

# Atmosferik Kararlılığın Değerlendirilmesi

Hazırlayan: Nezihe AKGÜN

Fiz.Yük.Müh.

**Lapse rate:** Atmosferde sıcaklığın yükseklikle değişme oranını belirtir. Dik bir lapse rate, çevresel sıcaklığın yükseklikle hızla azaldığını belirtir. Daha dik çevresel lapse rate potansiyel olarak daha kararsız bir atmosfer demektir.

**LR(e)** = Çevresel lapse rate.

**LR(p)** = Parsel lapse rate'i.

**LR(da)** = Kuru adyabatik lapse rate (doymamış yükselme).

**LR(ma)** = Nem adyabatic lapse rate (doymuş yükselme ).

Kuru / doymamış konveksiyon için, **LR(p) = LR(da)**.

Nemli / doymuş konveksiyon için, **LR(p) = LR(ma)** olur.

## Mutlak kararlılık

**LR(e) < LR(p)** (Parsel lapse rate'i çevreninkinden daha dik bir eğime sahiptir, yani, parsel çevresini saran havadan daha soğuktur).

## Nötür kararlılık

**LR(e) = LR(p)** (Parsel lapse rate'i çevreninki kadar bir eğime sahiptir).

## Mutlak kararsızlık

**LR(e) > LR(p)** (Parsel lapse rate'i çevredekinden daha az bir eğime sahiptir, yani, parsel çevresini saran havadan daha sıcaktır).

## Şartlı kararsızlık

Çevresel lapse rate eğrisi, **LR(e)**, bir *SkewT-LogP* diyagramında kuru [**LR(da)**] ve nemli [**LR(ma)**] adyabatik lapse rate eğrileri arasında ise, şartlı kararsızlık vardır. Bu durumlarda

atmosfer doymuş parselin yükselme durumuna göre kararsızdır çünkü, yükselen parsel çevreden daha sıcaktır.

## Potansiyel (dikey) kararsızlık

$Q_e$  veya  $Q_w$  (eşdeğer ve ıslak hazne potansiyel sıcaklıkları) yükseklikle azalıyorsa ( $dQ_e/dz < 0$ ),  $dQ_w/dz < 0$ ), potansiyel (dikey) kararsızlık oluşur. Bu durum olduğu zaman, gerçekte tüm tabakalar derhal yükselmezler. Bunun yerine, parseller sık, sık oraj hadisesini oluşturmak için, sınır tabakasından serbest konveksiyon seviyesine yükselir. Böylece potansiyel kararsızlığı temsil eden fiziksel işlem, konveksiyon süresinde oluşabilir, yada oluşamaz. Ancak  $Q_e$  ( sıcaklıktan çok neme karşı daha duyarlıdır) yükseklikle azalması önemlidir, çünkü nemli havanın üstündeki kuru havanın varlığını temsil eder. Bu hava eğer oraj gelişirse muhtemel dolu potansiyeli ve downburst olayını artırır.

## Nemin Değerlendirilmesi

Şiddetli hava, yoğun yağış ve konveksiyon için potansiyel tesbitinde, nemin değerlendirilmesi kritiktir. Orajlar, önemli miktarda neme sahip yada içine nem girişinin olduğu bir alanda gelişebilir. Nem değerlendirilmesinde, yüzey- 700 mb işba sıcaklıkları, 1000-500 mb yağışa dönüşebilen su (PW), K indeksi ve nem konverjansı düşünülmelidir. Sıcak mevsim boyunca, kaba eşik değerleri ( daha iyi potansiyeli temsil eden daha yüksek değerler) yoğun yağış için şunları kapsar:

- **Yüzey işba nokta sıcaklığı: 60 F (70 F)**
- **850 mb işba nokta sıcaklığı: 10-12 C (14 C)**
- **700 mb nemi**, şiddetli hava ve yoğun yağmur için, nisbeten kuru yada nemli olabilir. Ancak, kuru hava ( işba depresyonu kabaca 10 C veya fazladır) konvektif kararsızlığı ve downburst / dolu potansiyelini artırırken, nem yağış verimliliğini artırır.
- **1000-500 mb PW: 1.0 inch (1.5 inches, 1 inch = 2.54 cm)**
- **K index: 30 (35)**. 700 mb da kuru hava varsa K değerleri daha düşük olacaktır, fakat şiddetli hava yada hatta yoğun yağmur hala oluşabilir. Bunlar kaba sayılardır, yoğun yağmur yada şiddetli hava hala bu değerlerin altında oluşabilir, eğer özellikle anlamlı zorlama varsa ya da serin mevsim devam ediyorsa.

## Total Totals Index (TT)

TT, 2 bileşenden oluşur, dikey toplamlar (VT) ve enine toplamlar (CT) . VT statik kararlılığı yada 850 ve 500 mb arasındaki lapse rate'i temsil eder. CT, 850 mb işba sıcaklığını kapsar. Sonuç olarak, TT statik kararlılık ve 850 mb ın nemini kapsar, fakat 850 mb nem değerlerinden düşük alt seviye nem değerlerinin olduğu durumlarda temsil edici değildir. Ayrıca, yüksek bir TT değerine rağmen, eğer anlamlı bir capping enverziyonu varsa konveksiyon engellenebilir.

$$TT = VT + CT$$

$$VT = T(850 \text{ mb}) - T(500 \text{ mb})$$

$$CT = Td(850 \text{ mb}) - T(500 \text{ mb})$$

Burada **T** ve **Td** gösterilen seviyelerin sıcaklık ve işba sıcaklıklarını C derece olarak gösterir. VT =40 değeri, 850-500 mb seviyesinin kuru adyabatığe yakınlığını gösterir. Ancak, VT genellikle daha küçüktür, 26 civarındaki değerlerle yada biraz daha fazlasıyla, oraj oluşumu için yeterince statik kararsızlığı ( neme bakmaksızın) temsil edecektir. Konveksiyon için CT>18 olması gereklidir, fakat kombine olarak TT indeksi çok önemlidir.

$$TT = T(850 \text{ mb}) + Td(850 \text{ mb}) - 2[T(500 \text{ mb})]$$

**birimi C derecedir.**

TT = 45- 50:	Oraj olasılığı var.
TT = 50 - 55:	Şiddetli oraj olasılığı kuvvetli
TT = 55 - 60:	Şiddetli oraj olasılığı çok kuvvetli.

## Delta-T Index ( DTI ) / 700-500 mb Lapse Rate

Bu parametreler konvektif kararsızlığa orta seviye lapse rate'inin katkısını değerlendirir. Düşük seviye nemi üzerinde dik bir 700- 500 mb lapse rate'i , dolu ve mikrobust dahil şiddetli konveksiyon için oldukça elverişlidir. DTI iki hakim seviye (çok kere 700-500 seviyeleridir) arasındaki sıcaklık farklarını ölçer. DTI; VT ye benzer.

10.2 derece C/km:	Kuru adyabatik lapse rate (700-500 mb)
DTI = 26 derece C sıcak mevsimde:	Kuru adyabatik lapse rate (700-500 mb)
6.5 C/km için 700 mb sıcaklığı = 0 C:	Nem adyabatik lapse rate (700-500 mb)
6.0 C/km için 700 mb sıcaklığı = +5 C:	Nem adyabatik lapse rate (700-500 mb)
5.6 C/km için 700 mb sıcaklığı = +10 C:	Nem adyabatik lapse rate (700-500 mb)
DTI = 18 C sıcak mevsimde:	Nem adyabatik lapse rate (700-500 mb)

## K İndeksi

K indeksi, dikey sıcaklık lapse rate'ini ve atmosferdeki düşük seviyeli nemin dikey genişlemesini ve miktarını esas alan oraj potansiyelinin bir ölçüsüdür.

$$K = T(850 \text{ mb}) + Td(850 \text{ mb}) - T(500 \text{ mb}) - DD(700 \text{ mb})$$

birimi C derecedir, T sıcaklığı Td işba sıcaklığını ve DD gösterilen seviyedeki işba sıcaklığı depresyonunu gösterir.

K < 30:	Oraj ile yoğun yağmur yada şiddetli hava olasılığı.
K > 30:	Oraj ile yoğun yağmur için daha iyi potansiyel.
K = 40:	Oraj ile yoğun yağmur için en iyi potansiyel.

Genel olarak daha büyük K değeri yoğun yağış için daha büyük potansiyel demektir. Buna rağmen, K < 30 durumlarına dikkat etmelidir. Çünkü K indeksi 700 mb da işba depresyonunu (yani, sıcaklık ve işba sıcaklığı arasındaki fark) kapsar, bu seviyedeki kuru bir hava K'nın küçük değerlerine sebep olur. Ancak, 700 mb altında verilen nem, kararsız hava ve kaldırma mekanizması kuvvetli yada şiddetli orajları organize eder ve yoğun yağmur bile oluşabilir.

Yüksek K (ve PW) değerlerine sahip bir çevrede parçalı olarak oluşan günlük konveksiyon çok yoğun bir yağmurun aniden patlamasına sebep olabilir.

## Lifted Indeks (LI)

LI kararlılığın ölçümünde yaygın olarak kullanılan, 500 mb daki çevre sıcaklığı ve 500 mb seviyesine yükseltilmiş bir parselin sıcaklığı arasındaki farkı ölçen bir metottur. Nem ve lapse rate 'i ( statik kararlılık) bir sayı içinde birleştirir. Böylece her basınç seviyesindeki gözlemlerden daha az zarar görür. Ancak LI değerleri parselin hangi seviyeden yükseldiğine bağlı olmasına rağmen, 500 mb altında ve LCL nin üstündeki çevre sıcaklık eğrisindeki detayları dikkate almaz. LI esas olarak gezegensel sınır tabakası içinde ortalama nem ve sıcaklık özelliklerini kullanmaya meyildir.

$$LI = T(500\text{mb çevre}) - T(500\text{mb parsel})$$

Birimi C derecedir. Burada T(500 mb çevre) 500 mb seviyesindeki çevre hava sıcaklığı; T(500mb parsel) ise 500 mb seviyesine yükselmiş olan parsel havasının sıcaklığıdır.

LI > 0:	LI = 1-3 için kuvvetli kaldırma mevcutsa, kararlı fakat zayıf konveksiyon olasılığı.
LI = 0 ile -3:	Marjinal olarak kararsız.
LI = -3 ile -6:	Orta seviyede kararsız.
LI = -6 ile -9:	Çok kararsız..
LI < -9:	Aşırı derecede kararsız.

Bu LI değerleri, ortalama en düşük 50 ila 100 mb nem ve sıcaklık değerlerini ( yani, sınır tabakası) kullanarak yükselmiş parselleri esas alır.

Varyasyonlar, aşağıda görüldüğü gibi LI değerlerinin nasıl hesaplandığına bağlı olarak mevcuttur.

## Yüzey- esaslı LI

Yüzey-esaslı LI'lar saatlik olarak hesaplanabilir. Yüzeyden yükselen bir parsel, 500 mb da tahsis edilen çevre sıcaklıklarının yanı sıra yüzey esaslı sıcaklık ve nem değerlerini kullandığı kabul edilir. Bu metot, hemen hemen kuru adyabatik olarak iyi karışmış bir sınır tabakasında

öğle sonrası geçerlidir. Buradaki yüzey karakteristikleri en düşük 50- 100 mb tabakasındakilere benzerdir. Buna rağmen bu değerler, eğer bir cephesel sınırın kuzeyinde sığ serin hava yada bir gece enverziyonu varsa yükseltilmiş kararsız çevreyi temsil etmeyecektir. Bu durumlarda yüzeyin üzerinde daha fazla kararsızlık kalır ve parseller enverziyonun tepesinde oraj oluşturmak için yükselebilir.

### **En iyi LI**

En iyi LI 'i, en düşük (en kararsız) yüzeyden 850 mb a kadar bir seri seviyelerden hesaplanmış LI temsil eder. Bu indeks yüzey şartlarından kaynaklanan bir cephesel sınırın kuzeyinde sığ serin havanın olması ve sınır tabaka-esaslı nisbeten kararlı LI değerlerinin varlığında en faydalıdır. Ancak, yükselmenin buradan başlayabileceği enverziyonun tepesindeki hava kütlesi potansiyel olarak kararsızdır. Bunun bir örneği yükseltilmiş konveksiyondur.

### **Showalter Index ( SI )**

SI, 850 ve 500 mb seviyelerinin özelliklerine dayanır. SI, bir parseli 850 mb dan kuru adyabatik olarak kendi LCL seviyesine, sonra oradan nem adyabatik olarak 500 mb seviyesine yükselterek ve parsel karşı çevresel olarak 500 mb sıcaklıklarını karşılaştırılarak, LI ya benzer şekilde hesaplanır. SI, bir cephesel sınırın kuzeyindeki düşük - seviye serin hava kütlesinin yükseklerdeki kararsızlığını göstermede LI dan daha iyi olabilir. Ancak, SI temsil edilemeyen bir indekstir, eğer düşük seviyeli nem 850 mb seviyesine kadar genişlememişse kararsızlığı göstermede LI dan geridedir.

$$SI = T(500 \text{ mb envir}) - T(500 \text{ mb parcel})$$

birim C derecedir.

<b>SI &gt; 0:</b>	Kararlı, fakat zayıf konveksiyon ihtimali SI = 1-2 için eğer kuvvetli kaldırma varsa.
<b>SI = 0 ile -3:</b>	Orta derece kararsız.
<b>SI = -4 ile -6:</b>	Çok kararsız.
<b>SI &lt; -6:</b>	Aşırı derece kararsız.

Genel olarak, SI değerleri tam olarak LI değerleri kadar kararsız olmayacaktır.

## Derin Konvektif İndeks (DCI)

DCI, 850 mb da kararsızlıkla eşdeğer potansiyel sıcaklık (Qe) özelliklerini birleştirmeye gayret eder.

$$DCI = T(850 \text{ mb}) + Td(850 \text{ mb}) - LI(\text{sfc}-500 \text{ mb})$$

Birim C derece, buradaki LI yüzeyden 500 mb a kaldırma değerini temsil eder. Bu nisbeten yeni bir indekstir. Bu sebeple tanımlayıcı kritik değerleri belirlenmemiştir. Ancak DCI değeri, kabaca 30 yada fazlaysa kuvvetli oraj potansiyeli gösterir. DCI 'ın sırt eksenleri, yukarı yönlü hareketin varlığında oraj gelişimi için bir yerin belirlenmesinde daha önemli bile olabilirler.

## Şiddetli Hava Korku İndeksi ( SWEAT )

SWEAT indeksi bir indeks içine birkaç parametreyi birleştirerek şiddetli hava için potansiyeli değerlendirir. Bu parametreler düşük seviye nem (850 mb işba noktası sıcaklığı), kararsızlık (TT indeksi), alt (850mb) ve orta seviye (500mb) rüzgar hızları, ve sıcak hava adveksiyonu (850-500 mb arasındaki veering). Bu sebeple, bir indeks içine termodinamik ve kinematik bilgiyi birleştirmek için bir çaba harcanmıştır. SWEAT indeksi basit bir oraj potansiyelini değil, şiddetli hava potansiyelini tahmin etmek için kullanılmalıdır.

$$SWEAT = 12 [Td(850 \text{ mb})] + 20 (TT - 49) + 2 (f8) + f5 + 125 (S + 0.2),$$

Burada, TT total total indeks değerini, f8 ve f5, 850 ve 500 mb rüzgar hızlarını knot olarak, S = sin (500 mb - 850 mb rüzgar yönü), yani 500 ve 850 mb rüzgar yönleri arasındaki açının sinüsü (şir terimi)dür.

Eşitlikteki son terim (şir terimi) eğer aşağıdaki kriterlerle karşılaşılmazsa sifıra ayarlanabilir: 1) 850 mb rüzgar yönü 130 dan 250 dereceye kadar değişiyorsa, 2) 500 mb rüzgar yönü 210 dan 310 dereceye değişiyorsa, 3) 500 mb rüzgar yönü - 850 mb rüzgar yönü pozitif bir sayıysa ve 4) 850 ve 500 mb rüzgar hızlarının her ikisi en az 15 knot iseler. Eşitlikteki hiçbir terim negatif olmadığından bu durumda son terim sifıra ayarlanır.

<b>SWEAT &gt; 300:</b>	Şiddetli oraj potansiyeli.
<b>SWEAT &gt;400:</b>	Tornado potansiyeli.

Bu rehber değerleri U.S. Hava Kuvvetleri tarafından geliştirilmiştir. SWEAT değerleri 250-300 için eğer kuvvetli yükselme varsa şiddetli fırtına mümkündür. Ayrıca tornadolar SWEAT değerleri 400 n altında iken de oluşabilir, özellikle eğer konvektif hücre ve sınır etkileşmeleri lokal şiri artırıyorsa. SWEAT değeri gün esnasında önemli derecede artabilir, gün boyunca oluşan rüzgar şiri ya/ yada kararlılık ve nemde büyük değişiklikler varsa 12 UTC yi böyle düşük değerler temsil etmez. Son olarak tüm indislerde olduğu gibi SWEAT indeksi sadece konveksiyon potansiyelini gösterir. Oraj gelişmeden önce, kararsızlığı serbest bırakacak yukarı yönlü hareket için yeterince bir zorlama hala olmalıdır.

### **Konvektif harekete İzin veren Potansiyel Enerji (CAPE)**

CAPE, Parsel Teorisini kabul eder, şoyle: 1. Yükselen bir parsel vresel bir sürüklenme göstermez, 2. Parsel (nemli) adyabatik olarak yükselir, 3. Parselin tüm yağışı sağılmıştır ( su yükü taşımaz), 4. Parselin basıncı her seviyede vre basıncına eşitir.

Parsel Teorisi geniş parsel yer değiştirmelerinde, bulut kenarlarında ve önemli bir su yükü olduğunda anlamlı hatalara sahip olabilir. Ancak, bu metot sık,sık bir orajın yukarı yönlü hareketlerinin sulandırılmamış çekirdeğinde çok iyi çalışır.

CAPE, bir parseli dikey olarak hızlandıracak mevcut yüzdürücü enerji miktarını yada bir parselin vreye yaptığı iř miktarını temsil eder. CAPE bir sondaj diyagramı üstünde bir nem adyabatlar boyunca yükseldiği kabul edilen parsel ve vre sıcaklık eğrisinin LFC serbest konveksiyon seviyesinden EL denge seviyesine kadar olan kısmı arasında kalan pozitif alandır. Daha sıcak parsel ve daha soğuk vre arasındaki sıcaklık farkı büyüdükçe CAPE de büyür, ve kuvvetli konveksiyonu üretmek için yukarı yönlü hareketler hızlanır.

**EL**

**CAPE = g { [(Tparcel - Tenvir) / Tenvir] dz**

**LFC**

birim, Joules/kg dır. "{" sembolu burada LFC ( burdan yukarda parsel vreden daha sıcaktır, pozitif olarak yüzer ve yükselir) ve EL (bu seviyenin altında parsel vreden daha sıcaktır) seviyeleri arasındaki dikey entegrasyonu temsil eder.

<b>CAPE &lt; 0:</b>	<b>Kararlı.</b>
<b>CAPE = 0 ile 1000:</b>	<b>Marjinal olarak kararsız.</b>



<b>CAPE = 1000 ile 2500:</b>	Orta şiddette kararsız.
<b>CAPE = 2500 ile 3500:</b>	Çok kararsız.
<b>CAPE &gt; 3500-4000:</b>	Aşırı derecede kararsız.

Yukardaki değerler en düşük 50-100 mb seviyesinde ( yani, sınır tabakası) ortalama sıcaklık ve nemle yükselmiş bir parseli esas alır. CAPE in değeri parselin hangi seviyeden itibaren yükseldiğine bağlıdır. Yeryüzünden yükselmiş parseller ekseriya ortalama sınır tabaka karakteristiklerini kullanarak yükselenlerden daha yüksek bir CAPE değeri gösterirler.

CAPE, bir parseli başlatmak için kullanılan özelliklerine hassastır, CAPE, seviye datasına bağlı olan indislerden, (örneğin, lifted index, total totals index, etc) çok kere kararsızlığın çok daha iyi bir göstergesidir. CAPE atmosferin bir kalınlığı üzerinden integrasyonunu kapsar ve özel sondaj detaylarına hassasiyeti yoktur.

CAPE i kullanarak, bir oraj içinde yukarı yönlü sürülmelerin maksimum hızı (w-max) denge seviyesinde hesaplanabilir. Genel olarak, CAPE in 2 katının karekökü alınır.  $w\text{-max} = \sqrt{2(\text{CAPE})}$ . Mesela, 1500-2500 J/kg aralığındaki bir CAPE, yaklaşık bir w-max aralığı 50-70 m/s (100-140 kts) verir. Ancak, su yükü, karışım, sürüklenme ve buharlaşma ile soğuma sebebiyle gerçek w-max yukardaki formülden hesaplananın yaklaşık yarısı kadardır.

Son olarak, gerçek CAPE değerinin ötesinde pozitif alanın şekli yada profil önemlidir. İki sondaj aynı CAPE değerine sahip olsa bile, LFC ve EL arasındaki alanın şeklindeki farklılıklara bağlı olarak farklı konvektif kararsızlıklara yol açabilir. Mesela, aynı CAPE değeri verilenlerin birinde, daha uzun, daha dar bir profil daha yavaş bir yukarı yönlü hız potansiyelini temsil eder fakat daha uzun orajlar yüksek yağış olasılığı için en iyisidir. Ancak, daha kısa ve kalın bir profil daha hızlı bir dikey hızlanmaya sebep olacaktır, bu hızlanma fırtına ile birlikte yukarı yönlü dönme potansiyel gelişimi için önemlidir.

## **Konvektif Çekingenlik (CIN)**

CIN mevcut negatif yüzdürme enerjisi miktarını; yukarı yönlü ivmenin bastırılmasını yada çekingenliği yada çevrenin, parseli kendi LFC seviyesine çıkarmak için parsel üstünde yapması gereken işin miktarını temsil eder. CIN esas olarak CAPE in zıttıdır ve parsel sıcaklığının çevreninkinden daha soğuk olduğu yerde sondaj eğrisi üstünde negatif enerji alanını (B-) temsil eder. CIN ne kadar küçükse (büyükse), parseli kendi LFC seviyesine çıkarmak için mezoölçek ve sinoptik ölçekte zorlayıcı kuvvet daha zayıf (daha kuvvetli ) olmalıdır. Küçük yada kaldırmanın olmadığı yüksek CIN değerleri yüksek CAPE değerleri

varlığında konvektif gelişmeyi ve cap'ı bastırabilir. CAPE in mevcut potansiyel enerji olduğunu hatırlayın. Bu enerjinin oraj üretmek için, kinetik enerji formunda serbest bırakılmış olması gerekir.

### **Cap / Lid Strength Index (LSI ) (Kapak Güç İndeksi)**

LSI kararlı bir tabakanın düşük seviye parsel yükselişini engelleme kabiliyetini ölçer. Eğer cap yeterince kuvvetliyse hava kütlesi çok kararsız bile olsa o zaman derin nem konveksiyonu bastırılacaktır. Ancak cap, düşük seviye nem ve sıcaklığın artmasına izin verir, bu durum daha kuvvetli konvektif hücrelerin sonunda cap'ı kırabilmesini sağlayacak şiddetli hava potansiyelini çoğaltır. Bu yüzden orajlar anlamlı bir cap alanının içinde yada civarında hızla gelişir ve belki şiddetli hale gelir.

Ters durumda, bir kapağın olmayışı, çok sayıdaki fırtınanın gelişmesine izin verir bu durumda fırtınayla ilgili akış ve mevcut nem için rekabet başlar.

$$LSI = Q_{sw} - Q_{wmax}$$

Burada  $Q_{sw}$ , yeryüzü ve 500 mb arasındaki maksimum doymuş  $Q_w$  ( ıslak hazne potansiyel sıcaklığı) ve  $Q_{wmax}$ , atmosferin en düşük 100 mb ındaki maksimum  $Q_w$  dir.

<b>LSI &lt; 2:</b>	Derin konveksiyon genellikle bastırılmamış.
<b>LSI &gt; 2:</b>	Derin konveksiyon bastırılabilir, kafi miktarda ısınma, nem konverjansı, ve/veya cap'ı yenecek kaldırma kuvveti olmadıkça.

### **Bulk Richardson Sayısı (BRN)**

BRN, ekseriya verilen çevreler içinde konvektif fırtına tipinin tatmin edici bir göstergesidir. O yatay rüzgarın dikey şiri ve yüzdürme enerjisi (CAPE) ile birleşir, bu iki faktörün her ikisi fırtına gelişiminin belirlenmesinde, evrimi ve organizasyonunda kritik faktörlerdir.

$$BRN = CAPE / [0.5 (U^2)]$$

Burada U, yerden yukardaki 0-6 km lik tabakalar içindeki dikey rüzgar şirinin bir ölçümüdür.  $U^2$  basitçe U'nun karesidir. Yani U'nun ikinci dereceden kuvvetidir. BRN birimsiz bir sayıdır.

<b>BRN &lt; 10:</b>	Kuvvetli dikey rüzgar şiri ve zayıf CAPE. Şir çok kuvvetli olabilir, sürdürülebilir konvektif yukarı sürülmeleri verilen zayıf sürüklenmelerle geliştirir. Ancak, kafi miktarda zorlama ile orajlar gelişebilir böylece daha yüksek şir verebilen dönen süper hücreler gelişebilir.
<b>BRN = 10 ile 45:</b>	Süper hücre gelişimiyle eşleşir.
<b>BRN &gt;50:</b>	Nisbeten zayıf dikey rüzgar şiri ve yüksek CAPE çok hücreli oraj gelişiminin çok olası olduğunu belirtir.

BRN değerlerinin 45 yada daha küçük olması kuvvetli şirli çevrede kararlı kalıcı dönen yukarı yönlü hareketin üretilmesine hayat verir. Bu oluşur, çünkü, çevrenin dikey rüzgar şiri ve gelişmiş yatay konverjansı, yatay vorticity'i artırır, bu dikey yukarı yönlü sürülmelerin içine kayar. Kütle sürekliliği ilişkilerine bağlı olarak, yükseklikle dikey sürüklenmelerde bir hızlandırmaya sebep olan dikey diverjans gerekir (yani, dikey gerilme). Bu, mesosiklonun gelişme ve güçlenmesine sebep olan bir dikey eksen etrafındaki vorticity'i artırır. Kuvvetli dönü, fırtına içindeki basıncı dinamik olarak düşürdüğünden kararlı durumdaki dikey yönlü sürülmelerin daha fazla artmasını sağlar.

Bunun aksine BRN nin 50 ve 50 den büyük durumlarında, sürüklenmeye bağlı daha zayıf rüzgar şiri sebebiyle kararlı olmayan çoklu yukarı yönlü sürülmeler çok kere multihücrelerin gelişmesiyle sonuçlanır. Ancak, bu hücreler hala şiddetli havayı üretmektedir. Ayrıca süper hücreler toplam olarak iki sebeple kural dışı olamazlar. Birinci sebep, hızlanan yukarı yönlü sürülmelere ( yüksek CAPE ) bağlı olarak, kuvvetli mezosiklonlar muhtemel olmamasına rağmen

dikey doğrultuda hızla gerilen hava dikey vorticity üretmek ve sınırlı çevredeki rüzgar şirini bastırmak için, kafi derecede yatay converjans yaratır.

İkinci sebep, oraj ve/yada sınırdaki etkileşimler çevredeki şiri artırabilir ve böylece lokal bir çevre üretilir, hatta süper hücrelerin beklenmediği daha geniş konvektif bir rejim içinde ( yani yüksek bir BRN) süper hücre gelişimini destekleyebilir. Ancak 50 den çok daha büyük BRN li çevreler süper hücreleri desteklemezler.

## BRN Şiri

Süper hücre potansiyeli ve orta seviye mezosiklon gelişiminin değerlendirilmesinde BRN faydalı olabilirken alt seviye mezosiklon ve tornado potansiyellerinin değerlendirmesinde daha az uygundur. Aksine, BRN şiri belki süperhücreler arasındaki farklılıklarda, tornado üretecek yada üretmeyeceklerin tesbitinde daha faydalı olabilir. BRN şiri halen bu amaçla bağımsız olarak kullanılmamaktadır. Çünkü fırtına ölçekli etkileşimler tornado gelişimi için hayati önemdedir.

$$\text{BRN shear} = 0.5 (U_{\text{avg}})^2$$

Birimi  $\text{m}^2/\text{s}^2$  dir. Buradaki  $U_{\text{avg}}$ , 0 ila 6 km arasında en alt 0.5 km de ortalama rüzgarın büyüklük farkının karesidir,(yani ikinci dereceden üssü).

<b>BRN şiri = 25 ile 100</b>	Tornadik süper hücrelerle eşleşir (verilen bir günde süper hücrelerin oluştuğu farzedilir).
------------------------------	---

Ancak, 25 den 50 ye kadar olan değerler tornadik ve tornadik olmayan fırtınalarla eşleşebilir. 50 ye yakın ve büyük değerler muhtemelen tornadik fırtınalarla eşleşir. Bunun yanında BRN şiri düşük seviye rüzgarlarına hassastır, rüzgar şirinin derinliği ve derecesinin bir fonksiyonu olarak. Tornadik fırtınalar için tornadik olmayanlara göre daha yüksek değerlere meyleder, çünkü daha düşük BRN şir değerleri daha zayıf çevresel şir değerlerini yansıtır. Favori BRN şir değerleri favori 500 mb fırtınasıyla eşleşen rüzgarlar, çok muhtemelen tornadik süper hücrelerle de eşleşir.