

**Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
Embrapa Arroz e Feijão
Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento**

Documentos 244

Índices para a Quantificação da Seca

*Diego Simões Fernandes
Alexandre Bryan Heinemann
Rosidalva Lopes da Paz
André de Oliveira Amorim
Aparecida Socorro Cardoso*

Embrapa Arroz e Feijão
Santo Antônio de Goiás, GO
2009

Exemplares desta publicação podem ser adquiridos na:

Embrapa Arroz e Feijão

Rod. GO 462, Km 12
Caixa Postal 179
75375-000 Santo Antônio de Goiás, GO
Fone: (0xx62) 3533 2100
Fax: (0xx62) 3533 2123
www.cnpaf.embrapa.br
sac@cnpaf.embrapa.br

Comitê de Publicações

Presidente: *Luís Fernando Stone*
Secretário-Executivo: *Luiz Roberto Rocha da Silva*

Supervisor editorial: *Camilla Souza de Oliveira*
Normalização bibliográfica: *Ana Lúcia D. de Faria*
Revisão de texto: *Camilla Souza de Oliveira*
Capa: *Sebastião José de Araújo*
Editoração eletrônica: *Fabiano Severino*

1ª edição

1ª impressão (2009): 500 exemplares

Todos os direitos reservados

A reprodução não-autorizada desta publicação, no todo ou em parte, constitui violação dos direitos autorais (Lei no 9.610).

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
Embrapa Arroz e Feijão

Índices para a quantificação da seca / Diego Simões Fernandes ...[et al.]. –
Santo Antônio de Goiás : Embrapa Arroz e Feijão, 2009.
48 p. - (Documentos / Embrapa Arroz e Feijão, ISSN 1678-9644 ; 244)

1. Condição ambiental. 2. Dano – seca. 3. Seca – ferramentas para monitoramento. I. Fernandes, Diego Simões. II. Embrapa Arroz e Feijão. III. Série.

CDD 632.12 (21. ed.)

© Embrapa 2009

Autores

Diego Simões Fernandes

Meteorologista, Mestrando em Ciências Atmosféricas, Bolsista DTI-CNPq, Santo Antônio de Goiás, GO, diegosifer@cnpaf.embrapa.br

Alexandre Bryan Heinemann

Engenheiro agrônomo, Doutor em Irrigação e Drenagem, pesquisador da Embrapa Arroz e Feijão, Santo Antônio de Goiás, GO, alexbh@cnpaf.embrapa.br

Rosidalva Lopes da Paz

Bacharel em Física, Mestranda em Engenharia do Meio Ambiente, Sistema de Meteorologia e Hidrologia do Estado de Goiás/SIMEHGO – Secretaria de Estado de Ciências e Tecnologia/ SECTEC, Goiânia, GO, dalvapaz@yahoo.com.br

André de Oliveira Amorim

Geógrafo, Mestrando em Engenharia Agrícola,
Sistema de Meteorologia e Hidrologia do Estado
de Goiás/SIMEHGO – Secretaria de Estado de
Ciência e Tecnologia/SECTEC , Goiânia, GO,
amorim_go@yahoo.com.br

Aparecida Socorro Cardoso

Bacharel em Geografia, Sistema de Meteorologia
e Hidrologia do Estado de Goiás/SIMEHGO –
Secretaria de Estado de Ciência e Tecnologia/
SECTEC , Goiânia, GO, cida-cardoso@oul.com.br

Apresentação

A seca é um dos fenômenos climáticos que mais causa prejuízos na agricultura, pois seu início e fim são de difícil determinação. Ocorre em uma região quando a precipitação, para determinado período de tempo, apresenta valores abaixo da normal climatológica.

As secas podem ser diagnosticadas, com base em uma série histórica de dados meteorológicos, por meio de índices quantificadores de secas e análises estatísticas. Esses índices diagnosticam os períodos de seca ou umidade em uma área pontual ou regional a partir de equações empíricas. A utilização de índices para quantificar a seca se faz necessária para determinar a intensidade, a duração e a frequência em que essa anomalia ocorre.

Assim, esse documento aborda o cálculo de diferentes índices de seca, contribuindo com o desenvolvimento de pesquisas que visem quantificar a seca em uma determinada região.

Os autores

Sumário

Introdução	9
Tipos de Seca	9
Seca Meteorológica	10
Seca Hidrológica	10
Seca Agrícola	11
Seca Socioeconômica	11
Índices de Seca	12
Porcentagem Normal	15
Decis	16
Índice de Precipitação Padronizada	17
Índice de Anomalia de Chuva	22
Índice de Seca de Bhalme & Mooley	23
Índice de Seca de Bhalme & Mooley Modificado	25
Índice de Severidade de Herbst	26
Índice de Abastecimento de Água em Superfície	29
Índice de Reparação de Seca	32
Índice de Umidade da Cultura	32
Índice de Estresse Hídrico da Cultura	33
Índice de Desvio de Chuva de Lamb	35
Índice de Seca Efetiva	36
Índice de Severidade de Seca de Palmer	38
Índices de aridez	41
Índice de Aridez de Martonne	41
Índice de Chuva de Lang's	42

Índice de Aridez.....	43
Referências	43

Índices para a quantificação da seca

Diego Simões Fernandes

Alexandre Bryan Heinemann

Rosidalva Lopes da Paz

André de Oliveira Amorim

Aparecida Socorro Cardoso

Introdução

A seca é um fenômeno natural desastroso, que tem um impacto significativo nas esferas socioeconômicas, agrícolas, e ambiental. Difere de outros desastres naturais por seu processo se dar de forma lenta e ter seu início e fim de difícil determinação. Por ser um processo lento, frequentemente a seca não atrai a atenção da comunidade, persistindo seu impacto mesmo depois do término do evento. As secas normalmente atingem uma vasta extensão espacial e temporal (MOLINA; LIMA, 1999).

A seca é percebida de diferentes maneiras em regiões com características climáticas variadas e com diferentes níveis de utilização de água. Isso contribui de forma negativa para uma definição rigorosa de seca que seja aceita universalmente e de um modelo uniforme para abordagem de seu estudo.

No entanto, todos os estudos relacionam as secas com situações de escassez de água, resultado de precipitação insuficiente, elevada evapotranspiração e demasiada exploração dos recursos hídricos ou de uma combinação destes parâmetros.

Tipos de Seca

Existem diversas maneiras de se definir seca, dependendo principalmente da temática da abordagem. Essas abordagens podem ser relaciona-

das a precipitação, agricultura, hidrologia e a socioeconômica. Sendo assim, vários autores (WILHITE; GLANTZ, 1987; BYUN; WILHITE, 1999; MCKEE et al., 1993) definiram quatro tipos de secas: meteorológica, agrícola, hidrológica e socioeconômica.

Embora as secas estejam classificadas nesses quatro tipos, todas são originadas da deficiência de precipitação, que resulta na falta de água para o desenvolvimento de atividades ou para a sobrevivência dos seres vivos (WILHITE, 2003).

Seca Meteorológica

A seca meteorológica é expressa apenas com base no grau de secura e na duração do período seco comparados a algum estado “normal”, ou seja, é caracterizada pelo déficit da precipitação em relação ao valor normal. Caracteriza-se pela falta de água induzida pelo desequilíbrio entre a precipitação e a evaporação, a qual depende de outros elementos como a velocidade do vento, temperatura, umidade do ar e insolação.

Portanto, definições de seca meteorológica devem ser consideradas como específicas de uma região, em virtude de as condições que conduzem à falta de precipitação variarem consideravelmente de região para região (PIRES, 2003). Esse tipo de seca existe quando numa determinada região ocorre precipitações abaixo dos 70% a 75% do valor normal durante um período prolongado (INSTITUTO NACIONAL DE GESTÃO DE CALAMIDADES, 2003).

Seca Hidrológica

Esse tipo de seca está relacionado com a redução dos níveis médios de água em reservatórios de superfície e subterrâneos por um determinado período de tempo, podendo ser de dias, semanas, meses ou anos sucessivos. Normalmente está defasado da seca meteorológica, sendo necessário um período maior para que as deficiências de precipitação se traduzam em deficiências nos reservatórios (PIRES, 2003). Geralmente ocorre no fim de um período muito longo de seca meteorológica. A seca hidrológica traz consequências como a redução de abastecimento

de água nos centros urbanos, industriais, nos sistemas de irrigação e na produção de energia elétrica.

Seca Agrícola

As combinações dos tipos de seca meteorológica e hidrológica estão diretamente ligadas aos impactos na agricultura, ocasionando assim, a seca agrícola. Esse tipo de seca está basicamente associado à disponibilidade de água no solo para suportar o crescimento e desenvolvimento das plantas.

A umidade deficiente no solo junto à cultura pode afetar a germinação, o crescimento e o desenvolvimento da planta, conduzindo à redução do rendimento final. A seca agrícola geralmente manifesta-se após a seca meteorológica, mas antes da seca hidrológica (PIRES, 2003).

Seca Socioeconômica

A seca socioeconômica está relacionada com o impacto da seca sobre as atividades humanas, incluindo os impactos diretos e indiretos na produção agrícola e outras atividades econômicas. Ocorre quando o déficit de água induz a falta de bens ou serviços (energia elétrica, alimentos, entre outros) devido a um volume de água inadequado, resultante de uma má distribuição das chuvas, de um aumento no consumo, ou ainda de um mau gerenciamento dos recursos hídricos.

O esquema apresentado na Figura 1 mostra a sucessão e a possível evolução temporal na cadeia de fenômenos resultantes de uma seca, passando por todos os tipos de seca citados anteriormente. Tem início pela seca meteorológica, a qual desencadeia uma série de eventos que resultam em uma seca agrícola e, mais tarde, em função da longa duração do período da seca, torna-se uma seca hidrológica com impactos na afluência para reservatórios e lagos. Por último, ocorre a seca socioeconômica, que impacta os setores sociais, ambientais e econômicos. A dimensão e a gravidade do problema são basicamente dependentes da extensão e da duração da seca meteorológica.

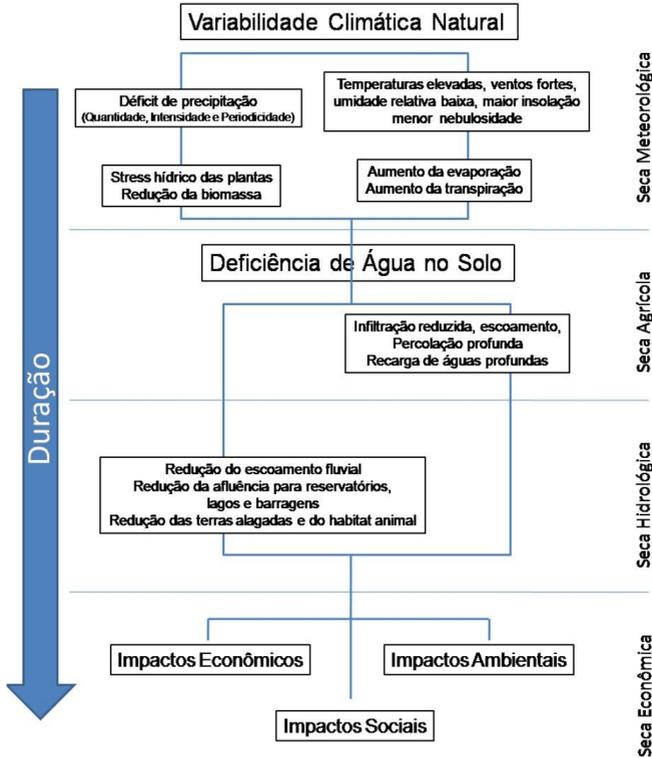


Fig. 1. Evolução das secas em função da duração e dos impactos.
Fonte: adaptado de Silva et al. (2005).

Índices de Seca

A compreensão mais eficaz para investigar a seca e seus impactos, incluindo seu começo e o seu fim, está na utilização de índices criados por vários pesquisadores para medir a severidade da seca. Os índices de seca assimilam vários anos de variáveis meteorológicas como: precipitação, temperatura do ar, evapotranspiração, escoamento superficial (runoff), umidade do solo, entre outras variáveis, e assim as combinam a fim de identificar o início de um período de seca. Este documento identifica alguns dos mais utilizados índices de seca. Nenhum índice é perfeito para todas as situações. A Tabela 1 resume de forma bem simples os índices de seca revisados neste documento.

Tabela 1. Resumo dos índices de seca apresentados nesse documento.

Índice de seca	Dados de entrada	Escala	Aplicação	Prós/Contras
Índice Percentagem Normal (PN) “Percent of Normal”	P	S, M, A	Meteorológico	Prós: Um simples cálculo efetivo para comparação entre uma única região ou estação. Contras: Desde que a “normal” é uma construção matemática baseada em um número limitado de anos, não pode sempre refletir tendências climáticas.
Decis (D) “Deciles”	P	M	Meteorológico	Prós: Remove algumas fraquezas de aproximação do PN, fornecendo uma medida estatística exata da precipitação. Contras: Exige no mínimo 30 anos de registro de dados.
Índice de Precipitação Padronizada (SPI) “Standardized Precipitation Index”	P	M	Meteorológico	Prós: O SPI pode ser calculado para diferentes escalas de tempo. Possibilita o aviso prévio da seca e ajuda a avaliar a severidade da seca, além de ser menos complexo que o PDSI. Contras: Os valores de SPI são baseados em dados preliminares e podem mudar.
Índice de Anomalia de Chuva (RAI) “Rainfall Anomaly Index”	P	M, A	Meteorológico	Prós: Difere do índice SWSI por adicionar o valor de temperatura. Diferenças entre o RAI e os mais complexos índices de Palmer são insignificantes. Contras: O indicativo de ano seco, nem sempre garante a ausência de cheias em uma região estudada.
Índice de Seca de Bhalme & Mooley (BMDI) “Bhalme & Mooley Drought Index”	P	M, A	Meteorológico	Prós: O índice (Z) de umidade do algoritmo de Palmer foi substituído por um índice mais simples de precipitação mensal calculado somente com dados de precipitação. O índice é eficaz para analisar as regiões tropicais. Contras: Como considera somente os dados de precipitação, não é um bom indicador regional de seca.
Índice de Seca de Bhalme & Mooley Modificado (MBMDI) “Modified Bhalme & Mooley Drought Index”	P, T	D, M, A	Meteorológico, Agrícola	Prós: Melhoria e adaptação do índice BMDI às condições regionais. Sensível à variação da umidade do solo. Contras: O MBMDI, assim como o índice de Palmer, é válido apenas para locais com solos de composições físicas idênticas.
Índice de Severidade de Herbst (HSI) “Herbst Severity Index”	P	M	Meteorológico	Prós: O HSI é uma ferramenta que melhor se aplica em locais que tenham secas de longo períodos, como o nordeste brasileiro. Contras: Como o total de precipitação varia de ano a ano, espera-se que as culturas típicas estejam ajustadas à variabilidade média de precipitação.

Tabela 1. Continuação...

Índice de seca	Dados de entrada	Escala	Aplicação	Prós/Contras
Índice de Abastecimento de Água em Superfície (SWSI) "Surface Water Supply Index"	P, QN, FS, R	M	Hidrológico	Prós: O índice supriu elementos hidrológicos que faltaram ao PDSI. Contras: Mudar uma estação de coleta de dados ou as políticas de gerenciamento de água requer que um novo algoritmo seja calculado. O índice é único para cada bacia, o que limita a comparações entre bacias.
Índice de Recuperação de Seca (RDI) "Reclamation Drought Index"	P, T, QN, FS, R	M	Hidrológico	Prós: Como o SWSI, o RDI é calculado à nível de bacia, só que adiciona ao cálculo a variável temperatura. Sua característica principal é esclarecer fatores climáticos e o suprimento de água. Contras: Devido ao fato do índice ser único para cada bacia, as comparações entre bacias são limitadas.
Índice de Umidade da Cultura (CMI) "Crop Moisture Index"	P, T, US	S	Agrícola	Prós: Identifica potenciais secas agrícolas. Contras: Não é eficiente na monitoração à longo prazo da seca.
Índice de Estresse Hídrico da Cultura (CWSI) "Crop Water Stress Index"	P, T, US	S, M	Agrícola	Prós: Vários autores enfatizam o uso do CWSI em programas de irrigação e monitoramento de estresse hídrico de culturas em regiões áridas.
Índice de Desvio de Chuva de Lamb (LRDI) "Lamb Rainfall Departure Index"	P	M	Meteorológico	Prós: Uma das principais vantagens desse índice é que todas as séries de precipitação, mesmo apresentando falhas, podem ser usadas na determinação do índice regional.
Índice de Seca Efetiva (EDI) "Effective Drought Index"	P	D	Meteorológico	Prós: O índice é calculado em escala diária e é uma função da precipitação necessária, ou seja, que está faltando para retornar para as condições normais (climatológicas). Os valores de EDI são normalizados, podendo comparar secas de diversas localidades. Contras: Utiliza dados diários de precipitação, muitas vezes esses dados não estão disponíveis para as regiões que se pretende estudar.
Índice de Severidade de Seca de Palmer (PDSI) "Palmer Drought Severity Index"	P, T, US	M	Meteorológico, Agrícola	Prós: Utiliza um algoritmo para calcular o balanço hídrico e a umidade do solo, baseado na temperatura e precipitação como dados de entrada, além de ser particularmente útil para aplicações agrícolas. Contras: Os valores de Palmer podem não identificar as secas tão facilmente como outros índices.

Abreviaturas: P – Precipitação, T – Temperatura, QN – Quantidade de Neve, FS – Fluxo em Superfície, R – Runoff, US – Umidade do Solo, D – Decenal, S – Semanal, M – Mensal, A – Anual.

Índice de Porcentagem Normal (*Percent of Normal – PN*)

O índice de Porcentagem Normal (PN) é facilmente calculado e serve bem às necessidades dos previsores do tempo e do público em geral. Esse índice é baseado na precipitação, que é facilmente medida em diversos locais. Tais análises são eficazes quando usadas para uma única região ou uma única estação.

O cálculo é feito dividindo a precipitação atual pela precipitação normal (considerada a média de 30 anos) e multiplicado por 100, para obter o resultado em porcentagem, conforme mostra a equação 1. Esse índice pode ser calculado em diversas escalas de tempo, como semanas, décadas, meses, sazonal e anual. Tem como grandes vantagens a simplicidade e a facilidade de determinação e a existência de dados disponíveis na maioria das estações.

Uma desvantagem potencial de se usar esse índice é quanto à distribuição da precipitação no período considerado, que não obedece a uma distribuição normal. Nessas circunstâncias, há uma diferença entre a média e a mediana, sendo a mediana o valor com uma probabilidade e ocorrência de 50%. Isso ocorre porque a maioria dos valores hidrológicos aleatórios em escalas mensais ou sazonais não apresenta uma distribuição normal.

$$P = \left[\frac{P_{r,p}(atual)}{P_{r,p}(normal)} \right] \times 100\% \quad (\text{eq. 01})$$

sendo:

P = porcentagem da precipitação normal (%);

$P_{r,p}$ (atual) = precipitação medida em um dado local ou estação (mm);

$P_{r,p}$ (normal) = precipitação normal do local ou estação considerada (mm).

A Tabela 2 ilustra a classificação dos valores do índice de Porcentagem Normal divididos em onze categorias, adaptada por Gois (2005).

Tabela 2. Classificação do Índice de Porcentagem Normal.

PN	Classificação
$\geq 100\%$ a 90%	Extremamente úmido
70% a 89,9%	Umidade alta
50% a 69,9%	Umidade moderada
30% a 49,9%	Umidade baixa
10% a 29,9%	Umidade inicial
$-9,9\% \leq 0 \leq 9,9\%$	Normal
-10% a 29,9%	Seca inicial
-30% a 49,9%	Seca suave
-50% a 69,9%	Seca moderada
-70% a 89,9%	Seca severa
-90% a $\leq -100\%$	Seca extrema

Decis (*Deciles - D*)

Desenvolvido por Gibbs e Maher (1967), o método dos Decis remove algumas das limitações na aproximação da “Porcentagem Normal”. Esse método agrupa as ocorrências mensais de precipitação em decis (décimos da distribuição dos dados), ou seja, divide a série de precipitação em dez partes iguais por ordem crescente, da precipitação mais baixa a mais elevada. O 1º decil corresponde aos valores da precipitação que não excedam os 10% dos valores mais baixos. O 2º decil corresponde aos valores da precipitação que não excedam os 20% dos valores mais baixos. Por definição, o 5º decil é igual à mediana, que é equivalente à quantidade de precipitação não excedida de 50% das ocorrências durante o período de registro. Com base nessa divisão, determina-se a probabilidade de ocorrência de um determinado evento e classifica-se qualitativamente a seca. Por exemplo, um valor inferior ou igual ao 2º decil, é um valor que acontece em cerca de 20% dos anos, o que equivale a dizer que tem uma probabilidade de ocorrência de 20%. Os decis são fáceis de calcular e fornecem uma estatística exata da precipitação medida, entretanto, exigem um longo prazo, 30 anos de registro de dados.

Para a classificação qualitativa das secas segundo esse método, os decis são agrupados em cinco classes distintas, como indicado na Tabela 3.

Tabela 3. Classificação do método dos Decis.

Decis	Categoria	Classificação
1 - 2	Abaixo de 20%	Extremamente úmido
3 - 4	Igual ou inferior a 20%	Muito úmido
5 - 6	Média de 20%	Moderadamente úmido
7 - 8	Igual ou superior a 20%	Muito seco
9 - 10	Superior a 20%	Extremamente seco

Índice de Precipitação Padronizada (*Standardized Precipitation Index - SPI*)

O déficit de precipitação possui diferentes impactos na água subterrânea, no armazenamento do reservatório, na umidade do solo e nos escoamentos dos rios. Isso fez com que McKee et al. (1993) desenvolvessem o Índice de Precipitação Padronizado (SPI). Esse índice quantifica o déficit de precipitação para múltiplas escalas de tempo que refletem o impacto da seca na disponibilidade de fontes de água. As condições de umidade de solo respondem às anomalias de precipitação em uma escala de tempo relativamente curta. O armazenamento de água subterrânea, dos fluxos de rios e do reservatório refletem as anomalias de precipitação a longo prazo. Por essa razão, McKee et al. (1993) originalmente calcularam o índice em escalas de tempo de três, seis, doze, vinte e quatro e quarenta e oito meses.

O cálculo do índice SPI para qualquer local é baseado no registro de precipitação de longo prazo ajustado a uma distribuição de probabilidade. Essa distribuição é então transformada para uma distribuição normal, de modo que o SPI médio para uma localização e período desejados seja zero (EDWARDS; MCKEE, 1997). Os valores positivos de SPI indicam a precipitação maior do que a mediana ou média e os valores negativos indicam precipitações menores que a mediana ou média. Devido ao fato do SPI ser normalizado, climas mais secos ou úmidos podem ser representados no mesmo modo. Assim, períodos úmidos podem também ser monitorados usando o SPI.

Para o cálculo do SPI, deve-se utilizar uma base de dados de precipitação com pelo menos 30 anos, sendo ajustado por meio da distribuição

gama, que posteriormente é transformada em uma distribuição normal, que por definição, apresenta sua média com valor zero e variância unitária. A distribuição gama é definida pela função de densidade de probabilidade dada pela equação 2:

$$g(x) = \frac{1}{\Gamma(\alpha)\beta^\alpha} x^{\alpha-1} e^{-\frac{x}{\beta}} \quad (\text{eq. 02})$$

sendo:

$\alpha > 0$ = parâmetro de forma (adimensional);

$\beta > 0$ = parâmetro de escala (mm);

$\chi > 0$ = total de precipitação (mm);

$\Gamma(\chi)$ = função gama.

A função gama é obtida por meio da equação 3:

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} y^{\alpha-1} e^{-y} dy \quad (\text{eq. 03})$$

Para estimar os parâmetros de forma α e β , utiliza-se o método da máxima verossimilhança (THOM, 1966), equações 4, 5 e 6:

$$\alpha = \frac{1}{4A} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{4A}{3}} \right) \quad (\text{eq. 04})$$

$$\beta = \frac{\bar{X}}{\alpha} \quad (\text{eq. 05})$$

$$A = \ln(\bar{x}) - \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \ln(x) \quad (\text{eq. 06})$$

sendo:

\bar{X} = média aritmética da precipitação pluvial (mm);

\ln = logaritmo neperiano;

N = número de observações de precipitação.

Os resultados dos parâmetros de forma e escala são então usados para encontrar a probabilidade cumulativa de um evento de precipitação observado para uma escala de tempo mensal. A probabilidade cumulativa é dada pela equação 7:

$$G(x) = \int_0^x g(x) dx = \frac{1}{\beta^a \Gamma(a)} \int_0^x x^{a-1} e^{-\frac{x}{\beta}} dx \quad (\text{eq. 07})$$

Substituindo $t = \frac{x}{\beta}$, a equação 7 transforma-se na função gama incompleta, equação 8:

$$G(x) = \frac{1}{\Gamma(a)} \int_0^{\frac{x}{\beta}} t^{a-1} e^{-t} dt \quad (\text{eq. 08})$$

Desde que a função gama é indeterminada para $x = 0$ e uma distribuição de precipitação pode conter zeros, a probabilidade cumulativa toma o seguinte aspecto, equação 9:

$$H(x) = q + (1 - q) G(x) \quad (\text{eq. 09})$$

sendo:

$H(x)$ = distribuição de probabilidade cumulativa;

q = probabilidade de ocorrência de valores nulos (zeros);

$G(x)$ = distribuição cumulativa teórica.

Se m é o número de zeros em uma série temporal de precipitação, Thom (1966) indica que q pode ser estimado por $m/n + 1$. Thom (1966) usa tabelas da função gama incompleta para determinar a probabilidade cumulativa $G(x)$. McKee et al. (1993) usam um método analítico junto com um código de software sugerido por Press et al. (1988) para determinar a probabilidade cumulativa.

A distribuição de probabilidade cumulativa $H(x)$ é então transformada em uma variável aleatória normalizada (Z) com média zero e desvio padrão 1, onde a variável (Z) corresponderá ao valor de SPI. Essa é uma transformação equiprobabilística que Panofsky e Brier (1958) definiram como uma característica essencial para transformar uma variável de dis-

tribuição gama para uma variável com uma distribuição normal, onde a probabilidade de ser menor que um valor dado será igual à probabilidade de ser menor que o valor correspondente da variável transformada. As probabilidades cumulativas empíricas foram bem desenvolvidas por Panofsky e Brier (1958), onde os dados de precipitação são ordenados em ordem crescente de magnitude, de forma que os valores são baixos e onde o tamanho da amostra é dado pela equação 10:

$$q = \frac{m}{n+1} \quad (\text{eq. 10})$$

sendo:

m = número de ordem dos valores de zero em uma série climatológica;
 n = tamanho da amostra.

Visto que seria desnecessário reproduzir vários gráficos para cada localidade e em todas as escalas temporais possíveis e para cada mês do ano, o valor de (Z) ou SPI é obtido mais facilmente pela aproximação matemática desenvolvida por Abramowitz e Stegun (1965), que converte a probabilidade cumulativa em uma distribuição normal a variável (Z).

Em que Z é definido pelas equações 11 e 12:

$$Z = SPI = - \left(t - \frac{C_0 + C_1 t + C_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right) \quad \text{para } 0 < H(x) \leq 0,5 \quad (\text{eq. 11})$$

$$Z = SPI = + \left(t - \frac{C_0 + C_1 t + C_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right) \quad \text{para } 0,5 < H(x) \leq 1 \quad (\text{eq. 12})$$

Sendo t definido pelas equações 13 e 14:

$$t = \sqrt{\ln \left[\frac{1}{(H(x))^2} \right]} \quad \text{para } 0 < H(x) \leq 0,5 \quad (\text{eq. 13})$$

$$t = \sqrt{\ln \left[\frac{1}{1 - (H(x))^2} \right]} \quad \text{para } 0,5 < H(x) \leq 1 \quad (\text{eq. 14})$$

Os coeficientes utilizados nas equações 11 e 12 são:

$$C_0 = 2,515517;$$

$$C_1 = 0,802853;$$

$$C_2 = 0,010328;$$

$$d_1 = 1,432788$$

$$d_2 = 0,189269;$$

$$d_3 = 0,001308.$$

Conceitualmente, o SPI representa o z-score, ou seja, o número de desvios padrão acima e abaixo do qual um evento (valor) se encontra em relação à média. Entretanto, isso não é totalmente correto para escalas curtas de tempo, visto que a distribuição original da precipitação original não é assimétrica. No entanto, a Figura 2 ilustra que durante o período base, no qual os parâmetros gama são estimados, o SPI terá uma distribuição normal com valor esperado 0 e variância 1. Um índice com essas características é desejável de modo a permitir comparações de valores do índice para diferentes localidades e regiões significantes.

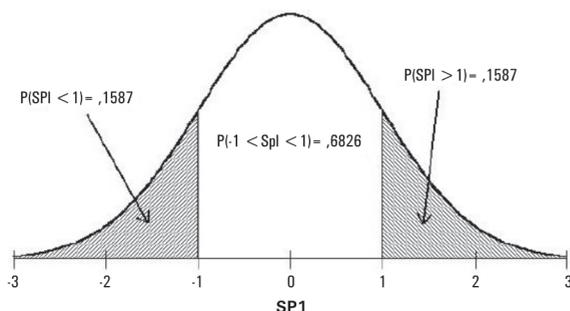


Fig. 2. Distribuição normal com o SPI tendo uma média de 0 e uma variância de 1.

Fonte: Domingos (2006).

McKee et al. (1993) usaram os valores de SPI para definirem a existência ou não de seca e o seu grau de intensidade. Segundo os autores, a seca ocorre sempre que o valor do SPI é continuamente negativo, atingindo uma intensidade igual ou menor que menos um (-1,0). A seca termina quando o valor do SPI se torna positivo. A classificação é feita com base nos limites indicados na Tabela 4, permitindo caracterizar não somente as secas, mas também os períodos mais úmidos. Esse método tem a grande vantagem de padronizar a análise, permitindo comparar regiões totalmente distintas, como por exemplo regiões com climas mais úmidos e chuvosos com regiões mais áridas e secas.

Tabela 4. Classificação do Índice de Precipitação Padronizada.

SPI	Classificação
$\geq 2,00$	Extremamente úmido
1,00 a 1,99	Muito úmido
0,50 a 0,99	Moderadamente úmido
0,49 a - 0,49	Próximo ao normal
-0,50 a - 0,99	Moderadamente seco
-1,00 a -1,99	Muito seco
$\leq -2,00$	Extremamente seco

Índice de Anomalia de Chuva (*Rainfall Anomaly Index – RAI*)

O Índice de Anomalia de Chuva foi desenvolvido por Rooy (1965) e incorpora um procedimento de classificação para ordenar magnitudes de anomalias de precipitações positivas e negativas. Esse índice é considerado muito simples, dada a sua facilidade de procedimento computacional, que consiste da determinação de anomalias extremas. Rooy (1965) descreve que o índice visa tornar o desvio da precipitação em relação à condição normal de diversas regiões passíveis de comparação. O procedimento para o cálculo é apresentado nas equações 15 e 16:

$$RAI = 3 \left[\frac{(p - \bar{p})}{\bar{m} - \bar{p}} \right] \quad (\text{eq. 15})$$

$$RAI = - 3 \left[\frac{(p - \bar{p})}{\bar{x} - \bar{p}} \right] \quad (\text{eq. 16})$$

sendo:

p = precipitação observada (mm);

\bar{p} = precipitação média (mm);

\bar{m} = representa a média dos dez valores mais altos;

\bar{x} = representa a média dos dez valores mais baixos.

Para anomalias positivas, o parâmetro \bar{m} é a média dos dez valores mais elevados da precipitação do período estudado; para as anomalias negativas, o parâmetro \bar{x} representa os dez valores mais baixos da precipitação do mesmo período. Os valores do índice são ordenados em um esquema de classificação de nove categorias, Tabela 5, variando de extremamente úmido a extremamente seco (Rooy, 1965). Oladipo (1985) encontrou que diferenças entre o Índice de Anomalia de Precipitação e os mais complicados índices de Palmer e Bhalme-Mooley são insignificantes.

Tabela 5. Classificação do Índice de Anomalia de Precipitação.

RAI	Classificação
$\geq 4,00$	Extremamente úmido
3,00 a 3,99	Umidade alta
2,00 a 2,99	Umidade moderada
0,5 a 1,99	Umidade baixa
-0,49 a 0,49	Normal
-1,99 a -0,5	Seca suave
-2,00 a -2,99	Seca moderada
-3,00 a - 3,99	Seca alta
$\leq - 4,00$	Extremamente seca

Índice de Seca de Bhalme & Mooley (*Bhalme & Mooley Drought Index – BMDI*)

Bhalme e Mooley (1980), ao estudarem as regiões tropicais da Índia, encontraram alguns problemas para aplicar o Índice de Severidade de Seca de Palmer, assim como outros estudos (HAVENS, 1969; ALLEY, 1984; GUTTMAN, 1991) demonstraram que o índice de Palmer não era um bom indicador das condições de umidade, principalmente nos períodos secos. Outra desvantagem encontrada no PDSI foi que a regularização da vazão superficial não é considerada. McDonald (1989), ao estudar a aplicação do PDSI na Austrália, apresentou algumas considerações para a aplicação do índice: a) seriam necessários pelo menos 30 anos de dados diários de precipitação e de temperatura para se estimar a capacidade de umidade do solo; b) o método calcula a frequência e a severidade, tanto dos períodos úmidos quanto dos períodos secos; e c) o índice pode ser usado em bacias hidrográficas de pequeno porte.

Com os problemas encontrados, Bhalme e Mooley desenvolveram o Índice de Seca de Bhalme & Mooley (BMDI) para avaliar a intensidade de seca usando somente a precipitação. Os detalhes do cálculo do BMDI e do PDSI são geralmente semelhantes, com apenas algumas diferenças. Bhalme e Mooley substituíram o índice (Z) de umidade no algoritmo de Palmer por um índice mais simples de precipitação mensal (M), calculado somente dos dados de precipitação. Além disso, o BMDI não envolve o seguimento simultâneo de pseudos índices dos períodos de seca, úmidos ou não estabelecidos, que poderiam ser confusos.

Para obter o BMDI, primeiramente calcula-se a precipitação média mensal e o desvio padrão, a seguir, se obtém o índice (M) de umidade, conforme equação 17:

$$M = 100 \frac{(p - \bar{p})}{\sigma} \quad (\text{eq. 17})$$

sendo:

p = precipitação observada no mês considerado;

\bar{p} = precipitação média ocorrida no período;

σ = desvio padrão das precipitações pluviométricas mensais.

Em seguida são obtidas as médias dos mais altos valores negativos do índice de umidade durante vários meses para todos os postos que apresentam uma boa homogeneidade nos dados de chuva.

A intensidade da seca do mês k é obtida pela equação 18:

$$I_k = \sum_{i=1}^k \frac{M_k}{[0,25(a + bk)]} \quad (\text{eq. 18})$$

sendo:

$\sum_{i=1}^k M_k = a + bk$ = corresponde a uma reta de mínimos quadrados obtida com base na soma acumulada dos valores negativos mais altos do índice de umidade (M);

a e b = constantes de regressão;

k = número de meses.

Fazendo-se $k = 1$ na equação 18, obtem-se a contribuição de cada mês do índice de umidade para a seca, dada pela equação 19:

$$I_1 = \frac{M_1}{[0,25(a + b)]} \quad (\text{eq. 19})$$

Para o mês inicial, $I_0 = 0$ e então:

$$\Delta I_1 = I_1 - I_0 = I_1$$

Assim, dado um mês inicial seco, para os meses seguintes deve existir um termo adicional, conforme a equação 20:

$$\Delta I_k = \frac{M_k}{[0,25(a+b) + cI_{k-1}]} \quad (\text{eq. 20})$$

Fazendo-se $0,25(a+b) = d$ e $\Delta I_k = I_k - I_{k-1}$, obtém-se a equação 21:

$$I_k = \frac{M_k}{[d + (1 + c) + I_{k-1}]} \quad (\text{eq. 21})$$

sendo:

c e d = são constantes obtidas através dos coeficientes da reta de mínimos quadrados.

A equação 21 é denominada índice de severidade de seca. A Tabela 6 ilustra a classificação do Índice de Seca de Bhalme & Mooley.

Tabela 6. Classificação do Índice de Seca de Bhalme & Mooley.

BMDI	Classificação
$\geq 4,00$	Extremamente úmido
3,00 a 3,99	Umidade alta
2,00 a 2,99	Umidade moderada
1,00 a 1,99	Umidade leve
0,99 a -0,99	Próximo ao normal
-1,00 a -1,99	Seca leve
-2,00 a -2,99	Seca moderada
-3,00 a -3,99	Seca severa
$\leq -4,00$	Extremamente seco

Índice de Seca de Bhalme & Mooley Modificado (*Modified Bhalme & Mooley Drought Index*)

O Índice de Seca de Bhalme e Mooley Modificado (MBMDI) representa uma tentativa de melhoria e adaptação do Índice de Seca de Bhalme e Mooley (BMDI) às condições climáticas regionais. O BMDI é calculado considerando apenas a pluviometria, não sendo o melhor indicador para condições regionais. Segundo Azevedo e Silva (1995), o MBMDI mostrou uma sensível variação de umidade do solo e um bom desempenho na identificação dos períodos secos e úmidos, além do grau de severidade da seca. Segue a mesma metodologia do BMDI (equações 18 a 21) no que se refere à determinação de uma reta, caracterizando seca extrema através do índice de umidade acumulada, sendo que no MBMDI, o índice de umidade (MM) é extraído do balanço hídrico, equação 22:

$$MM - \frac{(p-ETP)}{(p-ETP)} + R \quad (\text{eq. 22})$$

O primeiro termo do lado direito do índice de umidade (equação 22) fornece, de forma relativa, a quantidade de água que permanece no solo, enquanto que o segundo e último termo expressa a perda relativa de água para a atmosfera, dada pela razão entre a evapotranspiração real e a potencial, conhecido como índice R (Yao, 1968), representado pela equação 23:

$$R - \frac{ETR}{ETP} \quad (\text{eq. 23})$$

A equação 23 expressa o relacionamento entre o suprimento e a demanda de umidade. Quando o solo estiver completamente abastecido, essa relação será igual a 1.

Tanto o MBMDI quanto o índice de Palmer, por serem baseados no balanço hídrico local, são válidos apenas para locais com solos de composição física idênticas. O BMDI, PDSI, RAI, e outros, expressam uma medida de seca ou de umidade do solo em escalas de tempo mensais. Entretanto, o MBMDI, por ser desenvolvido para aplicação em sistemas operacionais, pode ser expresso em escalas de tempo decenais.

Índice de Severidade de Herbst (*Herbst Severity Index – HSI*)

Para períodos de secas históricas, que se estendem por uma vasta região e duram muitos anos, como ocorre no Nordeste Brasileiro, se faz necessário um diagnóstico completo e preciso dos períodos históricos de secas, de forma a se ter uma estimativa tanto da frequência de ocorrência desses eventos, quanto de seus parâmetros característicos, como: duração, severidade e magnitude. Assim, para análise dessas secas, Herbst et al. (1966) desenvolveram um índice conhecido como Herbst Severity index (HSI). O HSI baseia-se na análise da série de precipitação mensal, de modo que a duração e a severidade, bem como o mês de início e fim de um período seco possam ser calculados. Segundo Freitas (2005), uma premissa básica desse método é que a agricultura praticada em uma determinada região é, de certa maneira, adaptada às condições climáticas vigentes na área. Sendo que o total precipitado varie entre anos, espera-se que as culturas típicas sejam

ajustadas à variabilidade média de precipitação. Por isso, somente os meses nos quais o déficit de precipitação permanece acima do déficit médio daquele mês são classificados como meses secos.

O procedimento para o cálculo desse índice inicia-se com a subtração da precipitação média de um dado mês da precipitação atual do mês, de modo que resulte em um déficit ou excesso. Esse valor é, então, multiplicado por um peso correspondente ao mês seguinte e o produto resultante, o qual será positivo ou negativo, é adicionado à precipitação atual do mês em questão. Essa soma final é denominada precipitação efetiva, equação 24:

$$NEF_{ij} = (N_{ij-1} - N_{j-1}) * W_j + N_{ij} \quad (\text{eq. 24})$$

sendo:

NEF_{ij} = precipitação efetiva do ano i , mês j ;

N_{ij-1} = precipitação no ano i , mês $j-1$;

N_{j-1} = precipitação média do mês $j-1$;

W_j = peso do mês j .

N_{ij} = precipitação efetiva do ano i , mês j .

O peso pode ser obtido através da equação 25:

$$W_j = 0,1 \left(1 + \frac{N_j}{\frac{1}{12} * MJN} \right) \quad (\text{eq. 25})$$

sendo:

MJN = precipitação média anual.

Essa formulação empírica baseia-se no fato de que o efeito de transferência ou retardo, em meses importantes do ponto de vista agrícola, são meses com elevado nível pluviométrico comparado aos meses normalmente secos.

Para a determinação do início de uma seca, foi introduzido um teste que faz uma comparação entre a soma de todas as diferenças negativas com os doze valores determinados por meio de interpolação entre a precipitação mensal máxima média da série e o déficit anual médio. O primeiro dos doze valores corresponde exatamente ao valor de MMMN.

O segundo valor resulta da soma de MMMN com a taxa de crescimento x . O terceiro corresponde à soma de MMMN com duas vezes o valor x , e assim por diante. O último valor corresponde exatamente à MJD. O cálculo desses doze volumes pode ser expresso através da taxa de crescimento x , dada pela equação 26:

$$x = \frac{MJD - MMMN}{11} \quad (\text{eq. 26})$$

sendo:

$MMM N$ = precipitação mensal máxima média;

MJD = déficit anual médio.

A determinação do déficit mensal médio para cada mês é estabelecida através da diferença entre a precipitação efetiva e a precipitação média mensal.

O início potencial de uma seca é confirmado caso em um determinado mês ocorra um déficit (diferença entre a precipitação média e a atual). Após a confirmação de um início potencial de seca é então iniciado, para os próximos doze meses de precipitação da série, um teste sequencial por meio da taxa de crescimento x , para se estabelecer um início real de seca.

Após a determinação de um início real de seca, inicia-se, imediatamente, o teste das condições relativas a um fim potencial deste período seco: caso um ou mais meses, depois de um mês inicial com diferenças positivas, apresentem diferenças positivas, então se caracteriza um fim potencial de uma seca. Esse fim potencial é comprovado por meio de dois outros testes: o primeiro teste é empregado para se certificar se essa precipitação acima da média representa apenas uma interrupção do período seco ou se realmente corresponde a um final de seca. Esse teste inicia-se pelo cálculo da soma de todas as diferenças algébricas do mês inicial até o n -ésimo mês. Caso essa soma torne-se negativa, esse período seco é visto apenas como uma pequena interrupção da precipitação. Esse teste é repetido para o próximo mês com diferença positiva, que segue o mês em questão. O segundo teste engloba dez testes sucessivos. De início é computada a soma dos três primeiros meses testados.

Depois, compara-se essa soma com a soma dos três maiores valores da série de precipitação mensal. Caso a primeira soma seja a maior, então é constatado um fim de seca. Caso contrário compara-se a soma dos quatro primeiros meses com a soma dos quatro maiores valores de precipitação mensal, e assim por diante. Caso o fim da seca seja comprovado, inicia-se o teste para a determinação de início de um novo período de seca, a partir do mês seguinte ao fim da seca.

Nesse item são calculados os parâmetros característicos dos períodos de seca, quais sejam: a duração (D) em meses, o déficit acumulado ou a severidade e o déficit mensal médio, também denominado de magnitude (M).

O conceito estatístico de decil foi aplicado em séries de precipitação por Gibbs e Maher (1967) na investigação e classificação de períodos secos na Austrália. Totais mensais e anuais de precipitação podem ser classificados em ordem decrescente e divididos em dez classes (decil) com auxílio de uma distribuição de probabilidade acumulada. O primeiro decil representa o total precipitado dos 10% menores. À segunda classe corresponde a precipitação correspondente ao intervalo 10-20%, e assim por diante. À décima classe pertencem os 10% maiores valores de precipitação. Essa classificação é a chave do sistema de alerta de seca australiano. Uma seca é, por exemplo, denominada extrema quando o total precipitado da quinta classe não é ultrapassado durante um período de três ou mais meses.

Podem-se adotar, ao invés do decil, os quantis 0,15 e 0,33 para a classificação em anos muito secos e secos, respectivamente, e os quantis 0,67 e 0,85 para a classificação em anos úmidos e muito úmidos. Caso a precipitação anual encontre-se entre os quantis 0,33 e 0,67, diz-se que o ano é normal. Um exemplo de aplicação desses quantis, para três categorias (seco, normal e úmido) pode ser visto em Freitas (1996, 1997).

Índice de Abastecimento de Água em Superfície (*Surface Water Supply Index – SWSI*)

O Índice de Abastecimento de Água na Superfície (SWSI) foi desenvolvido por Shafer e Dezman (1982). Este índice foi formulado para uso em áreas montanhosas onde a neve tem um papel significativo. Os percentis

sazonais de precipitação, neve, fluxo em superfície e reservatório de armazenamento são determinados separadamente, combinados em um único índice com pesos e dispostos em uma escala de -4 a +4, típica escala do índice de Palmer. A questão de como determinar o peso permanece em aberto, eles precisam variar durante o ano, para estimar os elementos como a neve, que desaparece no verão, ou para elementos que são pequenos ou valores artificialmente manipulados, como os reservatório de armazenamento. Como combinar os efeitos de grandes reservatórios com pequena variabilidade relativa e pequenos reservatórios com grande variabilidade na mesma bacia de drenagem é também um problema. O SWSI é mais sensível a mudanças em valores de classificação próximo ao centro de sua escala e menos sensível próximo aos extremos.

O objetivo do índice SWSI é incorporar características hidrológicas e climatológicas em um único valor de índice, assemelhando-se ao índice de Palmer. Os valores do índice podem ser normalizados para permitir comparações entre bacias. São necessários quatro valores de entrada de dados dentro do SWSI: bloco de neve, fluxo em superfície, precipitação e armazenamento de reservatório. Devido ao fato desse índice ser dependente da estação do ano, no inverno o SWSI é calculado somente com dados de neve, precipitação e armazenamento do reservatório. Durante os meses de verão, o fluxo de superfície substitui o bloco de neve como um componente dentro da equação do SWSI. Para determinar o SWSI para uma bacia em particular, dados mensais são coletados e somados para todas as estações de precipitação, reservatórios e fluxo em superfície/bloco de neve em estações de medição sobre a bacia. Cada componente é normalizado usando um análise de frequência acumulada de uma série de dados históricos. A probabilidade de não excesso (a probabilidade que somas subsequentes da qual a componente não excederá a soma corrente) é determinada para cada componente com base na análise de frequência. Isso permite que comparações das probabilidades sejam feitas entre as componentes. Cada componente em um peso é atribuído a ele, dependendo de sua contribuição típica para a água em superfície dentro dessa bacia. Esses componentes pesados são somados para determinar um valor de SWSI representando a bacia inteira. A equação 27 representa o índice SWSI.

$$SWSI = \frac{aP_{snow} + bP_{prec} + cP_{strm} + dP_{resv} - 50}{12} \quad (\text{eq. 27})$$

sendo:

a, b, c, d = pesos para neve, precipitação, fluxo em superfície e armazenamento de reservatório, respectivamente.

P_i = probabilidade (%) de não excesso para cada um destes quatro componentes do balanço hídrico.

Subtrair 50 e dividir por 12 são os procedimentos de normalização designados para fazer os valores de SWSI ter uma escala similar ao índice PDSI. Os cálculos são executados com um escala de tempo mensal. Para cada mês, os valores de cada componente medido em todas as estações (ou reservatórios) através da região/base são somados. Cada soma é normalizada e sua probabilidade de não excesso é determinada. Os pesos são atribuídos a cada componente do balanço hídrico, dependendo de sua contribuição típica para a água em superfície dentro de uma bacia.

Esse índice é relativamente fácil de calcular e dá uma medida representativa da disponibilidade de água através de uma bacia de rio ou de uma região selecionada. Entretanto, é improvável que possa ser usado com sucesso para grandes regiões com significativa variabilidade hidrológica espacial. Os pesos podem diferir substancialmente de uma região para outra (DOESKEN et al., 1991). Se as medidas em qualquer estação de coleta de dados forem interrompidas, ou as observações em uma ou mais componentes também forem interrompidas, uma nova distribuição de frequência precisará ser calculada. Similarmen- te, novas represas ou desvios na bacia requererão modificações dos pesos para cada componente do balanço hídrico. Eventos extremos podem causar um problema se eles não tiverem sido registrados previamente, assim uma distribuição de frequência de uma componente relevante precisa ser revisada.

Assim como o índice de Palmer, o SWSI é centrado em zero e tem uma escala entre -4 e 4, como pode ser observado na Tabela 7.

Tabela 7. Classificação do Índice de Suprimento de Água na Superfície.

SWSI	Classificação
-4,00 a -3,00	Extremamente seco
-2,99 a -2,00	Seca moderada
-1,99 a -1,00	Seca inicial
-0,99 a 0,99	Normal
1,00 a 1,99	Suprimento acima do normal
2,00 a 2,99	Suprimento moderado
3,00 a 4,00	Suprimento abundante

Índice de Recuperação de Seca (*Reclamation Drought Index – RDI*)

Assim como o SWSI, o Índice de Recuperação de Seca (RDI) é calculado a nível da bacia de rio, incorporando a temperatura bem como a precipitação, neve, fluxo em superfície e níveis de reservatório como dados de entrada (WEGHORST, 1996). Incluindo a componente temperatura, o RDI também considera a evaporação. É usado pelo Departamento de Recuperação dos Estados Unidos como um disparador para liberar fundos de socorro de emergência de seca. As classificações do RDI estão listadas na Tabela 8.

Tabela 8. Classificação do Índice de Recuperação de Seca.

RDI	Classificação
4,0 ou mais	Extremamente úmido
1,5 a 4,0	Moderadamente úmido
1 a 1,5	Normal para meio úmido
0 a -1,5	Normal para meio seco
-1,5 a -4,0	Moderadamente seco
- 4 ou menor	Extremamente seco

O RDI foi desenvolvido como uma ferramenta para definir a duração e a severidade da seca, e para prever o início e o fim do período da seca. Difere do SWSI, no qual se constrói uma componente de temperatura-base e duração dentro do índice. A característica principal do RDI é sua habilidade para esclarecer fatores climáticos e de fornecimento de água.

Índice de Umidade da Cultura (*Crop Moisture Index – CMI*)

O Índice de Umidade de Cultura (CMI), desenvolvido por Palmer (1968), utiliza uma aproximação meteorológica para monitorar as condições das culturas numa escala semanal. Em comparação com o PDSI, que monito-

ra longos períodos de umidade e seca meteorológica, o CMI foi projetado para avaliar as condições de umidade em um curto período de tempo nas principais regiões de produção agrícola. É baseado na temperatura média e precipitação total semanal dentro de uma divisão climática e incorpora o valor do CMI da semana anterior. O CMI responde rapidamente às condições de mudança e é influenciado pelo local e pelo tempo.

Devido ao CMI ser projetado para monitorar as condições de umidade em curto prazo para o desenvolvimento da cultura, ele não é uma boa ferramenta de monitoramento de seca em longo prazo. Sua resposta rápida para mudanças nas condições em curto prazo pode fornecer informações errôneas sobre condições em longo prazo. Por exemplo, uma precipitação proveitosa durante uma seca pode permitir que o valor de CMI indique condições de umidade adequadas, enquanto a seca em longo prazo persiste no local. Outra característica de limitação é que o CMI tipicamente inicia e termina em cada estação de crescimento próximo a zero. Isso impede que o CMI seja usado para monitorar as condições de umidade fora da estação de crescimento principal, especialmente em secas que se estendem sobre vários anos. Além disso, o CMI pode não ser aplicável durante a fase de germinação da semente.

Índice de Estresse Hídrico da Cultura (*Crop Water Stress Index – CWSI*)

O Índice de Estresse Hídrico da Cultura (CWSI), desenvolvido por Jackson (1982), é um método teórico baseado na relação entre a evapotranspiração real e a potencial e também na água disponível no solo. Nesse caso, são valores estimados para culturas generalizadas, nos quais o coeficiente de cultura k_c não é empregado. Porém, as análises são feitas envolvendo culturas dívidas por grupos em função da profundidade efetiva da raiz, definidos por: Z_1 (25 cm) = batata, cebola, alho, arroz, hortaliças; Z_2 (50 cm) = feijoeiro, amendoim, milho e sorgo; Z_3 (75 cm) = soja e algodão e Z_4 (100 cm) = citrus, cafeeiro e cana-de-açúcar. A divisão por profundidade efetiva procura diferenciar a capacidade de absorção de água no solo pela planta, que pode ser refletida em um maior ou menor volume de exploração das raízes. Como nesse caso analisamos somente a resposta da cultura, o valor médio da razão

entre a evapotranspiração real e potencial no período indica a situação. Essa razão fica definida como (Z). Temos assim, uma combinação de (Z) para cada valor de Disponibilidade Atual de Água no Solo (DAAS). O cálculo de (Z) é obtido através das equações 28 e 29:

$$Z = \left(CWDF * \frac{ETR}{ETP} \right) \quad (\text{eq. 28})$$

$$CWDF = \frac{DAAS}{DISPMAX} \quad (\text{eq. 29})$$

sendo:

CWDF = fator hídrico de desenvolvimento da cultura;

ETR = evapotranspiração real;

ETP = evapotranspiração potencial (média);

DAAS = disponibilidade atual de água no solo;

DISPMAX = disponibilidade máxima.

O cálculo do CWSI é obtido através da equação 30; a classificação do mesmo está apresentada na Tabela 9.

$$CWSI = 1 - Z \quad (\text{eq. 30})$$

Tabela 9. Classificação do Índice de Estresse Hídrico da cultura.

CWSI	Condições de satisfação hídrica
0 = CWSI ≤ 0,1	Ótimas
0,1 ≤ CWSI ≤ 0,2	Favoráveis
0,2 ≤ CWSI ≤ 0,4	Adequadas
0,4 ≤ CWSI ≤ 0,6	Razoáveis
0,6 ≤ CWSI ≤ 0,8	Desfavoráveis
0,8 ≤ CWSI ≤ 1,0	Críticas

Podemos ter também a acumulação do índice CWSI, demonstrado na equação 31. A Tabela 10 informa a classificação das condições médias do estresse hídrico.

$$ACWSI = \sum_{i=1}^n CWSI/n \quad (\text{eq. 31})$$

Por outro lado, se quisermos saber como o CWSI ou o estresse hídrico variam em torno das condições razoáveis ou adequadas para a cultura, teremos o índice de estresse hídrico normalizado (normalized crop water stress index) determinado pela equação 32. A Tabela 11 mostra a classificação das condições normalizadas de satisfação hídrica.

$$CWSIN = \sum_{i=1}^n \left(\frac{CWSI}{0,4} \right) \quad (\text{eq. 32})$$

Tabela 10. Classificação do Índice de Estresse Hídrico da cultura acumulado.

ACWSI	Condições médias de estresse hídrico
$0,8 \leq ACWSI \leq 1,0$	Críticas
$0,6 \leq ACWSI \leq 0,8$	Desfavoráveis
$0,4 \leq ACWSI \leq 0,6$	Razoáveis
$0,2 \leq ACWSI \leq 0,4$	Adequadas
$0,1 \leq ACWSI \leq 0,2$	Favoráveis
$ACWSI < 1,0$	Ótimas

Tabela 11. Classificação do Índice de Estresse Hídrico da cultura normalizado.

CWSIN	Condições normalizadas de satisfação hídrica
$CWSIN = 1,0$	Ótimas
$0,75 \leq CWSIN \leq 1,0$	Favoráveis
$0,25 \leq CWSIN \leq 0,75$	Adequadas
$0,0 \leq CWSIN \leq 0,25$	Razoáveis
$- 0,5 \leq CWSIN \leq 0,0$	Desfavoráveis
$- 0,1 \leq CWSIN \leq 0,5$	Inadequadas
$CWSIN \leq - 1,0$	Críticas

Índice de Desvio de Chuva de Lamb (Lamb Rainfall Departure Index – LRDI)

O Índice de Desvio de Chuva de Lamb (LRDI), desenvolvido por Lamb et al. (1986), consiste de um procedimento de normalização através do qual os desvios médios da precipitação de diversos postos de uma dada região são agrupados na determinação do índice. Uma das principais vantagens desse índice é que todas as séries de precipitação, as quais normalmente apresentam muitas falhas, podem ser usadas na determinação do índice regional. Obtém-se os valores do LRDI através da equação 33:

$$LRDI = \frac{1}{t_j} \sum_{i=1}^{t_j} \frac{N_{ij} - \bar{N}_i}{S_i} \quad (\text{eq. 33})$$

sendo:

N_{ij} = precipitação no ano j , na estação i ;

\overline{N}_i = precipitação média anual da estação i ;

S_i = desvio padrão de precipitação anual da estação i ;

t_j = precipitação efetiva do ano i , mês j .

Índice de Seca Efetiva (*Effective Drought Index – EDI*)

Os índices de secas atuais, mesmo aqueles mais populares, apresentam algumas limitações. Como exemplo, a unidade de tempo para avaliação é, às vezes, demasiadamente longa, e também a dificuldade que certos índices têm na identificação do início e do fim de uma seca, além do cálculo de duração da mesma. Para superar essas limitações, Byun e Wilhite (1999) desenvolveram o Effective Drought Index (EDI). O índice é calculado em um período de tempo diário e é uma função da precipitação necessária para retornar às condições normais (PRN) (MORID et al., 2006). O índice EDI normalmente varia de - 2,5 a 2,5 e os valores do EDI são padronizados. Assim, as secas severas podem ser comparadas em diferentes localidades. A Tabela 12 ilustra a classificação do EDI. A duração da seca pode agora ser definida, similarmente ao SPI, como um período onde o índice é consistentemente negativo. A seguir, seguem os procedimentos para o cálculo do EDI.

O primeiro passo é calcular a precipitação efetiva diária (EP), equação 34, que é definida como uma função da precipitação do dia corrente e a precipitação do dia anterior - com mais baixa carga. A duração do período anterior, sobre o qual a soma de EP é calculada, pode variar, mas por simplicidade pode ser fixada em 365 dias.

$$EP_j = \sum_{n=1}^i \left[\left(\sum_{m=1}^n P_m \right) / n \right] \quad (\text{eq. 34})$$

onde:

j = é o índice de um dia (atual);

i = duração sobre qual a soma é calculada;

P_m = é a precipitação m^{-1} dias antes do dia corrente.

Por exemplo, se $i = 3$ então a EP diária = $(P_1 + P_2)/2 + (P_1 + P_2 + P_3)/3$, se $i = 365$, o processo do cálculo iniciará no primeiro dia do segundo ano.

O próximo passo inclui o cálculo da EP média para cada dia do ano - MEP_j . Se há um histórico de 30 anos, há 30 dias similares. Isso é seguido pelo cálculo do desvio diário de EP para MEP (DEP), desvio padrão (ST(EP)) para cada dia do ano e o valor padronizado dos desvios diários (SEP), equação 35, o qual permite a severidade de seca em dois ou mais locais serem comparadas sem levar em consideração as diferenças climáticas entre esses locais.

$$SEP = \frac{DEP}{ST(EP)} \quad (\text{eq. 35})$$

A duração da seca pode agora ser definida, similarmente ao SPI, como um período onde SEP é consistentemente negativo. Depois de calcular os valores diários de DEP, é possível calcular a precipitação necessária para um retorno às condições normais (PRN), equação 36. Por descrição, PRN é precipitação, a qual é necessária para a recuperação do déficit acumulado. Os valores diários de PRN devem, entretanto, levar em consideração a duração real sobre a qual os valores de DEP foram calculados:

$$PRN_j = \frac{DEP_j}{\sum_{N=1}^j (1/N)} \quad (\text{eq. 36})$$

onde:

j = duração real;

DEP = desvio diário de EP.

Finalmente, o EDI é calculado como o valor padronizado de PRN, equação 37:

$$EDI_j = \frac{PRN_j}{ST(PRN_j)} \quad (\text{eq. 37})$$

sendo:

PRN = condições de retorno normal de precipitação;

$ST(PRN)$ = desvio padrão de cada dia de PRN.

Tabela 12. Classificação do Índice de Seca Efetiva (EDI).

EDI	Classificação
> 2,5	Extremamente úmido
1,5 a 2,49	Umidade severa
0,7 a 1,49	Umidade moderada
-0,69 a 0,69	Próximo ao normal
-1,49 a 0,7	Seca moderada
-2,49 a -1,5	Seca severa
< -2,5	Extremamente seco

Índice de Severidade de Seca de Palmer (*Palmer Drought Severity Index - PDSI*)

O Índice de Severidade de Seca de Palmer (PDSI) é um índice de umidade de solo desenvolvido para regiões homogêneas. O índice mede a perda e a demanda de fornecimento de umidade do solo (PALMER, 1965). O objetivo do PDSI é fornecer medidas normalizadas das condições de umidade de modo que comparações usando o índice possam ser feitas entre localidades e entre meses.

O PDSI responde às condições meteorológicas que têm um estado de anormalidade de seca (ou anormalidade de umidade). O índice é calculado utilizando como dados de entrada todos os termos da equação do balanço hídrico, incluindo evapotranspiração, runoff, recarga do solo e perda de umidade na camada de superfície.

Palmer desenvolveu o PDSI para incluir a duração de uma seca ou um período de umidade. Sua motivação foi a seguinte: um mês anormalmente úmido no meio de um período de seca não tem um impacto maior no índice e uma série de meses com precipitação próxima ao normal seguido a uma seca drástica não significa que a seca acabou. Consequentemente, Palmer desenvolveu critérios para determinar quanto um período de seca ou de umidade começa e termina.

Em tempo quase-real, o índice de Palmer não é um índice meteorológico, mas transforma-se em um índice hidrológico. Referenciado como Índice Hidrológico de Seca de Palmer (PHDI), é baseado no ganho de umidade (precipitação), perda e armazenamento de umidade do solo (KARL; KNIGHT, 1985).

O PDSI geralmente varia de -4,0 a +4,0 e é designado de modo que uma seca extrema (-4,0) em uma divisão climática tenha o mesmo significado

em termos de déficit de umidade que uma seca extrema em qualquer outra divisão climática (ALLEY, 1984). A classificação do índice está descrita na Tabela 13. O PDSI é calculado tipicamente em base mensal.

Tabela 13. Classificação do Índice de Severidade de Seca de Palmer (PDSI).

PDSI	Classificação
≥ 4,00	Extremamente úmido
3,00 a 3,99	Umidade alta
2,00 a 2,99	Umidade moderada
1,00 a 1,99	Umidade baixa
0,50 a 0,99	Umidade inicial
0,49 a - 0,49	Normal
-0,50 a -0,99	Seca inicial
-1,00 a -1,99	Seca suave
-2,00 a -2,99	Seca moderada
-3,00 a - 3,99	Seca severa
≤ - 4,00	Seca extrema

Alley (1984) identificou três benefícios primários do PDSI. O PDSI fornece decisões confiáveis com uma medida da anomalia de eventos de tempo recente para uma região e lugares de condições atuais em uma perspectiva histórica. Igualmente, fornece detalhamentos espaciais e temporais de secas históricas. Esse índice, segundo Willeke et al. (1994), é mais eficiente nas medições de impactos sensíveis para condições de umidade de solo, assim como agricultura. Finalmente, os administradores dos recursos hídricos, nos Estados Unidos, descobriram ser útil suplementar os valores de PDSI com valores de PHDI como uma maneira de analisar as informações hidrológicas importantes para decisões de gerenciamento de água.

As limitações do PDSI envolvem sua inabilidade de caracterizar inteiramente parâmetros hidrológicos, climáticos e geográficos e a variância em cada parâmetro dentro das bacias dos rios (ALLEY, 1984; KARL; KNIGHT, 1985).

O PDSI pode ser obtido pela equação 38:

$$PDSI_t = 0,897 PDSI_{t-1} + \left(\frac{Z_t}{3}\right) \quad (\text{eq. 38})$$

sendo:

i = mês de interesse do índice;

Z_i = índice de anomalia de umidade.

O índice de anomalia (Z_i) é obtido pela equação 39:

$$Z_i = (P_i - \bar{P}_i) K_i \quad (\text{eq. 39})$$

sendo:

P_i = precipitação observada no mês i ;

\bar{P}_i = precipitação climatologicamente apropriada no mês i , para as condições existentes;

K_i = constante de padronização.

A precipitação climatologicamente apropriada para as condições existentes pode ser obtida pela equação 40:

$$\bar{P}_i = \alpha_i ETP_i + \beta_i PR_i + \gamma_i PRO_i - \delta_i PL_i \quad (\text{eq. 40})$$

sendo:

ETP = evapotranspiração potencial;

PR = recarga potencial de umidade do solo;

PRO = escoamento superficial potencial;

PL = perda potencial de umidade do solo.

Os parâmetros α , β , γ e δ são definidos mensalmente, num período de calibração, equações 41 a 44:

$$\alpha = \frac{\overline{ETR}}{\overline{ETP}} \quad (\text{eq. 41})$$

$$\beta = \frac{\bar{R}}{\overline{PR}} \quad (\text{eq. 42})$$

$$\gamma = \frac{\overline{RO}}{\overline{PRO}} \quad (\text{eq. 43})$$

$$\delta = \frac{\bar{L}}{\overline{PL}} \quad (\text{eq. 44})$$

sendo:

\overline{ETR} = evapotranspiração real;

\bar{R} = recarga;

\bar{RO} = escoamento superficial;

\bar{L} = perda de umidade do solo.

As constantes de padronização K_i também são definidas mensalmente, por um período de calibração; equação 45:

$$K_i = 17,67 \bar{K}_i / \sum_{j=1}^{12} |P_j - \bar{P}_j| K_j \quad (\text{eq. 45})$$

na qual \bar{K}_i é obtido pela equação 46:

$$\bar{K}_i = 1,5 \log_{10} \left[\frac{(K_i + 2,8)}{|P_i - \bar{P}_i|} \right] + 0,5 \quad (\text{eq. 46})$$

K_j é a razão entre a demanda e o suprimento de umidade, pode ser obtido pela equação 47:

$$K_j = \frac{(\bar{ETR}_i + \bar{R}_i + \bar{RO}_i)}{(\bar{P}_i + \bar{L}_i)} \quad (\text{eq. 47})$$

Índices de Aridez

Aridez é a característica do clima que relaciona a insuficiência de precipitação adequada para manter uma vegetação. O grau de aridez de certa região depende da quantidade de água proveniente da precipitação e da perda máxima possível de água através da evaporação e transpiração, ou Evapotranspiração Potencial. Podemos encontrar vários tipos empíricos de índices de aridez, nesse documento procurou-se explicar o Índice de Aridez de Martonne (MAI), o Lang Rainfall Index (LRI) e o Índice de Aridez de Thornthwaite (AI), que é o mais conhecido. O MAI e o LRI foram desenvolvidos antes do AI, sendo o AI o mais utilizado e aceito mundialmente.

Índice de Aridez de Martonne (*Martonne Index of Aridity – MIA*)

Uma tentativa empírica simples para estabelecer uma medida quantitativa da relação de temperatura e precipitação foi o Índice de Aridez de Martonne (MIA), desenvolvido por Martonne (1926). Esse índice pode ser calculado através da equação 48:

$$MIA = \frac{P}{T+10} \quad (\text{eq. 48})$$

onde:

P = precipitação anual (mm);

T = temperatura média anual (°C).

Martonne (1926) tem servido como um conceito de tentativas mais sofisticadas para relacionar temperatura e precipitação. O MIA tem a vantagem óbvia de mostrar a transição de uma área para outra, mas pode logicamente ser combatido por causa de sua natureza empírica. Apesar disso, ele serve como uma ferramenta discreta, útil em ilustrar a transição lenta entre ambientes áridos, semi-áridos, e úmidos. A Tabela 14 descreve a classificação do índice.

Tabela 14. Classificação do Índice de Aridez de Martonne (MIA).

MIA	Classificação
> 60	Umidade acima do normal
60 a 30	Úmido
30 a 20	Umidade abaixo do normal
20 a 15	Semi - árido
15 a 5	Árido
5 a 0	Extremamente árido

Índice de Chuva de Lang (*Lang's Rainfall Index – LRI*)

Tomando em consideração a dificuldade do cálculo da evaporação, muitas aproximações foram usadas para determinar um valor de substituição de evaporação com outras variáveis meteorológicas. Um tipo bem conhecido dessa categoria é o Lang's Rainfall Index (LRI), sendo uma aproximação bem simples mostrada na equação 49. A Tabela 15 mostra a classificação do LRI.

$$LRI = \frac{P}{T} \quad (\text{eq. 49})$$

onde:

P = precipitação anual (mm);

T = temperatura média anual (°C).

Índice de Aridez (*Aridity Index – AI*)

O Índice de Aridez (AI), desenvolvido por Thornthwaite (1948), estabelece uma relação entre a umidade disponível por precipitação e a capacidade de compensar a demanda potencial de água, e é uma avaliação do déficit ou superávit da água baseado na relação entre a precipitação e a Evapotranspiração Potencial. A equação 50 mostra como o AI é calculado e a classificação do índice é descrita na Tabela 16.

$$AI=100 * \frac{P}{ETP} \quad (\text{eq. 50})$$

sendo:

P = total de Precipitação mensal;

ETP = Evapotranspiração Potencial mensal.

Tabela 15. Classificação do Índice de Precipitação de Lang (LRI).

LRI	Classificação
> 160	Úmido
160 a 100	Úmido temperado
100 a 60	Temperado quente
60 a 40	Semi-árido
0 a 40	Árido

Tabela 16. Classificação do Índice de Aridez (AI).

AI	Classificação
0 - 16,7	Pequena ou nenhuma deficiência de água
16,7 - 33,3	Deficiência moderada de água
> 33,3	Grande deficiência de água

Fonte: Ometto (1981).

Referências

ABRAMOWITZ, M.; STEGUN, I. A. **Handbook of mathematical functions with formulas, graphs, and mathematical tables**. New York: Dover, 1965. 1046 p.

ALLEY, W. M. The palmer drought severity index: limitations and assumptions. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, Boston, v. 23, n. 7, p. 1100-1109, 1984.

AZEVEDO, P. V. de; SILVA, V. P. R. da. Índice de seca de Bhalme & Mooley: uma adaptação regional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 8., 1995, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1995. p. 696-699.

BHALME, H. N.; MOOLEY, D. A. Large-scale drought/floods and monsoon circulation. **Monthly Weather Review**, Boston, v. 108, n. 8, p. 1197-1211, 1980.

BYUN, H. R.; WILHITE, D. A. Objective quantification of drought severity and duration. **Journal of Climate**, Boston, v. 12, n. 9, p. 2747-2756, Sept. 1999.

DOESKEN, N. J.; THOMAS, B. M.; KLEIST, J. **Development of a surface water supply index for the Western United States**. Fort Collins: Colorado State University, 1991. 80 p. (Climo Report, n. 91-3).

DOMINGOS, S. I. S. **Análise do índice de seca Standardized Precipitation Index (SPI) em Portugal Continental e sua comparação com o Palmer Drought Severity Index (PDSI)**. 2006. 62 p. Tese (Licenciatura em Meteorologia) - Universidade de Lisboa, Portugal.

EDWARDS, D. C.; MCKEE, T. B. **Characteristics of twentieth century drought in the United States at multiple time scales**. Fort Collins: Colorado State University, 1997. (Climatology Report, n. 97-2).

FREITAS, M. A. de S. Análise estatística da relação entre o fenômeno do El-Niño e a seca no Estado do Ceará. In: ENCONTRO DE INICIAÇÃO À PESQUISA, 3., 1997, Fortaleza. **Resumos...** Fortaleza: Universidade de Fortaleza, 1997. 1 CD-ROM.

FREITAS, M. A. de S. Aspectos a serem considerados quando de uma análise regional integrada de secas. **Revista Tecnologia**, Fortaleza, v. 17, p. 9-17, dez. 1996.

FREITAS, M. A. de S. Um sistema de suporte a decisão para o monitoramento de secas meteorológicas em regiões semi-áridas. **Revista Tecnologia**, Fortaleza, v. 26, n. 1, p. 84-95, jun. 2005. Suplemento.

GIBBS, W. J.; MAHER, J. V. **Rainfall deciles as drought indicators.**

Melbourne: Commonwealth of Australia, 1967. 84 p. (Bureau of Meteorology. Bulletin, 48).

GOIS, G. de. **Caracterização da seca e seus efeitos na produção da cultura do milho para as diferentes regiões do estado de Minas Gerais.** 2005. 81 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG.

GUTTMAN, N. B. A. Sensitivity analysis of the palmer hydrologic drought index. **Water Resources Bulletin**, Baton Rouge, v. 27, n. 5, p. 797-807, Sept./Oct. 1991.

HAVENS, A. V. **Economic impact of drought on water systems in Passaic River Basin.** New Brunswick: New Jersey Agricultural Experiment Station, 1969. 114 p.

HERBST, P. H.; BREDENKAMP, D. B.; BARKER, H. M. G. A technique for the evaluation of drought from rainfall data. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 4, n. 3, p. 264-272, 1966.

INSTITUTO NACIONAL DE GESTÃO DE CALAMIDADES. **Atlas para preparação e resposta contra desastres na Bacia do Limpopo.** Cidade do Cabo, 2003. 99 p. (Creda Communications).

JACKSON, R. D. Canopy temperature and crop water stress. In: HILLEL, D. (Ed.). **Advances in irrigation.** New York: Academic Press, 1982. p. 43-85.

KARL, T. R.; KNIGHT, R. W. **Atlas of monthly Palmer Hydrological Drought Indices (1931–1983) for the contiguous United States.** Asheville: National Climatic Data Center, 1985. 319 p. (Historical climatology, Series 3–7).

LAMB, P. J.; PEPPLER, R. A.; HASTENRATH, S. Interannual variability in the tropical atlantic. **Nature**, London, v. 322, n. 6076, p. 238-240, Jul. 1986.

MARTONNE, E. de. Aréisme et indice aridité. **Comptes Rendus de L'Académie des Sciences**, Paris, v. 182, p.1396-1398, 1926.

MCDONALD, N. S. Decision making using a drought severity index. In: FITZPATRICK, E. A.; KALMA, J. D. (Comp.). **Need for climate and hydrologic data in agriculture in Southeast Asia**: proceedings of a United University Workshop. Canberra: CSIRO Division of Water Research, 1989. p. 131-139. (Technical memo, 89/5).

MCKEE, T. B.; DOESKEN, N. J.; KLEIST, J. The relationship of drought frequency and duration to the time scales. In: CONFERENCE ON APPLIED CLIMATOLOGY, 8., 1993, Anaheim, CA. **Proceedings**. Boston: American Meteorological Society, 1993. p. 179-184.

MOLINA, P. A.; LIMA, L. C. T. M. Estudo de secas agrícolas no Nordeste Brasileiro. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 13., 1999, Belo Horizonte. **Água em quantidade e qualidade**: o desafio do próximo milênio: anais. Belo Horizonte: ABHR, 1999. 1 CD-ROM.

MORID, S.; SMAKHTIN, V.; MOGHADDASI, M. Comparison of seven meteorological indices for drought monitoring in Iran. **International Journal of Climatology**, Chichester, v. 26, n. 7, p. 971–985, Jun. 2006.

OLADIPO, E. O. A comparative performance analysis of three meteorological drought indices. **Journal of Climatology**, Chichester, v. 5, n. 6, p. 655–664, Nov./Dec. 1985.

OMETTO, J. C. **Bioclimatologia vegetal**. São Paulo: Agronômica Ceres, 1981. 434 p.

PALMER, W. C. Keeping track of crop moisture conditions, nationwide: the new Crop Moisture Index. **Weatherwise**, Washington, v. 21, p. 156–161, 1968.

PALMER, W. C. **Meteorological drought**. Washington: U. S. Department of Commerce, 1965. 65 p. (Research paper, 45).

PANOFSKY, H. A.; BRIER, G. W. **Some applications of statistics to meteorology**. University Park: Pennsylvania State University, 1958. 224 p.

PIRES, V. **Frequência e intensidade de fenômenos meteorológicos extremos associados a precipitação**. 2003. 98 p. Dissertação (Mestrado em Ciências e Engenharia da Terra) – Universidade de Lisboa, Portugal.

PRESS, W. H.; FLANNERY, B. P.; TEUKOLSKY, S. A.; VETTERLING, W. T. **Numerical recipes in C**. Cambridge: Cambridge University Press, 1988. 768 p.

ROOY, M. P. van. A rainfall anomaly index independent of time and space. **Notos**, Pretoria, v. 14, p. 43-48, 1965.

SHAFER, B. A.; DEZMAN, L. E. Development of a surface water supply index (SWSI) to assess the severity of drought conditions in snow pack run-off areas. In: WESTERN SNOW CONFERENCE, 50., 1982, Reno, Nevada. **Proceedings of the annual meeting**. Fort Collins: Colorado State University, 1982. p. 164-175.

SILVA, A.; SANTO, F.; PIRES, V. **A seca em Portugal: prevenção, monitorização e mitigação**. 2005. Disponível em: <<http://panda.igeo.pt/pancd/pdfs/seca2005/FatimaEspiritoSanto.pdf>>. Acesso em: 13 jul. 2009.

THOM, H. C. S. **Some methods of climatological analysis**. Geneva: World Meteorological Organization, 1966. 53 p. (WMO. Technical note, 81).

THORNTHWAITTE, C. W. An approach toward a rational classification of climate. **Geographical Review**, New York, v. 38, p. 55-94, 1948.

WEGHORST, K. M. **The reclamation drought index: guidelines and practical applications**. Denver: Bureau of Reclamation, 1996. 6 p.

WILHITE, D. A. Drought. In: HOLTON, J. R.; PYLE, J. A.; CURRY, J. A. (Ed.). **Encyclopedia of atmospheric sciences**. New York: Elsevier, 2003. p. 650-658.

WILHITE, D. A.; GLANTZ, M.H. Understanding the drought phenomenon: the role of definitions. In: WILHITE, D. A.; EASTERLING, W. E. (Ed.). **Planning for drought: toward a reduction of societal vulnerability**. Boulder: Westview Press, 1987. p. 11-27.

WILLEKE, G.; HOSKING, J. R. M.; WALLIS, J. R.; GUTTMAN, N. B. **The National Drought Atlas**. Fort Belvoir: U. S. Army Corps of Engineers, 1994. (Institute for Water Resources Report 94-NDS-4).

YAO, A. Y. M. The R index for plant water requirement. **Agricultural Meteorology**, Amsterdam, v. 6, n. 4, p. 259-273, 1968.