu'au beau temps.

Dans cette seconde partie, le caractère théorique a été accentué davantage, les applications pratiques ayant été réservées pour la première.

RESUMEN

En el presente estudio se examina detalladamente el origen de las perturbaciones atmosféricas tropicales y se fijan reglas para su previsión.

Comprende dos partes. En la primera se explica como las cartas de circulación en los niveles elevados podrían ser utilizadas con éxito dentro de un pronóstico más exacto y a plazo medio, lo que determina no solamente la futura posición de las frentes y sistemas isobáricos como también el estado del tiempo en las diversas regiones del país.

En la segunda parte, mediante la utilización de radiosondajes de las ciudades brasileras de Rio de Janeiro, Salvador, Natal y Belém, se aplican los métodos clásicos de partículas y camadas al análisis termodinámico y consecuente pronóstico de la temperatura y nebulosidad.

En el capítulo "Variaciones Superiores" se expone una teoría enteramente original, la cual demuestra el mecanismo de acción de la Frente Polar sobre toda la zona ecuatorial, través de las ondulations en la "Tropopausa".

Finalmente una descripción completa y detallada de la circulación secundaria en las cuatro estaciones del año permite explicar la formación de las lluvias tropicales y posterior transformación en cielo limpio.

La segunda parte comprende la exposición teórica del estudio, mientras la primera presenta sus aplicaciones prácticas.

SUMMARY

The presente study is a detailed examination of the genesis of the tropical atmospheric perturbations and it establishes certain rules for the respective prevision of such perturbations.

In the first part after some definitions it is demonstrated how the circulation charts in the high levels could be used with advantage in foreseeing more accurately in average term, determining not only the future position of the fronts and isobaric systems, but the weather in the different regions of the country as well.

In the second part, using the radio soundings of Rio de Janeiro, Salvador, Natal and Belem, the methods applied are the classical, of the particles and layers to the thermo dynamic analysis and the consequent prognostics of the temperature and cloudiness. Further on in the chapter "Superior Variations" an entirely original theory is exposed, and this theory demonstrates the mechanism of action of the Tropopause, of the polar front on all the equatorial zone, mainly through the undulations.

At last a complete and finical description of the secondary circulation in the tropical rains and posterior evolution to a clear sky.

In this second part, the theoretical part of the study is more stressed and reserving its first part for its practical applications.

ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Studie untersucht eingehend die Genese der tropischen Atmosphärischen Störungen und stellt Regeln zur ihrer Vorhersehung.

Im ersten Teil, nach einigen Begriffsbestimmungen, wird gezeigt wie die Zirkulationskarten der höheren Niveaus mit Vorteil zu einer genaueren Voraussehung mit mittlerer Zeitabstand, nicht nur der Verschiebung der Fronts und isobarische Systeme, sondern selbst des Wetterzustandes in den verschiedenen Gebieten des Landes.

Im zweiten Teil, mit Anwendung der Radioprüfungen in Rio de Janeiro, Salvador, Natal und Belem, werden die klassischen Methoden der Feinkörner und Schichten zur termodinamischen Untersuchung angewendet und die daraus entstehende Vorhersehung, der Temperatur und Nebelzustand. Weiter, im Kapitel "Höhere Variationen" wird eine originale Theorie vorgebracht die das Verlaufen der Polarfront in der Equatorialzone, hauptsächlich durch die Schwankungen in der Tropopause, erklärt.

Schliesslich erlaubt eine gründliche und genaue Beschreibung der sekundären Zirkulation, in den vier Jahresperioden, die Entstehung der tropischen Platzregen und folgende Evolution zum blauen Himmel zu erklären.

In diesem zweiten Teil wurde die teorische Grundlage dieser Untersuchung tiefer betont, während im ersten Teil die praktische Anwendung gezeigt wird.

RESUMO

Či tiu studaĵo ekzamenas detale la genezon de la tropikaj atmosferaĵ egiĵoj, fiksante regulojn por ilia antaŭvido.

En la unua parto, post kelkaj difinoj, estas elmontrite, kiel la kartoj de cirkulado en la altaj niveloj povus esti profite utiligataj por pli ekzakta prognozo ĵ e meza limtempo, determinante ne nur la estontan pozicion de la izobaraj frontoj kaj sistemoj, sed ankaŭ la stator mem de la tempo en la diversaj regionoj de la lando.

En la dua parto, per la utiligo de la radisondadoj en Rio de Janeiro, Salvador, Natal kaj Belém, estas aplikitaj la klasikaj metodoj de partoj kaj tavoloj al la termodinamika analizo, kaj sekze prognozo de la temperaturo kaj nebuleco.

Poste, en la ĉapitro "Superaĵ Variecoj", estas prezentita tute originala teorio, kiu elmontras la meĥanismojn de agado de la polusa fronto en la tuta ekvatora zono, precipe per la ondiĝoj en la Tropopaŭzo.

Fine, kompleta kaj detala priskribo de la malĉefa cirkulado en la kvar sezonoj de la jaro ebligas klarigi la formadon de la tropikaj pluvoj, kaj postan evoluon al la pura ĉielo.

En ĉi tiu dua parto estis pli akcentita la teoria karaktero de la studaĵo; por la unua estis rezervitaj ĝiaj praktikaj aplikadoj.