

METEOROLOGIA EM TÓPICOS

VOLUME 4

ORGANIZADORES:
ANDRÉ BECKER NUNES
GLAUBER LOPES MARIANO

Meteorologia em tópicos – volume 4

**Meteorologia em tópicos:
Volume 4**

1ª Edição

Organizadores:

André Becker Nunes

Glauber Lopes Mariano

Pelotas-RS – Janeiro de 2017

DR LTDA

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação:

M589 Meteorologia em tópicos: volume 4 /

Organizado por André Becker Nunes e Glauber
Lopes Mariano. – Pelotas: Clube dos Autores, 2017.

323p.: il. color.

Vários autores/colaboradores

ISBN 978-85-68891-03-2

1. ondas. 2. Pegada hídrica. 3. educação ambiental.
4. radar. 5. Temperatura do solo. 6. alagamento I. Nunes,
André Becker e Mariano, Glauber Lopes; organizadores.

CDD 551.5

Meteorologia em tópicos:

Volume 4

1ª Edição

Organizadores:

André Becker Nunes e
Glauber Lopes Mariano

Autores /colaboradores:

André Becker Nunes
Antonio Marcos Delfino de
Andrade
Aurilene Barros dos Santos
Camilla Kassar Borges
Cesar Beneti
Djane Fonseca da Silva
Geórgenes Hilário
Cavalcante Segundo

Hugo Carvalho de Almeida
João Carlos Torres Vianna
Kayke Pereira Mendes
Leonardo Calvetti
Lionete Antonio Mitange
Marcos Antonio Lima
Moura
Otavio Medeiros
Rayonil Gomes Carneiro
Rodrigo da Silva Pereira

SUMÁRIO

APRESENTAÇÃO..... 7

CAPÍTULO 1 – Introdução à geração de ondas no oceano e águas costeiras 11
Geórgenes Hilário Cavalcante Segundo, Hugo Carvalho de Almeida e Lionete Antonio Mitange

CAPÍTULO 2 – Panorama dos recursos hídricos e pegada hídrica: Uma ferramenta auxiliar à gestão das águas47
Kayke Pereira Mendes e Djane Fonseca da Silva

CAPÍTULO 3 – Educação ambiental: Conceitos fundamentais99
João Carlos Torres Vianna

CAPÍTULO 4 – Identificação de fenômenos meteorológicos por radar meteorológico 165
Leonardo Calvetti, Cesar Beneti e Otávio Medeiros

CAPÍTULO 5 – Temperatura do solo em ambientes florestais.....227

Rayonil Gomes Carneiro, Marcos Antônio Lima Moura, Camilla Kassar Borges, Antônio Marcos Delfino de Andrade e Aurilene Barros dos Santos

CAPÍTULO 6 – Estimativa de eventos de precipitação com potencial para alagamentos urbanos no Rio Grande do Sul273

André Becker Nunes e Rodrigo da Silva Pereira

Sobre os autores 315

APRESENTAÇÃO

Neste quarto volume da série “Meteorologia em tópicos” a ideia original do projeto é mantida: geração de material didático de meteorologia, em língua portuguesa, para os graduandos (e demais interessados) em meteorologia e áreas afins. Professores dos cursos de meteorologia da UFAL e UFPel expuseram suas experiências nos capítulos que seguem, abordando diferentes temas e áreas do conhecimento.

Com uma rápida leitura dos temas dos capítulos, o leitor notará que este volume aborda assuntos nem sempre discutidos nos âmbitos mais tradicionais da meteorologia. Existe a necessidade de abordagem de temas adjacentes porque cada vez mais o conceito de interdisciplinaridade tem ganhado efeito prático, haja vista que uma formação mais completa do profissional – seja o ramo que for – depende da interação da sua área de interesse com as demais. Tal interação é facilmente observada nas mudanças curriculares dos cursos de graduação, nos perfis de ingressos em cursos de pós-graduação e em projetos de pesquisa. Além disso, desde sempre se enfatiza a interação entre as áreas da meteorologia, pois o aprofundamento na pesquisa de qualquer fenômeno meteorológico ou climático fatalmente exige do investigador um conhecimento de diferentes áreas da ciência meteorológica. A interdisciplinaridade e a diversidade dos temas perfazem a ideia principal desta série de livros, desde seu segundo volume.

No capítulo 1 são discutidos aspectos mecânicos das ondas oceânicas, enquanto que conceitos hidrológicos são analisados no capítulo 2. No terceiro capítulo é apresentada uma revisão sobre educação ambiental, enquanto que o quarto mostra aplicações de meteorologia por radar. O capítulo 5 apresenta medições e estimativas de temperatura do solo, e o 6 apresenta uma revisão de estimativa de eventos severos de precipitação. Ou seja, o presente livro aborda dinâmica dos fluidos, hidrometeorologia, educação ambiental, sensoriamento remoto, agrometeorologia, instrumentação meteorológica, meteorologia sinótica, climatologia, entre outros temas. Assim posto, caro leitor, escolha os temas de seu interesse – oxalá sejam todos – e boa leitura.

Professor Dr. André Becker Nunes
Faculdade de Meteorologia
Universidade Federal de Pelotas

Política editorial: Os dados, conceitos e textos publicados, bem como a exatidão das referências bibliográficas, são de inteira responsabilidade dos autores.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO À GERAÇÃO DAS ONDAS NO OCEANO E ÁGUAS COSTEIRAS

Geórgenes Hilário Cavalcante Segundo
Hugo Carvalho de Almeida
Lionete Antonio Mitange

1.1 Introdução

As ondas são, entre os fenômenos naturais, um dos mais conhecidos e estudados. Desde a antiguidade o homem procura explicar seu funcionamento mecânico com intuito de prever o seu comportamento, tanto em águas profundas quanto em águas rasas, através de desenvolvimentos matemáticos mais ou menos complexos. Como exemplo Aristóteles (384-322 a.C.) observou a relação direta entre os ventos e a geração das ondas. As ondas são o principal fator de modelagem das zonas costeiras e tem significativa importância quando da realização de obras de engenharia tais como portos, marinas, canais, quebra-ondas, molhes, muros, diques e emissários submarinos. A teoria apresentada neste capítulo é a Teoria das Ondas de Pequena Amplitude, ou Teoria Linear, ou Teoria de Airy, a qual permitirá determinar

com suficiente precisão o movimento das partículas d'água, e principalmente as modificações das ondas provocadas pela interação com o fundo.

1.2 Nomenclatura

A figura 1 apresenta os principais parâmetros utilizados na descrição das ondas, onde:

Cristas = parte alta da onda,

Cava = parte baixa da onda,

L = comprimento da onda (m), distância entre duas cristas consecutivas,

T = período (s), intervalo de tempo necessário para uma crista percorrer "L",

E = altura da onda (m), distância vertical entre a crista e a cava da onda,

d = profundidade local (m).

A partir destes parâmetros básicos é possível formular as seguintes relações:

C = L/T (velocidade de fase),

T = d/L (profundidade relativa),

δ = H/L (esbeltez).

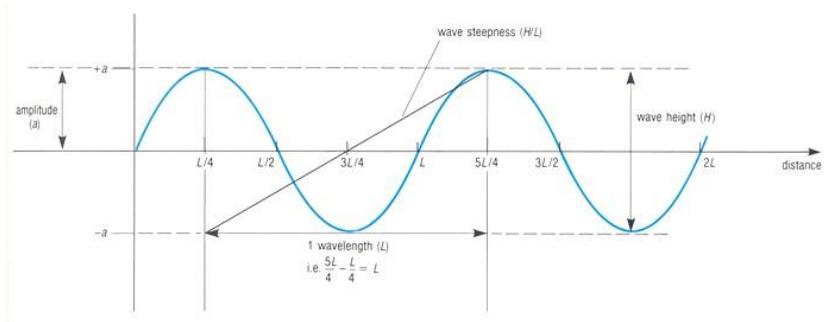


Figura 1. Características de uma onda.

Fonte: The Open University (1999).

1.3 Classificação

As ondas enquadram-se dentro de um espectro energético global, ilustrado na figura 2. As ondas superficiais de gravidade são também classificadas quanto ao seu movimento (ondas progressivas ou estacionárias), quanto a atuação da força geradora (ondas livres ou forçadas), quanto a sua superfície (regular ou irregular), quanto a posição relativa à zona de geração (as ondulações “swell”, ondas que se propagam fora da zona de geração ou as vagas “sea”, ondas que se propagam dentro da zona de geração), e quanto a profundidade relativa (ondas em águas profundas, intermediárias ou rasas), de acordo com a tabela 1 abaixo:

Tabela 1. Ondas versus profundidade relativa.

Fonte: The Open University (1999).

DESCRIÇÃO	PROFUNDIDADE RELATIVA
Águas Profundas (AP)	$\gamma \geq 0,5$
Águas Intermediárias (AI)	$0,5 > \gamma > 0,05$
Águas Rasas (AR)	$\gamma \leq 0,05$

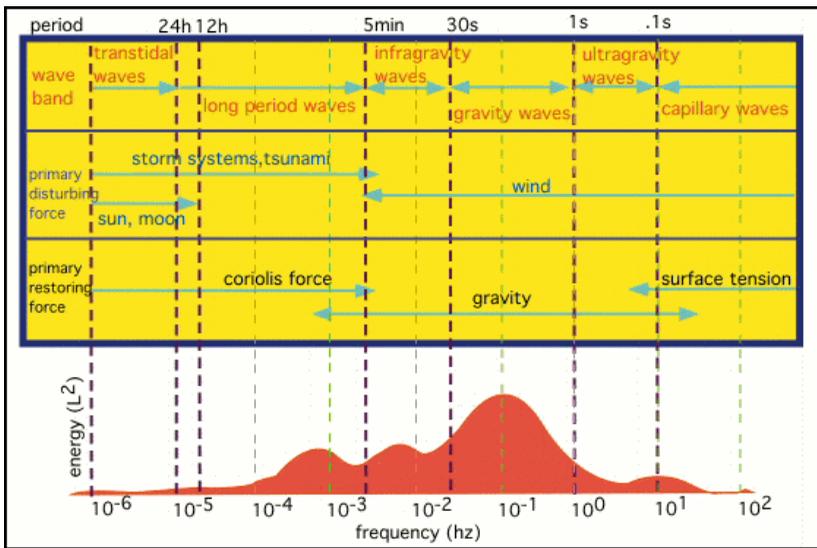


Figura 2. Distribuição aproximada da energia das ondas na superfície do oceano.

Fonte: Kinsman (1965).

1.4 Mecânica das ondas de gravidade

1.4.1 Introdução

O interesse primário no estudo das ondas é sua fonte de energia, a qual se processa principalmente através da ação dos ventos (ondas geradas pelo vento), da atração produzida pelo sol/lua (maré), como produto das variações da pressão atmosférica ou ainda como resultado dos movimentos crustais (tsunami) (WRIGHT, 1985).

A água cobre mais de 70% da superfície da Terra e grande parte da energia solar não refletida para o espaço é absorvida pelos oceanos. Esta energia aquece a água, a qual por sua vez aquece o ar que está sobre o oceano, gerando então as correntes de ar, produto das diferenças de temperatura na atmosfera. Estas correntes de ar atuando sobre a superfície oceânica repõem alguma energia para a água, a qual resulta na formação das ondas (WRIGHT e SHORT, 1984).

Os efeitos dessas interações resultam basicamente das seguintes diferenças físicas entre o oceano e a atmosfera:

Atmosfera:

- Menor densidade,
- Menor viscosidade,
- Absorção seletiva da radiação solar.

Oceano:

- Maior densidade,
- Maior viscosidade,
- Grande absorção da radiação solar.

1.4.2 Ondas geradas pelo vento

As ondas geradas pelo vento são também conhecidas como ondas oscilatórias e definidas pela altura (H), comprimento (L), e período (T), (figura 1).

Portanto, uma onda ideal definida por **H**, **L** e **T**, pode ser representada por uma função de seno e cosseno, e deste modo pode ser denominada como onda sinusoidal ou onda harmônica simples, onde a velocidade de fase (C) é dada por:

$$C = \frac{L}{T} \quad (1)$$

Além destes elementos básicos para a caracterização da onda, temos também o número de onda por metro (K):

$$K = 2 \frac{\pi}{L} \quad (2)$$

E a frequência angular (σ):

$$\sigma = 2 \frac{\pi}{T} \quad (3)$$

Então:

$$C = \frac{\sigma}{K} \quad (4)$$

A distinção entre a “forma da onda” e o “movimento da massa d’água” é muito importante. Ondas são meramente a forma de superfície, e seu movimento está associado aos deslocamentos d’água dentro da onda, o qual consiste na rotação de cada partícula d’água em uma órbita cujo diâmetro orbital (X) está relacionado à altura da onda (equação 3):

$$X = H e^n \quad (5)$$

Onde:

$$n = \frac{2\pi}{L} d$$

Esta expressão é válida para águas profundas e prediz que o diâmetro orbital da partícula d’água (X) decaíra em direção ao fundo (figura 3). Para condições de águas rasas temos:

$$x = \frac{H T \sqrt{g d}}{2 d} \quad (6)$$

A velocidade orbital máxima junto ao fundo (U_m) ou, mais corretamente, logo acima da camada limite gerada pela onda, pode ser determinada através da teoria linear, pela expressão:

$$U_m = \frac{\pi H}{T \operatorname{senh} \frac{2\pi d}{L}} \quad (7)$$

Ou para a condição de águas rasas, pela expressão:

$$U_m = \frac{H T \sqrt{g d}}{2 d} \quad (8)$$

Onde,

π = valor matemático de 3,14

L = comprimento da onda

g = aceleração da gravidade ($9,81 \text{ m/s}^2$)

d = profundidade do meio

Senh = seno hiperbólico.

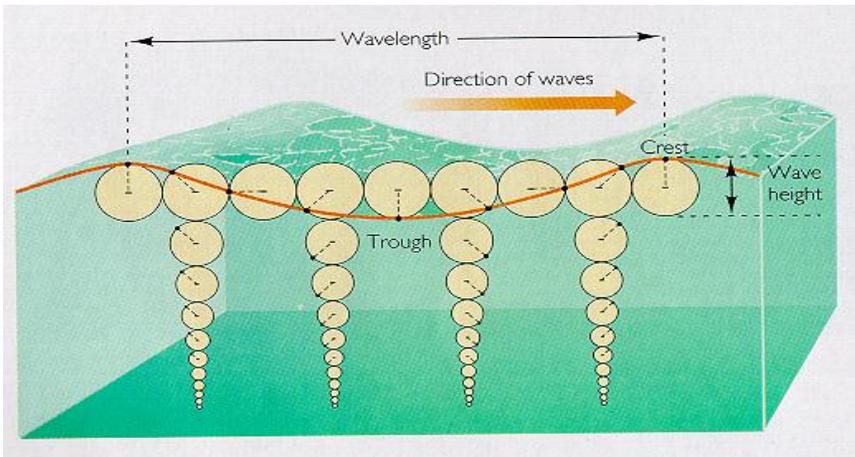


Figura 3. O diâmetro orbital das partículas dentro de uma onda e a sua diminuição de velocidade associada com a profundidade.

Fonte: Department of Geological Sciences, University of Michigan (2001).

As ondas sofrem consideráveis perdas de energia relacionadas à fricção interna do fluido, interações com o ar, e quando de suas aproximações à zona costeira, sofrem perdas decorrentes da interferência do fundo e efeitos da turbulência da zona de rebentação.

Embora os oceanos caracterizem-se por serem um meio dispersivo, a taxa de declínio da energia potencial das ondas é muito menor quando comparadas aos rios. O gradiente de declínio da energia das ondas é da ordem de 1:3.600.000, bem inferior ao exemplo do rio Nilo, onde o gradiente de perda da energia de suas águas é de 1:9.000. Esta comparação, ilustra a extrema eficiência das ondas em seu transporte de energia (WRIGHT, 1985).

1.4.3 Forma e movimento da onda em águas profundas

As ondas no mar não apresentam a forma sinusoidal suavizada observada na figura 1, pois a ação dos ventos gera simultaneamente uma complexa mistura de ondas, com alturas e períodos distintos, todas se movimentando em diferentes direções (GOURLAY, 1999).

Em geral o fenômeno das ondulações é complexo e difícil de ser descrito matematicamente, em decorrência da não linearidade e das características tridimensionais da onda.

Estas características são determinadas no oceano aberto pelo campo de ação dos ventos ou pista (“fetch”), bem como pela velocidade, duração e direção dos ventos, pela profundidade oceânica e pela distância e o tempo de

deslocamento da onda após abandonar a área de geração (WRIGHT, 1985).

A adição de cada uma destas formas individuais de onda resulta em uma ondulação irregular, com um complexo modelo de cristais e cavas (BRUNER e SMOSNA, 1989).

Se uma crista individual for observada, percebe-se que progressivamente ela perde altura e pode desaparecer. Quando o vento sopra primeiramente sobre uma superfície de água estável, somente pequenas ondulações são geradas com períodos menores que 1s e altura de poucos centímetros. Com o passar do tempo são formadas ondas com grandes períodos, porém com permanência das pequenas ondulações, sobrepostas àquelas. Concomitante ao progressivo aumento do período da onda na área de geração, ocorre um incremento na sua altura (PETHICK, 1984).

Os registros de onda obtidos a partir de instrumentos ou visualmente, necessitam de um método analítico para prover uma base descritiva do padrão ou clima de ondas, ao longo da costa. A análise estatística da altura da onda pode ser efetuada através da definição da altura máxima do registro de ondas ($H_{m\acute{a}x}$), ou da definição da altura média (H), ou da definição da raiz quadrada da altura da onda (H_{rms}). Em estudos sobre a dinâmica costeira emprega-se normalmente a altura significativa (H_s), a qual é definida como a média sobre 1/3 das ondas de maiores alturas em uma dada série (GOURLAY, 1999).

A escolha da altura significativa (H_s) para exame do padrão de ondas, tem por base a importância das ondas

maiores em detrimento das ondas menores, nos processos costeiros. Também, quando de observações visuais, as maiores alturas de ondas são melhores definidas (KOMAR, 1983).

A escolha da altura máxima ($H_{m\acute{a}x}$) para exame do padrão de ondas é indicada para os projetos de engenharia costeira e oceânica, sempre considerando-se um período mínimo de observações de ondas de 5 anos (BISHOP et al., 1992).

Outra alternativa, mais realista, é a análise espectral de ondas (figura 4). Esta análise define o complexo modelo de ondas como a soma de muitas ondas sinusoidais de diferentes períodos e alturas. A importância da análise espectral, quando comparada às análises estatísticas, é a de mostrar a quantidade de energia contida em cada grupo ou trem de ondas. Entretanto, esta análise tem como desvantagem a necessidade de registros contínuos através de sensores eletrônicos (DAVIS e HAYES, 1984).

Existem muitas teorias para definir matematicamente a onda, entretanto nenhuma delas provê uma explanação completa.

As três teorias mais utilizadas são:

- Teoria de Airy (1845) - aplicada para ondas de pequena amplitude e em águas profundas,
- Teoria de Stokes (1847) - aplicada para ondas em qualquer profundidade,
- Teoria da Onda Solitária - aplicada para ondas em águas rasas.

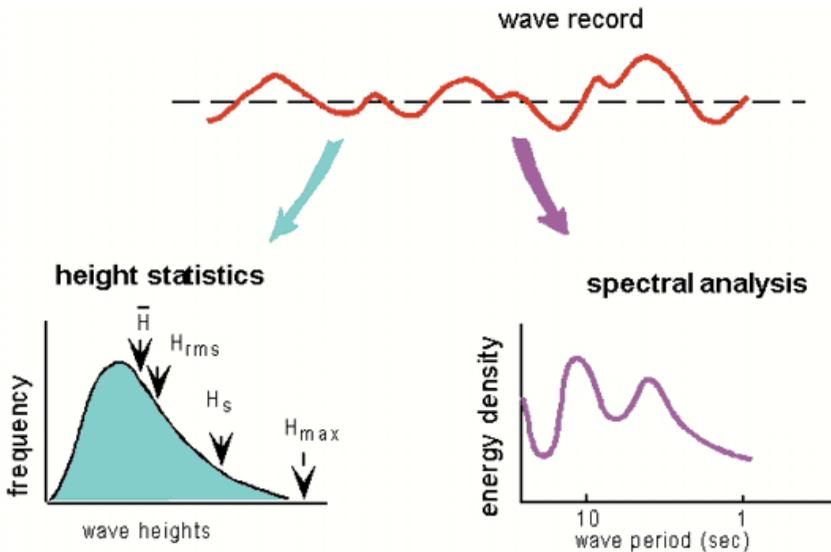


Figura 4. A análise de uma onda geralmente envolve uma consideração sobre as estatísticas da altura ou uma abordagem da análise espectral.

Fonte: Universidad de Puerto Rico, Department of Geology (2014).

As hipóteses básicas consideradas nas deduções para a descrição matemática das ondas de pequena amplitude são: (1) o fluido é homogêneo, incompressível, com densidade constante, e sem viscosidade, (2) a tensão superficial e o efeito Coriolis são desprezíveis, (3) a pressão na superfície livre é uniforme e constante, (4) o fundo é plano, fixo e impermeável, (5) a forma da onda não varia ao longo do tempo e do espaço, (6) a altura da onda é pequena, em relação ao comprimento, (7) a onda é plana, ou seja, bidimensional.

A partir destes elementos deduzimos facilmente que todos os modelos matemáticos sobre o comportamento das ondas têm por base a teoria dos fluídos ideais. Isso decorre da ausência de correta compreensão dos mecanismos de formação e propagação das ondas, principalmente pela dificuldade da observação direta destes processos no oceano. A teoria da onda solitária é aplicada somente para condições de águas rasas e a teoria de Stokes, por ser a mais complexa, faz com que muitos pesquisadores utilizem a teoria de Airy, também conhecida como teoria da onda linear.

Utilizando princípios básicos de continuidade de massa e energia, a teoria de Airy nos oferece uma relação fundamental entre o comprimento e o período da onda:

$$L = \frac{g T^2}{2 \pi} r \quad (9)$$

Onde,

$$r = \tanh 2\pi d/L$$

tanh = tangente hiperbólica

d = profundidade da água

A duplicidade de **L** (equação 9) reduz nossa possibilidade para calcular este valor. Entretanto, se calcularmos alguns valores de **r** para várias combinações de profundidade d'água e comprimento de onda, nossa impossibilidade de calcular **L** estará resolvida, pois quando a razão **d/L** começa a ficar maior que **1/2**, o valor de **r** torna-se igual a 1.0, e a expressão **L** fica reduzida para:

$$L = \frac{g T^2}{2 \pi} \quad (10)$$

Substituindo **L** pela (equação 1), temos a velocidade de fase para ondas individuais, em águas profundas:

$$C_0 = \frac{g}{2\pi} T \text{ ou } C_0 = \sqrt{\frac{g L}{2 \pi}} \quad (11)$$

E substituindo **g** (9,81 m/s) e **π** (3,14) na (equação 11), também conhecida como equação de dispersão, temos:

$$L_0 = 1,56 T^2 \quad (12)$$

Portanto, esta expressão fica restrita para águas onde **d/L** começa a ficar maior que 1/2. Como o comprimento da onda raramente excede a 400m, isso indica que para águas profundas com mais de 100m nós podemos calcular o comprimento da onda a partir do seu período, com base na (equação 1):

$$C_0 = 1,56 T^2 \quad (13)$$

Onde o subfixo (0) indica que a expressão é válida somente para águas profundas. A figura 5 ilustra a dependência do comprimento da onda ao período, onde pequenos incrementos em **T** estão associados com largos incrementos em **L**, enquanto que a equação 13 indica que

grandes ondas viajam rapidamente. Consequentemente se uma tempestade produz ondas com diferentes períodos, as maiores ondas gradualmente emergirão da zona de tempestade, na dianteira de ondas curtas, devido a sua elevada velocidade.

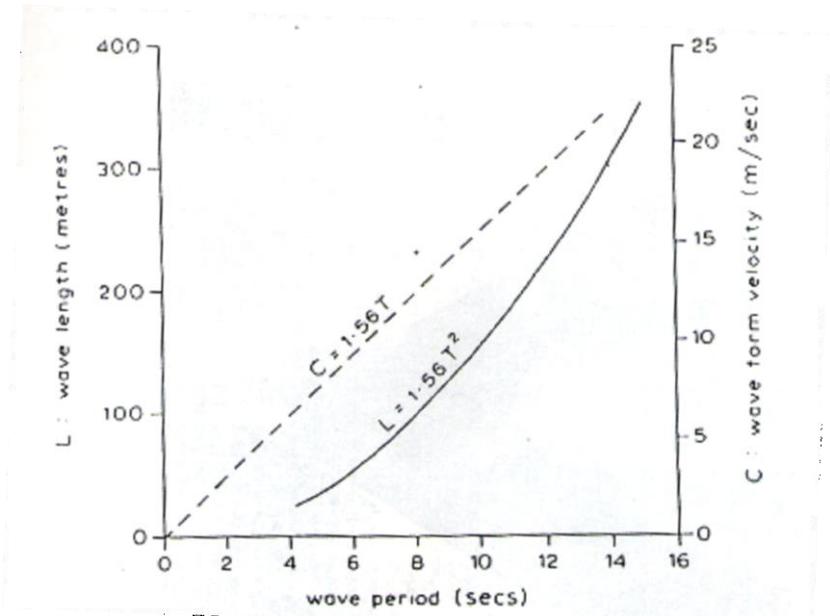


Figura 5. Relações entre a celeridade (velocidade) de onda (C), o comprimento (L) e o período (T).

Fonte: LOCF – Laboratório de Oceanografia Física.

Estas implicações são fundamentais para estudos da zona costeira, pois grandes ondas movem-se rapidamente com

pequena perda de energia, enquanto que ondas curtas movem-se mais lentamente e para um mesmo deslocamento perdem mais energia antes de alcançar a costa.

Então, uma costa aberta para o oceano receberá uma elevada proporção de ondas grandes, as quais viajaram consideráveis distancias e conseqüentemente tomarão a dianteira ultrapassando as ondas curtas.

Se ondas grandes são geradas distante e viajam centenas ou milhares de km antes de alcançarem a praia, e se estas ondas tem um comprimento de 30 a 500 vezes a sua altura e apresentam forma suave com pequena esbeltez, elas são denominadas de ondulações (swell). Entretanto, se um vento local sopra em direção à praia, as ondas formadas sob estas condições possuem aproximadamente a mesma forma assumida na zona de geração e, portanto, tratam-se de ondas com elevada esbeltez onde seu comprimento é 10 a 20 vezes a sua altura. Neste caso as ondas são denominadas de vaga (seas).

Observações sistemáticas mostram que ventos e ondas locais tem efeito muito reduzido sobre as ondulações (swell). Também, as ondulações parecem capazes de cruzar sobre vagas sem interações importantes, pois após sua geração perdem altura de modo gradual e de apenas poucos cm, o suficiente para não receber influências de ventos e ondas locais.

1.4.4 Dispersão das ondas e velocidade de grupo

A energia do vento é transferida diretamente para as ondas quando ambas se propagam na mesma direção e enquanto o vento exceder em velocidade de propagação. O vento pode diminuir em intensidade ou mudar de direção ou a onda pode propagar-se fora da zona de geração de modo que para qualquer um destes ventos as ondas começam a decair.

Outro aspecto importante no exame da dispersão das ondas resulta da comparação entre o afastamento de uma onda e de um grupo de ondas, onde a velocidade de fase do grupo (C_g) de ondas é aproximadamente metade da velocidade de fase de uma onda simples, então:

$$C_g = \frac{c}{2} \quad (14)$$

Se a diferença entre comprimentos de ondas de dois grupos é relativamente pequena ocorrerá interferência que resultará em um único grupo de ondas, da seguinte forma: a coincidência de duas cristas em um determinado momento provocará adição das amplitudes destas cristas e inversamente a coincidência de uma crista com uma cava provocará cancelamento das amplitudes (figura 6). Esta interação resulta em um grupo de ondas com alturas maiores, separado de outro grupo por regiões praticamente livre de ondas. Um típico período para aproximação de um grupo de ondas com alturas mais elevadas junto à costa é de 2 a 3 minutos (HÉQUETTE e RUZ, 1991; GOURLAY, 1992).

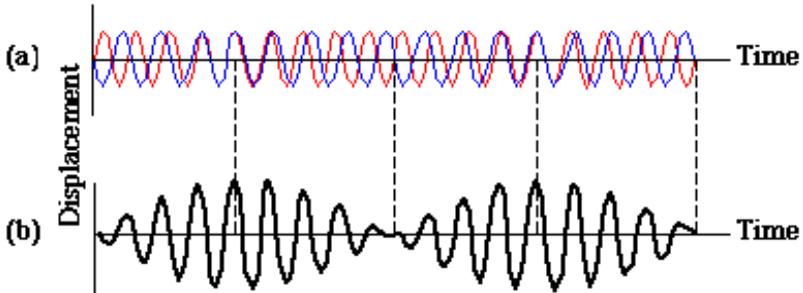


Figura 6. Quando as ondas de diferentes comprimentos são somadas a uma onda resultante.

Fonte: Department of Physics, University of California (1998).

Portanto, um grupo de ondas avança mais lentamente que uma onda individual e em termos de ocorrência e propagação das ondas a velocidade do grupo de ondas é mais significativa que a velocidade de uma onda individual.

Como observaremos no capítulo sobre transformações da onda em águas rasas, as questões das velocidades de grupo e de uma onda simples deixam de ser importantes.

1.4.5 Esbeltez da onda

O comprimento da onda (L) decresce a medida que ela se aproxima da costa, acompanhado pela redução da velocidade de fase (C), enquanto que o período (T) permanece constante durante este processo (equação 1).

Em decorrência do decréscimo do comprimento da onda e aumento de sua altura, a esbeltez da onda (H/L) tende

a aumentar progressivamente até que a onda instabilize-se e quebre.

Em teoria, ondas que excedem a esbeltez em 0,14 (1/7), começam a se instabilizar e rebentam. Na prática, ondas com esbeltez maior que 0,1 raramente são encontradas, enquanto que no outro exemplo, poucas apresentam esbeltez menor que 0,056 (1/18), (SONU, 1973; SOULSBY, 1987).

1.4.6 Energia da onda

As ondulações são formas conhecidas por propagarem-se sobre extensas áreas, com pequena perda de energia. Quando estas ondas alcançam a região costeira a energia obtida das tempestades dos ventos é dispersada.

A energia da onda manifesta-se de duas formas: (1) como energia potencial, devido a deformação da onda acima do nível d'água, (2) energia cinética, devido ao movimento orbital da partícula d'água dentro da onda. A teoria de ondas de Airy prediz que estas duas formas de energia são iguais e o total é diretamente relacionado ao quadro da altura de onda:

$$E = \frac{1}{8} \rho g H^2 \quad (15)$$

Onde,

E = energia da onda por unidade de superfície (J/m²),
ρ = densidade da água (kg/m³).

Esta expressão equivale a energia por unidade de crista de onda. A transmissão de energia é máxima para ondas com maiores alturas e a velocidade de fase do grupo de ondas passa a ser examinada pela expressão:

$$P = ECn \quad (16)$$

Onde,

P = fluxo de energia da onda (W/m),

C = velocidade do grupo de ondas (m/s),

n = função da velocidade do grupo de ondas ($n = \frac{1}{2}$ em águas profundas, $n = 1$ em águas rasas).

O fluxo de energia **P** pode ser examinado como a força da onda por unidade de comprimento de sua crista. Este fluxo se concentra (90%) em uma área que se abre a partir da zona de geração em um ângulo de aproximadamente 45° (figura 7) (TOLDO JR., 1991, 1994).

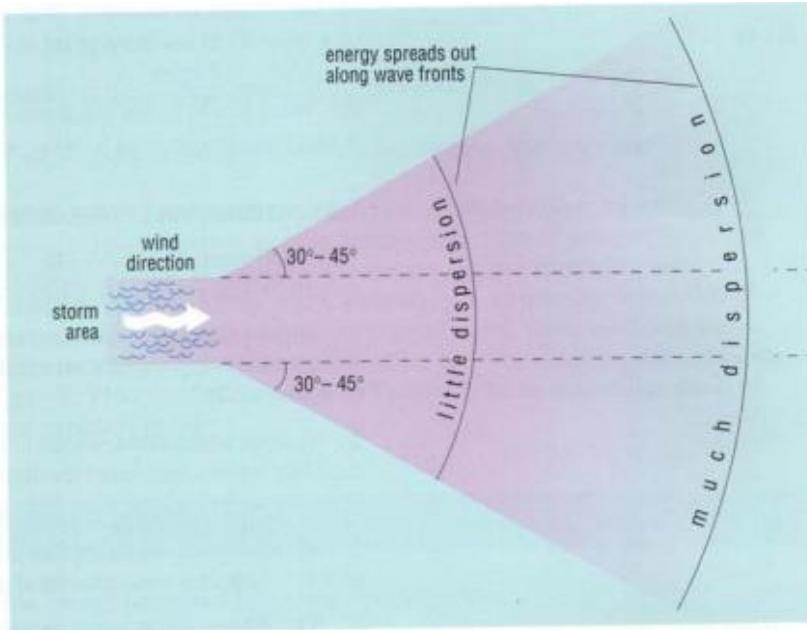


Figura 7. A propagação de ondas a partir de um centro de tempestade.

Fonte: The Open University, (1999).

1.4.7 Transformação da onda em águas rasas

As transformações da onda em decorrência da diminuição da profundidade acontecem quando a relação d/L atinge valores críticos ou menores que $1/2$. Nestas condições o valor r na teoria de Airy (equação 9) deixa de ser uma constante ($r = 1$). Quando d/L começa a ficar menor que $1/20$, isto é, quando a profundidade da água é menor que $1/20$ do comprimento da onda, o valor r começa a ficar

aproximadamente igual a $2\pi d/L$, ou seja, a tangente hiperbólica é desconsiderada, e deste modo:

$$L = \frac{g T^2}{2\pi} \frac{2\pi d}{L} \quad \frac{d}{L} < \frac{1}{20} \quad (17)$$

$$L = T\sqrt{gd} \quad (18)$$

Então a partir da equação 1, temos:

$$C = \sqrt{gd} \quad (19)$$

As equações 18 e 19 são importantes na predição das transformações da onda em águas rasas. Elas indicam que os comprimentos de onda bem como sua velocidade de fase decrescem, com o decréscimo da profundidade. Observamos também que em águas rasas a velocidade de fase da onda é mais determinada pelo seu período.

Para as transformações da onda em profundidades intermediárias, entre $1/2$ e $1/20$, utilizamos os dados apresentados na figura 7. Como observado nesta figura, as transformações da onda são dadas como razões de suas profundidades de água, cujos valores para o instante $c/c_0=1.0$ representam situações de águas profundas, enquanto que os valores $C/C_0<1.0$ representam o decréscimo da velocidade de fase da onda em águas rasas (figura 8). Entretanto, se desejarmos efetuar cálculos do comportamento da onda em águas intermediárias, deveremos utilizar a equação 9.

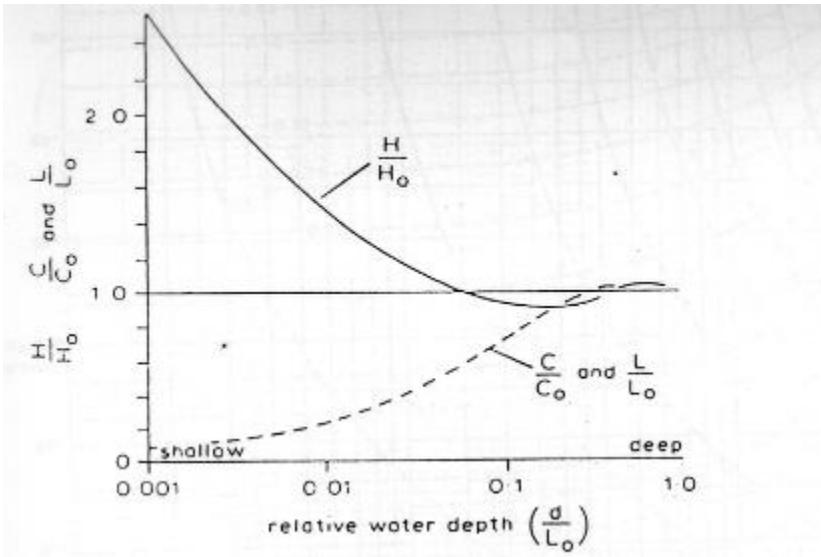


Figura 8. Transformações de água rasa.

Fonte: LOCF – Laboratório de Oceanografia Física.

É importante notar que o período permanece constante durante a transformação da onda em águas rasas, mas o mesmo não ocorre com a altura da onda. Sem significativa fricção de fundo e incipiente refração da onda, **P** (equação 16) permanece constante. Quando as ondas alcançam as águas rasas, **P** continua constante, porém **E** (equação 15) sofre modificações. Como consequência, **Cn** descrito na (equação 16), demonstram as alterações na velocidade de grupo quando as ondas ingressam em águas rasas, e deste modo **E** e a altura da onda (**H**) sofrem um incremento em ordem para que **P** permaneça constante.

Em outros termos, podemos definir que as modificações na velocidade e comprimento da onda, quando esta ingressa em águas rasas, ocorrem de modo a concentrar energia na onda, provocando um incremento em sua altura, mas sem alteração na taxa de fluxo de energia que alcança a praia.

Portanto, o efeito exercido pela diminuição da profundidade sobre a altura da onda não é tão simples como no caso das modificações da celeridade e comprimento da onda. Para definir matematicamente a altura da onda é necessário lançar mão da lei da conservação da energia. Supondo que o fluxo de energia não se altere durante a propagação, podemos escrever:

$$p_0 = p_1 = p_2 \dots \quad (20)$$

Ou,

$$\frac{1}{8} \rho g H^2 = \frac{1}{8} \rho g H^2 \dots \quad (21)$$

E substituído, $n_0 = 1/2$, podemos escrever a relação:

$$\frac{H}{H_0} = \sqrt{\frac{C_0}{2 n c}} = K_S \dots \quad (22)$$

Onde K_S é concedido como coeficiente de relação de profundidade ou coeficiente de empolamento.

Munk (1949) deriva várias relações a partir da teoria da onda solitária a fim de obter a altura da onda na rebentação

(H_b), a profundidade de rebentação (d_b), a altura da onda em mar profundo sem efeitos de refração (H_0') e o comprimento da onda em águas profundas (L_0) através da seguinte expressão:

$$\frac{H_b}{H_0'} = \frac{1}{3,3 \left(\frac{H_0'}{L_0}\right)^{\frac{1}{3}}} \quad (23)$$

$$\frac{d_b}{H_B} = 1,28 \quad (24)$$

A razão H_b/H_0' , é frequentemente denominada como índice de altura de rebentação. Posteriores observações e investigações de Goda (1970) e Weggel (1972), têm estabelecido que esta relação, e aquela referida na equação 23, dependem da declividade da praia e da esbeltez da onda incidente.

Relações empíricas derivadas por Weggel (1972) entre d_b/H_b e H_b/gT^2 , para diferentes declividades praias, podem ser aplicadas pela seguinte expressão:

$$\frac{d_b}{H_b} = \frac{1}{b - \left(\frac{aH_b}{gT^2}\right)} \quad (25)$$

Onde **a** e **b** são funções da declividade da praia (**m**), e podem ser determinados pelas expressões:

$$a = 43,75(1 - e^{-19m}) \quad (26)$$

$$b = \frac{1,56}{(1+e^{-19,5m})} \quad (27)$$

1.4.8 Refração

As transformações da onda em águas rasas também assumem grande importância quando do exame do fenômeno da refração.

As ondas, com suas formas em deslocamento do oceano profundo para uma determinada praia, apresentam normalmente um ângulo de aproximação diferente daquele representado pelos contornos batimétricos, bem como da orientação da linha de costa.

Em um dado momento, a onda possui parte da crista em condições de águas rasas e outra parte em condições de águas profundas. Como a velocidade da fase da onda (equação 19) tem relação direta com a profundidade, isto indica que a parte da onda que se encontra em condições de águas rasas terá um movimento mais lento que a outra parte da mesma onda ainda em condições de águas profundas e, portanto, avançando mais rapidamente.

Este processo terá continuidade até o momento em que toda extensão da crista da onda esteja na mesma profundidade. Neste estágio a velocidade de fase da onda é restaurada sob condições de águas rasas, e então a crista da onda torna-se paralela aos contornos batimétricos.

Portanto, a refração da onda é o processo pelo qual a crista curva-se para tornar-se paralela aos contornos batimétricos. Como resultado deste processo as ondas atingem a linha de costa normalmente de forma oblíqua (figura 9).

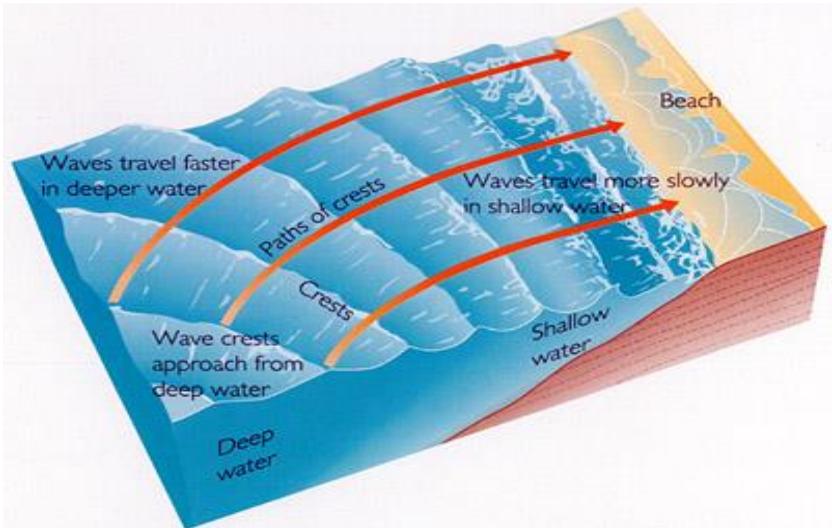


Figura 9. Refração da onda.

Fonte: Universidade Federal do Rio Grande do Sul (2002).

O desenvolvimento da refração resulta em uma convergência (concentração de energia) ou divergência (dispersão de energia) dos raios das ondas (linhas traçadas em ângulo reto com a crista da onda). Desta forma, onde ocorre convergência teremos um aumento da altura da onda junto à costa (Ex.: promontórios), e onde ocorre divergência, teremos um decrescimento da altura da onda (Ex.: baías).

Também, a quantidade de refração experimentada por ondas extensas é maior que para ondas curtas, e deste modo extensas ondulações são observadas normalmente com aproximação mais paralela a linha de costa que ondas curtas (SHORT, 1983; RAUDKIVI, 1990).

A troca do meio, experimentada pela onda que propaga a partir de águas profundas, resulta em uma modificação na velocidade de propagação, segundo a lei de Snell:

$$\frac{C_2}{C_1} = \left(\frac{\text{sen}\alpha_2}{\text{sen}\alpha_1} \right) \quad (28)$$

Onde,

α_1 = ângulo da crista da onda com um contorno de fundo

α_2 = ângulo da crista da onda com próximo contorno de fundo

C_1 = velocidade da onda com um contorno de fundo

C_2 = velocidade de onda com o próximo contorno fundo.

A refração pode ser tratada analiticamente através da lei de Snell, ou partir da geometria dos raios da onda,

$$K_R = \left(\frac{b_0}{b} \right)^{1/2} = \left(\frac{\cos \alpha_0}{\cos \alpha} \right)^{1/2} \quad (29)$$

Onde,

K_R = coeficiente de refração,

b_0 = distância entre ortogonais em águas profundas,

b = distância entre ortogonais em águas rasas.

A importância do exame do fenômeno da refração deve-se pelos seguintes aspectos:

- a) Tem significativa influência na altura da onda e distribuição da energia ao longo da costa,
- b) A refração contribui para a alteração da topografia de fundo, por efeitos de erosão e deposição de sedimentos,
- c) A refração da onda resulta também de outros processos, como quando a onda intercepta uma corrente costeira.

Para uso da lei de Snell, são considerados os seguintes elementos:

- a) A energia da onda, entre os raios da onda, permanece constante,
- b) A direção de propagação da onda é perpendicular à crista da onda,
- c) A velocidade da onda com um determinado período depende somente da profundidade local,
- d) As mudanças na topografia de fundo são graduais,
- e) As ondas são crista longa, período constante, pequena amplitude e monocromáticas,
- f) Efeitos das correntes, ventos, reflexões a partir da praia e variações na topografia de fundo, são desprezados.

A figura 10 mostra a relação entre α (ângulo da crista da onda com um contorno de fundo), α_0 (ângulo da crista da onda com próximo contorno de fundo), T (período), d

(profundidade) e K_R (coeficiente de refração), em forma gráfica.

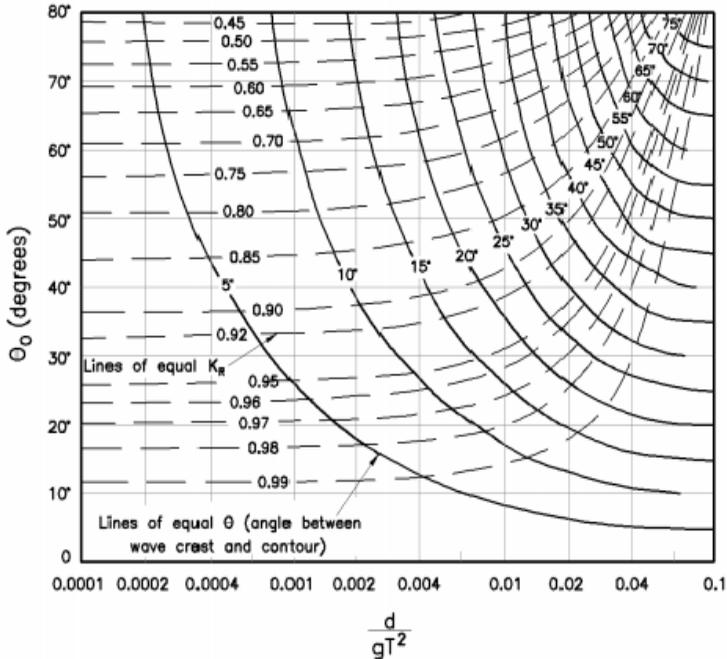


Figura 10. Mudanças na direção e altura das ondas devido à refração em encostas com contornos de profundidade em linha reta.

Fonte: Short (1983).

1.5 Considerações finais

O movimento da água desde regiões profundas até a linha de costa ocorre em diferentes frequências e velocidades, gerando interconexões que formam os processos costeiros, os

quais por sua vez, resultam de uma complexa interação de componentes físicos e sedimentares.

De uma forma geral, os fenômenos das ondas, certamente é considerado o agente primário dos processos costeiros, através de sua geração, forma e movimento em águas profundas, e sua posterior modificação em águas rasas.

Portanto, o estabelecimento dos parâmetros que processam a introdução da energia no interior da zona costeira, e como esta energia é transformada em movimento, tanto de água, quanto de sedimento, e finalmente o resultado de tais movimentos ao longo do litoral, forma a base científica para o completo entendimento da dinâmica costeira.

1.6 Referências Bibliográficas

BASCO, D.R. Surfzone currents. **Coastal Engineering**, v.7, p.331—355, 1983.

BISHOP, C.T; DONELAN, M.A; KAHNA, K.K. Shore Protection Manual's Wave Prediction Reviewed. **Coastal Engineering**, v. 17, p. 2548, 1992.

BOWMAN, D.; GOLDSMITH, V. 1983. Bar Morphology of Dissipative Beaches: an Empirical Model. **Marine Geology**, v. 51, p. 15—33, 1983.

BOWEN, A.J; INMAN, D.L; SIMMONS, V.P. Wave set-down and wave set-up. **Journal of Geophysical Research**, v. 73, p.2569—2577, 1968.

BRUNER, K.R; SMOSNA, R.A. The movement and stabilization of Beach sand on tranverse bars, Assateague Island, Virginia.

Journal of Coastal Research, v.5, p.593—601, 1989.

CHANNON, R.D.; HAMILTON, D. Wave and Tidal Current Sorting of Shelf Sediments Southwest England. **Sedimentology** v.23, p.17—42, 1976.

DAVIES, A.G. 1985. Field Observations of the Threshold of Sediment Motion by Wave Action. **Sedimentology**, v.32, p.685—304.

DAVIS Jr., R.A ; HAYES, M.O. 1984. What is a wave-dominated coast?. **Marine Geology**, v.60, p.313—329.

DYER, K.R.; SOULSBY, R.L. 1988. Sand transport on the continental shelf. **Annual Review of Fluid Mechanics**. v.20, p.295—324.

GOURLAY,VM.R. 1992. Wave set-up, wave run-up and beach water table: Interaction between surf zone hydraulics and groundwater hydraulics. **Coastal Engineering**, v.17, p.93—144.

HÉQUETTE, A.; RUZ, M.H. 1991. Spit and Barrier Island Migration in the Southeastern Canadian Beaufort Sea. **Journal of Coastal Research**, v.7, n.3, p.677—698.

GODA, Y. Numerical experiments on wave statistics with spectral simulation. **Port and Harbor Research Institute**, v.9 (3), pp. 3–57, 1970.

KINSMAN, B. **Wind Waves**. Englewood Cliffs: Prentice-Hall. 1965., 676 p.

KOMAR, P.D.; MILLER, M.C. The threshold conditions of sediment movement under oscillatory water waves. **Journal of Coastal Petrology**, v.43, n.4, p.1101—1110. 1973.

LANFREDI, W.N. La erosión costera. **Boletín Informativo Techint**. N° 258. 1989. 36p.

LANFREDI, W.N. La investigación oceánica y los recursos del mar. **Boletín Informativo Techint**. N°265. 1991.36p.

LANFREDI, W.N; POUSA, J.L; MAZIO, C.A; DRAGANI, W.C. Wave power potential along the coast of the province of Buenos Aires, Argentina. **Energy**. v.17, n. 11, p. 997—1006. 1992.

LONGUET-HIGGINS, M.S. Longshore currents generated by obliquely incident sea waves I. **Journal of Geophysical Research**, v. 75, p. 6778—6789, 1970.

MUNK, W. H. The solitary wave theory and its application to surf problems. **Ocean Surface Waves**, v. 51, p. 376–424, 1949.

NIEDORODA, A.W.; TANNER, W.F. Preliminary study of transverse bars. **Marine Geology**, v.9, p. 41—62. 1970.

NIEDORODA, A.W.; SWIFT, D.J.P.; HOPKINS, T.S. The Shoreface In: Davis R.A. (Ed.), **Coastal Sedimentary Environments**. New York: Springer, p. 533—624. 1985.

NIELSEN, P. Wave setup and runup: an integrated approach. **Coastal Engineering**. v. 13, p. 1—9. 1989.

PETHICK, J. **An Introduction to Coastal Geomorphology**. London: Edward Arnold, 1984. 260p.

PICKRILL, R.A. Wave-Built Shelves on Some Low-Energy Coasts. **Marine Geology**, v.51, p.193—216. 1983.

RAUDKIVI, A.J. **Loose Boundary Hydraulics**. 3 ed. Headington Hill: Pergamon Press. 1990. 539p.

SOULSBY, R.L. Calculating Bottom Orbital Velocity Beneath Waves. **Coastal Engineering**, v.11, p.371—380. 1987.

SUNAMURA, T.; TAKEDA, I. Landward migration of inner bars. **Marine Geology**, v.60, p. 63-78. 1984.

THE OPEN UNIVERSITY: **Waves, tides and shallow water process**. Oxford: Pergamon Press, 1999.

TOLDO Jr., E.E. Morfodinâmica da Laguna dos Patos, Rio Grande do Sul. **Pesquisas**, v.18, n.1, p. 58—63. 1991.

TOLDO Jr., E.E. **Sedimentação, predição do padrão de ondas, e dinâmica sedimentar da antepraia e zona de surfe do sistema lagunar da Lagoa dos Patos, RS**. Tese de Doutorado (Pós-Graduação em Geociências, UFRGS). 189 p. Porto Alegre-RS. 1994.

TUNSTALL, E.B.; INMAN, D.L. Vortex generation by oscillatory flow over rippled surfaces. **Journal of Geophysical Research**, v.80, p.3475—3484. 1975.

VINCENT, C.E; YOUNG, A; SWIFT, D.J.P. On the relationship between bedload and suspended sand transport on the inner shelf, Long Island, New York. **Journal of Geophysical Research**, v.87, p. 4163—4170. 1982.

WEGGEL, J. R. Maximum breaker height. **Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering**, v. 98, p. 529–548, 1972.

WRIGHT, L.D; CHAPPELL, J; THOM, B.G; BRADSHAW, M.P; COWELL, P. Morphodynamics of Reflective and Dissipative Beach and Inshore Systems; Southeastern Australia. **Marine Geology**. v.32, p. 105—140. 1979.

WRIGHT, L.D.; SHORT, A.D. Morphodynamic variability of surf zones and beaches. A synthesis. **Marine Geology**. v.56, p. 93—118. 1984.

CAPÍTULO 2

PANORAMA DOS RECURSOS HÍDRICOS E PEGADA HÍDRICA: UMA FERRAMENTA AUXILIAR À GESTÃO DAS ÁGUAS

*Kayke Pereira Mendes
Djane Fonseca da Silva*

2.1 Introdução

Nos últimos anos, a população de todo o planeta vem sofrendo uma crise em relação ao seu crescimento e a degradação ambiental que esse crescimento desenfreado gera. Assim, surge a necessidade de se fazer uma reflexão sobre esses problemas que a sociedade causa e a influência que a mesma gera no meio ambiente (SILVA et al., 2013).

Em relação aos recursos hídricos, observam-se grandes problemas com escassez de água no mundo todo. De acordo com Patrício et al. (2013) o volume de água doce existente no planeta não aumenta nem diminui, o que acontece é que as ações humanas no meio ambiente interferem diretamente no ciclo hidrológico, tendo como resultado a escassez de água potável.

A região Nordeste, especificamente a porção semiárida, é considerada uma região com problemas no aspecto relativo à escassez dos recursos naturais e particularmente no recurso água disponível (INSA, 2011).

Diante do aumento do uso desenfreado da água, são necessárias novas medidas, ações e novos métodos para estimular e promover o uso racional da água. Dessa forma, a temática Pegada Hídrica (PH) vem ganhando espaço no meio científico, agindo como uma ferramenta para a melhoria da gestão dos recursos hídricos de uma região, bacia hidrográfica ou até mesmo país.

Os conceitos difundidos na literatura chegam ao consenso de que PH é o volume de água doce utilizada para produzir um produto, volume esse somado ao longo das várias fases da cadeia de produção; concepção essa que se deu por meio dos cientistas holandeses Arjen Y. Hoekstra e Ashok K. Chapagain no ano de 2002, em Delft, na Holanda, de acordo com Baracuh Neto (2014). O autor ainda reforça afirmando que:

Diante da oferta limitada de um elemento imprescindível para suporte à vida e como recurso para atividades econômicas, se faz necessária a máxima racionalização da sua utilização. Assim, além da quantificação do uso direto de água doce para elaboração de um produto ou para suprir a necessidade de um consumidor, deve-se quantificar o uso indireto necessário ao longo de toda a cadeia produtiva ou todos os processos até que um produto ou serviço possa ser utilizado (p. 21).

Diante de toda essa problemática a respeito dos recursos hídricos, o presente capítulo irá mostrar os usos da água,

como ela está distribuída no semiárido nordestino e como a ferramenta de gestão Pegada Hídrica funciona em situações diferentes, quais os tipos de pegadas que existem e o que cada uma calcula.

2.2 Usos múltiplos dos recursos hídricos

Quando a água é utilizada para vários fins dá-se o nome de uso múltiplo. A construção de um reservatório para geração de energia, que também supre de água uma cidade e a irrigação da área rural são exemplos de usos múltiplos da água (TUCCI e MENDES, 2006).

O uso da água é essencial para a manutenção de todas as funções vitais e tem sido normatizado a fim de que a sua disponibilidade para diversos usos seja alcançada. A Lei Federal nº 9.433/97 é a principal norma que considera a água como um bem de domínio público; um recurso natural limitado e dotado de valor econômico; em caso de escassez, os usos prioritários dos recursos hídricos são o consumo humano e a dessedentação de animais e que a gestão dos recursos hídricos deve sempre proporcionar o uso múltiplo das águas (SOSINSKI, 2009).

De acordo com as classificações estipuladas na resolução nº 357 de 2005 do Conselho Nacional do Meio Ambiente (CONAMA, 2005), são estabelecidos os usos múltiplos da água, que classifica as águas doces (Tabela 1) como:

Tabela 1. Classificação dos usos múltiplos da água.

Fonte: EMBRAPA (2009). Adaptada pelos autores.

CLASSE	DESTINO
ESPECIAL	<p>Abastecimento para consumo humano após desinfecção;</p> <p>Preservação do equilíbrio natural das comunidades aquáticas;</p> <p>Preservação dos ambientes aquáticos em unidades de conservação de proteção integral.</p>
CLASSE 1	<p>Abastecimento para consumo humano após tratamento simplificado;</p> <p>Proteção das comunidades aquáticas;</p> <p>Recreação de contato primário, tais como natação, esqui aquático e mergulho;</p> <p>Irrigação de hortaliças que são consumidas cruas e de frutas que se desenvolvam rentes ao solo e que sejam ingeridas cruas sem remoção de película;</p> <p>Proteção das comunidades aquáticas em terras indígenas.</p>

CLASSE 2	<p>Abastecimento para consumo humano, após tratamento convencional;</p> <p>Proteção das comunidades aquáticas;</p> <p>Recreação de contato primário, tais como natação, esqui aquático e mergulho;</p> <p>Irrigação de hortaliças, plantas frutíferas e de parques, jardins, campos de esporte e lazer com os quais o público possa vir a ter contato direto;</p> <p>Aqüicultura e a atividade de pesca.</p>
CLASSE 3	<p>Abastecimento para consumo humano, após tratamento convencional ou avançado;</p> <p>Irrigação de culturas arbóreas, cerealíferas e forrageiras;</p> <p>Pesca amadora;</p> <p>Recreação de contato secundário; Dessedentação de animais.</p>
CLASSE 4	<p>Navegação;</p> <p>Harmonia paisagística.</p>

No entanto não se pode esquecer do uso das águas doces, salobras e salinas mediante seu enquadramento (Figuras 1 a 3).

Meteorologia em tópicos – volume 4

USOS DAS ÁGUAS DOCES		CLASSES DE ENQUADRAMENTO				
		ESPECIAL	1	2	3	4
Preservação do equilíbrio natural das comunidades aquáticas		Classe mandatória em Unidades de Conservação de Proteção Integral				
Proteção das comunidades aquáticas			Classe mandatória em Terras Indígenas			
Recreação de contato primário						
Aquicultura						
Abastecimento para consumo humano		Após desinfecção	Após tratamento simplificado	Após tratamento convencional	Após tratamento convencional ou avançado	
Recreação de contato secundário						
Pesca						
Irrigação			Hortalças consumidas cruas e frutas que se desenvolvam rentes ao solo e que sejam ingeridas cruas sem remoção de película	Hortalças, frutíferas, parques, jardins, campos de esporte e lazer,	Culturas arbóreas, cerealíferas e forrageiras	
Dessedentação de animais						
Navegação						
Harmonia paisagística						

Observação: As águas de melhor qualidade podem ser aproveitadas em uso menos exigente, desde que este não prejudique a qualidade da água.

Figura 1. Classes de enquadramento das águas-doces e usos respectivos. **Fonte** ANA (2012)

Meteorologia em tópicos – volume 4

USOS DAS ÁGUAS SALOBRAS		CLASSES DE ENQUADRAMENTO			
		ESPECIAL	1	2	3
Preservação do equilíbrio natural das comunidades aquáticas		Classe mandatória em Unidades de Conservação de Proteção Integral			
Proteção das comunidades aquáticas					
Recreação de contato primário					
Aquicultura					
Abastecimento para consumo humano			Após tratamento convencional ou avançado		
Irrigação			Herbaliças consumidas cruas, frutas que se desenvolvem rentes ao solo e que sejam ingeridas cruas sem remoção de película, parques, jardins, campos de esporte e lazer.		
Recreação de contato secundário					
Pesca					
Navegação					
Harmonia paisagística					

Observação: As águas de melhor qualidade podem ser aproveitadas em uso menos exigente, desde que este não prejudique a qualidade da água.

Figura 2. Classes de enquadramento das águas salobras e seus usos. **Fonte** ANA (2012)

USOS DAS ÁGUAS SALINAS		CLASSES DE ENQUADRAMENTO			
		ESPECIAL	1	2	3
Preservação do equilíbrio natural das comunidades aquáticas		Classe mandatória em Unidades de Conservação de Proteção Integral			
Proteção das comunidades aquáticas					
Recreação de contato primário					
Aquicultura					
Recreação de contato secundário					
Pesca					
Navegação					
Harmonia paisagística					

Observação: As águas de melhor qualidade podem ser aproveitadas em uso menos exigente, desde que este não prejudique a qualidade da água.

Figura 3. Classes de enquadramento das águas salinas e usos respectivos. **Fonte** ANA (2012)

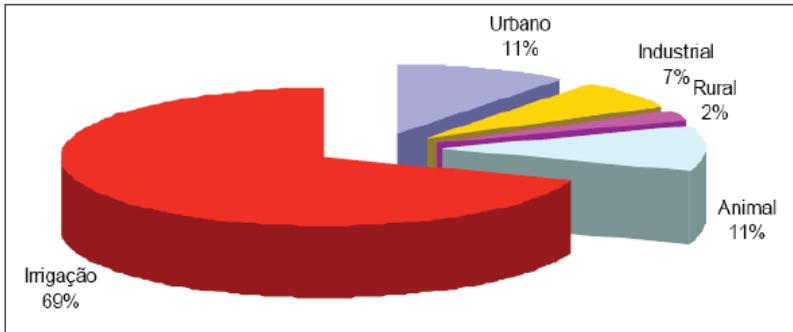
Segundo a Agência Nacional das Águas (ANA, 2012) no Nordeste do Brasil (NEB), em termo de retirada de água, a irrigação e o abastecimento urbano (tabela 2) são os usos mais significativos, com 64% e 20% da remoção total de água, respectivamente.

Tabela 2. Demanda de água na região Nordeste do Brasil (NEB).

Fonte: ANA (2012). Adaptada pelos autores.

UF	Animal	Industrial	Irrigação	Rural	Urbano	Total
	Retirada m ³ /s					
BA	8,4	8,2	89,5	5,2	24,1	135,4
PE	1,9	8,2	53,7	1,6	18,4	83,7
CE	2,2	9,7	44,6	1,9	13,4	71,8
RN	0,8	2,6	30,7	0,7	6,8	41,6
AL	0,7	4,1	28,9	0,8	4,5	39,0
MA	4,6	1,4	18,4	2,1	9,7	37,2
PB	0,9	2,5	17,7	0,8	6,5	28,4
PI	1,9	1,2	7,8	0,9	5,1	16,9
SE	0,7	1,3	6,2	0,5	4,0	12,6

De acordo com Tucci e Mendes (2006) o ser humano necessita de água em várias de suas atividades (Figura 4). As pessoas, os animais, peixes, plantas, entre outros organismos vivos, são os principais usuários de água e necessitam dela para sobreviver. Através do sistema de abastecimento doméstico é que a água se torna disponível para o homem, para a dessedentação animal e através da conservação ambiental para a fauna e flora.



Fonte: ANA (2007).

Figura 4. Percentual de uso de água em principais atividades no Brasil.

A lei brasileira de recursos hídricos (nº 9433/1997) considera o uso da água pelas pessoas como prioridade. Essa necessidade pode ser atendida, também, de diversas formas, como na irrigação, proporcionando o aumento e a garantia da produção de alimento pela agricultura; na indústria, sendo utilizada em vários processos da produção; na geração de energia elétrica, produto esse essencial para a vida das pessoas hoje em dia; na navegação, onde se realiza o transporte de pessoas e produtos.

A geração de energia, o abastecimento público, irrigação e a produção de alimentos na agricultura, aquicultura e pesca, por exemplo, são fatores que movimentam a economia de uma região ou nação, mas para isso necessita-se de água disponível. Para que isso funcione, promovendo um desenvolvimento econômico e social e proporcionando uma boa qualidade de vida para as pessoas, promovendo a geração de empregos e renda, aumentando a capacidade de abastecimento de água para os usos múltiplos e estimular a economia, deve ser feita uma boa gestão dos recursos hídricos agregando e otimizando os usos múltiplos, alocando de forma flexível a água para os diferentes usuários e investindo em saneamento público (BHATIA e BATHIA, 2006).

2.2.1 Abastecimento de água

A constituição do sistema de abastecimento de água é baseada em três componentes, os quais são: manancial ou fonte de água, estação de tratamento e rede de distribuição de água pela cidade (Figura 5). O abastecimento por meio de fontes subterrâneas é feito, geralmente, em cidades pequenas onde cerca de 35% da população brasileira é abastecida dessa forma. Isso se dá pelo fato de a vazão retirada dos aquíferos não ser física e economicamente capaz de atender grandes cidades. O abastecimento proveniente de mananciais superficiais é a forma mais frequente do uso da água, por apresentarem maior vazão disponível e menor custo de obtenção da água em comparação com os mananciais subterrâneos (TUCCI e MENDES, 2006).



Figura 5. Modelo de sistema de abastecimento e distribuição de água.

Fonte: ANA (2012).

Essa relação entre disponibilidade e demanda pode ser exemplificada na tabela 3.

Cerca de 92,4% da população brasileira é beneficiada com água tratada segundo o Instituto de Pesquisa Econômica Aplicada (IPEA), sendo maior em áreas urbanas. Esse serviço é feito por empresas municipais, estaduais ou privadas, no entanto, o direito de permissão do serviço cabe ao município. Deve-se realizar uma diferenciação entre o direito da água, que é público, e a permissão para que o serviço de coleta, tratamento e distribuição da água sejam prestados, que pode ser público ou privado (IPEA, 2002).

Tabela 3. Relação entre disponibilidade e demanda das grandes Bacias hidrográficas brasileiras.

Fonte: MMA (2006). Adaptada pelos autores.

DIVISÃO HIDROGRÁFICA NACIONAL	Q95+ Qreg (m ³ /s)	DEMANDA (m ³ /s)	RELAÇÃO DEMANDA/ DISPONIBILIDADE	CLASSE 2
Amazônica	73.748	47	0,06%	Excelente
Atlântico Leste	320	68	21,25%	Crítica
Atlântico Nordeste Occidental	328	15	4,57%	Excelente
Atlântico Nordeste Oriental	118	170	144,07%	Muito crítico
Atlântico Sudeste	1.185	168	14,18%	Preocupante
Atlântico Sul	624	240	38,46%	Crítica
Paraguai	785	19	2,42%	Excelente
Paraná	12.143	479	3,94%	Excelente
Parnaíba	595	19	3,19%	Excelente
São Francisco	5.101	166	3,25%	Excelente
Tocantins- Araguaia	8.763	55	0,63%	Excelente
Uruguai	899	146	16,24%	Preocupante

*Q95 significa a vazão de permanência e Qreg como sendo a vazão regularizada.

Em média, cerca de 39% da água que circula no sistema de distribuição é perdido nas cidades brasileiras, onde são chamadas de perdas físicas, que nada mais é do que a quantidade de água distribuída que a companhia não consegue cobrar por ser retirada de forma clandestina e/ou perdida durante o processo de distribuição, por conta de vazamentos provenientes do desgaste e da má manutenção dos canos e ductos de água. Diante de tais problemas o que ocorre de errado é que, geralmente, quando acontece de ter falta de água, a tendência é buscar novas fontes, sem desenvolver ações de racionalização com o intuito de reduzir as perdas (TUCCI e MENDES, 2006).

O Sistema de Abastecimento de Água é representado pelo conjunto de obras, equipamentos e serviços voltados ao abastecimento de água potável de uma comunidade com a finalidade do consumo doméstico, serviços públicos, consumo industrial e outros usos.

Até que a água chegue às torneiras dos consumidores esse sistema é dividido em várias etapas: captação, onde a água bruta é captada em recursos hídricos superficiais (barragens, lagos, etc) ou subterrâneos (poços); adução, em que essa água que foi captada nos mananciais é bombeada até as ETAs (Estações de Tratamento de Água), assim, tendo tratamento adequado; tratamento, que é realizado através de uma série de processos químicos e físicos, quando essa água bruta se torna potável e, assim, possa ser distribuída à população; reservação, que nada mais é que o bombeamento dessa água tratada até os reservatórios para que fique à disposição da rede distribuidora; e por fim a distribuição, que consiste na parte final do sistema, onde a água é de fato entregue pronta para ser consumida pela população (ADASA, 2015).

2.2.2 Irrigação

Segundo Lima et al. (1999) irrigação (Figura 6) denomina-se como sendo o conjunto de técnicas destinadas a desarticular a água no tempo ou no espaço para modificar as possibilidades agrícolas de uma região, com o objetivo de corrigir a distribuição natural das chuvas, fornecendo as condições adequadas para o pleno desenvolvimento de uma cultura.

Tucci e Mendes (2006) contribuem com o conteúdo afirmando que a irrigação é utilizada na agricultura para suprir a planta de água nos períodos de baixas precipitações, atendendo suas necessidades hídricas. Se esse manejo não ocorrer, a planta não se desenvolve e pode morrer ou ficar pequena, afetando ou diminuindo a sua produção. A irrigação é o que vai garantir a produtividade da cultura, deixando-a independente da pluviosidade de um determinado período.

Ao complementar as demais práticas agrícolas, a irrigação, que é uma técnica que almeja alcançar à máxima produção, tem sido alvo de interesse, principalmente nas regiões Nordeste e Centro-Sul do Brasil. Então, por ser de fundamental importância para a produção agrícola em regiões áridas, a irrigação vinha sendo constantemente relegada a um plano inferior nas regiões com certas condições onde a precipitação natural propiciava que as culturas se desenvolvessem e produzissem normalmente (LIMA et al., 1999).



Figura 6. Exemplo de sistema de irrigação.

2.2.3 Energia Elétrica

Segundo Tucci e Medes (2006) e Macedo (2015) no setor energético, a matriz de energia elétrica do país é baseada em energia hidrelétrica (Figura 7), onde o Brasil é um dos maiores produtores no mundo, sendo responsável por cerca de 10% da produção mundial. Mesmo nos períodos de altas vazões, o sistema está no seu máximo de atendimento da demanda e depende muito da climatologia, porque podem ocorrer longos períodos de seca ou muita chuva.

A geração de energia aparece como um dos principais usos da água sendo igualmente estratégico para o desenvolvimento, onde o Sistema Interligado Nacional (SIN), que é o sistema hidrotérmico de geração e transmissão de energia elétrica, onde, na maioria, são usinas hidroelétricas que correspondem por 96,6% da aptidão de geração de eletricidade no Brasil (ANA, 2012).



Figura 7. Exemplo de geração de energia hidroelétrica

O subsistema Nordeste tem uma capacidade instalada da ordem de 14.759 MW e é, basicamente, atendido por usinas hidroelétricas que se localizam no decorrer do rio São Francisco e em algumas Bacias hidrográficas que se encontram na região NEB, correspondendo por cerca de 73% da energia gerada; outros 23% dessa energia gerada é provinda de usinas térmicas que estão distribuídas em todo o território do NEB; e por último e em menor quantidade, por energia que vem de outros subsistemas que importam essa energia via linhas de transmissão (ANA, 2012; MACEDO, 2015).

Para produzir a energia elétrica por meio de cursos d'água deve ser feita a construção de usinas hidrelétricas em rios que contenham uma grande quantidade de água e contenha desníveis no decorrer de seu curso. Essas condições naturais dos rios são as maiores limitações que a grande parte dos países apresentam para produzir energia

hidroelétrica, onde se utilizaria energia solar e nuclear (UFPA, 2014)

2.2.4 Navegação

De acordo com a Marinha do Brasil as vias navegáveis são instrumentos de transporte econômico e apresentam características específicas sendo, também, um ganho a mais na adoção de uma política das múltiplas formas de aproveitar os cursos d'água, tornando-se um fator importante no desenvolvimento de atividades agrícolas, industriais, de turismo e de urbanização e saneamento (MIGUENS, 2000).

No ponto de vista econômico, o transporte hidroviário (Figura 8) é uma importante alternativa, porém, depende muito dos níveis dos rios, que varia muito, e das previsões e estatísticas desses níveis, de curto à médio prazo (TUCCI, 2002).

O autor ainda fomenta que, hoje em dia, a navegação em rios ainda se mantém limitada e concentra-se no Sudeste, no rio Tietê, no Sul, nos rios Taquari-Jacuí e Lagoa dos Patos e na região Norte, onde as estradas e ferrovias são bastante precárias, no rio Amazonas. Outro importante rio, principalmente para a região NEB, é o rio São Francisco que, segundo ANA (2012), apresenta uma grande importância a respeito do escoamento dos produtos de certas regiões da bacia, como minérios, fertilizantes, grãos e outros produtos agrícolas.

Devido ao grande aumento na produção agrícola, os meios de transporte precisam ser mais eficientes, haja vista que esse transporte é realizado, basicamente, apenas pelo transporte rodoviário, que apresenta baixa eficiência

econômica quando comparado ao transporte ferroviário e a navegação (TUCCI e MENDES, 2006).



Figura 8. Exemplo de uso da água para navegação.

2.3 Uso racional da água

De acordo com a Companhia de Saneamento Básico do Estado de São Paulo (SABESP, 2015), a água é um recurso provido da natureza que, por sua preciosidade, vem sendo estudado nas últimas décadas, na busca de seu uso de forma racional e para combater seu desperdício, pois isso vem se tornando uma preocupação mundial. Essa preocupação e o aumento da falta de água no mundo fazem com que as pessoas assumam uma nova forma de agir e pensar, mudando um pouco seus hábitos e procurando novas formas de economizar água.

Santos Júnior et al. (2013) reforça o pensamento afirmando que o uso racional da água possui caráter interdisciplinar por ser composto das mais variadas atividades antrópicas. Na busca de garantir água em quantidade e em boa qualidade na devolução desse recurso à natureza, permitindo a conservação de seu ciclo e, por conseqüência, a conservação de sua oferta, a população deve passar a ver e identificar a quantidade desse recurso que é ofertada para, então, demarcar as prioridades e as melhores formas de usá-la e aplicá-la (Figura 9).



Figura 9. Consumo hídrico humano em vários países no mundo, comparando-o com a média ideal proposta pela Organização Mundial da Saúde OMS.

Fonte: UNICEF, (2003)

A falta de informação da população em geral é um dos principais desafios que a Ciência e Tecnologia enfrentam hoje em dia na conservação e uso racional da água no semiárido brasileiro. Alguns fatores contribuem com essa falta de informação na classe jovem na qual, segundo o

Fundo das Nações Unidas para a Infância (UNICEF, 2003), cerca de mais de 390 mil adolescentes que moram no semiárido brasileiro são analfabetos, 350 mil crianças e adolescentes, entre 10 e 14 anos, estão fora da escola, uma a cada seis crianças de 10 a 15 anos trabalham e cerca de 75% das famílias sobrevive com renda de menos de meio salário por pessoa.

As reservas hídricas em todo o mundo representavam 16,8 mil m³/pessoa no ano de 1950, em 2006 esta reserva reduziu-se ficando em apenas 7,3 mil m³/pessoa e, como resultado do aumento da população, da industrialização, agricultura e a contaminação, a expectativa é que venha a se reduzir para 4,8 mil m³/pessoa nos 25 anos posteriores. Ao se comparar os usos e a quantidade média de água disponível isso pode trazer uma falsa impressão e, erroneamente, afirmar que tem água suficiente, contudo, existe uma variação espacial e temporal muito grande, onde várias regiões tornam-se vulneráveis e, com isso, cerca de 460 milhões de pessoas, 8% da população mundial, estão sujeitas a sofrer com uma falta freqüente de água e cerca de 25% se encaminham para passar pela mesma situação. Para isso, devem ser tomadas decisões a respeito da conservação e uso racional da água, caso contrário, mais da metade, cerca de 2/3 da população mundial, sofrerá desde moderada à severa falta de água (TUCCI & MENDES, 2006). Mesmo com uma grande quantidade de água bruta disponível no País, atualmente várias regiões urbanas do Brasil encontram-se passando por déficit hídrico. Essa escassez pode ser de origem quantitativa, decorrente de temporadas de maior falta de água, ou de origem qualitativa, onde a qualidade da água muda por conta da poluição. Existe também a escassez econômica, que ocorre

quando não se consegue pagar pelos custos de acesso a água, e a escassez política, que impede algum setor populacional a ter acesso à água ou aos ecossistemas aquáticos por conta de políticas públicas inadequadas, conforme o Instituto Nacional do Semiárido (INSA, 2011).

Baseado no que foi abordado anteriormente, se vê uma necessidade de racionalizar água, e quando se fala em racionalizar não significa ficar sem ela, e sim, saber usá-la, sem desperdício, de forma mais viável e econômica possível. Deve ser considerada como uma propriedade social e ambiental, para que assim, dando a real importância que a água tem para a vida das pessoas, ela nunca falte nas torneiras da população.

2.4 A Questão da água no Semiárido

Rios intermitentes, secas periódicas e cheias frequentes, predomínio do uso das águas para o abastecimento humano e agropecuário, formações cristalinas que abrangem cerca de 70% do semiárido limitando as águas subterrâneas, baixo índice de precipitação e escoamento superficial em comparação com outros Estados do Brasil e baixa eficiência hidrológica dos reservatórios são as principais características, em relação às águas do Nordeste brasileiro, apresentadas por Vieira et al. (2000).

O Nordeste brasileiro é considerado uma região problema quando se fala de escassez dos recursos hídricos e, especificamente, sua região semiárida (INSA, 2011).

2.4.1 Águas Superficiais

Segundo Bicudo et al. (2010) quando se fala do volume de escoamento de água dos rios, o semiárido do Nordeste brasileiro aparece como uma região pobre nesse aspecto. Isso se dá pela variabilidade temporal das chuvas e das características geológicas predominantes, com a ocorrência, na maior parte, de solos rasos dispostos sobre rochas cristalinas, resultando numa densa rede de rios intermitentes, poucos rios perenes dando destaque para os rios São Francisco e Parnaíba.

De acordo com a ANA (2012) na região do NEB as águas superficiais estão distribuídas em cinco regiões hidrográficas brasileiras, sendo o São Francisco a principal região hidrográfica do Nordeste, composta pelo rio São Francisco e seus afluentes com uma área de 640 mil Km². A segunda mais importante é a região do Parnaíba, que ocupa cerca de 3,9% do território nacional (aproximadamente 344.112 Km²), abrangendo a maior do estado do Piauí e parte do Ceará e Maranhão.

Outra região é a do Atlântico Nordeste Oriental, com uma área de 287.384 km², situada nos Estados do Ceará, Paraíba, Rio Grande no Norte, Alagoas e Pernambuco, tendo como principais rios o Jaguaribe, Acaraú, Mundaú, Paraíba, Piranhas-Açu, Curimatau, Capibaribe, Uma, Itapecuru e Mearim. Localizado entre o Norte e o Nordeste, encontra-se outra região, a do Atlântico Nordeste Ocidental, situada, quase que em sua totalidade, no Estado do Maranhão. Por último tem-se a região do Atlântico Leste, localizada entre a Bahia e Sergipe, no NEB, e Minas Gerais e Espírito Santo, no Sudeste, tendo uma área de 364.677 Km² (ANA, 2012).

Em relação ao potencial hídrico superficial (Figura 10), o Nordeste aparece dividido em três grandes áreas, de acordo com ANA (2012).

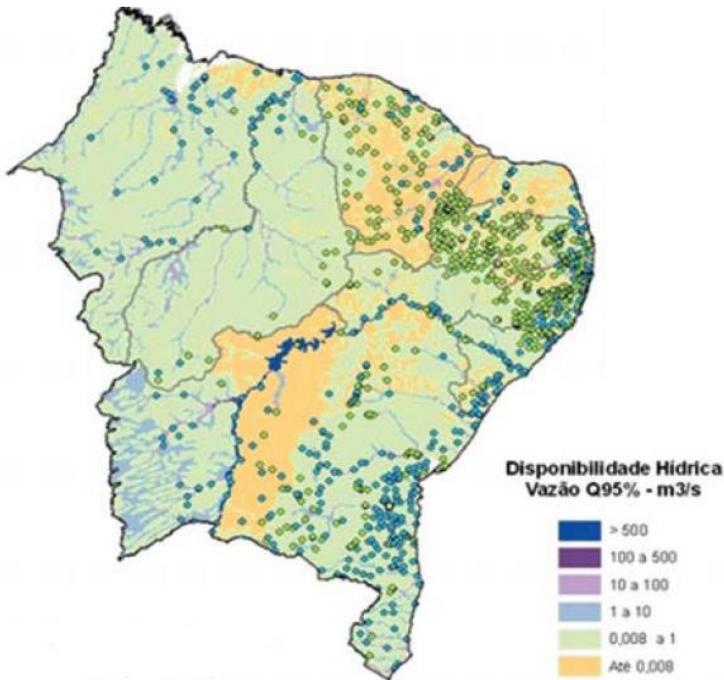


Figura 110. Disponibilidades hídricas superficiais do NEB
Fonte: ANA (2012)

Segundo a ANA (2012) os baixos valores dos recursos hídricos superficiais disponíveis na região NEB são devidos à inconstância do regime hidrológico dos rios da região e dos índices insuficientes de precipitação, juntos ao quadro hidrogeológico, uma particularidade da região semiárida brasileira. Na região, a construção de açudes foi uma prática adotada para assegurar o armazenamento e a

disponibilidade de água nos períodos de seca, realizando, também, a regularização das vazões dos corpos d'água da região.

2.4.2 Águas subterrâneas

O NEB contém bacias sedimentares que apresentam uma reserva de água doce que permite a captação de 20 bilhões de m³/ano, sem pôr em risco outras reservas que a região contém. Este é um volume considerável de água, equivalendo a 60% da capacidade do principal reservatório que realiza a regularização das vazões do rio São Francisco, o reservatório de Sobradinho na Bahia que contém 34 bilhões de m³ (REBOUÇAS, 1997).

A área territorial do NEB é constituída, em cerca de 80%, por rochas cristalinas. Se referindo as águas subterrâneas, ocorre um predomínio de águas captadas em poços de baixa vazão (da ordem de 1 m³/h), com um alto teor de sais. As formas sedimentares são exceção, porque a maior parte das águas são de melhor qualidade onde se obtém uma maior vazão de forma contínua (da ordem de dezenas a centenas de m³/h), conforme Cirilo (2008).

A região Nordeste pode ser dividida em quatro grupos de rochas, em relação a suas características cronológicas, geológicas e semelhanças na ocorrência de águas subterrâneas, que compõem as divisões hidrogeológicas chamadas, segundo a literatura: Escudo Oriental Nordeste, São Francisco, Costeira e Parnaíba (INSA, 2011).

Já a ANA (2012) classifica os domínios hidrogeológicos como sendo Poroso, Fraturado-Cárstico e Fraturado (Figura 11). O domínio Poroso encontra-se situado na região de ocorrência das bacias sedimentares,

ocupando cerca de 43% da área; em relação a potencialidade hídrica, esse domínio abarca os principais sistemas aquíferos. Já os domínios hidrogeológicos Fraturados e Fraturado-cárstico, abarcam as formações rochosas do embasamento cristalino e representam, respectivamente, 48% e 9% da área total. Cerca de 675 m³/s (70%) das reservas são retidas pelo domínio Poroso, seguido pelo domínio Fraturado-cárstico que responde por 212m³/s (22%) e pelo domínio Fraturado que retém 75m³/s (8%) dessas reservas.

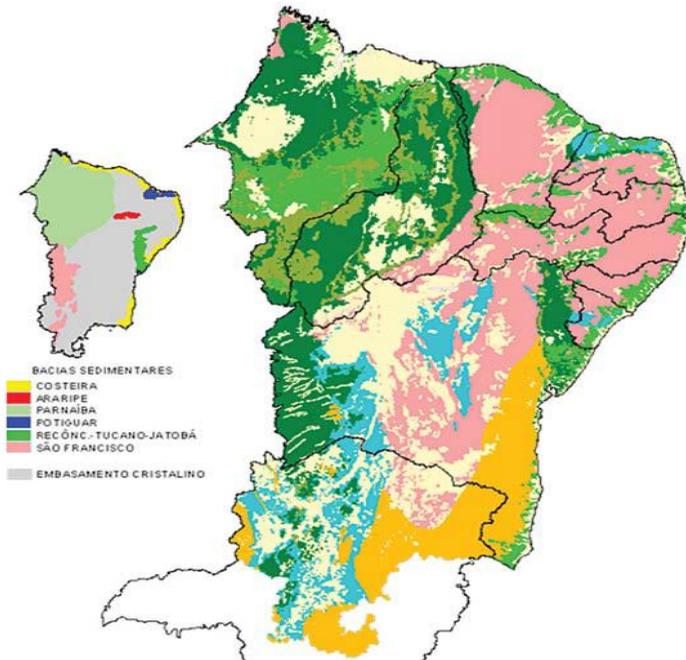


Figura 11. Águas subterrâneas no NEB
Fonte: ANA (2012)

Legenda:

Meteorologia em tópicos – volume 4

Domínio	Descrição	Potencial Hídrico	Símbolo
Poroso Bacias Sedimentares Coberturas Cenozóicas	Aqüíferos livres de extensão variável formados por sedimentos clásticos não consolidados de Idade terciária- quaternária. Qualidade química das águas, em geral, boa. Exploração Frequentemente através de poços rasos	Baixo a Médio	
	Aqüíferos e aquíclues formados por sedimentos clásticos consolidados, principalmente folhelhos, argilitos e siltitos, de idade mesozóica. Localmente podem constituir-se aquíferos.	Baixo	
	Aqüíferos livres ou confinados de extensão regional limitada, formados por sedimentos clásticos consolidados, predominantemente arenosos, de idade mesozóica. Qualidade química das águas em geral, boa.	Média a Alta	
	Aqüíferos livres ou confinados de extensão regional, formados por sedimentos clásticos consolidados, predominantemente arenosos, de idade mesozóica. Qualidade química das águas, em geral, boa. Possibilidade de salinização das águas nas partes confinadas da Bacia do Paraíba.	Alta	
Faturado-carstíco Rochas Calcárias	Aqüíferos associados às zonas faturadas e de dissolução, representados por sedimentos, metassedimentos e calcários. Problemas localizados de salinidade e/ou dureza das águas, devido à contribuição das rochas calcárias.	Médio	
Faturado Cristalino	Aqüíferos restritos às zonas fraturadas, representados por metassedimentos e metaígneas, de idade arqueana a proterozóica, associada à presença de espesso manto de Intemperismo. Qualidade química das águas, em geral, boa.	Baixo a médio	
	Aqüíferos restritos às zonas fraturadas, representados por rochas metassedimentares e metaígneas, de idade arqueana a proterozóica, associadas a delgado manto de Intemperismo, e localizados na região do semiárido. Problema de salinização das águas.	Baixo	

2.5 Pegada hídrica (PH)

No ano de 2002, em Delft, na Holanda, dois cientistas, também holandeses, Arjen Y. Hoekstra e Ashok K. Chapagain iniciaram seus entendimentos sobre pegada hídrica a partir da idéia de considerar o uso da água ao longo de uma cadeia produtiva (Figura 12). Diante dos problemas e do descontentamento em relação ao que se diz respeito à gestão dos recursos hídricos, Hoekstra (2003) motivou-se e iniciou seus trabalhos sobre a pegada hídrica, pois ele observou que a gestão dos recursos hídricos era visto como um problema local ou, no máximo, no âmbito de uma bacia hidrográfica, e diante disso, ele viu a importância de um trabalho que deveria ser feito para mudar essa realidade.

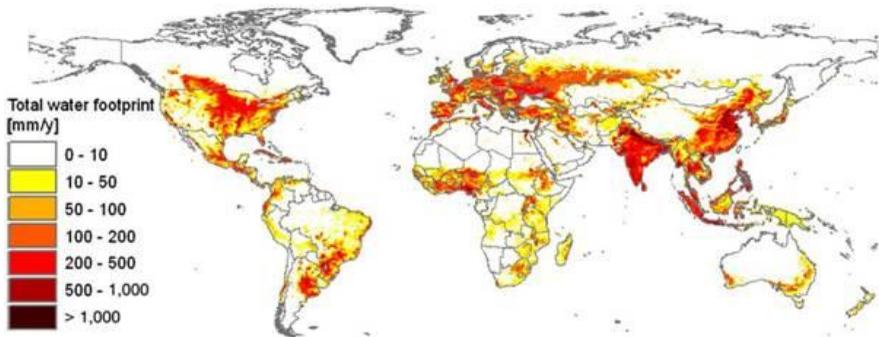


Figura 12. A pegada hídrica da humanidade no período de 1996-2005. Os dados são apresentados em milímetros por ano.

Fonte: Hoekstra e Mekonnen (2012).

Com essa concepção inicial, Hoekstra et al. (2011), conceituaram pegada hídrica como um indicador de água

doce utilizada no uso direto e indireto pelo consumidor ou produtor, ou seja, somada no decorrer das diversas etapas da cadeia de produção, a quantidade de água doce usada para gerar o produto; é a idéia inicial para que se compreenda o conceito básico de pegada hídrica.

Chapagain e Tickner (2012) afirmam que todas as partes que compõem a pegada hídrica podem ser mencionadas temporal e geograficamente, ou seja, pode-se saber através do estudo de seus dados, quando e onde foram utilizados os volumes do recurso natural, no caso a água.

Silva et al. (2013) afirmam que Hoekstra usou o termo pegada hídrica relacionando-se à pegada ecológica, só que essas duas pegadas possuem conceitos bem distintos, ao passo que a pegada ecológica é medida em hectares e a pegada hídrica é medida em termos volumétricos de água consumida.

Com isso, Baracuhy Neto (2014) reforça que a pegada hídrica é, também, um indicador multidimensional que mostra o uso de um consumidor ou produtor, tanto o direto como o indireto, como também, as quantidades volumétricas de água consumida por fonte, como as quantidades volumétricas poluídas em relação ao tipo de poluição.

Com isso, é visto que a PH aparece como uma tecnologia que ajuda a população de todo o mundo a se adequar às condições de pouca disponibilidade de água, recurso esse essencial para a vida de todos, ajudando-as a terem acesso à água, através de dados estatísticos (WFN, 2014).

Segundo Giacomini e Ohnuma Jr (2012), a PH é usada para poupar a exploração de lugares onde a água aparece em menores quantidades, direcionando o consumo para lugares

do globo onde a água se apresenta em maiores quantidades, através da identificação do volume, do local e do momento em que acontece o consumo de água.

Maracajá et al. (2013) concluíram que o cálculo da PH aparece como uma boa ferramenta na avaliação do uso consuntivo de água de indivíduos, obtendo-se informações que constitui o embasamento para a formulação de novas estratégias para uma boa gestão da água.

Então, Silva et al. (2013) reforçam afirmando que foi com o intuito de explicar a importância da gestão da água, que o conceito da pegada hídrica vem sendo utilizado pelos pesquisadores que trabalham nessa área.

Já Patrício et al. (2013) concluíram que a responsabilidade do consumidor para com a água, de acordo com o conceito da PH, vai além do simples fato de se racionalizá-la, pois ele é responsável por todos os impactos positivos e negativos sobre o meio ambiente, ressaltando a extensão desses impactos e aumentando a conscientização sobre o papel de cada consumidor, de acordo com a PH, dentro dos sistemas de uso eficiente da água.

2.5.1 Pegada hídrica e água virtual

Chapagain e Hoekstra (2004) mostraram que o conceito de água virtual aparece fortemente interligada ao conceito da pegada hídrica, porque ela vem na mesma temática de medir e quantificar a água que está no decorrer de toda a cadeia de produção, de levar em conta as peculiaridades específicas de cada região produtora e as características tecnológicas e ambientais, se fazendo necessário saber o passo a passo de cada etapa dos processos de produção. Deve ser levado em conta a

avaliação de cada elemento que compõe todo o processo, para saber o quanto os recursos hídricos irão sofrer com o impacto de tais atividades e de que forma eles estão sendo usados no processo como um todo.

Melhorando o entendimento sobre a água virtual, Giacomini e Ohnuma Jr (2012) mostraram que ela aparece como a água que está presente em toda a cadeia de produção de qualquer bem industrial ou agrícola e encontra-se embutida nos produtos, em especial as *commodities* agrícolas, como matéria-prima essencial dos mesmos, ocorrendo o comércio indireto desse bem natural.

De acordo com Allan (1998), água virtual é a água embutida em *commodities*, tais como grãos, por exemplo. Utilizando o termo introduzido por Allan, Hoekstra e Hung (2002) definem a água virtual como a água utilizada no processo de produção de um produto agrícola ou industrial. Sendo assim, segundo os autores, um país escasso em água e que deseje diminuir a pressão sobre os recursos hídricos da nação, pode querer importar produtos que exigem grande quantidade de água na sua produção (produtos intensivos em água) e exportar produtos que exigem menor quantidade de água. Isso é chamado de comércio de água virtual entre nações.

Segundo Hoekstra et al. (2011), pegada hídrica difere de água virtual (Figura 13), mesmo apresentando algumas semelhanças, em três razões:

1- Não se limita a calcular apenas a água azul (águas superficiais e subterrâneas), mas inclui também as águas verdes (águas da chuva armazenadas no solo como umidade) e as águas cinza (águas poluídas);

2- Não se restringe apenas o uso de água de forma direta, inclui também o uso de água de forma indireta; e

3- Não realiza a contabilização das águas subterrâneas e superficiais que é devolvida ao local de origem após seu uso.

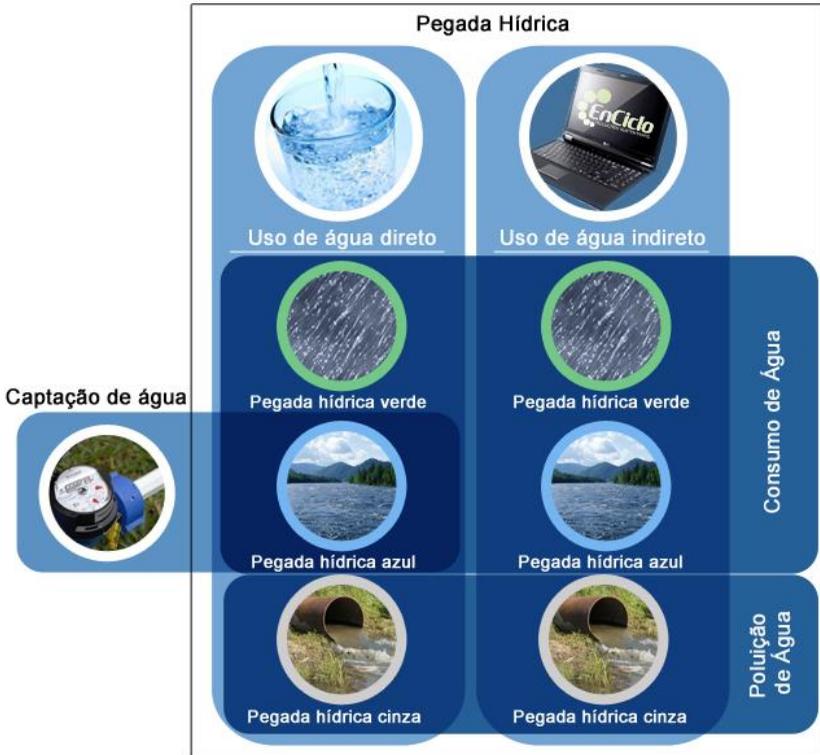


Figura 13. Tipos de Pegada Hídrica.
Fonte: Hoekstra et al. (2011)

A pegada hídrica, diferente da água virtual, pode ser obtida através do cálculo, por exemplo, para um produto, seção produtiva, uma pessoa, uma nação, mas sem

quantificar a degradação que irá ocorrer devido o uso da água, nos processos produtivos, fornecendo informações espaciais e temporais a respeito da quantidade de água doce que foi utilizada nas cadeias dos usos humanos (CHAPAGAIN e HOEKSTRA, 2004).

Como se observa atualmente, a escassez da água e a ampliação do comércio inter-regional (Figura 14) vêm se intensificando, gerando uma necessidade de se levar em conta a quantidade de água virtual que é importada e, com isso, fazer com que ela faça parte do planejamento dos recursos hídricos, por passar a se tornar uma fonte adicional e importante de água.

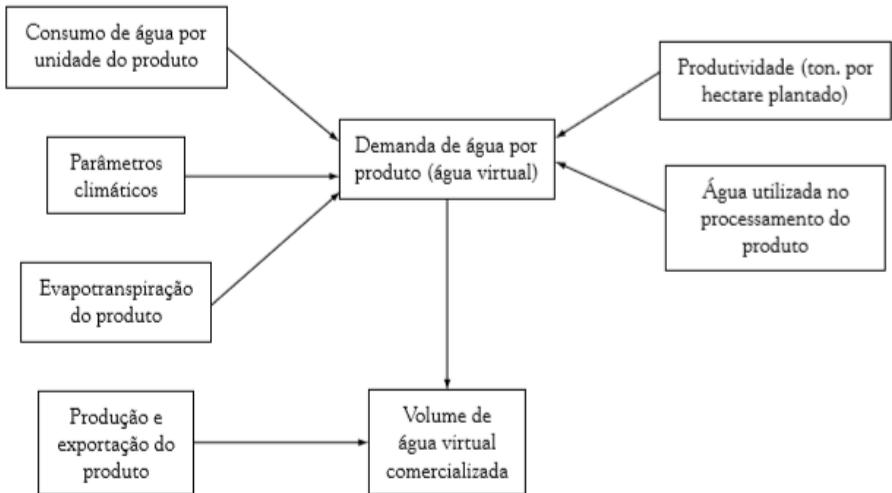


Figura 14. Esquema conceitual dos passos para as estimativas de comércio internacional de água virtual.

Fonte: Carmo et al. (2007).

2.5.2 Tipos de pegada hídrica

A pegada hídrica verde (Figura 15) se refere à água originada da precipitação, e é chamada de água verde, de acordo com Hoekstra et al. (2011), porque essa água ao precipitar, fica armazenada por um período de tempo no solo ou permanece sobre o mesmo ou na vegetação por um outro determinado período de tempo, sem chegar a ser armazenada nos mananciais. Ela representa o volume de água oriunda da chuva que é consumida durante o processo de produção. Sendo, assim, é somente possível acessar essa água caso ocorra a ocupação direta da região que a captou, de acordo com Ridoutt et al. (2012).

A pegada hídrica azul (Figura 15) é um indicador do consumo da água doce superficial e subterrânea. Esse consumo de água corresponde à água que evapora, a água que é incorporada no produto, a que não é retornada para o mesmo local de onde ela foi captada (a água que foi retornada para outro local ou para o mar) e a água que não é retornada no mesmo período (aquela que foi captada numa época escassa e que depois foi retornada num período de chuva) (HOESKSTRA et al., 2009).

De acordo com Chapagain e Tickner (2012) a pegada hídrica azul é menor, em muitos casos, do que a quantidade de água retirada. Geralmente essa quantidade consiste da água usada na irrigação e/ou do uso direto da água na indústria ou em casa, menos o fluxo de retorno, porque um pouco de água pode retornar para o chão ou para algum corpo hídrico da superfície de onde foi retirada.

A água cinza (Figura 15) indica o grau de poluição de água doce associada ao processo de produção. Segundo Hoekstra et al. (2011) ele aprimora ainda mais esse

conteúdo definindo essa parte da pegada hídrica como sendo o volume de água doce necessário para assimilar a carga de poluentes se baseando nas concentrações naturais e nos padrões de qualidade de água determinadas pelos órgãos responsáveis.

A PH cinza é calculada através da divisão da carga de poluentes pela diferença entre a concentração máxima aceitável para aquele determinado poluente e sua concentração natural encontrada num corpo de água que o assimilou.

Velázquez et al. (2011) reforçam o conceito ao afirmarem que a melhor abordagem que se tem para água cinza, no momento, é a de que a mesma representa toda a quantidade de água que deve ser utilizada para diluir a poluição da água usada.

A preocupação sobre a PH cinza começou recentemente porque, vendo o atual quadro da escassez hídrica, a quantidade de água poluída começou a se tornar relevante (MEKONNEN e HOEKSTRA, 2011).

Conforme Baracuh Neto (2014) quando se analisa as tradicionais estatísticas de uso de água doce, somente se faz alusão ao uso direto da água doce superficial e subterrânea, chamada de água azul, mas a PH considera tanto os usos diretos como os indiretos da água, os quais se dividem em três tipos: água verde, água azul e água cinza.

Para melhorar a compreensão e ver a significância dos componentes da PH, Hoeskstra e Chapagain (2007) contabilizaram e mostraram valores afirmando que a PH verde da humanidade é de 5330 bilhões de m³/ano, ao passo que as PH cinza e azul somadas chegam a 2120 bilhões de m³/ano. Isso se dá pelo fato de que a PH verde total se refere

à produção agrícola, que é o setor com o maior consumo de água, e a combinação azul-cinza da PH se refere aos produtos agrícolas (50%), produtos industrializados (34%) e aos serviços domésticos de água (16%).

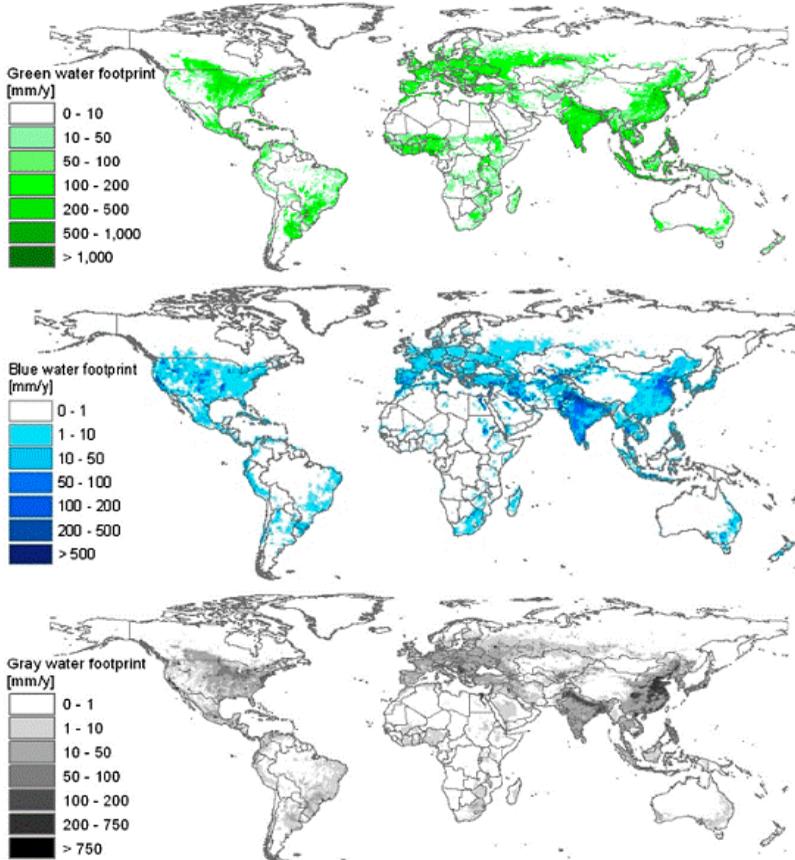


Figura 15. As pegadas hídricas verde, azul e cinza para as nações no período de 1996-2005. Os dados são apresentados em milímetros por ano.

Fonte: Hoekstra e Mekonnen (2012)

Confrontado a habitual e a limitada mensuração de água, a PH pode ser analisada como um indicador compreensivo da apropriação do recurso água. A PH utiliza indicadores fundamentados na apropriação da água que existe por trás de bens e serviços, associando o uso da água e da poluição sobre uma cadeia de produção, apontando a ligação entre uma determinada região e o consumo global dos recursos hídricos, para medir não só o uso da água azul, como também o uso da água verde e a geração da água cinza (MARACAJÁ *et al.*, 2013).

Conforme Aldaya e Hoekstra (2010) a proporção da utilização da chamada água verde (m^3/ha) para que uma colheita tenha lucro (ton/ha) é a estimativa que deve ser calculada para saber a PH verde de uma cultura (m^3/ton), sendo que o total dessa água verde usada se consegue através da soma da evapotranspiração dessa água durante a fase de crescimento dessa cultura.

2.5.3 Pegada hídrica de produtos de origem agropecuária

A pegada hídrica de um produto é dada como sendo a quantidade total de água doce que é utilizada de forma direta e indireta para gerar esse produto, conforme afirma Hoekstra et al. (2011). Tanto no setor industrial, como nos serviços agrícolas, se utiliza o mesmo procedimento para contabilizar o volume de água que é utilizado na geração dos produtos produzidos por esses dois setores.

O cálculo da pegada hídrica de um animal, por exemplo, é baseado na quantidade de água que ele consome para dessedentação, em outras atividades como as de

higiene, e na pegada hídrica de toda a sua alimentação no decorrer de toda a sua vida (SILVA et al., 2013; WFN, 2014).

A Tabela 4 mostra as pegadas hídricas de alguns produtos de origem animal e produtos de origem agrícola.

Tabela 4. Pegada hídrica de produtos de origem agropecuária

Fonte: Hoekstra et al. (2011). Adaptada pelos autores.

Produto animal	Litro/Kg	Cultura	Litro/Kg
Couro bovino	16600	Arroz	3400
Carne bovina	15500	Amendoim em casca	3100
Carne ovina	6100	Trigo	1300
Queijo	5000	Milho	900
Carne suína	4800	Maçã ou pêra	700
Leite em pó	4600	Laranja	460
Carne caprina	4000	Batata	250
Frango	3900	Repolho	200
Ovo	3300	Tomate	180
Leite	1000	Alface	130

Produtos de origem bovina apresentam valores altos de pegada hídrica como, por exemplo, a carne bovina, que no sistema industrial de produção o animal leva três anos para ser abatido produzindo 200 Kg de carne desossada. Para esse sistema de produção, considera-se que o animal tenha consumido 1300 Kg de ração, 7200 kg de forragem, 24 m³ de água para dessedentação e 7 m³ para higiene e limpeza em geral. Ao se fazer as contas observa-se que, para cada quilograma de carne desossada, foram empregados 6,5 Kg de ração, 36 Kg de forragem e 155 litros de água limpa de beber. No final de tudo contabiliza-se 15500 litros de água embutidos dentro desse produto (HOEKSTRA, 2010; ALDAYA e HOESKSTRA, 2010; WFN, 2014).

Mas, diante desses dados, Hoekstra (2010) ressaltou que o exemplo colocado anteriormente é uma média global. Se for comparar a pegada hídrica da carne bovina provinda de sistemas industriais e a pegada hídrica provinda de sistemas de pastagem, a primeira apresenta, em termos gerais, valores menores. No entanto se faz necessário saber a origem da água que é utilizada. No sistema industrial, a pegada hídrica da carne bovina vem da água de irrigação, água azul, para uma cultura que está localizada em outra área, podendo, essa área, sofrer com a falta de água. Já a pegada hídrica da carne bovina, oriunda dos sistemas com pastagem, provem da água verde, água das chuvas, a qual é necessária para que a pastagem se desenvolva.

Por ser um dos maiores consumidores de carne (Figura 16) no mundo, apresentando um consumo de 40 kg/pessoa/ano, de fato o Brasil tem um agravante que aumenta ainda mais o valor da pegada hídrica no país, visto que as carnes de boi, de carneiro e suína apresentam PH de

15500, 6100 e 4800 L/kg, respectivamente, sendo as mais altas de produtos de origem animal (HOEKSTRA et al., 2011; BARACUHY NETO, 2014).

Médias globais de Pegada Hídrica	
1 taça de vinho	120 litros de água
1 xícara de café	140 litros de água
1 Kg de açúcar refinado	1.500 litros de água
100 gramas de chocolate	2.400 litros de água
1 hambúrguer	2.400 litros de água
1 camiseta de algodão	2.700 litros de água
1 Kg de carne bovina	15.500 litros de água

Figura 16. Pegada hídrica correspondente a produtos ou alimentos.

Fonte: Baracuhy Neto (2014).

2.5.4 Pegada hídrica de um consumidor

Hoekstra et al. (2011) definem a pegada hídrica de um consumidor como sendo a quantidade total de água doce consumida e poluída na geração de bens e serviços usufruídos pelo consumidor, com isso, para se obter a pegada hídrica de um grupo de consumidores se faz necessário apenas somar todas as pegadas hídricas dos consumidores individuais. Então, a pegada hídrica de um consumidor é conceituada como sendo o volume total de água doce que é empregada para produzir os produtos que são consumidos pelos residentes de uma região geográfica (Figura 17), reforça Vanham (2013). Esse volume total de água consumida é a soma do uso da água doméstica direta e

indireta e de recursos hídricos que vem por importação de outras regiões através do consumo de bens.

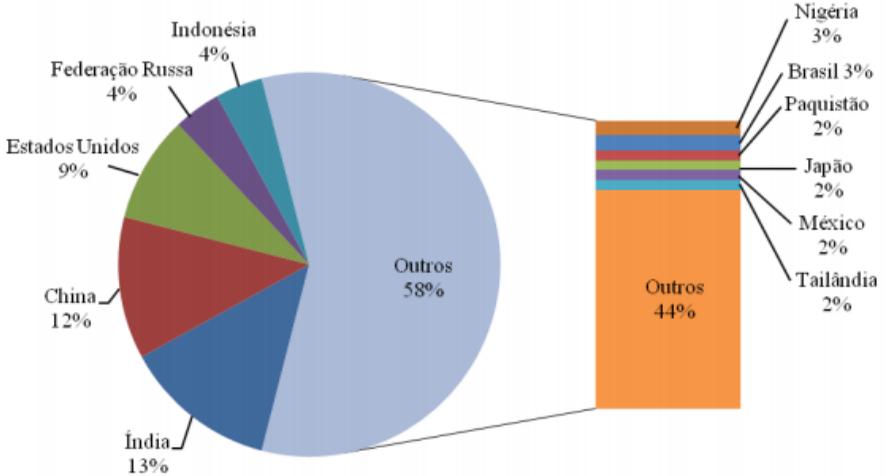


Figura 17. Diferentes usos de água e seus maiores consumidores.
Fonte: Vanham (2013).

A pegada hídrica de um consumidor é obtida através da soma da pegada hídrica direta e indireta do mesmo (HOEKSTRA, 2011 *apud* BARACUHY NETO, 2014).

Quando se fala de pegada hídrica direta, refere-se ao consumo direto de água e a poluição relacionada ao uso da água em casa ou no jardim. Já a pegada hídrica indireta refere-se ao consumo de bens industrializados como, por exemplo, comida, roupas, papel, energia, entre outros. É obtida pela multiplicação de todos os produtos consumidos pelas suas respectivas pegadas hídricas (HOEKSTRA *et al.*, 2011).

2.6 Considerações finais

Diante das preocupações atuais com o uso racional dos recursos naturais, principalmente com o recurso água, o qual desempenha um papel fundamental para a existência da vida na Terra, várias técnicas vêm sendo criadas e desenvolvidas para manter o equilíbrio e manter a sustentabilidade nas diversas atividades realizadas pelo homem, diminuindo seu impacto na natureza e evitando a devastação do meio.

Com isso, vê-se que o método de PH aparece como uma ferramenta importante e eficaz na contabilização do volume de água consumida e para a gestão hídrica local, mostrando onde esse consumo é mais ou é menos intenso, sendo assim, capaz de indicar por onde deve-se começar as práticas conservadoras para garantir o consumo racional da água.

2.7 Referências bibliográficas

ADASA. - **Agencia reguladora das águas, energia e saneamento básico do Distrito Federal**. Abastecimento de água – conceito. Disponível em: http://www.adasa.df.gov.br/index.php?option=com_content&view=article&id=838%3Aabastecimento-de-agua&catid=74&Itemid=316. Acesso em: 29 de abril de 2015, 2015.

ALLAN, J.A. Virtual water: a strategic resource. Global solutions to regional deficits. **Ground Water**, v. 36, n. 4, p. 545-546, 1998.

ALDAYA, M.M; HOEKSTA, A.Y. The water needed for italians to eat pasta and pizza. **Agricultural Systems**, v. 103, p. 351-360, 2010.

ANA. - Agência Nacional de Águas. **A Questão da Água no Nordeste, Centro de Gestão e Estudos Estratégicos** - Brasília, DF., 2012. 436 p.

BARACUHY NETO, G.M. **Pegada hídrica consuntiva em microbacia e proposta para contabilização de uso direto de água e simulação de reúso**. 83 pg. Tese (Doutorado em Recursos Naturais) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, Paraíba, 2014.

BHATIA, R.; BATHIA, M. **Water and poverty alleviation: the role of investments and policy interventions**. In: RoGeRs, P. P. et al. (ed.) *Water crisis: myth or reality?* London: Fundación Marcelino Botín, taylor & Francis. 197-220 p, 2006.

BICUDO, C.E. de M.; TUNDISI, J.G.; SCHEUENSTUHL, M.C.B. (orgs.) **Águas do Brasil: análises estratégicas** / Carlos E. de M. Bicudo; José G.Tundisi; Marcos C. BarnsleyScheuenstuhl – São Paulo, Instituto de Botânica., 2010. 224 p.

CARMO, R.L.; OJIMA, A.L.R.O.; OJIMA, R.; NASCIMENTO, T.T. Água virtual, escassez e gestão: o Brasil como um grande exportador de água. **Revista Ambiente & Sociedade**, v. 10 (2), p. 83-96, 2007.

CHAPAGAIN, A. K.; HOEKSTRA, A. Y. **Water footprints of nations**. Netherlands: UNESCO-IHE, v. 1, 2004. 80 p.

CHAPAGAIN, A. K; TICKNER, D. Water Footprint: Help or Hindrance? **Water Alternatives**, v.5(3), p. 563-581, 2012.

CIRILO, J. A. **Políticas públicas de recursos hídricos para o semi-árido brasileiro**. Revistas USP. Estudos Avançados, v. 22 (63), p.61-82, São Paulo. 2008.

CONAMA: **Conselho Nacional do Meio Ambiente**. Resolução no 357, DE 17 DE MARÇO DE 2005. Publicada no DOU nº 053, de 18/03/2005, p. 58-63, 2005.

EMBRAPA Clima Temperado. **Gestão Ambiental: Usos Múltiplos da água**. Pelotas, RS, 2009, 4p.

GIACOMIN, G.S; OHNUMA JR., A.A.A pegada hídrica como subsídio a ações de Educação ambiental. **Revista Ambiente & Educação**, v. 17(1), p. 125-139, 2012.

HOEKSTRA, A.Y. Virtual water trade: **Proceedings of the International Expert Meeting on Virtual Water Trade**. n.12, Delft: UNESCO-IHE., 2003. 239p.

HOEKSTRA, A.Y.; CHAPAGAIN, A.K. The water footprints of Morocco and the Netherlands: Global water use as a result of domestic consumption of agricultural commodities. **Ecological Economics**, v.64, p. 143-151 . 2007.

HOEKSTRA, A.Y.; CHAPANGAIN, A.K.; ALDAYA, M.M.; MEKONNEN, M.M. **Water footprint manual: State of the Art. Enschede**, Netherlands: UNESCO-IHE, 2009. 131p.

HOEKSTRA, A.Y. **The water footprint of animal products.** , London: Earthscan, 2010. 11p.

HOEKSTRA, A.Y.; CHAPAGAIN, A.K.; ALDAYA, M.M.; MEKONNEN, M.M. **The water footprint assessment manual.** 1.ed. London: Water Footprint Network. 2011. 224 p.

HOEKSTRA, A. Y.; HUNG, P. Q. Virtual Water Trade: A quantification of virtual water flows between nations in relation to international crop trade. value of Water Research Report Series, Netherlands: UNESCO/IHE, n. 11, p. 25-47, Sept. 2002.

HOEKSTRA, A.Y.; MEKONNEN, M.M. The water footprint humanity. **PNAS.** v.109, p. 3232-3237, 2012.

INSA. - **Instituto Nacional do Semiárido. Recursos hídricos em regiões áridas e semiáridas** / editores, Salomão de Sousa Medeiros, Hans RajGheyi, Carlos de Oliveira Galvão, Vital Pedro da Silva Paz - Campina Grande, PB: Instituto Nacional do Semiárido, 2011. 440 p.

IPEA. **Diagnóstico dos Serviços de Água e Esgotos 2001.** Sistema Nacional de Informações sobre Saneamento SNIS. Programa de Modernização do Setor de Saneamento PMSS. P. 80, 2002.

LIMA, J.E.F.W.; FERREIRA, R. S. A.; CHRISTOFIDIS, D. O. **Uso da irrigação no Brasil.** p.16, 1999.

MACEDO, R.M.F. **Análises de variáveis meteorológicas com ênfase às energias renováveis.** 2015. Dissertação (Mestrado em Desenvolvimento Regional Sustentável – PRODER) Juazeiro do Norte. 162 p, UFCA. 2015.

MARACAJÁ, K.F.B.; SILVA V.P.R.; DANTAS NETO, J. Pegada hídrica dos consumidores vegetarianos e não vegetarianos. **Qualit@s Revista Eletrônica**, v. 14, p. 18, 2013.

MEKONNEN, M.M.; HOEKSTRA, A. Y. **The Green, blue and grey water footprint of farm animals and animal products.** Netherlands: UNESCO-IHE, v. 1. 2010. 50 p.

MEKONNEN, M. M.; HOEKSTRA, A. Y. The green, blue and grey water footprint of crops and derived crop products. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 15, pp.1577-1600, 2011

MIGUENS, A.P. **Navegação: A ciência e a arte. Navegações eletrônicas em condições especiais.** *Marinha do Brasil*, v. 3. Brasília, 2000.

MMA. **Plano Nacional de Recursos Hídricos Ministério de Meio Ambiente Secretaria de Recursos Hídricos Agência Nacional de Água.** 2006. 142 p.

PATRÍCIO, M.C.M.; CABRAL, A.A.; DANTAS, J.R.A. F.; PONTES, S. H.; DANTAS NETO, J. Comparação da Pegada Hídrica entre classes consumidoras que compõem o campus universitário da Universidade Federal de Campina Grande/PB. **Polêm!ca**, v. 12, n.2, p. 1267-1279, 2013.

REBOUÇAS, A.C. **Água na Região Nordeste: desperdício e escassez**. *Revistas USP. Estudos Avançados*, v. 11(29), p. 127-154. São Paulo, 1997.

RIDOUTT, B.G; SANGUANSRI, P. FREER, M. HARPER, G.S. Water footprint of livestock: comparison of six geographically defined beef production systems. **International Journal of Life Cycle Assessment**. v. 17, p. 165–175, 2012.

SABESP. – **Companhia de Saneamento e Básico do Estado de São Paulo**. Uso racional da água. Disponível em: www.sabesp.com.br. Acesso em: 15 de jan. 2015.

SANTOS JÚNIOR, J.A.; BARROS JÚNIOR, G.; SANTOS, J.K.L.; BRITO, E.T.F.S. **Uso racional da água: ações interdisciplinares em escola rural do semiárido brasileiro**. *Ambi-Agua*, Taubaté, v. 8, n. 1, p. 263-271, 2013.

SILVA, V.P.R.; ALEIXO, D.O.; DANTAS NETO, J.; MARACAJÁ, K.F. B.; ARAÚJO, L.E. Uma medida de sustentabilidade ambiental: Pegada hídrica. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v.17, n.1, p.100–105, 2013.

SOSINSKI, L.T.W. Embrapa Clima Temperado Ecologia e Recursos Naturais. **Comitê de Gestão Ambiental. Água Usos Múltiplos.** Disponível em: <http://www.cpact.embrapa.br>. Acesso em: 15 de jan 2015. Publicado em 2009.

UNICEF. **O semi-árido brasileiro e a segurança alimentar e nutricional de crianças e adolescentes.** Brasília: 2003. Disponível em: <http://www.unicef.org/brazil/pt/caderno_completo.pdf> Acesso em: 16 jan. 2015.

TUCCI, C.E.M. Impactos da variabilidade climática e uso do solo sobre os recursos hídricos. **Fórum Brasileiro de Mudanças Climáticas.** Brasília: ANA. , 2002. 150 p.

TUCCI, C.E.M.; MENDES, C.A.B. **Avaliação ambiental integrada de bacia hidrográfica.** Brasília: Ministério do Meio Ambiente. Brasília: MMA, 2006. 302 p.

UFPA – Universidade Federal do Pará. **As relações entre a água e a energia elétrica.** UFPE em série, Água. 2014. Disponível em : <http://www.portal.ufpa.br/imprensa/noticia.php?cod=886> 2. Acessado em: 20 de Maio de 2015.

VANHAM, D. An assessment of the virtual water balance for agricultural products in EU river basins. **Water Resources and Industry.** v.1-2, p. 49-59, 2013.

VELÁZQUEZ, E.; MADRID, C.; BELTRÁN, M.J. Rethinking the Concepts of Virtual Water and Water Footprint in Relation to

the Production–Consumption Binomial and the Water–Energy Nexus. **Water Resour Manage**, v. 25, p. 743–761, 2011.

VIEIRA, V.P.P.B.; MOTA, F.S.B.; GONDIM FILHO, J.G.C.G.; CAMPOS, J.N.B.; CAMPELO NETTO, M.S.C.; PEREIRA, P.J.P.S.; SOUZA, R.O.; COSTA, W.D.; FERREIRA FILHO, W.A. **A água e o desenvolvimento sustentável do Nordeste**. Brasília: Instituto de Pesquisas Econômicas Aplicadas, 2000. 264p.

WFN - **Water Footprint Network**. Disponível em <http://www.waterfootprint.org/>. Acesso em: 20 de Novembro de 2014.

CAPÍTULO 3

EDUCAÇÃO AMBIENTAL: CONCEITOS FUNDAMENTAIS

João Carlos Torres Vianna

3.1 Introdução

Apresenta-se neste capítulo uma revisão de conceitos relativos ao meio ambiente, fundamentais para o desenvolvimento de um processo de ensino capaz de enfrentar as demandas sócio-ambientais advindas das oscilações climáticas.

Visando contribuir na solução das grandes demandas do século XXI, demandas estas que ano a ano podem ser vistas em publicações do WORLDWATCH INSTITUTE, faz-se neste capítulo uma revisão dos princípios do pensamento sistêmico e técnicas de modelagem da educação ambiental e do desenvolvimento sustentável, que serviram de base para compreender a importância dos parâmetros do tempo e/ou clima nos cenários mundiais. Ao final do capítulo apresenta-se uma breve descrição do modelo Mundo3 e a importância deste para as

representações dos sistemas agroecológicos e a produção de alimentos de forma sustentável.

3.2 Princípios do pensamento sistêmico e a modelagem

O pensamento sistêmico teve grande impulso a partir do biólogo Ludwig von Bertalanffy, que considerou o organismo como um sistema físico e no ano de 1940 publicou seu primeiro trabalho. Em 1968 publicou o livro Teoria geral de sistemas, que é considerado sua principal obra, onde o autor anuncia uma nova visão de mundo.

Foi na biologia onde ocorreram os encaminhamentos pioneiros para estabelecer formas de pensar em termos da totalidade. Bertalanffy (1977) sugeriu generalizar o pensamento para se referir a qualquer tipo de 'todo', e não simplesmente aos sistemas biológicos, com isto em 1940 generalizou o pensamento organísmico (a teoria sistêmica do organismo, como ele chamou), transformando-o no pensamento relativo aos sistemas em geral. No passo seguinte para o desenvolvimento de suas idéias, em 1954 ajudou a fundar a sociedade para a pesquisa em sistemas, inicialmente sociedade para o avanço da teoria geral de sistemas.

Bertalanffy (1977) considerou que a distinção dos organismos vivos está associada com o seu grau de organização, e procurou separar os sistemas em abertos e fechados. Em 1940 ele definiu sistema aberto como aquele que importa e exporta matéria, energia e informação,

considerou também que os organismos não se comportam como sistemas fechados, onde os componentes imutáveis atingem um estado de equilíbrio, mas sim podem atingir um estado estacionário que depende de trocas contínuas com o ambiente.

Os sistemas fechados são aqueles onde não existem trocas, nestes parece não haver outro caminho, a não ser seguirem em direção ao aumento da desordem, onde a entropia é alta. Um sistema fechado é influenciado por seu próprio comportamento passado, em função de uma estrutura de elo fechada que traz os resultados da ação passada de volta para controlar a ação futura (FORRESTER,1968).

Bertalanffy (1977) considerava que seria possível surgir uma meta-teoria de sistemas de alto nível, matematicamente expressa, como resultado do trabalho em diferentes campos, onde as idéias emergentes nas várias áreas poderiam ser generalizadas através do pensamento sistêmico, isto fez com que fosse reconhecido como o fundador do movimento.

Nos anos 60, Forrester, seguindo idéias de gerenciamento, publica os livros Dinâmica Urbana em 1969 e Princípios de Sistemas em 1971, seguindo um caminho diferente de Bertalanffy, que tinha na biologia a base de seus trabalhos. Esta distinção de bases conceituais explica porque Forrester não cita Bertalanffy que publicou seus estudos de 1940 a 1972.

Como os princípios que governam o comportamento dos sistemas ainda não são amplamente entendidos, um sistema pode ser considerado como um agrupamento de partes que operam juntas com um propósito comum.

Os sistemas naturais, a família e sociedades tribais são estruturas que não foram delineadas, mas sim surgiram a partir de uma evolução gradual, desta forma o homem foi adaptando-se e não foi compelido a entender tais sistemas.

Com o surgimento das sociedades industriais os sistemas passaram a dominar a vida, sendo mais visíveis nos ciclos econômicos, na confusão política, nos pânico financeiros periódicos, no emprego flutuante e nos preços instáveis. Esses sistemas tornaram-se tão complexos e seu comportamento tão confuso que parece impossível desenvolver uma teoria geral para explicá-los.

Os sistemas podem apresentar ainda retroalimentação positiva ou negativa. Na retroalimentação negativa há uma busca por um objetivo que quando não é atingido, o sistema torna-se instável e passa a flutuar. Um exemplo simples desta situação é o aquecimento regulado por um termostato procurando uma temperatura adequada. Com retroalimentação positiva há um processo de crescimento onde a ação constrói um resultado que gera uma ação maior ainda. A multiplicação de bactérias, onde a taxa de geração depende da bactéria acumulada pelo crescimento passado é um exemplo deste caso.

Neste ponto já é possível perceber que os sistemas não podem ser vistos como um conjunto de partes funcionando isoladas umas das outras, mas sim como uma estrutura complexa onde as interações entre elas originam propriedades, que não são explicáveis pela simples soma das partes. Os sistemas são organizações que surgem no ambiente, desde a escala macro até micro, para superar as adversidades, sejam elas naturais ou antrópicas.

Lévêque (2002) define a biosfera como a película superficial do planeta, composta pela atmosfera, hidrosfera, litosfera, que engloba os seres vivos e onde a vida é permanentemente possível e a considera como o último ecossistema no estado atual do conhecimento onde as inter-relações entre organismos e o seu ambiente na escala planetária são ressaltadas.

Na definição apresentada no parágrafo anterior a biosfera é o sistema macro responsável pela vida na Terra, onde a atmosfera fornece o ar necessário à respiração, litosfera garante a base física, o alimento, e a hidrosfera assegura a água presente em todas as estruturas vivas. Como as trocas que ocorrem neste sistema ficam restritas entre as partes que a compõem, que são: atmosfera, litosfera e hidrosfera, a Terra será considerada como um sistema fechado. É importante ressaltar que dentro deste sistema há uma infinidade de outros que chegam à escala microscópica, que são influenciados pelos maiores, porém o fato de serem

pequenos não os tornam desprezíveis, pois a vida parece ter início quase sempre em nichos ecológicos muito localizados.

A biosfera é o maior sistema considerado neste trabalho e será visto como fechado para salientar que os impactos causados pelas atividades humanas são visíveis na escala global, mesmo quando estas são desenvolvidas local ou regionalmente. Lévêque (2002) ao ressaltar que a biosfera representa o último ecossistema no atual nível de conhecimento, considerou a biosfera como um sistema termicamente ideal onde não há trocas de matéria com exterior, como forma mostrar os limites deste sistema. Rigorosamente este sistema não é fechado pois a quase totalidade dos processos que ocorrem no planeta Terra dependem do Sol, que é uma fonte externa, portanto ocorrem trocas de energia com meio externo o que descaracteriza a biosfera como sistema fechado.

Capra (1996) afirma que os sistemas vivos são totalidades integradas, cujas propriedades não podem ser reduzidas em partes menores, ou seja, as propriedades sistêmicas surgem da organização do todo e são destruídas quando o sistema é desmembrado em elementos isolados. Segundo o autor, na mudança do pensamento mecanicista para o sistêmico, a relação entre as partes e o todo foi invertida. No paradigma cartesiano acreditava-se que qualquer estrutura complexa poderia ter seu comportamento explicado analisando-se as propriedades das partes, mas o pensamento sistêmico mostra que

sistemas vivos não podem ser compreendidos através desta análise, uma vez que as propriedades das partes não são intrínsecas e somente podem ser entendidas no contexto do todo maior.

Frontier (2001) define um ecossistema como um sistema de interações entre as populações de diferentes espécies e entre estas e o meio físico em que vivem. As interações entre as populações vivas e o meio físico-químico ocorrem em ambos os sentidos. Se por um lado o meio condiciona a existência e a biologia das espécies, estas modificam o meio, de tal forma que o biótipo (área geográfica com condições ambientais uniformes onde vivem plantas e animais) constitui-se em um elemento do sistema e uma produção do sistema.

Os sistemas são estruturas que abrangem vários campos do conhecimento humano, onde existem sistemas menores, subsistemas criados ou não pelo homem, operando das mais diversas formas dentro da biosfera, a qual será considerada um sistema fechado conforme mencionado anteriormente, portanto não ocorrem trocas com o meio externo a este, que numa escala astronômica está representado pelo espaço interplanetário.

Segundo Pinheiro (2000) a visão de sistema emergiu na agricultura como uma forma para solucionar ou minimizar os problemas que o enfoque reducionista e disciplinar não conseguira resolver e que aumentaram com o advento da “Revolução Verde”, pois esta, embora tenha

apresentado resultados expressivos em termos de produção e produtividade, particularmente nas regiões mais ricas e com produtos destinados à exportação, também contribuiu para aumentar a concentração de renda e conseqüente exclusão dos agricultores familiares. O autor chama a atenção para a abordagem soft-systems, que não é concretamente estruturada e tem como foco os sistemas vivos e as interações entre estes, tornando-a mais aceita do que hard-systems, cuja atenção está voltada para sistemas físicos de produção, onde as fronteiras são identificadas de maneira muito clara, portanto o seu objetivo principal é o controle das entradas e saídas.

Os agroecossistemas, assim como qualquer sistema, são estruturas que não podem ser simplesmente explicadas somando-se as partes que os compõem e certamente interagem entre si e com o meio-ambiente. Como partes destes sistemas, podem ser destacados: o homem com todas suas interações sócio-econômicas; os recursos naturais vegetais e animais; e o meio-ambiente físico, que tem servido como fonte de recursos e receptor de rejeitos. Mesmo sabendo dos possíveis impactos ambientais, há muitos momentos da nossa história recente onde estas interações foram esquecidas e tenta-se explicar o todo apenas pela produção e comercialização dos produtos. Esta visão distorcida a respeito da complexidade deste sistema coloca a agricultura como uma atividade humana que não depende de um meio para ser praticada.

Kurtz dos Santos (2000) apresenta uma discussão sobre sistemas de modelagem, ferramentas computacionais quantitativas e semiquantitativas, que permitem entender-se que um modelo pode ser qualquer conjunto de regras que descrevem algo. O autor, na sua discussão a respeito do pensamento sistêmico interdisciplinar e da modelagem computacional, salienta que a posição onde nos colocamos para visualizar os sistemas, denominada ponto de vantagem, fará uma grande diferença na natureza dos resultados de um modelo.

Os componentes amplitude de objetivos e especificidade do ponto de vantagem do pensamento sistêmico estão representados na figura 1. Deslocando o pensamento sobre a seta na direção dos detalhes, a especificidade vai se tornando cada vez mais particular e os objetivos vão sendo focalizados muito proximamente, como exemplo apresenta-se o caso do pesquisador que usa um microscópio para observar o interior de um cristal de gelo de uma nuvem, durante o estudo ele perde a visão periférica em nível de interações entre os cristais dentro da nuvem. Quando o pensamento se desloca na direção do cósmico, os objetivos tornam-se amplos, abrangem o todo e a especificidade tende a tornar-se mais geral. A visão geral pode ser exemplificada por uma imagem de satélite que contenha o campo de nuvens sobre o nosso planeta em um dado instante, a partir da qual pode-se estimar as regiões onde existe formação de gelo.

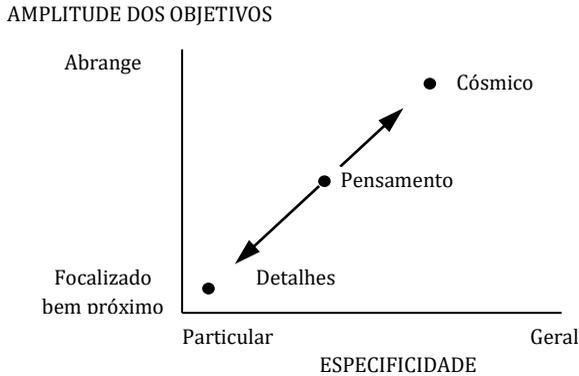


Figura 1. Dois componentes do ponto de vantagem.
Fonte: Kurtz dos Santos (2000).

A modelagem como uma forma de representar a realidade, tem sido de grande valia, pois desde a década de 70, quando Meadows et al. (1978) desenvolveram estudos detalhados para o Clube de Roma a respeito dos limites do crescimento e, em função dos dados históricos registrados que serviram de entrada no modelo computacional denominado MUNDO3, obtiveram vários cenários possíveis de virem a ocorrer no futuro. As estimativas do tamanho da população mundial para o ano 2000, feitas há aproximadamente 30 anos, foram muito razoáveis, pois os valores obtidos a partir do modelo estão muito próximos daqueles encontrados em estudos mais recentes, como Bruce (1990) e Sheehan (2003).

Kurtz dos Santos (1994) com base em Neelamkavil (1987) afirma que a modelagem é o processo de estabelecer

relações entre entidades importantes de um sistema, salientando que para cada modelador existe um modelo mental básico, isto é, uma imagem do sistema real a partir da qual um modelo simplificado é construído.

Para Skovsmose (1988) a concepção da realidade terá que ser estruturada no pensamento de tal maneira que os padrões possam ser identificados. O autor citado destaca dois pontos importantes para a modelagem que são:

- 1- Selecionar elementos da realidade que são concebidos como importantes;
- 2- Decidir quais relações entre esses elementos devem ser consideradas importantes.

Ensslin et al. (2001) ao discutir a validação dos modelos afirma que este é um processo que vai depender do paradigma, pois enquanto no paradigma racionalista um modelo será considerado válido quanto mais próximo da realidade estiver e independe das pessoas que estão decidindo, no paradigma construtivista, seguindo Roy (1993), um modelo é uma representação que é aceita como útil pelos decisores, onde cada um deles considera o seu problema construído, visando apoiar a sua decisão e desenvolver um entendimento dentro de um contexto decisório. Neste paradigma, o modelo será construído e terá sua forma e conteúdo influenciados pela maneira de coletar e organizar as informações dos decisores, representando uma ferramenta adequada para organizar a situação, desenvolvendo convicções e servindo à comunicação.

Miser (1993) procura elaborar um conceito científico visando formar uma base para os problemas de validação, salientando que qualquer teoria ou modelo é um construto¹ intelectual projetado para aproximar algum aspecto selecionado da realidade, portanto é o fato da aproximação que gera a questão da validação, pois se o modelo fosse a representação exata da realidade esta discussão não existiria. O autor citado considera que não existem critérios universais para a validação, e qualquer julgamento de validade é relativo ao fenômeno que está sendo modelado e aos usos para os quais o modelo será utilizado.

Validação é definida como o processo através do qual os cientistas asseguram a eles e a outros que uma teoria ou modelo é uma descrição de um fenômeno selecionado e que é adequada aos usos para os quais ele será utilizado e verificação é o processo pelo qual os cientistas asseguram a eles e a outros que a teoria ou modelo construído corresponde ao que se pretendia construir. A distinção entre verificação e validação é importante, pois em algumas situações, conforme Miser (1993), são usadas com o mesmo

¹ Construto: Tipo de variável que descreve uma qualidade abstrata e que não é diretamente observável. É um instrumento lógico que faz parte de uma teoria, muitas vezes usado como sinônimo de conceito. É uma idéia ou uma percepção resultante de uma síntese de impressões sensoriais (Miser, 1993).

sentido, mas a primeira tem um significado mais restrito e pode ser considerada uma das partes do processo de validação.

A partir deste ponto percebe-se que não existe um modelo da realidade, mas sim um modelo conceitual criado a partir de uma interpretação específica baseada no referencial teórico elaborado pelo modelador. Então, um modelo pode ser definido como uma representação da percepção que o modelador tem dos possíveis cenários da realidade, que podem ser estáticos ou dinâmicos, mas este não é a realidade.

Os avanços que ocorreram na meteorologia nos últimos 40 anos foram em grande parte possíveis em função da tecnologia que tornou computadores mais velozes e eficientes, permitindo que as complexas equações que governam a dinâmica da atmosfera tivessem uma solução numérica, e os dados de regiões inacessíveis, como os oceanos e florestas, fossem coletados através de estações meteorológicas automáticas e satélites, bem como o desenvolvimento de modelos que permitiram um melhor entendimento do funcionamento da atmosfera terrestre.

Forrester (1968) verificou que os modelos mentais dos sistemas que evoluem no tempo, dinâmicos, são mal definidos e difíceis de serem comunicados, e que a imprecisão da linguagem pode ser usada para esconder uma imagem mental nebulosa do ouvinte ou do falante, desta maneira considerou que os modelos não devem ser julgados

numa escala absoluta que os condena pela falha por serem imperfeitos, mas numa escala relativa que os aprova se eles têm sucesso em deixar claro nosso conhecimento e nossas incursões mentais nos sistemas.

Segundo Odum (1988) as propriedades emergentes aparecem quando os componentes ou subconjuntos combinam-se para produzir sistemas maiores. Estas propriedades não estão no nível inferior de organização, portanto não podem ser previstas a partir do estudo dos componentes desse nível ou unidade. O autor, contrariando muitas opiniões sobre a validade dos modelos, segue um raciocínio semelhante ao de Forrester (1968), e considera que para a modelagem de sistemas ecológicos complexos, em muitos casos, bastam informações sobre umas poucas variáveis para permitirem a construção de modelos eficazes, isto porque as propriedades emergentes freqüentemente dominam uma grande parte das ações nesses sistemas.

Smith (1993) apresenta uma metodologia não numérica para estimar a validade de sistemas complexos, que está baseada na identificação dos argumentos usados e o interesse das partes envolvidas com o modelo. O processo de validação apresenta seis fases que são:

- 1- Identificação das partes interessadas;
- 2- Desenvolvimento da descrição do modelo;
- 3- Obtenção dos argumentos do modelo;
- 4- Desenvolvimento da análise dos argumentos;
- 5- Análise dos argumentos individuais;

6- Análise dos argumentos de grupo.

Na fase 1 o grupo que vai participar é identificado, a fase 2 representa o momento em que se procede a revisão de literatura, as discussões com os participantes e a identificação das diferentes suposições do modelo. Na fase 3 são conduzidas as entrevistas, onde busca-se identificar as questões e argumentos primários a favor do uso e validade do modelo. Na fase 4 extraem-se preliminarmente tópicos para transcrição, eliminando discussões tangenciais e redundantes. A fase 5 corresponde ao momento em que a hierarquia dos argumentos é revisada e os prós e contras são identificados em cada questão. Finalmente têm-se na fase 6 os argumentos individuais para cada questão chave e a conexão de todos os argumentos e contradições para cada questão chave e a construção final com argumentação hierárquica para a validade das entradas usadas pelas partes interessadas.

Frontier (2001) faz uma distinção muito clara entre complicado e complexo. O complicado pode ser simplificado para conhecer-se a integralidade, o complexo ao ser simplificado torna-se mutilado, com isto, a integralidade somente poderá ser conhecida através da modelagem. Segundo o autor citado, a maior parte dos sistemas naturais são complexos e apresentam quatro propriedades fundamentais que são:

- 1- Princípio da organização com vistas a uma função coletiva e com diversidade necessária;
- 2- Princípio da organização hierárquica;
- 3- Existência de estratégias adaptativas;

3.3 Princípio da evolução

O primeiro princípio é o que garante aos seres vivos a sobrevivência, a adaptação e a reprodução através de funções assumidas em todos os níveis do sistema que se articulam, coordenam-se e controlam-se mutuamente visando a sobrevivência como conjunto. O segundo nos permite observar que nos sistemas complexos existem sistemas em vários níveis interagindo uns com os outros e com o ambiente conduzindo a emergência de propriedades novas, assim aquilo que é um sub-sistema numa escala de observação poderá ser o próprio sistema em outra, isto irá depender do ponto de observação do sistema. As estratégias adaptativas são aquelas relacionadas a certos objetivos, um exemplo é reprodução da espécie, quando frente aos riscos de extinção as populações reagem aumentando a taxa de natalidade ou intensificando a proteção de seus descendentes. O quarto princípio, o da evolução, garante que a dinâmica de um sistema complexo faz com que este não permaneça idêntico ao longo do tempo, senão em casos excepcionais.

Kurtz dos Santos (1992) e (1994) discute os diagramas causais, que são representações simbólicas onde

as variáveis são relacionadas através de setas, visando mostrar como estes poderão ser implementados usando um programa para modelar, como o STELLA® (Laboratório de Aprendizagem Experimental com Animação para Estruturação do Pensamento, STRUCTURAL THINKING EXPERIMENTAL LEARNING LABORATORY WITH ANIMATION), que é uma ferramenta com muitos recursos para construir representações (modelos). As múltiplas aplicações deste programa podem ser vistas em Richmond et al. (1997).

No STELLA a construção de um modelo é feita através da conexão de objetos básicos, de tal maneira que o usuário terá um diagrama animado, onde poderá analisar visualmente o comportamento das quantidades ao longo do tempo. Além do diagrama, o modelador tem acesso rápido aos gráficos, tabelas e equações.

Os modelos desenvolvidos por Odum (1988), utilizando os símbolos apresentados na figura 2, para representar sistemas ecológicos, podem ser traduzidos para a representação do STELLA na modelagem computacional.

Na figura 3 apresenta-se um modelo de uma fonte renovável usando a simbologia proposta por Odum (1988). Uma floresta cria biomassa (folhas, troncos, animais) utilizando energia solar (J). A este tipo de fonte de energia chamamos de renovável. Uma floresta que usa radiação solar cresce aumentando a biomassa até utilizar o total de energia solar disponível em cada dia. JR é a parte de J que

está disponível para ser utilizada. Quando a quantidade de biomassa iguala a quantidade que morre e é decomposta, o sistema atinge um estado estacionário. O crescimento em biomassa é proporcional à luz do sol disponível (JR) e a quantidade de biomassa crescente na floresta (Q), que é expresso $K1*JR*Q$. A morte e decomposição é uma proporção ($K4$) da biomassa armazenada ($K4*Q$)

-  Representa uma fonte de energia, que pode ser Sol
-  Representa um consumidor, por exemplo os herbívoros
-  Representa um produtor com as plantas, que realizam fotossíntese
-  Representa uma interação ou taxa, como nascimentos
-  Representa um acumulador ou estoque, que pode ser uma população
-  Representa um sumidouro de energia dispersa num processo ecológico

Figura 2. Símbolos usados por Odum (1988).

Fonte: Kurtz dos Santos (2000).

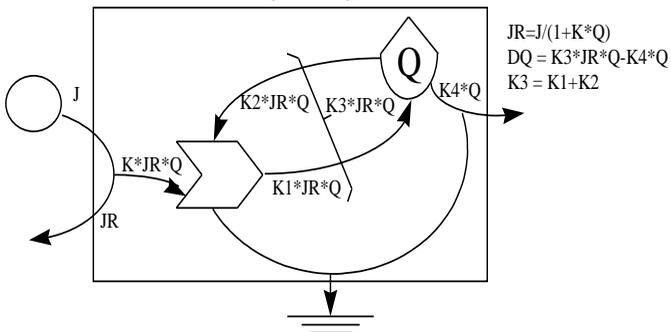


Figura 3. Diagrama de crescimento de uma fonte renovável de Odum.

Fonte: Kurtz dos Santos (2000).

Na figura 4 apresenta-se o diagrama correspondente do modelo da fonte renovável em STELLA. No uso desta ferramenta computacional é necessário apenas informar as relações algébricas entre as variáveis, para que internamente as estruturas matemáticas sejam organizadas automaticamente. Esta simplificação constitui-se em uma grande vantagem, pois permite simular-se diferentes situações, sem que novas linhas de programação tenham que ser escritas para cada simulação imaginada.

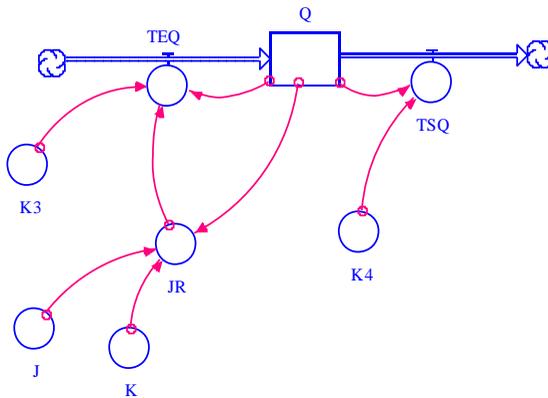


Figura 4. Diagrama de crescimento de uma fonte renovável em STELLA.

3.4 Fundamentos da Educação Ambiental, Interdisciplinaridade e transdisciplinaridade

Nesta seção apresenta-se algumas das recomendações e marcos históricos da Educação Ambiental, tópicos sobre interdisciplinaridade e transdisciplinaridade no processo de ensino aprendizagem.

A Conferência Intergovernamental sobre Educação Ambiental, realizada no ano de 1977 em Tbilisi (Geórgia), definiu a Educação Ambiental como o resultado de uma reorientação e articulação de diversas disciplinas e experiências educativas que facilitam a percepção integrada do meio ambiente, tornando possível uma ação mais racional e capaz de responder às necessidades sociais. Outra orientação importante desta Conferência foi a recomendação de que a Educação Ambiental deveria suscitar uma vinculação mais estreita entre os processos educativos e a realidade, estruturando suas atividades em torno dos problemas concretos que se impõem à comunidade; enfocar a análise de tais problemas, através de uma perspectiva interdisciplinar e globalizadora, que permita uma compreensão adequada dos problemas ambientais.

Seguindo a visão interdisciplinar vários princípios básicos foram definidos, onde se destacam os seguintes:

- 1- Considerar o meio ambiente em sua totalidade, ou seja, em seus aspectos naturais e criados pelo homem

(tecnológico e social, econômico, político, histórico-cultural, moral e estético);

- 2- Aplicar o enfoque interdisciplinar, aproveitando o conteúdo de cada disciplina, de modo que se adquira uma perspectiva global e equilibrada;
- 3- Utilizar diversos ambientes educativos e uma ampla gama e métodos para comunicar e adquirir conhecimentos sobre o meio ambiente, acentuando evidentemente as atividades práticas e as experiências pessoais.

O Seminário Educação Ambiental para a América Latina realizado em 1979 na Costa Rica, definiu que a Educação Ambiental deveria promover uma ligação mais estreita entre os processos educacionais e a realidade, estruturando suas atividades em torno dos problemas comunitários, e analisando-os de uma forma interdisciplinar e global.

Um questionamento quanto a forma de abordar a Educação Ambiental parece ter ressurgido durante o Congresso Internacional em Educação e Formação Ambiental realizado em Moscou em 1987, pois o item Orientações, objetivos e ações para a estratégia internacional em Educação e Formação Ambiental do relatório final deste evento, segundo Dias (1992), registra que despeito dos esforços dos países, ainda não foram elucidados suficientemente certos problemas antigos ou

novos de ordem conceitual e metodológica. A resistência psicológica e corporativista que muitos especialistas encontram levanta a seguinte pergunta: Convém contemplar o conteúdo da Educação Ambiental, desde uma perspectiva exclusivamente interdisciplinar, ou, se devido ao seu alto custo, seguir preconizando estratégias pedagógicas como a utilização de equipes multidisciplinares de professores.

Em 1988 o Seminário Latino-americano de Educação Ambiental realizado em Buenos Aires, sugeriu que a Educação Ambiental promovesse a reformulação da educação formal e não-formal em função de uma concepção ambientalista seguindo um modelo interdisciplinar.

O Encontro Nacional de Políticas e Metodologias para a Educação Ambiental, realizado em Brasília no ano de 1991, seguindo as conferências citadas nos parágrafos anteriores, recomendou que fossem criadas condições no ensino formal, para que a Educação Ambiental seguisse um processo contínuo e permanente, através de ações interdisciplinares e da instrumentalização dos professores.

A Conferência das Nações Unidas sobre Meio Ambiente e Desenvolvimento (Rio 92) mobilizou milhares de pessoas em todo mundo, e obrigou muitos chefes de estado a manifestarem suas opiniões sobre temas polêmicos como poluição da atmosfera e dos mares. Nos temas referentes a Educação Ambiental, seguiu as recomendações de Tbilisi ao ressaltar a necessidade da abordagem interdisciplinar.

O I Encontro Nacional dos Centros de Educação Ambiental realizado em Foz do Iguaçu em 1992 reuniu coordenadores pedagógicos, técnicos dos departamentos do Ministério da Educação nos estados, das secretarias estaduais e municipais de educação e das universidades, para discutirem propostas de atividades para serem desenvolvidas nos Centros.

Dentre os objetivos específicos, foi definido que deveriam ser promovidos estudos e debates sobre a problemática ambiental sob a perspectiva interdisciplinar, visando o desenvolvimento de programas e projetos de Educação Ambiental, onde mais uma vez mostrou que as recomendações de Tbilisi continuavam atuais.

Medina e Santos (1999) apresentam uma proposta para trabalhar a Educação Ambiental fundamentada na concepção construtivista, onde as experiências do aluno (aprendiz) são respeitadas e servem de base para que este construa seus conhecimentos de forma significativa, assim o novo não substitui as informações anteriores, mas faz o indivíduo refletir e atualizar seus esquemas mentais.

A aprendizagem significativa encontra sua fundamentação na teoria de Ausubel, que é apresentada resumidamente em Moreira e Buchweitz (1993), onde se verifica que Ausubel considerou em seus estudos que as pessoas pensam com conceitos, os quais comunicam o significado de alguma coisa. Os autores afirmam que a aprendizagem é dita significativa quando novas informações

adquirem significado para o indivíduo através da interação com conceitos existentes, sendo por esses assimilados e contribuindo para a sua diferenciação, elaboração e estabilidade.

Novak (1981) afirma que a idéia central da teoria de Ausubel é a aprendizagem significativa, que é um processo através do qual uma nova informação se relaciona com um aspecto relevante da estrutura de conhecimento do indivíduo, fixando-se em conceitos relevantes preexistentes na estrutura cognitiva do aprendiz.

Ausubel, segundo Moreira e Buchweitz (1993), em contraste com a aprendizagem significativa, define a aprendizagem mecânica como sendo aquela onde as novas informações têm pouca ou nenhuma associação a conceitos relevantes existentes na estrutura cognitiva. Neste caso, a informação é armazenada de maneira arbitrária, não há interação entre a nova informação e aquela já existente.

A percepção que o homem tem do seu meio depende de onde ele vive, se no campo ou cidade, num país rico ou pobre. De todos os meios onde o homem já viveu o mais afastado das condições naturais é a cidade. O indivíduo que é urbano conhece e enfrenta problemas, como a poluição atmosférica, que seus antepassados sequer suspeitavam que poderiam vir a existir. Este condicionamento do ser humano ao pequeno espaço onde vive e trabalha parece torná-lo incapaz para um olhar além fronteira.

Em Hogan e Philippi (2000) é possível perceber-se a importância dos núcleos interdisciplinares dentro das universidades, pois estes se constituem em espaços que vem sendo criados de forma penosa, visando responder a muitos questionamentos sócio-ambientais, através do desenvolvimento de trabalhos interdisciplinares, que não teriam como serem levados a cabo por um departamento. As contribuições interdisciplinares das diversas áreas, que compõem uma equipe de pesquisa, precisam ser construídas a partir da interação entre os pesquisadores e não de trabalhos isolados uns dos outros, onde cada um na sua especialidade faz a sua parte e no final reúnem-se apenas para que os relatórios pessoais sejam agregados em um único documento, recebendo a denominação pesquisa interdisciplinar.

Segundo Hogan e Philippi (2000) existe um clima de desconforto, ou até mesmo de desconfiança e oposição dentro das universidades para com os núcleos interdisciplinares de ensino, pesquisa e extensão, onde as faculdades, institutos e departamentos, disputam entre si recursos e prestígio. Nesta resistência é possível perceber e entender as razões pelas quais a universidade sempre evita os debates que não estão enquadrados no seu modelo de atuação, que é fragmentado e muito mais capacitador do que formador de recursos humanos, pois para formação precisa haver um senso crítico e não apenas transferir ao aluno um

conjunto de técnicas e, ao cabo de um período letivo verificar se este reproduz o que lhe foi apresentado.

Leff (2000) apresenta a interdisciplinaridade como processo de inter-relação de conhecimentos e práticas que transcende o campo da pesquisa e do ensino no que se refere às disciplinas científicas e possíveis articulações. O termo interdisciplinaridade vem sendo usado como sinônimo e metáfora de toda interconexão e colaboração entre diversos campos do conhecimento e do saber dentro de projetos que envolvem tanto disciplinas acadêmicas, como práticas não científicas que incluem as instituições e atores sociais diversos.

Silva (2000) ao estudar o paradigma transdisciplinar como uma possibilidade metodológica aplicável à pesquisa ambiental, apresenta um histórico começando pela interdisciplinaridade, que no Brasil passou a ser divulgada a partir da década de 70. O autor citado, ao revisar o modelo proposto por Jantsch (1995) para os modos de produção do conhecimento, apresenta um novo modelo, onde é possível compreender melhor as diferenças entre o inter e o transdisciplinar.

Na figura 5 está representado o modelo dos modos de produção do conhecimento proposto por Silva (2000).

Meteorologia em tópicos – volume 4

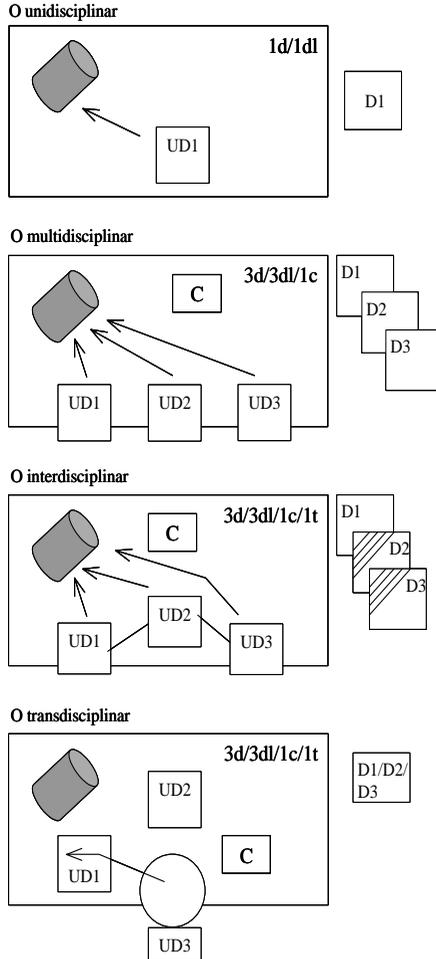


Figura 5. Modos de produção do conhecimento.

Fonte: Silva (2000).

No unidisciplinar o objeto representado pelo cilindro é observado por apenas um universo disciplinar (UD1), o que determina uma única dimensão de realidade e

domínio lingüístico (1d/1dl). Este modo de produção resulta em um único texto (D1). No multidisciplinar a observação é feita por vários universos disciplinares (UD1, UD2, UD3) determinando, neste exemplo, três dimensões de realidade, cada um com seu domínio lingüístico e justapostos pelo trabalho de revisão de um coordenador. O resultado deste modo de produção são três textos (D1,D2,D3), onde não há cooperação entre as disciplinas, mas existe coordenação. No interdisciplinar é idêntico ao disciplinar no plano multi, mas com uma integração dos respectivos domínios lingüísticos de cada disciplina. A integração é permitida, facilitada e orientada pela existência de uma temática comum a todas disciplinas, com a qual todos deverão observar o objeto. O resultado continua sendo três textos, onde cada um reflete parte da realidade, com o domínio lingüístico das outras disciplinas, porém este modo exige a cooperação e coordenação entre disciplinas. No transdisciplinar a construção de um único domínio lingüístico é feita a partir da identificação de zonas de não resistência epistêmica entre as disciplinas. Este modo de produção exige cooperação e coordenação entre as disciplinas, mas com o objetivo de transcendê-las e o resultado é um único texto (D1,D2,D3) que é capaz de refletir a multidimensionalidade da realidade.

Leff (2002) define a transdisciplinaridade como um processo de intercâmbio entre diversos campos e ramos do conhecimento científico, onde uns transferem métodos,

conceitos, termos e corpos teóricos inteiros, que são incorporados e assimilados pela disciplina importadora, induzindo um processo contraditório de avanço e retrocesso do conhecimento. Segundo o autor citado, os efeitos negativos do processo transdisciplinar surgem do desconhecimento dos objetivos específicos das ciências e dos campos de aplicação de seus conhecimentos, da transgressão dos significados teóricos e práticos de seus conceitos, por um desejo de unificação dos níveis de materialidade do real ou pelos objetivos de uma eficiência funcional, guiados pela racionalização tecnológica crescente da sociedade.

Leef (2002) considera que o processo transdisciplinar contribui para o avanço do conhecimento, pois os conceitos e metodologias importadas são retrabalhados pela ciência importadora até adquirir um sentido próprio que serve para especificar seu objeto de conhecimento e para explicar os processos materiais de seu campo de experiência.

A incapacidade de ver o todo fica clara quando os problemas sócio-ambientais começaram a aflorar; aqui poderia ser feita uma lista infundável, somente com aqueles ocorridos nos últimos 40 anos, mas apenas são citados como exemplos: a Union Carbide em Bhopal, na Índia, em 1984, e Chernobyl, em 1986, na antiga União Soviética, por suas dimensões, pelo grau de divulgação que receberam na imprensa internacional e por mostrarem ganância

econômica e/ou irresponsabilidade do mundo empresarial. As consequências destes dois eventos catastróficos são percebidas até os dias atuais, embora que de forma amortecida, quase esquecida dos grandes noticiários.

3.5 A importância do tempo e/ou clima para a sustentabilidade da agricultura como produtora de alimentos

A vivenciada do autor deste capítulo nos últimos 32 anos como professor do Curso de Graduação em Meteorologia, bem como em contribuições nos cursos de Agronomia da UFPel e Ecologia da UCPel, permite identificar uma fragmentação na produção do conhecimento, mais especificamente no que se refere aos conceitos de tempo e /ou clima.

A organização dos currículos em disciplinas praticamente isoladas, tanto no tempo como entre si, reflete de maneira muito clara como o ensino vem sendo praticado, onde na maioria das vezes os professores não têm o menor conhecimento do que é ministrado além da disciplina em que trabalham.

O isolamento vivido dentro de um mesmo curso tem levado muitos alunos a questionarem a real importância de determinados conteúdos e/ou disciplinas, pois estes alunos não conseguem ter a idéia do conjunto e, pior, gera no corpo discente e docente uma falsa idéia de especialização, onde muitas vezes em uma mesma disciplina, com dois ou mais

professores atuando juntos, estes não conseguem elos de união entre as partes, situação que fica evidente na hora das avaliações, onde cada um elabora e avalia a sua parte como se fossem disciplinas distintas.

Neste universo tão amplo, em vários momentos observa-se como a percepção do tempo e clima é importante, por exemplo, quando um professor de solos, estuda com seus alunos os efeitos erosivos das chuvas, ele precisa que o aluno tenha um conhecimento muito claro de que estas podem ser mais ou menos intensas, que ocorrem mais ou menos distribuídas ao longo do mês ou ano dependendo da região, enfim, não basta anunciar ao aluno que um determinado valor numérico é erosivo.

A perda de solo em função da chuva é apenas um pequeno exemplo, o assunto é muito mais abrangente, pois os problemas socioeconômicos e ambientais, que surgem na medida em que uma propriedade rural vai perdendo sua capacidade de responder aos anseios de seu usuário, fazem com que os desafios para os agrônomos, especialmente os extensionistas, aumentem de maneira explosiva, como se estes tivessem que resolver sozinhos todas as necessidades das propriedades que atendem. O crescente uso intensivo da terra, no mundo inteiro, para fins agrícolas, gerou desafios que não mais podem ser resolvidos apenas por um profissional, que tradicionalmente era o agrônomo, mas sim por equipes técnicas muito abrangentes e com forte participação daqueles que trabalham a terra.

A importância do tempo e clima na produção de alimentos somente foi entendida com um pouco mais de clareza recentemente, quando muitos empreendimentos rurais que haviam sido implantados levando em consideração apenas o viés econômico passaram a ter muitos problemas, com secas ou chuvas torrenciais, grandes oscilações na temperatura e umidade do ar. Políticas públicas foram implementadas no mundo inteiro visando reduzir perdas, econômicas, ambientais e sociais, e destas políticas surgiram respostas técnico-científicas desenvolvidas nas universidades e centros de pesquisa e operação em meteorologia.

É preciso explicar ao aluno que na atmosfera não existem barreiras físicas, esta é um meio contínuo, um fluido, para usar os termos da Física, o que a torna muito complexa para ser entendida. Assim, não pode ser ignorada a força dos fenômenos que ocorrem na atmosfera, pois mesmo que ocorram distantes de um determinado local de interesse, sempre poderão afetar os empreendimentos humanos, sejam eles pequenos ou grandes. Então o que nos resta a fazer é procurar entendê-los e ajustar as atividades de maneira a eliminar e/ou reduzir as perdas.

Muitas das contribuições da meteorologia para os diferentes seguimentos da sociedade mundial são disponibilizadas de maneira sempre atualizadas na internet. Serviços como a previsão de tempo, alertas de tempestades, climatologia, estudos sobre emissões de gases causadores do

efeito estufa a partir das atividades humanas e suas implicações para a manutenção da vida na Terra, dentre outros, podem ser encontrados, por exemplo, em: Carbon Dioxide Information Analysis Center - CDIAC (<http://cdiac.esd.ornl.gov>) / e National Oceanic and Atmospheric Administration - NOAA (<http://www.noaa.gov/climate.html>).

3.6 Produção sustentável de alimentos e a educação

No mundo inteiro, a partir da década de 70, cresceu muito o debate sobre a interferência do homem no meio ambiente, porém, cresceram também as demandas sociais e de alimentos, que em muitos continentes estão longe de serem atendidas, mesmo que nos níveis mínimos de sobrevivência. Ao se analisar toda a tecnologia atualmente disponível é inaceitável o crescente número de pessoas que hoje vivem abaixo do nível de pobreza absoluta, ou seja, que não tem condições de suprir suas necessidades fundamentais para a manutenção da vida.

O debate da sustentabilidade torna evidente a necessidade de tomar-se consciência de que o conceito de crescimento contínuo, como sinônimo de desenvolvimento, não é possível numa biosfera que é única e finita. Meadows et al. (1978) quando fez seus estudos para o Clube de Roma, há mais de três décadas, obteve cenários futuristas que já

naquela época não eram nada animadores, e pior, muitos deles parecem estarem se tornando realidade.

Alguns documentos, como o da Comissão Mundial sobre Meio Ambiente e Desenvolvimento (1988) e os relatórios do Worldwatch Institute (1999, 2000, 2001, 2003) mostram as condições precárias em que vive um contingente significativo da população mundial. Estas condições de precariedade parecem ser algo sem solução, pois em anos recentes verifica-se que as condições sócio-ambientais de grandes massas da população mundial continuam precárias, conforme pode ser visto em Worldwatch Institute (2014, 2015).

No primeiro documento citado é apresentado o conceito de desenvolvimento sustentável como sendo aquele que atende às necessidades do presente sem comprometer a possibilidade das gerações futuras atenderem a suas próprias necessidades. Esta definição de desenvolvimento sustentável apresenta na sua estrutura os conceitos de necessidades e a noção de limites, que precisam ser trabalhados com muito cuidado para que as ditas necessidades possam ser conhecidas, especialmente aquelas que garantam a manutenção da vida nas populações pobres, como alimento, saúde e educação, estas sim poderiam ser ditas necessidades essenciais. O mesmo pode ser dito a respeito das limitações da tecnologia e da organização social impostas ao meio ambiente, o que poderá torná-lo incapaz de atender as necessidades atuais e as futuras.

A definição de desenvolvimento sustentável conforme apresentada acima está centrada no ser humano e, mesmo sendo muito usada, parece ser insuficiente para garantir a manutenção da vida em toda a sua diversidade no planeta Terra, pois todas as estruturas da biosfera são vistas como fontes de recursos que serão transformados em produtos para atender demandas que são continuamente criadas pela sociedade humana e consideradas indispensáveis, mas não necessariamente o são, pois na sua grande maioria produzem transformações que contribuem para o desaparecimento de estruturas vivas do planeta que foram pouco estudadas ou até mesmo são desconhecidas da sociedade que criou a idéia de que é possível haver um tipo de desenvolvimento que se mantenha indefinidamente.

Altieri (2000) faz uma crítica semelhante, pois segundo o autor se a sustentabilidade é compreendida como a capacidade de um sistema manter sua produtividade quando submetida a estresses e perturbações, então os sistemas de produção que danificam a estrutura do solo, exaurem os nutrientes, matéria orgânica ou biota, visando o mercado e o lucro, são insustentáveis.

Leff (2001) considera a sustentabilidade ecológica como um critério normativo para a reconstrução do sistema econômico, bem como uma condição da sobrevivência humana e um suporte para chegar ao desenvolvimento duradouro, onde as bases de produção são questionadas. Prosseguindo, o autor citado mostra que a ambivalência do

discurso da sustentabilidade tem origem no duplo sentido do termo “*sustainability*”, que pode ser traduzido para o espanhol como *sustentable* significando a internalização das condições ecológicas de suporte do processo econômico, e outro que representa a durabilidade do próprio processo econômico.

O discurso da sustentabilidade, conforme apresentado em Leff (2001), busca aproximar o meio ambiente e o crescimento econômico, mas os interesses são muito diversos nos países economicamente mais poderosos. As preocupações são mais conservacionistas e estão centradas em problemas globais como: aquecimento global, mudanças climáticas, chuva ácida, que podem romper os equilíbrios ecológicos do planeta e comprometer a sustentabilidade do sistema econômico, enquanto nos países pobres a sustentabilidade vem sendo discutida a partir de uma visão crítica e consciente de suas condições ecológicas, culturais, econômicas e políticas, conduzindo o debate para além do conservacionismo e da internalização do ambiente no sistema econômico, pois o sistema produção neste caso está baseado no potencial ecológico de sua geografia e na pluralidade de suas identidades étnicas.

Outra observação importante feita por Leff (2001) diz respeito ao movimento ambiental, que abre novos caminhos para alcançar a sustentabilidade ecológica e a justiça social, pois diante dos atuais padrões de consumo a equidade torna-se um despropósito, visto que o planeta não

suportaria o impacto, por exemplo, se cada pessoa dos países hoje considerados economicamente pobres viesse a ter acesso a um carro e a uma geladeira. Na avaliação do autor citado, a equidade na sustentabilidade somente poderá ser proposta como um direito a diversidade cultural, que implica numa diferenciação das formas sociais de produção e consumo.

Segundo Merico (1996) os recursos e serviços naturais são tratados como tendo preço zero, como bens livres, desta forma o sistema de mercado poderá levá-los ao colapso pela excessiva exploração, mesmo que estes desempenhem funções econômicas que deveriam ter preços. Pearce et al. (1989) afirmam que existe uma divergência entre o custo privado e social sempre que o preço dos produtos no mercado refletir o valor verdadeiro dos recursos e serviços naturais utilizados na produção.

Os efeitos da produção e do consumo humano somente passaram a ser motivo de preocupação quando a poluição, de uma maneira geral, começou ser percebida de forma generalizada em todos os continentes. Os efeitos da atividade humana no contexto social e ambiental embora sendo muito amplos, estão fora do sistema de mercado, portanto representam uma externalidade do ponto de vista econômico.

O efeito da poluição parece ser a externalidade que mais preocupa a economia, tendo inspirado muitos técnicos e políticos a sugerirem mecanismos como o Princípio do

Poluidor Pagador, visando a internalização da poluição no processo de produção, entretanto este sistema parece ser ineficiente, uma vez que não reconhece claramente os limites do ambiente e apenas fixa taxas a serem pagas em função dos níveis de poluição gerada.

Algumas críticas às “Taxas Verdes” são apresentadas em Merico (1996), onde se destaca o caso da empresa poluidora que é detentora de monopólio; caso esta seja taxada, poderá repassar os custos aos consumidores e continuar poluindo. Este exemplo mostra claramente que os efeitos da produção e consumo não se resolvem de maneira simples e imediata através da internalização destes nos custos dos produtos. É preciso reconhecer que a biosfera é um sistema complexo que tem limites, dentro dos quais o sistema econômico terá de permanecer para poder ser pensado como algo viável, sem ameaçar a sustentabilidade e a diversidade da vida na Terra.

Martins (1995) faz uma análise muito didática sobre o desenvolvimento sustentável na América Latina, o que permite compreender as razões pelas quais muitas vezes o termo sustentabilidade é usado de forma equivocada.

A partir dos anos 70 o Brasil começou a viver o chamado Milagre Econômico Brasileiro, onde muitas vezes nos debates as questões ambientais eram relegadas a um plano secundário, ou então eram discutidas de forma superficial.

No cenário internacional é possível observar-se que há muitas pessoas vivendo em condições subumanas, daí percebe-se que o simples uso de técnicas modernas na produção agrícola, onde predominam as monoculturas, não foi suficiente para sanar as questões alimentares, especialmente nos países e/ou regiões pobres.

Dada a incapacidade do modelo produtor exportador de grãos para resolver pelo menos a questão da fome, parece razoável que as instituições de ensino e pesquisa passem a exercer, através da formação de recursos humanos e pesquisas, maior pressão sobre os formadores das políticas públicas para a produção, para que as idéias de desenvolvimento sustentável sejam realmente entendidas e incluídas nas práticas do cotidiano e não apenas usado no proselitismo político de forma tendenciosa.

Com o aumento significativo da população urbana e da industrialização dos grandes centros urbanos, os pequenos produtores, que vieram para as periferias das cidades em busca do propalado desenvolvimento, conheceram e começaram a viver uma realidade muito diferente da propaganda, pois não tinham preparo algum para a vida e trabalho urbano, o que via de regra os conduziu a perda total dos poucos recursos obtidos com a venda de suas propriedades, levando-os a um brutal empobrecimento e a viverem em favelas, onde recebem pouca ou nenhuma atenção das políticas públicas.

O crescimento da população e a urbanização mundial levaram os governos, de uma maneira geral, a desenvolverem políticas de produção de alimentos usando técnicas que na grande maioria dos casos não medem as consequências e impactos na biosfera. Um exemplo disto são as monoculturas.

No final do século XX tais técnicas começaram a ser revistas, conforme pode ser observado em Quirino et al. (1999), que sugerem práticas agrícolas de menor impacto ambiental e mostram que é necessária uma atenção especial para a questão da Educação Ambiental, para que novos valores e técnicas venham a ser incorporados nas práticas das propriedades rurais, para que uma agricultura sustentável possa ser pensada e praticada.

Viola et al. (1995) mostram que o termo sustentabilidade agrícola muitas vezes é usado de maneira confusa, chegando ao extremo nos casos onde é empregado para designar tudo que é bom ou benigno da agricultura. Na seqüência os autores apresentam uma série de situações onde o termo sustentabilidade é usado de forma diferenciada, porém estes mostram que nas diferentes formas de agricultura sustentável propostas, os objetivos são:

- 1- Promover a saúde dos agricultores e consumidores;
- 2- Manter a estabilidade do meio ambiente, mediante incorporação de processos naturais,

como o controle de pragas pelos seus predadores naturais;

- 3- Assegurar os lucros dos agricultores a longo prazo; e produzir para responder às necessidades atuais da sociedade, considerando também as gerações futuras.

Brose (2000) discute de forma integrada os temas agricultura familiar, desenvolvimento local e políticas públicas, tendo como base o Projeto Programa de Viabilização de Espaços Econômicos das Populações de Baixa Renda (PRORENDA), desenvolvido desde 1990 com a cooperação técnica da Alemanha, onde são apresentadas as bases do programa, bem como os resultados até então obtidos.

Em vários momentos verifica-se que o fator educação é o grande responsável pelas melhorias obtidas através do projeto PRORENDA, bem como pelas dificuldades encontradas na baixa escolaridade que isola muitas pessoas e dificulta a aquisição de novos conhecimentos. O autor recomenda que as equipes de trabalho sejam interdisciplinares. Neste ponto, a Educação Ambiental pode em muito contribuir com projetos de agricultura familiar, pois esta é uma prática que os educadores ambientais vem trabalhando desde 1977, quando foi realizada a Primeira Conferência Intergovernamental sobre Educação Ambiental em Tbilisi.

Souza (2000) faz uma discussão teórica da Educação Ambiental, onde os conceitos de ecologia, desenvolvimento sustentável, ecodesenvolvimento são densamente trabalhados. É um texto indispensável para o entendimento das causas de muitas questões ambientais, que nos últimos anos vem sendo debatidas pela sociedade em geral. Segundo o autor, se a Educação Ambiental não preparar o pesquisador para compreender as inter-relações, continuar-se-á cuidando dos efeitos, portanto a Educação Ambiental terá falhado como projeto educativo.

Quirino et al. (1999) num trabalho abrangente sobre os impactos agroambientais, sugere que o público poderá ter acesso a Educação Agroambiental tanto através da escola de Ensino Fundamental, como das Escolas Técnicas e Universidades.

Um profissional que tenha além da capacitação técnica específica uma formação que lhe permita entender que qualquer atividade agrária exerce algum tipo de impacto sobre o ambiente, poderá estabelecer práticas de trabalho, em conjunto com os agricultores, de tal maneira que os recursos naturais disponíveis sejam utilizados respeitando a capacidade de suporte do ecossistema onde a propriedade está inserida, pois o funcionamento desta a médio e longo prazo depende da saúde do ambiente.

Há que se salientar que nos cursos de Agronomia, existem alunos que são oriundos do meio rural. Tal situação confere a este jovem a condição especial de poder discutir

com seus pais novas técnicas estudadas em sala de aula, o que pode contribuir em muito para a atividade agrícola desenvolvida pela família. Desta forma as inter-relações escola-família devem ser trabalhadas dentro de um programa permanente de atenção ao pequeno produtor, pois assim o pai poderá ver as contribuições daquilo que o filho desenvolve na universidade para o seu trabalho no campo. Esta é uma forma de contribuir para que as chances das desejadas mudanças comportamentais das gerações atuais venham a ser uma realidade e não comprometam o futuro das próximas gerações.

Vianna et al. (1992) num projeto de extensão conjunto com a Secretaria Municipal de Ensino de Pelotas, observaram que muitos pais tinham interesse que seus filhos frequentassem um curso superior e mais tarde viessem a contribuir para o aperfeiçoamento das atividades desenvolvidas nas propriedades, que basicamente dependiam da força de trabalho da família. Embora o projeto tenha terminado, de fato alguns alunos que participaram do trabalho foram para a Escola Agrícola e posteriormente para a universidade. Algumas relações mais específicas entre Educação Ambiental e meteorologia são apresentadas em Vianna (1998) e Vianna e Kurtz dos Santos (2000).

Altieri (2000) com muita precisão discute a base conceitual da agroecologia, inclusive com estudos de caso, desenvolvidos em regiões com climas bem distintos. O autor apresenta os elementos básicos que serviram como alicerce

principal deste trabalho, permitindo focalizá-lo como um instrumento que busca, através da educação formal superior, melhorias para as famílias que vivem da agricultura praticada em pequenas propriedades rurais.

Martins (2000) ao discutir a necessidade de construir-se um ideário para a sustentabilidade, mostra que para a ciência agrônoma realmente participar da agricultura sustentável, terá de superar a sua incapacidade de entender as interações do homem com a natureza. Estas dificuldades, segundo o autor, ocorrem pelo fato dos conhecimentos formais terem uma forte base em Liebig, construídos no século XIX na Alemanha e que contribuiu em muito para o aumento do rendimento agrícola, mas também deixou uma dívida energética, ambiental, social em função dos efeitos das atividades agrícolas sobre os ecossistemas. Assim evidencia-se de maneira muito clara que a atividade agrícola tem que ser considerada sim uma ação antrópica, que interfere no ambiente e poderá ter conseqüências sociais, econômicas e ambientais muito expressivas. O autor não hesita em afirmar claramente que para o desenvolvimento sustentável são imprescindíveis novos valores, postura ética e padrões de consumo.

Nesta necessidade de mudança de rumo, é possível perceber no artigo do autor citado no parágrafo anterior, que o conceito de sustentabilidade, dito oficial, tem na sua base o termo necessidades, que no modelo atual tem o mercado no centro e o consumo é a base do processo. Aqui

cabe uma pausa e uma reflexão, ou uma pergunta. Como saber o que ou quais serão as necessidades das gerações futuras para não comprometê-las? Neste ponto tem-se a sensação de que o conceito não está falando de manutenção da vida no planeta, em toda a sua diversidade imaginável, mas sim, na sustentação dos níveis com que transforma-se a energia em produtos, dentro de padrões que não esgotem os estoques de energia da Terra, basicamente os combustíveis fósseis. Portanto, neste conceito parece não haver mudanças nas relações homem natureza, pois este continua a vê-la como um local de onde pode retirar o que considerar necessário e devolver a ela os seus resíduos. Assim, os problemas hoje conhecidos apenas são deslocados no tempo para mais adiante, que pode ser a próxima década ou século caso os ecossistemas resistam.

Para que as mudanças de valores, das quais muitas vezes fala-se e se ouve falar, caminhem de maneira mais acelerada do que os estragos deixados pelo dito “progresso” precisa-se desenvolver um forte espírito de cooperação, que supere os altos índices de competitividade hoje existentes, onde somente sobrevivem os mais fortes, que concentram em suas mãos a maior parte das riquezas produzidas.

Segundo Martins (1997) a agricultura familiar tem sido considerada o tipo de produção agrícola que apresenta maior harmonia entre as dimensões social, econômica e ambiental do processo de desenvolvimento. Porém, o autor afirma que a agricultura familiar não significa garantia de

sustentabilidade, pois a agricultura familiar periférica está marginalizada e os trabalhadores vinculados a ela engrossam a fila dos desempregados e subempregados brasileiros. Portanto, embora seja reconhecida como a que melhor cumpre os pressupostos do desenvolvimento sustentável, a sustentabilidade da agricultura familiar precisa ser construída, tanto no plano individual das pessoas, quanto no coletivo e das instituições.

Martins (1997) demonstra que na construção da sustentabilidade, a academia, através da ciência e da tecnologia, terá muito a fazer em função das informações já levantadas sobre desperdícios de recursos, necessidades básicas, dentre outras. Assim, como primeira estratégia no plano individual, deve-se adotar a construção de valores, a partir da educação, informação e conscientização, que servirão de base ao desenvolvimento sustentável, onde são destacados os seguintes pontos: O futuro não será mais uma fatalidade, o homem poderá pensá-lo a partir de atitudes, escolhas e decisões; A biodiversidade e diversidade cultural essenciais e positivas; O ser humano deverá dispor do essencial para uma vida digna, isto implica em rever-se os atuais níveis de consumo.

A caminhada rumo a um modelo de agricultura que supere as questões da competição, do lucro, e do mercado, terá que entender que a atividade agrícola é um sistema que deverá funcionar dentro dos limites do ecossistema onde está inserida. Esta não é uma tarefa simples e nem de

solução milagrosa, mas sim um projeto que precisa ter a sua construção iniciada hoje, com um olhar voltado para o futuro a médio e longo prazo e não linear. Portanto, não existe um pacote padrão para responder a todos os questionamentos nas dimensões social, econômica e ambiental.

Segundo Costabeber e Moyano (2000) a ação coletiva é o motor da transição agroecológica, garantindo a continuidade das mudanças em direção a estágios mais avançados de sustentabilidade nestas três dimensões. Os autores, ao discutirem a transição, afirmam que os fenômenos físicos naturais podem representar por si mesmos processos de transição e, como exemplo, citam o clima, onde reconhecem a importância de compreender suas causas visando avaliar um estado futuro. Este é um reconhecimento importante, pois vem de alguém que tem formação agrônoma, e que está empenhado na busca de uma agricultura mais harmônica.

Caporal e Costabeber (2000) fazem uma análise muito criteriosa, onde é possível perceber-se que há mais de uma corrente que vem discutindo a sustentabilidade. Porém, os autores afirmam de maneira categórica que esta não é algo estático, mas sim, faz parte de um processo de busca permanente de estratégias de desenvolvimento que qualifiquem a ação e interação do homem nos ecossistemas. Os autores ao discutirem o conceito de agroecologia, mostram através de uma análise científica, que aponta para a necessidade de preservação da biodiversidade ecológica e

cultural, assim como de um enfoque sistêmico no trato dos fluxos de materiais e energia nos sistemas econômicos.

Respeitando as contribuições de diferentes fontes teóricas para construção da agroecologia, os autores a definem como a ciência ou disciplina científica, que apresenta uma série de princípios, conceitos e métodos para estudar, analisar, dirigir, desenhar e avaliar agroecossistemas, portanto o consideram como um novo paradigma capaz de responder aos questionamentos que vem sendo feitos na atualidade.

A abrangência da definição de agroecologia, apresentada no parágrafo anterior, parece ser capaz de abrigar a contribuição deste capítulo. Porém, quando os autores a consideram como disciplina ou ciência, deixam uma interrogação ou ponto para reflexão, pois o disciplinar dá a idéia de compartimento estanque ou fechado que tanto tem sido criticado por apresentar limitações para explicar o todo, que de uma certa forma é o que se busca conhecer.

Caporal e Costabeber (2000) consideram que a agroecologia apresenta, como grande virtude o fato de ser multidisciplinar, onde as pretensões e contribuições vão muito além dos aspectos meramente tecnológicos ou agrônômicos da produção, incorporando dimensões mais complexas, que incluem tanto variáveis econômicas, sociais e ambientais como culturais, políticas e éticas da produção agrícola. Logo este novo paradigma chamado agroecologia não poderá ser uma disciplina, pois a idéia de paradigma

adotada neste trabalho segue linha apresentada por Kuhn (2000), onde o termo representa tudo aquilo que é partilhado por uma comunidade científica

Essa discussão se disciplina ou não, assemelha-se muito as que ocorrem na Educação Ambiental, onde ora aparece como disciplina ora como um processo maior que vai além do campo disciplinar como o é conhecido. Mas no caso da Educação Ambiental, todas as recomendações tem sido para que os temas devam permear todos os níveis, independente de série ou disciplina, tanto no ensino formal como informal, inclusive na lei federal que trata sua implementação.

Algo semelhante deve ocorrer com a agroecologia, pois esta representa um estilo harmônico, onde a produção de alimentos desenvolve-se considerando valores culturais, sociais e ambientais, que na maior parte das vezes não são quantificáveis, mas são identificados como importantes e, portanto, devem ser respeitados.

3.7 Descrição geral do modelo Mundo3

Popper (1972) chamou de Mundo3 o mundo contendo os produtos da mente humana, em oposição ao Mundo1, mundo físico, e o Mundo2, o mundo da experiência ou pensamento no sentido subjetivo.

Meadows et al. (1974), desenvolveram estudos para o Clube de Roma a respeito dos limites do crescimento humano e modelou o Mundo3, que é um exemplo formal de

modelo matemático de um sistema social complexo, que combina elementos tanto da visão ecológica quanto tecnológica do mundo, assim como teorias derivadas de muitas disciplinas.

O método usado para selecionar, transcrever e analisar a grande variedade de informação contida no modelo Mundo3 é denominado dinâmica de sistemas, que é um paradigma de modelagem bastante diferente daqueles usados nos casos mais comuns das ciências físicas e sociais.

A modelagem formal de um sistema é um processo que envolve muitos experimentos, retornos e repetições. Contudo, o processo terá um ciclo através de um número lógico de passos em sequência, onde o sucesso completo de cada passo depende do anterior.

Os autores adotaram para a estruturação e apresentação do Mundo3 os seguintes passos no processo de modelagem:

- 1- Descrição verbal geral do sistema conforme o problema que é observado;
- 2- Especificação precisa dos propósitos do modelo nos termos da dinâmica de sistemas;
- 3- Definição do horizonte de tempo do modelo;
- 4- Identificação dos principais elementos necessários para representar aspectos relevantes do sistema;
- 5- Postulação da estrutura do modelo; conceituação das relações causais e laços de realimentação;

- 6- Estimação dos parâmetros do modelo, quantificação das suposições causais;
- 7- Avaliação da sensibilidade do modelo e utilidade através simulação computacional;
- 8- Experimentação por meio de simulação mais longa, com a possibilidade de políticas alternativas;
- 9- Comunicação dos resultados.

Na descrição do sistema é apresentado o tamanho da população mundial, bem como a taxa de crescimento desta a partir do ano de 1900 quando os dados censitários tornaram-se mais abrangentes e confiáveis. São também analisadas as relações das saídas da agricultura, que aumentaram muito em função do uso de insumos, com o crescimento populacional.

O crescimento contínuo do uso de materiais e energia tem sido acompanhado por um crescimento da poluição ambiental, que tem se manifestado na impureza do ar e das reservas de água, redução da qualidade do solo e extinção de espécies de plantas e animais.

Em resumo, o sistema complexo representado no Mundo³ vem historicamente exibindo taxas crescentes de população, saída industrial, produção de comida e uso de recursos. Toda esta atividade produtiva e reprodutiva está baseada sobre ecossistemas que fornecem a manutenção das funções necessárias para a sociedade. Estes ecossistemas são governados por leis físicas imutáveis e são vulneráveis a

degradação a partir do mau uso. O sistema social humano é composto de instituições políticas e econômicas que respondem a percepção da escassez, primeiramente através do desenvolvimento de novas tecnologias.

O propósito de um modelo vai depender do tipo de finalidade que se pretende dar a ele. Os modelos podem ir desde os absolutos que fazem previsões precisas até aqueles que fazem explorações filosóficas das consequências lógicas de um conjunto de suposições. O propósito do Mundo3 é para determinar quais os modos de comportamento que são mais característicos da população global e as saídas de material sob diferentes condições e para identificar futuras políticas que possam levar um modo de comportamento instável para uma taxa estável. Portanto o modelo Mundo3 não tem por objetivo uma previsão exata da realidade, mas sim a geração de cenários gerais que mostrem tendências e ajudem o pesquisador a pensar a respeito de determinado tópico de forma sistêmica.

Com relação ao horizonte de tempo, que é o período sobre o qual o modelador tem interesse no comportamento do sistema, esse período comumente corresponde a qualquer tempo para o sistema manifestar um comportamento que se tenha interesse ou o tempo necessário para o sistema responder por completo a algum novo ajuste nas políticas.

O tempo de vida humana está em torno de 70 anos, a poluição persistente pode circular no ambiente por 50

anos, capital industrial pode ser usado de 10 a 50 anos e novas tecnologias podem requer de 30 a 80 anos para serem desenvolvidas e implementadas globalmente. Assim a dinâmica da população humana, o crescimento do capital e suas interações com a capacidade de transporte do ambiente podem estender-se além de 100 anos. Os autores escolheram para o simulador Mundo3 dois séculos, iniciando em 1900.

A projeção do comportamento do modelo para o ano de 2100, a respeito da duração da vida ser duas vezes maior do que em 1970, segue implicações futuras fora daquelas que os autores assumiram a respeito do sistema. Do ponto de vista computacional é possível ir além do ano 2100, mas não foi feito, pois os autores acreditam que não só a validade de muitas suposições para um futuro longínquo é questionável, mas também porque a informação a respeito do desenvolvimento que poderá ocorrer além do ano 2100 poderia ter pouco impacto nas decisões dos dias atuais.

A escolha de um horizonte de tempo igual a 200 anos, automaticamente limitou os fenômenos dinâmicos que os autores poderiam incluir explicitamente no modelo a eventos que se caracterizam por uma faixa de constantes de tempo entre 20 e 200 anos. Alguns exemplos de fenômenos dinâmicos que ocorrem sobre um período de tempo relevante e tem reconhecida influência no comportamento do sistema são: Erosão do solo, Passagem de poluentes através da cadeia de alimentos e Avanços nos cuidados com a Saúde.

O modelo MUNDO3 é constituído por cinco setores básicos, onde os setores População e Capital são os que têm maior responsabilidade pelo crescimento material. Onde mais particularmente População incorpora os efeitos de todos os fatores econômicos e ambientais que influenciam as taxas de nascimento e morte, assim como o tamanho da população. O Capital inclui os meios manufaturados de produção industrial, serviços e saídas agrícolas. Os setores Agricultura, Recursos não-renováveis e Poluição incluem os determinantes da capacidade de suporte do ambiente.

Na Agricultura estão incluídos a terra e outros fatores que influenciam os efeitos das entradas de capital na produção de comida. Recursos não-renováveis representam o combustível e entradas minerais exigidas para fazer uso do estoque de capital para processar bens e serviços. Na Poluição estão incluídos os materiais persistentes produzidos pela indústria e agricultura que podem reduzir a expectativa de vida humana, a produtividade agrícola ou a capacidade natural dos ecossistemas para absorver substâncias agressivas.

No que diz respeito à postulação da estrutura do modelo, tem-se eles ligando elementos, indicando que estes são afetados por mudanças em outros.

Na figura 6 são apresentadas estruturas de elos que permitem uma visão mais clara dessa relação causal entre elementos. A polaridade de cada influência causal é um sinal de + ou - próximo à ponta da seta. Uma polaridade positiva

significa que um aumento no primeiro elemento causa um aumento no segundo e um decréscimo causa um decréscimo. Uma polaridade negativa significa que um aumento no primeiro elemento produz um decréscimo no segundo e um decréscimo no primeiro elemento gera um aumento no segundo.

Na estimação dos parâmetros do modelo Mundo3, um grupo de valores é de particular importância, não somente pelo fato do comportamento do modelo ser sensível a estes valores, mas porque estas estimativas refletem muito diretamente a parcialidade ecológica ou tecnológica do modelador. Estes são valores que expressam os últimos limites físicos no Mundo3.

Finalizando esta descrição geral, observa-se que o modelo Mundo3 foi desenvolvido como um exercício na organização de informações oriundas de muitas fontes, explicitamente resumido, explorando implicações e generalizações a partir de um pequeno entendimento a respeito do futuro do complexo sistema sócio-econômico humano.

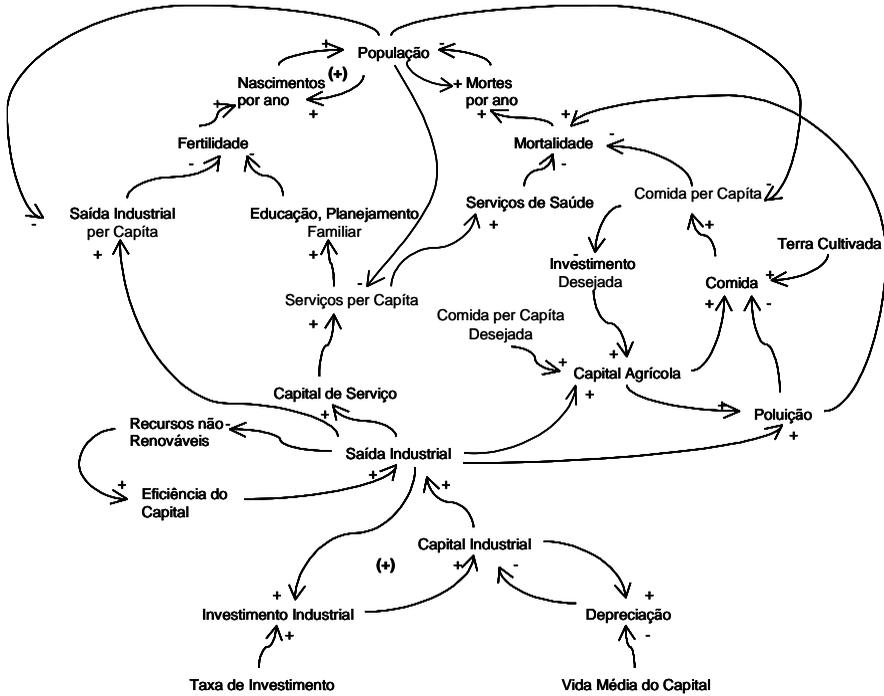


Figura 6. Diagrama causal de laço causal de vários laços de feedback no Mundo3.

Fonte: Meadows et al. (1974).

Este tipo de exercício poderá ter valor mesmo que a informação produzida seja incompleta, pois um re-exame das suposições básicas dos modelos mentais correntes e uma discussão mais aberta sobre as bases de decisão social, poderão estimular novas tentativas para melhorar o processo de construção do modelo e as teorias dos sistemas sociais, das quais todos sistemas dependem.

Portanto, o modelo Mundo3 não “é o modelo”, “mas sim é um modelo” de mundo, feito durante um estágio inicial do desenvolvimento da compreensão dos sistemas.

3.8 Referências bibliográficas

ALTIERI, M. Agroecologia: a dinâmica produtiva da agricultura sustentável. Porto Alegre: Ed. Universidade /UFRGS, 2000. 110p.

BERTALANFFY, L. Teoria geral dos sistemas. Petrópolis: Vozes, 1977. 351p.

BROSE, M. Agricultura familiar, desenvolvimento local e políticas públicas. Santa Cruz do Sul: EDUNISC, 2000. 347p.

BRUCE, J. P. The atmosphere of the living planet Earth. Geneva: World Meteorological Organization, 1990. 42p.

CAPRA, F. A teia da vida. São Paulo: Cultrix, 1996. 256p.

CAPORAL, F. R.; COSTABEBER, J. A. Agroecologia e desenvolvimento rural sustentável: perspectivas para uma nova extensão rural. Agroecologia e Desenvolvimento Rural Sustentável, Porto Alegre, v.1, n.1, p.16-35, 2000.

COMISSÃO MUNDIAL SOBRE MEIO AMBIENTE E DESENVOLVIMENTO. **Nosso futuro comum**. Rio de Janeiro: Fundação Getúlio Vargas, 1988. 430p.

COSTABEBER, J.; MOYANO, E. Transição agroecológica e ação social coletiva. **Agroecologia e Desenvolvimento Rural Sustentável**, Porto Alegre, v.1, n. 4, p.50-60, 2000.

DIAS, G. F. **Educação ambiental: princípios e prática**. São Paulo: Gaia, 1992. 400p.

ENSSLIN, L.; MONTIBELLER, G.; NORONHA, S. M. **Apoio à decisão: metodologias para estruturação de problemas e avaliação multicritério de alternativas**. Florianópolis: Insular, 2001. 296p.

FORRESTER, J. M. **Principles of systems**. Cambridge: Wright -Allen Press Inc., 1968.

FRONTIER, S. **Os ecossistemas**. Portugal: Instituto Piaget, 2001. 154p.

HOGAN, D. J.; PHILIPPI, A. A importância dos núcleos interdisciplinares em ensino, pesquisa e extensão. In: PHILIPPI, Jr., TUCCI, C. E. M., HOGAN, D. J., NAVEGANTES, R. (eds.). **Interdisciplinaridade em ciências ambientais**. São Paulo: Signus Editora, 2000. p.246-253.

JANTSCH, B. L. **Interdisciplinaridade: para além da filosofia do sujeito**. Petrópolis: Vozes, 1995. 204p.

KUHN, T. S. **A estrutura das revoluções científicas**. São Paulo: Perspectiva, 2000. 257p.

KURTZ dos SANTOS, A. C. **Computational modelling in science education: a study of students ability to manage some different approaches to modeling**. London, 1992. 359f. PhD thesis - Institute of Education University of London. 1992.

KURTZ dos SANTOS, A. C. **Introdução a modelagem computacional na educação**. Rio Grande: FURG, 1994. 147p.

KURTZ dos SANTOS, A. C. **III Seminário sobre representações e modelagem no processo de ensino - aprendizagem**. Rio Grande: FURG, 2000. 167p.

LEFF, E. Complexidade, interdisciplinaridade e saber ambiental. In: PHILIPPI, Jr.; TUCCI, C. E. M.; HOGAN, D. J.; NAVEGANTES, R. (eds.). **Interdisciplinaridade em ciências ambientais**. São Paulo: Signus Editora, 2000. p.19-51.

LEFF, E. **Saber ambiental**. Petrópolis: Vozes, 2001. 343p.

LEFF, E. **Epistemologia ambiental**. São Paulo: Cortez, 2002. 240p.

LÉVÊQUE, C. **Ecologia: Do ecossistema à biosfera**. Lisboa: Instituto Piaget, 2002. 572p.

MARTINS, S. R. **Limites del desarrollo sostenible en América Latina - en el marco de las políticas de (re)ajuste económico**. Pelotas: Editora UFPel, 1995. 129p.

MARTINS, S. R. Estratégias para construir a sustentabilidade da agricultura familiar. **Revista Educação Agrícola Superior**, Brasília, Edição especial, p.29-40, 1997.

MARTINS, S. R. Estratégia para a construção do ideário da sustentabilidade agrícola. **Agroecologia e Desenvolvimento Rural Sustentável**, Porto Alegre, v.1, n. 2, 2000.

MEADOWS, D. L.; BEHRENS III, W. W.; MEADOWS, D. H.; NAILL, R. F.; RANDERS, J.; ZAHN, E. K. O. **Dynamics of growth in finite world**. Cambridge, Massachusetts: Wright-Allen Press, Inc., 1974. 637p.

MEADOWS, D. H.; MEADOWS, D. L.; RANDERS, J.; BEHRENS III, W. W. **Limites do crescimento**. São Paulo: Perspectiva, 1978. 200p.

MEADOWS, D. H.; MEADOWS, D. L. **Más allá de los límites del crecimiento**. Madrid: El país Aguilar, 1992. 343p.

MEDINA, N. M.; SANTOS, E. C. **Educação ambiental: uma metodologia participativa de formação**. Petrópolis: Vozes, 1999. 231p.

MERICO, L. F. K. **Introdução a economia ecológica**. Blumenau: FURB, 1996. 160p.

MISER, H. J. A foundational concept of science appropriate for validation in operational research. **European Journal of Operational Research**, North-Holland, n.66, p.204-215, 1993.

MOREIRA, M. A., BUCHWEITZ, B. **Novas estratégias de ensino e aprendizagem: os mapas conceituais e o Vê epistemológico**. Lisboa: Plátano Edições Técnicas, 1993. 114p.

NEELAMKAVIL, F. **Computer simulation and modelling**. New York: John Wiley & Sons, 1987. 307p.

NOVAK, J. D. **Uma teoria da educação**. São Paulo: Pioneira, 1981. 262p.

ODUM, H.T., Odum, E.C., Brown, M.T., LaHart, D., Bersok, C., Sendzimir, J. **Environmental systems and public policy**. Gainesville: University of Florida, 1988. <http://www.unicamp.br/fea/ortega/eco/esp/prefacio.htm>

PEARCE, D., MARKANDYA, A., BARBIER, E. **Blueprint for green economy**. London: Earthscan Pubs. Ltd., 1989. 192p.

PINHEIRO, S. L. G. O enfoque sistêmico e o desenvolvimento rural sustentável: uma nova oportunidade de mudança da abordagem Hard-Systems para experiências com soft-systems. **Agroecologia e Desenvolvimento Rural Sustentável**, Porto Alegre, v.1, n. 2, p.27-37, 2000.

POPPER, K. R. **Objective knowledge**. Oxford: Clarendon Press. 1972. 380p.

QUIRINO, T. R.; IRIAS, L. J. M.; WRIGHT, J. T. C. **Impacto agroambiental: perspectivas, problemas e prioridades**. São Paulo: Ed. Edgard Blücher Ltda, 1999. 184p.

RICHMOND, B.; PETERSON, S.; SODERQUIST, C. **An introduction to systems thinking**. Hanover: High Performance Systems, 1997. 202p.

ROY, B. Decision science or decision-aid science? **European Journal of Operational Research**, North-Holland, n. 66, p.184-203, 1993.

SHEEHAN, M. M. Unindo cidades divididas. In: **Estado do Mundo, 2003 - a impossível revolução ambiental está acontecendo**. Salvador: Uma Ed., 2003. p.148-173.

SILVA, D. J. O paradigma transdisciplinar: uma perspectiva metodológica para a pesquisa ambiental. In: PHILIPPI, Jr.; TUCCI, C. E. M.; HOGAN, D. J.; NAVEGANTES, R. (eds.). **Interdisciplinaridade em ciências ambientais**. São Paulo: Signus, 2000. p.71-94.

SKOVSMOSE, O. Mathematics as part of technology. Elements of philosophy of an Applied Oriented Mathematical Education. **Educational Studies in Mathematics**, n.19, p.23-41, 1988.

SMITH, J. H. Modeling muddles: validation beyond the numbers. **European Journal of Operational Research**, North-Holland, n.66, p.235-249, 1993.

SOUZA, N, M. **Educação ambiental: dilemas da prática contemporânea**. Rio de Janeiro: Thex Ed. Universidade Estácio de Sá, 2000. 282p.

VIANNA, J. C. T.; MOTTA, W. A.; SANDRY, D.M.H. **Clubes de Ciências nas escolas municipais de Pelotas: meteorologia e astronomia.** Pelotas: UFPel-SME, 1992.

VIANNA, J. C. T. **Uma proposta de educação ambiental com ênfase em Meteorologia no ensino de ciências nas escolas de 1º grau de Pelotas.** 1998. 151p. Dissertação (Mestrado em Educação Ambiental) - Fundação Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande-RS, 1998.

VIANNA, J. C. T., KURTZ dos SANTOS, A. C. Educação ambiental com ênfase em meteorologia: concepções dos alunos do ensino fundamental de pelotas sobre os conceitos de tempo e clima. In: 3º SEMINÁRIO PESQUISA EM EDUCAÇÃO DA REGIÃO SUL, 2000, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre,RS: UFRGS, 2000.

VIOLA, E. J., LEIS, H.R., SCHERER-WARREN, I., GUIVANT, J. S., VIEIRA, P.F, KRISCHKE, P. J. **Meio ambiente, desenvolvimento e cidadania: desafios para as ciências sociais.** São Paulo: Cortez, 1995. 220p.

WORLDWATCH INSTITUTE. **Estado do mundo, 1999.** Salvador: Uma Ed.,2003. 261p.

WORLDWATCH INSTITUTE. **Estado do mundo, 2000.**
Salvador: Uma Ed.,2003. 266p.

WORLDWATCH INSTITUTE. **Estado do mundo, 2001.**
Salvador: Uma Ed.,2003. 277p.

WORLDWATCH INSTITUTE. **Estado do mundo, 2003.**
Salvador: Uma Ed.,2003. 262p.

WORLDWATCH INSTITUTE. **Estado do mundo, 2014.**
Salvador: Uma Ed.,2014. 230p.

WORLDWATCH INSTITUTE. **Estado do mundo, 2015.**
Salvador: Uma Ed.,2015. 192p.

CAPÍTULO 4

IDENTIFICAÇÃO DE FENÔMENOS METEOROLÓGICOS POR RADAR METEOROLÓGICO

Leonardo Calvetti

Cesar Beneti

Otávio Medeiros

4.1 Introdução

Quando se pensa em monitoramento e previsão de curtíssimo prazo (*Nowcasting*) uma das principais informações a serem disponibilizadas para o meteorologista é o conjunto de imagens de radares meteorológicos, pois eles permitem a observação de tempestades em alta resolução temporal (5 min) e espacial (1 km²) e suas respectivas assinaturas de mesoescala. Sistemas modernos de monitoramento e previsão utilizam densas redes de radares para acoplar informações aos demais sensores como satélites, redes de detecção de descargas elétricas atmosféricas, sondagens verticais, perfiladores de vento e rede de estações de superfície. Atualmente, no Brasil, existem cerca de 40 radares em funcionamento e este

número deve aumentar com o aumento da percepção da importância do monitoramento e da previsão imediata em desastres naturais. Por isso, elaboramos este capítulo de livro com ênfase na utilização de imagens de radar para identificação de fenômenos meteorológicos que mais impactam no país. Inicialmente, alguns tópicos de definições e funcionamento do radar são abordados no texto e, em seguida, são explicados como proceder para identificar alguns fenômenos meteorológicos.

4.2 Funcionamento do Radar Meteorológico

O radar meteorológico emite um feixe de energia eletromagnética na forma de pulsos discretos o qual se propaga da antena do radar na velocidade da luz, ou seja, $2,99 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$ até ser espalhado pelos alvos na atmosfera. Os alvos são, em sua maioria, hidrometeoros tanto em estado líquido (gotas de diversos tamanhos) quanto no estado sólido (cristais de gelo, granizo, flocos de neve). Eventualmente, alvos não meteorológicos podem ser detectados tais como insetos, material particulado suspenso por tornados e aviões. Neste capítulo, será abordado apenas alvos meteorológicos, exceto no item de detecção de tornados com a variável RHO.

O feixe emitido pelo radar é estreito com forma cônica e cada volume, denominado de *bin*, representa uma amostra de vários alvos contidos nesse volume (Figura 1).

Logo após transmitir um pulso, o radar mede qual a

potência e qual o tempo de propagação que este pulso retornou a antena. Portanto, o funcionamento do radar inicia pelo envio de um sinal eletromagnético em um determinado azimute e elevação e em seguida o sinal é espalhado em todas as direções pelos alvos na atmosfera. A parte do sinal retroespalhada é recebida pela antena do radar (normalmente parabólica) e enviada para o receptor do radar. A medida da potência da energia recebida será convertida em refletividade, enquanto o tempo de propagação do pulso será convertido em velocidade radial uma vez que se conhece o comprimento da onda eletromagnética emitida. Tudo isso ocorre em milésimos de segundo até que um novo pulso é emitido pelo transmissor e antena do radar. A frequência do envio dos pulsos de energia eletromagnética pelo radar é denominada de Frequência de Repetição de Pulsos representada pela sigla PRF, derivada do termo em inglês (*Pulse Repetition Frequency*). As definições e cálculo da refletividade e da velocidade radial serão abordadas separadamente em itens no decorrer do texto.

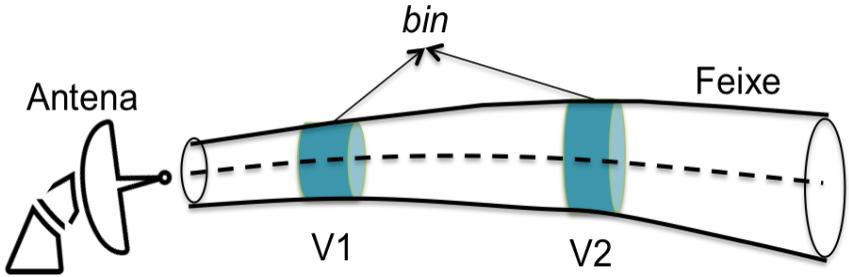


Figura 1. Representação dos volumes amostrados por dois pulsos emitidos pelo radar, um mais próximo do radar (V1) e outro mais distante (V2).

Para análise da potência recebida pelo radar é importante definir a densidade de potência que é medida da potência por unidade de área de uma seção reta do feixe emitido à atmosfera. A Figura 1 possui uma representação de dois pulsos em diferentes distâncias (ranges) do radar. O primeiro pulso transmitido está mais próximo do radar e possui um volume (V1) imageado menor do que o segundo pulso (V2). Pela definição anterior, o primeiro pulso possui uma densidade de potência maior do que o segundo já que sua área da seção reta é menor por estar mais próximo ao radar. Ao se afastar o feixe se alarga e a área da seção reta diminui diminuindo a densidade de potência do pulso recebido pelo radar. Desta forma observa-se que quanto maior a distância em relação ao radar menor será a densidade de potência do volume imageado e, portanto, menor a resolução da amostragem. Assim, radares com

perda de potência transmitida poderão resultar em imagens de refletividade atenuadas especialmente a longas distâncias.

Após ser transmitido pelo radar, o pulso de energia interceptará os alvos na atmosfera (hidrometeoros) e a energia será espalhada isotropicamente. Parte dessa energia será retroespalhada na direção do radar e a quantidade de energia recebida será função da área, do estado físico, da geometria, da concentração das partículas, do volume interceptado e do tipo de regime de espalhamento em que ocorreu a interceptação.

4.2.1 Regimes de Espalhamento

Para as aplicações com radares meteorológicos, podem ser separados três tipos de regimes de espalhamento: Rayleigh, Mie e Bragg (FABRY, 2015). O tipo de espalhamento interfere nas hipóteses de formulação da equação do radar, onde a potência é convertida em refletividade:

- Espalhamento Rayleigh: ocorre quando o diâmetro do hidrometeoro é cerca de 16 vezes menor do que o comprimento de onda do radar. Por exemplo, nos radares banda S que possuem comprimento de onda de 10 cm o espalhamento Rayleigh ocorre quando as partículas possuem diâmetro menor que 7 mm. Como as gotas de chuva raramente ultrapassam esse

diâmetro podemos dizer que o espalhamento para a água em estado líquido é Rayleigh.

- Espalhamento Mie: ocorre quando as partículas imageadas possuem diâmetro maior que 16 vezes o comprimento de onda do radar.
- Espalhamento Bragg: Este espalhamento ocorre em situações de turbulência das massas de ar, onde hidrometeoros de diversos tamanhos são encontrados no volume amostrado.

Conforme Fabry (2015), no espalhamento Mie, os alvos não produzem um aumento linear na refletividade com o tamanho, como ocorre com o espalhamento Rayleigh, devido ao tamanho maior das partículas. Em geral, a grande maioria das partículas de granizo estão no espalhamento Mie. E o espalhamento Bragg resulta normalmente em refletividades menores que 0 dBZ devido as diferenças nos gradientes do índice de refatividade. Este espalhamento ocorre em frentes de rajada, frentes frias e fenômenos associados a intensos gradientes de massa.

4.2.2 Mínimo Sinal Detectável

Nas descrições da configuração dos radares aparece um índice denominado de Mínimo Sinal Detectável e um valor associado, normalmente de -32 dB. Esse índice corresponde à sensibilidade do radar e depende da potência de transmissão, do tamanho da antena e da razão de ruído

no sinal. Por exemplo, para dois radares que transmitem a mesma potência, o que possui largura de feixe de 1° terá maior sensibilidade do que um radar de 2° . Isto significa que o radar com menor abertura do feixe medirá volumes com hidrometeoros de menor diâmetro em distâncias maiores do que o de 2° . Nos radares atuais é comum valores de -100 dBm (dBm - medida de potência utilizada em engenharia relativa a 1 mW) e largura de feixe de 1° , ou seja, com grande capacidade para detecção dos alvos meteorológicos. Por outro lado, se o valor mínimo detectável for muito baixo, o sinal recebido sofrerá muitos ruídos de outras emissões de sinais, prejudicando a qualidade da informação.

4.2.3 Atenuação

Denomina-se atenuação quando o pulso de radar perde potência ao se propagar pela atmosfera. Normalmente essa perda de energia ocorre em áreas de intensa precipitação e granizo. Nestes casos quando o sinal atravessa uma grande área de nuvens de grande profundidade e largura, o sinal perde potência e a tempestade seguinte pode ser subestimada. A atenuação é maior em radares banda X e C (com comprimento de onda de 3 e 5 cm, respectivamente), pois o sinal emitido se dará sob o regime de espalhamento do tipo Mie e o sinal não se comporta linearmente como no de Rayleigh.

A perda de potência está relacionada apenas à

refletividade e não a diferença de fase, por isso, variáveis que dependem da fase do sinal propagado não são afetados. Assim, diversos estudos foram realizados para corrigir a atenuação na refletividade a partir de variáveis polarimétricas (KDP), especialmente para radares de banda C e banda X, mas ainda há bastante ceticismo na eficiência de detecção em relação a radares banda X para alvos distantes (BRINGI e CHANDRASEKAR, 2001; RYZHKOV et al, 2005).

4.2.4 Banda Brilhante

Para a análise dos fenômenos meteorológicos, em dias frios, quando a isoterma de 0°C está baixa (entre 3 e 4 km), é necessário muito cuidado com a banda brilhante, uma fina camada de refletividade maior que as adjacências devido ao maior espalhamento de energia. Essa camada aparece claramente em uma seção vertical de refletividade de um volume. A banda brilhante é causada por uma combinação de três fatores:

1) uma variação da constante dielétrica $|K|^2$ de pequenos valores (neve) para valores muito grandes típicos de água no estado líquido;

2) variação do tamanho dos hidrometeoros de flocos de neve de baixa densidade para densas gotas de chuva devido ao derretimento;

3) alteração na velocidade de queda dos hidrometeoros a qual resulta numa redução na concentração de hidrometeoros por unidade de volume.

Quando o derretimento se inicia, as partículas de neve se tornam úmidas mudando sua constante dielétrica, embora sem mudar muito seu tamanho ou densidade. Por isso, a intensidade do sinal recebido é maior do que o de neve e continua aumentando até que a neve derreta totalmente gerando um frágil cristal de gelo derretido e se torna gotas líquidas com pequenas porções de cristais de gelo. O tamanho da neve derretida rapidamente diminui devido ao aumento da densidade da partícula transformada de floco de neve para gota, aumentando sua velocidade de queda. Como a partícula aumenta sua velocidade e o fluxo de precipitação se conserva, há uma redução na concentração de massa por unidade de volume provocando uma diminuição na refletividade no final do processo de derretimento, o que pode ser notado na borda inferior da banda brilhante. Testes com dois métodos de correção da banda brilhante para radares no Brasil foram aplicados em perfis de refletividade obtendo melhorias na estimativa de chuva, principalmente em regimes de convecção (OLIVEIRA, 2014).

4.3 Variáveis obtidas por Radares Meteorológicos

4.3.1 Refletividade

A refletividade (Z) obtida por radar meteorológico pode ser definida como a quantidade de energia recebida pelo radar a partir de um sinal transmitido por este mesmo radar e que foi retroespalhado por hidrometeoros na atmosfera. O sinal recebido depende do tamanho e forma do hidrometeoro, do estado físico da partícula (gelo e água possuem diferentes constantes dielétricas), da quantidade de hidrometeoros por unidade de volume e da refração que o sinal recebe ao longo de sua trajetória na atmosfera. O valor de Z é obtido a partir da Equação do Radar, também denominada de Equação do Radar de Probert-Jones (DOVIK e ZRNIC, 2006), a qual pode ser escrita como:

$$P_r = P_t \frac{G^2 \lambda^2 \theta \phi \tau}{1024 \pi^2 \ln 2} \frac{\pi^5 |K|^2}{\lambda^4 R^2} Z \quad (1)$$

onde:

P_r = potência recebida (W)

P_t = potência transmitida (W)

G = ganho da antena (adimensional)

λ = comprimento de onda do radar (m)

ϕ = altura do feixe (comprimento do feixe na vertical e não a altura que o feixe intercepta o alvo) (°)

θ = largura do feixe (°)

- τ = largura de pulso do transmissor (s)
K = coeficiente dielétrico (0,93 para água e 0,3 para o gelo)(adimensional)
R = range (distância entre o radar e o alvo em m)
Z = fator de refletividade medida pelo radar ($\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$)

A refletividade medida pelo radar é utilizada para detecção dos hidrometeoros na atmosfera e para estimativa de chuva porque ela pode ser relacionada com a distribuição de gotas de um volume amostrado:

$$Z = \int_0^{\infty} N(D)D^6 dD \quad (2)$$

onde $N(D)$ é o número de gotas por unidade de volume com diâmetro D em m.

A unidade de Z é $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$. Como os valores de Z variam de $0,001 \text{ mm}^6 \text{m}^{-3}$ para nevoeiro até $36 \times 10^6 \text{ mm}^6 \text{m}^{-3}$ para granizo foi proposta uma escala logarítmica a qual é utilizada no mundo inteiro denominada de dBZ (decibéis de Z). Desta forma os valores variam tipicamente entre -30 até 70 dBZ. Os valores em decibéis são obtidos pela seguinte equação:

$$Z = 10 \log_{10} \frac{Z}{1 \text{ mm}^6 \text{m}^{-3}} \quad (3)$$

Desta forma, o sinal detectado pelo radar pode ser inferido como o resultado de uma distribuição de gotas em um volume amostrado. Essa relação normalmente é ajustada comparando-se a medida de refletividade recebida pelo radar com a distribuição medida por um disdrômetro. O disdrômetro é um instrumento que mede a distribuição do número de gotas para cada diâmetro e a respectiva velocidade de queda para um determinado ponto. Atualmente existem modelos que utilizam estimativas por meio do peso da gota que cai sobre uma superfície de balança de precisão ou a partir do uso de um laser apontado até uma superfície receptora com uma abertura na qual o sinal passa pelas gotas de chuva. A derivação da equação do radar pode ser encontrada em diversos livros de radar, como por exemplo Doviak e Zrníc (2006) e Fabry (2015).

4.3.2 Velocidade Radial (Doppler)

Para identificar fenômenos meteorológicos, faz-se necessário compreender como analisar um campo de velocidade radial (doravante V_r) em coordenadas esféricas. A posição do volume amostrado é definida por três coordenadas: azimute contabilizado no sentido horário, em graus, em relação ao norte verdadeiro (0° ao N), elevação da antena em graus e distância em relação ao radar em quilômetros.

Em geral, os radares meteorológicos realizam a transmissão de feixes a cada 1° de azimute compondo,

portanto, 360 feixes para cada elevação da antena. O número de elevações da antena depende da estratégia de varredura do radar, embora tipicamente varie entre 10 e 15 elevações para radares operacionais. O número de volumes amostrados (*bin*) depende da resolução determinada pelo especialista em função da capacidade do radar e da velocidade da antena que se deseja obter. Hoje em dia são comuns *bins* com comprimento entre 120 e 250 m de resolução.

Conforme o pulso transmitido se afasta do radar a altura interceptada pelo feixe será maior devido a refratividade da atmosfera. Por exemplo, um feixe transmitido pela antena na elevação de 0,5° intercepta a atmosfera a 2 km de altura no range de 100 km enquanto que no range de 200 km o feixe irá interceptar uma nuvem a quase 4 km de altura (Figura 2).

A altura do feixe é calculada em função da elevação da antena, da distância do alvo e do tipo de hidrometeoros considerados na atmosfera para determinar a refratividade na qual o feixe será desviado (DOVIAK e ZRNIC, 2006):

$$h = [r^2 + (k_e R)^2 + 2rk_e R \sin \theta]^{1/2} - k_e R + h_0 \quad (4)$$

onde:

r = distância do alvo em relação ao radar (m)

k_e = constante de refratividade, normalmente utiliza-se

o valor 1 referente a um gradiente nulo de refratividade.

R = raio da Terra (km)

θ = ângulo de elevação da antena ($^{\circ}$)

h_0 = altura da antena em relação ao nível médio do mar (m) incluindo a altura da torre.

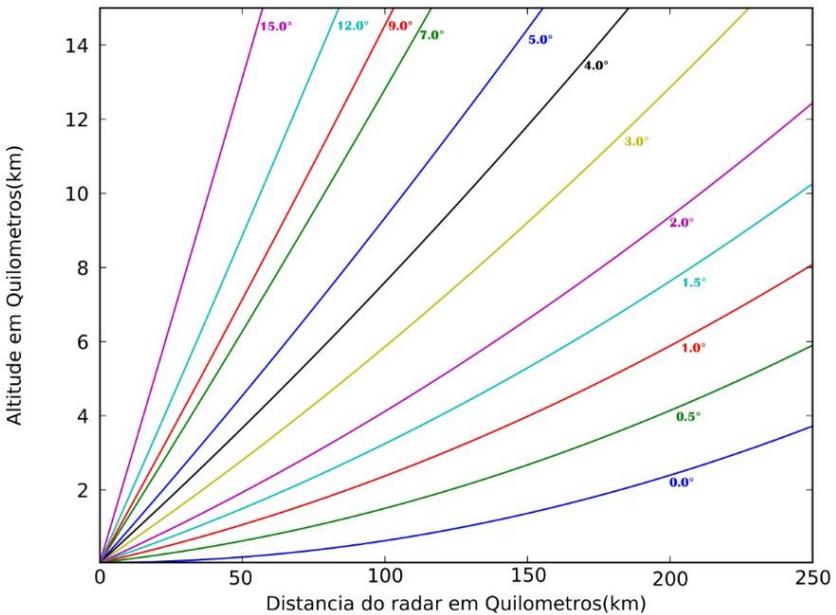


Figura 2. Disposição dos feixes emitidos por um radar meteorológico propagados em uma atmosfera úmida. Os feixes foram calculados a partir da Equação 4.

A velocidade radial é definida como o componente radial da velocidade do alvo, ou seja, sempre na mesma direção do feixe do radar (azimute). Por isso, o valor de V_r

na imagem de radar não é o vetor do vento V em coordenadas cartesianas como costumamos analisar, mas apenas o componente radial ao radar. Logo, $V_r \leq V$ (Figura 3). Quando $V_r = V$, o vetor do vento está totalmente paralelo ao feixe do radar. $V_r = 0$ ocorre em duas situações, a primeira quanto o vetor vento for zero e a segunda quando o vetor vento estiver integralmente perpendicular ao feixe do radar. Este caso é conhecido como o ponto cego do radar, pois existe o movimento do alvo com velocidade V , mas o radar não pode detectá-lo. Existem diversas técnicas de recuperação da componente desde correlação de campos a métodos variacionais com conservação de refletividade (CALVETTI, 2002).

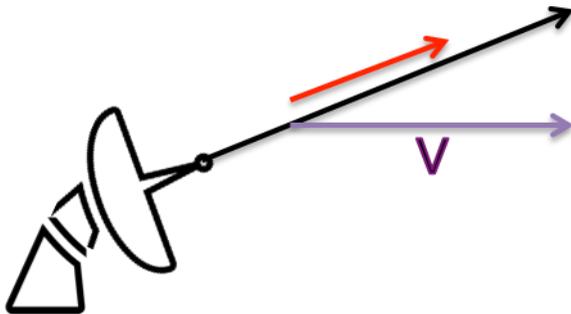


Figura 3. Relação entre a Velocidade Radial V_r (vetor vermelho) e o vetor vento em coordenadas cartesianas V (roxo).

A relação entre a V_r e o vetor vento V pode ser

facilmente expressa como:

$$|V_r| = |V| \cos \theta \quad (5)$$

onde:

V_r = velocidade radial (m s^{-1})

V = vetor em coordenadas de pressão

θ = ângulo azimutal entre V_r e V

Pela Equação 5, se o ângulo for zero, ou seja, o vetor vento está paralelo a velocidade radial, o percentual medido pelo radar é de 100%. Do contrário, quando V está perpendicular a V_r , então a detecção é zero. Importante notar que no ângulo de 45° a detecção não é a metade 50%, mas 70,7% porque a função cosseno não é linear.

Conhecendo a definição radial da V_r faz-se necessário realizar a análise do sinal dos valores. O sinal negativo representa um alvo que se aproxima do radar, enquanto o sinal positivo indica que o alvo se afasta do radar (Figura 4). Por padrão internacional, cores vermelhas indicam V_r positiva (alvo se afastando) e tonalidades verdes indicam V_r negativa (alvo se aproximando ao radar).

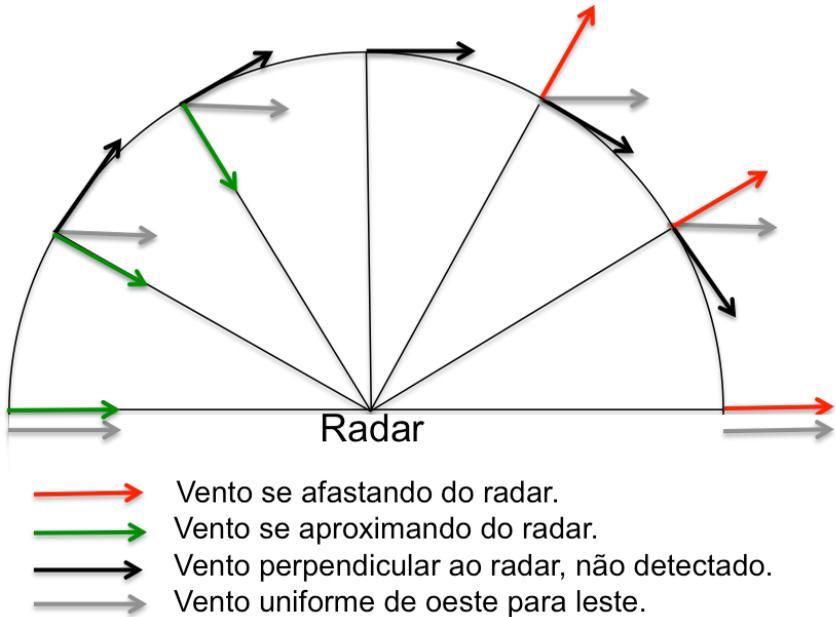


Figura 4. Representação dos vetores de vento e velocidade radial em relação ao radar.

Fonte: Adaptado de Rinehart (2004).

A análise do campo de velocidade radial parte da identificação da isolinha de valor nulo de V_r ou isódopa zero. Linhas isódopas são fundamentalmente linhas de V_r constante e são comumente denominadas de isolinhas da velocidade Doppler. A isódopa zero delimita o escoamento entre valores negativos e positivos de velocidade radial (Figura 5), facilitando a identificação do escoamento médio em uma determinada área. Na Figura 5 o escoamento médio

é zonal de oeste para leste, pois valores negativos estão a oeste e positivos a leste. O escoamento é zonal pois a isódopa zero está orientada de norte a sul. O motivo da isódopa estar nessa orientação é porque os valores de V_r diminuem do centro oeste e para leste.

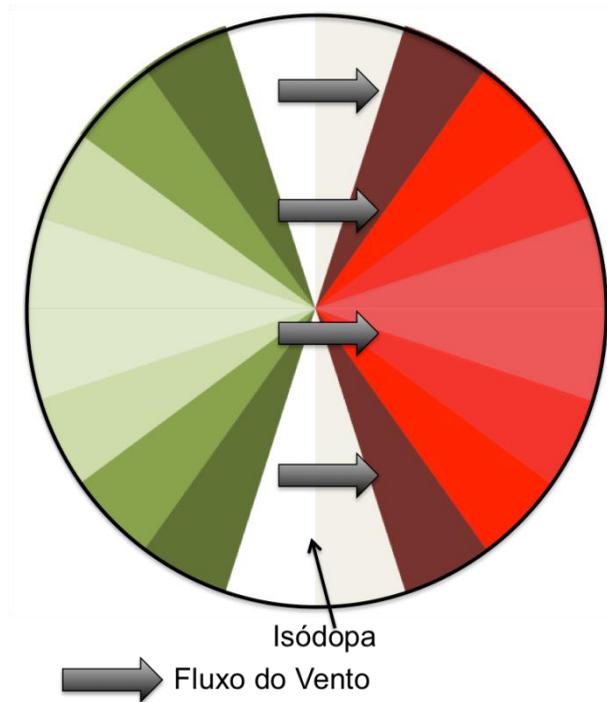


Figura 5. Velocidade radial sintética para um escoamento zonal de oeste para leste. A cor branca na parte central do radar representa as linhas isódopas. O radar está posicionado no centro do círculo.

Fonte: Adaptado de Rinehart (2004).

Para conhecer a direção média do vento desenha-se uma linha ao longo da isódopa zero. Em seguida, insere-se vetores perpendiculares a isódopa zero respeitando o sinal da V_r adjacente, lembrando que o vetor deverá apontar da velocidade negativa para a positiva. Assumindo um escoamento médio esses vetores representaram o fluxo de toda área. Este procedimento pode ser repetido em pequenas áreas para identificar a direção do vento.

4.3.3 Largura Espectral

A largura espectral é definida como a medida da dispersão ou da variabilidade dos hidrometeoros dentro de um volume amostrado da atmosfera pelo radar (*bin*). Por se tratar da variabilidade do movimento dos hidrometeoros a unidade da largura espectral também é em $m\ s^{-1}$. A largura espectral é calculada a partir da autocorrelação de uma série de pares de mudança de fase dos pulsos emitidos pelo radar. Se há uma variação muito grande na mudança de fase, o valor da largura espectral será elevado e se a série for uniforme o valor será próximo de zero. São considerados valores elevados aqueles entre 2 e 4 $m\ s^{-1}$, encontrados em volumes amostrados dentro de tempestades, em áreas de intenso cisalhamento ou turbulência ou, ainda, na borda de regiões de diferentes densidades de ar. Valores acima de 4 $m\ s^{-1}$ são mais comuns em áreas de intensa turbulência e áreas de tornado e microexplosões (DOVIÁK e ZRNIC, 2006).

A forma mais simples de calcular a largura espectral é a partir da variância da velocidade radial (Doppler) das partículas de compõem o volume amostrado. Por isso, na determinação das tarefas, o número de amostras do volume é importante para obter valores mais representativos para cada *bin*, em detrimento ao aumento da velocidade da antena. Detalhes de valores típicos e de erros devido a ruídos são encontrados em Fang et al. (2004).

4.3.4 Variáveis Polarimétricas

Os radares mais modernos contam com duas opções de envio do sinal eletromagnético, com polarização horizontal (H) e vertical (V). Para tanto, dois guias de ondas são conduzidos desde o transmissor até a antena, uma para cada onda polarizada. O sinal é transmitido consecutivamente, primeiro polarizado na horizontal e em seguida na vertical. A partir do recebimento da potência e da fase destas duas ondas é possível calcular algumas variáveis denominadas de variáveis polarimétricas, descritas brevemente a seguir.

4.3.4.1 Refletividade Diferencial (ZDR)

A refletividade diferencial (ZDR) é obtida pela relação entre a refletividade recebida pelo radar quando o sinal é enviado com polarização horizontal (Z_H) e a refletividade recebida quando o sinal foi enviado com polarização vertical (Z_V). Como resultante da divisão de Z_H e Z_V a unidade de ZDR

é apenas dB (Equação 6). Normalmente quando se utiliza apenas refletividade Z em radares de dupla polarização, está-se referindo a refletividade horizontal Z_H .

A ZDR é obtida por:

$$ZDR = 10 \log_{10} \left(\frac{Z_H}{Z_V} \right) \quad (6)$$

onde Z_H é a refletividade obtida pela polarização horizontal e Z_V pela polarização vertical.

A grande vantagem de se obter ZDR ao invés de Z_H ou Z_V isoladamente é que pode-se quantificar a excentricidade do hidrometeoro. Por exemplo, se Z_H recebido de um hidrometeoro for maior que Z_V significa que a partícula interceptada possui a largura maior que a altura, isto é, trata-se de uma partícula não uniforme. Ao contrário, se Z_H for igual a Z_V a partícula interceptada é totalmente uniforme, ou seja, esférica. Na atmosfera as partículas esféricas são comuns a gotas muito pequenas (menores que 3 mm) ou partículas de granizo pequenas. Assim, ZDR próximos de zero corresponderão a pequenas gotículas ou pequenos granizos. Valores mais elevados de ZDR são encontrados para grandes gotas e os mais variados tipos de cristais de gelo os quais possuem geometria não esférica. Na prática, valores até 1,5 dBZ são observados em volumes com grande concentração de gotas pequenas com diâmetros entre 1 e 2 mm. Valores acima de 3 dBZ indicam grandes hidrometeoros

no estado líquido ou cristais de gelo com diâmetros acima de 5mm (RYZHKOV ET. AL, 2005).

4.3.4.2 Fase Diferencial Específica (KDP)

A fase diferencial específica representa a diferença na mudança de fase entre o sinal enviado com polarização horizontal e vertical. A mudança de fase na horizontal é maior do que na vertical. O KDP é na verdade a diferença da fase (Φ) entre dois pontos distantes do radar. Para entender melhor, vide a seguinte expressão:

$$KDP = \frac{\phi_{DP}(r_2) - \phi_{DP}(r_1)}{2(r_2 - r_1)} \quad (7)$$

$$\phi_{DP} = \phi_H - \phi_V$$

$$\phi_H \geq 0 \text{ e } \phi_V \geq 0$$

onde:

ϕ_H = fase do pulso polarizado horizontalmente em um dado ponto da trajetória do feixe;

ϕ_V = fase do pulso polarizado verticalmente em um dado ponto da trajetória do feixe;

r_1 e r_2 são as distâncias entre os pontos (*bin*) 1 e 2 em relação a antena do radar em km, sendo $r_1 < r_2$.

Portanto, para calcular o KDP obtém-se primeiramente a diferença de fase entre a onda polarizada horizontalmente e a onda polarizada verticalmente. Faz-se essa diferença para dois pontos do feixe, r_1 e r_2 , onde r_1 é o ponto mais próximo ao radar e r_2 o ponto mais distante. Após, calcula-se a diferença dessa variação dividindo-a pela distância entre os dois *ranges*.

Como a fase é medida em graus ($^\circ$) e a distância entre os pontos em quilômetros (km), a unidade do KDP é $^\circ \text{ km}^{-1}$. Na prática, em ambientes com gotículas de água e cristais de gelo, a onda eletromagnética polarizada horizontalmente se propaga com velocidade menor do que a polarizada na vertical. E, ainda, como a diferença de fase (Φ_{DP}) é simplesmente a diferença entre o feixe polarizado na horizontal e o feixe polarizado na vertical, naturalmente a diferença de fase aumentará conforme se afaste do radar, ou seja, com o aumento do range. Sendo assim, a diferença de fase específica corrige esse problema fazendo a diferença entre as variações de fase entre dois pontos r_1 e r_2 ao longo de todo o feixe. Logo, o KDP será calculado para cada *bin* sempre em relação a duas distâncias em relação ao radar.

Segundo Ryzhkov et al. (2005) valores típicos do KDP para alvos meteorológicos variam de -1° km^{-1} até 6° km^{-1} . Valores de KDP maiores que zero significa que Φ_{DP} aumentou em relação ao range de um determinado bin ($r_2 - r_1$). Como Φ_H e Φ_V são maiores que zero, KDP próximo a zero significa que a fase do pulso polarizado horizontalmente

cresceu mais rapidamente que o pulso polarizado verticalmente, ou seja, o pulso horizontal se propagou mais lentamente que o vertical. Isso ocorre quando há um conteúdo maior de hidrometeoros no plano horizontal, típico de gotas oblatas e cristais de gelo não uniformes. Seguindo o raciocínio, quanto maior o valor de KDP, maior o conteúdo de gotas de grande dimensão e cristais de gelo não uniformes, típicos de volumes que provocam grande intensidade de precipitação. Por isso, KDP é utilizado na estimativa de precipitação especialmente para chuvas de grande intensidade. Valores de KDP próximos a zero indicam que não há diferenças de fase entre pulsos orientados na horizontal e na vertical, característica de pequenas gotículas ou granizos esféricos.

Scharfenberg et al. (2005) ressaltam que, ao contrário do ZDR, a variável KDP não depende do espalhamento isotrópico. Os autores citam o exemplo da ocorrência de granizo no qual KDP tende a zero porque a geometria do granizo é próxima a esférica e a variação de fase se dará na mesma taxa tanto para a onda polarizada na horizontal quanto para a polarizada na vertical. Uma vantagem do KDP em relação a ZDR é o fato de ser imune a problemas de bloqueios e atenuações de sinal, já que essa variável somente considera a fase de propagação do sinal e não a amplitude. Portanto, mesmo em sinais mais “fracos”, o KDP terá os mesmo valores que sinais sem atenuação da potência emitida.

4.3.4.3 Correlação (RHO)

O coeficiente de correlação entre a refletividade do sinal polarizado na horizontal (Z_H) e na vertical (Z_V) é bastante utilizado para determinar partículas de forma muito diferente do que os hidrometeoros encontrados nas nuvens. Valores de correlação acima de 0,96 indicam baixa diversidade de hidrometeoros, sendo o volume constituído por gotículas e cristais de gelo de diversos formatos. Valores entre 0,85 e 0,95 são encontrados em volumes com grande diversidade de partículas, cristais de gelo de grandes diâmetros e formas muito diferentes. Além disso, este volume pode conter partículas sólidas como poeiras e detritos de várias espécies e não só hidrometeoros. Valores de RHO abaixo de 0,85 são típicos de alvos não meteorológicos, normalmente partículas suspensas por grandes correntes ascendentes de vento ou intensa turbulência. Esses valores são bastante utilizados para identificar tornados, visto que uma grande quantidade de material da superfície é levantado para níveis mais altos.

4.4 Assinaturas de Fenômenos Meteorológicos em imagens de Radares Meteorológicos

4.4.1 Confluência e difluência

Um escoamento confluyente em mesoescala nos níveis baixos da troposfera, por exemplo 850 mb e 700 mb, pode ser detectado pelo campo de velocidade radial do radar. Esta

assinatura indica que o movimento possui uma aceleração horizontal significativa intensificando a formação da convecção e a propagação de alguns sistemas tais como o de linhas de instabilidade. Em imagens de radar a confluência pode ser detectada quando a imagem é quase totalmente preenchida com o campo de V_r em que as isódopas apresentam uma curvatura parabólica, como o exemplo da Figura 6.

A intensidade da confluência pode ser obtida pela excentricidade da curva, quanto maior a excentricidade maior será a confluência. Essa assinatura na escala mesogama pode ser observada quando a curvatura ocupa raios maiores que 100 km, pois do contrário, a assinatura corresponde a circulações locais resultante da dinâmica de tempestades ou acelerações devido a orografia.

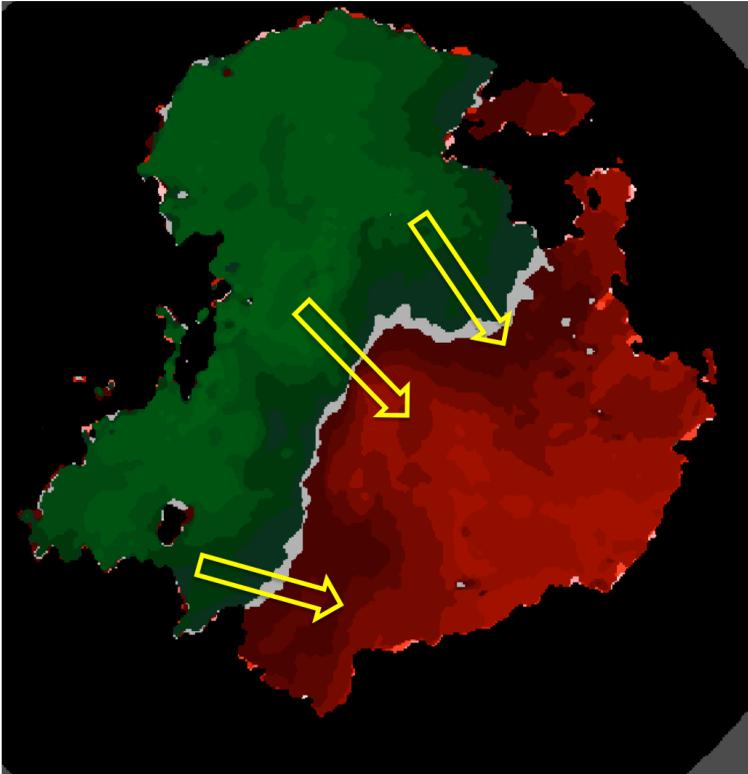


Figura 6. Imagem de Vr com característica de confluência. O vento próximo ao radar é de noroeste para sudeste enquanto nas bordas há uma inclinação da direção do vento para o interior da imagem. A imagem é do radar de Cascavel-PR do SIMEPAR em PPI 0,5° às 1630 UTC do dia 16 de agosto de 2016.

4.4.2 VR com formato S

Quando a imagem de Vr apresenta um formato em forma da letra "S" que ocupa praticamente toda a imagem (Figura 7) há uma grande chance de ocorrer uma mudança na direção do vento com a altura. Lembrando que o feixe do radar intercepta a atmosfera em níveis mais altos conforme se afasta do radar; para uma elevação de $0,5^\circ$ da antena, a 70 km de distância, o feixe está a 1km de altura, em 120 km a 2km e em 240 a aproximadamente 5,5 km de altura. Então, se houver uma mudança na direção do vento com a altura, a variável Vr apresentará uma estrutura curva em S conforme se afasta do radar. No exemplo da Figura 7 o vento próximo ao radar é de noroeste, no ponto 1 de oeste e no ponto 2 de norte, indicando uma mudança híbrida entre mesoescala e escala sinótica. Este tipo de estrutura é comum para variações de grande escala devido a advecção de ar frio ou quente em sistemas frontais.

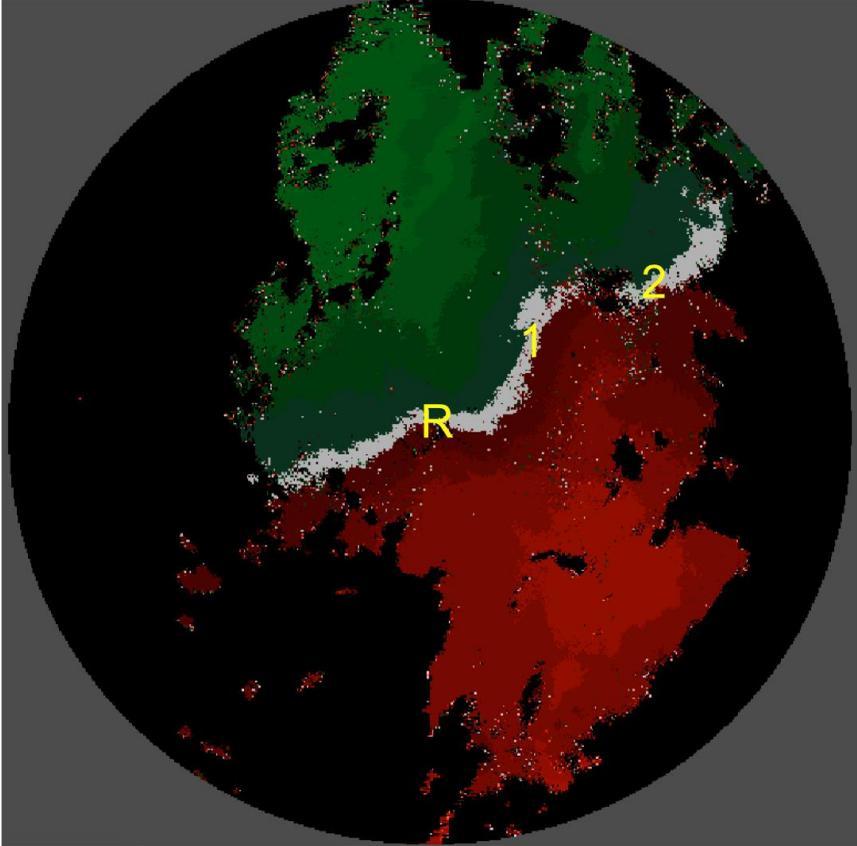


Figura 7: Velocidade Radial no formato S do radar de Cascavel-PR do SIMEPAR para o dia 13 de agosto de 2015 às 1310 UTC em PPI 0,5°.

4.4.3 Convergência e Rotação

A assinatura de divergência e sinais de rotação pode ser interpretada por meio da velocidade radial V_r desde que

comparada em relação a posição do radar. As assinaturas de convergência são localizadas quando há um dipolo de picos de V_r com sinais opostos na direção de um mesmo feixe de radar. Para tanto, considera-se o campo sintético de V_r da Figura 8 em dois pontos de observação A e B como se fossem hipoteticamente dois radares meteorológicos. A visada do ponto A de um feixe emitido pelo radar perpendicular à abscissa do gráfico será de um dipolo com um núcleo negativo (V_r se aproximando) à oeste e positivo (V_r se afastando) a leste. Portanto, se à esquerda V_r indica um movimento na direção do radar e à direita os valores indicam afastamento do radar há uma clara situação de rotação horária (cyclônica no hemisfério sul) do movimento. A visada do ponto B é perpendicular à ordenada e passa transversalmente os dois núcleos, primeiro o positivo (vermelho) e depois o negativo (azul). Como o núcleo positivo representa um movimento em que os hidrometeoros se afastam do radar, neste caso representado pelo ponto B, e o núcleo negativo indica um movimento em direção ao ponto B, temos um clássico exemplo de convergência.

Para análise na escala de tempestades a interpretação é a mesma, porém, os núcleos que aparecerão no radar não cobrirão toda a imagem. Os dipolos positivo-negativo são restritos às células de convecção ou supercélulas com diâmetros entre 20 e 40 km (MARKOWSKI e RICHARDSON, 2010).

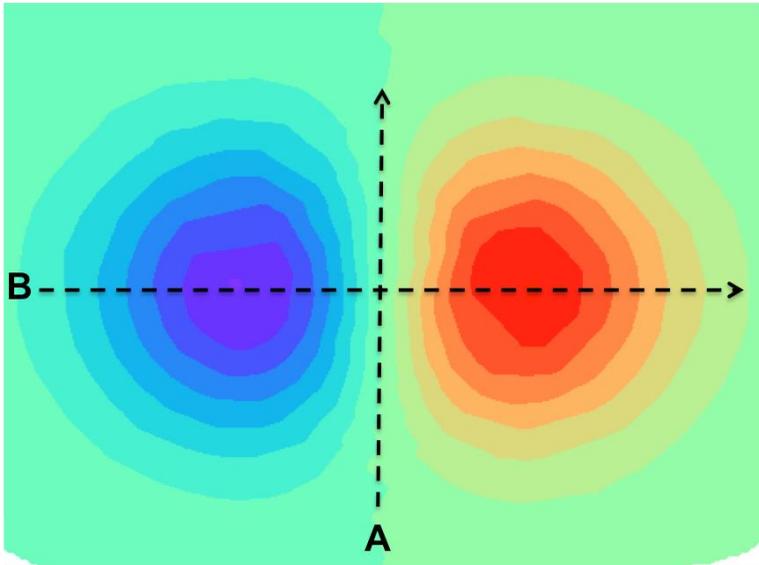


Figura 8. Campo sintético de V_r obtido pelo pacote Matplotlib. O núcleo da esquerda em azul corresponde a valores negativos ($V_r < 0$) e a direita em vermelho valores positivos ($V_r > 0$). **A** e **B** são pontos que representam duas situações hipotéticas de posicionamento do radar meteorológico.

4.4.4 Velocidade Máxima Não Ambígua

Um cuidado muito importante na análise de velocidade radial é a identificação de velocidades radiais ambíguas as quais possuem valores maiores que a capacidade do radar medir, denominadas de velocidade de Nyquist ou velocidade máxima não ambígua (DOVIÁK e ZRNIC, 2006). A velocidade

de Nyquist é determinada em função do comprimento de onda, da frequência de repetição do pulso e do range máximo utilizado. O radar transmite um pulso de energia eletromagnética na direção radial até interceptar o alvo à distância r (range). Essa distância varia em função da frequência de repetição de pulsos (PRF) e a velocidade de propagação do sinal que é a velocidade da luz. Parte da energia transmitida é retroespalhada para o radar pelos alvos. Portanto, a máxima distância na qual o pulso pode viajar e retornar ao radar antes que o próximo pulso seja transmitido equivale a metade da distância r , ou seja :

$$r_{\max} = c/2\text{PRF} \quad (8)$$

O range da região do espalhamento do alvo até o radar é calculado pelo intervalo de tempo entre a transmissão do pulso e o retorno do sinal ao receptor do radar. A hipótese padrão é que este sinal retorne antes que o próximo pulso seja transmitido. Se o alvo que retroespalhou o sinal está além do r_{\max} o sinal chegará depois de ser emitido um próximo pulso e o radar não conseguirá distinguir qual pulso de retorno se refere. E, ainda, existe outro problema, a velocidade máxima de detecção V_{\max} a qual é definida pela PRF e pelo comprimento de onda λ do radar:

$$V_{\max} = \pm \lambda\text{PRF} / 4 \quad (9)$$

Substituindo a PRF na Equação 8, do range máximo:

$$V_{\max} r_{\max} = \pm c \lambda / 8 \quad (10)$$

Pela Equação 10 é possível observar que para aumentar a velocidade de detecção é necessário diminuir o domínio de atuação do radar e, ao contrário, para aumentar a área de abrangência do radar faz-se necessário diminuir a velocidade máxima de detecção. Isto é denominado de dilema Doppler e para uma completa discussão e derivação das equações vide Rinehart (2004) e Doviak e Zrnic (2006).

Os radares mais modernos apresentam uma solução muito eficaz denominada de dual-PRF. A técnica consiste em emitir dois pulsos com PRF diferentes de forma que intercepte o mesmo alvo. Normalmente se utiliza duas PRF na proporção de 3:4 ou 4:5. Desta forma tem-se duas velocidades de Nyquist e dois tempos de retorno do sinal. Com a técnica dual-PRF a velocidade máxima passa a ser (DOVIK e ZRNIC, 2006):

$$V_{\max} = \pm \lambda / 4(T_2 - T_1) \quad (11)$$

Onde T_1 e T_2 são os tempos de viagem do sinal detectado nos dois pulsos enviados com as duas PRF diferentes.

A velocidade máxima pode ser ampliada até o triplo em relação a opção de simples PRF, mas alguns estudos

mostram que a diferença entre T_1 e T_2 não pode ser muito grande pois pode provocar erros devido a modificação do volume amostrado devido a própria modificação da estrutura microfísica dos hidrometeoros, principalmente em tempestades onde as correntes ascendentes e descendentes aceleram a modificação da distribuição dos hidrometeoros. Uma interessante discussão sobre os erros associados a técnica dual-PRF foi realizada por Joe e May (2003).

As figuras 9 e 10 são dois exemplos de velocidade radial com e sem velocidades ambíguas. O campo de V_r com velocidades ambíguas (Figura 9) possui áreas em que as bordas passam de velocidades máximas positivas para velocidades máximas negativas de um pixel para outro. Isto ocorre porque o vento real é superior a velocidade de Nyquist. Ao usar a técnica dual-PRF para a mesma elevação o campo de V_r ficou mais uniforme, possibilitando a detecção de um escoamento com ventos de norte e noroeste sem ambiguidade (Figura 10).

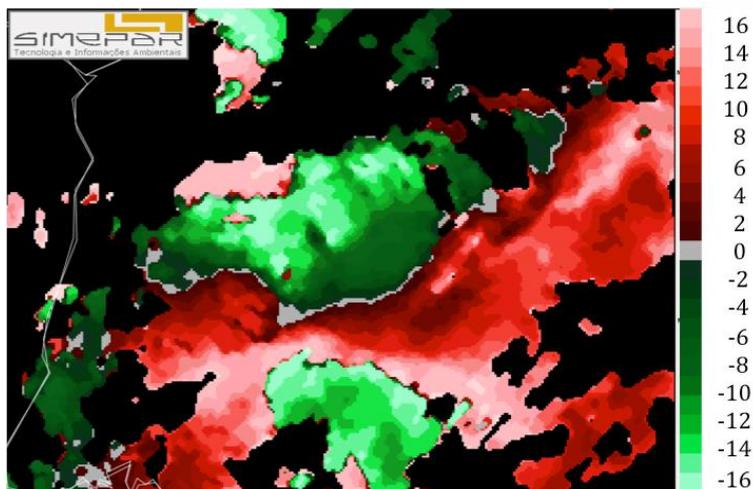


Figura 9: Velocidade Radial do radar de Cascavel-PR do SIMEPAR para o dia 11 de julho de 2015 2037 UTC em PPI 0,5°. A velocidade de Nyquist utilizada foi de 16 m s⁻¹.

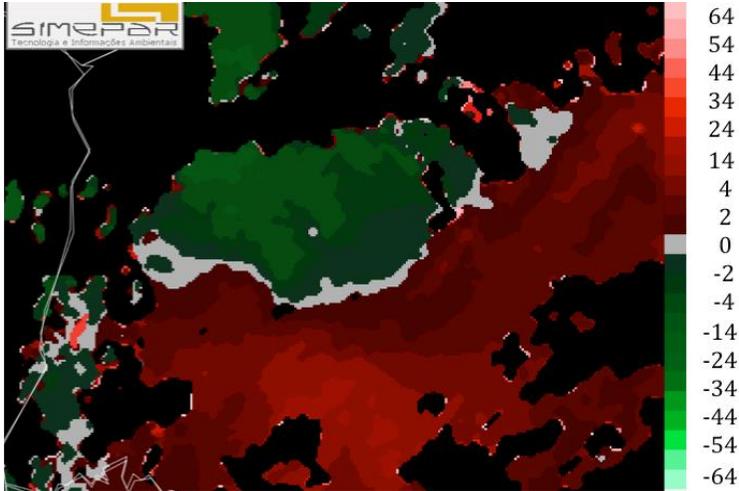


Figura 10: Velocidade Radial do radar de Cascavel-PR do SIMEPAR para o dia 11 de julho de 2015 2037 UTC em PPI 0,5°. A velocidade de Nyquist utilizada foi de 64 m s^{-1} a partir do método dual-PR 4:3 do próprio software IRIS/Sigmat.

4.4.5 Linhas de Instabilidade

Devido ao seu formato inconfundível, Linhas de Instabilidade (doravante LI) são facilmente detectáveis por imagens de radar. Possuem uma área de convecção em formato de linha com refletividades acima de 50 dBZ acompanhadas de um entorno com refletividades mais baixas, entre 30 e 50 dBZ. LI menores, abaixo de 50 km de comprimento, podem possuir pouca área estratiforme ao seu entorno, enquanto LI maiores possuem uma ampla área estratiforme na porção traseira da parte convectiva (KNEIB,

2004; SALES e PEREIRA FILHO, 2005; BENETI, 2012). Uma característica típica das LI é a sua propagação, detectável por animações ou sequências de imagens de refletividade. LI tropicais já foram relatadas com poucas áreas estratiformes e sem propagação (COHEN, 1996 e LOUREIRO et al., 2006).

Como exemplo nas figuras 11 e 12, uma LI que se propagou rapidamente sobre a cidade de Curitiba-PR com velocidade de 12 m s^{-1} e provocou rajada de vento de $21,6 \text{ ms}^{-1}$, chuva intensa (30 mm h^{-1}) e queda de granizo. O impacto na cidade foi muito grande pois provocou a queda de árvores, estruturas metálicas, telhados de casas e postos de gasolina. Por ser um horário de grande movimentação a passagem da LI foi de grande repercussão. No campo de refletividade observa-se a LI orientada de NO-SE com valores entre 51 e 60 dBZ na parte convectiva, acompanhada de uma área entre 39 e 50 dBZ em seu entorno e uma terceira área estratiforme com valores abaixo de 39 dBZ. Na velocidade radial é possível observar a forte convergência na área da LI com um pouco de rotação. Os núcleos com velocidades positivas e negativas são facilmente detectados sem ambiguidade.

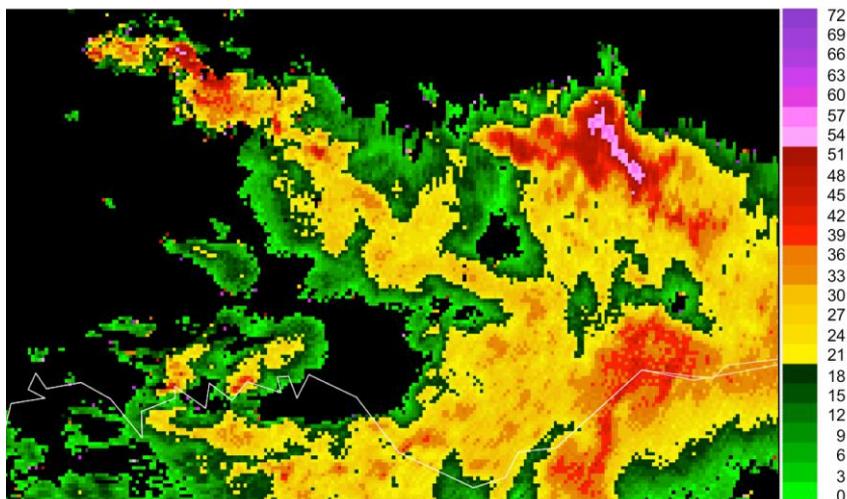


Figura 11: Refletividade do radar de Teixeira Soares-PR do SIMEPAR para o dia 01 de abril de 2011 2000 UTC em PPI 0,5°.

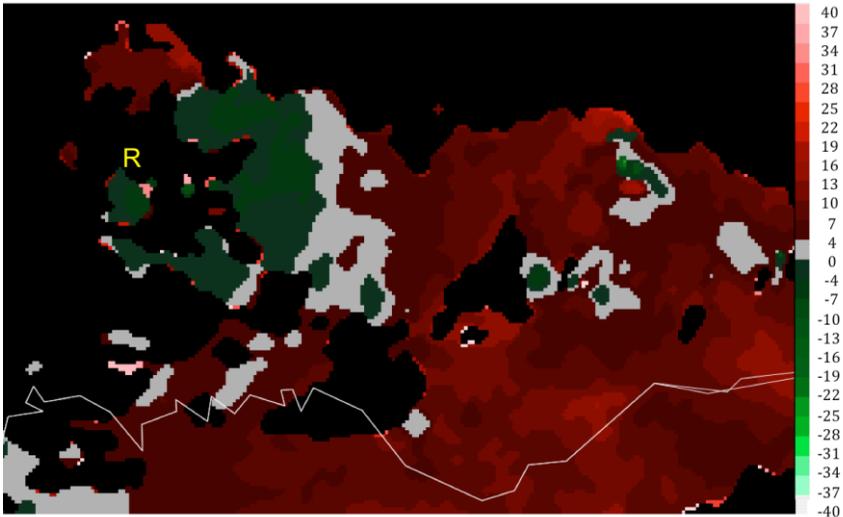


Figura 12: Velocidade Radial do radar de Teixeira Soares-PR do SIMEPAR para o dia 01 de abril de 2011 2000 UTC em PPI 0,5°. A letra R representa a posição do radar.

4.4.6 Frentes de Rajada

A frente de rajada pode ser definida como uma banda de vento intenso, acima de 15 m s^{-1} , e ar frio derivado das correntes descendentes as quais são oriundas dos níveis mais altos de tempestades (MARKOWSKI e RHICHARDSON, 2010). Elas podem ser geradas por tempestades unicelulares bem como de supercélulas e linhas de instabilidade. Por isso, o formato que aparecerá na imagem de radar dependerá da sua origem. Na LI, a frente de rajada comumente aparece como uma banda alinhada de nebulosidade a frente da

borda convectiva (Figura 13). A frente de rajada aparece com refletividade menor do que a LI e separada em dezenas ou centenas de metros, porém, com a mesma curvatura. Em tempestades celulares tais como supercélulas a frente de rajada aparece em forma de arco e na maioria das vezes se confunde com a própria refletividade da tempestade. Muito se pergunta se um determinado radar detecta as frentes de rajadas, mas é preciso considerar que se trata de um fenômeno de pouca profundidade, em geral cerca de 1 km de altura e, portanto, se estiver mais distante que 100 km a detecção pelo feixe mais baixo do radar já será difícil. Logo, para radares de boa qualidade de amostragem, como a maioria dos radares instalados no Brasil, a detecção é possível, mas dependerá de sua distância em relação a antena do radar e de sua profundidade na atmosfera. O tamanho da banda visível na imagem do radar depende da intensidade da convecção. Bandas bem nítidas e visíveis até mesmo em imagens de satélite são oriundas de convecção profunda, onde correntes descendentes são intensas e com duração de dezenas de minutos. Visualmente, as frentes de rajadas organizam as nuvens denominadas de *shelf-cloud* onde o conteúdo de água da nuvem é transportado para baixo e para frente formando uma banda proeminente de nuvens cumulonimbus.

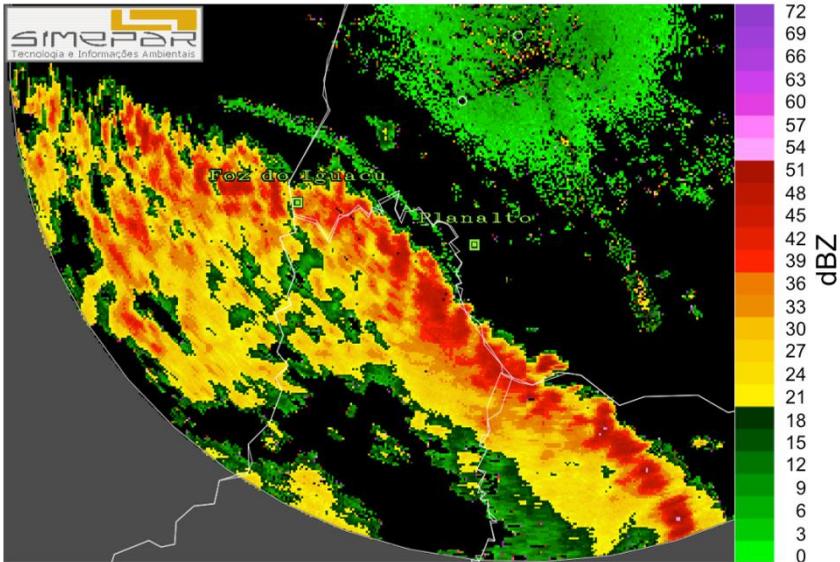


Figura 13. Frente de rajada oriunda de uma linha de instabilidade no oeste do Paraná. A imagem é do Radar de Cascavel - PR do SIMEPAR às 0030 UTC do dia 02 de janeiro de 2015.

4.4.7 Supercélulas e Tornados

A supercélula é uma das tempestades de maior impacto no Brasil por gerar uma grande quantidade de granizo, rajadas de vento muito intensas (maior que 20 m s^{-1}) e chuva de grande intensidade (em geral mais do que 10 mm h^{-1}). Não é incomum relatos da precipitação de granizos com diâmetros superiores a 5 cm e rastros de granizo maiores que 1 km. Outra característica típica é a ocorrência

de altas taxas de descargas elétricas atmosféricas superiores a 200 flashes por minuto (MARKOWSKI e RHICHARDSON, 2010). Supercélulas possuem ciclo de vida entre 1 a 4h, mas alguns autores relatam até 8h. No Brasil, supercélulas já foram identificadas por radar como sistemas circulares que se propagam entre 1 e 6h. A refletividade observada nos feixes mais baixos, PPI entre 0,5 e 2° variam entre 50 e 60 dBZ, embora facilmente são observados núcleos acima de 62 dBZ (HELD et al., 2010).

Para identificar supercélulas em imagem de radar duas assinaturas são especialmente importantes: mesociclone na velocidade radial e o formato de gancho ou em “V” no campo de refletividade (Figura 14). O formato de gancho aparece em tempestades mais intensas, enquanto o formato em V da supercélula é o mais comum. E em outras situações apenas um formato circular é observado no campo de refletividade e a supercélula é identificada na velocidade radial.

O formato em “V” ocorre quando a corrente ascendente da tempestade é muito forte a ponto de forçar os ventos em níveis mais altos a desviarem os hidrometeoros para os flancos ao redor dessa corrente ascendente.

O formato de gancho ocorre quando o mesociclone é suficientemente forte para envolver a precipitação ao redor da área da corrente ascendente.

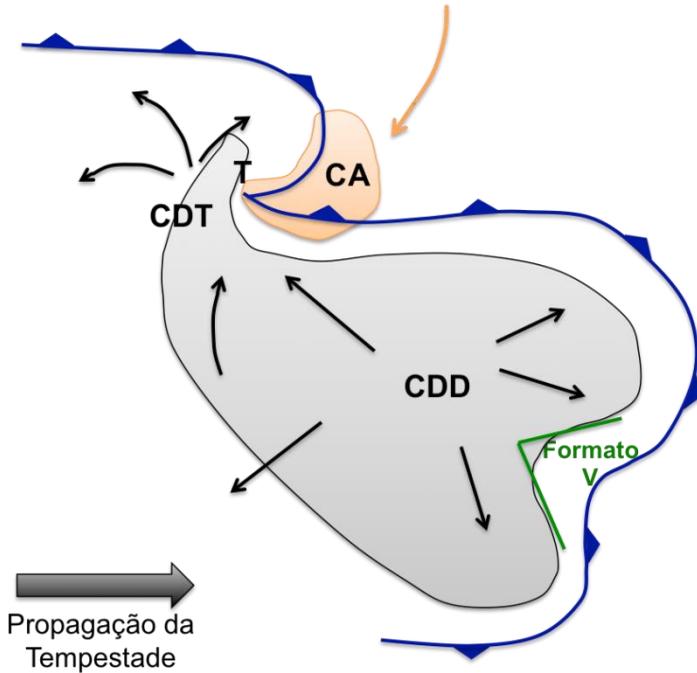


Figura 14. Representação conceitual de uma supercélula adaptada de Lemon e Doswell (1979) para o Hemisfério Sul de uma supercélulas. A área cinza representa a região de refletividade maior que 30 dBZ, T a região provável da formação de um tornado, CA a corrente ascendente, CDT a corrente descendente traseira, CDD a corrente ascendente dianteira, a linha azul a frente de rajada em superfície e em verde o típico formato em V observado em imagens de refletividade dos radares meteorológicos.

Um caso em Indianápolis, Estados Unidos, e outro em Nova Aurora –PR, Brasil foram utilizados para exemplificar a detecção de supercélula e tornado (Figuras 15 a 19). No caso de Indianápolis o dipolo de Vr ficou bastante claro entre 80 e 90 km a nordeste do radar (Figura 15). A tonalidade azul representa valores negativos (alvo se aproximando do radar) e vermelho valores positivos (alvo se afastando do radar). Portanto, na localidade do dipolo a circulação é anti-horária (cyclônica no hemisfério norte). Devido a distância do radar o feixe interceptou o mesociclone da supercélula que produziu o tornado a qual foi observado e reportado por moradores, fotos e vídeos. No campo de refletividade (Figura 16) o formato de gancho não ficou tão claro quanto os clássicos da literatura, mas é possível verificar essa geometria de gancho com valores acima de 50 dBZ e a intrusão de ar relativamente mais seco à sudoeste o qual diminuiu a refletividade abaixo de 30 dBZ.

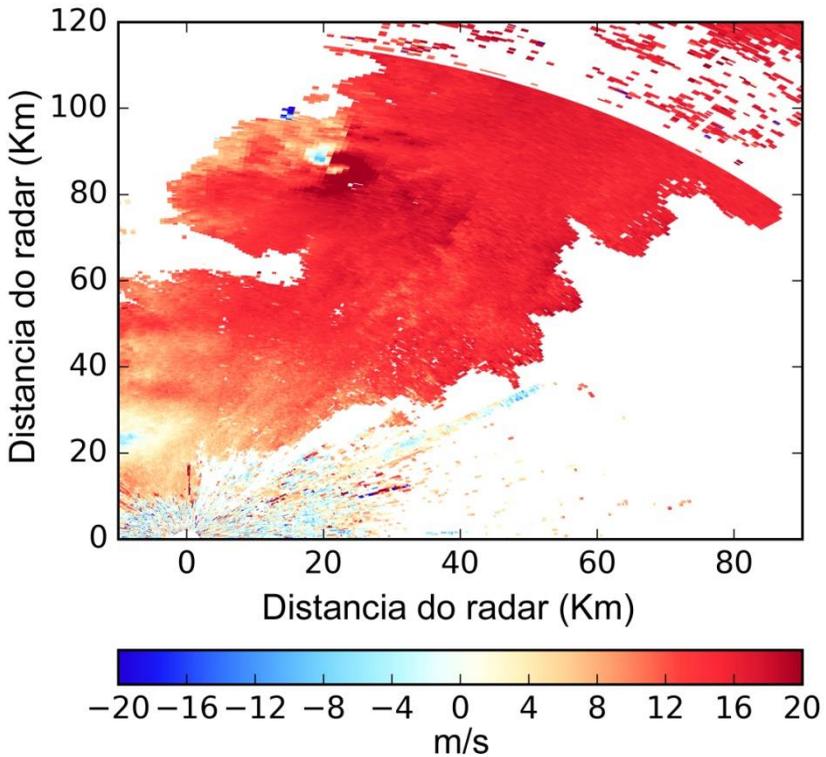


Figura 15. Velocidade Radial do dia 07 de setembro de 2016 1932 UTC do radar de Illinois (EUA). Os dados foram plotados no pacote PyArt e foram obtidos do NEXRAD/EUA (thredds.ucar.edu).

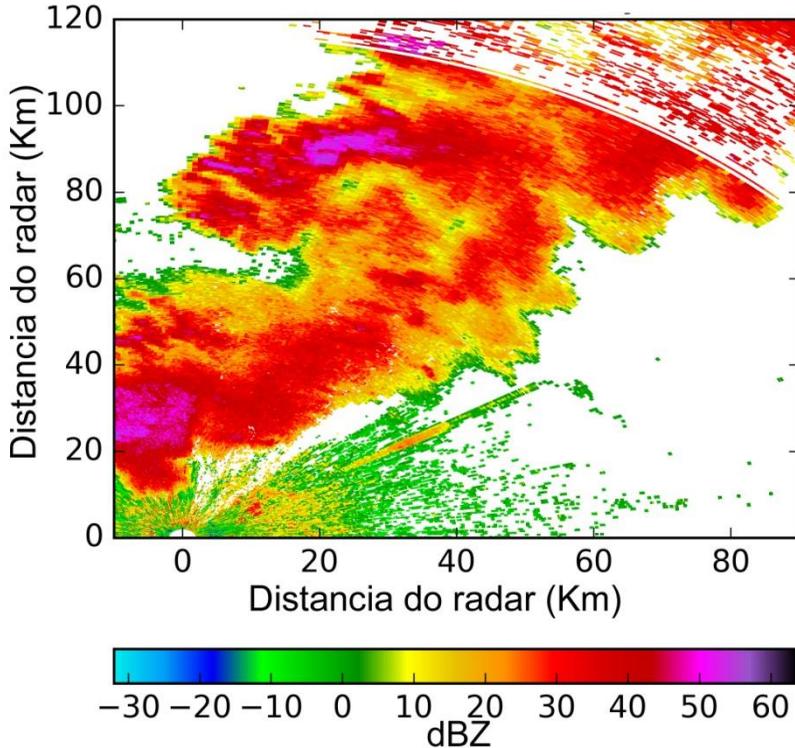


Figura 16. Refletividade Horizontal do dia 07 de setembro de 2016 1932 UTC do radar de Illinois (EUA). Os dados foram plotados no pacote PyArt e foram obtidos do NEXRAD/EUA (thredds.ucar.edu).

A assinatura do tornado que ocorreu na cidade de Nova Aurora-PR ficou nítida no campo de V_r , detectada a

menos de 50 km de distância do radar. Com a elevação de $0,5^\circ$ da antena foi possível determinar a assinatura do tornado a 700m de altura (Figura 17). Nessa imagem, velocidades de -54 m s^{-1} foram observadas a direita do dipolo, enquanto valores de mais de 49 m s^{-1} estavam à esquerda do dipolo. Como o dipolo estava à noroeste do radar a rotação foi horária, ou seja, ciclônica para o hemisfério sul. No campo de refletividade, não foi possível observar o formato de gancho de supercélula, mas uma pequena linha de instabilidade orientada na direção NO-SE com bastante curvatura, indicando intensas correntes horizontais e cisalhamento vertical. No campo de correlação entre o sinal polarizado na horizontal e vertical (RHO) é possível observar valores abaixo de 0,8 na elevação de $0,5^\circ$ da antena. Isso é um forte indicativo da presença de alvos não meteorológicos tais como partículas de poeira, madeira e detritos de estruturas de superfícies levantadas para pela sucção do vórtice do tornado.

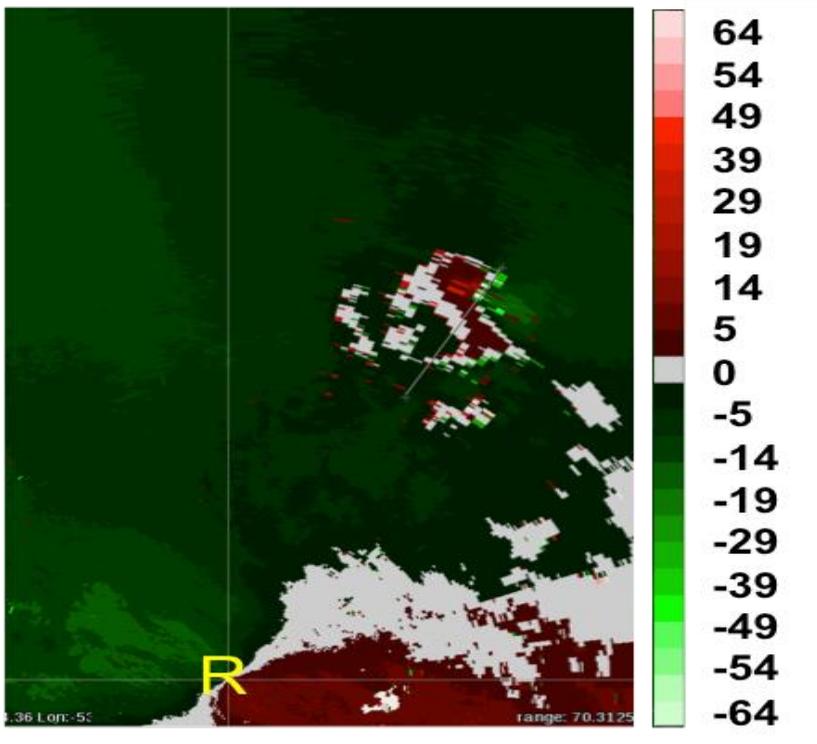


Figura 17. Velocidade Radial para o dia 09 de outubro de 2015 1730 UTC do radar de Cascavel-PR do SIMEPAR. Os dados foram plotados no programa RADEX. A letra R indica a posição do Radar.

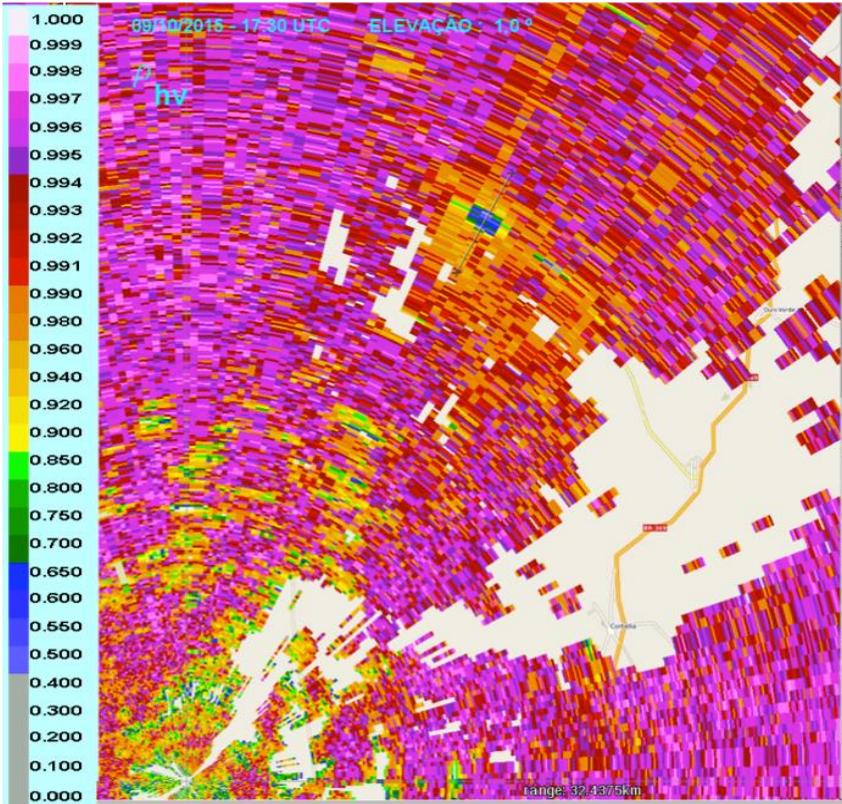


Figura 18. Correlação entre sinal polarizado horizontalmente e verticalmente (RHO) para o dia 09 de outubro de 2015 1730 UTC do radar de Cascavel-PR do SIMEPAR. Os dados foram plotados no programa RADEX.

4.4.8 Neve

Embora no Brasil a precipitação de neve seja restrita a algumas cidades mais altas na região sul, a presença de

flocos de neve em nuvens é bastante frequente e sua posição pode ser detectada por radares logo acima no nível de congelamento. Em baixas elevações da antena, por exemplo PPI $0,5^\circ$ ou $1,5^\circ$, em latitudes médias é possível encontrar a neve a pouco mais de 100 km de distância do radar, onde o feixe intercepta a nuvem entre 1 e 2 km de altura.

Segundo Saltikoff (2012), pode-se separar os hidrometeoros em três classes: l chuva, neve úmida e neve seca. Embora a estrutura da neve possua uma série de geometrias tais como dendritica, hexagonais, estrelares, colunas etc. A separação nessas três classes permite a identificação mais fácil por radares principalmente naqueles de dupla polarização. Para estes a classificação baseada em lógica *fuzzy* de Ryzhkov e Znic (1998) a qual utiliza valores baixos de Z e ZDR e altos valores de RHO (correlação entre o sinal recebido da polarização horizontal e vertical).

Para iniciar a análise da neve por meio de imagens de radar faz-se necessário conhecer a estrutura típica de uma seção vertical de refletividade. Na parte mais baixa encontra-se chuva, seguindo para a neve úmida e logo acima a neve seca. O máximo de refletividade ocorre próximo a isoterma de zero grau, onde a neve aparece úmida com parte em derretimento. Logo acima a refletividade diminui com a altura em um gradiente aproximado de $7,5 \text{ dBZ/km}$ devido a quatro principais fatores (Saltikoff, 2012):

- Regiões de altitudes elevadas são mais frias e o diâmetro dos cristais de neve são tipicamente menores;
- Em regiões de altitudes elevadas a umidade absoluta é menor e então a massa de neve por metro cúbico de nuvem é menor;
- Cristais de neve caem enquanto crescem, logo cristais mais antigos tendem a ter um maior tempo para crescerem e, por isso, tendem a se alojar nos níveis mais baixos;
- Próximo ao topo das nuvens há maiores problemas de efeito de atenuação.

Quando os flocos de neve estão em processo de derretimento, a superfície se torna úmida enquanto o interior ainda permanece seco. Este hidrometeoro parcialmente derretido tem o tamanho aproximado de floco de neve, porém propriedades dielétricas de superfícies úmidas e, por isso, a refletividade é maior formando a banda brilhante.

Portanto, o sinal recebido pelo radar dos flocos de neve possui intensidade menor que as partículas de gelo e granizo com um pequeno aumento para aqueles com densidade maior e um pico na região da banda brilhante. A característica típica da presença de neve em dados de refletividade é o formato serrilhado na seção vertical que pode aparecer também em PPI em forma de áreas

estratificadas. Áreas convectivas são vistas como núcleos de maior refletividade imersos em grandes áreas de refletividades mais baixas similares a sistemas estratiformes.

Ressalta-se que a presença de neve, especialmente no Brasil, está misturada com chuva congelada e diversos tipos de cristais de gelo e, por isso, de difícil identificação. A imagem típica em PPI é um formato de chuva estratiforme com algumas áreas alongadas de maior refletividade em sequência (Figura 19). Núcleos convectivos não são muito comuns, mas podem surgir em alguns momentos dependendo do desenvolvimento do fenômeno precipitante.



Figura 19: Refletividade em PPI 0,5° do Radar de Teixeira Soares, PR do SIMEPAR para o dia 23 de julho de 2016 às 0047 UTC.

4.4.9 Estimativa de Precipitação

Marshall e Palmer (1948) estabeleceram uma importante relação entre a refletividade observada por radares e a precipitação medida em superfícies por pluviômetros. Essa relação foi derivada porque a refletividade é definida pela distribuição de gotas na atmosfera (Equação 2) e pode ser obtida pela potência do sinal recebido pelo radar (Equação 1). Os autores então

elaboraram uma pesquisa empírica para derivar constantes a qual pudessem ajustar a curva exponencial, criando assim a relação chuva-refletividade, mundialmente conhecida por relação Z-R:

$$Z = aR^b \quad (12)$$

onde:

Z = refletividade ($\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$)

R = precipitação medida por pluviômetro (mm h^{-1})

a e b = parâmetros de ajuste da curva. Valores $a=200$ e $b=1,6$ de MARSHALL-PALMER são considerados parâmetros universais e utilizados como padrão pelos fabricantes de radares.

Para utilizar os valores de Z em dBZ, utilize a relação da Equação 3.

Os parâmetros **a** e **b** da Equação 12 foram exaustivamente calculados para diversas regiões e tipos de regimes meteorológicos e podem ser encontrados em livros e artigos sobre o tema facilmente. Na Tabela 1 são apresentados alguns exemplos de parâmetros encontrados.

Tabela 1: Valores dos parâmetros **a** e **b** da Equação 12 e o correspondente regime meteorológico e a referência da pesquisa.

A	B	Regime/autor
200	1,6	Chuva Estratiforme - Marshall-Palmer (1948)
140	1,5	Garoa – Joss et al. (1970)
500	1,5	Tempestade - Joss et al. (1970)
124	1,64	Núcleo de uma LI – Martner (1977)
43	1,43	Área estratiforme de uma LI – Martner (1977)
200	2	Neve – Martner (1977)
250	1,2	Tempestades tropicais e furacões – Bring e Chandrasekar (2001)
52	2,7	Radar Teixeira Soares – PR – Santos (2014).
376	1,46	Barcelona, Espanha – Cerro et al. (1997)
32	1,65	Bauru-SP – Calheiros e Zawadzki (1987)
395	1,42	Alagoas – Moraes (2003)

Estimativas de chuva por radares polarimétricos

podem utilizar as variáveis ZDR e KDP para compor as equações. Estima-se que a melhoria das estimativas de precipitação seja de até 30% em relação àquelas que utilizam apenas Z (Ryzhkov et al., 2005).

4.5 Considerações finais

O aprendizado da análise de informações de radar também depende da prática, ou seja, do exercício contínuo da identificação dos fenômenos e a análise das assinaturas nas imagens de radar. Considere as limitações das medições e da topografia local. O feixe eletromagnético emitido por radares em áreas de relevo complexo tendem a ser bloqueadas tornando a medição complexa. Não tente visualizar um tornado a mais de 60 km. A assinatura a ser encontrada é do mesociclone. Atente para a curvatura do feixe, para a amostragem dos dados e as interpolações inerentes as visualizações. Não esqueça de visualizar outros níveis da elevação da antena para analisar os sistemas meteorológicos em vários níveis de altura.

Enfim, com conhecimento e exercício de interpretação de imagens, o radar é, sem dúvida alguma, um grande aliado do meteorologista.

4.6 Referências Bibliográficas

BENETI, C.A.A. Caracterização hidrodinâmica e elétrica de sistemas convectivos de mesoescala. 2012, 131p. Tese

(Doutorado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo (USP), São Paulo – SP, 2012.

BRINGI, V.N.; CHANDRASEKAR, V. **Polarimetric Doppler Weather Radar: Principles and Applications**. 1ª Edição. Editora Cambridge Londres: University Press, 2001. 664 p.

CALHEIROS, R. V.; ZAWADZKI, I. Reflectivity-rain rate relationships for radar hydrology in Brazil. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 26, p. 118-132, 1987.

CALVETTI, L. Recuperação 3D do vento a partir das medições de vento radial e refletividade dos radares meteorológicos S-Pol e toga durante o experimento wetamc/LBA. 2002. 78p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo (USP), São Paulo-SP, 2002.

CERRO, C.; CODINA, B.; BECH, J.; LORENTE, J. Modeling Raindrop Size Distribution and Z(R) Relations in the Western Mediterranean Area. **Journal of Applied Meteorology**. v.36, p. 1470 – 1479, 1997.

COHEN, J.C.P. **Mecanismo de Propagação e Estrutura das Linhas de Instabilidade da Amazônia**. 1996. 120p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - tese de doutorado em Meteorologia. Universidade de São Paulo (USP), São Paulo-

SP, 1996.

DOVIK, R.J.; ZRNIC, D.S. **Doppler Radar and Weather Observations**. 2ª Edição. New York: Dover Publications 2006. 592 p.

FABRY, F. **Radar Meteorology – Principles and Practice**. 1ª Edição. Londres: Cambridge University Press, 2015. 272 p.

FANG, M.; DOVIK, R.J.; MELNIKOV, V. Spectrum Width Measured by WSR-88D: Error Sources and Statistics of Various Weather Phenomena. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**. v. 21, p. 888-904, 2004.

HELD, G., GOMES, A.M.; NACCARATO, K.P. Estrutura e comportamento de tempestades supercélulas no estado de São Paulo, Brasil. XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia. **Anais...** Belém-PA. 2010.

JOE, P.; MAY, P.T.. Correction of Dual PRF Velocity Errors for Operational Doppler Weather Radars. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**. v. 20, p. 429-442, 2003.

JOSS, J.K; SCHRAM, K.; THAMS, J.C.; WALDVOGEL, A. On the quantitative determination of precipitation by radar.

Research and Development Technical Report (ECOM-02071-2). University of Illinois , EUA, 38p., 1970.

KNEIB, R.O. **Estudo observacional de Linhas de Instabilidade no estado do Paraná**. 2004, 171p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos-SP. 2004.

LEMON, L.R.; DOSWELL III, C.A. Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornado genesis. **Monthly Weather Review**. vol. 107, p. 1184-1197, 1979.

LOUREIRO, R.S.; GOMES, R.G.; ROCHA, E.J.P. Análise de uma Linha de Instabilidade Costeira na Região leste do estado do Pará. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 21, p. 258-270, 2006.

MARKOWSKI, P.; RICHARDSON, Y. **Mesoscale Meteorology in Midlatitudes**. 1ª Edição. West Sussex, Inglaterra: Editora Wiley-Blackwell, 2010. 407 p.

MARSHALL, J.S.; PALMER, W. M. The distribution of raindrops with size. **Journal of Meteorology**. vol. 5, p. 165-166, 1948.

MARTNER, B. E. A field experiment on the calibration of radars with raindrop disdrometers. **Journal of Applied Meteorology**, v. 16, p. 451-454, 1977.

MORAES, M.C. da S., **Distribuição de gotas de chuva e a relação Z-R para radar na costa leste do Nordeste do Brasil**. 2003, 112p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas, Maceió – AL, 2003.

OLIVEIRA, C. **Identificação e correção da Banda Brilhante em dados de Radar Meteorológico**. 2014. 73p. Dissertação (Mestrado no Programa de Pós-Graduação de Métodos Numéricos em Engenharia) – Universidade Federal do Paraná, Curitiba – PR, 2014.

RINEHART, R. E. **Radar for Meteorologists**. 4ª Edição. Editora Rinehart, 2004. 482 p.

RYZHKOV, A.V.; ZRNIC, D.S. Discrimination between rain and snow with a polarimetric radar. **Journal of Applied Meteorology**, v. 37, p. 1228-1240, 1998.

RYZHKOV, A.V.; GIANGRANDE, S.E.; MELNIKOV, V.M.; SHUUR, T.J. Calibration Issues of Dual-Polarization Radar Measurements. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 22, p. 1138-1155, 2005.

SALES, F.H.; PEREIRA FILHO, A.J. Study of a Long-Lived Symmetric Squall Line in Southeast Brazil. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 20, p. 421-436, 2005.

SALTIKOFF, E. Measuring Snow with Weather Radar. Doppler Radar Observations - Weather Radar, Wind Profiler, Ionospheric Radar, and Other Advanced Applications, Dr. Joan Bech (Ed.), InTech, DOI: 10.5772/38993. Disponível em: <http://www.intechopen.com/books/doppler-radar-observations-weather-radar-wind-profiler-ionospheric-radar-and-other-advanced-applications/measuring-snow-with-radars> (Acesso em 01/12/2016).

SANTOS, T. N. **Redes Neurais Artificiais e relação Z-R aplicadas à estimativa de chuva**. 2014, 80p. Dissertação (Mestrado no Programa de Pós-Graduação de Métodos Numéricos em Engenharia) – Universidade Federal do Paraná, Curitiba – PR, 2014.

SCHARFENBERG, K. A.; MILLER, D.J.; SCHUUR, T.J.; SCHLATTER, P.T.; GIANGRANDE, S.E.; MELNIKOV, V.M.; BURGESS, D.W.; ANDRA JR. D.L.; FOSTER, M.P.; KRAUSE, J.M. The Joint Polarization Experiment: Polarimetric Radar in Forecasting and Warning Decision Making. **Weather and Forecasting**. vol. 20, p. 775-788, 2005.

CAPÍTULO 5

TEMPERATURA DO SOLO EM AMBIENTES FLORESTAIS

Rayonil Gomes Carneiro

Marcos Antonio Lima Moura

Camilla Kassar Borges

Antonio Marcos Delfino de Andrade

Aurilene Barros dos Santos

5.1 Introdução

Estudos da temperatura do solo em diferentes profundidades possibilitam compreender melhor seu comportamento, acerca da difusividade e condutividade térmica, propriedades estas, importante para a caracterização do solo. Segundo Ramana Rao et al. (2005), essas propriedades são resultantes de um conjunto de fatores, nos quais se incluem a textura e a composição química do solo.

Por outro lado, as flutuações diárias, sazonais e anuais da temperatura do solo influenciam as trocas de massa e energia na camada superficial entre a terra e atmosfera,

processos biológicos e químicos, como o crescimento das plantas, respiração do solo, as taxas de decomposição e de mineração da matéria orgânica (HUANG et al., 2014). Sendo a temperatura um dos principais fatores da respiração do solo, especialmente para as florestas tropicais (GRAHAM et al., 2010), constitui também um importante indicador de mudança climática e parâmetro para estudo de ilhas de calor (HUANG et al., 2014). Assim, as observações regulares de sua temperatura em diferentes profundidades possibilitam identificar o regime térmico e obter conhecimento de importantes propriedades, tais como difusividade e a condutividade térmica.

A temperatura do solo é uma função da disponibilidade de radiação solar na superfície do solo e das suas propriedades térmicas, onde tem efeito significativo sobre o crescimento e desenvolvimento das plantas e suas funções metabólicas, podendo interagir na nutrição, absorção da água, na produção dos compostos e no estoque de carboidratos. Os processos tais como a assimilação, respiração, transpiração, a fotossíntese e o crescimento das culturas dependem da temperatura (PARTON e LOGAN, 1981).

Segundo Kaiser et al. (2001), a temperatura do solo é uma variável meteorológica que determina os níveis de evaporação e aeração, logo, a dinâmica da temperatura do solo é fundamental no desenvolvimento ecológico, pois sua variação interfere diretamente na germinação e no

crescimento das plantas, assim como na sua absorção de água e nutrientes. Nesse aspecto, Bergamaschi e Guadagnin (1993) asseguram que a temperatura do solo é essencial por influenciar na germinação das sementes, nas atividades das raízes em absorver água e nutrientes do solo e dos microrganismos, na difusão de solutos e gases, no desenvolvimento de doenças e na velocidade das reações químicas do solo.

Em regiões florestais a quantidade do material vegetal que se deposita no solo, resultantes dos componentes envelhecidos da parte aérea das plantas, forma uma camada denominada liteira, que compreende as folhas, caules, flores e frutos (GOLLEY et al. 1978). É por meio dos mecanismos de transferência entre a vegetação e o solo que ocorrem os processos de grande importância na nutrição e na sustentabilidade de florestas que crescem em solos pobres em nutrientes, como as florestas de região tropical. A proteção do solo com cobertura de liteiras reduz a perda de água por evaporação resultando na redução da flutuação da temperatura na superfície do solo (GILL et al., 1996).

As florestas tropicais desempenham importante papel na manutenção do clima regional e global, pois influenciam diretamente na emissão ou retenção de gases, na evapotranspiração e no fornecimento de vapor de água, entre outros fatores. Esses biomas, por suas condições de umidade e calor, são os ecossistemas terrestres que dispõem da maior diversidade de seres vivos. A floresta Amazônica e

a floresta tropical Atlântica do Brasil (Mata Atlântica) possuem as maiores biodiversidade do país (LEDRU et al., 2005).

O bioma amazônico é a maior área de floresta tropical do mundo, representando 28% das florestas tropicais mundiais, contém 15 a 20% dos recursos hídricos e cerca de 1/3 de toda a biodiversidade do planeta (FREITAS e CASTRO JÚNIOR, 2004). Esse bioma é importante para o sequestro do carbono (absorção de dióxido de carbono) da atmosfera, onde a vegetação, por meio da fotossíntese, absorve aproximadamente 1,2 bilhões de toneladas de dióxido de carbono por ano. O desflorestamento da floresta Amazônica já atingiu 17%, considerando apenas os últimos vinte anos, foram devastados 360.000 km² de mata, correspondendo à área do Estado de Goiás (INPE, 2013). No período entre agosto de 2013 a julho de 2014, a estimativa da taxa anual do desmatamento medida indica que foram desmatados 4.848 km² (INPE, 2015). O desflorestamento ocorre para o estabelecimento de pastagens para atividade pecuária, plantio de soja e exploração de madeira.

A Mata Atlântica, um dos mais ricos conjuntos de ecossistemas em termos de diversidade biológica do Planeta, é diretamente responsável pela qualidade de vida de milhares de brasileiros. Nas cidades, áreas rurais, comunidades caiçaras e indígenas, ela regula o fluxo dos mananciais hídricos, assegura a fertilidade do solo, controla o clima e protege escarpas e encostas das serras, além de

preservar um patrimônio histórico e cultural imenso (CAPOBIANCO, 2001). Este bioma é um complexo e exuberante conjunto de ecossistemas de reconhecida importância nacional e internacional no meio científico, é representado por vários tipos de vegetações, como as Florestas Ombrófilas Densa, Mista e Aberta; Floresta Estacional Decidual e Semidecidual; Mangue; Restingas; Campos de Altitudes; Brejos Interioranos, Encraves e Zonas de Tensão Ecológicas abrigando assim parcela significativa da biodiversidade do Brasil. Atualmente encontra-se bastante fragmentada, sendo a principal causa da perda da biodiversidade (INPE/SOS MATA ATLÂNTICA, 2012). Nos dados do Atlas dos Remanescentes Florestais da Mata Atlântica (2011 - 2012), estimou-se que atualmente o domínio da mata atlântica remanescente seja de apenas 95.000 km², cerca de 7% da área original.

Este capítulo irá descrever a variabilidade da temperatura do solo em dois ambientes florestais, Floresta Amazônia e Mata Atlântica, e demonstrar a influência destas regiões na oscilação espaço-temporal desta variável.

5.2 Temperatura do Solo

O solo é um sistema complexo, onde sua mistura é formada por um material heterogêneo dividido em partes sólidas, líquidas e gasosas. Este pode ser considerado resultado da adaptação das rochas às condições de equilíbrio do meio em que se encontram expostas,

geralmente diferentes daqueles que provocou a sua origem (EMBRAPA, 1999), ou através de processos químicos, físicos e biológicos de desintegração, decomposição e recombinação de rochas, que se transformaram no decorrer das eras geológicas (REICHARDT, 1996). O interesse nas práticas de utilização do solo nos últimos tempos vem tendo um grande avanço (principalmente na agricultura), por isso, diversos pesquisadores têm se dedicado ao uso e manejo do solo no sentido de conhecê-lo detalhadamente, permitindo usufruir o que o mesmo tem para oferecer quanto ao melhor desenvolvimento de plantas e sementes.

A temperatura do solo é um fator variável no tempo e no espaço assumindo grande importância na determinação das taxas e direções de processos físicos do solo e as trocas de energia e massa com a atmosfera. Seu regime térmico é determinado pelo aquecimento da superfície pela radiação solar e pelo transporte, por condução, de calor sensível para seu interior durante o dia (Figura 1). Enquanto a superfície é aquecida pela radiação solar incidente, ocorre um fluxo de calor da superfície do solo para seu interior. No período noturno, quando a superfície está se resfriando, pela perda de energia por radiação de onda longa emitida, o fluxo de calor torna-se do interior do solo para a superfície

A temperatura do solo varia em resposta as alterações nas trocas de energia radiante, térmica e latente que ocorrem principalmente através da superfície do solo (TYAGI e SATYANARAYANA, 2010). Essa temperatura é

afetada pelas mudanças das propriedades térmicas do solo, tais como capacidade de armazenar calor, condutividade térmica, umidade e variação destas propriedades com a profundidade, que depende também da localização geográfica, cobertura vegetal, tipo de solo e gestão humana (OKE, 1978).

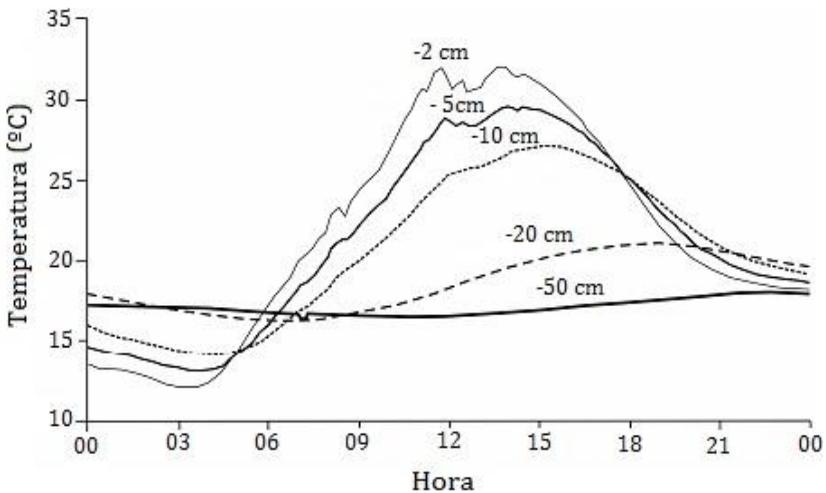


Figura 1. Ciclo diário de temperaturas do solo em diferentes profundidades

Fonte: Adaptado de Foken (2008).

A temperatura do solo também determina as taxas de evaporação e aeração, assim como o tipo e a intensidade das reações químicas. Devido a isso, o conhecimento da dinâmica da temperatura do solo é fundamental, pois sua

variação influencia fortemente a uma ampla gama de fatores biológicos, tais como, a germinação, o crescimento radicular, a absorção de água e nutrientes pelas plantas, a produção de CO₂ e processos que incluem a atividade microbiana e do metabolismo das raízes, além de afetar as distribuições vegetais em pequenas e grandes escalas (KÖRNER E PAULSEN, 2004; SCHOB et al., 2009).

Nos processos de interação solo-atmosfera, os perfis de temperatura e umidade de solos dependem, dentre outros fatores, das características físicas e das trocas de calor e vapor d'água com a atmosfera, que por sua vez dependem do clima e da cobertura vegetal local (ALVALÁ et al., 2002a). Em particular, o fluxo de calor na superfície e sua estimativa possibilitam a avaliação da evaporação e do fluxo de calor sensível no ar (ANTONINO et al., 1997). A temperatura do solo é uma das características físicas que se alteram pela retirada da cobertura vegetal, atingindo suas amplitudes máximas quando se passa de um ambiente vegetado para uma situação de solo desnudo. Tratando-se, portanto, de uma relação entre a energia calorífica absorvida e a perda pelo solo. A superfície do solo, com ou sem cobertura vegetal, é a principal responsável pela troca e armazenamento de energia térmica nos ecossistemas terrestres. É a partir da intensidade da radiação solar na superfície do solo que ele se aquece e se resfria, no decorrer do dia e do ano, provocando variações térmicas nas camadas subjacentes (GASPARIM et al., 2005).

Conforme Wiseman e Seiler (2004) a temperatura do solo é influenciada por uma série de fatores, como as condições meteorológicas, consideradas como fatores externos: radiação solar global, temperatura do ar, nebulosidade, chuva e vento, os quais afetam o balanço de energia na superfície e, conseqüentemente, o fluxo de energia no solo. Além destes parâmetros, a topografia local, tipo do solo, teor de água, a textura e a área de superfície coberta por lixo e copa das plantas também influenciam a temperatura. Como resultado, alguns modelos atualmente disponíveis para estimar a temperatura do solo são baseados em fluxo de calor no solo e balanço energético, contudo, eles têm requisitos de dados relativamente grandes, incluindo-se, por vezes, entradas de umidade, velocidade do vento e nebulosidade, difíceis de obter ou não disponíveis (YIN et al., 1993).

Medidas ou estimativas da temperatura do solo também são componentes necessários para a estimativa de carbono local e continental, assim como para balanço de energia e cálculos dos fluxos de evaporação (ZHENG et al., 1993; GAUMONT-GUAY et al., 2009). Estudos têm mostrado que a taxa de respiração do solo é um indicativo da atividade microbiana, aumentando linearmente com a temperatura (BEKKU et al., 2003; SUBKE et al., 2003). Esses trabalhos consideram que a produção do CO₂ dentro do solo é basicamente um processo bioquímico e responde fortemente às variações de temperatura. Isso pode mudar

com a idade da matéria orgânica, como também com a disponibilidade de água para as reações bioquímicas relevantes (FANG e MONCRIEFF, 2001). Segundo Kang et al. (2003), a respiração do solo em altas temperaturas pode ser reduzida, considerando que ela exerce influência na velocidade das reações enzimáticas da microbiota do solo pois, nesta condição, as atividades microbianas podem ser restringidas. Reações químicas que liberam nutrientes para as plantas poderão ser interrompidas se o solo não se apresentar dentro de uma faixa de temperatura adequada para a manutenção dos processos fisiológicos envolvidos (PREVEDELLO, 1996).

As propriedades térmicas do solo associadas à dependência do conteúdo de umidade variam no espaço e tempo, causando dois tipos de heterogeneidades (VERHOEF et al., 1996). Primeiro, uma heterogeneidade de meso-escala, podendo ser induzida por chuvas variando espacialmente, a qual influencia estas propriedades, conseqüentemente a temperatura e o fluxo de calor também, por meio de mudanças no conteúdo de umidade no solo em uma escala de diversos quilômetros. Segundo, uma heterogeneidade de micro-escala, a qual depende das condições da superfície, isto é, se o solo apresenta-se nu ou coberto com vegetação; onde a cobertura pode ser densa ou ser esparsa em diferentes graus. Isso influencia a camada de solo próximo à superfície por sombreamento homogêneo ou não, o que reflete sobre a umidade do solo e, portanto, sobre as suas

propriedades térmicas. Além das variações espaciais, grandes variações sazonais ocorrem quando períodos com chuvas fortes são alternados por períodos secos.

Em todo o experimento que envolva determinação de temperatura do solo, estando com cobertura vegetal ou não, a umidade é de grande importância, pois a presença de água afeta o fluxo de calor no solo e, por conseguinte, a difusividade térmica. De forma geral, as trocas de calor e umidade entre a superfície e a atmosfera são, frequentemente, os mecanismos dominantes nas circulações de meso-escala (ALVALÁ et al., 2002b). Por esse motivo, o cálculo do percentual de umidade do solo acarretará no entendimento dos seus processos físico-químicos, pois o solo é considerado um grande reservatório natural para a atmosfera e para a vegetação que possa o revestir (LOYOLA e PREVEDELO, 2003). Muitas pesquisas foram elaboradas no sentido de procurar aferir essa quantidade de água existente, água que circula na superfície através dos fenômenos de infiltração e evaporação e, nos perfis de solo por meio da chamada drenagem interna, fenômeno que ocorre dentro do solo fazendo parte de um dos processos conhecidos do ciclo hidrológico.

5.3 Métodos de Medições e Estimativa da Temperatura do Solo (TS)

A temperatura do solo pode ser medida através de alguns instrumentos de medições *in situ*. Um dos mais

utilizados são os Geotermômetros (Figura 2), cujo elemento sensor é o mercúrio, que mede por princípio da dilatação do líquido. Este é um termômetro destinado a medir temperaturas em depósitos abaixo da superfície da Terra. Entretanto ele mede apenas um ponto abaixo da superfície.



Figura 2. Instrumento Geotermômetro.

Fonte: Sentelhas e Angelocci (2015).

Para medições do perfil vertical da temperatura do solo são utilizados outros tipos de elementos sensores: como os termopares (Figura 3A), que são junções de dois fios de metais diferentes que produzem uma força eletromotriz proporcional à diferença das temperaturas a que está submetida cada uma das junções do par e, os termistores (Figura 3B), que são dispositivos elétricos que têm a sua resistência elétrica alterada termicamente, isto é, apresentam um valor de resistência para cada temperatura

absoluta. Estes instrumentos podem medir a temperatura do solo em diferentes profundidades.

De acordo com Sentelhas e Angelocci (2015), para medida padrão em estações meteorológicas deve-se medir nas profundidades de 2, 5, 10, 20, 40 e 100 cm em superfície gramada ou de solo desnudo.



Figura 3. Instrumento Termopar (A) e Termistores (B).
Fonte: Sentelhas e Angelocci (2015).

Em casos que não se disponha de medições por qualquer tipo de instrumentos da TS ou dados para determinar a temperatura média mensal de um solo, pode-se recorrer às estimativas por meio da relação da temperatura do solo com a temperatura do ar:

$$T_s = a + bT_{ar} \quad (01)$$

Os valores de a e b dependem do tipo de solo e também da profundidade de determinação da TS.

Pode-se calcular ainda o comportamento da temperatura no perfil do solo, de maneira simplificada, utilizando um modelo senoidal. Para o cálculo apenas da temperatura da superfície de um solo usa-se:

$$T(0, t) = T_f + A_o \sin Wt \quad (02)$$

no qual, A_o é a amplitude entre a temperatura máxima e a temperatura média, ou a amplitude entre a temperatura média e a temperatura mínima. T é a temperatura média em torno da qual a temperatura varia senoidalmente. Considera-se ao nascer do sol $T=T_f$. O tempo é t , contando a partir do nascer do sol. E W é a velocidade angular da terra.

Há ainda um modelo senoidal para a temperatura no interior de um solo, onde, a temperatura varia exponencialmente com a profundidade e senoidalmente com o tempo. Que expressa por:

$$T(z, t) = T_f + A_o \exp\left(\frac{-z}{D}\right) \sin \frac{Wt - z}{D} \quad (03)$$

em que, $A_o \exp\left(\frac{-z}{D}\right)$ é a amplitude da temperatura que decresce exponencialmente com a profundidade. $\frac{-z}{D}$ é a

defasagem. Quanto maior z , maior o atraso na ocorrência da temperatura máxima. D é a profundidade de amortecimento, frente de deslocamento de energia no solo (que será aprofundada mais a frente).

Entretanto, estes modelos só podem ser utilizados em condições típicas, onde o solo é homogêneo, ou seja, não apresenta variação da sua textura (arenoso ou argiloso) ao longo das camadas. O solo não deve ser vegetado, em função da absorção da radiação solar pela vegetação. E não se pode colocar uma camada final (limite de profundidade).

Assim, estes modelos nos mostram que a variação diária ou anual da temperatura do solo, em condições típicas, segue aproximadamente um movimento periódico amortecido no qual a amplitude da onda de temperatura é amortecida exponencialmente com a profundidade e os valores de temperatura, em cada profundidade, oscilam senoidalmente com o tempo em torno de um valor médio e constante. Verifica-se que, em cada profundidade, existe um momento de máxima e mínima diferente de outra profundidade. Como o aquecimento é a partir da superfície do solo, ocorre um atraso no momento de ocorrência das temperaturas o qual é proporcional ao aumento da profundidade.

5.4 Liteira

Em estudos em ambientes florestais, a temperatura do solo sofre influência da liteira, principal componente de matéria orgânica dos solos, constituída de resíduos orgânicos, em sua maioria de origem vegetal, proveniente da floresta (VIEIRA, 1988; CORREIA e ANDRADE, 1999).

A liteira é uma das principais formas de entrada da matéria orgânica no solo, podendo agir também como fonte de nutrientes, fator mecânico modificador das condições de micro sítios (umidade, luz, disponibilidade de nutrientes), nos quais as sementes germinam e plântulas se estabelecem e participam ativamente do processo de ciclagem de nutrientes (YANO et al., 2006).

A cobertura do solo por liteira, além de protegê-lo contra a perda de umidade, favorece também a formação de microclima úmido, servindo de reservatório de água para as plantas em crescimento, contribuindo para o desenvolvimento de microrganismos benéficos à frutificação e diminuindo o surgimento de ervas daninhas (STAMETS e CHILTON, 1983; ALVES et al., 1995).

A proteção do solo com cobertura morta promove incrementos na produção das plantas, aumenta a água disponível no solo, fornece nutrientes essenciais às plantas, reduz a perda de água por evaporação resultando em maior crescimento do sistema radicular na camada superficial e reduz a flutuação da temperatura na superfície do solo (GILL et al., 1996; CADAVID et al., 1998).

Segundo Tapia-Coral et al., (2005) outras importantes funções desempenhadas pela liteira são: proteção dos solos contra erosão, excesso de luz, compactação, lixiviação, funcionando como um reservatório de nutrientes disponíveis com o início da decomposição desta necromassa pelos microrganismos.

A manutenção do ecossistema florestal na região tropical é muito dependente da ciclagem de nutrientes presentes na matéria orgânica, pois a maioria dos solos é altamente intemperizada e o estoque de nutrientes é relativamente baixo (NOVAIS e BARROS, 1997). Nessa região, a liteira é um importante reservatório de carbono e constitui a principal via de retorno de nutrientes ao solo (SILVA, 1982). Estas formas de transferências que ocorrem entre a vegetação e o solo têm importante papel na floresta por influenciar no crescimento das espécies vegetais.

A liteira, embora constituída de resíduos de plantas e animais mortos, é o material que fica sobre a superfície, portanto ainda não é constituinte da matéria orgânica do solo. Para que este material seja integrado ao solo é necessário que haja atuação de microrganismos decompositores (SILVA e RESCK, 1997).

Depois de incorporada ao solo, a camada de cobertura morta aumenta a capacidade de água disponível do solo. Onde essa capacidade é determinada pela diferença entre a umidade volumétrica na capacidade de campo e ao ponto de murcha permanente (STEWART, 1994). Dados da FAO (sigla

do inglês Food and Agriculture Organization) apontam reduções de até 30% na taxa de evapotranspiração do solo quando submetido à proteção, comparado ao solo descoberto (STANGHELLINI, 1993).

Muitos fatores influenciam na produção e qualidade da liteira produzida pelas florestas tropicais, entre as principais estão a topografia e o tipo de solo (LUIZÃO, 1989).

5.5 Comportamento da TS em ambientes florestais

5.5.1 Floresta Amazônica

A temperatura do solo na região Amazônica apresenta características normais para esta região florestal, devido ao fato da Amazônia ser uma região que apresenta altos índices de precipitação, de aproximadamente $2.300 \text{ mm ano}^{-1}$ (FISCH et al., 1998), ou seja, há um excesso de umidade no solo ao longo do ano. E como a temperatura do solo é influenciada pela disponibilidade hídrica, que vem a reduzir os valores da temperatura do solo, esta região demonstra baixas temperaturas do solo em relação a regiões com menores índices de precipitação.

Outro fator que vem a reduzir a magnitude da temperatura do solo desta região é a densa e elevada cobertura do dossel das árvores, como também dos sub-bosques. Estes limitam os fluxos de transferência de calor radiativo para o solo, assim como a emissão de ondas longas

térmicas para a atmosfera (Paul et al., 2004, Oliveira et al., 2008).

Além dos fatores acima citados, inclui-se ainda a cobertura de liteira, que é um fator importante em estudos da temperatura do solo em regiões florestais. A floresta amazônica apresenta uma grande camada de liteira sobre o solo, que além de proteger o solo contra a perda de umidade, favorece também a formação de microclima úmido, servindo de reservatório de água para as plantas em crescimento e funcionando como um isolante térmico.

Em função destes fatores, a temperatura do solo nesta região apresenta baixa amplitude térmica anual independente da época do ano que esteja sendo analisada. Em geral estudos vêm demonstrando que na floresta amazônica a temperatura do solo tem amplitude anual abaixo dos 5 °C (Figura 4).

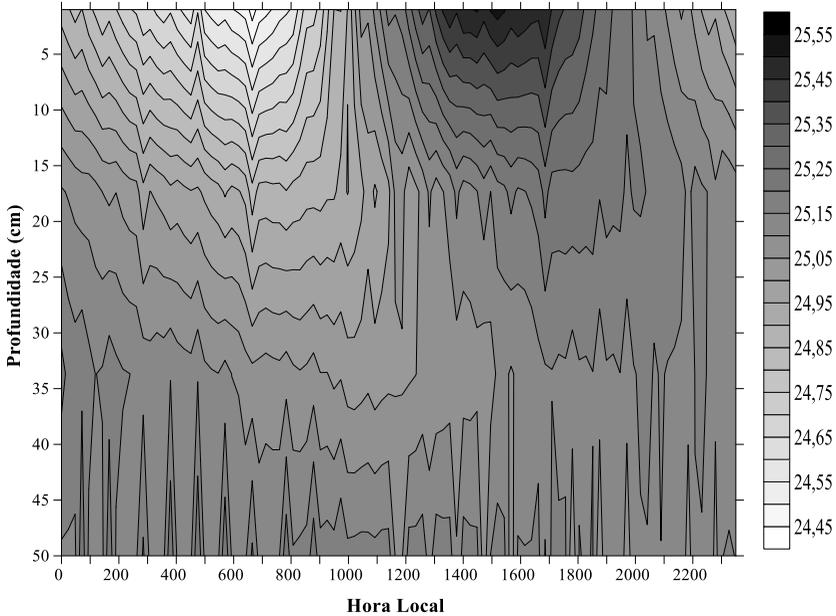


Figura 4. Perfil das médias horárias anual da temperatura no solo (TS) (°C) na Floresta Amazônica.

Fonte: Carneiro (2014).

Esta região apresenta uma maior variabilidade da temperatura do solo nas camadas mais próximas à superfície. Por se tratar de uma região com solos arenosos e homogêneos (Marques Filho et al., 2005), logo a temperatura do solo é controlada pelo periodismo diário do aquecimento do solo pela incidência de radiação, portanto é comum as variações mais proeminentes ocorrem nas primeiras camadas, estabilizando-se nas camadas mais profundas.

A variação da temperatura do solo com a profundidade na floresta amazônica também apresenta pouca amplitude, variando em torno de 0,05 a 0,2 °C, da camada mais superficial à mais profunda. Esta baixa variação é decorrente da já citada homogeneidade do solo, além disto, da grande quantidade de água presente no mesmo ao longo do ano. Pois quando o solo é bem umedecido ocorre uma melhora na sua capacidade de conduzir energia, pois substitui-se o ar (quase um isolante) pela água, que conduz melhor a energia.

Independentemente da estação do ano, os perfis da TS na região amazônica apresentam-se bastante semelhantes, alternando apenas na intensidade dos seus máximos e mínimos. Isso demonstra grande variabilidade entre as camadas superficiais, com um fluxo negativo no período matutino e positivo no período vespertino, mas mantendo-se constante depois de 20 cm de profundidade.

5.5.2 Mata Atlântica

Diferentemente da floresta amazônica, a região do bioma Mata Atlântica apresenta características bastante distintas do padrão da temperatura do solo. Isto se deve ao fato desta região demonstrar diferentes índices pluviométricos ao longo do ano, com a maior concentração da precipitação na estação chuvosa, a qual, como já abordado anteriormente, melhora a condutividade do solo. Desta maneira há períodos com grande quantidade de umidade no solo e, outro, onde o mesmo encontra-se seco.

Para a Mata Atlântica, outro fator de diferença para o bioma amazônico é que a cobertura da copa das árvores não é tão densa e alta, apresentando clareiras em seu dossel vegetativo permitindo, assim, fluxos mais intensos de transferência de calor radiativo da atmosfera para o solo.

A cobertura de liteira na Mata Atlântica é bem menos densa que na floresta amazônica. Em função disto, essa não possui grande capacidade de armazenamento de água e, assim, o solo tem uma maior perda de umidade.

Logo, a temperatura do solo na mata atlântica demonstra grande amplitude térmica anual; em geral, sempre estando acima dos 10 °C (Figura 5). Entretanto, há uma diferença entre as estações seca e chuvosa. Em média, a estação seca apresenta uma amplitude próxima dos 15 °C, enquanto que a estação chuvosa tem amplitude próxima da normal da região, entre 8 e 10 °C.

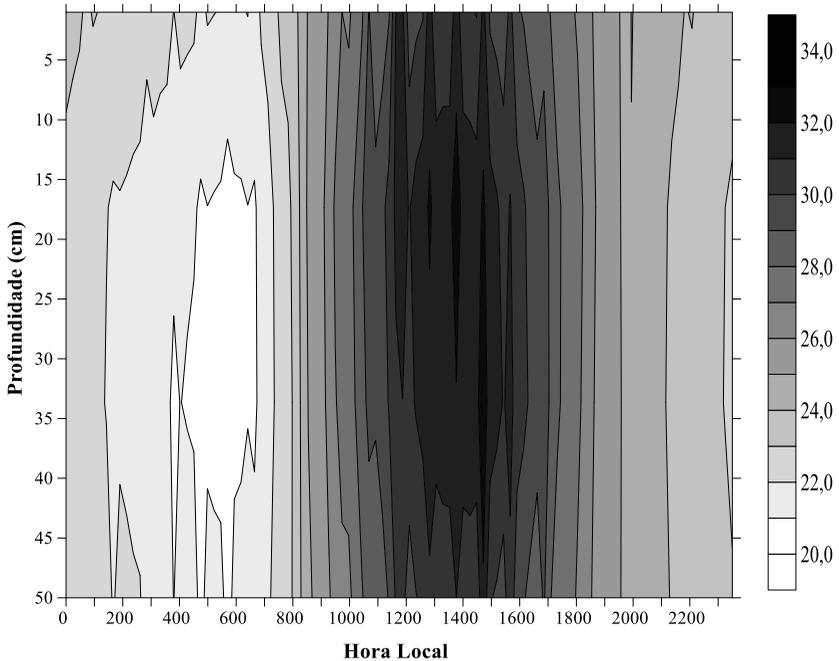


Figura 5. Perfil das médias horárias anual da temperatura no solo (TS) (°C) na Mata Atlântica.

Fonte: Carneiro (2014).

As variações da temperatura do solo na mata atlântica apresentam uma camada onde ocorrem maiores variações ao longo do dia. Trata-se da camada de 20 cm de profundidade, pois o solo da região não é homogêneo, com esta camada em questão sendo predominantemente arenosa. Já as camadas mais superficiais (entre 1 a 10 cm) e, mais profundas (após 20 cm), são camadas com que demonstram texturas mais argilosas (Carneiro et al., 2014).

Como os solos argilosos apresentam maior microporosidade, têm maior capacidade de reter água. Enquanto isso os solos arenosos apresentam mais macroporos, permitindo melhor escoamento da água para o subsolo e, portanto, em condições normais são mais secos. E, como mencionado anteriormente, o teor de umidade afeta as propriedades térmicas do solo e, com o aumento deste teor de umidade, ocorre um acréscimo na condutividade térmica e no calor específico do solo.

Portanto, a camada de 20 cm, por ser predominantemente arenosa, tem a sua condutividade térmica e o seu calor específico menores do que as demais camadas (solos argilosos). Assim, durante o período diurno, a maior parte da energia incidente fica nesta camada arenosa, devido a sua baixa condutividade térmica, provocando um grande aquecimento (temperaturas altas) por causa do seu baixo calor específico.

Já durante a noite, os solos arenosos emitem mais energia e, como conduzem mal (a energia de reposição do interior do solo é pequena), ocorre um grande resfriamento. Nos solos argilosos, a emissão de energia é menor devido a sua menor temperatura (gradiente menor) e, concomitantemente, a reposição de energia do interior do solo será maior devido à alta condutividade térmica, o que resulta em menor resfriamento. Em resumo, a amplitude térmica diária da temperatura do solo nos solos arenosos é maior.

A variação da temperatura do solo com a profundidade na mata atlântica, em decorrência desta heterogeneidade da textura do solo, demonstra uma maior amplitude em relação a floresta amazônica, em torno de 2 a 3 °C. Isto demonstra que as características do solo e da floresta, além da climatologia local, fazem com que a temperatura do solo na mata atlântica alterne bastante ao longo do ano.

5.6 Difusividade Térmica

A difusividade térmica é uma medida mais apropriada para saber com qual rapidez as variações na temperatura da superfície do solo são transmitidas para as camadas mais profundas. A presença da umidade no solo modifica a amplitude de temperatura ao nível da superfície por causa do aumento na evaporação. Os solos úmidos têm valores maiores de capacidade de calor e condutividade térmica. A condutividade e a difusividade são relacionadas pela capacidade volumétrica de calor, o que permite calcular uma dessas propriedades quando se conhece as outras duas (PASSERAT DE SILAS et al., 1996). A difusividade térmica é estimada, já que é descrita por um processo transiente de condução de calor com a temperatura nas condições de contorno. O que ocorre, de fato, é que o fenômeno de transferência de calor para o solo acontece por um sistema complexo da natureza que envolve os processos de convecção e condução.

A difusividade térmica é uma das principais propriedades físicas do solo do ponto de vista de suas características. Essa propriedade mede a capacidade de um material conduzir energia térmica em relação à sua capacidade de armazená-la. No solo, ela fornece informação sobre a velocidade de avanço da frente de aquecimento (SCHÖFFEL e MENDEZ, 2005). Indica também a taxa, a uma determinada profundidade, da mudança de temperatura quando o solo é exposto às variações de temperatura externas.

As metodologias para se determinar a difusividade térmica (α), dividem-se em estimativas para o ciclo anual e o ciclo diário (GAO et al., 2009). A estimativa do ciclo anual mais utilizada é a da Amplitude (HORTON et al., 1983):

$$\alpha = \left(\frac{\omega}{2}\right) [(Z_2 - Z_1)/\ln(A_1/A_2)]^2 \quad (04)$$

onde A_1 e A_2 são as amplitudes nas profundidades Z_1 e Z_2 , respectivamente, obtidas a partir das temperaturas de cada uma das profundidades Z_1 e Z_2 .

Para o ciclo diário, a α também é calculada através do método da Amplitude e dos seguintes métodos: Fase, Arco tangente, Logarítmico e Numérico.

O Método da Fase consiste no intervalo do tempo entre as ocorrências da temperatura máxima do solo nas

profundidades Z_1 e Z_2 é $\delta t = t_2 - t_1$, a difusividade térmica (α) é obtida pela equação da fase, dada por:

$$\alpha = (1/2\omega)[(Z_2 - Z_1)/\delta t]^2 \quad (05)$$

Observações frequentes da temperatura do solo são necessárias para assegurar estimativas corretas de t_1 e t_2 . Nos dias nublados pode ocorrer mais de um máximo relativo de temperatura do solo, o que dificulta o cálculo de δt .

Já no Método do Arco Tangente a temperatura do solo no nível da superfície pode ser descrita por uma série de senos. Os valores da temperatura medida a uma profundidade específica podem ser ajustados à série de Fourier (DRAPER e SMITH, 1966), dada por:

$$T(t) = \bar{T} + \sum_{n=1}^M [A_n \cos(n\omega t) + B_n \sin(n\omega t)] \quad (06)$$

sendo \bar{T} o valor médio da temperatura no intervalo de tempo considerado, M o número de harmônicos, A_n e B_n as suas amplitudes, n o número de observações, ω a frequência angular e t o tempo. Se os dois primeiros harmônicos são suficientes para descrever uma condição de contorno superior ao nível de $Z = Z_1$ ($Z_1 = 0$, nível da superfície), α poderá ser calculado usando a equação do arco tangente:

$$\alpha = \frac{\omega(z_2 - z_1)^2}{2 \arctan \frac{(T_1 - T_3)(T_2' - T_4') (T_2 - T_4)(T_1' - T_3')^3}{(T_1 - T_3)(T_1' - T_3') + (T_2 - T_4)(T_2' - T_4')}} \quad (07)$$

em que T_1, T_2, T_3 e T_4 são as temperaturas registradas na profundidade Z_1 e T_1', T_2', T_3' e T_4' são as temperaturas registradas na profundidade Z_2 , em intervalos de 6 em 6 h (NERPIN e CHUDNOVSKII, 1967).

Método Logarítmico: usando a mesma metodologia do método anterior, Seemann (1979) mostrou que α pode ser calculado por:

$$\alpha = \left[\frac{0,121(z_3 - z_1)}{\ln \left\{ \frac{(T_1 - T_3)^2 + (T_2 - T_4)^2}{(T_1' - T_3')^2 + (T_2' - T_4')^2} \right\}} \right]^2 \quad (08)$$

Os métodos Arco tangente e Logarítmico são análogos aos métodos da Amplitude e da Fase, mas precisam de um número maior de observações para aproximar o comportamento essencialmente não senoidal.

Método Numérico: Para solos homogêneos com α constante, uma equação explícita de diferenças finitas

(RICHTMEYER E MORTON, 1967) pode ser usada para se obter a difusividade térmica:

$$\frac{T_j^{n+1} - T_j^n}{\alpha \Delta t} = \frac{T_{j+1}^n - 2T_j^n + T_{j-1}^n}{(\Delta z)^2} \quad (09)$$

onde j é o intervalo de profundidade e n é o intervalo de tempo. Esta equação pode ser usada para se estimar α usando-se valores de temperatura observados em diferentes profundidades. A estabilidade na solução numérica será garantida se:

$$\frac{\alpha \Delta T}{(\Delta z)^2} < 0,5 \quad (10)$$

A partir dos resultados obtidos da difusividade térmica é possível calcular a profundidade de amortecimento ou “*damping*” (D), que segundo Ramana Rao et al. (2005) corresponde à profundidade na qual a amplitude da onda da temperatura decresce a $1/e$ de seu valor à superfície, sendo $e = 2,7183$, dada pela expressão:

$$D = \sqrt{\frac{2 \alpha}{\omega}} \quad (11)$$

Sendo também, calculada a velocidade da propagação da onda da temperatura (V), obtida pela expressão:

$$V = \sqrt{2 \pi \alpha} \quad (12)$$

A partir destes cálculos em trabalho feito por Carneiro et al. (2015), foi verificada a difusividade térmica para as duas áreas florestais, apresentando os resultados a seguir.

As difusividades térmicas (α) ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) para o ciclo anual calculado a partir do método da Amplitude para ambas as regiões encontram-se na Tabela 1. A Floresta Amazônica demonstrou valores da difusividade térmica variando de $0,0015 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \times 10^{-6}$ a $0,0043 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \times 10^{-6}$. Essa baixa alternância entre as camadas pode estar relacionada com a homogeneidade do solo neste local estudado. Outro fator que colabora com os valores da α na Amazônia é o dossel vegetativo e a camada de liteira que, como mencionado anteriormente, reduz a incidência de energia radiativa sobre o solo. Pode-se, então, ratificar, comparando-os com os da TS, os quais tiveram pouca oscilação térmica entre as camadas.

Já para a Mata Atlântica α teve resultados com maior variação entre as camadas, com mínimo de $0,0043 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \times 10^{-6}$ (entre 0,05 e 0,10 m) e máximo de $1,1309 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \times 10^{-6}$ (entre 0,10 e 0,20 m). Essa maior variabilidade deve-se ao fato da α ser heterogênea ao longo do perfil de solo

(devido principalmente à presença de água), e como o solo na região em questão possui maior heterogeneidade apresenta, assim, diferente quantidade de água armazenada entre as camadas. A α mais elevada deve-se, em distinção a Amazônia, à maior penetração da radiação solar no dossel vegetativo, conseqüentemente maior incidência sobre o solo, assim como observado nos dados da TS que ocorreu a maior amplitude térmica espaço-temporal.

Tabela 1 – Valores da difusividade térmica α ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) $\times 10^{-6}$, para diferentes camadas de solo nas regiões da Floresta Amazônica e Mata Atlântica, para o ciclo anual.

Fonte: Carneiro et al. (2005)

Floresta Amazônica				
Camada (m)	0,02–0,05	0,05–0,10	0,10–0,20	0,20–0,50
α ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)	0,0015	0,0017	0,0011	0,0043
Mata Atlântica				
Camada (m)	0,01–0,05	0,05–0,10	0,10–0,20	0,20–0,50
A ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)	0,0251	0,0043	1,1309	0,2260

Como a difusividade térmica do solo representa o coeficiente de difusão do calor nesse meio, expressa a capacidade de transmitir calor pelo solo. A constituição

deste, por partículas arrançadas de forma característica e de poros que contém em parte água e em parte ar, resultará em uma difusividade térmica com maior variação quanto mais diversificado e menos compacto for o solo.

Assim, os valores encontrados em ambas as localidades estão em consonância com resultados obtidos por Carvalho et al. (2013), que em estudo feito no sítio de Caxiuanã, localizado na região leste da Amazônia (estado do Pará), obtiveram difusividade variando de 0,73 ate 2,28 $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$. Já Ramana Rao et al. (2005), em estudo feito para o solo de Salvador, BA, encontraram α de 0,371 a 0,557 $\times 10^{-6} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ e, estimativas feitas por Oliveira et al. (2010), em Campina Grande, PB, obtendo média de 0,59 $\times 10^{-6}$; entretanto nessa região α demonstrou mais variação nos perfis analisados em relação à Floresta Amazônica.

5.7 Considerações finais

As medições e estimativas da temperatura do solo e difusividade térmica vem sendo realizadas em várias pesquisas com o intuito de se obter uma maior compreensão das inter-relações entre solo-água-planta-atmosfera.

Os estudos dentro de ambientes florestais vêm proporcionando um melhor entendimento da influência da floresta na temperatura do solo, como também no impacto que a substituição da vegetação nativa pode causar nas trocas de massa e energia entre a superfície e atmosfera, as quais são também influenciadas pela temperatura do solo.

Os ciclos anuais da temperatura do solo e difusividade térmica apresentam-se distintos nos diversos biomas florestais e está diretamente relacionado com as características do grau de densidade arbórea (dossel vegetativo).

5.8 Referências Bibliográficas

ALVALÁ, R.C.S.; ARLINO, P.R.A.; GIELOW, R.; MANZI, A.O.; SOUZA, A. Medidas das propriedades térmicas do solo no Pantanal Sul Mato-grossense durante o período de transição seco-úmido de 2001-2002. In: Meteorologia e a Gestão de Energia, 2002, Foz do Iguaçu. CD do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Jaboticabal: Fábrica da Palavra, 2002a. p. 2783-2793.

ALVALÁ, R.C.S.; GIELOW, R.; ROCHA, H.R.; FREITAS, H.C.; LOPES, J.M.; MANZI, A.O.; RANDOW, C.V.; DIAS, M.A.F.S.; CABRAL, O.M.R.; WATERLOO, M.J. Intradiurnal and seasonal variability of soil temperature, heat flux, soil moisture content, and thermal properties under forest and pasture in Rondônia. **Journal of Geophysical Research - Atmospheres**, v. 107, n. 20, p. LBA10-1 - LBA10-20, 2002b.

ALVES, A.G.C.; COGO, N.P.; LEVIEN, R. Relações da erosão do solo com a persistência da cobertura vegetal morta. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.19, n.1 p.127-132, 1995.

ANTONINO, A.C.D.; LIRA, C.A.B.O.; DALL’OLIO, A.; AUDRY, P.; PINTO, A.X.M. Influência do Posicionamento de Sondas Térmicas na Determinação da Difusividade Térmica e do Fluxo de Calor no Solo em Condições de Campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 21, p. 165-172, 1997.

BEKKU, Y.S.; NAKATSUBO, T.; KUME, A.; ADASHI, M.; KOIZUMI, H. Effect of warming on the temperature dependence of soil respiration rate in arctic, temperate and tropical soils. **Applied Soil Ecology**, v. 22, n. 3, p. 205 – 210, 2003.

BERGAMASCHI, H.; GUADAGNIN, M.R. Modelos de ajuste para médias de temperatura do solo, em diferentes profundidades. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.1, n 1, p. 95 – 99, 1993.

CADAVID, L.F.; EL-SHARKAWY, M.A.; ACOSTA, A.; SÁNCHEZ, T. Long-term effects of mulch, fertilization and tillage on cassava grown in sandy soils in northern Colombia. **Field Crops Research**, v.57, p.45-56, 1998.

CAPOBIANCO, J.P.R. (2001). **Dossiê MATA ATLÂNTICA 2001: Projeto Monitoramento Participativo da Mata Atlântica**. São Paulo: Ipsis Gráfica e Editora, 2001. 407 p.

CARNEIRO, R.G. **Perfil da temperatura do solo nos biomas florestais da Amazônia e Mata Atlântica com aplicação da transformada em ondeletas**. 2014. 80p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande - UFCG, Campina Grande - PB. 2014.

CARNEIRO, R.G.; MOURA, M.A.L. Determinação da difusividade térmica do solo em dois biomas florestais. In: OLIVEIRA, J.C.F (Org.). **Atmosfera e Sociedade: Meio Ambiente e Elementos Meteorológicos v. 04**. 1ª ed. Maceió: Edufal, p. 45-53, 2015.

CARNEIRO, R.G.; MOURA, M.A.L.; SILVA, V.P.R.; ANDRADE, A.M.D.; SILVA JUNIOR, R.S.; SANTOS, A.B. Variabilidade da temperatura do solo em função da liteira em fragmento remanescente de mata atlântica. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 18, p. 99-108, 2014.

CARVALHO, S.P.; SOUZA, J.R.S.; MAKINO, M. Observações e estimativas de propriedades térmicas do solo sob floresta e pastagem no leste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 28, n. 3, p. 331 - 340, 2013.

CORREIA, M.E.F.; ANDRADE, A.G. Formação de serrapilheira e ciclagem de nutrientes. In: SANTOS, G.A.; SILVA, L.S.; CANELLAS, L.P.; CAMARGO, F.A.O. (Ed.). **Fundamentos da**

materia orgânica do solo ecossistemas tropicais e subtropicais. Porto Alegre: Gênese, p. 197 – 225, 1999.

DRAPER, N.R.; SMITH, H. **Applied regression analysis.** New York: John Wiley e Sons, Inc.,1966. 407p.

EMBRAPA. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Sistema brasileiro de classificação de solos. Brasília: Embrapa Produção de Informação;** Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 1999. 412p.

FANG, C.; MONCRIEFF, J.B. The dependence of soil CO₂ efflux on temperature soil. **Biology e Biochemistry**, v. 33, n. 2, p. 155 – 165, 2001.

FISCH, G.; MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazonica**, v. 28, n. 02, p. 101 – 126, 1998.

FOKEN, T. **Micrometeorology.** Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2008. 306 p.

FREITAS, M.D.; CASTRO JÚNIOR, W.E. **O ciclo hidrológico: projeções mundiais e Amazônia.** In: FREITAS, M. d. (Ed.) *Amazônia e Desenvolvimento Sustentável: um diálogo que todos deveriam conhecer.* Petrópolis: Vozes/Editora. 1a ed, p. 89-154, 2004.

GAO, Z.; WANG, L.; HORTON, R. Comparison of six algorithms to determine the soil thermal diffusivity at a site in the loess plateau of China. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, v. 06, p. 2247 – 2274, 2009.

GASPARIM, E.; RICIERI, R.P.; SILVA, S.L.; DALLACORT, R.; GNOATTO, E. Temperatura no perfil do solo utilizando duas densidades de cobertura e solo nu. **Acta Scientiarum Agronomy**, v. 27, n. 1, p. 107 – 115, 2005.

GAUMONT-GUAY, D., BLACK, T.A., MCCAUGHEY, H., BARR, A.G., KRISHNAN, P., JASSAL, R.S., NESIC, Z., Soil CO₂ efflux in contrasting boreal deciduous and coniferous stands and its contribution to the ecosystem carbon balance. **Global Change Biology**, v. 15, n. 5, p. 1302 – 1319, 2009.

GILL, K.S.; GAJRI, P.R.; CHAUDHARY, M.R.; SINGH, B. Tillage, mulch, and irrigation effects on corn (*Zea mays* L.) in relation to evaporative demand. **Soil Tillage Research**, v.39, p.213-227, 1996.

GOLLEY, F.B., MCGINNIS, J.T., CLEMENTS, R.G., CHILD, I.; DUEVER, J. **Ciclagem de minerais em um ecossistema de floresta tropical úmida**. São Paulo: EPU-EDUSP 1978. 260p.

GRAHAM, E.A.; LAM, Y.; YUEN, E.M. Forest understory soil temperatures and heat flux calculated using a Fourier model and scaled using a digital camera. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 150, p. 640 – 649, 2010.

HORTON, R.; WIERENGA, P.J.; NIELSEN, D.R. Evaluation of methods for determination apparent thermal diffusivity of soil near the surface. **Soil Society of America Journal**, v. 47, p. 23 – 32, 1983.

HUANG, F.; ZHAN, W.; JU, W.; WANG, Z. Improved reconstruction of soil thermal field using two-depth measurements of soil temperature. **Journal of Hydrology**, v. 519, p. 711–719, 2014.

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Monitoramento da Floresta Amazônica Brasileira por Satélite. Projeto PRODES. 2013. Disponível em: <http://www.obt.inpe.br/prodes>. Acessado em 07 de Outubro de 2016.

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Monitoramento da Floresta Amazônica Brasileira por Satélite. Projeto PRODES do INPE estima 4.848 km² de desmatamento na Amazônia em 2015. Disponível em: http://www.inpe.br/noticias/noticia.php?Cod_Noticia=378
1.

Acesso em: 28 de outubro de 2015.

INPE/SOS Mata atlântica – Instituto Nacional Pesquisas Espaciais. **Atlas dos remanescentes florestais da Mata Atlântica**. Relatório parcial. São Paulo-SP: Inpe. 2012. 156 p.

KAISER, D.R.; STRECK, C.A.; REINERT, D.J.; REICHERT, J.D.; DA SILVA, V.R.; FERREIRA, F.; KUNZ, M. Temperatura do solo afetada por diferentes estados de compactação. Santa Maria. 2001. Disponível em: http://www.ufsm.br/ppgcs/congressos/XIV_Reunião.pdf. Acesso em: 19 de abril de 2013.

KANG, S.Y.; DOH, S.; LEE, D.; JIN, V.L.; KIMBALL, J.S. Topographic and climatic controls on soil respiration in six temperature mixed – hardwood forest slopes, Korea. **Global Change Biology**, v. 9, n. 10, p. 1427 – 1437, 2003.

KÖRNER, C.; PAULSEN, J., A world-wide study of high altitude treeline temperatures. **Journal of Biogeography**, v. 31, p. 713 – 732, 2004.

LEDRU, M.P.; ROUSSEAU, D.D., CRUZ JR., F.W.; RICCOMINI, C.; KARMANN, I.; MARTIN, L. Paleoclimate changes during the last 100,000 yr from a record in the Brazilian Atlantic rainforest region and interhemispheric comparison. **Quaternary Research**, v. 64, n. 3, p. 444 – 450, 2005.

LOYOLA, J.M.T.; PREVEDELLO, C.L. Modelos Analíticos para predição do processo de redistribuição da água no solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, p. 783 – 787, 2003.

LUIZÃO, F.J. Litter production an mineral element input to the forest floor in central Amazonian forest. **Geojornal**, v. 19, p. 407-417, 1989.

MARQUES FILHO, A.D.O.; DALLAROSA, R.G.; PACHECO, V.B. Radiação solar e distribuição vertical de área foliar em floresta – Reserva Biológica do Cuieiras – ZF2, Manaus. **Acta Amazônica**, v. 35, n. 04, p. 427 – 436, 2005.

NERPIN, S.V.; CHUDNOVSKII, F. **Physics of the soil**. Israel program for scientific translations. Jerusalem: Keter Press, 1967. 466p.

NOVAIS, R.F.; BARROS, N.F. Sustainable agriculture and forestry production systems on acid soils: Phosphorus as a case-study. In: MONIZ, A.C.; FURLANI, A.M.C.; SCHAFFERT, R.E.; FAGERIA, N.K.; ROSOLEM, C.A. E CANTARELLA, H., (Eds.). **Plant-soil interactions as low pH: Sustainable agriculture and forestry production**. Viçosa-MG: Brazilian Soil Science Society. p. 39-51, 1997.

OKE, T.R. **Boundary Layer Climates**. New York: John Wiley and Sons, 1978. 372p.

OLIVEIRA, A.N.; AMARAL, I.L.; RAMOS, M.B.P.; NOBRE, A.D.; COUTO, L.B.; SAHDO, R.M. Composição e diversidade florístico-estrutural de um hectare de floresta densa de terra firme na Amazônia Central, Amazonas, Brasil. **Acta Amazônica**, v. 38, n. 04, p. 627 – 642, 2008.

OLIVEIRA, S.S.; FIDELES FILHO, J.; OLIVEIRA, S.V.; ARAÚJO, T. S. Difusividade térmica do solo de campina grande para dois períodos do ano. **Revista de Geografia**, v. 27, n. 2, p. 179 – 189, 2010.

PARTON, W.J.; LOGAN, J.A.A model for diurnal variation in soil and in temperature. **Agricultural Meteorology**, v. 23, p. 205-216, 1981.

PASSERAT DE SILAS, A.M.B., MONTENY, B.A., LHOMME, J.P. Apparent soil thermal diffusivity, a case study: HAPEX-Sahel experiment. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 81, p. 201-216. 1996.

PAUL, K. I.; POLGLASE, P.J.; SMETHURST, P.J.; O'CONNELL, A.M.; CARLYLE, C.J.; KHANNA, P.K. Soil temperature under forests: a simple model for predicting soil temperature

under a range of forest types. **Agricultural and Forest Meteorology**, n. 121, p. 167 – 182, 2004.

PREVEDELLO, C.L. **Física do solo com problemas resolvidos**. Curitiba-PR: Salesward-Discovery. 1996. 446p.

RAMANA RAO, T.V.; SILVA, B.B.; MOREIRA, A.A. Características térmicas do solo em Salvador, BA. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 9, n. 4, p. 307-311, 2005.

REICHARDT, K. **Dinâmica da material e da energia em ecossistemas**. Piracicaba: ESALQ/USO, 1996. 505p.

RICHTMEYER, R.D.; MORTON, K.W. **Difference methods for initial-value problems**. 2.ed. New York: Interscience Publishers. 1967. 406p.

SCHOB, C., KAMMER, P.M., CHOLER, P., VEIT, H. Small-scale plant species distribution in snowbeds and its sensitivity to climate change. **Journal of Plant Ecology**, v. 200, p. 91 – 104, 2009.

SEEMANN, J. Measuring technology. In: SEEMANN, J.; CHIRKOV, Y.I.; LOMAS, J.; PRIMAULT, B. (Eds) **Agrometeorology**. Berlin: Springer-Verlag, p.40-45, 1979

SENTELHAS, P.C.; ANGELOCCI, L.R. Notas de aula – Radiação Solar e Balanço de Energia, Prof. Paulo Cesar Sentelhas e Prof. Luiz Roberto Angelocci. 2015. Disponível em: <http://www.lce.esalq.usp.br/aulas/lce306/Aula5.pdf>.

Acesso em: 20 de outubro de 2016.

SILVA, M.F.F. **Produção anual de liteira e seu conteúdo mineralógico em mata tropical de terra firme na área do Rio Tocantins, Pará. Manaus-AM.** 1982. 78p. Dissertação (Mestrado em Ciências Biológicas). Instituto Nacional de Pesquisas da Amazonia – INPA, Universidade Federal do Amazonas - UEA, Manaus-AM. 1982.

SILVA, J.E.; RESCK, D.V.S. **Matéria orgânica dos solos In: Biologia dos solos dos cerrados.** Planaltina-DF: Embrapa – CPAC.1997. 524p.

STAMETS, P.; CHILTON, J.S. **The mushroomcultivator.** Washington: Agrikon Press., 1983. 415p.

STANGHELLINI, C. Evapotranspiration in greenhouse with special reference to Mediterranean conditions. **Acta Horticulture**, v. 335, p. 296-304, 1993.

STEWART, D.P.C. Unburnt bush fallows: a preliminary investigation of soil conditions in a bush fallow and two

sucessive crops of taro (*Colocasia esculenta* (L.) Schoot) in western Samoa. **Field Crops Research**, v. 38, p. 29-36, 1994.

SUBKE, J.A.; REICHSTEIN, M.; TENHUNEN, J. D. Explaining temporal variation in soil efflux in a mature spruce forest in Southern Germany. **Soil Biology e Bioquimistry**, v. 35, n. 11, p. 1467 – 1483, 2003.

TAPIA-CORAL, S.C.; LUIZÃO, F.J.; WANDELI, E.; FERNANDES, E.C.M. Carbon and nutrients stock in the litter layer of agroforestry systems in central Amazônia, Brazil. **Agroforestry Systems**, v. 65, p. 33-42, 2005.

TYAGI, B.; SATYANARAYANA, A. Modeling of soil surface temperature and heat flux during pre-monsoon season at two tropical stations. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 72, n.2, p. 224–233, 2010.

VERHOEF, A.; VAN DEN HURK, B.J.J. M.; JACOBS, A.F.G.; HEUSINKVELD, B.G. Thermal soil properties for vineyard (EFEDA-I) and savanna (HAPEX-Sahel) sites. **Agricultural Forest Meteorology**, v. 78, p. 1 – 18, 1996.

VIEIRA, L. S. **Manual de Ciência do solo, com ênfase aos solos tropicais**. São Paulo: Editora Agronômica Ceres, 2^a Ed., 1988. 464p.

WISEMAN, P.E.; SEILER, J. R. Soil CO₂ efflux across four age classes of plantation loblolly pine (*pinus taeda* L.) on the Virginia Piedmont. **Forest Ecology and Management**, v. 192, p. 297 – 311, 2004.

YANO, C.; LUIZÃO, F.J.; MIRANDA, S.A.F.; da SILVA, M.S.R.; VITAL, A.R.T. Nutrientes na solução do solo em floresta de terra firme na Amazônia Central submetida à extração seletiva de madeira. **Acta Amazonica**, v. 36, p. 59 – 68, 2006.

YIN, X.; ARP, P.A.; YIN, X.W. Predicting forest soil temperatures from monthly air temperature and precipitation records. **Canadian Journal of Forest Research**, v. 23, p. 2521 – 2536, 1993.

ZHENG, D.; HUNT JR., E.R.; RUNNING, S.W. A daily soil temperature model based on air temperature and precipitation for continental applications. **Climate Research**, v. 2, p. 183 – 191, 1993.

CAPÍTULO 6

ESTIMATIVA DE EVENTOS DE PRECIPITAÇÃO COM POTENCIAL PARA ALAGAMENTOS URBANOS NO RIO GRANDE DO SUL

André Becker Nunes
Rodrigo da Silva Pereira

6.1 Introdução

Dados os transtornos que causam, os eventos extremos de precipitação sempre exerceram grande preocupação na sociedade em geral e, conseqüentemente, na comunidade meteorológica. Basicamente, pode-se entender como evento extremo de precipitação todo episódio em que a precipitação acumulada for maior que a média esperada. Contudo, normalmente se espera que tais eventos estejam associados à alguma consequência relevante para a sociedade. Por isso também são definidos, resumidamente, como fenômenos raros mas influentes (GARRETT e MULLER, 2008). Na literatura especializada encontram-se diferentes metodologias para identificação de um evento extremo, como as apontadas, por exemplo, em Doswell et al. (1996),

Brooks e Stensrud (2000), Schumacher e Johnson (2005) e Teixeira e Satyamurty (2007).

Haja vista que uma das mais esperadas consequências da urbanização é a alteração da cobertura do solo, nos centros urbanos não é necessário grandes acumulados de precipitação para que ocorram alagamentos. Entende-se por alagamento quando ocorre acúmulo de água nas ruas dos centros urbanos devido à fortes precipitações pluviométricas locais (CASTRO, 2004). Ou seja, em centros urbanos o conceito de evento extremo de precipitação deve levar em conta a capacidade restrita de absorção de água por parte da superfície. Além disso, ao se limitar a determinação de evento extremo de acordo com uma taxa fixa de precipitação se exclui as características particulares de cada cidade, pois cada lugar tem seu próprio relevo e porcentagem de área verde, o que implica em diferentes consequências para uma mesma taxa. Assim, o limiar de precipitação acumulada para determinação de um evento extremo de precipitação deve levar em conta, de alguma forma, as características de cada cidade. Ou seja, cada cidade deve ter seu próprio limiar para identificação de evento extremo de precipitação (NUNES e DA SILVA, 2013).

Mais atenção ainda deve-se ter aos centros urbanos localizados em regiões suscetíveis à ocorrência ou passagem frequente de sistemas precipitantes. Nesse aspecto, destaca-se a região sul do Brasil, atingida por sistemas precipitantes de origem tropical, subtropical e extratropical.

Especificamente, o Estado do Rio Grande do Sul é um bom exemplo para se analisar, pois além da sua posição geográfica possui cidades de diferentes características quanto ao relevo. Assim, este capítulo apresenta uma revisão bibliográfica dos aspectos climáticos e cenários futuros quanto à estimativa de casos de taxa de precipitação com potencial de alagamento em quatro importantes cidades gaúchas: Porto Alegre, Caxias do Sul, Pelotas e Santa Maria.

6.2 O Rio Grande do Sul

O Estado do Rio Grande do Sul (RS) encontra-se entre as latitudes 33°45'S e 27°03'S e longitudes 57°39'O e 49°43'O. Faz fronteira estadual com o estado de Santa Catarina e internacional com a Argentina (a oeste) e com Uruguai (ao sul). Na Figura 1 pode-se observar que sua topografia é bastante heterogênea, com planalto ao norte (altitude superior 990 m), planícies na costa e depressão no centro (altitude inferior a 100 m). Nota-se também que as cidades em estudo possuem diferentes condições geográficas, conforme pode ser verificado no site do IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (<http://www.cidades.ibge.gov.br/xtras/home.php>).

Porto Alegre (30°02'S, 51°14'O) com 1,4 milhões de habitantes é a capital do Estado, possui uma geografia diversificada, com poucos morros e baixadas, e altitude média de 10 m. Caxias do Sul (29°10'S, 51°11'O) está

localizada na região nordeste do RS (Serra Gaúcha), região montanhosa com altitude média de 817 m, e sua população é de 441.332 habitantes. Santa Maria (29°41'S, 53°48'O) localiza-se no centro geográfico do Rio Grande do Sul, com uma população de 262.368 habitantes. Possui relevo acidentado, com altitude média de 151 m. Pelotas (31°46'S, 52°21'O) localiza-se na região sul do Estado, possui uma população de 327.778 habitantes. Apresenta uma orografia plana, com altitude média de 7 m.

Conforme Matzenauer et al. (2007), a climatologia de precipitação (Figura 2) indica a metade norte do estado com valores maiores que a metade sul. Isto se deve em grande parte aos sistemas precipitantes, como será visto a seguir. Contudo, no geral, a distribuição mensal de precipitação é regular, com valores ligeiramente maiores no inverno (SATYAMURTY et al., 1998).

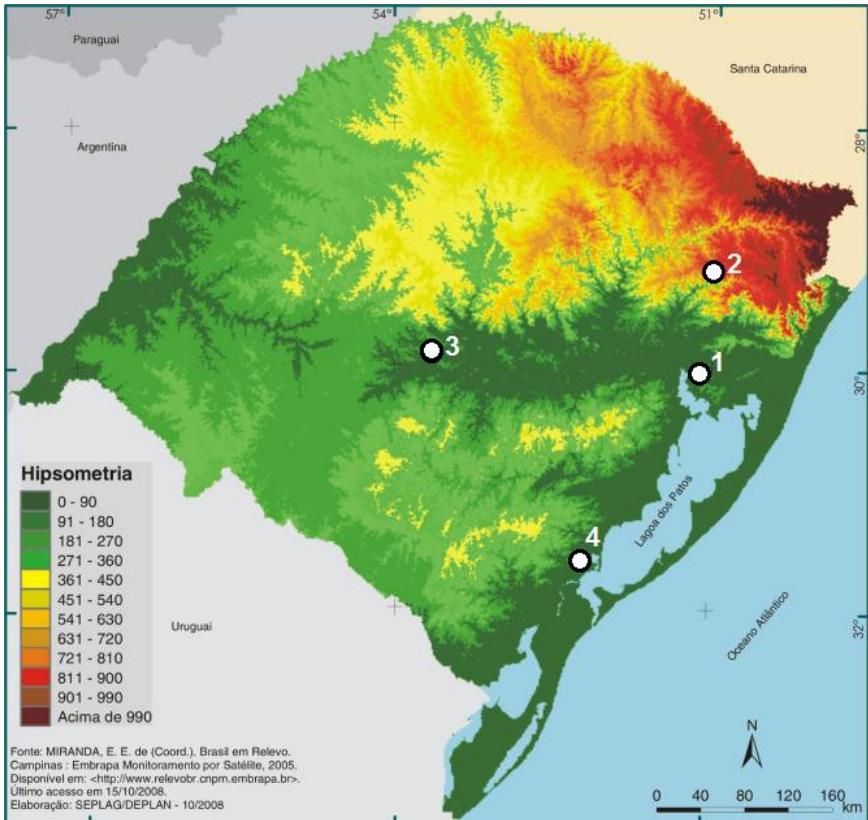


Figura 12. Mapa topográfico do Rio Grande do Sul, com as cidades em estudo: Porto Alegre (1), Caxias do Sul (2), Santa Maria (3) e Pelotas (4)

Fonte: Adaptado de SEPLAG (2016)

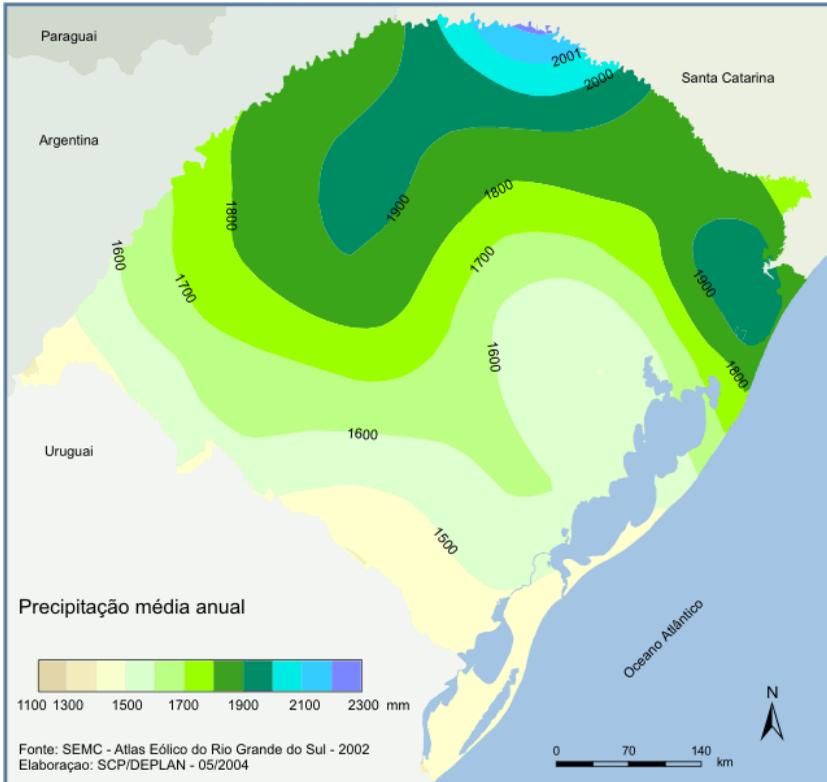


Figura 13. Precipitação média climatológica anual do RS.
Fonte: SEPLAG (2016).

6.3 Sistemas precipitantes no RS

Pela sua localização, o Rio Grande do Sul pode ser atingido por sistemas precipitantes de diferentes escalas espaciais e temporais, originados do oceano Pacífico, Atlântico ou mesmo do continente – como, por exemplo,

ciclones extratropicais. O Estado se encontra próximo a duas regiões ciclogênicas: o Uruguai (GAN e RAO, 1991) e a região do norte da Argentina, a sotavento dos Andes, onde se localizam dois centros de baixa pressão característicos: a Baixa do Chaco e a Baixa do Noroeste Argentino (LENTERS e COOK, 1999; SELUCHI et al., 2003; SELUCHI e SAULO, 2012; ESCOBAR e SELUCHI, 2012). É comum que ciclones extratropicais do Atlântico Sul tenham sua gênese a partir dos sistemas continentais gerados a sotavento dos Andes que se intensificam e adquirem deslocamento para sudeste (SATYAMURTY et al., 1990). Ou seja, no deslocamento da Planície do Chaco para o Atlântico Sul, tais sistemas de pressão – sempre associados a sistemas precipitantes – passam sobre o RS. A figura 3 mostra um exemplo deste processo, associado com a ocorrência de uma linha de instabilidade, descrita em Ribeiro e Nunes (2010).

A Baixa do Chaco é um dos principais sistemas geradores de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) no continente, especialmente os mais intensos deles, os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) (VELASCO e FRITSCH, 1987). Os CCMs, bem como SCMs em geral, muitas vezes deslocam-se em direção à região sul do Brasil devido à circulação da média e alta troposfera, acarretando em tempestades com grandes taxas de precipitação na região (DURKEE et al., 2009, entre outros). A figura 4 mostra um exemplo de CCM atuando sobre o RS.

É normal a intensificação de sistemas precipitantes, sejam oriundos da Baixa do Chaco ou de sistemas frontais, pelo calor e umidade da Amazônia e Pantanal transportados pela circulação de baixos níveis continental de norte. O Jato de Baixos Níveis (JBN) é o principal agente transportador de umidade da Amazônia para latitudes maiores, sendo sua ocorrência diretamente associada a vários sistemas precipitantes que atingem o RS (SATYAMURTY et al., 1998; SELUCHI e MARENGO, 2000; VERNEKAR et al., 2003; MARENGO et al., 2002 e 2004; VERA et al., 2006; SALIO et al., 2007). A identificação do JBN é feita com base nos critérios de Bonner (1968) e consiste, basicamente, em velocidades anômalas do escoamento meridional no nível de 850 hPa.

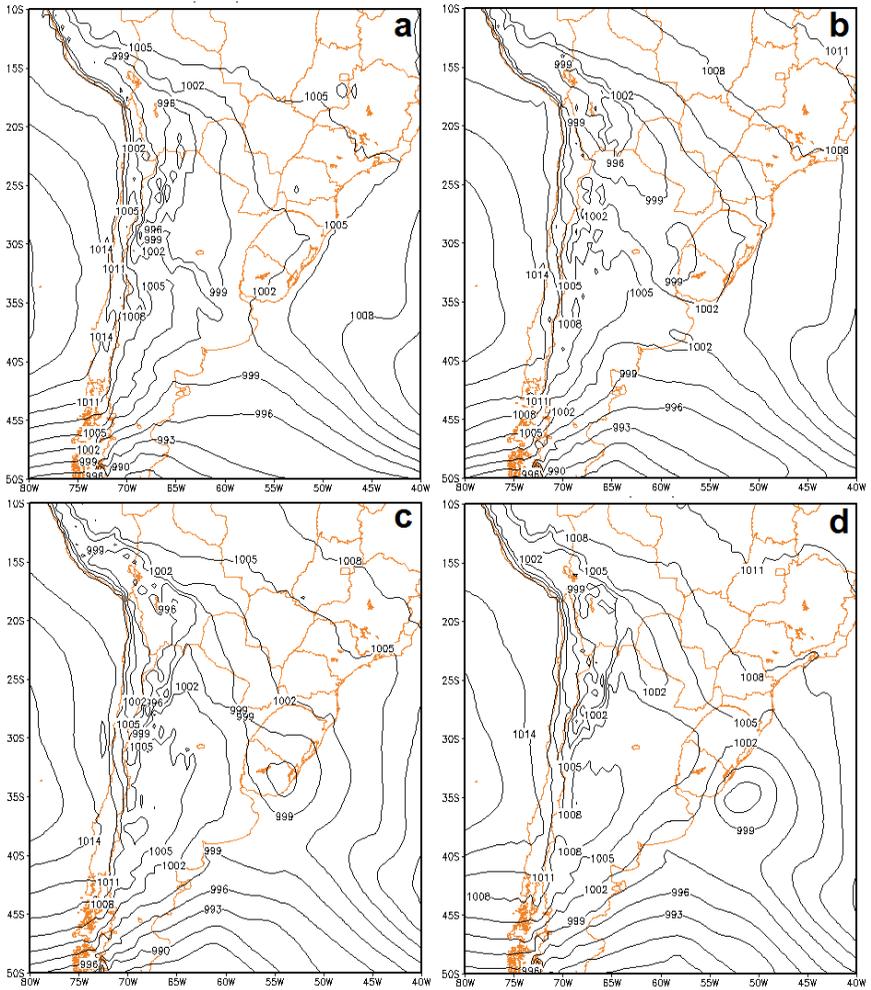


Figura 14. Campo de pressão ao nível médio do mar (hPa) para o dia 21/03/2010 as 18Z (a), 22/03/2010 as 00Z (b), as 06Z (c) e as 12Z (d).

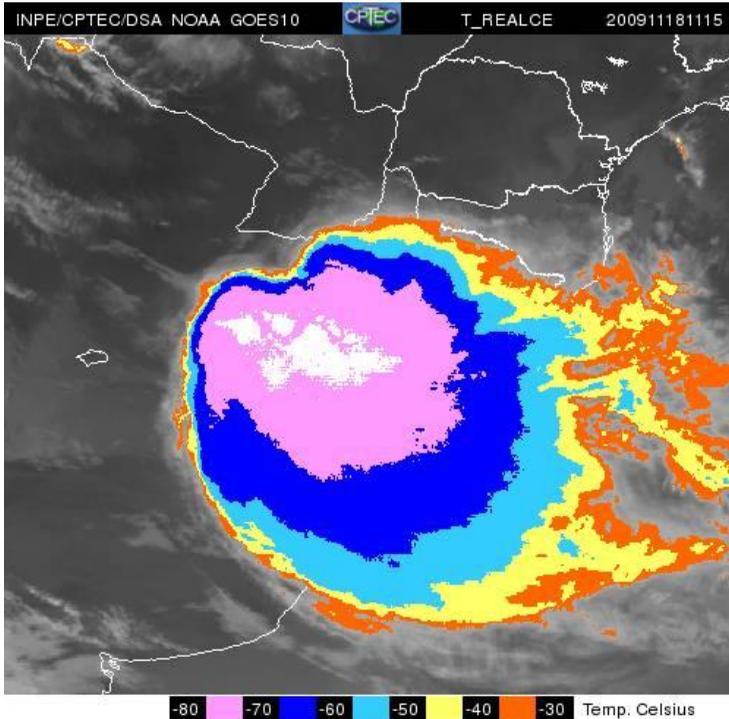


Figura 15. Imagem do satélite GOES 10, canal infravermelho realçado, do dia 18/11/2009 as 11:15 Z, obtida da Divisão de Satélite e Sistemas Ambientais (DSA) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

Sistemas frontais, o principal sistema precipitante no sul do país, ocorrem o ano todo e estão sempre associados a ciclones extratropicais migratórios. Especialmente no inverno e início da primavera, o RS

apresenta a maior frequência de sistemas frontais devido a maior frequência dos ciclones extratropicais de diferentes origens latitudinais (GAN e RAO, 1991, LEMOS e CALBETE, 1996; CAVALCANTI e KOUSKY, 2003; PAMPUCH e AMBRIZZI, 2015).

A Figura 5 mostra um exemplo de escoamento de norte – no caso, magnitude do escoamento de norte – que influencia a Baixa do Chaco e o sistema frontal associado ao forte ciclone extratropical no Atlântico Sul. Nota-se o escoamento contínuo da Amazônia até o ciclone (com centro em 50° S), e o JBN sobre o Paraguai e norte da Argentina.

Sistemas de bloqueio atmosférico são responsáveis por alagamentos devido à precipitação acumulada em vários dias, pois referem-se à estacionariedade dos sistemas de pressão. São anomalias da circulação atmosférica que provocam a divisão, ou desvio brusco da trajetória, da corrente de jato, ocasionando a ruptura do padrão zonal que permanece por um período igual ou maior que dez dias (BLUESTEIN, 1993). Na literatura encontram-se vários trabalhos relacionando sistemas de bloqueios e anomalias de precipitação no sul do Brasil, como por exemplo Fuentes (1997), Kayano (1999), Mendes et al. (2005) e Reboita et al. (2009).

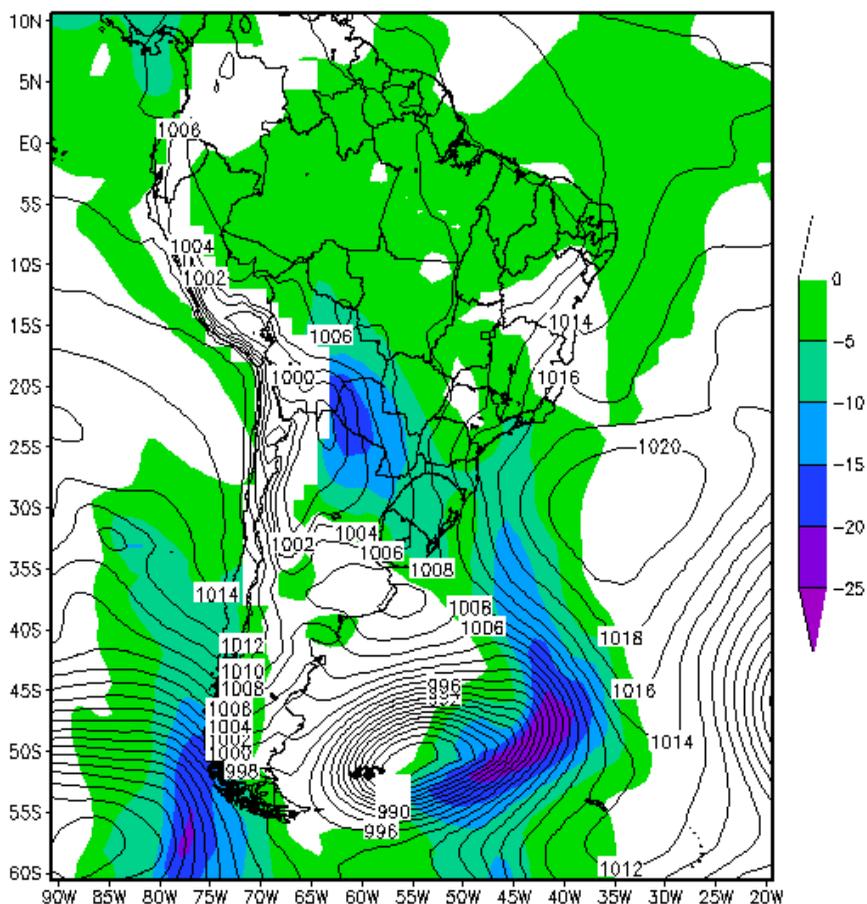


Figura 16. Campo de pressão ao nível médio do mar em hPa (contorno) e magnitude da componente meridional do vento em m s^{-1} (sombreado) do dia 18/11/2009 as 00Z.

6.4 Oscilações Climáticas

Determinadas oscilações climáticas exercem grande influência no regime de precipitação e, provavelmente, no de eventos extremos de precipitação do RS. A oscilação mais influente é o ENOS (El Niño – Oscilação Sul) que, basicamente, se trata – quando da sua fase “quente” (El Niño) – da variabilidade climática referente ao aquecimento anômalo da superfície da água dos setores central e leste do Pacífico equatorial. Contudo, haja vista que anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) em diferentes partes do Pacífico equatorial podem gerar diferentes consequências, não é fácil uma definição de consenso para o fenômeno (TRENBERTH, 1997). Diversos trabalhos na literatura indicam grande relação entre precipitação acima da média no sul do Brasil e eventos de El Niño, como em Grimm et al. (1998 e 2000), Pezzi e Cavalcanti (2001), entre outros. Santos e Diniz (2014), por exemplo, indicam também relação entre anomalias positivas de TSM do Atlântico Sul e a precipitação no RS.

Tedeschi et al. (2015 e 2016), mostram que a tendência de aumento de eventos extremos de precipitação, no geral, segue a tendência de aumento da precipitação em anos de El Niño. Tal resultado também é encontrado em análises pontuais de algumas cidades gaúchas (SILVA e NUNES, 2012; NUNES e SILVA, 2013; PEREIRA e NUNES, 2014).

6.5 Modelagem climática regional

Dados os transtornos sociais que eventos extremos de precipitação podem causar, espera-se que uma estimativa de cenário futuro com relação a estes eventos propicie um melhor planejamento urbano das cidades. Tal previsão é ainda mais necessária à medida que vários trabalhos na literatura – como Groisman et al. (1999), Alexander et al. (2006) e Tebaldi et al. (2006) – indicam aumento na frequência e/ou intensidade destes eventos ao redor do mundo.

Basicamente, modelos climáticos geram previsões para escalas de tempo que variam de três meses à décadas, dependendo da metodologia e necessidade. Visando um planejamento futuro das cidades, recorre-se a modelagem que estima cenários futuros para as próximas décadas, cujas forçantes, naturais e antropogênicas, são sugeridas de acordo com os relatórios, ou SRES – *Special Report on Emission Scenarios* (NAKICENOVIC et al., 2000), do IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change* – Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas), órgão criado pela OMM (Organização Meteorológica Mundial) e o UNEP (United Nations Environmental Program – Programa Ambiental das Nações Unidas). Para o continente sul-americano, vários trabalhos adotaram os cenários do SRES, tais como Marengo et al. (2010), Pesquero et al. (2010), Krüger et al. (2012) e Llopart et al. (2014).

Haja vista que os modelos climáticos globais (MCG) possuem resolução de 100 km à 300 km, acabam por não descrever adequadamente características importantes e específicas da superfície, como relevo e cobertura do solo, que exigem uma grade mais fina – especialmente quando se pretende analisar pontualmente as cidades. Desta forma, torna-se imprescindível o emprego de modelos climáticos regionais (MCR), que são modelos numéricos regionais que empregam as condições iniciais e de contorno dos MCGs. O desenvolvimento de estruturas computacionais mais robustas têm favorecido o emprego do refinamento da grade espacial (*downscaling*), e vários autores têm adotado esta técnica para um melhor entendimento dos processos físicos sobre a América do Sul (ALVES e MARENGO, 2010). De acordo com Chou et al. (2011), comparados aos MCGs os MCRs são mais úteis na projeção de extremos de precipitação devido à maior capacidade de representar características locais. Vários trabalhos já empregaram diferentes MCRs para a simulação de clima futuro na América do Sul, como Seth e Rojas (2003), Nuñez et al. (2009) e Da Rocha et al. (2014), entre outros.

6.6 Estimativas para cidades gaúchas

A seguir serão apresentadas estimativas dos casos de eventos extremos com potencial para causar alagamentos em quatro importantes cidades gaúchas, de acordo com Pereira (2015). Neste trabalho, os limiares (taxas de

precipitação) que definem se um evento é extremo leva em consideração o histórico de alagamentos das cidades, assim como em Da Silva e Nunes (2011). A fonte de dados para se montar tais históricos de cada cidade se baseou nos registros da Defesa Civil do Estado do Rio Grande do Sul, além dos jornais de maior circulação das cidades estudadas. Aqui será apresentados os resultados de acordo com a metodologia de Pereira e Nunes (2014), que considera a taxa de precipitação acumulada nas 48 h anteriores ao evento analisando dois percentis dos dados de precipitação: percentil 25 para os *casos de atenção* e percentil 75 para os *casos de alerta*. A Tabela 1 apresenta os limiares para as quatro cidades em estudo.

Tabela 5. Valores dos limiares (mm de precipitação acumulada em 48 h) para detecção dos casos de atenção e alerta.

<i>Cidade</i>	<i>Caso de atenção</i>	<i>Caso de alerta</i>
<i>Porto Alegre</i>	25,2	53,5
<i>Pelotas</i>	36,4	80,5
<i>Caxias do Sul</i>	33,2	84,0
<i>Santa Maria</i>	30,5	76,9

Como esperado, a capital, mais urbanizada, apresenta os menores limiares. Ou seja, tende a apresentar alagamentos com menor taxa de precipitação. Apesar das

diferenças dos relevos, as demais cidades apresentam valores de limiares similares.

A quantificação dos casos do tempo presente foi feita filtrando os limiares dos dados diários de precipitação das estações meteorológicas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e da Agência Nacional de Águas (ANA) do período de 1961-2013. Considerou-se como caso toda vez que o acumulado de precipitação em 48 h atingiu o limiar. Desta forma, se o limiar for alcançado por três dias consecutivos, tem-se dois casos (dias 1-2, dias 2-3). As Figuras 6 à 9 mostram o número anual de casos de atenção e alerta para as cidades em estudo.

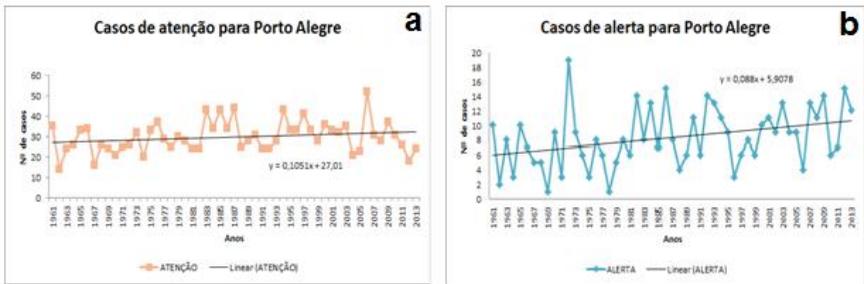


Figura 17. Casos de atenção (a) e alerta (b) em Porto Alegre.

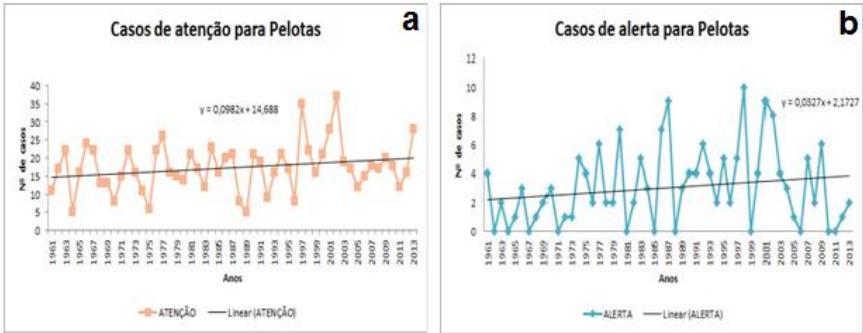


Figura 18. Casos de atenção (a) e alerta (b) em Pelotas.

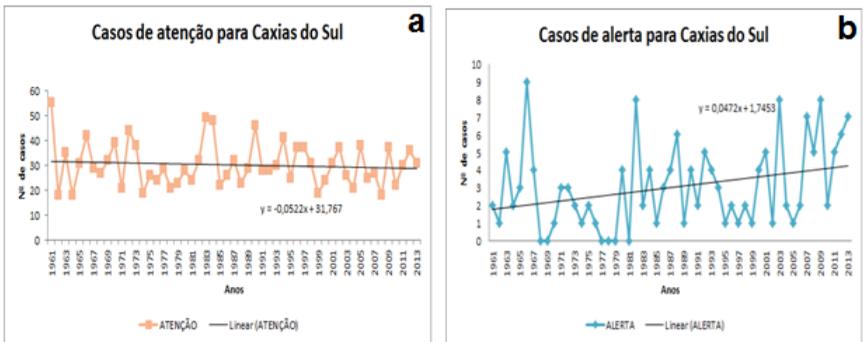


Figura 19. Casos de atenção (a) e alerta (b) em Caxias do Sul.

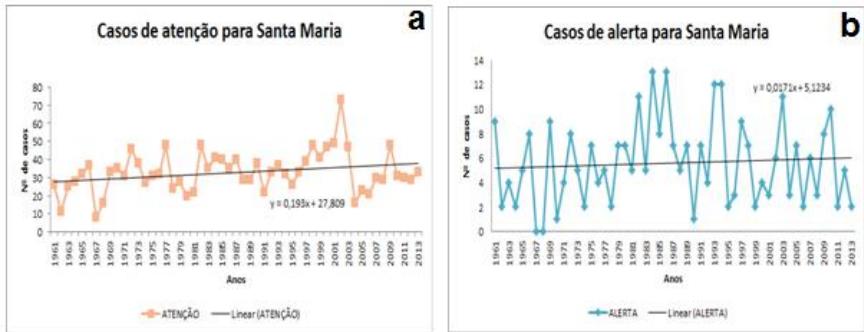


Figura 20. Casos de atenção (a) e alerta (b) em Santa Maria.

Dois comportamentos em comum se destacam entre as cidades: grande oscilação entre os anos e a tendência positiva, especialmente quanto aos casos de alerta. Entretanto, dada justamente esta oscilação, as tendências tornam-se pouco representativas. Caxias do Sul foi a única cidade que apresentou tendência negativa (também pouco representativa) para algum tipo de evento, no caso, casos de atenção. Porto Alegre foi a única cidade que apresentou casos de alerta em todos os anos.

Os picos máximos não foram exatamente coincidentes entre as cidades. E fazendo uma análise superficial e preliminar, se observa pouca relação com o fenômeno ENOS, especialmente o El Niño – considerando o índice ONI (Oceanic Niño Index) do Climate Prediction Center do National Oceanic and Atmospheric Administration (CPC/NOAA), disponível em

(http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml).

Porto Alegre apresentou seu principal pico de casos de atenção em 1973 (La Niña intenso a partir do segundo semestre), e de alerta em 2006 (El Niño moderado na primavera).

Pelotas teve seus picos de casos de atenção em 1997 (El Niño intenso no segundo semestre) e 2002 (El Niño no segundo semestre), e picos de casos de alerta em 1987 (El Niño intenso), 1998 (transição El Niño – La Niña), 2001 (neutro) e 2002 (El Niño no segundo semestre).

Caxias do Sul apresentou picos máximos de casos de atenção em 1961 (neutro), 1982 e 1983, anos de El Niño intenso, e picos de casos de alerta em 1966 (El Niño moderado no primeiro semestre), 1982 (El Niño intenso), 2003 (neutro) e 2009 (El Niño no segundo semestre).

Santa Maria apresentou um pico principal de casos de atenção em 2002 (El Niño no segundo semestre), e picos de casos de alerta em 1984 (La Niña nos últimos meses), 1986 (El Niño nos últimos meses), 1993 (neutro) e 1994 (El Niño nos últimos meses).

6.6.1 Modelagem climática dos eventos extremos

Aqui será apresentada a simulação do clima futuro do comportamento climático dos eventos com potencial para alagamentos de acordo com o modelo climático regional Eta-HadCM3 (CHOU et al., 2011; MARENGO et al., 2011). Trata-

se da execução do modelo regional Eta-CPTEC com as condições de contorno do MCG HadCM3. O modelo regional Eta (MESINGER, 1984) vem sendo empregado operacionalmente no Centro de Previsões do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do INPE, obtendo melhores resultados que o modelo de circulação global (CHOU et al., 2005). O HadCM3 (Hadley Centre Coupled Model versão 3) é um modelo de circulação geral acoplado oceano-atmosfera desenvolvido pelo Hadley Centre do Reino Unido (GORDON et al., 2000).

O modelo Eta-HadCM3 vem sendo empregado em vários estudos, como Dereczynski et al. (2013), Chou et al. (2014a,b), entre outros. Possui resolução horizontal de 40 km e 38 níveis verticais. Os dados do modelo foram cedidos em 2014 pelos pesquisadores José Marengo e Lincoln Alves do Centro de Ciências do Sistema Terrestre (CCST) do INPE. Aqui foram usados os dados simulados de acordo com o cenário SRES A1B (NAKICENOVIC et al., 2000) do quarto relatório de avaliação (AR4) do IPCC. Este cenário usa uma representação fixa da concentração de CO₂ equivalente a 330 ppm (partes por milhão), e é considerado intermediário quando comparado ao A2 (pessimista) e B1 (otimista), representando um balanço entre as fontes de energia fósseis e não-fósseis (PESQUERO, 2009).

A verificação dos casos, baseada nos mesmos limiares para a detecção dos casos no tempo presente, foi feita por meio dos dados de precipitação gerados no ponto de grade

mais próximo à cidade em questão. Foi analisado o período de 2021-2070.

6.6.2 Variação climática

Comparando os resultados entre o clima futuro e o presente, poderemos estimar a variação climática dos eventos extremos. Para que sejam comparados períodos iguais, será considerado o tempo presente como 1964-2013, e o futuro como 2021-2070. A Tabela 2 apresenta o número de casos totais e a variação, em %, para as quatro cidades.

Tabela 6. Somatório dos casos de atenção e alerta do clima presente (1964-2013) e do clima futuro (2021-2070) e as respectivas variações climáticas (Futuro / Presente).

<i>Cidades</i>	<i>Casos de Atenção</i>			<i>Casos de Alerta</i>		
	<i>Presente</i>	<i>Futuro</i>	<i>Variação</i>	<i>Presente</i>	<i>Futuro</i>	<i>Variação</i>
<i>P. Alegre</i>	1509	1859	+ 23%	419	450	+ 7%
<i>Pelotas</i>	869	995	+ 15%	156	106	- 32%
<i>Caxias do Sul</i>	1501	1757	+ 17%	152	144	- 5%
<i>S. Maria</i>	1567	1851	+ 18%	266	215	- 19%

Nota-se que somente Porto Alegre apresentou aumento nos dois tipos de eventos, as demais cidades apresentam aumento do número de casos somente quanto

aos de atenção. Quanto ao clima presente, Pelotas apresenta bem menos casos de atenção do que as demais cidades. Já com relação aos casos de alerta, a capital apresenta bem mais eventos que as cidades do interior. As Figuras 10-13 mostram a análise sazonal da comparação entre o clima futuro e o presente.

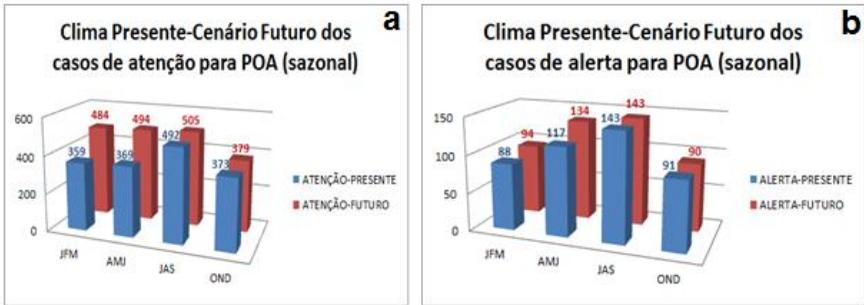


Figura 21. Contagem trimestral dos casos de atenção (a) e alerta (b) do clima presente (1964-2013) e futuro (2021-2070) em P. Alegre. JFM sendo Janeiro, Fevereiro e Março, AMJ sendo Abril, Maio e Junho, JAS sendo Julho, Agosto e Setembro, e OND sendo Outubro, Novembro e Dezembro.

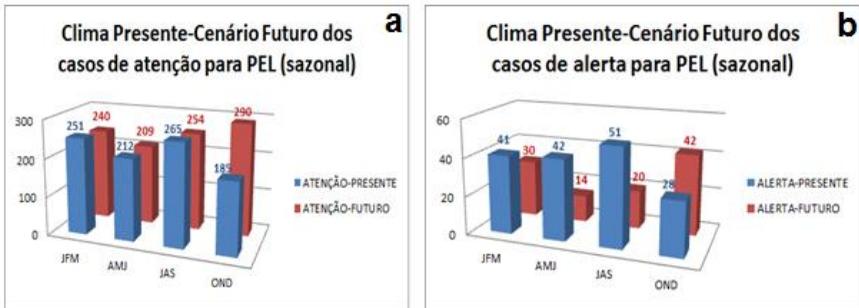


Figura 22. Idem à Figura 10, mas para Pelotas.

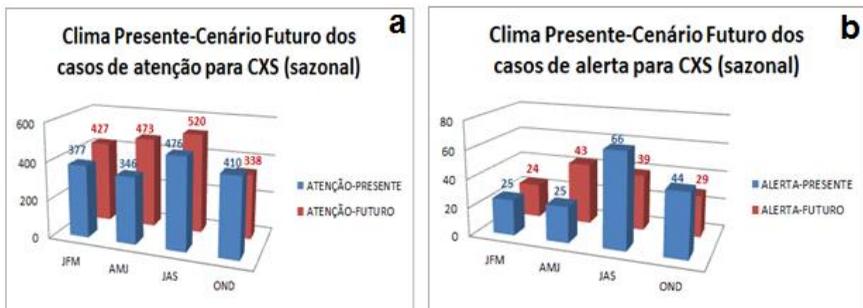


Figura 23. Idem a Figura 10, mas para Caxias do Sul.

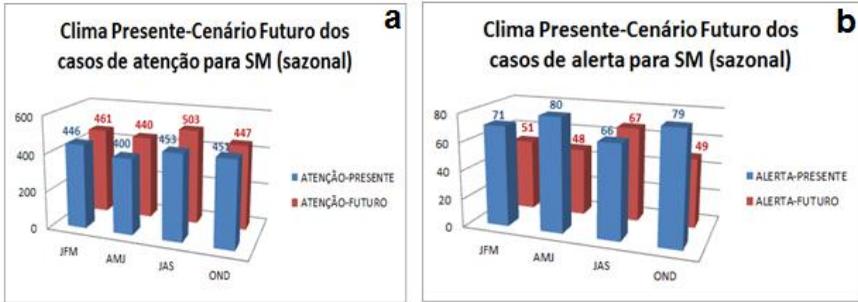


Figura 24. Idem a Figura 10, mas para Santa Maria.

Em Porto Alegre, os casos de atenção do clima atual são mais frequentes no inverno (JAS), ficando as demais estações com números de eventos similares. No futuro, o inverno permanecerá a estação com mais casos, mas bem similares ao verão (JFM) e outono (AMJ), enquanto que a primavera (OND) apresentará menos casos. Este panorama é parecido com relação aos casos de alerta.

Em Pelotas, nota-se uma mudança no padrão sazonal. Tanto os casos de atenção quanto os de alerta atualmente são mais frequentes no inverno e menos na primavera. Já no futuro, serão mais frequentes na primavera e menos no outono.

Em Caxias do Sul também observa-se mudança da sazonalidade dos eventos. O clima presente indica maior frequência de casos de atenção no inverno, e menos no outono. Já no futuro, a estação com menos casos será a primavera. Quanto aos casos de alerta, a estação

preponderante atualmente também é o inverno, sendo o verão e outono as estações com menos casos. No futuro, o outono será a estação preponderante e o verão a estação com menos casos.

Em Santa Maria, quanto aos casos de atenção, observa-se pouca variação sazonal, com o inverno sendo preponderante e o outono com menos casos. Já quanto aos casos de alerta, nota-se que a estação com mais casos deixará de ser o outono para ser o inverno, e a estação com menos casos deixará de ser o inverno para ser a primavera.

Esta análise sazonal pode indicar o comportamento do sistema precipitante mais típico sobre cada região do RS – e as variações climáticas sazonais podem indicar mudanças no comportamento de tais sistemas no futuro. No clima presente observa-se, no geral, o inverno como estação mais preponderante dos eventos, o que sugere uma maior influência dos sistemas frontais. Já com relação aos casos de alerta em Pelotas e Caxias do Sul, a primavera e outono, respectivamente, serão preponderantes – estações em que os sistemas de mesoescala tendem a influenciar mais que no inverno.

6.7 Considerações finais

Neste capítulo foi apresentada uma breve revisão bibliográfica sobre os eventos extremos de precipitação, mais especificamente os que têm potencial para causar alagamentos, em quatro importantes cidades gaúchas. Dada

a posição geográfica, o RS é frequentemente atingido por sistemas precipitantes, associados a sistemas sinóticos e de mesoescala. Além disso, a literatura indica grande associação do regime de precipitação mensal e as oscilações climáticas, especialmente o El Niño.

Estabeleceu-se, como em Nunes e Da Silva (2013), que determinada taxa de precipitação causa diferentes consequências dependendo da cidade, o que torna necessário um limiar para cada uma – sendo o histórico de alagamentos das cidades uma boa alternativa a detecção dos eventos. Porto Alegre, mais urbanizada, apresenta alagamentos com taxas menores de precipitação que as cidades do interior.

Por fim, conforme Pereira (2015), empregando o modelo climático regional Eta-HadCM3, com cenário A1B do IPCC, mostrou-se a variação climática entre o tempo presente (1964-2013) e o futuro (2021-2070), dos eventos extremos mais moderados (casos de atenção) e dos mais intensos (casos de alerta), onde se observou que os casos de alerta serão mais frequentes no futuro na capital, enquanto que os casos de atenção serão mais frequentes em todas as quatro cidades. Em algumas cidades haverá mudança no padrão sazonal dos eventos extremos em questão.

6.8 Agradecimentos

Os autores agradecem os pesquisadores José Marengo e Lincoln Alves pelos dados do modelo climático. Rodrigo

Pereira agradece à CAPES pela bolsa de mestrado no PPGMET.

6.9 Referências Bibliográficas

ALEXANDER, L.V.; ZHANG, X.; PETERSON, T.C.; CAESAR, J.; GLEASON, B.; KLEIN, T.A.; HAYLOCK, M.; COLLINS, D.; TREWIN, B.; RAHIMZADEH, F.; TAGIPOUR, A.; AMBENJE, P.; RUPA, K.K.; REVADEKAR, J.; GRIFFITHS, G.; VINCENT, L.; STEPHENSON, D.; BURN, J.; AGUILAR, E.; BRUNET, M.; TAYLOR, M.; NEW, M.; ZHAI, P.; RUSTICUCCI, M.; VAZQUEZ-AGUIRRE, J.L. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. **Journal of Geophysical Research**, n. 111. D05109, DOI 10.1029/2005JD006290. 2006.

ALVES, L.M.; MARENGO, J. Assessment of regional seasonal predictability using PRECIS regional climate modeling system over South America. **Theoretical and Applied Climatology**. v. 100, p. 337-350. 2010.

BLUESTEIN, H.B. 1993. **Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Volume II: Observations and theory of weather systems**. Oxford: Oxford University Press. 1993, 594p.

BONNER, W.D. Climatology of the low level jet. **Monthly Weather Review**. v.96, p.833-850. 1968.

BROOKS, H.E.; STENSRUD, D.J. Climatology of heavy rain events in the United States from hourly precipitation observations. **Monthly Weather Review**. v.128, p.1194–1201. 2000.

CASTRO, A. L. C. **Manual de Desastres: desastres naturais, Vol. I**. Brasília: Ministério da Integração Nacional- Secretaria Nacional de Defesa Civil, 2004, 182 p.

CAVALCANTI, I.F.A.; KOUSKY, V.E. Climatology of South American Cold Fronts. In: CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 7. 2003, Wellington – New Zealand. Anais... Wellington – New Zealand. 2003.

CHOU, S.C.; BUSTAMANTE, J.F.; GOMES J.L. Evaluation of Eta model seasonal precipitation forecasts over South America. **Nonlinear Process in Geophysics**, v. 12, p. 537–555. 2005.

CHOU, S.C.; MARENGO, J.A.; LYRA, A.A.; SUEIRO, G.; PESQUERO, J.F.; ALVES, L.M.; KAY, G.; BETTS, R.; CHAGAS, D.J.; GOMES, J.L.; BUSTAMANTE, J.F.; TAVARES, P. Downscaling of South America present climate driven by 4-member HadCM3 runs. **Climate Dynamics**. v. 38, p. 635–653. 2011.

CHOU, S.C.; LYRA, A.A.; MOURÃO, C.; DEREZYNSKI, C.; PILOTTO, I.; GOMES, J.; BUSTAMANTE, J.F.; TAVARES, P.; SILVA, A.; RODRIGUES, D.; CAMPOS, D.; CHAGAS, D.; SUEIRO, G.; SIQUEIRA, G.; NOBRE, P.; MARENGO, J. Evaluation of the Eta Simulations nested in three global climate models. **American Journal of Climate Change**. v. 3, p. 438-454. 2014a.

CHOU, S.C.; LYRA, A.A.; MOURÃO, C.; DEREZYNSKI, C.; PILOTTO, I.; GOMES, J.; BUSTAMANTE, J.F.; TAVARES, P.; SILVA, A.; RODRIGUES, D.; CAMPOS, D.; CHAGAS, D.; SUEIRO, G.; SIQUEIRA, G.; MARENGO, J. Assessment of climate change over South America under RCP 4.5 and 8.5 downscaling scenarios. **American Journal of Climate Change**. v. 3, p. 512-525. 2014b.

DA ROCHA, R.P.; REBOITA, M.S.; DUTRA, L.M.M.; LLOPART, M.; COPPOLA, E. Interannual variability associated with ENSO: present and future climate projections of RegCM4 for South America-CORDEX domain. **Climatic Change**. v. 125, p. 95-109. 2014.

DA SILVA, G.C.; NUNES, A.B. Análise dos eventos extremos de precipitação no leste de Santa Catarina: Estudo de Tendência. **Ciência e Natura**. Edição Especial. p. 251-254. 2011.

DERECZYNSKI, C.; SILVA, W.L.; MARENGO, J. Detection and projections of climate change in Rio de Janeiro, Brazil. **American Journal of Climate Change**. v. 2, p. 25-33. 2013.

DOSWELL III, C. A.; BROOKS, H. E.; MADDIX, R. A. Flash flood forecasting: an ingredients-based methodology. **Weather and Forecasting**. v.11, n.4, p.560-581, 1996.

DURKEE, J.D.; MOTE, T.L.; SHEPHERD, J.M. The contribution of mesoscale convective complexes to rainfall across Subtropical South America. **Journal of Climate**. v. 22, p. 4590-4605. 2009.

ESCOBAR, G.C.J.; SELUCHI, M.E. Classificação sinótica dos campos de pressão atmosférica na América do Sul e sua relação com as baixas do Chaco e do noroeste argentino. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 27, p. 365-375. 2012.

FUENTES, M.V. **Climatologia de bloqueios próximos a América do Sul e seus efeitos**. 1997. 67p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos–SP. 1997.

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

GARRETT, C; MULLER, P. Extreme Events. **Bulletin of the American Meteorological Society**. v. 89(11), p. 1733-1733. 2008.

GORDON, C.; COOPER, C.; SENIOR, C. A.; BANKS, H.; GREGORY, J. M.; JOHNS, T. C.; MITCHELL, J. F. B.; WOOD, R. A. The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. **Climate Dynamics**. v.16, p. 147-168. 2000.

GRIMM, A; FERRAZ, S.E.T.; GOMES, J. Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**. v.11, p. 2863-2880. 1998.

GRIMM, A.; BARROS, V.R.; DOYLE, M.E. Climate variability in Southern South America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**. v.13, p. 35-58. 2000.

GROISMAN, P.Y.; KARL, T.R.; EASTERLING, D.R.; KNIGHT, R.W.; JAMASON, P.F.; HENNESSY, K.J.; SUPPIAH, R.; PAGE, C.M.; WIBIG, J.; FORTUNIAK, K.; RAZUVAEV, V.N.; DOUGLAS, A.; FORLAND, E.; ZHAI, P.M. Changes in the probability of heavy precipitation: important indicators of climatic change. **Climatic Change**, v.42, p.243-283, 1999.

KAYANO, M.T. Southeastern Pacific blocking episodes and their effects on the South American weather. **Meteorology and Atmospheric Physics**. v. 69, p. 145-155. 1999.

KRÜGER, L.F.; DA ROCHA, R.P.; REBOITA, M.S.; AMBRIZI, T. RegCM3 Nested in HadAM3 Scenarios A2 and B2: Projected Changes in Extratropical Cyclogenesis, Temperature and Precipitation over the South Atlantic Ocean. **Climatic Change**, v. 113, p. 599-621. 2012.

LEMOS, C.F.; CALBETE, N.O. **Sistemas frontais que atuaram no litoral de 1987-1995**. Climanálise – Edição Comemorativa 10 Anos. 1996. Disponível em: <<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/cliesp10a/14.html>>. Acesso em: 21 set. 2016.

LENTERS, J.D.; COOK, K.H. Summertime precipitation variability over South America: Role of the large-scale Circulation. **Monthly Weather Review**. v. 127, p. 409-431. 1999.

LLOPART, M.; COPPOLA, E.; GIORGI, F.; DA ROCHA, R.P.; CUADRA, S.V. Climate change impact on precipitation for the Amazon and La Plata basins. **Climatic Change**. v.1, p. 1-15. 2014.

MARENGO, J.A.; DOUGLAS, M.W.; SILVA DIAS, P.L. The South American low-level jet east of the Andes during 1999 LBA-TRMM and LBA-WET AMC campaign. **Journal of Geophysical Research**. v.107, D20. 2002.

MARENGO, J.A.; SOARES, W.R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**. v.17, p. 2261-2280. 2004.

MARENGO, J.A.; AMBRIZZI, T.; DA ROCHA, R.P.; ALVES, L.M.; CUADRA, S.V.; VALVERDE, M.C.; TORRES, R.R.; SANTOS, D.C.; FERRAZ, S.E.T. Future change of climate in South America in the late twenty-first century: intercomparison of scenarios from three regional climate models. **Climate Dynamics**. v. 35, p. 1073-1097. 2010.

MARENGO, J.A.; CHOU, S.C.; KAY, G.; ALVES, L.M.; PESQUERO, J.F.; SOARES, W.R.; SANTOS, D.C.; LYRA, A. A.; SUEIRO, G.; BETTS, R.; CHAGAS, D.J.; GOMES, J.L.; BUSTAMANTE, J.F.; TAVARES, P. Development of regional future climate change scenarios in South America using the Eta CPTEC/HadCM3 climate change projections: climatology and regional analyses for the Amazon, SãoFrancisco and the Paraná River basins. **Climate Dynamics**. v. 38, p. 1829-1848. 2011.

MATZENAUER, R.; VIANA, D. R.; BUENO, A. C.; MALUF, J. R. T.; CARPENEDO, C. B. Regime Anual e Estacional De Chuvas No Rio Grande Do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 15. 2007, Aracaju-SE. Anais do... Aracaju-SE, 2007.

MENDES, M.C.D.; TRIGO, R.M.; CAVALCANTI, I.F.A.; DACAMARA, C.C. Bloqueios atmosféricos de 1960 a 2000 sobre o Oceano Pacífico Sul: impactos climáticos e mecanismos físicos associados. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 20, p. 175-190. 2005.

MESINGER, F. A. Blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. **Rivista di Meteorologia Aeronautica**. v. 44, p. 195–202. 1984.

NAKICENOVIC, N.; ALCAMO, J.; DAVIS, G.; DE VRIES, B.; FENHANN, J.; GAFFIN, S.; GREGORY, K.; GRUMBLER, A.; JUNG, T. Y.; KRAM, T.; LA ROVERE, E. L.; MICHAELIS, L.; MORI, S.; MORITA, T.; PEPPER, W.; PITCHER, H.; PRICE, L.; RIAHI, K.; ROEHRL, A.; ROGNER, H. H.; SANKOVSKI, A.; SCHLESINGER, M.; SHUKLA, P.; SMITH, S.; SWART, R.; VAN ROOIJEN, S.; VICTOR, N.; DADI, Z. Special Report on Emissions Scenarios: A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 599p., 2000. Disponível

em: <<http://www.grida.no/climate/ipcc/emission/index.htm>>Acesso em: 21 set. 2016.

NUNES, A.B.; SILVA, J. R. Quantitative analysis of extreme precipitation events to Passo Fundo-RS and its correlation with climate indices. In: Simpósio Internacional de Climatologia, 5, 2013, Florianópolis-SC. **Anais...** Florianópolis-SC, 2013.

NUNES, A.B.; DA SILVA, G.C. Climatology of extreme rainfall events in eastern and northern Santa Catarina State, Brazil: Present and future climate. **Revista Brasileira de Geofísica**. v. 31(3), p. 413-425. 2013.

NUÑEZ, M.N.; SOLMAN, S.; CABRÉ, M.F. Regional climate change experiments over Southern South America. II: Climate change scenarios in the late twenty first century. **Climate Dynamics**, v. 32, p. 1081– 1095. 2009.

PAMPUCH, L.A.; AMBRIZZI, T. Sistemas frontais sobre a América do Sul Parte I: Climatologia e intervalo de passagem em dados de reanálise I do NCEP/NCAR. In: WORKSHOP BRASILEIRO DE MICROMETEOROLOGIA, 9. 2015. Santa Maria-RS. **Anais...** Santa Maria-RS, 2015.

PEREIRA, R.S.; NUNES, A.B. Comportamento climático dos casos de atenção e alerta de eventos extremos de

precipitação em Porto Alegre-RS. In: ENCONTRO DE PÓS-GRADUAÇÃO DA UFPEL, 16, 2014. Pelotas-RS. **Anais...** Pelotas-RS, 2014.

PEREIRA, R.S. **Clima presente e cenário futuro dos eventos com potencial para causar alagamentos nas cidades de Porto Alegre, Pelotas, Caxias do Sul e Santa Maria.** 2015. 75p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Pelotas, Pelotas – RS. 2015.

PESQUERO, J. F. **Balço de umidade na região do sistema de monção da América do Sul em cenários climáticos futuros (2071-2100) utilizando o Modelo Eta: um estudo de modelagem.** 2009. 242 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos-SP. 2009.

PESQUERO, J.F., CHOU, S.C., NOBRE, C.A. ; MARENGO, J.A. Climate downscaling over South America for 1961-1970 using the Eta Model. **Theoretical and Applied Climatology.** v. 99, p. 75-93. 2010.

PEZZI, L.P.; CAVALCANTI, I.F.A. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. **Climate Dynamics.** v. 17, p. 205-212. 2001.

REBOITA, M.S.; IWABE, C.M.N.; ROCHA, R.P.; AMBRIZZI, T. Análise de um ciclone semi-estacionário na costa sul do Brasil associado a bloqueio atmosférico. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 24, p. 407-422. 2009.

RIBEIRO, B.Z.; NUNES, A.B. Uso do sensoriamento remoto para análise de uma linha de instabilidade: Estudo de caso ocorrido no Rio Grande do Sul. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 15. 2011, Curitiba-PR. **Anais...** Curitiba-PR, 2011.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E.J. Mesoscale convective systems over South America and their relationship with the South American low-level jet. **Monthly Weather Review**. v.135, p.1290-1309. 2007.

SANTOS, E.B.; DINIZ, G.B. Oceanic indices and their relations with the monthly precipitation in Rio Grande do Sul State, Brazil. **Revista Brasileira de Geofísica**. v. 32, p. 371-381. 2014.

SATYAMURTY, P.; FERREIRA, C.C.; GAN, M.A. Cyclonic vortices over South America. **Tellus**. v. 42, p. 194-201. 1990.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C.A.; SILVA DIAS, P.L. Meteorology of the tropics: South America. In KAROLY, D. J.,

VINCENT, D. G. (Eds), Meteorology of Southern Hemisphere. **Meteorological Monographs**, v. 27, n. 49, chapter 3A. 1998.

SCHUMACHER, R.S.; JOHNSON, R.H. Organization and environmental properties of extreme rain producing mesoscale convective systems. **Monthly Weather Review**. v. 133, p.961–976, 2005.

SELUCHI, M.E.; MARENGO, J.A. Tropical-midlatitude exchange of air masses during summer and winter in South America: Climatic aspects and extreme events. **International Journal of Climatology**. v.20, p. 1167-1190. 2000.

SELUCHI, M.E.; SAULO, A.C.; NICOLINI, M.; SATYAMURTY, P. The Northwestern Argentinean Low: A study of two typical events. **Monthly Weather Review**. v. 131, p. 2361-2378. 2003.

SELUCHI, M.E.; SAULO, A.C. Baixa do noroeste argentino e Baixa do Chaco: Características, diferenças e semelhanças. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 27. p. 49-60. 2012.

SEPLAG – Secretaria de Planejamento, Gestão e Participação Cidadã. Atlas Socioeconômico do Rio Grande do Sul. Disponível em:
<http://www1.seplag.rs.gov.br/atlas/conteudo.asp?cod_me

nu_filho=791&cod_menu=790&tipo_menu=APRESENTACAO &cod_conteudo=1328>. Acesso em: Set. 2016.

SETH, A.; ROJAS, M. Simulation and sensitivity in a nested modeling system for tropical South America. Part I: Reanalyses boundary forcing. **Journal of Climate**. v. 16, p. 2437-2453. 2003.

SILVA, J.R.; NUNES, A.B. Relação dos eventos extremos de precipitação no Rio Grande do Sul com o ENOS: Análise pontual. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 17, 2012. Gramado-RS. **Anais...** Gramado-RS, 2012.

TEBALDI, C.; HAYHOE, K.; ARBLASTER, J. M.; MEEHL, G. A. Going to extremes - An Intercomparison of model-simulated historical and future changes in extreme events. **Climatic Change**, v.79. 185–211. 2006.

TEDESCHI, R.A.; GRIMM, A.M.; CAVALCANTI, I.F.A. Influence of central and east ENSO on extreme events of precipitation in South America during austral spring and summer. **International Journal of Climatology**. v. 35, p. 2045-2064. 2015.

TEDESCHI, R.A.; GRIMM, A.M.; CAVALCANTI, I.F.A. Influence of central and east ENSO on precipitation and its extreme events in South America during austral autumn and winter.

International Journal of Climatology. 2016. DOI: 10.1002/joc.4670

TEIXEIRA, M. S.; SATYAMURTY, P. Dynamical and synoptic characteristics of heavy rainfall episodes in Southern Brazil. **Monthly Weather Review**, v.135, p.598-617. 2007.

TRENBERTH, K.E. The definition of El Niño. **Bulletin of American Meteorological Society.** v. 78, p. 2771-2777. 1997.

VELASCO, I.; FRITSCH, J.M. Mesoscale convective complexes in the Americas. **Journal of the Geophysical Research.** v.92(D8), p. 9591-9613. 1987.

VERA, C.S.; BAEZ, J.; DOUGLAS, M.; EMMANUEL, C.B.; MARENGO, J.A.; MEITIN, J.; NICOLINI, M.; NOGUES-PEAGLE, J.; PEAGLE, J.; PENALBA, O.; SALIO, P.; SAULO, C.; SILVA DIAS, M.A.; SILVA DIAS, P.; ZIPSER, E. The South American low-Level Jet Experiment. **Bulletin of American Meteorological Society.** v.87, p. 63-77. 2006.

VERNEKAR, A.D.; KIRTMAN, B.P.; FENNESSY, M.J. Low-level jet and their effects on the South American summer climate as simulated by the NCEP Eta model. **Journal of Climate.** v.16, p.297-311. 2003.

Sobre os autores

Capítulo 1

Geórgenes Hilário Cavalcante Segundo - possui graduação e mestrado em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas - UFAL (2001), e doutorado em Geociências pela Universidade Federal Fluminense (2007), e Texas A&M University (2005-2007). Foi pesquisador associado da UNU-INWEH (United Nations University - Institute for Water, Environment and Health) durante os anos de 2007-2009, atuando como principal investigador na área de Oceanografia Física. Trabalhou como pesquisador na URS Corporation em 2010, e foi Especialista em Análise de Dados Ambientais no Departamento Ambiental do Governo de Dubai nos Emirados Árabes Unidos entre 2010-2013. Atualmente é Prof. Adjunto do Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas, e coordenador do Laboratório de Oceanografia Física. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Meteorologia e Oceanografia Física Costeira.

Hugo Carvalho de Almeida - Graduando em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas - UFAL. Atualmente é bolsista do Programa Institucional de Bolsas de Iniciação Científica (PIBIC). Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Meteorologia, atuando principalmente na área de Oceanografia Física.

Lionete Antonio Mitange - Graduando em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas – UFAL. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Meteorologia.

Capítulo 2

Djane Fonseca da Silva - Prof^ª. Adjunto IV da Universidade Federal de Alagoas (UFAL), Campus Maceió, no Instituto de Ciências Ambientais - ICAT, curso de Meteorologia. Faz parte do corpo de docentes no programa de pós-graduação em Meteorologia do ICAT - UFAL na área de concentração Climatologia, com linha de pesquisa em Estatística aplicada à Meteorologia e Climatologia. Coordenadora de projeto do CNPq sobre previsão de eventos climáticos extremos (2014-2017). Coordenadora de Grupo de Pesquisa do CNPq "Estatística aplicada à Meteorologia". Editora da Revista Brasileira de Geografia Física e Revisora de 5 Revistas : Revista Brasileira de Meteorologia (RBMET), Revista Brasileira de Geografia física (UFPE), Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental (AGRIAMBI - UFCG) e das revistas internacionais Atmospheric and Climate Science e Theoretical and Applied Climatology. Tem experiência na área de Geociências, podendo atuar nas seguintes áreas: Climatologia estatística, Estatística aplicada, Impactos climáticos e antrópicos sobre bacias hidrográficas e sobre disponibilidade hídrica, Gestão de recursos hídricos, Recursos hídricos, Variabilidade Climática, Risco climático,

Previsão Climática através de estatísticas avançadas, Índices climáticos, Previsão hídrica, Efeito de José e Noé, Índice de Anomalia de Chuva, Análises de Ondeletas, Tendências climáticas e Análises estatística aplicada

Kayke Pereira Mendes - possui graduação em agronomia pela Universidade Federal do Cariri (2016), Tem experiência com gerenciamento de recursos hídricos adquirido por estágio na Companhia de Gestão de Recursos Hídricos do Estado do Ceará, com previsões climáticas, análise de ondeletas.

Capítulo 3

João Carlos Torres Vianna - Bacharel em Meteorologia pela Universidade Federal de Pelotas (1984), Mestre em Educação Ambiental pela Universidade Federal do Rio Grande (1998), Doutor em Ciências pela Universidade Federal de Pelotas (2005). É Professor Associado da Universidade Federal de Pelotas, colaborador do Projeto MODEL EA da Universidade Federal do Rio Grande. Foi Tutor do Grupo PET-Meteorologia entre maio de 2009 e julho de 2016. Tem experiência Instrumentação e Medidas Meteorológicas; Meteorologia Aplicada; Climatologia; Educação Ambiental e Modelagem como ferramenta de Ensino-Aprendizagem.

Capítulo 4

Leonardo Calvetti - possui graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Pelotas - UFPel (1998), Mestrado (2002) e Doutorado (2011) em Meteorologia, ambos pela Universidade de São Paulo. Trabalhou em projetos de pesquisa no Cptec/Inpe entre 1998 e 1999, trabalhou como meteorologista no Simepar entre 1999 e 2011, depois como pesquisador no Simepar entre 2012 e início de 2015. Em 2016 transfere-se como Professor Adjunto na Faculdade de Meteorologia da UFPel. Atua nas áreas de Mesoescala, Radar Meteorológico e Previsão Hidrometeorológica.

Cesar Beneti - Possui Bacharelado em Meteorologia pela Universidade de São Paulo (1986), Mestrado em Meteorologia pela Universidade de São Paulo (1991), e Doutorado em Meteorologia pela Universidade de São Paulo (2012). Meteorologista do Sistema Meteorológico do Paraná (Simepar), tem experiência na área de Previsão do Tempo e Sensoriamento Remoto da Atmosfera, atuando principalmente nos seguintes temas: Radar Meteorológico, Eletricidade Atmosférica, Nowcasting e previsão do tempo. Atualmente é Diretor Executivo e Coordenador de Monitoramento e Previsão do Simepar.

Otávio Medeiros - é graduando em Meteorologia pela Universidade Federal de Pelotas e participante do programa

PET Meteorologia. Possui habilidade na linguagem de programação Python e o pacote Py-Art.

Capítulo 5

Rayonil Gomes Carneiro - possui graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas - UFAL (2011). Mestrado em Meteorologia pela Universidade Federal de Campina Grande - UFCG (2014). Atualmente é doutorando do curso de Pós-graduação em Meteorologia do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE. Tem experiência na área de Geociências, em temas de micrometeorologia e radiação solar, interação superfície-atmosfera, com ênfase em estudos de ambientes florestais, em especial, Mata Atlântica, Floresta Amazônica, temperatura do solo, ondas e camada limite planetária.

Marcos Antonio Lima Moura - possui graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas (1984), Estudos de Aprofundamento em Meteorologia no Instituto de Meteorologia da Universidade de Hannover (Alemanha) com Especialização em Recursos Hídricos pela Universidade de Hannover (Alemanha) entre 1986 e 1989, Mestrado em Agronomia (Energia na Agricultura) pela Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho (1992) e Doutorado em Agronomia (Energia na Agricultura) pela Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho

(2000). Atualmente é professor associado I do Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Micrometeorologia de Ecossistemas Ameaçados (Mata Atlântica e Amazônia), mas com foco em Mudanças Climáticas e Radiação Solar, atuando principalmente nos seguintes temas: Ambientes Estuarinos, Mata Atlântica, Floresta Amazônica.

Camilla Kassar Borges - possui graduação em Física Licenciatura pela Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT (2007). Mestre em Meteorologia na Universidade Federal de Campina Grande - UFCG (2013). Atualmente é estudante de doutorado do curso de Pós-graduação em meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande - UFCG. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Meteorologia Aplicada. Atuando principalmente nos seguintes temas: Sensoriamento Remoto, Agrometeorologia e Micrometeorologia.

Antonio Marcos Delfino de Andrade - possui graduação (2009) e mestrado (2011) em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas, doutorado (2016) em Meteorologia pela Universidade Federal de Campina Grande. Atualmente é bolsista de produtividade do CNPq (DTI-A) pela Universidade Federal de Campina Grande. Desenvolve pesquisas no Instituto Nacional do Semiárido (INSA), na área de Geociências, com ênfase em micrometeorologia,

especialmente: balanço de radiação, balanço de massa e energia, estimativa de radiação e troca líquida de dióxido de carbono na Caatinga.

Aurilene Barros dos Santos – possui graduação (2010) em Meteorologia pela Universidade Federal de Alagoas, mestrado (2013) em Clima e Ambiente pela Universidade do Estado do Amazonas - UEA e Instituto de pesquisa da Amazônia-INPA. Atualmente é aluna de doutorado em Ciências Climáticas pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Desenvolve pesquisas na área de Geociências, com destaque em micrometeorologia, especialmente: Radiação global, Escoamento do ar em regiões de florestas e em Camada limite atmosférica.

Capítulo 6

André Becker Nunes - Graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Pelotas, UFPel (2000), Mestrado em Meteorologia pela UFPel (2002) na área de física da camada limite planetária, e Doutorado em Meteorologia pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (2008) na área de modelagem em micrometeorologia. Participação no Grupo de Mudanças Climáticas do CCST-INPE entre 2008 e 2009. Desde dezembro de 2009 é Professor Adjunto da Faculdade de Meteorologia da UFPel. Membro permanente do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia (PPGMET) da

UFPel. Colaborador nos seguintes Programas de Pós-Graduação: em Sensoriamento Remoto da UFRGS, em Agronomia, em Manejo e Conservação do Solo e Água e em Recursos Hídricos da UFPel.

Rodrigo da Silva Pereira - Graduação em Meteorologia pela Universidade Federal de Pelotas, UFPel (2000), Mestrado em Meteorologia pela UFPel (2015) na área de climatologia de eventos extremos. Experiência em Geociências com ênfase em previsão do tempo, modelagem climática e monitoramento de eventos extremos. Previsor do tempo operacional: Climatempo (2000-2001), FUNDAGRO (2001-2003), Secretaria Nacional de Defesa Civil (2005-2009) e Centro Regional Sul do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CRS/INPE) (2010-2013).

Créditos / Expediente

Capa: Vitor Braga

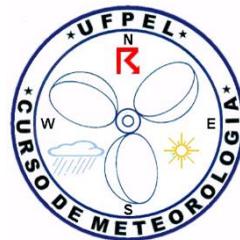
Fotografia da capa: Renata Voss

Editoração e diagramação: André Becker Nunes e Glauber
Lopes Mariano

Editora: DR LTDA



Universidade Federal da Alagoas
Instituto de Ciências Atmosféricas



Universidade Federal de Pelotas
Faculdade de Meteorologia

Com o objetivo contínuo de fornecer material bibliográfico e didático em língua portuguesa para os alunos e interessados em meteorologia, este quarto volume da série “Meteorologia em Tópicos” aborda temas de diferentes aplicações atmosféricas e ambientais. Oceanografia, hidrologia, sensoriamento remoto, climatologia de eventos extremos, modelagem climática, agrometeorologia e educação ambiental são alguns dos tópicos encontrados aqui, neste esforço dos professores e alunos dos cursos de meteorologia da Universidade Federal de Alagoas e Universidade Federal de Pelotas.

