

A UTILIZAÇÃO DE ÍNDICES DE ESTABILIDADE NO ESTUDO DE SITUAÇÕES CONVECTIVAS: O EXEMPLO DOS TEMPORAIS DO OUTONO DE 1997, EM LISBOA¹

MARCELO FRAGOSO²

Resumo – O Outono de 1997 ficou tragicamente assinalado, em Portugal, pela ocorrência de vários temporais responsáveis por inundações que causaram grandes prejuízos e a perda de muitas vidas humanas. Em Lisboa, verificaram-se quatro episódios de precipitação intensa entre 18 de Outubro e 9 de Novembro. Neste trabalho, apresentam-se os resultados da utilização de alguns parâmetros e índices tendo em vista a caracterização da instabilidade atmosférica associada a essas situações. Alguns destes índices, geralmente usados na previsão de trovoadas, permitem avaliar o grau de instabilidade e obter elementos sobre a sua origem. Em trabalhos futuros, a aplicação destes índices deverá ser retomada, esperando-se encontrar resultados mais conclusivos e determinar limiares significativos adequados ao Sul de Portugal.

Palavras-chave: temporais, precipitações intensas, índices de instabilidade

Abstract – THE USE OF STABILITY INDICES IN THE STUDY OF CONVECTIVE SITUATIONS: THE CASE OF 1997 AUTUMN STORMS, IN LISBON – The autumn of 1997 in Portugal was remarkable for the occurrence of several situations of severe storms, some of them with tragic consequences, as they caused floods with casualties and enormous damage. In Lisbon, four heavy rainfall events occurred from the 18th October to 3rd November and we want to investigate the thermodynamic conditions of these severe storms to deepen our knowledge of these situations with regard to climate. For this purpose, several stability indices commonly used in thunderstorm forecasting were calculated. We concluded that they are useful to measure the degree of instability of certain atmospheric situations, but more applications must be made in order to define some significative thresholds for the indices concerning southern Portugal.

Key-words: storms, heavy precipitation, stability indices

¹ Esta investigação é, em parte, financiada pelo projecto FEDER – PRAXIS XXI, 2/2.1/CSH864/95.

² Investigador do Centro de Estudos Geográficos. Assistente da Universidade de Lisboa (Endereço do CEG no início do volume).E-mail:marcelofragoso@mail.telepac.pt

I – INTRODUÇÃO

O Outono de 1997 ficou marcado, em Portugal, pela ocorrência de várias situações meteorológicas que estiveram na origem de inundações e outros desastres de que resultaram avultados prejuízos materiais e a perda de muitas vidas humanas. Embora os desastres e eventos desta natureza não sejam raros em Portugal, nesta estação do ano, o Outono de 1997 foi invulgar, quer pelo carácter extremo que alguns fenómenos meteorológicos assumiram, quer pela frequência com que os mesmos ocorreram num espaço e num período de tempo relativamente restritos. Pelo número de vítimas, o mais grave destes acontecimentos foi a tragédia ocorrida em Ribeira Quente, na ilha de São Miguel, onde, na noite de 31 de Outubro, um movimento de terreno verificado na sequência de intensas precipitações provocou 29 mortos. Na região Sul do país, os temporais que, pelos danos causados, mais marcaram este Outono, verificaram-se entre 18 de Outubro e 5 de Novembro. Este período será analisado neste trabalho: em 18 de Outubro, ocorreram inundações em Lisboa que afectaram de modo especial a zona ribeirinha de Alcântara; em 26 de Outubro, a região de Monchique foi atingida por precipitações com uma intensidade excepcional (272 mm em apenas 6 horas), causando graves inundações numa área relativamente circunscrita; a 2 de Novembro, voltaram a suceder inundações nalgumas áreas ribeirinhas de Lisboa; a 4 de Novembro foi a região de Portimão e Lagos a ser afectada por inundações; por fim, na noite de 5 de Novembro, o Baixo Alentejo foi atravessado por um sistema convectivo cujas precipitações estiveram na origem de cheias rápidas em várias ribeiras, de que resultaram 12 mortos e dezenas de feridos e de desalojados.

O objectivo deste trabalho é de proceder ao estudo das condições de instabilidade atmosférica deste período do Outono de 1997, baseado em dados de radio-sondagens de Lisboa, único local onde estas se realizam. Dar-se-á relevo à aplicação de índices de instabilidade, para avaliar a sua utilidade como indicadores quantitativos da instabilidade. Estes índices são habitualmente usados na previsão de trovoadas, podendo igualmente constituir um elemento muito útil na descrição de determinados estados da atmosfera, como sejam os associados à influência de sistemas convectivos.

II – A UTILIZAÇÃO DAS RADIOSSONDAGENS NA DETERMINAÇÃO DA INSTABILIDADE E DA CONVECÇÃO NA ATMOSFERA

A radiossondagem é um meio de observação e de recolha de dados da maior importância para a Meteorologia, indispensável na elaboração das previsões. No âmbito da Climatologia, as sondagens aerológicas também constituem uma importante fonte de informação, uma vez que a exploração sistemática dos dados das sondagens pode contribuir para um melhor conhecimento dos estados da atmosfera associados a determinados tipos de tempo mais frequentes ou a situações extremas. Neste trabalho, proceder-se-á a uma breve inventariação dos elementos que se podem extrair das sondagens aerológicas, nomeadamente aqueles que são úteis para a definição das condições de instabilidade atmosférica e para a avaliação da sua magnitude. A *instabilidade* do ar é, conjuntamente com a *ascendência* (livre ou forçada) do ar e a sua *alimentação em vapor de água*, uma condição necessária para a existência de convecção na atmosfera.

1 – Os parâmetros ligados à teoria do levantamento da partícula

A representação gráfica de uma sondagem aerológica no tefigrama e a determinação de alguns parâmetros ligados à “teoria da partícula” podem fornecer informações, quer sobre os estados estáticos da atmosfera, quer sobre as condições para a formação de nuvens. Na figura 1 apresenta-se esquematicamente uma sondagem com curvas de estado (Te) e da temperatura do ponto de orvalho (Td) hipotéticas, ilustrando alguns dos parâmetros, aqui apresentados de uma forma sucinta³.

– *Nível de condensação* – (Lcl) – Nível de pressão do ponto de condensação, ou seja, o nível de pressão em que a partícula atinge a saturação, após ter ascendido e arrefecido num processo adiabático. Se a subida se verifica porque a partícula, à partida, detinha condições termodinâmicas para ascender, ou porque a partícula foi forçada a essa subida, o nível de condensação corresponde à base de uma nuvem. Pode ser expresso em metros ou em hectopascals (hPa).

– *Nível de convecção livre* – (Lfc) – É o nível de pressão no qual a flutuabilidade se torna positiva, isto é, o nível a partir do qual a partícula ascenderá livremente, já que dispõe de condições termodinâmicas para tal. No tefigrama, o Lfc é determinado encontrando o nível de pressão em que uma linha adiabática saturada, prolongada desde o ponto de condensação, intercepta a curva de estado (Te), passando para a direita desta. Pode ser expresso em metros ou em hectopascals (hPa).

– *Impulsão necessária para desencadear a ascendência livre* – É a distância vertical entre a superfície terrestre e o nível de convecção livre. Quanto menor for esta diferença, menor será a energia necessária para elevar uma partícula de ar potencialmente instável até atingir o nível de convecção livre. É expresso em metros ou em hectopascals (hPa).

– *Topo da nuvem* – (Ptop) – Nível de pressão em que as forças de flutuabilidade são nulas, isto é, onde cessam as condições para a partícula prosseguir na sua ascensão. Corresponde ao nível de pressão em que a linha adiabática saturada, prolongada desde o nível de condensação, volta a interceptar a curva de estado, neste caso passando para a sua esquerda. Pode ser expresso em metros ou em hectopascals.

– *Espessura da nuvem* (Lcl-Ptop ou Lfc-Ptop) – É a distância vertical entre o nível de condensação (ou o nível de convecção livre) e o topo da nuvem. As precipitações intensas, o granizo e as trovoadas têm geralmente origem em nuvens de grande desenvolvimento vertical. Num estudo sobre a previsão das trovoadas estivais em Paris, SÉNÉSI e THEPENIER (1997) verificaram que a ocorrência deste fenómeno está associada a nuvens cuja espessura é superior a 400 hPa. Pode ser expressa em metros ou em hectopascals.

– *CAPE* – Este termo é o acrónimo de “*convective available potential energy*” e designa um parâmetro definido por MONCRIEFF e MILLER (1976), que corresponde à energia adquirida por uma partícula devido à convecção livre. “É uma medida de energia de calor latente susceptível de ser libertada e transformada em energia cinética e geopotencial no seio das ascensões convectivas. Numa sondagem, esta energia é avaliada pela área compreendida entre a curva de estado e a curva de transformação

³ As siglas apresentadas referem-se às designações em inglês, dado o seu uso generalizado na bibliografia.

2 – Parâmetros ligados ao levantamento do ar provocado pelo aquecimento diurno

O aquecimento diurno que se processa ao longo do dia, em especial na época estival, pode ser um factor da instabilidade do ar. Este facto levou à proposição de indicadores para avaliar a quantidade de energia, devida ao aquecimento diurno, necessária para desencadear a convecção. Estes parâmetros poderão ser determinados com base no levantamento duma partícula com as características termodinâmicas do nível mais baixo da sondagem, ou com as características médias da *camada inferior* da sondagem, com uma espessura de 50 ou 100 hPa (fig. 2):

– *Nível de condensação convectivo* – (Ccl) – Trata-se de um nível de condensação atingido após convecção do ar a partir da superfície terrestre. No tefograma, o Ccl determina-se obtendo a intercepção da linha de igual razão de mistura (rms), prolongada a partir do ponto de orvalho correspondente à base da sondagem, com a curva de estado.

– *Temperatura convectiva* (Cvt) – Obtém-se após prolongar uma linha adiabática seca a partir do ponto na curva de estado em que se encontra o nível de convecção convectivo (Ccl), até ao nível de pressão mais baixo da sondagem. A temperatura ($^{\circ}\text{C}$) lida no ponto assim determinado é a temperatura convectiva. A área limitada pela curva de estado e pela adiabática seca prolongada do Ccl até à superfície, expressa a quantidade de energia, com origem no aquecimento diurno, necessária para desencadear a convecção.

– *Aquecimento necessário para a convecção* – É avaliado determinando a diferença ($^{\circ}\text{C}$) entre a temperatura convectiva e a temperatura à superfície (base da sondagem).

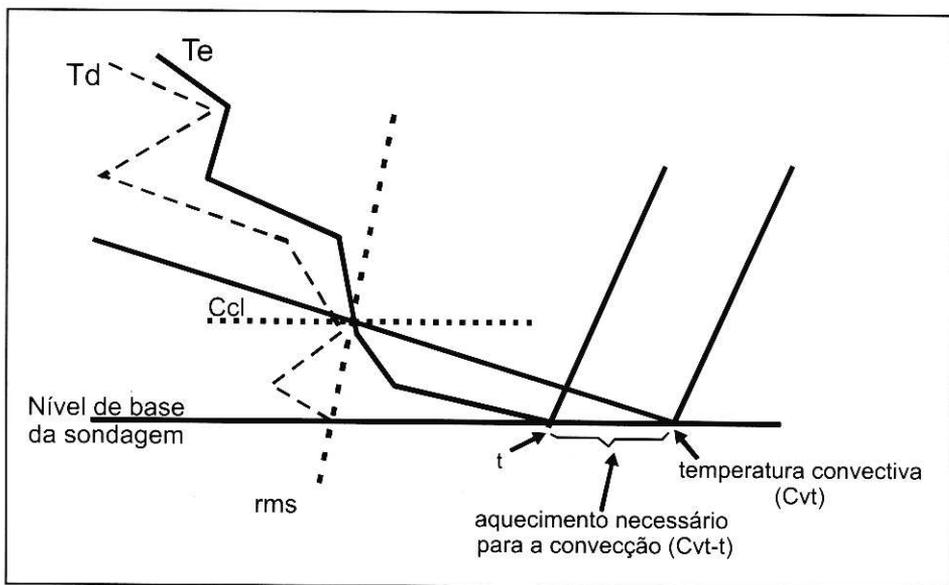


Fig. 2 – Determinação no tefograma de alguns parâmetros relacionados com a elevação do ar induzida pelo aquecimento diurno (ver explicação no texto).

Fig. 2 – Parameters in the tephigram associated to the air lifting caused by the diurnal warming (see text for explanation)

3 – Os índices de instabilidade

Desde os anos cinquenta, têm sido propostos diversos índices de instabilidade, ditos “clássicos”, dada a sua ampla utilização no domínio da previsão de ocorrência de trovoadas. Estes índices podem igualmente constituir parâmetros indicadores da instabilidade atmosférica, uma vez que as condições que propiciam a ocorrência de trovoadas implicam sempre a existência de convecção intensa. Os índices de instabilidade são, na sua maior parte, deduzidos das radio-sondagens, sendo os seus limites críticos propostos para determinadas regiões, pelo que a sua utilização noutras áreas pode revelar-se inadequada, obrigando a um ajustamento com adopção de outros limiares. Dentro do largo leque de índices de instabilidade existem diferentes tipos de parâmetros, em função da sua complexidade e dos pressupostos em que assentam, sendo aqui considerados três conjuntos:

- índices que se baseiam no princípio de que a instabilidade pode ser inferida apenas com base nas diferenças de condições de temperatura e/ou humidade entre dois níveis isobáricos;
- índices que associam os elementos referidos na anterior categoria com as características do vento na troposfera, na vertical da estação de radio-sondagem;
- índices que se baseiam na determinação de valores da energia necessários à convecção forte.

No Quadro I apresenta-se uma breve caracterização de alguns índices de instabilidade, numa recolha que, em certa medida, se baseia nas sistematizações efectuadas por PEPPLER e LAMB (1989) e por SÉNESI e THEPENIER (1997). De sublinhar que os limiares críticos indicados na última coluna do quadro I correspondem aos valores a partir dos quais a probabilidade de ocorrência de trovoadas é maior do que a de não ocorrência, e foram determinados por SÉNESI e THEPENIER (1997), para a região de Paris.

Deve-se realçar a importância que em todos os índices se atribui ao papel de dois factores favoráveis à convecção: o elevado teor em humidade do ar nas camadas baixas e médias (sobretudo até aos 600 hPa) e a acentuada diferença de temperatura entre os níveis inferiores (850 hPa) e a média troposfera (400 ou 500 hPa). Os índices *Galway* e *DCI*, pelo facto de tomarem em conta as condições atmosféricas no momento de ocorrência da temperatura máxima à superfície, são mais indicados para a previsão das trovoadas associadas ao forte aquecimento diurno.

Com base nos elementos que fundamentam a generalidade dos índices e parâmetros apresentados, poder-se-á aqui sistematizar o conjunto de condições da atmosfera que se revelam favoráveis, quer ao fenómeno das trovoadas, quer ao desenvolvimento da convecção numa espessa camada de ar, necessária à formação dos sistemas nebulosos em que têm origem as precipitações intensas. Indicam-se em seguida essas condições, devendo sublinhar-se que os factores referidos nas alíneas a, c e d são considerados indispensáveis (DOSWELL *et al.*, 1996):

a) O ar nas baixas camadas deverá encontrar-se potencialmente instável (instabilidade condicional). Uma camada estável superior, não muito elevada, poderá bloquear a

convecção, reforçando a instabilidade através da acumulação de energia na camada inferior. A libertação desta energia pode ser, assim, retardada, vindo a dar-se de forma mais violenta, ocorrendo uma trovoadas;

b) Um forte aquecimento diurno pode ser um factor favorável, porque tornará instável a baixa atmosfera;

c) É necessária a existência de suficiente convergência do ar nas baixas camadas. A actividade de frentes ou ascensões de natureza orográfica também poderão constituir o impulso necessário para permitir o levantamento inicial do ar, até este atingir o nível de convecção livre;

d) É também necessária uma forte alimentação em humidade, nomeadamente nas baixas e médias camadas (até 600 hPa). Um maior teor em humidade do ar intensifica as ascensões, e permite a multiplicação das condensações, necessária à formação de nuvens de grande desenvolvimento vertical;

e) A existência dum nível de convecção livre suficientemente baixo é indispensável para que as nuvens possam adquirir um maior desenvolvimento vertical, sabendo-se que quanto maior for a diferença de temperatura entre a base e o topo da nuvem, maior é o seu potencial para gerar precipitação;

f) Igualmente importante é a ocorrência de um forte gradiente vertical de temperatura, expressa numa curva de estado com clara inclinação para a esquerda, o que representa mais energia disponível para a convecção (valor de CAPE elevado). Este perfil térmico da troposfera pode verificar-se com a advecção de ar quente e húmido nas baixas camadas, com um arrefecimento em altitude, ou com estas duas condições conjuntamente.

Neste trabalho proceder-se-á à utilização de 7 índices de instabilidade (*Showalter modificado*, *Galway*, *K modificado*, *DCI*, *Jefferson modificado*, *Adedokoun 2* e *Telfer*), tendo a sua escolha sido condicionada pela informação disponível publicada referente às radiossondagens de Lisboa/Gago Coutinho, e pelos meios para efectuar os cálculos. Lamenta-se, assim, a impossibilidade de serem testados índices (como o *SWEAT*) que tomem em conta as características do vento (direcção e velocidade a diferentes níveis de pressão), dado que essa informação não se encontra publicada.

III – O EXEMPLO DOS TEMPORAIS DO OUTONO DE 1997, EM LISBOA

1 – Os dados utilizados

Pretendendo-se aplicar os índices atrás referidos ao estudo das condições de instabilidade atmosférica que caracterizou parte do Outono de 1997, em Lisboa, procedeu-se à recolha dos seguintes dados:

a) *Dados das sondagens aerológicas da estação de Lisboa/Gago Coutinho*, publicadas no *Boletim Meteorológico Diário* (Instituto de Meteorologia), apenas para as 12h UTC, o que constitui uma importante limitação, atendendo aos objectivos deste trabalho;

QUADRO I - Caracterização dos índices de instabilidade (fórmulas em anexo)

TABLE I – Stability indices description

índice (fórmulas indicadas e explicadas em anexo)	referência	factores da instabilidade considerados				limiar crítico
		diferença de temperatura entre dois níveis de pressão	temperatura a máxima à superfície	humidade	características do vento	
S - SHOWALTER	(SHOWALTER, 1953)	entre os 850hPa e os 500 hPa	-	entre os 850hPa e os 500 hPa	-	< 1 °C
SM - SHOWALTER MODIFICADO	CURTIS e PANOFSKY (1958, citados por SÉNESI e THEPENIER, 1997)	entre os 850hPa e os 500 hPa	-	entre os 850hPa e os 500 hPa	-	< 5 °C
L - GALWAY ou LIFTED INDEX	(GALWAY, 1956)	entre a superfície e os 500 hPa	sim	entre a superfície e os 850 hPa	-	< -2 °C
R - RACLIFF	(RACLIFF, 1962)	entre os 900 hPa e os 500 hPa	-	ao nível dos 900 hPa	-	> 18 °C
J - JEFFERSON	(JEFFERSON, 1963)	entre os 900 hPa e os 500 hPa	-	ao nível dos 900 hPa	-	> 30 °C
J - JEFFERSON MODIFICADO	(citado por SÉNESI e THEPENIER, 1997)	entre os 900 hPa e os 500 hPa	-	ao nível dos 900 hPa e ao nível dos 700 hPa	-	> 28 °C
TTOT - TOTAL TOTALS	(CHARBA, 1977, citado por SÉNESI e THEPENIER, 1997)	entre a camada de ar inferior (sup-850hPa) e os 500 hPa	-	na camada de ar entre os 850 e os 500 hPa	-	> 57 °C
Ad2 - ABEDOKUN 2	(ABEDOKUN, 1982)	entre os 850hPa e os 500 hPa	-	ao nível dos 850 hPa e ao nível dos 500 hPa	-	> 0 °C
TELFER	(TRIPLET e ROCHE, 1986)	entre os 850hPa e os 500 hPa	-	ao nível dos 700 hPa e ao nível dos 600 hPa	-	> 70%
DCI - DEEP CONVECTIVE INDEX	(DOSWELL, 1987)	entre a superfície e os 500 hPa	sim	ao nível dos 850 hPa e entre este nível e os 500 hPa	-	> 25 °C
K MODIFICADO	(citado por SÉNESI e THEPENIER, 1997)	entre os 850hPa e os 500 hPa	-	ao nível dos 850 hPa e ao nível dos 700 hPa	-	> 35 °C
SWEAT	(BIRNER, 1970, citado por SÉNESI e THEPENIER, 1997)	-	-	ao nível dos 850 hPa	sim	> 100

b) *Dados de precipitação da estação de Lisboa/Instituto Geofísico.* Esta informação, obtida com base na digitalização dos udogramas, foi recolhida no Instituto da Água;

c) *Observações de superfície da estação de Lisboa/Instituto Geofísico.* Para além da intensidade da precipitação, a ocorrência de trovoadas, de granizo e de fortes rajadas de vento é importante para a caracterização dos temporais e constitui outra manifestação da instabilidade atmosférica. Nos mapas de observações efectuados na estação do Instituto Geofísico não estão assinalados quaisquer registos de trovoadas durante o período de estudo, apesar de pelo nosso próprio conhecimento e pela consulta da imprensa diária, se saber que houve algumas ocorrências na área de Lisboa. A ausência dos meios de observação adequados para o registo de actividade eléctrica na atmosfera impede um correcto conhecimento das ocorrências de trovoadas na região de Lisboa. Os registos das ocorrências correspondem apenas às trovoadas que são sentidas pelos observadores nas estações meteorológicas, pelo que a informação disponível está longe de poder permitir um estudo rigoroso sobre este fenómeno;

d) *Cartas sinópticas* publicadas no *Boletín Meteorológico*, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid.

2 – As manifestações da instabilidade entre 18 de Outubro e 6 de Novembro de 1997

Ao longo do período de estudo, que compreende cerca de 20 dias, registou-se, na estação do Instituto Geofísico, um total acumulado de precipitação de 380 mm, o que equivale aproximadamente ao quádruplo da precipitação média de Novembro e a mais do quádruplo da precipitação média de Outubro (valores médios calculados com base em todo o período de funcionamento da estação). No entanto, o facto mais relevante deste período, sob o ponto de vista climático, foi a forte intensidade de alguns episódios chuvosos; por duas vezes se registaram precipitações diárias superiores a 90mm na estação do Instituto Geofísico, facto que, neste século, só sucedeu anteriormente em três ocasiões (11 de Novembro de 1925, 11 de Outubro de 1962 e 19 de Novembro de 1983).

Observa-se na figura 3 que, ao longo deste período, a ocorrência de vários episódios curtos de chuva abundante alternou com alguns dias secos. Destacaram-se, pela forte intensidade da precipitação, três dias: 18 e 20 de Outubro e 2 de Novembro, relativamente aos quais se representa, na figura 4, a variação horária da precipitação.

O período estudado inicia-se com o violento temporal do dia 18 de Outubro, em que a precipitação total observada no Instituto Geofísico foi de 93mm (fig. 4-A). Neste Outono, este foi o temporal que esteve na origem das inundações cujos efeitos mais se fizeram sentir em Lisboa, em parte porque a sua fase aguda ocorreu durante a tarde, e a rápida subida das águas pluviais provocou o bloqueio do trânsito em muitos locais da cidade. A duração total do episódio foi de 14 horas, tendo a chuva começado cerca do meio-dia, e ao longo da tarde persistiu sempre com uma forte intensidade. Ao longo do temporal fizeram-se sentir fortes rajadas de vento, que soprava de Sul. Entre as 12 e as 18 horas ocorreram 85 mm de precipitação, tendo a máxima precipitação horária

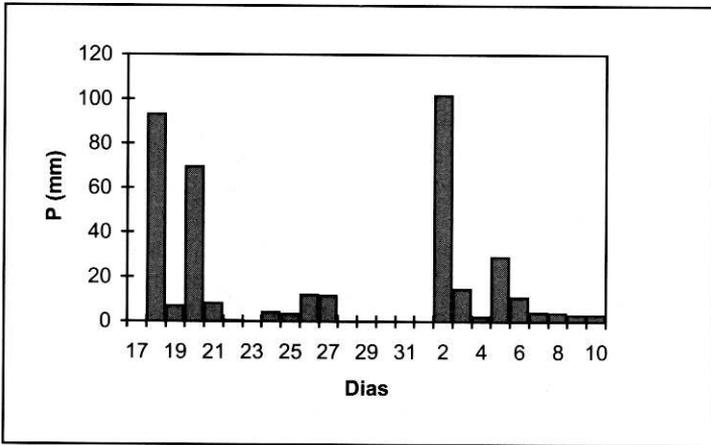
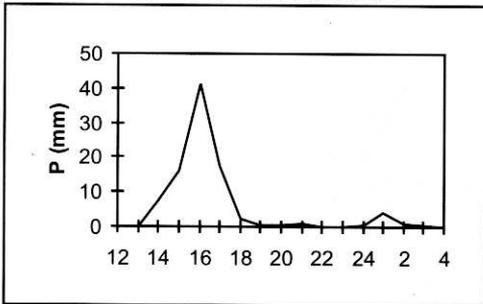


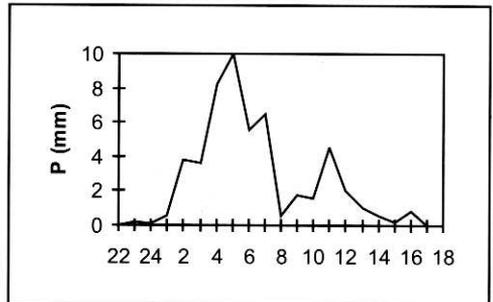
Fig. 3 – Precipitação diária, em Lisboa (Instituto Geofísico), entre 17 de Outubro e 10 de Outubro de 1997.

Fig. 3 – Daily precipitation in Lisbon from 17th October to 10th November 1997.

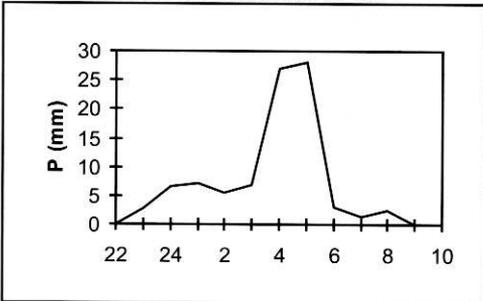
A – 18 e 19 de Outubro de 1997



B – 19 e 20 de Outubro de 1997



C – 1 e 2 de Novembro de 1997



D – 5 e 6 de Novembro de 1997

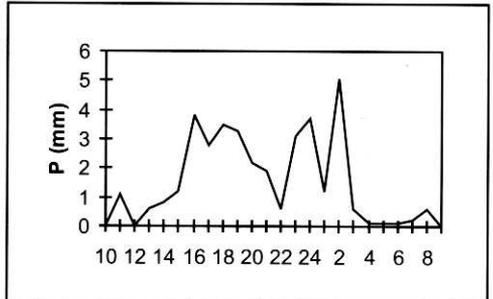


Fig. 4 (A a D) – Precipitação horária em 4 episódios de chuva intensa, em Lisboa (Instituto Geofísico), em Outubro e Novembro de 1997.

Fig. 4 (A to D) – Hourly precipitation of 4 rainstorms in Lisbon (October and November 1997).

atingido o valor de 47mm e a máxima precipitação em 10 minutos foi de 14mm. Um aspecto que deve ser sublinhado é o carácter localizado deste temporal, uma vez que a precipitação registada em todo o Sul do país foi fraca ou mesmo nula. Só no Norte do país se verificaram chuvas abundantes na tarde do dia 18 (34 mm no Porto, 24 em Coimbra e Viana do Castelo), mas com uma intensidade muito inferior à observada na área de Lisboa.

O segundo temporal (fig. 4-B) deu-se na noite de 19 para 20 de Outubro de 1997, tendo chovido durante cerca de 20 horas, atingindo-se um valor total de 52mm. Neste caso, uma vez mais, a região de Lisboa foi a mais atingida. A intensidade da precipitação (10 mm/hora) foi elevada, embora muito inferior à do temporal precedente. O vento soprou em geral de Sul, por vezes com fortes rajadas.

O dia 26 de Outubro ficou assinalado, em Lisboa, pela ocorrência de trovoadas durante a tarde, acompanhando aguaceiros que não foram, contudo, particularmente fortes (11,2 mm entre as 13 e as 19 horas). Apesar de Lisboa não ter sido especialmente atingida, neste dia, o Sudoeste de Portugal foi afectado por uma depressão muito activa, provocando aguaceiros de forte intensidade que estiveram na origem de graves inundações sobretudo no Barlavento algarvio e na área da Serra de Monchique.

No dia 2 de Novembro de 1997 verificou-se o terceiro forte temporal deste Outono em Lisboa, no qual a precipitação total observada foi de 91mm (fig. 4-C). O episódio decorreu na madrugada deste dia, tendo tido uma duração de cerca de 10 horas, ao longo das quais se fizeram sentir fortes rajadas de vento de Sudeste. Os picos de intensidade da chuva deram-se depois das quatro da manhã; a máxima precipitação observada numa hora foi de 50mm e a máxima precipitação em 10 minutos foi de 19mm. Os aguaceiros intensos foram acompanhados de trovoadas, que voltariam a ocorrer durante a tarde do dia 2.

O dia seguinte (3 de Novembro) registou precipitação muito significativa durante a manhã e a tarde, tendo-se observado 14 mm entre as 6 e as 18 horas. No Centro do país ocorreram trovoadas nalguns locais e o vento soprou forte, de Sul.

Finalmente, o dia 5 de Novembro e o início do dia 6 de Novembro, que ficaram tragicamente marcados por um temporal devastador no Baixo Alentejo, foram caracterizados, em Lisboa, por chuvas persistentes embora não especialmente copiosas (fig. 4-D). O episódio chuvoso iniciou-se pelas 10 horas da manhã e perdurou por cerca de 22 horas, atingindo-se uma precipitação total de 37mm (no Instituto Geofísico).

3 – As condições de instabilidade

Resultados da aplicação dos índices de instabilidade

Antes de se proceder à análise dos resultados, deverá salientar-se que os índices só poderão ser relacionados com as condições de instabilidade observadas no momento e nas horas que se seguem à realização da sondagem aerológica, uma vez que são obtidos com os dados registados naquele preciso instante (exceptuando os índices *Galway* e *DCI*, que tomam em conta a temperatura máxima à superfície). A este propósito, deve ser notado que, no estudo efectuado por SÉNESI e THEPENIER (1997), se verificou que a utilidade dos índices na previsão da possibilidade de ocorrência de trovoadas se esgota nas oito horas que se sucedem à sondagem.

Na figura 5 (A a F) apresenta-se a variação diária (às 12 horas UTC) do valor dos 7 índices utilizados, devendo referir-se que nestes gráficos se indicam os limiares críticos respectivos, indicados por SÉNESI e THEPENIER (1997) e estabelecidos para o Verão na região parisiense. A ausência de valores no dia 28 fica a dever-se ao facto da sondagem deste dia não ter sido publicada. Os resultados do índice de *Telfer* apresentaram-se no Quadro II, uma vez que são expressos numa classe de probabilidade de ocorrência de trovoadas, não se adequando a uma representação gráfica.

QUADRO II – Valores do índice *Telfer*, durante o período estudado

TABLE II – *Telfer* index values during the period studied

Probabilidade de ocorrência de trovoadas (leitura em ábaco)	Dias (às 12 horas UTC)
80-100%	classe sem ocorrências
70-80%	18 de Out; 26 de Out; 3 de Nov
60-70%	21 de Out; 25 de Out; 5 de Nov
50-60%	20 de Out; 2 de Nov,
40-50%	22 de Out; 24 de Out; 29 de Out
30-40%	classe sem ocorrências
20-30%	4 de Nov
10-20%	19 de Out; 23 de Out; 27 de Out
ausência	30 de Out; 31 de Out; 1 de Nov

Um primeiro dado a destacar da análise do conjunto dos resultados é a natureza relativamente estável da atmosfera, que se verificou entre os dias 29 de Outubro e 1 de Novembro, nos quais todos os índices apresentam valores baixos. Nestes dias, o território de Portugal Continental esteve sob a influência duma margem anticiclónica, proporcionando um breve intervalo na instabilidade dominante que caracterizou o período estudado. Nos dias 30 e 31 de Outubro, a sondagem de Lisboa revelou mesmo uma inversão de subsidência, o que impossibilitou o cálculo do índice de Showalter modificado, cuja utilização, nestes casos, é desaconselhada (TRIPLET e ROCHE, 1986).

Dum modo geral, os dias cujos valores dos índices são mais elevados correspondem às situações de temporal, conforme se pode constatar no Quadro III. Esta relação só não será mais forte porque, como se referiu, os índices são obtidos com base nas condições reveladas nas sondagens efectuadas às 12 horas UTC e várias fases críticas de mais forte instabilidade deram-se pela noite ou pela manhã.

De acordo com os resultados dos índices, no dia 2 de Novembro e, sobretudo, no dia 26 de Outubro, a hipótese muito provável de que ocorreriam trovoadas durante a tarde foi confirmada. No entanto, nos dias 20 de Outubro e 5 de Novembro essa previsão não se confirmou, e em relação ao dia 18 de Outubro não dispomos de elementos seguros de que tenham ou não ocorrido trovoadas na região de Lisboa. No entanto, em todos os casos em que os valores dos índices excederam os limiares críticos, as precipitações observadas no período de 12 horas que enquadra o momento da sondagem, foram sempre muito significativas, tendo sido por vezes bastante intensas. Este facto é

revelador do significado dos índices como indicadores de forte instabilidade convectiva. Não obstante ser evidente a relação entre a variação diária dos índices e as precipitações registadas nas horas que enquadram a sondagem, nem sempre aos valores mais elevados nos índices corresponderam as precipitações mais abundantes, como se pode verificar comparando os casos dos dias 18 e 26 de Outubro.

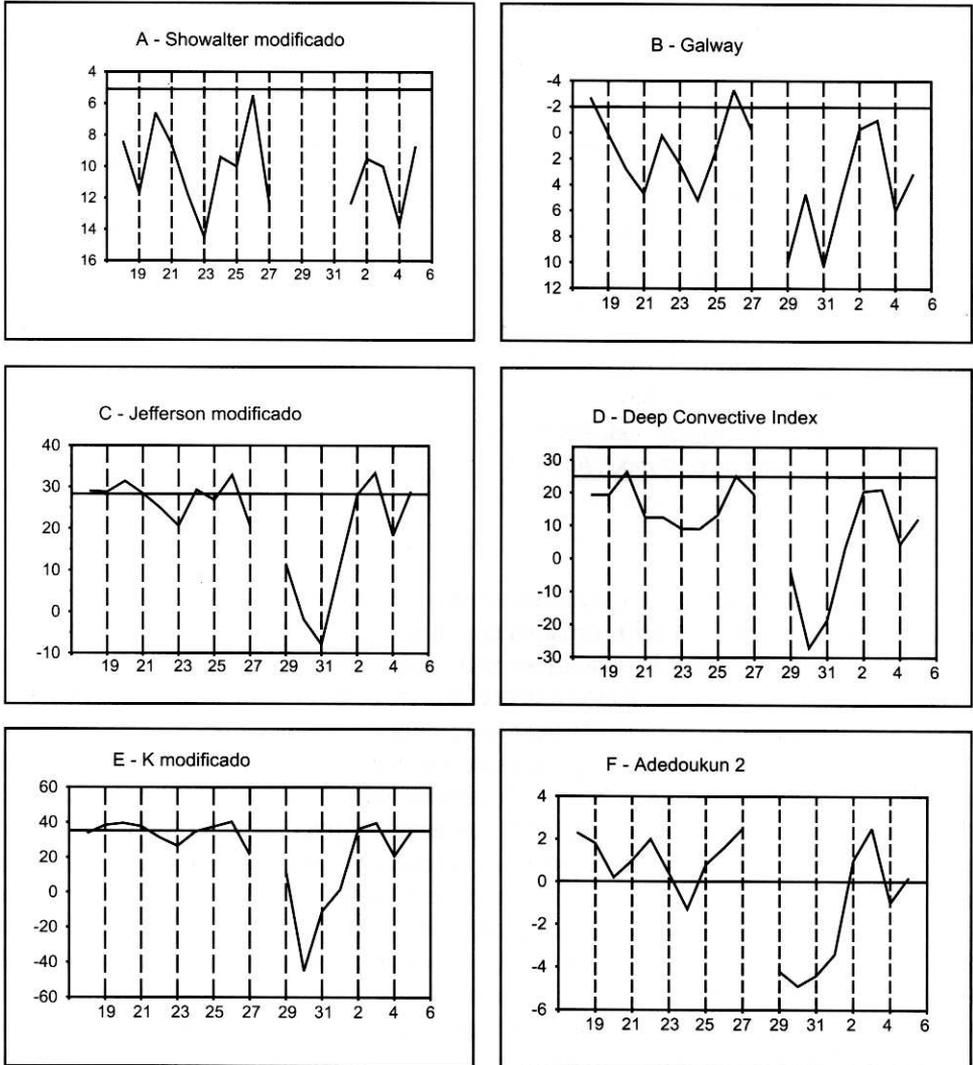


Fig. 5 (A a F) – Valores dos 6 índices utilizados, entre o dia 18 de Outubro e 6 Novembro de 1997 (às 12 horas UTC).

Fig. 5 – Values of the 6 indices used from 18th October to 6th November 1997 (12h UTC)

QUADRO III – Situações de mais forte instabilidade de acordo com os índices utilizados e sua relação com a ocorrência de trovoadas durante a tarde e a precipitação registada entre as 6 e as 18 horas (Instituto Geofísico)

TABLE III – Highest instability situations according to the indices and their relation with afternoon thunderstorm occurrences and rainfall measured in the 6 a.m. to 6 p.m. period

Dias (às 12 horas)	Número de índices em que foi ultrapassado o limiar crítico	Trovoadas observadas	Precipitação (das 6 às 18h)
26/10/97	6 (Galway, Jefferson mod., DCI, K mod., Adedokoun 2 e Telfer)	na área de Lisboa	9 mm
18/10/97	5 (Galway, Jefferson mod., K mod., Adedokoun 2 e Telfer)	?	85 mm
20/10/97	4 (Jefferson mod., DCI, K mod., Adedokoun 2)	não há registo	43 mm
3/11/97	4 (Jefferson mod., K mod., Adedokoun 2 e Telfer)	nalguns locais do centro do país	14 mm
2/11/97	3 (Jefferson mod., K mod., Adedokoun 2)	na área de Lisboa	17 mm
5/11/97	3 (Jefferson mod., K mod., Adedokoun 2)	não há registo	7mm

Os resultados apresentados suscitam ainda algumas considerações sobre a natureza dos índices e a utilidade dos limiares no contexto do Outono em Lisboa, devendo sublinhar-se que a obtenção de conclusões mais seguras quanto a estes aspectos exigirá a realização de um estudo de maior número de casos, que permita testar a aplicabilidade dos índices de uma forma estatisticamente válida.

A figura 5 parece revelar dois padrões de variação diária distintos, o que resultará das diferentes características dos índices. Assim, os índices *Galway* e *Adedokun 2*, cujo cálculo valoriza a importância dum forte gradiente térmico vertical entre as baixas camadas e a média troposfera, apresentam os valores representativos de maior instabilidade nos mesmos dias. Por seu turno, os índices *DCI*, *Jefferson modificado* e o *K modificado*, nos quais a humidade nas camadas baixas e médias da atmosfera (600 ou 700 hPa) assume um maior peso no seu cálculo, têm uma variação muito semelhante, e que difere ligeiramente da dos dois índices, anteriormente referidos.

A escolha dos índices *Jefferson modificado* e *K modificado* poderá ter sido redundante, já que ambos apresentam, durante o período analisado, uma variação muito semelhante. Tratam-se de índices cujos pressupostos são idênticos, apesar de não se basearem nos mesmos níveis de pressão para avaliar a humidade existente na camada inferior da atmosfera e do carácter mais elaborado do índice de *Jefferson*, que toma em conta valores constantes extraídos dum modelo de regressão linear.

Embora, de um modo geral, se verifique uma relativa convergência nos resultados obtidos, algumas dissonâncias levam a supor que certos limiares críticos propostos para a região parisiense não sejam apropriados ao caso do Outono em Lisboa. Assim, relativamente ao índice de *Showalter modificado*, apesar do carácter simplesmente indicativo dos elementos que se podem colher com este trabalho, o limiar proposto (5 °C) parece francamente desajustado, já que em nenhum dos dias estudados foi alcançado, em contraste com o que se verificou em todos os outros índices. Também no que diz respeito ao índice Adedokun 2, o desajustamento do limiar crítico (0 °C) é fortemente sugerido, neste caso, pelo facto se ter sido excedido em 12 dos 17 dias analisados.

CONCLUSÃO

Entre 18 de Outubro e 6 de Novembro de 1997, o Sul de Portugal sofreu os efeitos de violentos temporais, em resultado da influência de várias situações depressionárias, marcadas por uma forte actividade convectiva. Neste trabalho, foram apresentados alguns elementos que contribuem para a descrição das condições de instabilidade atmosférica que se fizeram sentir na área de Lisboa, relacionando-as com os episódios chuvosos de mais forte intensidade ali ocorridos.

Ficou demonstrado o interesse dos índices utilizados como parâmetros que expressam a magnitude da instabilidade. Esta aplicação deverá ser retomada, de modo a permitir resultados mais significativos e a encontrar limiares críticos mais adequados à área de Lisboa. O interesse do emprego destes índices como parâmetros úteis à descrição dos sistemas atmosféricos, poderá, na perspectiva da Climatologia praticada por geógrafos, ser considerado a três níveis.

Em primeiro lugar, o cálculo destes índices pode fornecer elementos muito úteis na caracterização das massas de ar associadas a determinadas situações atmosféricas (neste caso, as chuvadas intensas). Assim, aspectos da estrutura térmica vertical da troposfera, do seu conteúdo em humidade, ou mesmo as características do vento, podem ser traduzidos quantitativamente, ainda que de uma forma muito simplificada, através do valor dos índices de estabilidade.

Por outro lado, a determinação dos índices poderá contribuir para a identificação e avaliação da importância relativa de alguns factores da instabilidade (como por exemplo, o gradiente térmico vertical do ar, ou a energia disponível para a convecção) que, num dado contexto, se poderá vir, ou não, a manifestar.

Finalmente, um outro aspecto que nos parece interessante na determinação dos índices é a possibilidade de, ao quantificar-se a instabilidade, ser possível uma mais fácil comparação de situações e fenómenos atmosféricos que se manifestam em diferentes regiões do Globo. Como exemplo, pode aqui referir-se a comparação dos valores de um dado índice de instabilidade observados durante uma chuvada forte em Lisboa, uma tempestade tropical nos Açores ou um tornado no sul dos Estados Unidos.

BIBLIOGRAFIA

- ADEDOKOUN, J.A. (1982) – On an instability index relevant to precipitation forecasting in West Africa, *Archives for Meteorology, Geophysics, and Bioclimatology*, ser.A, 31: 221-230
- ANDERSSON, T.; M. ANDERSON, C. JACOBS (1989) – Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in southern Sweden, *Meteorological Magazine*, 118: 141-146.
- ATKINS, N.J. (1975) – Forecasting convective thunderstorms, hail and shower activity in the Midlands, *Meteorological Magazine*, 104: 17-23
- COTTON, W; ANTHES, R. (1989) – *Storm and Cloud Dynamics*, Academic Press, San Diego, 883 p.
- DARKOW, G. L. (1968) – The total energy environment of severe storms, *Journal of Applied Meteorology*, 7: 199-205
- DOSWELL, C.A.; BROOKS, H.E.; MADDOX, R.A. (1996) – Flash flood forecasting: an ingredients-based methodology, *Weather and Forecasting*, vol.11, December 1996: 560-581
- GALWAY, J. G. (1956) – The Lifted Index as a predictor of latent instability, *Bulletin of American Meteorological Society*, 37 (10): 528-529
- JEFFERSON, G. J. (1963) – A modified instability index, *Meteorological Magazine*, 92: 92-96
- MONCRIEFF, M. W.; MILLER, M.J. (1976) – The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 102: 373-394
- PEPLER, R.; LAMB, P. – Tropospheric static stability indices and Central North America growing season rainfall, *Monthly Weather Revue*, 117: 1156-1180.
- RIVRAIN, J.C. (1997) – *Les Episodes Orageux à Précipitations Extrêmes sur les Régions Méditerranéennes de la France*, Météo-France, Marseille, 92 p.
- SCHIESSER, H.; HOUZE, R.; HUNTRIESER, H. (1995) – The mesoscale structure of severe precipitation systems in Switzerland. *Monthly Weather Revue*, 123: 2070-2097.
- SÉNÉSI, S.; THEPENIER, R.-M. (1997) – Indices d'instabilité et occurrence d'orage: le cas de l'Île de France, *La Météorologie*, 8^{ème} série, 19: 18-33.
- SÉNÉSI, S.; THEPENIER, R.-M. (1997) – Indices d'instabilité et occurrence d'orage: la cas de l'Île de France, *Note de Travail du Groupe de Météorologie à Moyenne échelle*, C.N.R.M., Météo-France, n° 49, 38p.
- SHOWALTER, A.K. (1953) – A stability index for thunderstorm forecasting, *Bulletin of American Meteorological Society*, 34 (6): 250-252
- TRIPLET, J.P.; ROCHE, G. (1986) – *Météorologie Générale*, Météo-France, Trappes, 317p.
- TRZPIT, J.-P. (1980) – L'eau précipitable: un paramètre climatique trop rarement exploité, *Annales de Géographie*, 494: 445-477

ANEXO

Índice Showalter: $S = T_{500\text{hPa}} - TT_{850\text{hPa}}$, em que:

$T_{500\text{hPa}}$ é a temperatura do ar (°C) observada aos 500hPa;

$TT_{850\text{hPa}}$ é a temperatura (°C) obtida após levantamento até aos 500hPa de uma partícula de ar que, inicialmente, tinha a temperatura do ponto de estado dos 850hPa. O levantamento inicia-se com um arrefecimento adiabático até à saturação, prosseguindo em seguida através de um arrefecimento pseudoadiabático.

Índice Showalter modificado: $S_m = T_{500\text{hPa}} - LT_{850\text{hPa}}$, em que:

$T_{500\text{hPa}}$ é a temperatura do ar (°C) observada aos 500hPa;

$LT_{850\text{hPa}}$ é a temperatura (°C) obtida após levantamento até aos 500hPa de uma partícula de ar que, inicialmente, tinha a temperatura do ponto de estado dos 850hPa e a razão de mistura média da camada compreendida entre os 850 e os 500hPa. O levantamento inicia-se com um arrefecimento adiabático até à saturação, prosseguindo em seguida através de um arrefecimento pseudoadiabático.

Índice Galway ou Lifted index: $L = T_{500} - (LT)_S$, em que:

T_{500} é a temperatura do ar (°C) ao nível de 500hPa;

$(LT)_S$ é a temperatura (°C) obtida após levantamento até aos 500hPa de uma partícula que possuía, inicialmente, a temperatura máxima prevista em superfície, e um ponto de orvalho determinado pela razão de mistura média nos primeiros 914m (3000 pés). O levantamento inicia-se com um arrefecimento adiabático até à saturação, prosseguindo em seguida através de um arrefecimento pseudoadiabático.

Índice de Rackliff: $R = \theta_{w900} - T_{500}$, em que:

θ_{w900} é a temperatura pseudopotencial do termómetro molhado (°C) ao nível dos 900hPa;

T_{500} é a temperatura do ar (°C) ao nível dos 500hPa.

Índice Jefferson: $J = 1.6 \theta_{w900} - T_{500} - 11$, em que:

T_{500} é a temperatura do ar (°C) ao nível de 500hPa;

θ_{w900} é a temperatura pseudopotencial do termómetro molhado (°C) ao nível de 900mb

Índice Jefferson modificado: $J_m = J = 1.6 \theta_{w900} - T_{500} - 0.5 (T_{700} - T_{d700}) - 8$, em que:

θ_{w900} é a temperatura pseudopotencial do termómetro molhado (°C) ao nível de 900hPa;

T_{500} é a temperatura do ar ao nível dos 500hPa (°C);

T_{700} é a temperatura do ar ao nível dos 700hPa (°C);

T_{d700} é a temperatura do ponto de orvalho em °C ao nível dos 700hPa.

Índice DCI (Deep convective index): $DCI = T_{850hPa} + Td_{850hPa} - L(\text{Galway})$, em que:

T e Td são, respectivamente a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho, referentes aos níveis isobáricos indicados.

L = índice Galway

Índice K: $K = (T_{850} - T_{500}) + Td_{850} - (T_{700} - Td_{700})$, em que:

T e Td designam, respectivamente, as temperaturas do ar e as temperaturas do ponto de orvalho (em °C) aos níveis isobáricos indicados.

Índice Telfer: $A = (T - Td)_{700hPa} + (T - Td)_{600hPa}$; $B = T_{850hPa} - T_{500hPa}$

T = Temperatura do ar (°C)

Td = Temperatura do ponto de orvalho (°C)

A utilização do índice é feita com base num ábaco (ábaco de Telfer) onde se pode interpretar o significado da combinação de valores referentes às duas variáveis (A e B).

Índice Total Totals: $T_{tot} = (T_{\text{solo-850}} - T_{500}) + (Td_{850-500})$, em que:

$T_{\text{solo-850}}$ é a média das temperaturas do ar (pontos de estado, em °C) na camada compreendida entre os 850hPa e a superfície;

$Td_{850-500}$ é a média das temperaturas do ponto de orvalho na camada de ar compreendida entre os 500 e os 850 hPa.

Índice Adedokun 2: $Ad2 = \theta_{wsfc} - \theta_{s,500}$

θ_{wsfc} é a temperatura pseudopotencial do termómetro molhado (°C) do ponto de estado mais baixo da sondagem.

Índice Severe Weather Threat (Sweat):

$SWEAT = 12 * Td_{850} + 20 * (tt - 49) + 2 * f_{850} + f_{500} + 125 * (S + 0.2)$, em que:

f_{850} = Velocidade do vento aos 850hPa;

f_{500} = Velocidade do vento aos 500hPa;

S = $\sin(\text{dd}500 - \text{dd}850)$; dd é a direcção do vento em graus.