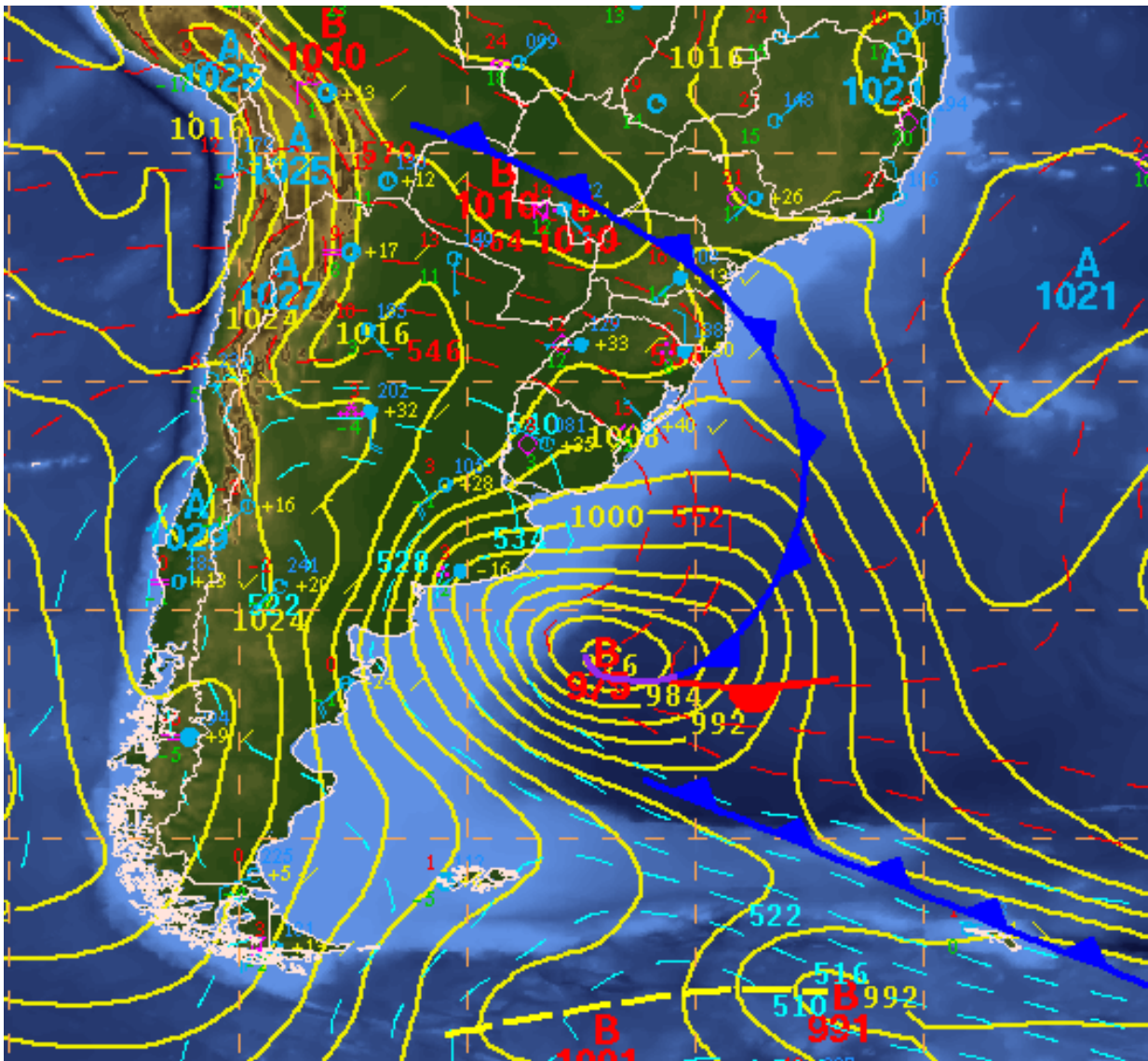


# Meteorologia Sinótica Prática

## Ciclogêneses na América do Sul



GRUPO DA PREVISÃO DE TEMPO  
GPT



**Gustavo Carlos Juan Escobar**  
**Coordenador do GPT**

**Luiz Kondrasky**  
**Giovanni Dolif Neto**  
**Kelen Martins Andrade**  
**Mônica Vaz Lima**  
**Olivio Bahia do Sacramento Neto**  
**Pedro Jourdan**  
**Vlamir da Silva Junior**  
**Carlos Moura Weide**  
**Naiane Pinto Araujo**  
**Caroline Vidal Ferreira da Guia**  
**Henri Rossi Pinheiro**  
**Mirian Caetano**  
**Philipp Edson Dias da Silva**  
**Laís Caroline de Sousa Queiroz Silva**  
**Marcos Ribeiro Leite**  
**Aline Cesar Lira**

*A presente iniciativa faz parte do Projeto – “EDUCAÇÃO E DIFUSÃO DO CONHECIMENTO EM CLIMA E MEIO AMBIENTE – ECOMAC”(processo: 551747/2008-0), apoiado pelo CNPq, e que tem por objetivos promover a criação de serviços de informações educativas e o acesso, à comunidade acadêmica e científica, de material educativo pela livre disseminação através na Internet. Essa primeira edição de Ciclogêneses na America do Sul destina-se a professores, alunos e profissionais interessados na previsão de tempo.*

# 1. Ondas frontais polares: modelo conceitual clássico

Entre o nordeste da Argentina, Paraguai, Uruguai e parte do Sul do Brasil é comum observar eventos ciclogênicos que são responsáveis por importantes acumulados de chuva, muitas vezes acompanhados de ventos fortes, descargas elétricas e queda de granizo. Nestas regiões, a formação de centros de baixa pressão é conhecida como ciclones extratropicais e ocorrem principalmente durante a estação do inverno. Atualmente, compreende-se bem os principais processos físicos e dinâmicos associados aos ciclones extratropicais, embora a previsão da sua posição e deslocamento ainda represente um desafio para os meteorologistas previsores de ambientes operacionais.

Denomina-se ciclogênese o processo de formação de uma onda frontal, determinada por um centro de baixa pressão, um ramo frio e um ramo quente. O mecanismo essencial para o desenvolvimento dos ciclones extratropicais é a instabilidade baroclínica, que existe devido ao gradiente horizontal de temperatura em superfície.

Taljaard (1972) observou que o máximo de ciclogênese ocorre sobre o Paraguai. Necco (1982) observou que 70% dos ciclones formados sobre o oceano Atlântico ocorrem na área compreendida entre os meridianos 0 e 90 W e os paralelos 10S e 55S, sendo que o verão é a estação com menor frequência de ocorrência de ciclogêneses sobre América do Sul.

Segundo Gan e Rao (1990) existem duas regiões ciclogênicas principais sobre a América do Sul. Uma delas encontra-se sobre o nordeste da Argentina, Uruguai e o sul do Rio Grande do Sul e apresenta sua máxima frequência no inverno e na primavera. A outra região se localiza a leste da Patagônia norte da Argentina e sua máxima frequência é no verão.

A **Figura 1** mostra a frequência de eventos ciclogênicos para cada uma das quatro estações do ano.

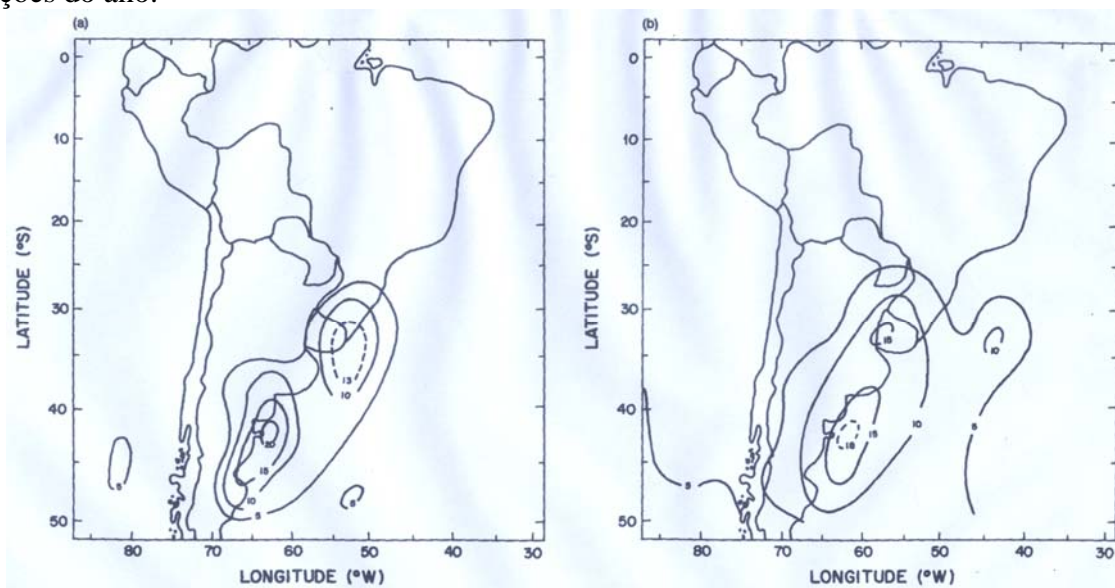
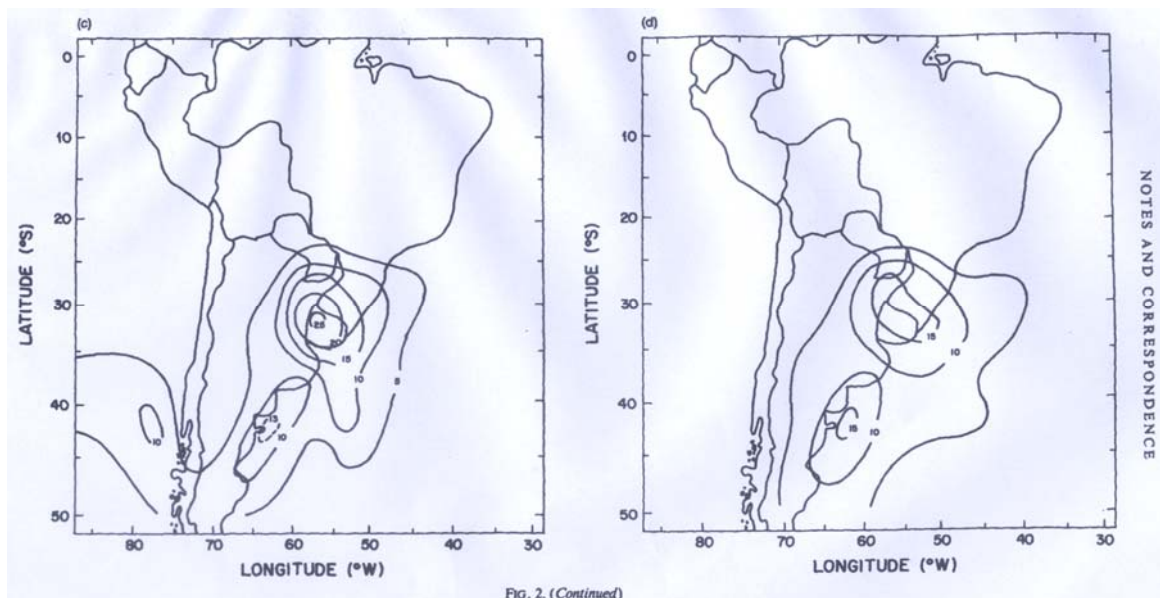


FIG. 2. Isolines of frequency of cyclogenesis: (a) summer (December, January, and February); (b) autumn (March, April, and May); (c) winter (June, July, and August); (d) spring (September, October, and November).



**Figura 1: Distribuição sazonal de eventos ciclogênicos (Gan e Rao (1990)).**

O modelo conceitual clássico de circulação atmosférica associado ao desenvolvimento de ondas frontais na América do Sul mostra o deslocamento de um cavado na troposfera média e alta que cruza a Cordilheira dos Andes e interage com uma região baroclínica em superfície, como por exemplo, um sistema frontal estacionário localizado entre o nordeste da Argentina e o sul da Região Sul.

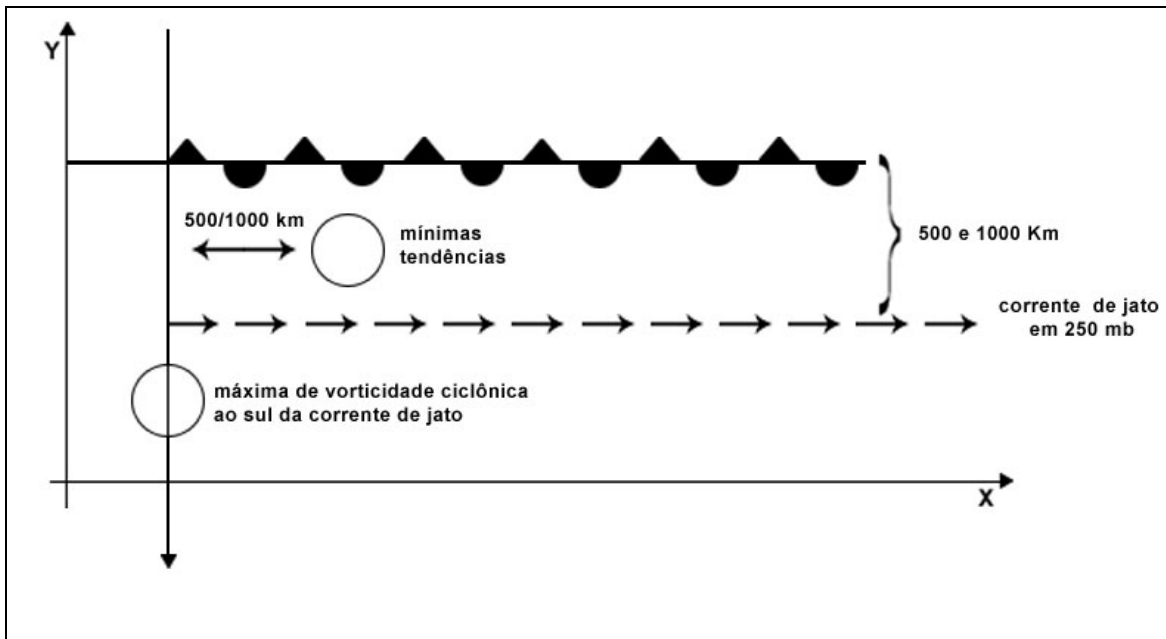
Através desta interação surge a onda frontal polar determinada por um sistema de baixa pressão que se forma a partir da frente estacionária, e de dois ramos frontais. Um ramo frio que se desloca de sudoeste a nordeste e um ramo quente que se move de norte a sul. O processo de formação desse sistema de baixa pressão é conhecido como “ciclogênese” e geralmente tem como suporte dinâmico em altitude a presença do ramo norte do Jato Polar (JPN). O ciclone extratropical associado a este processo ciclogênético adquire no início uma trajetória para leste ou nordeste para logo virar rapidamente para sudeste, acompanhando o sentido do escoamento na troposfera média e alta.

A seguir apresenta-se as diferentes etapas da formação de uma onda frontal polar típica (**Figura 2 - Figura 10**).

Antes da formação de um ciclone, observa-se uma zona frontal com uma frente em superfície e uma corrente de jato localizada entre 500 e 1000 km do lado polar da frente, aproximadamente onde a superfície frontal corta a superfície de 500 hPa. Um valor típico da temperatura neste local é de -17C.

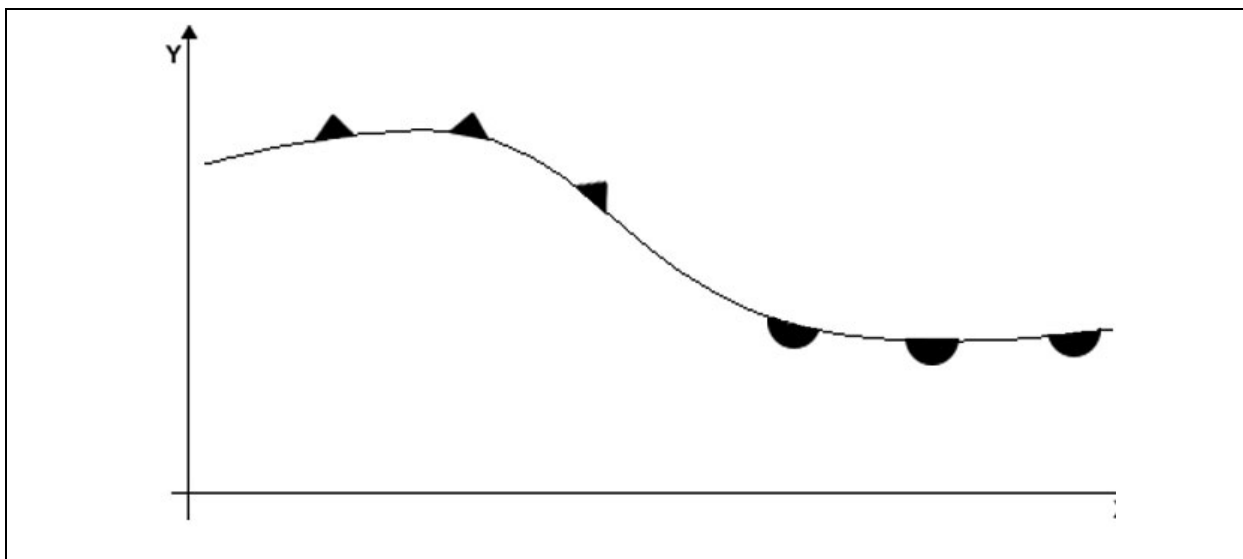
\* Um cavado e/ou máximo de vorticidade ciclônica na troposfera superior aproxima-se da zona frontal vinda de oeste (visível na carta de 500 hPa).

\* Em superfície aparece um mínimo de tendências de pressão a cada 3 horas, localizado entre a posição da frente em superfície e a corrente de jato, e a leste (corrente abaixo) da perturbação em 500 hPa (a 500/1000 km).



**Figura 2**

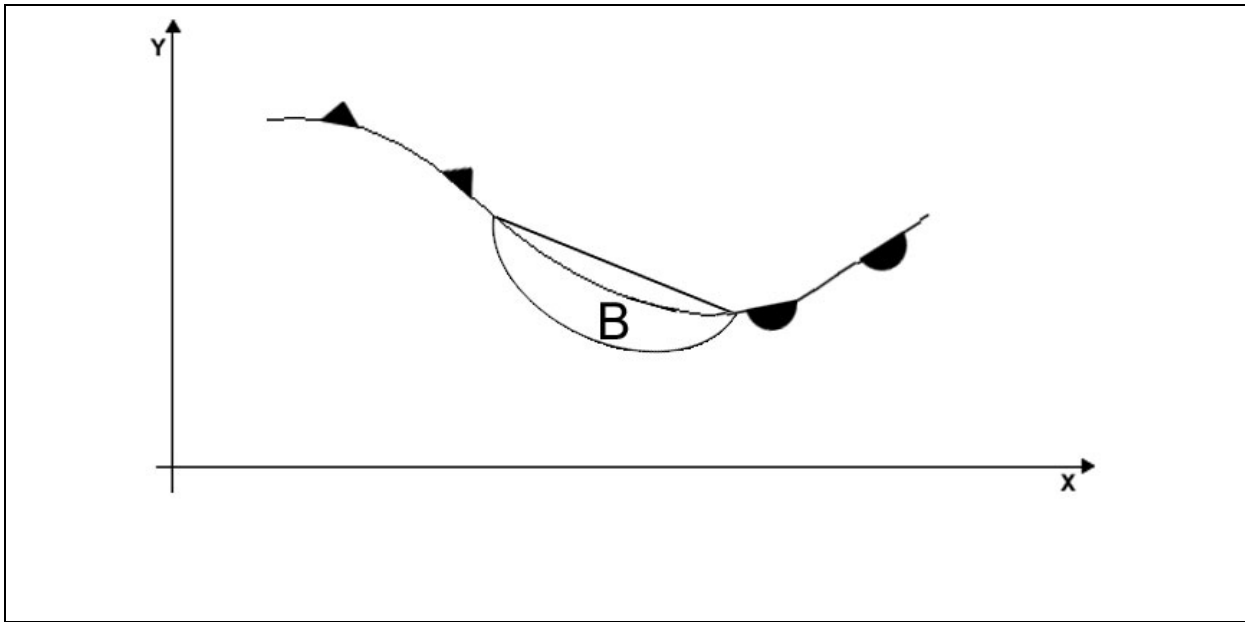
A frente se deforma produzindo a onda frontal.



**Figura 3**

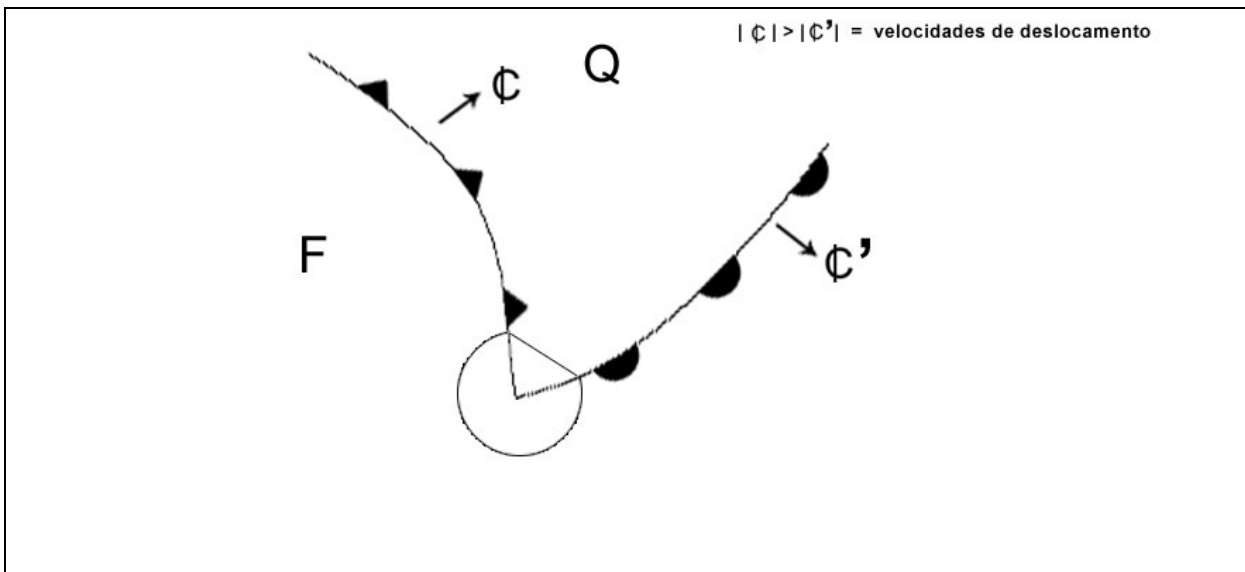
\* A carta de espessura 500/1000 mostra um forte gradiente a oeste da onda, onde a frente está inclinando-se.

A primeira isóbara fechada aparece em superfície. Logo a circulação fechada se propaga cada vez mais para níveis superiores.



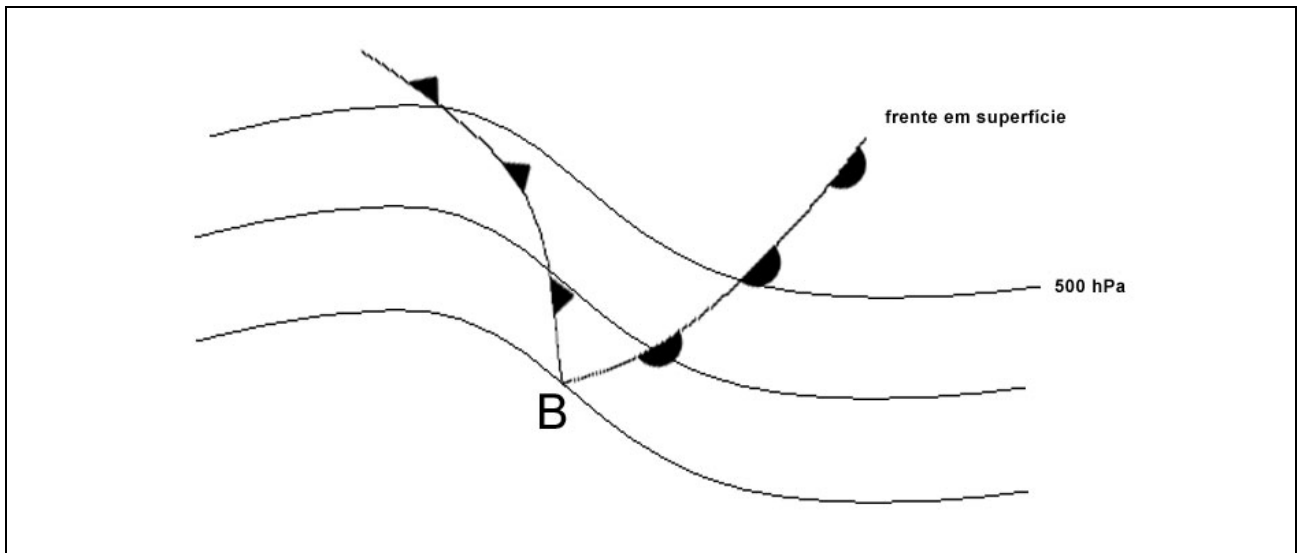
**Figura 4**

A frente fria avança agora mais rápido que o ramo quente e forma-se o setor quente.



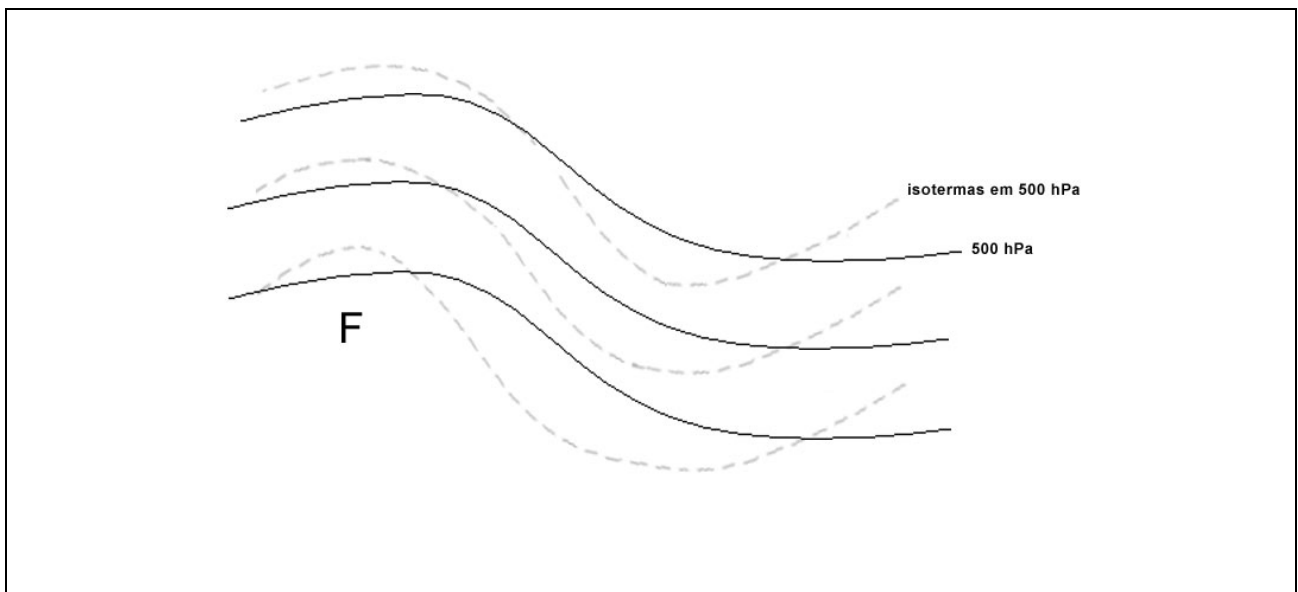
**Figura 5**

Nesta etapa o ciclone em superfície encontra-se no ponto de inflexão no fluxo de 500 hPa.



**Figura 6**

Em 500 hPa o campo de temperatura mostra-se cada vez mais perturbado em respeito às isoípsas, indicando a presença da baroclinia associada à circulação atmosférica. Desta maneira, nota-se uma intensa advecção de ar frio a oeste do ciclone em superfície, enquanto que a leste deste sistema predomina a advecção de ar quente.

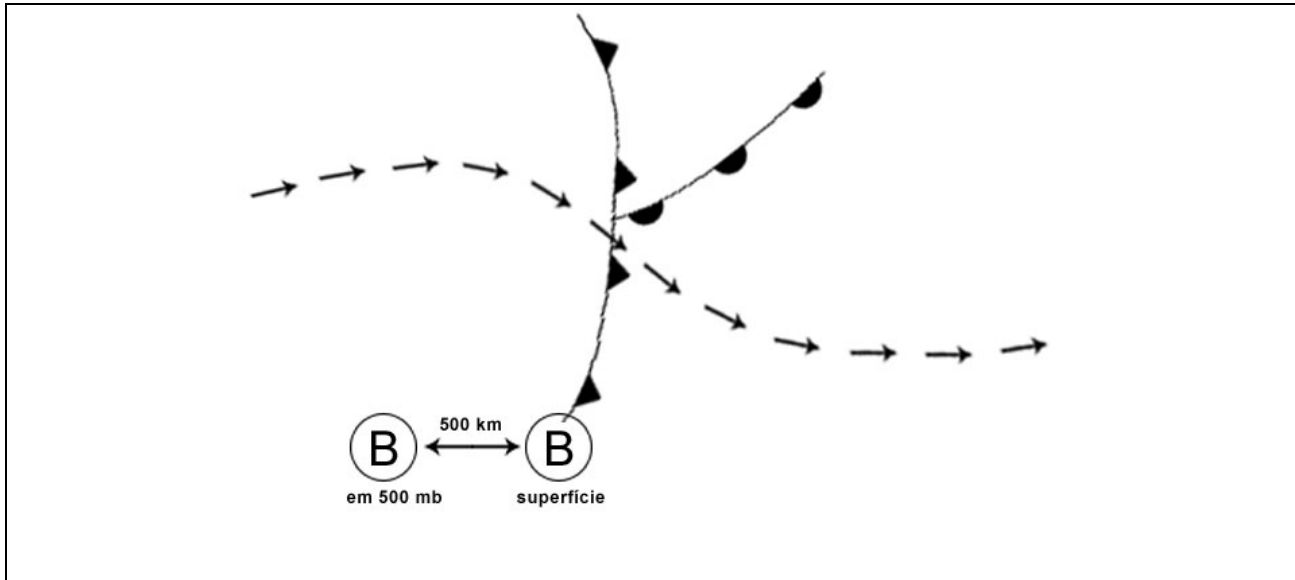


**Figura 7**

O ciclone se aprofunda rapidamente quando se aproxima da posição da corrente de jato (normalmente as ondas nascem do lado equatorial do jato e vão para o lado frio, aprofundando-se ao cruzar a corrente de jato). Normalmente o ciclone está ocluso quando se encontra do lado polar da corrente do jato.

O intervalo de tempo que vai desde a aparição do setor quente definido até sua oclusão normalmente não supera o período de 24 horas.

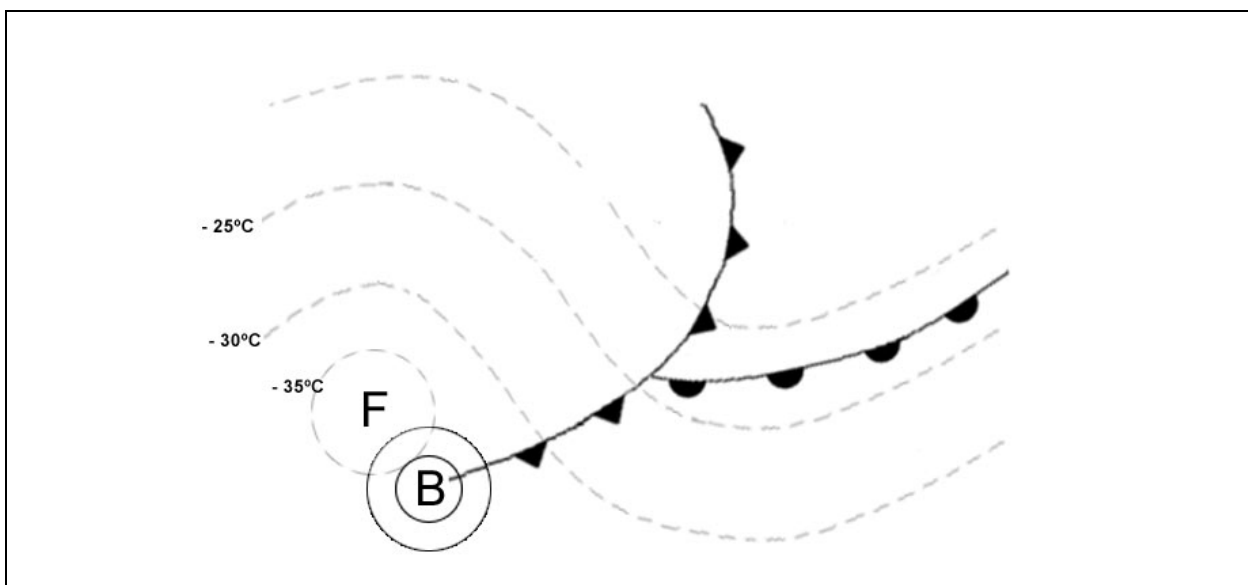
Conforme o ciclone se desenvolve, o máximo de vorticidade ciclônica na troposfera média se aprofunda e aproxima da posição do ciclone em superfície. Uma vez que o ciclone cruza a corrente de jato usualmente surge um centro fechado em 500 hPa, distante aproximadamente a 500 km a oeste do ciclone em superfície (corrente acima). Esta etapa é caracterizada como o estágio maduro, quando a inclinação entre as isotermas e isóbaras diminuem, indicando uma situação quase barotrópica equivalente.



**Figura 8**

Quando o ciclone se afasta da corrente de jato segue aprofundando-se, porém com um ritmo cada vez menor. À medida que o ciclone se aprofunda e envelhece, seu deslocamento torna-se menor e lento.

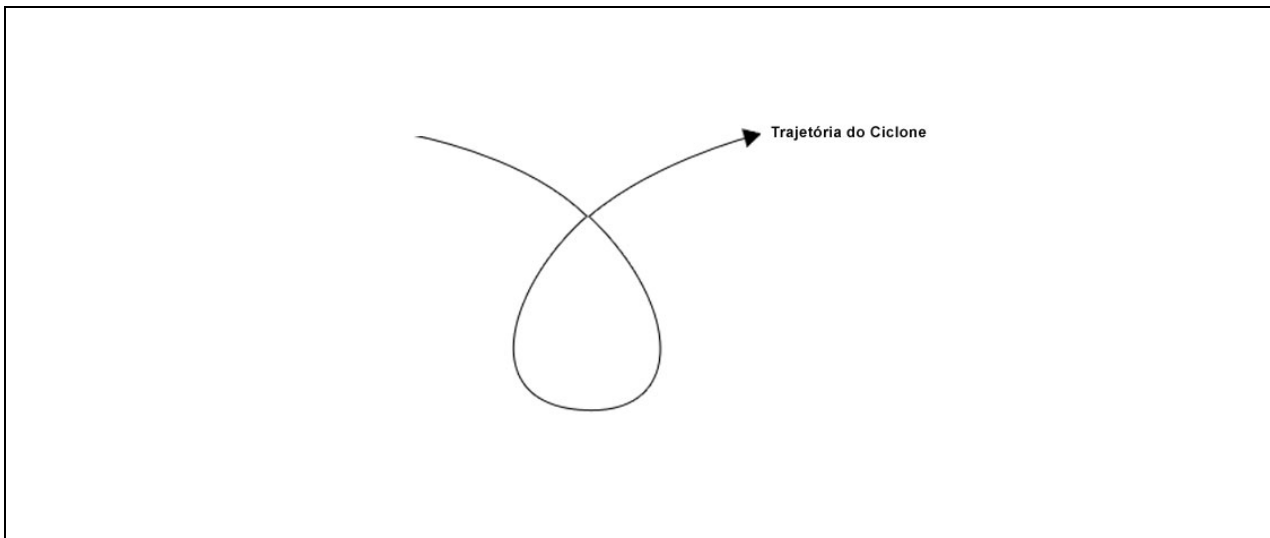
O centro de mínima pressão em superfície fica contornado totalmente de ar frio nas etapas finais, ficando restos da oclusão em superfície. Finalmente o ar frio encontra-se ao norte do ciclone e o ar mais quente ao sul (sobre a oclusão). Portanto o centro fechado em 500 hPa encontra-se, neste estado, a NW ou ao N do ciclone em superfície e a 300 km de distância, tal como é mostrado na Figura 9.





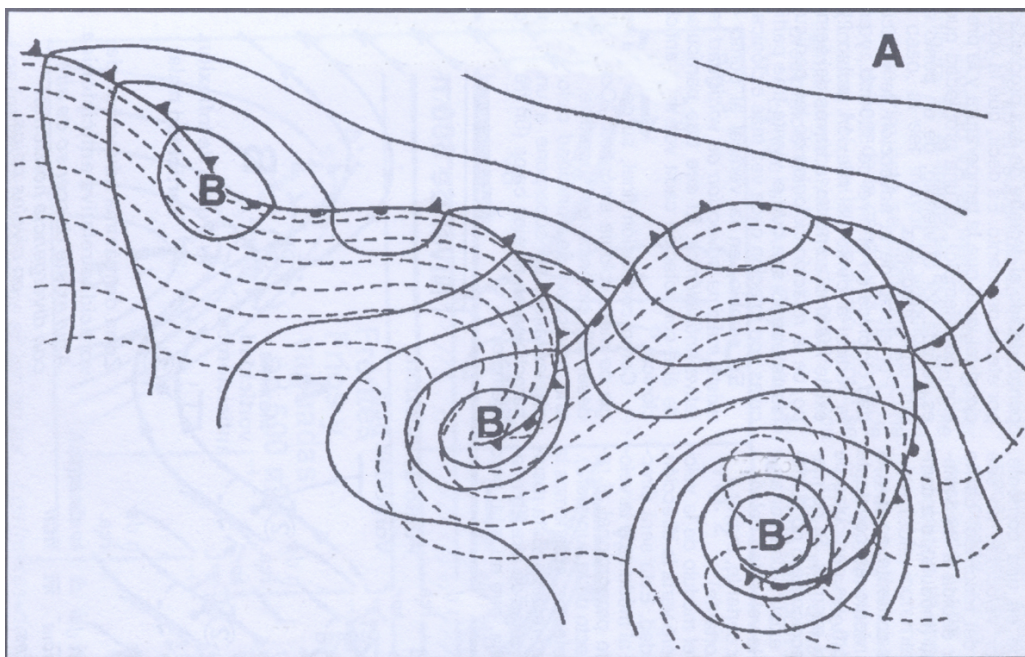
**Figura 9**

Nesta etapa o ciclone se separa da zona frontal e a oclusão desaparece. O ciclone, atingindo sua máxima profundidade, começa a ficar quase estacionário ou retrógrado por um determinado período. Finalmente o ciclone enfraquece e recomeça seu traslado para leste.



**Figura 10**

Na **Figura 11** apresenta-se uma família de ciclones e seu típico modelo de espessuras 500 / 1000 associado.



**Figura 11: linhas contínuas: pressão ao nível do mar, linhas tracejadas: espessura 500/1000.**

**Modelo adaptado de R. Migliardo, de Medina e de Palmén e Newton.**

A **Figura 12** mostra um esquema de uma típica onda frontal.

## -ONDA FRONTAL: Representação esquemática

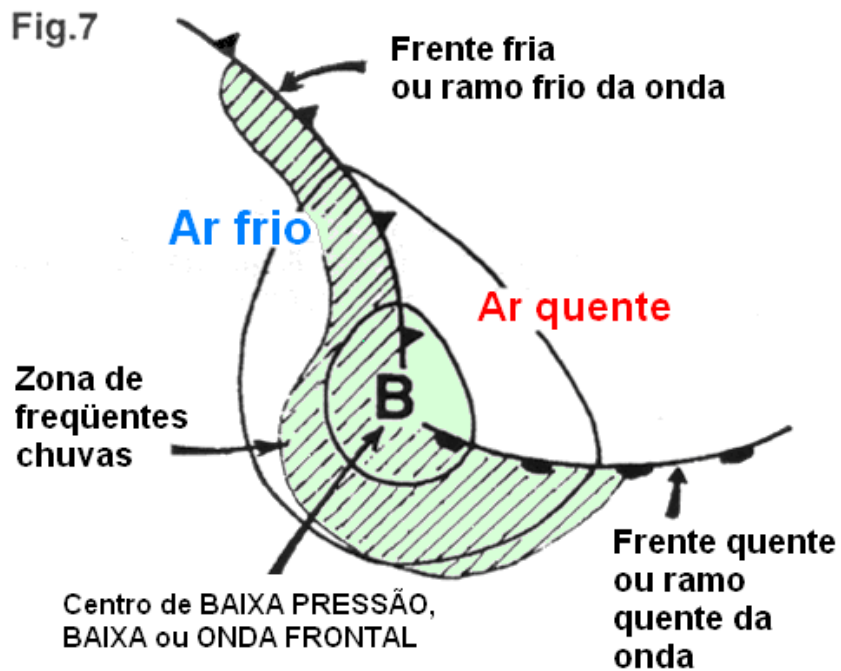


Figura 12: Representação esquemática de uma onda frontal

A **Figura 13** apresenta um exemplo clássico do nascimento e desenvolvimento de uma baixa a partir de uma frente estacionária.

Na caixa 1 da Figura 13 aparece a frente estacionária separando o ar quente do frio. Na caixa 2, forma-se a baixa com uma isóbara fechada de 1010 hPa. Simultaneamente se gera um ramo frio e outro quente, formando a denominada onda frontal.

**CICLOGÊNESE: Típica formação e desenvolvimento  
de uma onda frontal**

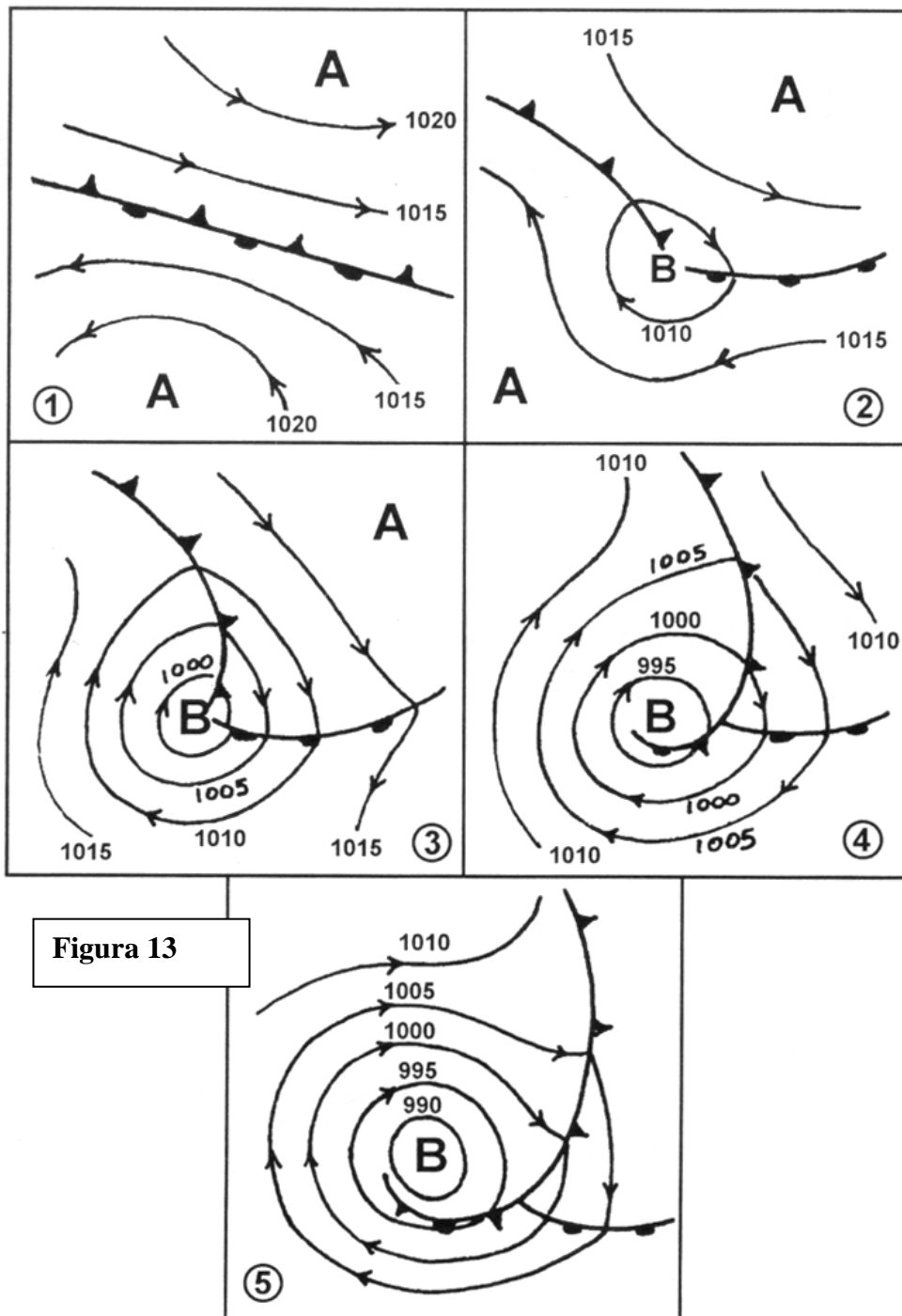


Figura 13

**Figura 13: Etapas do desenvolvimento de uma típica onda frontal (Celemín, 1980).**

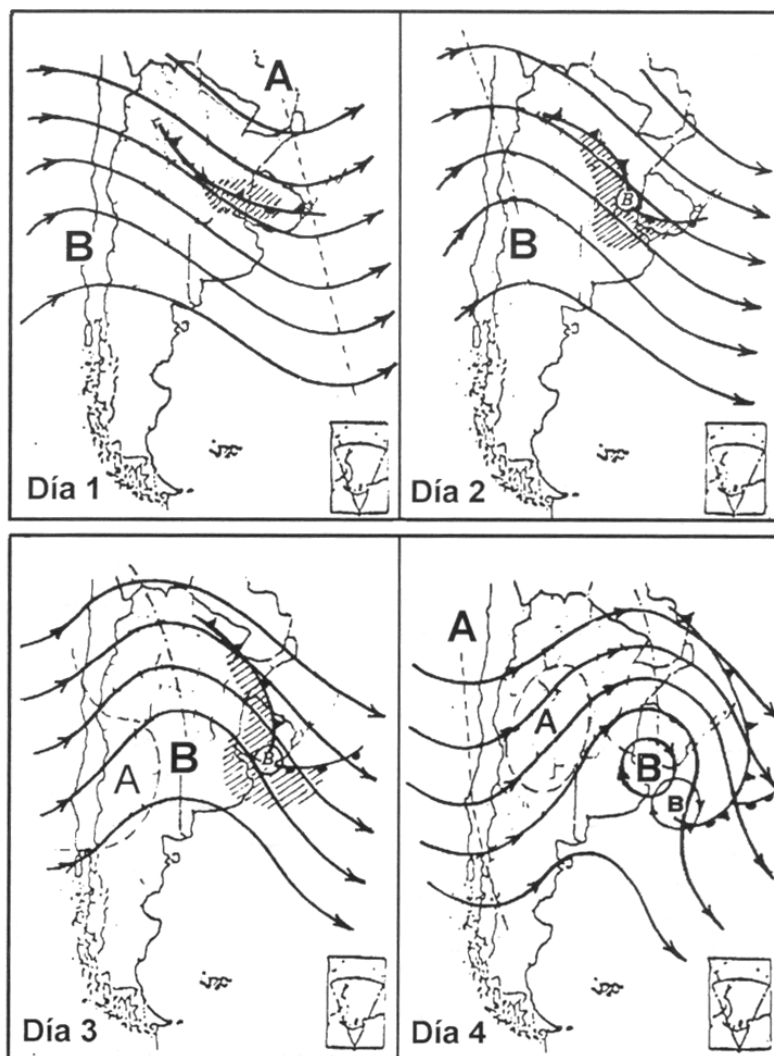
Na caixa 3, o centro de baixa pressão começa a deslocar-se para sudeste ou sul e cai rapidamente a pressão em seu centro. Agora tem 3 isóbaras fechadas (de 1010, 1005 e 1000 hPa). O ramo frio (pequena frente fria) avança mais rapidamente do que o ramo quente.

Na caixa 4, o ramo frio alcança o ramo quente devido ao seu rápido avanço para leste, e perto do centro da baixa, gera uma nova frente chamada “frente oclusa”. Essa frente separa duas massas de ar frio. Na caixa 5, a frente fria praticamente destrói ao ramo quente e aumenta assim a extensão da frente oclusa, a qual se desloca para o sul e se afasta do centro da Baixa.

A baixa observada na caixa 2, denomina-se “Baixa Jovem”, na 3, “Baixa Madura”, na 4, “Baixa Oclusa” e na 5, “baixa muito oclusa”. Na etapa seguinte, a ausência do gradiente de temperatura promoverá a gradual dissipação da Baixa.

Os ventos mais intensos acompanham à Baixa nos estados 3 e 4 (isóbaras mais próximas). As etapas 1 a 5, encontram-se separadas uma da outra aproximadamente de 12 a 24 horas. Os valores de pressão mencionados, apenas são uns exemplos, já que variam segundo os casos.

A **Figura 14** mostra as etapas do desenvolvimento de uma onda frontal com seu correspondente cavado de altitude associado. Pode-se observar em todas as caixas a chegada de um cavado em altitude sobre Argentina e Uruguai e a correspondente formação de uma baixa em superfície a partir de uma frente estacionária.



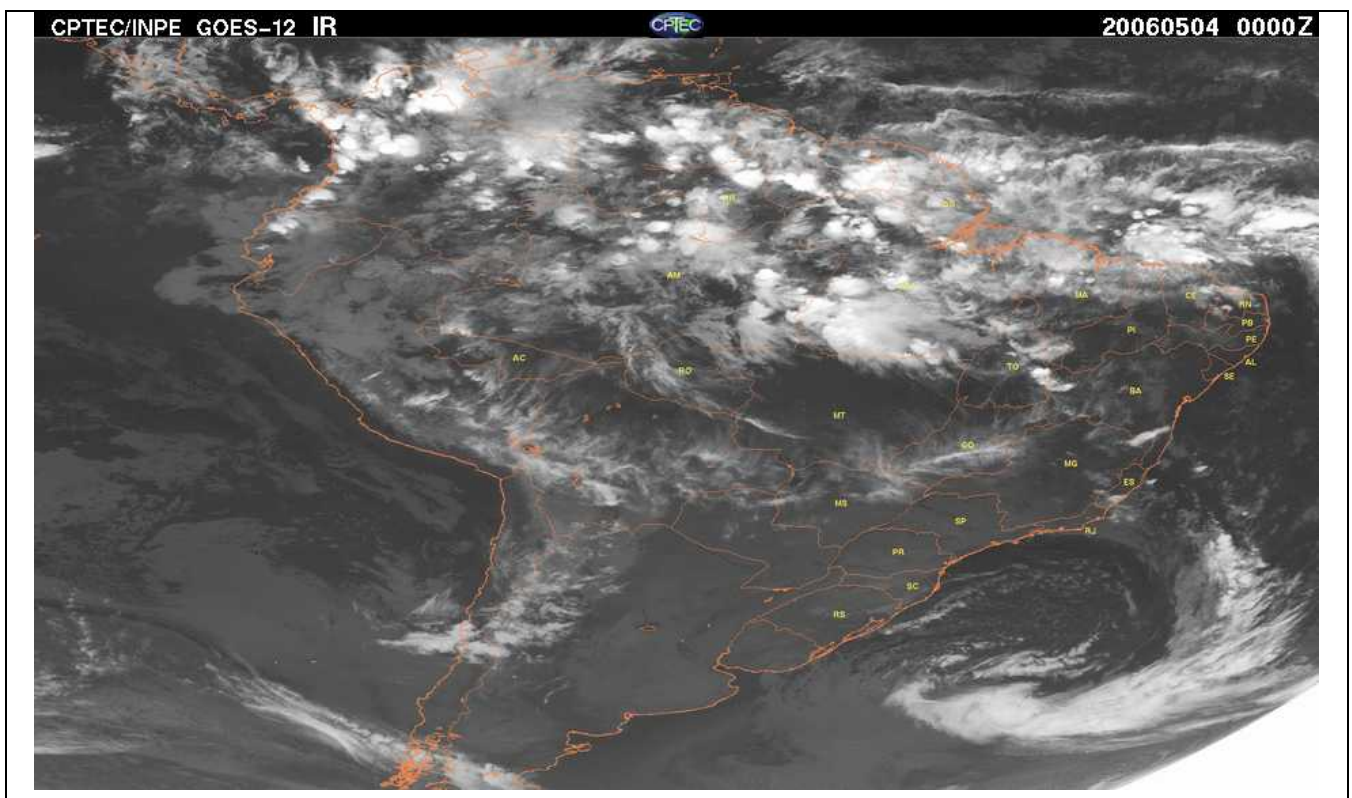
**Figura 14: desenvolvimento de uma onda frontal.**

Na caixa 1, o eixo do cavado encontra-se a oeste da Cordilheira dos Andes. Ele provoca ventos de Noroeste em altitude em toda a região central da Argentina e na Província de Buenos Aires. Observa-se também uma frente estacionária em superfície sobre o norte da Província de Buenos Aires e no Uruguai. A parte dianteira do cavado favorece o levantamento do ar quente e úmido que vem desde o noroeste argentino e sobe pela pendente da frente. Esse ar úmido forma abundante nebulosidade, e começam as precipitações sobre parte da Argentina e do Uruguai.

No dia 2, o eixo do cavado já tem cruzado a Cordilheira dos Andes e penetra na Argentina. Em superfície, o cavado forma uma Baixa fechada a oeste do Uruguai, com seus

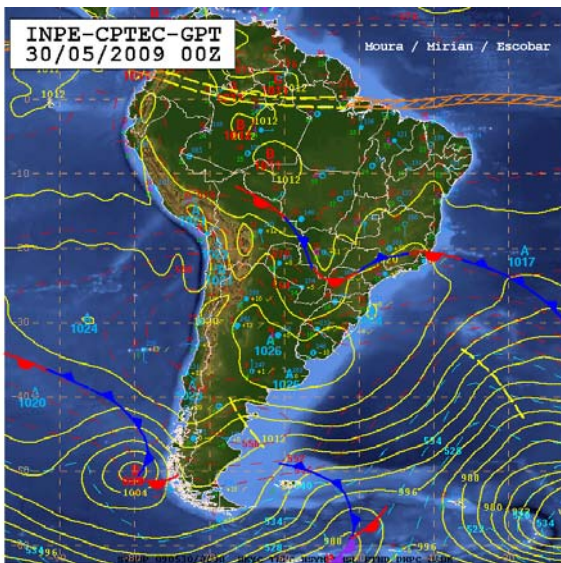
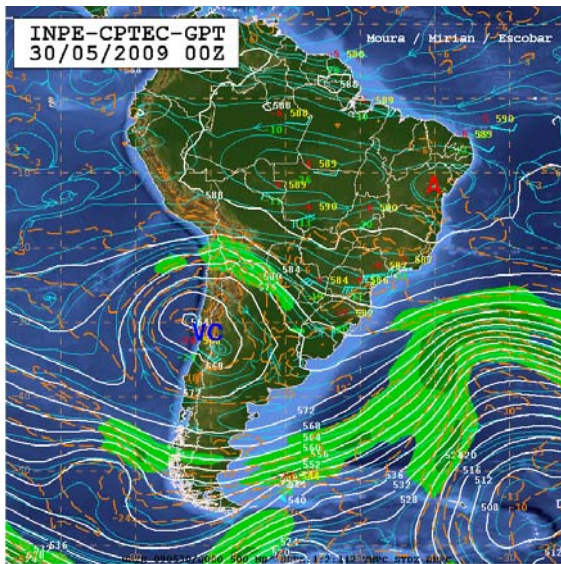
respectivos ramos frio e quente. No dia 3, o eixo do cavado e Baixa em altitude se aproximam da Zona da bacia do Prata. Os ventos em altitude têm conduzido a baixa de superfície para o sudeste, encontrando-se agora no sul do Uruguai. Em superfície, sobre o oeste da Argentina e norte da Patagônia, começa a entrar a partir do oeste um sistema de alta pressão (anticiclone "A"). No dia 4, a baixa de altitude e seu cavado associado chegam sobre o Rio da Prata. Na parte dianteira do cavado, a Baixa de superfície continua movendo-se para sudeste e se localiza no oceano, a sudeste do Uruguai. Simultaneamente, os ventos de Sudoeste, sobre o oeste da Argentina, conduzem o anticiclone de superfície até o centro da Argentina, iniciando-se nesta região tempo bom (parte dianteira de uma crista).

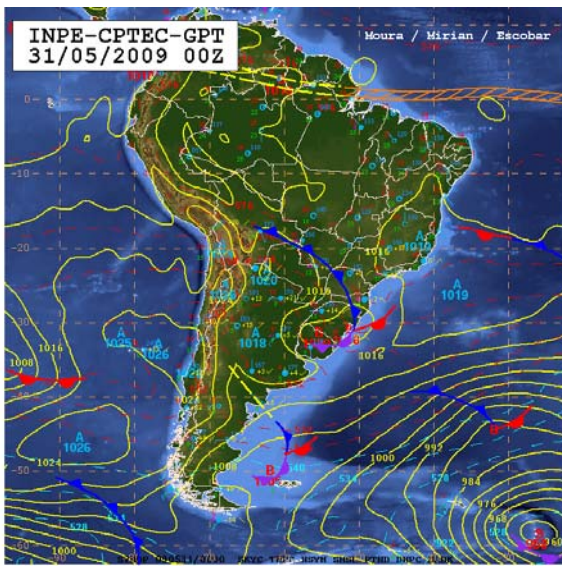
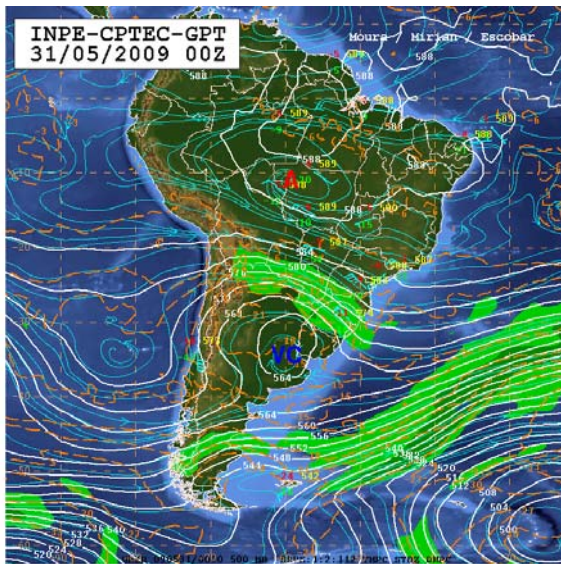
Na imagem de satélite da **Figura 15** observa-se a presença de uma baixa oclusa no oceano Atlântico na altura do Uruguai. Nota-se que a nebulosidade mais significativa (tons brilhantes) distribui-se no flanco leste / sudeste do ciclone, enquanto que na retaguarda da frente fria existem células abertas, indicando a presença do ar relativamente frio sobre o oceano.

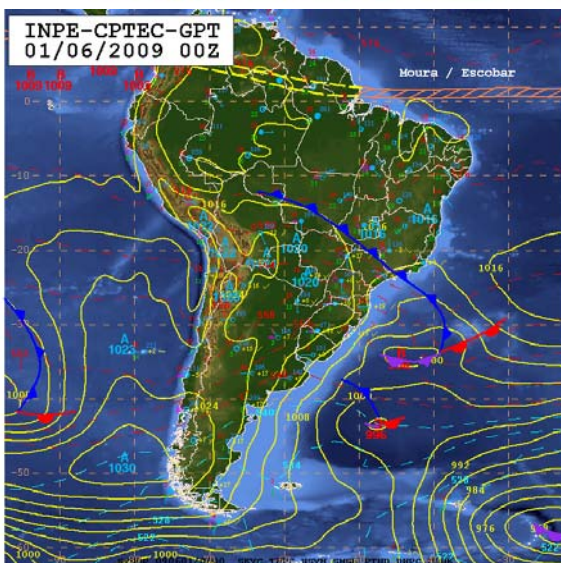
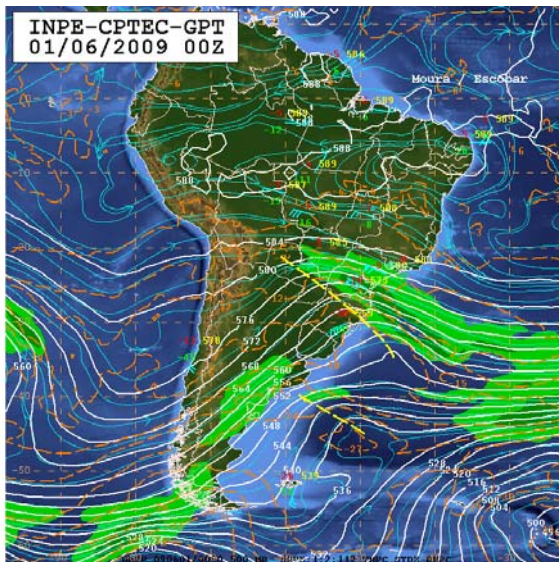


**Figura 15: Imagem de satélite no canal infravermelho associado a um evento ciclogênético em América do Sul.**

A seguir (**Figuras 16 e 17**) apresentam-se as cartas de superfície e de 500 hPa junto a imagens de satélite associadas ao modelo clássico de desenvolvimento de uma onda frontal polar sobre a América do Sul. É possível observar o deslocamento do cavado na troposfera média cruzando os Andes e (**Figura 16 esquerda**). Simultaneamente, observa-se a formação do ciclone extratropical em superfície (**Figura 16 direita**).

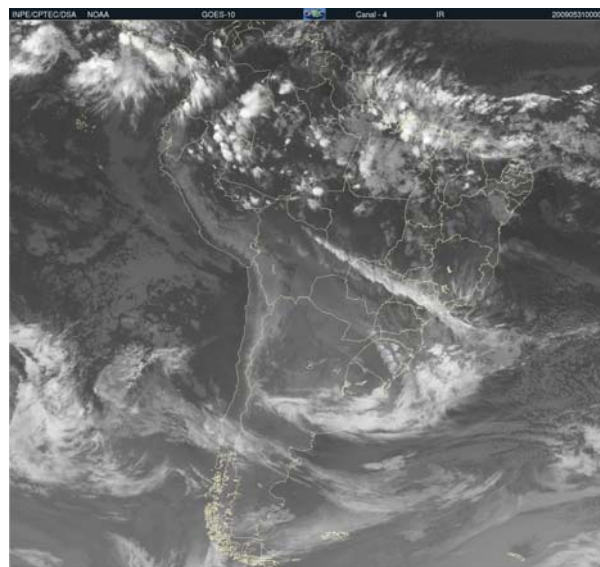
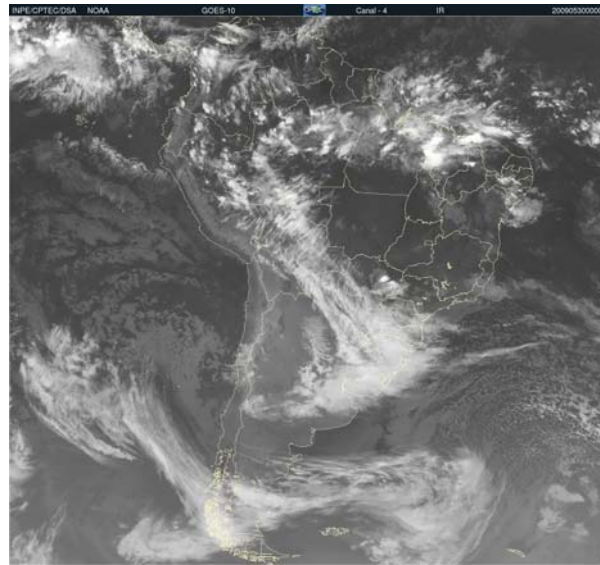






**Figura 16: Carta sinótica de 500 hPa (esquerda) e superfície (direita) associada ao desenvolvimento de uma onda frontal polar em superfície sobre América do Sul durante os dias 31/05/09 e 01/06/09.**



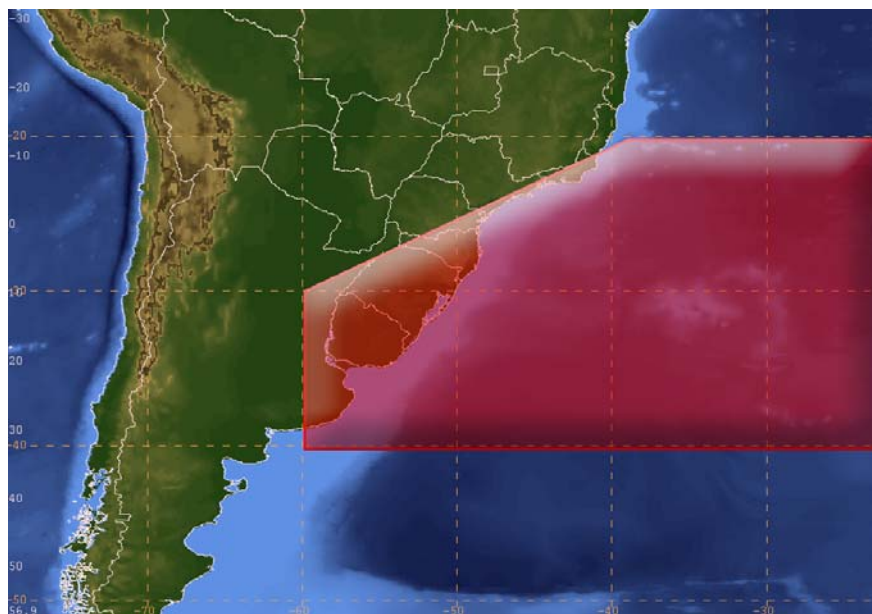


**Figura 17: Imagens de satélite no canal infravermelho associado ao evento ciclogênico ocorrido entre os dias 30/05/09 e 01/06/09.**  
**2. Ondas frontais “Subtropicais” (OFST)**

Entre os meses de outubro e abril, uma das regiões ciclogênicas preferenciais sobre a América do Sul, localizada sobre o nordeste da Argentina, Uruguai e Rio Grande do Sul (Gan e Rao 1991 e 1996; Sinclair 1994, 1995 e 1997; Simmonds e Keay 2000; Mendes e Mendes 2004) apresenta uma redução da ocorrência de eventos ciclogênicos. A região ciclogênica clássica no sudeste da América do Sul torna-se menos freqüente, uma vez que os sistemas ciclônicos em altos níveis (cavados e vórtices frios em altitude) são menos intensos e geralmente apresentam trajetórias sobre regiões de latitudes mais altas, acompanhando o enfraquecimento e o deslocamento dos “storm tracks” em direção aos pólos (Carmo 2002; Hoskins e Hodges 2005).

Porém, mesmo com uma freqüência menor, alguns cavados ainda conseguem cruzar os Andes por latitudes mais baixas, gerando eventos ciclogênicos que provocam grandes impactos à população. Neste período do ano estes sistemas de baixa pressão em superfície também se formam mais ao norte, entre o norte do Rio Grande do Sul (RS) e a Região Sudeste (SE) do Brasil, geralmente entre os paralelos 20°S e 30°S (Simmonds e Keay 2000; Hoskins e Hodges 2005; Taljaard 1972). Em alguns casos eles podem se formar no continente, na área compreendida entre o norte da Argentina, Paraguai, sul de Mato Grosso do Sul (MS) e o oeste da região Sul do Brasil (Taljaard 1972). Porém, geralmente adquirem a sua máxima intensidade quando avançam sobre regiões oceânicas.

A **Figura 16** mostra a área aproximada onde os ciclones costumam formar-se durante o período compreendido entre os meses de outubro e abril.



**Figura 16:** Área ciclogênica na América do Sul durante o período outubro – abril.

Normalmente, as ciclogênesis individuais em baixos níveis que ocorrem sobre o centro-sul do Brasil estão relacionadas à presença de sistemas ciclônicos em altitude. Hoskin e Hodges (2005) destacam que uma das regiões ciclogênicas preferenciais sobre a América do Sul, localizada próxima a 30°S, é resultado da atuação de intensos, porém rasos, sistemas ciclônicos associados à corrente de Jato Subtropical (JST).

Devido à presença destacada da corrente de JST como o principal suporte dinâmico em altitude, estes sistemas ciclônicos podem ser denominados, a partir de uma abordagem prática operacional, ondas frontais com características subtropicais ou simplesmente **Ondas Frontais Subtropicais (OFST)**.

É importante ressaltar que as **OFST**, definidas desta maneira (visão operacional), geralmente têm associado um ciclone com características extratropicais fracas. Isto significa que apresentam uma estrutura vertical fria que se estende por toda a troposfera média e alta, sendo que sua circulação se intensifica com a altura, característica típica dos ciclones extratropicais. Os ciclones extratropicais associados a ondas frontais com características subtropicais, geralmente são fracos em relação aos sistemas formados durante o inverno. Em algumas ocasiões, as OFST podem apresentar ciclones com núcleos quentes em baixos níveis mantido pela atividade convectiva (Knaff et Al. 2000). No entanto, na troposfera média e alta o ciclone continua mantendo uma estrutura vertical fria. Nestes casos, os ciclones são denominados exclusivamente “**subtropicais**”. Além disso, apresentam uma circulação térmica direta, caracterizada pela ascensão de ar quente e úmido em seu quadrante nordeste e subsidência de ar frio e seco, inibindo a convecção e a formação de nuvens, em seu quadrante sudoeste. Esta circulação térmica é acentuada pela liberação de calor latente promovida pelas bandas de convecção posicionadas em seu flanco leste. Sendo assim, adquirem sua energia tanto do calor latente liberado pela condensação quanto da energia potencial relacionada ao fraco gradiente de temperatura (Simpson e Pelissier 1971; Roth 2002).

Em comparação com os ciclones tropicais, os ciclones **subtropicais** apresentam uma zona relativamente mais ampla de ventos máximos, localizada longe de seu centro, possuindo menos simetria no campo de vento e na distribuição da convecção (NOAA 2008). Segundo Hart (2003), a fraca estrutura frontal e o raio de ventos máximos com grande extensão, é uma característica mais típica de ciclones extratropicais fracos do que de ciclones tropicais.

O ramo frio associado às **OFST** pode ser denominado como “**frente subtropical**” ou simplesmente **cavado baroclínico**, porém jamais pode ser confundido com uma frente polar clássica (Bjerknes e Solberg 1922; Sanders 1999 e 2005; Schultz 2006). O contraste de temperatura do ar em superfície, provocado pelo deslocamento do ramo frio da **OFST** é muito menor se comparado com os sistemas polares típicos. Em várias ocasiões quase não é possível detectá-lo através da temperatura do ar em uma carta sinótica de superfície, sendo apenas possível observar um gradiente de umidade significativo.

Um aspecto importante para o prognóstico é que em uma frente polar a nebulosidade e a precipitação ocorrem no setor frio do sistema, após o giro ciclônico do vento. Em um cavado baroclínico a ocorrência de nebulosidade e precipitação geralmente ocorre antes do giro ciclônico do vento (Sanders 2005).

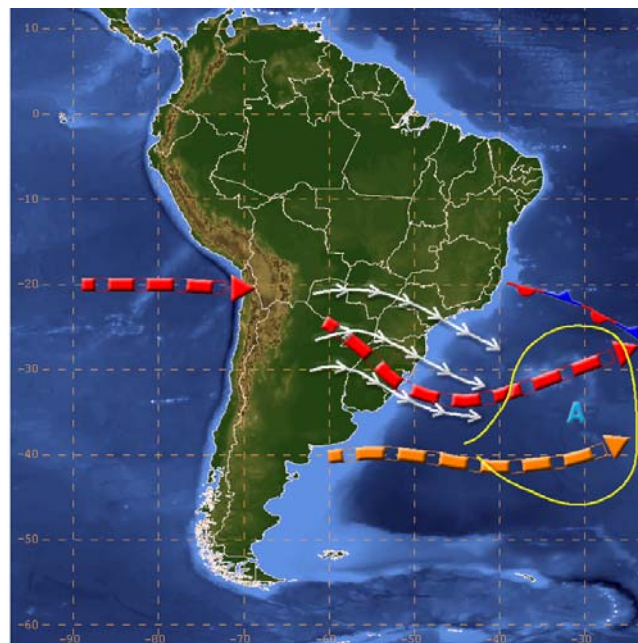
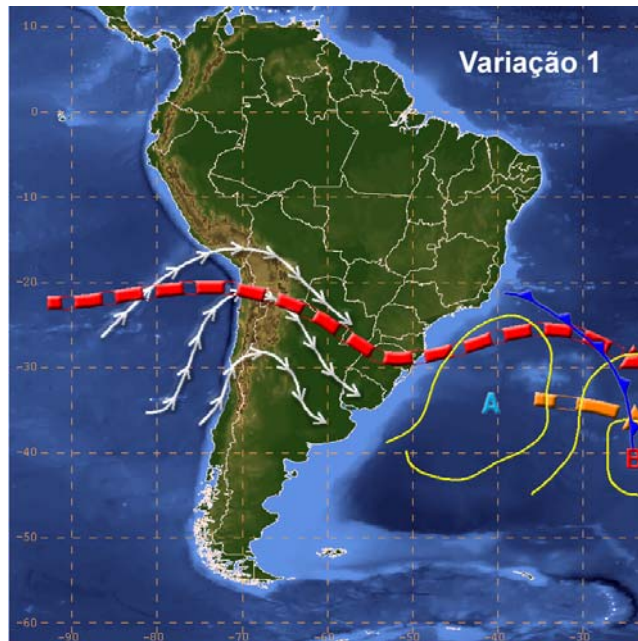
## **2.1. Modelos conceituais de circulação atmosférica associados à OFST sobre a América do Sul durante o período outubro – abril**

Durante o período outubro - abril também se pode observar a formação de ondas frontais similares às registradas durante os meses de maio e setembro (modelo clássico), porém com uma frequência menor.

No entanto, durante os meses de outubro a abril (estação chuvosa no Brasil), também é frequente observar a formação de **OFST** que provocam grandes impactos, principalmente sobre a Região Sudeste do Brasil. Estes sistemas tendem a se formar principalmente sobre o oceano, entre os estados de Santa Catarina (SC) e Rio de Janeiro (RJ). Em outras ocasiões, essas **OFST** também podem se originar ainda um pouco mais ao norte ou mais para leste, como por exemplo, a leste do estado do Espírito Santo (ES).

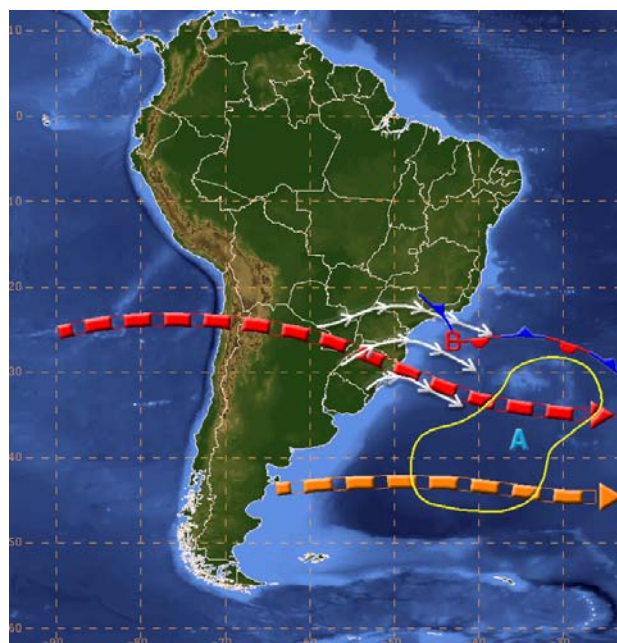
Um dos modelos conceituais (**M1**) de circulação atmosférica associado ao desenvolvimento de OFST é representado pelo avanço de uma frente fria que vem pelo oceano desde latitudes mais altas, permanecendo estacionária entre os estados de SC e ES. Em seguida, um intenso cavado na troposfera média e alta não muito amplificado, e contornado pelo JST, desloca-se de oeste para leste e começa a interagir com a frente estacionária em superfície.

Uma vez que a advecção de vorticidade ciclônica começa a afetar diretamente este sistema frontal, este se ondula e dá origem a uma onda frontal.



a)

b)



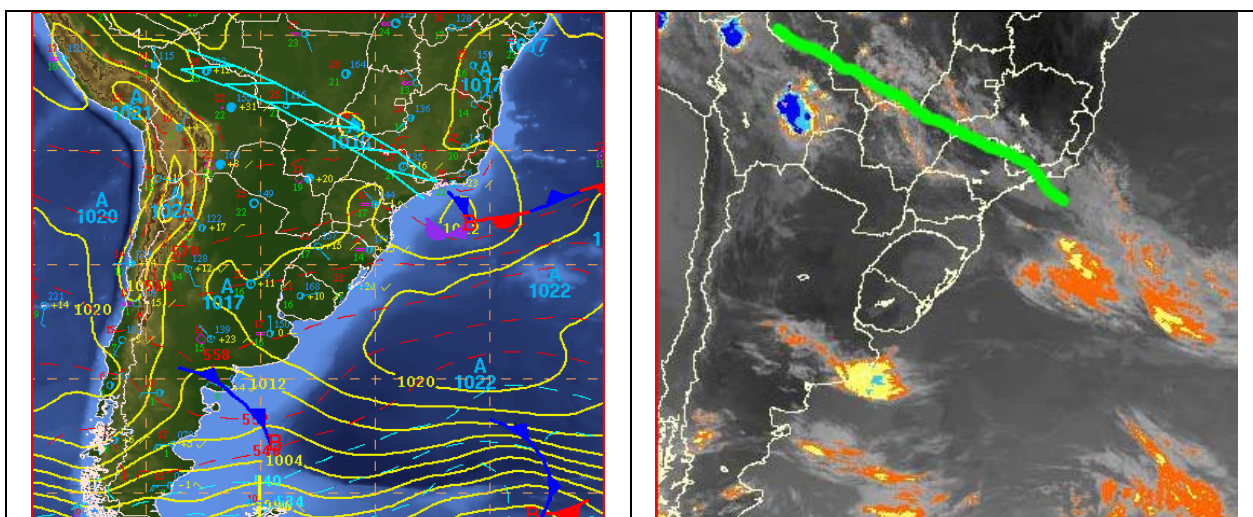
c)

**Figura 17: Etapas de desenvolvimento de ciclones subtropicais associados ao primeiro modelo conceitual de circulação (M1). Fluxo em 500 hPa (linhas brancas), Jato Subtropical (vermelho) e sistemas frontais em superfície.**

A **Figura 17 (a, b e c)** mostra um esquema das diferentes etapas relacionadas ao desenvolvimento de uma onda frontal subtropical segundo o modelo **M1**.

A seguir, apresenta-se um caso real associado a este modelo conceitual.

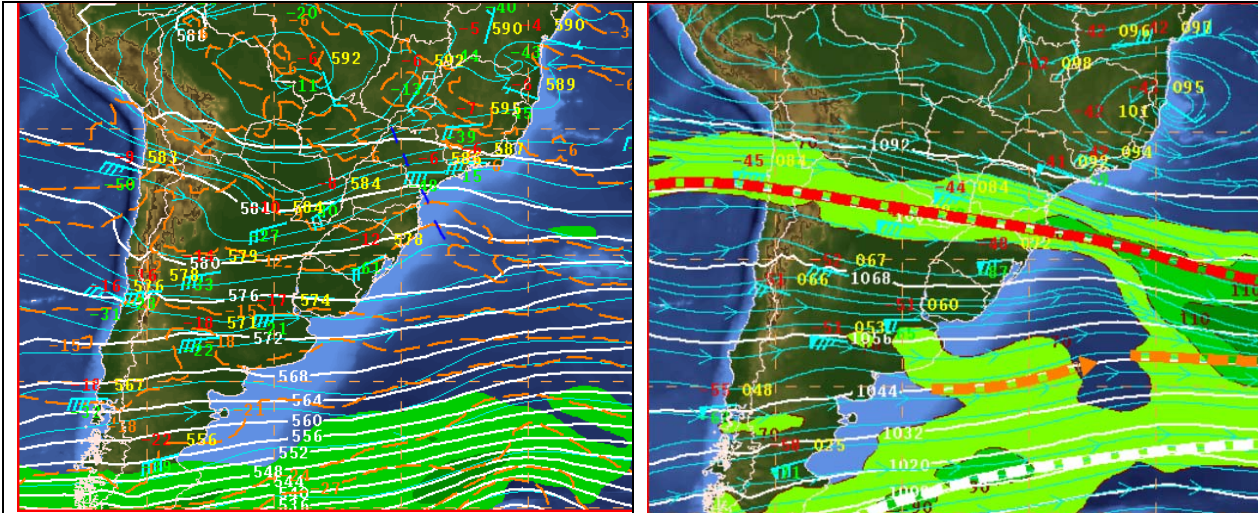
A **Figura 18** (esquerda) mostra a carta de superfície correspondente ao dia 3 de novembro de 2008. Nota-se a presença de um ciclone de 1012 hPa localizado aproximadamente em 25S, 42W, cujo ramo frio associado se estende em direção ao sul do RJ, porém sem penetrar no continente. A imagem de satélite no canal infravermelho (**Figura 18, direita**) permite observar uma banda de nebulosidade se estendendo desde o oceano até o interior do continente sul-americano.



**Figura 18: Carta sinótica de superfície (esquerda) e imagem de satélite realçada no canal infravermelho (direita) correspondente ao dia 3 de novembro de 2008 às 12Z.**

A **Figura 19** (esquerda) mostra a presença de um cavado em 500 hPa localizado aproximadamente a oeste do estado de São Paulo (SP), cujo eixo se estende desde o norte deste

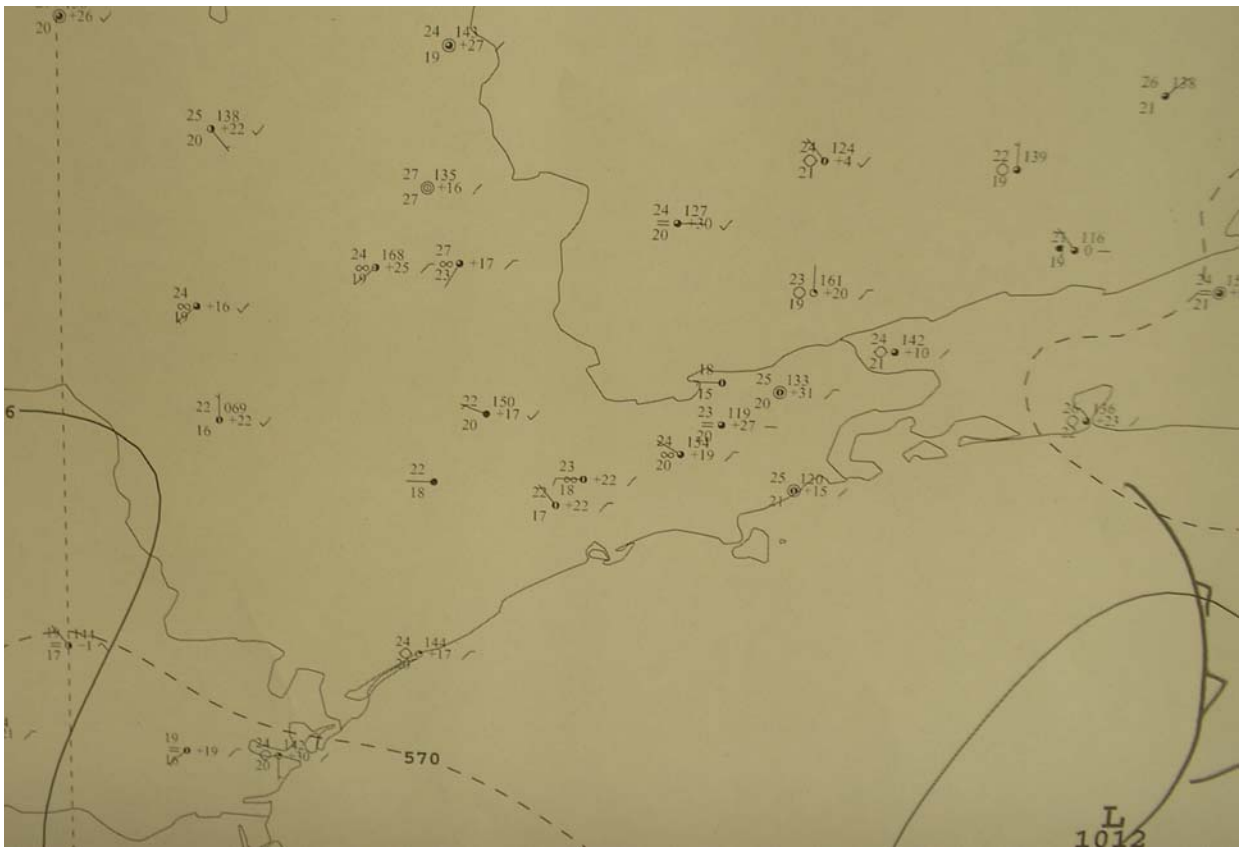
estado até o oceano Atlântico. Nota-se que o ciclone aparece localizado na parte dianteira do cavado observado em 500 hPa. Em altitude (figura 19, direita) observa-se também a presença do cavado, porém bastante suavizado. O mais interessante observado neste nível de 250 hPa é a presença do JST atravessando o continente de noroeste a sudeste e passando pelos estados de SC e PR. O JPN aparece bem mais ao sul, associado a um outro sistema frontal com características polares.



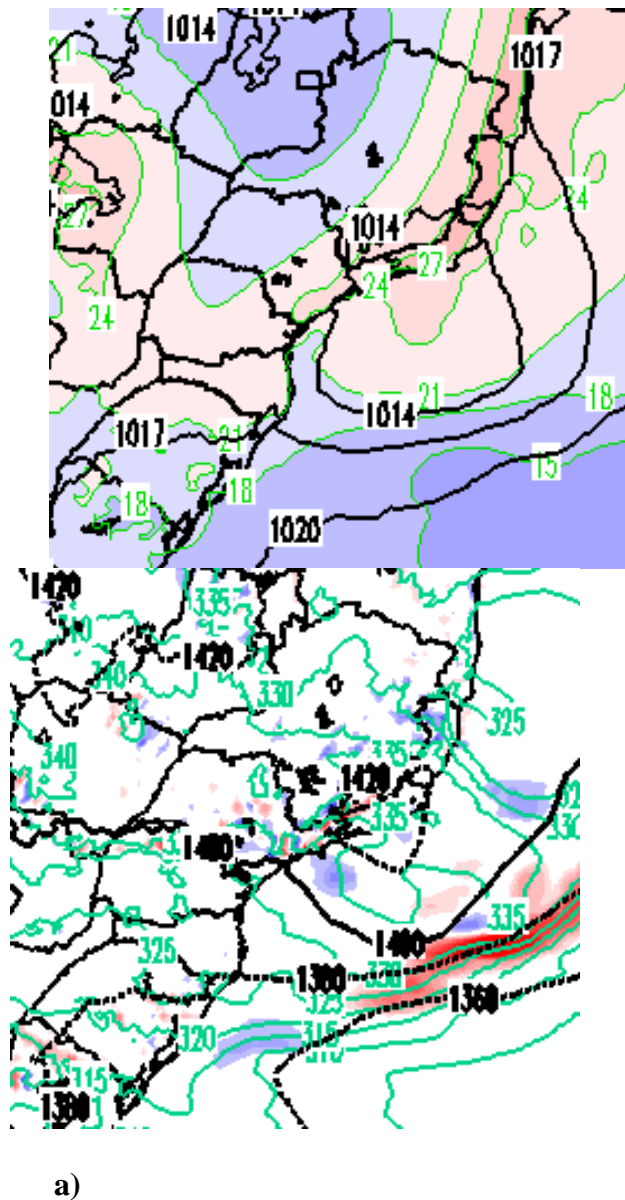
**Figura 19: Carta sinótica de 500 hPa (esquerda) e 250 hPa (direita) correspondente ao dia 3 de novembro de 2008 às 12Z.**

A **Figura 20** apresenta a carta de tempo para um domínio menor, correspondente ao estado de SP. A análise dos dados de superfície não permite identificar contrastes de temperatura e umidade, como se pode observar através dos dados. A ausência de gradiente de pressão também confirma que o sistema não corresponde a uma frente fria.

As **Figuras 21 a) e b)** mostram através do gradiente de temperatura e de espessura, que o contraste entre as massas de ar é muito fraco sobre o oceano, verificando mais uma vez, que este sistema não corresponde a uma frente fria clássica.



**Figura 20: Carta de tempo correspondente ao dia 3 de novembro de 2008 (12Z). Campo de pressão em superfície (linha contínua) e SYNOps.**

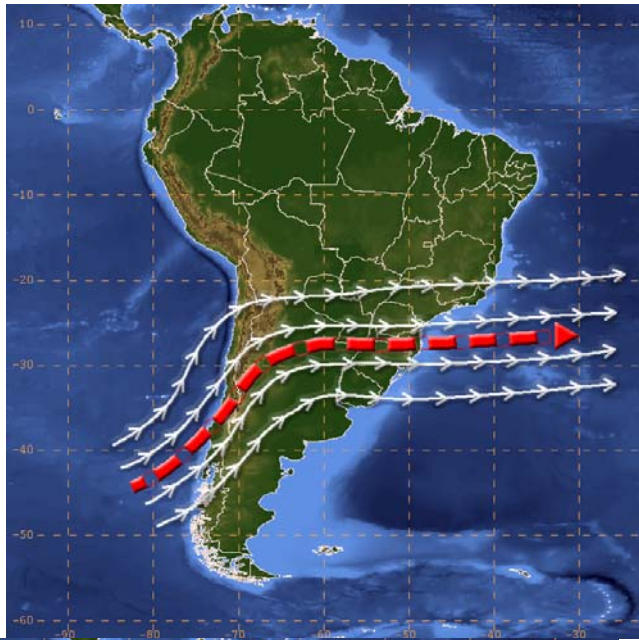


**Figura 21:** a) Campo de pressão (linhas contínuas pretas) e de temperatura (linhas verde) em superfície. b) Campo de espessura 1000/850 (linhas pretas contínuas e pontilhadas) e de temperatura potencial equivalente em 850 hPa (linhas verdes). 3 de novembro de 2008 às 12Z. Análise do ETA 20.

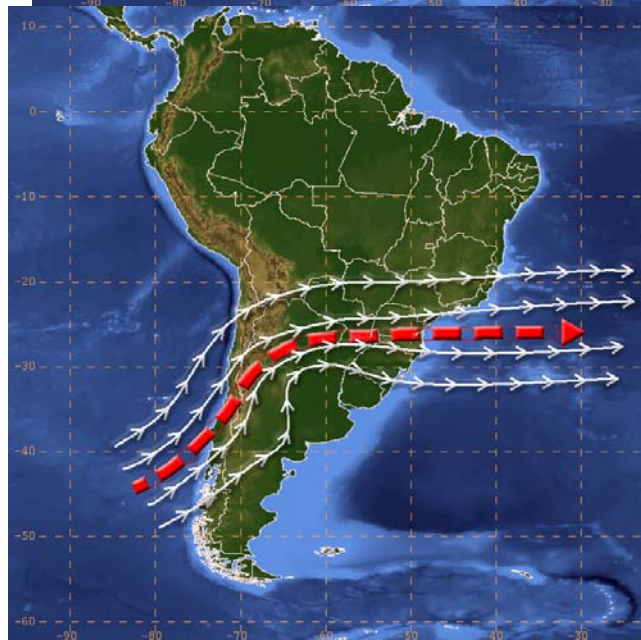
Outro modelo conceitual (M2) associado à formação de ciclones subtropicais durante a estação chuvosa no Brasil mostra também a presença de um cavado na troposfera média e alta que se desloca de sudoeste a nordeste, porém adquirindo uma amplificação e intensificação conforme este sistema avança em sua trajetória preferencial. Em algumas ocasiões, o cavado se desloca desde o oceano Pacífico e depois de cruzar os Andes, já no território argentino, adquire uma trajetória de sudoeste a nordeste. Neste caso, o cavado adquire a intensificação e amplificação sobre o oceano Atlântico e o ciclone subtropical acaba se formando sobre este oceano aproximadamente entre os paralelos 20S e 25S.

A **Figura 22 (a, b e c)** mostra um esquema das etapas diferentes relacionadas ao desenvolvimento de um ciclone subtropical associado a este modelo de circulação (M2).

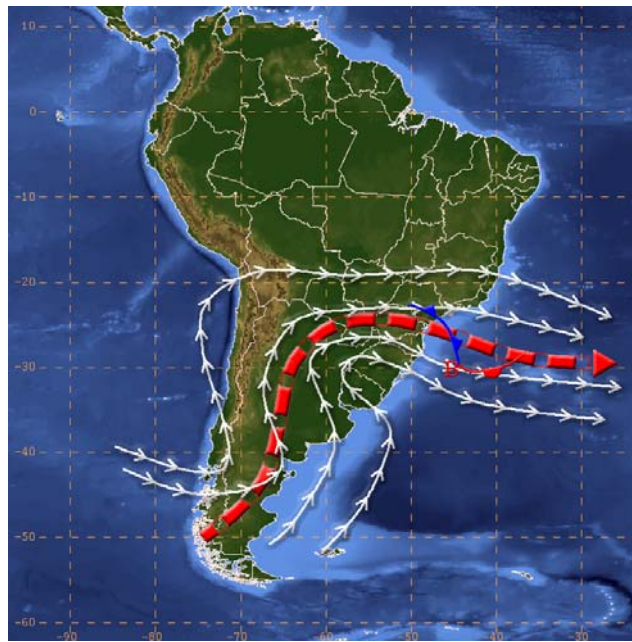




a)



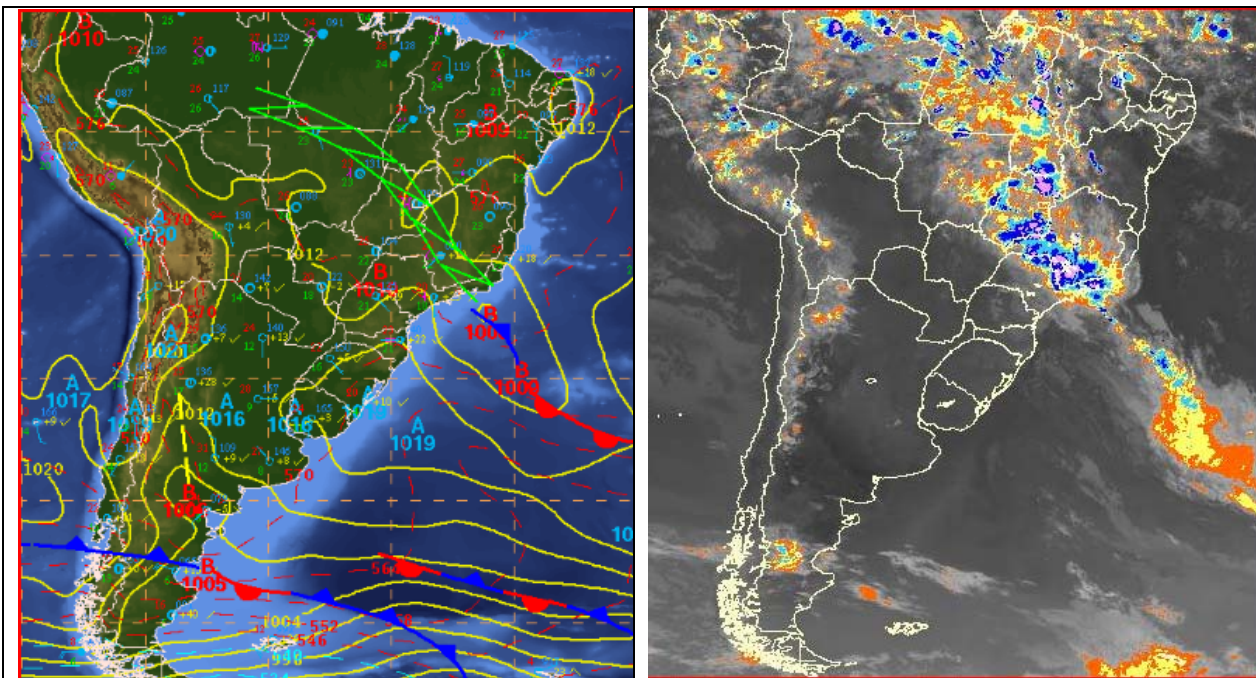
b)



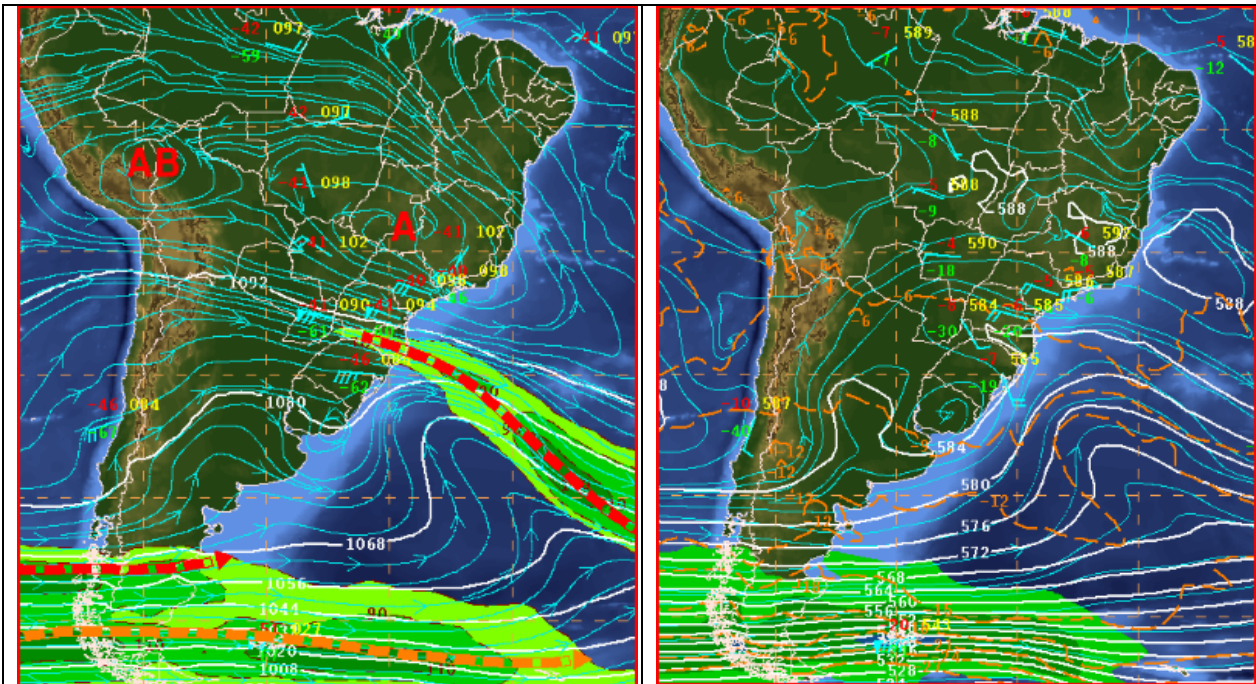
c)

**Figura 22: Etapas de desenvolvimento de ciclones subtropicais associados ao segundo modelo conceitual de circulação (M2). Fluxo em 500 hPa (linhas brancas), Jato Subtropical (vermelho) e sistemas frontais em superfície.**

A seguir, apresenta-se um caso real bastante similar a este modelo conceitual, correspondente ao dia 21 de janeiro de 2009.



**Figura 23: Carta sinótica de superfície (esquerda) e imagem de satélite realçada no canal infravermelho (direita) correspondente ao dia 21 de janeiro de 2009 (00Z).**

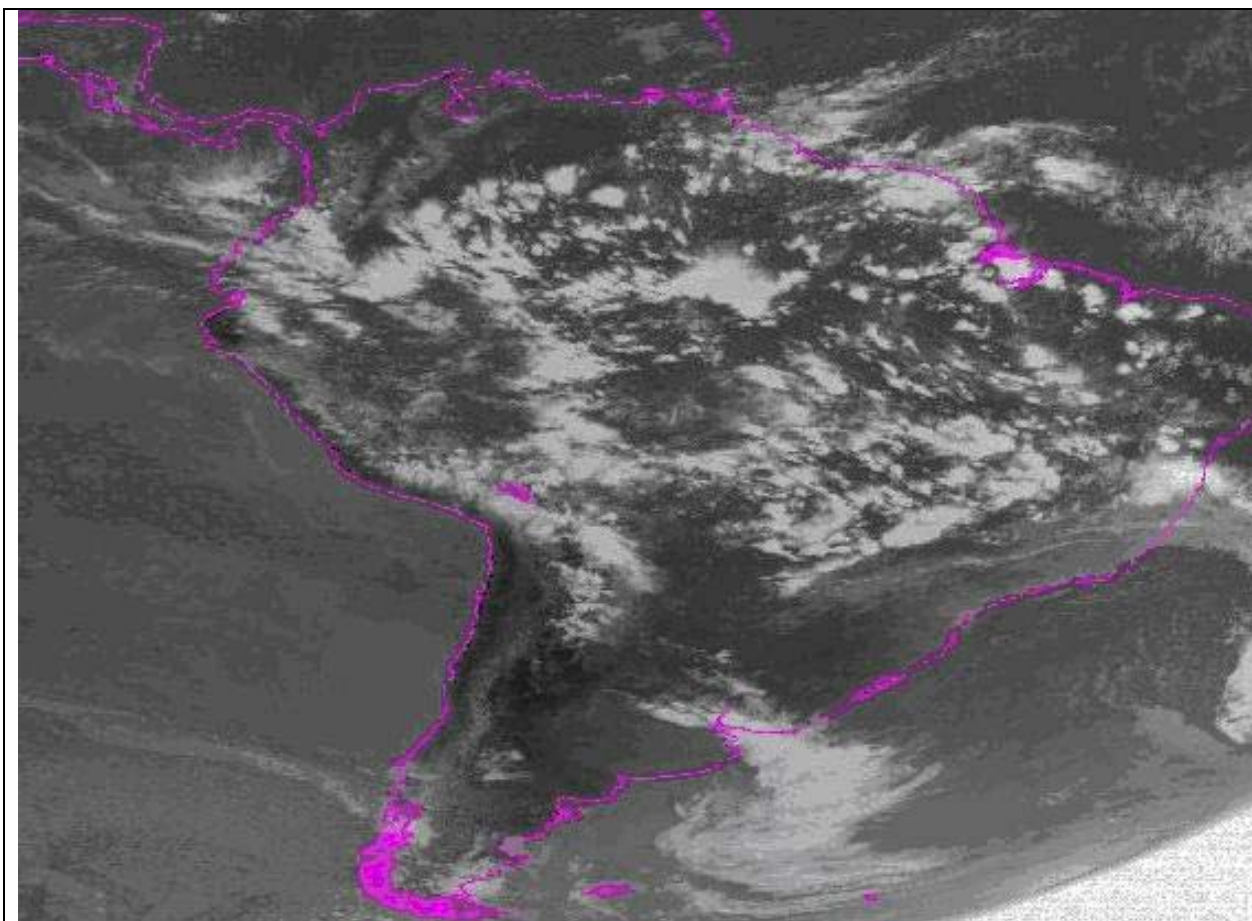


**Figura 24: Carta sinótica de 250 hPa (esquerda) e 500 hPa (direita) correspondente ao dia 21 de janeiro de 2009 (00Z).**

Nota-se que o ciclone subtropical (**Figura 23, esquerda**) se forma na altura do nordeste do RS (30S,40W) e seu ramo frio se estende em direção ao sul do RJ gerando uma zona de convergência de umidade (ZCAS). A imagem de satélite permite identificar tanto a presença de baixa subtropical quanto a banda de nebulosidade associada à ZCAS.

Em altitude (**Figura 24, esquerda**), pode-se observar o cavado responsável pela formação da baixa subtropical, e da presença do JST dando suporte dinâmico a este sistema. Em 500 hPa (**Figura 24, direita**), a situação é bastante similar ao observado em altitude, onde nota-se o cavado no oceano estendendo-se em direção ao sul de SC.

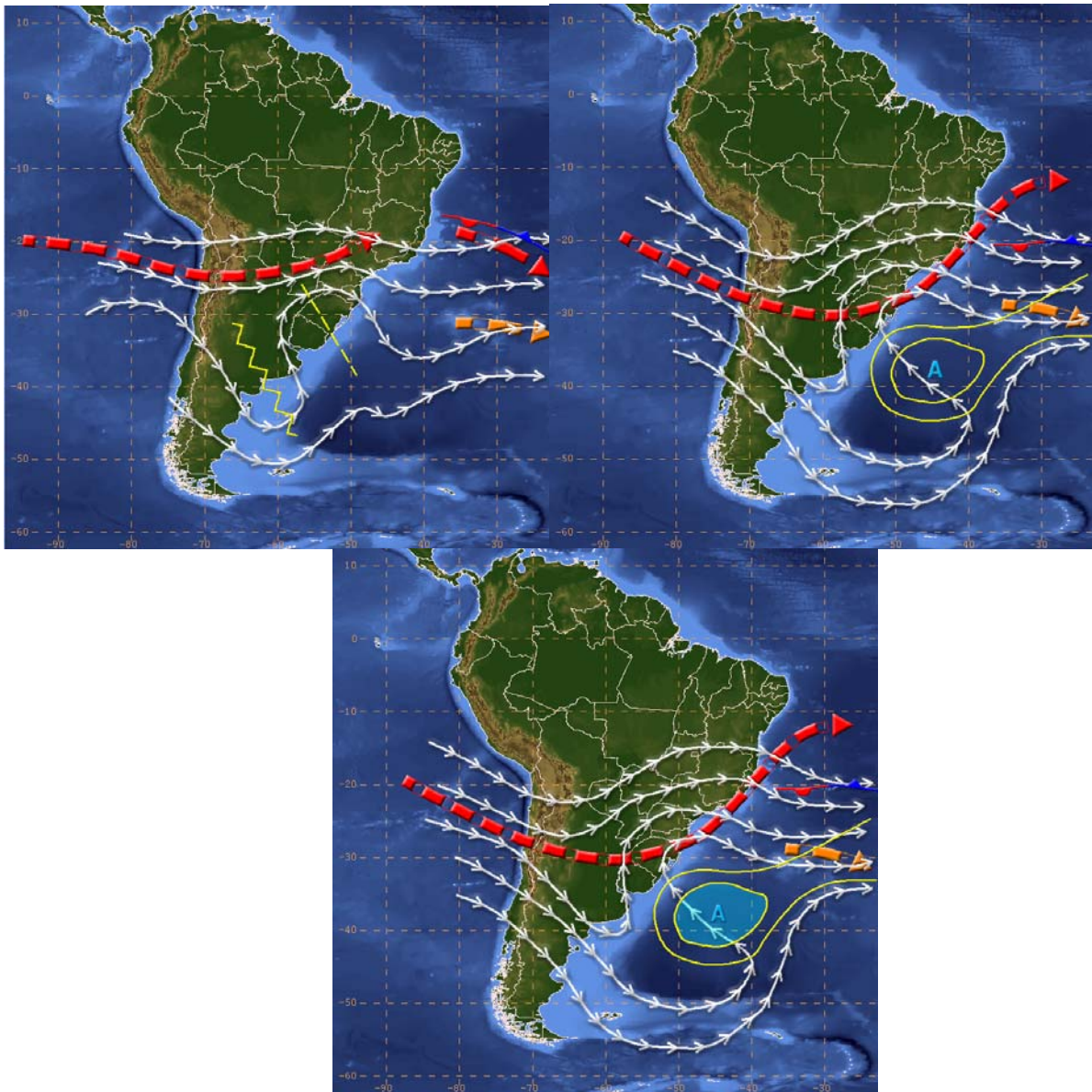
Em outras oportunidades, o cavado adquire sua máxima amplitude já sobre o continente, principalmente na Região Sudeste do Brasil. Nestes casos os ciclones se formam um pouco mais ao norte, como por exemplo, a leste do ES ou a sudeste do estado da Bahia (BA). A imagem de satélite representada na **Figura 25** mostra a presença de uma onda frontal subtropical cujo ramo frio se estende em direção ao litoral sul da BA .



**Figura 25 - 2005/12/04- Canal visível – GOES10 - Bloqueio**

Em quase todos os casos de desenvolvimento de ciclones subtropicais, associados a este modelo conceitual de circulação em altitude, é comum observar uma configuração de tipo “bloqueio”, que surge da amplificação do cavado descrito anteriormente. Quando o fluxo normal de oeste se bifurca em dois ramos, um deles contorna um vórtice ciclônico, que logo dará origem ao ciclone subtropical em superfície. Dependendo da intensidade deste vórtice, a profundidade e a intensidade do ciclone em superfície também irão variar significativamente. Assim, poderão ser gerados ciclones de maneira rápida e explosiva. A configuração de bloqueio determina que o ciclone tenha um deslocamento mais lento, fazendo com que o impacto provocado por ele seja mais significativo, caso fique posicionado próximo de áreas continentais.

Um esquema com as diferentes etapas relacionadas ao desenvolvimento de um ciclone subtropical (M2), com configuração de tipo “bloqueio”(M2B), pode ser observado na **Figura 26 (a, b e c)**.



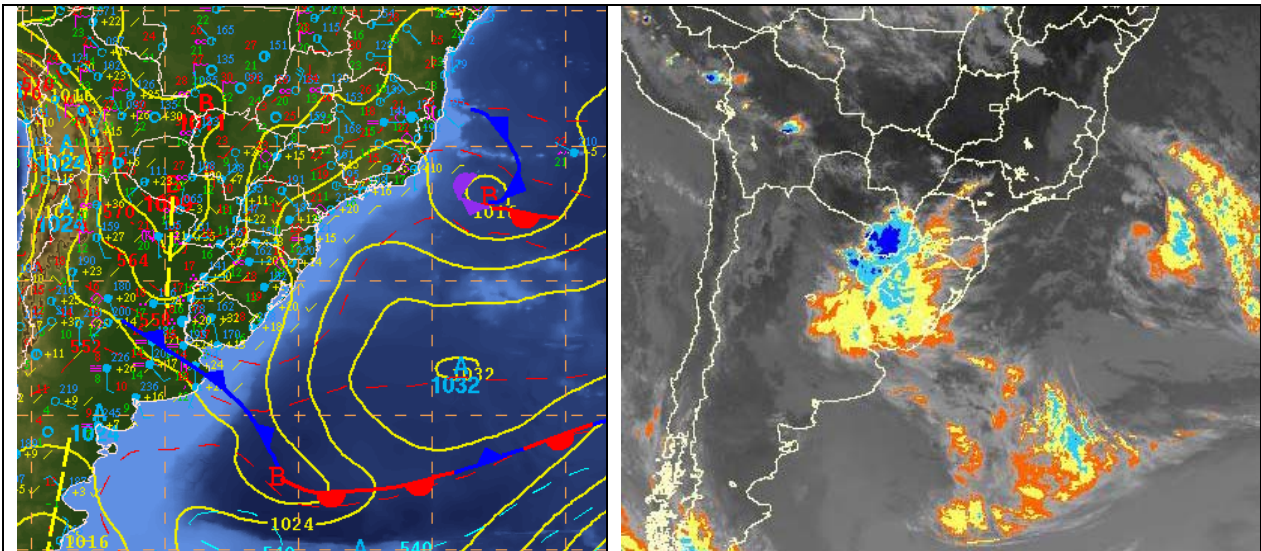
**Figura 26: Etapas de desenvolvimento de ciclones subtropicais associados ao segundo modelo conceitual de circulação “Tipo Bloqueio”(M2B) quando há configuração de bloqueio. Fluxo em 500 hPa (linhas brancas), Jato Subtropical (vermelho) e sistemas frontais em superfície.**

A seguir, apresenta-se um caso real associado a este modelo conceitual, correspondente ao dia 29 de setembro de 2008.

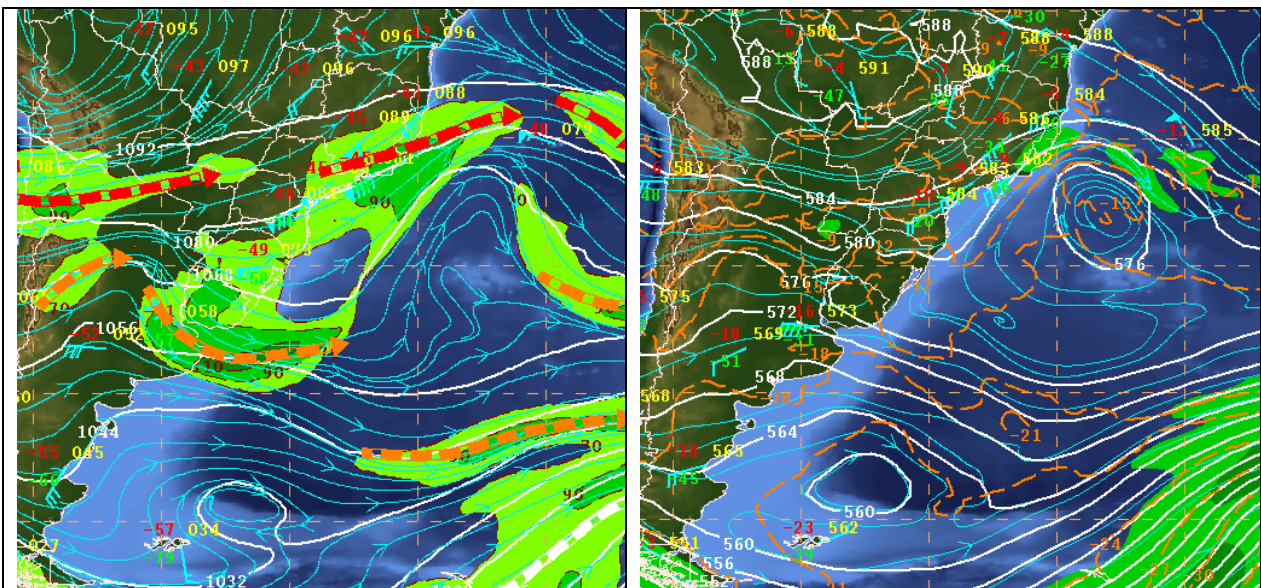
A carta de superfície (**Figura 27, esquerda**), mostra o ciclone de 1016 hPa localizado no oceano aproximadamente em 36W, 23S, a sudeste do estado do RJ. A imagem de satélite realçada no canal infravermelho (**Figura 27, direita**) permite identificar claramente a onda frontal, cujo ramo frio se estende em direção ao sul da BA.

As cartas de 250 hPa (**Figura 28, esquerda**) e 500 hPa (**Figura 28, direita**), mostram a presença de um cavado e vórtice, respectivamente, dando suporte dinâmico ao sistema de baixa pressão em superfície. Nota-se também que o sistema meteorológico apresenta características barotrópicas, pois seu eixo apresenta pouca inclinação com a altitude. Isto indica que o sistema em superfície encontra-se em estado de oclusão.

Em altitude (**Figura 28, esquerda**), pode-se observar a presença do JST contornando o cavado que deu origem ao ciclone em superfície, indicando que este sistema apresenta características subtropicais.

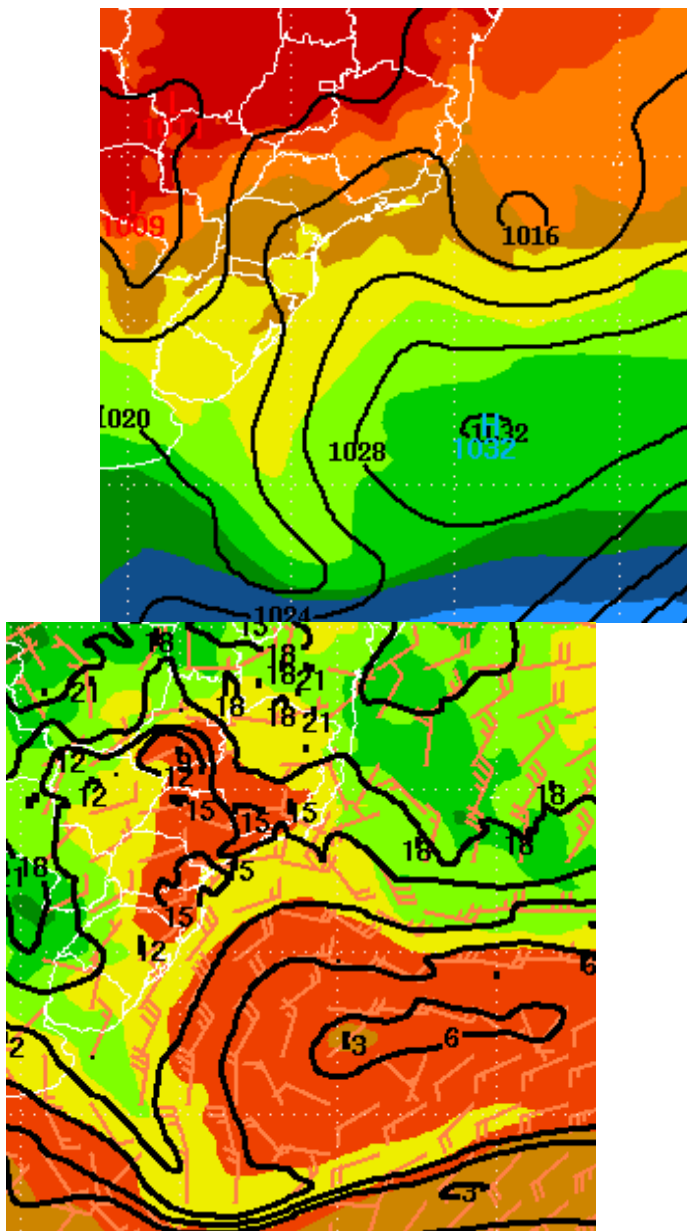


**Figura 27: Carta sinótica de superfície (esquerda) e imagem de satélite realçada no canal infravermelho (direita) correspondente ao dia 29 de setembro de 2008 (12Z).**



**Figura 28: Carta sinótica de 250 hPa (esquerda) e 500 hPa (direita) correspondente ao dia 29 de setembro de 2008 (12Z).**

A **Figura 29** (esquerda) mostra que o ramo frio se estendendo em direção ao sul da BA apresenta pouco contraste de temperatura, entretanto percebe-se um apreciável gradiente de umidade, representado através do campo de temperatura de ponto de orvalho e de água precipitável (**Figura 29**, direita).



**Figura 29:** Carta de pressão (linha contínua) e temperatura (sombreado) em superfície (esquerda) e de temperatura de ponto de orvalho em superfície (linha contínua) e água precipitável (sombreado) (direita) correspondente ao dia 29 de setembro de 2008 (12Z).

## **2.2. Ondas frontais com características “Subtropicais” (OFST) e episódios de Zonas de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)**

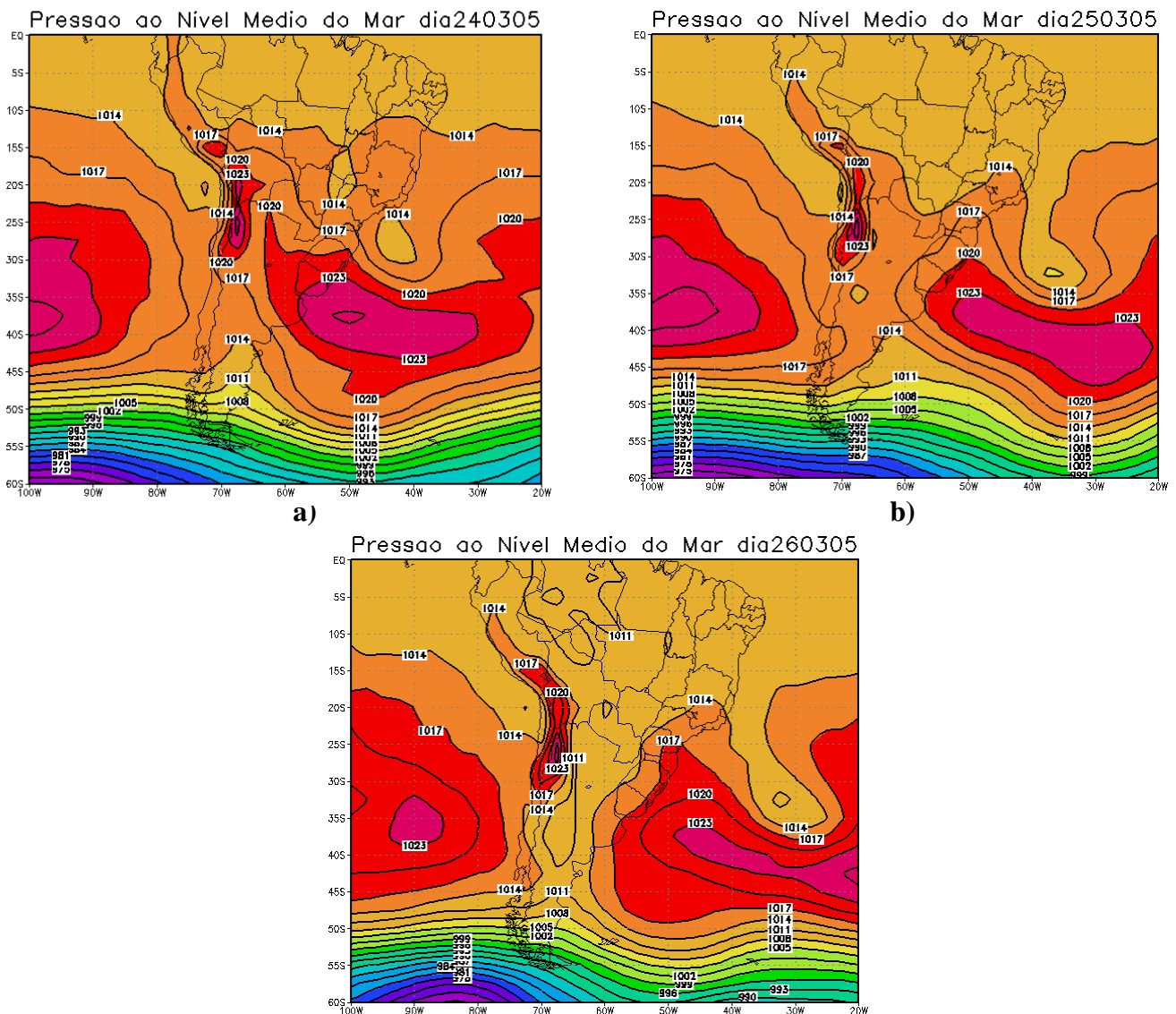
Durante a estação chuvosa no Brasil, as **OFST** aparecem com bastante frequência associadas a episódios da Zona de Convergência do Atlântico Sul (**ZCAS**). Segundo Taljaard (1972) e Hoskins e Hodges (2005), um aspecto interessante do verão no hemisfério sul e relevante para o regime de precipitação desta época do ano é a gênese de sistemas ciclônicos que se formam sobre o oceano e se movem para leste, próximo ao trópico de capricórnio e à costa do Brasil. Estes sistemas se deslocam ao longo do flanco sudoeste do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e contribuem para a organização da banda de nebulosidade formada pelo estabelecimento de uma zona de convergência de umidade. De

acordo com Hoskins e Hodges (2005), este aspecto também é observado sobre outras regiões do globo, como no Pacífico Central e sobre o oceano Índico, próximo a Madagascar.

A presença do ciclone com características subtropicais sobre o oceano Atlântico favorece a intensificação da convergência de massa e umidade desde a região amazônica até este oceano, atravessando as Regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil. Quando esta situação meteorológica persistir por mais de três dias se estabelece um episódio de ZCAS. Se o período for no máximo de dois dias, o evento é denominado Zona de Convergência de Umidade (ZCOU), como aconteceu no caso descrito na **Figuras 18 e 19**.

Nestas ocasiões, os ciclones se formam no oceano entre os Estados de SC e ES, aproximadamente entre os paralelos 20S e 25S. O ramo frio desta onda frontal subtropical geralmente fica posicionado no oceano ou pode adentrar a faixa litorânea entre os estados de SP e ES, organizando uma zona de convergência de massa e umidade em direção ao interior do continente, indo desde o oceano até a Região Norte do Brasil. A convergência de massa em baixos níveis, o levantamento e a convecção provocada pelo avanço do ramo frio, associados à subsidência de ar frio e seco em sua retaguarda, mantém a umidade vinda das áreas tropicais da América do Sul e do ASAS confinada em uma região bem definida.

A **Figura 30 (a, b e c)** mostra uma seqüência de campos de pressão em superfície com dois dias de antecedência à formação de um evento de ZCAS. Nota-se um sistema de baixa pressão localizado a leste de SC e PR dois dias antes do estabelecimento do evento. Durante os dias seguintes pode-se observar a penetração do ramo frio da onda em direção ao sul do Estado do Espírito Santo (ES), dando origem a convergência de umidade e massa entre o oceano e o interior do continente.





c)

**Figura 30: Modelo conceitual clássico de circulação em superfície associado a episódios de ZCAS no Brasil. a) dia -2, b) dia -1, c) dia 0.**

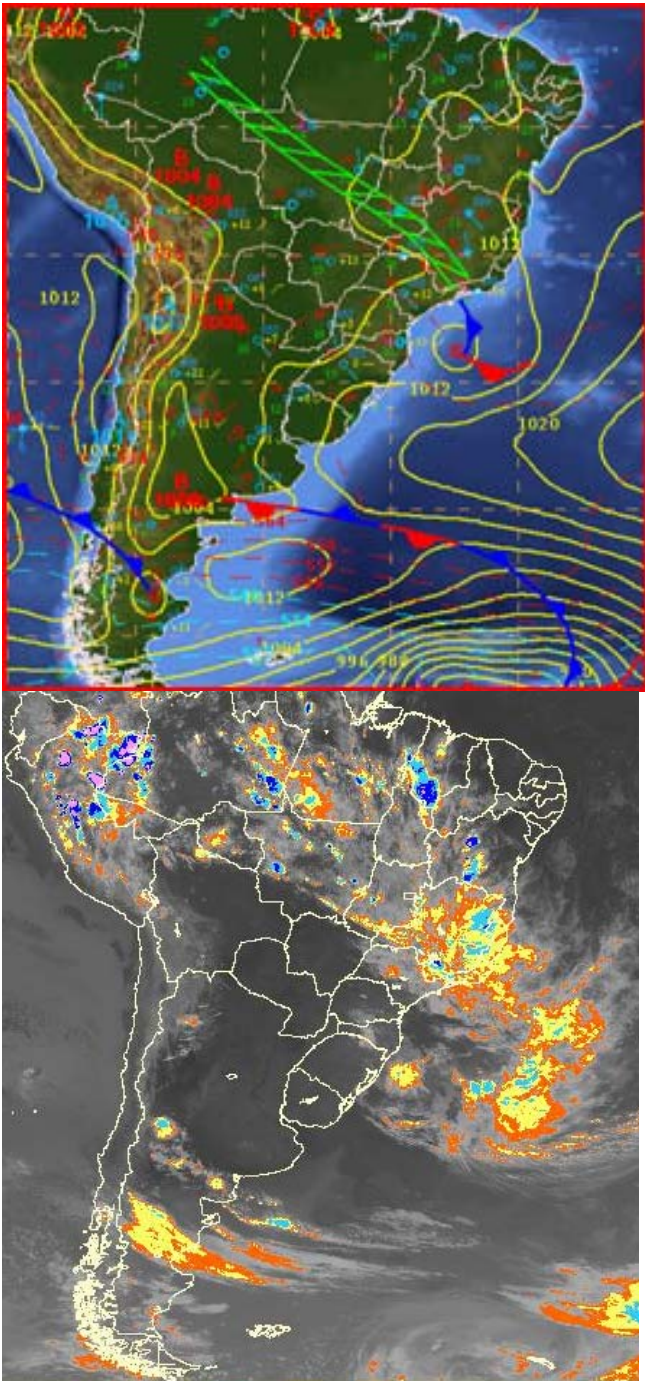
A seguir, apresenta-se um caso real associado a este modelo conceitual, correspondente ao dia 14 de novembro de 2008.

A carta de superfície (**Figura 31, esquerda**), mostra o ciclone de 1008 hPa localizado no oceano aproximadamente em 45W, 27S, a leste de SC. A imagem de satélite no canal infravermelho (realçada) (figura 29, direita) não permite identificar claramente a onda frontal devido à fraca intensidade do sistema.

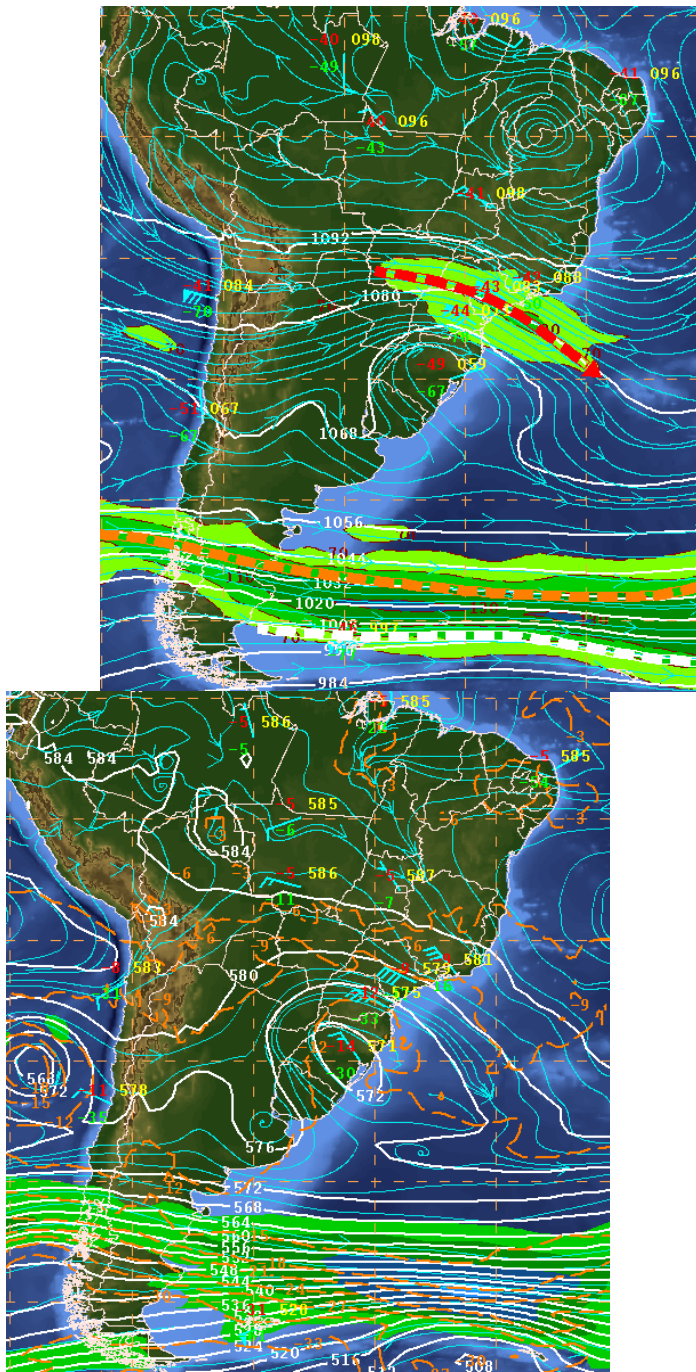
As cartas de 250 hPa (**Figura 32, esquerda**) e 500 hPa (**Figura 32, direita**), mostra a presença de um cavado e de um vórtice ciclônico sobre a Região Sul do Brasil, dando suporte dinâmico ao sistema de baixa pressão em superfície descrito anteriormente.

Em altitude (**Figura 32, esquerda**), pode-se observar a presença do JST contornando o cavado que deu origem ao ciclone em superfície. Esta configuração indica que este sistema apresenta características subtropicais.

Vale ressaltar que os ciclones com características subtropicais responsáveis pelo início de episódios de ZCAS no continente sul-americano se formam sempre no oceano, podendo variar sua posição ou intensidade, o que faz com que o evento de ZCAS se localize aproximadamente entre os estados de SP e da BA.



**Figura 31: Carta sinótica de superfície (esquerda) e imagem de satélite realçada no canal infravermelho (direita) correspondente ao dia 14 de novembro de 2008 (00Z).**



**Figura 32: Carta sinótica de 250 hPa (esquerda) e 500 hPa (direita) correspondente ao dia 14 de novembro de 2008 (00Z).**

### **3. Referências bibliográficas**

Bjerknes, J. e Solberg, H., 1922: Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. *Geofys. Publ.*, **3**, 3-18.

Carmo, A. M. C.; 2002: Os *storm tracks* no Hemisfério Sul. Tese de Doutorado em Meteorologia. São José dos Campo. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE.

- Celemin, A. H., 1984: Meteorología Práctica. Edición del Autor, Mar del Plata, República Argentina, pp 313.
- Gan, M. A., e Rao, V. B., 1991: Surface cyclongenesis over South America. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1293-1302.
- Gan, M. A., e Rao, V. B., 1996: Comments on “Climatology of cyclongenesis for the Southern Hemisphere”. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2614-2614.
- Hart, R. E. 2003: A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 585-616.
- Hoskins, B. J. e Hodges, K. I., 2005: A new perspective on the southern hemisphere storm tracks. *J. Climate*, **18**, 4108-4129.
- Knaff, J. A., Zehr, R. M., Goldberg, M. D. e Kidder, S. Q., 2000: An Example of Temperature Structure Differences in Two Cyclone Systems Derived from the Advanced Microwave Sounder Unit. *Weather and Forecasting*, **15**, 476-483.
- Mendes, D.; Souza, E. P., Trigo, I. F.; Pedro, M. A., 2007: On precursors of South American Cyclogenesis. *Tellus*, **59**, 114-121.
- Mendes, D. e Mendes, M. D. 2004: Climatology of cyclones, anticyclones and storm tracks: revision of concepts. *Revista Brasileira de Geofísica*. **22**, n. 2, 127-134.
- NOAA-National Oceanic & Atmospheric Administration 2008: Tropical cyclone definitions. *National weather service instructions. Operations and service*. **NWSPD 10-6**.
- Roth, David M., 2002: A fifty year history of subtropical cyclones. *25<sup>th</sup> Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, P1.43
- Schultz, D. M.; 2006: Perspectives on Fred Sanders’s research on cold fronts. The Fred Sanders Symposium, Volume 2. *Amer. Meteor. Soc.*
- Seluchi, M. E. e Saulo, A. C. 1998: Possible mechanism yielding an explosive coastal cyclogenesis over South America: experiments using a limited area model. *Aust. Meteor. Mag.* **47**, 309-320.
- Simmonds, I. e Keay, K., 2000: Mean southern hemisphere extratropical cyclone behavior in the 40-year NCEP-NCAR reanalysis. *J. Climate*. **13**, 873-885.
- Simpson, R. H. e Pelissier, J. M., 1971: Atlantic hurricane season of 1970. *Mon. Wea. Rev.*, **99**, 269-277.
- Sinclair, M. R., 1994: An objective cyclone climatology for the southern hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2239-2256.
- Sinclair, M. R., 1995: A climatology of cyclogenesis for the southern hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1601-1619.
- Sinclair, M. R., 1997: Objective identification of cyclones and their circulation intensity, and climatology. *Weather and Forecasting*, **12**, 595-612.

Sanders, F., 1999: A proposed method of surface map analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 945-955.

Sanders, F., 2005: Real front or baroclinic trough?. *Weather and Forecasting*, **20**, 647-651.

Taljaard J. J., 1972: Synoptic meteorology in the Southern Hemisphere. *Meteorology of the Southern Hemisphere, Meteor. Monogr.*, No. 35, Amer. Meteor. Soc., 139–213.