**PROCESSOS DE INTENSIFICAÇÃO OROGRÁFICA DA PRECIPITAÇÃO
NA SERRA DO MAR EM SÃO PAULO**

por:

CINTIA MARIA RODRIGUES BLANCO

sob orientação:

Prof. Dr. OSWALDO MASSAMBANI

Dissertação apresentada ao Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

A meus Pais e meu Irmão.

“O mistério é a coisa mais nobre de que podemos ter experiência. É a emoção que se encontra no cerne da verdadeira ciência. Aquele que não sente emoção e que não pode mais se maravilhar nem se espantar, é como se já estivesse morto. Saber que aquilo que é impenetrável para nós verdadeiramente existe e se manifesta como a mais alta sabedoria e a mais radiosa beleza, que nossas limitadas faculdades só podem apreender em suas formas mais primitivas, esse conhecimento, esse sentimento, está no centro de toda verdadeira devoção. A experiência cósmica é com efeito o mais poderoso e mais nobre pivô da pesquisa científica.”

Albert Einstein

ÍNDICE

RESUMO.....	i
ABSTRACT.....	ii
AGRADECIMENTOS.....	iii
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	3
2.1. MECANISMOS DE INTENSIFICAÇÃO OROGRÁFICA.....	6
a. AUTOCONVERSÃO.....	7
b. <i>SEEDER-FEEDER</i>	8
c. CONVECÇÃO DISPARADA.....	12
2.2. ALGUNS ASPECTOS MICROFÍSICOS DA CHUVA OROGÊNICA.....	14
2.3. ESTUDOS NO BRASIL.....	17
3. DADOS E METODOLOGIA.....	19
3.1. CAMPOS DE TOPOGRAFIA DA REGIÃO DE ESTUDO.....	19
3.2. CAMPOS DE PRECIPITAÇÃO DA ÁREA DE ATUAÇÃO DO RADAR.....	19
3.3. CAMPOS DAS VARIÁVEIS LOCAIS.....	20
a. Rede Telemétrica.....	20
b. Radar Meteorológico.....	22
c. Estação Meteorológica no Planalto.....	23
d. Estação Meteorológica no Litoral.....	23
e. Dados de Experimento de Campo.....	24
3.4. CAMPOS DAS VARIÁVEIS DE ESCALA SINÓTICA.....	24
a. Imagens de Satélite.....	25
b. Campos Meteorológicos Sinóticos.....	25
c. Temperatura da Superfície do Mar.....	26
3.5. INFORMAÇÕES DE ESCORREGAMENTOS.....	27
3.6. METODOLOGIA.....	27
4. ASPECTOS GERAIS DA PRECIPITAÇÃO.....	29
4.1. ASPECTOS FÍSICOS LOCAIS.....	29
4.2. ASPECTOS CLIMATOLÓGICOS LOCAIS DA PRECIPITAÇÃO.....	31
4.3. ACUMULAÇÃO ANUAL DA PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO.....	33
4.4. ASPECTOS DE GRANDE ESCALA.....	35
5. ANÁLISE DA SÉRIE PLUVIOMÉTRICA.....	38
5.1. ESTRATIFICAÇÃO SAZONAL DOS EPISÓDIOS.....	39
6. NATUREZA DOS EVENTOS DE INTENSIFICAÇÃO.....	50
6.1. DISTRIBUIÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO PARA OS EVENTOS DE INTENSIFICAÇÃO.....	51
a. Precipitação Máxima Acumulada.....	52
b. Duração Estimada.....	55
c. Taxa Média de Precipitação.....	58
d. Postos.....	61
6.2. COMPORTAMENTO TÍPICO OBSERVADO.....	62

7. CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS ASSOCIADAS AOS EVENTOS DE INTENSIFICAÇÃO.....	64
7.1. ASPECTOS OBSERVACIONAIS EM ESCALA SINÓTICA.....	64
7.2. ASPECTOS OBSERVACIONAIS EM MESOESCALA.....	66
a. Observação das Variáveis Meteorológicas à Superfície.....	66
b. Observação da Estrutura da Precipitação via Radar Meteorológico.....	68
8. MECANISMOS FÍSICOS DE INTENSIFICAÇÃO.....	74
8.1. MECANISMOS ESTRATIFORMES.....	75
a. Autoconversão (AC).....	76
b. <i>Seeder-Feeder</i> (SF).....	77
8.2. MECANISMOS CONVECTIVOS.....	79
a. Convecção Disparada (CD).....	79
b. Misto: <i>Seeder-Feeder</i> /Convecção Disparada (SF/CD).....	80
8.3. FATOR DE INTENSIFICAÇÃO.....	81
8.4. EXEMPLOS TÍPICOS DOS MECANISMOS.....	82
a. Autoconversão (AC).....	82
b. <i>Seeder-Feeder</i> (SF).....	89
c. Convecção Disparada (CD).....	95
d. Misto: <i>Seeder-Feeder</i> /Convecção Disparada (SF/CD).....	101
8.5. RESUMO ESQUEMÁTICO DOS MECANISMOS OBSERVADOS NA SERRA DO MAR.....	107
a. Autoconversão (AC).....	107
b. <i>Seeder-Feeder</i> (SF).....	108
c. Convecção Disparada (CD).....	108
d. Misto: <i>Seeder-Feeder</i> /Convecção Disparada (SF/CD).....	109
9. IMPACTOS CAUSADOS POR EVENTOS DE INTENSIFICAÇÃO.....	110
9.1. INTENSIFICAÇÃO OROGRÁFICA E ESCORREGAMENTOS.....	111
a. Evento de 1991: Episódios de Convecção Disparada, de <i>Seeder-Feeder</i> e Misto.....	111
b. Evento de 1992: Episódio Misto.....	117
10. CONCLUSÕES.....	123
11. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS.....	126
12. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	128
APÊNDICE.....	135

RESUMO

Este é o primeiro trabalho no Brasil a estudar os processos de intensificação orográfica da precipitação. A região enfocada é a Serra do Mar, especificamente nas proximidades da Baixada Santista, São Paulo, onde o total de chuva acumulado no ano ultrapassa 4000 mm. O conjunto de dados utilizados constou de registros pluviométricos a cada 30 minutos, mapas CAPPI a cada 10 minutos do radar de Ponte Nova, imagens de satélite, observações de estações meteorológicas de superfície, campos sinóticos de pressão e vento e informações de temperatura da superfície do mar. As informações referem-se ao período de março de 1991 a março de 1995. Todo o período foi demarcado em grande escala pela presença do fenômeno El Niño/Oscilação Sul. Os resultados revelaram que os fenômenos de intensificação são comuns na região ao longo de todo o ano, em especial na primavera. A maioria dos 144 eventos analisados teve acumulação máxima inferior a 50 mm precipitados em até 12 horas com taxa média tipicamente de natureza estratiforme. Estas características variam sazonalmente e de acordo com a localidade na encosta da Serra do Mar. Os eventos costumam ser de origem pós-frontal com vento de sudeste e altos índices de umidade relativa à superfície, muita nebulosidade na faixa leste de São Paulo e pouca no interior do Estado. Este estudo conclui que predominam os casos de *seeder-feeder*, seguidos pelos eventos mistos (*seeder-feeder*/convecção disparada), os de convecção disparada e por fim os de autoconversão. O impacto de maior interesse dos processos de intensificação orográfica da precipitação nessa região é o escorregamento de encostas, pois geram significativos prejuízos econômicos e sociais. Nem todos os episódios de escorregamento de encostas na região, durante o período estudado, foram provocados por fenômenos de intensificação. Contudo, estes foram contribuintes fundamentais para o desenvolvimento do quadro de iminência de risco de acidentes na montanha. O risco maior é representado pelas chuvas de acumulação muito grande, duração muito longa e taxa de precipitação de natureza estratiforme, aspectos comuns na parte mais próxima do topo da Serra do Mar.

ABSTRACT

This is the first Brazilian study on processes of orographic rainfall enhancement. The studied mountain range is Serra do Mar in the southeastern coast region of the São Paulo State, where the average annual accumulation exceeds 4000 mm. The used data set was composed by 30-minute recording raingauge network, 10-minute CAPPI maps from the Ponte Nova S-band radar, satellite imageries, sea surface temperature fields and synoptic and local surface meteorological observations. The temporal coverage was March 1991 through March 1995. El Niño/Southern Oscillation occurred during all this period. Results showed orographic enhancement processes are common all year long, specially in spring. Most part of 144 analyzed events spent less than 12 hours accumulating until 50 mm in a stratiform rain rate. These features have seasonal and spatial variations. The orographic enhancement events are usually associated to post frontal conditions, southeast surface winds, high surface relative humidity, cloudy conditions in São Paulo eastern region and clear sky inland. This study has concluded that the seeder-feeder mechanism was responsible for the majority of observed orographic enhancement cases, followed by seeder-feeder/triggered convection occurring simultaneously and then by triggered convection mechanism and finally by autoconversion. The most interesting impact of these phenomena in this region is the land slides along the hill steep slope due to their social and economical losses. Some accident occurrences were associated to orographic enhancement cases. The greatest accident risks lie in high precipitation accumulations with long duration and small rainfall rates. All of them are frequent near the top of Serra do Mar.

AGRADECIMENTOS

Ao **Prof. Dr. Oswaldo Massambani** pela orientação.

Ao **Dr. Warren Gray** do *National Institute of Water and Atmospheric Research* (NIWA) pelas sugestões.

Ao **Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE)**, ao **Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo (IAG/USP)**, ao **Instituto de Aeronáutica e Espaço do Centro Técnico Aeroespacial (IAE/CTA)**, à **Universidade de Karlsruhe**, ao **Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)**, à **Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME)** e ao **Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT)** pelos dados cedidos.

Aos professores do Departamento de Ciências Atmosféricas do IAG/USP pelo apoio.

Aos amigos **Carlos Augusto Morales Rodriguez, Sônia Regina Bezerra, Admir Creso Targino de Lima, Benedito Ubiratã e Edmilson Dias de Freitas**.

Aos colegas e funcionários do Departamento de Ciências Atmosféricas do IAG/USP.

Aos integrantes do Laboratório de Meteorologia Aplicada a Sistemas e Estudos Regionais (MASTER).

Aos colegas da Coordenadoria Estadual de Defesa Civil do Estado de São Paulo (CEDEC-SP).

À CAPES pelo auxílio financeiro.

1. INTRODUÇÃO

O estudo dos processos de intensificação orográfica da precipitação decorre da observação do ambiente. É notória a influência das barreiras topográficas sobre a distribuição espacial dos parâmetros meteorológicos, em especial da precipitação. Um dos pesquisadores pioneiros na questão da influência das montanhas na atmosfera, Bergeron, apresentou o seguinte lema num dos seus relatórios de 1970: “*A meteorological map without perspicuous orography is no meteorological map.*” (“Um mapa meteorológico sem orografia nítida não é um mapa meteorológico”).

O controle orográfico da precipitação é um fato largamente identificado em todo o mundo e a investigação do assunto se encontra em pleno desenvolvimento. Uma grande quantidade de informações tem sido coletada concernentes à distribuição da precipitação em áreas montanhosas. Estes dados estão concentrados na sua maioria em relatórios não publicados de instituições ligadas à hidrologia, geografia, agricultura e recursos hídricos.

No Brasil, uma das localidades que desperta maior interesse é a região da Serra do Mar, onde o total de chuva acumulado no ano pode ultrapassar os 4000 mm. Além deste número significativo, a configuração da distribuição espacial da precipitação na área chama atenção devido aos intensos gradientes. Esta barreira montanhosa situa-se na região Sudeste do país, sendo que a porção que recebe os maiores acumulados pluviométricos fica no estado de São Paulo e é monitorado pelo radar meteorológico de Ponte Nova (figura 1.1). Os detalhes físicos da área coberta pelo radar estão ilustrados na figura 1.2.

Este estudo tem como finalidade principal investigar os processos responsáveis pela intensificação orográfica da precipitação observada numa estreita faixa da Serra do Mar centrada na Baixada Santista. Esta região está representada pelo retângulo na figura 1.1.

Figura 1.1. Localização da área de atuação do radar meteorológico de Ponte Nova (círculo) com destaque para a região enfocada neste estudo (retângulo).

Figura 1.2. Topografia da área correspondente ao círculo na figura 1.1. com a localização dos principais aspectos físicos.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A distribuição da precipitação em áreas de montanha é alvo de estudos da meteorologia, hidrologia, geografia e agronomia. Na maioria dos casos, estes estudos observacionais da distribuição da chuva concluíram que a precipitação acumulada tende a aumentar com a altura do terreno.

Uma das maneiras mais marcantes da influência da topografia na atmosfera é o seu controle sobre a distribuição e formação de chuva, mais especificamente da precipitação orogênica (do grego = produzido em montanhas, ou por montanhas). A investigação dos padrões de chuva orogênica implica no estudo do efeito da orografia na precipitação a partir de vários tipos de mecanismos e de diferentes condições meteorológicas. É possível aplicar os resultados obtidos em uma região a outras áreas com topografia similar, levando em consideração as diferenças de clima e outras condições gerais.

Com o objetivo de aprimorar as informações sobre o controle orográfico da precipitação, foram feitos vários estudos que classificaram a distribuição da chuva de acordo com o tipo de evento meteorológico (ou estação do ano) e/ou direção do vento. Nos relatórios de Bergeron (1968, 1970, 1973) referentes ao Projeto Pluvius foi salientada a influência da orografia de pequena dimensão na estrutura fina da distribuição da chuva. Esta característica ficou evidenciada nos meses de outono, com sistemas estratiformes. Em contrapartida, o caráter aleatório dos sistemas convectivos no verão faz a topografia parecer ter pouco efeito. Wilson e Atwater (1972) investigaram a variabilidade da chuva em Connecticut. Apesar de ser uma região de diferenças topográficas pequenas, a distribuição das tempestades em sistemas estratiformes de grande escala foi explicada pelas variações no terreno e pela direção do vento no topo das montanhas.

A estrutura da chuva convectiva induzida orograficamente é difícil de ser obtida através do uso de dados de redes pluviométricas, por mais densas que estas sejam. Nestes casos, o uso do radar pode ser mais eficiente. Kuo e Orville (1973) elaboraram uma climatologia de ecos de radar (banda-X) de nuvens convectivas de

verão em Black Hills no estado de Dakota do Sul, EUA. Eles identificaram um forte controle topográfico com o máximo de desenvolvimento dos ecos a sotavento das montanhas, tanto para direções de vento distintas quanto para horários diferentes do dia ou condições meteorológicas variadas. Na ausência de radares ou aviões, o uso de imagens de satélite de alta resolução é de grande valia. Biswas e Jayaweera (1976) combinaram observações sinóticas convencionais e de satélite no estudo da distribuição espacial de tempestades no Alasca. Eles mostraram que as áreas preferenciais de formação destes sistemas são regiões montanhosas.

O uso principal de dados de radar meteorológico é, pela sua natureza, limitado a nuvens precipitantes. Dados de satélite podem monitorar todos os tipos de nuvens acima de um certo tamanho mínimo, dependendo da resolução do sensor, antes e depois que ela atinja o estágio de precipitação ou mesmo se ela não precipitar. Deste modo, a disponibilidade de dados de satélite de alta resolução o tornaram um instrumento de medida em mesoescala. Reynolds et al. (1978) mostraram a aplicabilidade destas informações no acompanhamento operacional e experimental de sistemas de nuvens orográficas através da mensuração de suas características físicas e radiativas.

A observação da interação entre a chuva frontal e a orográfica costuma mostrar uma intensificação em áreas de montanhas. Browning et al. (1974) observaram isto num estudo de caso sobre o efeito da orografia na passagem do setor quente de um sistema frontal durante o inverno, destacando a estrutura e o mecanismo da precipitação com o uso de uma rede de radares meteorológicos. Em regiões costeiras de latitudes temperadas, Bergeron (1970) se refere à frequente ocorrência de máximos da precipitação em montanhas em situações frontais, especialmente no outono e no inverno, com ventos no litoral associados ou não a áreas de alta pressão no continente.

O estudo de caso mais detalhado da interação entre um sistema frontal e a orografia é o de Hobbs et al. (1975). Usando medidas de avião, radiossondagens, rede de pluviômetros automáticos, ele elaborou um quadro minucioso da passagem de uma frente oclusa no estado de Washington, EUA. Seus resultados apontam a importância de cada escala envolvida: sinótica, meso, cumulus e microfísica. Este

aspecto também foi observado por Blanco e Silva Dias (1994), que estudaram os padrões de precipitação num período de verão para uma região que abrange a deste estudo.

Um modelo teórico para explicar a intensificação orográfica da precipitação em situações baroclínicas foi elaborado por Smith (1982). Segundo ele, a superfície frontal sofre uma distorção pelas montanhas devido à desaceleração do fluxo de baixos níveis pela presença da barreira e à aceleração do fluxo acima desta. Esta advecção diferencial faz com que o ar frio atrás da frente fique acima do ar quente, produzindo uma coluna de ar instável. Como resultado, tem-se uma convecção de pequena escala embebida no sistema de escala maior intensificando a precipitação a barlavento da montanha. O estudo de caso de Hobbs et al. (1975) é uma comprovação observacional deste mecanismo, pois seus resultados concordam com o esperado pelo modelo.

A intensificação orográfica da precipitação é muito frequente em regiões costeiras, onde um fator contribuinte é o efeito diferencial da fricção entre o oceano e o continente no campo de divergência, além do fluxo de aclipar se a costa for montanhosa. Este fato foi constatado por Bergeron (1949) ao estudar a questão dos máximos de precipitação orográfica em áreas litorâneas de regiões temperadas e polares do hemisfério norte.

Uma distribuição de chuva orogênica é caracterizada por seus padrões em grande, média e pequena escala, que refletem aspectos orográficos da ordem de magnitude de 1000 a 100 km, 100 a 10 km, 10 a 1 km, respectivamente (Bergeron, 1970).

Com a orografia de grande escala, a altura e extensão dos obstáculos são tão grandes que a estabilidade estática e dinâmica do fluxo do ar tornam-se decisivas para o padrão do fluxo em torno e sobre o obstáculo. Estes fatores somados a um decréscimo considerável da temperatura e umidade específica com a altura, causará uma diminuição marcante da precipitação com a altura a partir de níveis baixos. Assim o máximo da precipitação se localizará a barlavento, distante do topo, às vezes perto da costa.

Os padrões de escala média mostram uma combinação de dois aspectos: o orogênico e o convectivo. Existe todo um espectro de tais padrões, começando com o puramente convectivo e terminando pelo puramente orogênico (Bergeron, 1970).

De acordo com Bradley (1997), as montanhas de pequena escala costumam ter a precipitação marcada por dois mecanismos: o semeador-alimentador (*seeder-feeder*) e o de redistribuição do deslocamento do vento (*wind drift*).

2.1. MECANISMOS DE INTENSIFICAÇÃO OROGRÁFICA

Vários processos podem ser responsáveis pela intensificação orográfica, todos envolvendo o fluxo de ar perturbado pela orografia e interações microfísicas. Dentre eles, destacam-se três mecanismos básicos, ilustrados na figura 2.1 (Smith, 1989):

- a) Autoconversão (*autoconversion*);
- b) Semeador-alimentador (daqui por diante designado por *seeder-feeder*);
- c) Convecção disparada (*triggered convection*).

Figura 2.1. Principais mecanismos de controle orográfico da precipitação: (a) autoconversão, (b) *seeder-feeder*, (c) e (d) convecção disparada. Adaptado de Smith (1989).

Estes mecanismos podem atuar individualmente ou em conjunto como foi observado por Gray e Seed (1995) que identificaram este tipo de ocorrência em observações com radar na Nova Zelândia.

a. AUTOCONVERSÃO

Na autoconversão a chuva se desenvolve através da condensação e coalescência, resultante da ascensão do ar em grande escala pela encosta, sem depender de qualquer chuva pré-existente (figura 2.1.a). Para condições constantes de temperatura, umidade, velocidade e direção do vento, as taxas de crescimento de gotas e de coalescência deverão aparecer similares em qualquer instante para cada ponto

sobre a montanha. Sob estas condições, uma característica desta chuva seria sua sequência temporal muito uniforme em qualquer ponto.

O mecanismo de autoconversão é um processo típico de fluxo de vento fraco em uma orografia de grande escala. Se a montanha for de escala média e a velocidade do vento moderada, não há tempo suficiente para a formação de hidrometeoros, visto que o processo de colisão-coalescência demanda um tempo mínimo. Nestes casos, a elevação do terreno não atua como causa única para a intensificação da precipitação.

Há uma versão modificada deste mecanismo conhecida como gotejamento em árvore (*tree-drip*) esquematizada na figura 2.1.a. Gotículas de nuvens de baixos níveis geradas pela ascensão forçada do fluxo podem ser removidas diretamente do ar pelo impacto na folhagem das árvores (Smith, 1989). Um importante exemplo deste mecanismo está sendo estudado na costa da Califórnia, EUA (NYT, 1998). Nas florestas litorâneas cobertas por sequóias gigantes de cerca de 100 m, o efeito do *tree-drip* é responsável por metade do total anual de precipitação. Em uma única noite, uma sequóia pequena de 30 m pode captar do nevoeiro o equivalente a 100 mm de chuva através deste processo.

Um tratamento analítico da autoconversão com modelagem numérica foi realizado por Gocho (1978). Ele contabilizou que a precipitação de nuvem orogênica quente formada por este mecanismo alcançaria uma taxa de chuva máxima de 1 mm/h no topo da montanha.

b. SEEDER-FEEDER

O mecanismo de *seeder-feeder* foi sugerido por Bergeron (1968). Nesse mecanismo, a chuva caindo de nuvens mais altas pré-existentes (semeadora - *seeder*), tanto frontais quanto orográficas, é intensificada pela coleta das gotículas das nuvens baixas e densas ou nevoeiro (alimentadoras - *feeder*) mantidas pela ascensão de ar úmido através da encosta da montanha. Assim, uma nuvem sem uma

alimentadora dará pouca ou nenhuma precipitação. Já uma nuvem sem uma semeadora geralmente não precipitará, ou somente provocará chuvisco, mesmo se a condensação for muito intensa. O *seeder-feeder* caracteriza-se por apresentar um perfil vertical característico, com fortes gradientes, no qual a taxa de chuva aumenta a partir dos níveis inferiores chegando ao máximo no topo da montanha.

No mecanismo *seeder-feeder*, o aumento observado na precipitação sobre as montanhas se deve a nuvens quentes de baixos níveis, nas quais o processo de precipitação dominante é a colisão e a coalescência. Em contrapartida, na nuvem orogênica o tempo é insuficiente para a precipitação ser iniciada pelo mesmo processo, pois o intervalo de tempo para o ar fluir por estas pequenas nuvens é muito curto.

Em seus estudos, Bergeron (1968) sugeriu um modelo conceitual do mecanismo *seeder-feeder*. De acordo com ele, este padrão de precipitação ocorre com chuva contínua estratiforme. Essa chuva umedeceria a camada de ar sem nuvens abaixo da base da nuvem estratiforme através da evaporação das gotas de chuva durante a sua queda. A perda considerável de massa das gotas de chuva para o ambiente favoreceria a formação de nuvens mais baixas, como *fractus Stratus* ou *fractus Cumulus*, cuja base estaria a cerca de 50 a 200 m acima do nível do terreno.

A evaporação da precipitação é indicada pelo processo PV da figura 2.2, onde observa-se a evolução microfísica dos hidrometeoros ao longo de sua trajetória de queda. Logo, a precipitação da nuvem semeadora R sofre uma perda $\delta'R$ por evaporação. Assim, a chuva que chega à superfície R_{sup} é:

$$R_{sup} = R - \delta'R$$

Entretanto, sobre as montanhas, as nuvens *fractus* se tornarão mais densas por causa da contribuição da condensação intensificada orogenicamente C_1 , como ilustrado na figura 2.2. Consequentemente, as gotas de chuva em queda crescerão por coleta S_2 dos elementos da nuvem *fractus*. É importante observar que esses elementos são pequenos demais para precipitar sozinhos, porém grandes o suficiente para contribuir no processo de coalescência das gotas oriundas da nuvem estratiforme. Todos estes

processos juntos implicarão num aumento $\delta'R$ da chuva sobre a montanha. Deste modo, a precipitação sobre a montanha R_{mon} é:

$$R_{\text{mon}} = R + \delta'R$$

Portanto, a diferença total na chuva ΔR entre a montanha e a região mais baixa vizinha é:

$$\Delta R = R_{\text{mon}} - R_{\text{sup}}$$

$$\Delta R = (R + \delta'R) - (R - \delta'R)$$

$$\Delta R = R + \delta'R - R + \delta'R$$

$$\Delta R = \delta'R + \delta'R$$

A intensificação orográfica dependerá das condições sinóticas, das propriedades da montanha e sua posição em relação à região.

É importante notar que a nuvem estratiforme com sua precipitação de fundo é indispensável como um eficiente umedecedor do ar abaixo da sua base e como nuvem semeadora (*seeder*). A nuvem *fractus* mais baixa sobre as montanhas é igualmente indispensável como nuvem alimentadora (*feeder*).

Figura 2.2. Esquema do mecanismo *seeder-feeder*. Adaptado de Bergeron (1968).

Por outro lado, nem sempre a sementeira oriunda de um nível mais alto é derivada de um levantamento de escala sinótica, como uma precipitação frontal. Há a possibilidade da própria montanha favorecer a geração de sua própria sementeira de altos níveis. Browning et al. (1974) observaram que uma instabilidade potencial em níveis médios associada a um pequeno levantamento devido à orografia, produzia a precipitação sementeira. Na ausência desta, ele constatou que a chuva orográfica era muito reduzida.

A intensificação orográfica em baixos níveis só pode ser eficiente se os hidrometeoros semeadores ou gotículas semeadoras têm no mínimo 100 μm de diâmetro e se originarem de uma região abaixo dos 1500 m de altitude (Browning et al., 1974). Segundo Hill et al. (1981), os efeitos mais notáveis da intensificação na taxa de chuva na região da montanha costumam ser em baixos níveis e quase

desprezíveis acima dos 2500 m de altitude. Eles observaram ainda uma forte dependência entre a intensificação e a velocidade do vento imediatamente acima da camada de atrito e a umidade relativa média superior a 90% nos primeiros 2 km da atmosfera.

O mecanismo *seeder-feeder* tem sido tratado analiticamente através de modelos numéricos. As investigações microfísicas de Storebø (1976), Bader e Roach (1977) e Gocho (1978) dão suporte à teoria de Bergeron (1968) como explicação para o padrão da precipitação em áreas com topografia de pequena escala.

Mais recentemente, Sinclair (1994) elaborou um modelo bidimensional prognóstico com uma parametrização simples e eficiente do processo *seeder-feeder*. Estes resultados confirmaram estudos anteriores, como o fenômeno ocorrer abaixo dos 1500 m e com uma umidade relativa à superfície de pelo menos 80%. Utilizando um modelo numérico tridimensional, Bradley (1997) mostrou a importância da forma e dimensões da montanha para a distribuição espacial da precipitação controlada por este mecanismo.

O mecanismo *seeder-feeder* puro é uma idealização. Na prática, as duas nuvens podem estar combinadas em uma única. Além disso, a nuvem semeadora pode ser influenciada pelo terreno (Smith, 1989).

c. CONVECÇÃO DISPARADA

A convecção disparada fundamenta-se na ocorrência da formação de nuvens *Cumulonimbus* nas térmicas do lado da montanha iluminado pelo Sol, em uma massa de ar condicionalmente instável. Este mecanismo é reconhecido principalmente pelo aumento no número de tempestades e, conseqüentemente, na duração da chuva sobre a montanha. Ele não tem uma assinatura característica muito clara no perfil

vertical de distribuição da precipitação ao longo da encosta da montanha. Por outro lado, sua dependência com o ciclo diurno é mais explícita do que a dos outros processos supracitados (figura 2.1.c).

A descrição clássica do processo de convecção disparada é similar à feita no estudo de tempestades nas Montanhas Rochosas, EUA, por Henz (1972). As encostas das montanhas, especialmente aquelas voltadas para o Sol, absorvem a radiação incidente. O ar adjacente à superfície é aquecido por condução por baixo e a circulação vale-montanha se inicia. Uma vez estabelecida a circulação vale-montanha, parcelas de ar aquecido ascendem as encostas. À medida que o nível de condensação por levantamento (NCL) destas bolhas é atingido, elas tornam-se visíveis como nuvens do tipo *Cumulus*.

A continuidade do ciclo de vida dessa nuvem depende basicamente da disponibilidade de umidade e calor em baixos níveis. Se existir energia termodinâmica disponível suficiente, ou seja, se consideráveis quantidades de vapor d'água e calor sensível forem trazidos próximos a estas nuvens pelas térmicas, elas crescerão rapidamente e poderão se tornar tempestades. Estas nuvens em desenvolvimento nesta massa de ar condicionalmente instável geralmente são transportadas pelo vento gradiente local. Assim, toda tempestade que ocorrer será a sotavento da montanha que disparou o processo de formação daquela nuvem. Por outro lado, se o aquecimento por baixo ou a umidade forem insuficientes, a nuvem se dissipará ou se desenvolverá lentamente, dificilmente passando do estágio de *congestus*.

Durante a noite, a circulação forçada termicamente inverte e a convergência de baixos níveis deve produzir convecção a alguma distância das montanhas.

É claro que, essas térmicas, nuvens cumuliformes e a chuva convectiva podem ocorrer em dias quentes em áreas de terreno plano sem a influência das montanhas. Entretanto, este desenvolvimento tende a ocorrer mais rápido sobre montanhas. Isto se deve ao fato de que as montanhas atuam como fonte de calor de altos níveis, criam uma barreira ao fluxo de ar predominante e causam assim uma

mistura mais turbulenta do que em regiões planas. A estas características pode-se acrescentar sua atuação como fonte de umidade de altos níveis, caso a montanha tenha cobertura vegetada como uma floresta (Changnon Jr. et al., 1975).

Numa visão complementar à descrição clássica do mecanismo, Smith (1989) sugeriu que o levantamento forçado pudesse desencadear algum tipo de instabilidade que produziria mais condensação, e consequentemente, mais hidrometeoros. Nestes casos, há três possibilidades para o comportamento do fluxo pela barreira montanhosa ilustradas na figura 2.1.d:

- Bloqueio e ascensão gerando convecção profunda;
- Bloqueio e ascensão gerando instabilidade condicional em camadas estratiformes;
- Bloqueio e advecção diferencial causada pelo cisalhamento vertical induzido pela montanha na passagem de uma zona baroclínica, desencadeando instabilidade condicional em camadas estratiformes (Smith, 1982).

Um aspecto importante dos sistemas convectivos em áreas montanhosas foi discutido por Hill (1978) que mediu o movimento vertical induzido pela precipitação de tempestades orográficas de inverno em Utah, EUA. As observações de Hill sugerem que o papel da liberação de calor na condensação e do resfriamento durante a evaporação é gerar movimento convectivo de pequena escala. Estes movimentos localmente controlam a intensidade da precipitação.

2.2. ALGUNS ASPECTOS MICROFÍSICOS DA CHUVA OROGÊNICA

A natureza da precipitação orogênica é complexa uma vez que envolve um largo espectro de escalas como é o caso da escala da física de nuvens ou microfísica. Especificamente são estudados os processos de coleta. Os processos de crescimento por coleção podem ser classificados como colisão+coalescência (líquido-líquido), acreção (gelo-líquido) ou agregação (gelo-gelo). Nestes, uma partícula caindo mais rápido, relativamente ao ar, coleta as partículas menores. Este processo é função do tamanho dos hidrometeoros envolvidos que definem a eficiência de coleta mútua, da diferença entre suas velocidades e da concentração das partículas menores.

Dentre estes processos, o de crescimento por coleção, em conjunto com a nucleação e o crescimento por condensação, constituem os processos microfísicos básicos que dão origem à precipitação em nuvens quentes. A condensação de vapor começa com a ativação de um espectro de núcleos de condensação. Após a nucleação, as gotículas começam a crescer via deposição de vapor na sua superfície. Depois, as gotas continuam crescendo por coleção. Esta, por sua vez, resulta das interações de colisão entre gotas, seguida de coalescência, para produzir gotas grandes o suficiente para alcançar o solo como precipitação. Para que este processo seja eficiente, é necessário um elevado conteúdo de água líquida e a existência de gotas de diâmetro da ordem de 30 a 50 μm , geralmente encontrados em *cumuli* marítimos e tropicais. Em nuvens orogênicas, o máximo do conteúdo de água líquida ocorre em associação com o movimento ascendente sobre a montanha e há um rápido decréscimo corrente abaixo devido à evaporação.

Um fator que interfere diretamente sobre a eficiência do processo de colisão e coalescência e, por sua vez, na evolução do espectro de gotas e no decorrente desenvolvimento da precipitação, é o tipo de massa de ar que origina a nuvem. Estas são determinadas fundamentalmente pela diversidade dos núcleos de condensação. Enquanto nuvens de origem marítima geralmente exibem espectros largos, com baixas concentrações de gotas, as nuvens de origem continental comumente apresentam espectros mais estreitos e concentrações mais elevadas. Em virtude da presença de menores valores de concentração em nuvens marítimas, o vapor condensado é distribuído em um menor número de núcleos, favorecendo a formação de gotas maiores do que no caso continental. Os núcleos de sal marinho gigantes poderiam, segundo Gocho (1978), ser responsáveis pelo aumento da taxa de precipitação de nuvens orogênicas quentes geradas pelo mecanismo de autoconversão.

Hobbs et al. (1975) estudaram com detalhes a estrutura microfísica de um sistema frontal ocluso modificado pela orografia, analisando o conteúdo de água líquida da nuvem, a concentração, o tamanho e o tipo de partículas de gelo. Afirmam que, nesse caso, a precipitação das partículas de gelo das camadas superiores da nuvem sobre as inferiores, na parte posterior da frente modulada pela orografia, é um

dos principais fatores do processo *seeder-feeder* no aumento da precipitação na superfície.

O uso de aeronaves-laboratório possibilitou a aplicação de sementeira artificial em nuvens orogênicas para compreender melhor o processo da precipitação orográfica, em particular do mecanismo *seeder-feeder*. Chappell et al. (1971) examinaram o impacto da sementeira de nuvens orográficas na intensidade e duração da chuva no Colorado, EUA, durante o inverno. Os resultados mostraram que as mudanças na precipitação total foram controladas mais pela duração do que pela intensidade. Em nuvens quentes, o efeito principal foi o de aumentar a duração da precipitação em relação ao que ocorreria naturalmente, enquanto que em nuvens frias, foi observado uma diminuição. Ainda para o mesmo experimento, Mielke et al. (1971) e Young (1974b) mostraram que as nuvens formadas em montanhas menores só causam precipitação se semeadas natural ou artificialmente. Com relação a convecção disparada, Grant e Elliott (1974) analisaram que a faixa de temperatura de topo de nuvem ótima para o aumento da precipitação via sementeira é de -10°C a -24°C , pois constitui-se no intervalo em que ocorre uma deficiência natural na formação de núcleos de gelo.

A modelagem numérica tem sido também um instrumento de investigação muito usado em microfísica de nuvens. Um dos primeiros trabalhos a explorar o problema da física de nuvens associada à precipitação orográfica foi o de Young (1974a, b) que elaborou um modelo de processos microfísicos e o aplicou aos dados daquele experimento no Colorado, EUA. Trata-se de um modelo sofisticado que apresenta uma grande variedade de processos microfísicos: a ativação de núcleos de condensação de nuvem, a nucleação de fase gelo, o crescimento/evaporação por difusão, a determinação da supersaturação, os processos de coleta e a sedimentação de partículas entre níveis. Young encontrou que a eficiência natural da precipitação orográfica é de 0.04% e passava para 20.0% sob condições de sementeira artificial. Assim, concluiu que montanhas de pequenas dimensões só poderiam gerar precipitação através da introdução da sementeira natural ou artificial.

Storebø (1976) estimou a eficiência da remoção de gotículas de nuvens de baixos níveis, induzidas por topografia de pequena escala, por gotas de chuva

caindo de níveis superiores, ou seja, a eficiência do processo *seeder-feeder*. Suas simulações mostraram que o papel da composição, tamanho e concentração dos núcleos de condensação no padrão da precipitação é mínimo. Através de seu modelo bidimensional de nuvens estratiformes quentes, Gocho (1978) estudou os mecanismos responsáveis pela grande acumulação de precipitação nas montanhas Suzuka no Japão. Ele concluiu que a distribuição da precipitação na montanha varia sensivelmente com a distribuição do tamanho de gotas da chuva leve uniforme da nuvem semeadora e da densidade de gotículas na nuvem alimentadora. Mais tarde, Tateya et al. (1991) modelaram o mecanismo básico do efeito de outra montanha muito íngreme no Japão em nuvens estratiformes quentes, concluindo que a intensidade da chuva é linearmente proporcional ao vento ascendente e à taxa de condensação.

2.3. ESTUDOS NO BRASIL

Os estudos acerca do controle exercido pela orografia sobre a precipitação efetuados no Brasil concentraram-se em tratar o problema de maneira descritiva, identificando as regiões afetadas, sem aprofundar-se nos mecanismos físicos responsáveis pelas configurações observadas. Azevedo e Leitão (1990) identificaram através dos processos em cadeia de Markov uma dependência da precipitação com a brisa marítima e a orografia no estado da Paraíba. Lima e Maia (1990), Nascimento (1995) e Marques et al. (1996) estudaram a distribuição temporal e espacial da chuva no Rio de Janeiro e identificaram a contribuição da topografia nesta distribuição. Prates e Silva Dias (1994, 1996) simularam o efeito da topografia na distribuição espacial da chuva no estado de Minas Gerais. Costa et al. (1996) analisaram e simularam alguns casos de formação de sistemas convectivos de mesoescala que foram frequentes na região da Serra da Ibiapaba, no Ceará, em abril de 1993. Gomes Filho et al. (1996) fizeram um estudo de caso de um sistema convectivo de mesoescala na Paraíba e mostraram que a interação deste com a Serra da Borborema intensificou a precipitação, porém não sugeriram os mecanismos responsáveis.

Estudos meteorológicos que envolvem a questão da complexidade do terreno podem enfocar diversos aspectos além da precipitação, tanto do ponto de vista teórico quanto observacional. Sá e Almeida (1982) realizaram um estudo topoclimático no sudeste da Bahia de modo a determinar a face da encosta mais recomendável para a produção de cacau. Franchito e Yamazaki (1984) estudaram as características da brisa marítima e sua interação com o escoamento médio e a topografia na região norte-nordeste do Brasil através de um modelo prognóstico bidimensional. Moraes (1993) fez um estudo numérico de um escoamento estratificado sobre uma montanha isolada em um intervalo intermediário do número de Froude de modo a identificar quando as trajetórias do fluido irão contornar ou passar por cima da montanha. Ribeiro et al. (1996) avaliaram o número de núcleos de condensação de aerossol atmosférico na Serra do Navio, Amapá, como parte de um projeto de estudo do impacto ambiental do mercúrio (Hg). Mattos (1996) mostrou a sensibilidade do modelo global do CPTEC (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos) à resolução da topografia.

Trabalhos anteriores sobre o comportamento da precipitação na região composta pela Baixada Santista, Serra do Mar e Planalto Paulista enfocaram o assunto de diversas formas. Bruni e Kira (1984) ajustaram modelos estatísticos a séries de três postos no litoral santista e indicaram a existência da influência de fatores de micro escala no comportamento da precipitação. Macedo et al. (1990) verificaram que os sistemas frontais associados a áreas de instabilidade continentais são os principais responsáveis por chuvas intensas na região litorânea de Cubatão. Silveira e Silva Dias (1990) e Blanco e Silva Dias (1994) reconheceram a importância das circulações locais e sua interação com a topografia e circulação de escalas maiores no comportamento da precipitação observada pelo radar meteorológico de São Roque. Estas informações também foram investigadas por Silva Dias et al. (1995) e Silva Dias e Machado (1997) através de modelos numéricos de mesoescala distintos.

3. DADOS E METODOLOGIA

O objetivo mais abrangente deste estudo é elucidar os mecanismos físicos responsáveis pela distribuição espacial da precipitação observada na Serra do Mar próxima à Baixada Santista. A proposta é identificar e classificar os eventos de intensificação orográfica da série de pluviometria de março de 1991 a março de 1995, de modo a elaborar uma climatologia deste fenômeno para a região. Para atingir esta meta é analisado todo o conjunto de dados disponíveis de maneira a extrair o máximo de informações sobre o fenômeno em questão.

3.1. CAMPOS DE TOPOGRAFIA DA REGIÃO DE ESTUDO

Segundo Robinovich e Caetano Neto (1986), a resolução mínima da topografia para representar adequadamente os fenômenos meteorológicos na porção estudada da Serra do Mar é de 1.8 km na direção norte-sul e de 1.3 km na direção leste-oeste. Sendo assim, os campos topográficos são derivados de um arquivo de modelo de elevação digital (*Digital Elevation Model, DEM*) global com espaçamento de grade horizontal de 30 segundos de arco. Isto significa cerca de um ponto a cada 838 m na direção leste-oeste e 924 m na direção norte-sul. Este modelo foi finalizado em 1996 sob coordenação do *U. S. Geological Survey's EROS Data Center*.

3.2. CAMPOS DE PRECIPITAÇÃO DA ÁREA DE ATUAÇÃO DO RADAR

Os campos de precipitação da área de atuação do radar meteorológico de Ponte Nova foram elaborados a partir de informações disponibilizadas pelo Departamento de Águas e Energia Elétrica, DAEE. Estas informações consistem de registros de valores mensais e do total anual de chuva no período de 1991 a 1995 de todos os postos pluviométricos da rede do DAEE em operação na área. O número de postos diminuiu ao longo do período, variando de 326 postos ativos em 1991 para 272 postos no ano de 1995. Todos esses dados foram utilizados na preparação dos campos.

3.3. CAMPOS DAS VARIÁVEIS LOCAIS

Como é comum a estudos de fenômenos de escala sub-sinótica, enfrentou-se o problema de se maximizar o uso possível de um conjunto de dados inadequadamente distribuídos no espaço e no tempo, o que pode ser crítico para a análise apropriada de suas características típicas.

a. Rede Telemétrica

O principal conjunto de dados que forma a base deste estudo é o composto pelas informações de precipitação das redes telemétricas do DAEE, em particular da rede de Cubatão (tabela 3.1). A série temporal em questão compreende o período de março de 1991 a março de 1995.

Nome do Posto	Código do Posto	Coordenadas do Posto		Altitude (m)
		Latitude (S)	Longitude (W)	
Cubatão	P25CUB	23 52 58.98	46 25 36.02	3.0
Ultrafértil	P05ULT	23 50 11.70	46 22 19.97	5.0
Cota 400	P20COT	23 53 25.62	46 29 04.21	400.0
Alto Perequê	P15APE	23 50 06.70	46 27 41.97	605.0
Paranapiacaba	P10PAR	23 46 35.27	46 18 25.43	850.0

Tabela 3.1. Dados gerais da rede telemétrica de Cubatão.

Os dados da rede telemétrica de Cubatão estão disponibilizados em arquivos quinzenais com informações pluviométricas e fluviométricas a cada trinta minutos de cada um de seus postos. O sistema está projetado de modo a oferecer automaticamente valores acumulados da precipitação a cada 30 minutos em base diária, ou seja, às 00:00 HL (hora local) todos os postos pluviométricos registram a precipitação acumulada no dia anterior e inicializam novamente a contagem da

precipitação medida. Uma descrição técnica e histórica da rede telemétrica pode ser encontrada em Braga et al. (1995) e Pisani (1995).

O funcionamento desse sistema apresenta vários problemas que vão desde a falta de manutenção à falta de energia elétrica, fazendo com que a série temporal de dados não esteja num formato adequado à análise. Aspectos gerais dos problemas encontrados:

- Não há documentação alguma referente às causas das falhas na série.
- As falhas na série não são notificadas, isto é, nos arquivos os horários e/ou dias faltantes não estão presentes com nenhum tipo de codificação, simplesmente não constam. Deste modo, foram detectadas todas as falhas e preenchidas com uma regressão linear simples desde que esta fosse inferior a seis horas. Este critério foi adotado, pois as falhas atingem todos os postos simultaneamente, impedindo que a reconstituição da série pudesse ser feita com base em pontos de medida próximos e de cota semelhante.
- A inicialização automática do sistema nem sempre ocorre às 00:00 HL, ou seja, há dias em que a inicialização da contagem da precipitação acumulada é feita em um outro horário qualquer ou não acontece. A solução para este ponto foi diferenciada e será apresentada a seguir.

Foi definido como evento de precipitação o episódio que apresenta registro de chuva em um ou mais postos da área de estudo, ou seja, é aquele em que a taxa de chuva é superior a 0.0 mm/h, com interrupção máxima de uma hora e acumulação mínima de 1.0 mm. Esta definição foi adotada seguindo sugestão do Dr. Warren Gray durante a 28th *Conference on Radar Meteorology*, por ocasião da apresentação dos primeiros resultados deste trabalho (Blanco e Massambani, 1997).

Baseado nesta definição de precipitação, o terceiro item pôde ser tratado. Quando detectada uma interrupção da chuva superior a uma hora, foi imposta a inicialização da contagem da acumulação da chuva registrada. Esta inicialização, por sua vez, engloba três procedimentos. O primeiro é a inicialização em si com a substituição dos valores de chuva acumulados repetidos por zeros. O segundo e o

terceiro procedimentos funcionam em conjunto. Nestes é corrigida a acumulação da chuva de acordo com a nova inicialização. Logo, é preciso subtrair do novo evento de precipitação o valor acumulado no anterior. Há casos de chuva ininterrupta que é simplesmente inicializada pelo sistema da rede telemétrica às 00:00 HL, ou qualquer outro horário. Nessas ocasiões é necessário somar o valor anterior à inicialização original de maneira a dar continuidade ao registro acumulado de chuva.

b. Radar Meteorológico

O radar meteorológico de São Paulo é um radar banda-S localizado próximo à Barragem de Ponte Nova, no município de Biritiba Mirim, São Paulo, a uma altitude de 916 metros. Suas coordenadas geográficas são 23°36'00"S e 45°58'20"W. As estimativas do radar meteorológico estão representadas por mapas de CAPPI (*Constant Altitude Plan Position Indicator*) no nível de 3 km. Estas informações referem-se a uma área de 180 km de raio a partir do radar com resolução espacial de 2x2 km e temporal de 10 minutos. A relação Z-R utilizada, isto é, a relação entre o fator de refletividade Z medido pelo radar e a taxa de chuva R apresentada nos campos de CAPPI é a de Marshall e Palmer, $Z = 200 R^{1.6}$. A mínima precipitação detectável pelo radar de São Paulo é 0.3 mm/h, sendo sensível a chuvas de 0.5 mm/h a uma distância de 190 km, valores estes baseados na relação de Marshall e Palmer. Uma descrição técnica e histórica mais detalhada do radar meteorológico pode ser encontrada em Braga et al. (1995) e Pisani (1995).

Para este estudo utilizou-se os mapas de CAPPI de 3 km. Outros produtos do radar não foram obtidos devido a problemas técnicos na leitura dos arquivos.

c. Estação Meteorológica no Planalto

A fonte de informações representativa da região do planalto é a estação meteorológica do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto Astronômico e Geofísico, IAG, no Parque do Estado no município de São Paulo. A estação está localizada a 23°39'07"S e 46°37'22"W, distando cerca de 45 km do Oceano Atlântico e 12 km da Serra do Mar, com altitude de aproximadamente 800 m.

Além dos dados horários de precipitação, a estação de superfície do IAG disponibilizou informações horárias de visibilidade, nebulosidade (tipo e quantidade), vento (direção e velocidade), pressão atmosférica, temperatura do ar, umidade, temperatura do solo, evaporação, temperatura máxima e mínima, radiação solar (intensidade e duração) e observação de fenômenos diversos de tempo.

d. Estação Meteorológica no Litoral

O conjunto de dados de umidade relativa, direção e velocidade do vento à superfície para a região litorânea são provenientes da estação meteorológica da Base Aérea de Santos, situada em 23°55'41"S e 46°17'59"W. A série de vento é composta por 15 dados horários diários, cobrindo a operação da estação das 06:00 às 20:00 hora local. Já a série de umidade relativa é formada por 5 dados diários com intervalo de medida de 3 horas. Os anos de 1991, 1994 e 1995 estão completos, enquanto que o ano de 1993 cobre o período de abril a dezembro e, 1992 não tem registros. As informações foram cedidas pelo Instituto de Aeronáutica e Espaço do Centro Técnico Aeroespacial, IAE/CTA.

e. Dados de Experimento de Campo

O projeto de cooperação científica e tecnológica bilateral Brasil-Alemanha intitulado ENV-3: "*Air Pollution and Vegetation Damage in the Tropics – the Serra do Mar as an Example*" constituiu-se de quatro grandes módulos de estudo interligados: o módulo de química, o módulo de solo, o módulo de vegetação e o módulo de circulação atmosférica e transporte de massa. Este último foi responsável pela coleta de informações meteorológicas feita em experimentos de campo anuais e semestrais, desde 1991 até 1996, nos meses de primavera (setembro a novembro) e outono (março a maio). O módulo de circulação atmosférica e transporte de massa foi coordenado no Brasil pelo Prof. Dr. Oswaldo Massambani.

As informações meteorológicas coletadas referem-se ao mês de março de 1995 e são derivadas das estações de Vicente de Carvalho no litoral (23°55'S e 46°18'W) e de São Bernardo no planalto (23°42'S e 46°34'W). Das variáveis meteorológicas registradas a cada 10 minutos foram selecionadas: a direção e velocidade do vento; a temperatura e a umidade relativa medidas a 2 m e 10 m de altura. Os arquivos contendo os dados foram cedidos pelo Dr. Norbert Kalthoff da Universidade de Karlsruhe, Alemanha.

3.4. CAMPOS DAS VARIÁVEIS DE ESCALA SINÓTICA

Com o intuito de caracterizar as condições de escala sinótica para cada evento estudado utilizou-se três fontes básicas de informações: imagens de satélite, os campos meteorológicos sinóticos e temperatura da superfície do mar.

a. Imagens de Satélite

As imagens de satélite para a América do Sul e oceano Atlântico são observações dos satélites Meteosat-3 e Meteosat-5. Estes satélites são geosíncronos e pertencem à ESA, *European Space Agency*. O Meteosat-3 está situado a uma altitude de 36.000 km, no plano equatorial, na longitude 75°W, enquanto o Meteosat-5 está na longitude 0°. Eles fornecem uma imagem a cada 30 minutos e estas imagens são superpostas. Desta forma, é parcialmente compensado sua baixa resolução espacial e radiométrica comparada com as dos satélites polares da série NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). Sua resolução espacial no ponto sub-satélite é 5 x 5 km.

Os três canais do Meteosat-3 e do Meteosat-5 e seus respectivos intervalos espectrais são: o visível entre 0.4 e 1.1 μm , o infravermelho entre 10.5 e 12.5 μm e o vapor d'água entre 5.7 e 7.7 μm .

A série de imagens utilizada neste estudo corresponde ao período de janeiro de 1993 a março de 1995, para os canais e horários disponíveis na forma digital, cedida pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, e pela Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos, FUNCEME. Este conjunto possui dias e horários faltantes, assim como as imagens mais frequentes são do canal infravermelho. Os anos de 1991 e de 1992 não foi possível de serem obtidos devido à problemas técnicos na leitura dos dados.

b. Campos Meteorológicos Sinóticos

Os campos meteorológicos sinóticos foram extraídos do conjunto de dados da Reanálise do NCEP/NCAR (*National Center for Environmental Modeling/National Center for Atmospheric Research*). Este conjunto é fruto de um projeto das duas instituições com o objetivo de produzir novas análises do estado da

atmosfera usando dados históricos, a partir de 1957, e as mais recentes técnicas de assimilação de dados em modelos. Desta maneira, obtiveram uma série homogênea, com maior controle de qualidade, melhor resolução vertical e cobertura global.

Os dados aqui utilizados referem-se ao período de março de 1991 a março de 1995. Eles encontram-se no formato GRIB (*Gridded Binary*), com resolução horizontal de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, pressão como coordenada vertical e resolução temporal de seis horas. Os arquivos foram disponibilizados pelo Departamento de Ciências Atmosféricas do IAG/USP.

c. Temperatura da Superfície do Mar

Os dados de temperatura de superfície do mar, TSM, foram produzidos semanalmente numa grade de $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ através de um método de análise de interpolação ótima. A cobertura espacial destes campos é de 89.5°N a 89.5°S e 0.5°E a 359.5°E e sua cobertura temporal vai da primeira semana de 1990 até a segunda semana de agosto de 1998. A análise usa dados obtidos *in situ* e estimativas de TSM via satélite. As informações medidas localmente provieram de mensagens de rádio fornecidas pelo Sistema de Telecomunicação Global. As observações de satélite foram obtidas de dados operacionais produzidos pelo NESDIS, *National Environmental Satellite, Data and Information Service*. Os campos de TSM foram disponibilizados pelo NOAA-CIRES-CDC, *NOAA-Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences-Climate Diagnostics Center*, via <http://www.cdc.noaa.gov/> como arquivo no formato netCDF.

Os campos de TSM mensal possuem características semelhantes aos semanais, diferenciando-se basicamente no período e na fonte das informações. No arquivo à disposição no Departamento de Ciências Atmosféricas do IAG/USP há dados de janeiro de 1950 a dezembro de 1996. O período mais recente, a partir de 1990, foi obtido de forma análoga aos campos semanais. Ao passo que os anos anteriores foram reconstruídos basicamente através de diários de bordo e

comunicações de rádio de navios processados pelo COADS, *Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set*.

A partir das informações de TSM semanal e mensal foram calculadas as anomalias semanais utilizadas na análise deste estudo.

3.5. INFORMAÇÕES DE ESCORREGAMENTOS

As informações de ocorrência, local e data de escorregamentos ocorridos na porção da Baixada Santista da Serra do Mar foram obtidas junto à Divisão de Geologia do Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT). O grupo de estudos de escorregamentos dispõe de relatórios detalhados sobre os fenômenos de movimentação gravitacional para os períodos de dezembro a março, quando são mais frequentes e de maiores proporções. Estes trabalhos são desenvolvidos em conjunto com a Coordenadoria Estadual de Defesa Civil do Estado de São Paulo, CEDEC-SP, e fazem parte do Plano de Prevenção de Defesa Civil (PPDC) para escorregamentos nas encostas da Serra do Mar.

3.6. METODOLOGIA

A metodologia empregada fundamenta-se em reunir, a partir dos dados mencionados, o maior e mais variado conjunto de informações referentes ao período de março de 1991 a março de 1995 para a região leste do estado de São Paulo. Este complexo de informações permite caracterizar da maneira mais detalhada possível o cenário meteorológico em que ocorreram os fenômenos de intensificação orográfica da precipitação observados.

Os dados adquiridos, em especial os provenientes da rede telemétrica de Cubatão, foram organizados, reformatados e então colocados em modo gráfico de maneira a sobrepor informações e otimizar a análise. Com base nos dados

pluviométricos, foram identificados os eventos de intensificação orográfica da série. Para cada um destes eventos examinou-se as condições sinóticas e locais atuantes de acordo com as informações disponíveis.

A partir das características particulares de cada mecanismo de intensificação orográfica e das análises desenvolvidas, foi elaborada a classificação de cada evento da série temporal estudada. Finalmente, todos os resultados foram condensados com o intuito de produzir uma climatologia do fenômeno e seu impacto para a região.

4. ASPECTOS GERAIS DA PRECIPITAÇÃO

A compreensão dos mecanismos atuantes na formação e intensificação dos sistemas precipitantes tem vários propósitos, dentre os quais, a prevenção de desastres, especialmente os associados às encostas das montanhas.

No presente estudo investiga-se a questão do controle orográfico da precipitação na região da Serra do Mar com uma visão diferenciada. Em trabalhos anteriores, o assunto ficou centralizado principalmente na dinâmica do fluxo do ar pela montanha. Não foram abordados aspectos de escalas menores como os processos de intensificação orográficas atuantes e predominantes nesta área. Uma revisão mais detalhada da retrospectiva de estudos sobre a precipitação na região da Serra do Mar pode ser encontrada no capítulo 2.

4.1. ASPECTOS FÍSICOS LOCAIS

A região estudada abrange desde o litoral até o planalto passando pela Serra do Mar. Neste trecho, a Serra do Mar tem um alinhamento no sentido sudoeste-nordeste e alcança altitudes superiores a 1000 m. Sua cobertura vegetal constitui uma das maiores áreas preservadas de Mata Atlântica no Brasil e é o ecossistema de maior biodiversidade do planeta. A área litorânea, a cerca de 50 km da cidade de São Paulo, é urbanizada e industrializada, contudo possui mangues e brejos associados à floresta. Cubatão, distante 14 km da cidade de Santos, centraliza o complexo industrial da Baixada Santista com 23 indústrias com alto potencial poluidor. O Planalto Paulista apresenta alguns morros que, em média, não ultrapassam os 200 m de altura. Situada no Planalto, São Paulo é uma metrópole extremamente urbanizada e, conseqüentemente, impermeabilizada.

A figura a seguir evidencia os aspectos mais detalhados da topografia da região ressaltando a morfologia irregular deste trecho da encosta da Serra do Mar.

Figura 4.1. Visão bidimensional (parte superior) e tridimensional sudeste-noroeste (parte inferior) da topografia da porção estudada da Serra do Mar.

4.2. ASPECTOS CLIMATOLÓGICOS LOCAIS DA PRECIPITAÇÃO

Uma das formas mais marcantes da influência da topografia sobre as condições atmosféricas é seu forte controle sobre a distribuição das chuvas. A região da Serra do Mar ao longo da faixa litorânea do estado de São Paulo é um exemplo típico. Antecedendo a aquisição do radar meteorológico de Ponte Nova, em Salesópolis no estado de São Paulo, foi elaborado um relatório sobre a climatologia da precipitação na área coberta pelo mesmo (CTH, 1986). Seus resultados revelam a distribuição espaço-temporal da precipitação mais recente e detalhada para a região de interesse desta dissertação e uma análise preliminar das relações entre a precipitação e a orografia locais.

A precipitação média anual para um período de 30 anos, ilustrado na figura 4.2, mostra que o máximo da chuva está a barlavento e que há uma “região de sombra” mais seca a sotavento da barreira montanhosa, consistente com a direção predominante dos ventos nesta região (Oliveira e Silva Dias, 1982; Carrera e Silva Dias, 1990; Harari e Giarolla, 1992). Os maiores totais se verificam na região da Serra do Mar na Baixada Santista, assim como os gradientes mais intensos com uma variação brusca numa pequena faixa de transição entre a serra e o Planalto Paulista.

Numa observação mais detalhada percebe-se que a chuva no topo da Serra do Mar chega a ter um fator de intensificação superior a 2 com relação ao litoral e planalto circunvizinhos. Isto tem um grande impacto na estimativa da precipitação por radar e na elaboração da climatologia regional da chuva.

Apesar da visão climatológica tornar evidente que para a Serra do Mar a precipitação tende a aumentar com a altura, este não é um fato facilmente deduzido. Nem sempre a precipitação tem este comportamento, pois depende de vários fatores como os padrões sinóticos locais, a temperatura à superfície, o tamanho e o formato das montanhas, o perfil vertical de temperatura, de umidade e de vento e a disponibilidade de aerossol.

4.3. ACUMULAÇÃO ANUAL DA PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO

A análise dos mapas de total anual de chuva para cada um dos anos em estudo, apresentados na figura 4.3, mostra que as características gerais do regime de precipitação da região observados pela média anual de 30 anos são mantidas. O valor máximo de chuva é diferente para cada ano, variando de 3500 mm em 1991 a 4700 mm em 1995. Mesmo assim, os máximos globais e os gradientes mais intensos dos campos sempre estão localizados ao longo da Serra do Mar, mais precisamente na região da Baixada Santista. Exceção ocorre no ano de 1993, quando o máximo global e o gradiente mais intenso estão deslocados mais a norte, na região entre Bertioga e São Sebastião. Os totais tendem a decrescer em direção ao interior do continente com valores mínimos no Vale do Paraíba e núcleos de máximo local na região da Serra da Mantiqueira. Entretanto, estes últimos são bem inferiores aos registrados na Serra do Mar.

Figura 4.3. Precipitação total anual (mm) para a área de atuação do radar de Ponte Nova.

4.4. ASPECTOS DE GRANDE ESCALA

O fenômeno El Niño/Oscilação Sul (ENOS) ocorreu de 1990 ao início de 1995, sendo considerado o mais longo evento desde o episódio de 1911-1915. Assim, todo o período sob estudo é caracterizado em grande escala pela presença do ENOS. As anomalias que ocorreram sobre a América do Sul, em particular sobre o Brasil, são associadas principalmente ao comportamento anômalo da precipitação nas regiões Nordeste e Sul do país.

As anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Pacífico, de 1985 a 1995, são apresentadas na figura 4.4, onde está destacado o período de ENOS de 1990 a 1995. Em 1990 e começo de 1991 as anomalias positivas foram fracas e ocorreram apenas no Pacífico Central. O máximo de anomalias positivas ocorreu em 1991/92 com um máximo também próximo à costa da América do Sul. As anomalias quentes se anularam em 1992 e voltaram mais fracas em 1993. No início de 1994 houve um período de normalidade no Pacífico Central e até de temperaturas abaixo da média próximo à costa oeste da América do Sul. Um novo máximo ocorreu no fim de 1994/início de 1995, mais fraco que o de 1991/92, contudo mais forte que o de 1993.

Ao longo dos períodos em que ocorreram as anomalias positivas de TSM, foram identificadas regiões de intensa convecção no Pacífico e anomalias positivas da componente zonal do vento, indicando um enfraquecimento dos ventos de leste na região equatorial do Pacífico.

Durante os anos de 1991 a 1993, dentro do período do episódio ENOS de 1990 a 1995, os sistemas que atuam sobre o Brasil tiveram comportamento anômalo. Dentre eles, a convecção associada à Alta da Bolívia foi fraca e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) foi também fraca em alguns meses da primavera e verão. A maioria dos sistemas frontais não se deslocou de sul para norte e foram intensificados na região Sul do país pelo jato subtropical. As regiões Sudeste e Centro-Oeste apresentaram anomalias positivas de temperatura média diária durante os anos de 1991 a 1994.

Figura 4.4. Anomalias de TSM no Pacífico de 1985 a 1995. Extraído de Cavalcanti (1996).

Estudos da variação interanual da precipitação para a porção mais continental do Estado encontraram que, para casos de ENOS, o comportamento é variável. Sugahara (1991) verificou que os efeitos do ENOS sobre a precipitação do interior de São Paulo são mais fortes entre julho e novembro e, que entre janeiro e agosto, observa-se precipitações abaixo da média. D'Almeida (1997) mostrou resultados similares, apontando para anomalias positivas nos meses de inverno, outono e início da primavera e, negativas para a estação chuvosa.

O impacto de episódios ENOS na precipitação da região leste do Estado de São Paulo não é bem conhecido, pois as conclusões dos estudos para o interior não podem ser estendidos para todo o Estado. Este fato é explicado pela grande variabilidade espacial da precipitação que leva à definição de duas sub-regiões em São Paulo, interior e faixa leste, de comportamentos distintos (D'Almeida, 1997). Xavier et al. (1995) estudaram as alterações nos padrões de precipitação na região próxima a cidade de São Paulo durante o mês de maio em anos de ENOS. Seus resultados mostraram que a organização espacial da precipitação é maior para eventos fortes de ENOS. Já para eventos não-extremos, o nível de organização é baixo, porém pode-se identificar uma tendência de intensificação das chuvas para o setor norte/noroeste da região. Este fato é atribuído à maior frequência de ventos em baixos níveis de quadrante norte em anos de ENOS do que em outros, quando o predominante é o de sudeste.

Um estudo mais recente sobre o impacto de eventos ENOS sobre a região Sudeste do Brasil feito por Grimm e Ferraz (1998) mostrou que, apesar da grande variabilidade espacial destes efeitos devido à topografia bastante acidentada, é possível identificar regiões coerentes em parte da faixa leste de São Paulo. Desta maneira, a região de interesse deste trabalho tem características semelhantes às da região Sul do país, com anomalias positivas de precipitação durante o inverno e primavera do ano do episódio.

5. ANÁLISE DA SÉRIE PLUVIOMÉTRICA

Antes de relatar o comportamento geral da série pluviométrica estudada é necessário expor algumas definições consideradas neste trabalho. Assim, a tabela abaixo apresenta os critérios para definição de cada tipo de episódio abordado daqui por diante.

Episódio	<u>de precipitação</u>	<u>não-precipitante</u>	<u>de intensificação orográfica</u>
Postos com registro	um ou mais	todos	pelo menos um na encosta da montanha
Taxa de chuva	superior a 0.0mm/h	igual a 0.0 mm/h	superior a 0.0 mm/h
Duração da chuva	interrupção máxima de 1 hora	igual a 0 horas	interrupção máxima de 1 hora
Acumulação da chuva	mínima de 1.0 mm	igual a 0.0 mm	mínima de 1.0 mm e maior nos postos da serra do que nos do litoral e do planalto

Tabela 5.1. Definição dos episódios considerados.

A partir da comparação das informações pluviométricas, foi possível identificar quais foram os dias, ao longo da série de março de 1991 a março de 1995, em que efetivamente ocorreu a intensificação orográfica da precipitação. A tabela A.1 do apêndice mostra a classificação dos dias em episódios de precipitação, não-precipitante e de intensificação orográfica, além dos períodos com falta de dados. A figura a seguir sintetiza todas aquelas informações.

Figura 5.1. Organograma com informações gerais da série pluviométrica.

A série totaliza 1492 dias, dos quais 6.1% são dias faltantes. Dos 1401 dias com dados, 46.8% representam os dias em que não ocorreu precipitação em nenhum dos postos. Logo, pode-se afirmar que é mais comum haver dias com chuva do que dias sem chuva na região, resultado diferente do observado por CTH (1986), visto que este considerou somente os dias com precipitação diária acima de 5 mm. Dentre os 745 dias com chuva, 65.6% caracterizaram-se como casos de intensificação orográfica. Assim, de maneira geral, pode-se dizer que os fenômenos de intensificação orográfica da precipitação são bastante frequentes no universo de episódios de chuva na região para o período analisado.

5.1. ESTRATIFICAÇÃO SAZONAL DOS EPISÓDIOS

As informações contidas na tabela A.1 (vide apêndice) foram processadas em histogramas de modo a ressaltar características gerais relevantes à

série temporal. Nestes gráficos é possível verificar a distribuição das quatro categorias abordadas entre os anos, as estações do ano e os meses de toda a série.

A princípio, é necessário definir o período de cada uma das estações do ano. O critério escolhido foi de que o verão equivalesse aos três meses mais chuvosos do ano, o inverno, os mais secos e o outono e a primavera aos meses intermediários. Segundo os estudos climatológicos de Rao e Hada (1990) e CTH (1986), os três meses mais chuvosos são dezembro, janeiro e fevereiro e os mais secos, junho, julho e agosto. Assim, neste estudo considera-se o período correspondente a cada estação do ano como o apresentado na tabela abaixo.

Estação do Ano	Meses Correspondentes
verão	dezembro, janeiro e fevereiro
outono	março, abril e maio
inverno	junho, julho e agosto
primavera	setembro, outubro e novembro

Tabela 5.2. Definição do período correspondente a cada estação do ano.

Na figura 5.2.a tem-se uma visão global da série e como foi o comportamento sazonal da ocorrência da precipitação e suas características. O número de dias total representado por cada estação do ano é praticamente o mesmo, correspondendo cada uma a um quarto da série. Os dias sem dados ficaram concentrados nos períodos de outono e de verão, sendo que o verão de 1992 foi o mais prejudicado com a ausência de informações em 34 dias. Apesar disto, os aspectos previamente determinados para a definição de inverno e verão foram observadas. Em outras palavras, concordando com CTH (1986), o inverno foi a estação com o maior número de dias sem precipitação registrada (226 dias), enquanto o verão representou o período com o maior número de dias com chuva (211 dias).

Entretanto, o verão não é a estação do ano mais eficiente do ponto de vista de intensificação orográfica. Ou seja, não é a época do ano que, dentre os dias

com chuva, apresenta o maior percentual de dias com a ocorrência de intensificação orográfica. A estação mais eficiente é a primavera.

Esta qualidade fica mais evidente diante da figura 5.2.b. Esta figura mostra a distribuição dos dias sem e com intensificação orográfica dentre os dias com precipitação. Deste modo, quanto maior a diferença entre os dois, maior a eficiência do período. O fator de eficiência F presente na figura reforça este conceito expondo a razão entre o número de dias com e sem intensificação. Assim, a primavera destaca-se como a estação do ano em que o número de casos de intensificação orográfica é 2.5 vezes maior que o número de casos sem intensificação. O efeito exercido pela orografia principalmente nos meses de primavera também pôde ser observado por CTH (1986). O período de verão parece ser o menos influenciado pela orografia da região, fato também relatado por Bergeron (1970) para a Suécia.

Figura 5.2. Distribuição temporal: (a) das características da tabela A.1 e (b) dos dias com e sem intensificação e respectivo fator de eficiência F para a série completa.

A análise das figuras 5.3 a 5.7 permite observar o comportamento individual de cada ano agrupado por estações.

O ano de 1991, na figura 5.3, apresentou duas peculiaridades: a maior parte dos dias sem dados da série, especialmente em dezembro; e uma proporção maior de dias sem chuva do que com chuva, contradizendo o comportamento geral da série. Mesmo assim, a primavera deste ano foi a mais eficiente do ponto de vista de ocorrência de casos de intensificação orográfica de toda a série com um fator de eficiência de 4.9.

O mês de dezembro de 1991 não teve informações durante 23 dias, fazendo com que o verão de 91-92 fosse o mais prejudicado com a ausência de dados (figura 5.4). Contudo, os dias com registro de chuva no verão foram distribuídos de modo que esta estação superou a primavera na questão da eficiência. Mesmo assim, a influência da orografia nos episódios de chuva da primavera se destaca dos outros períodos. Já o outono de 1992 foi a única estação da série na qual os episódios precipitantes sem intensificação ultrapassaram os com intensificação. A relação entre os dias com e sem precipitação aponta para a tendência geral da série de ter uma frequência maior de dias com chuva.

Os anos de 1993 e 1995, nas figuras 5.5 e 5.7, tiveram características muito semelhantes. Além de terem sido os anos melhor representados com os menores índices de ausência de dados, os meses de verão foram os que tiveram a maior concentração de dias com precipitação registrada, com e sem intensificação, de todo período estudado. Neste quesito destacaram-se os meses de fevereiro de 1993 e janeiro de 1995. Durante estes anos, foi mantido o comportamento geral de ser mais comum os dias com registro de chuva do que sem precipitação. Embora a primavera tenha sido bastante eficiente do ponto de vista de intensificação, os outonos de 1993 e de 1995 foram as estações mais eficazes nestes anos.

A figura 5.6 mostra o comportamento do ano de 1994. Assim como o ano de 1991, ele apresentou mais dias sem chuva do que com chuva, o oposto do observado nos outros anos e na série como um todo. O ponto de maior relevância deste ano está no fato de seu inverno ter sido o que apresentou mais dias sem chuva de

todo o período, resultando em 66 dias sem registro de precipitação distribuído de maneira homogênea entre os três meses da estação. Mesmo assim, durante o inverno a relação de intensificação entre os dias com chuva foi a mais eficiente.

Figura 5.3. Distribuição temporal: (a) das características da tabela A.1 e (b) dos dias com e sem intensificação e respectivo fator de eficiência para o ano de 1991.

Figura 5.4. Distribuição temporal: (a) das características da tabela A.1 e (b) dos dias com e sem intensificação e respectivo fator de eficiência F para o ano de 1992.

Figura 5.5. Distribuição temporal: (a) das características da tabela A.1 e (b) dos dias com e sem intensificação e respectivo fator de eficiência F para o ano de 1993.

Figura 5.6. Distribuição temporal: (a) das características da tabela A.1 e (b) dos dias com e sem intensificação e respectivo fator de eficiência F para o ano de 1994.

Figura 5.7. Distribuição temporal: (a) das características da tabela A.1 e (b) dos dias com e sem intensificação e respectivo fator de eficiência F para o ano de 1995.

6. NATUREZA DOS EVENTOS DE INTENSIFICAÇÃO

A partir da identificação dos dias em que ocorreu a intensificação orográfica, estes foram agrupados em eventos para organizar melhor a continuidade da investigação. Os critérios básicos usados para definir um evento foram:

- Sequência de dias de intensificação orográfica influenciados pela passagem de um único sistema frontal pela região estudada;
- Continuidade de ocorrência de dias consecutivos com intensificação orográfica independentemente da situação sinótica dominante.

A série foi então dividida em 144 eventos de intensificação orográfica. Na tabela A.2 do apêndice estão listados os eventos, o número pelo qual são identificados e seu período, sobressaltando o episódio de precipitação máxima acumulada, sua duração estimada, o posto medidor e taxa média de precipitação. Os episódios extremos foram escolhidos para representar cada evento, pois são eles que demarcam a iminência de risco de acidentes nas encostas da Serra do Mar.

A tabela abaixo resume as informações detalhadas na tabela A.2 do apêndice. Invariavelmente, a primavera agrupa o maior número de eventos em todos os anos da série, assim como o de casos de episódios com acumulação maior que 100 mm.

EVENTOS										
Ano	Outono		Inverno		Primavera		Verão		Total	
	P	D	P	D	P	D	P	D	P	D
91	4.2%	2	4.9%	3	6.9%	0	—	—	16.0%	5
92	5.5%	0	6.3%	0	8.2%	5	4.9%	1	24.9%	6
93	4.9%	1	6.3%	0	6.9%	1	6.3%	0	24.4%	2
94	6.9%	1	4.9%	0	7.6%	1	5.5%	0	24.9%	2
95	3.5%	0	—	—	—	—	6.3%	1	9.8%	1
Total	25.0%	4	22.4%	3	29.6%	7	23.0%	2	100%	16

Tabela 6.1. Distribuição temporal dos eventos selecionados. As colunas “P” denotam a percentagem com relação ao número total de eventos. As colunas “D” referem-se ao número total de eventos com episódio de precipitação máxima acumulada superior a 100 mm.

6.1. DISTRIBUIÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO PARA OS EVENTOS DE INTENSIFICAÇÃO

A tabela A.2 permite identificar vários aspectos gerais e sazonais dos episódios extremos de cada evento observado ao longo da série temporal estudada. A distribuição temporal e espacial das características enfocadas de cada evento são uma importante fonte de informações sobre o comportamento dos fenômenos de intensificação orográfica. Cada uma delas foi dividida em cinco categorias, com exceção do quesito posto medidor, de maneira a revelar o comportamento geral dos eventos selecionados a partir do comportamento de seus episódios extremos.

a. Precipitação Máxima Acumulada

A precipitação máxima acumulada representa a quantidade de chuva máxima acumulada dentre os episódios precipitantes de cada evento, ou seja, registrada ininterruptamente. A tabela abaixo mostra as cinco classes de acumulação.

Classe	Intervalo
<u>muito pequena</u>	menor que 5.0 mm
<u>pequena</u>	de 5.1 a 10.0 mm
<u>média</u>	de 10.1 a 50.0 mm
<u>grande</u>	de 50.1 a 100.0 mm
<u>muito grande</u>	maior que 100.1 mm

Tabela 6.2. Definição das classes de acumulação.

A figura 6.1 ilustra os resultados.

A maioria dos eventos da série tiveram uma acumulação máxima média, especialmente durante a primavera e o verão no Alto Perequê, sendo o mais raro a precipitação inferior a 5.0 mm. Este comportamento se repete ao longo das estações do ano, exceto no outono e na primavera. No outono, a classe de acumulação menos frequente é a muito grande e, na primavera, os valores menores que 10.0 mm. A precipitação de acumulação muito pequena é mais comum no outono no Alto Perequê e inexistente no verão. Já a acumulação pequena ocorre mais no inverno nos dois postos do alto da serra e menos na primavera. Os grandes acumulados de chuva concentram-se no período mais eficiente do ano, isto é, na primavera, no topo da montanha. Os casos superiores a 100.1 mm aparentemente são mais frequentes na primavera.

A distribuição espacial das classes deste parâmetro revela que a maioria dos eventos ocorrem no Alto Perequê, exceto nas acumulações pequena e

grande em que o posto de Paranapiacaba apresenta as mesmas proporções. Em todos os postos o intervalo de acumulação mais comum é o de 10.1 a 50.0 mm. Na Cota 400 dificilmente ocorre chuva de acumulação muito grande, assim como em Paranapiacaba, onde a chuva muito pequena também é incomum. Tanto no Alto Perequê quanto em Paranapiacaba, a precipitação muito pequena só acontece nas estações de transição, enquanto na Cota 400, os registros são no outono e inverno. As acumulações muito grandes concentram-se no Alto Perequê ao longo de todo o ano, com exceção do inverno, no qual a maioria das ocorrências é em Paranapiacaba.

Os meses de transição apresentam comportamento semelhante entre os postos da mesma forma que o inverno e o verão. No outono e na primavera os eventos estão melhor distribuídos entre as classes de acumulação, destacando-se a média, a mais frequentemente observada. No inverno e no verão se sobressai o fato de haver muito poucos episódios de acumulação máxima inferior a 5.0 mm.

Figura 6.1. Distribuição espaço-temporal da precipitação máxima acumulada dos eventos de intensificação orográfica.

b. Duração Estimada

A duração estimada da precipitação máxima acumulada equivale ao intervalo de tempo ao longo do qual houve o registro da chuva. É importante salientar que este valor é estimado, pois não necessariamente ocorreu chuva no decorrer de todo o período de 30 minutos de cada amostragem. A tabela abaixo mostra as cinco categorias de duração.

Classe	Intervalo
<u> muito curta</u>	menor que 60 minutos ou 1 hora
<u> curta</u>	de 90 a 360 minutos ou entre 1.5 e 6 horas
<u> média</u>	de 390 a 720 minutos ou entre 6.5 e 12 horas
<u> longa</u>	de 750 a 1440 minutos ou entre 12.5 e 24 horas
<u> muito longa</u>	maior que 1440 minutos ou 1 dia

Tabela 6.3. Definição das classes de duração.

Os resultados são mostrados na figura 6.2.

A precipitação de duração curta e média são as mais comuns na série e durante o outono e verão, respectivamente. A chuva de até uma hora de duração é a menos frequente, porém comum no outono também. No inverno e no verão acontece mais episódios de média duração, enquanto o período mais eficiente do ano destaca-se por ter muitas ocorrências de chuva de longa duração. Como no parâmetro anterior, os postos do alto da Serra do Mar detém os casos mais frequentes, ou seja, a maioria dos casos de precipitação de curta e média duração ocorreram no Alto Perequê e em Paranapiacaba. Já na Cota 400, o mais comum são os intervalos de média e longa duração. Alto Perequê não segue a tendência dos outros dois postos, na qual as categorias mais raras são as extremas, observando-se que a precipitação de longa duração nesta localidade não é incomum.

Durante a primavera, principalmente no Alto Perequê, os eventos estão quase que igualmente distribuídos pelas categorias. O mesmo acontece com o posto da Cota 400 durante o inverno. No outono e no verão, as ocorrências concentram-se nas durações inferiores à média, enquanto que no inverno, nos casos de duração superior a 12 horas.

A partir da análise da precipitação máxima acumulada e da sua duração, pode-se afirmar que os eventos extremos e de maior risco são comuns no período de primavera, estação do ano mais eficiente para ocorrência de intensificação orográfica. Em termos espaciais, estes eventos de destaque costumam acontecer na região do Alto Perequê.

Figura 6.2. Distribuição espaço-temporal da duração estimada da precipitação máxima acumulada dos eventos de intensificação orográfica.

c. Taxa Média de Precipitação

A taxa média de precipitação da chuva máxima acumulada é uma estimativa feita a partir dos valores de acumulação registrados e do tempo despendido para alcançar tais valores. Esta taxa calculada apenas dá uma noção da intensidade média da chuva, não significando que a mesma tenha precipitado a uma taxa constante e igual ao longo da ocorrência. A tabela abaixo mostra os cinco grupos de taxa de chuva.

Classe	Intervalo
<u>leve</u>	menor que 1.0 mm/h
<u>fraca</u>	de 1.1 a 10.0 mm/h
<u>moderada</u>	de 10.1 a 50.0 mm/h
<u>forte</u>	de 50.1 a 100.0 mm/h
<u>muito forte</u>	maior que 100.1 mm/h

Tabela 6.4. Definição das classes de taxa de precipitação.

Na figura 6.3 são apresentados os resultados correspondentes.

A maioria absoluta dos episódios apresentaram uma taxa média dentro da faixa característica de chuva estratiforme, ou seja, entre 1.1 e 10.0 mm/h. A chuva de intensidade fraca é a mais comum em todas as estações do ano, destacando-se a primavera com o maior número de ocorrências. O inverno é a época do ano na qual a precipitação leve mais acontece, especialmente no alto da montanha. Um único evento em toda a série registrou chuva muito forte no Alto Perequê durante a primavera, enquanto outros dois foram marcados por chuva forte no mesmo posto durante o inverno e o verão. De qualquer forma, eventos de taxas típicas de chuva convectiva, isto é, acima de 10.1 mm/h, não são habituais nas encostas desta porção da Serra do Mar e concentram-se no outono e no verão. Os três postos medidores tiveram a maioria dos registros na classe da chuva fraca, sobressaindo-se o do Alto Perequê,

onde todas as classes estão presentes. Já na Cota 400 e em Paranapiacaba, inexistem ocorrências de chuva forte ou muito forte.

Figura 6.3. Distribuição espaço-temporal da taxa média de precipitação da chuva máxima acumulada dos eventos de intensificação orográfica.

d. Postos

A análise da distribuição espacial dos eventos de intensificação orográfica entre os postos telepluviométricos, na figura 6.4, mostra que os seus episódios de acumulação máxima concentram-se na região mais alta da montanha, particularmente no Alto Perequê no decorrer de toda a série. Em termos temporais, os três postos apresentam comportamento semelhante com uma frequência homogênea de ocorrências entre as estações do ano. Neste aspecto, Paranapiacaba se destaca das outras duas localidades. Já na Cota 400, pode-se observar que a primavera e o verão são o período em que mais acontece acumulados máximos, enquanto que no Alto Perequê ocorrem durante as estações de transição.

Figura 6.4. Distribuição temporal dos postos medidores da precipitação máxima acumulada dos eventos de intensificação orográfica.

6.2. COMPORTAMENTO TÍPICO OBSERVADO

A junção de todos os elementos abordados resulta no fato de que a primavera é o período do ano com características mais peculiares. Além de ser a época mais eficiente do ano do ponto de vista de intensificação orográfica, durante a primavera costumam ocorrer os episódios extremos que representam o maior risco para as encostas da serra. O risco maior se traduz nas acumulações muito grandes, nas durações mais longas e nas taxas de precipitação tipicamente estratiforme, todos estes, aspectos mais frequentes na primavera. Os eventos assim caracterizados são mais comuns na parte mais próxima do topo da Serra do Mar.

As características mais frequentemente encontradas no registro de cada posto pluviométrico da encosta da Serra do Mar ao longo de março de 1991 a março de 1995 estão reunidas na tabela abaixo.

POSTO: COTA 400			
Estação	Acumulação	Duração	Taxa
Outono	grande	média	fraca
Inverno	muito pequena	de muito curta a longa	leve
Primavera	média	longa	fraca
Verão	média	média	fraca
POSTO: ALTO PEREQUÊ			
Estação	Acumulação	Duração	Taxa
Outono	média	curta	fraca
Inverno	pequena e média	média	fraca
Primavera	média	muito longa	fraca
Verão	média	curta	fraca
POSTO: PARANAPIACABA			
Estação	Acumulação	Duração	Taxa
Outono	pequena	curta	fraca
Inverno	média	média	fraca
Primavera	média	longa	fraca
Verão	média	média	fraca

Tabela 6.5. Resumo das características mais frequentes dos eventos de intensificação para cada posto pluviométrico da encosta da Serra do Mar.

7. CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS ASSOCIADAS AOS EVENTOS DE INTENSIFICAÇÃO

Com o intuito de aprimorar as informações sobre o controle orográfico da precipitação é necessário associar os eventos de acordo com a situação sinótica e de mesoescala predominantes.

7.1. ASPECTOS OBSERVACIONAIS EM ESCALA SINÓTICA

O principal mecanismo indutor dos eventos de intensificação orográfica selecionados é a passagem de sistemas frontais sobre a região estudada. Além disto, é necessário que o centro de alta pressão à superfície associado ao sistema frontal atuante na área esteja posicionado de maneira que garanta um fluxo preferencial de sudeste em escala sinótica na faixa leste de São Paulo. Logo, existem duas condições necessárias e suficientes para desencadear o processo: a passagem de um sistema frontal e o posicionamento do centro de alta pressão associado.

Em todos os eventos analisados foi encontrada uma frente fria, semi-estacionária ou não, ao norte do estado de São Paulo, o que coloca a região sobre um regime de vento de sudeste e atividade pós-frontal. A maior parte das frentes frias semi-estacionárias foram classificadas por Sanches (1996) como episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul, ZCAS. Contudo, nem todos os episódios de ZCAS foram responsáveis por eventos de intensificação devido ao seu posicionamento particular e ao do centro de alta pressão que a acompanhava. Dos 144 eventos selecionados, 20 foram influenciados pela ZCAS e destes somente 4 (eventos nº 1, 27, 103 e 138) tiveram acumulação máxima de chuva num único episódio precipitante superior a 100 mm.

Um dia antes do início dos eventos de intensificação orográfica da precipitação a frente fria foi encontrada ao sul do estado de São Paulo ou sobre o mesmo, o que indica que o fenômeno estudado é de origem pós-frontal. Durante a

ocorrência dos eventos observa-se que a nebulosidade e, conseqüentemente a chuva, concentra-se quase que exclusivamente sobre a faixa leste de São Paulo. Estas observações via satélite mostraram ainda que o interior do estado, especialmente o centro-oeste, tem muito pouca nebulosidade ou céu claro. O fim dos eventos foi demarcado pela diminuição significativa da cobertura de nuvens ou sua completa extinção na faixa leste paulista.

O vento de sudeste em superfície na escala sinótica significa que o fluxo de ar está perpendicular à linha da costa e, por sua vez, à Serra do Mar. Desta forma, este regime de vento numa situação pós-frontal garante que o ar, rico em umidade e núcleos de condensação vindo do mar, seja forçado a subir graças ao obstáculo natural. Este levantamento forçado é responsável pela formação da cobertura de nuvens geralmente do tipo *Stratus/Stratocumulus* observados na região leste de São Paulo. Esta camada de nuvens é relativamente uniforme, com temperaturas de topo variando entre 2.0°C e 10.0°C, denotando ser composta essencialmente por nuvens quentes e rasas, cujos topos não devem exceder os 4500 metros de altitude.

O regime de vento de sudeste em escala sinótica se deve ao posicionamento particular do centro de alta pressão associado ao sistema frontal que passa por São Paulo. De acordo com os eventos analisados, a localização ideal deste centro seria no oceano Atlântico entre o litoral da Argentina e do Uruguai, ou seja, em torno de 36°S e 48°W. Ao longo do período estudado, somente 4 eventos (eventos nº 10, 20, 50 e 133) apresentaram o centro de alta pressão mais a nordeste, o que levou a ocorrência de um mecanismo raro de intensificação orográfica, no qual não havia a cobertura de nuvens de escala sinótica na porção leste de São Paulo.

A temperatura da superfície do oceano adjacente à costa paulista é um dos controladores do fornecimento de umidade para o ar que irá adentrar o continente e sofrer a influência da topografia local. A análise da anomalia de TSM semanal para os eventos selecionados mostrou que a maioria das ocorrências se deu sob condições normais ou de anomalia positiva. Os casos de anomalia negativa são minoria, porém não raros. Os valores observados ficaram entre mais ou menos 1.0°C e 1.5°C. De qualquer forma, a série não é longa o suficiente para que um comportamento mais

específico como uma relação entre anomalia de TSM e os episódios de acumulação extrema fosse detectada.

Os fatores fundamentais de escala sinótica responsáveis pela ocorrência de fenômenos de intensificação orográfica são basicamente os mesmos levantados por Raykowski (1983) em seu estudo sinótico de acumulações extremas de precipitação em São Paulo. De acordo com ele, totais diários de chuva superiores a 50 mm são mais comuns na região da Serra do Mar e da Baixada Santista em situações pós-frontais com vento de sudeste em superfície, muita nebulosidade na faixa leste e pouca no interior do estado.

7.2. ASPECTOS OBSERVACIONAIS EM MESOESCALA

Para compreender a importância e a interação entre a grande e a mesoescala nos mecanismos de intensificação orográfica da precipitação é ideal contar com uma rede de estações de ar superior, de pluviômetros e de radares meteorológicos. Desta maneira, todas as peculiaridades locais poderiam ser identificadas e investigadas.

a. Observação das Variáveis Meteorológicas à Superfície

As variáveis meteorológicas que regem localmente os processos de intensificação orográfica da precipitação são o vento, a umidade relativa, as condições de estabilidade atmosférica e seus perfis verticais. Para este estudo, não se dispõe dos perfis verticais destas quantidades, pois estas informações só seriam úteis se houvesse pelo menos um ponto de medição no litoral, à barlavento da montanha. Os campos meteorológicos sinóticos têm uma resolução espacial muito baixa para que sejam inferidos perfis representativos de uma região tão específica e particular quanto a Baixada Santista ou a Serra do Mar naquela área. Sendo assim, a análise se restringirá às observações à superfície.

As condições meteorológicas na área estudada são fortemente influenciadas por sistemas de circulação secundária tais como brisa marítima e terrestre e brisa vale-montanha. Estudos observacionais (Oliveira e Silva Dias, 1982; Carrera e Silva Dias, 1990; Harari e Giarolla, 1992; Blanco e Silva Dias, 1994), de modelagem numérica (Vidale, 1992; Silva Dias et al., 1995; Silva Dias e Machado, 1997) e resultantes de experimentos de campo (ENV-3, 1997) mostraram esta característica regional claramente. De forma análoga, durante o período abordado, o conjunto de dados das estações de Santos e Vicente de Carvalho, no litoral, e do IAG e São Bernardo, no planalto, permitem reconhecer a presença marcante da circulação local.

Tanto no litoral quanto no planalto o vento observado predominante durante os eventos de intensificação é de quadrante sul-sudeste, seguido por vento calmo (inferior a 1 m/s). Somente na estação de Santos é que o quadrante sudoeste é tão frequente quanto o sul-sudeste e o vento calmo. Isto pode ser explicado pela posição da estação com relação à linha da costa, neste trecho formando uma espécie de baía, de modo que ventos de quadrante sudoeste sejam perpendiculares ao litoral e denotem a ocorrência da brisa marítima. Segundo resultados do experimento ENV-3 na região de Paranapiacaba, o vento predominante também é de sudoeste por causa do efeito de canalização impresso pela morfologia da montanha e do vale próximos (ENV-3, 1997).

Apesar do vento local predominante ser coincidente com o de escala sinótica, é possível acompanhar sua variação ao longo do tempo coerente com a presença das circulações de brisa comuns na região. Observa-se ainda que estes sistemas de circulação térmica ficam mais evidentes à medida que a nebulosidade no interior do estado vai diminuindo de modo a aumentar o contraste entre o continente e o mar. Portanto, nas situações pós-frontais com vento de sudeste em escala sinótica, quando os fenômenos de intensificação orográfica costumam ocorrer, as circulações locais não desaparecem e sim interagem com a escala maior, como anteriormente observado por Blanco e Silva Dias (1994). Logo, o cenário resultante é ideal para que os processos de intensificação orográfica se desenvolvam ao longo deste trecho da Serra do Mar.

Os dados disponíveis não permitem precisar, porém os resultados do experimento de campo revelam um comportamento médio da circulação de brisa na região (ENV-3, 1997). Durante a noite, prevalecem ventos fracos de norte inferiores a 1 m/s. Entre 09:00 e 10:00 HL, a brisa terrestre muda para marítima, que alcança o máximo por volta das 15:00 HL com ventos de mais de 2 m/s. A brisa terrestre volta a atuar depois das 23:00 HL. A frente de brisa leva cerca de 4 horas para chegar ao planalto, resultando numa velocidade de propagação em torno de 3 m/s.

Do ponto de vista da umidade, a maior parte dos eventos analisados ocorreu em ambientes muito úmidos tanto no litoral quanto no planalto, com valores superiores a 86%. Um aspecto notado nas informações provenientes do experimento de campo, ENV-3, que forneceu dados a 2 e 10 m de altura, é que a umidade relativa no litoral aumentou com a altura, enquanto que no planalto diminuiu. Além disto, há o fato de que a umidade relativa no litoral se apresentou maior do que a do planalto. A extrapolação destas características permite acreditar que o perfil vertical de umidade ideal para processos de intensificação orográfica, com valores maiores ao longo da montanha, seja comum nas situações pós-frontais estudadas. Esta evidência é reforçada graças à cobertura vegetada da montanha resultando numa relevante fonte de umidade para a atmosfera através da evapotranspiração.

A combinação dos fatores sinóticos e dos fatores locais integram o panorama ideal para que fenômenos de intensificação orográfica da precipitação sejam habituais na região. Desta forma, eles podem ser responsabilizados pela distribuição da chuva observada na faixa leste de São Paulo, principalmente na porção estudada da Serra do Mar, onde climatologicamente encontram-se as maiores acumulações anuais.

b. Observação da Estrutura da Precipitação via Radar Meteorológico

A estimativa da chuva é um problema difícil, haja visto a sua intermitência no tempo e no espaço e sua grande variabilidade natural. Estas

dificuldades são ainda mais importantes em áreas de montanha por causa do pequeno número de locais adequados para a instalação e manutenção de pluviômetros e devido à alta variabilidade da precipitação nestas regiões. Nestes casos, o uso de radares meteorológicos é uma boa alternativa para o monitoramento dos sistemas precipitantes.

Entretanto, esta solução apresenta problemas como a precisão nas medidas de refletividade do radar e sua calibração, variáveis estas requeridas para transformar as medidas dos ecos do radar em taxas de chuva. A combinação destas duas fontes de erro ocasionam um problema mais complexo, que envolve tantas condições que é impraticável descrever todas as situações possíveis. Um dos primeiros estudos que se dedicou à questão da precisão da estimativa da precipitação por radar em terrenos montanhosos foi o de Harrold et al. (1974). Ele enfatiza que a principal fonte de erro é de origem meteorológica e não de caráter eletrônico.

As principais causas de erro na estimativa das intensidades da precipitação à superfície, segundo Harrold et al. (1974) e Fattorelli et al. (1995), são:

- A precipitação de baixos níveis é perdida totalmente;
- Um aumento na precipitação em baixos níveis, não vista pelo radar, pode levar à subestimação;
- A ocorrência de evaporação em baixos níveis leva o radar à superestimação;
- Variações na distribuição do tamanho de gotas, afetando diretamente a relação entre a refletividade do radar Z e a taxa de chuva estimada R ;
- Como as medidas do radar podem ser feitas a uma altura considerável acima do solo, a precipitação pode, na realidade, cair em uma área a alguma distância daquela indicada pelo radar.

Desde que as estimativas de chuva por radar são caracterizadas por uma precisão incerta, a idéia de ajustar estas estimativas na base de comparações com medidas de pluviômetro tem um apelo óbvio. Embora a metodologia básica para relacionar o retorno do radar com as intensidades de chuva seja conhecida a cerca de 50 anos, o uso operacional do radar meteorológico em aplicações hidrológicas é muito limitado. Isto se deve principalmente à grande dispersão nas comparações das

estimativas do radar com os registros dos pluviômetros, levando, inicialmente, à conclusão de que as estimativas do radar estão erradas. Entretanto, a quantificação do erro da estimativa da chuva pelo radar baseada na diferença radar-pluviômetro é uma estimativa muito pessimista, pois há uma grande contribuição da variabilidade espacial e temporal da chuva à esta diferença (Anagnostou et al., 1997). Outro detalhe relevante é garantir que o radar e o pluviômetro amostram eventos sinóticos similares ou que as informações pluviométricas sejam representativas da área coberta pelo radar, principalmente em casos de intensificação orográfica (Seed et al., 1995).

Qualquer comparação entre as estimativas de chuva por radar e por pluviômetro deve levar em consideração as diferentes estratégias de amostragem dos instrumentos e os limites que estas diferenças estabelecem na precisão dos dados de radar. A seguir, são destacadas algumas delas (Rinehart, 1991):

- Volume de amostragem do pluviômetro é muito menor que o do radar: o pluviômetro faz, essencialmente, medidas pontuais e o radar tem uma medida representativa de um volume.
- Radar observa uma região acima da superfície da Terra (tipicamente 1000 a 3000 m), enquanto que o pluviômetro está localizado bem na superfície: um radar de apontamento vertical minimiza esta diferença.
- Tempo de amostragem: enquanto o radar, tipicamente, retorna um campo de chuva a cada 4 a 15 minutos, o pluviômetro está apto a acumular continuamente os dados de chuva naquele ponto; esta diferença se agrava no caso de situações convectivas de curto período (tempo de vida de 20 a 30 minutos).

A grande variação espaço-temporal da precipitação intensificada orograficamente, em especial pelo *seeder-feeder*, constitui um dos principais problemas no uso de pluviômetros para calibrar radares. Collinge (1991) e Warner (1991) sugeriram o uso de parâmetros físicos e meteorológicos para melhorar a calibração em tempo real para casos de aumento da precipitação orográfica em baixos níveis. Já Brown et al. (1991) descreveu um método para ser aplicado em tempo real a dados no formato PPI (*Plan Position Indicator*) de modo a corrigir os efeitos de distância e de intensificação orográfica.

Estudos de precipitação em regiões de terreno complexo utilizando radar meteorológico destacam como os aspectos mais relevantes na discrepância entre as medidas deste e do pluviômetro a sensibilidade do radar e o aumento da precipitação em baixos níveis (Browning et al., 1974). Além destes, há o preenchimento incompleto do feixe por alvos meteorológicos ou o seu preenchimento parcial ou total pela própria orografia (Brown et al., 1991). Esta condição de obstrução parcial ou total do feixe pela topografia é conhecido como *screening* e está ilustrado na figura 7.1. Outro ponto importante, nos casos de *seeder-feeder*, é o fato da taxa de precipitação observada à superfície ser o dobro daquela a cerca de 2 km acima, comprometendo a estimativa da chuva em áreas distantes mais de 50 km ou a partir de mapas CAPPI (Sinclair, 1994).

Figura 7.1. Esquema da ocorrência de *screening* em terrenos complexos, onde EP designa eco permanente. Adaptado de Fattorelli et al. (1995).

Os mapas de CAPPI acima de 2 km derivados do radar meteorológico de Ponte Nova parecem não ser afetados pelo problema de *screening* como foi mostrado pelo cálculo da área efetiva de abrangência feito por Moncunill (1998). Este fato é importante porque um estudo estatístico de ecos de radar para a região leste de São Paulo (Gandu, 1984) indicou que a maior parte dos ecos estavam na área da Serra do Mar e da Mantiqueira. Já, Pereira Filho et al. (1990) apontaram o efeito orográfico como uma das principais causas na discrepância entre as medidas da precipitação pelo radar de Ponte Nova e pela rede de pluviógrafos que cobre a região. Logo, pode-se inferir que os fatores fundamentais da diferença entre as medidas na área estudada repouse na sensibilidade do radar e no aumento da precipitação em baixos níveis como apontado por Browning et al. (1974).

A menor taxa de precipitação apresentada nos mapas de CAPPI do radar de Ponte Nova é 1.0 mm/h. Desta forma, episódios precipitantes de taxa muito leve ou sistemas compostos unicamente por gotas muito pequenas, como nevoeiros ou nuvens *fracti* frequentes, não teriam registro. Outra forma precipitante que seria subestimada pelos mapas de CAPPI de 3 km utilizados é a chuva proveniente da cobertura de nuvens pós-frontal tipicamente observada na faixa leste de São Paulo. Isto é devido à rasidade destas nuvens quentes, cujo topo não deve exceder os 4500 m e, conseqüentemente, um CAPPI de 3 km estaria medindo praticamente a refletividade do topo destes ecos. Como ambos os tipos de chuva mostraram ser habituais na região de interesse durante o período estudado, os mapas de CAPPI não são o produto do radar mais recomendado para o monitoramento dos fenômenos de intensificação orográfica nesta porção da Serra do Mar.

Todavia, a informação do radar de Ponte Nova consistiu no único instrumento disponível para compensar a baixa resolução temporal dos dados pluviométricos de maneira a possibilitar uma distinção entre sistemas precipitantes convectivos e estratiformes. Esta questão é crucial na indicação do processo de intensificação atuante no evento analisado. Segundo Gray e Seed (1998), se a resolução temporal dos dados de chuva for menor que a escala temporal da passagem de áreas convectivas pela região estudada, é impossível diferenciar entre a ocorrência de convecção disparada e *seeder-feeder*.

A assinatura do mecanismo *seeder-feeder* nas imagens do radar é demarcada por duas possibilidades. A primeira mostra nenhuma chuva sendo registrada em toda a área monitorada. A segunda alternativa apresenta uma grande região de refletividade uniforme no campo de visão do radar, sem áreas preferenciais ou com refletividade maior nas zonas montanhosas. Caso essas áreas preferenciais existam, fica caracterizada a ocorrência de convecção, que pode ou não estar embebida num sistema estratiforme. Assim, o evento em questão seria classificado como de convecção disparada. Quando áreas preferenciais são intercaladas com períodos relativamente longos de nenhum registro no radar, porém registro contínuo nos pluviômetros, deve estar ocorrendo os dois mecanismos no mesmo episódio precipitante.

O mecanismo de autoconversão é reconhecido pela ausência de registro de ecos, enquanto há registro de chuva nos pluviômetros da montanha. Sua observação por radar só seria possível com um equipamento de apontamento vertical, pois é um sistema precipitante muito raso e perto da montanha. Além disso, esse equipamento melhoraria sensivelmente a estimativa da precipitação dos três mecanismos numa região com terreno acidentado.

A avaliação que conduziu à classificação dos eventos de acordo com o mecanismo de intensificação orográfica em exercício deu grande importância à informação vinda do radar. Todos os quatro tipos de assinatura descritos acima foram observados e serviram de base para a definição dos mecanismos atuantes. Todos os eventos que não possuíam dados do radar de Ponte Nova foram classificados como indefinidos, visto que não dispunham de informações suficientes para estabelecer qual mecanismo estava agindo na ocasião.

8. MECANISMOS FÍSICOS DE INTENSIFICAÇÃO

Depois de solucionada a questão de quais episódios de chuva observados constituem eventos de intensificação orográfica da precipitação, o próximo passo é averiguar qual dos mecanismos conhecidos seriam os responsáveis. O critério de classificação incorporou a verificação da presença ou não das características essenciais e típicas de cada mecanismo descritas anteriormente. Por conseguinte, todas as informações relativas a cada evento foram reunidas, analisadas e, por exclusão, estabelecido, quando possível, o mecanismo predominante.

A viabilidade na definição do mecanismo de intensificação orográfica responsável rendeu-se, inicialmente, a existência ou não de dados de radar para o evento. As imagens do radar permitem discernir o caráter convectivo, estratiforme ou misto (convectivo/estratiforme) do registro pluviométrico, devido à sua maior resolução espaço-temporal. Com amostragem maior que 10 minutos, as informações pluviométricas podem estar “dispersando” a chuva convectiva e intermitente de maneira a parecer estratiforme e contínua.

Os mecanismos foram divididos em autoconversão (AC), convecção disparada (CD), *seeder-feeder* (SF), *seeder-feeder*/convecção disparada (SF/CD) ou misto e indefinido (IND). Os três primeiros obedecem rigorosamente a descrição elaborada no capítulo 2. O mecanismo misto designa os eventos em que a sequência temporal das imagens do radar e dos registros de chuva apresenta a assinatura dos dois mecanismos, sem supremacia de nenhum deles. Finalmente, o evento indefinido é aquele que não dispôs de dados de radar para verificação do caráter da precipitação.

O processamento final de todos os dados resultou na tabela A.3 do apêndice, onde estão listados todos os eventos, o mecanismo predominante indutor e o fator de intensificação calculado relativo ao episódio precipitante de maior acumulação. A tabela abaixo compacta as informações detalhadas na tabela A.3.

EVENTOS										
Mecanismo	Outono		Inverno		Primavera		Verão		Total	
	P	D	P	D	P	D	P	D	P	D
AC	0.0%	0	0.7%	0	1.4%	0	0.7%	0	2.8%	0
CD	4.9%	1	0.7%	0	2.1%	0	0.7%	0	8.4%	1
SF/CD	4.9%	2	6.9%	2	4.9%	3	2.8%	2	19.5%	9
SF	10.4%	1	5.6%	1	15.3%	4	15.3%	0	46.6%	6
IND	5.6%	0	7.4%	0	6.2%	0	3.5%	0	22.7%	0

Tabela 8.1. Distribuição temporal dos mecanismos responsáveis pelos eventos. A denominação dos mecanismos obedece à descrita no texto. As colunas “**P**” exprimem a percentagem com relação ao número total de eventos. As colunas “**D**” referem-se ao número total de eventos com episódio de precipitação máxima acumulada superior a 100 mm.

Os eventos que não se encaixaram entre as quatro categorias de mecanismo de intensificação orográfica, isto é, os indefinidos, totalizaram 33 casos. A maior parte deles ocorreu no inverno.

8.1. MECANISMOS ESTRATIFORMES

Os mecanismos estratiformes de intensificação orográfica são o de autoconversão e o *seeder-feeder*. Este último, em especial, é responsável pelas maiores acumulações de chuva observadas em áreas montanhosas e, conseqüentemente, é a causa principal de enchentes e outros acidentes nestas regiões (Browning et al., 1974; Gray e Seed, 1995; Wratt, 1998; Blanco e Massambani, 1998).

a. Autoconversão (AC)

O mecanismo de autoconversão foi o mais raro de todos, aparecendo somente em quatro eventos. Este resultado confirma o estudo de Smith (1989), no qual ele afirmou que este mecanismo assim como o seu variante, *tree-drip*, só seria encontrado nos subtrópicos. Apesar das condições requeridas para a ocorrência da autoconversão serem difíceis de estarem presentes, a região estudada oferece duas delas em abundância: sal marinho servindo como núcleo de condensação gigante e uma encosta de montanha vegetada.

Estudos de modelagem numérica de física de nuvens quentes como o de Gocho (1978) sugerem que a precipitação induzida por autoconversão só seria possível diante da participação significativa de núcleos de condensação gigantes. Estes, na forma de sal marinho, garantiriam a formação de gotas relativamente maiores e, conseqüentemente, precipitáveis a uma taxa em torno de 1 mm/h.

Em muitas encostas de montanha, especialmente nos trópicos e subtrópicos, a interceptação de gotículas de nevoeiro orogênico pela vegetação é um efeito notável. Pluviômetros normais perdem esta deposição de umidade que só é captada por aparatos especiais. Desconsiderando a variação sazonal, medidas no Havaí, México, Colômbia e Venezuela mostraram que o mecanismo de *tree-drip* chega a alcançar valores correspondentes a 25% do total de precipitação anual e que não é corretamente contabilizado pelas medidas tradicionais (Barry, 1992). Ademais, este mecanismo tem sido considerado um dos grandes contribuintes para a presença da própria vegetação nestas encostas.

Embora não haja medidas quantitativas para comprovar a ocorrência desta expressiva forma de precipitação, acredita-se que na Serra do Mar ocorra eventos de natureza similar a dessas outras montanhas vegetadas. Se for contabilizada toda a precipitação com acumulação inferior a 1.0 mm nos postos do alto da serra, resulta que, em média, está sendo desprezado cerca de 70 mm por ano. Este índice deve aumentar consideravelmente diante de medidas feitas com equipamentos adequados.

Metade dos casos de autoconversão aconteceram na primavera, enquanto que os outros dois ocorreram no inverno e no verão. Em nenhum deles a TSM no litoral paulista era anormalmente negativa. O ponto básico que diferenciou estes casos dos de *seeder-feeder* foi a ausência da camada de nebulosidade estratiforme na faixa leste de São Paulo, apesar dos eventos serem de origem pós-frontal. Tampouco pode-se confundi-los com casos convectivos porque o radar meteorológico não observou nenhum eco em toda a região, visto que esta precipitação deve ocorrer abaixo de seu feixe.

b. *Seeder-Feeder* (SF)

O mecanismo *seeder-feeder* foi o responsável pela maior parte dos eventos analisados. Este resultado se opõe aos do estudo de Smith (1989) que declarou, sem justificativas, ser este mecanismo comum às latitudes médias e pouco provável nos trópicos. No entanto, um dos requisitos básicos para que o *seeder-feeder* aconteça, a presença do nevoeiro ou nuvem *fractus* alimentador, é comum nesta porção da Serra do Mar.

Justamente esta formação orogênica foi responsabilizada pelos danos à vegetação local devido à sua acidez como reportado pelo módulo de química no relatório final do ENV-3 (1997). Esta particularidade enfatiza a concepção de que a nuvem orogênica não teria a capacidade de gerar gotas de tamanho precipitável. Portanto, restaria à nuvem semeadora a função de promover a efetivação da chegada destas gotas ao solo através do processo de coleta. Se a nuvem alimentadora tem um caráter ácido, implica que os aerossóis derivados do pólo industrial de Cubatão se juntam aos marinhos e da floresta. Diante de um ambiente tão rico em núcleos de condensação, espera-se que o sistema orogênico seja formado por uma grande quantidade de gotículas pequenas, disputando a umidade disponível com os núcleos presentes.

Se for considerada a versão clássica do mecanismo que estabelece que as duas nuvens envolvidas estão fisicamente separadas, a umidade relativa do ar entre elas é um detalhe determinante para o processo. De acordo com Sinclair (1994), é preciso que a umidade seja superior a 80% para que as partículas semeadoras sobrevivam ao movimento descendente pela atmosfera livre e atinjam a nuvem alimentadora. As observações das estações de superfície supriram parcialmente a falta de informações específicas do perfil termodinâmico da atmosfera local, mostrando que para a maioria dos casos a umidade relativa foi superior a 85%.

As condições sinóticas, favoráveis a presença de uma cobertura de nuvens precipitantes, aliam-se às condições locais, que asseguram a circulação de brisa indutora da formação da nuvem alimentadora. O resultado desta interação é o cenário ideal para o desenvolvimento do mecanismo teorizado por Bergeron.

A assinatura do radar meteorológico observada nos eventos estudados foi a quase total ausência de ecos no campo de visão do radar. Em 16.4% dos eventos, não houve registro de precipitação no planalto. Todavia, nestes casos a estação meteorológica do IAG fez a notação de ocorrência de garoa, precipitação de intensidade leve não medida nem pelos pluviômetros nem pelo radar. Por conseguinte, acredita-se que o fato do radar não detectar chuva alguma repouse em dois aspectos: sua sensibilidade e/ou a precipitação ser de baixos níveis. Ambos levariam o radar a não detectar eco algum, enquanto efetivamente estivesse chovendo.

O mecanismo *seeder-feeder* é reconhecidamente um mecanismo de intensificação orográfica em baixos níveis. Diversos estudos anteriores como os de Browning et al. (1974), Hill et al. (1981), Sinclair (1994), inclusive a formulação original de Bergeron (1968), foram unânimes em afirmar que acima dos 2500 m de altitude a precipitação seria desprezível. Portanto, isto sugere que o CAPPI de 3 km dificilmente detectaria qualquer indício de chuva na região.

A grande maioria dos casos de *seeder-feeder* concentraram-se na primavera e no verão, as estações do ano mais eficientes do ponto de vista de intensificação orográfica. Diferentemente dos eventos convectivos, os estratiformes

aconteceram geralmente com a TSM nas vizinhanças do litoral paulista em torno da média.

8.2. MECANISMOS CONVECTIVOS

Os mecanismos convectivos de intensificação orográfica são o de convecção disparada e o misto (*seeder-feeder*/convecção disparada). Apesar do potencial de severidade implícito em fenômenos convectivos, estes mecanismos parecem ser menos danosos que os estratiformes em áreas montanhosas.

a. Convecção Disparada (CD)

O mecanismo de convecção disparada correspondeu a 8.4% do total de eventos analisados. Diferentemente do esperado para regiões tropicais por Smith (1989), este não foi o mecanismo mais frequente observado nesta porção da Serra do Mar. Com exceção do evento 111, todos os outros casos caracterizaram-se pela intensificação das células convectivas, vindas de noroeste e/ou de sudeste, ao passar pela montanha, como esquematizado na figura 2.1.d. O evento 111 foi o único em que a célula convectiva surgiu na área da montanha e se deslocou precipitando a sotavento da mesma forma que descrito no trabalho clássico de Henz (1972).

Provavelmente, este comportamento decorra do fato de que a brisa marítima, muito atuante na região, mantenha continuamente um transporte das parcelas de ar adjacentes à montanha. Logo, não há tempo suficiente para que nuvens convectivas se formem, inviabilizando o mecanismo de cunho térmico. Todavia, a constante circulação no local não impossibilita que os sistemas convectivos, se deslocando de noroeste e/ou de sudeste, passem pela montanha e se intensifiquem. Esta assinatura é clara na sequência de imagens do radar meteorológico.

A maior parte dos casos de convecção disparada aconteceu no outono e com anomalia de TSM positiva. Descartando os eventos que não foram definidos, os

casos mais comuns de episódio muito curto ou com duração inferior a uma hora de toda a série concentraram-se na categoria de convecção disparada. A distinção fundamental entre as ocorrências de convecção disparada e as mistas é que a evolução temporal dos episódios precipitantes via radar não apresenta períodos sem ecos de chuva na área.

b. Misto: *Seeder-Feeder*/Convecção Disparada (SF/CD)

O mecanismo *seeder-feeder*/convecção disparada corresponde a 19.5% dos eventos de intensificação orográfica. Na realidade, é impossível precisar se os episódios são realmente mistos ou de convecção disparada devido à resolução temporal dos registros pluviométricos. Se a resolução fosse maior, os episódios precipitantes poderiam ser redefinidos de maneira que o período de interrupção máxima considerado fosse menor.

Este impasse já foi defrontado pelo grupo de estudos de intensificação orográfica da precipitação da Nova Zelândia. Trabalhos iniciais como o de Gray e Seed (1995) afirmavam que seria comum a existência de eventos de natureza mista, ou seja, os mecanismos de *seeder-feeder* e convecção disparada ocorrendo juntos. Estudos posteriores com observações de alta resolução da precipitação exibidos nos trabalhos de Gray et al. (1997) e Gray e Seed (1998) mudam a abordagem e esclarecem que a maioria dos casos mistos são de convecção disparada.

A idéia fundamenta-se em observações de radar banda-X de apontamento vertical. Com estas informações foi possível verificar a existência de convecção rasa, com topos de eco inferiores a 3 km de altitude, embebidos na camada estratiforme. No radar banda-C de varredura azimutal, os campos caracterizaram-se por aparecer áreas preferenciais de refletividade destacada nas áreas das montanhas. Enquanto que a rede de 16 pluviômetros/disdrômetros fazia a leitura da precipitação à superfície a cada 2 minutos. Com esta estrutura foi possível empreender uma nova classificação aos eventos observados.

As informações de satélite garantem a existência de uma camada de nuvens quentes, aparentemente estratiformes, durante os casos mistos. Como as imagens do radar de Ponte Nova para estes eventos mostraram períodos de intermitência de áreas convectivas, existe a possibilidade que o fenômeno em questão seja semelhante ao da Nova Zelândia. Em outras palavras, os ecos detectados seriam provenientes da convecção rasa embebida na camada estratiforme que intensificaria ao passar pela montanha. Contudo, o conjunto de dados disponível não permite tal verificação.

Ainda existe a possibilidade descrita por Browning et al. (1974) na qual áreas de precipitação convectivas geradas pela própria montanha atuariam como precipitação semeadora. Entretanto, esta hipótese só poderia ser averiguada com observações visuais ou de um radar de apontamento vertical que confirmassem a existência da nuvem alimentadora no local.

O inverno foi a estação do ano mais pródiga na ocorrência dos casos mistos. Visto que o inverno costuma ter uma atmosfera estável, a hipótese de convecção rasa é reforçada. Assim como os eventos de convecção disparada pura, os episódios mistos aconteceram na sua maioria com anomalia positiva de TSM no litoral de São Paulo. Os eventos da série cujos episódios de precipitação máxima acumularam mais de 100 mm e/ou duraram mais de 1 dia foram, na maioria, gerados pelo mecanismo misto seguido pelo de *seeder-feeder*.

8.3. FATOR DE INTENSIFICAÇÃO

O fator de intensificação calculado é um parâmetro muito usado para a comparação de fenômenos de intensificação orográfica da precipitação em localidades diversas. Ele consta da razão entre a precipitação de acumulação máxima num determinado evento e a precipitação máxima acumulada durante o mesmo intervalo no litoral ou no planalto.

Esta razão proporciona uma medida da intensidade do efeito orográfico observado. Os valores calculados mostraram que cada mecanismo possui seus índices próprios. O fator serra/litoral em redor de 1.0 são típicos de eventos convectivos como os de convecção disparada e os mistos, enquanto que os maiores que 2.0 surgem nos casos estratiformes de autoconversão e *seeder-feeder*. Estes valores são comparáveis aos observados na Nova Zelândia para fenômenos de natureza similar (Gray e Seed, 1995 e 1998). Por outro lado, o fator serra/planalto, estimado quase que exclusivamente para os casos de *seeder-feeder*, costuma ter valores maiores que o outro índice.

O padrão do fator de intensificação para os eventos de *seeder-feeder* mostra que a maioria deles apresentou a distribuição espacial da precipitação predita por Sinclair (1994) em seu modelo. Nesta, o máximo da chuva ficaria no topo da montanha e a acumulação no litoral seria maior que a do planalto à sotavento.

8.4. EXEMPLOS TÍPICOS DOS MECANISMOS

Os quatro mecanismos de controle orográfico da precipitação discutidos são exemplificados a seguir.

a. Autoconversão (AC)

O evento número 50 ocorrido em setembro de 1992 foi um dos quatro casos de autoconversão observados. Ele é formado por cinco episódios de precipitação, dos quais três caracterizaram-se por ocorrer intensificação orográfica (figura 8.1). O quarto episódio foi o de maior acumulação com 19.7 mm em 9.5 horas a uma taxa média de 2.1 mm/h.

A situação sinótica do período de 18 a 21 de setembro de 1992, ilustrada na figura 8.2, foi marcada pela passagem do quarto sistema frontal do mês

pelo estado de São Paulo e subsequente influencia do centro de alta pressão associado. A frente fria chega à região no final do dia 18 e se desloca para o Rio de Janeiro ao longo do dia seguinte, provocando os dois primeiros episódios de chuva do evento. À medida que a situação pós-frontal se estabelecia com o predomínio da alta pressão, com centro posicionado em 29°S e 47°W e movendo-se para nordeste, a precipitação passou a ser mais influenciada pela orografia. A anomalia de TSM semanal apontava uma condição em torno da média a ligeiramente negativa (figura 8.3.a).

O radar meteorológico observou o primeiro episódio de chuva, mostrando que o sistema frontal gerou algumas áreas de precipitação convectiva isolada sem muita organização. Todos os outros episódios não foram detectados pelo radar, indicando que a chuva deve ter sido preferencialmente de baixos níveis (figura 8.4).

Devido à ausência de imagens de satélite para o evento, a informação de cobertura de nuvens foi inferida através da reportada pela estação do IAG. De acordo com ela, o céu teve cobertura total de nuvens baixas do tipo *Stratus* e *Stratocumulus* no dia 19. A partir da madrugada do dia 20, o céu vai passando de parcialmente encoberto a sem nuvens na manhã do dia 21. Não há registro da ocorrência de garoa ou nevoeiro no planalto durante os episódios de intensificação.

Logo, diante da não detecção da chuva pelo radar e da inexistência de nuvem e/ou chuva de níveis mais altos na região, a precipitação orogênica deve ter se originado no mecanismo de autoconversão.

A evolução do vento no planalto, na figura 8.3.b, mostra que o primeiro evento de intensificação com máximo de chuva no Alto Perequê teve vento de quadrante leste; o segundo, na Cota 400, de quadrante sudeste; o terceiro, na Cota 400, de quadrante leste. A umidade relativa foi sempre superior a 80%, com exceção do intervalo entre 12:00 e 13:00 HL, quando ficou em torno de 76% (figura 8.3.c).

Os dois episódios de intensificação maiores mostram que a chuva começou na serra, teve uma rápida ocorrência no litoral e perdurou por horas ao longo da encosta. No IAG é possível notar a entrada da brisa marítima às 17:00 HL, quando

a chuva cessa na montanha. A circulação dos ventos, o ambiente úmido e rico em núcleos de condensação propiciou à formação da chuva orogênica. Há uma grande possibilidade do último episódio ter sido produzido por *tree drip* derivado de nevoeiro, pois apresentou acumulações muito pequenas e aconteceu durante a noite.

Ao longo do dia 21, no planalto, os ventos passaram a ser de nordeste e a entrada da brisa é percebida a partir das 15:00 HL. A umidade relativa foi menor que nos dias anteriores e atinge valores da ordem de 47%. Provavelmente, todos estes aspectos aliados ao fato de que a frente de brisa se propagou mais rápido neste dia tenha feito com que não houvesse tempo suficiente para o desenvolvimento da chuva orogênica, finalizando, assim, o evento.

O fator de intensificação serra/litoral calculado foi de 14.1. Valores desta magnitude são esperados para eventos de autoconversão porque a chuva fica praticamente isolada à área da montanha.

Figura 8.1. Evolução temporal da precipitação durante o evento número 50.

Figura 8.2. Campos sinóticos de pressão e vento à superfície do evento número 50.

Figura 8.3. Anomalia de TSM, evolução temporal do vento e da umidade relativa à superfície durante o evento número 50.

Figura 8.4. Imagens do radar para o episódio de precipitação acumulada máxima do evento número 50.

b. *Seeder-Feeder* (SF)

O evento número 7, ocorrido em junho de 1991, foi escolhido para ilustrar a atuação do mecanismo *seeder-feeder*. Este caso é formado basicamente por um episódio de grande acumulação e outros dois menores como mostra a figura 8.5. No alto da Serra do Mar a chuva totalizou 213.0 mm em 54 horas (2.25 dias) com taxa média de 3.9 mm/h, enquanto no litoral, para o mesmo intervalo de tempo, a chuva não ultrapassou 83.7 mm e, no planalto, 6.2 mm. Esta distribuição espacial da precipitação concorda com a prevista pelo modelo numérico de Sinclair (1994) para ocorrências de *seeder-feeder*.

A passagem do segundo sistema frontal do mês por São Paulo foi marcado por algumas áreas convectivas de atividade fraca a moderada pela região litorânea e da serra. O primeiro episódio de precipitação e intensificação do evento foi causado pela convecção intensificada durante seu deslocamento pela montanha, ou seja, o mecanismo atuante foi o de convecção disparada.

O episódio gerado pelo *seeder-feeder* esteve sob condições pós-frontais com o domínio da alta pressão associada à frente localizada em torno de 35°S e 54°W (figura 8.6). O mar na altura do litoral paulista estava 1°C mais quente que o normal (figura 8.7.a), implicando num nível maior de evaporação e, conseqüente, suprimento de umidade para o ambiente. O menor valor de umidade relativa medido durante o episódio no litoral foi de 83% e no planalto, de 80%, garantindo que as gotas da nuvem semeadora não evaporem por completo a atinjam a nuvem alimentadora (figura 8.7.c).

Os ventos no litoral, apresentados na figura 8.7.b, evoluíram de oeste-sudoeste, no dia 8, para leste-sudeste, no dia 9 a partir das 12:00 HL, quando a taxa de precipitação diminui significativamente no alto da serra. Isto se deve ao fato de que a morfologia da montanha faz com que ventos do quadrante sudoeste sejam perpendiculares à serra na região de Paranapiacaba. Desta maneira, o fluxo do ar é forçado a subir a encosta e, diante do ambiente repleto de umidade e núcleos de condensação, gera a nuvem orogênica alimentadora.

O radar meteorológico de Ponte Nova só detectou alguns poucos ecos isolados no mar durante dos 2.25 dias em que houve registro contínuo de precipitação no topo da Serra do Mar (figura 8.8). Esta assinatura é típica de precipitação de baixos níveis e característica do mecanismo *seeder-feeder*. No decorrer do mesmo período, o IAG observou precipitação leve e garoa derivadas da nuvem semeadora do tipo *Stratus*.

No dia 10 a cobertura de nuvens estratiforme foi diminuindo gradativamente, assim como a umidade relativa que chegou ao mínimo de 68%. Com a interrupção da chuva semeadora, a precipitação na montanha cessou.

O último episódio precipitante do evento não foi de intensificação orográfica.

O fator de intensificação calculado serra/litoral foi de 2.5 e o serra/planalto, 34.4. Estudos realizados na Nova Zelândia encontraram valores parecidos para eventos de natureza similar (Gray e Seed, 1995 e 1998).

Figura 8.5. Evolução temporal da precipitação durante o evento número 7.

Figura 8.6. Campos sinóticos de pressão e vento à superfície do evento número 7.

Figura 8.7. Anomalia de TSM, evolução temporal do vento e da umidade relativa à superfície durante o evento número 7.

Figura 8.8. Imagens de radar para o episódio de precipitação acumulada máxima do evento número 7.

c. Convecção Disparada (CD)

O evento número 69 de março de 1993 ilustra bem a intensificação de áreas convectivas passando pela barreira orográfica como esquematizado na figura 2.1.d. Ele é composto por seis episódios de precipitação caracterizados por intensificação orográfica, com exceção do primeiro (figura 8.9). Neste evento se sobressai o terceiro episódio com acumulação de 332.7 mm no decorrer de 17.5 horas com uma taxa média de 19 mm/h.

Entre os dias 3 e 4 de março passou por São Paulo o primeiro sistema frontal do mês em direção ao Rio de Janeiro. Logo após sua passagem, no decorrer do dia 4, o sistema de alta pressão associado, localizava-se em 45°S e 60°W e começou a dominar a região de estudo (figura 8.10). Ele foi perdendo intensidade e se deslocando aos poucos até chegar a 24°S e 36°W no dia 8. As condições no oceano, ilustradas na figura 8.11.a, mostravam a TSM próxima ao litoral na média a ligeiramente acima da média.

Os registros pluviométricos e do radar são coerentes em todo o evento, com exceção do último episódio que não foi observado pelo radar. O período é muito ativo do ponto de vista convectivo e a intensificação das áreas precipitantes fica evidente no aumento de refletividade detectado na região da serra ou a sotavento da mesma (figura 8.12).

A grande atividade convectiva é confirmada pelas informações de satélite. Através da série de imagens, percebe-se que depois da passagem da frente, ainda no dia 4, o interior de São Paulo ficou com céu claro e muita convecção desenvolveu-se no estado a partir da tarde (figura 8.10.b). O ciclo diurno é pronunciado assim como o deslocamento de nebulosidade do mar para o continente na altura do litoral paulista mantendo a cobertura de nuvens baixas na faixa leste até o dia 7. As imagens no canal do vapor d'água sustentam este fato mostrando um grau de umidade maior no leste de São Paulo do que no interior ao longo de todo o evento.

O caráter convectivo da precipitação e a coerência dos registros pluviométricos e do radar corroboram que a intensificação observada tenha sido dominada pelo mecanismo de convecção disparada.

Durante o terceiro episódio, predominou o vento de sudeste e leste-sudeste no planalto (figura 8.11.b), coincidindo com a direção de deslocamento das células convectivas observadas. Estas ficaram aparentemente estacionárias na região com picos superiores a 40 mm/h de acordo com o radar. A partir do dia 6, o vento passou a ter componente norte e a entrada da brisa foi sempre perceptível à tarde depois das 15:00 HL. A umidade relativa também teve comportamento diferenciado como pode ser visto na figura 8.11.c. Nos dias 4 e 5 foi sempre superior a 80% e do dia 6 em diante apresentou um ciclo diurno e chegou a mínimos da ordem de 35%.

O último episódio teve assinatura típica do mecanismo de *seeder-feeder*, não foi detectado pelo radar, havia cobertura total de nuvens baixas tipo *Stratus*, umidade relativa superior a 90% e registro de garoa na estação do IAG.

No dia 10 não houve registro algum de precipitação na região demarcando o fim do evento com a aproximação de uma nova frente fria.

O fator de intensificação calculado serra/litoral foi de 1.0 e o serra/planalto, 15.1. Estes valores são comparáveis aos encontrados na Nova Zelândia para eventos de natureza similar (Gray e Seed, 1995 e 1998).

Figura 8.9. Evolução temporal da precipitação durante o evento número 69.

Figura 8.10. Campos sinóticos de pressão e vento à superfície do evento número 69.

Figura 8.11. Anomalia de TSM, evolução temporal do vento e da umidade relativa à superfície durante o evento número 69.

Figura 8.12. Imagens do radar para o episódio de precipitação acumulada máxima do evento número 69.

d. Misto: *Seeder-Feeder*/Convecção Disparada (SF/CD)

O evento número 138 de fevereiro de 1995 exemplifica a situação típica de mecanismo misto em atuação. Ele constitui-se de cinco episódios de precipitação, sendo três deles de intensificação orográfica como mostra a figura 8.13. Neste evento, dois episódios possuem acumulação superior a 100 mm. O maior acumulou 157.6 mm ao longo de 25 horas com uma taxa média de 6.3 mm/h.

A presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul, ZCAS, na região Sudeste e do Vórtice Ciclônico de Ar Superior, VCAS, no Nordeste marcaram o cenário de escala sinótica durante o evento. Os três episódios de intensificação aconteceram na retaguarda da ZCAS com o domínio da circulação gerada pela alta pressão, que ficou oscilando entre 40°S e 35°S e 55°W e 50°W (figura 8.14). A TSM próxima ao litoral paulista era de cerca de 1.5°C acima do normal como pode ser visto na figura 8.15.a.

A análise da evolução temporal da chuva monitorada pelos pluviômetros e pelo radar revela que o todo o período tem uma atividade convectiva significativa. Entretanto, o fato que diferencia este evento de um regido pela convecção disparada é a intermitência observada pelo radar, mais exatamente os intervalos de mais de uma hora sem eco detectado na região enquanto há registro nos pluviômetros (figura 8.16). Todos os episódios de intensificação deste evento apresentaram estas características.

As imagens de satélite mostram que a nebulosidade ligada à ZCAS manteve todo o estado de São Paulo encoberto por nuvens baixas e médias com pontos de convecção embebida durante o período. Somente ao final, a partir do dia 9 o interior começou a ter menos nebulosidade.

A disposição da nebulosidade observada desfavoreceu a implementação da circulação de brisa, impossibilitando a existência do contraste entre o mar e o continente necessários. Por meio das medidas das estações do litoral e do planalto (figura 8.15.b), é possível perceber que a brisa marítima ocorreu, porém foi

de curto alcance. A frente de brisa só foi registrada em São Bernardo, no início do planalto, enquanto no IAG predominou vento calmo ou de componente norte.

Em toda a região, a umidade relativa foi superior a 80% ao longo do evento como apresentado na figura 8.15.c. No planalto ainda há o registro de garoa e nevoeiro em todos os dias. Estes aspectos locais aliados aos de circulação e de escala sinótica revelaram uma combinação das características próprias dos mecanismos *seeder-feeder* e covecção disparada. Portanto, os dois mecanismos, atuando em conjunto, devem ter sido os responsáveis pelos episódios de intensificação orográfica deste evento.

O dia 10 de fevereiro não registrou nenhuma precipitação, marcando o fim do evento com o enfraquecimento da ZCAS e o posicionamento do centro de alta pressão numa região mais central do Atlântico.

O fator de intensificação calculado serra/litoral foi de 3.2 e o serra/planalto, 16.4, condizentes com casos de *seeder-feeder*. É importante ressaltar que, na ausência das informações de radar e com a resolução temporal dos registros pluviométricos, este evento seria indevidamente classificado como sendo produzido pelo mecanismo *seeder-feeder*.

Figura 8.13. Evolução temporal da precipitação durante o evento número 138.

Figura 8.14. Campos sinóticos de pressão e vento à superfície do evento número 138.

Figura 8.15. Anomalia de TSM, evolução temporal do vento e da umidade relativa à superfície durante o evento número 138.

Figura 8.16. Imagens do radar para o episódio de precipitação acumulada máxima do evento número 138.

8.5. RESUMO ESQUEMÁTICO DOS MECANISMOS OBSERVADOS NA SERRA DO MAR

As figuras a seguir são ilustrações esquemáticas de cada um dos mecanismos observados na região da Serra do Mar. Elas representam perfis noroeste-sudeste da área estudada com vento predominante à superfície de sudeste.

a. Autoconversão (AC)

Figura 8.17. Esquema do mecanismo de autoconversão na Serra do Mar.

b. Seeder-Feeder (SF)

Figura 8.18. Esquema do mecanismo *seeder-feeder* na Serra do Mar.

c. Convecção Disparada (CD)

Figura 8.19. Esquema do mecanismo de convecção disparada na Serra do Mar.

d. Misto: *Seeder-Feeder*/ Convecção Disparada (SF/CD)

Figura 8.20. Esquema do mecanismo misto na Serra do Mar.

9. IMPACTOS CAUSADOS POR EVENTOS DE INTENSIFICAÇÃO

Os impactos de maior interesse da intensificação orográfica da precipitação em todo o mundo são os desastres. Os desastres são definidos como o resultado de eventos adversos, naturais ou antrópicos, sobre um ecossistema, causando danos humanos, materiais ou ambientais e consequentes prejuízos econômicos e sociais. Dentre os possíveis processos naturais na região estudada, o escorregamento de encostas é aquele que mais preocupa pelo número de vítimas fatais que gerou nos últimos anos. A saber, os escorregamentos são movimentos de massa de solo, rocha e/ou outros materiais, causados basicamente pela força gravitacional.

O principal agente deflagrador de escorregamentos é a água, daí a maior incidência desse processo durante os meses mais chuvosos do ano. A ocorrência de episódios de precipitação prolongada e de grande acumulação são uma das causas principais dos escorregamentos. A água da chuva vai se infiltrando pelas trincas e fissuras das encostas, diminuindo a resistência do solo e provocando a ruptura do terreno. Isto se deve à inexistência ou deficiência de capacidade e funcionamento de um sistema regular de drenagem superficial (Jacob, 1997). A ocupação de encostas sem critérios técnicos acaba por acelerar e agravar os processos de escorregamento.

Estudos gerenciados pela Coordenadoria Estadual de Defesa Civil do Estado de São Paulo, CEDEC-SP, estabeleceram uma relação entre índices pluviométricos e a ocorrência de escorregamentos para a Baixada Santista. Deste modo, é considerado crítico e representativo de alta probabilidade de acontecer escorregamentos o acumulado de 100 mm de chuva em 3 dias (Jacob, 1997).

O Plano Preventivo de Defesa Civil (PPDC) específico para escorregamentos nas encostas da Serra do Mar da CEDEC-SP objetiva evitar ou reduzir a perda de vidas humanas e bens materiais decorrentes de escorregamentos. Através de sua operação, é feito o monitoramento da região e, caso necessário, a remoção preventiva temporária da população de área de risco iminente.

O entendimento dos processos de intensificação orográfica da precipitação na Serra do Mar, na região da Baixada Santista, tem o potencial de aumentar o tempo de tomada de decisão das autoridades responsáveis em casos de acidente nas encostas.

9.1. INTENSIFICAÇÃO OROGRÁFICA E ESCORREGAMENTOS

De março de 1991 a março de 1995 foram relatados pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT, 1991; 1993a, b, c; 1994/95) cinco casos de escorregamentos na região estudada. As ocorrências de 1991 e 1992 foram deflagradas por eventos de intensificação orográfica, enquanto que nos de 1993, 1994 e 1995, os episódios precipitantes não se caracterizaram por ser de intensificação. O escorregamento mais grave foi o de 1995, pois causou 4 mortes.

a. Evento de 1991: Episódios de Convecção Disparada, de *Seeder-Feeder* e Misto

No ano de 1991 ocorreram dois escorregamentos na Baixada Santista: um no dia 22 e outro no dia 25 de março. Nesta época estava em andamento o evento número 1. Ele é um conjunto de 10 episódios de precipitação, sendo que o de acumulação maior mediu 237.9 mm em 52.5 horas (2.2 dias) com taxa média de 4.5 mm/h (figura 9.1).

As condições de tempo em escala sinótica eram influenciadas pela ZCAS oscilando entre os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo durante todo o evento. O centro de alta pressão na retaguarda da ZCAS ficou semi-estacionário em torno de 42°S e 50°W, mantendo o vento à superfície de sudeste na região na maior parte do tempo (figura 9.2). No mar, as águas próximas ao litoral paulista estavam 0.5°C mais frias que o normal (figura 9.3.a).

O radar meteorológico revelou, dentre os oito episódios de intensificação orográfica, a assinatura de três mecanismos independentes e que foram confirmados pelos outros dados disponíveis. Os episódios 5 e 6, ocorridos nos dias 24 e 25, foram causados por *seeder-feeder*. O terceiro episódio, no dia 21, foi peculiar porque a convecção se originou sobre a serra e propagou para noroeste como as outras células convectivas do campo. Ao longo da maior parte do episódio de maior acumulação, houveram áreas convectivas intermitentes intensificadas na montanha, como mostra a figura 9.4. Depois do dia 29, a atividade convectiva decaiu muito e os episódios a seguir foram provocados por convecção disparada.

A estação do IAG reportou do dia 21 ao dia 31 céu totalmente encoberto, geralmente por nuvens baixas, e períodos de chuva leve e garoa. Com relação aos ventos no planalto, todos os episódios de intensificação, com exceção dos três últimos, aconteceram sob ventos de quadrante sudeste e umidade relativa superior a 80% (figuras 9.3.b e 9.3.c). Já em Santos, predominou o vento calmo e umidade relativa da ordem de 84%. Durante o episódio de *seeder-feeder* é possível notar a evolução do vento típica de brisa, enquanto que, no misto, o vento de sudeste dividiu com o calmo a hegemonia. Em ambas as estações, após o dia 30, o vento de nordeste foi o mais frequente e a umidade relativa atingiu mínimos de cerca de 50%, acompanhando o decaimento do evento e da atividade convectiva observada via radar.

As duas ocorrências de escorregamento foram anteriores ao episódio de maior acumulação, porém a segunda já tinha ultrapassado o índice crítico de 100 mm acumulados em 3 dias. De qualquer forma, é importante lembrar que todo o ecossistema da Serra do Mar deveria estar saturado, visto que o processo aconteceu no final do mês de março. Assim, a serra já havia recebido a água proveniente da primavera, estação mais eficiente do ano, e do verão, quando há o maior número de dias e quantidade de chuva do ano.

Portanto, o período compreendido entre o final do verão e o início do outono pode representar sério risco de acidente nas encostas, principalmente sob situações sinóticas favoráveis à chuva prolongada, não necessariamente convectiva, ou à intensificação orográfica.

Figura 9.1. Evolução temporal da precipitação durante o evento número 1.

Figura 9.2. Campos sinóticos de pressão e vento à superfície do evento número 1.

Figura 9.3. Anomalia de TSM, evolução do vento e da umidade relativa à superfície durante o evento número 1.

Figura 9.4. Imagens de radar para o episódio de precipitação acumulada máxima do evento número 1.

b. Evento de 1992: Episódio Misto

Em 17 de janeiro de 1992 ocorreu um escorregamento numa região próxima a Cubatão. O processo se desencadeou durante o evento número 27, formado basicamente por um único grande episódio e ilustrado na figura 9.5. Este acumulou 334.0 mm em 41.5 horas (1.7 dias) com taxa média de 8.0 mm/h, de maneira que ao final do dia 16, o índice crítico de iminência de risco já havia sido muito superado.

A ZCAS, atuando entre os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, dominava o cenário de escala sinótica. O centro de alta pressão na retaguarda do sistema situou-se em torno de 32°S e 52°W e manteve o vento de sudeste durante os dois dias de chuva (figura 9.6). A água do mar próxima ao litoral paulista estava 1.5°C mais quente que o normal (figura 9.7.a), provavelmente suprimindo a região com mais vapor d'água do que se esperaria em condições normais.

O episódio em questão mostra uma assinatura diferenciada do mecanismo misto revelada pela sequência de imagens de radar na figura 9.8. No dia 16, o radar detectou muita atividade convectiva na região até às 14:00 HL, com refletividades mais intensas na serra de até 90 mm/h, demarcando o mecanismo de convecção disparada. O registro pluviométrico indicou que a chuva durante este período foi ligeiramente maior no litoral, demonstrando que sistemas convectivos costumam não ser bem representados por pluviômetros. De qualquer forma, a partir deste horário, nenhum eco na região é visto pelo radar e esta situação perdurou até o final do evento. Nota-se, então, que as taxas de precipitação diminuíram sensivelmente depois das 14:00 HL e a chuva continuou a ser registrada no alto da Serra do Mar por mais 30 horas. Estas características são típicas do mecanismo *seeder-feeder*.

As condições meteorológicas no planalto, apresentadas na figura 9.7.b e 9.7.c foram coerentes com a observação da chuva feita pelo radar e pelos pluviômetros. Desde a tarde do dia 15 até o início da noite do dia 19, o céu permaneceu completamente encoberto por nuvens do tipo *Stratus* e *Stratocumulus*. A umidade relativa durante os dois dias do episódio foi sempre maior que 86% e o vento

predominante, de sudeste. Também foi reportada garoa leve intermitente ao longo dos dias 16 e 17. Os dois últimos dias do evento foram denotados pela gradual diminuição da umidade relativa, cujo mínimo foi de 56%.

Neste caso, o sistema precipitante convectivo, relativamente isolado, já havia fornecido água suficiente ao ecossistema para deflagrar o escorregamento. De qualquer forma, o monitoramento exclusivo do radar levaria a errônea idéia de que a chuva não durara mais que 12 horas. Enquanto que, na realidade, ainda precipitaria quase 100 mm a mais no decorrer de 30 horas, tornando a encosta mais instável e dificultando muito o atendimento à população e áreas afetadas.

Figura 9.5. Evolução temporal da precipitação durante o evento número 27.

Figura 9.6. Campos sinóticos de pressão e vento à superfície do evento número 27.

Figura 9.7. Anomalia de TSM, evolução temporal do vento e da umidade relativa à superfície durante o evento número 27.

Figura 9.4. Imagens de radar para o episódio de precipitação acumulada máxima do evento número 27.

10. CONCLUSÕES

O presente estudo é o primeiro elaborado no Brasil com o intuito de abordar a questão da intensificação orográfica da precipitação através dos seus processos indutores. O foco central do trabalho é a Serra do Mar, onde o total de chuva acumulado no ano ultrapassa 4000 mm. A região investigada abrange desde a porção industrializada da Baixada Santista, no litoral, passando pela região de Mata Atlântica, na serra, até a Capital no Planalto Paulista.

Climatologicamente, a precipitação média anual é máxima no topo da Serra do Mar e há uma região mais seca a sotavento da montanha, consistente com a direção predominante dos ventos na região. A análise da precipitação total anual para cada um dos anos da série estudada mostrou que as características gerais do regime de chuva climatológico foram mantidas.

Em grande escala, todo o período sob estudo é caracterizado pela presença do fenômeno El Niño/Oscilação Sul de 1990 a 1995, cujo impacto seria assinalado por anomalias positivas de precipitação durante o inverno e primavera do ano do episódio (Grimm e Ferraz, 1998).

De maneira geral, a série permite afirmar que os fenômenos de intensificação orográfica da precipitação são muito frequentes na região, principalmente na primavera, considerada a estação do ano mais eficiente neste quesito. Além de ser a época mais eficiente do ano do ponto de vista de intensificação orográfica, durante a primavera costumam ocorrer os episódios extremos que representam o maior risco para as encostas da serra. O risco maior se traduz nas acumulações muito grandes, nas durações mais longas e nas taxas de precipitação tipicamente estratiforme, todos estes, aspectos mais frequentes na primavera. Os eventos assim caracterizados são mais comuns na parte mais próxima do topo da Serra do Mar.

O comportamento geral dos 144 eventos de intensificação selecionados foi caracterizada pelo episódio de precipitação de acumulação máxima representativo

de maior risco de acidente. Assim, a maioria dos eventos teve acumulação máxima inferior a 50 mm precipitados em até 12 horas com taxa média tipicamente estratiforme. Estas características variam sazonalmente e de acordo com o posto registrador, representativo de cada parte da Serra do Mar na região da Baixada Santista.

Os fatores fundamentais de escala sinótica responsáveis pela ocorrência dos fenômenos de intensificação são basicamente os mesmo levantados por Raykowsky (1983). Ou seja, situações pós-frontais com vento de sudeste em superfície, muita nebulosidade na faixa leste de São Paulo e pouca no interior do estado. Localmente, durante os eventos de intensificação, o vento observado predominante é o de quadrante sul-sudeste com umidade relativa superior a 86% em todo o domínio.

O mecanismo de autoconversão foi o mais incomum de todos devido à peculiaridade da ausência de nuvem e/ou chuva pré-existente ser pouco habitual na região. Contudo, seu variante comum em encostas vegetadas, o mecanismo *tree-drip*, parece ser, numa primeira estimativa, responsável por cerca de 70 mm por ano de chuva não contabilizada no alto da Serra do Mar.

O mecanismo de convecção disparada correspondeu a 8.3% do total de eventos analisados. Ele caracterizou-se essencialmente pela intensificação de células convectivas ao passar pela montanha, o que foi verificado através do radar. O processo de origem térmica, com a formação da célula convectiva sobre a montanha, foi raramente observado.

O mecanismo *seeder-feeder*/convecção disparada foi responsável por 19.4% dos eventos de intensificação. Entretanto, os dados disponíveis não permitiram precisar se o evento é realmente misto ou de convecção disparada. Seria necessário verificar se os ecos detectados pelo radar originam-se, unicamente ou não, de convecção rasa embebida na camada estratiforme, relativamente quente, que cobre toda a região.

A maior parte dos eventos foi causada pelo mecanismo *seeder-feeder*. O cenário para a ocorrência deste mecanismo é comum na região: as condições sinóticas favorecem a presença de uma cobertura de nuvens precipitantes e as condições locais, ricas em umidade e núcleos de condensação, asseguram a circulação de brisa, indutora da formação da nuvem alimentadora.

O impacto de maior interesse do fenômeno de intensificação orográfica da precipitação é o escorregamento de encostas, pois geraram significativos prejuízos econômicos e sociais. A causa principal deste processo repousa na grande acumulação de águas pluviais ao longo da encosta da montanha que, por sua vez, é alcançada graças aos processos de intensificação, naturais na região estudada.

11. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Os dados disponibilizados para este estudo não permitiram que os resultados pudessem ser considerados conclusivos porque não foram os mais adequados. O ideal seria estruturas observacionais como as do experimento SALPEX (Southern Alps Experiment) na Nova Zelândia (Wratt, 1998; Gray e Seed, 1998) com uma rede de pluviômetros/disdrômetros com resolução temporal de 2 minutos, radares de varredura azimutal e apontamento vertical e radiossondagens a cada 12 horas.

Uma análise mais ampla da abrangência espacial dos fenômenos de intensificação orográfica poderia ser estendida a outras porções da Serra do Mar, em especial ao litoral norte, onde o número de ocorrências de escorregamento é maior do que na Baixada Santista. Isto implicaria, pelo menos, na montagem de uma rede de pluviômetros de alta frequência e de algumas estações medidoras de vento e umidade na área.

A implementação de equipamento próprio para a medição de precipitação por nevoeiro permitiria uma estimativa melhor da quantidade de chuva causada por *tree-drip* e de seu impacto no ecossistema.

Outra possibilidade seria a modelagem numérica de alguns eventos selecionados. Assim, poderia ser explorado detalhes do comportamento do fenômeno em mesoescala e, principalmente, os processos microfísicos envolvidos.

O aproveitamento dos dados do radar meteorológico de Ponte Nova para o estudo da precipitação na região da Serra do Mar seria maior com a disponibilização das informações da estrutura tridimensional completa da sua varredura. Em termos operacionais, seria conveniente os usuários terem acesso aos campos de PPI das duas primeiras elevações que monitorariam melhor os sistemas precipitantes na montanha. Além disso, poderia ser implementado e testado esquemas de calibração em tempo real para correção de efeitos de intensificação orográfica como os da Inglaterra (Brown et al., 1991; Collinge, 1991; Warner, 1991).

As principais características sinóticas e locais poderiam ser implementadas num sistema de alerta baseado em redes neurais de maneira a monitorar condições deflagradoras de risco de acidente nas encostas da Serra do Mar.

Outra alternativa seria ordenar uma estrutura de previsão de chuva específico para a região da Serra do Mar nos moldes do descrito por Browning (1979). De acordo com este, os modelos numéricos seriam a principal fonte de previsão para períodos de 6 a 36 horas. Contudo, os modelos deveriam ser refinados e ajustados com base na climatologia da precipitação local construída através de longas séries de dados pluviométricos e de radar. Os dados de radar e satélite seriam a principal fonte de previsão para períodos menores que 6 horas, juntamente com os modelos de previsão de alta resolução e curtíssimo prazo. Entretanto, as informações do radar deveriam ser corrigidas com base em fatores de intensificação orográfica climatológicos ou derivados de modelos numéricos. A figura abaixo esquematiza o sistema de previsão exposto acima.

Figura 11.1. Esquema do sistema de previsão de chuva orográfica. Adaptado de Browning (1979).

12. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANAGNOSTOU, E. N., KRAJEWSKI, W. F., SMITH, J. A., 1997: Quantification of Radar-Rainfall Estimation Uncertainty, *Proceedings 13th Conf. Hydrology*, 2-7 Feb., Long Beach, pp. 133-136.

AZEVEDO, P. V., LEITÃO, M. M. V. B. R., 1990: Aplicação de Processos em Cadeia de Markov às Precipitações Diárias no Estado da Paraíba, *Rev. Bras. Meteor.*, 5 (1), pp. 389-402.

BADER, M. J., ROACH, W. T., 1977: Orographic Rainfall in Warm Sectors of Depressions, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 103, pp. 269-280.

BARRY, R. G., 1992: *Mountain Weather & Climate*, Routledge.

BERGERON, T., 1949: The Problem of Artificial Control of Rainfall on the Globe II – The Coastal Orographic Maxima of Precipitation in Autumn and Winter, *Tellus*, 1, pp. 15-32.

BERGERON, T., 1968: Studies of the Oreigenic Effects on the Areal Fine Structure of Rainfall Distribution, *Meteorological Institute Uppsala Univ.*, Report nº 6.

BERGERON, T., 1970: Mesometeorological Studies of Precipitation IV, *Meteorological Institute Uppsala Univ.*, Report nº 20.

BERGERON, T., 1973: Mesometeorological Studies of Precipitation V, *Meteorological Institute Uppsala Univ.*, Report nº 38.

BISWAS, A. K., JAYAWEERA, L. F., 1976: NOAA-3 Satellite Observations of Thunderstorms in Alaska, *Mon. Weather Rev.*, 104, pp. 292-297.

BLANCO, C. M. R., MASSAMBANI, O., 1997: Orographic Enhancement in São Paulo – Brazil: a Preliminary Case Study, *Preprints 28th Conf. on Radar Meteor.*, 7-12 Sept., Autin, pp. 449-450.

BLANCO, C. M. R., MASSAMBANI, O., 1998: Intensificação Orográfica e sua Relação com o Escorregamento de Encostas: o Caso de Janeiro de 1998, *Anais X Congr. Bras. de Meteor.*, 26-30 Out., Brasília, HI98004.

BLANCO, C. M. R., SILVA DIAS, M. A. F., 1994: Padrões de Precipitação Durante o EM-III e Relação com Topografia e Circulação Locais, *Anais VIII Congr. Bras. Meteor.*, vol. 2, 18-25 Out., Belo Horizonte, pp. 207-210.

BRADLEY, S., 1997: An Analytic Treatment of Rainfall Enhancement due to Low Hills, *Proceedings 13th Conf. Hydrology*, 2-7 Feb., Long Beach, pp. 121-124.

BRAGA, B. P. F., MASSAMBANI, O., PALOS, J. C. F., BARROS, M. T. L., PISANI, A., NAKAYAMA, P. T., BARRETO, M., BOANI, J., 1995: Flood Control: The Role of Flood Warning Systems in the Metropolitan Region of São

Paulo, *Proceedings III Intern. Symp. on Hydrol. Applic. of Weather Radars*, 20-23 Aug., São Paulo, pp. 28-41.

BROWN, R., SARGENT, G. P., BLACKALL, R. M., 1991: Range and Orographic Corrections for Use in Real-time Radar Data Analysis, *Hydrol. Applic. of Weather Radars*, pp. 219-228.

BROWNING, K. A., Structure, Mechanism and Prediction of Orographically Enhanced Rain in Britain, *GARP Publications Series – WMO*, nº 23, pp. 85-114.

BROWNING, K. A., HILL, F. F., PARDOE, C. W., 1974: Structure and Mechanism of Precipitation and the Effect of Orography in a Wintertime Warm Sector, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 100, pp. 309-330.

BRUNI, A. C., KIRA, E., 1984: Modelos para Previsão e Ajuste da Quantidade de Precipitação Mensal em Cubatão e Santos – Metodologia Box & Jenkins, *Anais III Congr. Bras. Meteor.*, vol. 2, 3-7 Dez., Belo Horizonte, pp. 165-173.

CARRERA, C. V. M., SILVA DIAS, P. L., 1990: Estudo da Entrada da Brisa Marítima no Estado de São Paulo, *Anais VI Congr. Bras. Meteor.*, vol. 1, Salvador, pp. 315-319.

CAVALCANTI, I. F. A., 1996: Episódios El Niño/Oscilação Sul Durante a Década de 1986 a 1996 e suas Influências sobre o Brasil, *Climanálise Especial*, pp. 52-64.

CHANGNON Jr., S. A., JONES, D. M. A., HUFF, F. A., 1975: Precipitation Increases in the Low Hills of Southern Illinois: Part 2. Field Investigation of Anomaly, *Mon. Weather Rev.*, 103, pp. 830-836.

CHAPPELL, C. F., GRANT, L. O., MIELKE Jr., P.W., 1971: Cloud Seeding Effects on Precipitation Intensity and Duration of Wintertime Orographic Clouds, *J. Applied Meteor.*, 10, pp. 1006-1010.

COLLINGE, V. K., 1991: Weather Radar Calibration in Real Time: Prospects for Improvement, *Hydrol. Applic. of Weather Radars*, pp. 25-42.

COSTA, A. A., MENDES, K. C., VITORINO, M. I., 1996: A Formação de Sistemas Convectivos de Mesoescala sobre uma Região Serrana no Nordeste Brasileiro, *Anais IX Congr. Bras. Meteor.*, vol. 2, 06-13 Nov., Campos do Jordão, pp. 1287-1291.

CTH, 1986: Climatologia da Precipitação na Área Coberta pelo Radar Meteorológico de Ponte Nova – Salesópolis, São Paulo, *Relatório Parcial nº 2 do Convênio entre o Departamento de Águas e Energia Elétrica e Escola Politécnica da Universidade de São Paulo*, nov/86.

D'ALMEIDA, C., 1997: Oscilações Intrasazonais de Precipitação na Estação Chuvosa em São Paulo e Condições Atmosféricas Associadas, *Dissertação de Mestrado, Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo*.

ENV-3, 1997: Air Pollution and Vegetation Damage in the Tropics – the Serra do Mar as an Example, *Final Report of German/Brazilian Cooperation in Environmental Research and Technology*, 1990-1996.

FATTORELLI, S., CASALE, R., BORGA, M., DA ROS, D., 1995: Integrating Radar and Remote Sensing Techniques of Rainfall Estimation in Hydrological Applications for Flood Hazard Mitigation, *European Commission, Environment Programme*, EUR n. 16494.

FRANCHITO, S. H., YAMAZAKI, Y., 1984: Efeitos da Topografia e Escoamento Médio sobre as Circulações Locais nas Regiões Norte-nordeste do Brasil, *Anais III Congr. Bras. Meteor.*, vol. 2, 3-7 Dez., Belo Horizonte, pp. 47-55.

GANDU, A. W., 1984: Análise Estatística de Ecos de Radar Associados a Sistemas de Precipitação na Região Leste do Estado de São Paulo, *Dissertação de Mestrado, Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo*.

GOCHO, Y., 1978: Numerical Experiment of Orographic Heavy Rainfall due to a Stratiform Cloud, *J. Meteor. Soc. Japan*, 56(5), pp. 405-423.

GOMES FILHO, M. F., SOUZA, E. P., BECKER, C. T., 1996: Sistemas Convectivos de Mesoescala com Precipitação Intensa na Paraíba: um Estudo de Caso, *Rev. Bras. Meteor.*, 11(1/2), pp. 36-43.

GRANT, L. O., ELLIOTT, R. E., 1974: The Cloud Seeding Temperature Window, *J. Applied Meteor.*, 13, pp. 355-363.

GRAY, W. R., PURDY, J., SEED, A. W., WRATT, D. S., REVELL, M. J., COPELAND, J., LARSEN, H. R., UDDSTROM, M. J., AUSTIN, G. L., HARRIS, D., MENABE, M., 1997: High-resolution Observations of Orographic Enhancement in New Zealand, *Preprints 28th Conf. on Radar Meteor.*, 7-12 Sept., Autin, pp. 448.

GRAY, W. R., SEED, A., 1995: Radar Observations of Orographic Enhancement in New Zealand, *Proceedings III Intern. Symp. on Hydrol. Applic. of Weather Radars*, 20-23 Aug., São Paulo, pp. 406-418.

GRAY, W. R., SEED, A., 1998: The Characterisation of Orographic Rainfall over the Tararua Ranges of New Zealand, *submetido a Met. APPS*, jul/98.

GRIMM, A. M., FERRAZ, S. E. T., 1998: Sudeste do Brasil: uma Região de Transição no Impacto de Eventos Extremos da Oscilação Sul – Parte I: El Niño, *Anais X Congr. Bras. Meteor.*, 26-30 Out., Brasília, CL98176.

HARARI, J., GIAROLLA, E., 1992: Análise do Vento e de seus Efeitos no Nível Médio do Mar, na Base do Instituto Oceanográfico da USP, em Cananéia, *Anais VII Congr. Bras. Meteor.*, vol. 2, 28 Set.-02 Out., São Paulo, pp. 871-875.

HARROLD, T. W., ENGLISH, E. J., NICHOLASS, C. A., 1974: The Accuracy of Radar-derived Rainfall Measurements in Hilly Terrain, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 100, pp. 331-350.

HENZ, J. F., 1972: An Operational Technique of Forecasting Thunderstorms Along the Lee Slopes of a Mountain Range, *J. Applied Meteor.*, 11, pp. 1284-1292.

HILL, G. E., 1978: Observations of Precipitation-Forced Circulations in Winter Orographic Storms. *J. Atmos. Sci.*, 35, pp. 1463-1472.

HILL, F. F., BROWNING, K. A., BADER, M. J., 1981: Radar and Raingauge Observations of Orographic Rain Over South Wales, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 107, pp. 643-670.

HOBBS, P. V., HOUZE Jr., R. A., MANTEJKA, T. J., 1975: The Dynamical and Microphysical Structure of an Occluded Frontal System and its Modification by Orography, *J. Atmos. Sci.*, 32, pp. 1542-1562.

IPT, 1991: PPDC Específico para Escorregamentos nas Encostas da Serra do Mar: Treinamento de Equipes Técnicas Municipais, *Relatório Preliminar do Instituto de Pesquisas Tecnológicas*.

IPT, 1993a: PPDC Específico para Escorregamentos nas Encostas da Serra do Mar: Treinamento de Equipes Técnicas Municipais, *Relatório nº 30927 do Instituto de Pesquisas Tecnológicas*.

IPT, 1993b: PPDC Específico para Escorregamentos nas Encostas da Serra do Mar: Operação nos Períodos Chuvosos 1992/93 e 1993/94, *Primeiro Relatório de Andamento nº 31569 do Instituto de Pesquisas Tecnológicas*.

IPT, 1993c: PPDC Específico para Escorregamentos nas Encostas da Serra do Mar: Treinamento de Equipes Técnicas Municipais, *Relatório Final nº 32585 do Instituto de Pesquisas Tecnológicas*.

IPT, 1994/95: Relatórios de Vistorias Técnicas de 1994/95, *publicação do Instituto de Pesquisas Tecnológicas*.

JACOB, R., 1997: Plano Preventivo de Defesa Civil, *publicação da Coordenadoria Estadual de Defesa Civil do Estado de São Paulo*.

KUO, J. T., ORVILLE, H. D., 1973: A Radar Climatology of Summertime Convective Clouds in the Black Hills, *J. Applied Meteor.*, 12, pp. 359-368.

LIMA, M. B., MAIA, L. F. P. G., 1990: Influência da Topografia de Pequena Escala na Precipitação no Rio de Janeiro, *Anais VI Congr. Bras. Meteor.*, vol. 1, Salvador, pp. 210-214.

MACEDO, A. L. F., ANAZIA, R., PARREIRA, J. R., SAGULA, M. A. L. A., 1990: Caracterização das Precipitações e suas Correlações com Sistemas Sinóticos na

Região de Cubatão/SP durante o Período Chuvoso, *Anais VI Congr. Bras. Meteor.*, vol. 2, Salvador, pp. 472-476.

MARQUES, V. S., NASCIMENTO, E. L., CUNHA, A. E., 1996: Análise de Padrões de Ecos de Radar Observados na Área do Estado do Rio de Janeiro, *Anais IX Congr. Bras. Meteor.*, vol. 2, 06-13 Nov., Campos do Jordão, pp. 1323-1327.

MATTOS, L. F., 1996: Estimativa da Temperatura do Ar no Abrigo, a Partir de Saída do Modelo Global do CPTEC e de uma Topografia de Maior Resolução, *Anais IX Congr. Bras. Meteor.*, vol. 1, 06-13 Nov., Campos do Jordão, pp. 855-859.

MIELKE, Jr., P. W., GRANT, L. O., CHAPPELL, C. F., 1971: An Independent Replication of the Climax Wintertime Orographic cloud Seeding Experiment, *J. Applied Meteor.*, 10, pp. 1198-1212.

MONCUNILL, D. F., 1998: Estudo da Influência da Orografia na Área Efetiva de Abrangência do Radar Meteorológico, *Anais X Congr. Bras. Meteor.*, 26-30 Out., Brasília, MR98017.

MORAES, O. L. L., 1993: Estudo Numérico de um Escoamento Estratificado sobre uma Montanha Isolada em um Intervalo Intermediário do Número de Froude, *Rev. Bras. Meteor.*, 8(1), pp. 31-37.

NASCIMENTO, E. L., 1995: Um Estudo da Distribuição das Chuvas no Município do Rio de Janeiro, *Monografia de Trabalho de Graduação, Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro*.

NYT, 1998: Clues to Redwoods' Mighty Growth Emerge in Fog, *The New York Times - Science Times*, November 24, 1998, F4.

OLIVEIRA, A. P., SILVA DIAS, P. L., 1982: Aspectos Observacionais da Brisa Marítima em São Paulo, *Anais II Congr. Bras. Meteor.*, vol. 2, 18-22 Out., Pelotas, pp. 129-161.

PEREIRA FILHO, A. J., BARROS, M. T. L., BRAGA Jr., B. P. F., 1990: Precisão das Medidas de Precipitação do Radar Meteorológico Banda-S de São Paulo, *Anais VI Congr. Bras. Meteor.*, vol. 2, Salvador, pp. 790-797.

PISANI, A., 1995: Avaliação dos Dados do Radar Meteorológico de São Paulo para Aplicação em Hidrologia, *Tese de Doutorado, Departamento de Engenharia Hidráulica da Escola Politécnica da Universidade de São Paulo*.

PRATES, J. E., SILVA DIAS, M. A. F., 1994: Efeito da Topografia na Distribuição Espacial da Chuva no Estado de Minas Gerais no Verão de 1984/85, *Anais VIII Congr. Bras. Meteor.*, vol. 2, 18-25 Out., Belo Horizonte, pp. 187-189.

PRATES, J. E., SILVA DIAS, M. A. F., 1996: Assimilação de Dados em um Modelo Regional em Área com Topografia Complexa: uma Análise de Desempenho, *Anais IX Congr. Bras. Meteor.*, vol. 2, 06-13 Nov., Campos do Jordão, pp. 1400-1403.

RAO, V. B., HADA, K., 1990: Characteristics of Rainfall over Brazil: Annual Variations and Connections with the Southern Oscillation, *Theor. Appl. Climatol.*, 42, pp. 81-91.

RAYKOWSKI, J. A. S. A., 1983: Acumulações Extremas de Precipitação em São Paulo no Período de 1975-1980: Estudo Sinótico de Casos Individuais, *Dissertação de Mestrado, Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo.*

REYNOLDS, D. W., HAAR, T. H. V., GRANT, L. O., 1978: Meteorological Satellites in Support of Weather Modification, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 59 (3), pp. 269-281.

RIBEIRO, A., BEU, C. M. L., MELCHIOR, S. C. L., GONÇALVES, L. T., MASSAMBANI, O., ANDRADE, F., 1996: Núcleos de Condensação do Aerossol Atmosférico em Serra do Navio no Amapá, *Anais IX Congr. Bras. Meteor.*, vol. 1, 06-13 Nov., Campos do Jordão, pp. 132-135.

RINEHART, R. E., 1991: *Radar for Meteorologists*, Knight Printing Company.

ROBINOVICH, A. N. H., CAETANO NETO, E. S., 1986: Características Topográficas para a Região da Grande São Paulo e Baixada Santista, *Anais IV Congr. Bras. Meteor.*, vol. 1, 20-24 Out., Brasília, pp. 112-117.

SÁ, D. F., ALMEIDA, H. A., 1982: Efeitos Topoclimáticos na Estação Experimental Lemos Maia, Una, Bahia, por Ocasão dos Equinócios e Solstícios, *Anais II Congr. Bras. Meteor.*, vol. 2, 18-22 Out., Pelotas, pp. 454-474.

SANCHES, M. B., 1996: Análise Sinótica nos Verões. A Influência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), *Relatório Final de Iniciação Científica, Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo.*

SEED, A. W., NICOL, J., AUSTIN, G. L., STOW, C. D., BRADLEY, S. G., 1995: A Physical Basis for Parameter Selection for Z-R Relationships, *Proceedings III Intern. Symp. on Hydrol. Applic. of Weather Radars*, 20-23 Aug., São Paulo, pp. 100-108.

SILVA DIAS, M. A. F., MACHADO, A. J., 1997: The Role of Local Circulations in Summertime Convective Development and Nocturnal Fog in São Paulo, Brazil, *Boundary-Layer Meteor.*, 82, pp. 135-157.

SILVA DIAS, M. A. F., VIDALE, P. L., BLANCO, C. M. R., 1995: Case Study and Numerical Simulation of the Summer Regional Circulation in São Paulo, Brazil, *Boundary-Layer Meteor.*, 74, pp. 371-388.

SILVEIRA, R. B., SILVA DIAS, M. A. F., 1990: Análise dos Ecos do Radar de São Roque durante o EM-III - Diagnóstico de Superfície e Estudo da Precipitação, *Anais VI Congr. Bras. Meteor.*, vol. 2, Salvador, pp. 738-742.

SINCLAIR, M. R., 1994: A Diagnostic Model for Estimating Orographic Precipitation, *J. Applied Meteor.*, 33, pp. 1163-1175.

SMITH, R. B., 1982: A Differential Advection Model of Orographic Rain, *Mon. Weather Rev.*, 110, pp. 306-309.

SMITH, R. B., 1989: Mechanisms of Orographic Precipitation, *Meteor. Magazine*, 118, pp. 85-88.

STOREBØ, P. B., 1976: Small Scale Topographical Influences on Precipitation, *Tellus*, 28, pp. 45-59.

SUGAHARA, S., 1991: Flutuações Interanuais, Sazonais e Intrasazonais da Precipitação no Estado de São Paulo, *Tese de doutoramento, Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo*.

TATEYA, K., NAKATSUGAWA, M., YAMADA, T., 1991: Observations and Simulation of Rainfall in Mountainous Areas, *Hydrol. Applic. of Weather Radars*, pp. 279-295.

VIDALE, P. L., 1992: Evolução da Camada Limite e Controle Topográfico no Estado de São Paulo, *Dissertação de Mestrado, Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo*.

WARNER, C., 1991: Real-time Adjustment of Radar Fields of Precipitation by Raingauges, Allowing for Orographic Enhancement near the Surface, *Hydrol. Applic. of Weather Radars*, pp. 74-83.

WILSON, J. W., ATWATER, M. A., 1972: Storm Rainfall Variability over Connecticut, *J. Geophys. Res.*, vol. 77, n° 21, pp. 3950-3956.

WRATT, D., 1998: Factors Influencing Rainfall in the Southern Alps, *Hipertexto disponível via*
http://katipo.niwa.cri.nz/salpex/SALPEX_Papers/Rainfactors/salpex_rainfall_factors.htm.

XAVIER, T. M. B. S., SILVA DIAS, M. A. F., XAVIER, A. F. S., 1995: Impact of ENSO Episodes on the Autumn Rainfall Patterns near São Paulo, Brazil, *Intern. J. Climat.*, 15, pp. 571-584.

YOUNG, K. C., 1974a: A Numerical Simulation of Wintertime, Orographic Precipitation: Part I. Description of Model Microphysics and Numerical Techniques, *J. Atmos. Sci.*, 31, pp. 1735-1748.

YOUNG, K. C., 1974b: A Numerical Simulation of Wintertime, Orographic Precipitation: Part II. Comparison of Natural and Ag-I-Seeded Conditions, *J. Atmos. Sci.*, 31, pp. 1749-1767.

APÊNDICE

Tabela A.1. Classificação dos dias componentes da série temporal estudada de dados pluviométricos da rede telemétrica de Cubatão e da estação do IAG. A letra **F** denota os dias efetivamente faltantes; a letra **N**, os dias não-precipitantes, a letra **P**, os dias de precipitação sem intensificação; a letra **I**, os dias com intensificação orográfica.

1991															
MARÇO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
N	N	P	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	
ABRIL															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	P
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		
P	I	I	I	I	P	N	I	I	P	N	I	I	I		
MAIO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
I	P	N	N	I	I	I	I	N	N	P	I	N	I	I	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
I	I	N	N	N	P	I	I	N	N	N	N	N	N	N	
JUNHO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
N	N	N	N	N	N	I	I	I	P	N	N	N	N	N	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		
N	N	N	N	I	I	I	I	I	N	N	I	I	I		
JULHO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
I	N	P	I	N	N	N	P	P	N	I	P	I	I	I	I
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
I	N	N	N	N	N	P	N	N	N	N	N	N	N	N	
AGOSTO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
I	I	I	I	N	N	I	P	N	N	P	P	I	P	N	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	
SETEMBRO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	N	N	N	N	N	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		
N	N	I	I	N	N	I	I	I	I	N	I	I	P		
OUTUBRO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
P	P	I	N	I	I	I	I	I	P	N	N	N	N	N	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
N	I	I	I	I	P	N	N	N	N	N	N	N	N	I	

Tabela A.1. Continuação.

NOVEMBRO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
I	I	I	I	I	N	N	N	P	I	N	P	I	I	N	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		
N	N	N	I	I	N	N	N	I	N	I	I	I	I		
DEZEMBRO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
F	F	I	N	N	I	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	I	I	N	N	
1992															
JANEIRO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
N	I	I	P	P	N	N	N	I	N	N	P	I	N	N	I
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
I	I	N	I	I	I	I	N	I	N	I	N	P	I	I	
FEVEREIRO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
N	N	N	N	I	I	I	F	F	F	F	F	F	F	F	F
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29			
N	N	N	N	N	N	N	I	I	I	N	F	F			
MARÇO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
P	P	I	I	N	I	I	N	P	N	N	P	N	N	N	I
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
I	P	P	N	N	N	N	I	P	F	F	F	F	F	F	
ABRIL															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
N	N	N	N	N	N	P	I	I	I	P	N	P	N	N	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		
N	N	N	P	N	N	N	N	I	I	I	I	P	N		
MAIO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
P	I	I	P	P	P	P	N	N	N	N	N	P	P	P	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
N	P	I	I	N	N	I	P	N	N	N	N	N	P	I	
JUNHO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
I	P	N	N	N	N	N	N	N	P	I	I	N	N	N	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		
N	N	N	N	P	N	N	N	N	N	N	P	P	I		
JULHO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
N	P	I	I	N	I	I	I	N	P	P	P	P	N	P	P
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
P	N	N	N	N	I	I	I	I	N	N	N	N	N	N	

Tabela A.1. Continuação.

AGOSTO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
I	I	I	P	P	P	N	I	I	P	N	P	P	N	N	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
N	N	P	I	I	I	I	N	N	N	F	F	F	F	N	
SETEMBRO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
P	P	P	I	I	I	I	I	I	P	P	I	N	P	I	I
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		
N	N	I	I	N	N	N	N	P	I	I	I	P	N		
OUTUBRO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
N	P	I	I	N	P	I	I	I	N	P	I	I	N	N	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
P	P	I	I	I	I	N	N	N	N	P	N	P	I	I	
NOVEMBRO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
I	N	P	I	I	I	I	I	I	N	N	N	N	N	N	I
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		
I	I	N	N	N	P	P	I	I	I	I	I	N	I		
DEZEMBRO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
P	I	I	N	N	N	P	I	I	I	I	I	I	N	N	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
I	I	I	I	I	N	N	N	I	I	N	N	N	P	I	
1993															
JANEIRO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
N	N	I	I	I	I	N	N	I	I	I	I	I	N	N	I
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
I	I	I	N	I	N	I	I	P	P	N	N	I	I	P	
FEVEREIRO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
P	P	I	I	N	I	P	N	N	N	P	P	P	N	P	P
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28				
P	P	P	N	P	P	P	P	I	I	P	P				
MARÇO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
N	N	P	I	I	I	I	P	I	N	I	I	N	N	N	I
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
N	N	N	I	I	I	P	P	N	N	I	I	I	I	I	
ABRIL															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
P	I	I	N	I	P	N	I	I	N	N	N	N	N	N	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		
N	N	N	N	I	I	I	I	I	I	N	N	I	N		

Tabela A.1. Continuação.

MAIO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
F	N	N	N	I	I	N	N	N	N	N	N	N	P	P	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
I	I	I	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	P	
JUNHO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
I	N	N	N	N	P	N	N	I	I	I	I	N	N	N	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		
N	I	P	N	I	I	I	N	N	N	N	N	N	P		
JULHO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
N	N	N	N	N	N	I	N	N	N	N	P	P	P	P	P
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
N	N	N	N	N	N	N	I	I	I	I	N	I	I	P	
AGOSTO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
N	N	N	P	P	N	N	N	I	I	I	N	N	N	N	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
N	I	I	N	N	N	I	I	N	N	I	N	N	N	N	
SETEMBRO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
N	P	P	P	P	N	N	I	P	I	I	I	P	P	I	I
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		
P	P	N	I	P	P	I	I	I	I	I	I	N	I		
OUTUBRO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
N	N	N	I	I	I	I	N	N	N	N	N	N	N	P	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
N	P	I	N	N	P	P	I	I	I	I	I	N	N	N	
NOVEMBRO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
I	I	I	I	N	I	I	I	N	N	N	N	N	N	N	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		
I	I	I	I	N	N	N	N	I	P	N	N	N	N		
DEZEMBRO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
I	I	I	N	N	N	N	P	P	I	I	I	N	N	N	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
I	N	I	P	I	I	N	P	P	N	I	I	P	I	N	
1994															
JANEIRO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
N	N	I	I	I	I	P	I	I	P	N	N	I	I	N	P
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	

Tabela A.1. Continuação.

N	N	P	I	I	I	I	I	N	N	I	P	I	I	P	
FEVEREIRO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
P	N	N	N	P	P	P	P	N	N	P	N	P	P	P	P
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28				
P	N	N	P	N	N	I	P	P	P	P	N				
MARÇO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
I	I	I	I	I	I	I	I	P	P	P	I	I	N	I	P
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
N	N	N	I	I	P	P	N	I	P	I	I	P	N	I	
ABRIL															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
I	I	I	N	N	N	N	I	I	N	N	I	I	I	N	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		
N	I	I	I	P	P	I	I	N	I	N	P	P	N		
MAIO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
N	N	N	N	N	N	N	N	N	I	P	N	P	P	N	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
N	N	N	N	N	N	N	P	N	P	P	I	I	N	N	
JUNHO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
N	N	N	N	N	N	I	I	I	I	N	F	F	N	N	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		
N	N	N	I	N	P	I	N	I	N	N	N	N	N		
JULHO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
N	N	I	I	I	N	N	I	I	I	I	N	N	N	N	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
N	N	N	N	N	N	I	I	N	N	N	N	N	N	N	
AGOSTO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	I	N	N	N	N	P
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
P	N	N	N	N	N	P	P	N	N	P	P	N	N	N	
SETEMBRO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
N	N	I	I	I	N	N	I	I	I	N	N	N	N	N	I
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		
I	N	N	N	N	N	N	N	N	I	I	I	N	N		
OUTUBRO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
N	N	N	I	I	I	P	N	N	N	N	P	P	P	P	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
P	N	N	P	P	P	P	I	P	P	I	I	I	P	I	

Tabela A.1. Continuação.

NOVEMBRO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
I	I	N	N	N	N	P	N	N	N	N	N	P	I	P	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		
I	I	I	I	P	N	N	N	N	N	I	I	I	N		
DEZEMBRO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
N	N	N	N	P	P	P	P	I	N	N	N	N	N	P	P
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
I	I	I	I	N	F	F	F	F	P	I	N	I	I	P	
1995															
JANEIRO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
N	P	P	P	N	N	P	P	P	N	I	I	I	P	I	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
I	I	I	I	P	I	I	I	N	I	P	P	P	I	P	
FEVEREIRO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
I	P	I	I	P	I	I	I	I	P	I	I	I	P	N	P
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28				
P	P	P	I	I	N	N	N	N	N	N	I				
MARÇO															
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
I	N	P	P	I	I	N	N	P	P	I	P	P	I	I	N
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
N	N	N	P	I	N	N	P	I	I	I	N	P	I	N	

Tabela A.2. Definição e características dos eventos ocorridos entre março de 1991 e março de 1995. Estão listados os eventos, o número pelo qual são identificados e seu período, sobressaltando o episódio de precipitação máxima acumulada (precmax), sua duração estimada, o posto medidor e taxa média de precipitação (taxmed). Os eventos destacados tiveram precipitação máxima acumulada superior a 100 mm.

EVENTO	PERÍODO	PRECMAX (mm)	DURAÇÃO (minutos)	POSTO	TAXMED (mm/h)
1	20 a 31/03/91	237.9	3150	APE	4.5
2	18 a 21/04/91	70.3	1080	PAR	3.9
3	24/04 a 01/05/91	91.0	1020	APE	5.4
4	05 a 12/05/91	202.4	1530	APE	7.9
5	14 a 18/05/91	14.5	90	APE	9.7
6	23 a 24/05/91	2.1	90	PAR	1.4
7	07 a 09/06/91	213.0	3240	PAR	3.9
8	21 a 25/06/91	117.5	2790	PAR	2.5
9	28/06 a 01/07/91	20.6	1410	PAR	0.9
10	04/07/91	9.0	330	PAR	1.6
11	11 a 17/07/91	111.5	3960	APE	1.7
12	01 a 04/08/91	50.2	720	PAR	4.2
13	07 a 13/08/91	14.5	90	PAR	9.7
14	19 a 20/09/91	48.5	1140	PAR	2.6
15	23 a 26/09/91	35.3	1320	APE	1.6
16	28/09 a 03/10/91	29.8	750	COT	2.4
17	05 a 09/10/91	35.8	1170	COT	1.8
18	18 a 21/10/91	32.1	660	APE	2.9
19	31/10 a 05/11/91	99.6	2970	APE	2.0
20	10/11/91	2.0	270	APE	0.4
21	13 a 14/11/91	2.2	120	APE	1.1
22	20 a 25/11/91	34.4	150	APE	13.8
23	27 a 30/11/91	16.2	510	PAR	1.9
24	03 a 06/12/91	9.9	150	APE	4.0
25	28/12 a 03/01/92	16.4	90	APE	10.9
26	09 a 13/01/92	29.9	120	PAR	15.0
27	16 a 18/01/92	334.0	2490	APE	8.0
28	20 a 31/01/92	41.9	540	PAR	4.7
29	05 a 07/02/92	15.6	450	PAR	2.1
30	24 a 26/02/92	82.8	660	COT	7.5
31	03 a 07/03/92	9.9	300	PAR	2.0
32	16 a 17/03/92	52.5	300	PAR	10.5
33	24/03/92	14.7	180	PAR	4.9
34	08 a 10/04/92	3.8	240	APE	1.0
35	25 a 28/04/92	16.1	390	COT	2.5
36	02 a 03/05/92	54.7	1020	COT	3.2
37	19 a 20/05/92	3.6	330	APE	0.7
38	23/05/92	7.7	120	APE	3.9
39	31/05 a 01/06/92	1.7	150	APE	0.7
40	11 a 12/06/92	2.9	420	COT	0.4

Tabela A.2. Continuação.

41	30/06/92	1.3	300	COT	0.3
42	03 a 04/07/92	61.3	1020	COT	3.6
43	06 a 08/07/92	74.6	1680	PAR	2.7
44	22 a 25/07/92	30.7	870	APE	2.1
45	01 a 03/08/92	48.0	2040	APE	1.4
46	08 a 09/08/92	15.5	1740	APE	0.5
47	20 a 23/08/92	10.0	210	APE	2.9
48	04 a 12/09/92	150.3	2460	APE	3.7
49	15 a 16/09/92	62.9	1350	APE	2.8
50	19 a 20/09/92	19.7	570	COT	2.1
51	26 a 28/09/92	107.7	2190	APE	3.0
52	03 a 04/10/92	8.8	90	COT	5.9
53	07 a 09/10/92	102.8	1350	COT	4.6
54	12 a 13/10/92	26.3	180	APE	8.8
55	19 a 22/10/92	11.7	690	APE	1.0
56	30/10 a 01/11/92	36.2	1830	APE	1.2
57	04 a 09/11/92	160.9	1980	APE	4.9
58	16 a 18/11/92	25.0	870	APE	1.7
59	24 a 30/11/92	342.1	2820	APE	7.3
60	02 a 03/12/92	72.1	2100	PAR	2.1
61	08 a 13/12/92	64.6	690	APE	5.6
62	17 a 21/12/92	10.4	60	PAR	10.4
63	25 a 31/12/92	31.2	690	PAR	2.7
64	03 a 06/01/93	10.0	630	APE	1.0
65	09 a 13/01/93	43.4	540	APE	4.8
66	16 a 30/01/93	41.3	450	COT	5.5
67	03 a 06/02/93	77.7	60	APE	77.7
68	25 a 26/02/93	6.5	30	PAR	13.0
69	04 a 09/03/93	332.7	1050	APE	19.0
70	11 a 16/03/93	13.3	150	PAR	5.3
71	20/03 a 05/04/93	53.6	270	APE	11.9
72	08 a 09/04/93	23.7	690	APE	2.1
73	21 a 29/04/93	83.5	390	COT	12.8
74	05 a 06/05/93	17.6	30	APE	35.2
75	17 a 19/05/93	4.0	30	PAR	8.0
76	01/06/93	5.3	30	COT	10.6
77	09 a 12/06/93	50.6	1200	APE	2.5
78	18 a 23/06/93	25.5	540	APE	2.8
79	07/07/93	7.7	570	APE	0.8
80	24 a 27/07/93	5.3	690	APE	0.5
81	29 a 30/07/93	5.2	240	APE	1.3
82	09 a 11/08/93	5.4	90	APE	3.6
83	18 a 19/08/93	5.8	630	APE	0.6
84	23 a 27/08/93	70.7	240	APE	17.7
85	08 a 16/09/93	50.8	1770	APE	1.7
86	20/09/93	10.6	90	APE	7.1

Tabela A.2. Continuação.

87	23 a 30/09/93	135.2	1200	APE	6.8
88	04 a 07/10/93	58.3	1230	PAR	2.8
89	19/10/93	5.7	480	APE	0.7
90	24 a 28/10/93	35.6	480	APE	4.5
91	01 a 04/11/93	22.9	390	APE	3.5
92	06 a 08/11/93	14.3	990	PAR	0.9
93	17 a 20/11/93	19.4	420	PAR	2.8
94	25/11/93	8.4	270	PAR	1.9
95	01 a 03/12/93	8.9	600	COT	0.9
96	10 a 12/12/93	33.7	750	APE	2.7
97	17 a 28/12/93	42.7	990	PAR	2.6
98	30/12 a 06/01/94	38.0	330	APE	6.9
99	08 a 14/01/94	18.8	810	APE	1.4
100	20 a 24/01/94	69.9	210	APE	20.0
101	27 a 30/01/94	31.3	450	PAR	4.2
102	23/02/94	5.1	120	COT	2.6
103	01 a 21/03/94	110.9	540	APE	12.3
104	25/03/94	1.6	90	COT	1.1
105	27 a 28/03/94	28.0	360	APE	4.7
106	31/03 a 03/04/94	68.1	660	COT	6.2
107	08 a 09/04/94	84.7	720	PAR	7.1
108	12 a 14/04/94	9.9	300	PAR	2.0
109	18 a 20/04/94	27.8	750	PAR	2.2
110	23 a 26/04/94	9.8	900	PAR	0.7
111	10/05/94	3.0	30	APE	6.0
112	28 a 29/05/94	6.9	30	APE	13.8
113	07 a 10/06/94	49.0	690	PAR	4.3
114	20 a 23/06/94	5.6	30	PAR	11.2
115	25/06/94	25.1	750	PAR	2.0
116	03 a 05/07/94	27.7	30	APE	55.4
117	08 a 11/07/94	23.5	690	PAR	2.0
118	23 a 24/07/94	16.5	390	PAR	2.5
119	11/08/94	23.2	600	APE	2.3
120	03 a 05/09/94	71.7	600	PAR	7.2
121	08 a 10/09/94	78.6	1170	PAR	4.0
122	16 a 17/09/94	68.9	1140	PAR	3.6
123	26 a 28/09/94	31.7	1020	PAR	1.9
124	04 a 06/10/94	44.0	180	PAR	14.7
125	24/10/94	3.5	30	APE	7.0
126	27 a 29/10/94	92.6	30	APE	185.2
127	31/10 a 02/11/94	68.7	2430	PAR	1.7
128	14/11/94	2.3	90	PAR	1.5
129	17 a 20/11/94	193.4	1620	COT	7.2
130	27 a 29/11/94	7.7	30	PAR	15.4
131	09/12/94	29.6	960	COT	1.9
132	17 a 20/12/94	87.5	600	PAR	8.8

Tabela A.2. Continuação.

133	27 a 30/12/94	15.8	30	APE	31.6
134	11 a 15/01/95	17.4	450	APE	2.3
135	17 a 20/01/95	12.8	330	COT	2.3
136	22 a 26/01/95	16.1	240	APE	4.0
137	30/01 a 01/02/95	11.8	60	PAR	11.8
138	03 a 09/02/95	157.6	1500	PAR	6.3
139	11 a 13/02/95	9.1	90	PAR	6.1
140	20/02 a 01/03/95	6.2	60	PAR	6.2
141	05 a 06/03/95	15.0	60	APE	15.0
142	11 a 21/03/95	16.4	210	APE	4.7
143	25 a 27/03/95	22.1	270	APE	4.9
144	30/03/95	5.0	30	PAR	10.0

Tabela A.3. Definição do mecanismo de intensificação orográfica predominante nos eventos ocorridos entre março de 1991 e março de 1995. O código AC dos mecanismo denota autoconversão; o CD, convecção disparada; o SF/CD, *seeder-feeder*/convecção disparada ou misto; o SF, *seeder-feeder*; o IND, indefinido: Estão listados também os eventos através do número pelo qual são identificados; a precipitação máxima observada no episódio destacado na tabela A.2 na serra, no litoral e no planalto; o fator de intensificação calculado serra/litoral (Ser/Lit) e o serra/planalto (Ser/Plan).

EVT	PRECIPITAÇÃO MÁXIMA (mm)			FATOR DE INTENSIFICAÇÃO		MECANISMO
	Serra	Litoral	Planalto	Ser/Lit	Ser/Plan	
1	237.9	121.9	67.9	2.0	3.5	SF/CD
2	70.3	55.2	1.7	1.3	41.4	SF
3	91.0	55.4	83.2	1.6	1.1	SF/CD
4	202.4	101.1	2.4	2.0	84.3	SF/CD
5	14.5	1.4	0.1	10.4	145.0	SF
6	2.1	0.1	0.0	21.0	—	SF
7	213.0	83.7	6.2	2.5	34.4	<i>SF</i>
8	117.5	74.1	28.9	1.6	4.1	SF/CD
9	20.6	13.4	12.2	1.5	1.7	SF/CD
10	9.0	1.6	0.0	5.6	—	AC
11	111.5	83.5	16.1	1.3	6.9	SF/CD
12	50.2	37.4	5.4	1.3	9.3	SF/CD
13	14.5	12.3	8.8	1.2	1.6	SF
14	48.5	0.8	8.9	60.6	5.4	SF
15	35.3	4.1	4.1	8.6	8.6	SF
16	29.8	3.6	0.2	8.3	149.0	SF
17	35.8	0.1	1.4	358.0	25.6	SF
18	32.1	0.1	0.3	321.0	107.0	SF
19	99.6	0.5	15.2	199.2	6.6	SF
20	2.0	0.5	0.0	4.0	—	AC
21	2.2	0.5	0.0	4.4	—	SF
22	34.4	5.6	0.0	6.1	—	IND
23	16.2	7.4	0.8	2.2	20.3	SF
24	9.9	0.9	2.0	11.0	5.0	SF
25	16.4	3.1	0.1	5.3	164.0	SF
26	29.9	0.6	1.0	49.8	29.9	SF
27	334.0	299.6	6.5	1.1	51.4	SF/CD
28	41.9	14.1	2.9	3.0	14.4	SF
29	15.6	3.4	9.3	4.6	1.7	SF
30	82.8	0.0	51.7	—	1.6	CD
31	9.9	8.7	3.0	1.1	3.3	SF/CD
32	52.5	20.6	11.9	2.5	4.4	SF
33	14.7	2.5	6.5	5.9	2.3	SF
34	3.8	2.8	0.0	1.4	—	SF

Tabela A.3. Continuação.

35	16.1	6.5	2.9	2.5	5.6	SF
36	54.7	30.1	0.0	1.8	—	SF/CD
37	3.6	0.9	0.0	4.0	—	SF
38	7.7	2.7	0.0	2.9	—	CD
39	1.7	1.4	0.0	1.2	—	IND
40	2.9	1.0	0.0	2.9	—	IND
41	1.3	0.0	0.0	—	—	IND
42	61.3	5.7	0.0	10.8	—	IND
43	74.6	30.6	18.2	2.4	4.1	SF
44	30.7	26.0	1.2	1.2	25.6	SF
45	48.0	32.0	2.1	1.5	22.9	SF/CD
46	15.5	12.8	0.2	1.2	77.5	IND
47	10.0	7.3	0.7	1.4	14.3	SF/CD
48	150.3	81.5	23.6	1.8	6.4	SF/CD
49	62.9	62.4	50.0	1.0	1.3	SF/CD
50	19.7	1.4	0.0	14.1	—	AC
51	107.7	45.8	0.8	2.4	134.6	SF
52	8.8	7.6	0.0	1.2	—	IND
53	102.8	18.6	1.4	5.5	73.4	SF
54	26.3	24.8	16.4	1.1	1.6	IND
55	11.7	4.5	0.2	2.6	58.5	SF
56	36.2	12.1	0.4	3.0	90.5	SF
57	160.9	108.8	8.5	1.5	18.9	SF/CD
58	25.0	11.4	0.0	2.2	—	SF/CD
59	342.1	117.9	21.0	2.9	16.3	SF
60	72.1	36.5	11.0	2.0	6.6	IND
61	64.6	24.8	43.3	2.6	1.5	SF
62	10.4	0.0	0.0	—	—	IND
63	31.2	7.2	1.5	4.3	20.8	SF
64	10.0	2.1	2.6	4.8	3.8	SF
65	43.4	12.7	17.0	3.4	2.6	SF
66	41.3	27.3	3.9	1.5	10.6	SF/CD
67	77.7	22.7	2.3	3.4	33.8	SF
68	6.5	0.0	0.0	—	—	IND
69	332.7	324.5	22.0	1.0	15.1	CD
70	13.3	0.1	0.0	133.0	—	IND
71	53.6	11.7	4.8	4.6	11.2	SF
72	23.7	2.6	17.4	9.1	1.4	SF
73	83.5	56.6	0.0	1.5	—	IND
74	17.6	0.0	0.0	—	—	CD
75	4.0	0.0	0.0	—	—	IND
76	5.3	0.0	0.0	—	—	IND

Tabela A.3. Continuação.

77	50.6	23.9	19.6	2.1	2.6	SF
78	25.5	13.5	17.5	1.9	1.5	CD
79	7.7	7.6	0.1	1.0	77.0	IND
80	5.3	2.1	0.2	2.5	26.5	SF
81	5.2	2.9	4.3	1.8	1.2	SF/CD
82	5.4	4.2	0.0	1.3	—	IND
83	5.8	3.4	0.0	1.7	—	IND
84	70.7	57.8	64.6	1.2	1.1	SF/CD
85	50.8	24.7	6.2	2.1	8.2	SF
86	10.6	7.7	3.5	1.4	3.0	IND
87	135.2	39.4	1.3	3.4	104.0	SF
88	58.3	25.5	3.4	2.3	17.1	SF
89	5.7	3.0	0.0	1.9	—	SF
90	35.6	8.9	0.2	4.0	178.0	SF
91	22.9	14.6	0.0	1.6	—	SF
92	14.3	11.0	0.0	1.3	—	SF
93	19.4	11.7	11.6	1.7	1.7	SF/CD
94	8.4	0.0	0.4	—	21.0	CD
95	8.9	0.4	0.0	22.3	—	SF
96	33.7	15.5	12.2	2.2	2.8	SF
97	42.7	29.5	3.4	1.4	12.6	SF
98	38.0	20.5	7.6	1.9	5.0	IND
99	18.8	8.3	3.9	2.3	4.8	SF
100	69.9	10.2	1.0	6.9	69.9	SF
101	31.3	6.2	9.5	5.0	3.3	SF
102	5.1	4.3	0.1	1.2	51.0	SF
103	110.9	48.2	5.7	2.3	19.5	SF
104	1.6	0.3	0.0	5.3	—	SF
105	28.0	10.0	1.2	2.8	23.3	SF
106	68.1	55.9	1.6	1.2	42.6	SF/CD
107	84.7	42.9	3.6	2.0	23.5	SF
108	9.9	0.1	0.0	99.0	—	IND
109	27.8	21.6	0.1	1.3	278.0	IND
110	9.8	8.3	0.8	1.2	12.3	IND
111	3.0	0.0	0.0	—	—	CD
112	6.9	0.0	0.0	—	—	IND
113	49.0	0.0	4.4	—	11.1	SF/CD
114	5.6	0.0	0.0	—	—	SF
115	25.1	0.0	16.1	—	1.6	SF/CD
116	27.7	0.0	0.0	—	—	IND
117	23.5	0.0	1.3	—	18.1	SF
118	16.5	0.0	0.1	—	165.0	IND

Tabela A.3. Continuação.

119	23.2	0.0	1.0	—	23.2	IND
120	71.7	21.5	0.1	3.3	717.0	SF
121	78.6	49.6	0.3	1.6	262.0	IND
122	68.9	60.2	0.7	1.1	98.4	IND
123	31.7	17.8	0.3	1.8	105.7	SF/CD
124	44.0	31.5	0.2	1.4	220.0	IND
125	3.5	0.1	0.0	35.0	—	CD
126	92.6	2.4	0.0	38.6	—	IND
127	68.7	0.8	0.0	85.9	—	SF
128	2.3	0.2	0.0	11.5	—	IND
129	193.4	114.9	6.1	1.7	31.7	SF/CD
130	7.7	0.0	0.0	—	—	CD
131	29.6	9.0	0.2	3.3	148.0	SF
132	87.5	40.7	10.2	2.1	8.6	SF
133	15.8	1.1	0.0	14.4	—	AC
134	17.4	15.4	0.0	1.1	—	SF/CD
135	12.8	1.6	2.3	8.0	5.6	SF
136	16.1	0.2	0.0	80.5	—	SF
137	11.8	0.0	0.0	—	—	IND
138	157.6	49.4	9.6	3.2	16.4	SF/CD
139	9.1	1.7	0.0	5.4	—	SF/CD
140	6.2	0.1	0.0	62.0	—	SF/CD
141	15.0	13.5	0.0	1.1	—	CD
142	16.4	16.1	11.5	1.0	1.4	CD
143	22.1	2.6	0.2	8.5	110.5	SF
144	5.0	1.0	0.0	5.0	—	CD