

REVISTA BRASILEIRA DE GEOGRAFIA

Ano XVI

JANEIRO-MARÇO DE 1954

N.º 1

CIRCULAÇÃO SUPERIOR

(Conclusão)

ADALBERTO SERRA

4) *Mecanismo das variações*

a) Rio de Janeiro

A pressão nos níveis inferiores é máxima nas situações 5 (sob massa Pm) e 4 (WF em recuo), caindo a um mínimo sob 2 (avanço de KF).

Pelo contrário, a temperatura se apresenta mínima em 5 (advecção fria de massa Pm) ou 4 (WF em recuo). Cresce porém a um máximo na situação 2 (avanço de KF), a marcha da pressão superior (3 ou 6 km) sendo de todo semelhante.

Dêsse modo, partindo de 4 para 1 e por fim 2, o barômetro cai nos níveis inferiores, enquanto a temperatura sobe em tôdas as camadas, o mesmo sucedendo à pressão superior (figs. 191 a 194).

Já no caso 2, passando a 3 e finalmente 5 (extremo) ou 4, a pressão sobe nas camadas superficiais, enquanto cai nas superiores, baixando igualmente a temperatura (mesmas figs.).

Casos 1 e 2-A FG no Prata, e com maior razão os avanços de KF para N ou NE, acarretam forte *advecção* prefrontal das massas Tc ou Tm de NW (ou Ec no verão); portanto verifica-se a elevação progressiva, em média 4.º, da temperatura em tôdas as camadas, e mais acentuadamente a 3 km (até 10º). Com efeito, a acensão geral das massas Tm ou Tc na FPA ao sul, e os intensos *gradientes* de *pressão* ali reinantes, produzem, não só uma queda do barômetro na região prefrontal, como forte "aumento" na velocidade do ar tropical no sentido da corrente, passando os ventos por ex. de 5 mps no Rio para 15 mps no Uruguai (fig. 234).

Tal refôrço (fig. 235) significa "divergência" e portanto, para a região prefrontal: queda de pressão, subsidência do ar e conseqüente aquecimento, menor espessura da camada úmida inferior (exceto no Verão), tudo resultando em maior estabilidade atmosférica (fig. 217) pelo cerramento e descida conjunta das isentrópicas para a região frontal no sul, onde é mais intenso o calor (fig. 236).

Aumentam assim os valores de Θ_d , enquanto o gradiente vertical de temperatura se reduz (fig. 217), passando os ventos então a "descer" forçadamente no sentido da corrente, ao longo das isentrópicas (fig. 236).

Como adiante veremos, aumenta dessa forma a área negativa dos diagramas (fig. 237), com a clássica nebulosidade escassa e o forte calor prefrontais,

para os quais muito contribui a advecção do ar continental Tc (Inverno, Primavera) ou Ec (Verão, Outono).

Isto porque, descendo nas superfícies $\Theta d = \text{const}$, o ar se aquece e afasta do ponto de saturação, seguindo-se limpeza do céu.

Sob tal estabilidade, o fornecimento de umidade específica pela superfície se reduz ao *mínimo*, havendo quase somente trocas horizontais que acarretam estratificação nos valores de w (Inverno). Êstes crescem contudo no Outono e Verão, dada a advecção do interior.

Note-se que a “convergência vertical” das isentrópicas, e portanto do ar (fig. 236), corresponde à já citada “divergência horizontal” pela maior velocidade das correntes, dada a equação de continuidade; assim se poderá explicar a dissolução dos IT existentes no interior do país, quando a FG se intensifica (fig. 238).

A queda de pressão será mais acentuada no solo e 1,5 km, mas irá se reduzindo com a altura, chegando mesmo a inverter no nível 6 km., como vemos nas figs. 191 a 194. Esta mudança, que poderia ser atribuída ao próprio aquecimento prefrontal, será exposta a seguir num “critério hidrostático”:

Com efeito, muito embora a pressão total haja declinado, suponhamos, de 10 mb, a dilatação da coluna 0-6 km, correspondente à maior temperatura e à descompressão, faz passar um trecho de, por ex., 50 m (ou 5 mb) para cima do nível 6 km, onde por isso mesmo a queda final será: $-10 + 5 = -5$ mb, menor que no solo portanto (fig. 216).

Se, com um aquecimento muito forte, a dilatação chegasse a 12 mb, o nível 6 km apresentaria um aumento da pressão: $-10 + 12 = +2$ mb, contrário dêsse modo à variação na superfície (figs. 191 a 194). Tal dilatação é responsável pela existência do anticiclone prefrontal superior de Tc, acima de 3 km, encontrado sobretudo no Verão e Primavera.

O uso das fórmulas antes citadas permitirá compreender melhor o mecanismo das variações superiores:

Com efeito, à divergência nas camadas médias (+ D) corresponderá uma convergência (- D) nos níveis superiores, próximos à tropopausa (fig. 239), e que pode corresponder ao setor NE da Frente Superior (fig. 240), antes da respectiva passagem para leste no início da FG. Aquela convergência é, neste caso, reforçada pelo aumento de pressão correspondente à advecção de NE (A+) da estratosfera equatorial alta, fria, e de maior densidade (figs. 230 e 239). Quando mais próxima a KF, portanto já avançada a Frente Superior para leste do Rio, ainda teremos convergência (fig. 241), pouco reduzida porém pela advecção de SW (- A) da estratosfera polar, quente, baixa, e de menor densidade (figs. 242 e 239).

Tal situação corresponderá a uma descida ou subsidência do ar (figs. 215, 239), desde a tropopausa até as camadas inferiores ($V = -$). Esta descida acarreta aquecimento e maior estabilidade (fig. 217), com um aumento geral da pressão (fig. 215), que é cada vez “maior” para baixo (curvas p3 e p6, figs. 191 a 194) e atinge até o solo, sendo aí porém desfeito pela queda de pressão resultante da divergência inferior, como veremos mais adiante.

O aquecimento prefrontal é aliás em parte advectivo, porquanto massas de menores latitudes são trazidas para o Rio pelos ventos de NW a NE.

Malgrado a radiação atmosférica, que causa um declínio térmico, a advecção é suficientemente intensa para transladar por ex., na fig. 243, tôda a curva de sondagem (hoje) do Rio para a posição ocupada à direita pela curva atualmente sôbre Vitória, mais a norte. Daí o aquecimento geral em t_0 , t_3 t_6 (figs. 191 a 194).

À referida ação advectiva se adiciona a causada pela subsidência; a divergência atua aliás em vários níveis, esquematizados num só na fig. 239.

Dêsse modo, na fig. 243, pontos como E, que se deviam aquecer advectivamente até H, fazem-no ainda adiabaticamente até G; a atmosfera superior se torna por isso mais estável (figs. 243 e 217).

Contudo, abaixo do nível médio de divergência, a pressão declina fortemente, acentuando-se a queda para o solo, (fig. 216). Ela é tão intensa que nas curvas p_3 , $p_{1,5}$ e p_0 (figs. 191 a 194) já desaparece o efeito oposto, de aumento da pressão proveniente da advecção estratosférica ou convergência superior (fig. 215), antes referida.

Contudo, a subida geral das camadas, maior em altitude (fig. 216), produz um resfriamento relativo adiabático (fig. 218); assim o ponto B, que se aqueceria advectivamente até A, só o fará na verdade até B' (fig. 243), descontado o resfriamento adiabático pela elevação da partícula A' até B' (figs. 218, 243). A parte inferior da atmosfera fica assim mais instável, a curva final assumindo o aspecto da fig. 243, em geral com uma "inversão" nos níveis baixos.

4 — Ocorrendo FL na KF a sul do Rio, ou o respectivo recuo como WF, a dissolução da frente logo reduz a advecção quente de N, bem como os intensos gradientes béricos (fig. 248).

Agora a velocidade do ar tropical passa a "diminuir" no sentido da corrente, acarretando "convergência" horizontal, aumento de pressão prefrontal, subida do ar e conseqüente *resfriamento*; também maior espessura da camada úmida, com afastamento vertical das isentrópicas (queda nos valores de Θ_d) e forte *instabilidade geral*, resultando tudo em áreas positivas ou fracamente negativas. Assim, um declínio térmico é sempre notado no Rio, juntamente com nova advecção de T_m , quando ocorre dissolução da frente na região meridional (figs. 234 e 244). Tal queda de temperatura corresponde no Verão e Outono ao caso descrito a seguir.

3 — *Formação da FPR* — Esta FPR resulta da FG que se estabelece no trópico. Convém acrescentar que, já agora, o movimento do ar se processará em "ascensão geral" para o sul, uma vez que as isentrópicas se elevam em tal direção, agora mais fria com a FL na KF (ou a WF). A referida subida do vento ao longo daquelas superfícies favorece chuvas e maior nebulosidade "prefrontais"; isto porque o gradiente vertical de temperatura aí aumentou (criação da FPR) com a ascensão geral das camadas.

As precipitações se tornam agora possíveis graças à intensa migração, da superfície para o alto, dos valores de w ; a umidade específica tenderá assim a se uniformizar em tôdas as camadas.

A fig. 245 esclarece melhor a situação, cabendo lembrar entretanto que, já saturado, o ar "fura" as isentrópicas, passando a seguir as isolinhas de Θ .

E' claro que tal "divergência vertical" corresponde, pela equação de continuidade, à convergência horizontal já citada por efeito da queda de velocidade, a qual cria ou agrava os IT e chuvas (fig. 246). Observamos agora o fenômeno hidrostático oposto: se a pressão crescesse no solo de + 10 mb, a contração da coluna vertical correspondente ao resfriamento faria com que passassem, por ex, 5 mb para baixo do nível 6 km, onde a variação seria pois:

+ 10 - 5 = 5 mb, menor que no solo portanto. Caso o resfriamento fôsse muito acentuado, teríamos mesmo uma queda de, por ex: + 10 - 12 = - 2 mb a 6 km (figs. 191 a 194).

Note-se que os efeitos de céu limpo com FG, e coberto com FL, somente serão mais bem notados no interior do país, onde o aquecimento prefrontal é forte. No litoral passam mais despercebidos.

Vejamos, segundo a teoria já exposta, o mecanismo de tais variações:

À convergência nas camadas médias (- D) corresponde uma divergência (+ D) nos níveis superiores próximos à tropopausa, e que provém agora do recuo da Frente Superior para sul; a divergência a noroeste e a advecção (- A) da estratosfera polar baixa, quente, e de menor densidade (figs. 247 e 239), prosseguem então até a dissolução final daquela Frente Superior e da WF.

Isto corresponderá a uma subida de ar ou convecção (fig. 216), desde as camadas inferiores até a tropopausa ($V = +$). Tal subida acarreta resfriamento e menor estabilidade (fig. 218), com queda geral de pressão (fig. 216) cada vez mais intensa para baixo (curvas p3, p6, figs. 191 a 194); esta queda atinge teoricamente até o solo, aí sendo desfeita porém pelo aumento bórico resultante da convergência inferior, como veremos depois.

O resfriamento prefrontal é neste caso apenas convectivo, uma vez que a circulação continua a ser de N a NE. Só se tornará advectivo, de S, pela criação (Verão e Outono) da FPR (caso 3), ou a invasão da Alta polar (caso 5, adiante exposto).

De qualquer modo, sendo agora menos intensas as correntes de N, têm elas mais tempo para se adaptarem às características locais, reduzindo-se assim o aquecimento advectivo.

Na fig. 243 a convecção superior equivale a elevar, por exemplo, a partícula G até F, resultando no resfriamento geral em t0, t3 e t6 (figs. 191 a 194).

A convergência atua aliás em vários níveis, esquematizados num único na fig. 239.

Dêsse modo na fig. 243, pontos como G, que se deveriam resfriar pela menor advecção até H, fazem-no até F, adiabática ou pseudoadiabaticamente, tornando-se assim instável a atmosfera superior.

Abaixo porém do nível médio de convergência, a pressão aumenta fortemente (+ $\delta\pi$), acentuando-se a alta para o solo (fig. 215), e de modo tão intenso que nas curvas p3, p1,5 e p0 das figs. 191 a 194 já desapareceu o efeito oposto de queda da pressão, proveniente da advecção estratosférica e divergência superior (fig. 216).

Contudo, a descida geral das camadas inferiores, maior em altitude (fig. 215), produz um aquecimento (relativo) adiabático (fig. 217); assim o ponto B', que se resfriaria, sob a menor advecção, até B'', irá na verdade se aquecer adiabaticamente até A' (figs. 243 e 217).

A parte inferior da atmosfera fica dêsse modo mais estável, assumindo a curva final o aspecto da fig. 243, para Vitória.

3 e 5 — Quando o Rio é ultrapassado pela KF (ou FPR) a região fica submetida ao domínio de massa polar (ou tropical) fria, cuja maior densidade ocasiona os máximos barométricos no solo; mas a forte contração das colunas, sob o intenso resfriamento, produz agora justamente os mínimos de pressão a 6 km, nível onde dominará uma Baixa Superior. Contribui para a menor pressão em altitude a advecção da estratosfera quente polar.

Acentuam-se nesse caso os fenômenos advectivos, contrariados porém, como adiante veremos, pelos movimentos verticais de subida (na frente) e descida (no anticiclone frio).

Tudo o que foi dito nos permitirá finalmente explicar as variações da chuva no interior do país: Assim, com a FG no Chaco, as isóbaras de Baixa vão gradualmente dominando o centro do continente. O gradiente fica porém mais apertado junto à FPA, onde os ventos serão também mais velozes, e menos intensos em Mato Grosso e no Amazonas, com velocidade mais reduzida.

Como vimos, isso significa aumento da descarga, divergência, subsidência e limpeza (fig. 235).

Logo que, com o avanço da KF para NE, se reduzem os fortes gradientes junto à FPA, o mesmo sucede às velocidades superiores no Chaco. Tal diminuição do gradiente tarda porém a se verificar em Mato Grosso, onde o vento ainda conserva a forte velocidade atingida nos dias anteriores, de FG. Segue-se, com a redução da descarga, uma convergência que se traduz em convecção, chuvas e resfriamento geral (figs. 248 e 249).

Idêntico raciocínio poderá justificar a limpeza prefrontal no Amazonas, sob novo estacionamento e FG da FP em Mato Grosso, e o posterior retorno das chuvas, tão cedo aquela última se dissolva.

b) Salvador

Esta região se comporta no *Inverno* (fig. 195) quanto às variações superiores, de modo análogo ao já descrito para o Rio. Devido porém à maior distância da FPA, teremos nas fases 1 (FG), 2 (avanço de KF), e 3 (chegada de KF), um declínio cada vez maior da pressão (solo e 1,5 km), com aquecimento em toda a troposfera, dêste resultando, pela dilatação das colunas de ar, um aumento bórico a 3 e 6 km (efeito hidrostático).

A fase 3, quando a KF está mais próxima de Salvador, corresponde agora ao mínimo barométrico inferior, porém ao máximo da temperatura e pressão superiores, nisto se diferenciando do caso idêntico para o Rio, quando o trópico estava sob ar frio.

As fases 5 (chegada de KF à Bahia) e 4 (FL na KF, ou WF) correspondem a uma queda geral de temperatura, com aumento da pressão nas cama-

das inferiores, mas declínio nas superiores, pelo efeito hidrostático oposto de resfriamento; os mínimos e máximos ocorrem agora na fase 4 e não em 5, como no Rio, por serem muito fracas, já em Salvador, as penetrações de massa polar. A teoria das variações seria análoga à já exposta no capítulo anterior.

Nas demais épocas do ano o regime se assemelha mais ao de Natal, como veremos em detalhe no capítulo seguinte.

Assim as quedas de pressão, agora acompanhadas de resfriamento, ou contração das colunas de ar, vão-se agravando em altitude (Primavera e Verão), enquanto as subidas do barômetro, coincidindo com aquecimento ou dilatação das mesmas colunas, também se reforçam com a altura (figs. 196-197).

Apenas a 6 km a pressão continuará a oscilar em oposição à dos níveis inferiores, como no Rio (fig. 198).

À referida "ação a distância" da FPA cabe acrescentar, porém, a proveniente das passagens constantes de IT e ondas de leste, com aquecimento superficial antes dos mesmos e resfriamento após, pela evaporação das respectivas chuvas tropicais.

A pressão (salvo a 6 km) e a temperatura alcançam agora o máximo em tórno da situação 4 (WF em recuo), caindo para um mínimo em 1 (FG na FPA), com pequeno máximo em 2 (avanço de KF), novo mínimo em 3 e grande máximo em 5 ou 4, conforme a época do ano (figs. 195 a 198).

1 — Durante a situação de FG na FPA, a pressão e a temperatura descem a um mínimo, no Outono, em Salvador, o mesmo se dando aliás em Natal; tudo devido, como veremos adiante, à advecção da estratosfera polar de direção SW, e à situação b da Frente Superior, com divergência sôbre a Bahia (fig. 250).

Êste caso corresponde portanto a um afastamento para o oceano do centro de ação, o que resultará em bom tempo e dissolução dos IT.

Cabe notar que no Verão e Primavera o início da FG ainda encontra a Frente Superior mais recuada para oeste, e assim Salvador sob convergência (situação a, fig. 250); daí resulta a princípio o aumento da pressão e temperatura, com o retórno do centro de ação para oeste. Sòmente quando, sob forte intensificação da FG, a Frente Superior se deslocar para o mar (ponto b, mesma fig.) a pressão voltará a cair em Salvador, tal como ocorre no Outono (fig. 254).

Com aquela Frente Superior na posição a, o aumento de pressão no solo sob a convergência (fig. 215), e a queda sob a divergência (fig. 216), costumam acarretar a formação de um *trough* no litoral e uma dorsal no continente (figs. 251 e 252).

2 — Durante o avanço da KF para o trópico, o anticiclone superior começa a se enfraquecer ou dividir. A situação na estratosfera volta à normalidade e, pelos motivos dados no capítulo seguinte, pressão e temperatura aumentam em Salvador, sobretudo através da convergência resultante I — do recuo para oeste da Frente Superior (posição a, fig. 250); II — do fim da divergência inicial (época de FG), a qual se torna em convergência na fase 2 para a Bahia, situada muito longe da KF.

Com a volta do centro de ação a circulação permanece agora favorável à formação de IT e chuvas, as quais farão declinar a temperatura "inferior" (fig. 254).

3 — Com a KF sôbre o trópico, ou a criação da FPR, a situação será agora análoga à descrita em 2, para o Rio:

A FG se intensifica sob a maior proximidade da KF que acarreta, como vimos, queda na pressão e na temperatura (figs. 216 e 218). Os IT se dissolvem, dada a divergência superior, que também provoca recuo para o mar do centro de ação e terminação das chuvas (fig. 253), seguindo-se leve aquecimento superficial (fig. 254).

5 — A advecção polar fria na superfície (fig. 254) é rara em Salvador fora do Inverno, e redundando num aumento da pressão; dada porém a pouca espessura do ar polar, fica reduzida a sua influência geral na temperatura, que cresce em altitude com a pressão.

4 — Finalmente (fig. 254) a FL na FP, ou o respectivo recuo como WF, significam um declínio relativo da pressão e temperatura em Salvador, com relação a 5. Mas sob a correspondente convergência superior (fig. 250, posição a) pressão e temperatura ainda serão elevadas (figs. 215, 217).

Depois, sob a divergência superior que se inicia (fase 1), seja a nova advecção da estratosfera polar, quente e baixa, aquêles elementos começarão a declinar novamente (figs. 216, 218).

c) Natal

Contrariamente ao que sucedia no Rio, onde as quedas de pressão eram acompanhadas por aquecimento e vice-versa, as variações de pressão e temperatura têm aqui, de modo geral, o mesmo sentido em tôdas as camadas; salvo algumas exceções, marcadamente no Inverno, quando há relativa semelhança com o Rio.

Assim, o retorno do centro de ação causa aquecimento e subida do barômetro, favorecendo ainda as chuvas de IT, sobretudo no litoral.

Já a saída do mesmo Centro acarreta resfriamento, queda de pressão e bom tempo. Confirma-se dêsse modo que as oscilações na zona equatorial caminham aparentemente de “cima para baixo”, sendo portanto maiores nos níveis altos que nas camadas inferiores.

Já vimos que o contrário se verificava na faixa temperada, onde a troca de massas era mais intensa na superfície, acarretando um amortecimento das variações de pressão e temperatura em altitude.

Ao iniciarmos o estudo dos diversos efeitos da Circulação Secundária, cabe recordar que a pressão nos níveis de 6, 10 e 13 km, bem como a temperatura a 10 e 13 km e a altitude da tropopausa, experimentam oscilações paralelas e de mesmo sentido; os valores mínimos absolutos se produzem na situação 1 (FG na FPA) ascendendo em 2-3-5, até máximos nas fases 4 (WF no Inverno, fig. 203) ou 5 (avanço de KF além do trópico nas demais épocas, figs. 204-205-206). A razão de tais oscilações poderá ser encontrada nos deslocamentos da tropopausa e da Frente Superior.

Durante o Inverno ocorre porém uma “superposição” das condições resultantes dos movimentos estratosféricos (adiante descritos), e das que se originam nas reduzidas dimensões do anticiclone superior, ou nos maiores avanços fron-

tais até Bahia. Dêsse modo a pressão cai desde a situação 4 até 1, e atinge o mínimo em 2-3, segundo o mecanismo explicado no capítulo relativo ao Rio de Janeiro, voltando a crescer, através de 5, até o máximo novamente em 4 (fig. 199).

A temperatura inferior, bloqueada pela inversão do alíseo, é pouco significativa, e oscila de acôrdo com a pressão, pelas causas adiante expostas.

Por fim, a temperatura superior varia como no Rio, crescendo de 4 a 1 com máximo em 2 (forte divergência), caindo ao mínimo em 3, e subindo novamente em 5 e 4. Isto porque, ao contrário do Rio, Natal não fica sob o ar polar, 5 sendo pois idêntico a 4. Contudo, sob frentes intensas na Bahia (5), Natal obedecerá ao regime do trópico.

Nas demais épocas, de modo geral, o mínimo de pressão e temperatura ocorre em todos os níveis na situação extrema 1, de FG, quando é mais baixa, pela advecção de SW, a altura da tropopausa: invasão da estratosfera polar quente, a oeste da Frente Superior.

Os valores da pressão e temperatura crescem depois continuamente através das situações 2-3, atingindo o máximo em 5, e voltando a cair sob 4 (figs. 200, 201, 202).

Situação 1: FG na FPA em geral, e fase 2 (KF em avanço) no inverno.

Neste caso, a formação já citada do anticiclone superior prefrontal, acima de 3 km, acarreta um *trough* (Frente Superior) estendido N-S, aproximadamente ao longo do litoral brasileiro.

Ora, como se pode verificar na fig. 240, e já foi demonstrado na 1.^a parte dêste estudo, a distribuição final será de convergência a sudoeste do *trough*, acompanhada por advecção fria também de SW, e divergência a nordeste, com advecção fria de SE. Vice-versa, de convergência a Nordeste, sob a advecção de NE, e divergência a sueste, com advecção de NW, ambas quentes.

Assim, sôbre Natal (figs. 240 e 251) teremos, pela convergência superior (correntes NE), um aumento inicial da pressão (fig. 215) durante a FG na FPA, traduzido pelo deslocamento para norte do centro de ação (fig. 252). Depois, já devido à divergência (advecção de SE), uma queda de pressão, a qual resultará na retirada daquele centro para o oceano (fig. 251).

Dêsse modo as variações, impossíveis de serem detalhadas, da localização de convergência ou divergência, nos permitiriam explicar as diversas configurações isobáricas em Bahia ou Natal.

Por outro lado, em todo o litoral leste na ocasião de FG, a advecção na estratosfera passa a direção de SW-SE, governada pelo grande anticiclone continental superior (fig. 230). Assim será arrastada para o equador a tropopausa polar, quente e baixa, segundo um mecanismo idêntico ao já demonstrado por BJERKNES para a Frente Polar, e que aí causava dorsais sôbre as WF e talvegues acima das KF.

Nessas condições, sob a maior temperatura "estratosférica", a pressão declina por advecção no nível da tropopausa, que também cai em Natal à altura de 16 km em média. Não devemos esquecer aliás, que a descida da tropopausa acarreta a do próprio ar estratosférico, o qual por isso se aquece, assim reforçando o efeito advectivo (figs. 217 e 255).

Suponhamos então que tal queda de pressão *advectiva* ($A = -$) no nível de 16 km atinja a -4 mb. O declínio total no solo seria igualmente de -4 mb, desde que a advecção em outros níveis não modificasse o resultado, como geralmente sucede.

Tal descompressão acarreta (fig. 216), uma subida geral das camadas troposféricas. Mas à queda isalobárica entre 2 e 3 km segue-se, pelas equações de BRUNT, uma convergência inferior ($-D$), e a ascensão geral do ar ($+V$) pela equação de continuidade. Daí resulta o resfriamento da troposfera superior, de vez que a substituição das camadas normais, de gradiente térmico subadiabático, por outras provindas de baixo através de evolução adiabática, significará *resfriamento* no nível em causa (fig. 218).

A baixa de temperatura redundaria, hidrostaticamente, em maior peso das camadas 6 a 10 km, donde uma contração, passando por ex. -3 mb de massa para baixo do nível 13 km. Neste último a variação total seria portanto a soma da queda advectiva a 16 km (-4 mb), e da referida contração da coluna 0 a 13 km (-3 mb), num total de -7 mb, maior que no solo portanto (figs. 200-201-202).

Assim se explica o paralelismo das variações de pressão e temperatura, elementos êsses que declinam “conjuntamente” nos altos níveis. Já nos inferiores, a convergência antes citada (fig. 234) acarreta descida do ar, com subsidência e aquecimento; a inversão do aliseo assim se agravando e baixando de nível produzirá *secura*, porém maior nebulosidade de Sc para Natal (fig. 255).

Por isto (fig. 215) segue-se à convergência ($+\delta\pi$) um aumento parcial inferior da pressão, o qual reduz, mas não chega a anular, a queda proveniente da descompressão ($-\delta\pi$) superior. O declínio barométrico é portanto geral, mas vai se reduzindo em amplitude para baixo. Também (fig. 217) o aquecimento inferior diminui o resfriamento proveniente da subida, tornando cada vez menor o declínio de temperatura na direção do solo, e acarretando mesmo, conforme o caso, uma ascensão térmica.

2 e 3 — Terminada agora a intensa ação de FG, o anticiclone superior vai retornando para oeste, e a advecção na estratosfera volta à direção de NE, trazendo advecção ($+$) de estratosfera equatorial, mais alta e portanto de menor temperatura. Aliás a subida da tropopausa acarreta a do próprio ar estratosférico, que por isso se resfria, ajudando o efeito advectivo (fig. 255).

A tropopausa se eleva então à altura média 17,6 km, e sob a respectiva advecção fria de NE a pressão aumenta.

Suponhamos por ex., que tal subida de pressão “advectiva” no nível 16 km alcançasse $+4$ mb. A elevação total no solo seria igualmente de $+4$ mb, caso a advecção inferior não modificasse os resultados.

Neste caso, a compressão (fig. 215) acarreta uma descida geral das camadas troposféricas. Aliás, pelas equações de BRUNT, à subida isalobárica entre 2 e 3 km corresponde uma divergência ($+D$), ou seja, pela equação de continuidade, descida do ar e o conseqüente aquecimento da alta troposfera (fig. 217). Com efeito, a substituição das camadas normais por outras provindas de cima, através de evolução adiabática, significa aquecimento no nível em causa.

Hidrostaticamente a maior temperatura acarreta menor pêsso das camadas inferiores, donde a passagem, por ex., de + 3 mb de massa para cima do nível 13 km. Neste último a variação total será portanto a soma da subida advectiva a 16 km (+ 4 mb), e da massa proveniente de baixo (+ 3 mb), num total de + 7 mb, maior que na superfície portanto (figs. 200 a 202); no solo a pressão também sobe, embora menos, verificando-se a entrada do centro de ação. Dêsse modo, continuam a ser no mesmo sentido, e já agora de aumento, as variações de pressão e temperatura em Natal.

Nos níveis inferiores a descompressão proveniente da divergência ($-\delta\pi$) a 3 km acarreta subida das camadas e uma queda de pressão (fig. 216), a qual, embora não anule, reduz de muito a subida barométrica proveniente das oscilações da tropopausa. Dêsse modo o aumento da pressão, que deveria se reforçar (fig. 215), vai na verdade se restringindo para o solo. Da mesma maneira (fig. 218), o resfriamento causado pela convecção tende a anular o aquecimento geral proveniente da descida das camadas, assim se explicando a gradual atenuação, para a superfície, do aumento de temperatura.

Como vemos, tudo isto redundando em ascensão e conseqüente desaparecimento da inversão do alíseo, situação já favorável portanto (fig. 255) a IT e ondas de leste, sobretudo no caso seguinte:

3 — Com FPR no trópico, é quase certa a formação, com base num ciclone sôbre o Rio, de IT em Natal.

Neste caso a pressão cai a um mínimo "relativo" na passagem do *trough* (fig. 255).

5 — Tal situação raramente influi na região, exceto no Inverno e segundo o mecanismo já descrito. Nas demais estações acarreta a mesma sucessão de acontecimentos exposta nos casos 2 e 3 (fig. 255).

4 — O recuo da frente como WF no sul mantém, de início, a pressão elevada a 16 km, ainda sob estratosfera equatorial. Depois, com nova FG na FPA, aquela voltará a cair, como na situação 1.

No solo porém o barômetro declina, baixando de nível a inversão, com limpeza do céu (caso 1).

O resfriamento começa a se produzir em grande altura, mas a subsidência e o aquecimento de 3 e 5 já descem às camadas inferiores, com divergência + D (fig. 255).

Como indícios úteis para a previsão poderemos finalmente anotar as seguintes regras:

f) A pressão a 13 km antecede de 24 hs ou mais, em sua marcha, as mudanças do barômetro no solo. Assim, após o mínimo sob a situação 1 (FG na KF do Rio Grande do Sul) a pressão a 13 km começa a se elevar, traduzindo êste fato maior avanço da KF ao trópico (passagem à situação 2 e 3). Pode-se prever então, e já para o dia imediato, a subida barométrica na superfície em Natal.

g) Quando, sob regime de valores máximos (situações 2-3-4), a pressão a 13 km declina, teremos no dia seguinte as situações 1 ou 2 (FG na FPA ou avanço desta última até o Rio Grande do Sul), baixando também o barômetro no solo, em Natal.

d) Belém

Nesta região, praticamente sob o equador, as subidas de pressão sempre são acompanhadas por aquecimento, e as quedas por um resfriamento a 10 e 13 km (figs. 212 a 214). A 6 e 3 km ainda o paralelismo dos dois elementos se mantém de modo geral, tornando-se menos nítido nos níveis inferiores. Isto porque vamos deparar uma mudança sensível nos efeitos da circulação secundária entre a Primavera e Inverno de um lado, e o Verão e Outono de outro (figs. 208 a 210).

O mecanismo das variações é semelhante ao já visto na estação de Natal, e que deverá ser consultado para maior detalhe.

1 — Sob FG na FPA, ou formação de ciclone no sul, o anticiclone superior prefrontal, acima de 3 km, produz uma advecção de SE a S, da estratosfera polar quente e baixa. A pressão cai assim no nível 16 km (fig. 256).

Segue-se, pela ascensão e resfriamento superiores, em tudo ajudados pela advecção de ar (S-SE) das maiores latitudes, uma dilatação das colunas; esta acarreta menor queda de pressão (fig. 216) nos níveis altos, e também o paralelismo das variações de pressão e temperatura (figs. 216, 218).

Inferiormente, a convergência proveniente da queda de pressão redundando, pela “advecção de NE”, no avanço da FIT para o sul; segue-se leve aumento advectivo da pressão no solo, e resfriamento na capa superficial do alíseo (fig. 256), sendo a FIT por fim levada até o Ceará. (No Inverno e Primavera trata-se apenas da linha de convergência litorânea ECZ, e não da genuína FIT, muito ao norte nesta época).

Há, além disso, uma descida inferior de ar que redundando (fig. 215) num aumento parcial da pressão, o qual reduz ou anula a maior queda proveniente da descompressão nas altas camadas (fig. 216).

Devemos lembrar por fim que, limitada pelo litoral a zona de grande aquecimento, criadora da Alta Superior, a FIT, resultante da intrusão de estratosfera baixa, tenderá a se colocar ao longo da costa, aí oscilando depois em função da intensidade da FG, para as Guianas ou o Ceará.

Sob a subsidência inferior as duas inversões do alíseo, adiante descritas, descem e se reforçam. Na primavera tal subsidência é muito forte, sem dúvida agravada pela grande intensidade da divergência na situação de FG. Resulta um aquecimento geral da “troposfera média”, com bom tempo.

No Verão e Outono a inversão desce ainda nesta fase, porém a subsidência inferior domina menos, e sob o “resfriamento geral” a energia positiva provocará rufuras na inversão e chuvas, como veremos adiante (fig. 256).

2 — Sob avanço da massa polar para o trópico, a intensa ação frontal na FPA se reduz, verificando-se em Belém o retorno da estratosfera equatorial, mais fria e elevada (fig. 256). A pressão sobe assim no nível 16 km.

Segue-se, pela descida e aquecimento superiores, em tudo ajudados pela advecção (N-NE) do ar equatorial, uma contração nas colunas; esta acarreta menor queda de pressão (fig. 215) nos níveis altos, mantendo-se contudo o paralelismo, no sentido de aumento, das variações de pressão e temperatura.

Inferiormente porém, a divergência proveniente do aumento da pressão redundante, pela advecção de SE, no recuo da FIT para o norte, sobre as Guianas; segue-se a queda advectiva da pressão no solo, com aquecimento na capa superficial do aliseo (fig. 256).

Há, além disso, uma subida inferior do ar, acarretando (fig. 216) um declínio parcial da pressão, o qual reduz ou anula o maior aumento proveniente da compressão nas altas camadas (fig. 215).

Tal subida de ar vai reduzindo, para a superfície, o aquecimento proveniente da ação estratosférica.

Sob a convecção inferior, as duas inversões do aliseo sobem e enfraquecem, ou se anulam. Na Primavera tal convergência é muito forte, dados os violentos avanços da FPA. Resulta pois um resfriamento geral da "troposfera média", com chuvas e áreas positivas como veremos depois, a subsidência superior sendo menos intensa.

No Verão e Outono porém, as inversões ainda se elevam, mas a convecção inferior é fraca, dada a menor atuação das KF, e sob o "aquecimento geral" a energia negativa acarreta estabilidade e secura, reduzindo as chuvas (fig. 256).

3 — A situação de FPR, ou a de KF no trópico, significam, quando intensas, uma reprodução do caso 1 de FG, com a descida da inversão e demais fenômenos correlatos descritos naquela rubrica.

Já quando a FPR se enfraquece e recua para São Paulo, teremos um aspecto análogo a 2, elevando-se a inversão, com seca no Verão e Outono (fig. 256).

4 — Finalmente, o recuo da WF se assemelha na Primavera e Inverno ao caso 2, porém mais intensificado: a convergência e convecção inferior, bem como a inversão, atingem a sua máxima altura, com forte umidade e chuvas pesadas, sobretudo quando a pseudo-FIT (ECZ) é arrastada até o Ceará (fig. 256).

Trata-se então de avanço máximo da tropopausa equatorial, sob a advecção de N que se orienta para a Baixa do Chaco.

No Verão o efeito é ainda idêntico ao da situação 2, e por isto mesmo, dada a mais fraca convergência inferior, a subsidência em grande altura é forte, a elevação da temperatura trazendo estabilidade e redução das chuvas (fig. 256).

No Outono, por fim, caso intermediário, a situação é de queda na temperatura como em 1 (FG), portanto favorável a chuvas em certos dias, dado o resfriamento geral.

Nota — Malgrado inevitáveis e cansativas repetições, tornou-se imprescindível, no capítulo seguinte, detalhar a circulação pelas quatro estações do ano.

IV — A CIRCULAÇÃO SECUNDÁRIA

INVERNO

1) Rio de Janeiro

1) Em uma *situação normal*, seja o domínio do centro de ação, com FPA estacionária na Argentina, a região permanece sob correntes NE da massa Tm, as quais se estendem até pelo menos 6 km.

a) Sendo tal massa ainda recente, e oriunda de Pm velha, nota-se pela manhã o efeito da radiação noturna, com uma 1.^a inversão de O a 300 m (salto de 4.^o, e variação de 85 a 75% na umidade), geralmente acompanhada por nevoeiro.

b) Caso contrário, serão freqüentes nuvens Sc em tórno a 1 500 m, limitadas superiormente pela base da 2.^a inversão, situada em média de 1 800 a 2 000 m; esta última apresenta um salto de 3.^o, e queda na umidade de 90% para 10%.

O gradiente térmico traduz a turbulência inferior, sendo igual ao adiabático sêco até a inversão; já o teor de mistura se mantém ao redor de 15g, a subsidência do centro de ação somente surgindo acima de 3 km, nível em que a umidade específica (w) cai para 1g.

A massa é pois convectivamente instável, somente podendo produzir chuvas "frontais" ou orográficas. Embora apresente pequena faixa positiva intercalada, é geral o domínio de grande área negativa, com estabilidade termodinâmica, as curvas de ascensão adiabática sêca (até o LCL), e úmida (daí em diante), ficando bem à esquerda da sondagem (fig. 257).

2 — Sob um avanço da FPA proveniente do sul, já sabemos que a pressão vem a baixar, enquanto a temperatura se eleva em todos os níveis cêrca de 8 a 10.^o. Vejamos assim em detalhe a *situação* "anterior" no Rio, durante as várias fases do trajeto da KF.

a) *Percurso frontal Rio da Prata - Rio Grande do Sul*

A inversão se eleva no trópico, passando a uma altura média de 2 300 a 2 600 m, e logo se atenua, com um salto de 2.^o e queda de 85 a 15% na umidade relativa. Tal elevação confirma a ascensão do ar inferior, citada no capítulo 4a.

A turbulência inferior vai-se reduzindo, dado o enfraquecimento da inversão, o mesmo sucedendo à nebulosidade, agora do tipo Cu congestus. O gradiente adiabático ainda se mantém, mas os valores de w declinam a 5g/Kg. O grande aquecimento, que leva a sondagem para a direita do diagrama em A', e a redução pelo mesmo acarretada na umidade relativa (a qual desloca mais para a esquerda as curvas de ascensão sêca e úmida do LCL, em C'), contribuem duplamente para o alargamento da área negativa; esta, agora máxima, significa forte estabilidade, já explicada aliás pela divergência das correntes. Aquela se reduz, como dissemos, com qualquer enfraquecimento da KF.

Os ventos sofrem então uma redistribuição: sopram de NW-N, acompanhando a evolução para massa Tc, do solo à inversão, e de NE acima desta última (2 600 m), onde ainda se verifica a subsidência superior (fig. 237).

b) *Percurso frontal Rio Grande do Sul - Paraná*

Com a aproximação da descontinuidade, a inversão no Rio, que se vinha elevando e reduzindo, acaba por desaparecer, o que diminui bastante a turbulência inferior.

Convém lembrar que a citada elevação e o conseqüente enfraquecimento da inversão, tão comuns nos setores quentes junto às frentes, se deve à *ascensão*

frontal conjunta do ar úmido inferior, seguindo uma evolução pseudo adiabática, e do sêco superior de evolução adiabática: o maior resfriamento dêste último destrói por fim a inversão (fig. 258). Não há portanto incongruência entre o desaparecimento daquela ascensão inferior e a maior estabilidade do ar (descida superior).

A temperatura continua a crescer em tôdas as camadas, o que redundando em forte declínio da umidade para 40 – 50%, enquanto o céu permanece limpo, sob a intensa estabilidade reinante, derivada das grandes áreas negativas. Estas ainda se tornam mais acentuadas com a formação de um ciclone na FPA, o qual aumenta a velocidade das correntes de NW, e com isto a subsidência prefrontal e o aquecimento geral, redundando tudo na maior descida das isentrópicas (fig. 238).

c) *Percurso frontal Paraná – Rio de Janeiro*

Prossegue o declínio da pressão, com aumento da temperatura e estabilidade, sob áreas negativas ainda mais acentuadas. Contudo, a nitidez da Alta Superior prefrontal, agora bem perto do Rio, aí faz se destacarem duas massas diferentes: a inferior Tc, sêca e de ventos NW, alcançando o nível 2,5 km; nesta altura uma inversão, entre 2 500 e 2 800 m, de salto térmico 2° e queda na umidade específica de 7 para 2g, marca a passagem para o ar muito sêco (S) do anticiclone superior, cujas correntes W-SW se estendem de 2,5 até 6 ou 10 km.

A mudança de massas é bem nítida no diagrama de ROSSBY, apresentando-se a superior com fraca umidade e intensa subsidência, seguida mais acima, como é natural, por um acentuado gradiente térmico (fig. 259). Ela confirma plenamente a estrutura dada na fig. 239: ar frio inferior e outro mais quente superior.

Resta-nos finalmente lembrar que em todo o percurso, de *a* até *c*, qualquer estacionamento da frente, ou a respectiva tendência a FL, causam aumento da pressão no Rio, com declínio de temperatura e redução na estabilidade (vide 4).

3 – Cabe-nos agora, no estudo da própria *entrada frontal*, distinguir dois casos:

a) *Passagem da frente reflexa* (FPR), formada ao norte da FP verdadeira, sob ação de FG dentro da própria massa Tm.

Esta FPR (IT tropical), em geral muito rasa, é sempre seguida por uma pequena bôlha de altas pressões. O barômetro se eleva assim no Rio, pelo mecanismo já antes explicado, caindo a temperatura em média 4° (de 0 a 3 km), com aumento do teor de mistura de 4 para 7g. Isto porque os ventos de E trazem à região massa Tm marítima, e assim a umidade sobe logo a 90-100%, enquanto o gradiente se mantém pseudo-adiabático. Nevoeiros ocorrem pela manhã.

Contudo, a fraca altura da descontinuidade se traduz numa inversão, que separa Tm da massa anterior, e ocorre de 2 800 a 3 100 m, com salto de 4°, acima daquele nível persistindo o corpo superior (S), de correntes NW, sujeitas à subsidência.

A queda advectiva de temperatura sob a inversão faz desviar a sondagem para a esquerda no diagrama termodinâmico, enquanto o aumento da umidade específica desloca para a direita as curvas em volta do LCL. Segue-se, portanto, área positiva inferior, mas com instabilidade limitada pelas zonas negativas que se conservaram acima de 3 km.

Surge dêsse modo um céu de Sc e Cu, colocado abaixo da inversão, e via de regra sem chuvas.

b) *Saída da FPR* — prosseguindo esta última no seu trajeto para o Espírito Santo, onde posteriormente sofrerá FL, a região do Rio passa à retaguarda da pequena bôlha de ar Tm que precede a chegada da “verdadeira” FPA. Repete-se então uma situação análoga à 2c. Apenas a inversão sobe a maior altura (3 800 a 4 100 m), com salto de 1°. Ela separa os ventos NW inferiores (de umidade 50%, e que trazem um aumento de 4° na temperatura) dos superiores de SW já referidos, com notável subsidência e valores de $w = 1g$. As áreas negativas se acentuam, retornando o aspecto de estabilidade geral (fig. 237).

c) *Entrada da FPA no Rio*

Caso o ar polar constitua apenas um pequeno anticiclone, com frente já sob FL, a pressão se eleva advectivamente, caindo a temperatura em média 5° na faixa 0-6 km.

Duas inversões surgem: a superior, de passagem a Tm, se encontra relativamente baixa, dada a fraqueza da massa polar, e vai de 1 600 a 1 800 m, com salto de 1°. Os ventos sopram de NW acima de 1,8 km, a subsidência descendo até 3 km no ar Tm. Nuvens Ac cobrem o céu médio, e Sc o próprio ar polar inferior, de correntes SE e umidade 50%. Neste, por subsidência (fig. 239), outra inversão se nota, com salto de 1° desde 750 até 1 000 m, e de 5 para 1 g na umidade específica.

O resfriamento reduz bastante as áreas negativas, formando-se uma instabilidade inferior, que não chega porém a caracterizar zonas positivas.

5 — Sendo o anticiclone polar intenso e frio, o avanço da KF prossegue além do Rio até a Bahia. Na região postfrontal a pressão sobe subitamente, sob massa Pm (ou Pc), e a temperatura declina 8 a 10° em todos os níveis até 4 km, por advecção de SE a SW; o aspecto é bem típico no diagrama de ROSSBY, onde se nota a uniformidade de Θ_e , característica do ar marítimo. Acima do domo frio surge uma *inversão frontal* de 4 000 a 4 200 m, com salto de 5° e queda na umidade (50 para 25%). Passa-se então ao ar Tm, de direção NE, a rampa sendo ocupada por As.

Na massa polar o grau higrométrico se mantém em tórno de 100% até 2,5 km, com gradiente pseudo-adiabático e nuvens de chuva (Ns). O resfriamento inferior (causando recuo para a esquerda na curva de sondagem), e o aumento da umidade específica (que leva para a direita as linhas de evolução no LCL) acarretam áreas positivas e instabilidade básica, com precipitações. Persistem porém, acima de 3 km, as áreas de sinal negativo (fig. 260).

d) No próprio centro da Alta fria a pressão continua a se elevar. Contudo, a subsidência logo se inicia acima de 3 km, causando um aquecimento de 6°,

o qual faz surgir primeiro zonas isotérmicas, e em seguida inversões. Estas se estendem em média de 2 400 a 2 600 m, com salto até 4.º, e queda de 90 para 15% na umidade.

O gradiente inferior se mantém a princípio pseudo-adiabático, favorecendo a formação de Sc, mesmo porque são conservadas as áreas positivas abaixo da nova inversão. Os ventos, antes de SE, evoluem na cauda da Alta para NE, trazendo aquecimento e secura, que fazem mudar lentamente o aspecto dos diagramas para estabilidade, com grandes áreas negativas; estas redundam em céu limpo, e serão tanto mais intensas quanto mais acentuada a nova FG no sul.

3 A — Resta finalmente examinar os casos de PT.

A invasão do ar polar dá-se nesse caso primeiramente em altitude, como um derrame superior. O aumento de peso produz assim uma bôlha de altas pressões no solo, a qual logo se destaca, por um IT sem salto de temperatura, das isóbaras do centro de ação.

As sondagens revelam então: de 0 até 1 500 m massa Tm, quente e sêca, com área negativa; de 1 500 a 4 000 m ar frio, úmido, sob forte ação de mistura, traduzida pela representação em pontos muito próximos (de 1,8 a 3,5 km, por ex.), no diagrama de ROSSBY. O gradiente é portanto acentuado, ultrapassando o valor adiabático sêco, e assim resulta enorme a área positiva, com forte instabilidade, demonstrada por trovoadas e Cb. Segue-se contudo subsidência acima de 4 km, com umidade 15%.

No dia seguinte a mistura "vertical" de ambas as massas produz uma queda de temperatura no solo, e o respectivo aumento nos níveis superiores, ambos variando $\pm 10^\circ$.

Inversões de temperatura são então registradas, descendo a subsidência ao nível 3 500 m.

4 — Recuos típicos de WF não puderam ser analisados no inverno.

2) Salvador

Ia) Sob situação isobárica normal, o centro de ação tende a penetrar na região, onde o barômetro se eleva. A massa Em apresenta a inversão típica do alíseo, de 2 000 a 2 500 m, com salto térmico de 1º, quedas de 100 para 25% na umidade relativa, e 7 a 1g. na específica. A massa inferior, turbulenta e úmida (100%), de forte gradiente, constitui o corpo "fresco", de correntes SE e nuvens Cu-Sc.

Acima de 2 500 m os ventos passam ao quadrante E, sob forte subsidência, com gradiente vertical mais intenso em altitude, a umidade média oscilando em torno de 20%. O diagrama de ROSSBY permite distinguir bem tal massa (S), da inferior do alíseo.

Uma análise termodinâmica revelará área *positiva* intensa, com instabilidade até 3 km, e áreas negativas mais além, sob a divergência superior.

Note-se desde já que a base da inversão se *eleva* sempre com qualquer aumento da pressão, até alcançar o máximo de 3 500 m, quando desaparece.

Ib) O campo frontogenético da costa, e a influência dos ciclones na FPA, costumam dividir o centro de ação em dorsais, separados por IT ou ondas de

leste (EW). Para a “fixação” das chuvas no litoral muito concorre, como sabemos, o aumento de atrito superficial experimentado pelo alíseo na sua passagem ao continente; com a redução de velocidade, a convergência acarreta ascensão e precipitações, reforçadas orograficamente mais ao norte.

A pressão cai, precedendo a chegada dos IT em questão, e sobe novamente após a respectiva passagem; tais variações bárias, máximas no equador, vão diminuindo para sul, até se anularem no trópico.

Persistem nesse caso as duas camadas do alíseo, separadas ou não por uma inversão de 2 600 a 3 000 m, com salto térmico 2°, e queda de 100 para 15% na umidade relativa. Ambas as capas se distinguem nitidamente, com aspecto de WF a 3 km, no diagrama de ROSSBY. Assim reconhecemos num IT:

1.º) A massa inferior *fria*, de forte instabilidade proveniente da grande área positiva, e submetida a ventos de SE-E. O respectivo gradiente se aproxima do adiabático úmido, apresentando o clássico Θ_e constante do ar marítimo, e a temperatura declina em média 5°, sob a evaporação da chuva e convergência do *trough*. Trata-se, neste caso, de subida do ar inferior e da inversão (figs. 254, 216, 218), atingindo a umidade 100% com as precipitações. São comuns aliás os Cb, de base 1 200 m, enquanto a umidade específica persiste na média de 12g.

2.º) Acima de 3 km encontra-se o ar *sêco superior S*, de correntes NE-E quentes, descendentes (fig. 254), e que se estendem para além de 6 km, sob áreas negativas de estabilidade, com *fraca* subsidência (fig. 259).

Ambas as massas formam aliás o conjunto “convectivamente instável”, típico de Em-Tm, e capaz de grandes precipitações por ascensão orográfica, ou nos IT e frentes.

Vejamos agora os efeitos da circulação secundária (fig. 239):

1 — Iniciando-se *fraca* FG na FPA, o centro de ação penetra. Logo que mais intensa, a FG reorienta os ventos, de 3 a 6 km, para a direção NE, já então secos e quentes, dada a divergência resultante do aumento de velocidade (vide o capítulo Rio de Janeiro). As chuvas nos IT são agravadas a princípio, depois reduzidas na situação seguinte.

2 — Como já dissemos, tal situação é apenas um agravamento da anterior. O avanço da FP pelo sul do Brasil ainda mantém, de início, o domínio do centro de ação, com aumento de temperatura e queda na pressão. Dêsse modo, dada a grande distância da Bahia, não se nota nesta zona, como em Mato Grosso, a terminação da divergência pela partida da KF para norte; muito pelo contrário, aquela continua a se fazer notar até a chegada da frente ao trópico. Assim a inversão térmica vai baixando de nível, para ocupar por fim as camadas de 1 500 a 1 800 m, com salto de 1°, enquanto o alíseo inferior ainda se conserva de SE. Não há pois, à falta de convecção, a elevação prefrontal da inversão verificada no Rio, muito ao contrário a sua descida, pela ação de divergência (fig. 235). O diagrama de ROSSBY indica então a passagem a uma 2.ª massa, de transição, desde 1 800 até 3 000 m (com zona isotérmica entre 2,5 e 3 km), e na qual ocorre a grande queda na umidade, de 90 a 15%. Acima de 3 km surge, por fim, intensa subsidência no antigo ar superior S.

O aquecimento redundava agora em fortes áreas negativas, de acentuada *estabilidade*, com apenas pequena área positiva intercalada.

A nebulosidade e as chuvas se reduzem assim tanto mais, quanto mais próxima do trópico estiver a frente. Isto porque a descida do ar, impedindo o fornecimento vertical de mistura pela superfície, reduz os valores de w e eleva o LCL, tudo contribuindo para maior área negativa.

4 — Qualquer ação de FL, na KF a sul da região, tende a provocar um retôrno à situação normal I já descrita, diminuindo a estabilidade, com aumento da pressão e declínio na temperatura.

5 — O avanço da descontinuidade além do Rio de Janeiro, até a Bahia, pode originar em Salvador: 5a) — aumento prefrontal da pressão, sob forma de uma bôlha de Alta, com declínio da temperatura e refôrço na umidade específica; esta atinge grandes valores em altitude, dadas a subida da inversão (até o nível de 3 500 m) e o seu posterior desaparecimento, tudo permitindo a passagem do ar inferior.

É a mesma situação já registrada em Mato Grosso, de convecção e convergência pelo movimento da FP para norte, a qual, favorecendo a elevação do vapor, aumenta os valores de w e reduz o LCL, agravando assim as áreas positivas. Tais sintomas indicam que a KF, dada a sua pouca intensidade, já sofre FL (4) e não alcançará a Bahia.

5b) Em outros casos aparecem os mesmos fenômenos antes descritos para o Rio no item 2, a saber: aumento prefrontal da temperatura, queda de pressão e ventos de NW. Nestas condições a passagem da frente será muito provável.

5c) — A entrada da própria massa Pm ocasiona o crescimento advectivo da pressão, com chuvas frontais e declínio da temperatura, tudo como foi registrado no capítulo anterior (Rio), embora com menor intensidade.

Se a estrutura da KF fôr a de um PT, verifica-se grande resfriamento superior prefrontal entre os níveis de 2 500 a 4 500 m, e relativa instabilidade, ou seja área positiva fraca, com intensa zona negativa em altitude.

3) Natal

I — Numa situação *normal*, sob dorsal de altas pressões, o diagrama de ROSSBY regista a presença das duas massas do alíseo:

A inferior, bastante fresca, se estende do solo a 2 500 m, e apresenta correntes de SE, com forte turbulência e umidade 90%; nela se concentram os maiores valores de w .

Segue-se uma inversão de temperatura, desde 2 500 até 2 900 m, com salto de 2º e aspecto de WF no diagrama em questão, passando-se logo à massa superior, acima de 3 km, muito *quente* e *sêca*, devido à referida inversão que impede a passagem da "mistura" inferior. Sopram naquela massa correntes de N, com subsidência acentuada, e que lhe acarretam uma última inversão, entre 4 300 e 4 500 m (fig. 261), com grande cerramento das isentrópicas.

A estabilidade é muito forte sob áreas negativas extremas, tanto mais intensas quanto maior a pressão. Isto porque não só o aumento da temperatura, desviando a sondagem para a direita, como a redução da umidade, que eleva

o LCL e desloca suas curvas para a esquerda, agem no sentido de alargar as áreas negativas.

A massa é pois convectivamente instável, dada a queda violenta nos valores de w acima da inversão; poderá assim produzir chuvas pesadas sob elevação dinâmica (frontal ou de *trough*), como veremos a seguir.

IIa) *Ondas de leste*

Sob domínio de IT a convergência e convecção acarretam uma “ascensão simultânea” das duas massas do aliseo; a inferior, úmida, evolui segundo o gradiente pseudo-adiabático, deslocando-se para cima e a direita no diagrama de ROSSBY, até se soldar em continuação à massa sêca superior, que ao mesmo tempo se resfriara cêrca de 2° . Assumem ambas então um único aspecto de ar “marítimo”, com Θ_e constante como o do doldrum, o qual se estende da superfície até 4 800 m (fig. 262). É no intercâmbio vertical promovido pela convecção que se podem justificar o aquecimento superficial e o resfriamento superior:

Como dissemos, por ser muito sêca, a massa S segue o gradiente adiabático ($1^\circ/100$), assim se resfriando muito mais que o ar inferior, de evolução pseudo-adiabática. A inversão vai pois se elevando e enfraquecendo até desaparecer, e já então (fig. 263) o livre acesso de vapor das camadas superficiais permite aumentar em altitude os valores de w , cuja isolinha de 5g atinge até 3 km. Cessa pois a instabilidade convectiva, passando a massa a ser convectivamente estável, o que explica a escassez de trovoadas na região, malgrado os Cb.

O gradiente vertical torna-se por fim todo adiabático úmido, sob as fortes precipitações que o uniformizam, a umidade relativa se mantendo elevada, cêrca de 90% até 4 800 m. Formam-se nuvens Ns e Cb com chuvas, a subsidência sômente sendo notada além de 5 km (fig. 262).

Os fenômenos de convecção ficam portanto mais acentuados nos IT sôbre Natal do que na Bahia, onde como dissemos a inversão custava a desaparecer.

Quanto às correntes, de giro ciclônico inferior (E-SE) na “onda de leste”, assumem em geral uma direção de NE acima de 3 km.

Como já foi dito, a causa das chuvas é mais dinâmica que energética.

Os diagramas revelam aliás uma área negativa geral desde o solo até 6 km, embora muito menor que na situação normal I; tal redução da estabilidade provém do resfriamento (que recua para a esquerda a curva da sondagem), e do aumento de umidade (que desloca para a direita as linhas de evolução do LCL). Não existe porém de modo algum a instabilidade que seria de imaginar para tão intensas precipitações (fig. 264).

Ib) Substituída por descida e divergência, a volta à situação normal se verifica logo à retaguarda da “onda de leste”. A inversão ressurgue, primeiramente fraca, com salto no valor de 2° , desde 2 500 até 2 800 m. A temperatura superior recomeça a se elevar, enquanto a umidade específica se reduz. A configuração tipo WF aparece novamente a 3 km, separando o aliseo inferior de SE, com umidade 90% e agora *mais frio*, do ar superior antes úmido, de NE, mas cuja subsidência acentuada, acima de 4 km, lhe acarreta um grau higrométrico de 10%.

A evolução geral é assim para maior estabilidade, como explicamos em I, com fortes áreas negativas, e nebulosidade escassa.

Já agora, cessado o intercâmbio vertical, a umidade específica tem a sua isolinha de 5g novamente limitada ao nível 2 km (fig. 261).

A influência da circulação secundária, mascarada pela passagem dos IT e dorsais antes descritos, será mais bem sentida na inversão do aliseo, cuja altura acompanha, de modo geral, o valor da pressão a 13 km, e portanto no solo, dado o paralelismo em ambos os níveis (fig. 255).

1 — A fase inicial de FG na FPA, e a passagem de oclusões na Patagônia provocam declínio da pressão, e portanto na inversão, que desce ao nível mínimo de 1 900 m, com salto de 3.^o. Registaremos então a presença de dorsais secas, com céu pouco nublado sobre a região em estudo (Fig. 255).

2 — A FG na FPA, e o posterior avanço frontal até São Paulo acarretam de início a subida conjunta do barômetro e da inversão, com ressurgimento das chuvas e IT. Segue-se nova baixa na pressão e no nível da inversão, até:

3 — Estacionamento da KF sobre o Rio de Janeiro — tudo redundando em limpeza do céu.

5a) O progresso da KF entre Rio e Bahia eleva outra vez a inversão até o seu nível máximo (5 000 m), com salto de 1^o e chuvas sobre Natal, como vimos a princípio, sendo a pressão acentuada.

5b) Contudo, se a KF for intensa, a pressão declina no equador pela divergência, e a temperatura se eleva, com céu nublado. Em todos estes casos as áreas se mantêm negativas. Com efeito, sendo o LCL quase fixo nesta zona, dada a constância dos valores, seria preciso enorme resfriamento de toda a atmosfera para que a curva de sondagem passasse à esquerda das de evolução do LCL, resultando em áreas positivas e instabilidade. Isto exigiria a entrada do próprio ar polar, fato muito raro em tais latitudes.

De modo geral, aquela relação entre a altura da inversão e o valor da pressão é análoga à já referida para o interior do país. Assim, se o barômetro se eleva, o fato se deve à “convergência superior” do ar, que produz nas camadas inferiores convecção e subida da inversão. Isto favorece as chuvas dos IT, dado que a ascensão de camadas com gradiente menor que o adiabático as torna mais instáveis, reduzindo pois as inversões.

Se a pressão cai, teremos divergência e subsidência no ar inferior, com agravamento e queda da inversão, ou céu pouco nublado. Realmente, a descida de camadas com gradiente menor que o adiabático as torna mais estáveis, reforçando as inversões.

O mecanismo descrito para o Rio, de elevação das inversões com a queda prefrontal da pressão, não pode mais dêsse modo ocorrer em Bahia e Natal onde, como o indica a fórmula de MARCULES, e dada a baixa latitude, a inclinação da frente será muito reduzida.

4) Belém

Não foram feitas sondagens, durante o Inverno, na região Norte.

PRIMAVERA

1) Rio de Janeiro

1 — Em *situação normal*, seja o domínio do centro de ação, com FPA estacionária na Argentina, a região permanece sob correntes NE da massa Tm até 4 km.

São freqüentes nuvens Sc, limitadas à *base* da inversão, situada em média de 1 500 a 2 100 m; aquela apresenta um salto de 2°, e queda na umidade de 90 para 10%.

O gradiente térmico traduz a turbulência inferior, sendo igual ao adiabático seco até a inversão; já o teor de mistura se mantém ao redor de 11g, enquanto a subsidência do centro de ação surge somente acima de 3 km, com umidade 10% e $w = 0.9g$.

A massa é pois convectivamente instável, e malgrado a pequena faixa positiva intercalada, torna-se geral o domínio de grande área negativa, com estabilidade termodinâmica; quanto às curvas de ascensão adiabática seca, até o LCL, e úmida daí em diante, ficam bem à esquerda da sondagem (fig. 257).

Uma inversão de radiação noturna, estendida de 0-800 m, e com salto de 2 a 5°, é ainda freqüente nesta situação.

2 — Sob um avanço da FPA proveniente do sul, sabemos que a pressão vem a baixar, enquanto a temperatura se eleva em todos os níveis.

Vejamos com mais detalhe a *situação* “anterior” no Rio, durante as várias fases do trajeto da KF.

a) *Percurso frontal Rio da Prata — Rio Grande do Sul*

A inversão torna-se mais rara no trópico, passando à altura média de 2 600 a 2 800 m, com um salto de 2° e queda de 50 a 10% na umidade relativa.

Enquanto isso, a inversão de radiação noturna vai-se reduzindo, dado o aumento no valor de w , que restringe a emissão atmosférica.

A turbulência inferior diminui com o enfraquecimento da inversão, o mesmo sucedendo à nebulosidade, em média 6 de Sc.

A maior umidade superficial conserva o gradiente pseudo-adiabático, com w médio de 10-12g. O grande aquecimento, de 3-4°, que leva a sondagem para a direita do diagrama em A', e a redução pelo mesmo acarretada na umidade relativa (cêrca de 70%), que desloca mais para a esquerda as curvas de ascensão seca e úmida do LCL em C', contribuem duplamente para o alargamento da área negativa; esta, agora extrema, significa forte estabilidade, já explicada aliás pela divergência das correntes. Aquela se reduz, como dissemos, com qualquer enfraquecimento da KF (vide 4-WF).

Os ventos sofrem então uma redistribuição, e sopram de NE até a subsidência superior (fig. 237). Esta principia em geral no nível 3 km, estendendo-se para além de 6 km, com inversão básica de 1°, e quedas violentas na umidade a 10%, e no teor de mistura para 0,7g. Os ventos passam, nestas camadas, à direção S da Alta prefrontal.

b) *Percurso frontal Rio Grande do Sul ao Paraná*

Com a aproximação da descontinuidade, a inversão superior no Rio, que se vinha elevando e reduzindo, acaba por desaparecer, o que diminui bastante a turbulência inferior.

A inversão de radiação noturna, agora mais rara, tem um salto máximo de 1°; convém lembrar que a citada elevação e enfraquecimento da inversão, tão comum nos setores quentes junto às frentes, se deve à ascensão “conjunta” do ar úmido inferior (seguindo uma evolução, pseudo-adiabática) e do sêco superior (de evolução adiabática verdadeira). O maior resfriamento dêste último destrói por fim a inversão (fig. 258).

A temperatura continua a subir 3 a 8° em tôdas as camadas abaixo de 3 km, o que redonda num forte declínio da umidade para 50-60%. O céu permanece quase limpo, sob a intensa estabilidade reinante, derivada das grandes áreas negativas. Estas ainda se tornam mais acentuadas com a formação de um ciclone na FPA, o qual aumenta a velocidade das correntes de NW; crescem assim a subsidência prefrontal (3 a 6 km) e o aquecimento geral (4°), redundando tudo na descida das isentrópicas (fig. 238).

A referida subsidência se acentua sòmente acima de 4 km. Contudo, qualquer resfriamento superior nesta altura permitirá prever, para o dia imediato, o recuo da frente como WF, sendo pois um bom sinal de prognóstico.

c) *Percurso frontal Paraná — Rio de Janeiro*

A criação da FPR acarreta, abaixo de 2 km, o aumento de pressão e o resfriamento adiante expostos, embora a temperatura se eleve acima daquele nível. Fora êste caso, a nitidez da Alta Superior prefrontal, agora perto do Rio, aí faz se destacarem duas massas diversas: primeiro a inferior Tc, sêca e de ventos NW, que alcança até o nível 3 km; a seguir, nesta altura surge a massa também sêca (S), do anticiclone superior, cujas correntes de SW se estendem até 6 ou 10 km. A estabilidade e as áreas negativas aumentam, salvo sob FPR.

Resta-nos apenas lembrar que em todo o percurso, de *a* até *c*, qualquer estacionamento da frente, ou a respectiva tendência à FL, provocam aumento da pressão no Rio, com declínio de temperatura e redução na estabilidade.

3) *Passagem da frente reflexa (FPR)*, formada a norte da FP verdadeira, sob ação de FG dentro da própria massa Tm.

Esta FPR é sempre seguida por um centro de altas pressões. O barômetro se eleva assim no Rio, caindo a temperatura em média 3 a 10° do solo a 1 500 m, com aumento do teor de mistura para 12g, porque os ventos de SE-E trazem à região massa Tm marítima; assim a umidade sobe a 90-100%, enquanto o gradiente se mantém pseudo-adiabático. A frente reflexa assume um “aspecto” de WF no diagrama de ROSSBY, e se traduz numa inversão que separa as duas massas; esta ocorre de 1 500 a 1 800 m, com salto de 5°, surgindo acima o corpo superior (S) de ventos NE, sujeito à subsidência além de 5 km.

A forte queda de temperatura sob a inversão faz desviar a sondagem para a esquerda, enquanto o aumento da umidade específica desloca para a direita as curvas em volta do LCL. Segue-se portanto uma fraca área negativa

inferior, ou menor estabilidade, com áreas positivas de instabilidade somente em altitude.

Surge dêsse modo um céu de Sc e Ns sob a inversão, por vêzes com chuvas, ao passo que a maior cobertura impede as inversões de radiação.

Como já ficou dito, a formação da FPR coincide na Primavera com o recuo da FPA no sul, sob a forma de WF.

4 — WF — As Frentes Quentes não passaram nesta época no trópico, mantendo-se a sul do Paraná. No Rio, a sua influência corresponde ao resfriamento geral, com aumento da pressão, refôrço da umidade relativa para 90%, e da específica a 13 g, declinando a temperatura potencial. Os ventos sopram de NW e a subsidência, agora anulada pela convergência, só é fracamente notada acima de 6 km.

Dada a maior nebulosidade, em geral de Sc, o aspecto de radiação noturna é raro nos diagramas. Êstes apresentam uma fraca região negativa inferior, com acentuada área positiva de instabilidade acima de 2 km, a qual provém da queda de temperatura correspondente à evolução para WF.

Como já foi dito, tal resfriamento faz prever, com 24 h de antecedência, o recuo da frente como WF, e explica a maior nebulosidade registrada.

5 — Não havendo, na época estudada, a massa polar ultrapassado a zona do Rio, deixaremos de analisar as passagens diretas de KF, bem como a situação sob anticiclone frio. E' claro, porém, que a experiência do Inverno servirá perfeitamente para uma orientação a respeito.

2) Salvador

Ia) Sob situação isobárica normal, o centro de ação tende a penetrar na região, onde o barômetro se eleva. A massa Em apresenta a inversão típica do alíseo, de 2 200 a 2 500 m, com salto térmico de 2°, e quedas de 90 para 70% na umidade relativa, mas 8 para 5 g na específica. A massa inferior, turbulenta e úmida (90%), com forte gradiente, constitui o corpo "fresco", de correntes E e nuvens Cu-Sc.

Acima de 2 500 m os ventos se conservam no quadrante E-NE, sob forte subsidência, com gradiente vertical mais intenso em maior altitude, a umidade média oscilando em tôrno de 20%. O diagrama de Rossby permite distinguir bem tal massa (S), da inferior do alíseo.

Uma análise termodinâmica revelará área *positiva* intensa, com instabilidade até 2 km, e áreas negativas mais além, sob a divergência superior.

Note-se desde já que a base da inversão se *eleva* em geral com qualquer aumento da pressão, até alcançar o máximo de 4 000 m, quando desaparece.

Ib) O campo frontogenético da costa, e a influência dos ciclones na FPA costumam dividir o centro de ação em dorsais, separadas por IT (ondas de leste).

A pressão cai, precedendo a "chegada" dos IT em questão, e sobe novamente após a respectiva passagem; tais variações bárias, máximas no equador, vão diminuindo para sul até se anularem no trópico. E' aliás nos máximos de pressão que ocorrem as maiores chuvas.

Persistem nesse caso as duas camadas do alíseo, separadas ou não por uma inversão, de base entre 2 400 e 3 500 m, com salto de 1° ou isoterma, e queda de 90 para 40% na umidade. Ambas as capas se distinguem nitidamente, sua separação assumindo mesmo um aspecto de WF a 2 200 m no diagrama de ROSSBY. Assim reconhecemos num IT:

1º) A massa inferior *fria*, de forte instabilidade proveniente da grande área positiva, e sob ventos de E. O respectivo gradiente se aproxima do adiabático úmido, apresentando o clássico Θ_e constante do ar marítimo, e a temperatura declina em média 4°, sob a evaporação da chuva e convergência do *trough*, ou seja a ascensão do ar inferior (figs. 254, 216, 218). As nuvens, do tipo Ns, elevam a umidade relativa a 90% pela mesma razão, enquanto a específica persiste na média de 12g.

2º) Acima de 3 km encontra-se o ar *sêco* superior S, de correntes NE-E quentes, e que se estende para além de 6 km sob áreas negativas de estabilidade, com *fraca subsidência* (fig. 259).

Ambas as massas formam aliás o conjunto "convectivamente instável", típico de Em-Tm, e capaz de grandes precipitações por ascensão orográfica, ou nos IT e frentes. Quando a inversão chega a desaparecer, a chuva atinge maior intensidade (fig. 262), passando as áreas a serem tôdas positivas.

Vejamos agora os efeitos da circulação secundária (fig. 254):

1 — Iniciando-se fraca FG na FPA o centro de ação penetra. Logo que mais intensa, a FG reorienta os ventos, de 3 a 6 km, para a direção NE, já então secos e quentes, dada a divergência inferior resultante do aumento de velocidade, como foi antes explicado. As chuvas nos IT são agravadas a princípio, e depois reduzidas no fim da situação seguinte.

2 — O avanço da FP pelo sul do Brasil ainda mantém, de início, o domínio do centro de ação, com aumento de temperatura e da pressão, a qual só voltará a cair com maior proximidade da KF. Assim a princípio a inversão se eleva, favorecendo as chuvas de IT. Depois vai baixando de nível (fase 3), para ocupar por fim as camadas de 1 900 a 2 500 m, com salto de 1° ou isoterma, enquanto o alíseo inferior ainda se conserva de E. O diagrama de ROSSBY indica então a passagem a uma 2a. massa, de transição, desde 2 200 até 3 000 m, com zona isotérmica entre 2,5 e 3 km, e na qual ocorre a grande queda na umidade, de 90 a 40%. Acima de 2,5 km surge por fim intensa subsidência no antigo ar superior S.

O aquecimento redundando agora em fortes áreas negativas, de acentuada *estabilidade*, com apenas pequena área positiva intercalada.

A nebulosidade e as chuvas se reduzirão assim tanto mais, quanto mais próxima do trópico estiver a frente (3). Isto porque a descida do ar, impedindo o fornecimento vertical de mistura pela superfície, reduz os valores de w e eleva o LCL, contribuindo tudo para maiores áreas negativas. Como já foi dito, a pseudo-adiabática de evolução do LCL é mais ou menos constante, as áreas ficando pois negativas sob aquecimento geral, e positivas pelo resfriamento: Aquela constância é devida à monotonia de massas no trópico, onde pouco mudam os valores superficiais (fig. 254).

4 — Qualquer ação de FL na KF, a sul da região, ou o respectivo recuo como WF, tendem a arrastar para o interior o centro de ação. A princípio a pressão e temperatura elevadas permitem chuvas. Depois se dá a evolução para o caso 1 (FG).

5 — Não ocorreu na época examinada.

3) Natal

I — Numa situação normal, sob dorsal de altas pressões, o diagrama de ROSSBY regista a presença das duas massas do aliseo:

A inferior, bastante fresca, se estende em média do solo a 1 900 m, e apresenta correntes de SE, com turbulência acentuada e umidade 90%; nela se concentram os maiores valores de w , continuamente crescentes, por não poderem se distribuir em altitude.

Segue-se uma inversão de temperatura, desde 1 900 até 2 300 m, com salto de 1° , e aspecto de WF no diagrama em questão, passando-se logo à massa superior S, acima de 3 km, muito *quente e seca*, devido à referida inversão que impede a passagem da mistura inferior.

Apresenta aquela massa correntes de E-NE, com subsidência acentuada, e que lhe acarretam uma última inversão, entre 4 800 e 5 000 m (fig. 261), com grande cerramento das isentrópicas.

A estabilidade é muito forte, sob áreas negativas extremas. Isto porque não só o aumento da temperatura, desviando a sondagem para a direita, como a redução da umidade (que eleva o LCL e desloca suas curvas para a esquerda) tendem a alargar as áreas negativas, reduzindo ou anulando as precipitações.

A massa é pois convectivamente instável, dada a queda violenta nos valores de w acima da inversão, e poderá produzir chuvas pesadas sob elevação dinâmica (frontal ou de *trough*), como veremos a seguir.

IIa) Onda de leste

Sob domínio de IT, a convergência e convecção acarretam uma ascensão simultânea das duas massas do aliseo; a inferior, úmida, evolui segundo o gradiente pseudo-adiabático, deslocando-se para cima e a direita no diagrama de ROSSBY, até vir a se soldar em continuação à massa seca superior, cuja temperatura se conserva. Assumem ambas então um único aspecto, que se estende da superfície até 5 000 m (fig. 262). E' no intercâmbio vertical promovido pela convecção que se podem justificar o aquecimento superficial e o resfriamento superior.

Como dissemos, por ser muito seca, a massa S segue o gradiente adiabático ($1^{\circ}/100\text{m}$), assim se resfriando mais que o ar inferior, de evolução pseudo-adiabática. A inversão vai pois se elevando e atenuando; já então (fig. 263) o livre acesso de vapor das camadas superficiais permite aumentar em altitude os valores de w , cuja isolinha de 5g atinge o nível de 3 km. A evaporação das chuvas contribui igualmente para um tal aumento.

O gradiente vertical torna-se por fim todo adiabático úmido, sob as fortes precipitações que o uniformizam, a umidade relativa se mantendo elevada, cêrca

de 90% até a inversão. Formam-se nuvens Ns e Cb com chuvas, somente sendo notada a subsidência além de 5 km (fig. 262).

Os fenômenos de convecção ficam portanto mais acentuados nos IT sobre Natal que mais a sul na Bahia, onde como dissemos a inversão custava a desaparecer. Mesmo assim, a época é em média menos favorável para chuvas que o Inverno, conservando-se a inversão quase sempre.

Quanto às correntes, de giro ciclônico inferior (E-SE) nas "ondas de leste", assumem em geral uma direção de N-NE acima de 3 km.

Como já foi dito, a causa das chuvas é mais dinâmica que energética. Os diagramas revelam aliás uma área positiva acentuada; tal instabilidade provém do resfriamento (que recua para a esquerda a curva da sondagem), e do aumento da umidade (que desloca para a direita as linhas de evolução do LCL). Daí resultam algumas chuvas intensas, com IT sobre ou perto de Natal.

Ib) Substituída por descida e divergência, a volta à situação normal se verifica logo à retaguarda da "onda de leste".

A inversão ressurgue, primeiramente fraca, com salto no valor 1° desde 2 300 até 2 500 m. A temperatura superior recomeça a se elevar, enquanto a umidade específica se reduz. A configuração tipo WF aparece novamente a 3 km, separando o aliseo inferior de SE, com umidade 90% e agora *mais frio*, do ar superior antes úmido de NE, mas cuja subsidência acentuada, acima de 4 km, lhe acarreta um grau higrométrico de 10%.

A evolução geral é assim para maior estabilidade, como explicamos em I, com fortes áreas negativas e nebulosidade escassa.

Já agora, cessado o intercâmbio vertical, a umidade específica tem a sua isolinha de 5g novamente limitada ao nível de 2 km (fig. 261).

A influência da circulação secundária, mascarada pela passagem dos IT e dorsais antes descritos, será mais sentida na inversão do aliseo, cuja altura acompanha, de modo geral, o valor da pressão a 13 km, e com menor aproximação no solo. Assim (fig. 255).

1 — A fase final de FG na FPA, com avanço da KF ao *Rio Grande do Sul*, provoca em Natal declínio da pressão, e portanto na inversão, que desce ao nível mínimo de 1 100 m, com salto de $1-2^{\circ}$. Registraremos então, nas épocas de *pressão muito baixa*, a presença de dorsais secas, com céu nublado em Natal, as chuvas se desviando para SW em Alagoas, até desaparecerem por fim. Contudo o *resfriamento geral*, que acompanha esta fase, provoca a princípio a formação de *áreas positivas*, com forte instabilidade. Se a pressão se conservar em valores elevados, acima de 1 014 mb (embora declinando pela FG), a inversão permanecerá alta, e a formação dos IT acarretará chuvas pesadas.

As maiores, melhor dizendo, as únicas áreas positivas extensas, surgem em Natal nesta fase (permanência da KF no *Rio Grande do Sul*).

2 — O avanço posterior da frente até São Paulo acarreta uma subida conjunta do barômetro e da inversão (fig. 255).

O aumento geral da temperatura produz agora grande alargamento das áreas negativas de estabilidade, mais aumentadas pela queda na umidade relativa. Contudo, o céu será nublado se o valor geral da pressão for fraco. Se mais

elevado, a subida da inversão permitirá a formação de IT com chuvas, *malgrado* a estabilidade geral.

3 — Os IT surgem mais acentuados nesta fase, com a presença da FPR no Rio de Janeiro, sendo elevada a pressão em Natal, como já foi dito.

4 — *WF* — Durante os recuos frontais no sul a inversão desce (1,7 a 1,9 km, com salto 2-3°), tudo devido ao declínio da pressão. A temperatura, ainda elevada, acarreta áreas negativas de estabilidade, e o céu permanece limpo ou pouco nublado de Cu.

Os IT, como já dissemos, se desviam para SW em Alagoas, ficando Natal sob dorsais secas.

5 — Os casos de avanço da KF além do trópico não ocorreram na época em exame; contudo, o aumento da pressão acarretará aquecimento e estabilidade.

De modo geral, aquela relação entre a altura da inversão e o valor da pressão é análoga à já referida para o interior do país: Assim, se o barômetro se eleva, o fato se deve à “convergência superior” do ar, que produz convecção e subida da inversão, favorecendo as chuvas dos IT, dado que a ascensão de camadas com gradiente inferior ao adiabático as torna mais instáveis, reduzindo pois as inversões.

Se a pressão cai, isto significa divergência e subsidência, com agravamento e queda da inversão, ou céu pouco nublado. Realmente, a descida de camadas com gradiente inferior ao adiabático as torna mais estáveis, reforçando as inversões.

4) Belém

Em Belém não mais existe propriamente a “inversão” do alíseo, substituída por uma camada isotérmica, com base em altura variável de 1 800 a 3 000 m, dada a posição da estação no extremo continental do centro de ação. Nova inversão de 1°, ou isoterma, ocorre acima de 3 500 m, oscilando a respectiva altitude paralelamente à da 1a. isoterma. A mais alta provém da subsidência nos níveis elevados, e corresponde a áreas negativas de estabilidade.

De modo geral, sempre que a base da isoterma desce, a temperatura no solo declina. Isto porque tal descida significa subsidência superior, com isolamento da capa superficial do alíseo, que assim se resfria pela contínua advecção de E. Tal fato sucede, como veremos, na fase 1 de FG na FPA. Vice-versa, a temperatura subirá na superfície com a elevação ou desaparecimento da inversão, dado que a simples turbulência permite a descida de calor dos níveis altos para o solo, uma vez que o gradiente é sempre inferior ao adiabático seco.

Quanto aos diagramas energéticos, dois princípios devem ser notados: as áreas positivas, de instabilidade, se reforçam pelo crescimento do valor superficial de w , o qual desloca para a direita as curvas de evolução; aumentam igualmente com a queda geral da temperatura, que coloca a curva de sondagem à esquerda das evolutivas. Tais fases, de frio e elevada umidade, serão pois favoráveis à chuva. Pelo contrário, as épocas quentes e de baixa umidade resultarão em áreas negativas de estabilidade, com seca acentuada.

1 — Assim, na ocasião de FG e divergência, a isotermia desce a níveis mínimos, entre 1 800 e 2 500 m, dada a intensa subsidência superior (fig. 256). Esta, que se verifica acima de 3 800 m, acarreta uma segunda isotermia, em média na altura 4 200 m.

A umidade relativa, de 90% na capa superficial do alíseo (onde a específica varia de 18 a 11g), cai acima da 1a. isotermia para 20-30%; sobe depois novamente a 60% na faixa inicial do contra-alíseo, para descer por fim a 10% na camada mais alta de subsidência. Aquêl aumento superior da umidade para 60% acarreta um aspecto típico de WF a 3,5 km no diagrama de ROSSBY, onde duas massas se distinguem nitidamente, a superior, de tipo marítimo e Θ constante, devendo provir do doldrum, através do contra-alíseo de N

O início do período mais sêco, de FG, é caracterizado primeiramente nos diagramas pela descida da subsidência até o nível 4 000 m; com o aquecimento conseqüente o valor da temperatura potencial logo se eleva, enquanto, pela agravação da isotermia, e reduzido o intercâmbio vertical, a isopleta de $w = 5g$ desce a níveis mais baixos (fig 261).

Verifica-se então o fim das chuvas, com a diminuição da nebulosidade e o recuo da linha de convergência para as Guianas, não alcançadas pela ação de FG na FPA

As áreas nos diagramas serão negativas inferiormente, pois como dissemos a situação é *estável*, devido à temperatura elevada e ao baixo valor de w no solo; elas se caracterizam sobretudo no primeiro avanço da KF para o Rio Grande do Sul, havendo porém áreas positivas fracas superiores

2 e 3 — Sob avanço da KF no sul, a convergência acarreta uma elevação rápida de ambas as camadas isotérmicas, culminando no seu ulterior desaparecimento E' a clássica "realização", no doldrum ou na FIT, da instabilidade convectiva do alíseo

Assim é que a 1a. isotermia se apresenta em alturas variáveis, de 2,4 a 3,0 km, ou mesmo desaparece. Enquanto isso a base da 2a. isotermia ocorre desde 3,6 até 6 km, ou não existe

A subsidência é agora rechaçada para maiores altitudes, ocorrendo o seu limite inferior entre 4,5 e 6,0 km, neste último caso com fortes chuvas na linha de convergência (pseudo FIT)

A umidade relativa se conserva elevada, entre 90 e 100%, desde o solo até a isotermia, onde cai a 20%, para voltar novamente a 60% no contra-alíseo

O maior intercâmbio com o ar superior reduz agora os valores da umidade específica, na capa superficial, para 14 a 6g, enquanto aumenta os das camadas 2-4 km, atingindo a isolinha $w = 5g$ níveis muito elevados

Persiste assim, a princípio, o aspecto de WF no diagrama de ROSSBY a 3 km, com a separação das duas massas. Em fases mais adiantadas somente uma será notada, quando o gradiente geral se torna pseudo-adiabático devido às chuvas

A convergência e a conseqüente elevação da isotermia permitem agora um forte movimento de convecção, que acarretará na costa norte chuvas e maior nebulosidade; tudo isto proveniente da pseudo FIT (ECZ), cuja maior intensidade se verifica no desaparecimento da inversão, época em que a pressão no solo é também mais alta

Por fim, o intercâmbio com os níveis superiores produz leve aquecimento na superfície, por vezes desmentido pela evaporação da chuva.

Com o declínio geral da temperatura, dá-se agora acentuada evolução para áreas positivas de instabilidade, ocorrendo o mínimo térmico, nas camadas médias, com a KF em São Paulo ou no Rio (fase 3).

Os valores de w , que diminuem a princípio, elevam-se rapidamente depois sob a evaporação da chuva, reforçando assim a instabilidade e as precipitações (fig. 256)

4 – Com o recuo da WF para sul, nas latitudes 20-40°, a advecção de N permite finalmente levar até o Ceará a pseudo FIT que se encontrava em Belém, enquanto nesta última estação as chuvas se agravam, na larga área de instabilidade.

A cota-base da 1ª isoterma (variável de 1 800 a 2 800 m) regista bem o fenômeno: com a FIT sobre Belém, aquela ocorria em altitude regular. Logo que a descontinuidade avança para o Ceará, a referida base se eleva, desaparecendo por fim com o reforço das chuvas. Contudo, 24 h antes da FIT retornar a Belém, já a isoterma desce novamente nesta última estação, fato que poderá servir como um elemento de previsão.

A umidade se apresenta com valores máximos de 100% até a isoterma, e que se conservam até além do nível 6 um em dias de chuva; êles declinam mais acima a 40, e finalmente 10% já na subsidência superior.

Esta última ocorre além de 4 ou mesmo 6 km, com a sua base, correspondendo à 2ª. isoterma, situada muito alta, entre 4,6 e 6 km, ou mesmo não existindo.

A umidade específica varia no aliseo inferior de 14 a 5g.

Dada a intensa convecção, o aspecto será o de uma única massa no diagrama de ROSSBY, coincidindo com o resfriamento geral pela evaporação das fortes chuvas, e o decréscimo na radiação solar sob a grande cobertura (fig. 262).

Caso a massa polar do hemisfério Norte tenha invadido as Antilhas, a respectiva advecção de N acarretará resfriamento superior, e portanto pancadas e trovoadas, por ser relativamente menor a queda térmica no solo.

A temperatura, que atinge um mínimo nos dias de mais forte avanço da KF ao trópico, conserva-se baixa durante o recuo da WF; os valores de w são igualmente reduzidos, o que raras vezes consegue destruir a forte instabilidade e as chuvas resultantes da fraca temperatura (fig. 256).

1 – Finalmente, sob nova FG logo retorna a situação já descrita, voltando a inversão a declinar em toda a região, com recuo para as Guianas da zona chuvosa. A temperatura se eleva rapidamente, o mesmo sucedendo à umidade específica inferior.

Veremos adiante que a evolução do tempo será praticamente “oposta” à descrita acima, durante o Verão e Outono. Na Primavera, com efeito (e deve ocorrer o mesmo no Inverno), a ação das frentes polares é mais dieta, produzindo em Belém resultados que se assemelham aos obtidos no Rio.

VERÃO

1) Rio de Janeiro

1 — *Em situação normal*, seja o domínio do centro de ação, com FPA estacionária na Argentina, a região permanece sob correntes NW da massa Tm, até 3 km.

O gradiente térmico traduz a instabilidade inferior; já o teor de mistura se mantém na média de 15 g, com umidade 100%, a subsidência do centro de ação somente surgindo acima de 4-6 km, sob grau higrométrico de 20% e $w = 0.9g$. Nebulosidade em geral 8, de Sc-Cu.

A massa é pois convectivamente instável, apresentando áreas negativas inferiores e positivas superiores, sem chuvas portanto; as inversões de radiação noturna são contudo muito raras no Verão.

2 — Sob um avanço da FPA proveniente do sul, sabemos que a pressão vem a baixar, enquanto a temperatura se eleva em todos os níveis. Somente nos foi possível averiguar aliás, o percurso frontal Rio da Prata-Paraná (fig. 239).

Não existe no Rio uma inversão de temperatura, nem mesmo junto ao solo, dado o aumento no valor de w , que reduz a emissão da atmosfera.

O aspecto da massa é assim o de Ec, quente e úmida no diagrama de ROSSBY, e a nebulosidade média se mantém forte, seja 8 a 10 de Sc-Cu.

A maior umidade superficial conserva o gradiente pseudo-adiabático, com w médio de 15-16 g, caindo a 8-9 g acima de 3 km. O grande aquecimento, de 5-6°, leva a sondagem para a direita do diagrama, mas a pequena redução pelo mesmo acarretada (100 a 80%) na umidade relativa faz deslocar “também para a direita”, embora menos, as curvas de ascensão seca e úmida do LCL em C' (fig. 265).

Tudo contribui assim para reduzir a área positiva, com a criação de outra negativa inferior que significará maior estabilidade, já explicada aliás pela divergência das correntes. A área positiva aumenta porém com qualquer enfraquecimento da KF (vide 4-WF).

Os ventos sofrem então uma redistribuição, passando a NW, e depois W já com a frente muito próxima. Quando esta última estaciona ou enfraquece, inversões surgem, com salto de 1° acima de 3 km. A estabilidade inferior acarreta assim uma forte redução das chuvas tropicais, mesmo sob a presença da FPR, e malgrado as áreas positivas acima de 2,5 km.

Resta-nos apenas lembrar que em todo o percurso, de *a* até *c*, qualquer estacionamento da frente, ou a respectiva tendência a FL, causam aumento da pressão no Rio, com declínio de temperatura e redução na estabilidade (fig. 239).

3) *Passagem da frente reflexa* (FPR). Esta se forma a norte da FP verdadeira, sob ação de FG dentro da própria massa Tm.

E', aliás, sempre seguida por um centro de altas pressões: o barômetro se eleva assim no Rio, caindo a temperatura em média 3 a 5° do solo a 1 500 m, com redução do teor de mistura para 13 g, porque os ventos, agora de E,

trazem à região massa mais fria; assim a umidade se mantém (90-100%), estabelecendo um gradiente pseudo-adiabático. A "frente reflexa" não assume porém desta vez o "aspecto" de WF no diagrama de ROSSBY, e antes se traduz numa inversão, que separa as duas massas e ocorre a 3 000 m, com salto de 2.º; surge acima o corpo superior (S) de ventos W-SW, sujeito à subsidência além de 4 km.

A forte queda de temperatura sob a inversão faz desviar bastante a sondagem para a esquerda, enquanto a redução da umidade específica desloca no mesmo sentido, porém de muito menos, as curvas do LCL. Segue-se, portanto, uma retração da área negativa inferior, com aumento das positivas de instabilidade em altitude (fig. 265).

Surge dêsse modo um céu 8-10 de Sc e Ns (ou Cu) sob a inversão, por vezes com chuvas fracas.

Como já ficou dito, a formação da FPR coincide com o recuo da FPA no sul, sob a forma de WF.

4 — WF — As frentes quentes não passaram no Verão pelo trópico, apenas recuaram a sul do Paraná. No Rio a sua influência significa resfriamento, com subida de pressão, refôrço da umidade relativa para 100%, e da específica até 15g, declinando a temperatura potencial. Os ventos sopram de NW-W e a subsidência, dada a convergência, deixa de ser notada. Convém frisar porém que nos níveis altos a umidade declina a 70-80%.

A nebulosidade atinge em geral 10 de Sc-Ns. Os diagramas apresentam, como já foi explicado para a FPR, acentuada área positiva de instabilidade desde o solo, proveniente da queda de temperatura que se produz com a evolução para WF. Chuvas intensas ocorrem então no Rio, sob FPR ou IT.

Segundo já foi dito, tal resfriamento faz prever, com 24 h de antecedência, o recuo da frente como WF, e explica a maior nebulosidade registrada (fig. 239).

5 — Não havendo, na época estudada, a massa polar ultrapassado a faixa do trópico, deixaremos de analisar as passagens diretas de KF, bem como a situação sob anticiclone frio. E' claro, porém, que a experiência do inverno ainda servirá para uma orientação a respeito.

2) Salvador

Ia) Sob situação isobárica normal o centro de ação tende a penetrar na região, onde o barômetro se eleva. A massa Em apresenta a inversão típica do alíseo, de base a 1 000 m em média, mas com isoterмия sòmente, e quedas de 90 para 70% na umidade relativa ou 14 a 11 g na específica. A massa inferior turbulenta e úmida (90%), de forte gradiente, constitui o corpo "fresco" de correntes E e nuvens Cu-Sc.

Acima de 2 500 m os ventos se conservam no quadrante NE, passando a N-NW a 6 km sob forte subsidência, com gradiente vertical mais intenso em maior altitude, a umidade média oscilando em tôrno de 20%. O diagrama de ROSSBY permite distinguir bem tal massa (S), da inferior do alíseo.

Uma análise termodinâmica revela nesta época área positiva intensa *além* de 2km, e zonas negativas mais *abaixo*, resultando em estabilidade geral.

lb) O campo frontogenético da costa e a influência dos ciclones na FPA costumam dividir o centro de ação em doisais, separadas por IT (ondas de leste).

A pressão cai, precedendo a "chegada" dos IT em questão, e sobe novamente após a respectiva passagem; tais variações bárias, máximas no equador, vão diminuindo para sul, até se anularem no trópico

Persistem nesse caso as duas camadas do alíseo assumindo mesmo sua separação um aspecto de WF a 2-2,5 km no diagrama de ROSSBY. Assim reconhecemos, sob IT:

1.º) A massa inferior fria, com estabilidade proveniente da grande área negativa, e ventos de E. O respectivo gradiente se aproxima do adiabático úmido, e a temperatura pouco declina. As nuvens, do tipo Sc, formam-se em zona de umidade média 90%, enquanto a específica persiste em 16 g

2.º) Acima de 3 km encontra-se o ar seco superior S, de correntes N-NW quentes, e que se estendem para além de 6 km, sob áreas positivas de instabilidade, mas com subsidência (fig. 259).

Ambas as massas formam pois no Verão um conjunto "incapaz" de produzir grandes precipitações, como sucedia no Inverno, dadas as áreas negativas

Vejamos agora os efeitos da circulação secundária:

1 — Iniciando-se fraca FG na FPA, o centro de ação penetra. Logo que mais intensa, a FG reorienta os ventos, de 3 a 6 km, para a direção N-NW, já então secos e quentes, dada a divergência inferior resultante do aumento de velocidade, como foi antes explicado

As chuvas são agravadas a princípio, depois reduzidas no fim da situação seguinte (fig. 254).

2 — O avanço da FP pelo sul do Brasil ainda mantém, de início, o domínio do centro de ação, com aumento da temperatura e da pressão, esta última voltando a cair porém, com a maior proximidade da KF (3). Assim a inversão (isotermia) logo se eleva, favorecendo as chuvas dos IT, e desaparece por fim com aquelas. O diagrama de ROSSBY indica a princípio duas massas, com aspecto de WF desde 1 500 até 3 000 m, camadas em que ocorre a grande queda na umidade, de 90 para 40%. Acima de 4-6 km surge por fim intensa subsidência no antigo ar superior S, e tanto maior quanto mais próxima a KF

O aquecimento redundava agora em fortes áreas negativas, de acentuada *estabilidade*, com apenas pequena área positiva superior, a qual desaparece mesmo quando a KF atinge São Paulo. Névoa seca surge então na Bahia

A nebulosidade e as chuvas se reduzem assim tanto mais, quanto mais próxima do trópico estiver a frente (3). Isto porque a descida do ar, impedindo o fornecimento vertical de mistura pela superfície, reduz os valores de w e eleva o LCL, contribuindo tudo para maiores áreas negativas. Como já foi dito, a pseudo-adiabática de evolução do LCL é mais ou menos constante, as áreas ficando pois negativas sob aquecimento geral, e positivas pelo resfriamento. Aquela constância é devida à monotonia de massas no trópico, onde pouco mudam os valores superficiais

4 — Qualquer ação de FL na KF a sul da região, ou o respectivo recuo como WF, tendem a arrastar para o interior o centro de ação, trazendo IT e chuvas. Segue-se a passagem à fase I, de FG.

5 — Não ocorreu na época em exame.

3) Natal

I — Numa situação normal, sob dorsal de altas pressões, o diagrama de ROSSBY regista a presença das duas capas do alíseo:

A inferior, bastante fresca, se estende em média do solo a 1 500 m, e apresenta correntes de E, com turbulência acentuada e umidade 90%; nela se concentram os maiores valores de w , continuamente crescentes, por não poderem se distribuir em altitude.

Segue-se uma inversão de temperatura, em camada de 300 m, com salto de 1° ou isotermia, e depois a massa superior S, acima de 3 ou 4 km; esta muito quente e seca, devido à referida inversão que impede a passagem da mistura inferior.

Apresenta aquela massa correntes de E a NE, com subsidência acentuada, e que lhe acarretam uma nova inversão, na altura de 4 ou 5 km, com grande cerramento das isentrópicas (fig. 261).

A estabilidade se torna muito forte, sob áreas negativas extremas, sempre que um aumento da temperatura faz desviar a sondagem para a direita; também a redução da umidade (que eleva o LCL e desloca suas curvas para a esquerda) tende a alargar as áreas negativas, anulando as precipitações, e produzindo nebulosidade 4-5 de Cu, Sc.

A massa é pois convectivamente instável, dada a queda nos valores de w acima da inversão, e só poderá produzir chuvas sob elevação dinâmica (frontal ou de *trough*), como veremos a seguir.

IIa) Onda de leste

Sob domínio de IT, a convergência e convecção acarretam uma ascensão simultânea das duas camadas do alíseo; a inferior, úmida, evolui segundo o gradiente pseudo-adiabático, deslocando-se para cima e a direita no diagrama de ROSSBY, até vir a se soldar em continuação à massa seca superior, cuja temperatura declina. Assumem ambas então, por vezes, um único aspecto, que se estende da superfície até 5 000 m (fig. 262). E' no intercâmbio vertical promovido pela convecção que se podem justificar o aquecimento superficial e o resfriamento em altitude. Noutros casos, a massa úmida superior, proveniente do *doldrum*, conserva o aspecto de WF.

Como dissemos, por ser muito seca, a massa S segue o gradiente adiabático ($1^{\circ}/100\text{m}$), assim resfriando-se mais que o ar inferior, de evolução pseudo-adiabática. A inversão vai pois se elevando (1 900-2 000 m) e atenuando; já então (fig. 263) o livre acesso de vapor das camadas superficiais permite aumentar em altitude os valores de w , cuja isolinha de 5g atinge os níveis de 3 e até 4 km.

O gradiente vertical não chega porém a evoluir para adiabático úmido, dadas as escassas precipitações, mantendo-se a umidade relativa elevada, cêrca de 90% até a inversão. Formam-se nuvens Cu-Sc (6-7 partes), sendo notada a subsidência somente além de 4-5 km (fig. 262), ou mesmo não aparecendo até 6 km.

Os fenômenos de convecção ficam menos acentuados nos IT sôbre Natal que mais a sul na Bahia, e assim a época será praticamente sêca, conservando-se a inversão quase sempre.

Quanto às correntes, de giro ciclônico inferior (E-SE) na "onda de leste", assumem em geral uma direção de E-NE acima de 3 km.

Como já foi dito, a causa das chuvas é mais dinâmica que energética. Os diagramas revelam aliás uma área positiva acentuada; tal instabilidade provém do resfriamento, sobretudo superior, que recua para a esquerda a curva da sondagem, e do aumento da umidade, o qual desloca para a direita as linhas de evolução do LCL. Daí resultam chuvas, embora fracas, com IT sôbre ou perto de Natal.

Ib) Substituída por descida e divergência, a volta à situação normal se verifica logo à retaguarda da "onda de leste".

A inversão torna a se pronunciar, com salto no valor de 1°, a 1 600 ou 1 800 m. A temperatura superior recomeça a subir, enquanto a umidade específica se reduz. A configuração tipo WF ressurge novamente a 2 km, separando o alíseo inferior de SE, com umidade 90% e agora *mais* frio, do ar superior antes úmido de E-NE, mas cuja subsidência acentuada, acima de 3,5 km, lhe acarreta um grau higrométrico de 10%.

A evolução geral é assim para maior estabilidade, como explicamos em I, com fortes áreas negativas e nebulosidade escassa.

Já agora, cessado o intercâmbio vertical, a umidade específica tem a sua isolinha de 5g novamente limitada ao nível de 2 km (fig. 261).

A influência da circulação secundária, mascarada pela passagem dos IT e dorsais antes descritas, será mais sentida na inversão do alíseo, cuja altura acompanha, de modo geral, o valor da pressão a 13 km, e com menor aproximação o do solo (fig. 255). Assim:

1 — A fase final de FG na FPA, com avanço da KF ao Rio Grande do Sul, provoca em Natal declínio barométrico, e portanto na inversão, a qual desce ao nível mínimo de 1 000 m, com salto de 1°. Registaremos então, nas épocas de pressão muito baixa, a presença de dorsais sêcas, com céu nublado em Natal. Contudo, o resfriamento geral que acompanha esta fase provoca a *princípio* a formação de áreas positivas, com forte instabilidade e chuvas de IT, as únicas aliás no Verão.

As maiores áreas positivas surgem mesmo em Natal nesta fase (permanência da KF no Rio Grande do Sul).

2 — O avanço posterior da frente até São Paulo acarreta uma subida conjunta do barômetro e da inversão.

O aumento geral da temperatura produz agora grande formação de áreas negativas (estabilidade), mais aumentadas pela queda na umidade relativa

superficial. Contudo o céu será nublado (Cu, Sc) se o valor geral da pressão fôr fraco. Se mais elevado, a subida da inversão permitirá a formação de IT e chuvas fracas, malgrado a estabilidade geral. Com avanços da KF a subsidência se eleva sempre em Natal, até os níveis 5-6 km.

3 — Os IT surgem mais acentuados nesta fase, com a presença da FPR no Rio de Janeiro, sendo a pressão elevada em Natal, como já foi dito.

4 — WF — Durante os recuos frontais no sul a inversão baixa para 1,2 a 1,5 km, tudo devido ao declínio da pressão. A temperatura diminui inferiormente, o que acarreta áreas positivas de instabilidade, mas o céu permanece pouco nublado de Cu. A umidade cresce em altitude, formando-se *troughs* por fim quando retorna a fase I, de FG.

5 — Tais casos, de avanço da KF além do trópico, não ocorreram na época em exame; contudo, o aumento da pressão acarretará aquecimento e estabilidade.

De modo geral, aquela relação entre a altura da inversão e o valor da pressão é análoga à já referida para o interior do país: Assim quando o barômetro se eleva, o fato é devido à “convergência superior” do ar, que produz convecção e subida da inversão, favorecendo as chuvas dos IT; isto porque a ascensão de camadas com gradiente inferior ao adiabático as torna mais instáveis, reduzindo pois as inversões.

Se a pressão cai, o fato significa divergência e subsidência, com agravamento e queda da inversão, ou céu pouco nublado. Realmente, a descida de camadas com gradiente inferior ao adiabático as torna mais estáveis, reforçando as inversões.

Vemos aliás que há sempre um curioso efeito de oposição: a subida da inversão favorece os IT, mas a área negativa que corresponde à maior temperatura anula as suas chuvas. Já a queda da inversão impede os IT, mas as áreas positivas de resfriamento tendem a reforçar as precipitações.

4) Belém

Em Belém não mais existe propriamente a “inversão” do aliseo, substituída às vezes por uma camada isotérmica, com base em altura variável de 1 800 a 3 200 m, dada a posição da estação, no extremo continental do centro de ação. Nova inversão de I^o (ou isotermia) ocorre acima de 4 000 m, a respectiva altitude oscilando sempre paralelamente à da 1a. isotermia. Aquela provém da subsidência nos níveis elevados, mas não corresponde, no Verão, a áreas negativas de estabilidade.

Quanto aos diagramas energéticos, dois princípios devem ser notados: as áreas positivas de instabilidade se reforçam pelo crescimento do valor superficial de w , o qual desloca para a direita as linhas de evolução, aumentando igualmente com a queda geral da temperatura, que coloca a curva de sondagem à esquerda das de evolução. Tais fases, de frio e elevada umidade, serão pois favoráveis a trovoadas e chuvas. Pelo contrário, as épocas quentes e de baixa umidade, resultarão em áreas negativas de estabilidade, com precipitações fracas, dado que sempre permanecem em altitude as zonas positivas (fig. 256).

1 — Na fase de FG as inversões vão descendo a princípio, a inferior de 2 800 m a 1 500 m, e a superior de 6 000 a 3 200 m, a subsidência tendendo igualmente a *baixar*.

Contudo, dado o resfriamento geral da atmosfera, que é aliás menor no solo, a evolução das áreas se dá no sentido positivo, de forte instabilidade. A inversão desaparece então “a intervalos”, *reduzindo-se* a subsidência em altitude, e o aspecto dos diagramas, antes de duas massas separadas por aparente WF, evolui para caracteres marítimos. Os ventos, agora de NE devido à FG no sul, trazem a FIT até Belém, onde a pressão subirá no solo, tão cedo aquela descontinuidade chegue ao Ceará. Dêsse modo, com a redistribuição em altitude dos valores de w ($= 18g$ no solo), e em parte pela evaporação das chuvas, cresce a umidade relativa, tanto nos níveis superficiais (80-90%) como nos superiores (50-60%). Chuvas fortes ocorrem, a princípio com trovoadas, sob domínio da FIT e gradiente geral pseudo-adiabático, reduzindo-se depois com os avanços da mesma FIT para sul.

A nebulosidade aumenta igualmente para valores 8-10 de Sc, Ns, ou Cu-Sc. A situação é portanto oposta à registada na Primavera.

Isto porque, embora a descida da inversão tenda a produzir maior estabilidade, a fraqueza da mesma e o forte resfriamento anulam tal característica, resultando em chuvas.

2 — Quando a KF avança no sul, até São Paulo, a ação de convergência inferior daí resultante permite o retôrno da FIT a Belém, onde a pressão cai sob o *trough* no solo; nota-se então subida das inversões e elevação da subsidência, a qual acaba mesmo por desaparecer.

Contudo, o intenso aquecimento, tanto superior como superficial (êste pelo maior intercâmbio), acarreta acentuada estabilidade atmosférica, notando-se áreas negativas até a inversão, às quais se sobrepõem outras positivas em maior altura. A umidade relativa diminui em tôdas as camadas, para 70 a 80% nas inferiores e 40-60% nas elevadas, dada a estabilidade que reduz a influência, em altitude, das fontes superficiais de vapor. Contribui para tanto a advecção de SE-E do alíseo mais sêco.

As chuvas, embora fracas devido à estabilidade, ainda ocorrem, e a nebulosidade aumenta para 8-10 de Sc, ou Cu-Sc.

3 — A presença da FPR no trópico introduz novo elemento de perturbação em Belém. Ela significa realmente uma ação de FG bem mais “próxima” do equador que a resultante da própria FPA, e redundando assim no caso 1 “agravado”:

a) O avanço da FPR ao E. Santo provoca, pela FG, um giro dos ventos para NE em Belém, com forte instabilidade, áreas positivas, aumento da umidade relativa e, em oposição, descida da inversão com subida do barômetro.

b) O recuo da FPR significa enfraquecimento da sua ação em Belém, ou seja o caso 2, com subida da inversão, queda na pressão, giro dos ventos para SE-E, maior estabilidade, áreas negativas, e redução na umidade relativa.

4 — Durante os recursos de WF, no Verão, pouco difere o comportamento, em Belém, daquele que se regista sob 2 (avanço de KF). Isto talvez devido à pequena influência exercida nesta época, pelo “sentido” de movimento das frentes, quando só a presença ou ausência de FG adquire maior significado.

É assim que no equador, durante a fase de WF, os ventos permanecem de E-SE, elevando-se a temperatura em tôdas as camadas, enquanto a umidade, relativa ou específica, decresce ao mínimo, tanto na superfície (17 a 15g) como em grande altura. Embora a forte estabilidade inferior, ainda se conservam áreas positivas em altitude e há alguma chuva, mantendo-se a nebulosidade acentuada, de Ns ou Cu-Sc. A pressão no solo aumenta, como já foi explicado.

De modo geral, a altura da inversão sobe ou desce com a pressão a 13 km. A subida da inversão favorece maior nebulosidade (9-10) de Sc-Ns e chuvas, reduzindo-se a subsidência.

Já a descida acarreta menor cobertura (5-7) de Cu-Sc, tornando escassas as precipitações.

OUTONO

1) Rio de Janeiro

1 — Em *situação normal*, seja o domínio do centro de ação, com FPA estacionária na Argentina, a região permanece sob correntes N-NW da massa Tm, até 3 km.

O gradiente térmico traduz a estabilidade inferior, enquanto o teor de mistura se mantém ao redor de 13g e a umidade em 60-70%; a subsidência do centro de ação surge somente acima de 3-4 km, com umidade 20-30% e $w = 0.8$ g. A nebulosidade média é 7 partes de Sc-Cu.

A massa se apresenta pois convectivamente instável, sendo geral o domínio de área negativa inferior e positiva superior, sem chuvas portanto; as inversões de radiação noturna ainda permanecem raras, embora mais freqüentes que no Verão.

2 — Sob um avanço da FPA proveniente do sul, sabemos que a pressão geralmente cai, enquanto a temperatura se eleva um pouco em todos os níveis (fig. 239). O aspecto da massa é assim de Tc, quente e seca no diagrama de ROSSBY, e a nebulosidade média se reduz a 4-6 de Cu-Sc.

A maior umidade superficial conserva o gradiente pseudo-adiabático, com média no solo de $w = 10-13$ g, mas 4-5 g acima de 3 km. O pequeno aquecimento de $1-2^\circ$, que leva a sondagem para a direita do diagrama, e a redução pelo mesmo acarretada (100 para 60%) na umidade relativa, fazem deslocar ainda para a direita, porém menos, as curvas de ascensão seca e úmida do LCL em C' (fig. 265). Tudo contribui assim para reduzir a área positiva, com a criação de uma negativa inferior que significa maior estabilidade, já explicada aliás pela divergência das correntes. A área positiva aumentará porém com qualquer enfraquecimento da KF (vide WF em 4).

Os ventos sofrem então uma redistribuição, passando a NW, e depois W com a frente muito próxima. Quando esta paralisa e enfraquece, inversões surgem, com salto de 1° acima de 3 km. A estabilidade inferior acarreta assim uma forte redução das chuvas, mesmo sob a presença da FPR, e malgrado as áreas positivas acima de 2,5 km.

Resta-nos apenas lembrar que em todo o percurso, de *a* até *c*, qualquer estacionamento da frente, ou a respectiva tendência a FL, causam aumento da pressão no Rio, com declínio de temperatura e redução na estabilidade (fig. 239).

3 — *Passagem da frente reflexa (FPR)* — Esta se forma a norte da FP verdadeira, sob ação de FG dentro da própria massa Tm.

A FPR é sempre seguida por um centro de altas pressões: O barômetro se eleva assim no Rio, caindo a temperatura em média 3°, do solo a 1 500 m, com redução do teor de mistura para 13-10 g, porque os ventos, de E-SE, trazem à região, inferiormente, massa mais fria; assim a umidade se mantém de 80-90%, com gradiente pseudo-adiabático. A frente reflexa não assume porém desta vez o “aspecto” de WF no diagrama de ROSSBY, antes se traduz numa isotermia que separa as duas massas, e ocorre de 3 a 4 km, surgindo acima o corpo superior S, de ventos W-SW, sujeito à subsidência além de 5 km.

A forte queda de temperatura sob a inversão faz desviar a sondagem para a esquerda, enquanto a redução da umidade específica desloca no mesmo sentido, porém bastante menos, as curvas do LCL. Segue-se portanto uma retração da área negativa inferior, com aumento das positivas de instabilidade em altitude (fig. 265).

Surge dêsse modo um céu 8-10 de Sc e Ns (ou Cu) sob a inversão, por vezes com chuvas fracas.

Como já foi dito, a formação da FPR coincide com o recuo da FPA no sul, sob a forma de WF.

4 — *WF* — As frentes quentes não passaram nesta época pelo trópico, apenas recuaram a sul do Paraná. No Rio a sua influência significa resfriamento, com aumento da pressão, refôrço na umidade relativa a 100%, e na específica para 18g, declinando a temperatura potencial. Os ventos sopram de NW-W, e a subsidência, dada a convergência, deixa de ser notada. Convém frisar porém que nos níveis altos a umidade se reduz à média de 80%.

A nebulosidade atinge em geral 10 de Sc-Cu. Os diagramas apresentam, como já foi explicado para a FPR, acentuada área positiva de instabilidade desde o solo, e oriunda da queda de temperatura correspondente à evolução para WF. Chuvas ocorrem então no Rio, sob a FPR ou IT.

Segundo já foi dito, tal resfriamento faz prever, com 24 h de antecedência, o recuo da frente como WF, e explica a maior nebulosidade registrada (fig. 239).

5 — Sendo o anticiclone polar intenso e frio, o avanço da KF prosegue além do Rio, até a Bahia. Na região postfrontal a pressão sobe subitamente sob massa Pm, e a temperatura declina 3 a 4° em todos os níveis abaixo de 4 km; isto por advecção de SE-E, com aspecto bem típico no diagrama de ROSSBY, onde são notadas a instabilidade inferior e a separação de massas. Acima do domo frio surge isotermia ou inversão frontal, em nível situado entre 1,5 e 3 km, com salto de 1°, e queda na umidade de 100 a 30%. Passa-se então ao ar Tm ou Ec, de direção NE-NW, sendo a rampa ocupada por As.

Na massa polar o grau higrométrico se mantém em tórno de 100% até 2,5 km, com gradiente acima do pseudo-adiabático; notam-se 10 partes de Ns, as chuvas totalizando até 80 mm, enquanto w oscila de 10 a 14 g. O resfriamento inferior (causando recuo para a esquerda na curva de sondagem), e a queda na umidade específica (que leva também para a esquerda, porém de muito pouco, as linhas de evolução no LCL), acarretam áreas positivas e forte instabilidade básica, com precipitações (fig. 260).

No próprio centro da Alta fria a pressão continua a se elevar.

Contudo, a subsidência logo se inicia acima de 5,5 km, causando um aquecimento que faz surgir zonas isotérmicas, e em seguida inversões, com salto de 1°, e queda de 90 para 30% na umidade relativa, oscilando a específica de 4 a 5 g.

O gradiente inferior se mantém a princípio pseudo-adiabático, favorecendo a formação de Sc, mesmo porque são conservadas as áreas positivas abaixo da nova inversão. Os ventos, antes de SE, evoluem na cauda da Alta para NE, trazendo aquecimento e secura, que fazem mudar lentamente o aspecto dos diagramas para estabilidade, com grandes áreas negativas; estas redundam em 3-5 Cu, e depois céu limpo, e serão tanto mais intensas quanto mais acentuada a nova FG no Sul.

2) Salvador

Ia) Sob situação isobárica normal o centro de ação tende a penetrar na região, onde o barômetro se eleva. A massa Em não apresenta a inversão típica do aliseo, mas somente isoterma, com quedas de 80 para 60% na umidade relativa, e 12 a 8 g na específica. A massa inferior turbulenta e úmida (80%), de forte gradiente, constitui o corpo "fresco" de correntes E e nuvens Cu-Sc.

A verdadeira inversão (3-4°) ocorre a 3 km, mas os ventos se conservam no quadrante E, passando a N-NW a 6 km sob forte subsidência, com gradiente vertical mais intenso em maior altitude, oscilando a umidade média em torno de 10%. O diagrama de ROSSBY permite distinguir bem tal massa (S), da inferior do aliseo.

Uma análise termodinâmica revela nesta época área positiva intensa além de 2 km, e zonas negativas mais abaixo, resultando em estabilidade.

Ib) O campo frontogenético da costa e a influência dos ciclones na FPA costumam dividir o centro de ação em dorsais, separadas por IT ou ondas de leste.

A pressão cai, precedendo a "chegada" dos IT em questão, e sobe novamente após a respectiva passagem; tais variações báricas, máximas no equador, vão diminuindo para sul, até se anularem no trópico.

Persistem nesse caso as duas camadas do aliseo, assumindo sua separação mesmo um aspecto de WF a 1-1,5 km, no diagrama de ROSSBY. Assim reconhecemos, sob IT:

1°) A massa inferior *fria*, com *estabilidade* proveniente da grande área *negativa*, e sob ventos de E. O respectivo gradiente se aproxima do adiabático úmido, e a temperatura pouco declina. As nuvens, do tipo Sc, formam-se em zona de umidade média 80%, enquanto a específica persiste em torno de 16 g.

2°) Acima de 3 km encontra-se o ar *sêco* superior S, de correntes N-NW quentes, e que se estendem para além de 6 km, sob áreas positivas de instabilidade, mas com subsidência (fig. 259).

Ambas as massas formam pois no Outono um conjunto incapaz de grandes precipitações como sucedia no Inverno, dadas as áreas negativas.

Vejamos agora os efeitos da circulação secundária:

1 — Iniciando-se fraca FG na FPA, o centro de ação penetra. Logo que mais intensa, a FG reorienta os ventos, de 3 a 6 km para a direção N-NW, já então secos e quentes; isto se deve à divergência inferior, resultante do aumento de velocidade como foi antes explicado, e à pressão baixa, o mesmo acontecendo sob formações ciclônicas na FPA.

As chuvas são agravadas a princípio, depois reduzidas no fim da situação seguinte (fig. 254).

2 — O avanço da FP pelo sul do Brasil ainda mantém, de início, o domínio do centro de ação, com aumento da temperatura e da pressão, voltando esta a cair porém na maior proximidade da KF (3). Assim a inversão (isotermia) logo se eleva, favorecendo as chuvas dos IT, mas desaparece por fim, com aquelas. O diagrama de ROSSBY indica “a princípio” duas massas, com aspecto de WF desde a 1 500 até 3 000 m, camadas em que ocorre a grande queda na umidade, de 70 a 20%. Acima de 4-6 km surge por fim intensa subsidência no antigo ar superior S, e tanto maior quanto mais próxima a KF.

O aquecimento redundando agora em áreas negativas regulares, de acentuada *estabilidade*, com zona positiva superior que desaparece porém quando a KF atinge São Paulo.

A nebulosidade e as chuvas se reduzirão assim tanto mais, quanto mais próxima do trópico estiver a frente (3). Isto porque a descida do ar, reduzindo o fornecimento vertical de mistura pela superfície, diminui os valores de w e eleva o LCL, tudo contribuindo para maiores áreas negativas. Como já foi dito, a pseudo-adiabática de evolução do LCL é mais ou menos constante, as áreas ficando pois negativas sob aquecimento geral e positivas pelo resfriamento. Aquela constância é devida à monotonia de massas no trópico, onde pouco mudam os valores superficiais.

4 — Qualquer ação de FL na KF a sul da região, ou o respectivo recuo como WF, tendem a arrastar para o interior o centro de ação, ainda com chuvas. Segue-se a fase 1 (FG).

5 — O avanço da descontinuidade além do Rio de Janeiro, pode originar em Salvador: a) aumento prefrontal da pressão sob forma de uma bôlha de Alta, com declínio da temperatura e refôrço na umidade específica; esta atinge grandes valores em altitude, dadas a subida da inversão (até o nível de 4 000 m), e o seu posterior desaparecimento, tudo permitindo a passagem do ar inferior.

E' o mesmo fenômeno já registado em Mato Grosso, de convecção e convergência pelo movimento da FP para norte; êste, favorecendo a elevação do vapor, aumenta os valores de w e reduz o LCL, agravando assim as áreas positivas. Tais sintomas indicam que a KF, dada a sua pouca intensidade, não alcançará a Bahia.

b) Em outros casos aparecem os mesmos fenômenos antes descritos para o Rio, a saber: aumento prefrontal da temperatura, queda de pressão, e ventos de NW. Nestas condições a passagem da frente será muito provável (vide Inverno).

3) Natal

I — Numa situação normal, sob dorsal de altas pressões, o diagrama de ROSSBY regista a presença das duas capas do alíseo:

A inferior, bastante fresca, se estende em média do solo a 1 500 (ou 2 500 m), e apresenta correntes de E-SE, com turbulência acentuada e umidade 80-90%; nela se concentram os maiores valores de w (17 g), continuamente crescentes por não poderem se distribuir em altitude.

Segue-se uma inversão de temperatura a 1 000 (ou 1 500 m), em camada de 300 m, com salto de 1° ou apenas isoterma; passa-se depois à massa superior S, acima de 3,5 ou 4 km, muito *quente e seca* (10-20%) devido à referida inversão que impede a passagem da mistura inferior.

Apresenta aquela massa correntes de E a NE, com subsidência acentuada, e que lhe acarretam uma última inversão, a 3 ou 4 km, com grande cerramento das isentrópicas (fig. 261).

No Outono é geral o domínio de áreas positivas. Contudo a estabilidade se torna muito forte, sob áreas negativas extremas, sempre que um acentuado aumento da temperatura faz desviar a sondagem para a direita; também a redução da umidade, que eleva o LCL e desloca suas curvas para a esquerda, tende a alargar as áreas negativas, anulando as precipitações e produzindo nebulosidade 5-8 de Cu, Sc.

A massa é pois convectivamente instável, dada a queda nos valores de w acima da inversão, e só poderá produzir chuvas sob elevação dinâmica (frontal ou de *trough*), como veremos a seguir.

IIa) *Onda de leste*

Sob domínio de IT, a convergência e convecção acarretam uma ascensão simultânea das duas massas do alíseo; a inferior, úmida, evolui segundo o gradiente pseudo-adiabático, deslocando-se para cima e a direita no diagrama de ROSSBY, até vir a se soldar em continuação à massa seca superior, cuja temperatura declina. Assumem ambas então, por vezes, um único aspecto, que se estende da superfície até 5-6 km (fig. 262). É no intercâmbio vertical promovido pela convecção que se podem justificar o aquecimento superficial e o resfriamento em altitude. Noutros casos, a massa úmida superior, proveniente do doldrum, conserva o aspecto de WF.

Como dissemos, por ser muito seca, a massa S segue o gradiente adiabático (1°/100 m), assim se resfriando mais que o ar inferior, de evolução pseudo-adiabática. A inversão vai pois se elevando a 1 500-2 000 m, e atenuando; já então (fig. 263) o livre acesso de vapor das camadas superficiais permite aumentar em altitude os valores de w , cuja isolinha de 5g atinge os níveis de 3 e até 4 km, máximos de 6-9 g aí ocorrendo mesmo por vezes.

O gradiente vertical não chega geralmente a evoluir para adiabático úmido, dadas as escassas precipitações, mantendo-se a umidade relativa elevada, cêrca de 80%, até a inversão. Formam-se 7 a 10 de Cu, Sc, Ns, sendo notada a subsidência somente além de 4,5 km (fig. 262), ou mesmo não aparecendo até 6 km.

Os fenômenos de convecção parecem menos acentuados nos IT sobre Natal do que mais a sul na Bahia, mas a época já é menos seca que a do Verão, dissolvendo-se a inversão muitas vezes.

Quanto às correntes de giro ciclônico inferior (E-SE) nas "ondas de leste", assumem em geral uma direção de E acima de 3 km.

Como já foi dito, a causa das chuvas é mais dinâmica que energética. Os diagramas revelam aliás uma área positiva acentuada; tal instabilidade provém do resfriamento, sobretudo superior, que recua para a esquerda a curva da sondagem, e do aumento da umidade, que desloca para a direita as linhas de evolução do LCL. Daí resultam chuvas, embora fracas, com IT sobre ou perto de Natal.

Ib) Substituída por descida e divergência, a volta à situação normal se verifica logo à retaguarda da "onda de leste".

A inversão torna a se pronunciar, com salto no valor 1°, acima de 1 000 m. A temperatura superior recomeça a se elevar, enquanto a umidade específica se reduz a 3-4 g. A configuração tipo WF ressurgue novamente em torno de 2 km, separando o aliseo inferior de SE, com umidade 80% e agora *mais frio*, do ar superior antes úmido de E, mas cuja subsidência acentuada, acima de 3,5 km, lhe acarreta um grau higrométrico de 10%.

A evolução geral é assim para maior estabilidade, como explicamos em I, com áreas negativas inferiores e nebulosidade 4-5.

Já agora, cessado o intercâmbio vertical, a umidade específica tem a sua isolinha de 5g novamente limitada ao nível 3 km (fig. 261).

A influência da circulação secundária, mascarada pela passagem dos IT e dorsais antes descritos, será mais sentida na inversão do aliseo, cuja altura acompanha, de modo geral, o valor da pressão a 13 km, e com menor aproximação o do solo (fig. 255). Assim:

1 — A fase final de FG na FPA, com avanço da KF até o Rio Grande do Sul, provoca em Natal declínio barométrico e portanto na inversão, que desce ao nível mínimo de 1 000 m, com salto de 1°. Registaremos então, nas épocas de pressão muito baixa, a presença de dorsais secas, sob céu nublado em Natal, a cobertura evoluindo com a pressão a 13 km. Contudo, o resfriamento geral que acompanha esta fase agrava a princípio as áreas positivas, com forte instabilidade e chuvas de IT, as únicas aliás no Outono.

As maiores áreas positivas surgem mesmo em Natal nesta ocasião, de permanência da KF no Rio Grande do Sul.

2 — O avanço posterior da frente até São Paulo acarreta uma subida conjunta do barômetro e da inversão.

O aumento da temperatura reduz agora a formação de áreas positivas (instabilidade). Contudo, o céu será nublado (Cu, Sc) se o valor geral da pressão for fraco. Se mais elevado, a subida da inversão permitirá a formação de IT e chuvas fracas, apesar da estabilidade inferior. Com avanços da KF a subsidência se eleva assim em Natal, até os níveis 5-6 km.

3 — Os IT surgem mais acentuados nesta época, com a presença da FPR no Rio de Janeiro, sendo alta a pressão em Natal, como já foi explicado.

4 — WF — Durante os recuos frontais no sul a inversão baixa para 1,2 a 1,5 km, tudo devido ao declínio da pressão. A temperatura diminui inferiormente, o que acarreta áreas positivas de instabilidade, permanecendo o céu encoberto. A umidade cresce em altitude, formando-se *troughs* acompanhados de chuvas, dado o reinício da fase 1 de FG.

5 — Tais casos, de avanço da KF além do trópico, já ocorrem na época em exame; contudo, o aumento da pressão acarretará aquecimento e estabilidade.

De modo geral, a relação entre a altura da inversão e o valor da pressão é análoga a já referida para o interior do país. Assim, se o barômetro se eleva, o fato será devido à “convergência superior” do ar, que produz convecção e subida da inversão, favorecendo as chuvas dos IT; isto porque a ascensão de camadas com gradiente inferior ao adiabático as torna mais instáveis, reduzindo pois as inversões.

Se a pressão cai o fato significa divergência e subsidência, com agravamento e queda da inversão, ou céu pouco nublado. Realmente, a descida de camadas com gradiente inferior ao adiabático as torna mais estáveis, reforçando as inversões.

Vemos aliás que há sempre um curioso efeito de oposição: a subida da inversão favorece os IT, mas a área negativa correspondente à maior temperatura reduz as suas chuvas. Já a queda da inversão impede os IT, enquanto as áreas positivas de resfriamento tendem a causar precipitações.

4) Belém

Em Belém não mais existe propriamente a “inversão” do aliseo, substituída em determinadas ocasiões por uma camada isotérmica; sua base ocorre em altura variável de 1 600 a 3 200 m, dada a posição da estação, no extremo continental do centro de ação. Nova isoterma aparece por vezes acima de 5 km, notando-se então, além de 6km, indícios de subsidência.

Quanto aos diagramas energéticos, dois princípios devem ser notados: as áreas positivas de instabilidade se reforçam pelo crescimento do valor superficial de w , o qual desloca para a direita as curvas de evolução; aumentam igualmente com a queda geral da temperatura, que coloca a curva de sondagem à esquerda das de evolução. Tais fases, de frio e elevada umidade, serão pois favoráveis a trovoadas e chuvas. Pelo contrário, as épocas quentes e de baixa umidade resultarão em áreas negativas inferiores de estabilidade, com precipitações mais fracas, dado que sempre permanecem em altitude as zonas positivas (fig. 256).

1 — Na fase de FG, a ausência de inversões nada pode indicar. Contudo, dado o resfriamento geral da atmosfera, que é aliás menor no solo, a evolução das áreas se processa num sentido positivo, de maior instabilidade, e o aspecto dos diagramas evolui para caracteres marítimos, de uma só massa.

Os ventos, de vorticidade anticiclônica N-NW, penetram o Pará e impelem a FIT até o Ceará. Dêsse modo, com a redistribuição em altitude dos valores de w (que atingem 18 g no solo), e em parte pela evaporação das chuvas, cresce a umidade relativa, tanto nos níveis superficiais (90%) como nos superiores (60-80%).

Ocorrem chuvas com trovoadas, sob domínio da FIT, reduzindo-se pelos avanços daquela descontinuidade para sul.

A nebulosidade aumenta igualmente para valores 8-10 de Sc, Ns. A situação é portanto ainda oposta à registada na Primavera.

2 — Quando a KF avança no sul, até São Paulo, a ação de convergência inferior daí resultante permite o retôrno da FIT ao Maranhão

Contudo, o intenso aquecimento, tanto superior como superficial (êste pelo maior intercâmbio), acarreta acentuada estabilidade atmosférica, notando-se áreas negativas inferiores, às quais se sobrepõem outras positivas em maior altura. A umidade relativa diminui nas altas camadas para 60-70%, dada a estabilidade que reduz o acesso, em altitude, das fontes superficiais de vapor. Contribui para tanto a advecção de SE-E, do alíseo mais sêco

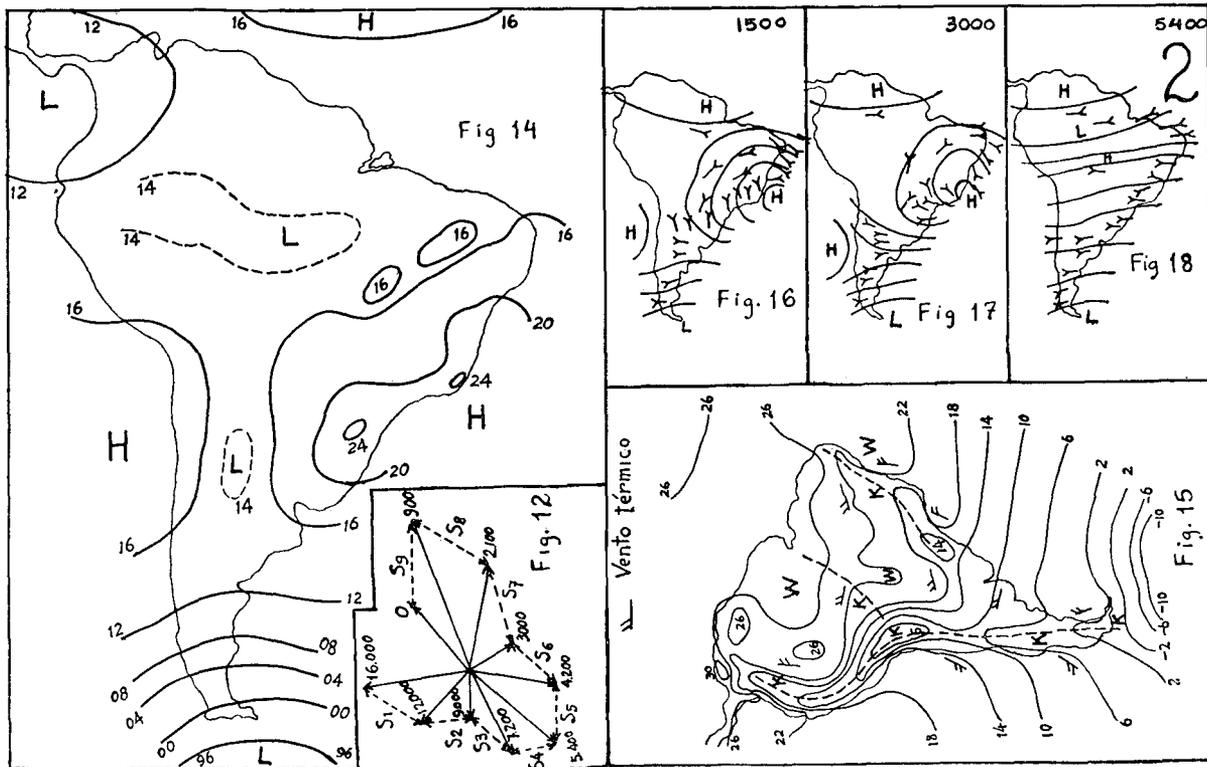
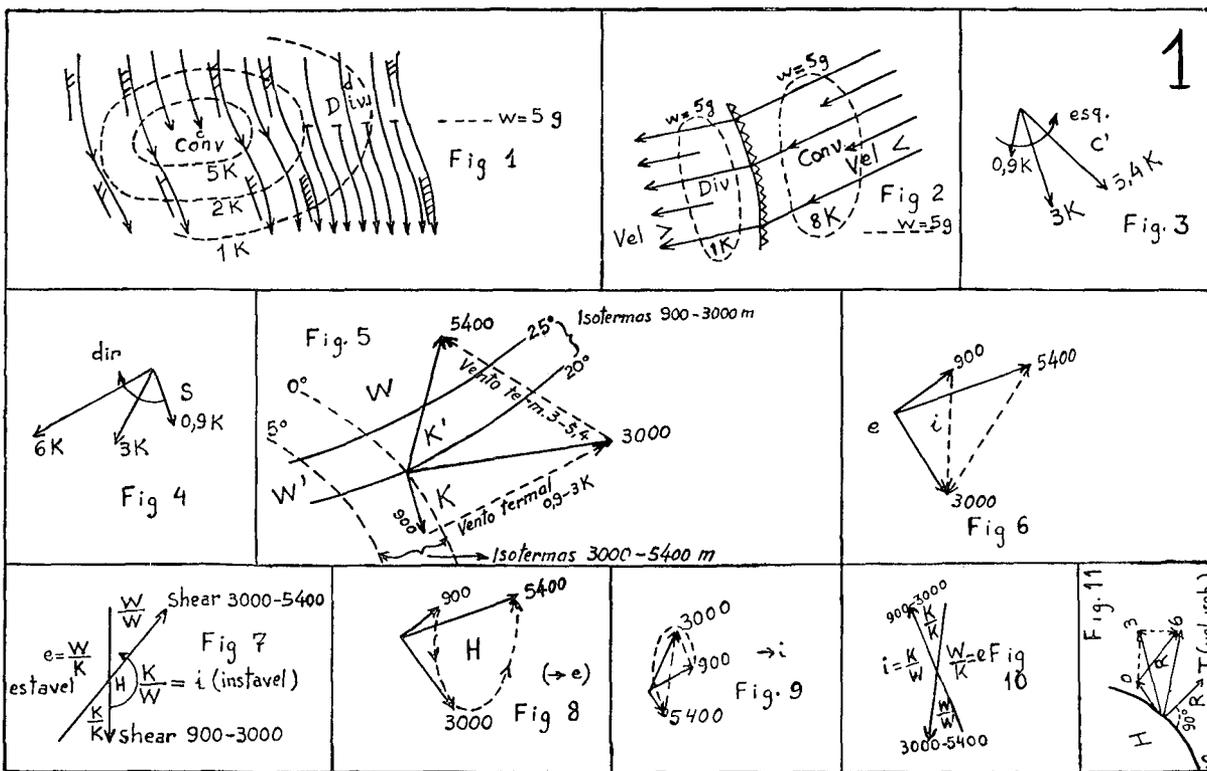
Ocorrem chuvas na FIT, com nebulosidade limitada a 8 de Sc, Ns, ou Cu-Sc

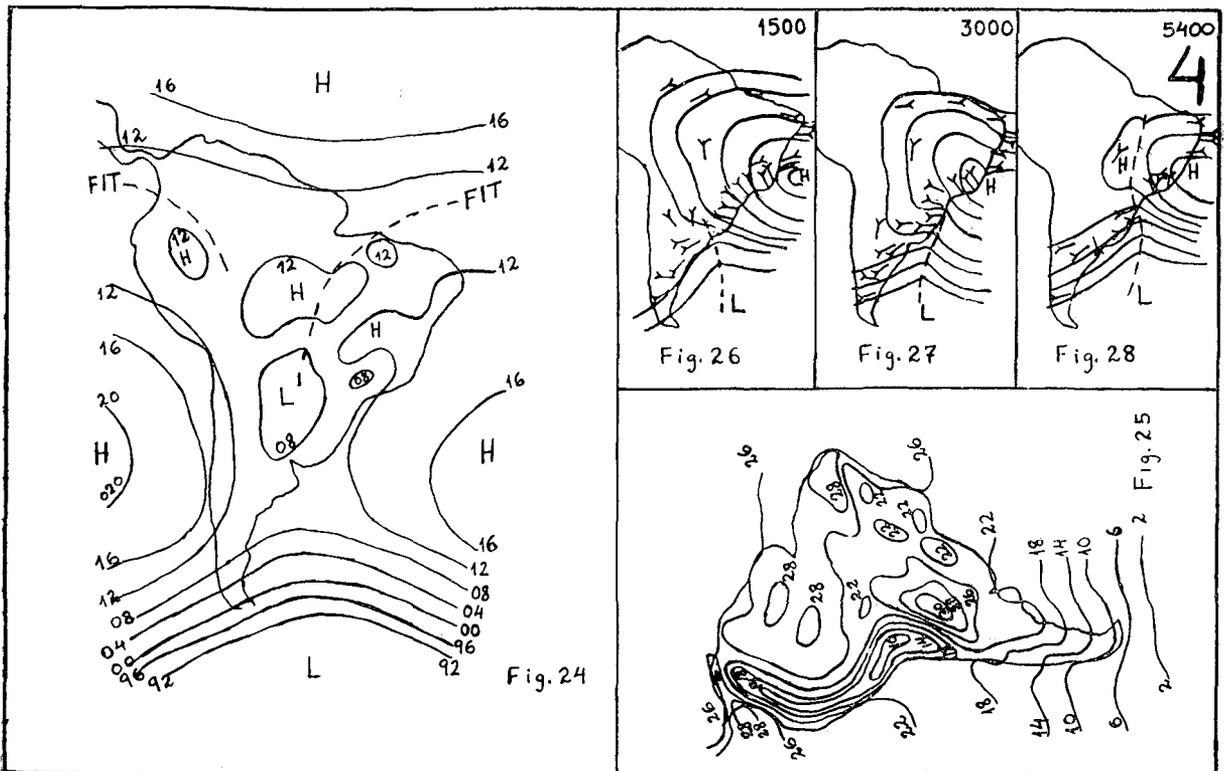
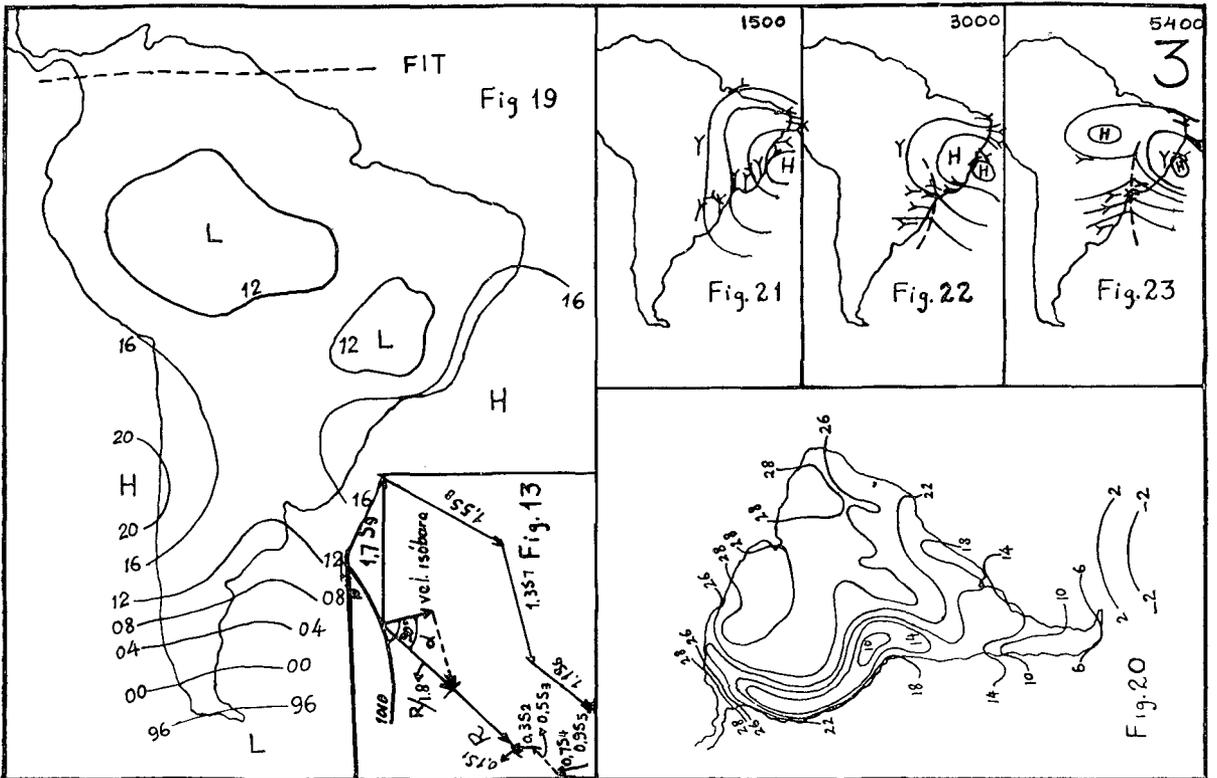
3 — A presença da FPR no trópico introduz novo elemento de perturbação em Belém. Ela traduz realmente uma ação de FG, agora bem mais próxima do equador que a resultante da própria FPA, portanto o caso 1 "agravado"

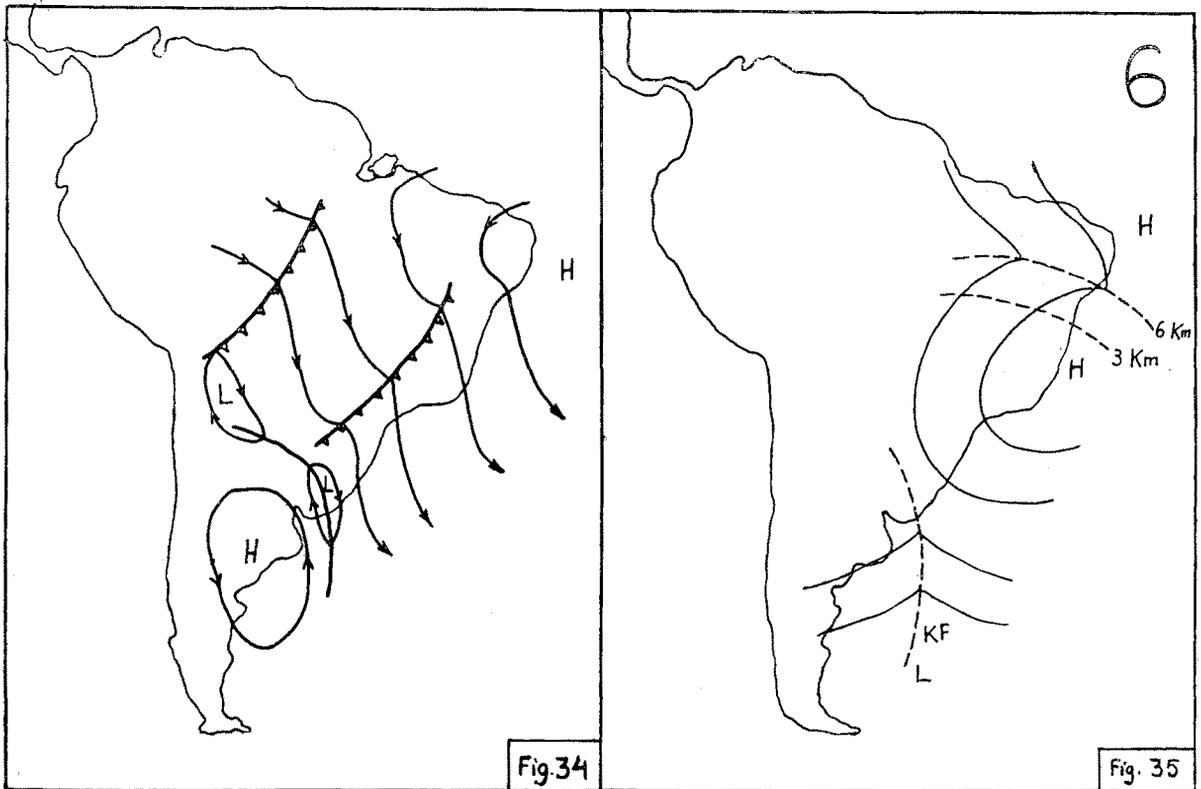
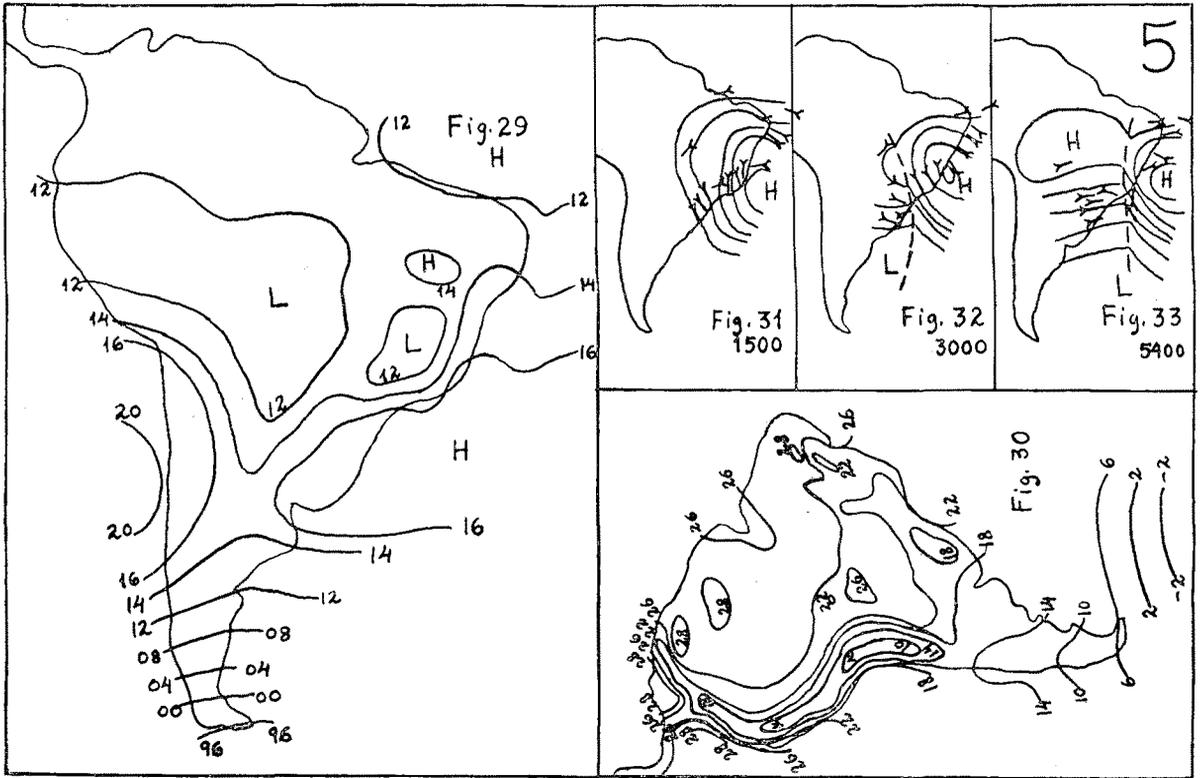
Assim: a) O avanço da FPR ao E Santo provoca, através da FG, um giro dos ventos para NE em Belém, com maior instabilidade, áreas positivas, aumento da umidade relativa e subida do barômetro

b) o recuo da FPR significa enfraquecimento da sua ação em Belém, seja o caso 2, com queda de pressão, giro dos ventos para SE-E, maior estabilidade, áreas negativas inferiores e redução na umidade relativa.

4 — Sendo mais intensas no Outono as WF, sua ação se torna agora análoga à de FG (caso 1). Dêsse modo, em Belém, os ventos permanecem de E-NE, reduzindo-se a temperatura em tôdas as camadas; enquanto isso a umidade relativa ou específica aumenta, tanto na superfície (17 g) como em maior altura. Malgrado a pequena estabilidade inferior, conservam-se áreas positivas em altitude, ocorre alguma chuva, e a nebulosidade é máxima, 10 de Ns ou Cu-Sc







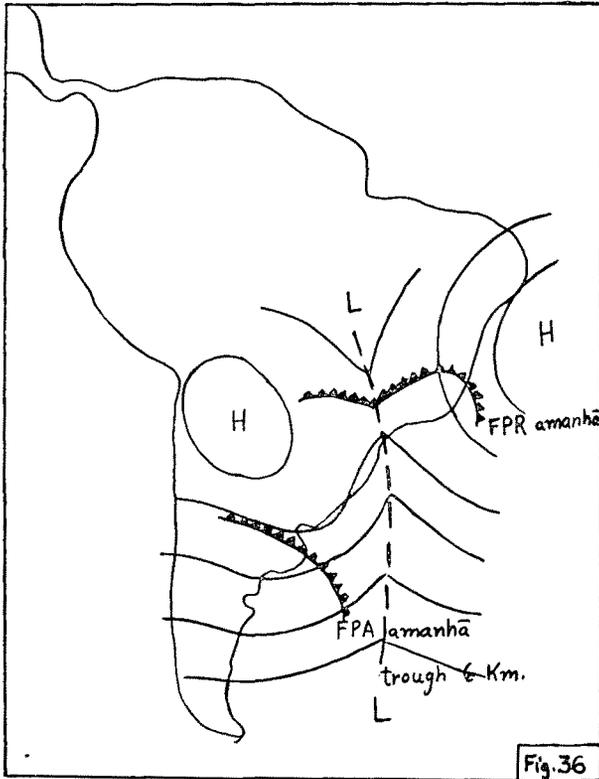


Fig.36

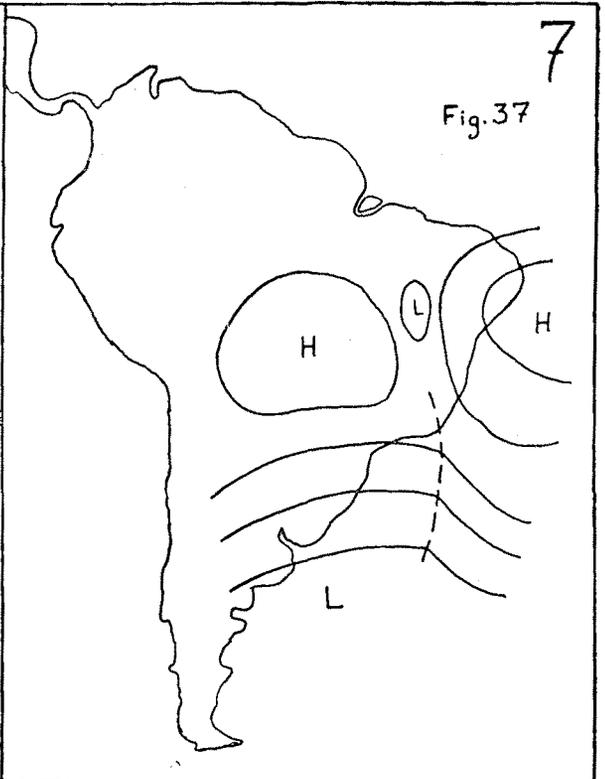


Fig.37

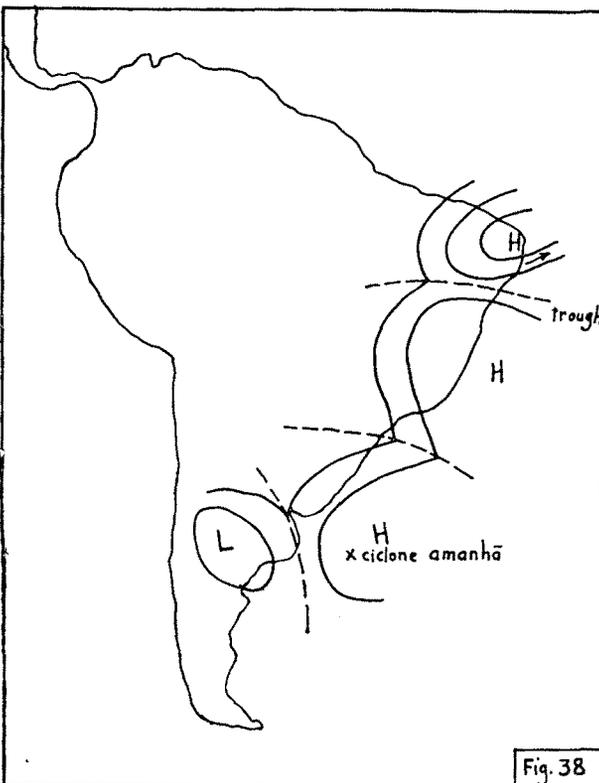


Fig.38

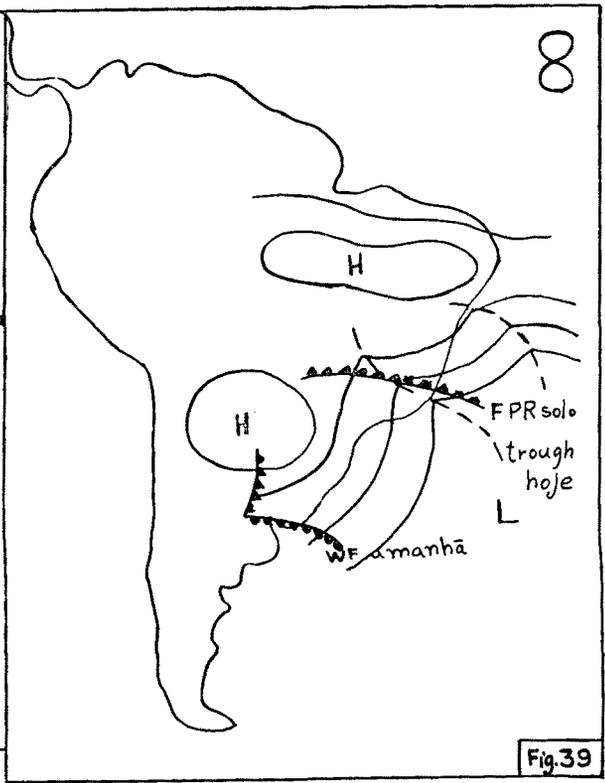
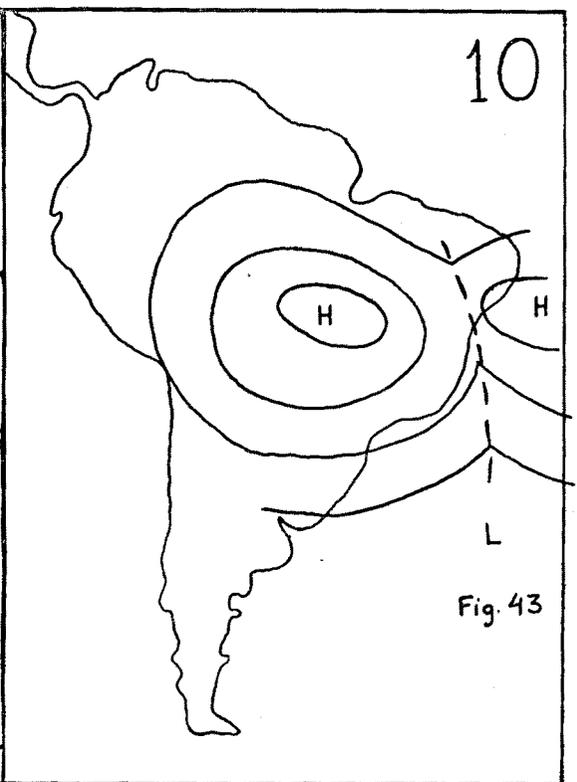
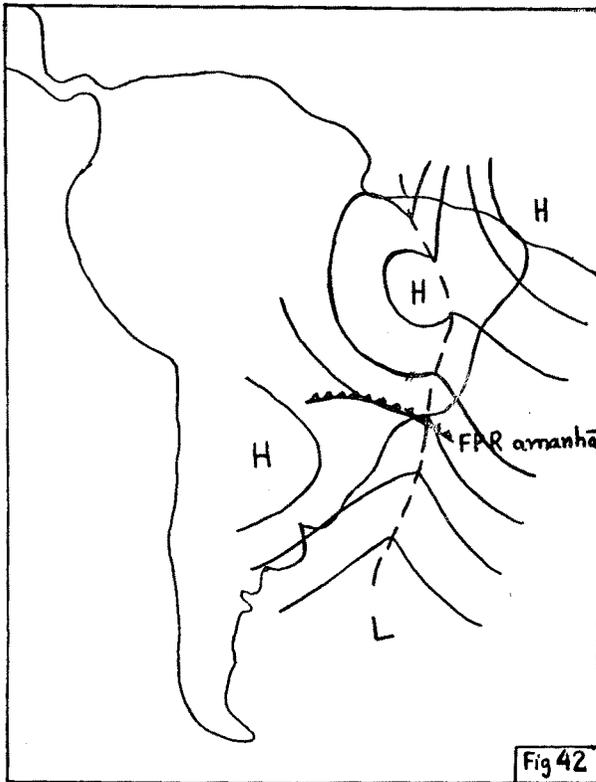
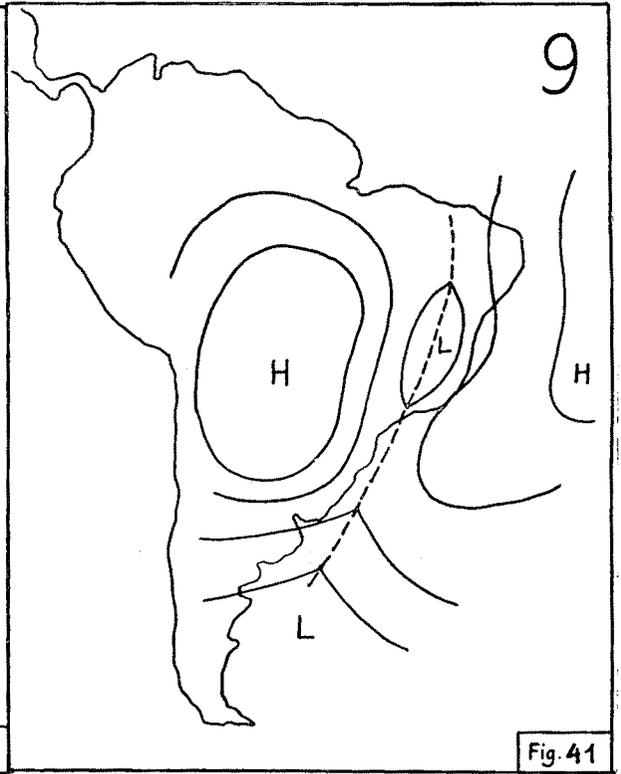
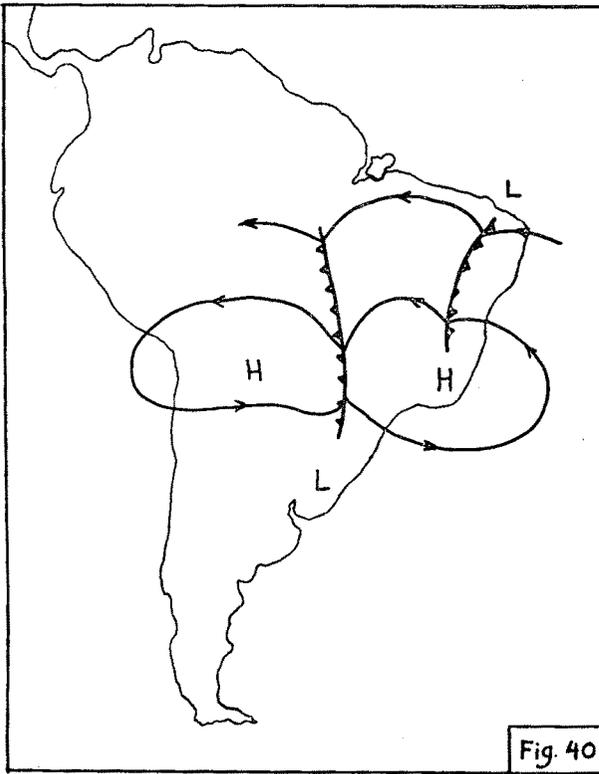
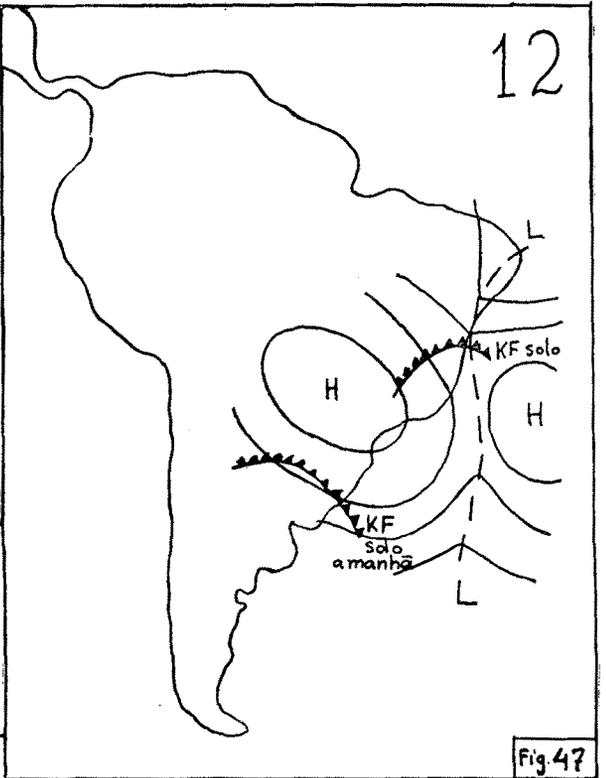
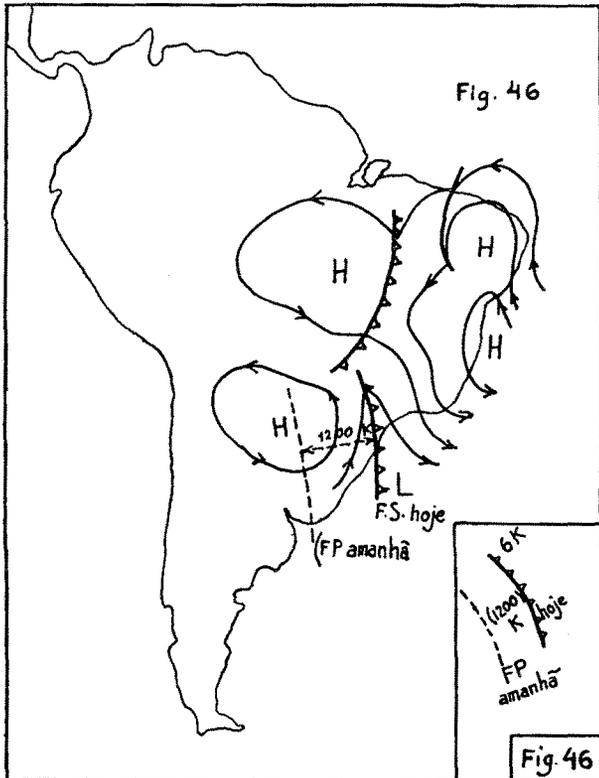
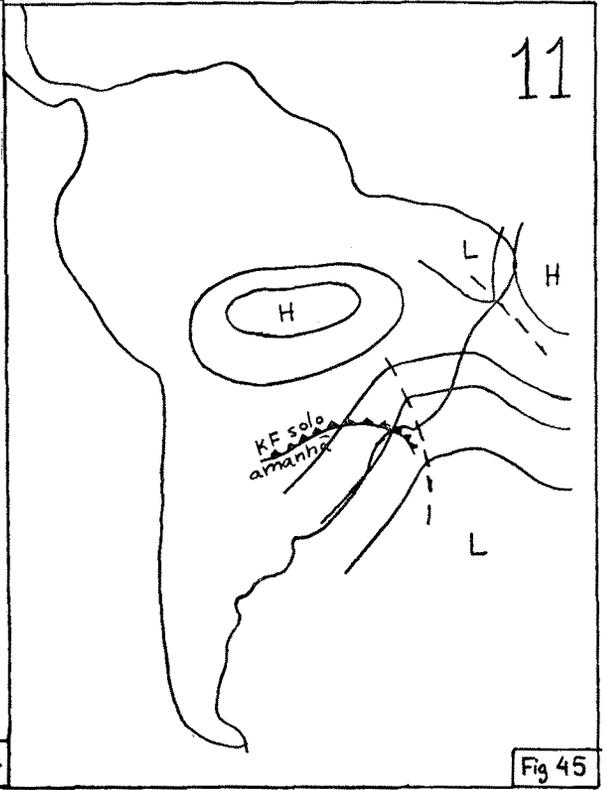
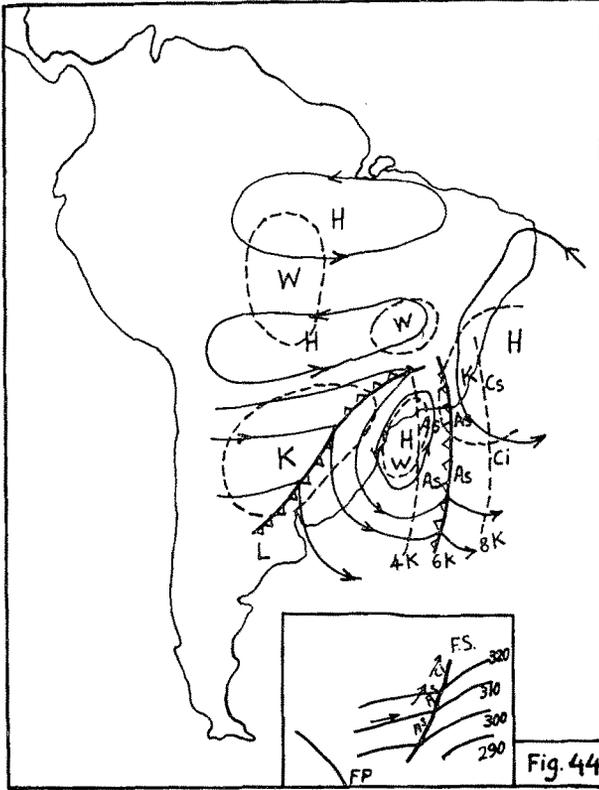
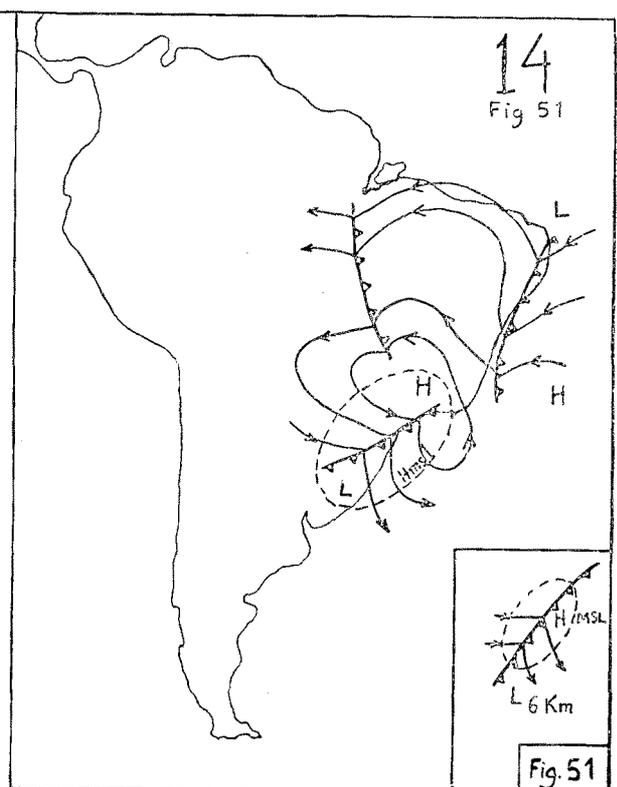
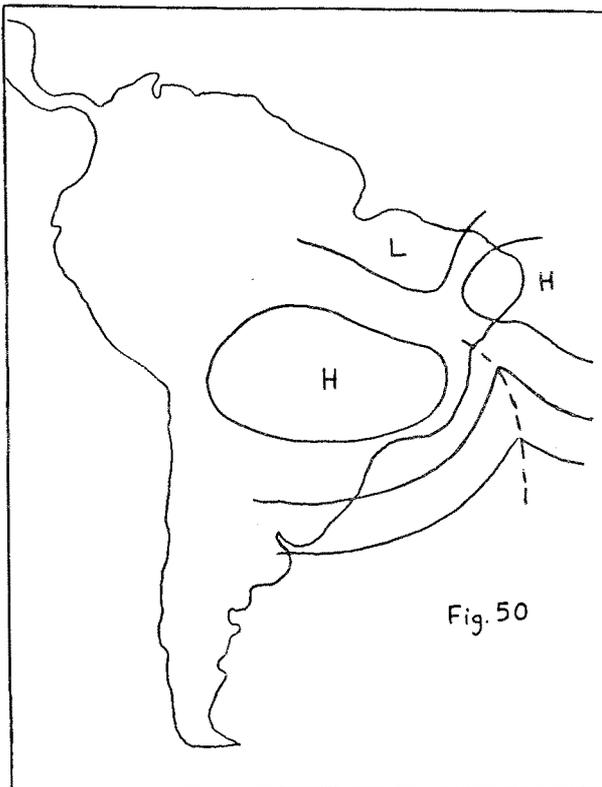
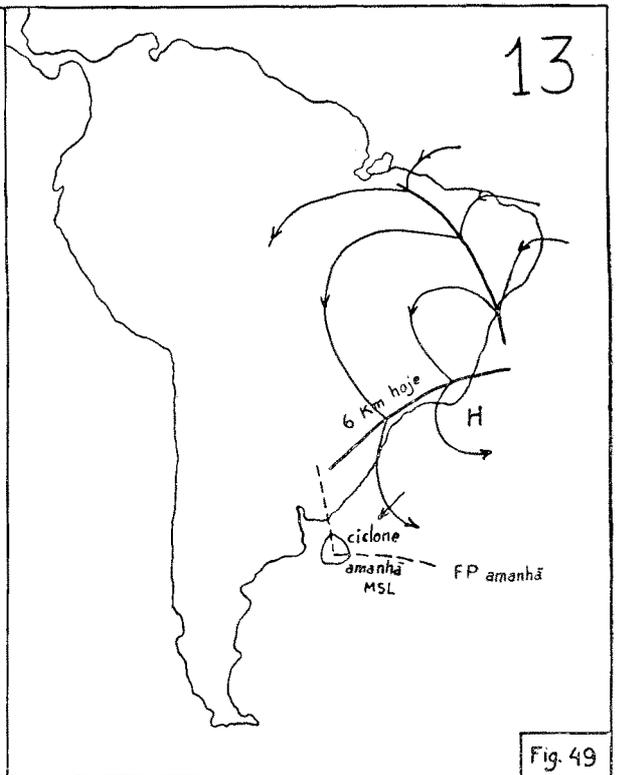
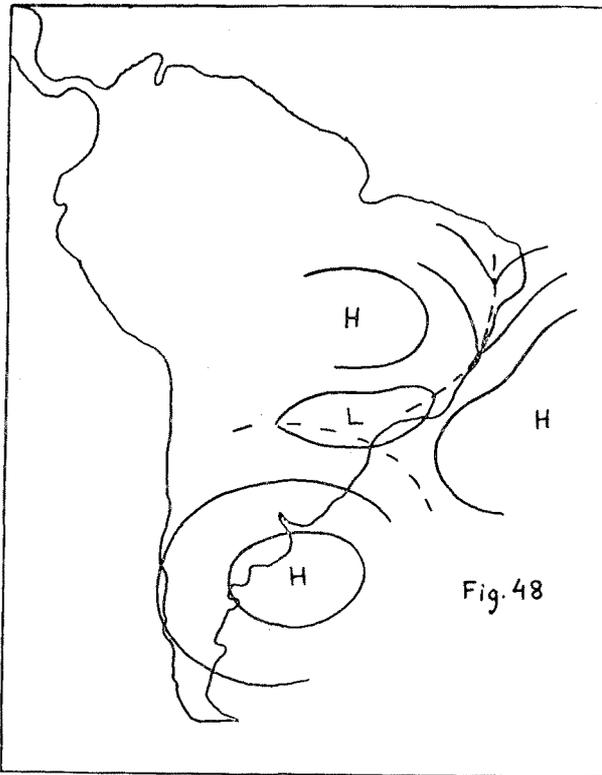
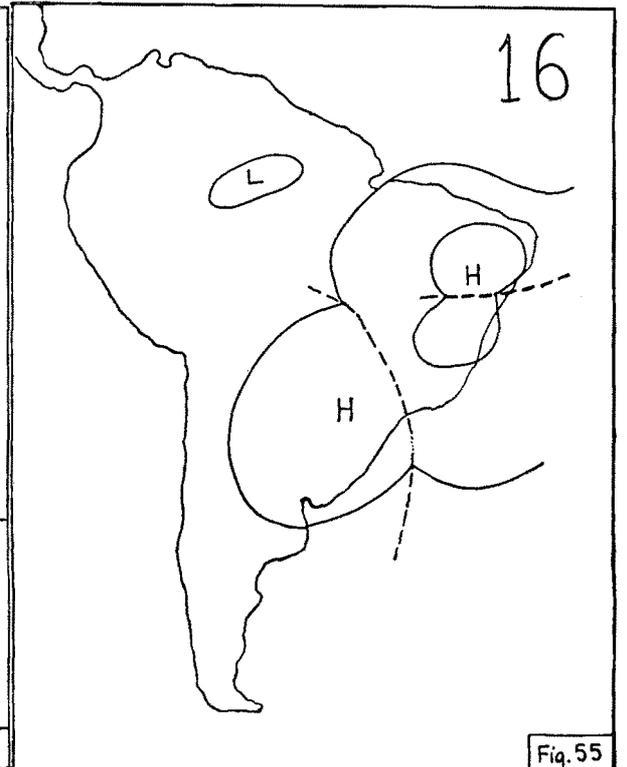
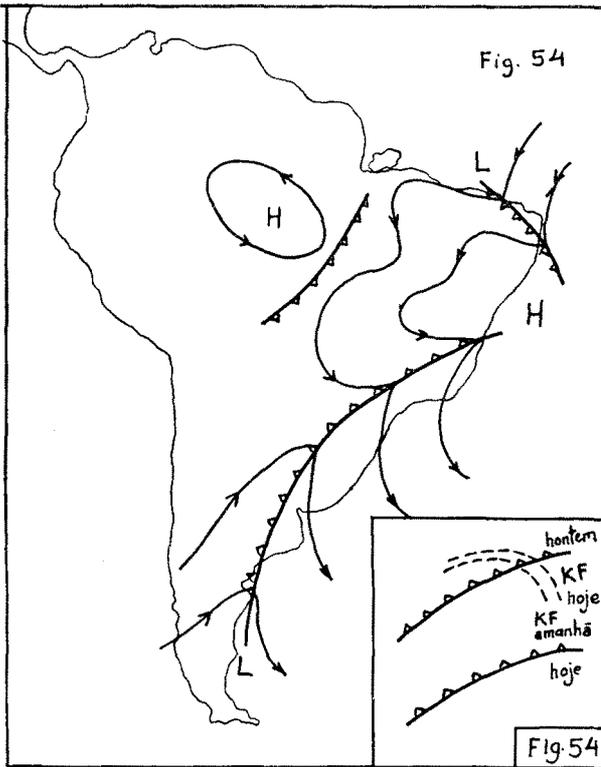
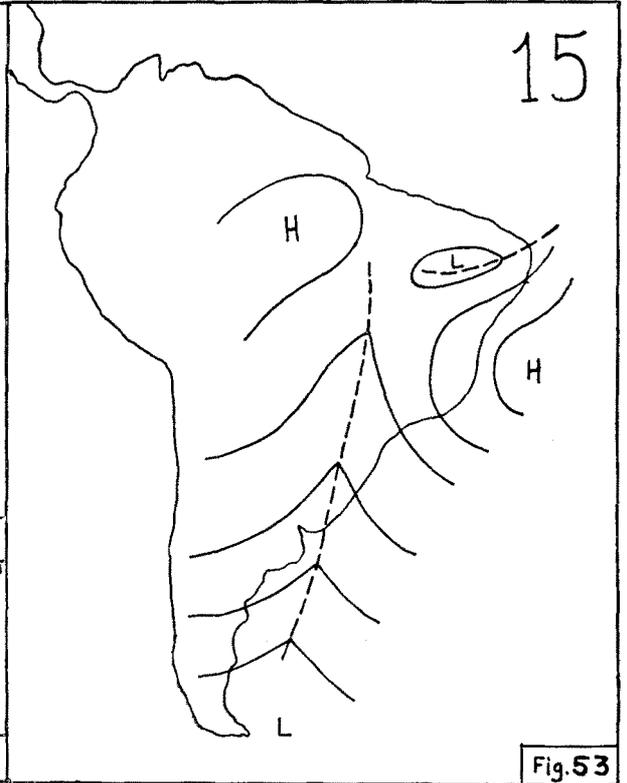
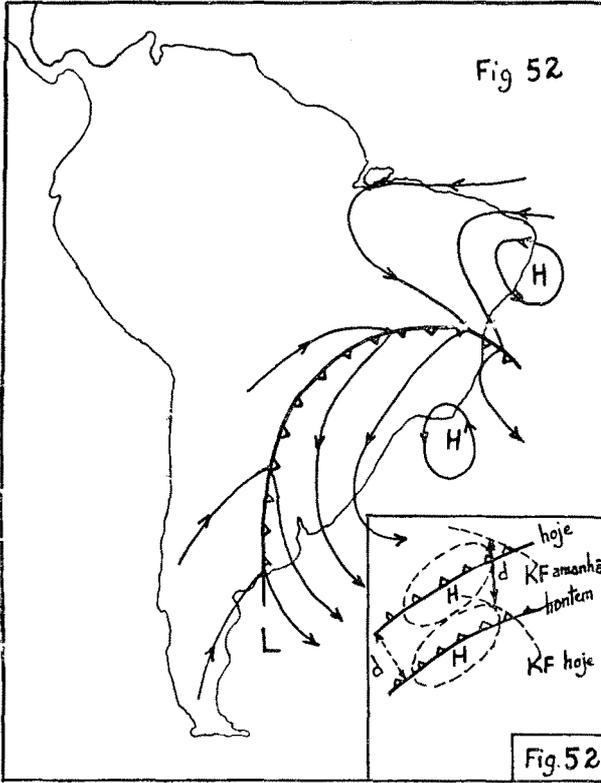


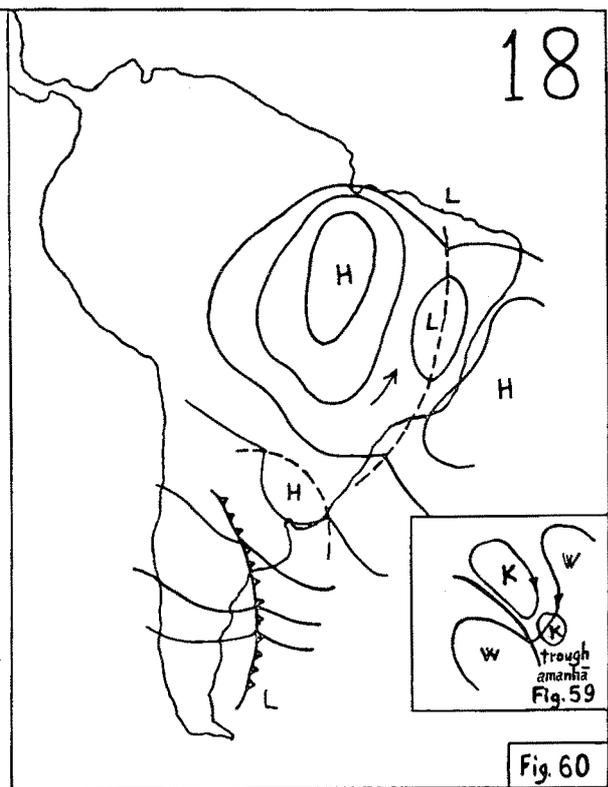
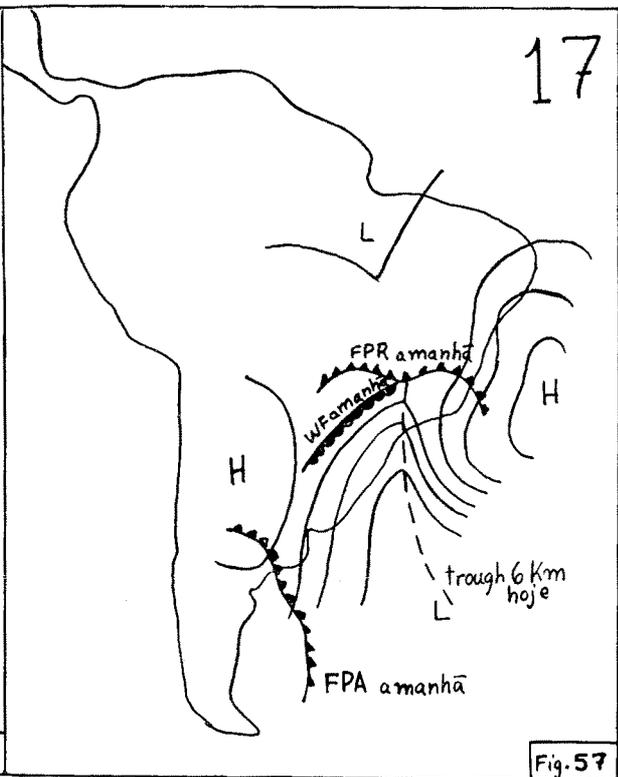
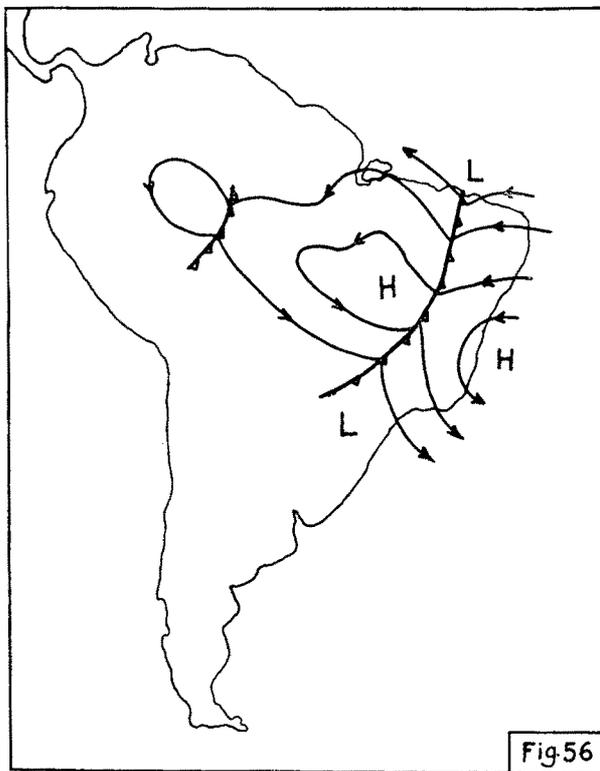
Fig.39











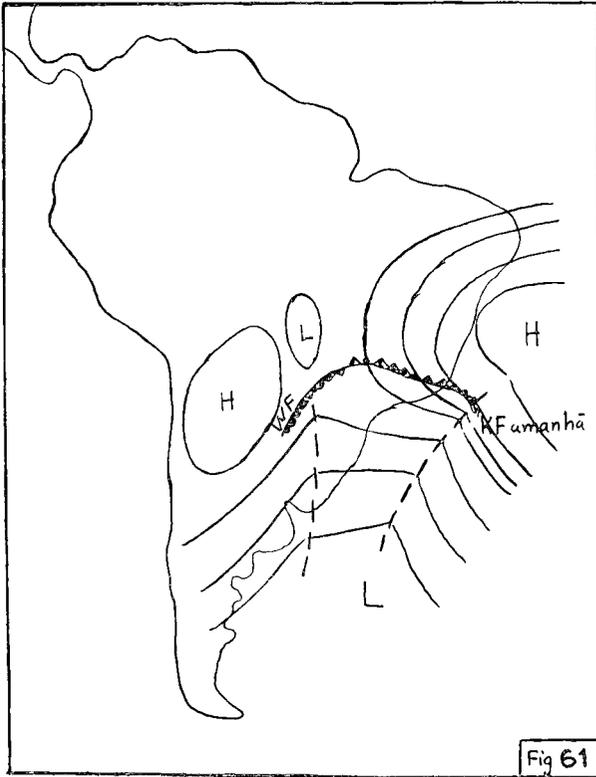


Fig 61

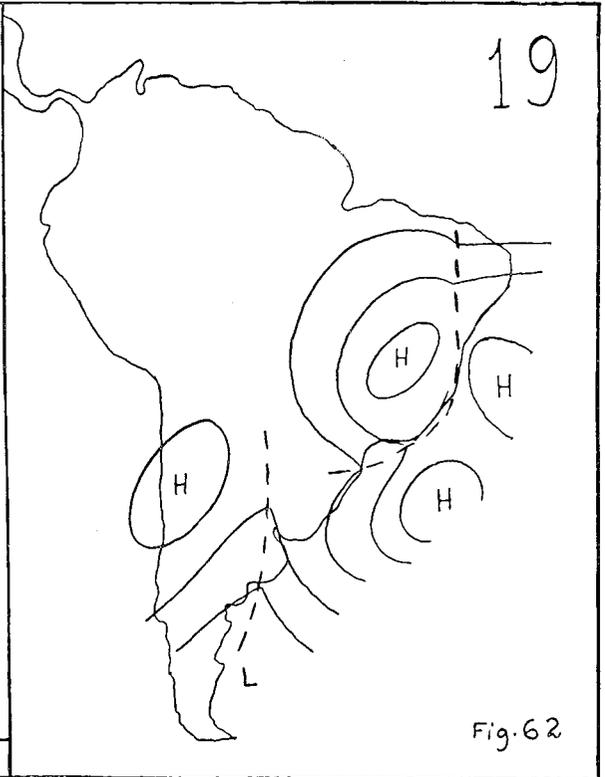


Fig. 62

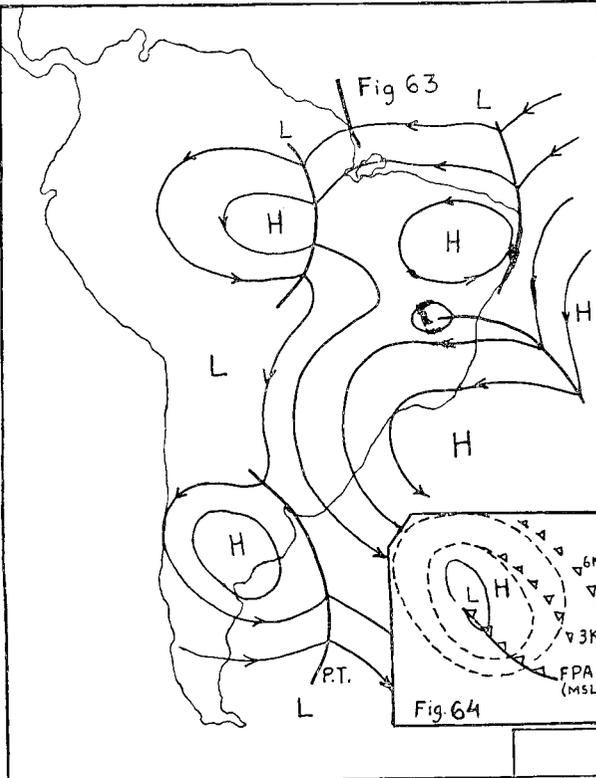


Fig. 64

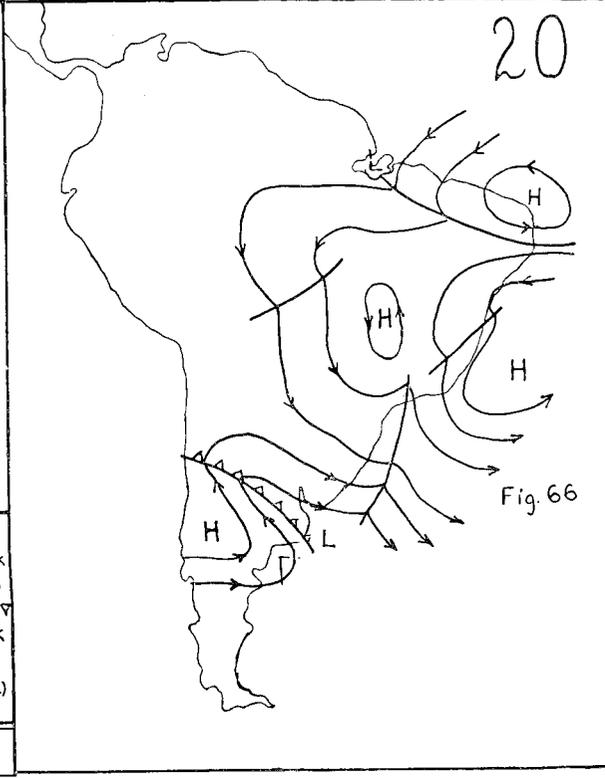
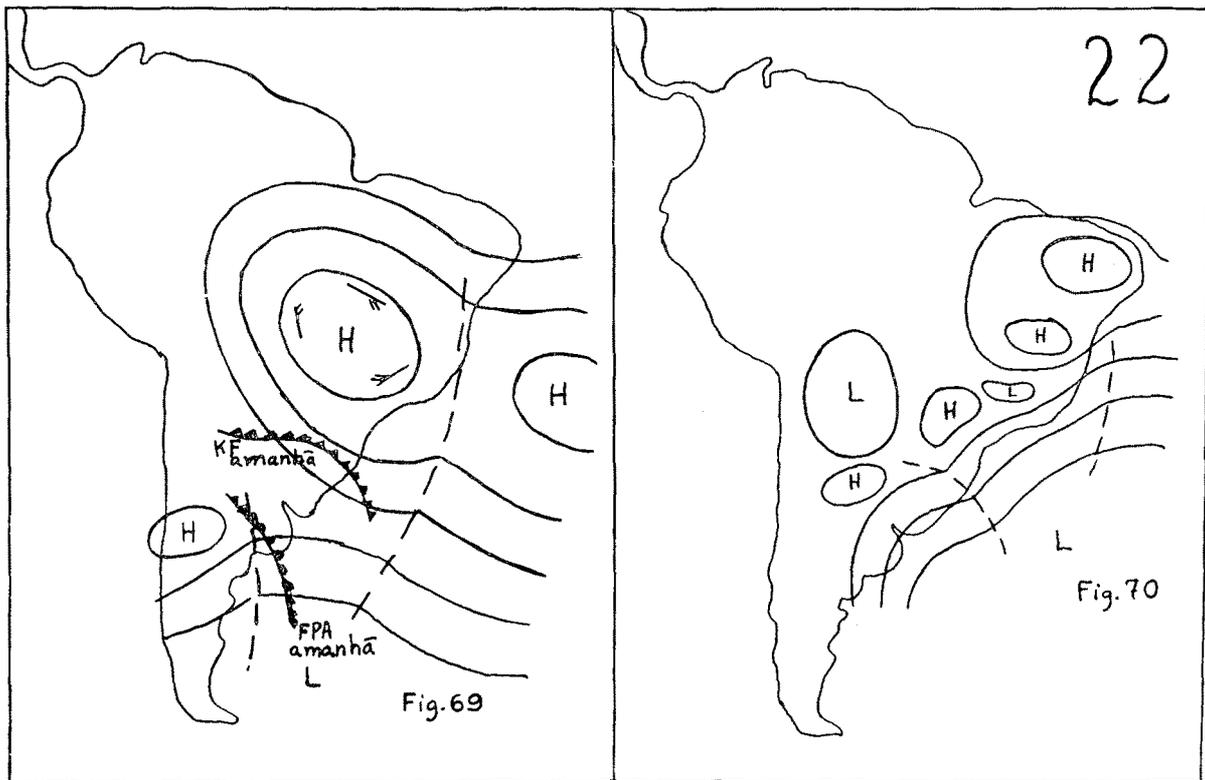
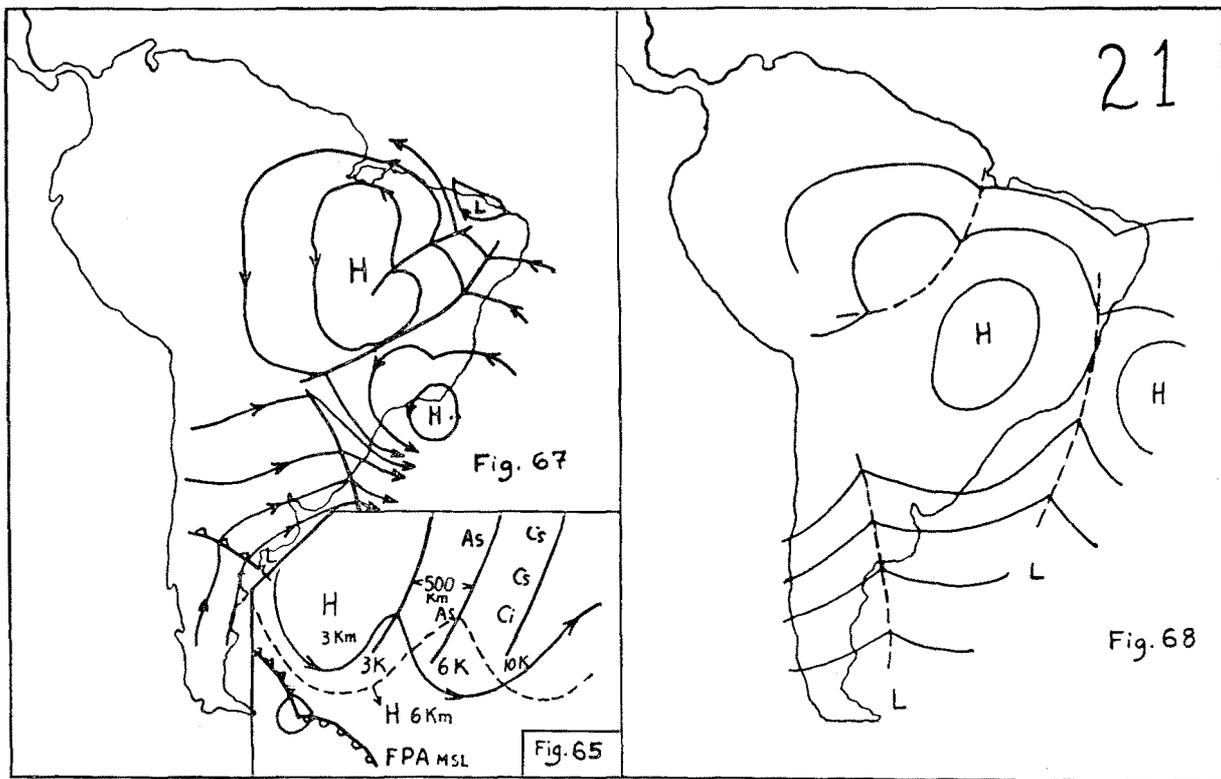
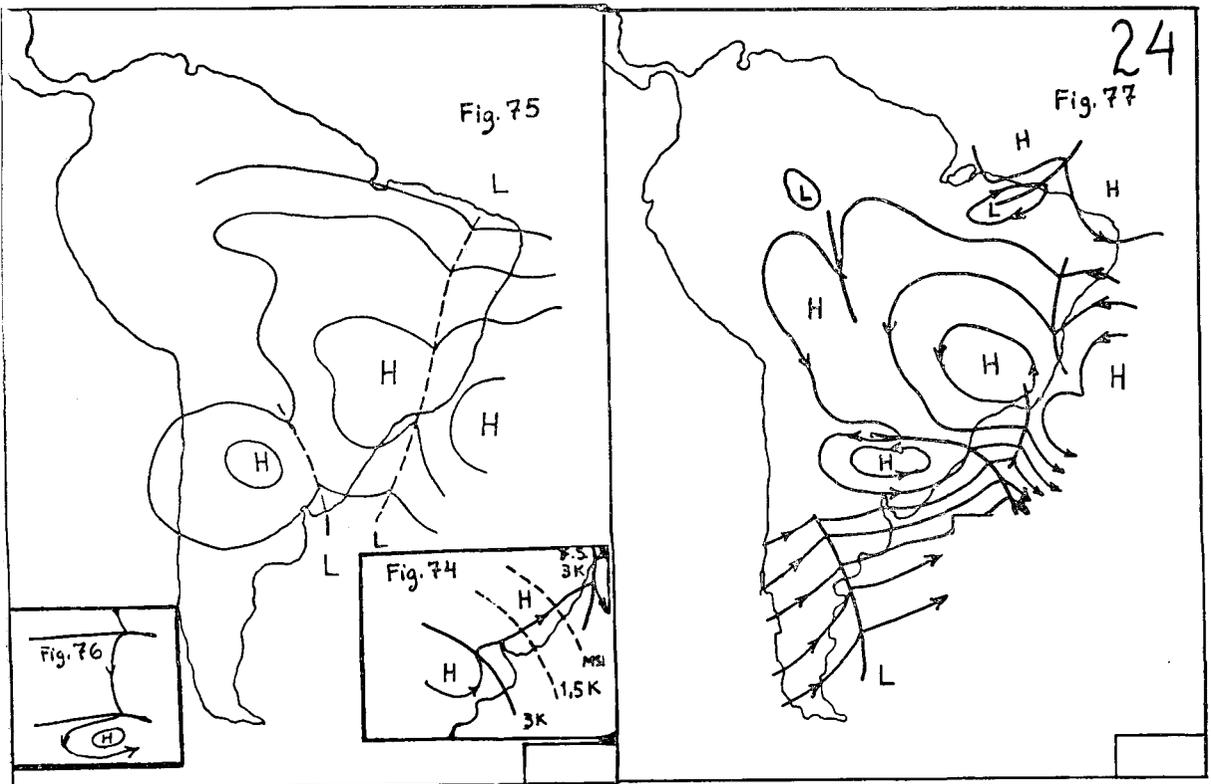
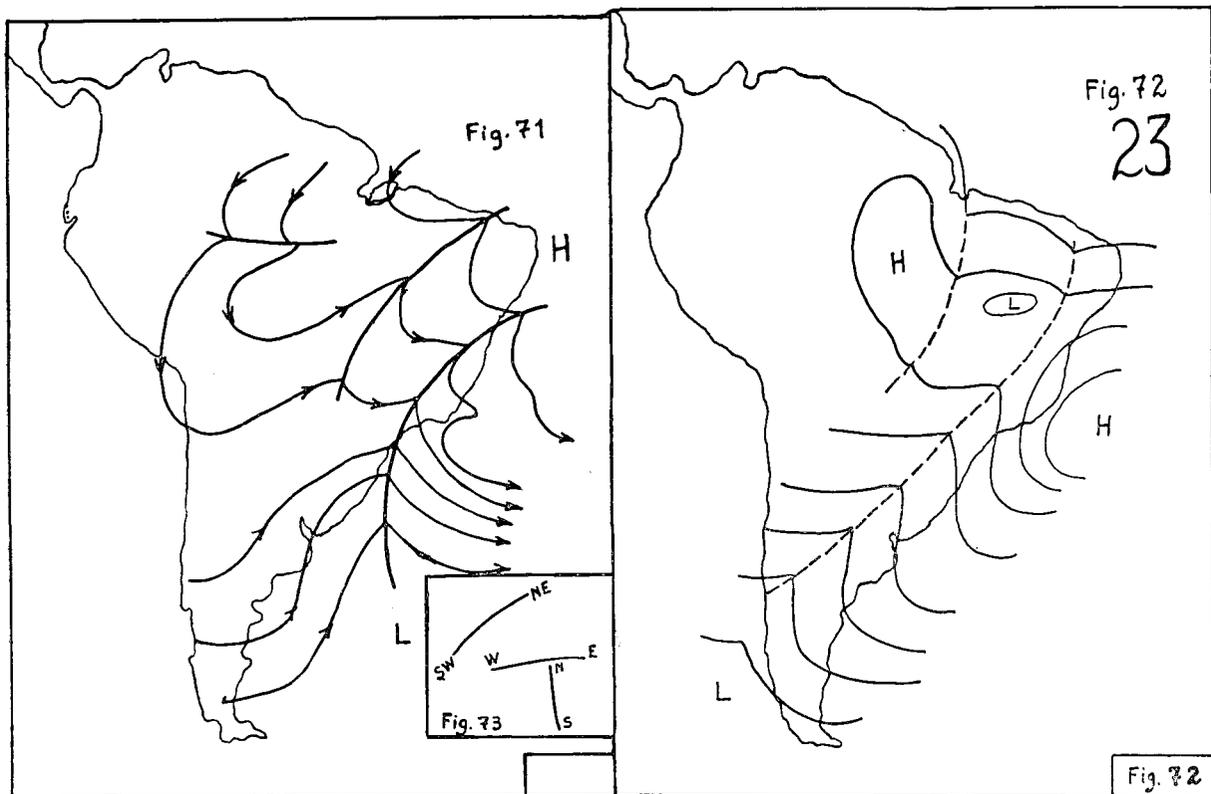
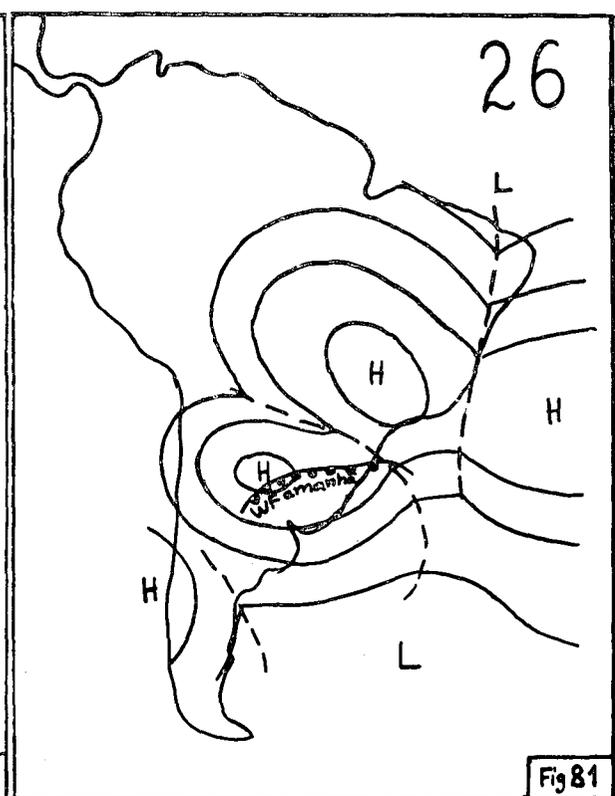
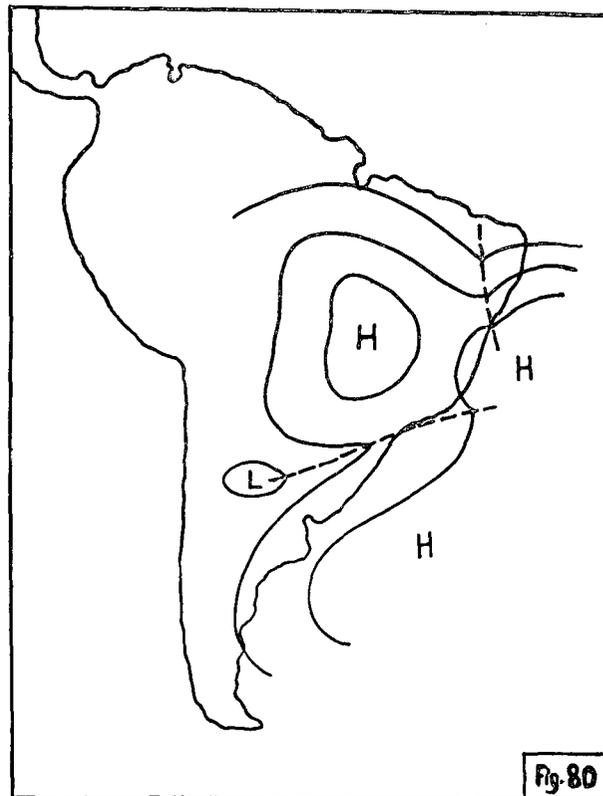
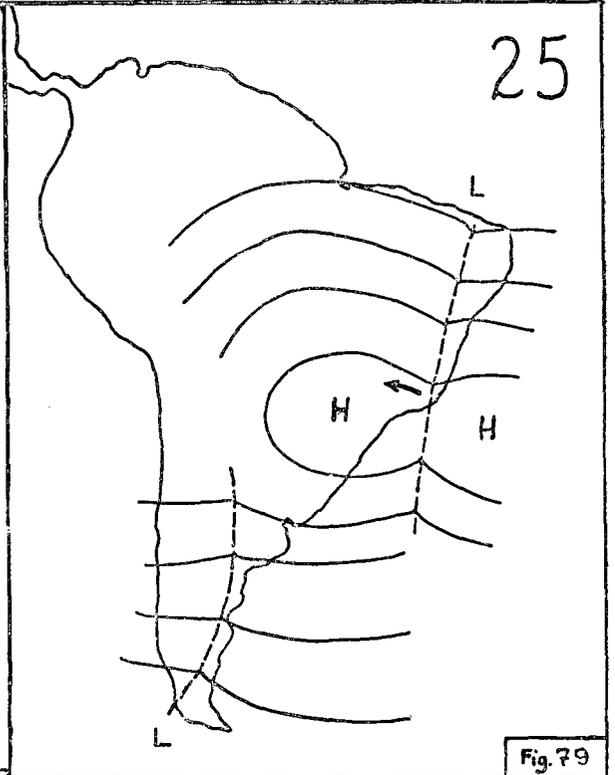
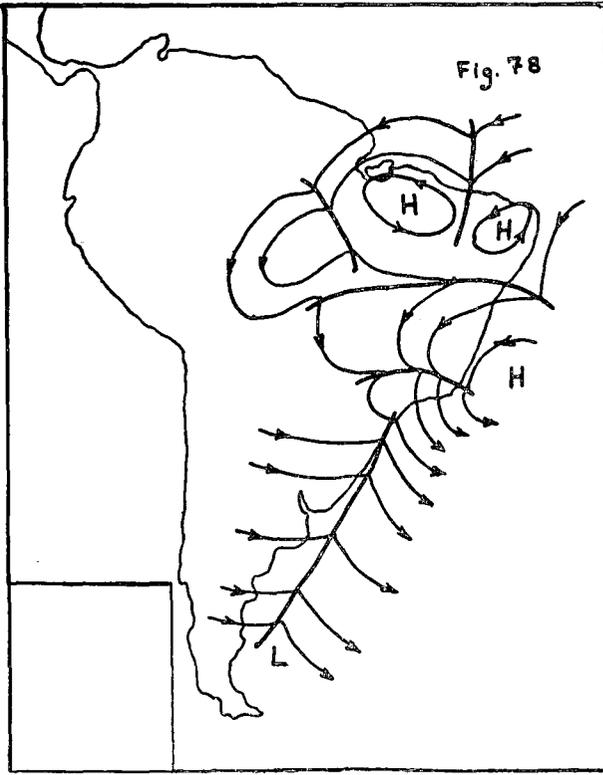
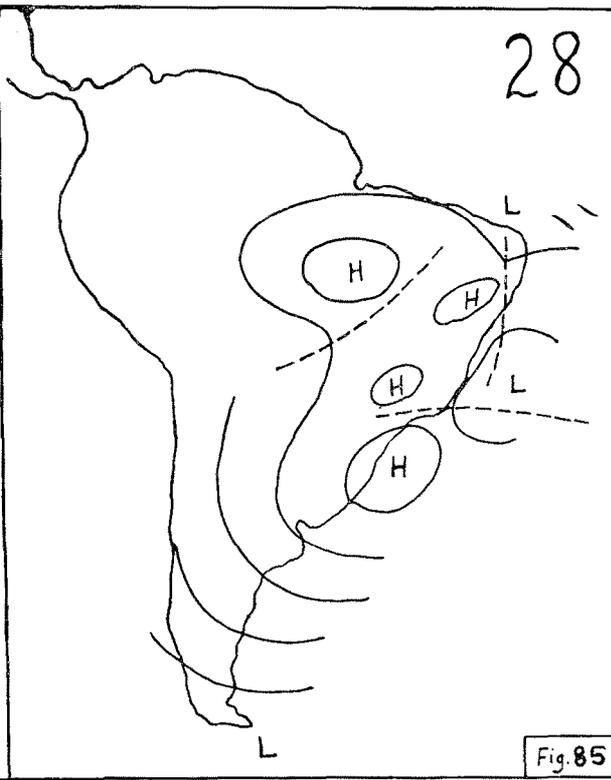
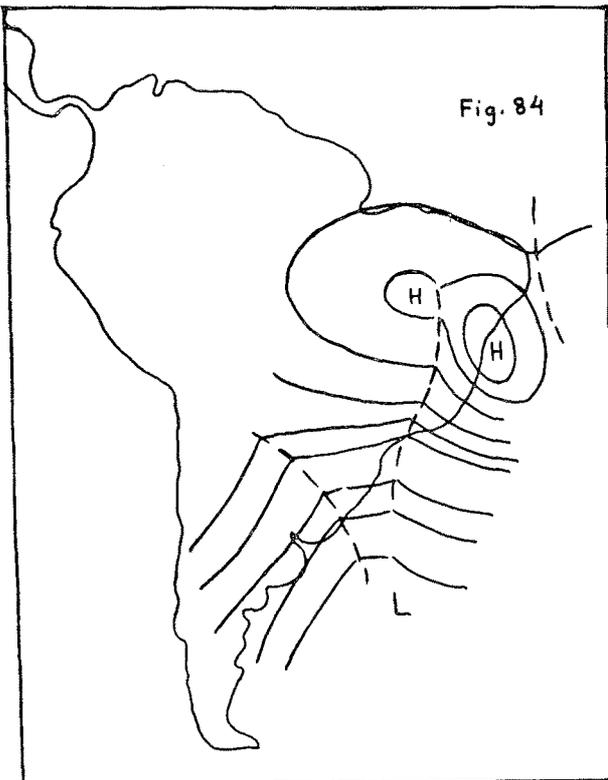
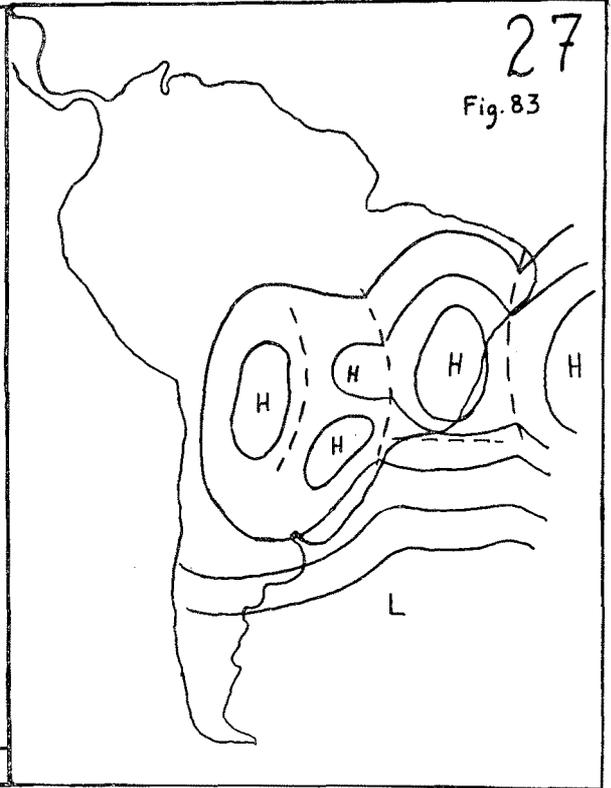
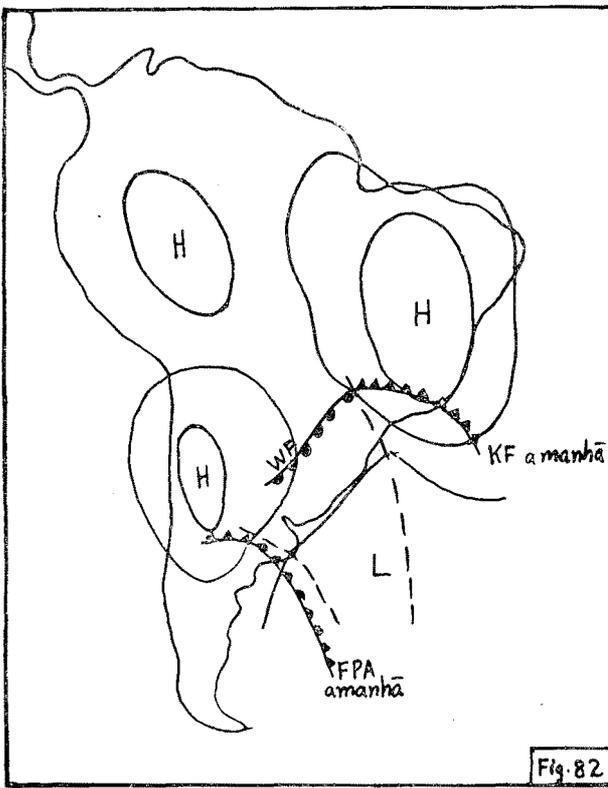


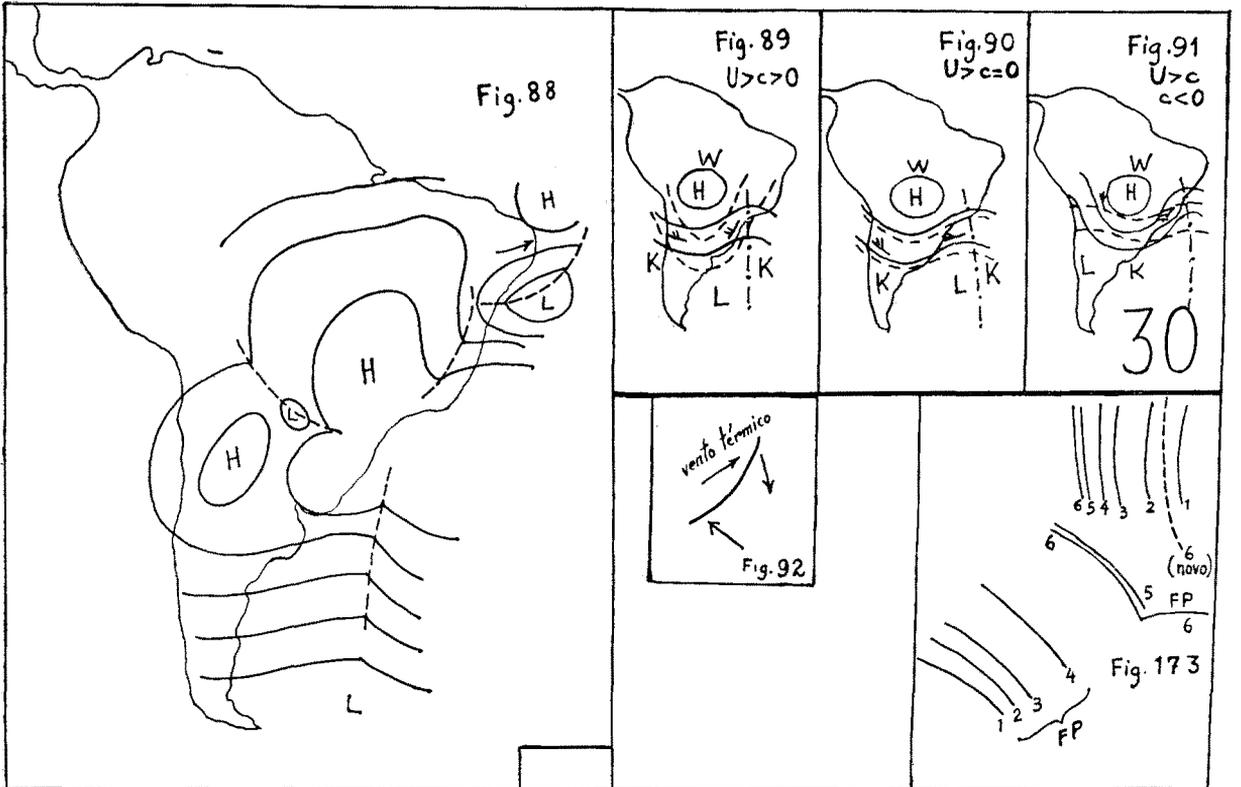
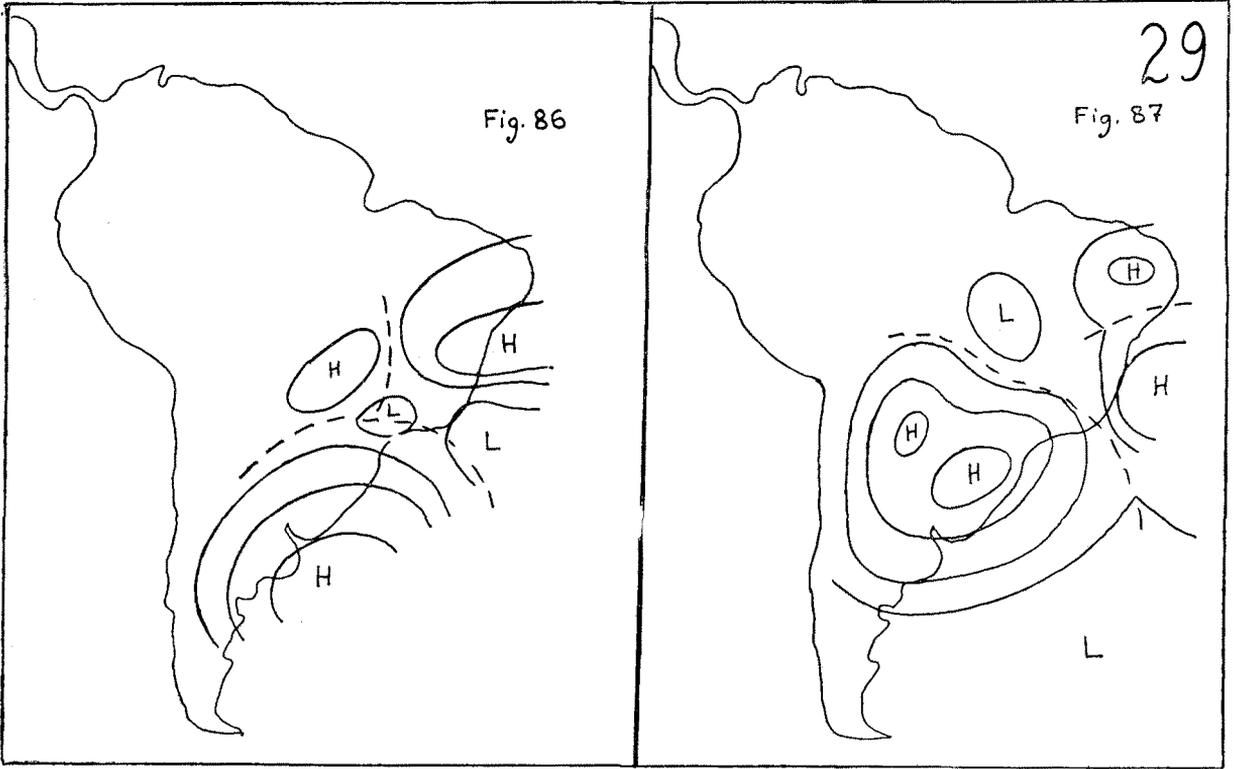
Fig. 66

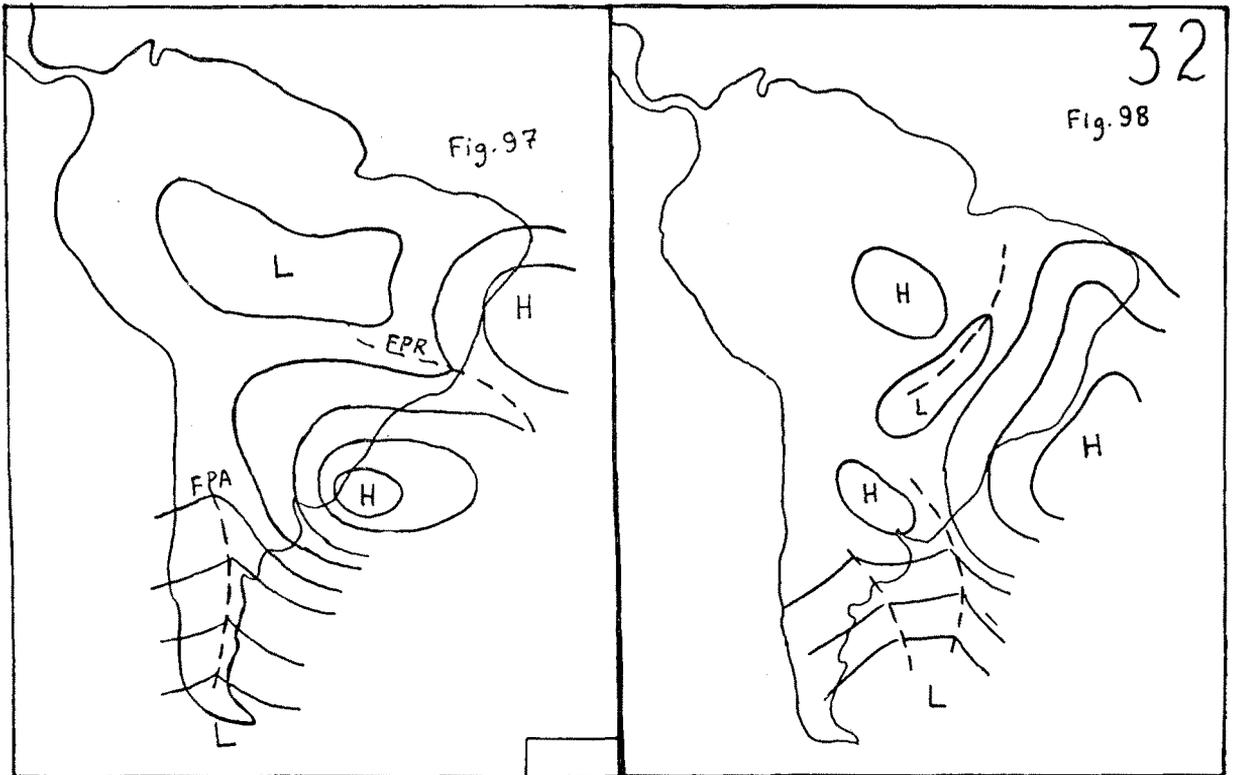
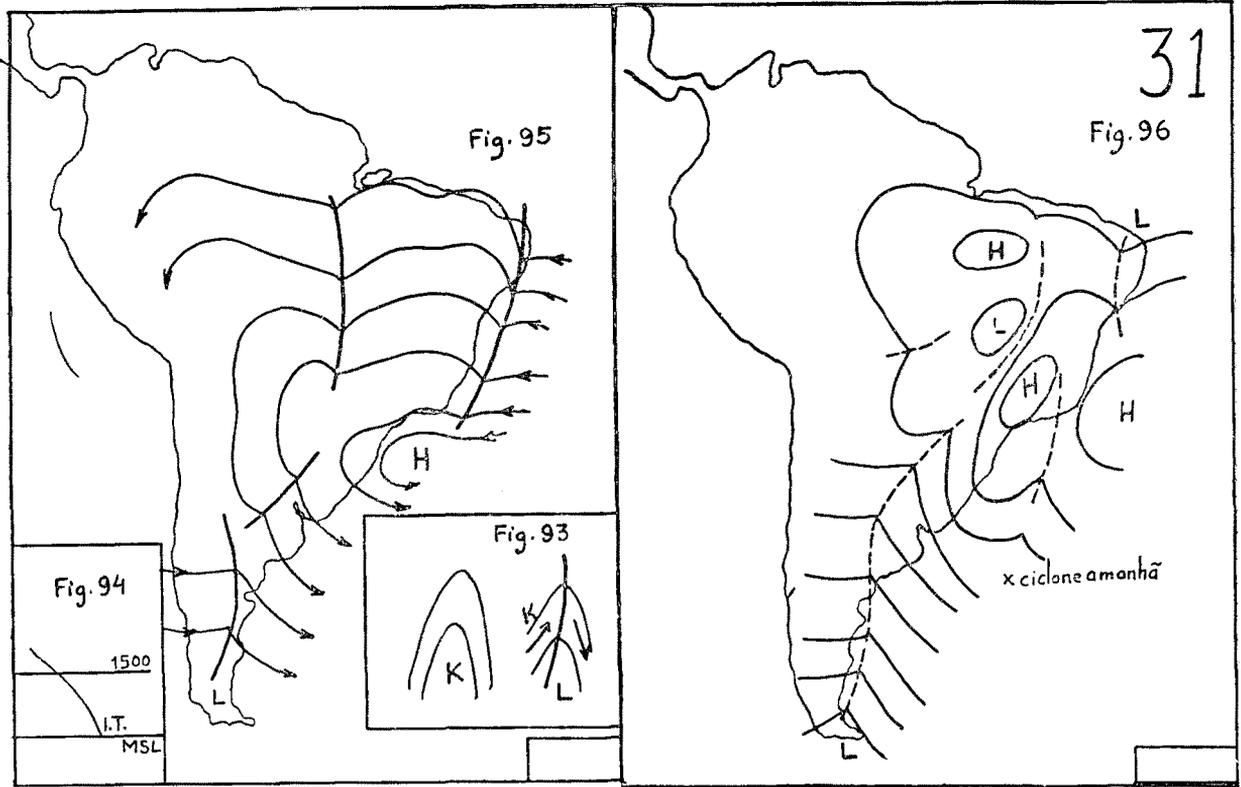


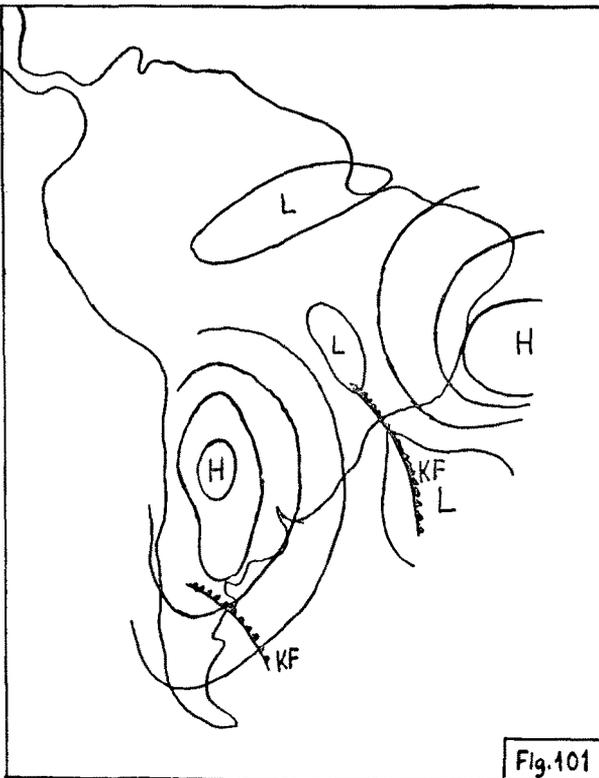
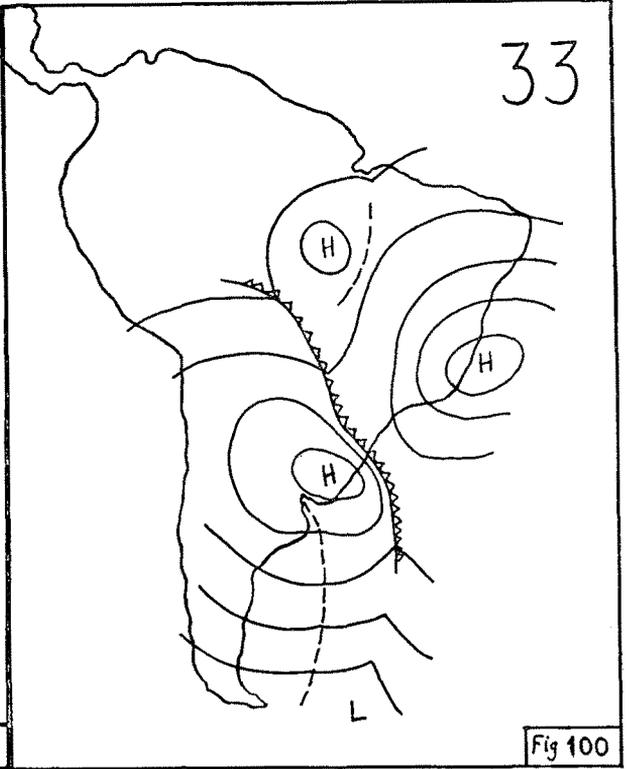
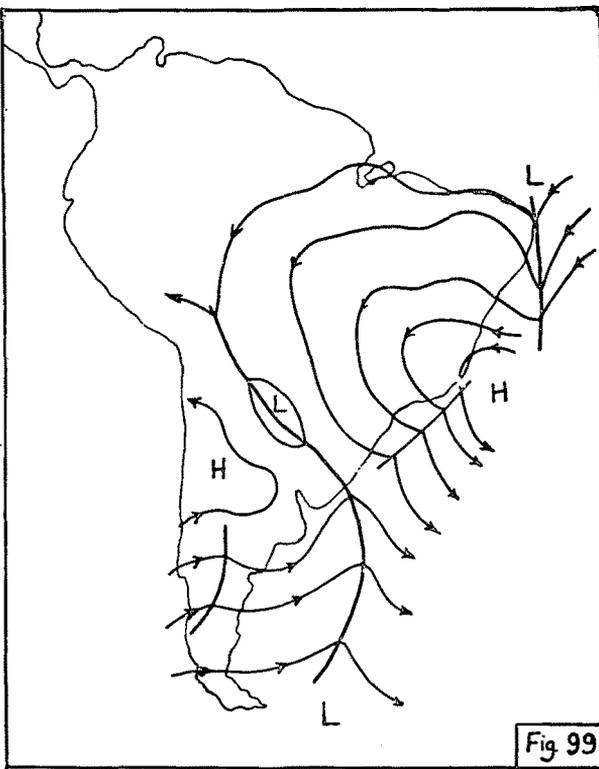












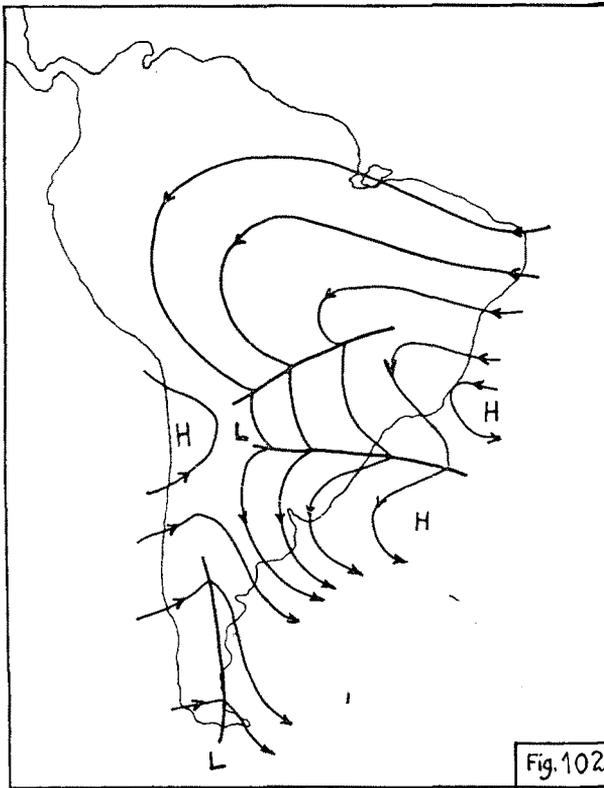


Fig. 102

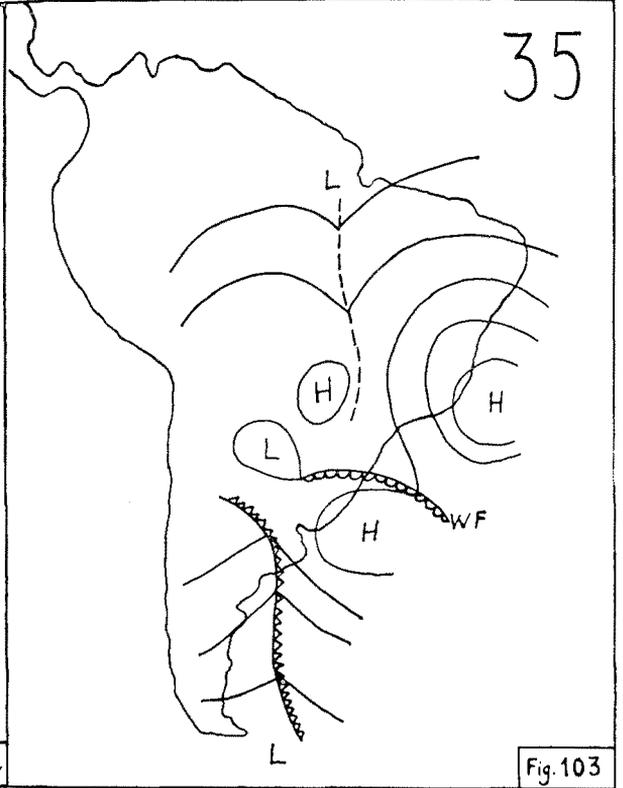


Fig. 103

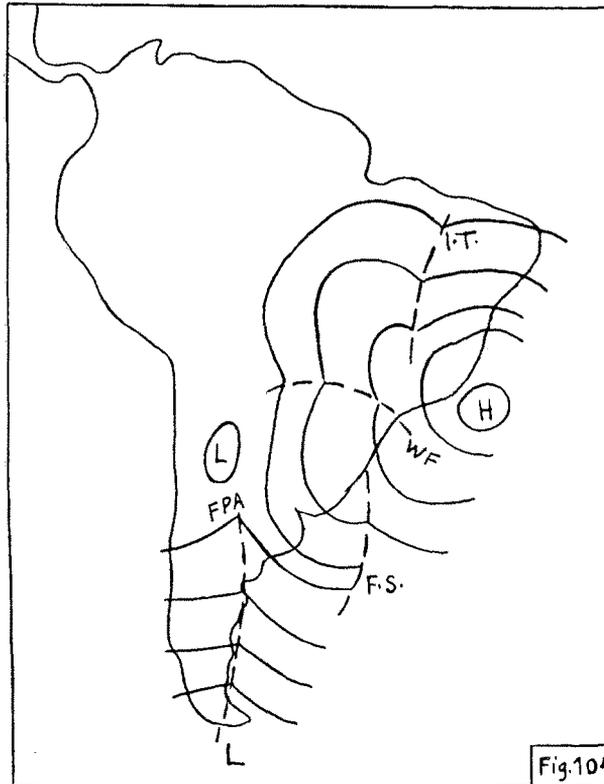
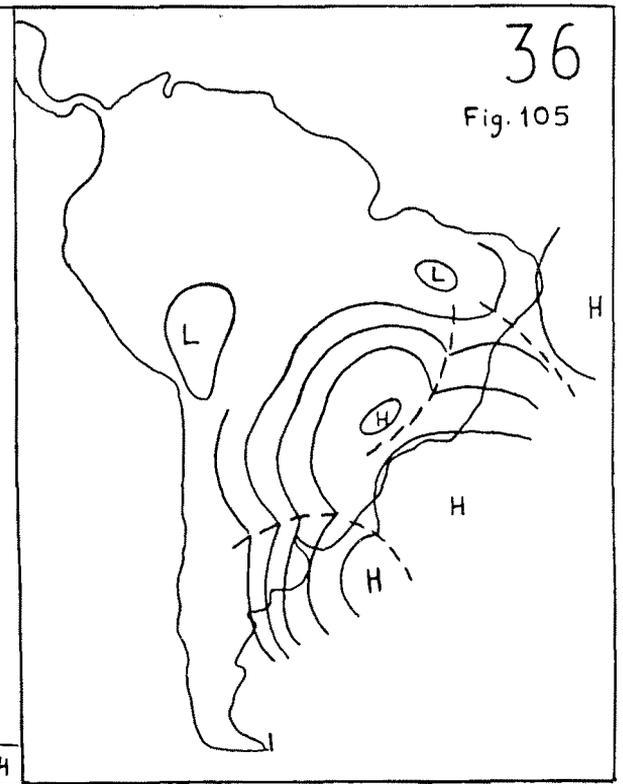
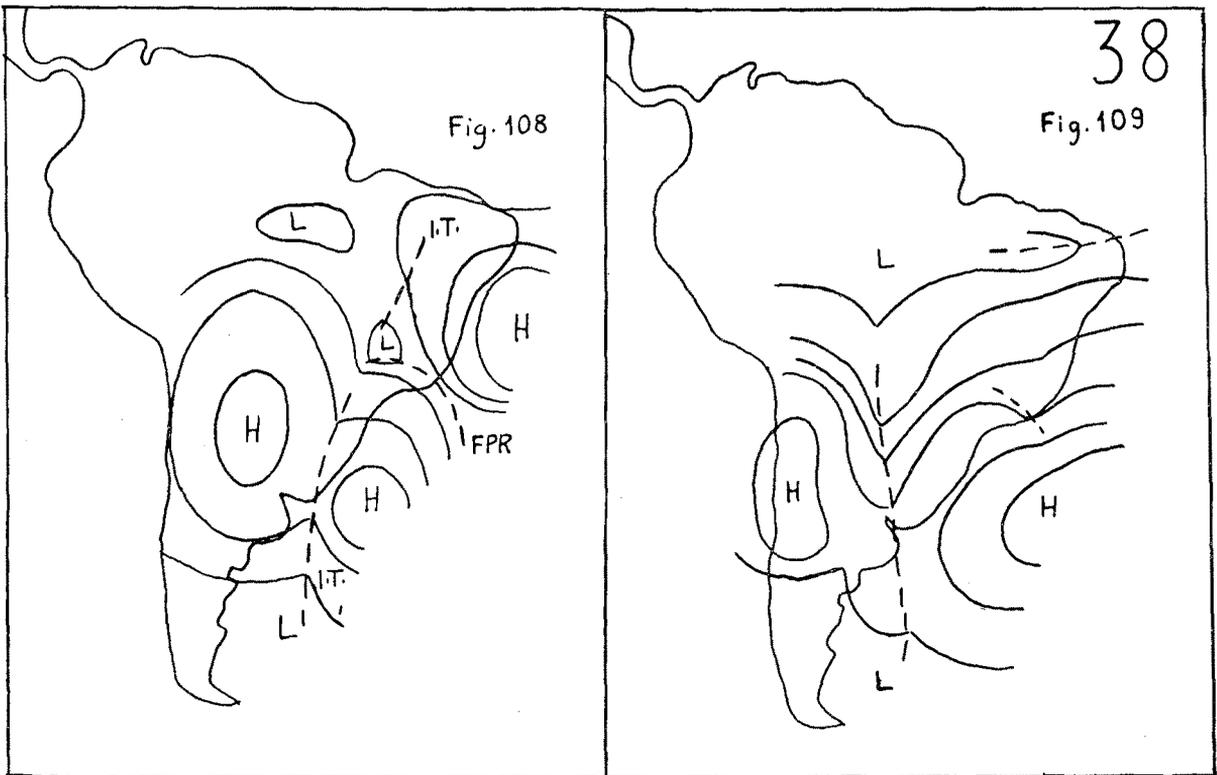
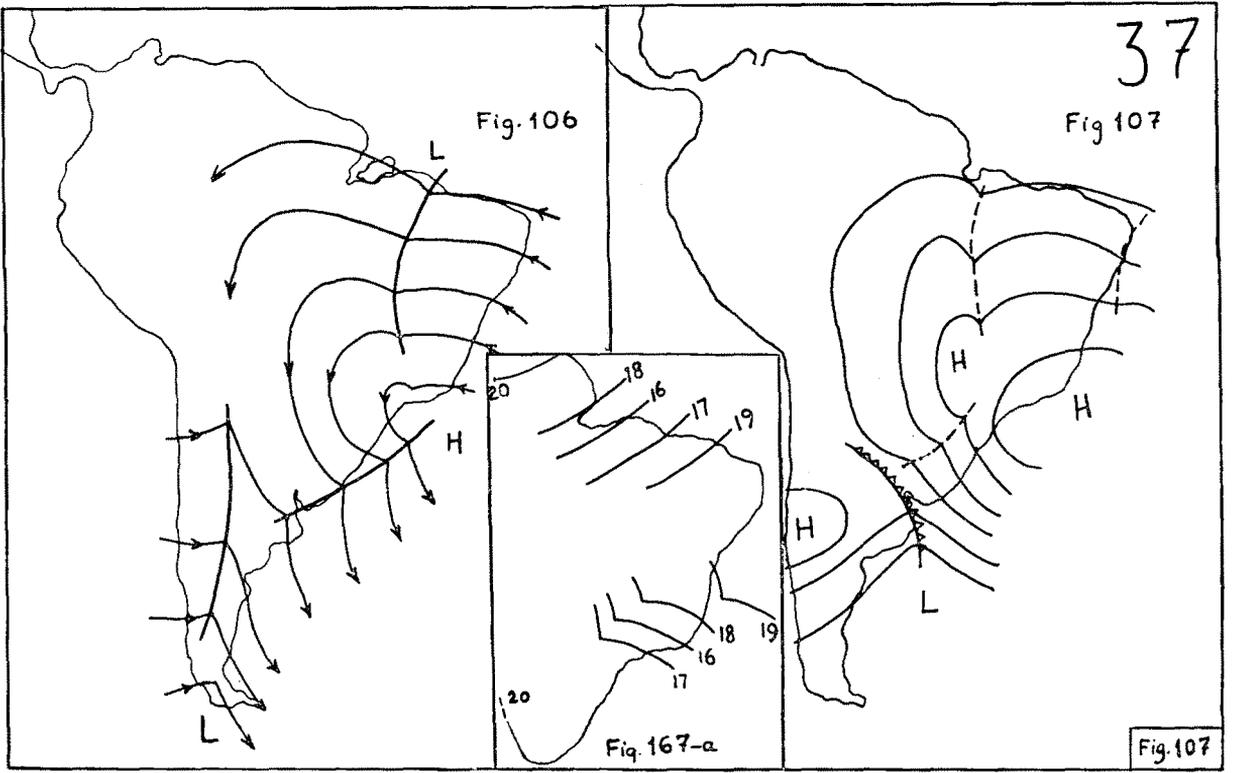


Fig. 104





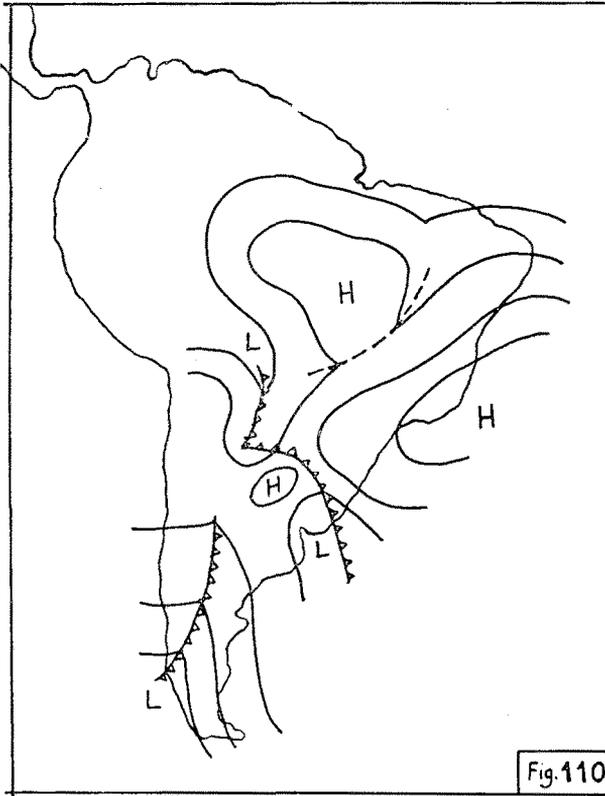


Fig.110

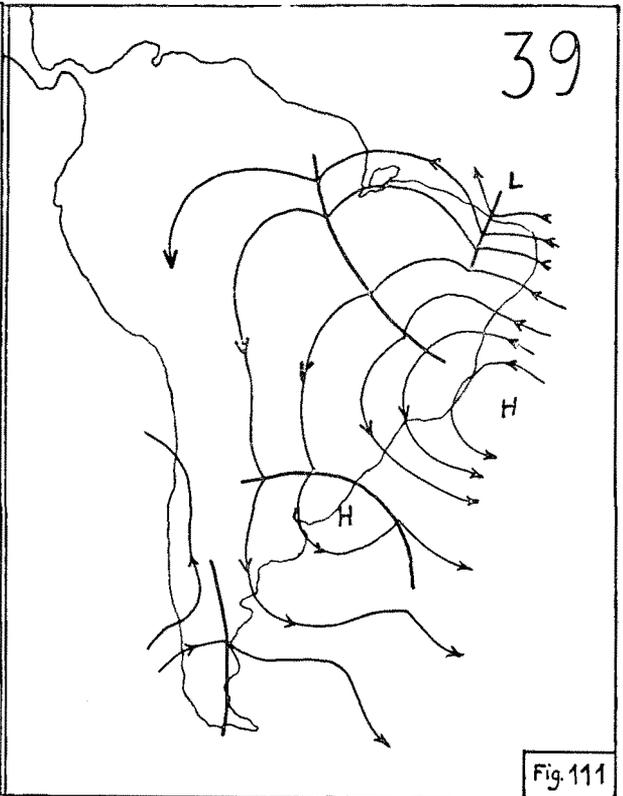


Fig.111

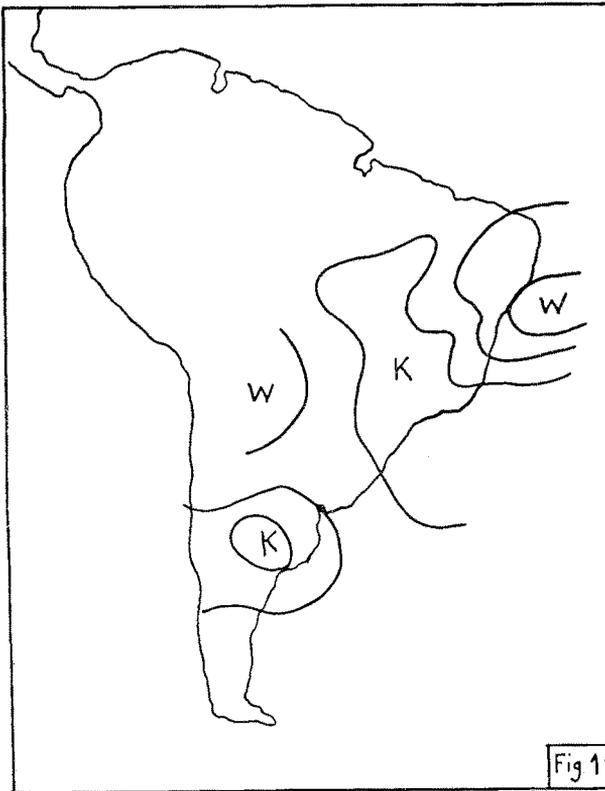


Fig.112

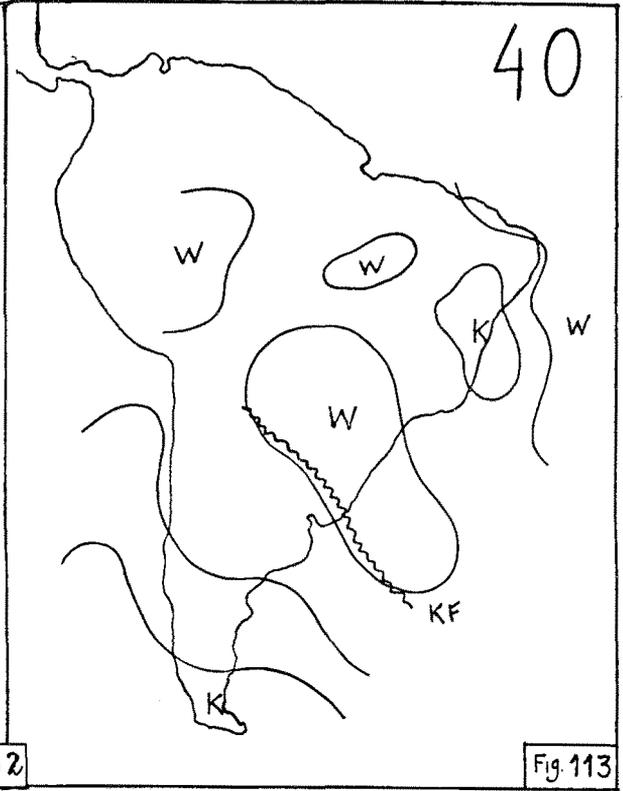
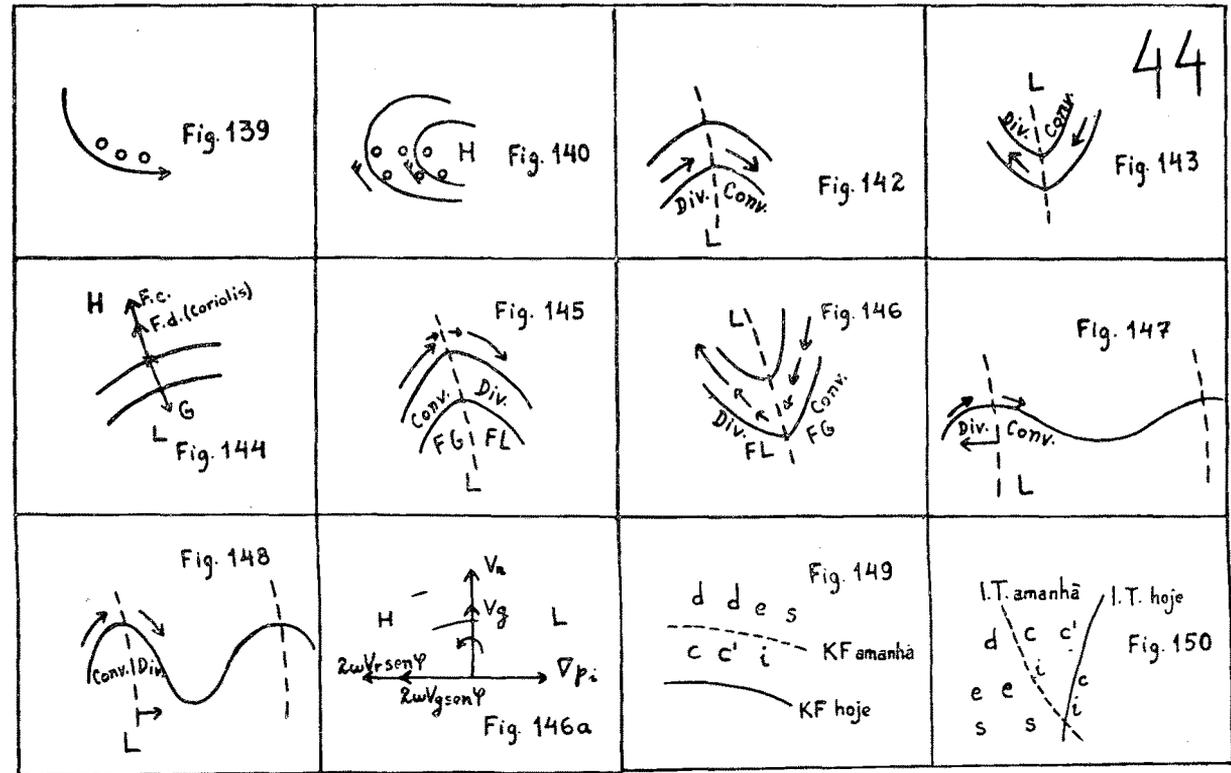
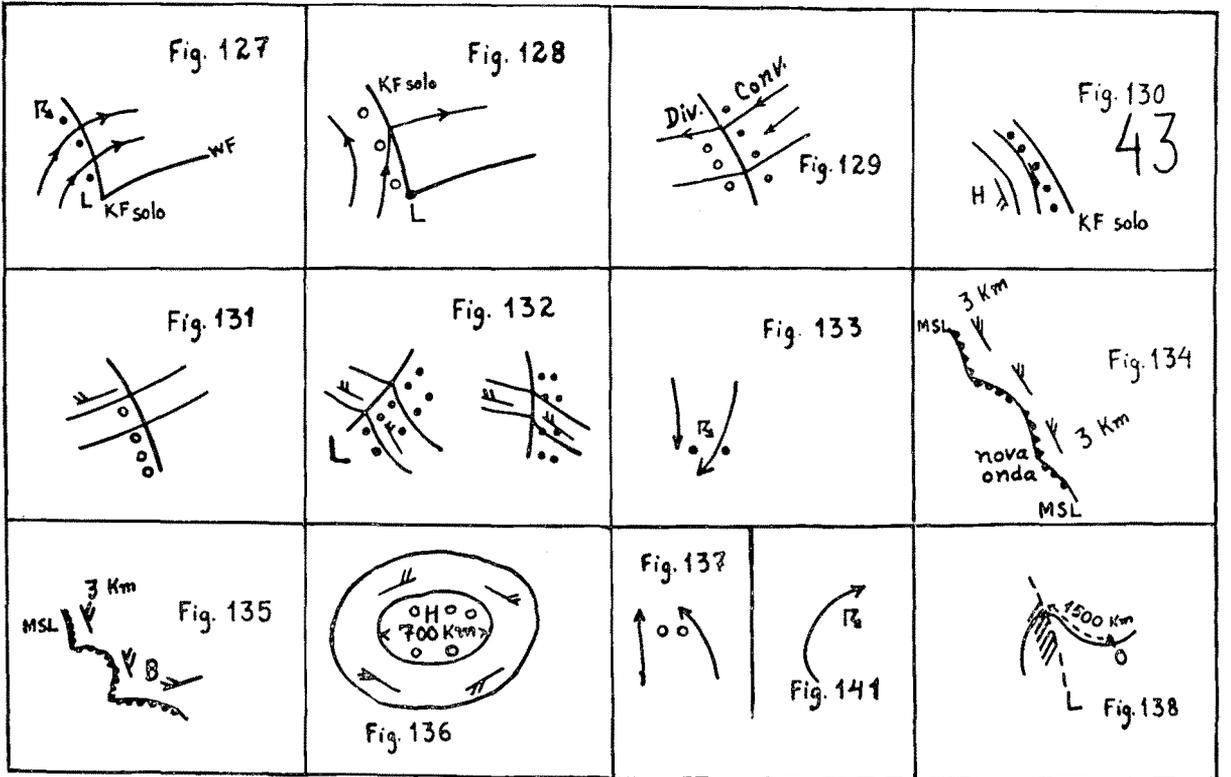
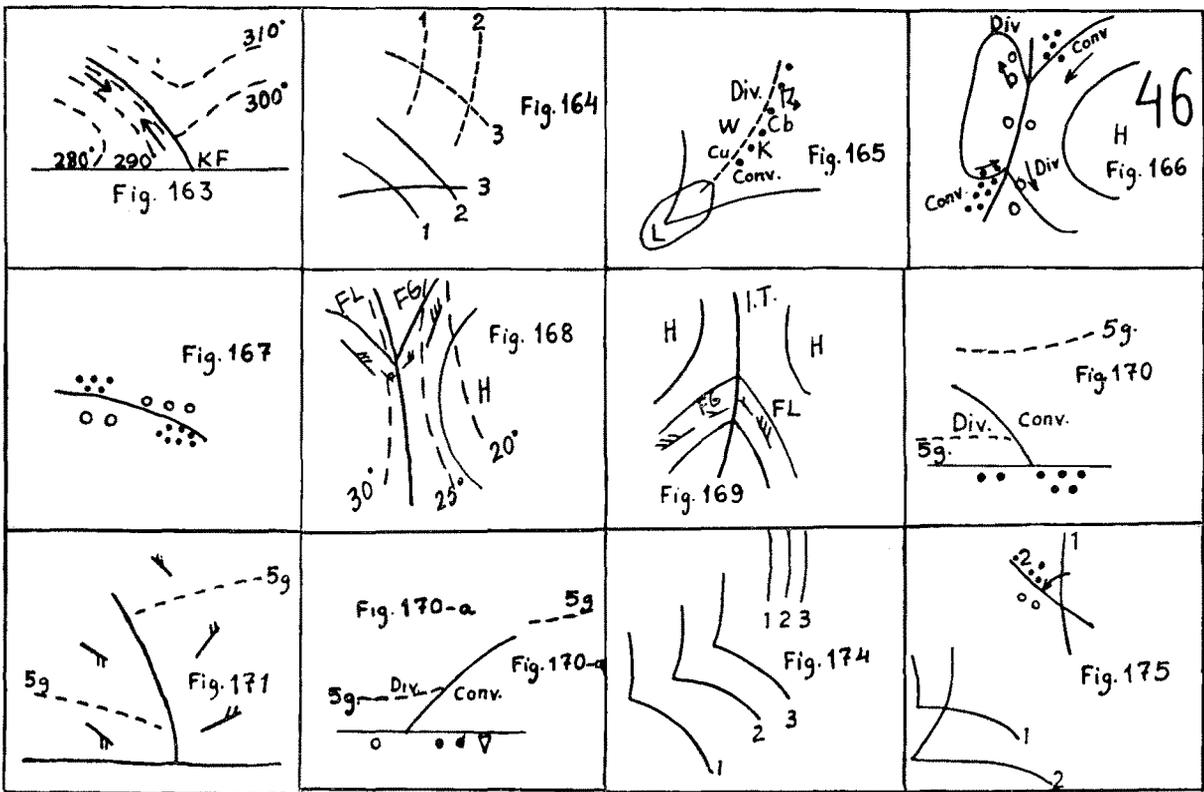
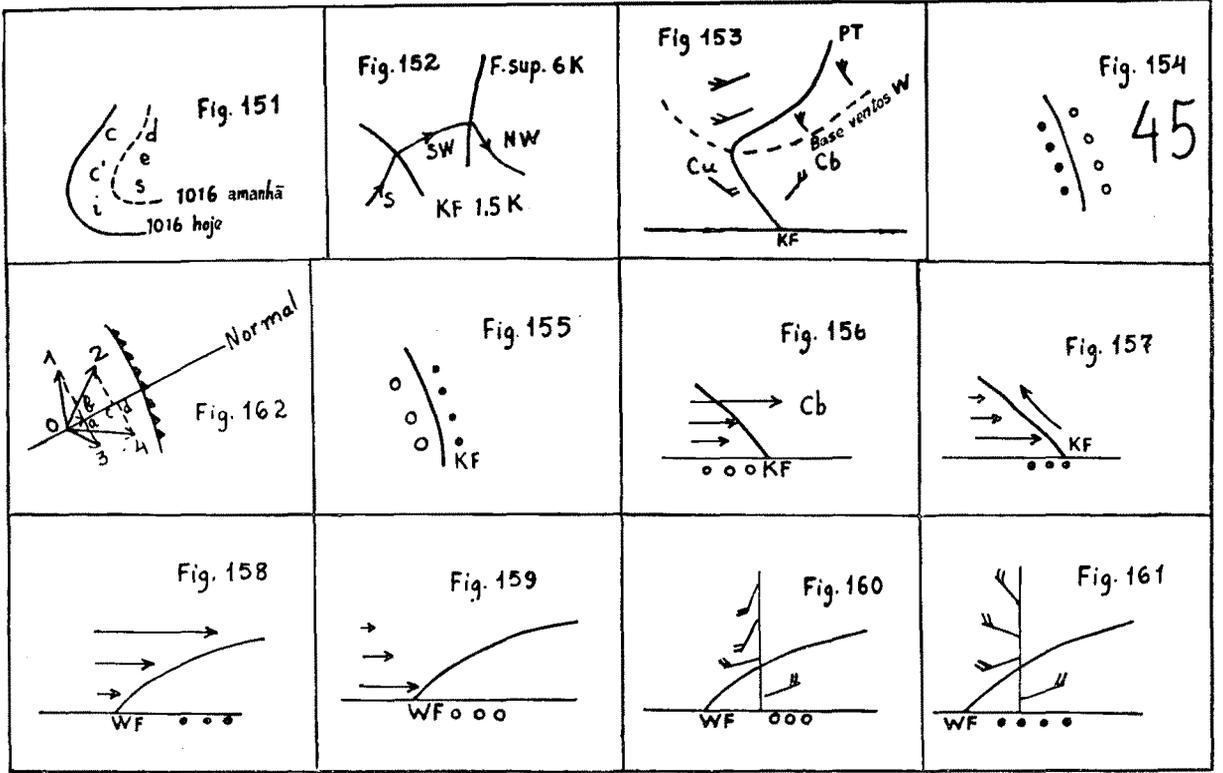
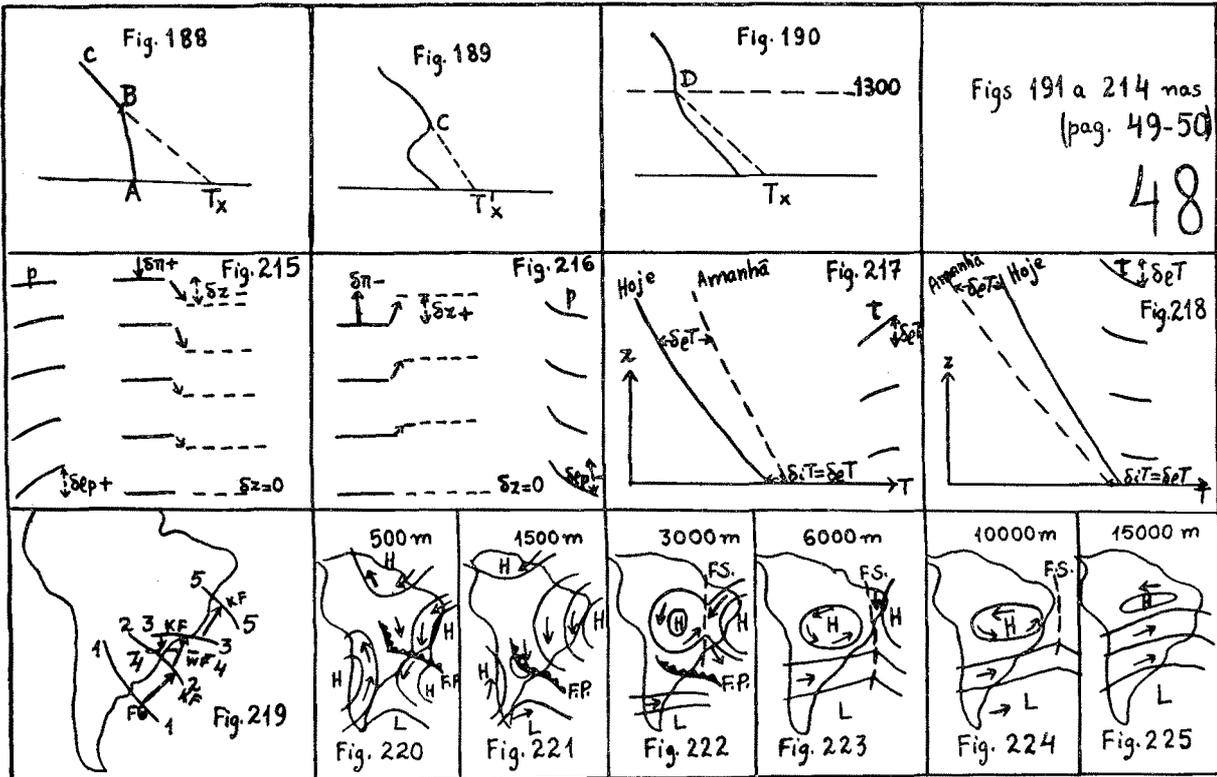
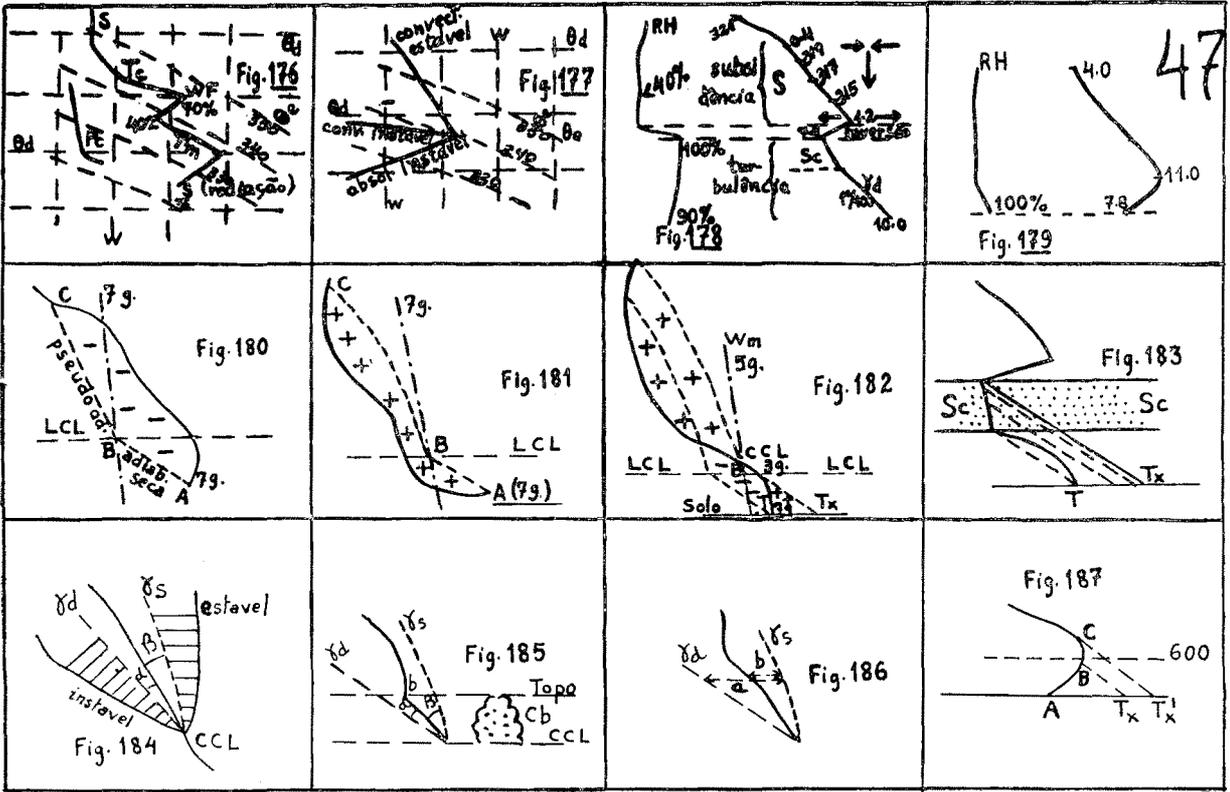
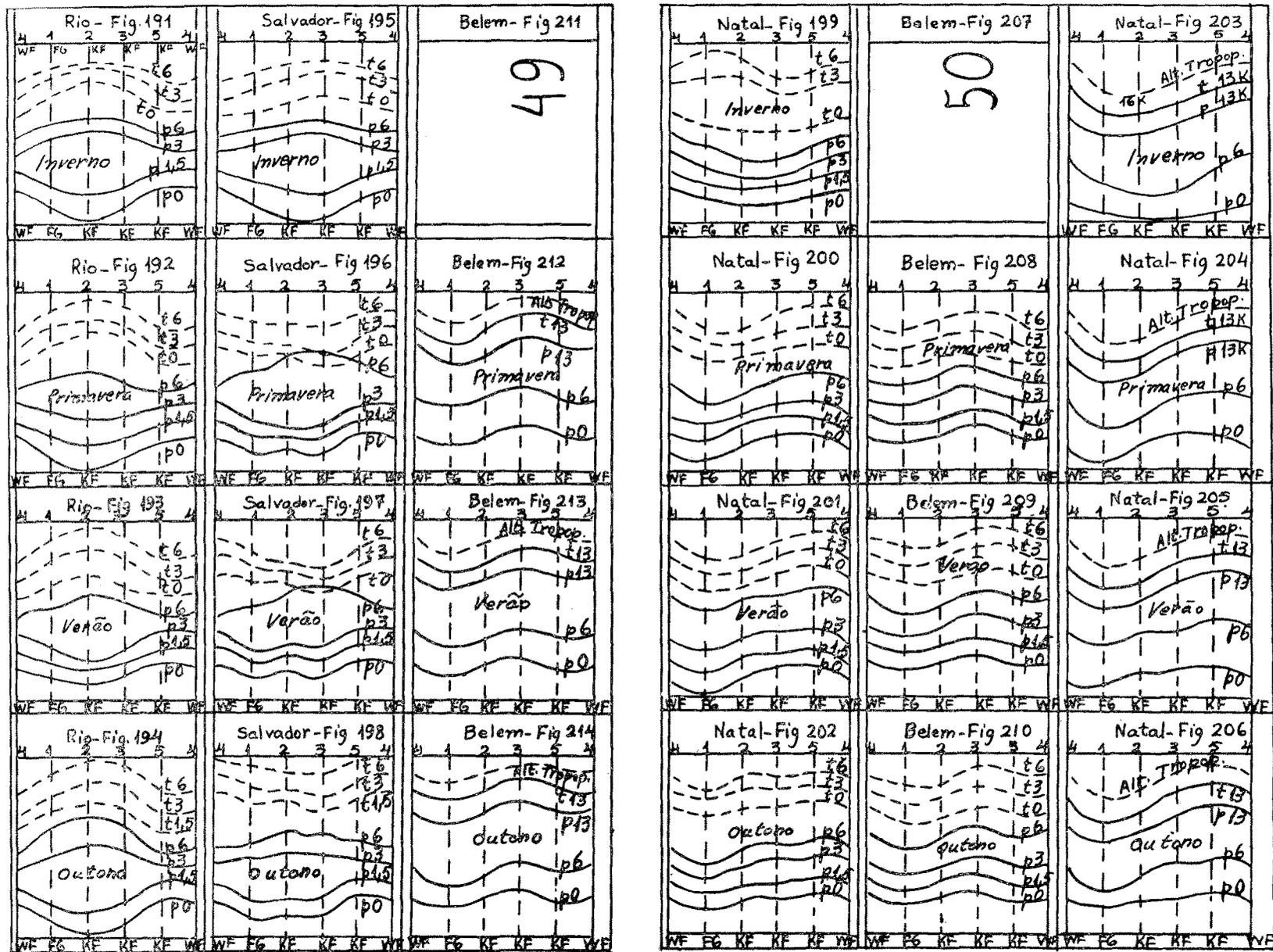


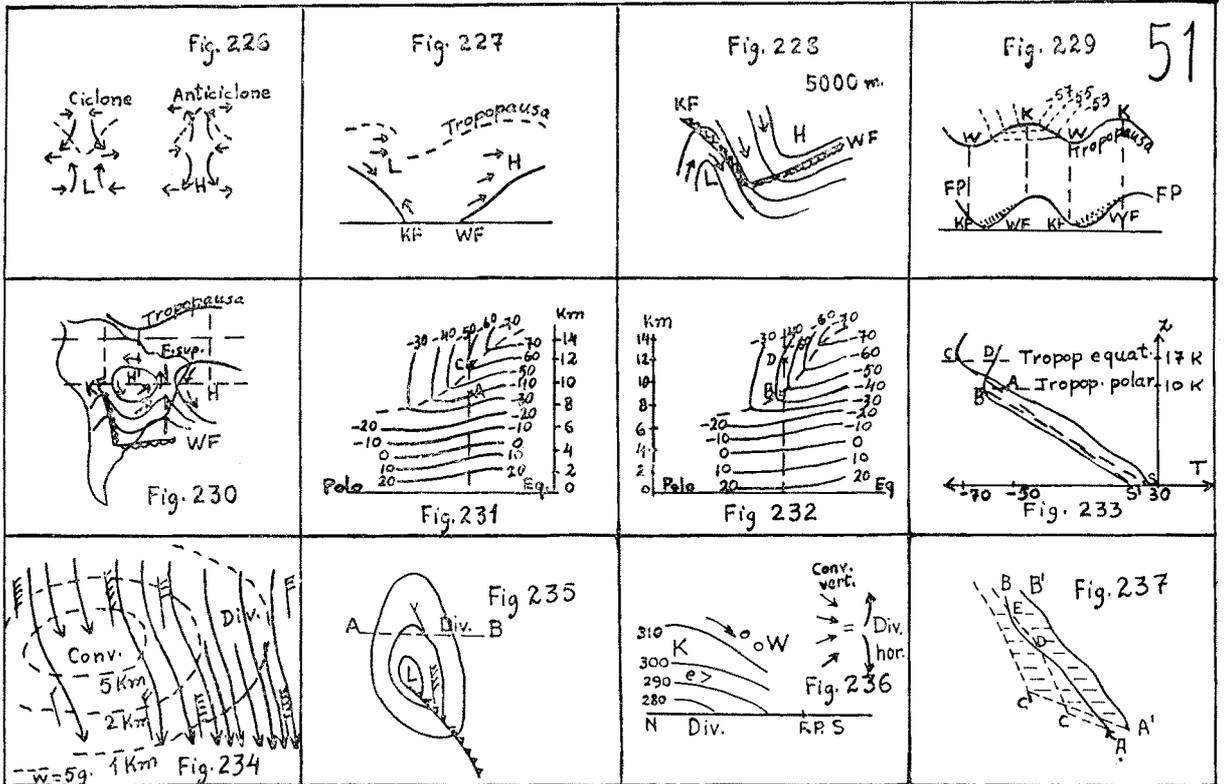
Fig.113



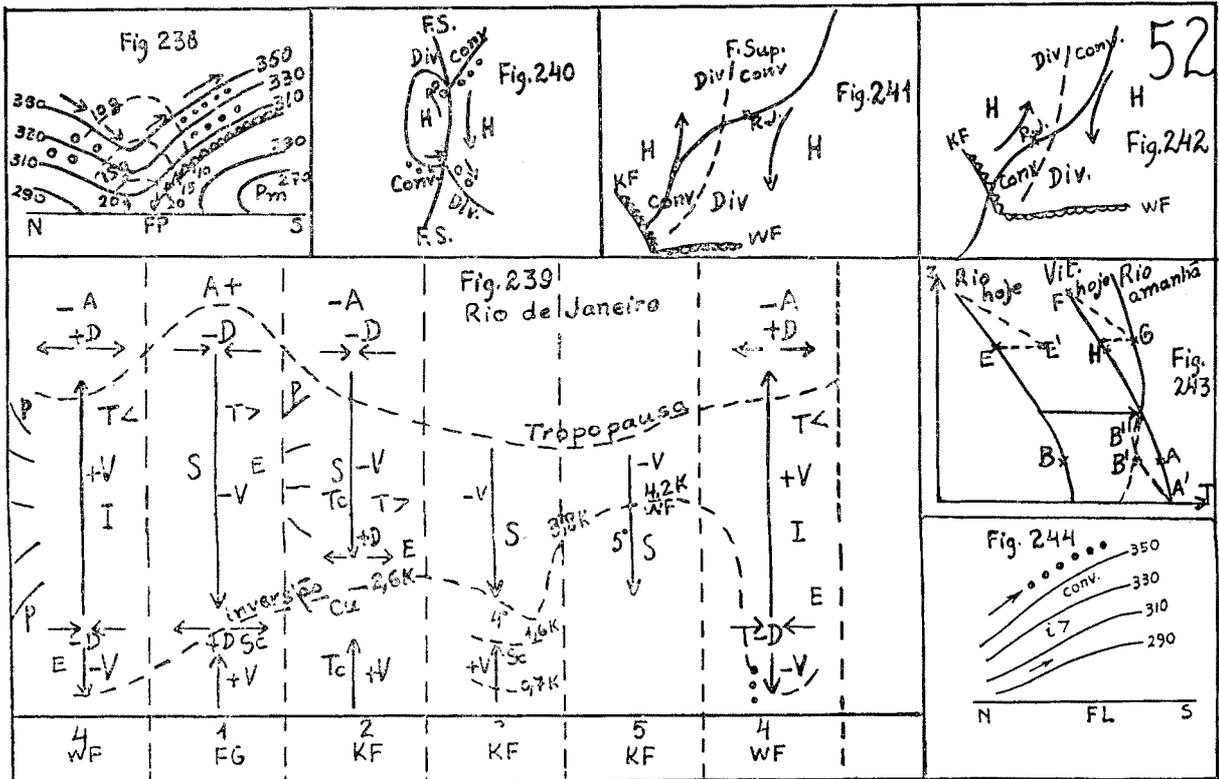




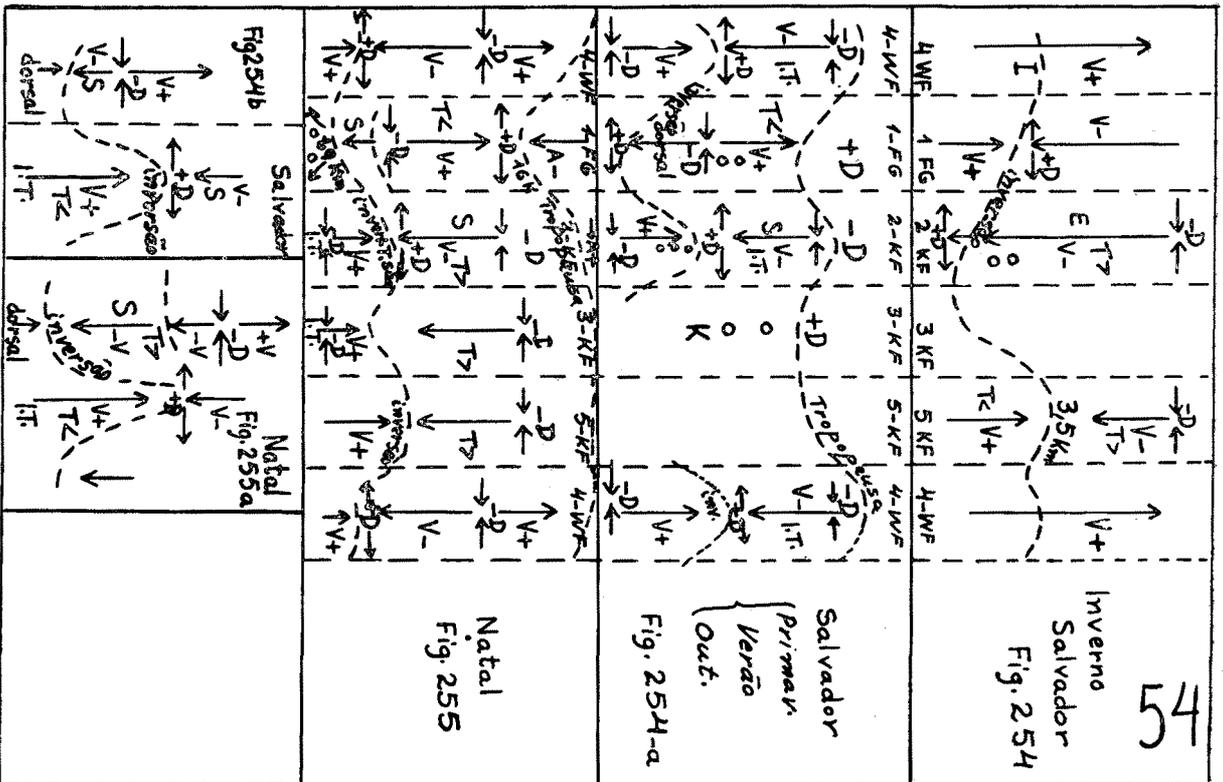
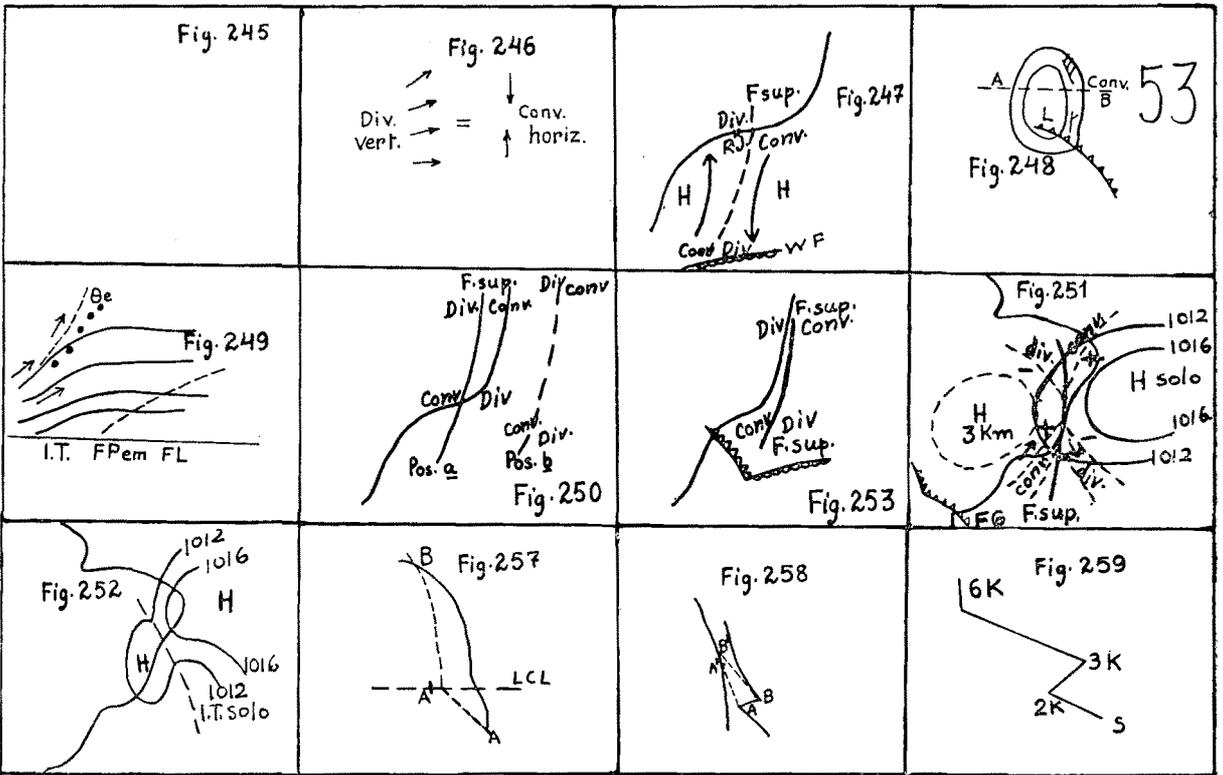


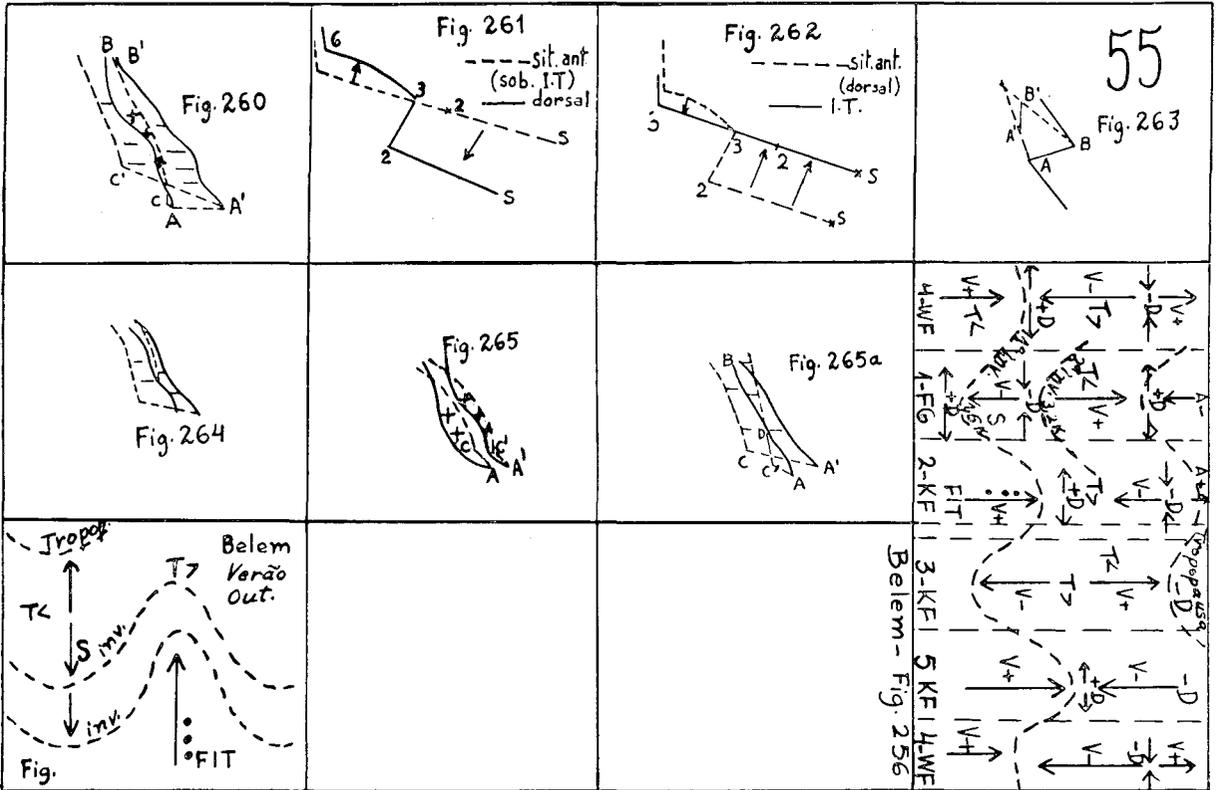


51



52





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 brasileñas de Rio de Janeiro, Salvador, Natal y Belém, se aplican los métodos clásicos de particulas 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, a 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 present 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 final 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 Voraussesung 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

Ĉi tiu studaĵo ekzamenas detale la genezon de la tropikaj atmosferaĵaj egitiĝoj, fiksante regulojn por ilia antaŭvido.

En la unua parto, post kelkaj difinoj, estas elmontrite, kiel la kartoĵ de cirkulado en la altaj niveloj povus esti profite utiligataj por pli ekzakta prognozo je 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 meĥanisman de agado de la polusa fronto en la tuta ekvatora zono, precipe per la ondiĝoj en la Tropopauzo.

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.