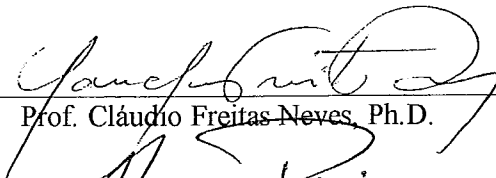


EFEITOS DA DISTRIBUIÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DA TEMPERATURA DO
MAR NO DESENVOLVIMENTO DE CICLONES EXTRATROPICAIS

Tânia Ocimoto Oda

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DA COORDENAÇÃO DOS
PROGRAMAS DE PÓS-GRADUAÇÃO DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE
FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS
NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM CIÊNCIAS
EM ENGENHARIA OCEÂNICA.

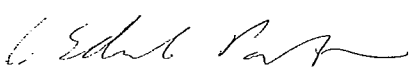
Aprovada por:



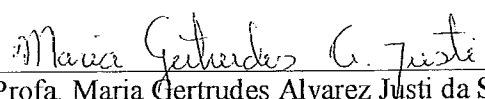
Prof. Cláudio Freitas Neves, Ph.D.



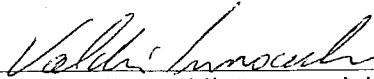
Prof. Afonso de Moraes Paiva, Ph.D.



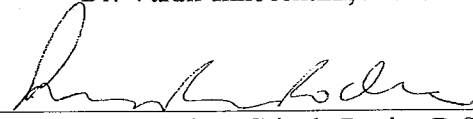
Prof. Carlos Eduardo Parente Ribeiro, D.Sc.



Profa. Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva, D.Sc.



Dr. Valdir Innocentini, Ph.D.



Profa. Rosmeri Porfirio da Rocha, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL

SETEMBRO DE 2005

ODA, TÂNIA OCIMOTO

Efeitos da distribuição espaço-temporal
da temperatura do mar no desenvolvimento
de ciclones extratropicais. [Rio de Janeiro]
2005

VIII, 127 p. 29,7 cm (COPPE/UFRJ,
D.Sc., Engenharia Oceânica, 2005)

Tese – Universidade Federal do Rio de
Janeiro, COPPE.

1 – Ciclones extratropicais

I. COPPE/UFRJ II. Título (série)

Para Isabela...

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço ao meu orientador, Dr. Cláudio Freitas Neves, por todo o incentivo e compreensão, cuja importância para todo este trabalho não pode ser expressa em poucas palavras.

Ao Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira, por permitir que o trabalho aqui apresentado fosse desenvolvido ali.

Agradeço também ao Dr. Valdir Innocentini, que além de disponibilizar recursos computacionais forneceu um grande apoio pessoal, e à Dra. Rosmeri Porfírio da Rocha, sem a qual boa parte desse trabalho teria sido muito mais difícil.

À minha família, que sempre é um incentivo simplesmente por existir, ao meu marido Edison Malheiro Vergara por todo o apoio, e a Áurea Lucia Rosa, Mayara, Rafaela e Lilico, que garantiram a tranquilidade necessária para as longas horas que passei distante de casa.

À Glace Farias da Costa, por toda a atenção dedicada, sem a qual eu não conseguiria concluir o curso.

Aos muitos amigos que sempre me transmitiram otimismo e confiança,

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.)

EFEITOS DA DISTRIBUIÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DA TEMPERATURA DO MAR NO DESENVOLVIMENTO DE CICLONES EXTRATROPICAIS

Tânia Ocimoto Oda

Setembro/2005

Orientador: Cláudio Freitas Neves

Programa: Engenharia Oceânica

O desenvolvimento de ciclones extratropicais sobre o mar tem sido apontado como um fenômeno diferenciado da ciclogênese continental, devido às maiores taxas de aprofundamento. Em geral, este tipo de ciclogênese ocorre em áreas de acentuado gradiente de temperatura da superfície do mar, sugerindo a ação dos transportes de calor latente da superfície para a atmosfera. Este trabalho propõe a investigação da influência da temperatura da superfície do mar através de um modelo de mesoescala, utilizando campos reais e idealizados de temperatura do mar, mostrando que alguns eventos apresentam maior sensibilidade a variações da temperatura do mar, e que a presença de fortes gradientes de temperatura do mar não parecem afetar significativamente a ciclogênese na escala de tempo de seu desenvolvimento, mas sim numa escala mais longa, conforme sugere a análise de séries temporais de gradientes de temperatura e vorticidade geostrófica em 1000 hPa.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Sciences (D.Sc.)

EFFECTS OF THE SPACE-TIME DISTRIBUTION OF THE SEA SURFACE
TEMPERATURE ON THE EXTRATROPICAL CYCLONES DEVELOPMENT

Tânia Ocimoto Oda

September/2005

Advisor: Cláudio Freitas Neves

Department: Ocean engineering

The extratropical cyclones development over seas has been pointed as a different phenomenon from the continental cyclogenesis, due to their larger deepening rates. Generally, this kind of cyclogenesis occurs over large sea surface temperature areas, suggesting the action of latent heat fluxes from surface to atmosphere. This work proposes an investigation of the influence of the sea surface temperature through a mesoscale model, using real and idealized fields of sea temperature, showing that some events present larger sensitivity to sea temperature variations, and showing also that the presence of strong sea temperature gradients do not seem to affect significantly the cyclogenesis at their development time scale, but in longer scales, as suggested by time series analysis of the sea surface temperature gradient and geostrophic vorticity at 1000 hPa series.

SUMÁRIO

1 – Introdução	1
2 – Revisão bibliográfica	4
3 – Simulações numéricas	10
3.1 – Dados e metodologia	10
3.2 – Caso de maio de 1984	14
3.2.1 – Condição inicial	15
3.2.2 – Simulação com TSM média semanal (TSMS_12)	19
3.2.3 – Simulação com Temperatura constante (TSMC_12)	25
3.2.4 – Simulação com gradiente intenso (TSMV_12)	27
3.2.5 – Simulação sem fluxos de superfície (TSMS_SF12)	28
3.2.6 – Comparação entre os experimentos	29
3.3 – Caso de maio de 1989	31
3.3.1 – Condição inicial	31
3.3.2 – Simulação com TSM média semanal (TSMS).....	34
3.3.3 – Simulação com TSM modificada (TSMQ)	39
3.3.4 – Simulação sem fluxos de superfície (TSMS_SF).....	41
3.3.5 – Comparação entre as simulações	43
3.4 – Caso de maio de 1997	44
3.4.1 - Condição Inicial	45
3.4.2 - Simulação com TSM semanal (TSMS)	47
3.4.3 – Simulação com TSM constante (TSMC)	53
3.4.4 - Simulação com gradiente aumentado (TSMV)	54
3.4.5 - Simulação sem fluxo – TSMS_SF	56

3.4.6 – Comparação entre os casos 57

3.5 – Síntese e conclusões59

4 – Climatologia dos gradientes de temperatura do mar e geopotencial em 1000 hPa ..61

4.1 – Dados e metodologia61

4.1.1 – Temperatura da superfície do mar61

4.1.2 – Geopotencial e vorticidade em 1000 hPa63

4.2 - Distribuição espacial do gradiente de temperatura da superfície do mar e da vorticidade mínima67

4.3 - Variação sazonal dos gradientes de temperatura da superfície do mar e vorticidade mínima76

4.4 - Variações interanuais no gradiente de temperatura da superfície do mar80

4.5 - Análise das séries através da transformada em ondeletas84

4.5.1 – Resultados da análise por transformada em ondeletas86

4.6 – Conclusões102

5 – Considerações finais e conclusões104

Apêndice A – Descrição do Modelo de Área Limitada.....107

Apêndice B – Interpolação por Splines Cúbicas112

Apêndice C – A transformada em ondeletas115

Referências bibliográficas119

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

O desenvolvimento ou a intensificação de ciclones extratropicais, também chamada de ciclogênese, sobre o mar, influencia todas as atividades marítimas e navais, sendo de grande relevância para a segurança da navegação e operações em plataformas, entre outras, devido às ondas geradas pelo vento e pelo mau tempo em si. Além disso, o impacto causado por esses sistemas pode se estender a áreas costeiras, através de ressacas e elevação do nível do mar, as quais provocam freqüentemente grandes prejuízos materiais.

A previsão de desenvolvimentos explosivos é, com freqüência, subestimada em modelos numéricos, evidenciando a necessidade de uma discussão mais detalhada dos seus mecanismos físicos e da representação dos parâmetros e processos relevantes. No caso da ciclogênese marítima, vários trabalhos têm apontado a influência da temperatura do mar como um importante fator, mas os resultados desses estudos indicam que esta relação está longe de ser direta, linear e conclusiva.

Além disso, embora existam diversos estudos indicando diferentes tipos de desenvolvimento de ciclones, mostrando a diversidade dos processos de ciclogênese, as avaliações do impacto da temperatura da superfície do mar através de simulações numéricas não levam em conta que sistemas diferenciados podem responder também de formas diversas a esta forçante.

A despeito dos impactos causados pelos ciclones extratropicais de desenvolvimento marítimo, a meteorologia no país tem dado um enfoque muito maior aos processos continentais, ou a mecanismos de teleconexão com o fenômeno El-Niño,

que ocorre no Oceano Pacífico, e pouca atenção tem sido direcionada para os fenômenos de interação oceano-atmosfera na região do Atlântico sul, ou mesmo para a própria variabilidade do oceano nesta área, que em muitos aspectos permanece desconhecida. Sabe-se, por exemplo, que diversas áreas de intenso gradiente de temperatura da superfície do mar são preferenciais para a ciclogênese, mas no caso do Atlântico Sul, embora esses gradientes estejam presentes na região de confluência das correntes do Brasil e das Malvinas e esta esteja próxima a áreas de gênese e ciclogênese pouco se discute acerca da variabilidade do próprio campo de temperatura do mar nesta região, e menos ainda sua relação com a atmosfera a ela adjacente.

Este trabalho avalia a influência da temperatura do mar na evolução de ciclones, em duas abordagens: uma, na escala de tempo do próprio desenvolvimento dos sistemas (alguns dias), através de simulações com um modelo numérico de mesoescala utilizando campos de temperatura do mar reais e idealizados, onde observou-se que diferentes ciclones respondem de forma diferenciada a variações na temperatura da superfície do mar, e que a presença de gradientes intensos de temperatura não afetam o seu desenvolvimento nesta escala temporal. Uma extensão do trabalho, motivado por esses resultados, foi a análise das séries temporais dos campos de temperatura do mar, do gradiente de TSM e campos de geopotencial em 1000 hPa, a partir do qual foram calculados campos de vorticidade geostrófica, compreendidos no período de 1982 a 2004, mostrando que variações na distribuição espacial da TSM afetam os campos de vorticidade em escalas de tempo sazonal a interanual.

O próximo capítulo apresenta uma revisão bibliográfica sobre ciclogêneses. O terceiro capítulo apresenta a metodologia, os resultados e uma discussão do estudo das ciclogêneses através de simulações numéricas, e o quarto capítulo discute as variações encontradas nas séries temporais de temperatura do mar e vorticidade geostrófica,

calculados a partir do campo de geopotencial em 1000 hPa, incluindo também a metodologia, resultados e discussão. O último capítulo contém as conclusões gerais do trabalho.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

De uma forma geral, conforme a teoria do desenvolvimento de distúrbios baroclínicos (BLUESTEIN, 1993), os principais mecanismos associados à ciclogênese seriam: a advecção diferencial de vorticidade, advecção diferencial de temperatura e aquecimento/resfriamento diabático.

PETTERSEN E SMEBYE (1971) classificam as ciclogêneses em dois tipos: A e B, sendo o tipo A um desenvolvimento dependente principalmente da baroclinia em baixos níveis, ou seja, ocorrendo em uma zona frontal, correspondendo ao modelo clássico de instabilidade baroclínica, e onde a advecção térmica seria o principal forçante na intensificação do sistema, e o tipo B, no qual a advecção de vorticidade em níveis mais altos seria a principal forçante, sugerindo também a associação deste tipo com influências orográficas. Os autores observam também que raramente há uma ocorrência puramente do tipo B, pois quase sempre havia, nos casos analisados, alguma baroclinia na troposfera inferior.

A contribuição de cada um dos mecanismos na ciclogênese em geral e suas interações tem sido bastante discutida, e diversos autores mostram as características diferenciadas das ciclogêneses marítimas em relação ao desenvolvimento dos ciclones extratropicais sobre o continente. As primeiras apresentam taxas de aprofundamento mais intensas e que com frequência são subestimadas em modelos de previsão numérica.

O desenvolvimento explosivo de ciclones extratropicais, ou bombas, conforme definido por SANDERS E GYAKUM (1980) como aqueles cuja taxa de

aprofundamento é de, pelo menos, 1 hPa por hora durante 24 horas (a 60° de latitude), é um fenômeno predominantemente marítimo, ocorrendo em geral no inverno, na proximidade de áreas de acentuado gradiente de temperatura da superfície do mar (TSM) e a sotavento de um cavado em 500 hPa. Os autores sugerem que durante o inverno, principalmente, como o oceano permanece mais quente do que a atmosfera, os fluxos de calor poderiam transferir a baroclinia do oceano para a atmosfera.

Embora o desenvolvimento explosivo de ciclones seja compatível com a instabilidade baroclínica, e as áreas de maior gradiente de TSM sejam em geral áreas de acentuada baroclinia, ROEBBER (1984) mostrou, estatisticamente, que as taxas extremas de queda de pressão de ciclones no Hemisfério Norte apresentam um desvio em relação à distribuição normal, sugerindo sua relação com algum outro mecanismo, constituindo assim uma espécie distinta de ciclogênese. SINCLAIR (1995) realizou análise semelhante para ciclones no Hemisfério Sul, verificando o mesmo tipo de desvio, e observando que os maiores desvios são encontrados em latitudes mais baixas, onde a temperatura da superfície do mar é maior, o que provocaria um ligeiro aumento na liberação de calor latente.

Diversos trabalhos apontam a dificuldade dos modelos numéricos na previsão das taxas de aprofundamento dos ciclones marítimos (SANDERS E GYAKUM, 1980; DAVIS E EMANUEL, 1988), cujas implicações são óbvias para a segurança da navegação e de diversas outras atividades marítimas. Além disso, esta deficiência aponta para algum efeito físico que pode estar representado de forma inadequada nos modelos de previsão.

DAVIS E EMANUEL (1988) avaliaram os efeitos dos fluxos de calor latente e sensível à superfície do mar no aprofundamento rápido de ciclones na porção oeste do Atlântico Norte, observando que, quanto maior o potencial de aumento da espessura

entre 1000 e 500 hPa, maior a subestimação das taxas de queda de pressão dos ciclones. O maior aquecimento seria possível numa camada de estratificação neutra saturada à temperatura da superfície do mar.

Outros trabalhos evidenciam a importância dos fluxos de calor à superfície do mar. FANTINI (1990) mostrou, através de um modelo não-hidrostático bidimensional, que as ondas baroclínicas podem exibir duas fases de desenvolvimento: inicialmente, com o aquecimento confinado à camada limite, seguido de uma fase de aprofundamento acentuado que parece depender da forçante termodinâmica.

A interação entre processos baroclínicos e diabáticos na intensificação explosiva foi investigada por KUO ET AL.(1991a) através de simulação numérica, onde a inclusão de forçantes diabáticas resultou num aprofundamento maior do ciclone em relação à simulação adiabática, além de movimentos verticais três vezes mais intensos. Os autores concluem que na ciclogênese extratropical há uma interação não-linear da dinâmica baroclínica e processos diabáticos.

NUSS E ANTHERS (1987) apontam uma controvérsia em trabalhos anteriores a respeito da importância relativa das forçantes ciclogénéticas, e utilizando um modelo de mesoescala modificado para experimentos idealizados, onde as condições iniciais foram obtidas analiticamente, verificaram que o ciclone do modelo apresentou maior sensibilidade à baroclinia inicial do que aos processos físicos durante o seu desenvolvimento, mas um gradiente meridional intenso de TSM poderia amplificar a baroclinia das camadas mais baixas da atmosfera, desde que estivesse em fase com a mesma, resultando em desenvolvimentos mais rápidos.

BALASUBRAMANIAN E YAU (1995) destacam as diversas tentativas (HINES E MECHOSO, 1993; FANTINI, 1990 e KUO ET AL., 1991, entre muitos outros) de identificação de outros processos físicos como estabilidade estática, fricção,

fluxos de calor, convecção e diferenças de temperatura entre oceano e atmosfera, realizadas por diversos autores na elucidação da relação entre processos baroclínicos e diabáticos na ciclogênese explosiva, e avaliam essas diversas forçantes através de um modelo de três camadas, concluindo que a instabilidade baroclínica seria o fator individual mais importante na ciclogênese explosiva, mas afetada pelos demais termos. No caso da temperatura do oceano, os autores observaram que a taxa de aprofundamento variou quase linearmente com a amplitude da anomalia de TSM na faixa de 5 a 10 K, concordando com os resultados de FANTINI (1990).

KUO ET AL.(1991b), mencionam os resultados anteriores obtidos por diversos autores em simulações para avaliação do impacto da temperatura do mar na intensificação dos ciclones variando desde um impacto negativo até fortemente positivo, e propuseram uma série de experimentos numéricos, alguns inicializados no início do período de desenvolvimento mais rápido e outros inicializados nas 24 horas precedentes a este, mostrando que os fluxos não tiveram influência significativa no período de rápida intensificação, mas os fluxos durante o período anterior ao de maior intensificação afetaram todo o ciclo de vida do ciclone.

A maior parte dos trabalhos acerca de ciclogêneses marítimas, entretanto, tem focalizado casos no hemisfério norte. No hemisfério sul, pode-se citar os estudos numéricos de INNOCENTINI E CAETANO (1996), que apresentam um estudo de caso ocorrido em 1988, CAMPOS (1999), que estudou um ciclone do tipo Shapiro-Keyser (SHAPIRO E KEYSER, 1990) ocorrido no ano de 1999, e ROCHA (1999), que avaliou diferentes parametrizações de convecção na simulação de um ciclone. Além dos estudos baseados em simulações, GAN E RAO (1991), SINCLAIR (1995) e PALMEIRA (2004) apresentam climatologias de ciclogêneses, SILVA (2004) aponta a passagem de sistemas frontais associadas aos ciclones extratropicais como o fenômeno mais

importante para o tempo, discutindo sua variação temporal em relação ao fenômeno El-Niño/Oscilação Sul (ENSO), e SARAIVA (1996) descreve os sistemas de tempo importantes para o estado do Rio Grande do Sul, incluindo os ciclones, mostrando a importância da liberação do calor latente no desenvolvimento destes sistemas.

Embora diversos trabalhos apontem as áreas de maior gradiente de temperatura como zonas preferenciais para a ciclogênese, poucos são os estudos acerca das escalas de variabilidade conjunta ou mesmo individual dos campos de temperatura do mar e desses sistemas meteorológicos.

ZYRYANOV E SEVEROV (1979) mostraram que variações sazonais na circulação oceânica da região entre as ilhas Falkland e a Patagônia estão relacionadas a variações na circulação atmosférica. O aumento da atividade dos ciclones atmosféricos contribuiria para o aumento da vortacidade ciclônica do campo de correntes durante o inverno.

TOURRE ET AL. (1999) estudaram variações conjuntas de TSM e pressão ao nível do mar no Oceano Atlântico, mas somente ao norte de 30°S. ENFIELD E MESTAS-NUÑEZ (1999) realizaram um estudo na área ao norte de 40°S, definindo modos de variabilidade associados ao El-Niño e aqueles sem relação com o El-Niño.

Em 300 anos de simulação com um modelo climático, WAINER E VENEGAS (2002) detectaram oscilações de 25 a 30 anos na TSM, na pressão ao nível do mar e campos de transporte barotrópico do oceano. Os autores propõem um mecanismo no qual as variações na intensidade dos ventos de oeste (westerlies), associados à variabilidade do setor sul do anticiclone subtropical resultariam em variações na intensidade da corrente das Malvinas afetando a posição da confluência das correntes Brasil-Malvinas.

WAINER ET AL. (2003) realizaram uma comparação entre fluxos de calor latente e sensível provenientes de produtos baseados em observações e resultados de um modelo climático para avaliar padrões espaciais no Atlântico Sul, e sua associação com a dinâmica do oceano. Os autores mencionam que a variabilidade do gradiente inter-hemisférico de TSM (também conhecido como dipolo) e da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) ocorre nas escalas interanual a decadal, ressaltando que na parte sul dessa bacia esse tipo de relação é bem menos conhecida. Os resultados deste estudo (e também WAINER ET AL., 2000) mostram que as variações nos padrões de circulação e TSM do Atlântico Sul variam em escalas desde sub-sazonal a interanual, influenciadas pelas interações entre a Corrente do Brasil e a Corrente das Malvinas, que por sua vez são afetadas pelo campo de vento e outros aspectos atmosféricos.

CAPÍTULO 3

SIMULAÇÕES NUMÉRICAS

3.1 DADOS E METODOLOGIA

O modelo utilizado nas simulações foi o Modelo de Área Limitada (MAL) desenvolvido pela Japan Meteorological Agency, adaptado para a América do Sul, descrito em ROCHA (1992, 1999).

Basicamente, o MAL é um modelo hidrostático, de equações primitivas em coordenada vertical sigma, grade horizontal tipo B de Arakawa, com parametrizações de convecção, condensação na escala de grade e turbulência na camada limite planetária. Uma descrição mais detalhada pode ser vista no Apêndice A. As condições iniciais e de contorno utilizadas foram as reanálises do National Centers of Environmental Prediction (NCEP), descritas em KALNAY ET AL. (1996).

Foram escolhidos três casos de ciclogênese: o primeiro caso selecionado foi o de Maio de 1997, pela sua intensidade e devido à sensibilidade apresentada na simulação com um campo de TSM alterado. Este caso é interessante também por ter ocorrido numa latitude relativamente baixa, ao norte de 30°S. Um teste preliminar havia sido realizado, mostrando a sensibilidade do ciclone a alterações no campo de temperatura da superfície do mar. A figura 3.1 mostra a diferença de temperatura da superfície do mar climatológica utilizada numa simulação em relação à TSM média da semana do evento. Nota-se que na área de desenvolvimento do sistema há uma diferença de até 1°C na temperatura do mar que resultou, para 72 horas de simulação, numa diferença de 4 hPa na pressão atmosférica central do ciclone (figuras 3.2 e 3.3).

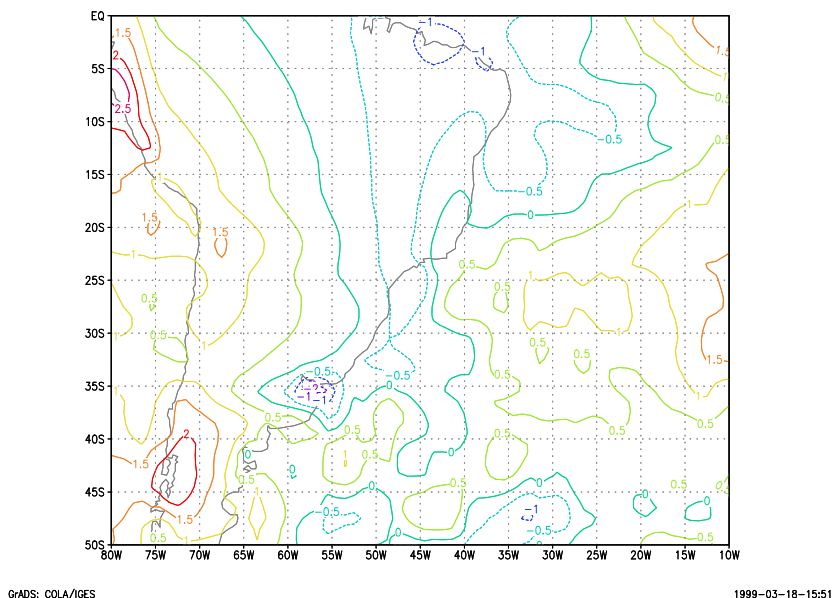


Figura 3.1 – Diferença entre TSM climatológica e da semana centrada em 28 de maio de 1997.

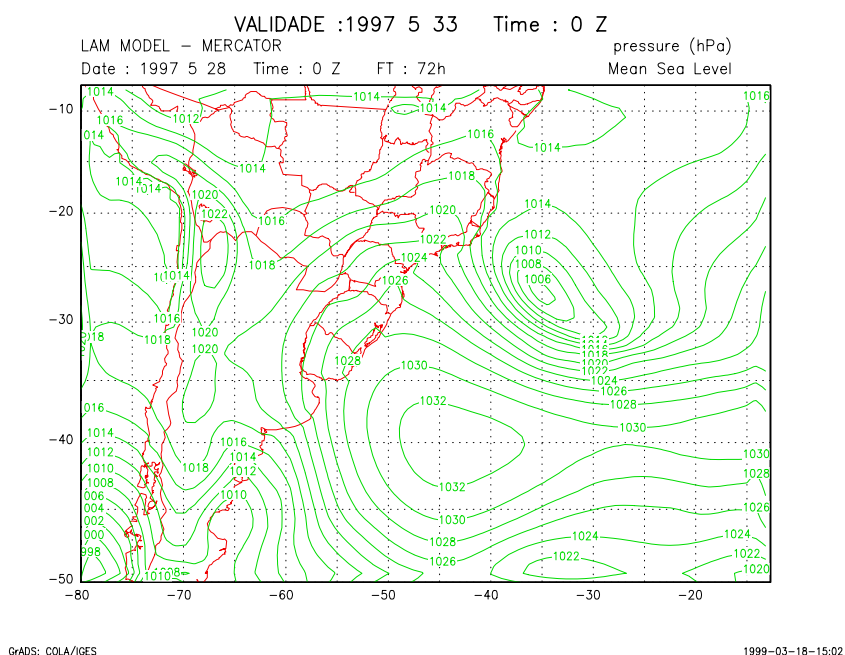


Figura 3.2 – Pressão ao nível do mar para 72 horas de simulação do caso de 1997, utilizando a TSM climatológica.

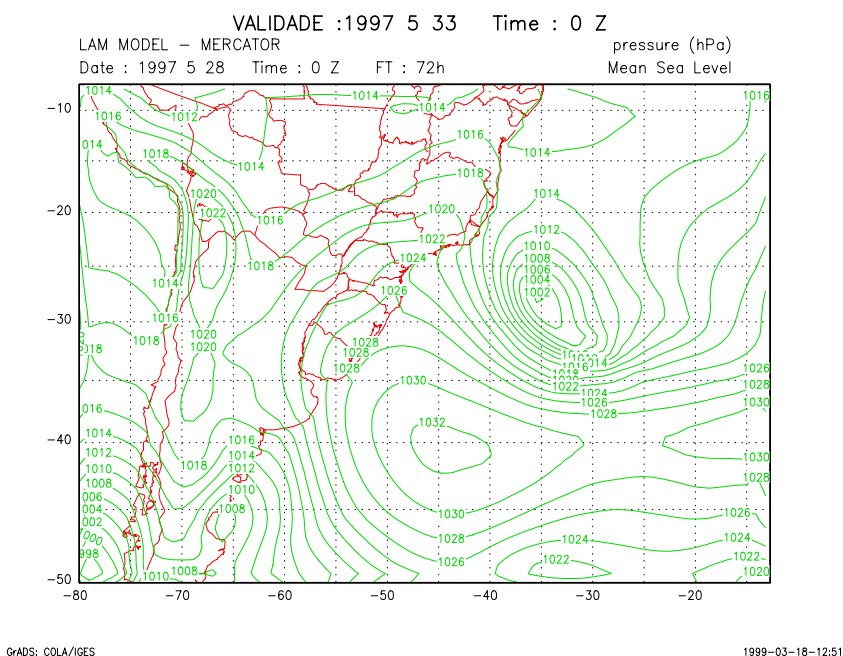


Figura 3.3 – Pressão ao nível do mar para 72 horas de simulação do caso de 1997, utilizando a TSM média semanal do período.

A escolha dos outros eventos teve como objetivo principal avaliar o impacto de variações na TSM em ciclones de características distintas. Assim, como este foi um ciclone raso, ou de pouco desenvolvimento vertical, e um tanto atípico pela intensidade atingida e pela região de desenvolvimento, procurou-se sistemas de maior desenvolvimento vertical, para verificar o quanto os efeitos dos fluxos de superfície poderiam estar associados ao tipo do ciclone, o que poderia também explicar a divergência entre diversos trabalhos anteriores sobre a relação entre temperatura do mar e ciclogênese.

O segundo caso escolhido foi o de Maio de 1984. As análises do ECMWF, não mostradas aqui, indicavam um desenvolvimento explosivo ao sul do Uruguai, e ao contrário do ciclone de maio de 1997, este foi um ciclone profundo que se originou em ambiente bastante baroclínico.

Finalmente, o terceiro caso foi o de maio de 1989, que ocorreu, na mesma região que o ciclone de 1997, tinha uma estrutura vertical bastante profunda e uma intensidade bem menor.

Os experimentos realizados foram:

1) Temperatura da superfície do mar (TSM) média semanal. Utilizou-se a temperatura média semanal obtida do National Center of Environmental Prediction (NCEP), produzidos por interpolação ótima, com resolução espacial de 1° (REYNOLDS E SMITH, 1994). Estas simulações foram utilizadas como controle.

2) Gradiente acentuado de TSM. Para avaliar a importância dos gradientes de temperatura da superfície do mar, foram compostos campos idealizados, com gradientes similares às das correntes do Golfo e de Kuroshio, em torno de $8^\circ\text{C}/100\text{ km}$, posicionados na área de desenvolvimento de cada um dos casos.

3) Temperatura constante. Este experimento teve como objetivo avaliar, juntamente com o experimento de gradiente acentuado, o efeito dos gradientes de TSM.

4) Simulação sem fluxos de superfície. Os fluxos de calor latente e sensível à superfície foram desligados para todo o período de simulação.

O domínio utilizado em cada uma das simulações foi definido de forma a centralizar a área de desenvolvimento do sistema de baixa pressão.

Os casos serão apresentados nas seções 3.2, 3.3 e 3.4 a seguir, em ordem cronológica. Na seção 3.5, serão apresentadas a síntese e conclusões do capítulo.

3.2 CASO DE MAIO DE 1984

Este caso foi um desenvolvimento explosivo ao sul do Uruguai. Inicialmente, as simulações foram inicializadas no dia 28, às 00Z, com resolução espacial de 75 km, mas verificou-se que o aprofundamento do ciclone foi melhor reproduzido nas simulações inicializadas 12 horas mais tarde, com espaçamento de grade de 50 km. Em GYAKUM ET AL. (1996), os autores avaliam a destreza de diversos modelos regionais na simulação de uma ciclogênese explosiva, notando uma considerável melhoria nos resultados com o refinamento da grade de 100 para 50 km, observando também pouca mudança nos resultados com aumento da resolução para 25 km.

A figura 3.4 mostra valores de pressão atmosférica central do ciclone, para as reanálises do NCEP e do ECMWF, para a simulação com grade de 75 km (TSMS), e as obtidas nas simulações com grade de 50 km, inicializadas às 12Z do dia 28 (TSMS_50) e a inicializada no dia 29 às 00Z (TSMS_12).

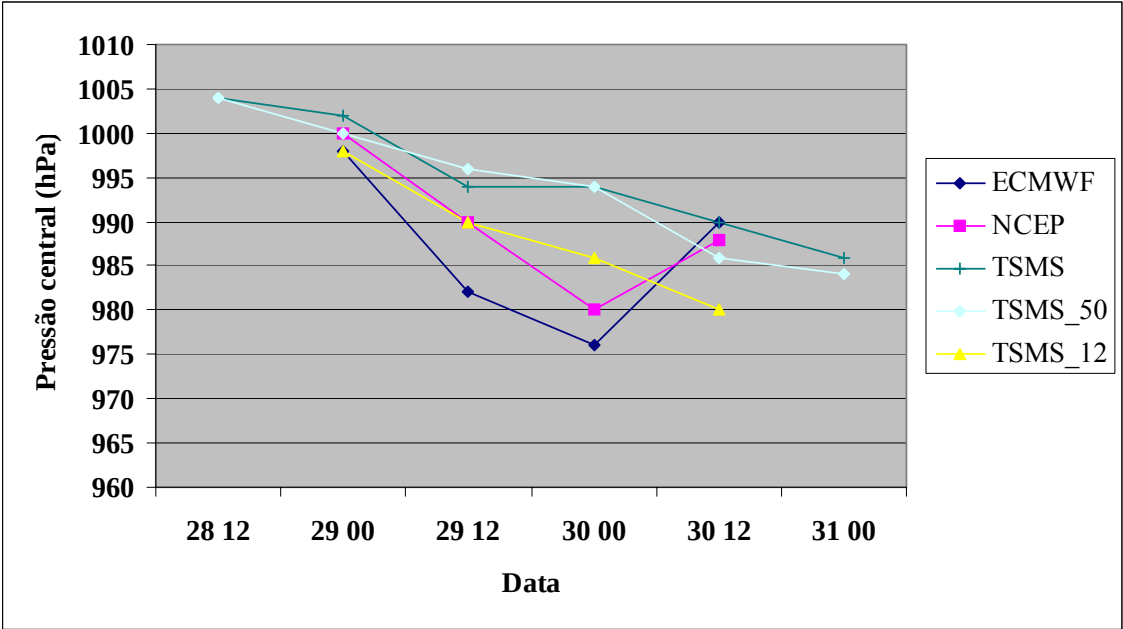


Figura 3.4 - Evolução da pressão central do ciclone nas reanálises (ECMWF e NCEP), e para as simulações com resolução espacial de 75 km inicializada no dia 28 às 12Z (TSMS), com resolução de 50 km, inicializada no dia 28, 12Z (TSMS_50) e com resolução de 50 km inicializada no dia 29 às 00Z (TSMS_12).

Com a resolução de 50 km, portanto, foram realizados os experimentos listados na Tabela 3.1.

TABELA 3.1 – Experimentos realizados para o caso de 1984

Simulação	Características	grade	Hora inicial	Tempo	Pontos
TSMS_12	TSM semanal	50 km	28 12	48 h	100 x 75
TSMC_12	TSM cte=20°C	50 km	28 12	48 h	100 x 75
TSMV_12	Gradiente aumentado	50 km	28 12	48 h	100 x 75
TSMS_SF12	Sem fluxos	50 km	28 12	48 h	100 x 75

3.2.1 Condição Inicial

A condição inicial mostra um centro de baixa pressão à superfície, sobre o nordeste da Argentina (31°S, 59°W), com 1006 hPa (figura 3.5). Observa-se também um anticiclone ao sul deste centro de baixa, com uma extensão alongando-se em direção ao Oceano Atlântico, seguindo uma orientação paralela à costa. Esta configuração, associada ao campo de temperatura da superfície do mar, favorece uma advecção positiva de temperatura dirigida ao estuário do Rio de La Plata.

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 28 MAI 1984 12Z (SEGUNDA) - analyse
 VALIDO PARA : 28 MAI 1984 12Z (SEGUNDA)

PRESSAO NIVEL DO MAR (hPa)
 superficie

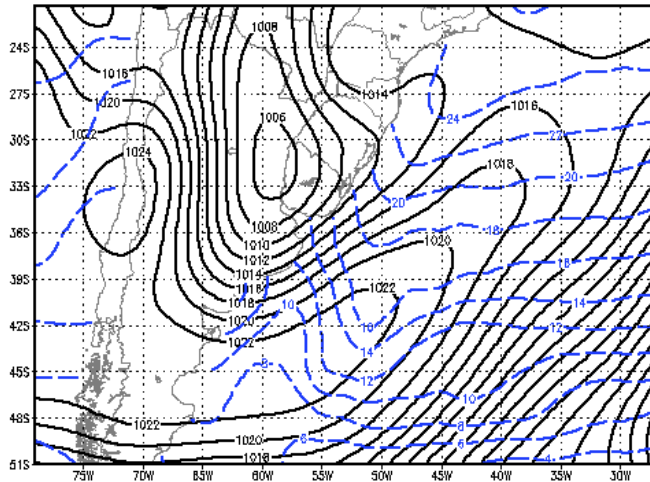


Figura 3.5 - Pressão atmosférica ao nível do mar (linha sólida) e temperatura da superfície do mar (tracejada), no dia 28 de maio de 1984.

O campo de espessura entre 850 e 500 hPa, obtido através da diferença entre os campos de altura geopotencial nos respectivos níveis, representa a temperatura média desta camada. Alguns autores utilizam a diferença de geopotencial entre os níveis 1000 e 500 hPa para representar a temperatura na porção inferior da atmosfera, mas neste trabalho, seguindo PETTERSEN E SMEBYE (1971), utilizou-se o nível inferior de 850 hPa. Na figura 3.6, portanto, pode-se observar a baroclinia desta camada da atmosfera por toda a região do domínio, principalmente ao sul do ciclone incipiente do dia 28.

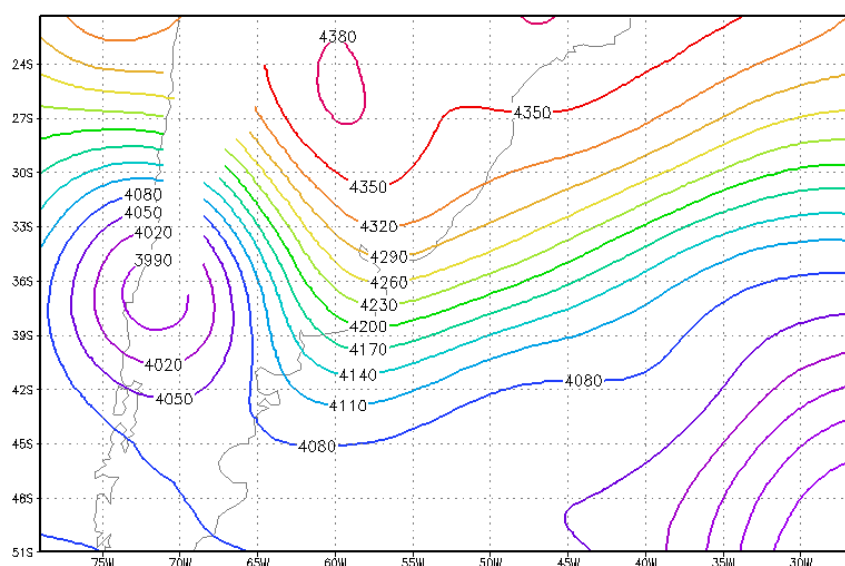


Figura3.6 - Espessura entre 850 hPa e 500 hPa no dia 28 de maio de 1984, 12Z.

O campo inicial de altura geopotencial em 500 hPa (figura 3.7) mostra um centro de baixa sobre os Andes, a sudoeste do a baixa de superfície, dirigindo uma advecção de vorticidade negativa que é máxima sobre a costa da Argentina e região do Rio de La Plata.

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA

Altura Geopotencial (m)

DATA : 28 MAI 1984 12Z (SEGUNDA) - analise

nivel : 500 hPa

VALIDO PARA : 28 MAI 1984 12Z (SEGUNDA)

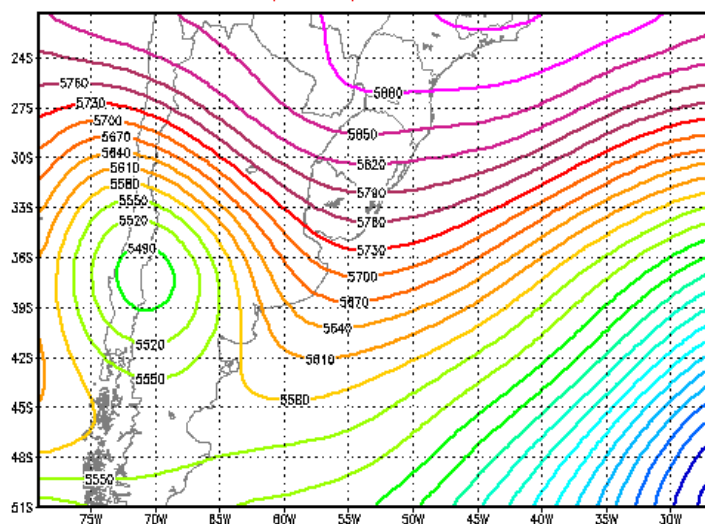


Figura 3.7 - Altura geopotencial em 500 hPa, no dia 28 de maio de 1984.

Em 200 hPa (figura 3.8), o cavado aparece alinhado com o de 500 hPa. Nota-se, também, neste nível, um núcleo do jato subtropical sobre o oceano, com a região de entrada sobre a região do rio de La Plata.

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA

Altura Geopotencial (m)

DATA : 28 MAI 1984 12Z (SEGUNDA) - analyse

nível : 200 hPa

VALIDO PARA : 28 MAI 1984 12Z (SEGUNDA)

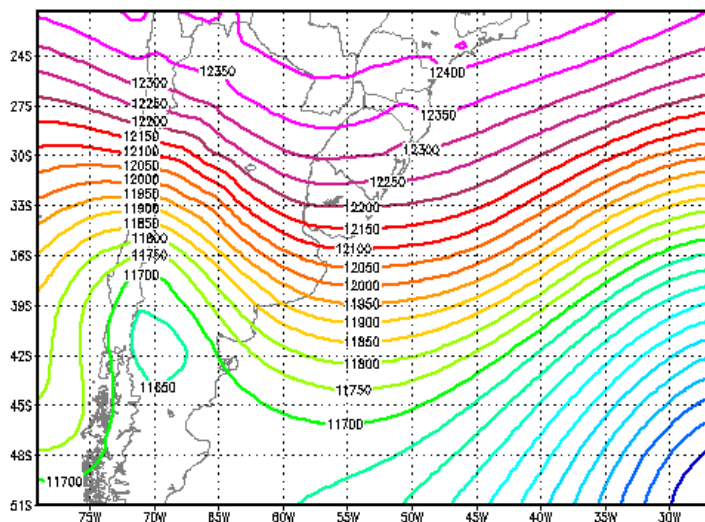


Figura3.8 - Altura geopotencial em 200 hPa, no dia 28 de maio de 1984.

Assim, de acordo com a equação de tendência do geopotencial quase-geostrófica (BLUESTEIN, 1993), a variação de geopotencial à superfície depende da advecção de vorticidade, da advecção diferencial de vorticidade, da advecção de temperatura e do aquecimento diabático, e portanto as condições iniciais neste caso mostram um ambiente favorável à ciclogênese.

3.2.2 Simulação com TSM semanal (TSMS_12)

Em superfície (figura 3.9.a até 3.9.d.), nas primeiras 12 horas, observa-se o deslocamento do ciclone para a região do Plata e sua intensificação (10 hPa em 12 horas). Nas 12 horas seguintes, o ciclone continua se aprofundando (6 hPa), mas com pouco deslocamento. No dia 30, às 00Z, há uma intensificação (4 hPa) e um

estreitamento das isóbaras no setor oeste do ciclone. O deslocamento no período subsequente é maior, acompanhado pelo seu aprofundamento (6 hPa).

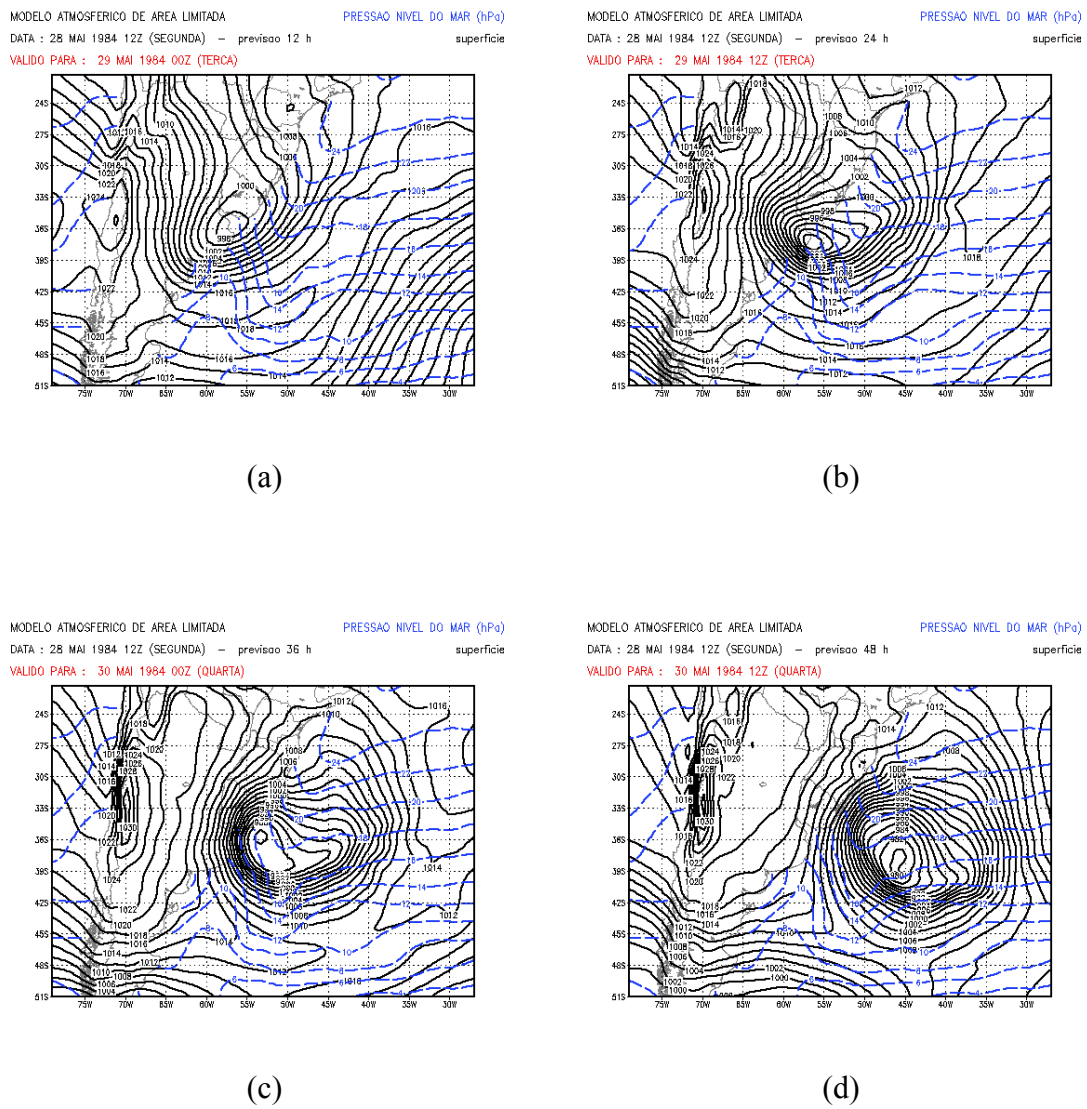
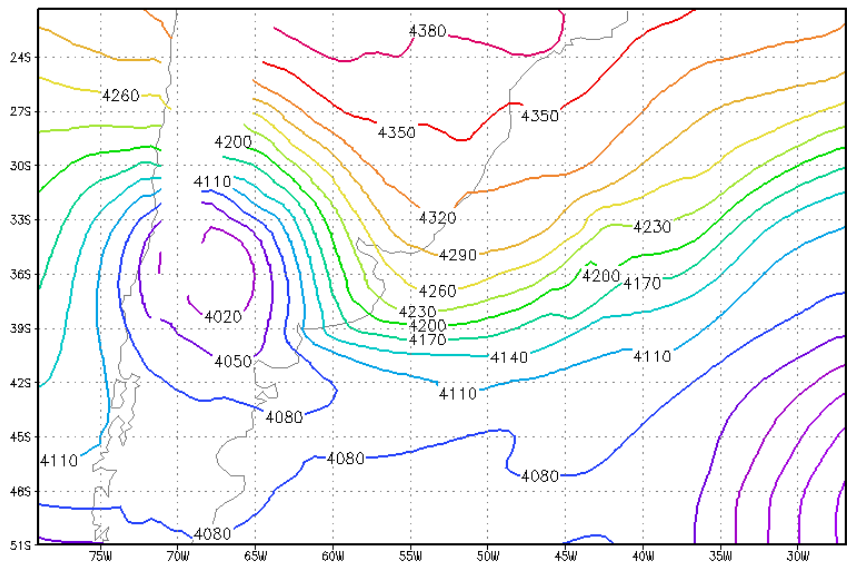


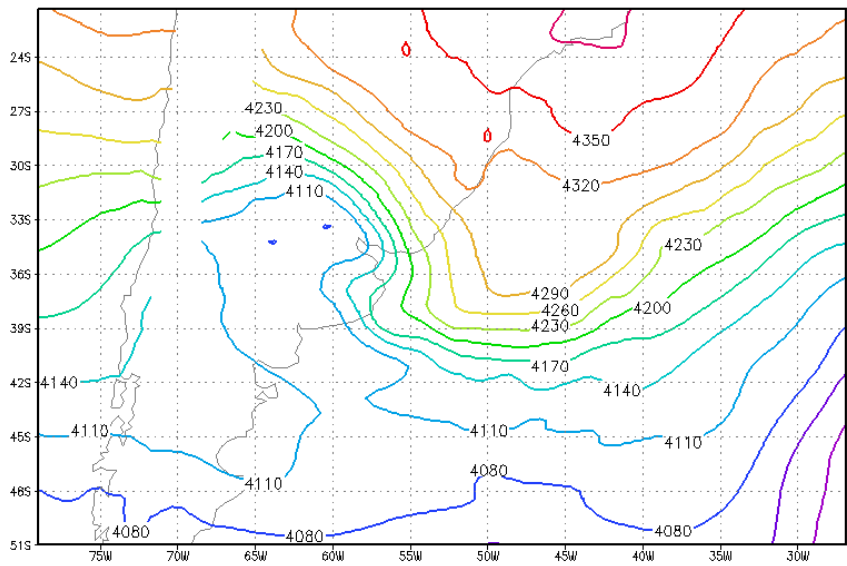
Figura 3.9 – Pressão ao Nível do Mar (linha sólida em preto) e TSM (linha tracejada em azul) em TSMS_12: (a) após 12 horas; (b) 24 horas; (c) 36 horas e (d) 48 horas de simulação.

A espessura entre 850 e 500 hPa (figura 3.10.a. a 3.10.d.) mostra uma evolução bastante similar ao modelo alternativo proposto por Shapiro e Keyser (NEIMAN E SHAPIRO, 1993 , MASS E SHULTZ, 1993 e BLIER E WAKIMOTO, 1995), ou seja, fase baroclínica (figura 3.10.a), seguida de fratura frontal devido à deformação da frente

quente (figura 3.10.b), fase "T-bone" (figura 3.10.c), mas a última fase, que seria a segregação de um núcleo quente, não ocorre nesta simulação (figura 3.10.d).

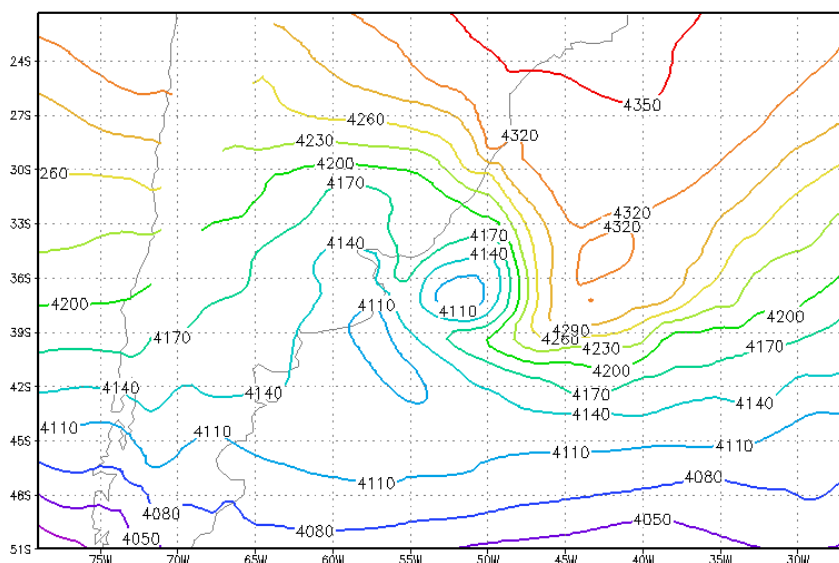


(a)

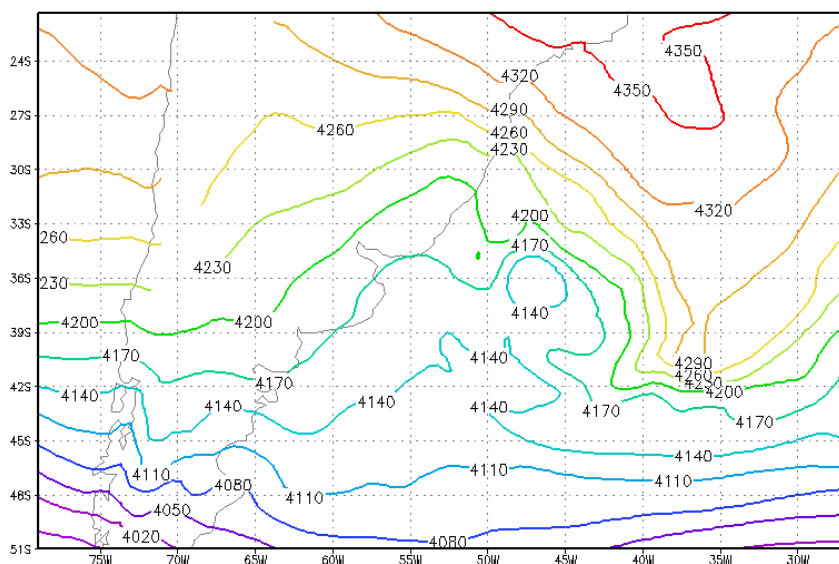


(b)

Figura 3.10 – Espessura entre 500 e 850 hPa em TSMS_12: (a) após 12 horas de simulação (29/05/84, 00Z) e (b) após 24 horas de simulação (29/05/84, 12Z).



(c)



(d)

Figura 3.10 – Espessura entre 500 e 850 hPa em TSMS_12: (c) após 36 horas de simulação (30/05/84, 00Z) e (d) após 48 horas de simulação (30/05/84, 12Z).

A formação de um núcleo frio é descrito no modelo clássico de desenvolvimento de ciclones, segundo o qual os ciclones se desenvolveriam a partir de uma zona frontal, que gradualmente se distorceria até que o ar frio (ou a frente fria) alcançaria a frente

quente, isolando um núcleo frio, mas de acordo com CARLSON (1991), esta definição não seria correta, pois a magnitude do resfriamento desse núcleo não é compatível com a advecção de temperatura, sendo necessário considerar também o resfriamento adiabático devido a movimentos ascendentes. A oclusão poderia então ser entendida como o resultado da migração do ciclone em direção ao ar mais frio, do resfriamento adiabático e da cessação das forçantes (advecção de vorticidade e temperatura).

A sequência mostrada na figura 3.10 mostra que de fato não há um avanço da frente fria, mas um resfriamento de toda a região, notado principalmente na comparação entre as figuras 3.10.b e 3.10.c, quando também é mais evidente a deformação da frente quente mencionada anteriormente.

Além disso, pode ser notado o aumento do espaçamento entre as isolinhas de espessura na região do desenvolvimento na fase final da simulação, ou seja, uma diminuição da baroclinia, que classificaria este ciclone como sendo do tipo A (basicamente iniciado por instabilidade baroclínica), de acordo com um dos critérios de PETTERSEN E SMEBYE (1971). Outros critérios, como a ausência de advecção de vorticidade na zona frontal e inexistência de um cavado em altos níveis, não foram observadas neste caso (figuras 3.5, 3.6, 3.7 e 3.8). Devido à advecção de vorticidade em níveis superiores e à advecção positiva de temperatura próxima à superfície observadas no início do desenvolvimento, este caso poderia ser considerado um híbrido entre os tipos A e B de PETTERSEN E SMEBYE (1971).

As diferenças encontradas nesta ciclogênese em relação aos diversos modelos conceituais evidencia tanto a validade dessas generalizações quanto às diversas variações que podem ocorrer em relação aos mesmos. Desta forma, não se pode esperar que o impacto da temperatura da superfície do mar sobre a ciclogênese possa ser generalizado para diferentes tipos de ciclones.

A diminuição da baroclinia pode ser observada também nos campos de altura geopotencial em 500 hPa (Figs. 3.11.a a 3.11.d), que mostram o gradativo alinhamento da baixa em 500 hPa com o ciclone em superfície.

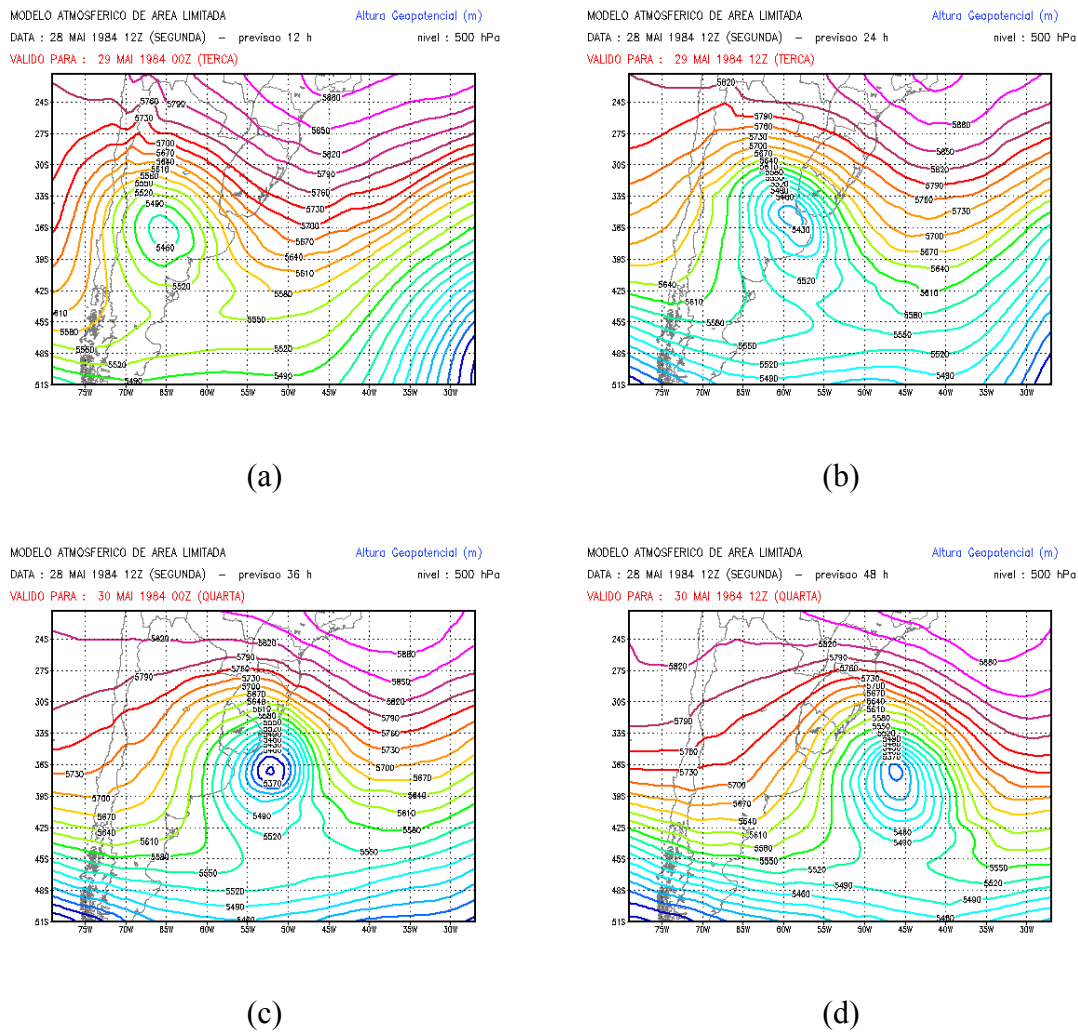


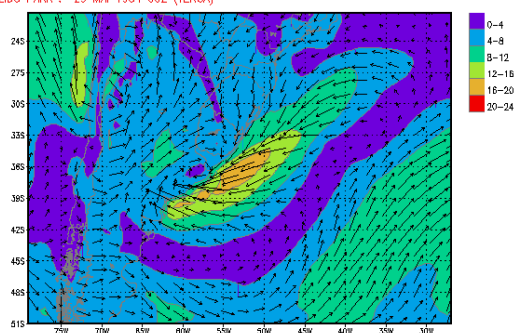
Figura 3.11 – Altura geopotencial em 500 hPa em TSMS_12: (a) após 12 horas de simulação; (b) após 24 horas; (c) após 36 horas e (d) após 48 horas.

Os campos de vento a 10 m da superfície mostram o desenvolvimento de ventos fortes, de mais de 30 m/s, ao longo da costa do Uruguai e Rio Grande do Sul (Figs.3.12.a a 3.12.d), ilustrando a importância da previsão deste tipo de fenômeno.

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 28 MAI 1984 12Z (SEGUNDA) — previsao 12 h
 VALIDO PARA : 29 MAI 1984 00Z (TERÇA)

VENTO (10-METROS) (m/s)

superficie

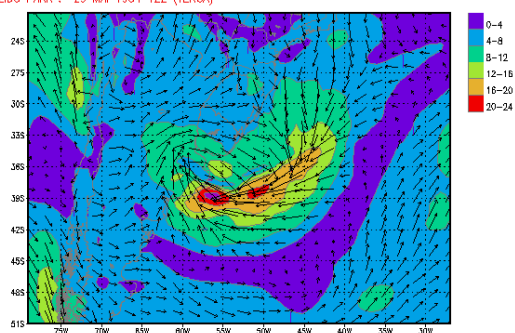


(a)

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 28 MAI 1984 12Z (SEGUNDA) — previsao 24 h
 VALIDO PARA : 29 MAI 1984 12Z (TERÇA)

VENTO (10-METROS) (m/s)

superficie

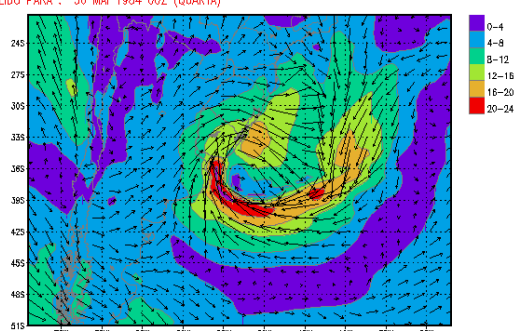


(b)

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 28 MAI 1984 12Z (SEGUNDA) — previsao 36 h
 VALIDO PARA : 30 MAI 1984 00Z (QUARTA)

VENTO (10-METROS) (m/s)

superficie

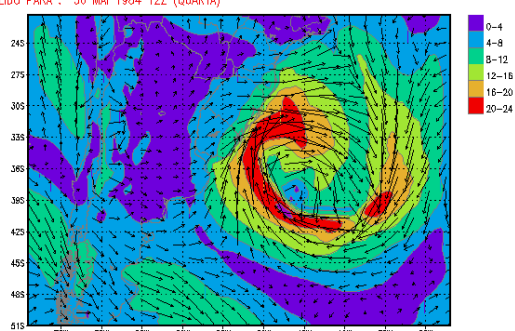


(c)

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 28 MAI 1984 12Z (SEGUNDA) — previsao 48 h
 VALIDO PARA : 30 MAI 1984 12Z (QUARTA)

VENTO (10-METROS) (m/s)

superficie



(d)

Figura 3.12 – Vento a 10 metros em TSMS_12: (a) após 12 horas de simulação; (b) após 24 horas; (c) após 36 horas e (d) após 48 horas.

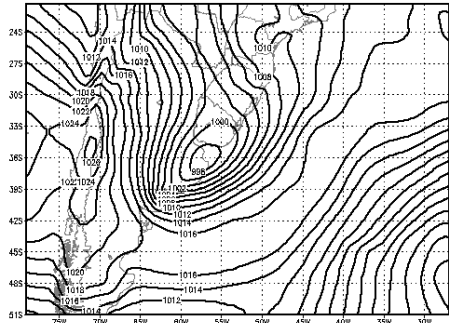
3.2.3 Simulação com Temperatura Constante (TSMC_12)

Para este experimento foi utilizado um campo de TSM constante igual a 20°, ou seja, mais quente do que a TSM semanal na área de desenvolvimento do ciclone, cujo centro permaneceu sobre uma área entre as isotermas de 14°C e 18°C .

O campo de pressão ao nível do mar para 24 horas de previsão (Figs. 3.13.a. a 3.13.d) mostra, no dia 29, 12Z, um ciclone com pressão central ligeiramente abaixo da

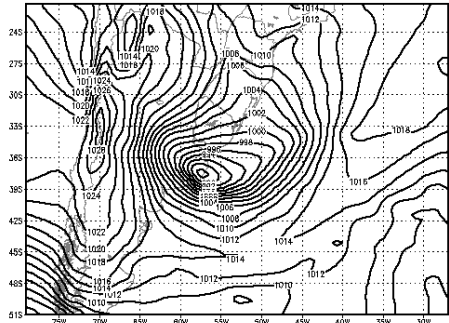
pressão obtida na simulação de controle. As saídas seguintes, entretanto, mostram pouca diferença na pressão do ciclone, embora ao sul deste, onde a temperatura considerada era bem maior do que a da simulação de controle, a pressão aparece bem menor.

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
DATA : 28 MAI 1984 12Z (SEGUNDA) — previsão 12 h
VALIDO PARA : 29 MAI 1984 00Z (TERÇA)
PRESSAO NIVEL DO MAR (hPa)
superficie



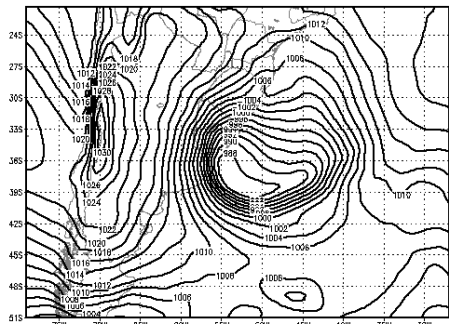
(a)

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
DATA : 28 MAI 1984 12Z (SEGUNDA) — previsão 24 h
VALIDO PARA : 29 MAI 1984 12Z (TERÇA)
PRESSAO NIVEL DO MAR (hPa)
superficie



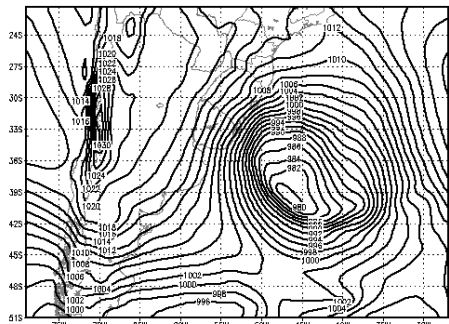
(b)

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
DATA : 28 MAI 1984 12Z (SEGUNDA) — previsão 36 h
VALIDO PARA : 30 MAI 1984 00Z (QUARTA)
PRESSAO NIVEL DO MAR (hPa)
superficie



(c)

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
DATA : 28 MAI 1984 12Z (SEGUNDA) — previsão 48 h
VALIDO PARA : 30 MAI 1984 12Z (QUARTA)
PRESSAO NIVEL DO MAR (hPa)
superficie



(d)

3.13 – Pressão ao nível do mar em TSMC_12: (a) após 12 horas de simulação; (b) após 24 horas; (c) após 36 horas e (d) após 48 horas.

Considerando o impacto da TSM sobre o caso de 1997, conforme mencionado na seção 3.1, observa-se que, embora toda a área de desenvolvimento estivesse com valores de TSM maiores do que na simulação de controle, não se observou uma intensificação maior, ou seja, valores menores de pressão só ocorreram para 24 horas de simulação, quando a TSM na área central do ciclone estava entre 6 a 8°C maiores do

que no caso controle, e ainda resultando numa diferença máxima em torno de 2 hPa. Nos demais períodos, a pressão permaneceu com valor igual ou até maior do que no caso controle.

Em altitude (não serão mostrados os campos), não foram encontradas alterações significativas, indicando que as variações sofridas nas camadas inferiores não chegaram a afetar sua estrutura vertical.

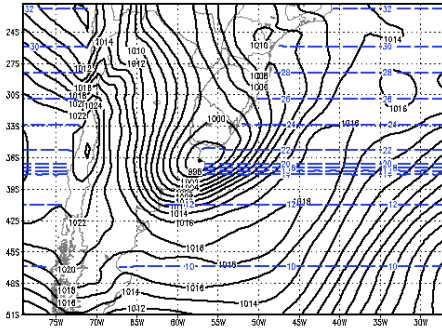
Esses resultados sugerem que a temperatura afetou pouco o ciclone, e embora nas áreas ao redor a pressão tenha sofrido uma tendência geral de queda, indicando que nesta ciclogênese a dinâmica adiabática do sistema foi muito mais importante.

3.2.4 Simulação com gradiente intenso (TSMV_12)

Conforme descrito anteriormente, foi utilizado um campo de TSM com gradiente em torno de $8^{\circ}\text{C}/100\text{km}$, posicionado na área de desenvolvimento do sistema de baixa pressão. A figura 3.15 mostra o campo de TSM utilizado.

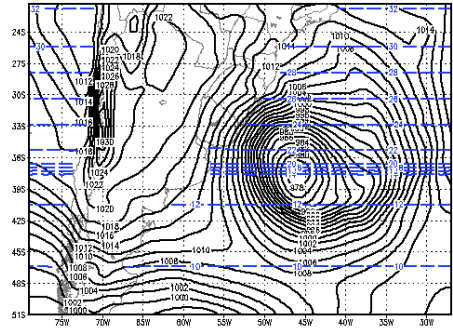
Esta simulação resultou em pressões centrais com valores em torno de 2 hPa mais baixas do que TSMS_12, em especial na previsão de 12 horas, quando houve um aprofundamento ligeiramente maior, de 6 hPa (figuras 3.14.a e 3.14.b).

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 28 MAI 1984 12Z (SEGUNDA) — previsão 12 h superfície
 VALIDO PARA : 29 MAI 1984 00Z (TERÇA)



(a)

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 28 MAI 1984 12Z (SEGUNDA) — previsão 48 h superfície
 VALIDO PARA : 30 MAI 1984 12Z (QUARTA)



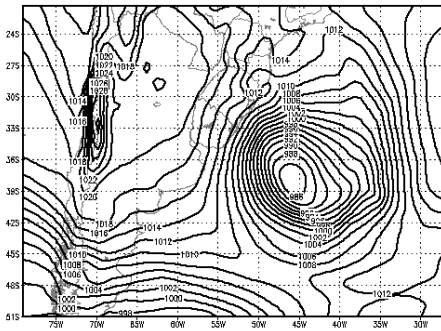
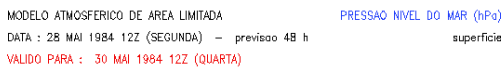
(b)

3.14 – Pressão ao nível do mar (linha sólida em preto e TSM (linha tracejada azul) em TSMV_12: (a) após 12 horas de simulação e (b) após 48 horas.

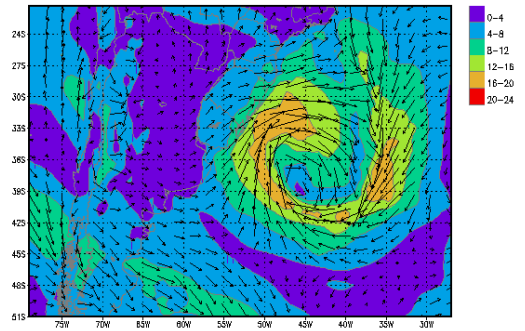
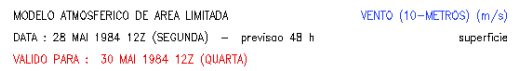
Considerando a magnitude do gradiente utilizado, muito maior do que o do caso controle, estes resultados sugerem que o gradiente em si não teria efeito sobre este desenvolvimento, que mostrou ter sido basicamente adiabático, conforme também os resultados da seção anterior.

3.2.5 Simulação sem fluxos de superfície (TSMS_SF12)

A simulação sem fluxos de calor latente e sensível provenientes da superfície resultou em pressões centrais ligeiramente maiores do que o caso controle (no máximo 2 hPa) nas primeiras 36 horas de simulação. A maior diferença foi encontrada para a previsão de 48 horas, quando a pressão foi de 6 hPa maior do que em TSMS_12, conforme mostrado na figura 3.15.a. Isto pode sugerir que os fluxos podem ter adquirido maior importância no final da simulação, mas é necessário considerar que as reanálises também indicam um valor maior do que o experimento de controle. O campo de vento (figura 3.15.b) resultante apresenta, consequentemente, valores menores.



(a)



(b)

Figura 3.5 – (a) Pressão ao nível do mar e (b) Vento a 10 m após 48 horas de simulação em TSMS_SF12.

Os campos de espessura (não mostrados aqui) não apresentaram diferenças relevantes em relação a TSMS_12, e novamente, os resultados sugerem que os fluxos de superfície parecem não ter afetado de forma significativa o desenvolvimento do ciclone.

3.2.6 Comparação entre os experimentos

A figura 3.16 mostra os valores da pressão central do ciclone, nas análises (ECMWF e NCEP) e nas simulações, a cada 12 horas.

A comparação dos resultados mostra as simulações próximas entre si, com tendência de queda de pressão durante todo o período. As reanálises do NCEP e ECMWF mostram um aumento no valor da pressão central do ciclone no dia 30, o qual não foi reproduzido em nenhum dos experimentos.

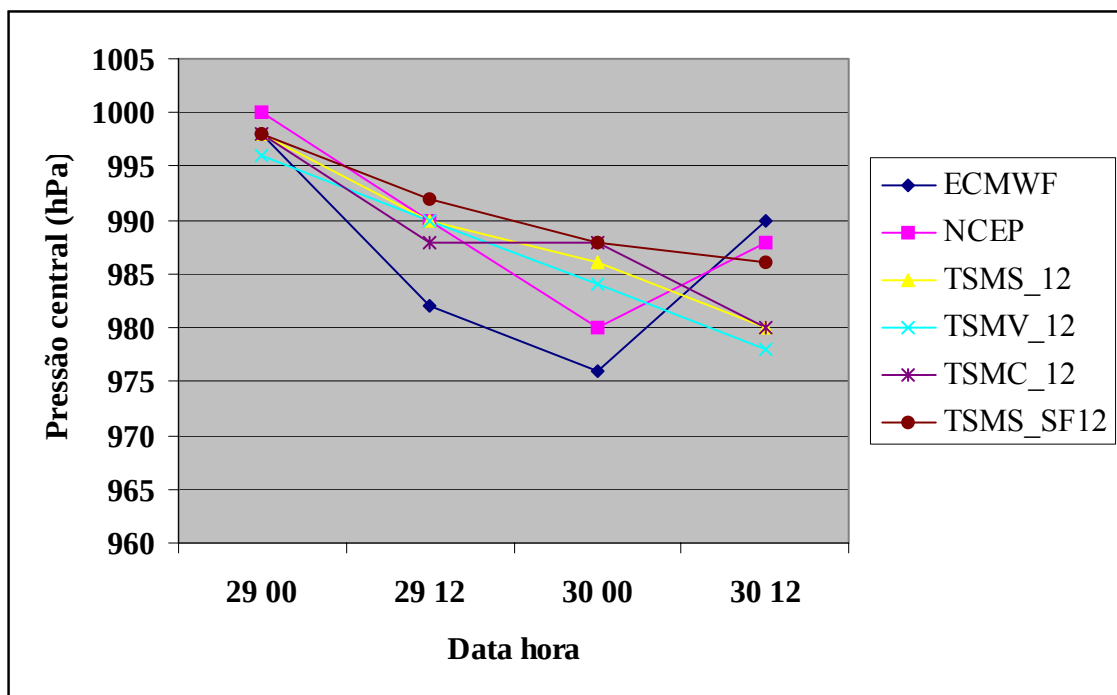


Figura 3.16 – Evolução da pressão atmosférica central do ciclone de maio de 1984, de acordo com as reanálises (ECMWF e NCEP), e obtidos nos experimentos.

As análises do ECMWF para este período indicavam uma queda de pressão de 16 hPa entre 29 00Z e 29 12Z, contra 10 hPa do NCEP. O maior aprofundamento simulado para este período foi obtido em TSMC_12, onde foi assumida uma temperatura muito maior do que a semanal, na posição ocupada pelo ciclone neste instante.

Além disso, ambas as análises mostram também um aumento da pressão entre as 00Z e 12Z do dia 30, enquanto todas as simulações indicam a queda de pressão. Entretanto, a avaliação é dificultada pela total ausência de observações nas proximidades do ciclone.

Relembrando os resultados preliminares do caso de 1997, apresentados na seção os resultados sugerem, acima de tudo, que o desenvolvimento deste ciclone teve pouca contribuição dos fluxos de superfície, corroborando a hipótese de que ciclones desenvolvidos em ambientes muito baroclínicos dependeriam menos dos fluxos de superfície.

3.3 CASO DE MAIO DE 1989

Este sistema desenvolveu-se na mesma região do ciclone de 1997, mas o aprofundamento do centro de baixa pressão, apesar de apresentar uma estrutura vertical profunda, foi bastante suave, e seu deslocamento muito lento.

O domínio usado para as simulações deste caso foi delimitado entre 44°S a 17°S e -59°W a -19.8°W, de forma a ter o desenvolvimento do sistema centrado no mesmo.

As simulações realizadas encontram-se listadas na tabela 3.2. Para este caso, ao invés do gradiente idealizado, optou-se por aumentar a temperatura em 2°C para TSM > 14°C, e diminuir a temperatura em 2°C para TSM < 14°C.

TABELA 3.2 – Experimentos realizados para o caso de 1989.

Simulação	Características	grade	Dia e Hora inicial	Tempo	Pontos
TSMS	TSM semanal	50 km	26 12	72 h	80 x 65
TSMS_SF	Sem fluxos	50 km	26 12	72 h	80 x 65
TSMQ	TSM semanal modificada	50 km	26 12	72 h	80 x 65

3.3.1 Condição inicial

A condição inicial da pressão atmosférica deste caso (figura 3.17) mostra um centro de baixa pressão à superfície, em 27°S, 38°W, com 1014 hPa.

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA

PRESSAO NIVEL DO MAR (hPa)

DATA : 26 MAI 1989 12Z (SEXTA) - analise

superficie

VALIDO PARA : 26 MAI 1989 12Z (SEXTA)

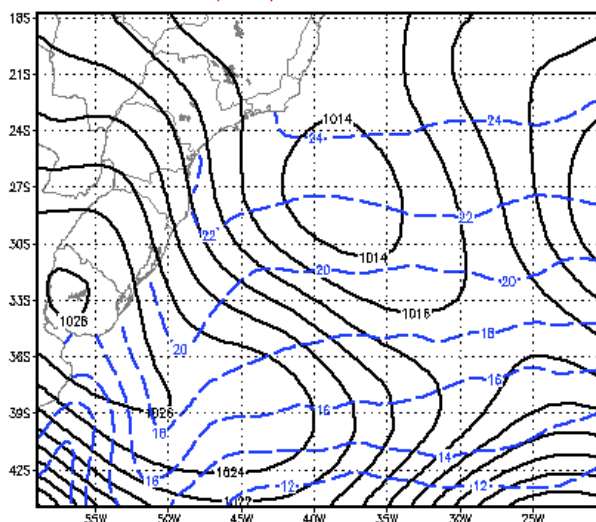


Figura 3.17 - Pressão ao nível do mar (em preto) e TSM (azul) no dia 26 de maio de 1989, às 12Z.

Não se nota, no nível da superfície, uma advecção de temperatura como no caso estudado anteriormente, de 1984.

O geopotencial em 500 hPa (figura 3.18) mostra um cavado cujo eixo se estende desde o limite sul do domínio até o continente, seguindo uma orientação noroeste-sudeste, ligeiramente a oeste da baixa de superfície. Porém, a advecção de vorticidade neste nível não é máxima para a área do desenvolvimento do sistema, como o era no caso de 1984.

O campo de altura geopotencial de 200 hPa (figura 3.19) mostra um cavado acompanhando o do nível de 500 hPa.

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 26 MAI 1989 12Z (SEXTA) - analise
 VALIDO PARA : 26 MAI 1989 12Z (SEXTA)

Altura Geopotencial (m)
 nivel : 500 hPa

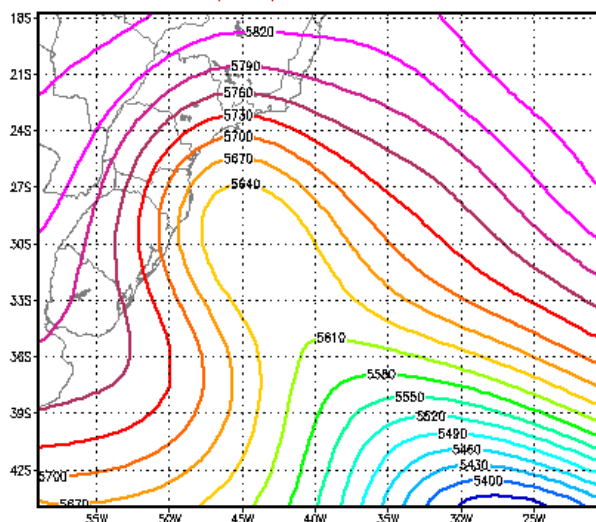


Figura 3.18 - Altura geopotencial em 500 hPa no dia 26 de maio de 1989, às 12Z.

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 26 MAI 1989 12Z (SEXTA) - analise
 VALIDO PARA : 26 MAI 1989 12Z (SEXTA)

Altura Geopotencial (m)
 nivel : 200 hPa

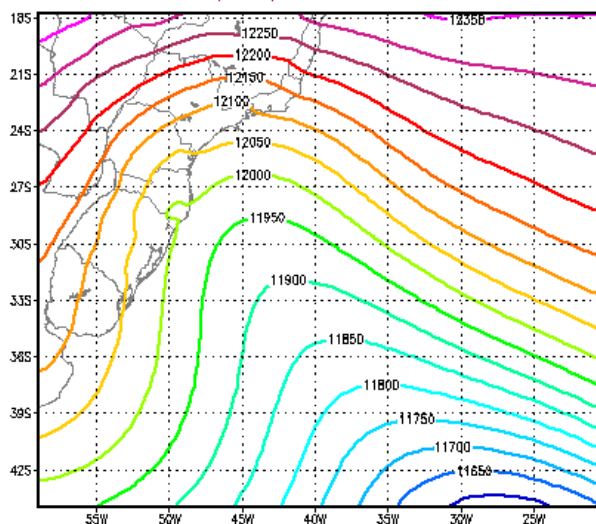


Figura 3.19 - Altura geopotencial em 200 hPa no dia 26 de maio de 1989, às 12Z.

A espessura entre 850 e 500 hPa (figura 3.20) mostra uma zona baroclínica na troposfera inferior, a oeste da baixa de superfície.

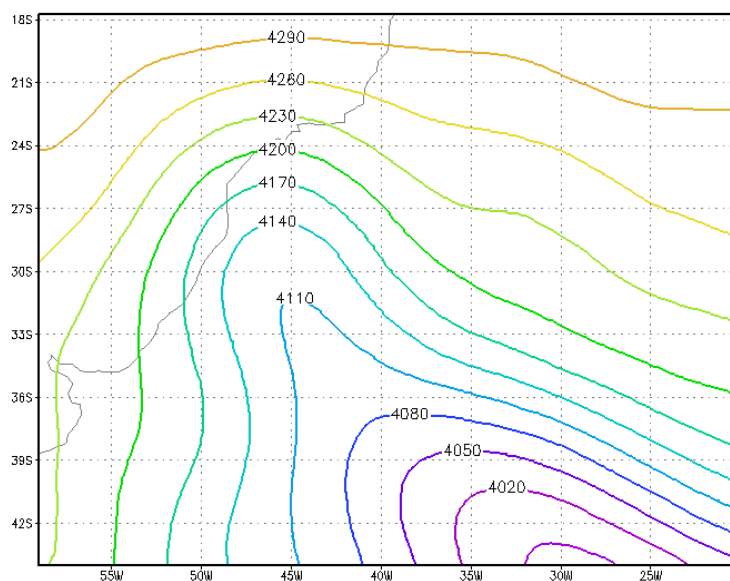


Figura 3.20 – Espessura entre 850 e 500 hPa no dia 26 de maio de 1989, às 12Z.

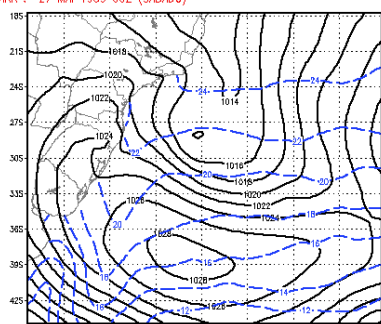
3.3.2 Simulação com TSM média semanal (TSMS)

A previsão de 24 horas (Figura 3.21.b.) mostra o enfraquecimento do centro de baixa, que praticamente desaparece, e a penetração de um anticiclone para sul do ciclone. Nos horários seguintes, o centro de baixa volta a se definir, mas sem intensificação. O deslocamento do centro de baixa é bastante lento, e há um ligeiro deslocamento para oeste.

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 26 MAI 1989 12Z (SEXTA) — previsão 12 h
 VALIDO PARA : 27 MAI 1989 00Z (SABADO)

PRESSAO NIVEL DO MAR (hPa)

superficie

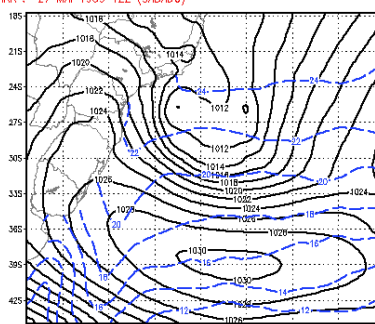


(a)

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 26 MAI 1989 12Z (SEXTA) — previsão 24 h
 VALIDO PARA : 27 MAI 1989 12Z (SABADO)

PRESSAO NIVEL DO MAR (hPa)

superficie

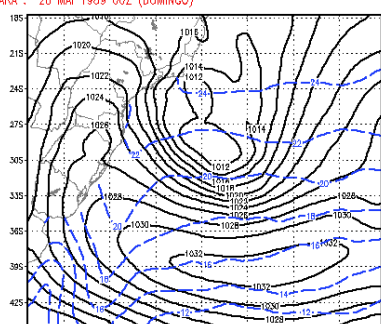


(b)

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 26 MAI 1989 12Z (SEXTA) — previsão 36 h
 VALIDO PARA : 28 MAI 1989 00Z (DOMINGO)

PRESSAO NIVEL DO MAR (hPa)

superficie

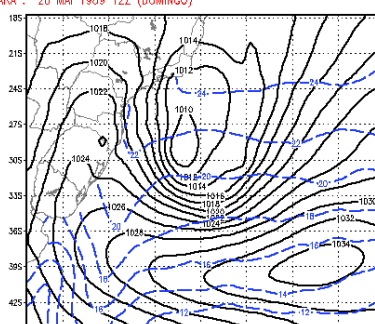


(c)

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 26 MAI 1989 12Z (SEXTA) — previsão 48 h
 VALIDO PARA : 28 MAI 1989 12Z (DOMINGO)

PRESSAO NIVEL DO MAR (hPa)

superficie

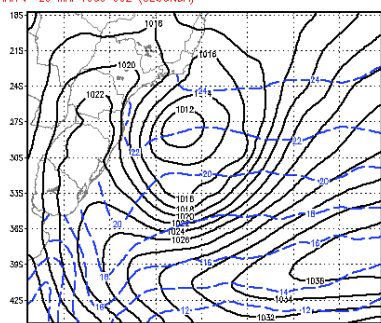


(d)

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 26 MAI 1989 12Z (SEXTA) — previsão 60 h
 VALIDO PARA : 29 MAI 1989 00Z (SEGUNDA)

PRESSAO NIVEL DO MAR (hPa)

superficie

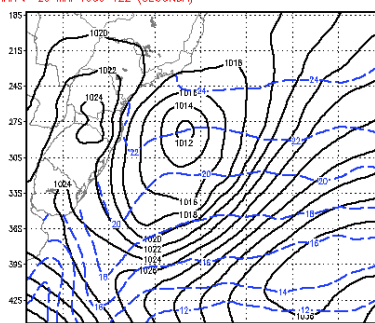


(e)

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 26 MAI 1989 12Z (SEXTA) — previsão 72 h
 VALIDO PARA : 29 MAI 1989 12Z (SEGUNDA)

PRESSAO NIVEL DO MAR (hPa)

superficie

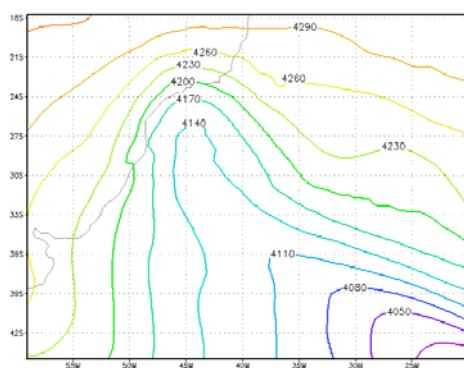


(f)

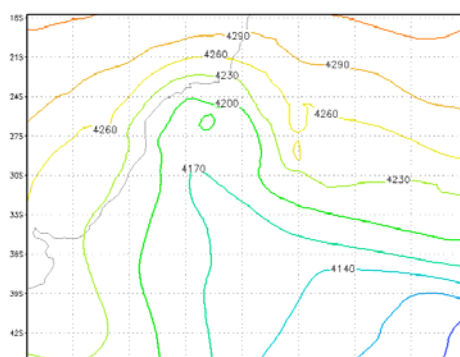
Figura 3.21 - Pressão ao nível do mar (linha sólida em preto) e TSM (linha tracejada azul) em TSMS: (a) após 12 horas de simulação; (b) após 24 horas; (c) após 36 horas; (d) após 48 horas; (e) após 60 horas e (f) após 72 horas.

A evolução dos campos de espessura entre 850 e 500 hPa mostram, inicialmente, uma frente fria a oeste do centro de baixa (Figura 3.22.a). Após 36 horas observa-se um núcleo frio, que conforme discutido na seção 3.4.2, corresponde ao estágio de oclusão (Figura 3.22.c).

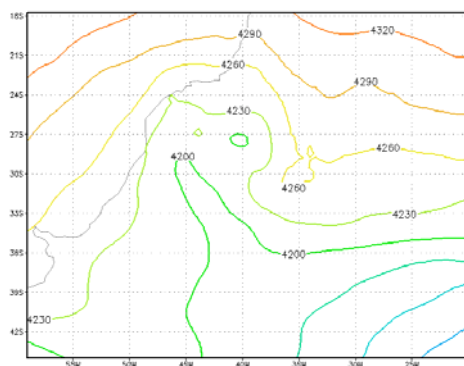
Os campos de espessura de 36 horas mostram que começa a oclusão enquanto o centro de baixa torna-se mais definido (figura 3.22.c) e os campos subseqüentes mostram o desaparecimento da baroclinia na camada, e a permanência de um núcleo relativamente frio, como no caso descrito anteriormente.



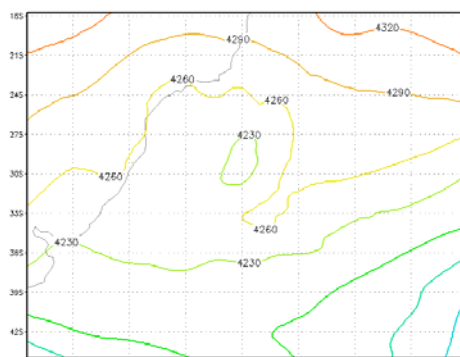
(a)



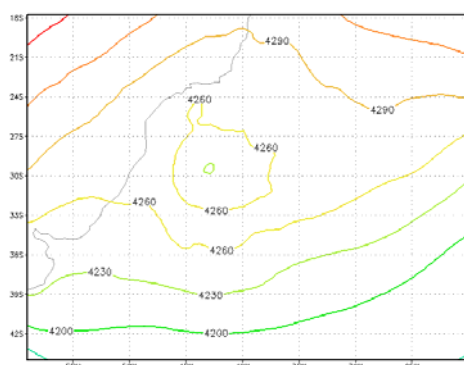
(b)



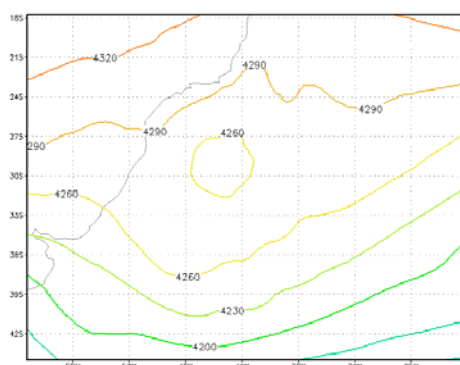
(c)



(d)



(e)



(f)

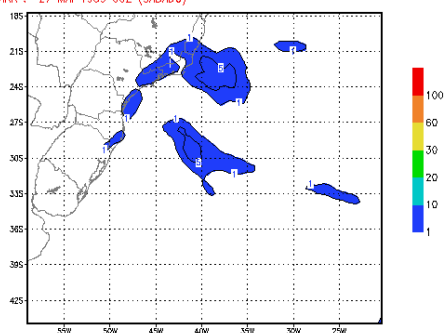
Figura 3.22 – Espessura entre 850 e 500 hPa em TSMS: (a) após 12 horas de simulação; (b) após 24 horas; (c) após 36 horas; (d) após 48 horas; (e) após 60 horas e (f) após 72 horas.

As figuras 3.23.a a 3.23.f mostram a precipitação total acumulada em 12 horas.

Observa-se a maior concentração de chuvas no setor quente do centro de baixa.

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 26 MAI 1989 12Z (SEXTA) — previsao 12 h
 VALIDO PARA : 27 MAI 1989 00Z (SABADO)

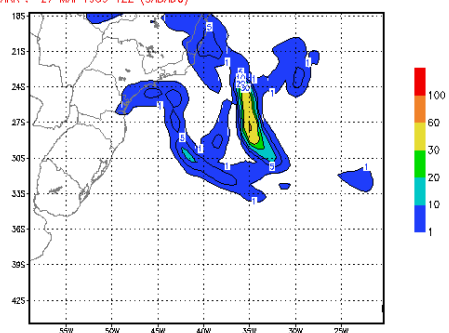
PRECIPITACAO TOTAL (mm/6horas)
 superficie



(a)

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 26 MAI 1989 12Z (SEXTA) — previsao 24 h
 VALIDO PARA : 27 MAI 1989 12Z (SABADO)

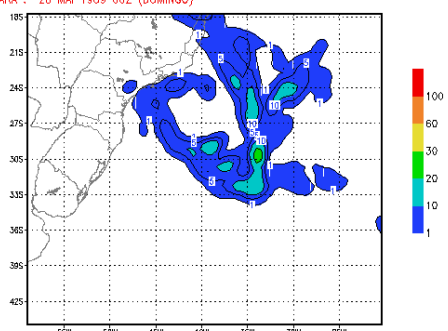
PRECIPITACAO TOTAL (mm/6horas)
 superficie



(b)

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 26 MAI 1989 12Z (SEXTA) — previsao 36 h
 VALIDO PARA : 28 MAI 1989 00Z (DOMINGO)

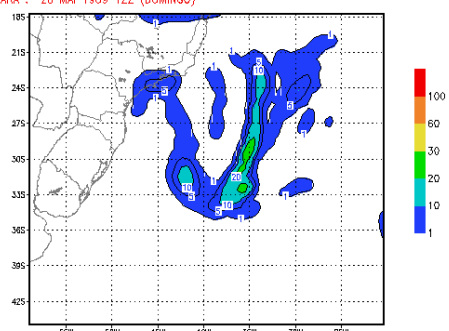
PRECIPITACAO TOTAL (mm/6horas)
 superficie



(c)

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 26 MAI 1989 12Z (SEXTA) — previsao 48 h
 VALIDO PARA : 28 MAI 1989 12Z (DOMINGO)

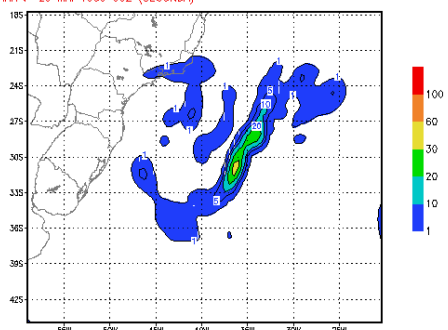
PRECIPITACAO TOTAL (mm/6horas)
 superficie



(d)

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 26 MAI 1989 12Z (SEXTA) — previsao 60 h
 VALIDO PARA : 29 MAI 1989 00Z (SEGUNDA)

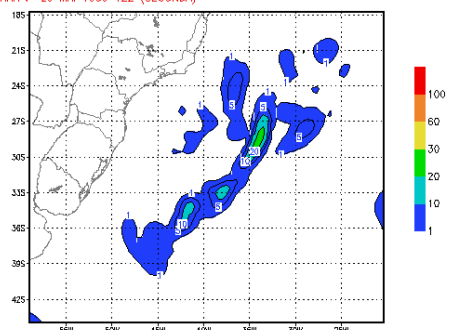
PRECIPITACAO TOTAL (mm/6horas)
 superficie



(e)

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 26 MAI 1989 12Z (SEXTA) — previsao 72 h
 VALIDO PARA : 29 MAI 1989 12Z (SEGUNDA)

PRECIPITACAO TOTAL (mm/6horas)
 superficie



(f)

Figura 3.23 – Precipitação total acumulada em 12 horas em TSMS: (a) após 12 horas de simulação; (b) após 24 horas; (c) após 36 horas; (d) após 48 horas; (e) após 60 horas e (f) após 72 horas.

3.3.3 Simulação com TSM modificada (TSMQ)

O aquecimento na região de desenvolvimento do ciclone contribuiu para a ocorrência de pressões mais baixas (2 a 4 hPa) durante toda a simulação (Figuras 3.24.a e 3.24.b), e também a variações nas configurações da espessura (Figuras 3.25.a e 3.25.b).

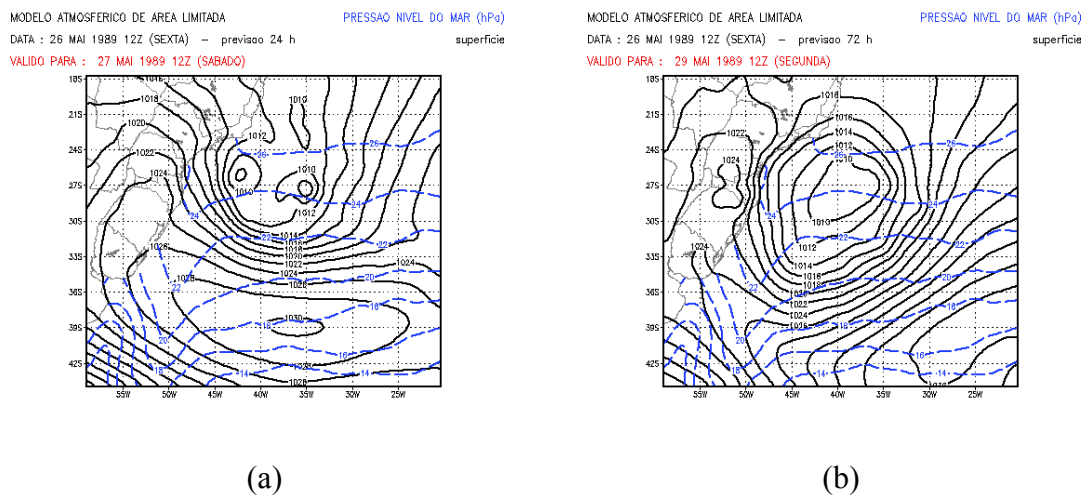
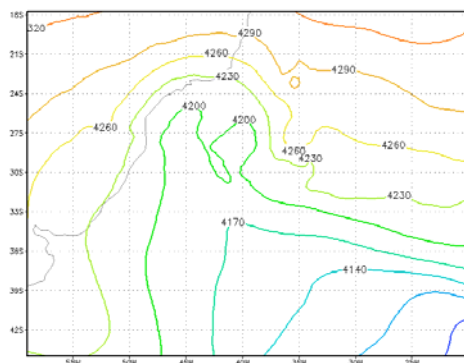
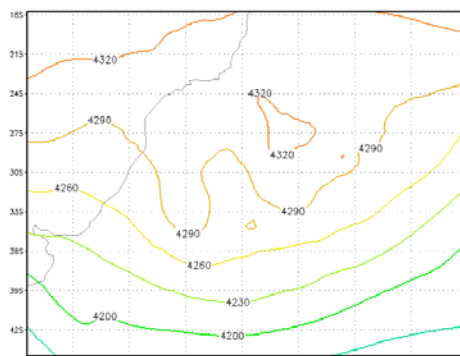


Figura 3.24 - Pressão ao nível do mar (linha sólida em preto) e TSM (linha tracejada azul) em TSMQ: (a) para 24 horas de simulação e (b) para 72 horas.

O campo de espessura mostra um comportamento diferente da simulação TSMS, principalmente quanto à formação de um núcleo frio, indicando um impacto sobre a estrutura do sistema devido ao aquecimento imposto pela superfície do mar.



(a)



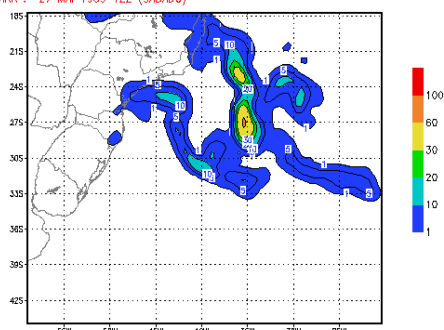
(b)

Figura 3.25 - Espessura entre 850 e 500 hPa em TSMQ: (a) para 24 horas de simulação e (b) para 72 horas.

A distribuição da precipitação após 24 e 72 horas de simulação, mostrada nas figuras 3.26.a a 3.26.b, apresenta um padrão bastante similar a TSMS, embora com maior intensidade, sugerindo um aumento dos fluxos de latente do oceano para a atmosfera.

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
DATA : 26 MAI 1989 12Z (SEXTA) — previsão 24 h
VALIDO PARA : 27 MAI 1989 12Z (SABADO)

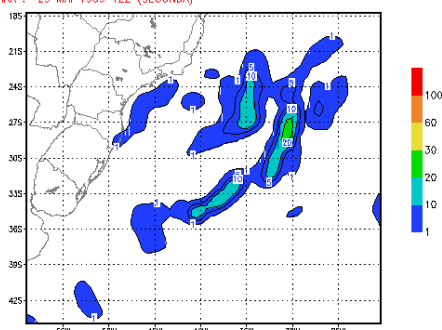
PRECIPITACAO TOTAL (mm/6horas)
superficie



(a)

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
DATA : 26 MAI 1989 12Z (SEXTA) — previsão 72 h
VALIDO PARA : 29 MAI 1989 12Z (SEGUNDA)

PRECIPITACAO TOTAL (mm/6horas)
superficie



(b)

Figura 3.26 - Precipitação total acumulada em 12 horas em TSMQ: (a) para 24 horas de simulação e (b) para 72 horas.

3.3.4 Simulação sem fluxos de superfície (TSMS_SF)

Os campos de pressão ao nível do mar mostram valores centrais bem maiores em todos os horários, como pode ser observado nas figuras 3.27.a e 3.27.b, mostrando a importância dos fluxos de superfície no desenvolvimento deste sistema.

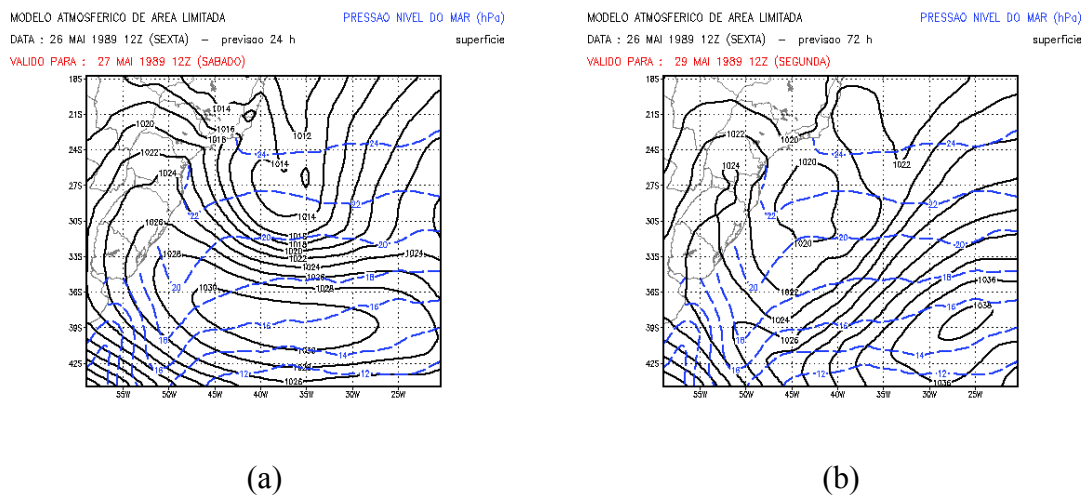
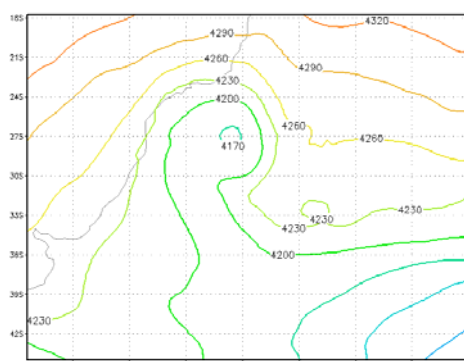
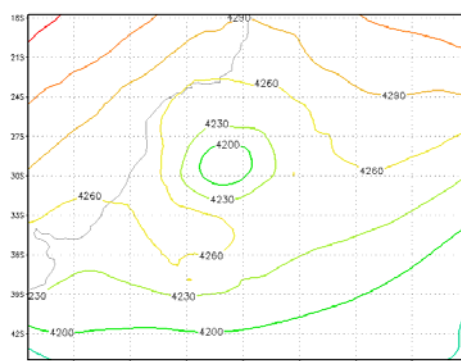


Figura 3.27 - Pressão ao nível do mar (linha sólida em preto) e TSM (azul) em TSMS_SF: (a) para 24 horas de simulação e (b) para 72 horas.

Os campos de espessura da camada entre 850 e 500 hPa mostram mais claramente a formação do núcleo frio após a oclusão (figuras 3.28.a e 3.28.b).



(a)

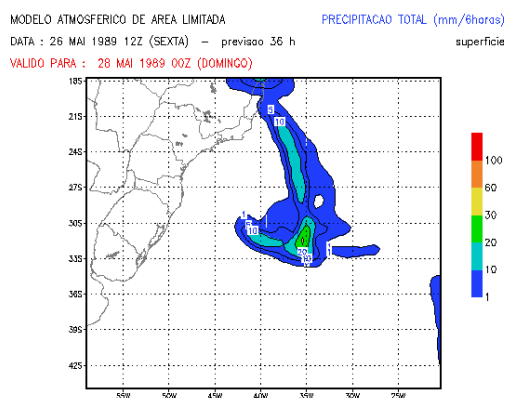


(b)

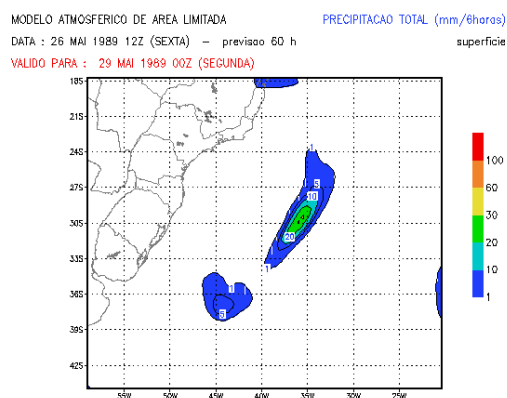
Figura 3.28 - Espessura entre 850 e 500 hPa em TSMS_SF: (a) para 24 horas de simulação e (b) para 60 horas.

Neste caso, parece bem mais evidente que a formação de um núcleo frio está relacionada ao resfriamento da região.

Os campos de precipitação acumulada mostram ocorrência de chuvas apenas no setor leste da baixa (figuras 3.29.a e 3.29.b).



(a)



(b)

Figura 3.29 - Precipitação total acumulada em 12 horas em TSMS_SF: (a) para 36 horas de simulação e (b) para 60 horas.

3.3.5 Comparação entre as simulações

A figura 3.30 mostra os valores de pressão central obtidos em cada uma das simulações.

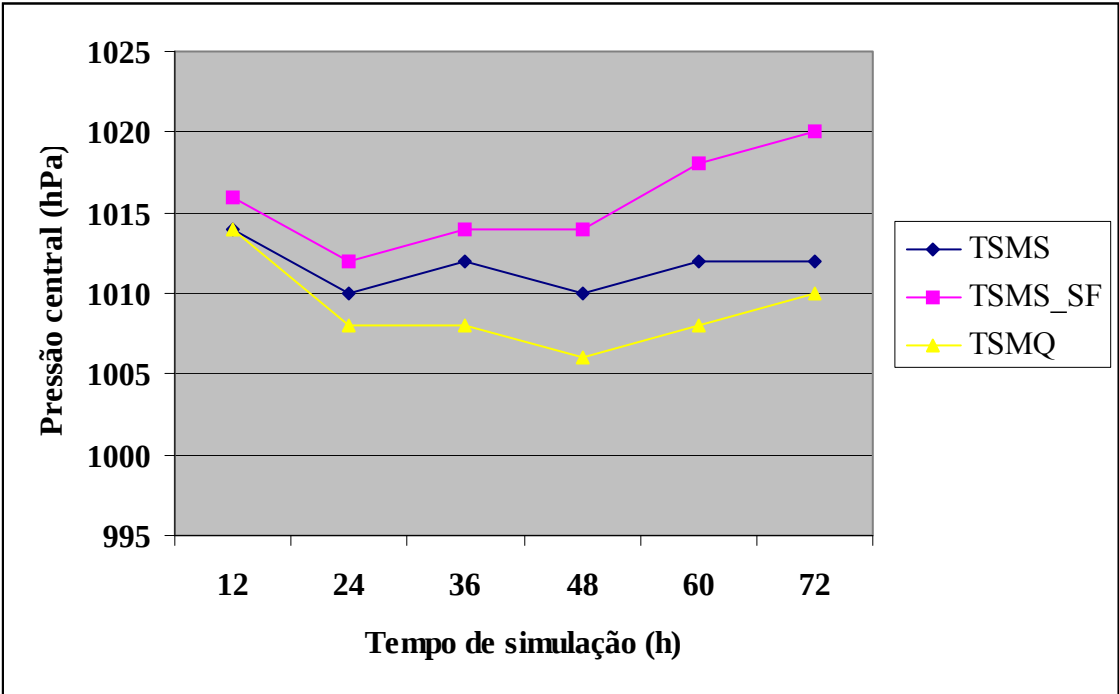


Figura 3.30 – Evolução da pressão atmosférica central do sistema para os experimentos do caso de maio de 1989.

Além das pressões centrais, as simulações mostraram um desenvolvimento do sistema, principalmente quanto à evolução da estrutura térmica do ciclone no período de oclusão, que resultaram na separação de um núcleo frio em TSMS e TSMS_SF, o que não ocorreu em TSMQ.

3.4 CASO DE MAIO DE 1997

Este ciclone, ocorrido em maio de 1997, foi escolhido pelo impacto causado no litoral do Rio de Janeiro, onde resultou em ressacas e prejuízos materiais diversos dentro da Baía de Guanabara. Além disso, comparações de resultados de modelos de geração e propagação de onda com dados obtidos de satélite (QUENTAL, 1999) mostraram uma ligeira subestimação das alturas de onda no modelo, a qual poderia ter sido consequência da subestimação dos ventos resultantes do modelo atmosférico utilizado. Testes preliminares com utilização de TSMs alteradas mostraram que poderia haver uma alteração significativa da intensidade do ciclone apenas com a substituição da TSM média mensal utilizada pelo modelo.

O domínio usado para as simulações deste caso foi delimitado entre 44°S a 17°S e -59°W a -19.8°W, de forma a ter o desenvolvimento do sistema centrado no mesmo. Os experimentos são listados na tabela 3.3.

TABELA 3.3 – Experimentos realizados para o caso de 1997.

Simulação	Características	grade	Dia e Hora inicial	Tempo	Pontos
TSMS	TSM semanal	50 km	28 00	72 h	80 x 65
TSMS_SF	Sem fluxos	50 km	28 00	72 h	80 x 65
TSMV	Gradiente idealizado	50 km	28 00	72 h	80 x 65
TSMC	TSM constante	50 km	28 00	72 h	80 x 65

3.4.1 - Condição Inicial

A análise do campo de pressão à superfície, na figura 3.31, mostra um cavado invertido sobre o continente, contribuindo para uma advecção positiva de temperatura ao largo do litoral do estado de Santa Catarina, onde o ciclone irá se formar. Há um cavado sobre a América do Sul em 500 hPa (figura 3.32), e em 200 hPa observa-se um padrão de onda curta sobre a costa (figura 3.33). Não se observa indícios de advecção de vorticidade nos níveis superiores como os do caso de 1984. A atmosfera ao norte de 30°S é pouco baroclínica, como pode ser observado pelo espaçamento das isolinhas no campo de espessura entre 850 e 500 hPa na figura 3.34.

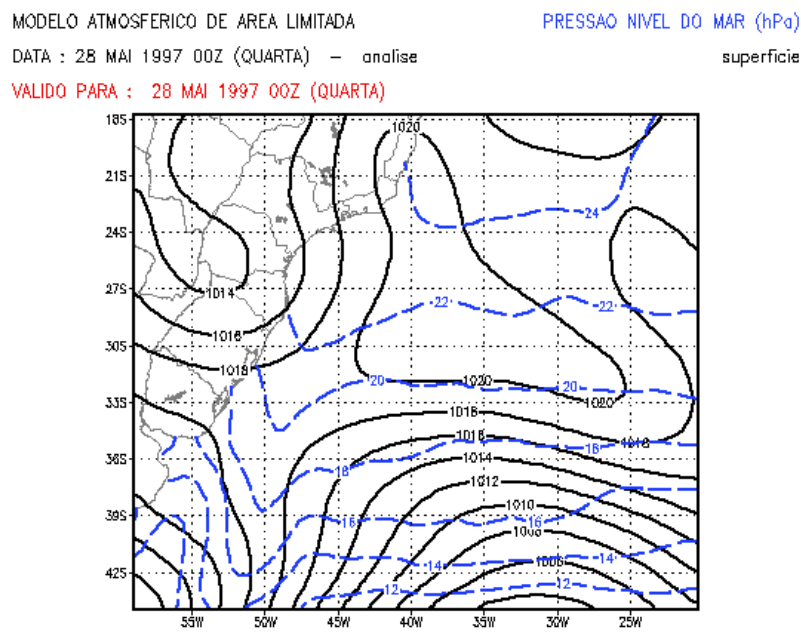


Figura 3.31 – Pressão ao nível do mar (em preto) e TSM (em azul) no dia 28 de maio de 1997, 00Z.

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA

Altura Geopotencial (m)

DATA : 28 MAI 1997 00Z (QUARTA) - analise

nivel : 500 hPa

VALIDO PARA : 28 MAI 1997 00Z (QUARTA)

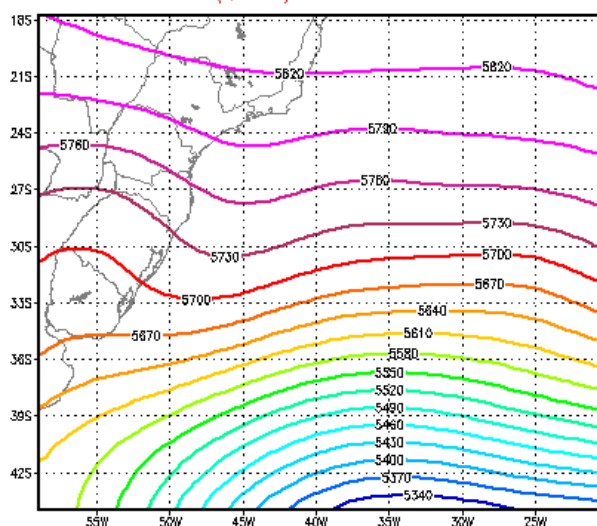


Figura3.32 – Altura Geopotencial em 500 hPa no dia 28 de maio de 1997, 00Z.

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA

Altura Geopotencial (m)

DATA : 28 MAI 1997 00Z (QUARTA) - analise

nivel : 200 hPa

VALIDO PARA : 28 MAI 1997 00Z (QUARTA)

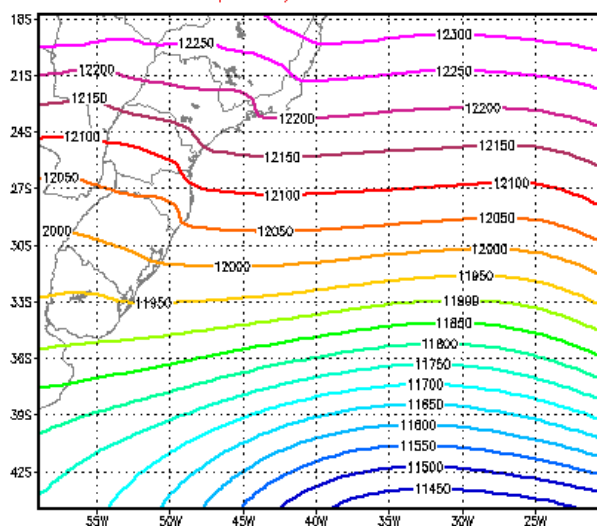


Figura 3.33 – Altura geopotencial em 200 hPa no dia 28 de maio de 1997, 00Z.

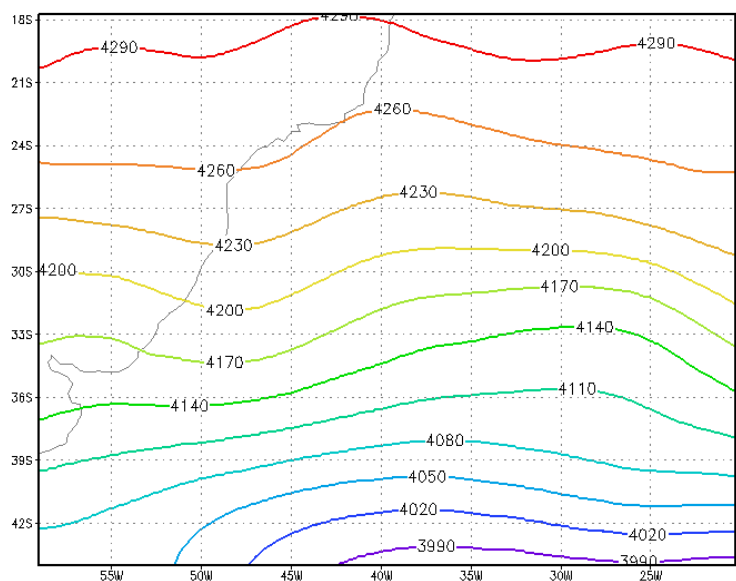


Figura 3.34 – Espessura entre 850 e 500 hPa no dia 28 de maio de 1997, 00Z.

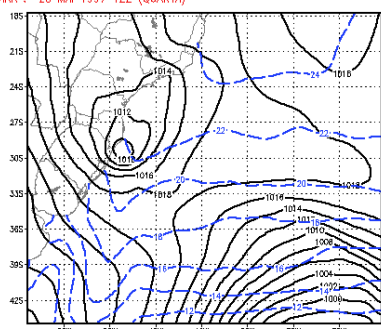
3.4.2 Simulação com TSM semanal (TSMS)

As figuras 3.35.a a 3.35.f mostram a ciclogênese sobre a costa da região sul, seguida pelo deslocamento do sistema pelo oceano e sua intensificação.

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 28 MAI 1997 00Z (QUARTA) — previsão 12 h
 VALIDO PARA : 28 MAI 1997 12Z (QUARTA)

PRESSAO NIVEL DO MAR (hPa)

superficie

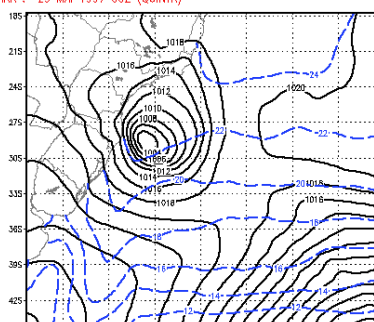


(a)

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 28 MAI 1997 00Z (QUARTA) — previsão 24 h
 VALIDO PARA : 29 MAI 1997 00Z (QUINTA)

PRESSAO NIVEL DO MAR (hPa)

superficie

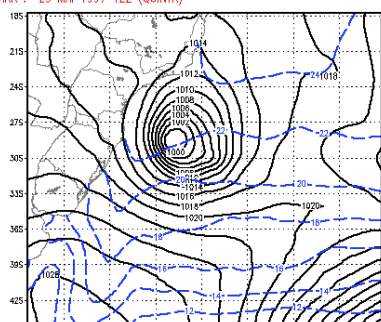


(b)

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 28 MAI 1997 00Z (QUARTA) — previsão 36 h
 VALIDO PARA : 29 MAI 1997 12Z (QUINTA)

PRESSAO NIVEL DO MAR (hPa)

superficie

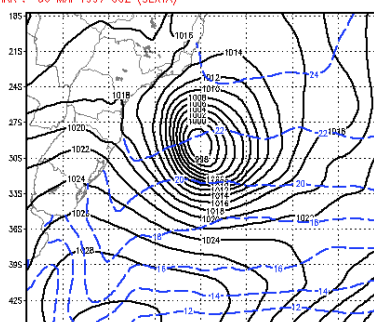


(c)

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 28 MAI 1997 00Z (QUARTA) — previsão 48 h
 VALIDO PARA : 30 MAI 1997 00Z (SEXTA)

PRESSAO NIVEL DO MAR (hPa)

superficie

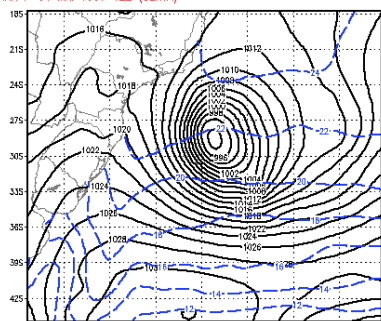


(d)

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 28 MAI 1997 00Z (QUARTA) — previsão 60 h
 VALIDO PARA : 30 MAI 1997 12Z (SEXTA)

PRESSAO NIVEL DO MAR (hPa)

superficie

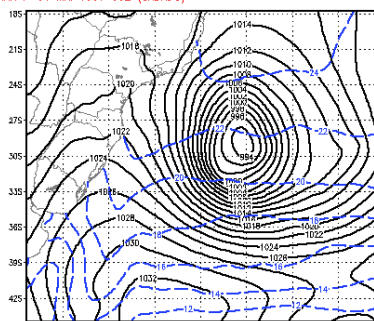


(e)

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 28 MAI 1997 00Z (QUARTA) — previsão 72 h
 VALIDO PARA : 31 MAI 1997 00Z (SABADO)

PRESSAO NIVEL DO MAR (hPa)

superficie



(f)

Figura 3.35 - Pressão ao nível do mar (linha sólida em preto) e TSM (linha tracejada em azul) em TSMS: (a) para 12 horas de simulação; (b) para 24 horas de simulação; (c) para 36 horas de simulação; (d) para 48 horas de simulação; (e) para 60 horas de simulação e (f) para 72 horas de simulação.

Apenas a título de ilustração, entre os dias 30 e 31 o ciclone atingiu o máximo de intensidade, e os ventos de sudeste provocaram grande agitação marítima, causando ressacas que atingiram toda a costa do estado do Rio de Janeiro, inclusive a parte interior da Baía de Guanabara (figuras 3.36.a e 3.36.b).

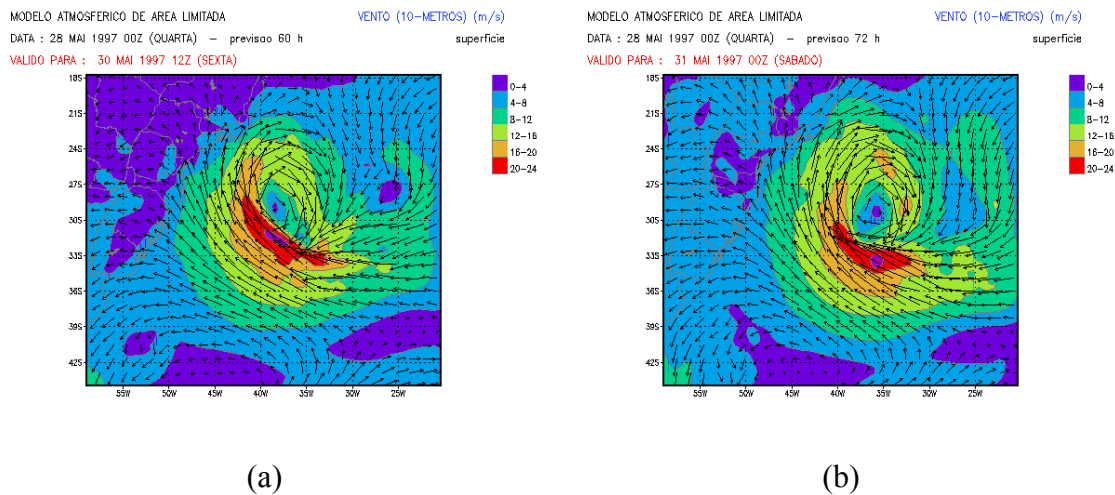


Figura 3.36 – Vento a 10 m em TSMS: (a) para 60 horas de simulação e (b) para 72 horas de simulação.

A evolução do campo de geopotencial em 500 hPa é mostrado a seguir, nas figuras 3.37.a a 3.37.f: após 24 horas de simulação, o cavado em 500 já está em fase com a baixa de superfície, e após 48 horas, surge uma baixa fechada, que irá se aprofundar nas horas seguintes.

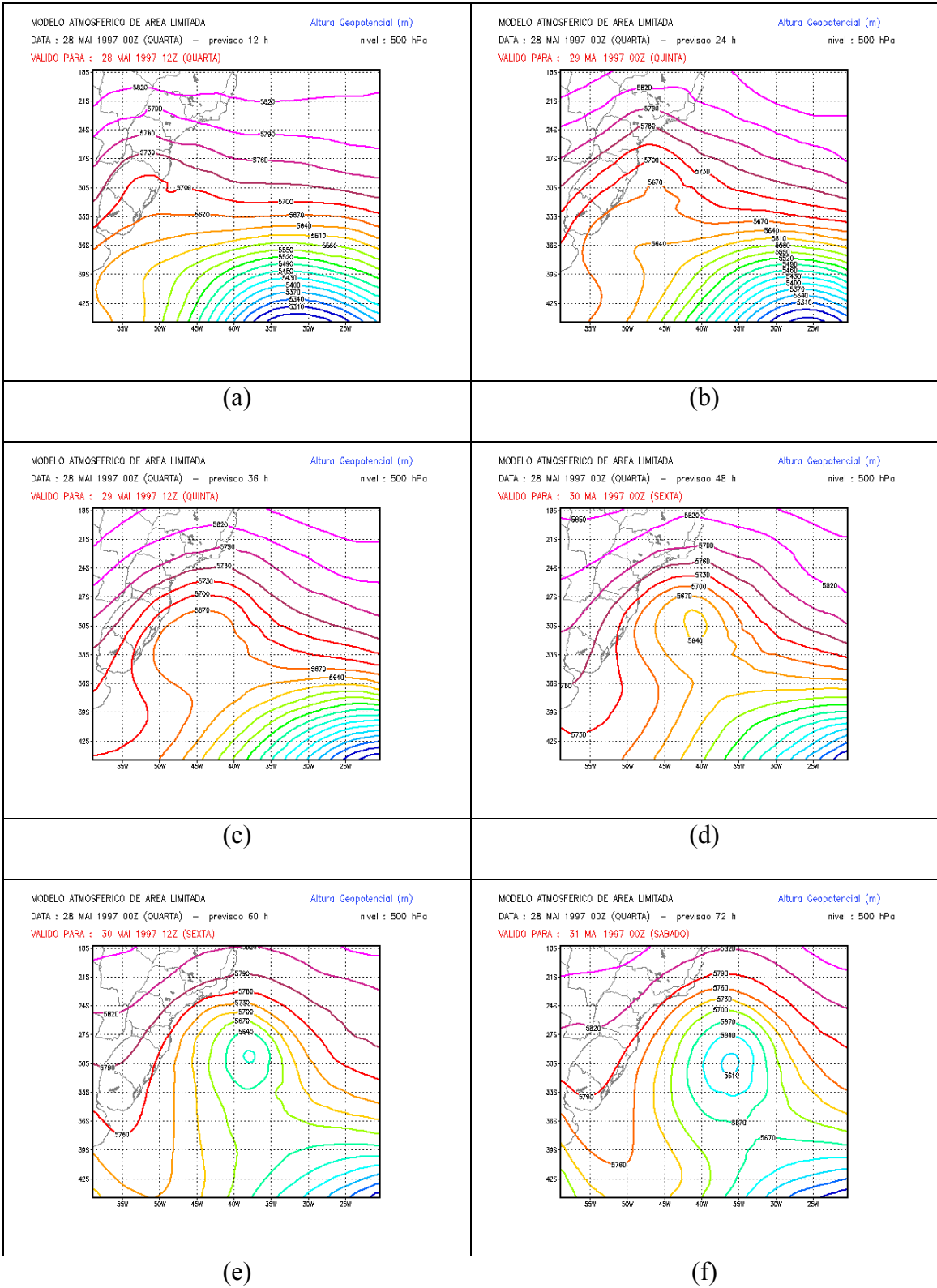


Figura 3.37 – Altura geopotencial em 500 hPa em TSMS: (a) em 12 horas de simulação; (b) 24 horas; (c) 36 horas; (d) 48 horas; (e) 60 horas e (f) 72 horas.

O geopotencial em 200 hPa mostra um cavado em fase com o cavado em 500 hPa se aprofundando à medida que o ciclone se intensifica, mostrando o desenvolvimento vertical do ciclone, inicialmente raso (figuras 3.38.a a 3.38.d).

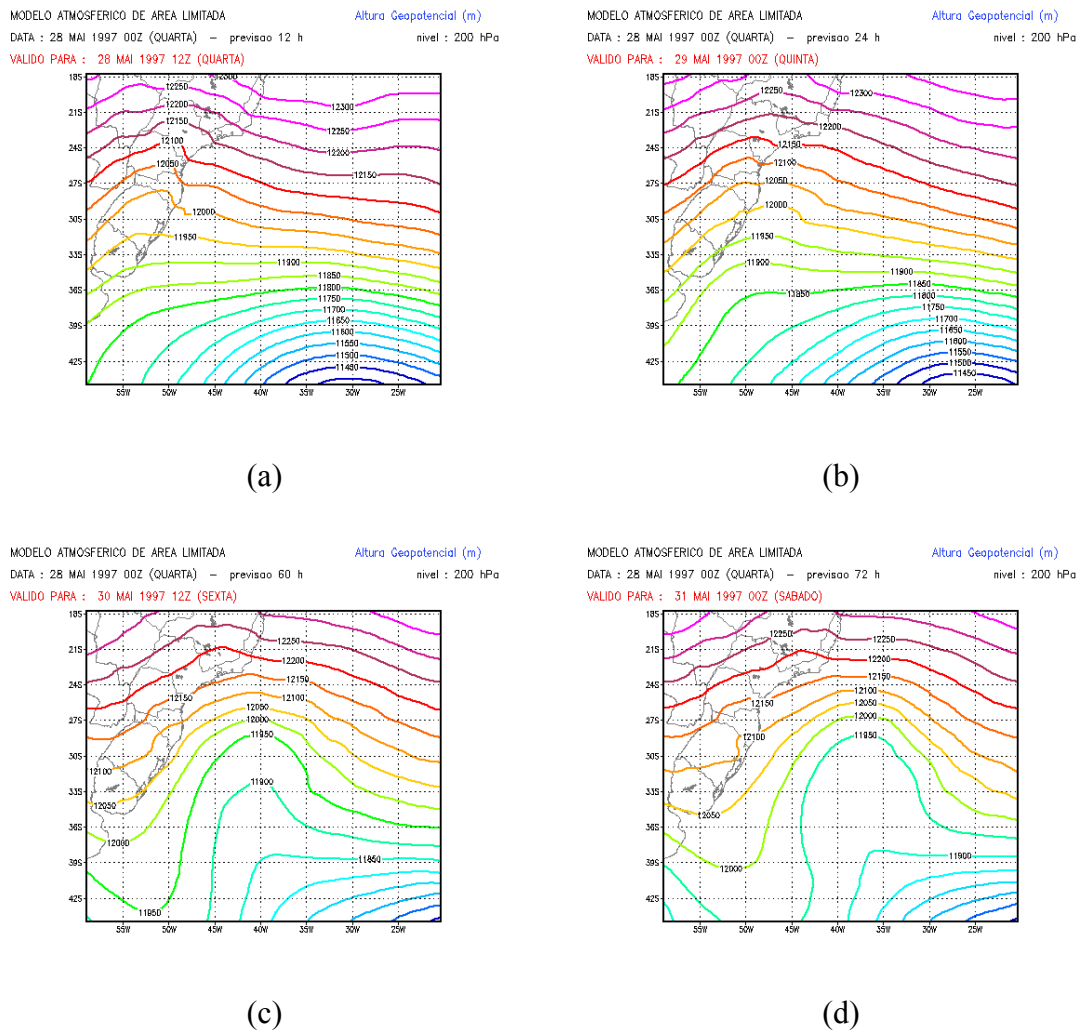


Figura 3.38 – Altura geopotencial em 200 hPa em TSMS: (a) 36 horas de simulação; (b) 48 horas; (c) 60 horas e (d) 72 horas.

As espessuras entre 850 e 500 hPa (figuras 3.39.a a 3.39.f) mostram, em 12 horas de simulação, um aquecimento bastante localizado na região da ciclogênese. Nos campos seguintes, de 24 e 36 horas, pode-se observar o estreitamento das linhas de espessura a oeste do cavado (frente fria), enquanto o centro do ciclone permanece como um núcleo relativamente mais quente. Em todos os horários, nota-se um pronunciado

aquecimento na área de atuação do ciclone, associado à liberação de calor latente, conforme mostrado em ROCHA (1999).

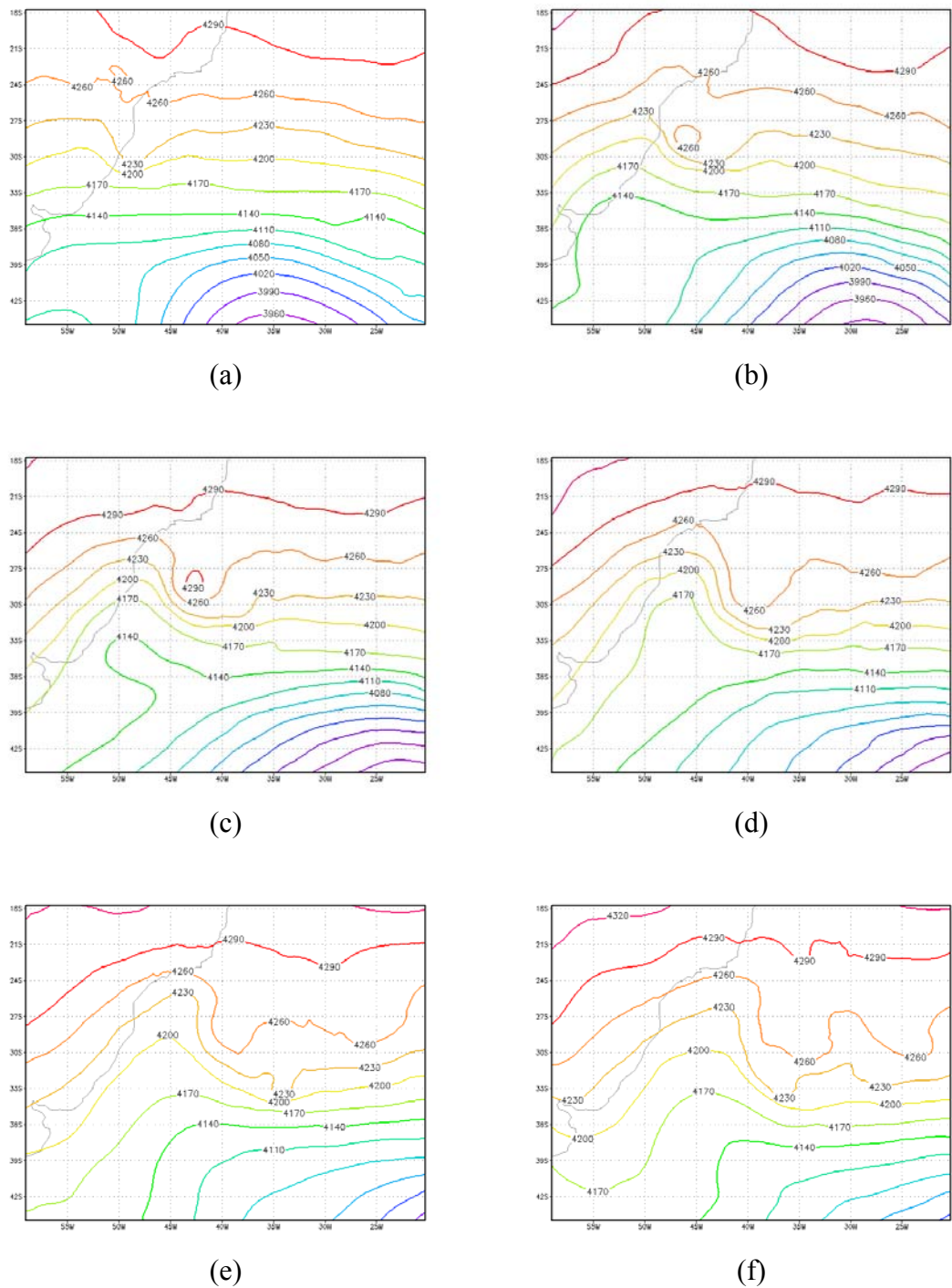


Figura 3.39 – Espessura entre 850 e 500 hPa em TSMS: (a) em 12 horas de simulação (28/05/97, 12Z); (b) 24 horas (29/05/97, 00Z); (c) 36 horas (29/05/97, 12Z); (d) 48 horas (30/05/97, 00Z); (e) 60 horas (30/05/97, 12Z) e (f) 72 horas (31/05/97, 00Z).

As condições iniciais deste desenvolvimento, que se iniciou sem uma advecção de vorticidade em níveis superiores (como o de 1984), com um cavado se aprofundando gradativamente em 500 e 200 hPa, corresponderiam ao tipo A de PETTERSEN E SMEBYE (1971), embora o aumento da baroclinia à medida que o sistema evolui corresponda ao tipo B. Entretanto, de acordo com esta classificação, ambos os tipos resultariam na oclusão do tipo clássico, com a formação do núcleo frio, o que não se observou aqui. De acordo com CAMPOS (apud ROCHA, 1999), este ciclone foi do tipo proposto por Shapiro e Keyser (BLUESTEIN, 1993).

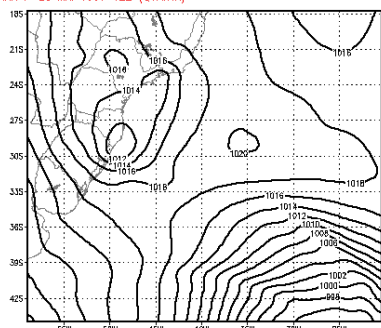
3.4.3 Simulação com TSM constante (TSMC)

Foi utilizado um campo de TSM constante igual a 20°C. Observando o campo de TSM semanal, nota-se que, para a área do ciclone, a temperatura do mar era, na realidade, mais quente do que a utilizada aqui em TSMC. Como resultado, as pressões centrais foram um pouco maiores do que em TSMS, e ao final de 72 horas, a distribuição das isóbaras foi mais simétrica em relação ao centro, indicando que a distribuição do campo de TSM foi acompanhada de variações na distribuição do campo horizontal de pressão (figuras 3.40.a e 3.40.b).

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 28 MAI 1997 00Z (QUARTA) — previsao 12 h
 VALIDO PARA : 28 MAI 1997 12Z (QUARTA)

PRESSAO NIVEL DO MAR (hPa)

superficie

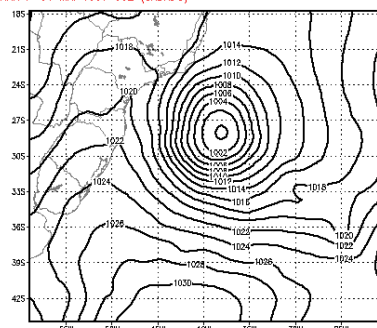


(a)

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 28 MAI 1997 00Z (QUARTA) — previsao 72 h
 VALIDO PARA : 31 MAI 1997 00Z (SABADO)

PRESSAO NIVEL DO MAR (hPa)

superficie



(b)

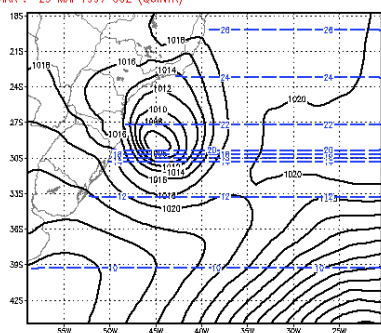
Figura 3.40 – Pressão ao nível do mar em TSMC: após 12 horas de simulação e (b) em 72 horas.

3.4.4 – Simulação com gradiente aumentado (TSMV)

A intensificação do gradiente resultou na simulação com valores mais próximos do caso controle, mas ainda assim mais altos. Entretanto, conforme pode ser observado para a previsão de 72 horas, o resfriamento da parte sul do domínio resultou na intensificação do anticiclone a sudeste do centro de baixa pressão, o que acentuou o gradiente de pressão entre os centros. Desta forma, comparando estes resultados com o experimento de TSM constante, a distribuição do campo de TSM parece ter afetado a distribuição das isóbaras, mas não a sua intensificação (figuras 3.41.a e 3.41.b)

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 28 MAI 1997 00Z (QUARTA) — previsão 24 h
 VALIDO PARA : 29 MAI 1997 00Z (QUINTA)

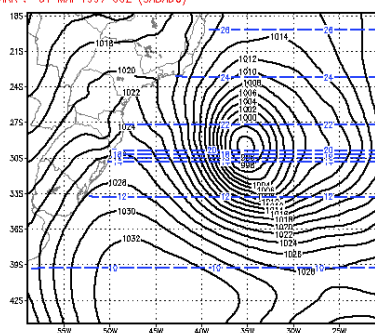
PRESSAO NIVEL DO MAR (hPa)
 superficie



(a)

MODELO ATMOSFERICO DE AREA LIMITADA
 DATA : 28 MAI 1997 00Z (QUARTA) — previsão 72 h
 VALIDO PARA : 31 MAI 1997 00Z (SABADO)

PRESSAO NIVEL DO MAR (hPa)
 superficie



(b)

Figura 3.41 – Pressão ao nível do mar (linha sólida em preto) e TSM (linha tracejada em azul) em TSMV: (a) para 24 horas de simulação e (b) para 72 horas.

3.4.5 Simulação sem fluxos de superfície (TSMS_SF)

A retirada dos fluxos de superfície resultou, como era esperado, numa menor intensificação do ciclone, ao longo de toda a simulação. As figuras 3.42.a a 3.42.d mostram pouca alteração no deslocamento do ciclone, sendo as diferenças mais perceptíveis no valor da pressão central do ciclone, bem maiores (em até 16 hPa) do que nos demais experimentos, incluindo o TSMS.

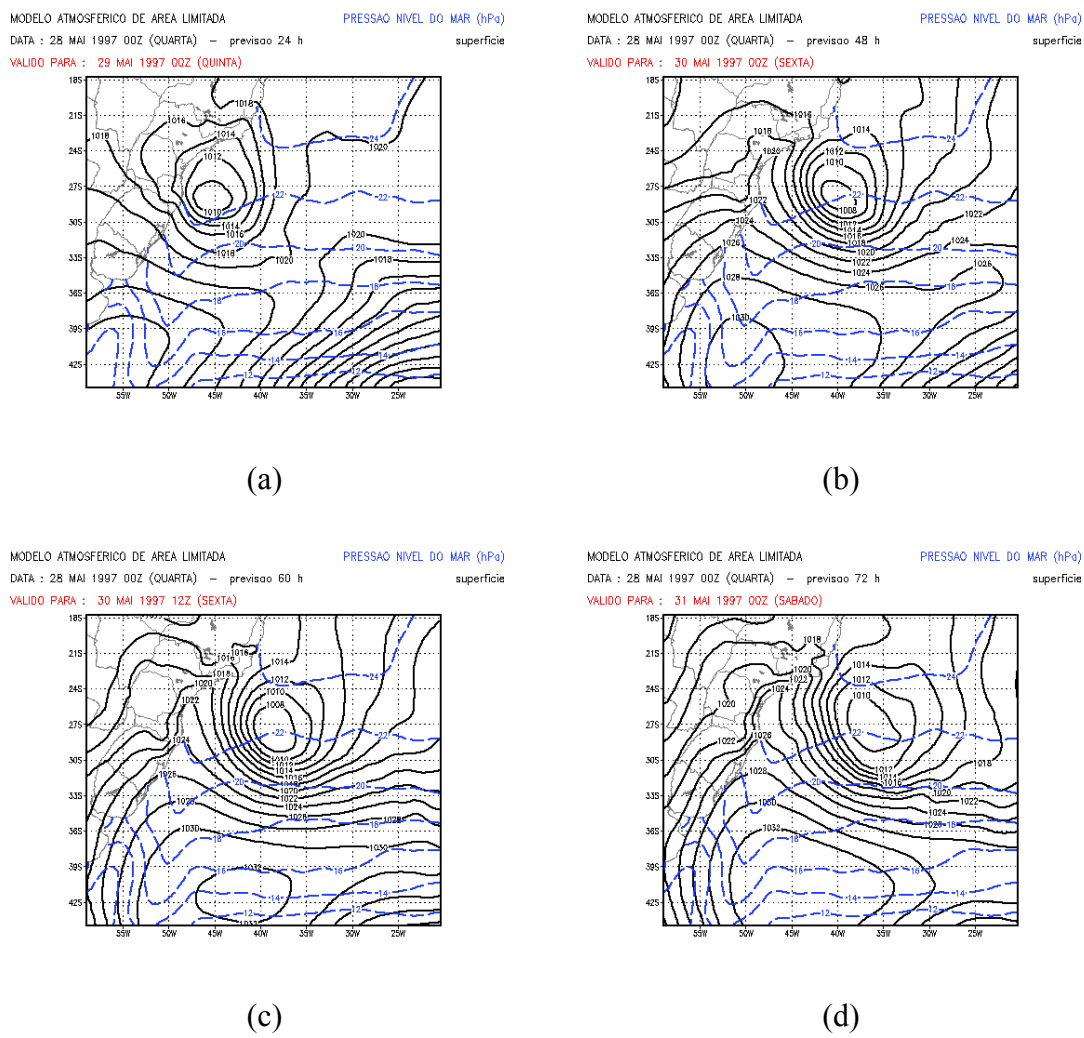


Figura 3.42 – Pressão ao nível do mar (linha sólida em preto) e TSM (linha tracejada em azul) em TSMS_SF: (a) para 12 horas de simulação; (b) para 24 horas; (c) para 60 horas e (d) para 72 horas.

A importância dos fluxos de calor para este desenvolvimento é notado também nos campos de espessura, que mostram a evolução do sistema devida somente aos processos adiabáticos. Observa-se que não se nota a formação do núcleo quente observado em TSMS.

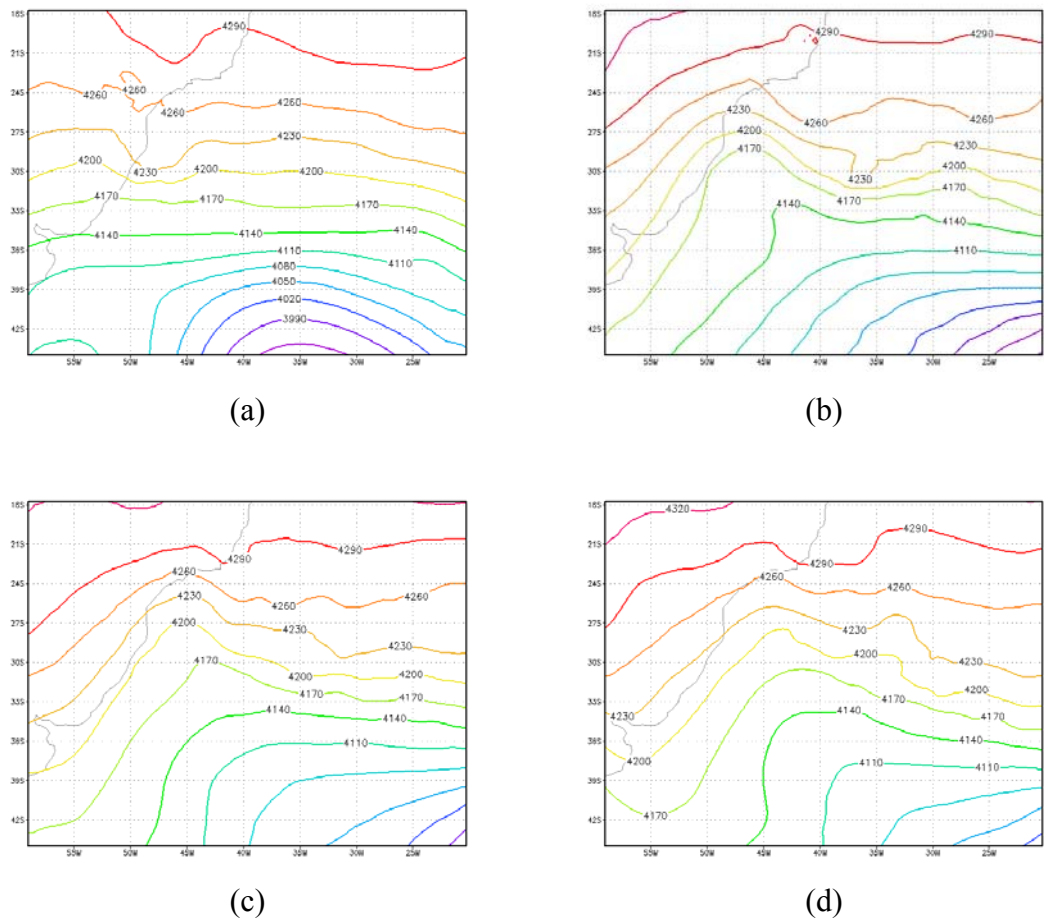


Figura 3.43 - Espessura entre 850 e 500 hPa em TSMS_SF: (a) após 12 horas de simulação, (b) 48 horas; (c) 60 horas e (d) 72 horas.

3.4.6 Comparação entre os casos.

As simulações mostraram que as variações no valor da TSM impostas tiveram efeito maior sobre a intensidade do ciclone, e que a distribuição do campo de

temperatura afetou a distribuição do campo de pressão. A figura 3.44 mostra as pressões centrais do ciclone, para cada um dos experimentos.

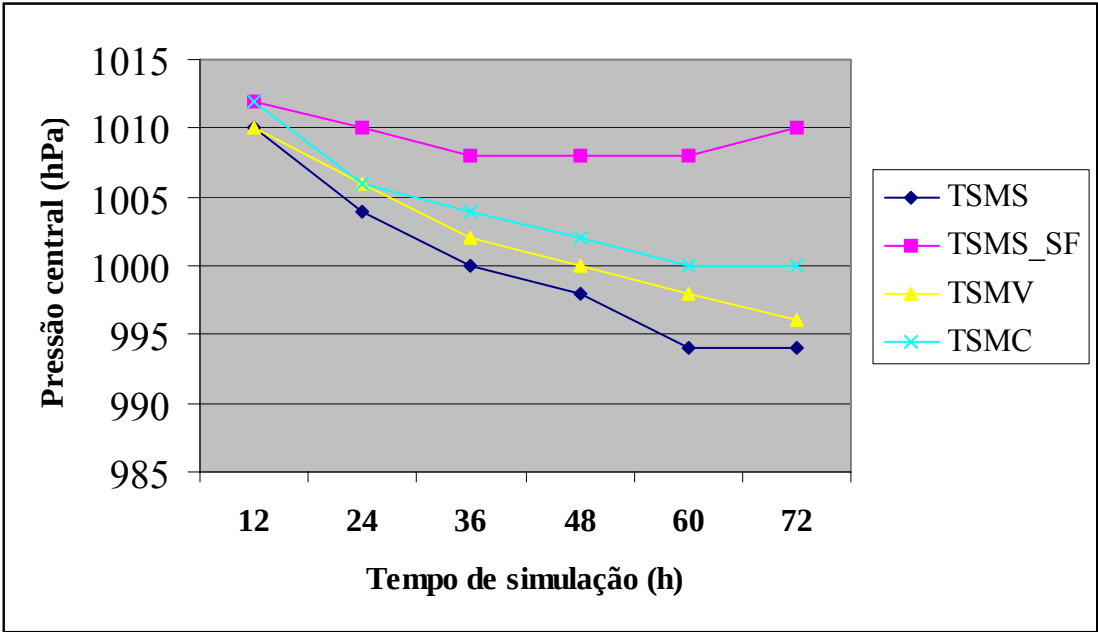


Figura 3.44 – Evolução da pressão atmosférica central do ciclone, para os experimentos realizados.

A alteração do gradiente de TSM não parece ter contribuído significativamente para a intensificação do ciclone, visto que apresentou taxas de aprofundamento semelhantes a TSMC. A diferença nos valores de pressão devem-se mais ao fato de TSMC ter atribuído valores de temperatura menores do que TSMV no setor quente do ciclone.

A comparação entre TSMS e TSMS_SF indica que o calor latente foi responsável pela formação de um núcleo relativamente quente na troposfera inferior, coincidindo com o centro de baixa. Não se observou o mesmo tipo de evolução no experimento sem fluxos de superfície.

3.5 SÍNTESE E CONCLUSÕES

Foram estudados, através de experimentos de simulação numérica, três casos de ciclogênese sobre o Oceano Atlântico Sul. Os experimentos consistiram, basicamente, em impor campos de temperatura da superfície idealizados, e na retirada dos fluxos de calor latente e sensível à superfície do mar.

O primeiro caso estudado, de 1984, desenvolveu-se em ambiente bastante baroclínico, a sotavento de um cavado em 500 hPa, e advecção quente em baixos níveis, ou seja, com diversas forçantes favoráveis (PETTERSEN E SMEBYE, 1971). Estes mecanismos adiabáticos foram suficientes para proporcionar um rápido desenvolvimento do ciclone, o que pôde ser verificado principalmente na comparação entre os experimentos TSMS_12 e TSMS_SF12 .

Para o caso de 1989, o efeito das forçantes adiabáticas não era tão acentuado, e a comparação entre os experimentos mostra que a retirada dos fluxos resultou num ciclone bem mais frio e menos intenso.

As simulações do caso de 1997 mostrou que as alterações de TSM provocaram grandes impactos na intensidade do ciclone, com pouco efeito sobre seu deslocamento.

O efeito da distribuição espacial do campo de TSM, que pôde ser analisado pela comparação entre as simulações com TSM constante e as de gradiente intensificado mostrou que, para o caso de 1997, a distribuição horizontal do campo de pressão ao nível do mar pode ser afetado pela configuração do campo de TSM.

De uma maneira geral, entretanto, os experimentos não mostraram variações em resposta à intensificação do gradiente de TSM, sugerindo que a ocorrência preferencial das ciclogêneses próximo à área da confluência das correntes das Falklands e do Brasil deve estar mais relacionada a outros fatores dinâmicos ou à transferência de baroclinia

do oceano para a atmosfera em escalas de tempo mais longas, propiciando assim um ambiente favorável ao desenvolvimento de distúrbios baroclínicos. Esta questão será examinada no próximo capítulo, que irá mostrar se variações significativas no gradiente de TSM são acompanhadas por variações nos campos de geopotencial ou vorticidade.

A sensibilidade dos ciclones aos fluxos de calor de superfície, por sua vez, mostra-se dependente das características dos ciclones. Conforme já discutido, ciclones mais baroclínicos tendem a desenvolver-se de forma mais independente destes fluxos.

Foi observada uma discrepância entre os valores fornecidos pelas reanálises do NCEP e ECMWF e os obtidos nas simulações, mas a questão do realismo das simulações não foi tratada aqui devido à quase total ausência de observações meteorológicas sobre o Atlântico Sul.

CAPÍTULO 4

CLIMATOLOGIA DOS GRADIENTES DE TEMPERATURA DO MAR E GEOPOTENCIAL EM 1000 HPA

Os resultados mostrados no capítulo anterior mostraram que a temperatura da superfície do mar tem impacto positivo sobre a intensificação de alguns ciclones extratropicais, desde que seu principal mecanismo de formação e intensificação não seja um processo baroclínico adiabático. O gradiente de temperatura, entretanto, teve um efeito praticamente inapreciável no desenvolvimento dos sistemas. Porém, conforme apontado por diversos autores (SANDERS E GYAKUM, 1980 e SINCLAIR, 1995) os ciclones intensos tendem a se desenvolver em áreas de maior gradiente de TSM, motivando uma extensão do trabalho, para avaliar a influência dos gradientes de temperatura do mar sobre os ciclones marítimos, verificando se alterações em uma série temporal do campo de gradiente de TSM corresponderiam a variações nos campos de vorticidade geostrófica, que de acordo com SINCLAIR (1995), seria o parâmetro mais adequado para o estudo de ciclones e ciclogênes.

4.1 DADOS E METODOLOGIA

4.1.1 Temperatura da superfície do mar

Foram utilizados os campos de temperatura da superfície do mar produzidos pelo National Centers of Environmental Prediction, produzidos por interpolação ótima,

segundo a metodologia inicialmente proposta por REYNOLDS E SMITH (1994), e aprimorada em sua segunda versão (REYNOLDS ET AL., 2002). A interpolação ótima é um método de análise objetiva para dados irregularmente espaçados, onde a partir de um campo inicial (“first guess”), determinam-se pesos baseados na diferença entre o campo inicial e o dado (dados semanais de bóias e navios), e também na distância entre o ponto de observação e o ponto de grade. Este produto é disponibilizado em grade de 1° de latitude e longitude.

Uma comparação entre diversas análises de TSM é discutida em KAPLAN ET AL. (1998), que classificam a série aqui utilizada como satisfatória principalmente para o período de 1982 a 1991, devido à quantidade de dados disponíveis para a confecção destas análises.

HURRELL E TRENBERTH (1999), ao avaliar diversos campos de TSM disponíveis, verificaram que, embora todos os conjuntos de dados apresentem problemas, regiões de maior variabilidade como a da Corrente do Golfo e da ressurgência equatorial são melhor resolvidas nos campos do NCEP, apesar da existência de um viés negativo nesse produto (cold bias).

Os campos analisados compreendem o período de 1982 a 2004. A escolha do período foi em função da disponibilidade dos campos mencionados e da qualidade dos mesmos (KAPLAN ET AL., 1998).

O domínio utilizado para esta análise é delimitada entre 70°S e Equador, e 70°W a 0°. De acordo com NECCO (1982), que identificou 119 centros ciclônicos em um ano do First GARP Global Experiment, 70% dos ciclones foram formados na região entre 0° a 90°W e 10° a 55°S. GAN E RAO (1991) utilizaram cartas sinóticas para o período entre 1979 a 1988 para identificar áreas preferenciais de ciclogênese no Atlântico Sul, delimitando sua área de estudo na região entre 15° a 50°S, e 30° a 90°W.

Os dados de geopotencial em 1000 hPa estavam disponíveis com a resolução temporal de 6 horas, mas considerando que o estudo enfocaria variações de períodos mais longos, optou-se por utilizar ambas as séries (TSM e geopotencial) com 1 dia de resolução. As séries de médias semanais de TSM, portanto, foram interpoladas no tempo para esta resolução, através da técnica de splines cúbicas, descritas no Apêndice B.

A partir desses campos interpolados, foram calculados os gradientes de TSM, através de diferenças finitas utilizando a função *cdiff* do GrADS (Grid Analysis and Display Software).

Optou-se pela utilização da magnitude do vetor gradiente, devido à variabilidade da orientação principal do mesmo, que pode ser meridional, zonal ou alguma orientação intermediária. A partir dos campos de magnitude, os pontos de máxima foram determinados através das funções *max* e *maxloc* do sistema GrADS.

4.1.2 Geopotencial e vorticidade em 1000hPa

Para avaliar a variabilidade da ocorrência dos ciclones, foram utilizados os campos de geopotencial em 1000 hPa provenientes da reanálise do NCEP (KALNAY ET AL., 1996), com resolução de 2,5° X 2,5°, para o mesmo período das séries de temperatura. Devido à resolução desses campos, foi aplicada uma interpolação do tipo “spline bicúbica”, ou seja, utilizando uma representação polinomial de terceiro grau, e bidimensional (Ver Apêndice B), para 0.5° em latitude e longitude. A técnica de interpolação mostrou-se adequada, conforme pode ser observado na figura 4.1. A resolução temporal escolhida foi de 1 dia, a fim de permitir uma comparação com a

série de TSM. A utilização de séries de mesma resolução temporal foi necessária para a análise através da transformada de ondeletas, a ser discutida na seção 4.5.

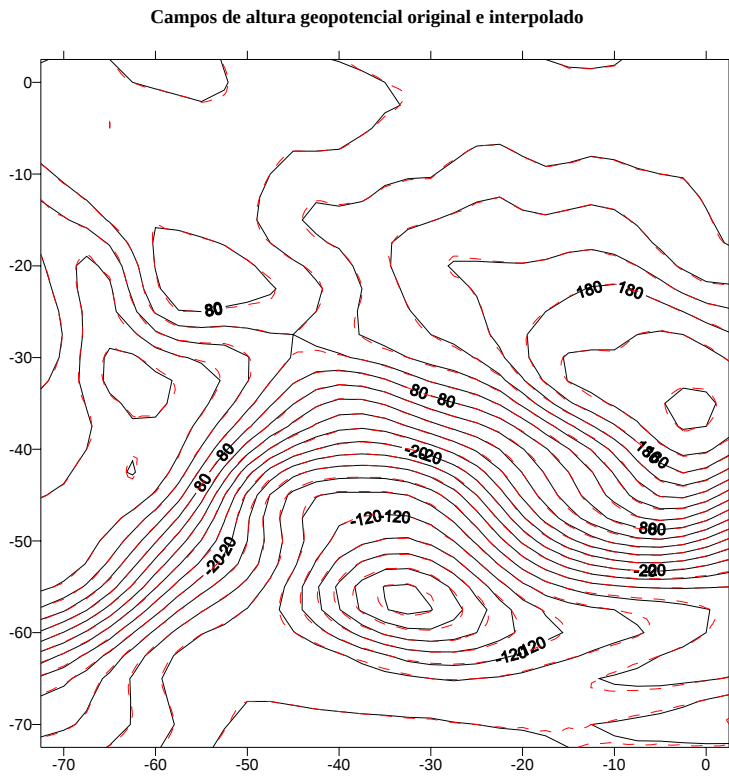


Figura 4.1 – Exemplo de campo de geopotencial com resolução original de 2,5° x 2,5° (linha sólida em preto) e campo interpolado para a resolução de 0,5° x 0,5° (linha tracejada em vermelho).

Os campos de geopotencial interpolados foram utilizados para calcular os campos de vorticidade geostrófica, seguindo a metodologia de SINCLAIR (1994, 1995), para a determinação das áreas de ciclogênese, que justifica o uso da vorticidade geostrófica relativa por estar mais relacionado com os centros de rotação. Neste caso, a vorticidade geostrófica é dada por:

$$\zeta_g = \frac{1}{f} \left[\frac{1}{(a \cdot \cos \phi)^2} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \phi^2} + \frac{1}{a^2} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \lambda^2} \right] \tag{4.1}$$

onde ζ_g é a vorticidade geostrófica, f o parâmetro de Coriolis, a é o raio da Terra, ϕ a latitude, λ a longitude, e Φ é a altura geopotencial em 1000 hPa.

Para o cálculo da vorticidade, o limite norte foi colocado em 20°S, devido ao termo de Coriolis. A figura 4.2 mostra um exemplo do campo de vorticidade geostrófica, sobreposto ao de altura geopotencial, em 1000 hPa.

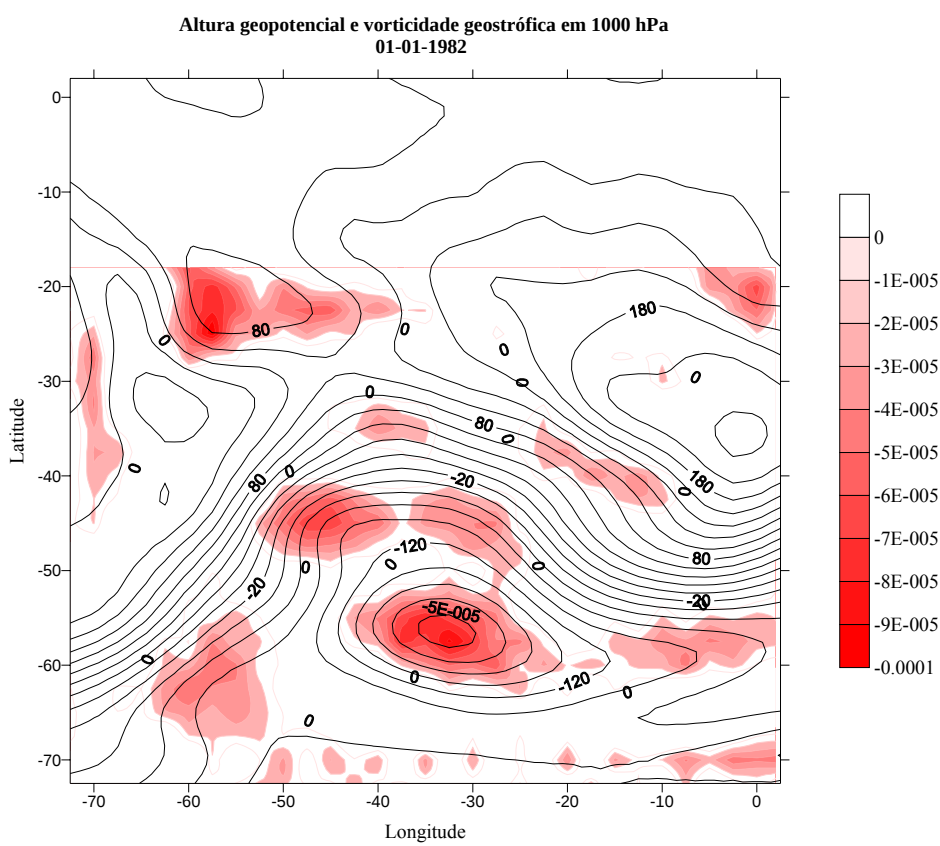


Figura 4.2 – Campo de geopotencial em 1000 hPa (linha sólida em preto), e vorticidade geostrófica (sombreado em tons de vermelho).

TALJAARD (1967) avalia a frequência de anticiclones, ciclones e ciclogêneses ao sul de 15°S, observando que em geral as zonas de ciclogêneses situam-se entre as de maior densidade de ciclones e anticiclones. As ciclogêneses foram, para o período analisado, mais frequentes entre 35 e 55°S, com um dos extremos sobre o Atlântico

adjacente à costa subtropical da América do Sul, onde as ciclogêneses são bem mais freqüentes do que nas outras regiões de mesma latitude.

Diversos trabalhos analisam a existência, localização e comportamento das rotas de tempestades (storm tracks) no hemisfério sul, como TRENBERTH (1991), que verificou que as rotas neste hemisfério seriam basicamente zonalmente orientadas ao longo de 50°S durante todas as estações do ano. FREDERIKSEN E FREDERIKSEN (1993) mostra que as amplitudes máximas em janeiro e julho dos modos de maior intensificação localizam-se a jusante do jato polar de regiões de máxima baroclinia. Os autores apresentam uma comparação com o critério de instabilidade baroclínica de PHILLIPS (1964), o qual mostra um núcleo de máxima sobre a América do Sul, em torno dos 40°S, mais intenso no inverno. O desenvolvimento a jusante do jato polar também foi observado por VAN LOON (1965) e SIMMONS E HOSKINS (1978). RAO ET AL. (2002) mostram que as rotas são mais fortes durante o outono (março a maio) e mais fracas na primavera (setembro a novembro).

Analisando dados de vento geostrófico ao nível do mar e a 500 hPa, VAN LOON (1965) verificou que as ciclogêneses são mais freqüentes entre 40 e 45°S com um máximo secundário entre 25 e 30°S no inverno e na primavera, e entre 45 e 50°S no verão.

Utilizando o método apresentado por MURRAY E SIMMONDS (1991) para detecção de ciclones extratropicais baseados na determinação de centros fechados de baixa pressão utilizando um critério de curvatura mínima, avaliado a partir do laplaciano da pressão atmosférica ao nível do mar, JONES E SIMMONDS (1993b), encontraram um único cinturão de rotas de tempestades em latitudes em torno de 55°S, coincidindo com o cavado circumpolar. JONES E SIMMONDS (1993a) avaliam o desvio padrão em relação à média temporal e verificam que a variabilidade da série e a

variabilidade filtrada em bandas pode conduzir a resultados bastante distintos, alertando para a ambigüidade da utilização do termo storm tracks para regiões de alta variabilidade.

Mais recentemente, SINCLAIR (1994) sugere um método objetivo alternativo para a detecção de ciclones, baseado na busca de mínimos de vorticidade geostrófica, que de acordo com o autor estão melhor relacionados com centros de rotação do que os valores de pressão, além de fornecer uma medida melhor da intensidade do ciclone, o qual não é possível através da pressão. Além disso, o critério do mínimo de pressão não permite identificar o ciclone em estágios iniciais, e dessa forma qualquer estatística baseada nesse método privilegiaria os estágios mais avançados e com isso as áreas de decaimento do ciclone podem ser erroneamente identificadas como as áreas mais importantes, como por exemplo o cavado circumpolar apontados em trabalhos anteriores.

4.2 DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DO GRADIENTE DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR E DA VORTICIDADE MÍNIMA

A figura 4.3 mostra a distribuição da magnitude do gradiente de temperatura média mensal ao longo do ano. Nota-se que existem áreas distintas de maior gradiente de temperatura: uma ao longo de 49°S, outra ao longo de 41°S, e outra adjacente à costa. Não há deslocamentos apreciáveis de cada área, mas sim uma alternância entre as mesmas, ou seja, num instante o máximo se localiza numa dessas áreas, e em outro momento a outra área é responsável pelo máximo. Uma inspeção visual dos campos permite verificar esta alternância. A região ao largo do estuário do rio de La Plata, por

exemplo, em alguns períodos é a área de maior gradiente, mas em alguns períodos este se desloca e enfraquece, enquanto em outras áreas o gradiente se acentua.

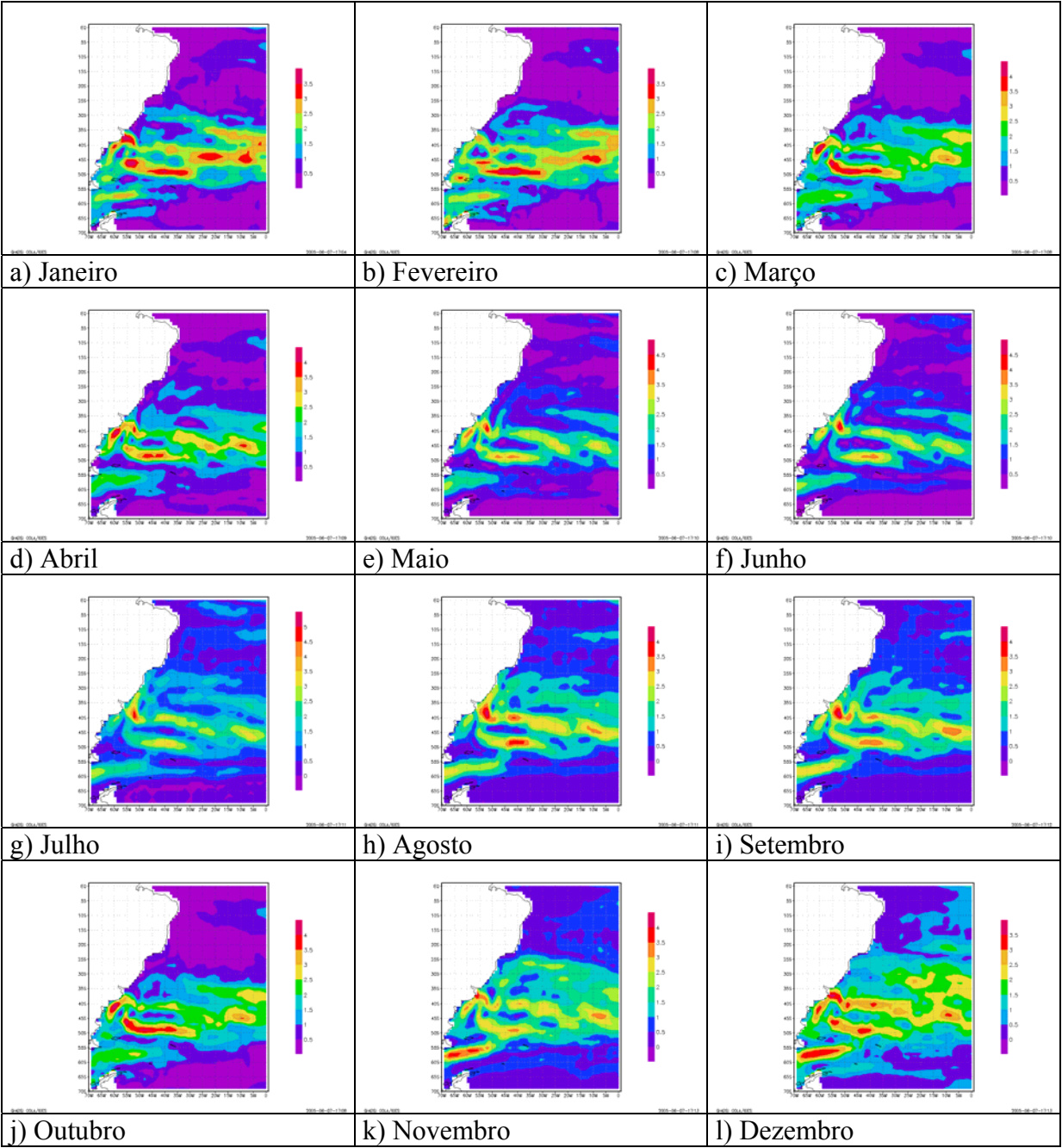


Figura 4.3 - Campos de gradiente de temperatura para os meses de 1982.

A complexidade dos campos de TSM está relacionada à também complexa circulação oceânica nessa região. ZYRIANOV E SEVEROV (1979) caracterizaram a

circulação básica de inverno e de verão para a região Falkland-Patagônia através de um modelo, mostrando que uma ramificação da corrente circumpolar antártica é intensificada, desviando-se para o norte, encontrando as Ilhas Falklands, dividindo-se em dois ramos: Falkland oeste e Falkland leste. Ao norte das Falklands, esses ramos se unem formando a corrente das Malvinas, que continua para o norte até encontrar as águas quentes da corrente do Brasil na região próxima ao estuário do Rio de La Plata. A presença dessas ilhas é responsável também pela formação de vórtices ciclônicos e anticiclônicos. As variações sazonais dependem da circulação atmosférica, que contribuiria para reforçar o ramo oeste e enfraquecer o ramo leste durante o inverno, época em que a corrente das Malvinas atinge latitudes mais ao norte. Durante o inverno, também é comum a formação de dois vórtices ciclônicos centrados em (47°S, 51°W) e (41°S, 53°W), que praticamente desaparecem no verão.

Variações temporais da latitude de separação das correntes do Brasil e das Malvinas foram estudadas por OLSON ET AL. (1988), que determinou a latitude de 35,8°S para a corrente do Brasil e 38,6° para a corrente das Malvinas, em média, com uma alternância entre as duas em ciclos anuais e semi-anuais, com alguma evidência de variações interanuais. Embora a separação da corrente das Malvinas não seja espacialmente coincidente com a separação da corrente do Brasil, há uma faixa de até 300 km de águas de temperatura intermediária separando as duas intensas frentes térmicas associadas a essas correntes, cuja distância varia com o tempo. MATANO (1993) discute os mecanismos dinâmicos associados à latitude de separação da corrente do Brasil, sugerindo que esta depende da intensidade da corrente das Malvinas. Uma descrição mais abrangente da circulação oceânica do Atlântico Sul é apresentada por PETERSON E STRAMMA (1991).

Conforme sugerido por diversos autores (OLSON ET AL., 1988; MATANO, 1993; WAINER E VENEGAS, 2002), a variabilidade da latitude de separação da corrente do Brasil parece depender da intensidade da corrente das Malvinas .

O reflexo desta variabilidade na circulação oceânica pode ser vista na figura 4.4, que mostra, para a série analisada, os pontos onde o máximo da magnitude do vetor gradiente ocorre preferencialmente.

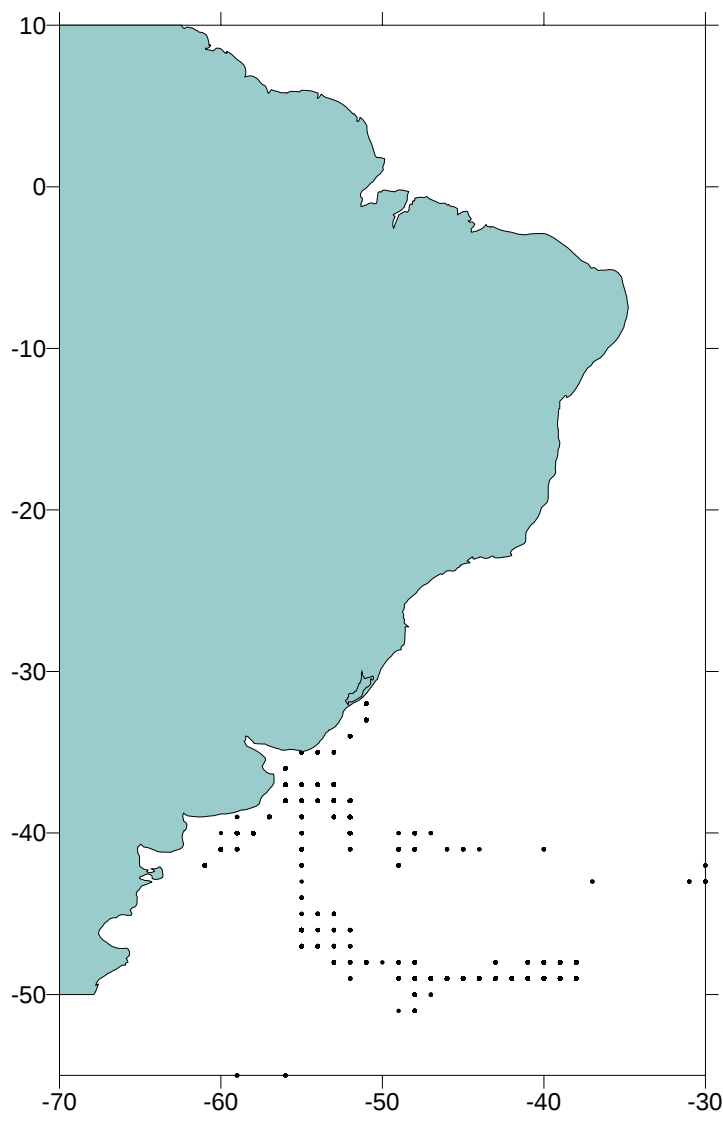


Figura 4.4 - Localização dos pontos de máximo gradiente para o período analisado.

A frequência de máximos em cada ponto é mostrada na tabela 4.1.

Tabela 4.1 Freqüências de gradientes máximos para cada latitude e longitude.

	lon																												
Lat	-61	-60	-59	-58	-57	-56	-55	-54	-53	-52	-51	-50	-49	-48	-47	-46	-45	-44	-43	-42	-41	-40	-39	-38	-37	-31	-30	Total Global	
-55			4			4																						8	
-51													1	9														10	
-50														20	3													23	
-49										6			192	376	269	90	67	213	249	545	475	259	669	199				3609	
-48									23	7	14	1	8	24					9		14	26	58	43				227	
-47							67	47	23	6																		143	
-46							427	8	16	17																		468	
-45							3	9	10																			22	
-44							5																					5	
-43							1																		2	3	8	14	
-42	59						9						45														3	116	
-41		477	11				114			7			95	57		5	7	2			6							781	
-40		1	144	169			10			256			2	33	3													618	
-39			3		20		26		34	968																		1051	
-38						49	23	16	132	202																		422	
-37						406	23	26	165																			620	
-36						64																						64	
-35							64	12	13																			89	
-34										23																		23	
-33											47																	47	
-32											41																	41	
Total Global	59	478	162	169	20	523	772	118	416	1492	102	1	343	519	275	95	74	215	258	545	489	291	727	242	2	3	11	8401	

De acordo com a figura 4.5, os maiores gradientes ocorreram com maior frequência na latitude 49S, entre as longitudes 38°S e 49°W, embora no ponto 39°S, 52°W tenham ocorrido, individualmente, o maior número de ocorrências (968). Ao longo de 49°S, os máximos ocorreram mais frequentemente no ponto 49°S, 39°W (669 vezes) e 49°S, 42°W (545 vezes). O quarto ponto com mais ocorrências é em 41°S, 60°W (477 vezes).

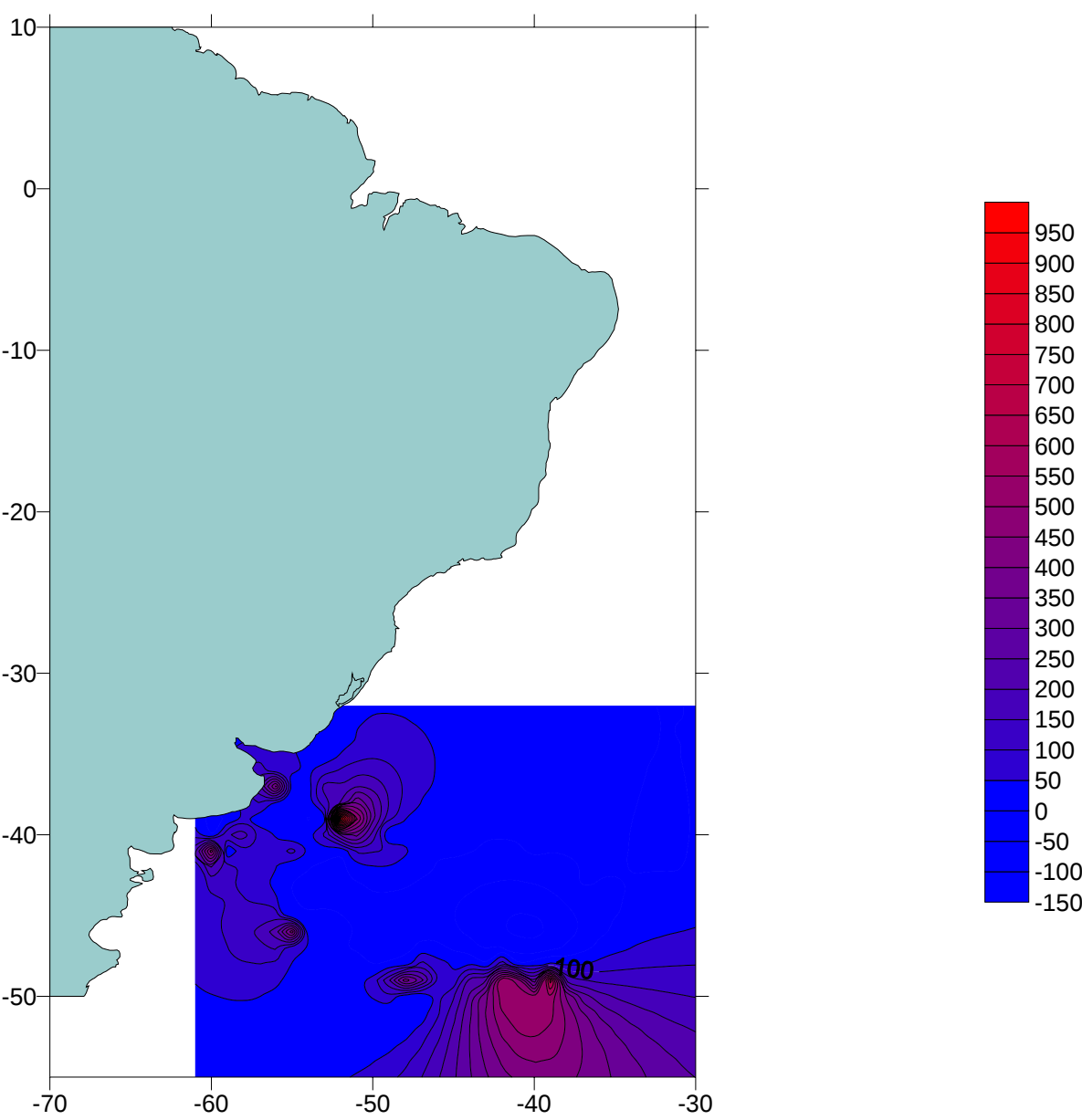


Figura 4.5 - Distribuição de ocorrências de gradientes máximos

O maior gradiente (6.8°C) ocorreu ponto 35°S , 55°W , no mês de agosto de 1992, nos dias 25, 26 e 27. Os dias anteriores e posteriores (entre 20 de agosto e 3 de setembro) também apresentaram gradientes intensos, igual ou acima de 6.0°C . Esta ocorrência parece ser bastante extrema, mas OLSON ET AL. (1988) enumera diversos trabalhos observacionais em que foram encontrados gradientes de até $1^{\circ}\text{C km}^{-1}$, e outros com variações superiores a $7^{\circ}\text{C}/3.5$ milhas náuticas.

A região do estuário do Rio de La Plata foi também estudada por CAMPOS ET AL. (1996), que observaram a presença de uma área de águas frias e pouco salinas entre a costa e a corrente do Brasil, estendendo-se desde o estuário até 23°S . Sua origem poderia ser afetada pela descarga do rio ou de águas mais profundas aflorando na costa.

A vorticidade mínima, por sua vez, apresenta a distribuição mostrada na Figura 4.6, onde se observa que a localização preferencial dos mínimos de vorticidade geostrófica não coincide necessariamente com os máximos de gradiente. Essa aparente falta de concordância na distribuição espacial dos dois parâmetros não deve ser entendida como ausência de uma relação entre as mesmas, lembrando que a vorticidade mínima diária não pode ser traduzida em termos de ciclogênese.

Observa-se, todavia, que algumas áreas são preferenciais para a ocorrência dos mínimos espaciais de vorticidade, como os pontos distribuídos na longitude 50°W , a região do estuário do rio de La Plata, alguns pontos em torno de 45°S , e outros mais distantes da costa, entre as latitudes 45°S e 55°S e as longitudes -45°S e 35°S .

A fronteira inferior, em 55°S aparece como uma área de máximos, mas esta será desconsiderada para a análise, uma vez que se encontra fora da área de maior gradiente de TSM.

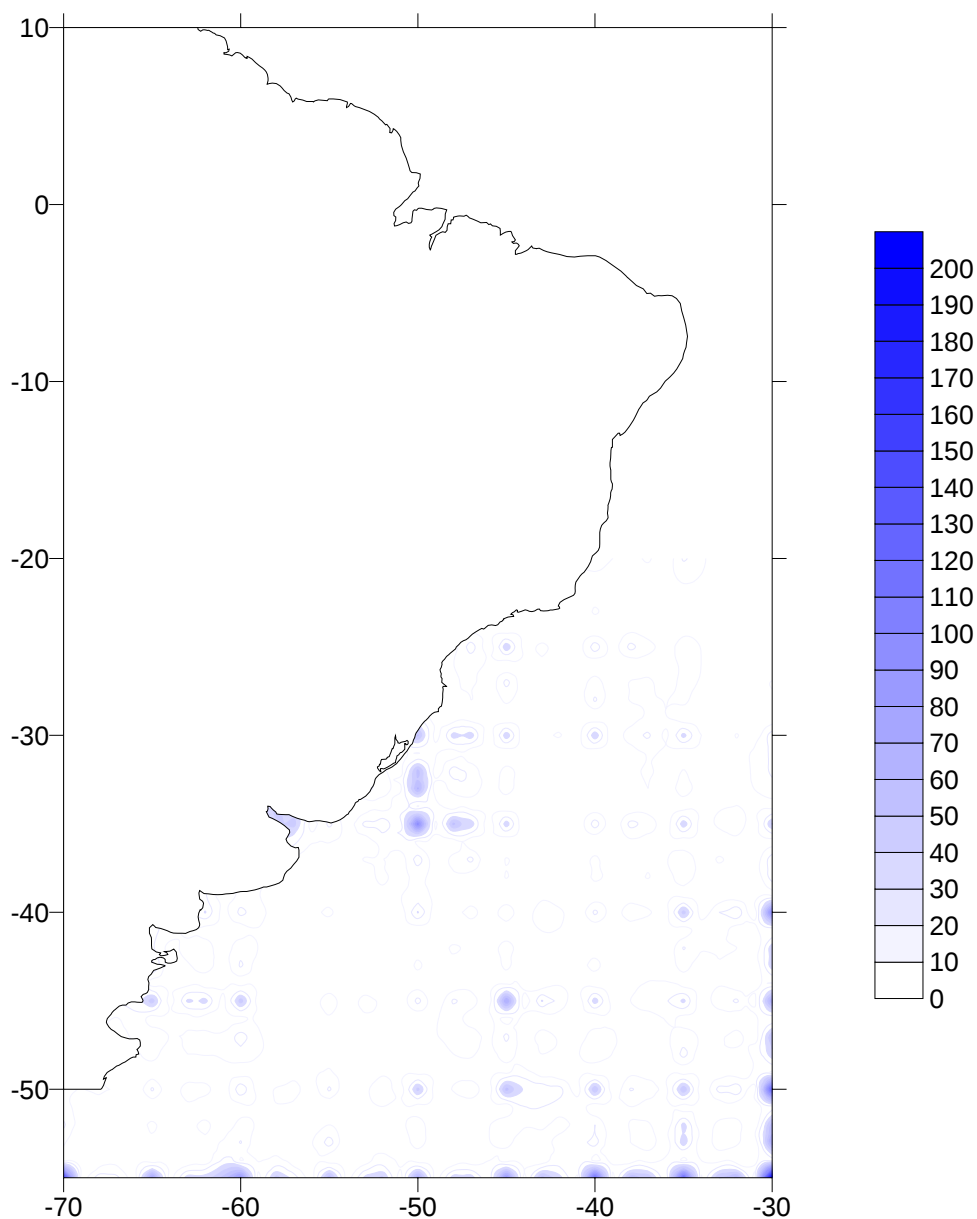


Figura 4.6 - Distribuição das frequências de vorticidades mínimas.

De acordo com SINCLAIR (1994, 1995), a área entre 50°S e 60°S, no Atlântico, corresponde à região preferencial para os ciclones maduros, ou seja, no auge do seu desenvolvimento.

Os máximos encontrados ao largo da costa do Uruguai (figura 4.6) são regiões apontadas por SINCLAIR (1994, 1995) como áreas de maior densidade de ciclones

intensos ($\zeta_g < -15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) e maior ciclogênese destes sistemas, e também onde são mais freqüentes a ocorrência de “bombas”.

Em termos de valor, a vorticidade mínima apresenta a distribuição dada pela Figura 4.7, mostrando maiores freqüências para valores entre -5 e $-6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, valores considerados como característicos de ciclones em estágio desenvolvido por SINCLAIR (1995) e sempre menores do que $-2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, valor limite que definiria um ciclone de acordo com o critério desse autor. Observa-se também valores menores (mais ciclônicos) até um mínimo de $-26 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

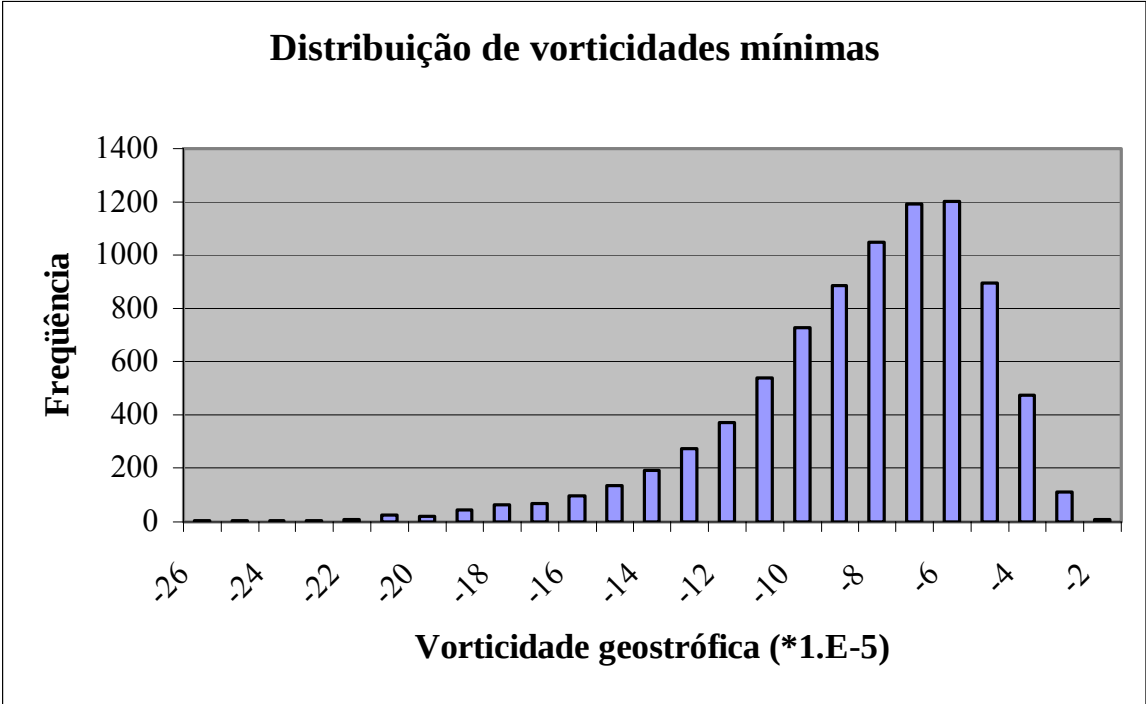


Figura 4.7 - Distribuição de freqüências para a vorticidade geostrófica mínima

Os resultados obtidos sugerem que a metodologia aqui empregada tende a mostrar a distribuição de ciclones em seu estágio mais maduro do desenvolvimento. Pretende-se verificar, nas seções a seguir, o quanto a distribuição de vorticidade geostrófica é afetada pelos campos de TSM.

4.3 VARIAÇÃO SAZONAL DOS GRADIENTES DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR E VORTICIDADE MÍNIMA

Observando-se a distribuição dos gradientes para cada mês do ano, nota-se que os maiores gradientes são encontrados mais freqüentemente no inverno, quando também a faixa de variação é mais extensa. A Figura (4.8) mostra a distribuição dos gradientes para os meses de fevereiro, quando os gradientes variam de 2,9 a 4,4 °C/° e o valor mais freqüente foi de 3,6°C/° e agosto, com gradientes variando de 2,9 a 6,8°C/° e 4,3°C como o valor mais freqüente.

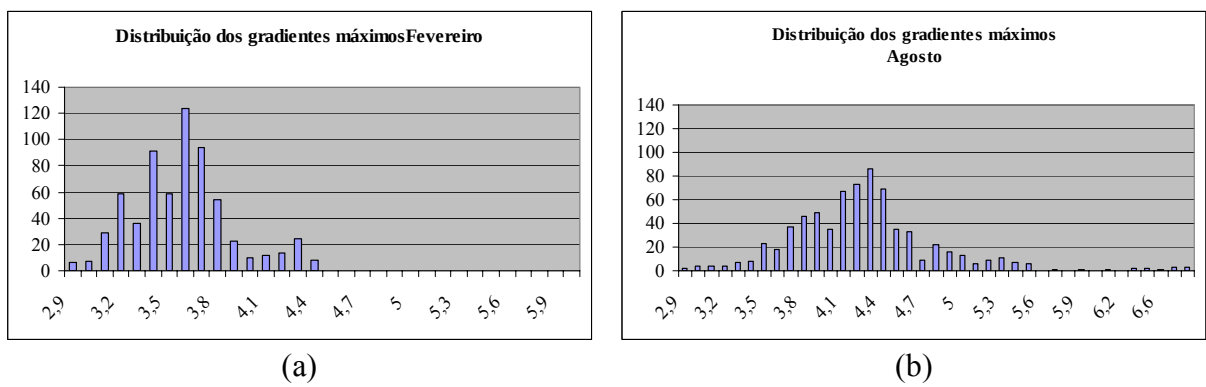
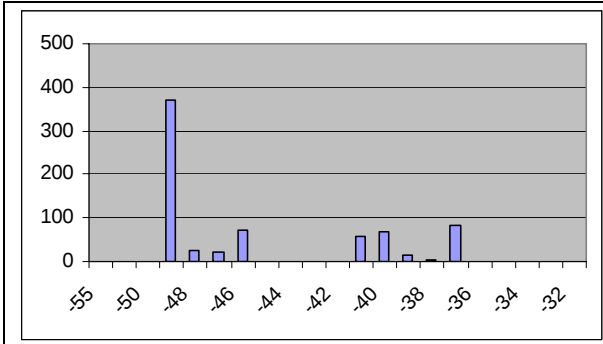
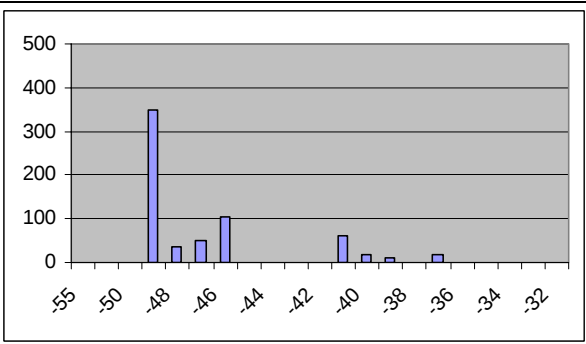


Figura 4.8 - Distribuição de freqüências de gradientes máximos para o mês de fevereiro (a) e agosto (b).

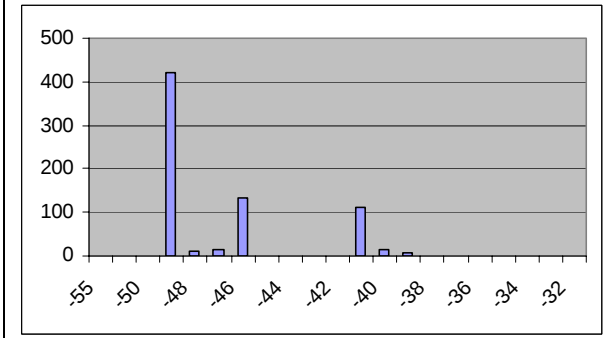
Em termos de posicionamento latitudinal da área de maior gradiente, nota-se que há uma área em torno de 50 a 48°S persistindo durante todo o ano e, nos meses de inverno, a partir de junho, começa a surgir uma outra área em torno de 38°S, ou seja, há uma tendência das maiores magnitudes de gradiente ocorrerem em latitudes mais baixas no inverno.



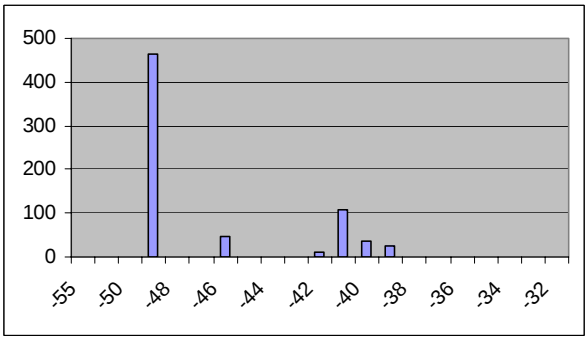
c) Janeiro



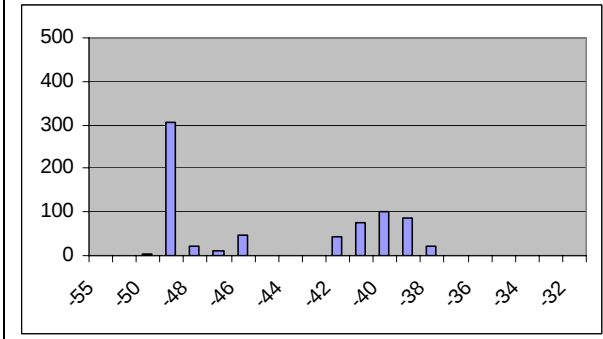
d) Fevereiro



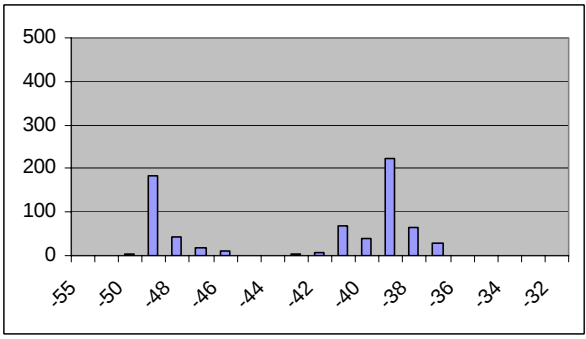
e) Março



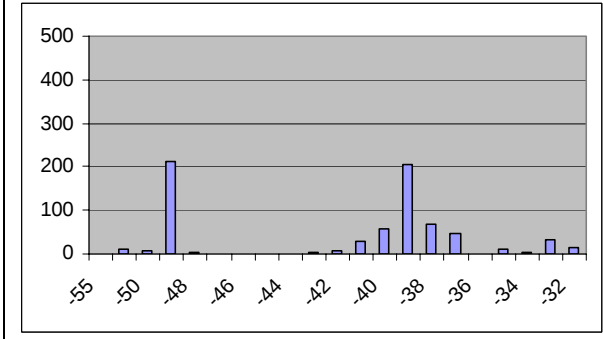
f) Abril



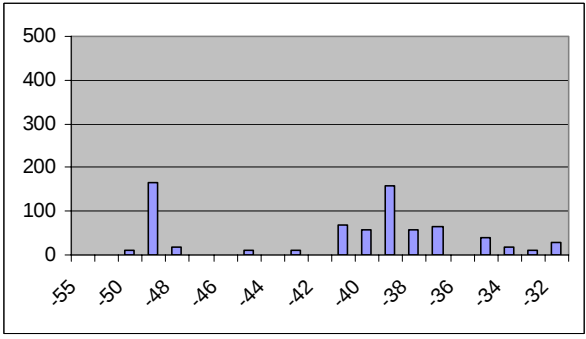
g) Maio



h) Junho



i) Julho



j) Agosto

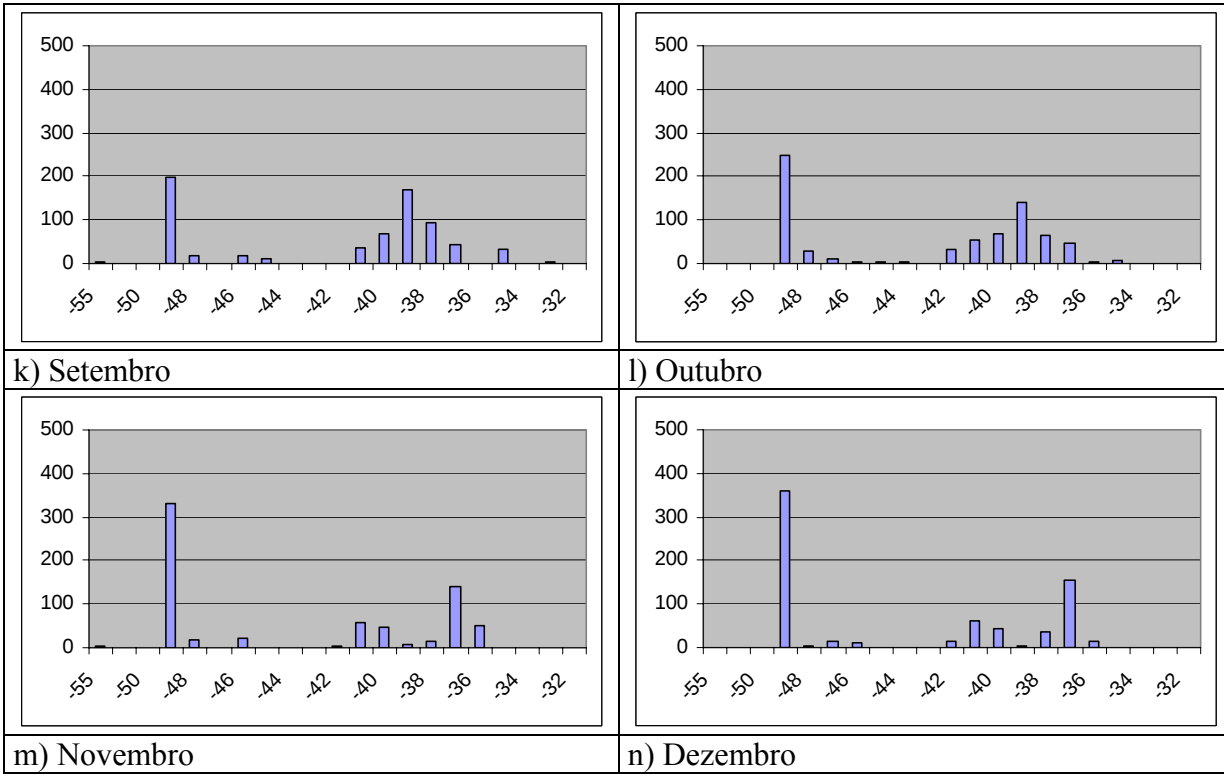


Figura 4.9 - Distribuição de freqüências de latitudes onde ocorreram os máximos de magnitude do vetor gradiente de temperatura da superfície do mar.

Esta variação pode ser notada também na distribuição das vorticidades mínimas, que apresentam máximos de freqüência em torno de 49°S e em torno de 44°S durante todo o ano, mas na latitude de 34°S, a freqüência no inverno é bem maior do que no verão. É necessário considerar, entretanto, que durante o inverno austral, a circulação geral apresenta um deslocamento em direção às latitudes mais baixas, e assim estes resultados não indicariam necessariamente uma relação entre a magnitude do gradiente de TSM e a ocorrência de ciclones.

A seção 4.4 examinará as variações interanuais das duas séries.

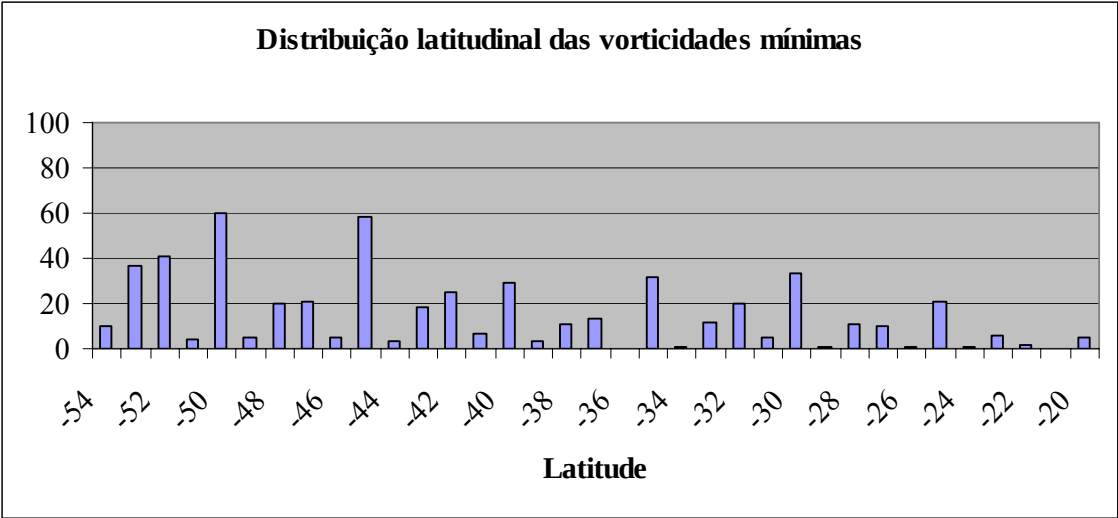


Figura 4.10 - Distribuição de frequências de latitudes onde ocorreram os mínimos de vorticidade geostrófica, para o mês de janeiro.

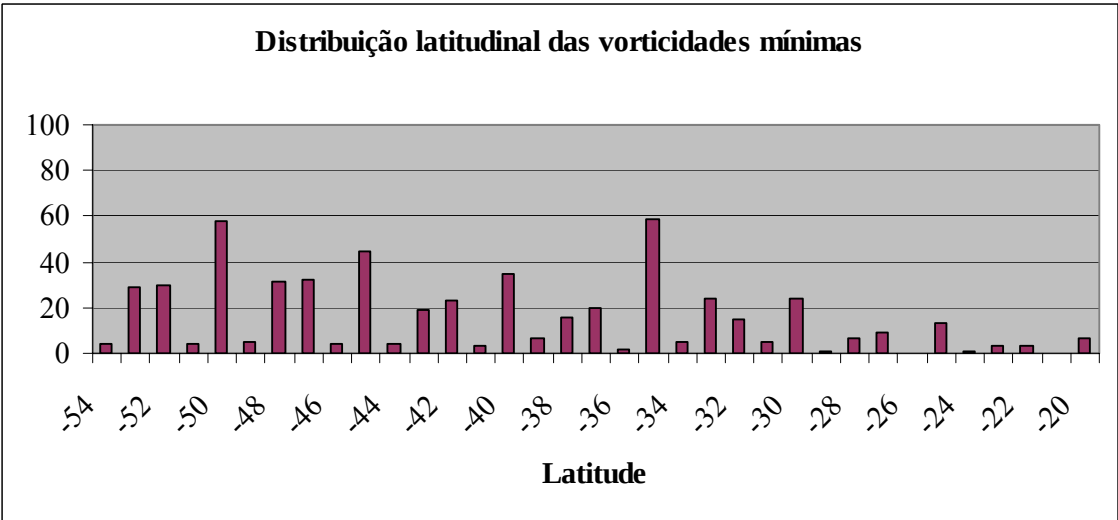
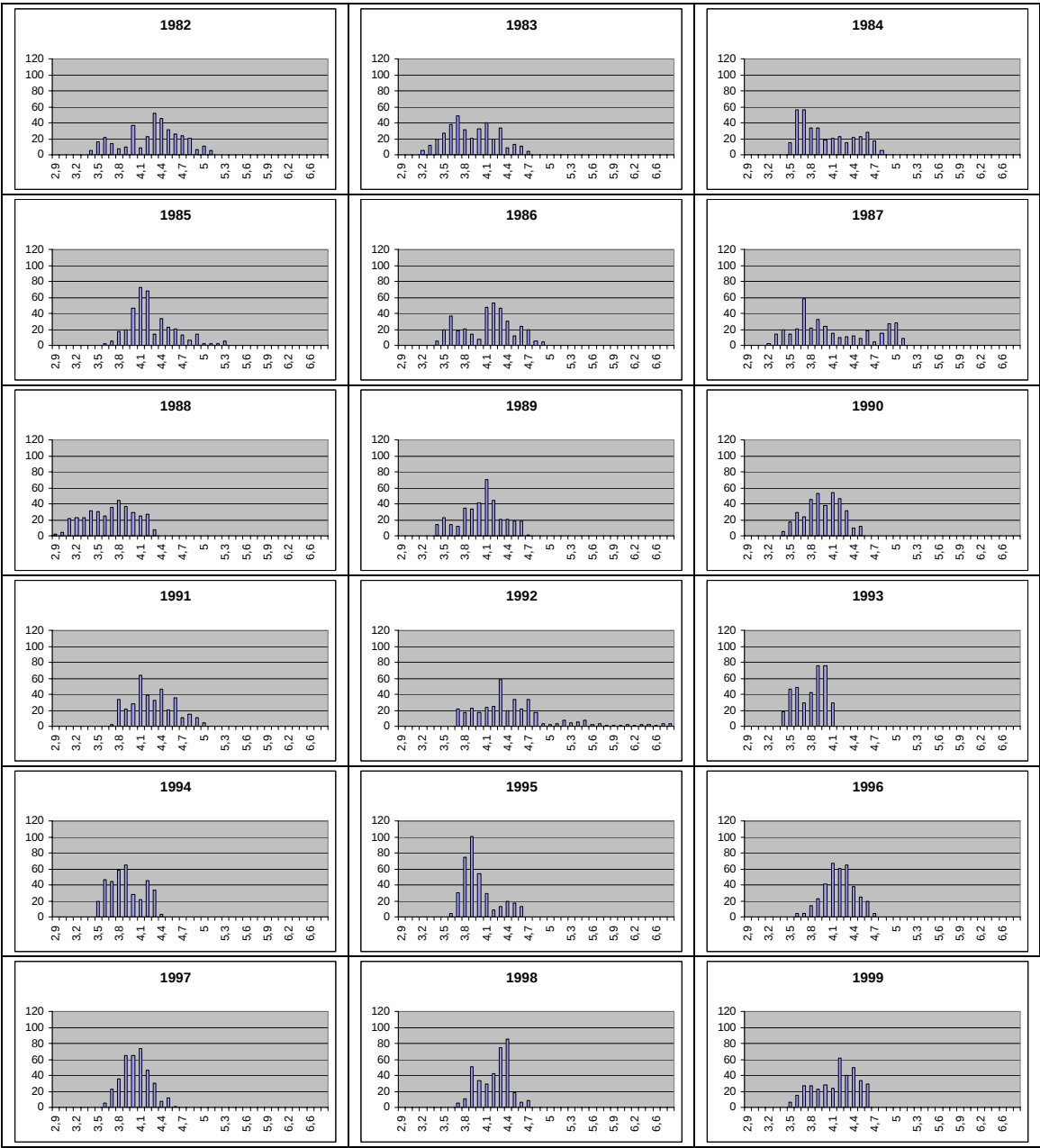


Figura 4.11 - Distribuição de frequências de latitudes onde ocorreram os mínimos de vorticidade geostrófica, para o mês de agosto

4.4 VARIAÇÕES INTERANUAIS NO GRADIENTE DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR

A figura 4.12 mostra a distribuição dos gradientes máximos encontrados em cada ano da série. É muito notável a grande variação interanual dessa distribuição, não somente quanto aos valores, mas também em termos de simetria e curtose.



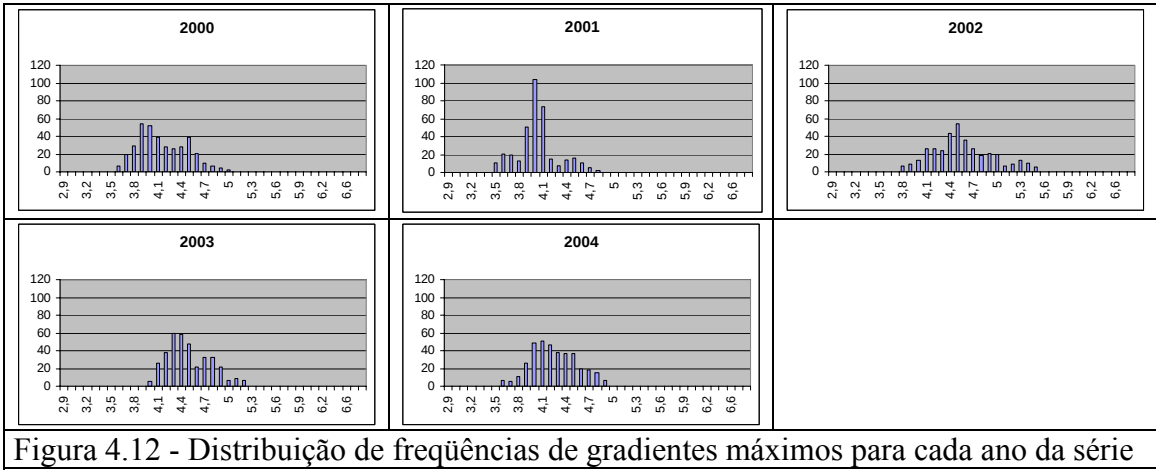


Figura 4.12 - Distribuição de frequências de gradientes máximos para cada ano da série

A partir das distribuições de gradientes de temperatura para cada ano da série apresentadas, verificou-se a distribuição de valores mínimos de vorticidade. A figura mostra a distribuição de ciclones intensos, que de acordo com o critério de SINCLAIR (1995) são os que atingem $-15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, para cada ano da série, e também a distribuição de ciclones classificados como muito intensos no mesmo trabalho, ou seja, aqueles com vorticidade mínima de $-20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

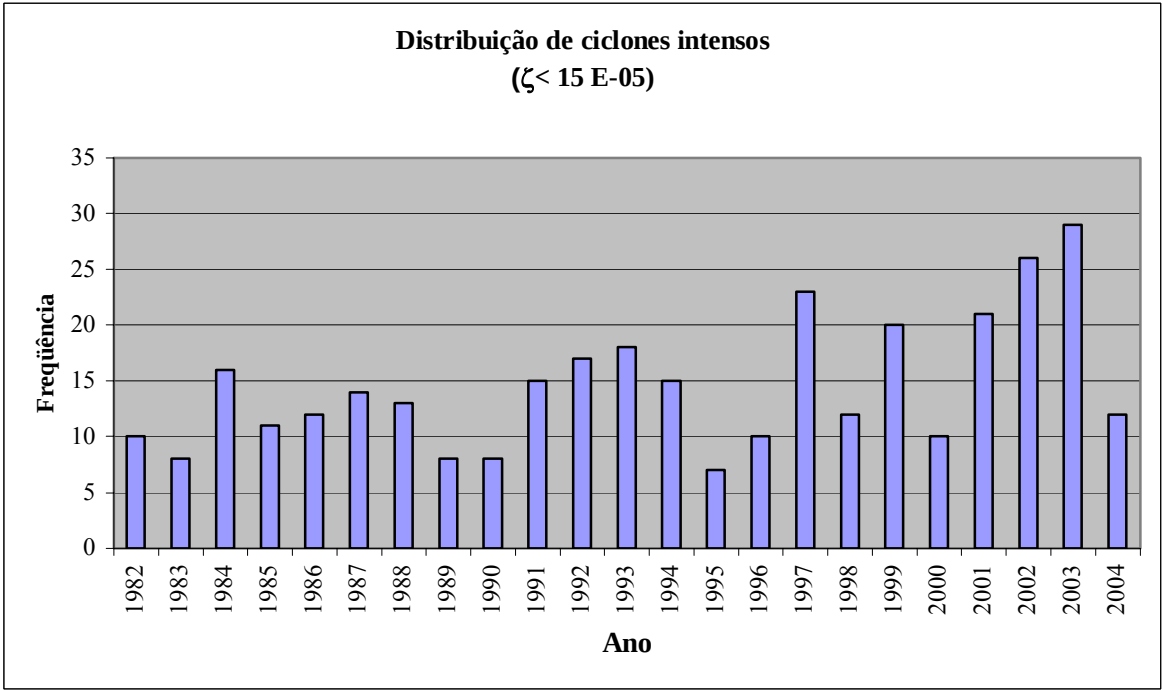


Figura 4.13 Distribuição de frequências de ciclones intensos

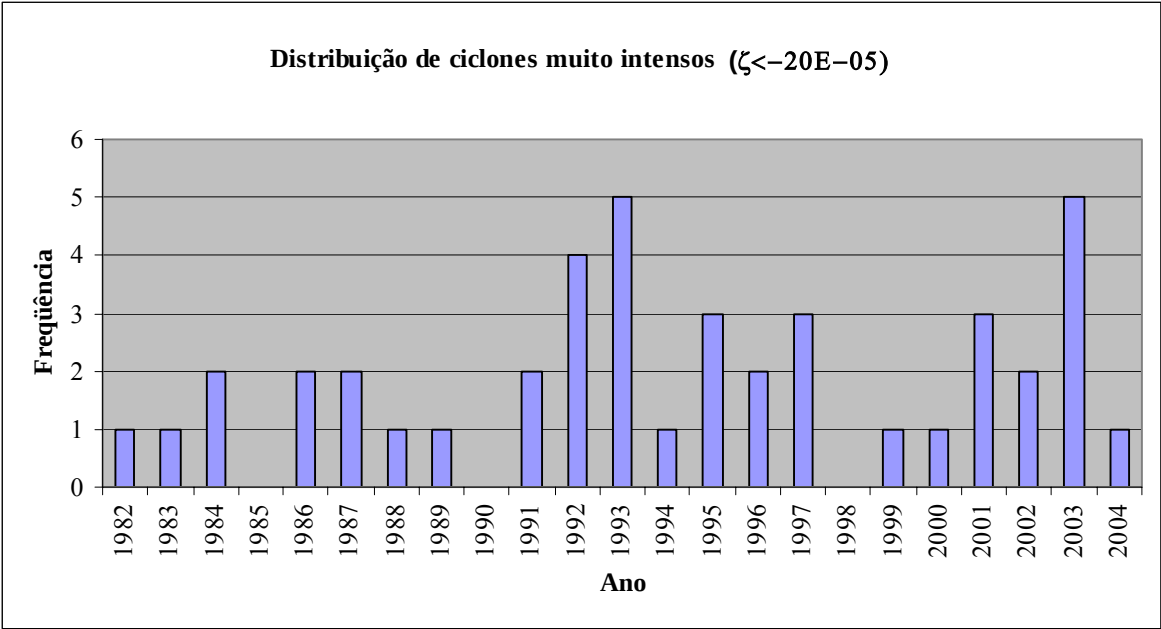


Fig 4.14 - Distribuição de frequências de ciclones muito intensos.

Observa-se que, principalmente em relação aos ciclones muito intensos, há uma tendência de ocorrência mais frequente nos anos em que o gradiente de TSM se manteve alto. A figura 4.15 mostra os valores médios, máximos e mínimos dos valores da magnitude do gradiente encontrados na série.

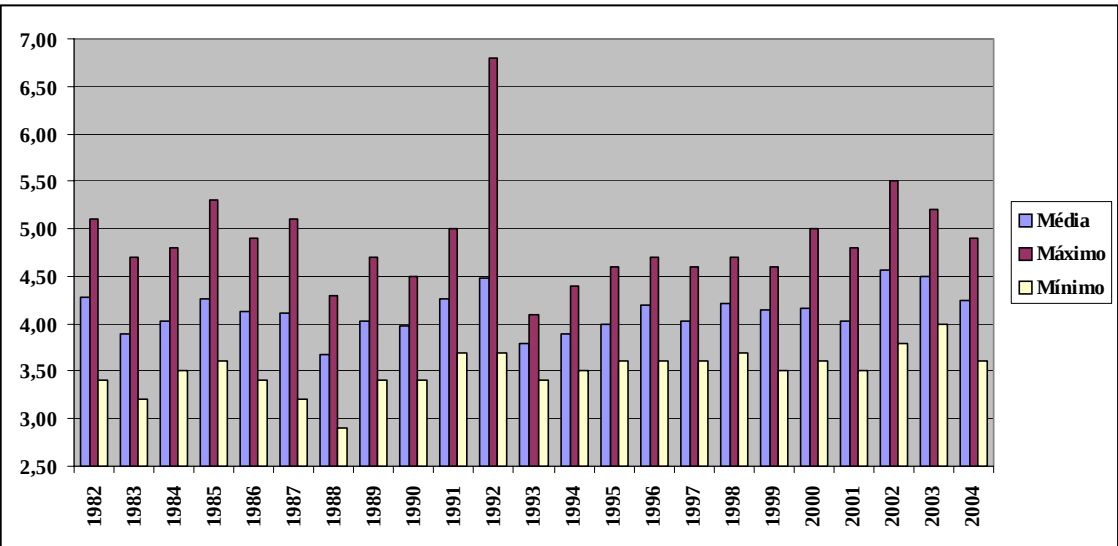


Figura 4.15 – Distribuição dos valores médios, mínimos e máximos do gradiente de TSM para cada ano da série.

Nota-se que os anos de 2002, 2003 e 1992 foram os que apresentaram a maior média, correspondendo também a períodos com maior frequência de ciclones intensos ou muito intensos. Os anos em que a ocorrência de ciclones intensos ou muito intensos foi menor, como os de 1985, 1990 e 1998, entretanto, não correspondem nem a valores médios e nem a valores máximos mais baixos de gradiente de TSM, mas é importante salientar que a relação entre variáveis atmosféricas e oceânicas em geral não é direta e nem linear. Conforme discutido anteriormente, a ocorrência preferencial de ciclogêneses em áreas de maior gradiente de TSM pode estar relacionada à transferência de baroclinia do oceano para a atmosfera, e esta se daria numa escala de tempo maior do que a do desenvolvimento dos sistemas. Desta forma, a coincidência entre anos de maior gradiente de TSM e maior ocorrência de ciclones intensos ou muito intensos indica que esta transferência sofre variações interanuais que dependem do campo de TSM, mas podem não depender exclusivamente deste, e que a ocorrência e/ou o desenvolvimento dos ciclones extratropicais são certamente afetados pelo gradiente de TSM não na escala de tempo de seu desenvolvimento, mas principalmente na escala interanual.

Além disso, conforme discutido no capítulo 3, existem diferentes mecanismos de formação e desenvolvimento de ciclones extratropicais, e a resposta de cada um aos fluxos de superfície é extremamente variável.

A seção 4.5, a seguir, apresenta uma análise de séries temporais através da transformada em ondeletas, como mais uma forma de averiguar a variabilidade conjunta das séries.

4.5 ANÁLISE DAS SÉRIES ATRAVÉS DA TRANSFORMADA EM ONDELETAS

A variabilidade de séries atmosféricas tem sido avaliada de diversas formas, usando técnicas de análise univariada (como a análise de séries temporais no domínio do tempo ou no domínio da frequência) ou multivariada (WILKS, 1995), como a análise de componentes principais ou funções ortogonais empíricas (KUTZBACH, 1967; OVERLAND, 1982; HOREL, 1984 e ENFIELD E MESTAS-NUÑEZ, 1999, entre outros), análise de correlação canônica (como NICHOLLS, 1987 e BARNSTON E ROPELEWSKI, 1992), decomposição de valor singular (BRETHERTON ET AL., 1992 e WALLACE ET AL., 1992, entre outros), ou uma combinação de métodos (e.g. VENEGAS ET AL., 1997).

A relação entre as rotas de tempestades (storm tracks) e variáveis atmosféricas no Hemisfério sul foi estudada também por TRENBERTH (1991) que observou uma forte relação entre as rotas e a corrente principal do jato polar e sua associada baroclinia em níveis inferiores, observando também a atividade intensa tanto no inverno quanto no verão. A variabilidade interanual foi observada, e o autor sugere que tanto a variabilidade do jato quanto das rotas de tempestades seja causada por mudanças no campo da temperatura do mar.

VENEGAS ET AL. (1997), ao analisar a variabilidade acoplada da TSM e da pressão atmosférica através de funções ortogonais empíricas (FOE) aplicada a cada uma das séries individualmente e da decomposição de valor singular (DVS) (“singular value decomposition”) para os dois campos simultaneamente, encontraram três modos estatisticamente significativos, correspondendo: 1) ao enfraquecimento e intensificação do anticiclone subtropical; 2) deslocamento leste-oeste do anticiclone subtropical e 3) deslocamento norte-sul do anticiclone subtropical. Esta variabilidade acoplada foi

verificada pela correlação entre as FOE dominantes de cada série, ou seja, as que continham as maiores variâncias, e pelos modos principais da DVS. Porém, os autores observam que a diferença entre o terceiro e o quarto modos das FOE tem uma ordem de grandeza comparável aos erros das FOE, tornando difícil a separação entre eles. O terceiro modo da DVS explica uma fração muito pequena da variância, embora com alto coeficiente de covariância. Além disso, em ambos os métodos, grande parte da variância permanece inexplicada.

Em geral, estes métodos de análise multivariada têm como principal vantagem a determinação de correlações ou autocorrelações entre campos bidimensionais que variam no tempo, identificando os padrões destas variações. BRETHERTON ET AL. (1992) apresentam uma comparação entre vários desses métodos e algumas variações dos mesmos, apontando vantagens e desvantagens de cada um de acordo com o tamanho das séries, grau de acoplamento entre elas, da razão ruído-sinal e das FOE das séries individuais. Porém, tais análises (como também as análises univariadas no domínio do tempo ou da frequência) em geral partem do princípio da estacionariedade das séries, e da determinação de padrões de variabilidade que expliquem frações significativas das variâncias dos conjuntos de dados, buscando a periodicidade nos mesmos.

LORENZ (1969), em uma interessante discussão sobre previsibilidade através da avaliação de ocorrência de episódios atmosféricos análogos, define a atmosfera como um sistema instável, devido à divergência de soluções das suas equações governantes a partir de condições iniciais ligeiramente diferentes e aponta a ausência de periodicidades exatas de amplitude apreciável (com exceção das variações anual e diurna) como uma evidência desta instabilidade, pois sistemas estáveis tendem a adquirir um comportamento periódico.

Nos últimos anos, têm sido bastante difundido a análise através da transformada em ondeletas (FARGE, 1992; WENG E LAU, 1994; LAU, 1995; TORRENCE E COMPO, 1998; WAINER ET AL., 2002; MÉLICE E SERVAIN, 2003; GRINSTED ET.AL, 2004 e BOLZAN, 2004), que, aplicada a uma série temporal, fornece informações tanto no domínio do tempo quanto no domínio da frequência, tendo como vantagem principal a possibilidade de avaliar não-estacionariedades de séries. Ao contrário da amplamente utilizada análise espectral por transformada de Fourier, que indica amplitudes e fases médias para cada harmônico de uma série, este método permite avaliar a variação das amplitudes no tempo.

Para o caso em questão, em que se deseja avaliar a variabilidade temporal das séries e verificar se a ocorrências anômalas do gradiente de TSM corresponderam ocorrências anômalas de vorticidade ciclônica, ou seja, a detecção de sinais aperiódicos, o método da transformada de ondeletas mostra-se o mais adequado. A descrição do método encontra-se no Apêndice C.

4.5.1 Resultados da análise por transformada em ondeletas

A variabilidade temporal da série (Figura 4.16.a) mostra que a o gradiente máximo variou entre 2,9 e 6,8° C, sendo o período de agosto de 1992 o de maiores gradientes em toda a série. O espectro de potência obtido através da transformada em ondeleta mostrado na Figura 4.16.b, mostra as energias associadas a cada período de oscilação (eixo y) para cada tempo da série (eixo x). Nota-se que as oscilações mais significativas referem-se a períodos maiores do que 64 dias, com um pico em torno do período anual. Entretanto, pode-se observar que esta variação anual apresenta

amplitudes variáveis no tempo, e a capacidade de verificação desta variabilidade é a grande vantagem do método da transformada em ondeletas.

A curva sólida em preto nas extremidades da série representa o cone de influência, que delimita a região afetada pelas extremidades. No cálculo das ondeletas, é utilizado o preenchimento da série de forma que seu tamanho seja uma potência de 2. Assim, para as extremidades das séries, o espectro calculado sofre a influência deste preenchimento, que é indicado pelo cone, e as regiões exteriores ao cone não devem ser consideradas como significativas.

A Figura 4.16.c mostra o espectro de ondeleta global, ou seja, o espectro médio para toda a série, com o nível de significância a 95%, mostrando o pico da variação anual e um outro pronunciado na maior periodicidade avaliável para esta série, ou seja, o último valor acima do cone de influência, correspondente a 2048 dias.

Em termos de magnitude, o ponto onde ocorreu o maior valor foi em 35°S, 55°W, entre os dias 25 e 27 de agosto de 1992. O menor valor de gradiente máximo foi encontrado no período de agosto de 1988, nos dias 22 e 23.

Analogamente à análise de Fourier, entretanto, o alisamento do espectro de potências pode ser usado para aumentar os graus de liberdade e assim melhorar a confiança em regiões de potência significativa, mas esse alisamento, no caso do espectro de ondeletas, pode ser tanto no domínio do tempo quanto no da frequência.

A oscilação mostrada na figura 4.16.d corresponde ao espectro mediado nas periodicidades compreendidas entre 300 e 400 dias, ou seja, a variação na amplitude anual encontrada na série. Pode-se observar, da mesma forma que na figura 4.12, que o período em torno de 1987 apresentou a maior amplitude de variação anual, enquanto entre 1995 a 1997, e após 2003, esta sazonalidade não chegou a ser estatisticamente significativa. Comparando esta variação anual com os resultados obtidos na seção

anterior, nota-se que os anos correspondentes a menor frequência de ciclones intensos ou muito intensos (figuras 4.13 e 4.14), os menores valores ocorreram em períodos de menor variação anual de gradiente máximo de TSM, ou maior magnitude do gradiente de TSM.

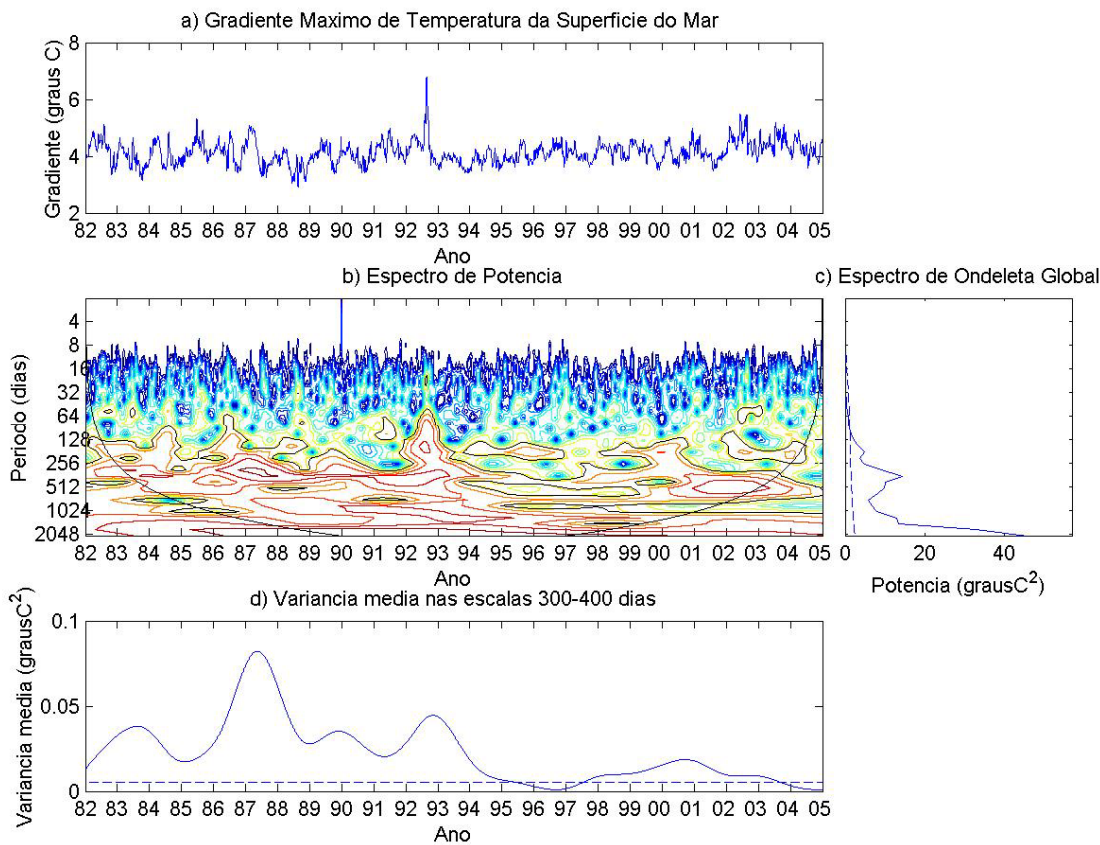


Figura 4.16 Espectro de ondeletas da série de gradientes máximos de TSM

Serão mostrados a seguir os espectros para as séries de temperatura do mar e gradiente de temperatura para o ponto (35°S, 55°W), onde ocorreu o maior valor do gradiente, e os pontos (39°S, 52°W), (41°S, 60°W) e (49°S, 39°W), onde o gradiente máximo foi encontrado com maior frequência. Dois desses pontos (35°S, 55°W) e (41°S, 60°W) são bastante próximos às duas áreas de máximos de ciclogênese identificadas por GAN E RAO (1991), que sugeriram que no primeiro (em 31,5°S, 55°W, sobre o

Uruguai), mais intenso no inverno, a ciclogênese seria resultante da ciclogênese de sotavento devido à presença da cordilheira dos Andes. O segundo máximo, sobre o Golfo de San Matias, na Argentina (42,5°S, 62,5°S) seria devido à instabilidade baroclínica local e mais intenso no verão. A climatologia de SINCLAIR (1995) mostra que a área ao longo de 40°S no Atlântico sul é uma das áreas preferenciais para ciclones intensos ($\zeta_g < -15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$).

As gêneses e ciclogêneses, são definidas por SINCLAIR (1995) respectivamente como o primeiro momento no qual é detectado um centro de vorticidade ciclônica que se desenvolva posteriormente, e o instante no qual o ciclone sofre um aprofundamento mínimo de $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Uma das áreas de gênese é a costa da Argentina em torno de 45°S, que persiste durante todo o ano, sugerindo estar associada à presença dos Andes, embora coincida também com uma área de maior gradiente de TSM. Durante o inverno a área de gênese se amplia para o norte.

JAMES E ANDERSON (1995) sugerem que há um aquecimento e aumento de umidade nessas regiões de gênese, devido aos ventos subtropicais de leste que são desviados para sul pela cordilheira dos Andes, na direção do sul do Brasil.

O estudo de caso de INNOCENTINI E CAETANO (1996) descreve um intenso ciclone ocorrido em agosto de 1988 que se desenvolve a partir de 37°S, 54°W, com posterior deslocamento e intensificação. A descrição das condições antecedentes indica que a ciclogênese foi do tipo sotavento.

No ponto 35°S, 55°W, a análise da série da magnitude do gradiente de TSM mostra em (figura 4.17.a) o acentuado gradiente de 1992, visível também no seu espectro (figura 4.17.b). As variações estatisticamente significativas no espectro de ondeleta global são a de periodicidade anual, com energia distribuída em períodos

maiores, principalmente em torno dos 1000 dias, coincidente com o período de gradiente anômalo de 1992.

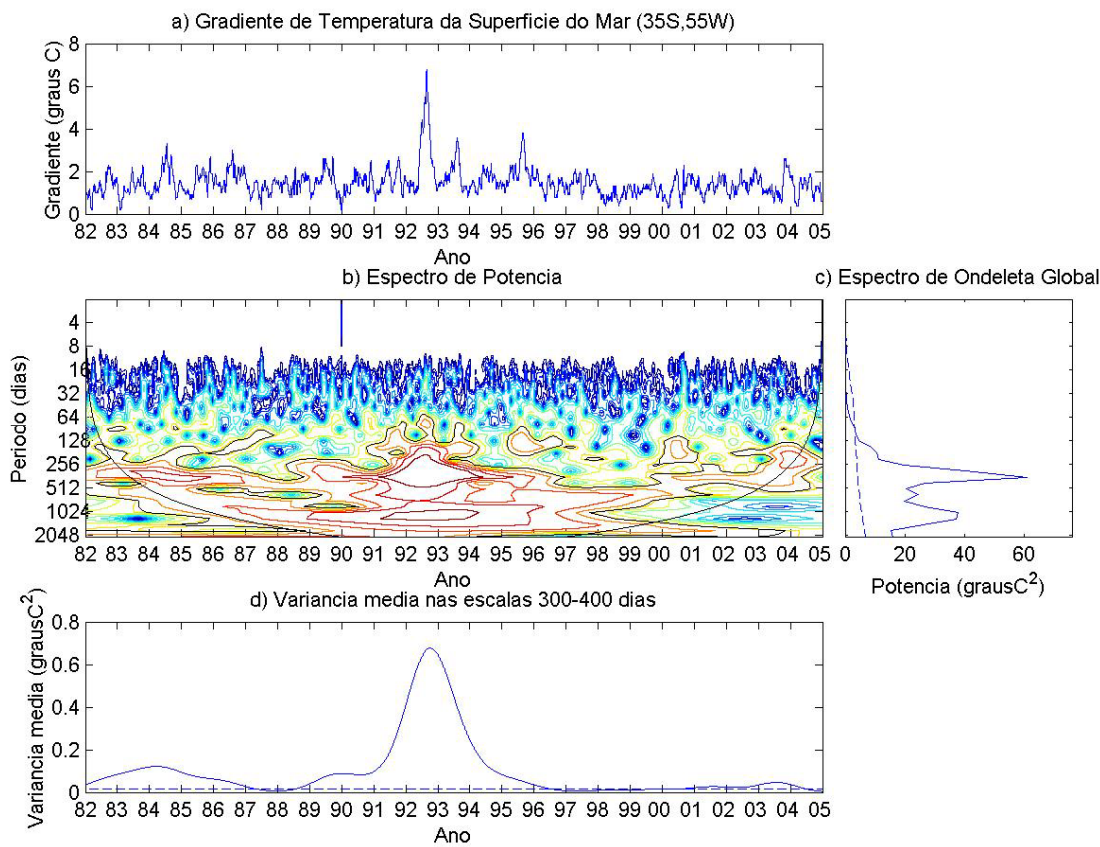


Figura 4.17 Espectro de ondeletas da série de gradiente de TSM em (35°S, 55°W).

A análise das séries de gradiente de TSM mostram uma variabilidade muito mais irregular do que a da série da própria TSM, mostrada na figura 4.18, a qual mostra a variação sazonal (ou seja, de periodicidade anual) como a única estatisticamente significativa.

Na figura 4.18.d pode-se notar que a amplitude da variação anual também tem um comportamento bem mais estacionário do que a apresentada pela série do gradiente de TSM no mesmo ponto.

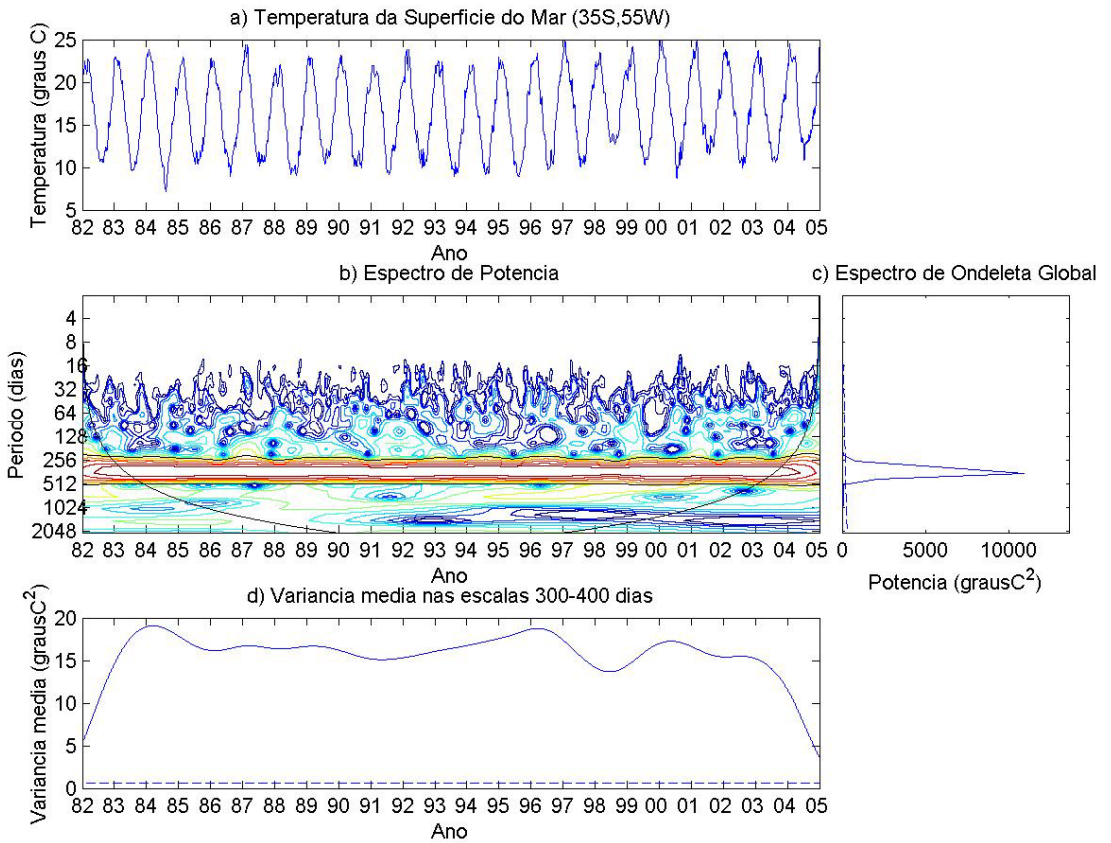


Figura 4.18 Espectro de ondeletas da série de TSM em (35°S, 55°W).

Os espectros de ondeleta das séries de vorticidade no mesmo ponto mostra como significativas apenas as variações de periodicidade abaixo de 8 dias, conforme já havia sido discutido por TRENBERTH (1991).

A figura 4.19 mostra, além da série de vorticidade geostrófica, do espectro de ondeletas e do espectro global, o espectro mediado entre as escalas 300 e 400 dias, de forma a isolar a componente anual. Verifica-se, então, que houve também um pico na variação anual para a mesma época do pico máximo de gradiente de temperatura, embora não haja máximo correspondente no espectro do gradiente de temperatura. Calculou-se também o espectro mediado para as escalas entre 2 e 8 dias (figura 4.19.e), onde se observa alguns períodos de maior variância associada a oscilações nessa periodicidade.

Alguns dos maiores picos relativos às oscilações de periodicidade 2 a 8 dias ocorreram nos períodos onde os gradientes de TSM apresentaram maior amplitude na variação anual, como entre 1991 e 1995.

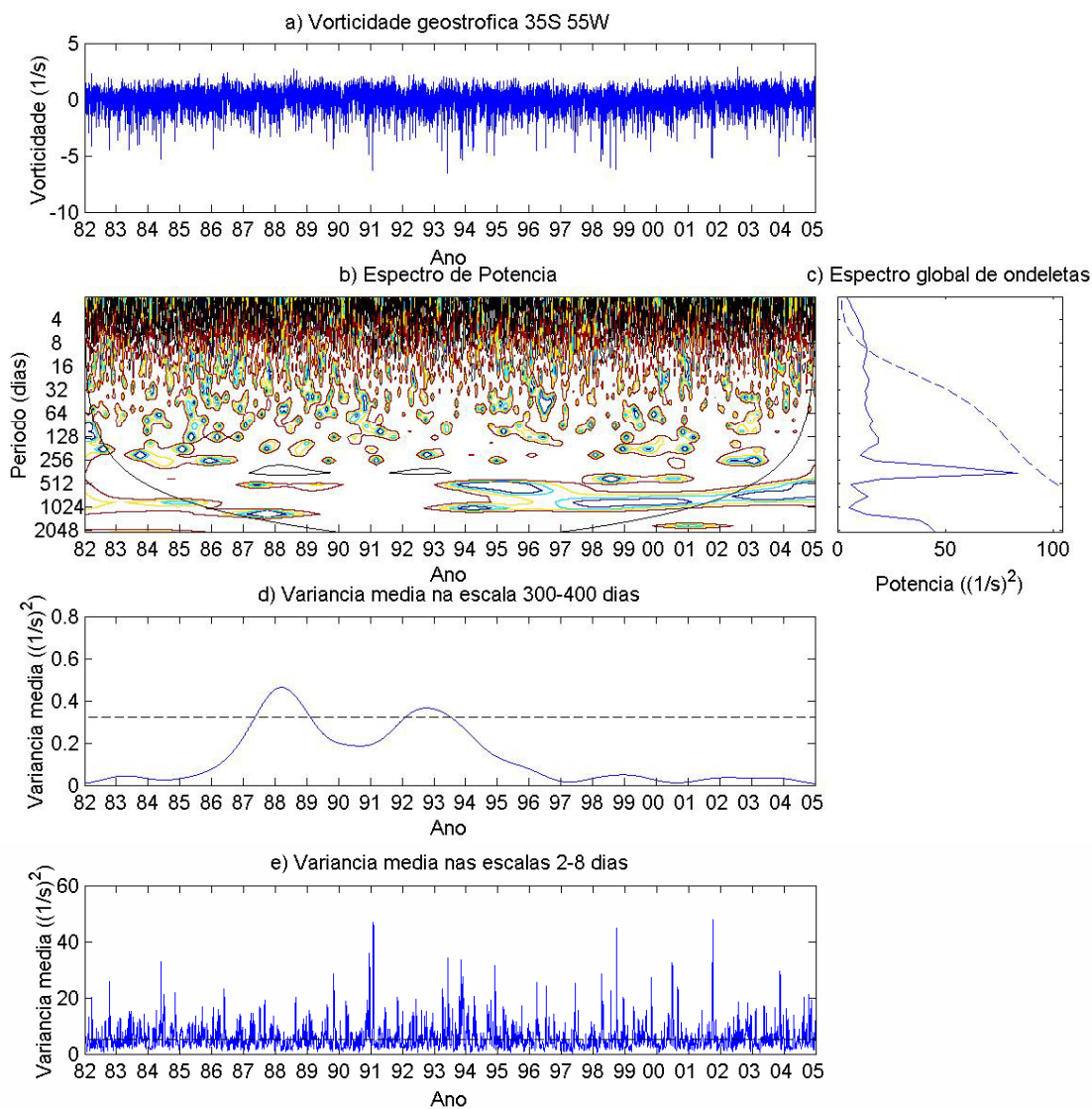


Figura 4.19 Espectro de ondeletas da série de vorticidade geostrófica em (35°S, 55°W).

O período entre 1991 e 1992 foi também um período de ocorrência do fenômeno El-Niño, mas a associação deste com as variações encontradas nestas séries fogem ao escopo do trabalho e não serão discutidas.

No ponto 39°S, 52°W, o espectro da série da magnitude do gradiente de TSM (figura 4.20) mostra periodicidades significativas em torno da variação anual, com amplitudes maiores principalmente por volta de 1986 e entre 2003 e 2004 (figura 4.20.d). O pico da oscilação de 1000 dias é mais pronunciado neste ponto do que no ponto 35°S, 55°W analisado anteriormente.

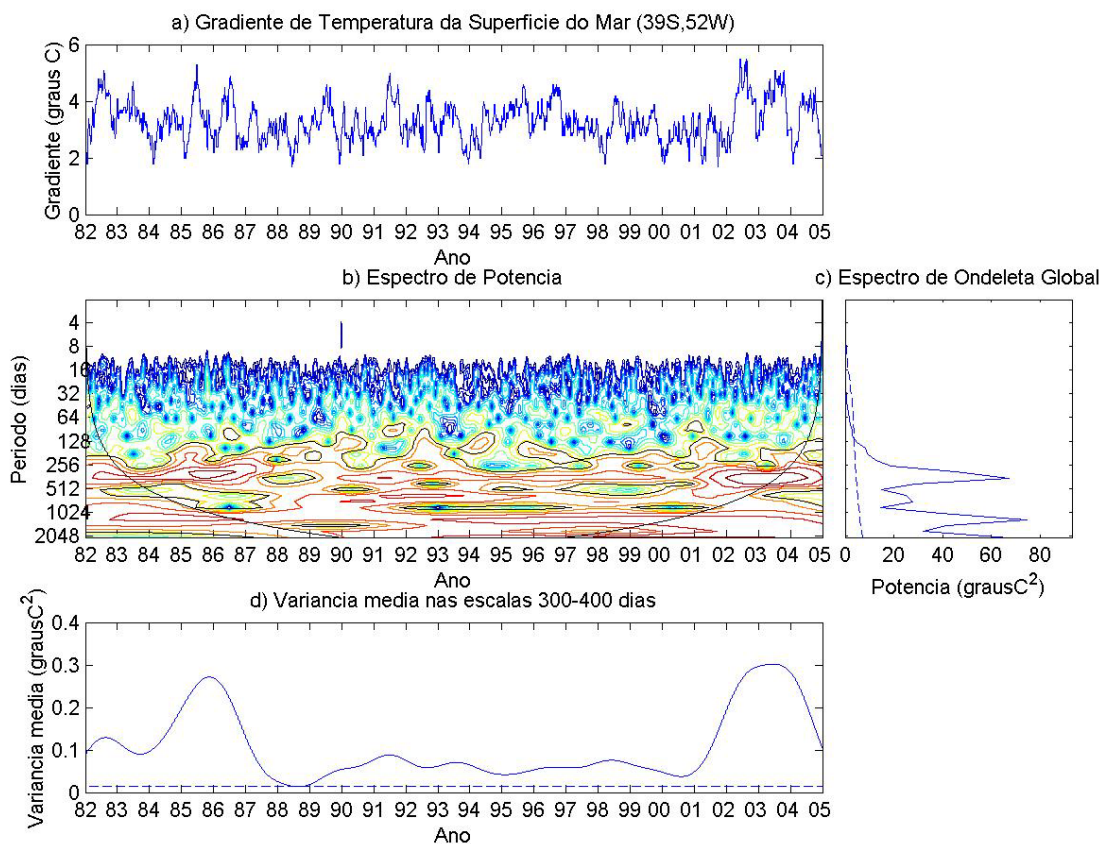


Figura 4.20 Espectro de ondeletas da série de gradiente de TSM em (39°S, 52°W).

A temperatura do mar novamente apresenta a variação anual como a principal periodicidade, mas o espectro de ondeleta apresenta um núcleo secundário dentro do intervalo de confiança, correspondente a uma variação interanual de periodicidade em torno de 1000 dias, em 1992 (figura 4.21). Esse resultado, juntamente com os outros espectros mostrados nas figuras 4.16 e 4.17, sugere que nesse período o campo de

temperatura da superfície do mar sofreu uma apreciável alteração nesta região do oceano Atlântico sul.

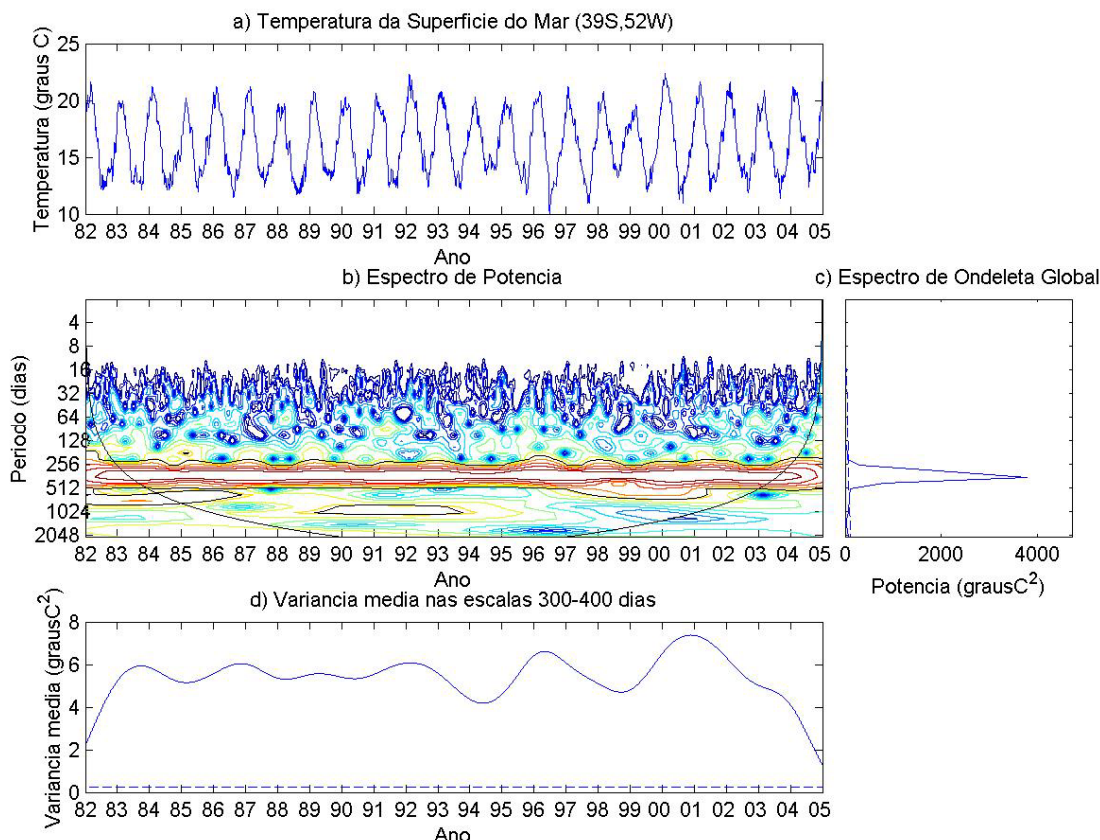


Figura 4.21 Espectro de ondeletas da série de TSM em (39°S, 52°W).

O espectro de ondeletas da série de vorticidade geostrófica (figura 4.22) para este ponto mostra dois máximos de amplitude da periodicidade anual (figura 4.22.d), um abrangendo também o ano de 1992 e o outro com máximo entre 2000 e 2001, embora estes picos não sejam significativos ao nível de 95% aqui estabelecido, nem mesmo no espectro mediado nessa escala.

Entretanto, o espectro mediado nas escalas de 2 a 8 dias, aponta para uma maior variância da vorticidade geostrófica para o período após 2001, quando também houve uma variabilidade anual maior do gradiente de TSM local.

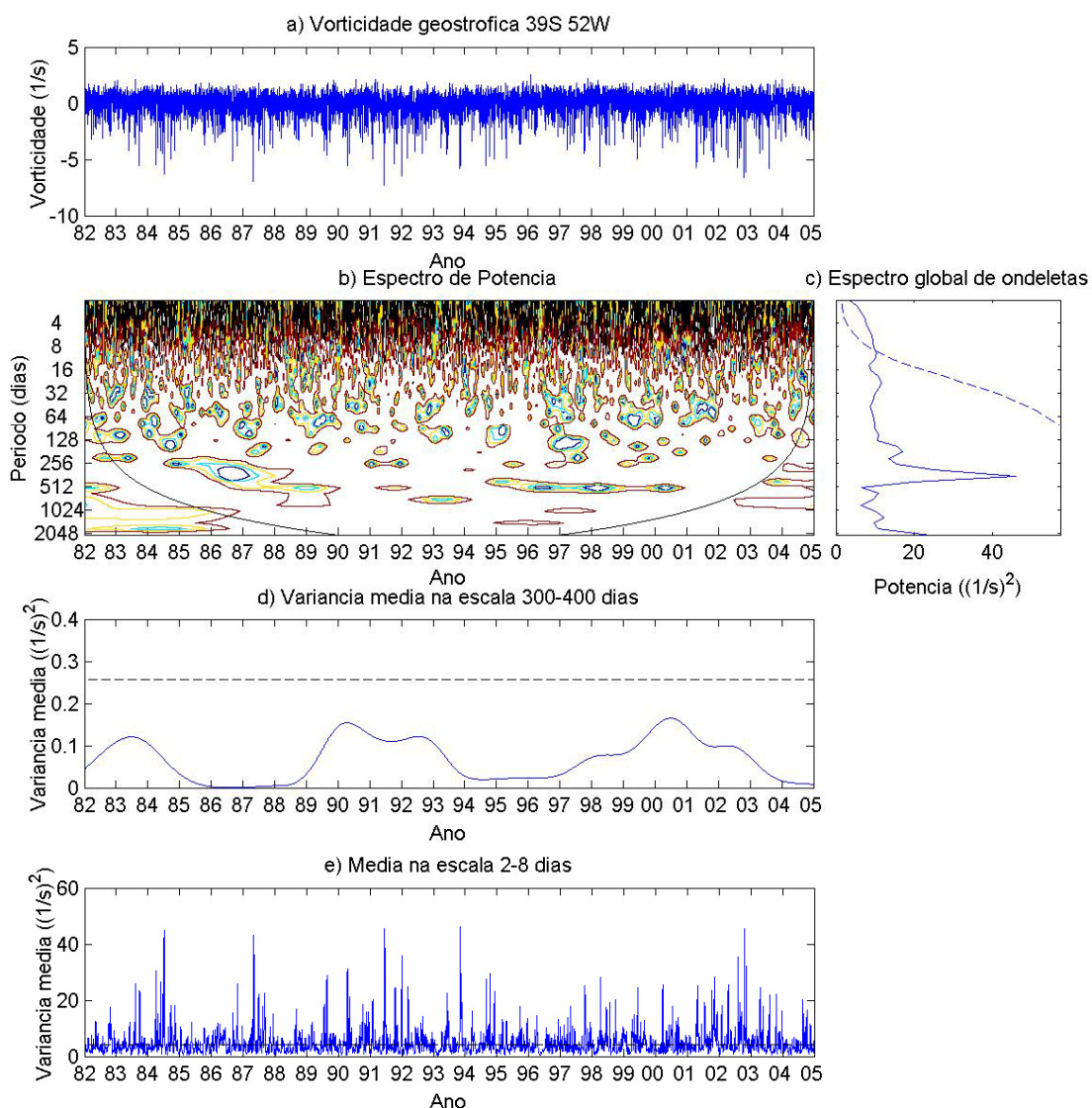


Figura 4.22 - Espectro de ondeletas da série de vorticidade geostrófica em (39°S, 52°W).

O próximo ponto a ser analisado (41°S, 60°W) é próximo a um dos máximos de ciclogênese identificados por GAN E RAO (1991), o do Golfo de San Matias, na Argentina (42,5°S, 62,5°W), o qual seria explicado pela instabilidade baroclínica dos escoamentos de oeste (“westerlies”).

SINCLAIR (1995), ao discutir o máximo de gêneses de ciclones na região em torno de 45°S, destaca que este permanece durante todo o ano, onde as temperaturas do mar são em geral baixas, sugerindo que esta seja uma área de gênese devido à presença dos Andes.

O gradiente de TSM apresenta uma variabilidade bem mais regular do que nos pontos anteriormente analisados, tendo basicamente a variação anual e uma pico secundário para períodos maiores (figura 4.23).

É possível perceber que a variação anual teve menor amplitude entre 1989 a 1993, ao contrário dos pontos anteriormente analisados.

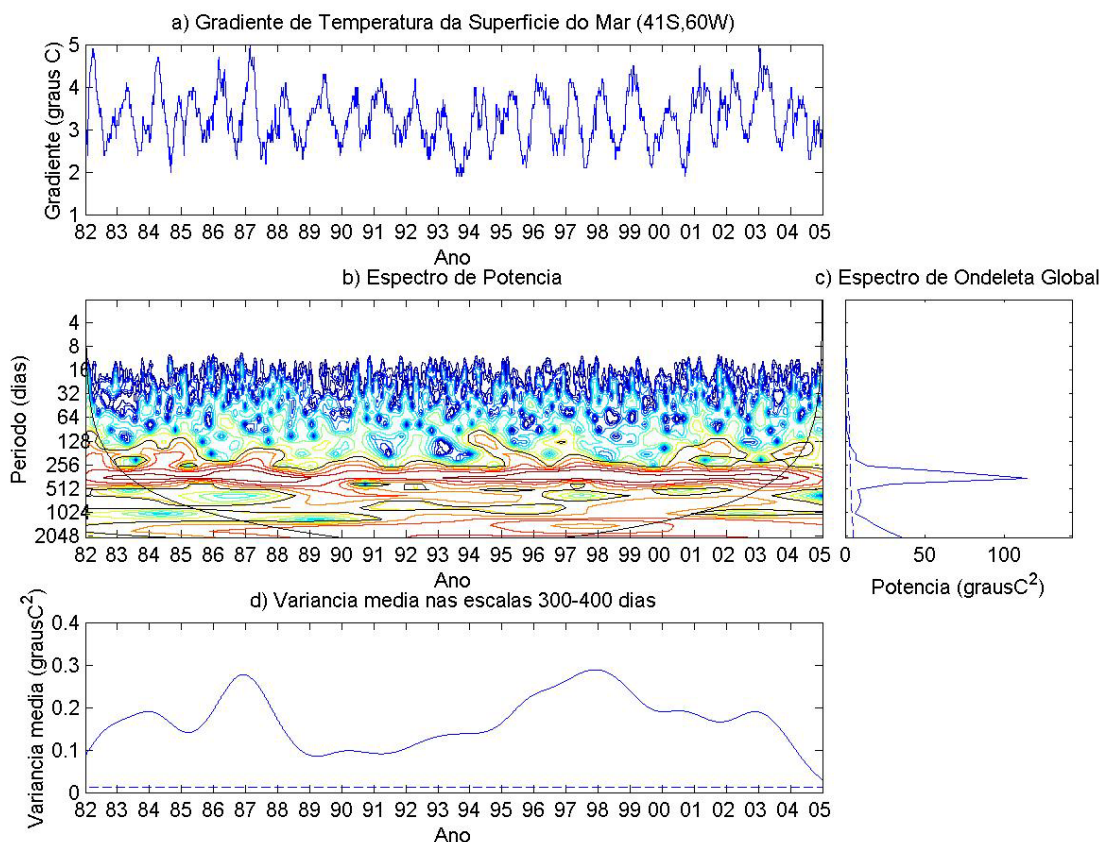


Figura 4.23 Espectro de ondeletas da série de gradiente de TSM em (41°S, 60°W).

A variação da TSM também neste ponto não apresentou nenhuma periodicidade significativa além da anual (figura 4.24), e a figura 4.24.d mostra que esta não apresentou grandes variações interanuais.

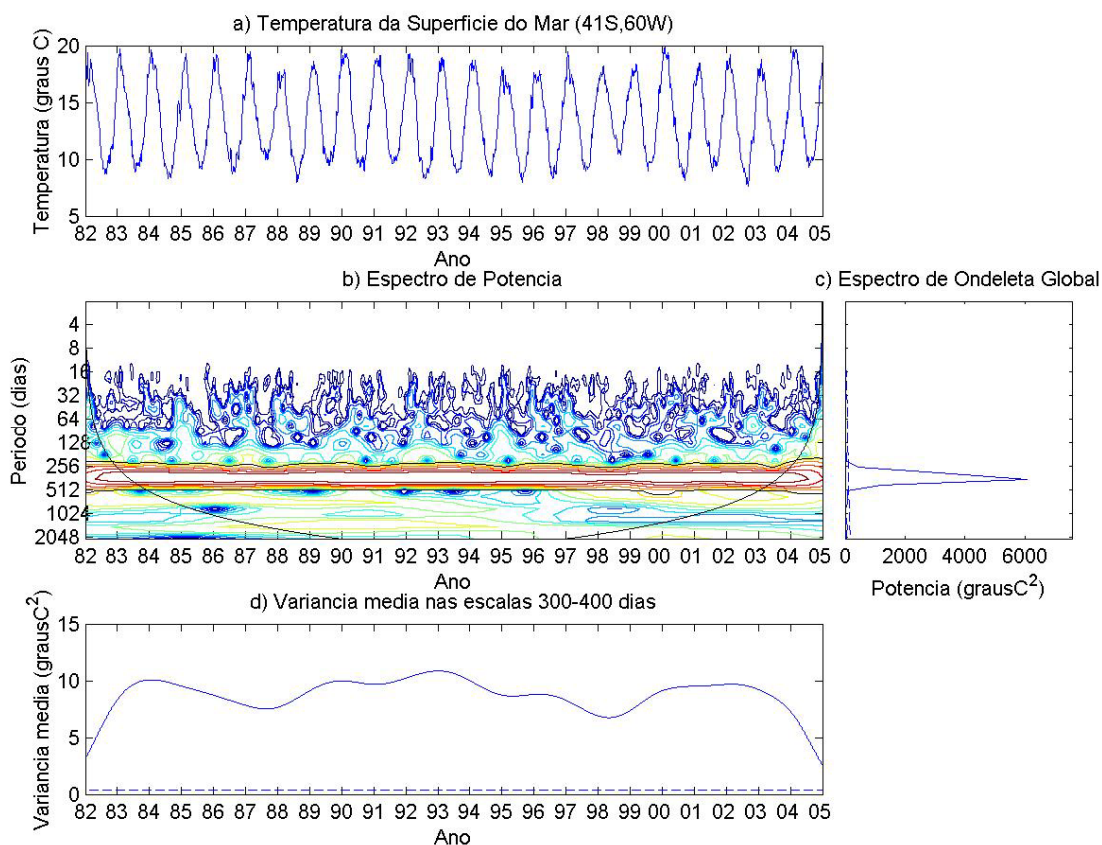


Figura 4.24 Espectro de ondeletas da série de TSM em (41°S, 60°W).

A análise da série de vorticidade geostrófica neste ponto mostra que, embora sem satisfazer o grau de significância estabelecido, há um aumento da amplitude da variação anual por volta de 1992. É interessante notar que os espectros de TSM ou do seu gradiente para este ponto não apresentaram este pico. De acordo com GAN E RAO (1991), o desenvolvimento dos ciclones extratropicais nesta região seria principalmente dependente da instabilidade baroclínica dos escoamentos de oeste, mas se há uma transferência de baroclinia do oceano para a atmosfera, esta deveria favorecer a ocorrência de ciclones nesta região, mas tal não se verificou nesta análise .

A relação entre a variabilidade local do gradiente de TSM e da vorticidade geostrófica foi mais notada para o ponto 35°S, 55°W, o qual, segundo GAN E RAO (1991), seria um ponto de máximo de ciclogêneses decorrentes da presença da

cordilheira dos Andes, visto que esses desenvolvimentos não sofrem variações sazonais de frequência, mas o fato das ciclogêneses nesta área ocorrerem por este mecanismo não impede que estas sejam afetadas pelo campo de TSM.

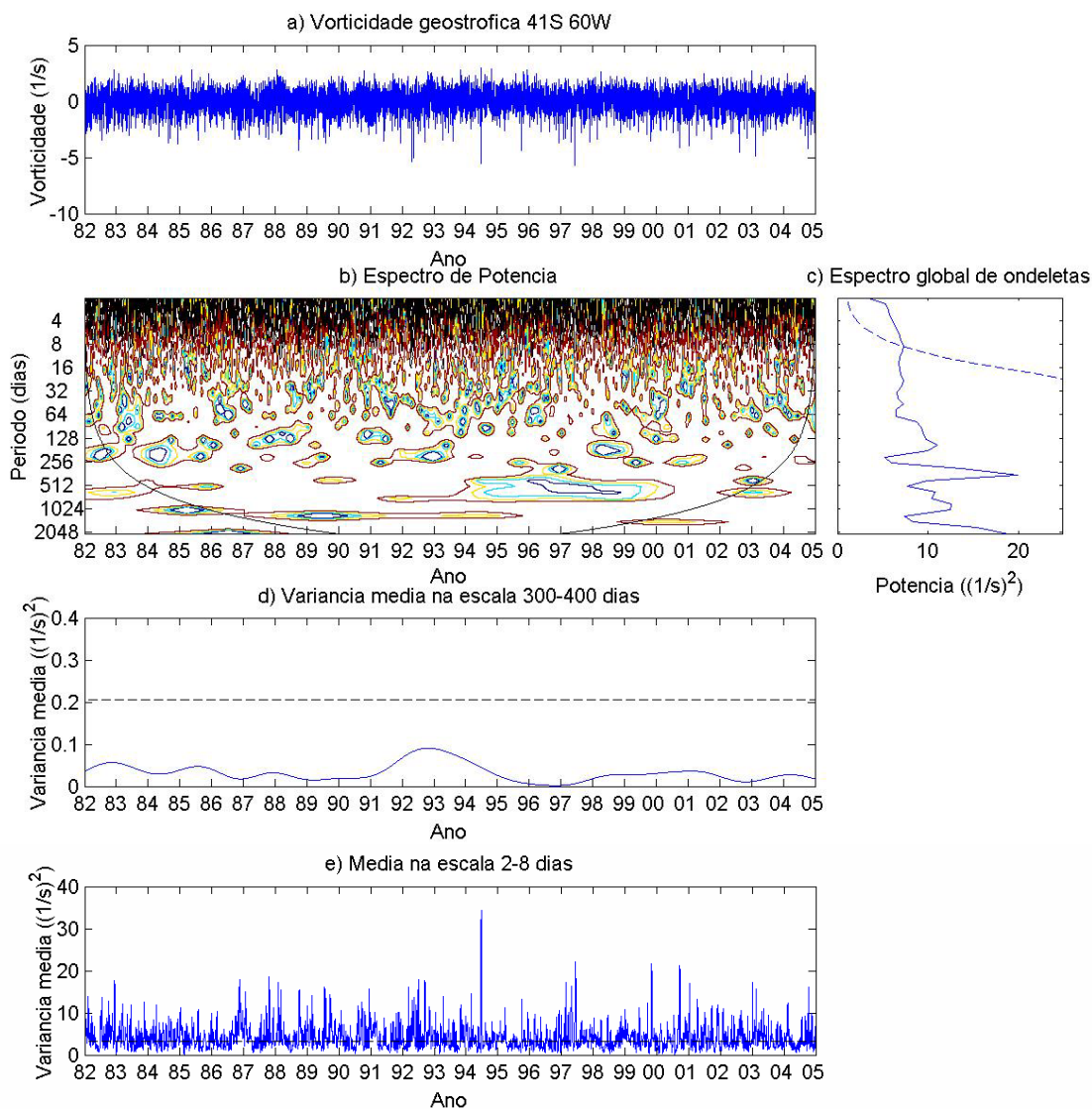


Figura 4.25 - Espectro de ondeletas da série de vorticidade geostrófica em (41°S, 60°W).

No ponto 49°S, 39°W, o gradiente de TSM apresentou uma variação anual bem mais pronunciada nos primeiros anos da série (até 1991, aproximadamente), a partir do qual a energia associada a essa periodicidade diminui consideravelmente. Neste mesmo

intervalo de tempo, há uma variabilidade interanual acentuado (figuras 4.26.c e 4.26.d). Também neste caso há um pico na periodicidade de 2048 dias (figuras 4.26.b e 4.26.c).

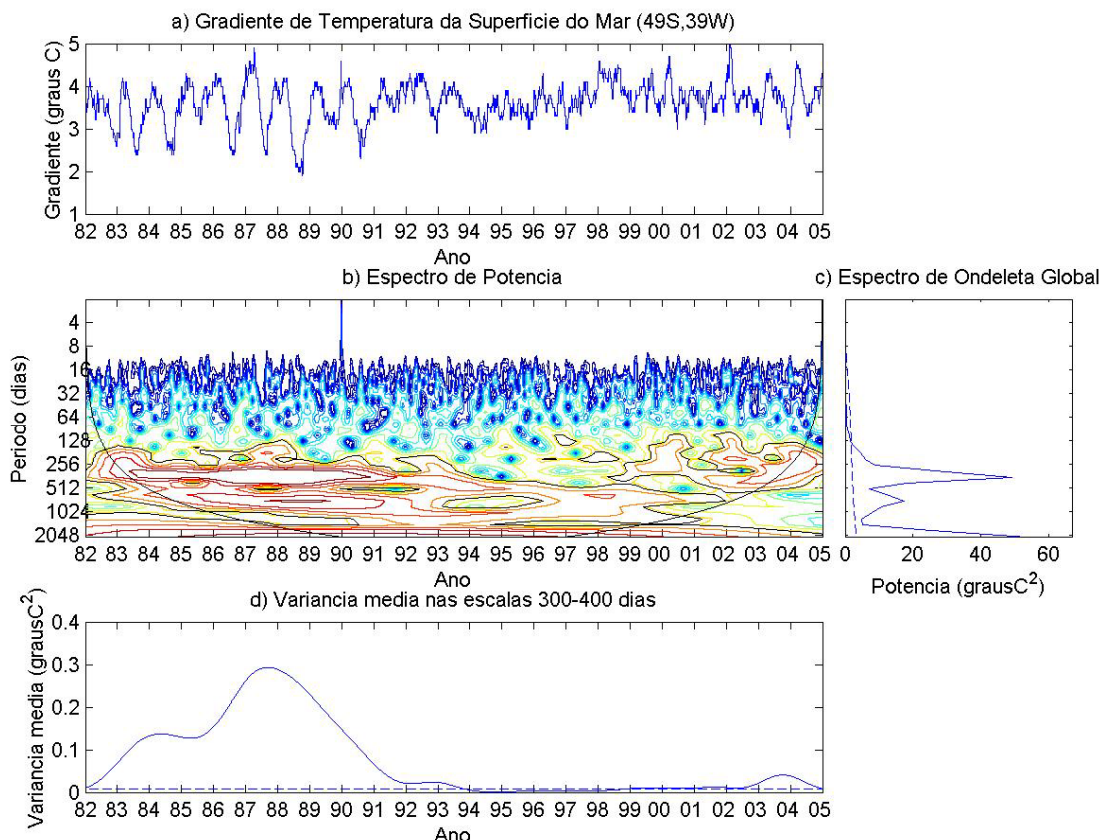


Figura 4.26 Espectro de ondeletas da série de gradiente de TSM em (49°S, 39°W).

O ponto 49°S, 39°W, foi o único dos pontos analisados onde a temperatura da superfície do mar apresentou uma variabilidade interanual estatisticamente significativa, com periodicidade em torno dos 1000 dias (figura 4.27.b e 4.27.d).

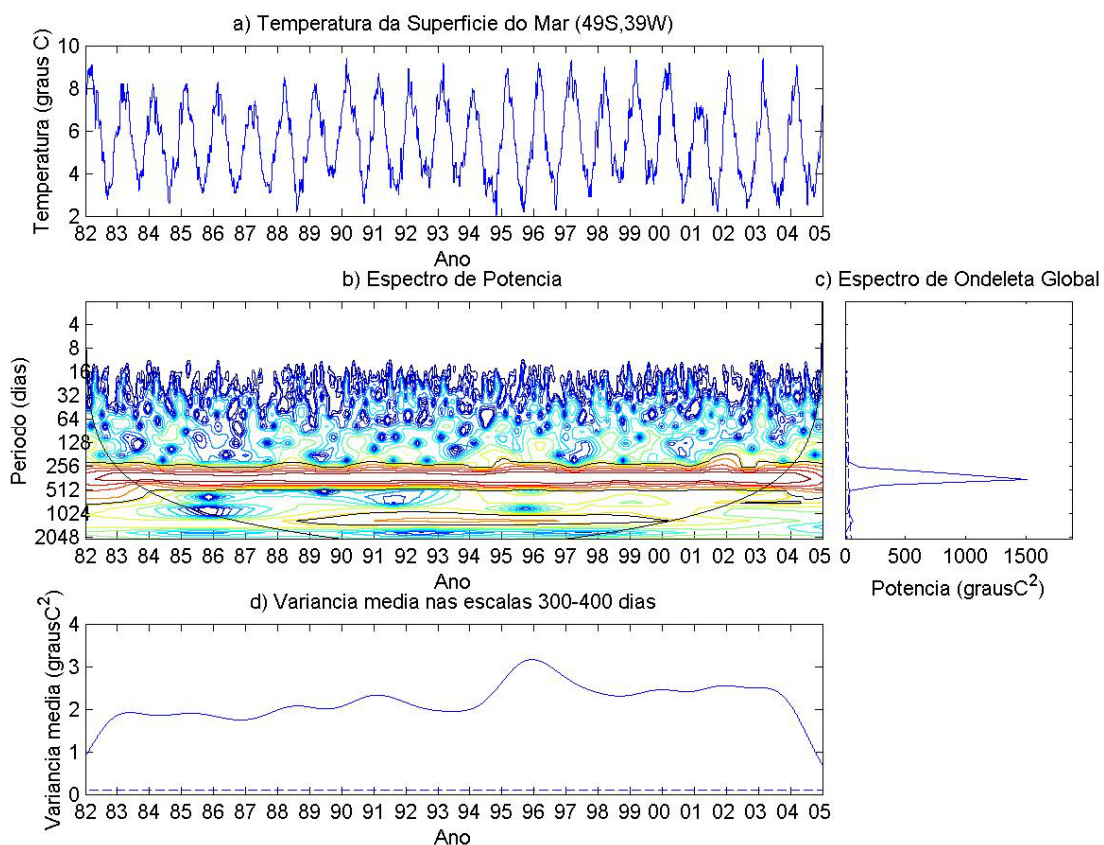


Figura 4.27 Espectro de ondeletas da série de TSM em (49°S, 39°W).

O espectro da vorticidade geostrófica (figura 4.28), neste ponto, parece não apresentar correspondência com os espectros da temperatura do mar ou de seu gradiente. Embora este ponto esteja dentro de uma área onde freqüentemente se encontrem ciclones (SINCLAIR, 1994), esta não corresponderia a regiões de gênese e nem de ciclogêneses (SINCLAIR, 1995), não sendo esperada portanto alguma relação entre os campos de vorticidade geostrófica e os de gradiente de TSM.

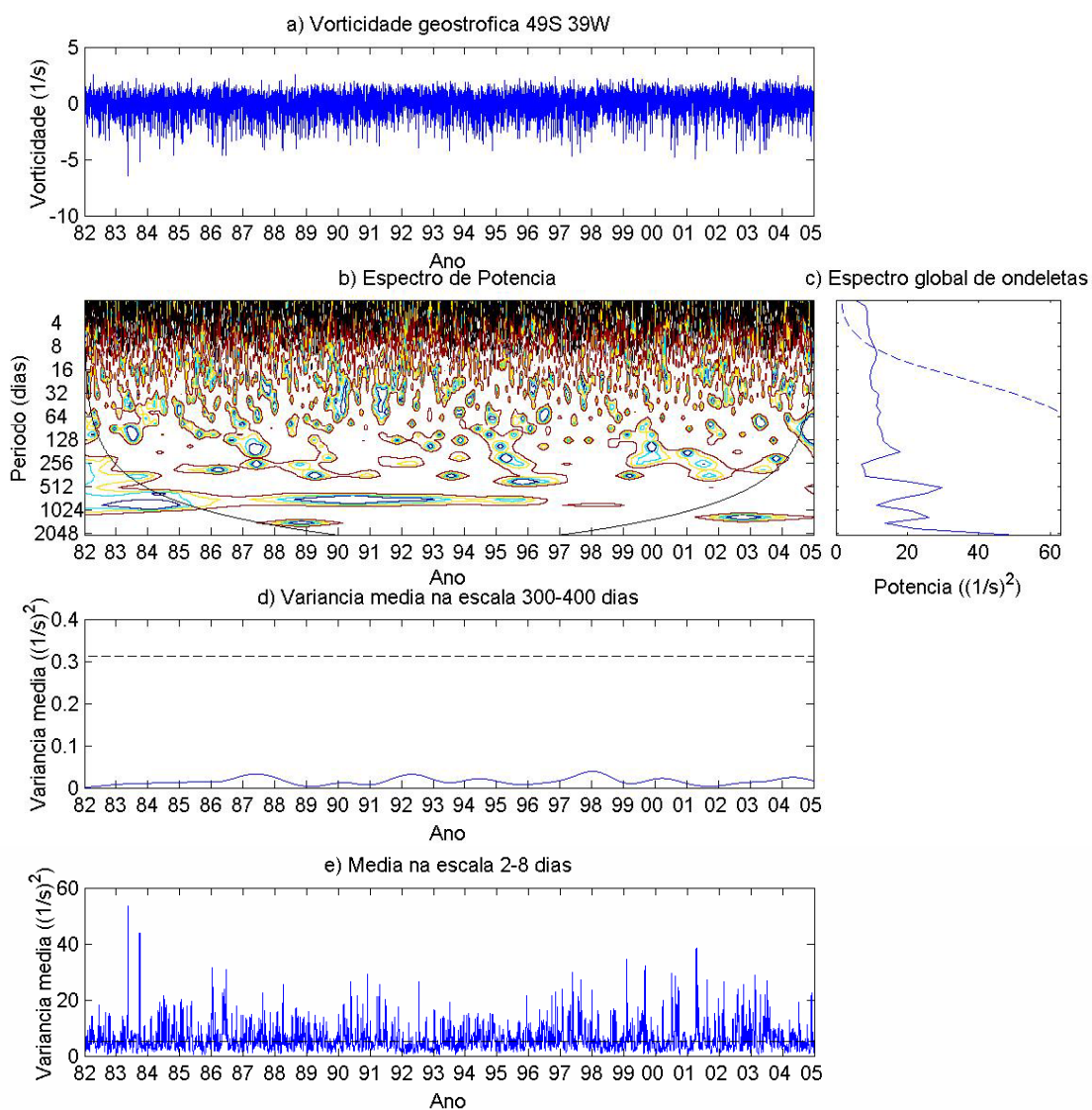


Figura 4.28 Espectro de ondeletas da série de vorticidade geostrófica em (49°S, 39°W).

4.6 CONCLUSÕES

As distribuições de frequência mostraram uma relação entre máximos de gradiente e mínimos de vorticidade tanto na escala anual quanto na interanual, principalmente na região de ciclogênese próximo ao estuário do Rio de La Plata, em torno dos 35°S.

As distribuições anuais de gradiente máximo e a ocorrência de vorticidades da magnitude de ciclones muito intensos sugerem que estes tendem a ocorrer mais freqüentemente durante os anos onde o gradiente se manteve intenso.

As análises dos espectros obtidos por transformadas em ondeletas mostradas neste capítulo para a série de temperaturas da superfície do mar, gradientes máximos e vorticidades geostróficas nos pontos onde ocorreu o valor máximo absoluto de gradiente de TSM e nos pontos onde o gradiente máximo é mais frequentemente encontrado mostrou que a variabilidade dos gradientes de temperatura é bem mais diversificada do que a variabilidade da temperatura. A variação sazonal da temperatura da superfície do mar é muito mais importante do que qualquer outra, dificultando a análise de periodicidades. Alguns autores utilizam a dessazonalização das séries, a qual tem a vantagem de eliminar esta oscilação, mas também dificultaria a possibilidade de avaliar a variação de suas amplitudes no tempo. De qualquer forma, fica claro que as anomalias dos campos de gradiente são muito mais evidentes do que as da temperatura da superfície do mar, e desta forma a associação dessas anomalias com as encontradas nos campos de vorticidade serão mais consistentes do que sua associação com os campos de temperatura da superfície do mar.

Os espectros de ondeleta analisados mostram que no ponto 35°S, 55°W houve uma resposta do campo de vorticidade à alteração ocorrida em 1992 no gradiente de

temperatura. O ponto 39°S, 52°W também apresentou uma anomalia significativa neste período na série de TSM, e embora haja indícios de que tenha havido uma correspondente alteração no comportamento da vorticidade, esta não foi suficiente para atingir o nível de significância estabelecido.

Os resultados sugerem fortemente que o ano de 1992, principalmente, foi bastante anômalo em termos de temperatura da superfície do mar na região estudada. O único ponto onde não se observa nenhum aumento de energia no espectro de ondeleta para esta época é o ponto 49°S, 39°W. É também notável a ausência de correspondência entre o espectro de vorticidade geostrófica neste ponto e os demais espectros, embora este não seja um resultado inesperado, visto que SINCLAIR (1995) aponta a região próxima a esse ponto como uma área de mínimos de gêneses e ciclogêneses.

CAPÍTULO 5

CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

As simulações numéricas mostraram que a temperatura do mar tem impacto diferenciado sobre ciclones, sendo significativamente positivo sobre aqueles mais rasos (ou seja, limitado às camadas inferiores da troposfera) e/ou desenvolvidos em ambiente pouco baroclínico, o que explicaria a diversidade muitas vezes contraditória dos resultados de trabalhos anteriores, conforme enumerados por KUO ET AL. (1991a) e NUSS E ANTHES (1987).

A influência da distribuição espacial da temperatura da superfície do mar na ciclogênese foi avaliada através de campos de TSM idealizados: gradientes intensificados e campo de temperatura constante, mostrando que o desenvolvimento dos ciclones em áreas de apreciável gradiente de TSM, como a região da confluência Brasil-Malvinas não é favorecido por esse gradiente, ou seja, os ciclones não se intensificam devido ao gradiente de TSM, embora a associação entre ciclogênese e gradiente de TSM possa estar relacionada com transferência de baroclinia do oceano para a atmosfera em escalas maiores de tempo.

A fim de averiguar esta hipótese, ou seja, de que os gradientes de temperatura possam favorecer o desenvolvimento dos sistemas de baixa pressão numa escala maior de tempo, foram analisadas as séries temporais dos campos de TSM e da vorticidade em 1000 hPa, através de distribuições de frequência e da transformada em ondeletas.

A análise da variação anual sugere que há uma resposta da vorticidade ao gradiente de temperatura principalmente na área próxima ao estuário do rio de La Plata.

Nos meses em que o gradiente é mais intenso, os valores mínimos de vorticidade também são mais frequentes. Este resultado é concordante com trabalhos anteriores.

Em relação a variações interanuais, notou-se que a distribuição de gradientes máximos é extremamente variável em termos de valor, dispersão e assimetria, tornando difícil uma comparação entre os anos. Mas, de um modo geral, verificou-se que há uma tendência à ocorrência de ciclones muito intensos nos anos em que o gradiente permanece com maior intensidade.

Nos pontos onde o gradiente máximo ocorreu com mais frequência foram analisadas as séries de gradientes de TSM e vorticidades através da transformada em ondeletas. Os espectros obtidos mostram novamente a relação entre o gradiente e a vorticidade para o ponto 35°S, 55°W.

Assim, os resultados indicam que na área próxima ao estuário do rio de La Plata, a vorticidade tende a ser mais ciclônica favorecida pelo gradiente de TSM.

O ano de 1992 mostrou ter sido bastante anômalo em termos da distribuição de temperatura do mar. Estas alterações são perceptíveis nos espectros de ondeleta das séries de vorticidade de todos os pontos exceto em 49°S, 39°W.

É interessante notar que o ano de 1992 corresponde também a um evento de El-Niño intenso (www.cptec.inpe.br/enos), e trabalhos como por exemplo o de SILVA (2003) discutem as anomalias na circulação atmosférica incluindo este período, mas verificou-se aqui que este foi um ano também de anomalia extrema no campo de TSM do Atlântico. É claro que esta pode ter sido também, por sua vez, causada pelo El-Niño, mas o período de 1997 e 1998 também correspondeu a um evento semelhante, mas conforme os resultados obtidos no presente trabalho, não se observaram grandes alterações no campo de TSM e nem no campo de vorticidade geostrófica, enfatizando a necessidade de dirigir um enfoque maior ao oceano Atlântico.

Em geral, conforme a análise dos espectros de ondeletas, as relações entre os gradientes de temperatura e a vorticidade geostrófica parecem residir na escala anual, ou na variabilidade interanual da amplitude da variação anual.

Uma visão mais abrangente do papel climatológico do gradiente de TSM no ciclo de desenvolvimento dos ciclones extratropicais, necessitaria de análises de séries mais longas e/ou da avaliação de outros campos meteorológicos relevantes para a instabilidade baroclínica (advecção de temperatura e vorticidade, parâmetro de estabilidade estática, etc.), o que permitiria de fato distinguir os tipos de formação ciclogénica e o quanto estes se relacionariam com o gradiente de temperatura. Esta poderia ser apontada aqui como uma sugestão para futuros trabalhos.

APÊNDICE A

DESCRIÇÃO DO MODELO

A.1 - COORDENADA VERTICAL E AS EQUAÇÕES

A coordenada vertical sigma (σ) é definida como:

$$\sigma = \frac{p - p_T}{\pi} \quad (\text{A.1.1})$$

onde, $\pi = p_0 - p_T$, p representa a pressão, p_T é a pressão no topo do modelo e p_0 é a pressão em superfície. As equações estão escritas na forma de fluxo, e são:

- equação do momentum na direção zonal,

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi u}{s} \right) = & -\frac{\partial}{\partial x} (u^* u) - \frac{\partial}{\partial y} (v^* u) - \frac{\partial}{\partial \sigma} (\sigma^* u) + \pi v \left[\frac{f}{s} + v \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{m} \right) - u \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1}{m} \right) \right] \\ & - \frac{\pi}{m} \left[\frac{\partial \phi}{\partial x} + C_p \theta \frac{\partial}{\partial x} (P^k) \right] + \frac{\pi}{s} F_u - \frac{g}{s} \left(\frac{\partial \vec{\tau}}{\partial \sigma} \right)_x \end{aligned} \quad (\text{A.1.2})$$

- equação do momentum na direção meridional,

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi v}{s} \right) = & -\frac{\partial}{\partial x} (u^* v) - \frac{\partial}{\partial y} (v^* v) - \frac{\partial}{\partial \sigma} (\sigma^* v) - \pi u \left[\frac{f}{s} + v \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{m} \right) - u \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1}{m} \right) \right] \\ & - \frac{\pi}{m} \left[\frac{\partial \phi}{\partial y} + C_p \theta \frac{\partial}{\partial y} (P^k) \right] + \frac{\pi}{s} F_v - \frac{g}{s} \left(\frac{\partial \vec{\tau}}{\partial \sigma} \right)_y \end{aligned} \quad (\text{A.1.3})$$

- equação termodinâmica,

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi \theta}{s} \right) = -\frac{\partial}{\partial x} (u^* \theta) - \frac{\partial}{\partial y} (v^* \theta) - \frac{\partial}{\partial \sigma} (\sigma^* \theta) + \frac{\pi}{s} F_\theta + \frac{\pi}{s} Q + \frac{g}{C_p} \frac{1}{s P^k} \frac{\partial H}{\partial \sigma} \quad (\text{A.1.4})$$

- equação para o vapor d'água,

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi q}{s} \right) = - \frac{\partial}{\partial x} (u^* q) - \frac{\partial}{\partial y} (v^* q) - \frac{\partial}{\partial \sigma} (\sigma^* q) + \frac{\pi}{s} F_q + \frac{\pi}{s} M + \frac{g}{s} \frac{\partial E}{\partial \sigma} \quad (\text{A.1.5})$$

- equação da continuidade,

$$\frac{\partial u^*}{\partial x} + \frac{\partial v^*}{\partial y} + \frac{\partial \sigma^*}{\partial \sigma} + \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi}{s} \right) = 0 \quad (\text{A.1.6})$$

- equação da tendência de pressão,

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi}{s} \right) = - \int_0^1 \left(\frac{\partial u^*}{\partial x} + \frac{\partial v^*}{\partial y} \right) \partial \sigma \quad (\text{A.1.7})$$

- equação da hidrostática,

$$\frac{\partial \phi}{\partial \sigma} = -C_p \theta \frac{\partial P^k}{\partial \sigma} \quad (\text{A.1.8})$$

- lei dos gases e equação de Poisson,

$$\alpha = \frac{RT}{P} = \frac{RT}{(\pi \sigma + p_t)} \quad (\text{A.1.9})$$

$$T = P^k \theta, \text{ (onde } P^k = \left(\frac{p}{1000} \right)^k \text{)}$$

(A.1.10)

- outras relações,

$$u^* = \frac{\pi u}{m}, \quad v^* = \frac{\pi v}{m}, \quad \sigma^* = \frac{\pi \sigma}{m}, \quad s = m^2$$

(A.1.11)

- velocidade vertical em coordenada e pressão ω (omega),

$$\omega = \frac{dp}{dt} = \pi \frac{d\sigma}{dt} + \sigma \frac{d\pi}{dt}$$

(A.1.12)

Definição da simbologia utilizada nas equações anteriores:

x, y – coordenadas horizontais;
 g – aceleração da gravidade;
 m – fator de mapa da projeção horizontal;
 f – parâmetro de Coriolis;
 u, v – componentes zonal e meridional do vetor vento;
 θ - temperatura potencial;
 q – umidade específica;
 α - volume específico;
 R – constante do gás para o ar seco;
 C_p – calor específico do ar à pressão constante;
 $k = R/C_p$;
 ϕ - altura geopotencial;
 u^*, v^*, σ^* - fluxo de massa ao longo das coordenadas x, y e σ , respectivamente;
 $\sigma (d\sigma/dt)$ – velocidade vertical em coordenada sigma;
 $\vec{\tau}$ - tensão vertical turbulenta para o momentum;
 H, E – fluxo vertical turbulento de calor e vapor d’água, respectivamente;
 F_u, F_v, F_θ, F_q – difusão horizontal para o momentum u e v , calor e vapor d’água;
 Q – aquecimento/resfriamento diabático por unidade de massa; e
 M – aumento/decréscimo de vapor d’água por unidade de massa devido à evaporação/condensação.

A.2 – ESTRUTURA DO MODELO

Na vertical, o modelo estende-se desde a pressão na superfície até a pressão no topo, com maior resolução vertical próximo à superfície do modelo. Na horizontal, as

variáveis são distribuídas de acordo com a grade tipo B de Arakawa. Podem ser utilizadas as projeções horizontais cilíndrica de Mercator ou estereográfica polar.

A.3 – DISCRETIZAÇÃO HORIZONTAL E TEMPORAL

Os esquemas de diferenças finitas seguem ARAKAWA E LAMB (1977). Os termos de advecção horizontal nas equações do momentum são calculados através do Jacobiano de 13 pontos (ARAKAWA, 1966) com precisão de quarta ordem e os outros termos através de diferenças finitas centradas, com precisão de segunda ordem.

O avanço no tempo é feito através do esquema EES-A (Economical Explicit Scheme) de TATSUMI (1983) desenvolvido para economizar tempo computacional e amortecer oscilações de alta frequência.

A.4 – CONDIÇÃO DE FRONTEIRA LATERAL

As fronteiras laterais podem ser atualizadas tanto com dados de análise como com previsões de outros modelos. A região de fronteira compreende os seis pontos mais externos da grade. Nessa região acrescenta-se um termo de relaxação nas equações de u , v , θ , π , e q . Nos pontos de grade mais externos essas variáveis assumem os valores dos dados utilizados como fronteira.

A.5 – PARAMETRIZAÇÕES DO MODELO

Os processos de camada limite planetária são avaliados segundo o fechamento de segunda ordem e nível 2 de MELLOR E YAMADA (1974) com boa precisão, uma vez que as cinco camadas inferiores do modelo situam-se abaixo de 900 hPa. Os coeficientes de difusão vertical turbulenta são calculados a partir do cisalhamento vertical do vento e da instabilidade atmosférica e aplicados em todas as camadas do

modelo. A condição de fronteira no topo considera os fluxos turbulentos de calor e momentum nulos. Na fronteira inferior, esses fluxos são obtidos da teoria da similaridade usando as funções universais de BUSINGER ET AL. (1971). O parâmetro de rugosidade sobre o continente é constante e igual a 0.2m. Sobre o oceano, é inicialmente 0.01 m e sofre correções em função da velocidade do vento.

A radiação de onda curta que atinge o solo e a radiação de onda longa emitida pela superfície são calculados através de fórmulas empíricas de KONDO (1976). Os fluxos de calor latente e sensível em superfície são fornecidos pela teoria da similaridade. Estas variáveis são utilizadas na equação prognóstica de temperatura do solo de BHUMRALKAR (1975).

Os processos úmidos considerados são a convecção, através da parametrização de Kuo e Geleyn (ROCHA, 1999) e a condensação na escala da grade.

APÊNDICE B

INTERPOLAÇÃO POR SPLINES CÚBICAS

A Spline Cúbica simula a utilização de uma régua flexível, que pode ser moldada a uma curva contínua, passando por um conjunto de pontos fixos distintos. Porém, ao invés de ajustar um único polinômio ao conjunto total de pontos, emprega-se pedaços de polinômios cúbicos passando por uma quantidade de pontos igual a este grau mais uma unidade (neste caso, 4 pontos e polinômios de grau três). A diferença entre a Spline e uma interpolação polinomial é que os vários polinômios se superpõe, iniciando um a cada ponto, enquanto na segunda não há superposição e somente uma curva para todo o intervalo (DIEGUEZ, 1992). A definição matemática é descrita a seguir:

Sejam $n+1$ pontos distintos, cujas coordenadas são (x_i, y_i) , i variando de 0 a n , tal que :

$x_0 < x_1 < x_2 < \dots < x_n$. Seja, também, a função $f(x)$ definida no intervalo $[x_0, x_n]$. Se $f(x)$ representa uma curva “spline” cúbica que passa por esses pontos, deve satisfazer as seguintes condições:

- a) $f(x)$ é um polinômio cúbico no subintervalo $[x_i, x_{i+1}]$, para i variando de 0 até $n-1$, ao qual chamaremos de $p_i(x)$;
- b) $f(x_i) = y_i$, i variando de 0 até n , ou seja, a curva passa por todos os pontos conhecidos;
- c) $f(x)$, $f'(x)$ e $f''(x)$, são contínuas no intervalo $[x_0, x_n]$, ou seja:

$$p_i(x_{i+1}) = p_{i+1}(x_{i+1}),$$

$$p'_i(x_{i+1}) = p'_{i+1}(x_{i+1}),$$

$$p''_i(x_{i+1}) = p''_{i+1}(x_{i+1}), \text{ para } i \text{ variando de } 0 \text{ até } n-2.$$

d) condições de contorno:

- extremidade livre $f''(x_0)=0$ e $f''(x_n)=0$;
- extremidade engastada $f'(x_0)$ e $f'(x_n)$ são conhecidos.

Como $p_i(x)$ é um polinômio cúbico no intervalo (x_i, x_{i+1}) , pode-se defini-lo como sendo:

$$p_i(x) = a_i + b_i(x-x_i) + c_i(x-x_i)^2 + d_i(x-x_i)^3,$$

para i variando de 0 até $n-1$, sendo a_i, b_i, c_i e d_i , coeficientes reais, diferentes para cada um dos subintervalos $[x_i, x_{i+1}]$. Seja, também, o comprimento de cada subintervalo $h_i = x_{i+1} - x_i$, i variando de 0 até $n-1$.

A partir das condições que devem ser satisfeitas pelos polinômios, ou seja,

$$p_{i+1}(x_{i+1}) = a_{i+1}$$

$$p_i(x_{i+1}) = a_i + b_i h_i + c_i h_i^2 + d_i h_i^3,$$

mas $p_{i+1}(x_{i+1}) = p_i(x_{i+1})$, então

$$a_{i+1} = a_i + b_i h_i + c_i h_i^2 + d_i h_i^3 \quad (1)$$

$$p'_{i+1}(x_{i+1}) = b_{i+1}$$

$$p'_i(x_{i+1}) = b_i + 2c_i h_i + 3d_i h_i^2$$

como $p'_{i+1}(x_{i+1}) = p'_i(x_{i+1})$, então

$$b_{i+1} = b_i + 2c_i h_i + 3d_i h_i^2 \quad (2)$$

$$p''_{i+1}(x_{i+1}) = 2c_{i+1}$$

$$p''_i(x_{i+1}) = 2c_i + 6d_i h_i$$

como $p''_{i+1}(x_{i+1}) = p''_i(x_{i+1})$, então $2c_{i+1} = 2c_i + 6d_i h_i$ e

$$d_i = (c_{i+1} - c_i) / (3h_i) \quad (3)$$

Substituindo (3) em (1):

$$a_{i+1} = a_i + b_i h_i + (2c_i + c_{i+1}) h_i^2/3 \text{ e portanto}$$

$$b_i = (a_{i+1} - a_i)/h_i - h_i(2c_i + c_{i+1})/3$$

Para resolver este sistema de equações, foram utilizados os algoritmos na linguagem FORTRAN descritos em PRESS ET AL. (1986).

APÊNDICE C

A TRANSFORMADA EM ONDELETAS

A descrição que se segue baseia-se principalmente em FARGE (1992), RIOUL (1991) e TORRENCE E COMPO (1998).

O termo ondeletas refere-se a um conjunto ou pacote de pequenas ondas, de duração finita e com uma frequência específica. As ondeletas são funções matemáticas que decompõe o dado em diferentes componentes de frequência, e avaliam cada componente com uma resolução ajustada à sua escala. Para uma função seja aceita como uma ondeleta, é necessário que esta satisfaça alguns requisitos.

Existem algumas similaridades entre a transformada de Fourier e a transformada em ondeletas: ambas são operações lineares que geram uma estrutura de dados contendo $\log_2 n$ segmentos de vários comprimentos, em geral utilizando uma série de comprimento 2^n . As propriedades das matrizes utilizadas nas transformadas também é similar: em ambas, a matriz de transformação inversa é a transposta da original, isto é, ambas podem ser entendidas como uma rotação no espaço da função para um domínio diferente. No caso da transformada de Fourier, o novo domínio contém funções senos e cossenos como base, e no caso da transformada em ondeletas, as funções são as chamadas ondeletas, ondeletas mãe ou ondeleta de análise. Além disso, as funções base são localizadas na frequência, permitindo avaliar o espectro de potência ou quanta energia corresponde a cada intervalo de frequência.

A diferença principal entre as duas transformadas é que as funções de ondeleta são localizadas no espaço, e os senos e cossenos da análise de Fourier não. Além disso, a transformada de Fourier utiliza apenas senos e cossenos, enquanto existem infinitos conjuntos de funções de ondeleta.

As transformadas nos diversos tipos de ondeleta podem ser classificados em Transformada em Ondeleta Contínua (TOC) ou não ortogonal (ondeleta de Morlet e chapéu mexicano, por exemplo) e Transformada em Ondeleta Discreta (TOD) ou ortogonal (e.g. ondeleta de Haar). No caso das transformadas ortogonais, o número de convoluções a cada escala é proporcional à largura da ondeleta nessa escala, produzindo um espectro contendo blocos discretos de energia, permitindo também uma compactação da representação do sinal. A análise não ortogonal tem a desvantagem de ser redundante em escalas maiores, onde o espectro de ondeletas em escalas de tempo adjacentes são altamente correlacionadas, mas é útil para análise de séries temporais onde são esperadas variações contínuas e suaves são esperadas.

Há uma outra divisão de classes de ondeletas, as complexas e as reais. As complexas fornecem informações acerca da amplitude e fase e são melhor adaptadas para descrever comportamentos oscilatórios, enquanto as de valor real informam somente a existência de picos ou descontinuidades.

As funções de ondeleta podem apresentar diversas formas, e a escolha da função a ser usada deve levar em conta as características da série a ser analisada. Em geral, para análise de séries geofísicas, a mais usada é a ondeleta de Morlet (TORRENCE E COMPO, 1998; WENG E LAU, 1994; WAINER ET AL., 2002; MÉLICE E SERVAIN, 2003), pois tem a forma de uma onda, e representação simples:

$$\psi(t) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0 t} e^{-t^2/2}$$

correspondendo a uma onda plana modulada por um envelope Gaussiano.

Considerando uma série temporal x_n , com espaçamento regular δt e $n = 0, \dots, N-1$ e assumindo que existe uma função ondeleta $\psi_0(\eta)$, que depende do parâmetro adimensional de tempo η , a transformada de ondeleta contínua da sequência x_n é definida como a convolução de x_n com uma versão de $\psi_0(\eta)$:

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \psi^* \left[\frac{(n'-n)\delta t}{s} \right]$$

onde (*) denota o complexo conjugado.

O procedimento de análise, então, consiste primeiramente em escolher a ondeleta mãe, e esta função, através de da dilatação, ou seja, a variação da escala s e da translação ao longo do índice de tempo n permitirá a análise nas diversas escalas para diferentes instantes da série.

Para que uma função possa ser considerada uma ondeleta, é necessário que tenha energia finita e média zero, e ser localizada tanto no tempo quanto no espaço, sendo estes requisitos a *condição de admissibilidade* que a ondeleta deve cumprir.

Matematicamente, a ondeleta filha na escala a e na posição b é expressa por:

$$\psi_{a,b}(t) = a^{-1/2} \psi\left(\frac{t-b}{a}\right)$$

onde a, b são reais e $a > 0$. O parâmetro de dilatação a e o parâmetro de translação b podem variar sobre um intervalo contínuo ou discreto. Note que a ondeleta expressa nesta equação inclui uma normalização de energia ($a^{-1/2}$), que mantém a energia das ondeletas filhas com a mesma energia da ondeleta mãe.

Para assegurar que as transformadas em cada escala possam ser comparadas entre si, a ondeleta em cada escala é normalizada de forma a ter uma unidade de energia.

A transformada $W_n(s)$ de uma função complexa é em geral complexa, sendo a parte imaginária relacionada à fase, e a parte real relacionada à amplitude e o espectro de potência dado por $|W_n(s)|^2$.

Para uma ondeleta não ortogonal, pode-se arbitrar um conjunto de escalas, mas é conveniente que estas sejam potências de dois:

$$s_j = s_0 2^{j\delta j}, j = 0, 1, 2, \dots, J$$

$$J = \delta j^{-1} \log_2(N\delta t/s_0)$$

Onde s_0 é a menor escala que pode ser resolvida e J a maior escala. Neste trabalho, foi utilizado um valor de $s_0 = \delta t$ e $J = 40$.

Em geral, as séries são preenchidas por zeros para ter comprimento igual a uma potência de dois, e desta forma se introduz descontinuidades nas extremidades das séries para escalas maiores, e o cone de influência é a região do espectro de ondeletas aonde esse efeito torna-se importante.

Para determinar os níveis de significância para os espectros de Fourier e de ondeleta, é necessário escolher um espectro de fundo, assumindo que diferentes realizações de um processo serão aleatoriamente distribuídos em torno da média, e o espectro pode ser comparado com o espectro desta distribuição aleatória, e a significância é admitida se o espectro de ondeleta está acima do espectro de fundo.

O espectro global é uma média no tempo de cada espectro local. A média na escala, por sua vez, é utilizada para aumentar os graus de liberdade e melhorar a confiança em regiões que apresentam energia significativa.

Para os cálculos deste trabalho foram utilizadas as rotinas em MATLAB desenvolvidas por Torrence e Compo disponibilizadas em <http://paos.colorado.edu/research/wavelets/>, adaptadas para as séries apresentadas aqui.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARAKAWA, A. Computational design for long-term numerical integration of the equations of fluid motion: Two-dimensional incompressible flow. Part I. **Journal of Computational Physics**, v.1, n.1, p. 119-143, 1966.

ARAKAWA, A.; LAMB, V.R. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. In: Chang, J. ed. **Methods in Computational Physics**, 1.ed., New York: Academic Press, 1977, v.1, p.174-265.

BALASUBRAMANIAN,G.; YAU,M.K. Explosive Marine Cyclogenesis in a Three-Layer Model with a Representation of Slantwise Convection: A Sensitivity Study. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 5, p. 533-550, 1995.

BARNSTON, A.G.; ROPELEWSKI, C.F. Prediction of ENSO Episodes Using Canonical Correlation Analysis **Journal of Climate**, v. 5, p. 1316-1345, Novembro 1992.

BLIER,W.; WAKIMOTO,R.M. Observations of the early evolution of an explosive oceanic cyclone during ERICA IOP 5. Part I: Synoptic overview and mesoscale frontal structure. **Monthly Weather Review**, v. 123, p. 1288-1310, May 1995.

BLUESTEIN, H.B. **Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes** New York: Oxford University Press, 1993. 594 p. v. II: Observations and Theory of Weather Systems.

BOLZAN, M.J.A. Análise da transformada em ondas aplicadas em sinal geofísico **Revista Brasileira do Ensino de Física**, v. 26, n. 1, p. 37-41, 2004.

BRETHERTON, C.S.; SMITH, C.; WALLACE, J.M. An Intercomparison of Methods for Finding Coupled Patterns in Climate Data **Journal of Climate**, v. 5, p. 541-560, Junho 1992.

BUSINGER, J.A.; WINGAARD, J.C.; IZUMI, Y. ET AL. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, p. 181-189, 1971.

CAMPOS, E.J.D.; LORENZZETTI, J.A.; STEVENSON, M.R. ET AL. Penetration of waters from the Brazil-Malvinas confluence region along the south american continental shelf up to 23 S **Anais da Academia Brasileira de Ciencias**, v. 68, n. Supl.1, p. 49-58, 1996.

CARLSON, T. N. **Mid-latitude weather systems**. London: Harper Collins Academic, 1991, 507 p.

DAVIS, C.A.; EMANUEL, K.A. Observational evidence for the influence of surface heat fluxes on rapid maritime cyclogenesis. **Monthly Weather Review**, v. 116, p. 2649-2659, Dec. 1988.

DIEGUEZ, J.P.P. **Métodos Numéricos Computacionais para a Engenharia**. Rio de Janeiro: Âmbito Cultural Edições Ltda, 1994, 348 p.

ENFIELD, D.B.; MESTAS-NUÑEZ, A.M. Multiscale Variabilities in Global Sea Surface Temperatures and Their Relationships with Tropospheric Climate Patterns **Journal of Climate**, v. 12, p. 2719-2733, Setembro 1999.

FANTINI, M. The Influence of Heat and Moisture Fluxes from the Ocean on the Development of Baroclinic Waves. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, n. 7, p. 840-855, 1 Apr. 1990.

FARGE, M. Wavelets transforms and their applications to turbulence **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 24, p. 395-457, 1992.

FREDERIKSEN, J.S.; FREDERIKSEN, C.S. Southern Hemisphere Storm Tracks, Blocking, and Low-Frequency Anomalies in a Primitive Equation Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 18, p. 3148-3163, 1993.

GAN, M.A.; RAO, V.B. Surface Cyclogenesis over South America **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 1293-1302, 5, May 1991.

GRINSTED, A.; MOORE, J.C.; JEVREJEVA, S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series **Nonlinear Processes in Geophysics**, v. 11, p. 561-566, 2004.

GYAKUM, J.R.; CARRERA, M.; ZHANG, D.L. ET AL. A regional model intercomparison using a case of explosive oceanic cyclogenesis **Weather and Forecasting**, v. 11, p. 521-543, 1996.

GYAKUM, J.R.; ROEBBER, P.J.; BULLOCK, T.A. The Role of Antecedent Surface Vorticity Development as a Conditioning Process in Explosive Cyclone Intensification. **Monthly Weather Review**, v. 120, p. 1465-1489, Aug. 1992.

HINES, K.H.M.; MECHOSO, C.R. Influence of Surface Drag on the Evolution of Fronts. **Monthly Weather Review**, v. 121, p. 1152-1175, Apr. 1993.

HOREL, J.D. Complex Principal Component Analysis Theory and Examples **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 23, p. 1660-1673, Dezembro 1984.

HURRELL, J.W.; TRENBERTH, K.E. Global Sea Surface Temperature Analyses: Multiple Problems and Their Implications for Climate Analysis, Modeling, and Reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 80, n. 12, p. 2661-2678, 1999.

INNOCENTINI, V.; CAETANO NETO, E.S. A case study of the 9 August 1988 South Atlantic Storm: Numerical Simulations of the Wave Activity. **Weather and Forecasting**, v. 11, p. 78-88, 1996.

JAMES, I.N.; ANDERSON, D.L.T. The seasonal mean flow and distribution of large-scale weather systems in the southern hemisphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 110, p. 943-966, 1984.

JONES, D.A.; SIMMONDS, I. A climatology of Southern Hemisphere extratropical cyclones **Climate Dynamics**, v. 9, p. 131-145, 1993.

JONES, D.A.; SIMMONDS, I. Time and Space Spectral Analyses of Southern Hemisphere Sea Level Pressure Variability **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 3, p. 661-672, 1993.

KALNAY,E.; KANAMITSU,M; KISTLER,R; ET AL. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of The American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437-471, 1996.

KAPLAN, A.; CANE, M.A.; KUSHNIR, Y. ET AL. Analyses of global sea surface temperature 1856-1991 **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. C9, p. 18,567-18,589, Agosto 1998.

KONDO, J. Heat balance of the East China sea during the air mass transformation experiment. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.34, n.6, p.382-398, 1976.

KUO,Y.-H.; REED, R.J.; LOW-NAM, S. Effects of surface energy fluxes during the early development and rapid intensification stages of seven explosive cyclones in the Western Atlantic. **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 457-476, Feb. 1991.

KUO,Y.-H.; SHAPIRO, M.A.; DONALL, E.G. The interaction between baroclinic and diabatic processes in a numerical simulation of a rapidly intensifying extratropical marine cyclone. **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 368-384, Feb. 1991.

KUTZBACH, J.E. Empirical eigenvectors of sea-level pressure, surface temperature and precipitation complexes over North America **Journal of Applied Meteorology**, v. 6, p. 791-802, Outubro 1967.

LAU, K.-M.; WENG, H.Y. Climate Signal Detection Using Wavelet Transform: How to Make a Time Series Sing. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 76, n. 12, p. 2391-2402, 1995.

LORENZ, E.N. Atmospheric Predictability as Revealed by Naturally Occurring Analogues **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 26, p. 636-646, Julho 1960.

MASS, C.F.; SCHULTZ, D.M. The Structure and Evolution of a Simulated Midlatitude Cyclone over Land. **Monthly Weather Review**, v. 121, p. 889-917, Apr. 1993.

MATANO, R.P. On the separation of the Brazil Current from the coast. **Journal of Physical Oceanography**, v. 23, p. 79-90, Jan. 1993.

MÉLICE, J.-L.; SERVAIN, J. The tropical Atlantic meridional SST gradient index and its relationships with the SOI, NAO and Southern Ocean **Climate Dynamics**, v. 20, p. 447-464, 2003.

MELLOR, G.L.; YAMADA, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.31, n.7, p. 1791-1806, 1974.

MURRAY, R.J.; SIMMONDS, I. A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data Part I development and operation of the scheme. **Australian Meteorological Magazine**, v. 39, p. 155-166, 1991.

NEIMAN, P.J.; SHAPIRO, M.A. The Life Cycle of an Extratropical Marine Cyclone. Part I: Frontal-Cyclone Evolution and Thermodynamic Air-Sea Interaction. **Monthly Weather Review** v. 121, p. 2153-2176, 1993.

NICHOLLS, N. The Use of Canonical Correlations to Study Teleconnections **Monthly Weather Review** v. 115, p. 393-399, Fevereiro 1987.

NUSS, W.A.; ANTHES, R.A. A Numerical Investigation of Low-Level Processes in Rapid Cyclogenesis **Monthly Weather Review**, v.115, n.11, p. 2728-2743, 1987.

OVERLAND, JAMES E.; PREISENDORFER, R.W. A Significance Test for Principal Components Applied to a Cyclone Climatology **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 1, p. 1-13, Janeiro 1982.

PALMEIRA, R.M.J. **Climatologia de ciclones extratropicais na região da América do Sul**. Monografia de Bacharelado do curso de Meteorologia, UFRJ. 2003.

PETERSON, R.G.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean **Progress in Oceanography**, v. 26, p. 1-73, 1991.

PETTERSEN, S.; SMEBYE, S.J. On the development of extratropical cyclones. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 97, p. 457-482, 1971.

PHILLIPS, N.A. Energy Transformations and Meridional Circulations associated with simple Baroclinic Waves in a two-level, Quasi-geostrophic Model **Tellus**, v. VI, n. 3, p. 273-286, 1954.

PRESS, W.H.; FLANNERY, B.P.; TEUKOLSKY, S.A.; VETTERLING, W.T. **Numerical Recipes** Cambridge: Cambridge University Press, 1986. 818 p.

QUENTAL, S. H. J. **Simulação da Tempestade de Maio/Junho de 1997 no Atlântico Sul Através de Modelagem Numérica**. Monografia de Bacharelado do curso de Oceanografia, UERJ. 1999.

RAO, V.B.; CARMO, A.M.C.do ; FRANCHITO, S.H. Seasonal Variations in the Southern Hemisphere Storm Tracks and Associated Wave Propagation **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 6, p. 1029-1040, 15 de Março 2002.

REYNOLDS, R.W.; SMITH, T.M. Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. **Journal of Climate**, v. 7, p. 929-948, Jun. 1994.

REYNOLDS, R.W.; RAYNER, N.A.; SMITH, T.M. ET AL. An Improved In Situ and Satellite SST Analysis for Climate **Journal of Climate**, v. 15, p. 1609-1625, 1 julho 2002.

RIOUL, O.; VETTERLI, M. Wavelets and signal processing **IEEE SP MAGAZINE**, p. 14-37, Outubro 1991.

ROCHA, R. P. **Impacto de parametrizações de convecção em ciclogênese sobre o oceano.** São José dos Campos, 1999. 201 f. Tese de Doutorado - Instituto de Pesquisas Espaciais.

ROEBBER, P.J. Statistical Analysis and Updated Climatology of Explosive Cyclones **Monthly Weather Review** v. 112, p. 1577-1589, Agosto 1984.

SANDERS, F.; GYAKUM, J.R. Synoptic-Dynamic Climatology of the "Bomb". **Monthly Weather Review** v. 108, p. 1589-1606, 1980.

SARAIVA, J.M.B. **Previsão de tempo na região sul: efeitos locais e influência da liberação de calor latente.** São Paulo, 1996. 201 f. Tese de Doutorado - IAG, Universidade de São Paulo.

SILVA, M.G.A.J. **A Frequência de Fenômenos Meteorológicos na América do Sul: Climatologia e Previsibilidade.** Rio de Janeiro, 2003. 130 f. Tese de Doutorado – COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

SIMMONS, A.J.; HOSKINS, B.J. The life cycles of some nonlinear baroclinic waves. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, p. 414-432, 1978.

SINCLAIR, M.R. A Climatology of Cyclogenesis for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review** v. 123, p. 1601-1619, junho 1995.

SINCLAIR, M.R. An Objective Cyclone Climatology for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review** v. 122, p. 2239-2256, Oct. 1994.

TALJAARD, J.J. Development, Distribution and Movement of Cyclones and Anticyclones in the Southern Hemisphere During the IGY **Journal of Applied Meteorology**, v. 6, n. 6, p. 973-987, Dezembro 1967.

TATSUMI, Y. An economical explicit time integration scheme for a primitive model. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.61, n.2, p.269-288, 1983.

TORRENCE, C.; COMPO, G.P. A practical guide to wavelet analysis **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 1, p. 61-78, 1998.

TOURRE, Y.M.; RAJAGOPALAN, B.; KUSHNIR, Y. Dominant Patterns of Climate Variability in the Atlantic Ocean Region During the Last 136 Years **Journal of Climate**, v. 12, n. 8, p. 2285-2299, 1999.

TRENBERTH, K.E. Storm Tracks in the Southern Hemisphere **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, n. 19, p. 2159-2178, 1 Outubro 1991.

VAN LOON, H. A Climatological Study of the Atmospheric Circulation in the Southern Hemisphere during the IGY, Part I: 1 July 1957-31 March 1958 **Journal of Applied Meteorology**, v. 4, p. 479-491, Agosto 1965.

VENEGAS, S.A.; MYSAK, L.A.; STRAUB, D.N. Atmosphere-Ocean Coupled Variability in the South Atlantic **Journal of Climate**, v. 10, p. 2904-2920, Novembro 1997.

WAINER, I.; CLAUZET, G.; SERVAIN, J.; SOARES, J. Time scales of upper ocean temperature variability inferred from the PIRATA data (1997-2000) **Geophys. Res. Lett.**, v. 29, p. X1-X5, 2002.

WAINER, I.; TASCHETTO, A.; SOARES, J. ET AL. Intercomparison of Heat Fluxes in the South Atlantic. Part I: The Seasonal Cycle **Journal of Climate**, v. 16, p. 706-714, 15 Fevereiro 2003.

WAINER, I.; VENEGAS, S.A. South Atlantic Multidecadal Variability in the Climate System Model **Journal of Climate**, v. 15, p. 1408-1420, 15 Junho 2002.

WALLACE, J.M.; SMITH, C.; BRETHERTON, C.S. Singular Value Decomposition of Wintertime Sea Surface Temperature and 500-mb Height Anomalies **Journal of Climate**, v. 5, p. 561-576, Junho 1992.

WENG, H.Y.; LAU, K.M. Wavelets, Period Doubling, and Time-Frequency Localization with Application to Organization of Convection over the Tropical Western Pacific **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, n. 17, p. 2523-2541, Setembro 1994.

WILKS, D.S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences** London: Academic Press , 1995. 464 p. (International Geophysics Series.) v. 59.

ZYRIANOV, V.N.; SEVEROV, D.N. Water Circulation in the Falkland-Patagonia Region and Its Seasonal Variation. **Oceanology**, v. 19, n. 5, p. 518-522, 1979.