

# **DOLU, TAHMİNİ, ANALİZİ ve DOLU DURUMU**

## **YÜKSEK ATMOSFER KLİMATOLOJİSİ**

### **Serpil YAĞAN Yüksel YAĞAN**

#### **1. Dolu Fırtınası ve Özelliği**

Dolu, yer ile orta troposfer (dünyanın farklı yerleri için değişik değerler alabilir dünya ortalamasında 500 hPa seviyesi) arasında meydana gelen kuvvetli kararsızlık ve bu kararsızlığa bağlı olarak gelişen topa benzer veya düzensiz parçalar halinde yağan sert buz şeklindeki yağış türüdür. Yağışın dolu olarak adlandırılabilmesi için; dolu tanesinin çapı 5 mm ve daha fazla olması gerekir. 5 mm'den daha küçük çapa sahip olan taneler buz veya kar paletleri olarak adlandırılır. Dolu yağışının meydana gelmesinde belirleyici faktör kuvvetli yukarı doğru hava hareketidir. Bu hareketlilik düşey kararsızlığın bir sonucudur. Bununla birlikte bulut tipi, bulutun içerisindeki sıvı su miktarı, donma seviyesi gibi faktörler de dolu oluşumunda önemli rol oynar. Dolu yağışına, oluşum mekanizması nedeniyle, yer ve yüksek seviye sıcaklık farkının daha fazla olduğu yaz mevsiminde daha fazla rastlanır. Ancak kuvvetli kararsızlığın görüldüğü kış mevsiminde de dolu yağışı mümkündür.

Dolu insanlık tarihinin her aşamasında önem arz etmiştir. Meydana gelen kuvvetli dolu olayı doğal bir afettir. Dolu tanesinin büyüklüğü ve düşme hızı nedeniyle büyük zararlar verebilir. Greyfurttan daha büyük dolu tanesine rastlanılmıştır. Ayrıca dolu tanesinin hızı 45 m/sn hızına kadar ulaşabilir.

Dünyanın kendine özel bir dolu klimatolojisi vardır. Dolu yağışının etkin olduğu bölgeler, Kuzey yarımkürede; Amerika Birleşik Devletleri ile Kanada arasında kalan geniş düzlükler, Kanada'da Alberta ve Saskatchewan bölgeleri, ABD'de Dakota, Nebraska, Colorado, Kansas, Oklahoma ve Teksas bölgeleri, Kuzey İspanya ve Kuzey Fransa, devamında İsviçre, Güney Almanya, Kuzey İtalya, Avusturya, Yugoslavya, Bulgaristan, Romanya (Balkanlar) ve Kafkas bölgesidir. Güney yarımkürede ise; Arjantin'in Mendoza bölgesi ve Güney Afrika'nın kuzey bölgeleridir.

Ülkemizde dolu yağışına genellikle, Göller Bölgesinde, Erzurum Kars Bölgesinde, Doğu Anadolu'da ve Trakya Bölgeleri'nde rastlanılmaktadır.

Dikkat edildiğinde, dolu yağışına, orta enlemlerde ve rüzgar yönünde olan dik, yüksek dağlık bölgelerde rastlandığı görülebilir. Dağlık bölgeler dolu yağışı için gerekli olan dikine hava hareketlerinin meydana geldiği bölgelerdir.

Dolu yağışının görülme sıklığı kutuplara gidildikçe önemli ve hızlı bir düşüş gösterir. Tropikal kuşakta sık sık fırtına ve benzeri hava hareketleri meydana gelir ve daha çok yüksek bölgelerde dolu yağışına rastlanılır. Ancak ilgili bölgelerdeki istasyon sıklığının yeterli olmamasından dolayı tam ve doğru bir dolu frekans belirlemesi çalışması yapılamamaktadır (Frisby and Sansom, 1967).

Ülkemizde dolu yağışlarına daha çok ilkbahar aylarında rastlanılmaktadır. Oluşan dolu çapı 1 cm'den daha azdır ve dolu taneleri yumuşak bir biçimdedir. Ancak ilkbahar aylarında gelişme safhasında olan tarımsal ürünler için dolu yağışı önemli bir risk faktörüdür.

Dolu pek çok açıdan incelenmesi gereken ilginç bir yağış türüdür. Örneğin dolu tanelerinin yere düşme hızı 45 m/sn'ye kadar çıkabilir. Dolu tanecikleri farklı yapı ve şekillerde olabilir. Bütün bu özellikler dolu yağışının oluşum mekanizması açısından önemli göstergeler olabilir. Rastlanılan her fırtınada dolu yağışına rastlanıp rastlanılmayacağı, dolu yağışının klimatolojik özelliğine bağlıdır. Yüzey şekilleri de dolu oluşumlarında önemli bir parametredir.

Dolu yağışı yarattığı tahribat açısından incelenmesi ve önceden belirlenmesi gereken bir yağış türüdür. Günümüzde orta ölçekli fırtınalar sinoptik modeller tarafından tespit edilebilmektedir. Ancak dolu yağışının modeller tarafından 12 saat öncesinden tespit edilmesi zordur. Sadece, ilgili bölge için, dolu oluşum potansiyeli, modellere eklenen bazı algoritmalar sayesinde tespit edilebilir. Bu durum hem dolu risk alanlarının belirlenmesi hem de radar networkünün tarama stratejisinin doğru bir şekilde oluşturulmasını sağlar. Radar networkleri veya tek bir radarla dolu yağışının tespiti ve izlenmesi zordur. Bu yüzden model algoritmaları kullanılarak dolu risk bölgeleri en az 12 saat öncesinden belirlenmelidir. Bu çalışmada dolu tahmin ve tespit yöntemleri ele alınmıştır. Ayrıca ülkemizin bulunduğu kuşak dikkate alınmış ve dolu klimatolojisi bakımından önemli göstergeler olabilecek yüksek atmosfer parametreleri 1980-2005 yılları arasında detaylı olarak incelenmiştir. Çalışmamızda söz konusu parametrelerin grafiksel bulunuşu kullanılmıştır. Atmosfer termodinamiği bakımından ilgili

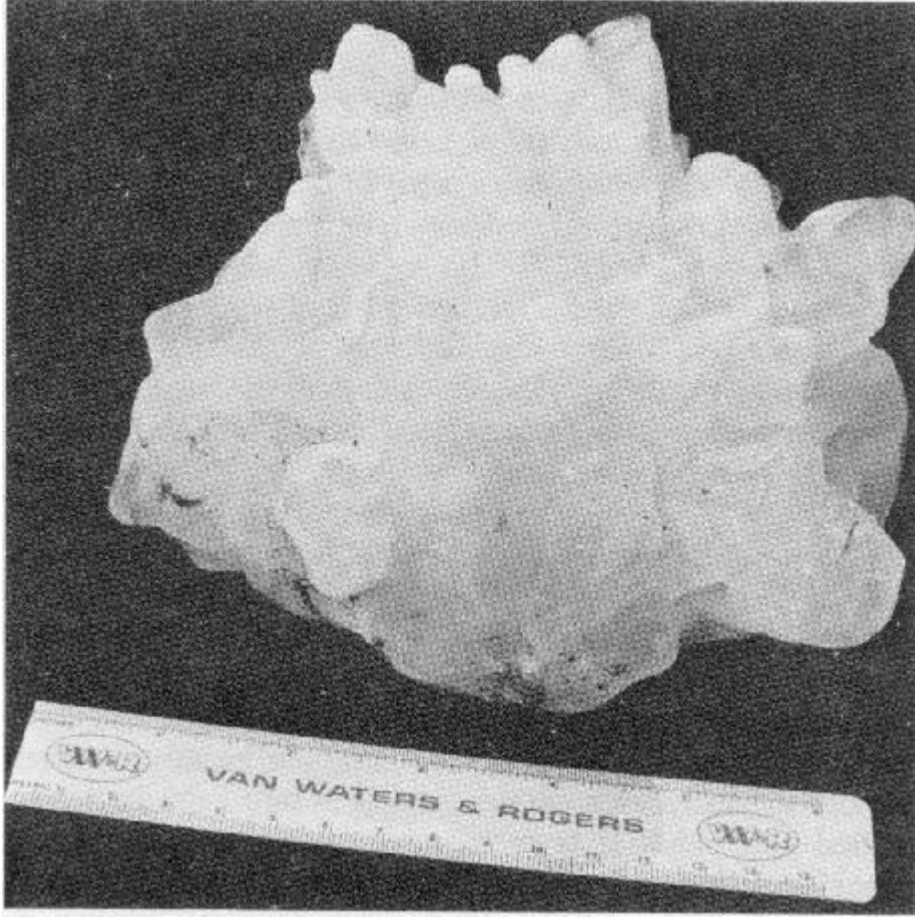
değerlerin bulunması ayrı bir çalışma konusudur. Ancak gerektiğinde çalışmayı yürüten ekip tarafından termodinamik algoritmalar da oluşturulabilir.

## 2. Dolu Tanesi

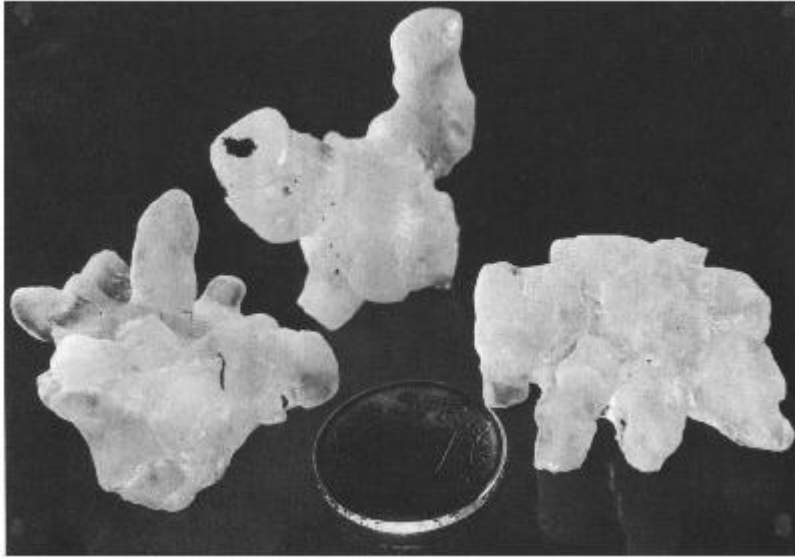
Dolu tanesi ile ilgili ilk ve önemli çalışma 1806 yılında Volta tarafından yapılmıştır. Volta, dolu tanesinin iç içe geçmiş saydam ve saydam olmayan buz tabakalarından meydana geldiğini ve ayrıca dolu küreciğinin merkezinde çekirdek benzeri bir yapının olduğunu rapor etmiştir. Günümüzde bu çekirdek yapıya **Hail Embryo** (dolu embriyosu, Türkçe’de **Dolu Çekirdeği**) adı verilmektedir. Dolu tanesi, merkezinde çekirdek olmak üzere, saydam ve saydam olmayan buz tabakalarından oluşan küresel bir yapı arzeder. Dolu tanesi iki tür fiziksel yapıdan gelişmektedir. Bunlardan birincisi, süper soğumuş veya çok küçük buz parçacıklarıdır. İkincisi ise kar paletleridir (Young, 1978; Nelson, 1976). Yapılan gözlemsel çalışmalar süper soğumuş su damlacıklarından veya buz parçacıklarından oluşan dolu tanelerinin gelişmesinin diğerine nazaran daha hızlı ve etkili olduğunu göstermiştir.

Dolu tanesinin büyüklüğü ile ilgili ilk ciddi gözlem ve rapor çalışması 1925 yılında Almanya’da yapılmıştır. Talman tarafından rapor edilen dolunun çeşitli noktadaki çap değerleri 26, 14 ve 12 cm olarak ölçülmüştür. Ağırlığı ise 2.04 kg olarak kaydedilmiştir. Daha sonraki yıllarda çevresi 40 cm’den daha büyük, ağırlıkları 500 g’dan daha fazla olan dolu taneleri dünyanın çeşitli yerlerinde gözlenmiştir. Bunlardan en önemlilerinden birisi 3 Eylül 1970 yılında Coffeyville, Kans (ABD) gözlenendir (Resim1). Ağırlığı 766 g, çevresi ise 44 cm’dir. Dolu tanesinin büyümesinde ve gelişmesinde yer seviyesinden yukarı doğru kuvvetli hava hareketlerinin rolü çok büyüktür. Bu durum da meydana gelen kararsızlık olayı ile açıklanabilir. Bu yüzden çalışmamızda kararsızlığa özel bir önem verilmiştir.

Dolunun şekli küçük çaplarda genellikle küreseldir. Ancak dolunun çapı büyüdükçe dolunun şekli değişir ve ilginç şekiller alabilir (Resim2). Resim 2’de görülebileceği gibi yuvarlak çıkıntılı bir görünüm arzedebilir. Yapılan çalışmalar, dolu tanesinin yapısının geliştiği ve meydana geldiği basınç seviyesindeki meteorolojik koşullarla yakından ilişkili olduğunu göstermiştir Carte and Kidder (1966, 1970). Dolu tanesinin büyüklüğü, şekli, çekirdek yapısı ilgili basınç seviyesindeki ısı değişimi, nemlilik ve kararsızlıkla yakından ilgilidir.



**Resim 1.** 3 Eylül 1970 yılında Coffeyville, Kans (ABD) Yağın Dolu Tanesi



**Resim 2.** Değişik Şekillerde Dolu Taneleri

Dolu tanesinin düşme hızı verdiği zarar bakımından son derece önemlidir. İri dolu taneleri, otomobil bina gibi pek çok insan yapısına büyük zararlar verebilir. Kabaca, bir dolu tanesinin düşme hızı yukarı doğru olan hava hareketinin şiddetinin bir fonksiyonu olarak tanımlanabilir. Bu nedenden dolayı, atmosferik kararsızlık ve bu kararsızlığın şiddetinin belirlenmesi son derece önemlidir. Kuvvetli kararsızlık, dolu tanesinin gelişmesine katkıda bulunacak ve bu katkı gelişmiş dolu tanelerinin hava direncini kolaylıkla yenmesini sağlayacaktır. Dolu tanesinin düşerken ulaşabileceği limit hız değeri taneciğin ağırlığıyla dolayısıyla tanecik büyüklüğü ile doğru orantılıdır. Limit hız eşitliği şu şekildedir:

$$V_t = (2 * W / C * \rho * A)^{\frac{1}{2}} \quad \text{dır.}$$

Eşitlikte,

$V_t$ , dolu tanesinin düşerken erişebileceği limit hız değeridir.

$W$ , dolu tanesinin ağırlığıdır.

$C$ , havanın direnç katsayısıdır.

$\rho$ , havanın ortalama yoğunluğudur.

$A$ , dolu tanesinin havaya temas eden alanıdır.

Eşitlikte yer alan havanın direnç katsayısı biraz tartışmalıdır. Bu katsayı havada yol alan dolu taneciklerinin fiziksel yapısı ve şekli ile yakından ilgilidir. Ayrıca dolu tanesinin havaya temas eden ve bir paraşüt gibi düşmesini engelleyen havayla temas alanı da önemlidir. Ancak temas alanının fiziksel etkisi taneciğin ağırlık etkisine nazaran çok daha az olacaktır. Eşitlikten, bir dolu tanesinin limit hızının yüksek olması için çapının büyük olması sonucu çıkar. Bu yüzden dolu analiz çalışmasında dolu taneciğinin çapının hesaplanması çok önemlidir. Bu çalışmada bununla ilgili olarak “Fawbush-Miller Hail Forecast Method” detaylı olarak açıklanmıştır. Bu metot yardımıyla atmosferde meydana gelebilecek dolu potansiyeli ve buna bağlı olarak dolu çapı hesaplanabilmektedir. Dünyanın çeşitli bölgelerinde sık sık rastlanılan 1 cm çapındaki tipik bir dolu tanesinin düşme hızı 14 – 15 m/s civarındadır. Bu düşme hızında meydana gelen kinetik enerji oldukça büyüktür ve hasar verici olabilir. İri bir dolu tanesinin hızı 40 m/s’ye kadar ulaşabilir.

### 3. Oraj ve Dolu Oluşumu İlişkisi

Dolu yağışı oraj durumunda meydana gelen bir yağıştır. Ancak 1800'lü yıllardan bu tarafa yapılan gözlem ve araştırmalar meydana gelen her orajda dolu yağışına rastlanılmayacağını ortaya koymuştur. Dolu orajın mutlak bir ürünü değildir. Fakat dolu yağışı orajla birlikte meydana gelir. Burada şu soru akla gelebilir: Neden her orajda dolu yağmaz? Günümüzde bu alanda iki farklı görüş mevcuttur. Birincisi; her orajın dolu oluşturmayacağı, dolunun oluşması için daha farklı meteorolojik durumların da olması gerektiğidir. İkinci görüş ise; her oraj durumunda mutlaka dolunun meydana geldiği ancak yere düşene kadar çeşitli meteorolojik etkiler sonucunda dolu tanesinin eridiği yönündedir. Fakat oraj bulutlarına uçaklarla yapılan pek çok dalış çalışmaları ikinci görüşün mutlak doğru olduğunu kanıtlayamamıştır.

Sinoptik olarak, bir bölgede dolu yağışından söz edilebilmesi için, o bölgede yerde dolu taneciklerinin düştüğünün rapor edilmesi gerekmektedir. Durum böyle olunca, yukarı seviyelerde meydana gelen ancak yerde rapor edilmeyen dolu yağışı sinoptik olarak geçerli sayılmayacaktır. Byers and Braham 1949 yılında yaptıkları çalışmada 812 orajdan sadece 51 tanesinde dolu gördüklerini rapor etmişlerdir. Byers and Braham bu çalışmalarında oraj meydana getiren bulutların, dolu yağışı durumunda, 2000 metre ile 9000 metre arasında değiştiğini rapor etmişlerdir.

Önceki bölümlerde dolunun coğrafi durumla yakından ilişkili olduğu belirtilmişti. Bir istasyona oraj durumunda ya yağmur düşecektir ya dolu yağacaktır. Bu durumda ilgili istasyon için, orajlı günlerde, uzun yıllar periyodunda (en az 30 yıllık) dolu yağın gün sayısı (dygs) yağmur yağın gün sayısı (yygs) oranları (dygs/yygs) hesaplanmalıdır. Bu oran ilgili istasyonun oraj durumundaki coğrafi özelliklerini de otomatikman içerecektir. Oran sayesinde olası bir oraj durumunda istasyona dolu yağma ihtimali kolaylıkla hesaplanabilir. Bu, başlı başına bir araştırma çalışması olduğu için bu çalışmada Türk Sinoptik İstasyonları'na ait dygs/yygs oranları hesaplanmamıştır.

Kuvvetli kararsızlıktan dolayı oraj durumunda yer seviyesine yakın seviyelerde mutlaka kuvvetli rüzgarlar (hamle) meydana gelecektir. Dolu yağışının zarar verici etkisi kuvvetli rüzgarlar durumunda ve düşey mesafedeki kuvvetli wind shear durumunda artacaktır. Bununla birlikte yer ve yere yakın seviyelerde meydana gelen kuvvetli rüzgar ve wind shear

dolu oluşumuna ve gelişimine katkıda bulunacaktır. Bu yüzden, çalışmada önemli bir wind shear ve rüzgar parametresi olan Storm Relative Helicity (SRH) dolulu gün periyodunda detaylı olarak incelenmiştir. Changnon 1973'te yaptığı bir çalışmada dolu yağışının ortalama % 60'ının kuvvetli rüzgarla birlikte meydana geldiğini ortaya koymuştur. Bu oran dünya ortalaması için tatmin edici bir seviyededir.

#### **4. Dolu Yağışı Sırasındaki Genel Sinoptik Durum:**

##### **a. Dolu Mikrofiziği**

Dolu tanesi, bulut içerisindeki, donma seviyesinin altında aşırı soğumuş su damlacıklarının ve buz kristallerinin kuvvetli yukarı doğru hareketleri (aşırı kararsızlık) durumunda meydana gelmektedir. Bu durumda, bulut içerisindeki aşırı soğumuş su damlacıkları ve buz kristalleri dolu çekirdeği görevi görür. Buradan şu sonuç çıkar: Dolu tanesinin oluşabilmesi için, bulut oluşumu (kritik nemlilik olan % 70'in üzeri), kritik sıcaklık ( $0^{\circ}\text{C}$ 'nin altı) ve kuvvetli kararsızlık genel koşullarının olması gerekir.

Dolu oluşumunda bulut içerisindeki aşırı soğumuş sıvı su içeriği (Liquid Water Content, LWC) kritik bir öneme sahiptir. LWC adyabatik yöntemlerle hesaplanabilir veya çeşitli yöntemlerle gözlemlenebilir. Adyabatik olarak hesaplanan LWC gözlemlenen LWC'den % 30 - % 40 daha fazla olabilir. Bu yüzden modeller yardımıyla hesaplanan LWC değerlerinde bu durumun göz önünde bulundurulması gerekir. Dolu oluşumu için buz kristallerinin yavaş yavaş gelişmesi gerekir. Bu yavaş gelişme için, bulut içerisindeki sıvı suyla birlikte buz kristallerinin bulunması gerekir.  $0^{\circ}\text{C}$  ile  $-40^{\circ}\text{C}$  arasında bulut içerisinde aşırı soğumuş su damlacıklarıyla birlikte buz kristalleri bulunur. Bu sıcaklık aralığı dolu gelişimi için idealdir.  $-40^{\circ}\text{C}$ 'den daha düşük sıcaklıklarda bulut içerisinde sıvı su olmayacak tamamıyla buz yapısı olacaktır. Bu durum da dolu gelişimini engelleyecektir.  $0^{\circ}\text{C}$ 'nin üzerindeki sıcaklıklarda dolu tanecikleri erir. Bu yüzden  $0^{\circ}\text{C}$  izotermine rastlanılan ilk seviyenin (donma seviyesi) yerden yüksekliği oldukça önemlidir.

Bir dolu tanesinin çapının gelişimi LWC ile doğru orantılıdır. Bunun için şu eşitlik geçerlidir:

$$\frac{dD}{dt} = \frac{V_t E_w LWC}{2\rho_i}$$

Burada

D: Dolunun çapı.

$V_t$  : Dolunun ortalama düşme hızı.

$E_w$  : Dolu damlacıklarının bulut içerisindeki birikme durumu (collection efficiency).

LWC: Adyabatik Liquid Water Content.

$\rho_i$  : Dolu tanesinin ortalama yoğunluğu.

Yukarıdaki formül oldukça teorik bir formüldür ve laboratuvar çalışmalarında kullanılabilir. Formül doğrultusunda bir dolu tanesinin çapının, 10 dakikalık bir zaman zarfında 0.5 cm'den 3 cm'ye çıkması için  $5 \text{ g/m}^3$  LWC değeri gerekmektedir. 20 dakikalık bir zaman zarfında ise  $2.5 \text{ g/m}^3$  LWC değeri gerekmektedir.

Buradan, dolu oluşumu için gerekli olan kararsızlık şartlarında oraj bulutu içerisindeki LWC değeri arttıkça dolu gelişimi hızla artacaktır. Modellerden elde edilen LWC değerleri ve haritaları sinoptik olarak dolu alanlarındaki gelişme için önemli bir parametredir. Bu durum dolu tahmininde göz önünde bulundurulmalıdır.

## **b. Dolu Gelişim Sıcaklığı ve Seviyesi (HGZ)**

Uzun yıllar yapılan modelleme ve dolu tanesinin izotop analizi çalışmaları dolunun gelişebilmesi için gerekli olan ortam sıcaklığı hakkında pek çok sonuçların ortaya çıkmasını sağlamıştır (English, 1973; Browning, 1977; Nelson, 1983; Foote, 1984; Miller 1988). Yapılan bu çalışmalarda dolunun gelişmesi için ideal bulut sıcaklığın  $-20 \text{ }^\circ\text{C}$  ile  $-40 \text{ }^\circ\text{C}$  arasında olması gerektiği sonucuna varılmıştır. Konvektif bulut içerisindeki  $-20 \text{ }^\circ\text{C}$  ile  $-40 \text{ }^\circ\text{C}$  sıcaklık aralığının görüldüğü yükseklikler ideal dolu oluşma bölgeleridir (hail growth zone, HGZ).



Bu yüksekliklerde dolu gelişiminin uygun olmasının başlıca üç nedeni vardır, birincisi, LWC bu sıcaklık aralıklarının görüldüğü seviyede maksimum değer alır. İkincisi, - 20 °C ile – 40 °C sıcaklık aralığı donma için ideal bir sıcaklık aralığıdır, kuvvetli ısı kaybıyla birlikte dolu tanesinin donması kolayca gerçekleşecektir. Üçüncü neden ise bu sıcaklık aralığında buz kristalleriyle aşırı soğumuş su damlacıklarının birlikte bulunmasıdır.

Sinoptik olarak herhangi bir bölge üzerinde kararsızlığa bağlı olarak konvektif bulut gelişimi tespit edilmiş ise - 20 °C ile – 40 °C sıcaklık aralığının görüldüğü yükseklik (HGZ) dolu gelişimi bakımından oldukça önemlidir. Bu durum, radar tarama stratejisi bakımından dikkate değerdir.

### **c. Dolu Gelişimindeki Fırtına Özelliği**

Meydana gelen kararsızlık ve bu kararsızlığa bağlı olarak gerçekleşen fırtınanın bazı karakteristik özelliklerinin dolunun oluşumuna ve gelişimine katkısı büyüktür. Dolu oluşumunda HGZ tabakasının kalınlığı önemlidir. Bu tabaka ne kadar kalın ise dolu tanelerinin gelişimi o denli kaliteli olacaktır. Uygun HGZ kalınlığında, kararsızlığa bağlı olarak konvektif bulut içerisindeki yukarı doğru hava hareketinin hızı dolu oluşum hızını kolaylaştıracaktır. Yine yukarı doğru hava hareketi dolunun, konvektif bulutun örs şeklindeki kısmından yere doğru atılmasını da kolaylaştıracaktır (Browning, 1977). Yukarı doğru zayıf olan hava hareketliliğinde dolu taneleri doğrudan bulunduğu yerden zamanından önce (gelişimini tamamlamadan) yere düşecektir. Yaklaşık olarak, 2 cm çapındaki dolu tanelerinin oluşabilmesi için HGZ seviyesindeki yukarı doğru hava hareketinin hızı 25 m/s'yi aşmalıdır.

### **d. Dolu Gelişiminde Atmosferdeki Termal Tabakalaşma Durumu**

Meydana gelen kuvvetli kararsızlı ve oraj durumunda dolu yağışının olmamasının en önemli nedeni yer seviyesine yakın seviyelerdeki hava sıcaklığı ve donma seviyesinin yüksekliğidir. Donma seviyesi yer seviyesinden ne kadar yüksekte ise dolu taneleri donma seviyesinden yere düşene kadar geçen sürede eriyecek ve yer seviyesine yağmur olarak düşecektir (Shands, 1944).

Dolu oluşumunda etkili bir başka durum da dolunun beklenildiği konvektif bulutun taban ve tepe sıcaklıkları arasındaki fark değeridir. Burada HGZ seviyesi de göz önünde bulundurulmalıdır. Bulutun içerisindeki yukarı doğru hava hareketi bulut taban ve tepe sıcaklıkları arasındaki farkla doğru orantılıdır.

Atmosferin düşey termal durumunun iyi bir şekilde analiz edilebilmesi için geliştirilen kararsızlık indekslerinin dolu yağışı sırasındaki kritik değerleri oldukça önemlidir. Bu konu çalışmamızın esasını teşkil etmektedir. Çalışmamızda Türk Ravinsonde İstasyonları'nda meydana gelen dolu yağışı sırasındaki kritik kararsızlık indeks değerleri hesaplanmıştır.

Atmosferde meydana gelen kararsızlığın sadece dolu yağışı bakımından ilk kez incelenmesi 1972 yılında Miller tarafından yapılmıştır. Bu çalışma iki farklı teknik içeriyordu. Bu tekniklerden ilki ıslak termometre sıcaklığının 0 °C'ye düştüğü yüksekliğin tespit edilmesidir (WBZ, height of the wet-bulb zero). WBZ meydana gelen bir kararsızlık durumunda iki temel meteorolojik olayın göstergesidir. Bulut içerisinden düşen dolu taneleri yere doğru olan mesafede WBZ seviyesinin altında erimeye başlar. Bu yüzden, WBZ dolunun erimesi bakımından en kritik yüksekliktir. WBZ atmosferde meydana gelen kararsızlık durumunda yukarı doğru hava hareketlerinin başladığı yükseklik olarak değerlendirilir. Morgan 1970 yılında yaptığı çalışmada, WBZ'nin, yer ve yerin hemen üzerindeki üniform nemlilik tabakasındaki ortalama karışma oranıyla oldukça bağlantılı olduğunu ortaya koymuştur. Bu durum meydana gelebilecek bir kuvvetli kararsızlık durumunda dolu potansiyeli bakımından oldukça önemlidir.

Atmosferde herhangi bir basınç seviyesinde elde edilen ıslak termometre sıcaklığı o seviyedeki nemlilikle doğrudan ilgilidir. En pratik yaklaşımla; ıslak termometre sıcaklığı elde edilen seviyede bu değer düşük ise o seviyede nemlilik ıslak termometre sıcaklığı daha yüksek olan seviyelere göre daha azdır. Buna göre eğer WBZ değeri zamanla yere doğru yaklaşıyorsa orta troposferde nemlilik giderek azalıyor demektir. Dolayısıyla WBZ seviyesinde buharlaşma ve buharlaşmaya bağlı olarak kütle kaybı söz konusudur yani kısmi bir diverjans durumundan söz edilebilir. Bu durumda, kaybolan kütlelerin yerini çevre atmosferden yeni kütleler alır (entrainment). Orta troposferde meydana gelen entrainment durumunda yer seviyesinde kuvvetli rüzgarlar (hamle) meydana gelir. Dolu yağışı için gerekli olan kritik orta troposferik nemliliğin ve entrainment dolayısıyla yukarı doğru hava

hareketinin ciddi bir göstergesi olan WBZ dolu analiz çalışmalarında en önemli parametrelerden birisidir.

Miller 1972 yılında yaptığı çalışmada ikinci teknik, - 5 °C ile - 10 °C sıcaklık aralığının görüldüğü tabakayı HGZ olarak tanımlanması esasına dayanmaktadır. Miller bu tabakalardaki düşey hız ve konverjans değerlerini hesaplamıştır. Bu değerlerin kritik bir eşik olabileceğini düşünmüştür. Bu yöntem günümüzdeki çeşitli sayısal modellerdeki bulut parametrisasyonunda kullanılmaktadır. Ancak yaygın bir kullanım durumu yoktur.

Vogel (1974), St. Louis için yaptığı çalışmada, dolu yağışının meydana geldiği sinoptik modelleri sınıflandırmıştır. Bu sınıflandırma aşağıdaki tablodadır.

<b>Sinoptik Model</b>	<b>Dolu Yağışı Yüzdesi</b>
Squall Hattı	43
Squall Alanı	21
Soğuk Cephe	15
Sıcak Cephe	10
Alçak Basınç Merkezleri	5
Duralar Cephe	3
Diğer	3

**Tablo 1.** Dolu Oluşumu ve Sinoptik Model İlişkisi

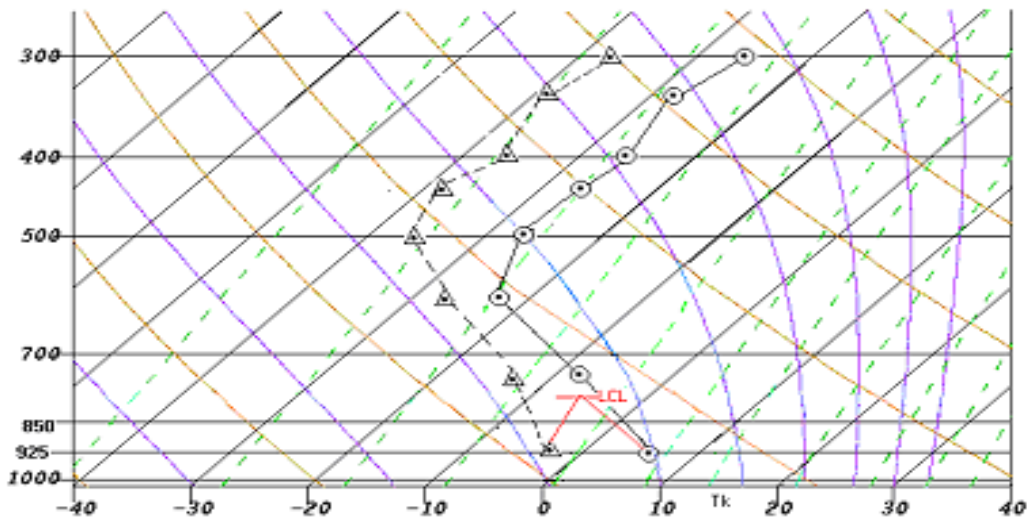
Vogel'in sınıflandırmasından Squall Alanlarının ve Hatlarının Soğuk cepheyle birlikte dolu oluşumunun temel sinoptik modelleri olduğu kolaylıkla görülebilir. Söz konusu üç sinoptik modelin toplam yüzdesi 79'dur. Bu yüzden, dolu oluşumunun temeli olan bu üç sinoptik modelin gelişiminin ve etkinliğinin tespit edilmesi dolu tahmin ve analizi için son derece önemlidir.

#### **e. Parsel Metodu, LCL, CCL ve Konvektif Sıcaklık ve Dolu İlişkisi**

Parsel metoduna girmeden önce adyabatik sistem ve adyabatik işlem hakkında bilgi vermek doğru olacaktır. Dışarıdan ısı alış veriş olmayan sistemlere adyabatik sistem,

adyabatik sistemlerde meydana gelen alçalma yükselme gibi işlemlere de adyabatik işlem adı verilir. Meteorolojide yaygın olarak kullanılan adyabatik işlemler kuru ve nem adyabatik işlemlerdir. Kararlılık ve kararsızlık analizlerinde, kuru ve nem adyabatik sistemlerde meydana gelen düşey hava hareketlerinin incelenmesi önemlidir. Bu incelemenin temeli, yükselmeyle meydana gelen gerçek (aktüel) sıcaklık gradyanı değerinin kuru ve nem adyabatik sıcaklık gradyanı değerleriyle karşılaştırılması esasına dayanır. Kuru adyabatik sıcaklık gradyanının sayısal değeri  $-0.98 \text{ }^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$ 'dir ve bu değer atmosferin her tarafında sabittir. Nem adyabatik sıcaklık gradyanı atmosferdeki nem miktarı ve buna bağlı olarak ortaya çıkan gizli ısıyla orantılıdır. Bu yüzden nem adyabatik sıcaklık gradyanı herhangi bir seviye için basınç ve sıcaklık değerine göre değişim gösterir, sabit değildir ancak ortalama değer olarak  $-0.6 \text{ }^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$  değeri kullanılabilir. Orta troposferde meydana gelen gerçek sıcaklık gradyanı  $0.6$ 'dan daha az ise havanın kararlılığından,  $0.6$  ile  $0.98$  arasında ise şarta bağlı kararsızlıktan ve kararsızlıktan,  $0.98$ 'in üzerindeyse mutlak kararsızlıktan söz edilebilir.  $0.98$ 'in üzerindeki sıcaklık gradyanı **Süperadyabatik Sıcaklık Gradyanı** olarak tanımlanır. Orta troposferde Süperadyabatik Sıcaklık Gradyanı durumunda şiddetli ve ekstrem hava olaylarının gelişmesi neredeyse kesin gibidir.

Yükselme ile meydana gelen yoğunlaşma seviyesi bir hava parselinin (doymamış adyabatik sistem) kuru adyabatik olarak yükseldiği zaman yoğunlaştığı (su buharının su damlacıkları haline gelmeye başladığı) seviyeye (LCL), yoğunlaşma seviyesi denir. Atmosferde herhangi bir basınç seviyesinden itibaren LCL seviyesi bulunabilir. Bu durumda ilgili seviyeden itibaren adyabatik sistem oluşturulmuş olur. LCL seviyesini bulma işlemi de adyabatik bir işlemdir.

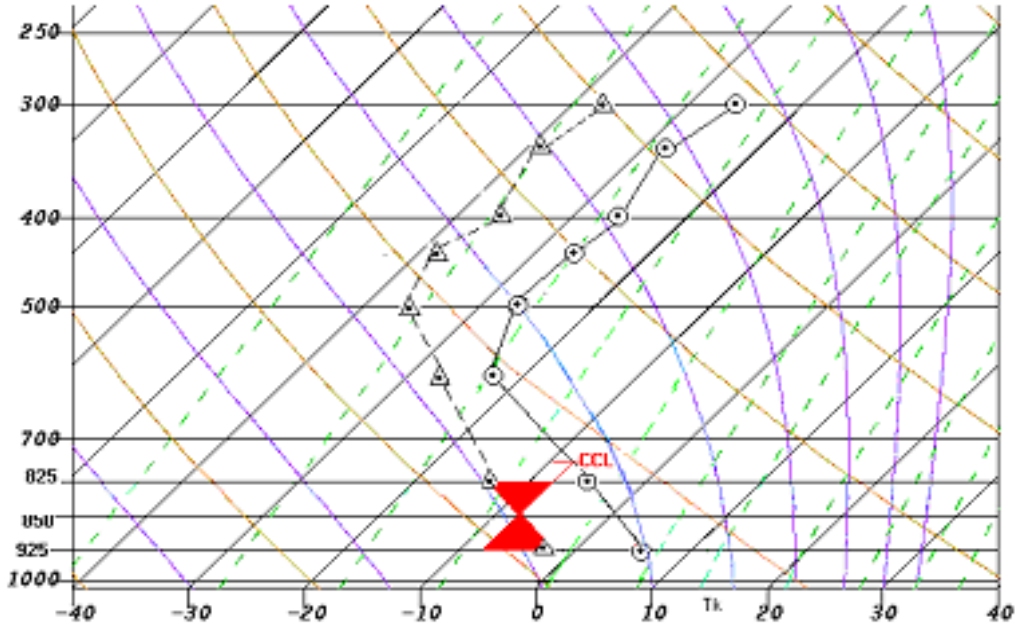


Şekil 1. LCL Seviyesi

LCL seviyesi farklı yöntemlere göre tespit edilebilir. Sadece yer seviyesindeki işba sıcaklığına göre LCL seviyesi bulunabilir veya yer ile hemen üzerindeki tabakadaki (örneğin yerin hemen üzerindeki 100 hPa kalınlığına sahip tabaka) ortalama işba sıcaklığına göre de LCL seviyesi tespit edilebilir. Belirli bir tabaka kalınlığı kullanılarak hesaplanmış olan LCL seviyesi analiz için daha kullanışlıdır. Her ne şekilde tespit edilirse edilsin LCL seviyesi yer ve yere yakın seviyedeki nemliliğin önemli bir göstergesidir. Herhangi bir bölgede, belirli bir zaman periyodunda LCL seviyesi zamanla düşme eğilimine girmişse o bölgede yer seviyesine doğru bir nem gradyanından bahsedilebilir. Ters durumda yükselme eğilimi mevcut ise kuru hava şartlarından bahsetmek doğru olacaktır. Şekil 1’de LCL seviyesi ve çevre atmosfer durumu görülmektedir. Şekilden, LCL seviyesine kadar teorik olarak oluşturulan hava parselinin çevre atmosfere göre daha kararlı olduğu görülebilir. LCL seviyesinde de parsel sıcaklığı çevre atmosfer sıcaklığından daha azdır ve hava LCL seviyesinde karalıdır. Buradan şöyle bir sonuç çıkar: LCL seviyesine kadar olan mesafede, parsel için kuru adyabatik sıcaklık gradyan değeri mevcuttur. Eğer hesaplanan LCL seviyesine kadar çevre atmosfer için kuru adyabatik sıcaklık gradyanı değerine yakın ve daha yüksek bir değer tespit ediliyorsa bu durumda yer ile LCL seviyesi arasında kararsızlıktan bahsedilebilir. Kararsızlık LCL seviyesinin üzerin de devam ediyorsa bu durum dolu oluşumuna temel hazırlayabilir. Kararsızlık bakımından LCL seviyesi sıcaklığı ve çevre atmosfer sıcaklığının kıyaslanması önemlidir. Çevre atmosfer sıcaklığı zamanla LCL seviyesi sıcaklığına yaklaşıyorsa yer ile LCL seviyesi arasında kararsız yapıdan, LCL seviyesi sıcaklığından daha büyük olacak şekilde zamanla artıyorsa kararlı yapıdan söz edilebilir. Dolu oluşumunda yer seviyesinden itibaren meydana gelen kararsızlık çok önemlidir. LCL seviyesi ve bu seviyenin sıcaklığı yerden itibaren oluşan kararsızlık mekanizmasına ışık tutmaktadır.

Çok çeşitli etkiler sonucunda yükselen hava parsellerinin doymuş hale gelebilmeleri için soğumaları gereken seviyeye konvektif yoğunlaşma seviyesi denir. CCL seviyesi de herhangi bir basınç seviyesinden itibaren bulunabilir. LCL seviyesinde olduğu gibi adyabatik işlem ve adyabatik sistem ilişkisi CCL seviyesi için de geçerlidir. Yer seviyesinden itibaren meydana gelen herhangi bir kararsızlık durumunda ve yeterli nemlilikte CCL seviyesinde kümüliform tipi bulutlar meydana gelir. CCL seviyesi yer ve yere yakın tabakalardaki nemlilik bakımından ve kararlılık kararsızlık bakımından LCL seviyesi gibi değerlendirilebilir. Dolunun meydana geldiği kuvvetli kararsızlık durumlarında CCL seviyesi LFC seviyesi (Serbest Konveksiyon Seviyesi, Level of Free Convection) seviyesine çok yaklaşır ve CCL ile LFC biri birinin yerine ikame dileyebilir. LFC seviyesi kararsızlığın

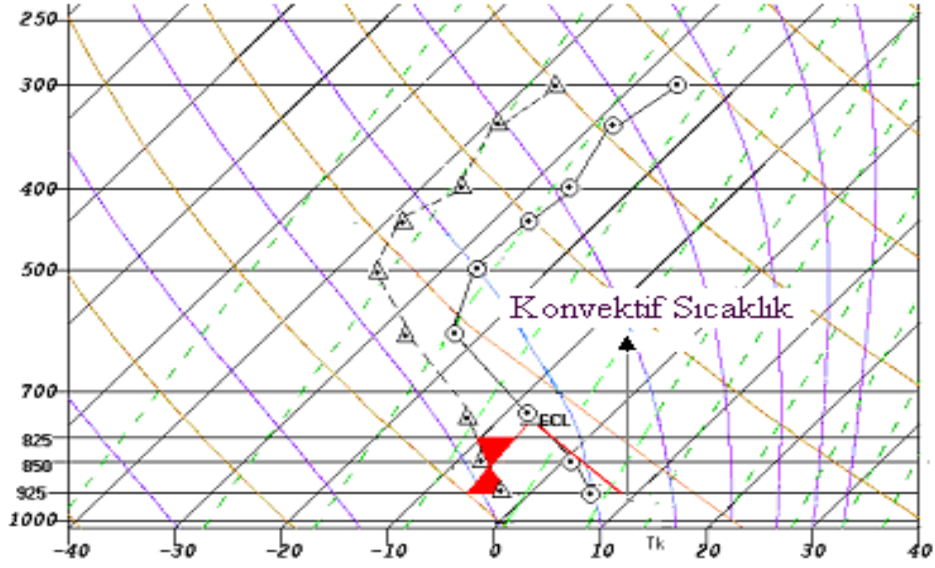
başladığı en alt tabadır ve bu yüzden bu çalışmada CCL yerine özdeşi olan LFC seviyesi dolu oluşan günlere göre değerlendirmeye alınmıştır.



Şekil 2. CCL Seviyesi

CCL seviyesi zamanla yere doğru yaklaşıyorsa ve parsel metoduna göre yapılan analizlerde CCL seviyesine kadar kararsızlık mevcut ise bu durumda CCL seviyesinin hemen üzerinde konvektif bulutlar oluşacaktır. Böyle durumlarda LCL seviyesi ile CCL seviyesi arasındaki fark değeri analiz bakımından ön plana çıkar. CCL seviyesine kadar olan mesafe kararsız bir tabakaysa yeterli nemlilik mevcutsa ve zamanla CCL seviyesi LCL seviyesi ile birlikte yere doğru yaklaşıyorsa ve iki seviyenin arasındaki fark zamanla azalıyorsa gelişen ve önemli olan bir kararsızlıktan bahsetmek çok doğru olacaktır. Çalışmamızda CCL seviyesi yerine daha somut değerlendirme yapılabilecek olan LFC seviyesi kullanıldığı için bu değerlendirmeler LFC seviyesine göre yapılmıştır.

Konvektif sıcaklık havadaki konvektif faaliyetlerin başlayıp başlamayacağını analiz ederken herhangi bir seviyedeki (mesela, yer seviyesi) hava sıcaklığıyla karşılaştırılan referans sıcaklıktır. Hava sıcaklığı konvektif sıcaklığa yaklaştığı zaman havadaki kararsızlık ve dikey faaliyetler artar. Konvektif sıcaklık hava sıcaklığından fazla olursa dikey faaliyetler kaçınılmazdır.



Şekil 3. Konvektif Sıcaklık

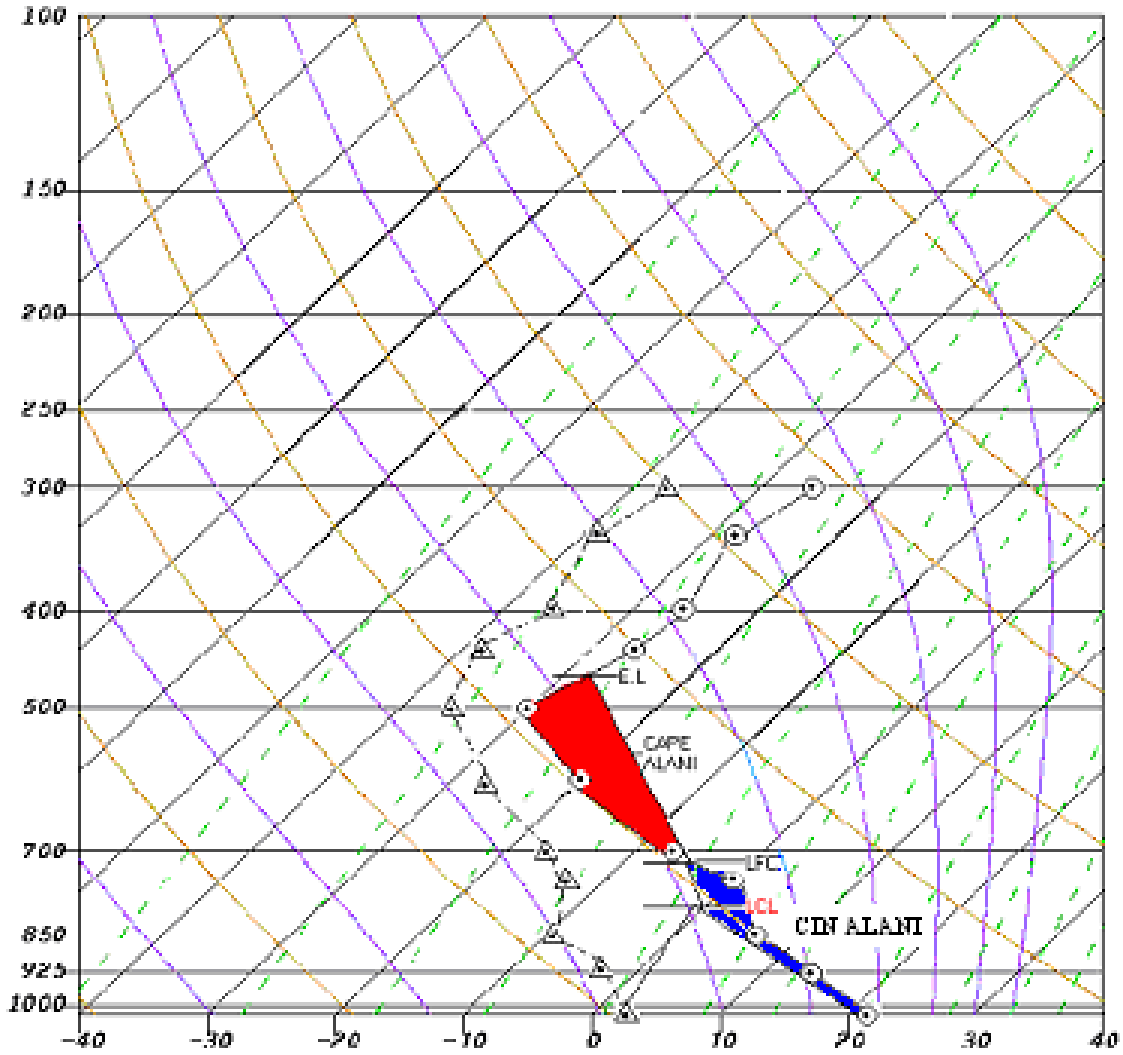
**f. CAPE (Convective Available Potential Energy), CIN (Convective Inhibition) LFC (Serbest Konveksiyon Seviyesi, Level of Free Convection) ve EL (Denge veya Eşitlik Seviyesi, Equilibrium Level)**

Skew T – Log P Diyagramında çizilen sıcaklık eğrisi ve işba sıcaklığı eğrisi çevre atmosferi temsil eder. Hava parselini ise diyagram üzerinde bir takım yöntemlerle oluşturulan adyabatik işlemler temsil eder. Mesela, LCL seviyesinin bulunması, LCL seviyesinden itibaren nem adyabatlara paralel olarak istenilen herhangi bir seviyeye çıkılması ve CCL seviyesinin bulunması. Parsel metodunda çeşitli yöntemlerle oluşturulmuş hava parselinin çevre atmosferle durumuna bakılır. Eğer hava parseli çevre atmosferden daha sıcaksa hava kararsız, daha soğuksa hava kararlıdır.

Şekil 4’te temsili olarak sıcaklık eğrisi ve işba sıcaklığı eğrisi çizilmiştir. Bu eğriler çevre havayı temsil etmektedir. Bununla birlikte, yer seviyesinden itibaren bir hava parseli oluşturmak için adyabatik işlem uygulanmıştır. Bunun için, yerden itibaren LCL seviyesi bulunmuş ve LCL seviyesinden itibaren nem adyabatlara paralel olarak atmosferin orta seviyelerine doğru çıkılmıştır. Yer seviyesinden LCL seviyesine kadar olan parselin hareketi sırasında hava parseli çevre atmosferden daha soğuktur. Bu durum şekilde görülmektedir. LCL seviyesinden (LFC, Serbest Konveksiyon Seviyesi, Level of Free Convection) seviyesine kadar nem adyabatik işlem sırasında hava parseli çevre atmosferden soğuktur. Yer seviyesinden LFC seviyesine kadar olan mesafede sıcaklık eğrisiyle parsel eğrisi arasında

kalan mavi boyalı alan, Negatif Enerji Alanı (CIN, Convective İnhibition) olarak adlandırılır ve bu alanın büyüklüğü ile ilgili seviyedeki hava parselinin kararlılığı doğru orantılıdır.

LFC seviyesinde hava parseli ile çevre atmosferin sıcaklıkları birbirine eşit olur. Yükselmesine devam eden hava parseli LFC seviyesinin hemen üzerinde EL (Denge veya Eşitlik Seviyesi, Equilibrium Level) Seviyesine kadar çevre atmosferden daha sıcak olur. Hava parseli ile çevre atmosfer sıcaklık eğrisi arasında bir alan oluşur. Bu alan şekilde kırmızı olarak gösterilmiştir. Burası atmosferik kararsızlık bakımından Pozitif Enerji Alanı olarak tanımlanır. Atmosferde meydana gelebilecek kararsızlık hadisesi bu alanın büyüklüğü ile doğru orantılıdır. Bu alan ne kadar büyükse kararsızlık o kadar kuvvetlidir; ne kadar küçükse atmosferde oluşacak kararsızlık o kadar küçüktür. Bu alana, (CAPE, Convective Available Potential Energy) alanı adı verilir.



Şekil 4. CAPE, CIN ve LFC



CAPE ve CIN alanları atmosferde meydana gelen kararsızlığın tanımlanmasında son derece önemlidir ve günümüzde modellerde yaygın olarak kullanılmaktadır. CAPE ve CIN Alanlarının Birimi Joule/kg'dır. Dolu oluşumu bakımından CAPE, CIN, LFC ve EL değerleri son derece önemlidir. Çalışmada dolu meydana gelen günlere ait kritik değerler hesaplanmış ve değerlendirilmiştir.

CAPE ve CIN değeri adyabatik olarak şu şekilde hesaplanabilir:

$$CAPE = \int_{Z_{Lfc}}^{Z_{EL}} g \frac{T_v - T_{v0}}{T_{v0}} dz$$

$$CIN = \int_{Z_{yer}}^{Z_{Lfc}} g \frac{T_v - T_{v0}}{T_{v0}} dz$$

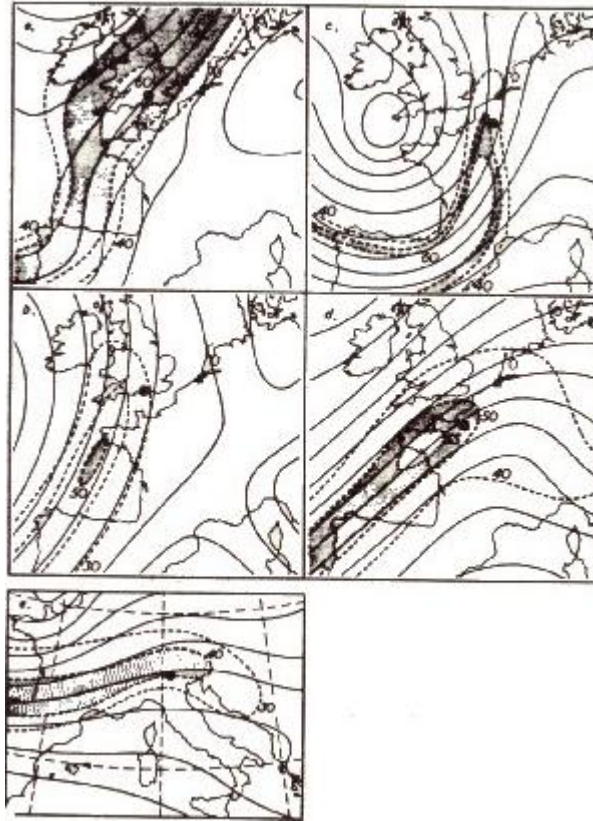
Formüllerde  $T_v$  parsel sıcaklığını  $T_{v0}$  ise çevre atmosfer sıcaklığını gösterir.

## 5. Dolu Rüzgar İlişkisi

Dolu yağışının rüzgarla olan ilişkisini ilk defa 1960 yılında Dessens ortaya koymuştur. Dessens hipotezinde üst troposferde meydana gelen kuvvetli rüzgarların dolu fırtınasına sebep olduğunu vurgulamıştır. Sonraki yıllarda yapılan bazı araştırmalarda dolu – rüzgar ilişkisi konusunda çeşitli çelişkili sonuçlar elde edilmişse de, hakim düşünce, orta ve üst troposferde meydana gelen rüzgarların ve bu rüzgarlara bağlı olarak oluşan wind shear'ların şiddetli fırtınalarla sebep olduğudur. Üst - orta troposferdeki kuvvetli rüzgarlar jet akımlarıyla yakından ilişkilidir ve ilgili hava kütesinin içerisinde meydana gelen düşey akımların şiddeti bu rüzgarlara bağlıdır. Dolayısıyla bu durum hava kütesinin kararsız yapısıyla da ilişkilidir. Longley ve Thompson (1965) Alberta için yaptıkları çalışmada 500 hPa seviyesinde meydana gelen kuvvetli rüzgarların dolu oluşumuyla ilişkisini ortaya koymuşlardır.

Fawbush ve Miller 1953'te yaptıkları araştırmalarda orta troposferde rüzgar hızının 35 knot'u aştığı zamanlarda tornado meyilli kuvvetli fırtınaların oluştuğunu ortaya koymuşlardır. Bunun dışında, Darkow ve Fowler 1971 yılında çeşitli bölgelere ait yüksek atmosfer gözlemlerini incelemiş ve tornado-dolu ile kuvvetli rüzgarlar arasındaki ilişkileri ortaya koymuşlardır.

Meydana gelen fırtınaların ve dolu fırtınalarının jet rüzgarlarıyla olan ilişkisini 1963 yılında yaptığı çalışmalarla Ludlam ortaya koymuştur. Şekil 5'te görülebileceği gibi Ludlam jet ekseninin antisiklonik dönüş yaptığı bölgelerde kuvvetli fırtınaların geliştiğini tespit etmiştir. Şekildeki koyu alanlarda fırtınalar tespit edilmiştir. Üst troposferde oluşan jet rüzgarlarının etkisiyle 500 hPa seviyesinde ve alt troposferde kuvvetli wind shearlar meydana gelebilmektedir. Bu da yer ile orta troposfer arasında dolu fırtınası sırasında meydana gelen wind shearların ne derece önemli olduğunu açık bir şekilde göstermektedir.



**Şekil 5.** Jet ve Fırtına İlişkisi

Fırtına durumundaki dinamik olarak gerçekleşen kararsızlıktan dolayı düşey hareketler kaçınılmaz olarak artacaktır. Bununla birlikte, oluşan adyabatik sisteme çevre atmosferden katılımlar olacak ve bu durumda yatay mesafede özellikle yere yakın seviyelerde rüzgarın kuvvetlenmesine neden olacaktır. Bu olay tipik bir konverjanstır. Konverjans etkisiyle yer ve yere yakın seviyelerde kuvvetli wind shearlar ve hamleli rüzgarlar meydana gelir. Bu durumda oluşan bu rüzgar etkisinin mutlaka hesaba katılması gerekir.

Çalışmada, fırtına ve dolu fırtınası bakımından önemli olan rüzgar parametrelerinin dolu oluşan günlerdeki kritik değerleri hesaplanmıştır. Kullanılan rüzgar parametreleri

şunlardır: Yer ile 3 km seviyesindeki ortalama wind shear, yer ile 3 km arasındaki Storm Relative Helicity (SRH), Bulk Richardson Number (BRN) ve Energy Helicity Index (EHI). Çalışmada söz konusu parametrelerin dolu yağışı olduğu günlerdeki kritik değerleri hesaplanmıştır.

#### a. Storm Relative Helicity (SRH) Yer ile 3 km Seviyesindeki Ortalama Wind Shear

Kuzey yarımkürede rüzgarlar yer seviyesinden yukarı doğru çıktıkça batıya doğru dönmeye meylederler. Örneğin yer seviyesinde kuzey doğulu ( $45^0$ ) olan rüzgar yönünün yukarı çıktıkça yavaş yavaş batı yönüne doğru ( $270^0$ ) döndüğü farz edilsin. Rüzgar şiddeti eğer fazlaysa bu dönüş sırasında kuvvetli wind shear etkisi oluşacaktır. Storm Relative Helicity bu dönüş etkisinin bir ölçüsüdür. Bu şekilde rüzgar dönüşü genellikle kuvvetli kararsızlık ve oraj durumlarında meydana gelmektedir. SRH değeri, hücrelerin ve tornadonun göstergesidir. Çalışmada 0-3 km yüksekliğine kadar olan mesafedeki SRH değerleri kullanılmıştır.

SRH şu şekilde hesaplanır:

$$SRH = \int_0^h (V - C) \cdot w dz$$

Formülde,

h: 3 km seviyesini,

V: Yer seviyesine göre yatay hız vektörünü,

C: Fırtınanın genel hareket yönü vektörünü,

w: Yatay vortisiti vektörünü,

dz: Hesaplama aralık seviyelerini gösterir.

<b>SRH = 150</b>	Süper Hücre Gelişimi İçin Başlangıç Değeri
<b>150 &lt; SRH &lt; 299</b>	Hafif Tornado İhtimali (F0 ve F1).
<b>300 &lt; SRH &lt; 449</b>	Orta Kuvvette Tornado İhtimali (F2 ve F3).
<b>450 &gt; SRH</b>	Çok Kuvvetli Tornado İhtimali (F4 ve F5).

**Tablo 2.** SRH Değerleri ve Beklenilebilecek Meteorolojik Olaylar

## **b. Bulk Richardson Number (BRN)**

BRN, oluşan pozitif enerji alanının (CAPE) yer ve yere yakın seviyelerdeki wind shear değerine oranıdır. BRN oluşacak fırtınanın tipinin önemli göstergelerinden biridir. BRN şu şekilde hesaplanır:

$$BRN = \frac{CAPE}{\frac{1}{2}\bar{U}^2}$$

CAPE: Oluşan pozitif enerji alanının değeri,

U: Yerden itibaren ilk 500 m'deki ortalama rüzgar değeri ile 6000 m'deki ortalama rüzgarın shear değeri.

BRN değerinin 10'un altında olduğu durumlarda yer ve orta troposfer arasındaki wind shear kuvvetlidir. Pozitif enerji alanı ise nispeten daha küçüktür. Böyle durumlarda yatay konverjans değeri artacak bununla birlikte yerden yukarı doğru kuvvetli hava hareketleri meydana gelecektir. Bunun sonucu olarak bulut gelişimleri olacaktır.

BRN değerinin 10 ile 45 arasında olduğu durumlarda süper hücre gelişiminin beklenilmesi olağandır.

BRN değeri 50'yi aşıyorsa CAPE değeri wind shear değerine nazaran çok daha fazladır. Bu durumda sadece meydana gelen kararsızlığa bağlı düşey hareketler gelişecektir. Bu düşey hareketleri tetikleyebilecek ve artmasını sağlayacak wind shear değeri zayıf olacaktır. Bütün bunlara rağmen kuvvetli CAPE etkisinde çok hücreli yapıların oluşması mümkündür.

## **c. Energy Helicity Index (EHI)**

EHI, CAPE ve SRH'nin fonksiyonu olarak geliştirilmiş bir indekstir. EHI tornado ile süper hücrelerinin birbirinden ayrıştırılmasında ve tanınmasında kullanılır. Bununla birlikte mezosiklon tahmininde de EHI kullanılır.

EHI şu şekilde hesaplanır:

$$EHI = \frac{CAPE * SRH}{1.6 \times 10^5}$$

CAPE: Pozitif Enerji Alanı,

SRH: Storm Relative Helicity.

<b>EHI &lt; 1.0</b>	Süper hücre ve tornado ihtimali zayıf. Ancak konvektif faaliyet ihtimali olabilir. Diğer yöntemlerle konvektif aktivite değerlendirilmesi yapılmalıdır.
<b>1.0 &lt; EHI &lt; 2.0</b>	Süper hücre ve tornado meydana gelmesi mümkündür. Meydana gelebilecek tornado şiddetli ve uzun süreli değildir. Yay şeklinde ekolar gelişebilir.
<b>2.0 &lt; EHI &lt; 2.4</b>	Süper hücre ve mezosiklon tornado ihtimali.
<b>2.5 &lt; EHI &lt; 2.9</b>	Mezosiklon aktivitesi ve süper hücrelerden oluşmuş tornado ihtimali fazla.
<b>3.0 &lt; EHI &lt; 3.9</b>	Kuvvetli mezosiklon ve tornado ihtimali (F2 ve F3).
<b>4.0 &lt; EHI</b>	Çok şiddetli mezosiklon ve tornado ihtimali (F4 ve F5).

**Tablo 3.** EHI Değerleri ve Beklenilebilecek Meteorolojik Olaylar

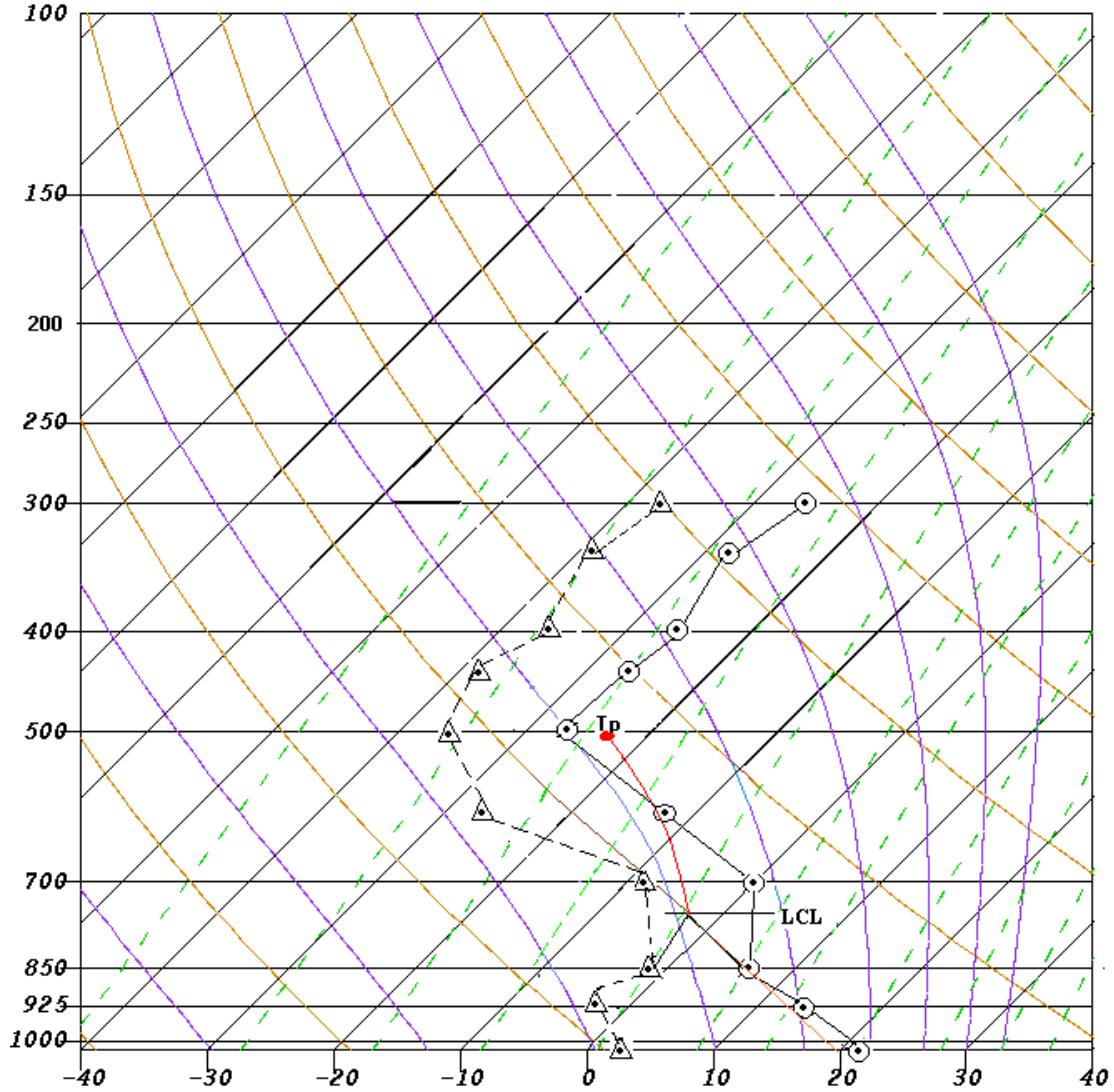
## 6. Dolu ve Kararsızlık İndeksleri

Atmosferde meydana gelen kararlılık ve kararsızlık bir takım yöntemlerle geliştirilmiş olan indeksler yardımıyla ölçülebilmektedir. Dolu yağışı sırasında meydana gelen kararsızlığın farklı yaklaşımları içeren indekslerle ölçülmesi ve bu indekslerin dolu yağışı sırasındaki değerlerinin belirlenmesi dolu tahmini bakımından önemlidir. Çalışmada 1980 – 2005 periyodunda meydana gelen dolu yağışlarında indeks değerlerinin maksimum, minimumları, ortalama değerleri ve standart sapmaları hesaplanmıştır. Böylece meydana gelen dolu yağışı ile indeks değerleri arasında bağlantı kurulmuş, kritik indeks değerleri ve kritik aralıklar ortaya konulmuştur.

### a. Showalter İndeksi (SI, SSI)

Showalter indeksi, 850 hPa'daki atmosferik sondaj bilgileri hesaba katılmak suretiyle geliştirilmiştir. Showalter İndeksini tespit etmek için diyagrama atmosferik sondaj (sıcaklık eğrisi) ve işba sıcaklığı eğrisi çizilir. Diyagram çizildikten sonra, 850 hPa'ın üzerinde LCL

seviyesi bulunur. LCL seviyesinden itibaren nem adyatlara paralel olarak 500 hPa seviyesine çıkılır.



Şekil 6. Showalter İndeksi'nin belirlenmesi

Şekil 6'dan görüldüğü üzere, nem adyabatlarla 500 hPa'a gelindiğinde 500 hPa seviyesindeki parsel sıcaklığı ( $T_p$ ) diyagramdan tespit edilir. Daha sonra, atmosferik sondaj eğrisindeki 500 hPa'daki çevre hava sıcaklığından parsel sıcaklığı çıkarılır. Böylece Showalter İndeksi bulunmuş olur.

$$SSI = T_{\text{çevre}} - T_{\text{parsel}}$$

Çevre atmosferden kasıt, kodlanmış ravinsonde bilgilerinde, A grubundaki 500 hPa'ın sıcaklık değeridir.

Showalter İndeksinin Sınır Değerleri:

<b>SSI</b>	<b>Oraj Durumu</b>
>4	Oraj yok
+3 ile +1	Oraj başlangıç sınırı
+1 ile -2	Kararsız hava, oraj ihtimali fazla
-2 ile -3	Oldukça kararsız bir hava oraj ihtimali çok fazla
<-5	Çok kararsız hava, çok kuvvetli oraj ihtimali

### **b. Lifted İndeksi (LI)**

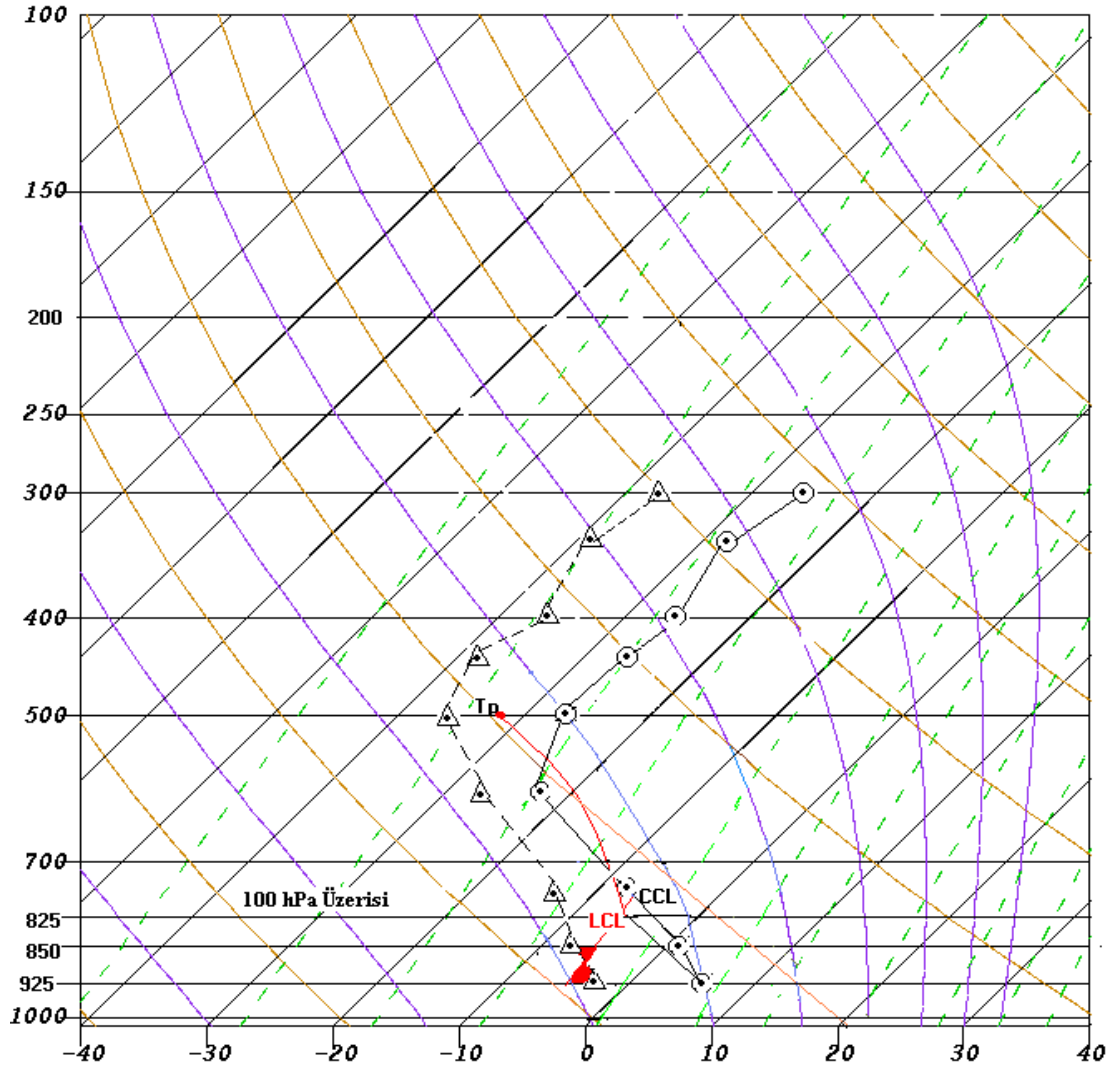
Lifted indeksi, Showalter İndeksinin düzeltilmiş halidir. Yani, 850 hPa'dan itibaren herhangi bir adyabatik işlem yapılmaz. Adyabatik işlem yerden itibaren yapılır.

Yerden itibaren LCL seviyesi bulunur (Şekil 7). Ancak yerden itibaren LCL seviyesi bulunurken, yer ve yerin 100 hPa üzerindeki tabakaya ait ortalama işba sıcaklığı kullanılır. CCL seviyesinin bulunuşunda olduğu gibi, ortalama işba sıcaklığı bulunurken işba sıcaklık eğrisi iki eşit alana bölünür. Bulunan LCL seviyesinden itibaren nem adyabatlara paralel olarak 500 hPa'a çıkılır. 500 hPa'da çevre hava sıcaklığından ( $T_{\text{çevre}}$ ) parsel hava sıcaklığı ( $T_{\text{parsel}}$ ) çıkarılır. Sonuç Lifted İndeks değeridir.

Çevre atmosferden kasıt, kodlanmış ravinsonde bilgilerinde, A grubundaki 500 hPa'ın sıcaklık değeridir.

$$LI = T_{\text{çevre}} - T_{\text{parsel}}$$

<b>LI Değeri</b>	<b>Oraj Durumu</b>
Pozitif	Oraj Yok
0 ile -2	Oraj başlangıç sınırı
-3 ile -5	Oraj ihtimali
< -5	Kuvvetli oraj ihtimali



Şekil 7. Lifted İndeksinin Belirlenmesi

### c. K İndeksi (KI)

K İndeksi 1980'li yıllarda Hard ve Korotky tarafından geliştirilmiştir. K İndeksi 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa sıcaklık ve nem bilgilerinin bir fonksiyonudur.

$$K I = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{S_{preat700}})$$

$T_{850}$  : 850 hPa'ın sıcaklığı

$T_{500}$  : 500 hPa'ın sıcaklığı

$T_{d850}$  : 850 hPa'ın işba sıcaklığı

$T_{S_{preat700}}$  : 700 hPa'ın spreat değeri ( $T_{700} - T_{d700}$ )

KI	Oraj Durumu
0 ile 15	Oraj yok
18 ile 19	% 20 İhtimal
20 ile 25	% 35 İhtimal
26 ile 29	% 50 İhtimal
30 ile 35	% 85 İhtimal
>36	% 100 İhtimal



#### d. Total Totals İndeksi (TT)

Total Totals İndeks iki ana bileşenden meydana gelir. Bu bileşenler, Vertical Totals (VT) ve Cross Totals (CT)'dir. VT 850 hPa ile 500 hPa arasındaki sıcaklık gradyanının bir ölçüsüdür. CT ise 500 hPa sıcaklığını ve 850 hPa işba sıcaklığını içerir. Sonuç olarak Total Totals İndeks sürtünme tabakası ve orta troposfer arasındaki stabilitenin ve yere yakın seviyelerdeki nemliliğin bir ölçüsüdür.

$$TT=VT+CT$$

$$VT=T(850hPa)-T(500hPa)$$

$$CT = Td(850 hPa) - T(500 hPa)$$

TT: Total Totals İndeks

VT: Vertical Totals

CT: Cross Totals

T(850hPa): 850 hPa Seviyesinin Sıcaklığı

T(500hPa): 500 hPa Seviyesinin Sıcaklığı

Td(850hPa): 850 hPa Seviyesinin İşba Sıcaklığı

TT Değeri	Analizi
<43	Oraj ihtimali Zayıf
44-45	Oraj başlama sınırı tek hücreli oraj yapıları gözlenir
46-47	Orajın yayılmaya başlaması , çok hücreli oraj gözlenir
48-49	Yayılmış orajla birlikte şiddetli oraj ve tornado sınırı
50-51	Şiddetli yayılmış oraj orta şiddette tornado
52-55	Yayılmış tornado şiddetli oraj ve çok hücreli oraj yapıları , superceller
>56	Çok Büyük tornadolar

#### e. KO İndeks

KO İndeksi Alman Meteoroloji Ofisi tarafından geliştirilen ve Avrupa'daki oraj potansiyelini belirlemek için kullanılan bir indekstir. KO İndeksinde temel parametre eşdeğer potansiyel sıcaklık değerleridir. Eşdeğer sıcaklık nemli havadaki yoğunlaşma durumunda ortaya çıkan gizli ısının bir ölçüsüdür.

$$KO = [(\theta_{e500} + \theta_{e700}) / 2] - [(\theta_{e850} + \theta_{e1000}) / 2]$$

$\theta_{e500}$  = 500 hPanın Eşdeğer Potansiyel Sıcaklığı

$\theta_{e700}$  = 700 hPanın Eşdeğer Potansiyel Sıcaklığı

$\theta_{e850}$  = 850 hPanın Eşdeğer Potansiyel Sıcaklığı

$\theta_{e1000}$  = 1000 hPanın Eşdeğer Potansiyel Sıcaklığı

Analizi	Kuvvetli Oraj Potansiyeli	Orta Oraj Potansiyeli	Oraj Potansiyeli Zayıf
KO Değeri	<2	2-6	>6

#### f. SWEAT İndeks (Severe Weather Threat Index)

SWEAT İndeks meydana gelebilecek şiddetli hava olaylarını değerlendirmek ve tespit etmek amacıyla geliştirilmiştir. SWEAT İndeks pek çok parametrenin birleşiminden meydana gelmiştir. Bu parametreler, aşağı seviyelere ait nemlilik (850 hPa seviyesinin işba sıcaklığı), kararsızlık (Total Total İndeks), alt ve orta troposfer rüzgar hızı (850 ve 500 hPa seviyeleri), alt ve orta troposfer adveksiyon durumu (850 ve 500 hPa seviyeleri). SWEAT bu yüzden kinematik ve termodinamik özellikleri olan bir indekstir.

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

TT : Total Totals indeks değeri

f8 ve f5 : 850 mb ve 500 mb rüzgar hızı(kt)

S(shear terimi )=sin(500 mb-850 mb rüzgar yönü)

Aşağıdaki kriterlere uymadığında, shear eşitliği sıfır olur.

1. 850 mb rüzgar yönü 130 ile 250 derece arasında
2. 500 mb rüzgar yönü 210 ile 310 derece arasında
3. 500 mb rüzgar yönü-850 mb rüzgar yönü farkı pozitif
4. 850 ve 500 mb rüzgar hızları minimum 15 kt ise.

SWEAT değeri	Analizi
< 272	Oraj yok , konvektif faaliyet olabilir
273-299	Oraj sınırı
300-400	Orta seviyede kararsızlık oraj ihtimali fazla
401-600	Şiddetli kararsızlık çok hücreli yapılar görülebilir
601-800	Çok şiddetli kararsızlık, yayılmış oraj, tornado ihtimali
>801	Çok şiddetli kararsızlık, tornado....

## 7. Dolu Yağışına Etki Eden Diğer Meteorolojik Parametreler

Dolu yağışına etki eden pek çok ana meteorolojik parametrenin yanında bazı yan faktörler de etkili olabilmektedir. Bu parametreler, nemlilik, alt ve orta troposfere ait ortalama sıcaklık gradyanı (850 ve 600 hPa), yağışa geçebilir su buharı miktarı (precipitable water) ve tabaka kalınlığıdır (1000 ve 500 hPa arası).

### a. Yer ile 700 hPa Arasındaki Ortalama Nemlilik ve Precipitable Water (PW)

Nemlilik yağış oluşumunda çok önemli bir meteorolojik değişkendir. Doğal olarak dolu yağışı için de belirli bir miktar nemliliğe ihtiyaç duyulmaktadır. Nemli havanın ısı tutma kapasitesi ve gizli ısının yoğunlaşma sırasında açığa çıkması bakımından gelişebilecek kararsızlığın nemlilikle yakından ilgisi vardır. Oraj gelişiminde nem gradyanı önemli rol oynar.

Dolu bakımından nemliliğin değerlendirmesi yağmur ve sağanağa göre bir miktar değişiklik gösterir. Önceki bölümlerde anlatıldığı gibi dolu yağışının olabilmesi için kuvvetli kararsızlık ve düşey hava hareketlerinin olması gereklidir. Bu yüzden atmosferde meydana gelebilecek düşey hareketler hızlı, kolay ve kuvvetli bir şekilde olmalıdır. Atmosfer nemliliği ve bu nemliliğin ağırlığı düşey hareketleri etkileyecek niteliktedir. Yüksek nemliliğin olduğu tabakalarda sıvı su ve su buharının ağırlığından dolayı meydana gelen yerçekimi kuvveti, kararsızlıktan meydana gelen, yukarı doğru olan kaldırma kuvvetini yenecektir. Böylece yukarı doğru olan hava hareketleri yavaşlayacak ve bunun sonucu olarak dolu oluşumu etkilenecektir. Dolu yağışı sırasındaki kritik nemlilik değeri son derece önemlidir.

Kuvvetli CAPE değerlerinin görüldüğü durumlarda nemlilik belirli tabakalarda birikmeyecektir. Kuvvetli CAPE değerinden dolayı nem LFC ve EL seviyeleri arasında düzgün bir dağılım gösterecektir. Böyle durumlarda (PW) değeri ön plana çıkar. CAPE değerinin zamanla arttığı ve bununla birlikte PW değerinin azaldığı durumlarda önemli sayılabilecek dolu yağışlarının olduğu görülmüştür.

Çalışmada dolu yağışı durumunda yer ile 700 hPa seviyeleri arasındaki nemlilik durumu (nispi nem) değerlendirilmiştir. Ayrıca PW değerleri hesaplanarak kritik değerler ortaya konulmuştur.

$$PW = \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} x dp$$

Atmosferde herhangi bir  $P_1$  seviyesinden  $P_2$  seviyesine kadar olan mesafedeki PW değeri yukarıdaki formül yardımıyla hesaplanabilir. Formüldeki  $g$  değeri yerçekimi ivmesi,  $x$  değeri ise ilgili seviyedeki karışma oranı değeridir.

### **b. Alt Troposfer (850 hPa) ile Orta Troposfer (600 hPa) Arasındaki Sıcaklık Gradyanı**

Süper Adyabatik Sıcaklık Gradyanı; yükseklikle  $9.77 \text{ }^\circ\text{C} / \text{km}$  den daha fazla meydana gelen sıcaklık azalması yada artan yükseklikle birlikte potansiyel sıcaklıktaki herhangi bir azalma olarak tanımlanmaktadır. Sıcaklığın yükseklikle azalma oranı eğer süper adyabatik sıcaklık gradyanı değerine yakın olursa bu durumda ilgili tabakada kararsızlıktan söz edilebilir. Süper adyabatik sıcaklık gradyanına yere yakın seviyelerdeki sığ tabakalarda sıklıkla rastlanılabilir. Ancak orta troposferde rastlanılması kuvvetli kararsız yapının ve tabakalaşmanın bir ölçüsüdür.

Dolu yağışı için gerekli olan düşey hareketler bakımından yer ile orta troposfer arasındaki sıcaklık gradyanı önemlidir. Söz konusu değer süper adyabatik sıcaklık gradyanı değerine yaklaşmış hatta aşmış ise diğer faktörlerin de değerlendirilmesiyle dolu için gerekli olan şartların oluştuğundan kolayca bahsedilebilir. Bu nedenlerden dolayı çalışmada 850 hPa ile 600 hPa arasındaki ortalama sıcaklık gradyanı incelenmiş ve dolu yağışı sırasındaki limit değerleri hesaplanmıştır.

### **c. 1000 hPa ile 500 hPa Arasındaki Tabaka Kalınlığı**

Orta troposfer seviyesinde meydana gelebilecek soğuk adveksiyon yere yakın seviyelerin daha sıcak olduğu durumlarda kararsızlığa yol açacaktır. Soğuk ve sıcak adveksiyonun en belirgin göstergesi tabaka kalınlığıdır. Hidrostatik eşitlik ( $dp = - \rho g dZ$ ) gereğince bir seviyeye soğuk adveksiyon olduğu zaman tabaka kalınlığı azalır. Tersine sıcak adveksiyon olduğu zaman tabaka kalınlığı artar. Çalışmada alt ve orta troposfer arasındaki tabaka kalınlığının dolu yağışı sırasındaki limit değerleri hesaplanmıştır.

## 8. Dolu Tahmin ve Analizinde Kullanılan Yöntemler

Bu bölümde dolu tahmininde kullanılan yöntemlerden bahsedilmiştir. Bu yöntemler üç ana grupta toplanmaktadır. Birinci grupta yüksek atmosfer sondaj (ravinsonde) gözlemlerinden yararlanılarak geliştirilen yöntemlerden bahsedilmiştir. İkinci grupta dolu tahmininde radarın kullanımı açıklanmıştır. Son olarak ta dolu tahmininde kullanılan sayısal yöntemlerden bahsedilmiştir. Ancak sayısal yöntemler başlı başına bir konu olduğu için sadece genel açıklamalar yapılmıştır.

### a. Yüksek Atmosfer Sondaj (Ravinsonde) Gözlemleri ile Dolu Tahmin ve Analizi

#### • Evet – Hayır Dolu Tahmin Yöntemi

Bu yöntem dolu tahmininde kullanılan objektif yöntemlerden biridir. Yöntemde, donma seviyesi ve bulut kalınlığı kullanılmaktadır. Amerikanın Midwestern bölgesinde başarıyla uygulanmıştır.

Yöntem şu şekildedir:

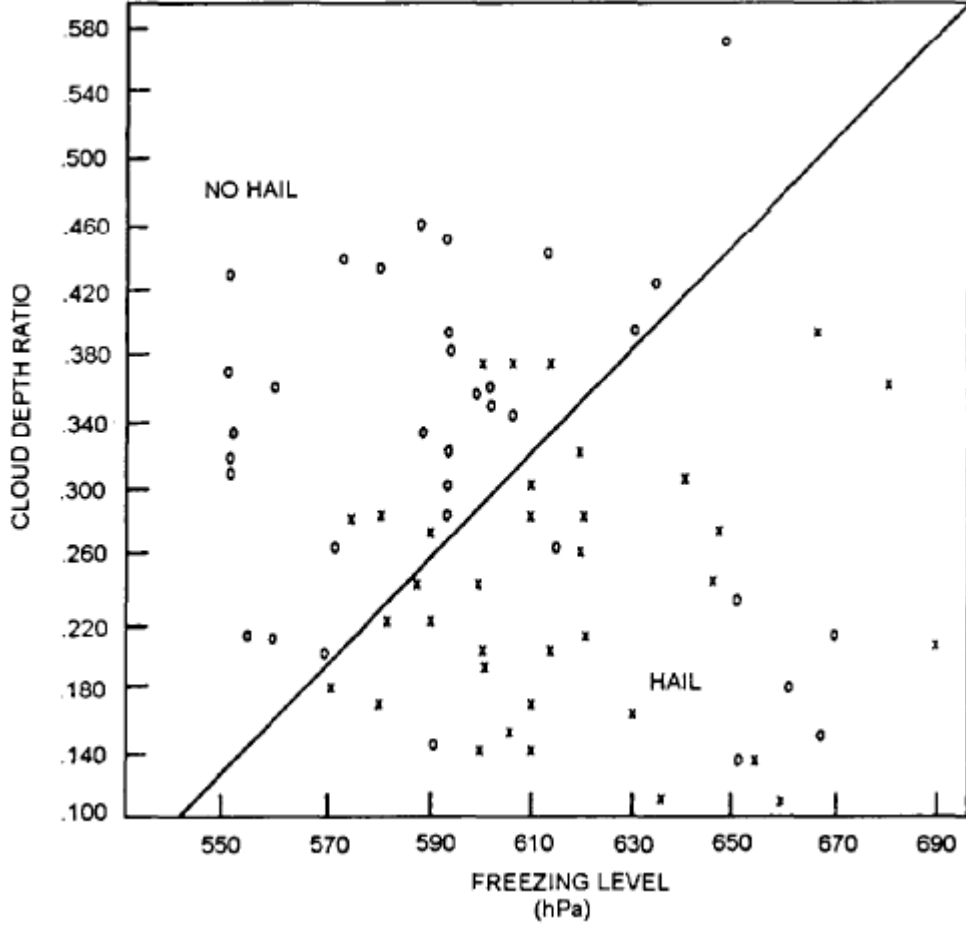
- Yer seviyesinden itibaren CCL seviyesi bulunur. Burada CCL seviyesi bulut taban seviyesi olarak düşünülmüştür.
- EL seviyesi bulunur. EL seviyesi bulut tepe seviyesi olarak düşünülmüştür.
- Donma seviyesi (DS) bulunur.

CCL, EL ve donma seviyeleri hPa cindindedir.

Yukarıdaki parametreler bulunduktan sonra aşağıdaki formül (Cloud Depth Ratio Bulut Kalınlık Oranı, BKO) uygulanır:

$$BKO = \frac{CCL - DS}{CCL - EL}$$

BKO bulunduktan sonra Şekil 8'deki grafik kullanılarak dolu yağışının olup olmadığı tespit edilir. Amerikanın Midwestern bölgesi için yapılan çalışmada başarı % 83'tür.



Şekil 8. Evet – Hayır Dolu Tahmin Yöntemi Diyagramı

Evet – Hayır Dolu Tahmin Yöntemi farklı şekilde de uygulanabilir. CCL seviyesi yerine kararsız tabakanın en alt sınırı olan LFC seviyesi kullanılabilir. Dolu yağışını meydana getirebilecek bir kararsızlık durumunda LFC seviyesi ile CCL seviyesi birbirine oldukça yakındır. Ayrıca donma seviyesi (DS) yerine ıslak termometre sıcaklığının  $0^{\circ}\text{C}$ 'ye düştüğü yükseklik (WBZ, height of the wet-bulb zero) kullanılabilir. Bu alternatif yöntem için yeni bir değerlendirme grafiği hazırlanmalıdır.

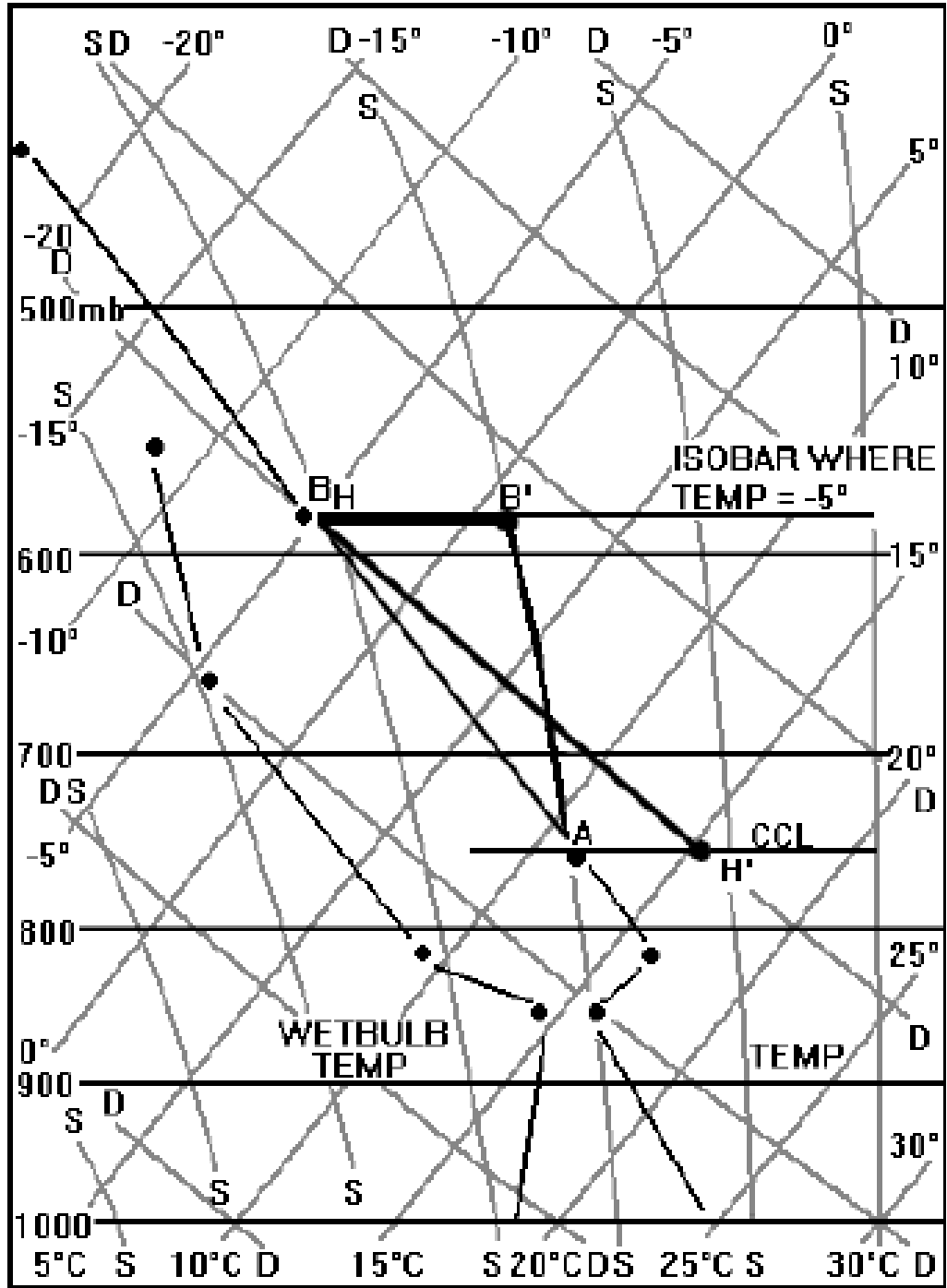
- **Fawbush – Miller Dolu Çapı Tahmin Yöntemi**

Dolu çapının tahmin edilmesi ile ilgili ilk ciddi çalışma 1953 yılında Fawbush ve Miller tarafından yapılmıştır. Dolu tahmininde ilk adım ilgilenilen bölgeye ait dolu riskinin olup olmadığıdır. Dolu riski belirlenmesinde Evet – Hayır Dolu Tahmin Yöntemi veya kakarlılık kararsızlık değerlendirmesi kullanılabilir. Bundan sonra yağacak dolunun fiziksel durumu ön plana çıkar. İşte bu yöntem bu aşamada uygulanır. Günümüzde dolu etkinliğinin

belirlenmesi için Fawbush – Miller Yöntemi sayısal modellere adapte edilerek kullanılmaktadır.

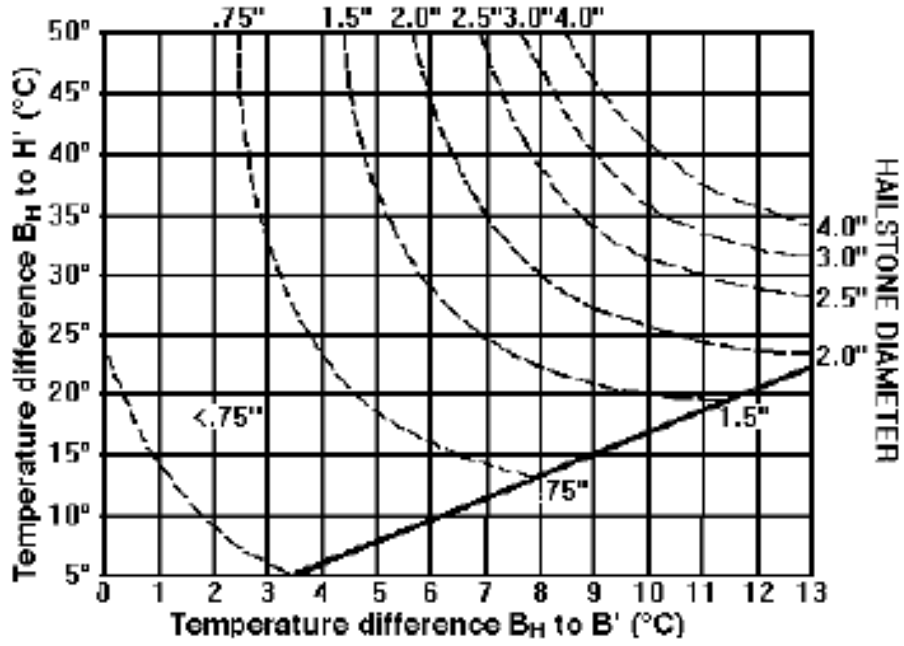
Yöntem (SkewT, LogP Diyagramı kullanılarak) adımları şu şekildedir:

- Yer seviyesinden itibaren CCL seviyesi bulunur (Şekil 9).
- CCL seviyesinden itibaren parsel çevre atmosfer sıcaklığı ( $-5^{\circ}\text{C}$ ) olan seviyeye ( $B_H$ ) kadar nem adyabatik olarak yükseltilir ve B' noktası tespit edilir (Şekil 9).
- $B_H$  ile B' noktaları arasındaki sıcaklık farkı  $^{\circ}\text{C}$  cinsinden alınır (Şekil 9).
- $B_H$  noktasından kuru adyabatik olarak CCL seviyesine inilir ve H' noktası tespit edilir (Şekil 9).
- $B_H$  ile H' noktaları arasındaki sıcaklık farkı  $^{\circ}\text{C}$  cinsinden alınır (Şekil 9).
- Şekil 10'daki grafikte,  $B_H$  ile B' noktaları arasındaki sıcaklık farkı (yatay eksen) ve  $B_H$  ile H' noktaları arasındaki sıcaklık farkı (dikey eksen) kullanılarak düzeltilmemiş (ilk) dolu çapı tespit edilir. Belirlenen değer inch birimindedir (1 inch=2.54 cm).
- Bu aşamada ıslak termometre sıcaklığının  $0^{\circ}\text{C}$ 'ye düştüğü yükseklik (WBZ, height of the wet-bulb zero) bulunur.
- WBZ seviyesinin yüksekliği 10500 feet'den daha yüksek ise bu durumda düzeltilmemiş dolu çapının değeri Şekil 11'deki grafik kullanılarak düzeltilmelidir. Böylece nihai dolu çapı belirlenmiş olur. WBZ değeri 10500 feet'den daha düşük ise düzeltilmemiş dolu çapının değeri nihai dolu çapı değeridir.

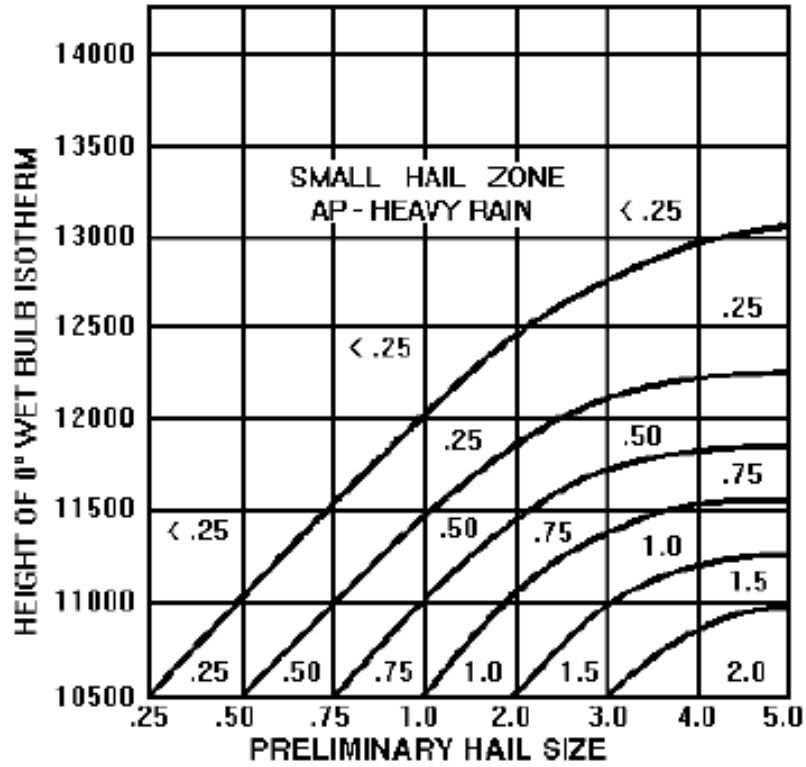


Şekil 9. Dolu Çapının Tespiti İçin Ön İşlemler (SkewT, LogP Diyagramı).





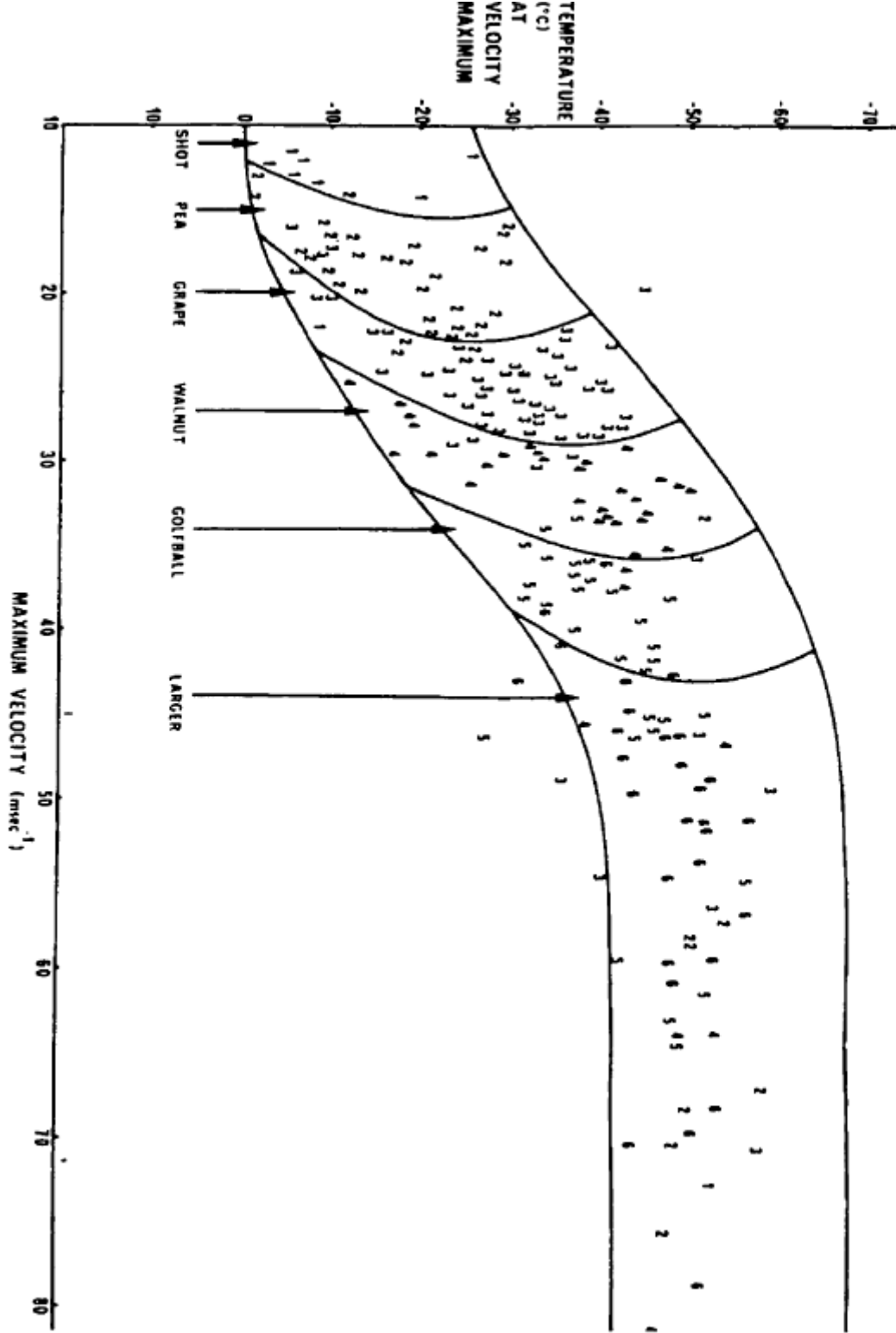
Şekil 10. Düzeltilmemiş Dolu Çapı Grafiği (Değerler inch olarak verilmiştir).



Şekil 11. Dolu Çapını Düzeltme Grafiği (WBZ'nin 10500 feet'in üzerinde olduğu durumlarda kullanılır).

- Maxwell Diyagramı

Maxwell (1974) dolu çapının tespit edilmesi ile ilgili Şekil 12'deki diyagramı geliştirmiştir.



Şekil 12. Maxwell Diyagramı.

Şekil 12'den görülebileceği gibi Maxwell diyagramı iki temel bileşenden oluşmaktadır. Yatay eksendeki parametre yukarı doğru olan maksimum düşey hızdır (maximum velocity, m/s). Düşey eksendeki parametre ise yukarı doğru maksimum düşey hızın gerçekleştiği seviyedeki sıcaklıktır (Temperature at velocity maximum, °C).

Yukarı doğru olan maksimum düşey hız  $W_{max} = \sqrt{2CAPE}$  denklemi ile hesaplanabilir. Formüldeki CAPE pozitif enerji alanı değeridir. CAPE değerinin olmadığı durumlarda yukarı doğru düşey hız, sayısal modeldeki düşey hız değeri kullanılarak hesaplanabilir. Ancak söz konusu düşey hızın hesaplandığı zamanlarda ilgili bölgede konverjans durumunun olması gerektiğine dikkat edilmelidir. Düşey hızın gerçekleştiği seviyedeki sıcaklık değeri ise sıcaklık profili kullanılarak enterpolasyon yoluyla hesaplanabilir. Diyagramda düşey hız ve sıcaklık durumlarındaki dolu çapı çeşitli nesnelere benzetilerek verilmiştir.

Maxwel Diyagramı Kanada'nın Alberta Bölgesi için test edilmiş ve % 63'lük bir başarı sağladığı araştırmalar sonucunda belirlenmiştir.

Class	Interval (cm)	Representative Diameter (cm)
None	[0.0 ;0.1)	0.0
Shot	[0.1 ;0.4)	0.2
Pea	[0.4 ;1.3)	0.8
Grape	[1.3 ;2.1)	1.7
Walnut	[2.1 ;3.3)	2.7
Golfball	[3.3 ;5.3)	4.3
> Golfball	≥ 5.3	6.4

**Tablo 4.** Maxwel Diyagramındaki Dolu Çapının Sayısal Değerleri

- **Enerji ve Rüzgar Kayması (Wind Shear) İndeksi (Energy Shear Index, ESI)**

Chisholm ve Renick 1972 yılında yaptıkları çalışmada yer seviyesinden itibaren 6 km'ye kadar olan mesafedeki düşey wind shear'ın süper hücre ve oraj oluşumundaki etkisinin oldukça fazla olduğunu tespit etmişlerdir. Yine bu tabakada var olan wind shear'ın oraj ve süper hücrenin etkinliğinin artmasına neden olduğu sonucuna varmışlardır. Gelişmiş süper hücre ve oraj durumlarında dolu oluşumunun meydana gelmesi kaçınılmazdır. CAPE ve wind shear etkisi birbiriyle etkileşimli olarak fırtınanın şiddetini ve etkinliğini belirlemektedir. Bu

yüzden Enerji ve Rüzgar Kayması İndeksi (ESI), CAPE ve wind shear parametrelerine göre hesaplanmıştır. ESI indeksi şu şekilde hesaplanmaktadır:

$$ESI = CAPE.S$$

CAPE: Pozitif enerji alanı

S: Yer ile 6 km arasındaki tabakadaki ortalama wind shear

ESI'nin birimi  $m^2s^{-3}$ 'tür.

ESI ve fırtına tipinin sınıflandırması Tablo 5'te görülmektedir.

Storm Type	ESI Range ( $m^2s^{-3}$ )	Description
0	[0:1]	Towering cumulus or Weak Air-mass Thunderstorms
I	(1:3]	Air-Mass or Weak Multi-cell Thunderstorms
II	(3:5]	Strong Multi-cell Thunderstorms
III	>5	Supercell Thunderstorms

**Tablo 5.** ESI ve Fırtına Tipinin Sınıflandırılması

ESI ve dolu ilişkisi 1983 ve 1985 yılları arasında, Kanada'nın Alberta Bölgesi için araştırılmış ve aşağıdaki Tablo 6'daki sonuçlara varılmıştır.

Day	Statistics	1983	1984	1985
	Mean ESI	4.6	4.8	3.2
Severe Hail	Std. Deviation	1.4	1.9	2.1
	Maximum ESI	6.8	7.1	5.7
	Minimum ESI	3.0	2.3	1.2
Non-Severe Hail	Mean ESI	1.3	2.6	1.9
	Std. Deviation	1.9	1.4	1.0
	Maximum ESI	8.4	4.7	3.5
No Hail	Minimum ESI	0.4	0.0	0.0
	Mean ESI	0.7	0.8	0.9
	Std. Deviation	0.8	0.7	0.7
	Maximum ESI	2.8	2.3	3.3
	Minimum ESI	0.0	0.0	0.0

**Tablo 6.** ESI ve Dolu İlişkisi

## **b. Radar Parametreleri ve Dolu Yağışı İlişkisi**

Meteorolojik amaçlı radarlar oraj yapısının, gelişiminin anlaşılmasında en iyi takip araçlarından birisidir. Dolayısıyla dolu gelişimi radarlar tarafından tespit edilip yağış durumu da takip edilebilir. Günümüzde gelişmiş radar şebekelerine sahip ABD gibi ülkelerde, dolu yağışının, 0 ile 6 saatlik zaman aralığında yakın erimli (nowcasting) tahminleri yapılabilmektedir. Bu tahminin temelini radar tarafından tespit edilen bazı parametreler üzerine kurulmuş olan dolu belirleme algoritmaları (Hail Detection Algorithm, HDA) kullanılmaktadır.

Bir bölge için radar yardımıyla 12 saatten daha uzun periyotlarda radarla dolu tahmini yapabilmek pek olanaklı değildir. Dolu tahmininde radar, dolu potansiyeli sayısal hava tahmin modelleriyle daha önceden tahmin edilmiş bölgelerdeki dolu gelişiminin ve yere ulaşmasının takibi amacıyla kullanılmaktadır. Radar tarama stratejisi de bu temel doğrultuda belirlenir.

Radarlar yardımıyla dolunun belirlenmesinde ilk ve en temel amaç dolu çapının veya dolu ihtimalinin belirlenmesinden önce, taranan alanda dolunun var olup olmadığının tespit edilmesi olmuştur. Örneğin 1976 yılında Mather ve arkadaşları donma seviyesinin üzerindeki seviyelerde 45 dBZ ekoların görüldüğü yüksekliklerde çapı ne olursa olsun dolu taneciklerinin var olduğunu tespit etmişlerdir. Bu temel tespitten sonra donma seviyesi, eko değerlerini ve yükseklik değerlerini temel alan dolu tahmin grafiği 1979 yılında Waldvogel ve arkadaşları tarafından geliştirilmiştir. Alberta bölgesinde Kochtubajda ve Gibson'un 1992 yılında yaptıkları çalışmalarda ortalama deniz seviyesinden itibaren 7 km yükseklikte 43 dBZ ve daha yüksek ekoların görüldüğü bölgelerde, yer seviyesine ulaşan şiddetli dolu yağışının olduğu tespit edilmiştir. 43 dBZ ve 7 km (MSL) değerleri eşik değerler olarak belirlenmiştir.

### **• Diferansiyel Reflektivite (dB)**

Radarlarda kullanılan dual polarizasyon tekniği orajlarda dolunun var olup olmadığının tespitinde geniş ölçüde kolaylık sağlamıştır (Al-Jumily ve arkadaşları, 1991). Radar tarafından elektromanyetik dalga, yatay ve düşey doğrultuda gönderilebiliyorsa bu tip radarlar dual polarizasyonlu radarlardır. Küresel özelliğe sahip yağmur damlası ve dolu tanesinin ayırt edilmesinde dual polarizasyonlu radarlar kullanılmaktadır. Diferansiyel

reflektivite dual polarizasyon özelliğine sahip radarlardan elde edilebilen bir parametredir. Diferansiyel reflektivite aşağıdaki formül yardımıyla hesaplanabilir:

$$Z_{DR}(dB) = 10 \cdot \log\left(\frac{Z_H}{Z_V}\right)$$

$Z_{DR}$ : Diferansiyel reflektivite (dB).

$Z_H$ : Yatay polarizasyonda elde edilen reflektivite.

$Z_V$ : Düşey polarizasyonda elde edilen reflektivite.

Sağanak yağışlarda  $Z_{DR}$  değeri daima pozitifdir ve 0 ile 4 dB aralığında değişir. Bununla birlikte dolu fırtınası durumlarında  $Z_{DR}$  değeri 0 dB'e olur,  $Z_H$  ise sağanak yağışa oranla daha büyük değer alır. Colorado'daki önemli bir dolu fırtınası durumunda Aydın ve arkadaşları 1986 yılında  $Z_H$  ve  $Z_V$  değerlerini kullanarak dolu sinyali (hail signal,  $H_{DR}$ ) değerini üretmişlerdir. Bu değer günümüzde dula polarizasyonlu radarlarda dolu tahmin çalışmalarında kullanılmaktadır.

#### • Constant Altitude Plan Position Indicator (CAPPI) Metodu

CAPPI, atmosferdeki sabit seviyelerdeki yatay düzlem reflektivite değerlerini içeren bir radar ürünüdür. Saçılmadan dolayı radarın kurulu olduğu bölgelerde ve radardan uzak bölgelerde CAPPI ürünleri elde edilemez. Böyle durumlarda, radardan uzak ve radara yakın bölgelerdeki reflektivite değerleri yüksekliğe bağlı olarak tamamlanır. Bu tamamlanan değerlere Pseudo CAPPI değerleri adı verilir. Genellikle Pseudo CAPPI deniz seviyesinden itibaren 800 metre üzerinden hesaplanabilir. Bu yükseklik ihtiyaçlara göre değişim gösterebilir.

Saçılmaya uğrayan parçacıkların çapının ( $D_i$ ) radarın radyasyonunun dalga boyundan oldukça küçük olduğu farz edildiği durumlarda Rayleigh saçılması kuralı geçerli olacaktır. Bu durumda radar reflektivitesi  $Z$  şu şekilde yazılacaktır:

$$Z = \sum_i n_i \cdot D_i^6$$

Formüldeki  $n_i$ ,  $D_i$  çapına sahip olan parçacıkların birim hacimdeki sayısıdır. Formülden anlaşılacağı gibi radar reflektivitesi saçılan parçacıkların çapının artması durumunda çarpıcı bir biçimde artacaktır. Örneğin çapı 10 mm'yi geçen dolu ve çapı 6.5 mm'yi geçen yağmur

damlası durumlarında radar reflektivitesi önemli ölçüde artacaktır. Auer 1994 yılında dolu üretiminin olduğu bir oraj durumunda 54 dBZ olarak tespit etmiştir. Mason 1971 yılında CAPPI ürünleri için dolu eşik değerini 55 dBZ olarak belirlemiştir.

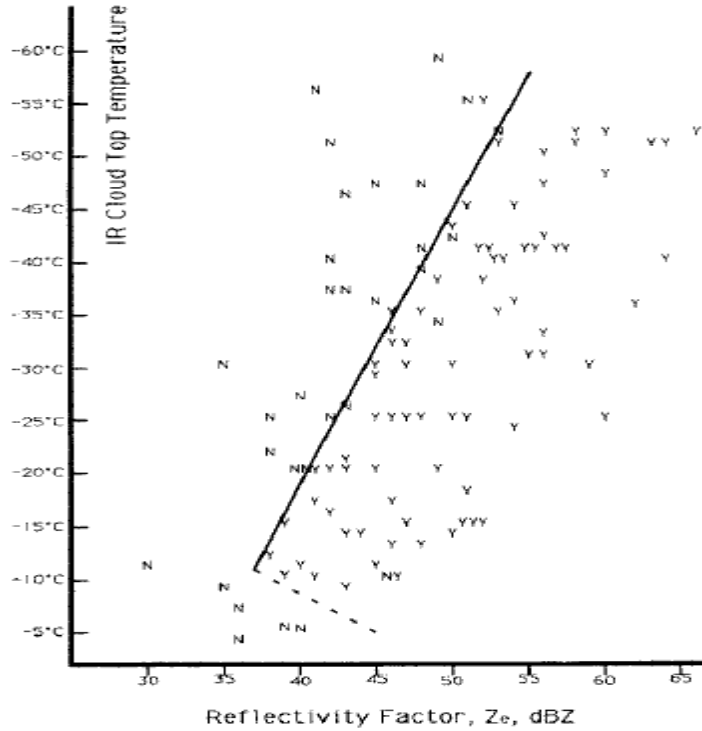
$Z$ [dBZ]	7	15	23	31	39	47	55
$R$ [mm/h]	0.1	0.3	1	3	10	30	100

**Tablo 7.** Radar reflektivite değerleri ve saatlik yağış şiddeti

Yukarıdaki tablodan görülebileceği üzere 54 dBZ değerine karşılık gelen yağış şiddeti 87 mm/h'dir.

#### • Maksimum Reflektivite Metodu

Gematronik radarlarda kullanılan Rainbow yazılımı dolu için CAPPI metoduna benzer bir algoritma kullanmıştır. Algoritmada, sabit yüksekliklerden elde edilen reflektivite değerleri yerine, kullanılan maksimum ve minimum yükseklikler arasında elde edilen maksimum reflektivite değerleri kullanılmıştır.



**Şekil 13.** Reflektivite ve Bulut Tepe Sıcaklığı

Şekil 13'te dolu (Y) ve yağmur (N) dağılımı aşağı seviye CAPPI reflektivite değerlerinin ve konvektif bulut tepe sıcaklığının bir fonksiyonu olarak görülebilmektedir. Şekilde kalın çizgiyle çizilmiş olan hat üzerinde yağmur ve dolu tanecikleri biri birinden ayrılmaktadır.

#### • Auer Metodu

Auer 1994 yılında radarlar aracılığıyla dolu tespit edilmesi çalışmalarında radar reflektivite ürünleriyle alçak irtifada yer alan bulutların tepe sıcaklıklarını kullanmıştır. Bulutların tepe sıcaklığı uydular kullanılarak tespit edilebilir. Söz konusu çalışmasından sonra Auer Şekil 13'teki grafiği (nomogram, çözümüleme grafiği) ortaya koymuştur. Grafik şiddetli yağmur ve dolu içerikli olarak hazırlanmıştır. Yeni Zellanda'da 100'ün üzerinde şiddetli yağmur ve dolu hadisesi dikkate alınarak grafik hazırlanmıştır. Grafik incelendiğinde şiddetli yağmur ve dolu hadisesi arasındaki farkın bulut tepe sıcaklığı ve reflektiviteye bağlı olarak belirgin bir şekilde ortaya konulduğu görülebilir. Hardaker ve Auer 1994 yılındaki çalışmalarından sonra, dolu ihbarı için kullanılan CAPPI reflektivite eşik değerini ( $Z_{Th}$ ) bulut tepe sıcaklığını ( $T_{top}$ ) kullanarak aşağıdaki denklemle ifade etmişlerdir.

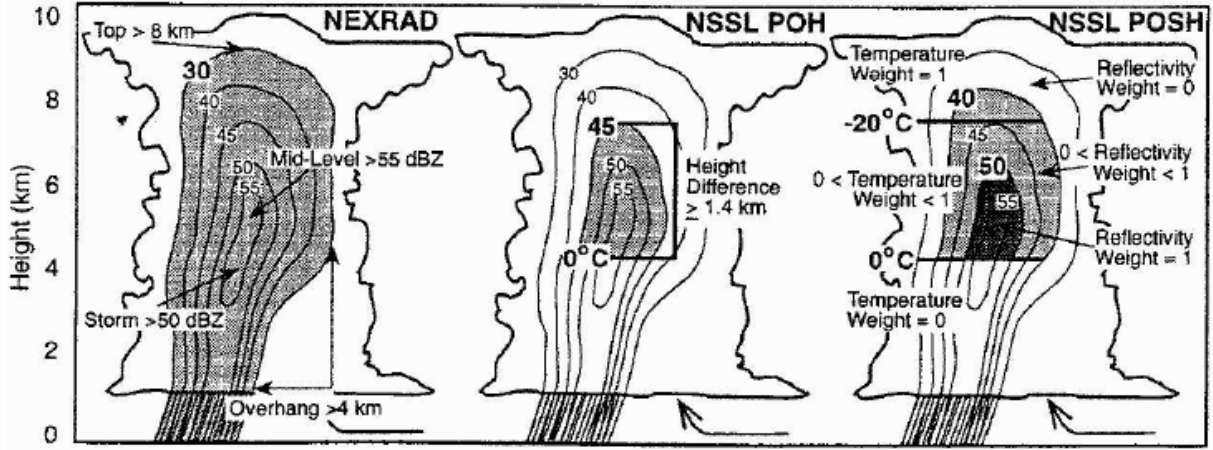
$$Z_{Th} = \begin{cases} -0.38 \cdot (T_{top} - 85.0) & \text{if } T_{top} \leq -11^{\circ}\text{C} \\ 1.33 \cdot (T_{top} + 38.8) & \text{if } T_{top} > -11^{\circ}\text{C} \end{cases}$$

Şekil 13'teki grafik yukarıdaki eşitlikle yakından ilgilidir. Dolu oluşumu için en uygun reflektivite değerleri 36 ve 53 dBZ arasında değişmektedir. Bununla birlikte bulut tepe sıcaklığı  $-11$  ile  $-55$   $^{\circ}\text{C}$  arasındadır. Auer'in geliştirmiş olduğu bu metot Yeni Zellanda'da operasyonel olarak kullanılmaktadır. Metotla ilgili yapılan verifikasyon çalışmaları oldukça iyidir ve metodun sıradan bir metot olmadığını açık bir şekilde ortaya koymuştur. Auer bu çalışmasının devamında dolu çapının tahmin edilmesi yöntemiyle de uğraşmıştır. Bu çalışmasında Auer dolu ve şiddetli yağmurun biri birinden ayrılmasında toplam reflektivite sinyallerinin bariz bir şekilde rol oynadığı sonucuna varmıştır. Dolayısıyla bulut tepe sıcaklığı, radar toplam reflektivite ürünleri kullanılarak hem yağışın dolu ve yağmur bağlamında tipi hem de Tablo 7'den anlaşılacağı üzere miktarı tespit edilebilir.



## • NEXRAD Dolu Belirleme Algoritması (Hail Detection Algorithm, HDA)

ABD’inde halihazırda kullanımda olan WSR-88D radar şebekesi NEXRAD projesi kapsamında pek çok dolu belirleme algoritması geliştirilmiş ve test edilmiştir. Kessinger ve arkadaşları 1995 yılında NEXRAD algoritmasıyla diğer farklı dolu belirleme algoritmalarını karşılaştırmışlardır. Şekil 14’te farklı dolu belirleme algoritması şematik olarak gösterilmiştir.

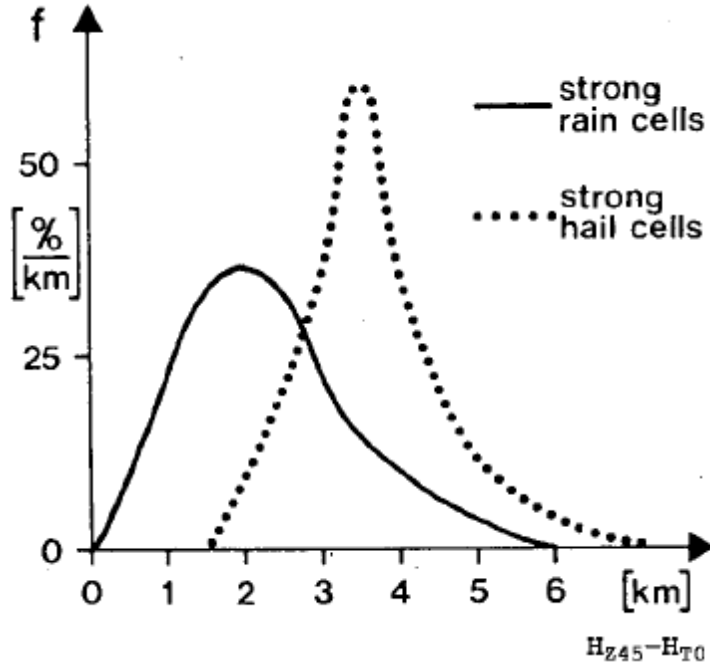


Şekil 14. NEXRAD Kapsamında Farklı Dolu Algoritmaları

(Eski NEXRAD HDA karakteristik özellikleri olan bir algoritmaydı. Fırtına durumundaki reflektiviteyi ve bu reflektivitenin bulut içerisindeki dağılımını ve ağırlıklı ortalamasını dikkate almaktaydı. Yeni NEXRAD HDA’da donma seviyesi ile 45 dBZ reflektivite değerinin görüldüğü maksimum yükseklik arasındaki tabakanın kalınlığı hesaplanmaktadır. Bununla birlikte mümkün olabilecek tabaka kalınlığı değerleri de olasılık yöntemiyle tahmin edilebilmektedir. Algoritmada dolu gerçekleşme ihtimali Şiddetli Dolu İndeksi (Severe Hail Index, SHI) kullanılmak suretiyle hesaplanmaktadır. SHI, sıcaklığın bir fonksiyonu olarak elde edilen dolu kinetik enerjisinin düşey integrasyonunun ve reflektivite değerlerinin bir fonksiyonudur. SHI hesaplamasına ileriki konularda değinilmiştir)

Şekil 14’te en solda gösterilen NEXRAD HDA ilk, orijinal versiyondur, Petrocchi ve arkadaşları tarafından geliştirilmiştir. Algoritma yedi farklı dolu indikatörünün kombinasyonu şeklindedir. En önemli indikatörler, fırtına içerisindeki çekirdekte radar reflektivite değerlerinin 50 dBZ ve daha yüksek olması, söz konusu bu reflektivite değerlerinin görüldüğü yüksekliğin 5 ile 12 km yükseklikleri arasında olması ve en yüksek radar ekosunun yüksekliğinin (echotop) 8 kilometreden daha yüksek olmasıdır. Bununla birlikte Şekil 14’te görüleceği üzere orta seviyedeki fırtına içerisindeki eko çıkıntısı (overhang) 4 km civarında

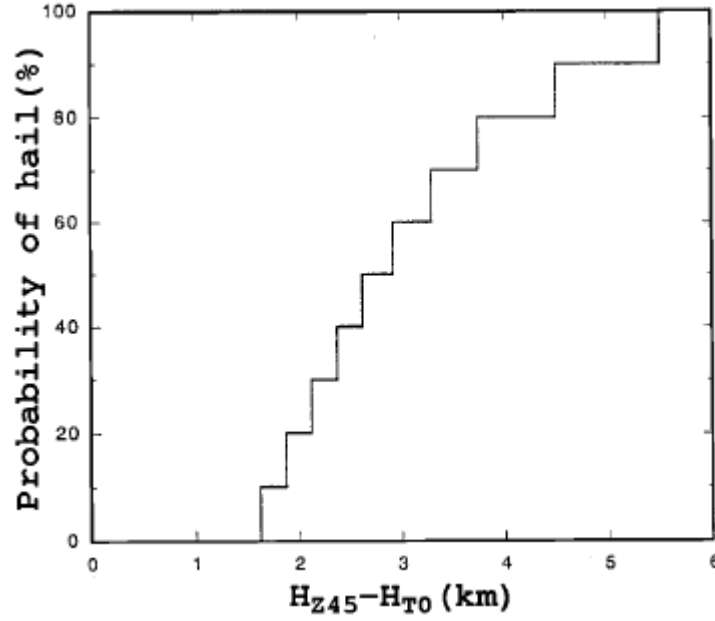
olmalıdır. Bunlara benzer diğer toplam yedi adet dolu indikatörü kullanılarak dolu indeksi hesaplanır. Dolu indeksi sonucunda dolunun olup olmayacağı indeks sınır değerlerinden anlaşılmaktadır. Günümüzde NEXRAD HDA'nın geliştirilmesine devam edilmektedir. 1998 yılında Witt ve arkadaşları algoritmaya dolu olasılık modülünü eklemiştir. NEXRAD HDA günümüzde kullanışlı oldukça doğru sonuçlar veren kaliteli bir algoritmadır. Şekil 14'teki orta kısımda görülen yeni dolu belirleme algoritması Waldvogel ve arkadaşlarının 1979'da yaptıkları çalışmaları temel almıştır. Waldvogel ve arkadaşları çalışmalarında dolu belirleme işlemleri için 45 dBZ reflektivite değerinin gerçekleştiği maksimum yüksekliği ( $H_{Z45}$ ) kullanmışlardır. Ayrıca  $H_{Z45}$  ile donma seviyesi ( $H_{T0}$ ) arasındaki ilişkiyi yararlanmışlardır. Şekil 15'te ( $H_{Z45} - H_{T0}$ ) fark parametresinin dolu ve yağmur hücresi durumundaki değerlerinin olasılık frekans dağılım grafiği görülmektedir.



**Şekil 15.** ( $H_{Z45} - H_{T0}$ ) Fark Parametresinin Dolu ve Yağmur Hücresi Durumu

Şekil 15'ten anlaşılacağı gibi 45 dBZ reflektivite değerlerinin donma seviyesinin üzerinde 1.4 km veya daha fazla uzanması durumunda dolu ihtimali kuvvetlenmektedir. Bununla birlikte fırtına hücresindeki reflektivite değerleri ve bu değerlerin 45 dBZ'in üzerinde olması dolu ihtimalini kuvvetlendirmektedir. Özetle Waldvogel çalışmasında fırtına çekirdeğindeki kuvvetli reflektivite (45 dBZ ve üzeri) değerlerinin donma seviyesi üzerindeki pozisyonunu hesaplamıştır. Bu değer aynı zamanda donma seviyesi üzerindeki kuvvetli yukarı doğru olan hava hareketlerinin de bir göstergesidir. donma seviyesi sayısal hava tahmin ürünlerinden birisidir. Bu algoritma radar ve sayısal hava tahmin ürünlerinin bir

kombinasyonu olarak değerlendirilebilir. Günümüzde halihazırda kullanılmakta olan NEXRAD HDA'ında 45 dBZ değerinin görüldüğü maksimum yükseklik değerinin donma seviyesi üzerindeki yüksekliği Şekil 16'da görülen dolu olasılık grafiğinde kullanılmaktadır. Örneğin  $H_{Z45} - H_{T0}$  değerinin 1.6 km olması % 10 ihtimalle dolunun yağacağını 6 km olması da % 100 ihtimalle dolunun olacağını göstermektedir.



Şekil 16.  $H_{Z45} - H_{T0}$  Değeri ve Dolu Olasılığı İlişkisi

#### • NEXRAD Şiddetli Dolu Belirleme Algoritması

NEXRAD dolu belirleme algoritması Witt ve arkadaşları tarafından 1998 yılında geliştirilmiştir. Algoritmanın önemli bir parçası dolu yağışı olasılığı üzerine kurulmuştur. Dolu yağışı olasılığı, dolu tanelerinin kinetik enerji akısı ( $\dot{E}$ ) ile Waldvogel ve arkadaşlarının 1978 yılında yaptıkları çalışmadan sonra ortaya koydukları reflektivite ( $Z$ ) değerlerinden hesaplanmaktadır. Waldvogel ve arkadaşları, 1978 yılında, dolu çapı için altı farklı bölgede dört adet şiddetli dolu yağışı üzerinde çalışmışlar ve toplam 175 farklı dolu tanesi çapının olduğunu tespit etmişlerdir. Şekil 17'de  $\dot{E}$  ve  $Z$ 'ye bağlı olarak ölçülmüş dolu çapı değerlerinin karşılaştırmalı grafiği yer almaktadır. Grafik sonucunda, dolu tanelerinin kinetik enerji akısı ( $\dot{E}$ , birimi  $J/m^2s$ ), ve reflektivite  $Z$  (birimi  $mm^6/m^3$ ) arasındaki ilişki aşağıdaki formüldeki gibidir:

$$\dot{E}(Z) = 5.0 \times 10^{-6} Z^{0.84}$$

È'ye baėlı olarak Őiddetli Dolu İndeksi (Severe Hail Index, SHI) kolayca hesaplanabilir. SHI'in hesaplanabilmesi için, È dūŐey mesafede integre edilir. Ayrıca reflektivite deėiŐkenli  $W(Z)$  ve sıcaklık deėiŐkenli  $W_T(H)$  fonksiyonları da È ile birlikte dūŐey mesafede integre edilir ve bōylece SHI aŐaėıdaki eŐitlikteki halini alır:

$$\text{SHI} \equiv \frac{1}{10} \int_0^{H_{top}} W(Z(h)) \cdot W_T(h) \cdot \dot{E}(Z(h)) dh$$

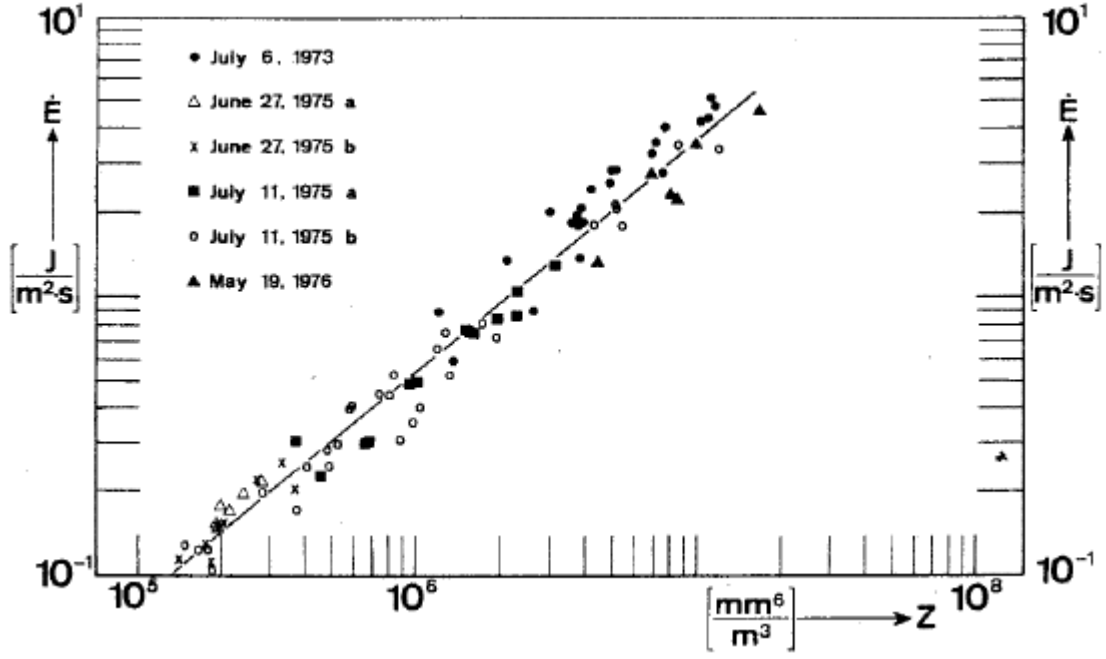
Formūldeki reflektivite deėiŐkenli  $W(Z)$  fonksiyonu aŐaėıdaki gibi tanımlanır:

$$W(Z) = \begin{cases} 0 & \text{for } Z \leq Z_L \\ \frac{Z-Z_L}{Z_U-Z_L} & \text{for } Z_L < Z < Z_U \\ 1 & \text{for } Z \geq Z_U \end{cases}$$

Formūldeki sıcaklık deėiŐkenli  $W_T(H)$  fonksiyonu aŐaėıdaki gibi tanımlanır:

$$W_T(H) = \begin{cases} 0 & \text{for } H \leq H_{T0} \\ \frac{H-H_{T0}}{H_{Tm20}-H_{T0}} & \text{for } H_{T0} < H < H_{Tm20} \\ 1 & \text{for } H \geq H_{Tm20} \end{cases}$$

Yukarıdaki formūllerdeki reflektivite cut-off deėeri  $Z_L$  ve  $Z_U$  deėerleri sırasıyla 40 ve 50 dBZ olarak kullanılır.  $H_{T0}$  ve ( $H_{Tm20}$ ) atmosferdeki 0 °C (donma seviyesi) ve (-20 °C) seviyelerinin yūseklik deėerleridir. Formūllerden öncelikle SHI'ın -20 °C seviyesindeki yūsek reflektivite deėerleriyle duyarlı bir Őekilde deėiŐtiėi sonucu çıkarılabilir. Őayet -20 °C ve daha soėuk seviyelerde yeterli derecede yūsek reflektivite (45 dBZ ve Őzeri) deėerlerine rastlanıyorsa bu durum dolu Őretimi ve geliŐimi için ideal olacaktır. Burada, 0 °C ve -20 °C sıcaklıklarının gōrūldūėu yūseklik deėerleri ravinsonde gōzlemlerinden ve tahmin deėerleri için de sayısal hava tahmin modellerinden elde edilebilir. Radar ve sayısal hava tahmin modelleri birlikte çalıŐmalıdır. SHI'ın dolu yaėıŐı için kritik ve eŐik deėerleri 1995 yılında Kessinger ve arkadaŐları tarafından NEXRAD için hesaplanmıŐtır. apı 13 mm'den bōyūk dolu taneciklerinin oluŐma durumu SHI tarafından kolaylıkla tespit edilebilmektedir. SHI deėerleri için verifikasyon çalıŐmaları ilgili bōlgeler için yeniden yapılmalıdır.



Şekil 17.  $\dot{E}$  ve  $Z$ 'ye Bağlı Olarak Ölçülmüş Dolu Çapı Değerleri

(Dolu çapı ve  $\dot{E}$  değerleri arasında % 84'lük bir korelasyon katsayısı tespit edilmiştir söz konusu sabite yukarıdaki denklemlerde kullanılmıştır)

- **Düşey Olarak İntegre Edilmiş Sıvı Su Miktarı**  
(Vertically Integrated Liquid Water, VIL)

VIL ilk defa bir analiz metodu olarak 1972 yılında Greene ve Clark tarafından 1972 yılında tanımlanmıştır. VIL değerinin şiddetli fırtına analizinde ve hidrometeorolojik uygulamalarda kullanılması amaçlanmıştır. CAPPI ve maksimum eko ürünleriyle birlikte VIL değerlerinin kullanılması fırtına hüccresinin üç boyutlu olarak analiz edilmesini mümkün kılmaktadır. VIL hesaplamasında ilk adım olarak bütün reflektivite değerleri sıvı su içeriği (liquid water content, M) değerlerine dönüştürülür. Formül şu şekildedir:

$$M = 3.44 \times 10^{-3} Z^{4/7}$$

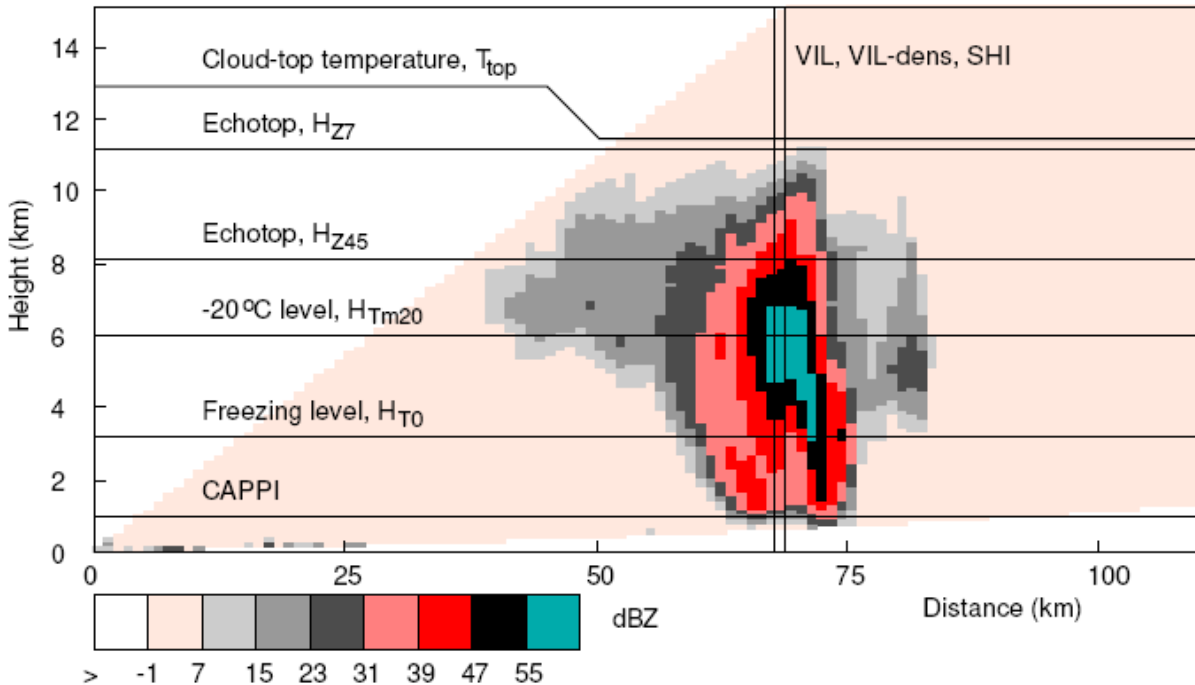
Formülde M değeri  $g/m^3$ , Z değeri de  $mm^6/m^3$  cinsindedir.

M değeri bulunduktan sonra VIL değerinin hesaplanması için M düşey mesafede integre edilir. Formül şu şekildedir:

$$VIL \equiv \int_0^{H_{top}} M \cdot dh = 3.44 \times 10^{-3} \int_0^{H_{top}} Z^{4/7} dh$$

VIL  $kg/m^2$  cinsindedir veya mm/km olarak ta ifade edilebilir. VIL değerinin şiddetli orajlarla ve dolu yağışı ile yakından ilişkisi vardır. Kritik VIL değerleri hesaplanmıştır. Stratiform (tabakalı) yapılarda VIL değeri nadiren  $10 kg/m^2$ 'yi geçer. Bununla birlikte, oraj durumunda, VIL değerinin söz konusu değerden çok daha yüksek olduğu gözlemlenmiştir. Literatürde VIL değerinin dolu ihbarı için bir eşik veya sınır değeri yoktur. Bunun yerine VIL değerindeki kritik artımların ve bu artımların düzenli bir şekilde devam etmesinin tahmini dolu analizinde oldukça önemlidir. Ayrıca VIL değerleri 400 hPa ve 500 hPa sıcaklık değerleriyle karşılaştırılarak oraj ve dolu tahmini yapılabilmektedir.

### RHI, Aug. 8 1999, 16:34UTC: Reflectivity



Şekil 18. Dolu Belirleme Metotları ve Bir RHI Görüntüsü

• **VIL Yoğunluğu (VIL Density)**

Literatürde dolu oluşumu için VIL değerinin olmadığı konusuna daha önce değinilmişti bu sorunu gidermek için VIL Yoğunluğu parametresi geliştirilmiştir. Amburn ve Wolf 1997 yılında yaptıkları çalışmada VIL değerlerini maksimum eko yüksekliği (echotop) ile normalize etmişlerdir. Bu işlemde sabit sınır eko değerleri kullanmışlardır. Örneğin 7 dBZ gibi. VIL Yoğunluğu şu şekildedir:

$$\text{VIL-density} \equiv \frac{\text{VIL}}{H_{top}}$$

VIL yoğunluğunun birimi  $\text{g/m}^3$ 'tür. VIL değerinin birimi  $\text{kg/m}^2$ 'dir.  $H_{top}$  ise km'dir. Amburn ve Wolf (1997) dolu için evrensel (üniversal) VIL Yoğunluk eşik (kritik) değerini  $3.5 \text{ g/m}^3$  olarak tespit etmişlerdir. Ancak bu değer pek çok tartışmaları da beraberinde getirmiştir. Edwards ve Thompson 1998 yılında yaptıkları çalışmalarda Amburn ve Wolf'un eşik değerini kabul etmişler ancak dolu için eşik VIL değerinin  $38 \text{ kg/m}^2$  olması gerektiğini ileri sürmüşlerdir. Buna ek olarak, VIL değerinin  $43 \text{ kg/m}^2$ 'yi aştığı zaman maksimum eko yüksekliği ne olursa olsun dolu yağışının meydana geldiğini savunmuşlardır. Halihazırda SHI ve VIL değerleri şiddetli dolu yağışının tespit edilmesinde ABD'de operasyonel olarak kullanılmaktadır.

Method	Short description
CAPPI	Reflectivity at constant (low) altitude
maxPPI	Maximum reflectivity observed in vertical column
Auer	CAPPI method with threshold depending on cloud-top temperature
Waldvogel	Echotops of 45 dBZ reflectivity relative to height of freezing level (NEXRAD)
Echotop	Echotops of 45 dBZ, i.e., Waldvogel without temperature data
SHI	Severe Hail Index, reflectivity and temperature weighted integral of hail kinetic energy flux (NEXRAD)
VIL	Vertically Integrated Liquid, potential rainfall
VIL-dens	VIL density, ratio between VIL and height of 7 dBZ echotops

**Tablo 8.** Dolu belirleme yöntemlerinin genel değerlendirmesi

(Not: Tablo Orijinal Olduğu İçin Türkçeleştirilmemiştir)

## 9. Dolu Yağışı İçin Türkiye'nin Yüksek Atmosfer Klimatolojisi

Dolu yağışı sırasında atmosferdeki genel formasyon önemli ölçüde değişmektedir. Kuvvetli kararsızlık buna örnek olarak verilebilir. Atmosfer formasyonundaki değişim bazı durumlarda birden (0-6 saatte), bazı durumlarda ise birkaç gün önceden başlamaktadır. Formasyondaki değişimin gözlenebilmesi için yüksek atmosfere rasatlarının işlenmesiyle elde edilmiş parametrelerdeki değişimin, kritik ve eşik değerlerinin takip edilmesi ve açık bir şekilde bilinmesi gerekmektedir.

Çalışmamızın bu bölümünde, yukarıdaki amaç doğrultusunda, Türk Ravinsonde İstasyonları'na 1980 – 2005 yıllarına ait rasatlar kullanılmıştır. Yine aynı periyottaki (1980-2005) dolu yağışı olan günlere ait önemli olan yüksek atmosfer parametreleri söz konusu ravinsonde rasatlarından hesaplanmıştır. Dolu yağışı 00 UTC ile 12 UTC arasında olmuş ise 00 UTC rasadı, 12 UTC ile 00 UTC arasında olmuş ise 12 UTC rasadı kullanılmıştır.

Kullanılan önemli yüksek atmosfer parametreleri, Adyabatik İşlemler ve Önemli Meteorolojik Seviyeler, Atmosfer Nemliliği, Kararsızlık İndeksleri, Kararsızlık Bakımından Önemli Olan Bazı Temel Parametreler ve Önemli Konvektif Hava Analiz Parametreleri olarak beş ana grupta toplanmıştır.

Adyabatik İşlemler ve Önemli Meteorolojik Seviyeler şu şekildedir: LCL seviyesi (LCL, hPa), LFC Seviyesi (LFC, hPa), EL Seviyesi (EL, hPa), Deniz Seviyesinden İtibaren Islak Termometre Sıcaklığının 0 °C'ye Düştüğü Yükseklik (WBZ, m, height of the wet-bulb zero).

Atmosfer Nemliliği bakımından şu parametreler kullanılmıştır: Yer ile 700 hPa Seviyesi Arasındaki Ortalama Nispi Nem ( $RH_{yer-700}$ , %), Yağışa Geçebilir Su Buharı Miktarı (PW, mm, precipitable water).

Kararsızlık İndeksleri şu şekildedir: Showalter İndeksi (SSI, °C), Lifted İndeksi (LI, °C), K İndeks (KI, °C), Total Total İndeks (TTI, °C), KO İndeks (KO), Sweat İndeks (Sweat).



Kararsızlık Bakımından Önemli Olan Bazı Temel Parametreler şunlardır: Konvektif Sıcaklık ( $K_S$ ,  $^{\circ}C$ ), 850 ile 600 hPa arasındaki sıcaklık farkı ( $T_{850-600}$ ,  $^{\circ}C$ ), 1000 hPa ile 500 hPa arasındaki tabaka kalınlığı ( $H_{1000-500}$ ).

Önemli Konvektif Hava Analiz Parametreleri şunlardır: Yer-3000 m Arasındaki Wind Shear ( $W_{yer-3000}$ , knot), Storm Relative Helicity (SRH,  $m^2/s^2$ ), Bulk Richardson Number (BRN), Energy Helicity Index (EHI), CAPE (J/kg).

Ayrıca Fawbush-Miller Yöntemi kullanılarak olası dolu çapları hesaplanmıştır. Elde ölçülmüş olan dolu çapı değerleri olmadığı için dolu çapının hesaplandığı gün ile dolu yağın gün biri biriyle oranlanarak yüzde oranı 00 ve 12 UTC için % 65 olarak bulunmuştur.

Çalışmada 1980-2005 yılları arasındaki, Samsun, İstanbul, Ankara, İzmir, Isparta, Diyarbakır ve Adana ravinsonde istasyonlarına ait dolu yağışı olan günler kullanılmıştır. Söz konusu günlerin 00 ve 12 UTC periyotlarındaki dağılımı şu şekildedir:

İSTASYON ADI	00Z	12Z
SAMSUN	6	11
İSTANBUL	2	4
ANKARA	16	52
İZMİR	31	26
İSPARTA	11	34
DİYARBAKIR	10	40
ADANA	4	16
TOPLAM	80	183
GENEL TOPLAM: 263		

**Tablo 9.** Dolu Yağışının 00 ve 12 UTC'ye göre Dağılımı

Tablo 9'dan görülebileceği üzere 00 UTC periyodunda 80, 12 UTC periyodunda ise 183 adet dolu hadisesine rastlanılmıştır. Dünyada (örneğin Alberta'da) bu tip araştırmalarda 80 veya 90 dolu yağışının kullanıldığı göz önünde bulundurulursa, genel toplamdaki 263 adet dolu yağışı oldukça yeterlidir.

Tablodan deniz seviyesine yakın olan istasyonlardaki dolu yağışının yüksek istasyonlara nazaran daha az olduğu açık bir şekilde dikkati çekmektedir. Bunun daha önceki bölümlerde açıklandığı üzere dolu – yükseklik ilişkisinden kaynaklandığı düşünülmektedir.

İzmir diğere sahil istasyonlarımıza oranla bir miktar değişiklik göstermektedir. Bunun nedeni de sahil bölgesi olmasına rağmen İzmir’de topografyanın etkin olduğu sonucunu doğurmaktadır. Önceki bölümlerde açıklandığı üzere dolu – topografya ilişkisi İzmir’de ön plana çıkmaktadır.

İstanbul’daki 00 ve 12 UTC periyotlarındaki dolu sayısı oldukça düşük olduğu için çalışmanın sağlığı bakımından bu değerler çalışma dışı bırakılmıştır.

Dolu yağışını temsil eden 00 ve 12 UTC periyotlarındaki hesaplanan yüksek atmosfer parametreleri öncelikle 00 UTC, 12 UTC ve 00, 12 UTC’nin birleştirilmesiyle birlikte tablo şeklinde verilmiştir. Ayrıca söz konusu parametrelerin 00 ve 12 UTC için ayrı ayrı ravinsonde istasyonlarına göre değişimleri grafik şeklinde özetlenmiştir.

• 00 UTC İçin Dolu Parametreleri

PARAMETRE	MAXIMUM	MINIMUM	ORTALAMA	STANDART SAPMA
<b>LCL Seviyesi</b>	1008.35	694.90	899.44	10.41
<b>LFC Seviyesi</b>	1008.35	498.38	829.57	31.78
<b>EL Seviyesi</b>	884.02	281.41	506.20	54.17
<b>WBZ</b>	3990.03	246.07	1949.73	89.39
<b>RH<sub>ver-700</sub></b>	96.02	19.54	78.87	4.91
<b>PW</b>	33.74	8.22	16.66	1.33
<b>Showalter İndeks</b>	13.06	-3.48	2.70	0.77
<b>Lifted İndeks</b>	13.36	-5.44	2.23	0.73
<b>K İndeks</b>	39.10	4.20	24.76	1.35
<b>Total Total İndeks</b>	62.10	35.80	50.94	0.97
<b>KO İndeks</b>	9.53	-13.74	-1.53	0.78
<b>Sweat İndeks</b>	465.99	30.01	190.26	26.59
<b>Konvektif Sıcaklık</b>	36.59	2.60	14.94	0.50
<b>T<sub>850-600</sub></b>	28.74	11.62	18.33	1.00
<b>H<sub>1000-500</sub></b>	5700.00	5175.00	5459.91	18.37
<b>W<sub>ver-3000</sub></b>	60.78	0.00	23.07	3.68
<b>Storm Relative Helicity</b>	718.40	-118.41	106.86	70.78
<b>Bulk Richardson Number</b>	100.88	0.00	5.08	7.89
<b>Energy Helicity İndeks</b>	0.90	0.00	0.12	0.13
<b>CAPE</b>	1164.02	0.00	166.64	178.23

Tablo 10

• 12 UTC İçin Dolu Parametreleri

PARAMETRE	MAXIMUM	MINIMUM	ORTALAMA	STANDARTSAPMA
<b>LCL Seviyesi</b>	1002.24	643.08	865.66	7.43
<b>LFC Seviyesi</b>	997.75	534.77	822.34	18.90
<b>EL Seviyesi</b>	913.89	168.87	429.74	56.64
<b>WBZ</b>	4184.70	20.44	2244.94	252.98
<b>RH<sub>ver-700</sub></b>	97.70	26.15	70.77	2.07
<b>PW</b>	43.56	0.00	18.58	1.62
<b>Showalter İndeks</b>	22.80	-13.61	1.54	2.34
<b>Lifted İndeks</b>	17.76	-13.86	-0.53	1.55
<b>K İndeks</b>	52.80	-28.30	26.29	5.04
<b>Total Total İndeks</b>	70.20	16.20	51.67	3.66
<b>KO İndeks</b>	50.93	-29.70	-5.14	2.48
<b>Sweat İndeks</b>	648.91	26.01	196.77	21.70
<b>Konvektif Sıcaklık</b>	36.71	4.83	18.90	3.03
<b>T<sub>850-600</sub></b>	29.59	4.48	19.53	1.24
<b>H<sub>1000-500</sub></b>	5820.00	5199.00	5511.56	38.84
<b>W<sub>ver-3000</sub></b>	62.14	0.00	23.23	2.66
<b>Storm Relative Helicity</b>	724.38	-83.75	86.15	38.81
<b>Bulk Richardson Number</b>	469.00	0.00	35.11	55.77
<b>Energy Helicity İndeks</b>	1.11	0.00	0.19	0.05
<b>CAPE</b>	4555.44	0.00	553.62	385.39

Tablo 11

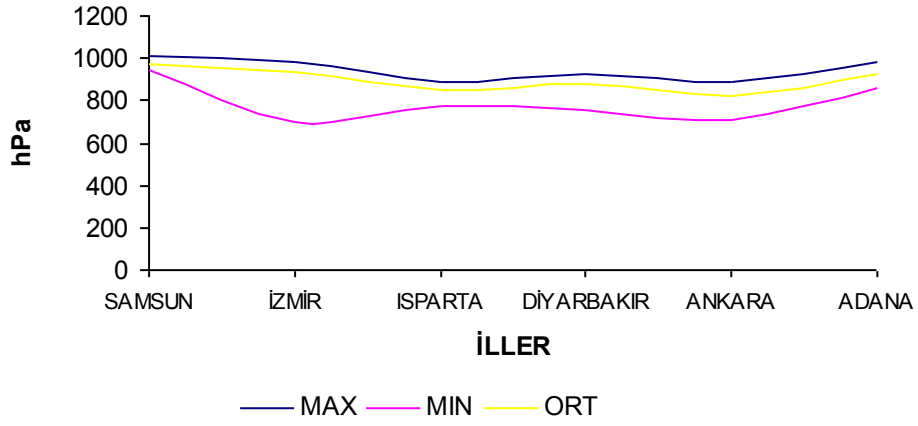
• 00 ve 12 UTC İçin Birleřtirilmiř Dolu Parametreleri

PARAMETRE	MAXIMUM	MINIMUM	ORTALAMA	STANDARTSAPMA
<b>LCL Seviyesi</b>	1008.35	643.08	882.55	2.11
<b>LFC Seviyesi</b>	1008.35	498.38	825.96	9.11
<b>EL Seviyesi</b>	913.89	168.87	467.97	1.75
<b>WBZ</b>	4184.70	20.44	2097.34	115.67
<b>RH<sub>ver-700</sub></b>	97.70	19.54	74.82	2.01
<b>PW</b>	43.56	0.00	17.62	0.21
<b>Showalter Index</b>	22.80	-13.61	2.12	1.11
<b>Lifted Index</b>	17.76	-13.86	0.85	0.58
<b>K Index</b>	52.80	-28.30	25.52	2.61
<b>Total Total Index</b>	70.20	16.20	51.30	1.91
<b>KO Index</b>	50.93	-29.70	-3.34	1.20
<b>Sweat Index</b>	648.91	26.01	193.51	3.46
<b>Konvektif Sıcaklık</b>	36.71	2.60	16.92	1.79
<b>T<sub>850-600</sub></b>	29.59	4.48	18.93	0.17
<b>H<sub>1000-500</sub></b>	5820.00	5175.00	5485.74	14.48
<b>W<sub>ver-3000</sub></b>	62.14	0.00	23.15	0.72
<b>Storm Relative Helicity</b>	724.38	-118.41	96.51	22.61
<b>Bulk Richardson Number</b>	469.00	0.00	20.10	33.86
<b>Energy Helicity Index</b>	1.11	0.00	0.15	0.06
<b>CAPE</b>	4555.44	0.00	360.13	146.48

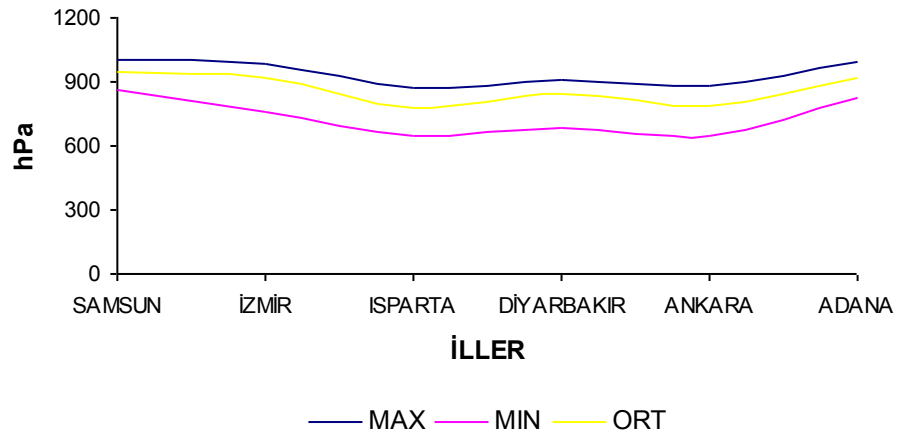
**Tablo 12**

• İstasyonlara Göre LCL Seviyesi Grafikleri (00 ve 12 UTC, 1980-2005)

**00 UTC LCL SEVİYESİ**

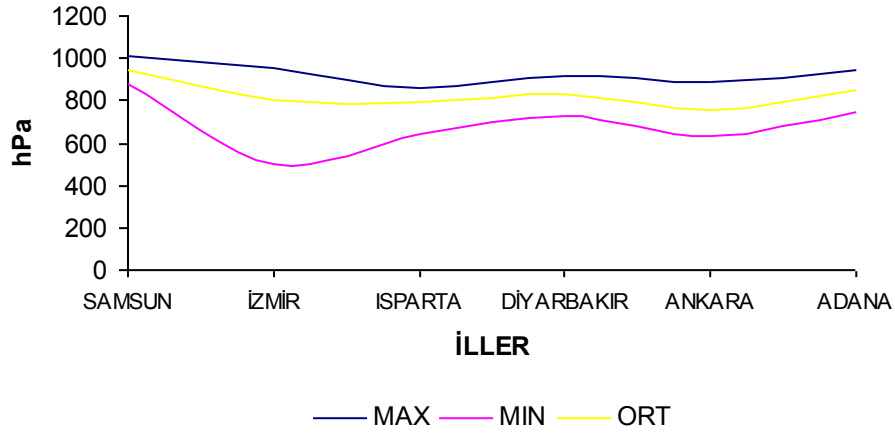


**12 UTC LCL SEVİYESİ**

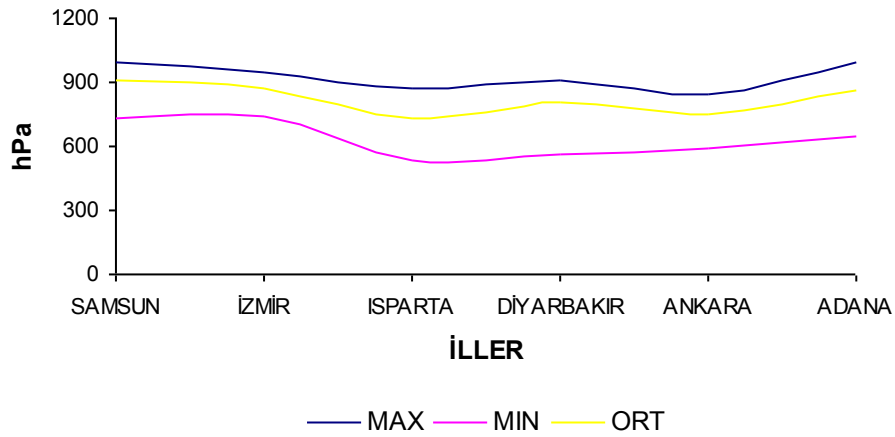


• İstasyonlara Göre LFC Seviyesi Grafikleri (00 ve 12 UTC, 1980-2005)

**00 UTC LFC SEVİYESİ**

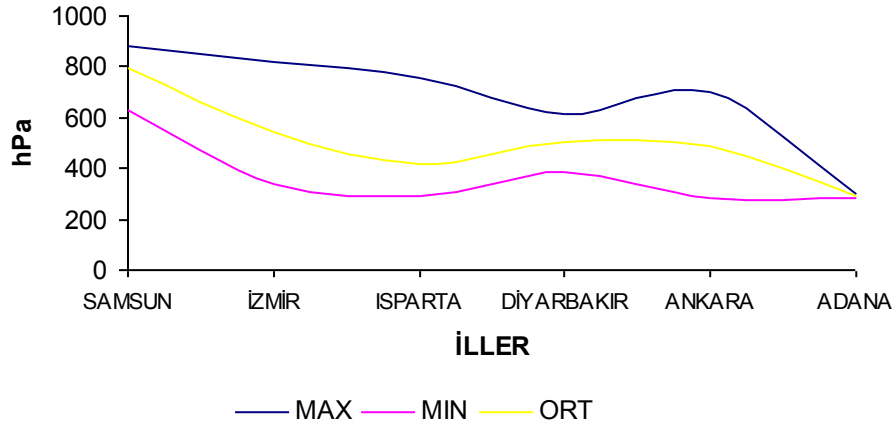


**12 UTC LFC SEVİYESİ**

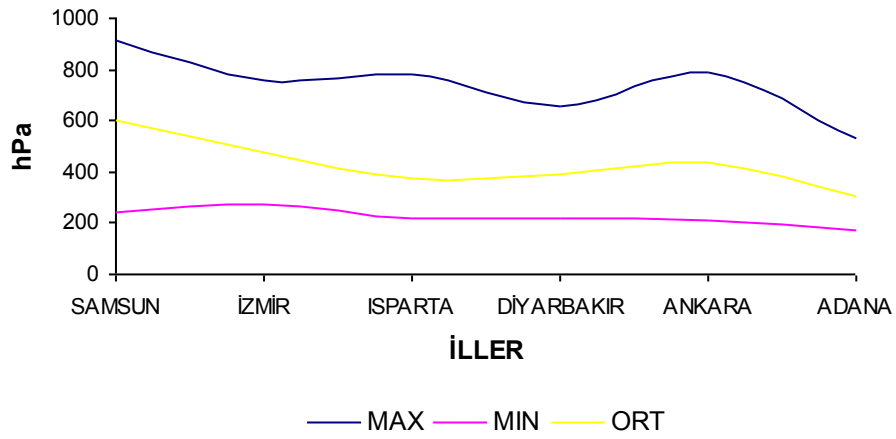


• İstasyonlara Göre EL Seviyesi Grafikleri (00 ve 12 UTC, 1980-2005)

**00 UTC EL SEVİYESİ**



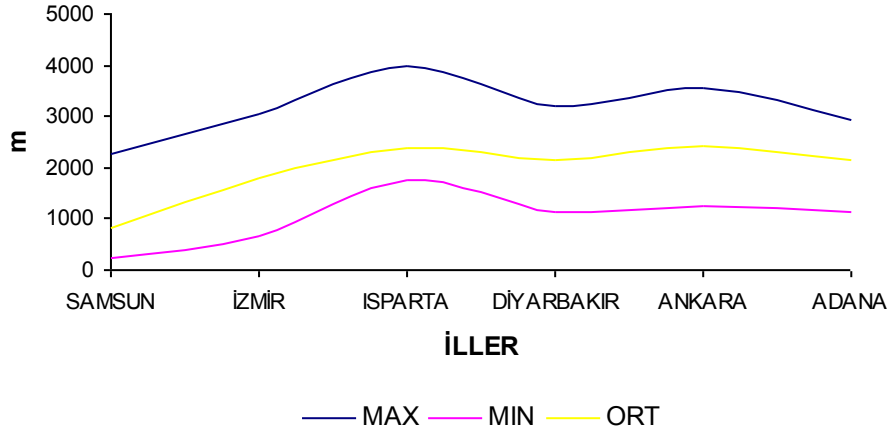
**12 UTC EL SEVİYESİ**



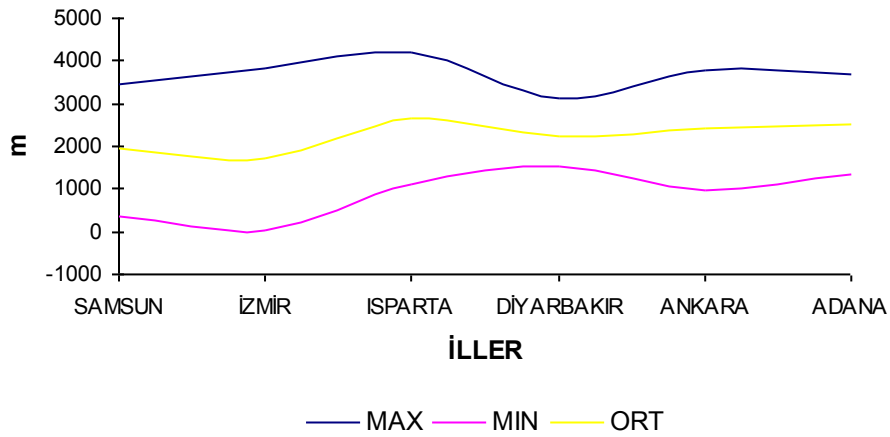


• İstasyonlara Göre WBZ Seviyesi Grafikleri (00 ve 12 UTC, 1980-2005)

00 UTC WBZ

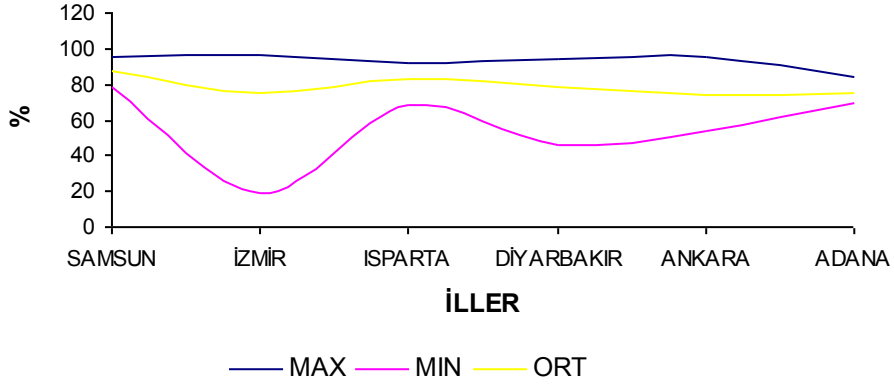


12 UTC WBZ

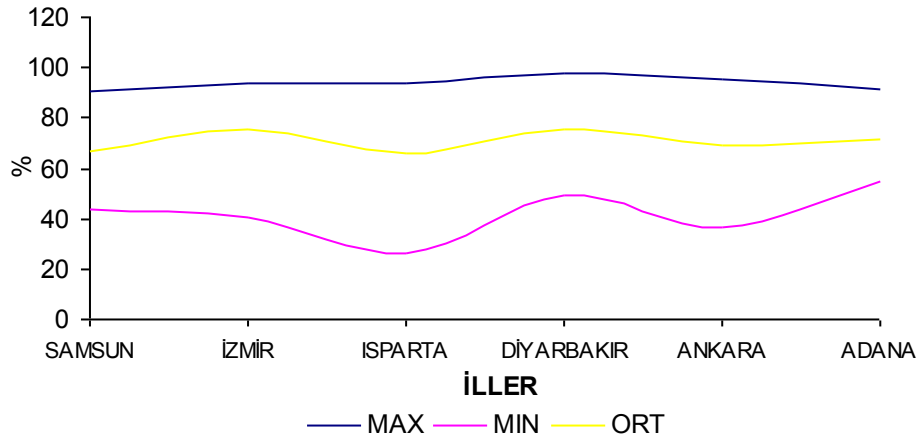


• İstasyonlara Göre RH<sub>yer-700</sub> Grafikleri (00 ve 12 UTC, 1980-2005)

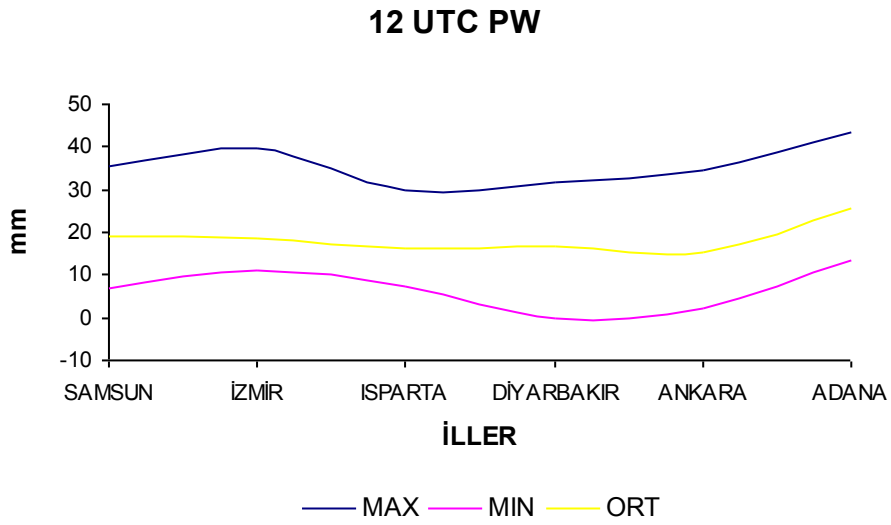
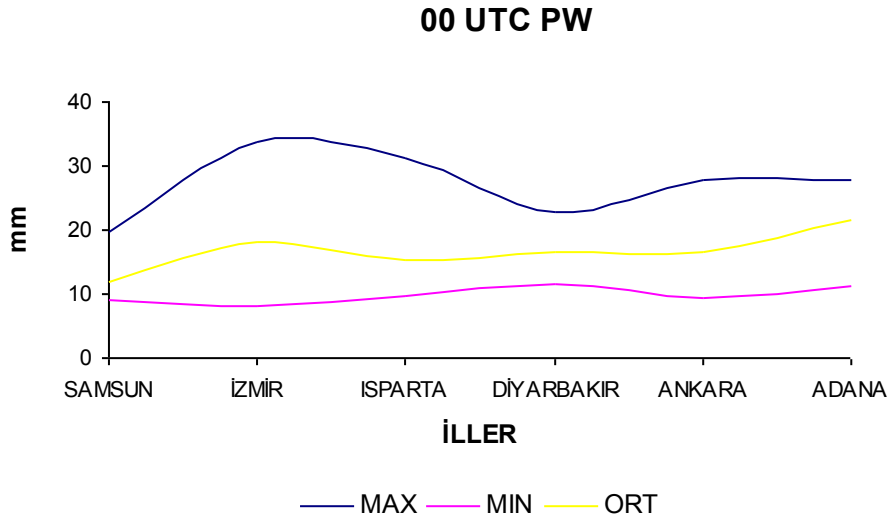
00 UTC RH<sub>yer-700</sub>



12 UTC RH<sub>yer-700</sub>

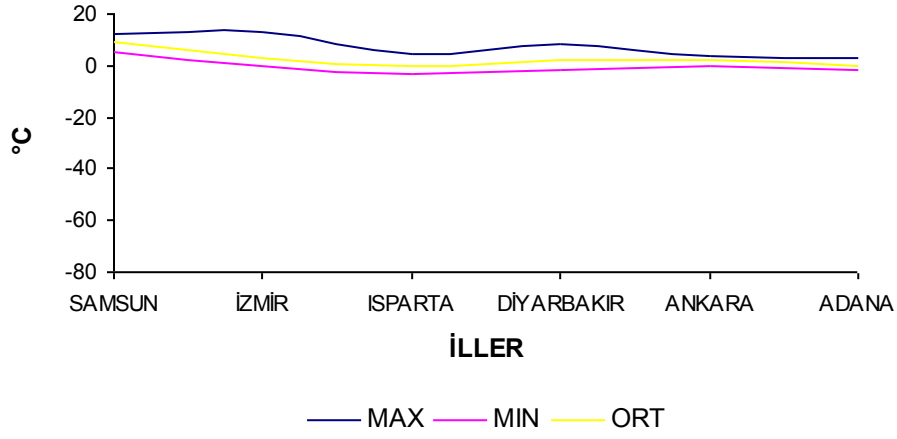


• İstasyonlara Göre PW Grafikleri (00 ve 12 UTC, 1980-2005)

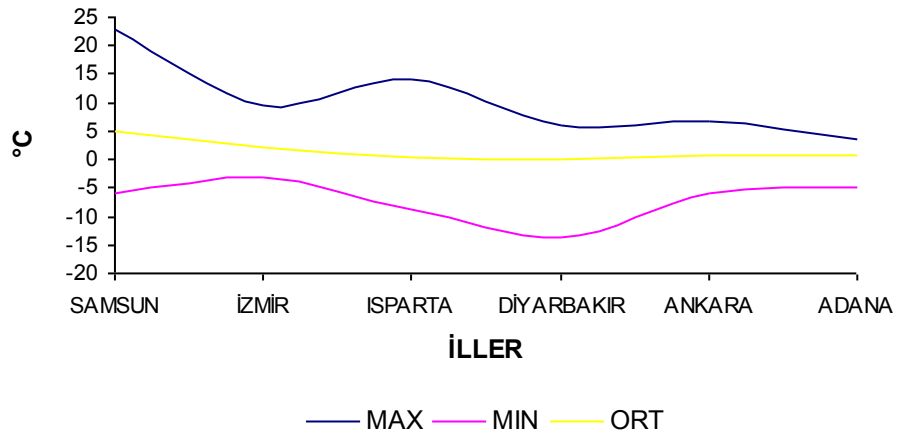


• İstasyonlara Göre Showalter İndeks (SSI) Grafikleri (00 ve 12 UTC, 1980-2005)

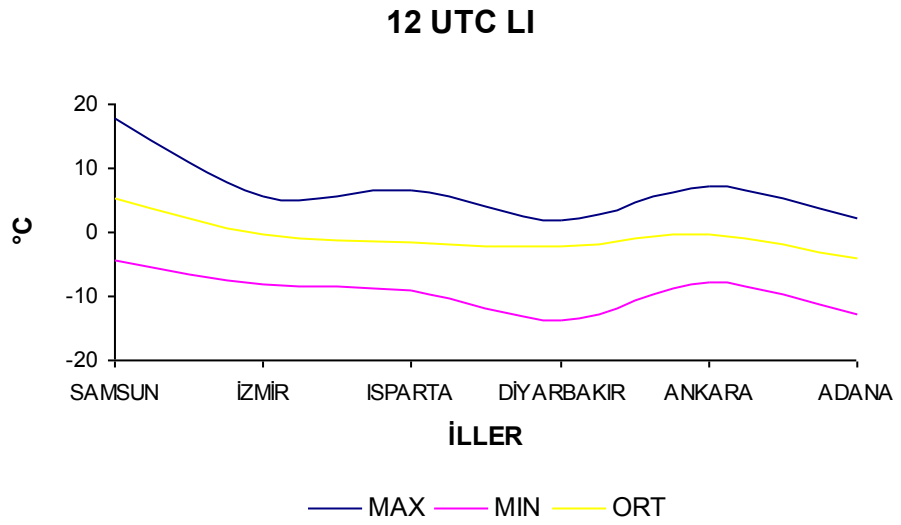
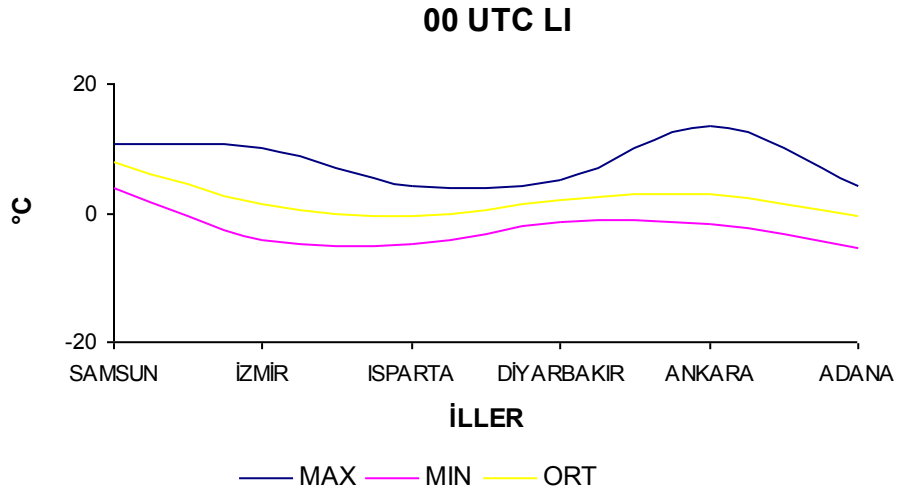
00 UTC SSI



12 UTC SSI

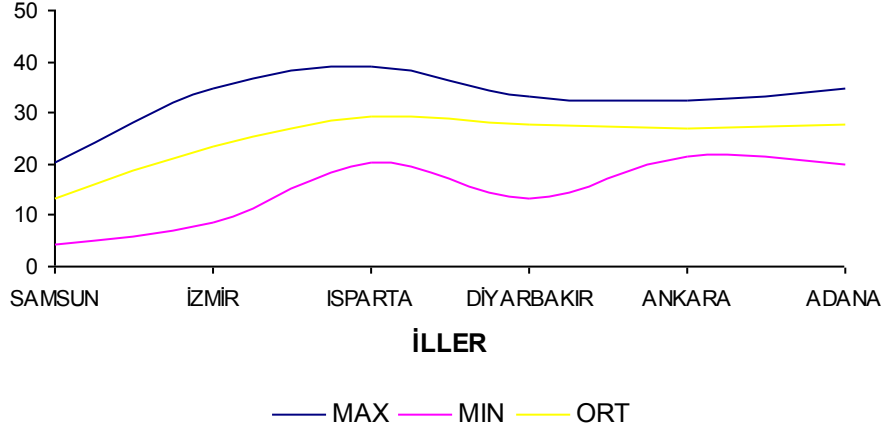


• İstasyonlara Göre Lifted İndeks (LI) Grafikleri (00 ve 12 UTC, 1980-2005)

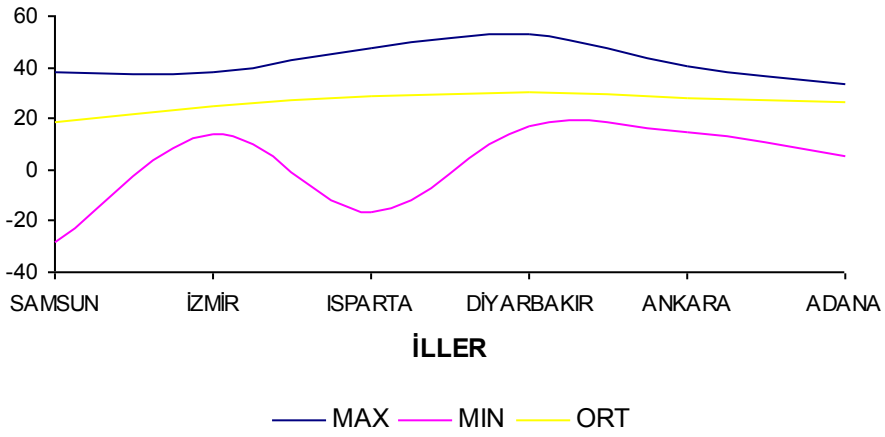


• İstasyonlara Göre K İndeks (KI) Grafikleri (00 ve 12 UTC, 1980-2005)

00 UTC KI

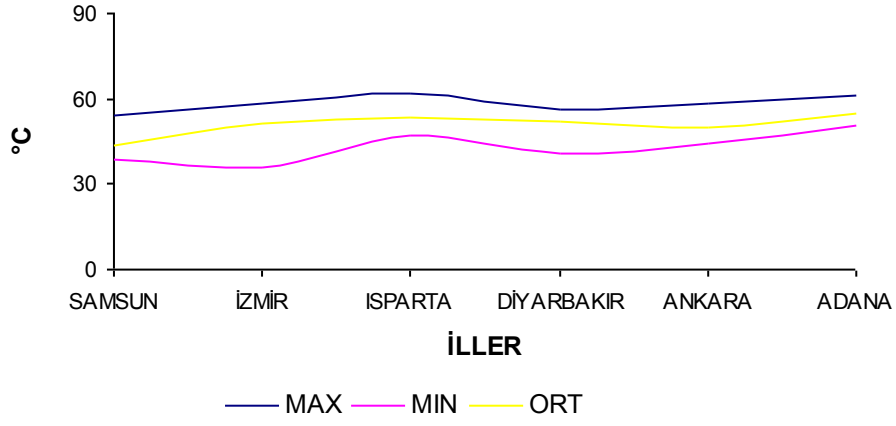


12 UTC KI

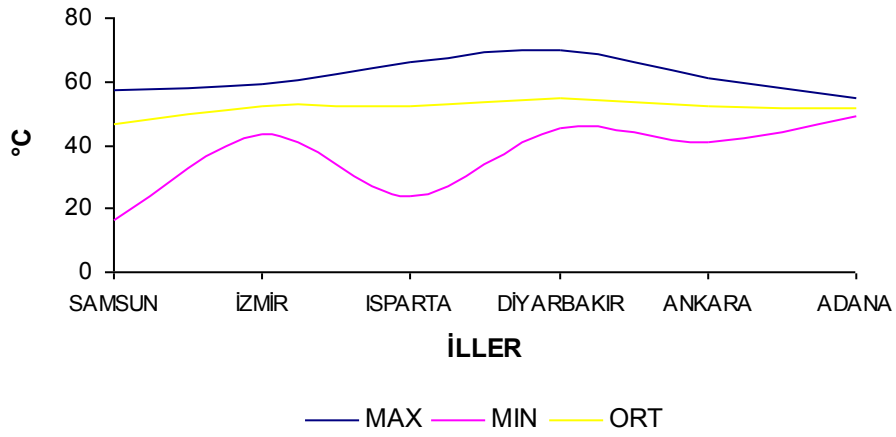


• İstasyonlara Göre Total Total İndeks (TTI) Grafikleri (00 ve 12 UTC, 1980-2005)

00 UTC TTI

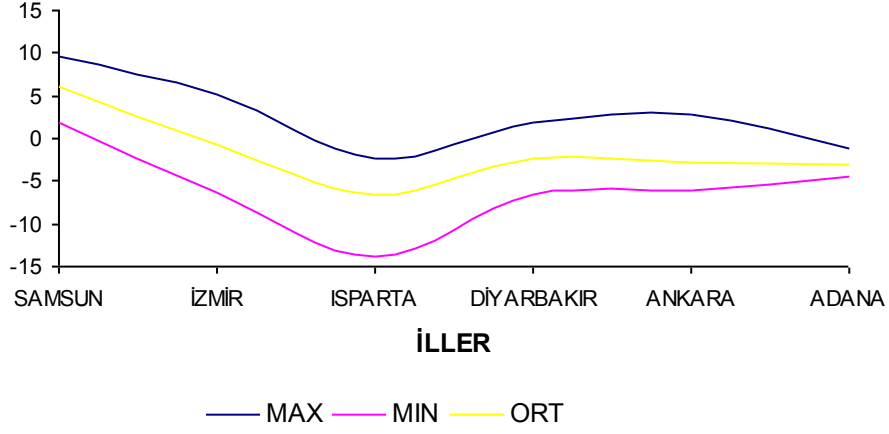


12 UTC TTI

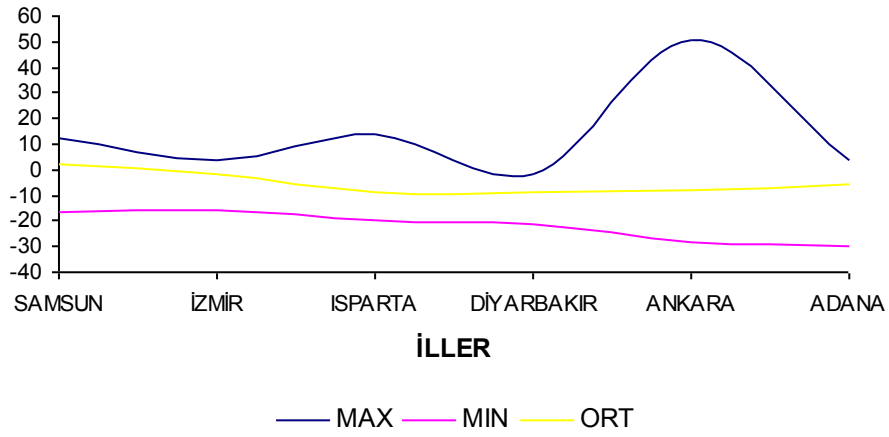


• İstasyonlara Göre KO İndeks Grafikleri (00 ve 12 UTC, 1980-2005)

00 UTC KO



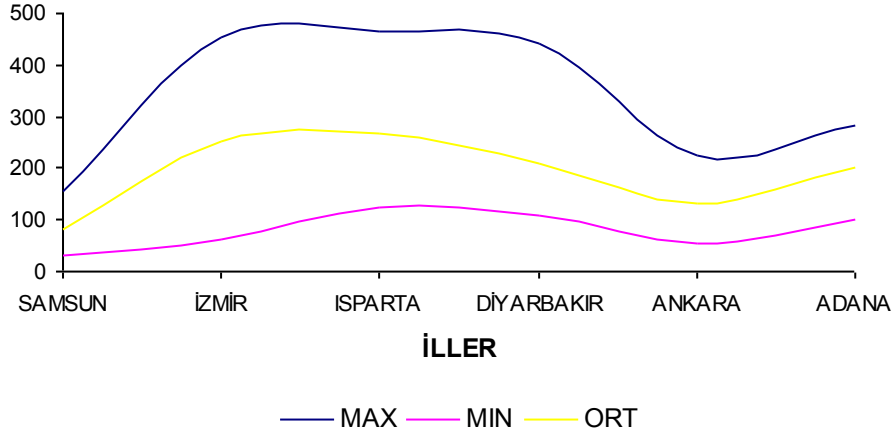
12 UTC KO



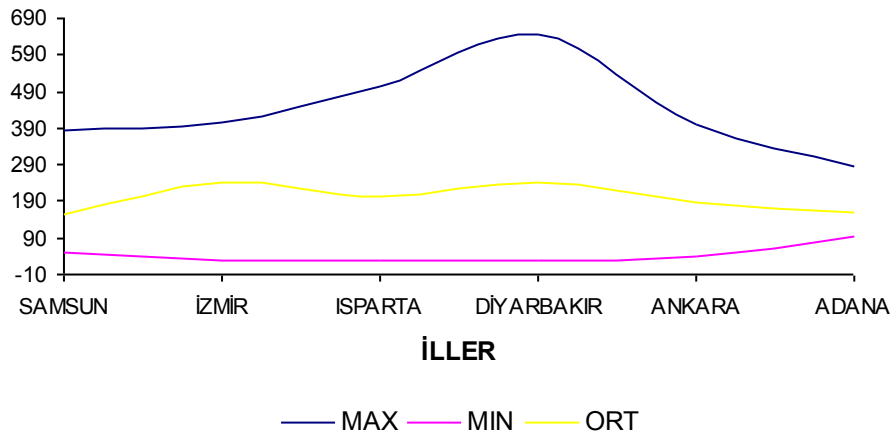


• İstasyonlara Göre SWEAT İndeks Grafikleri (00 ve 12 UTC, 1980-2005)

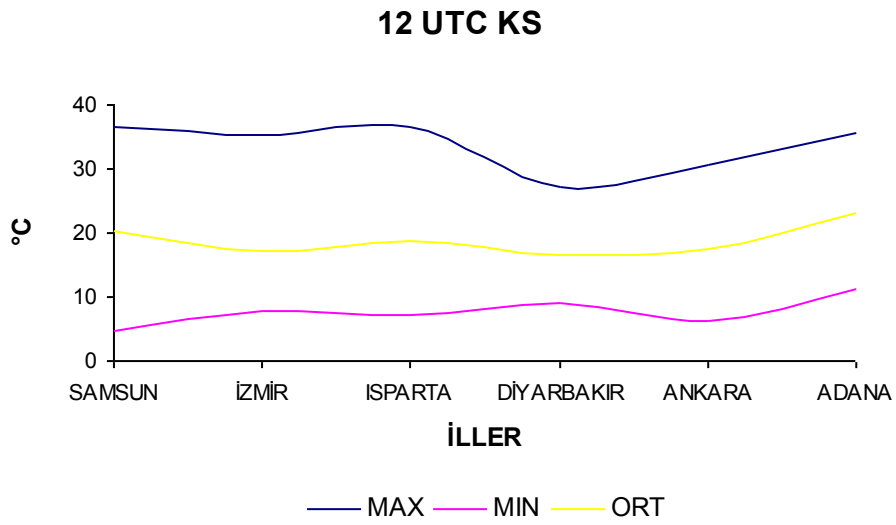
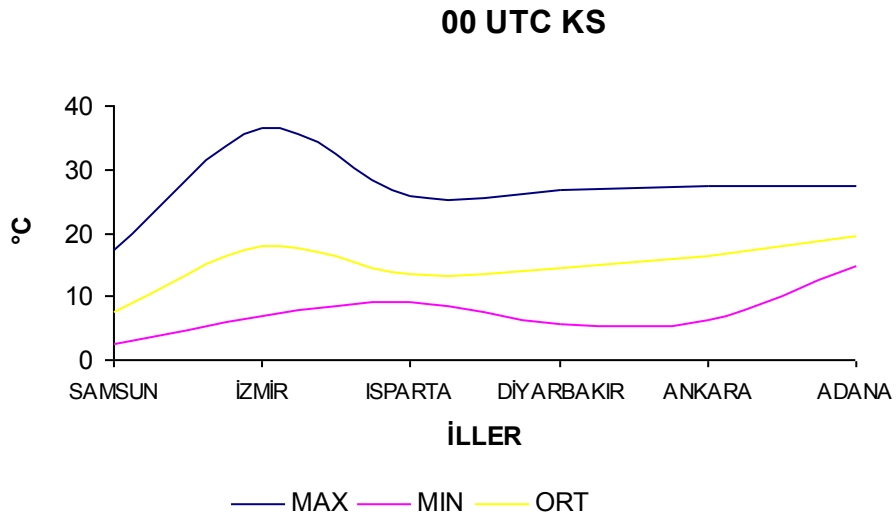
**00 UTC SWEAT**



**12 UTC SWEAT**

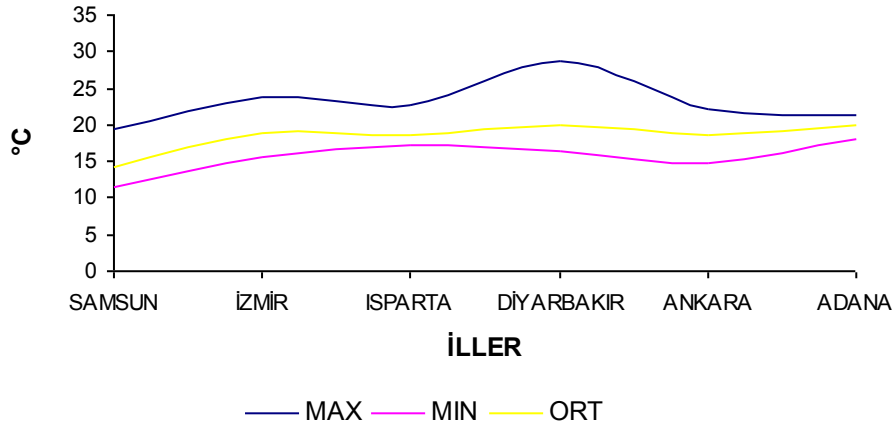


• İstasyonlara Göre Konvektif Sıcaklık (KS) Grafikleri (00 ve 12 UTC, 1980-2005)

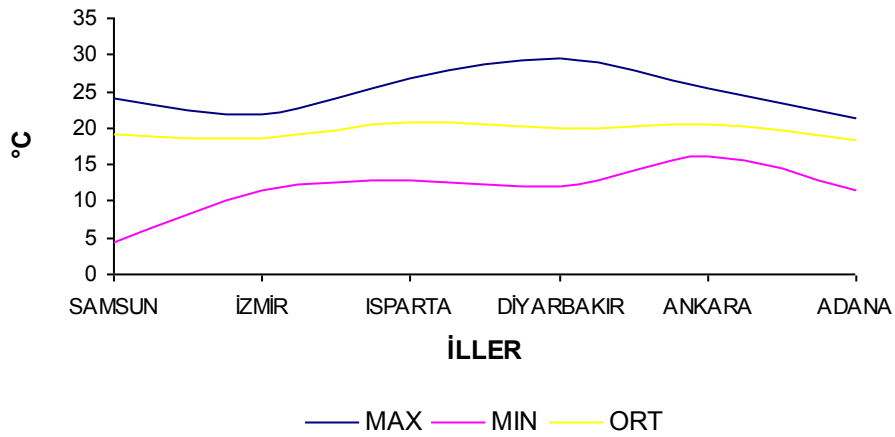


• İstasyonlara Göre 850 ile 600 hPa Arasındaki Sıcaklık Farkı ( $T_{850-600}$ ) Grafikleri  
(00 ve 12 UTC, 1980-2005)

00 UTC  $T_{850-600}$

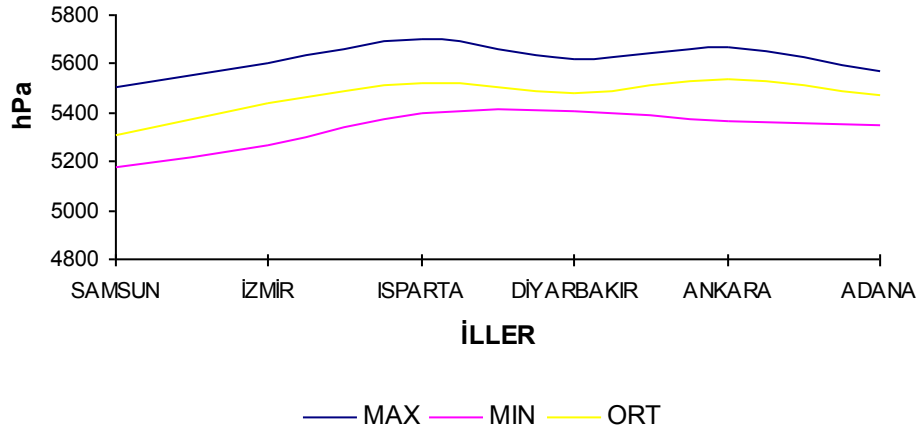


12 UTC  $T_{850-600}$

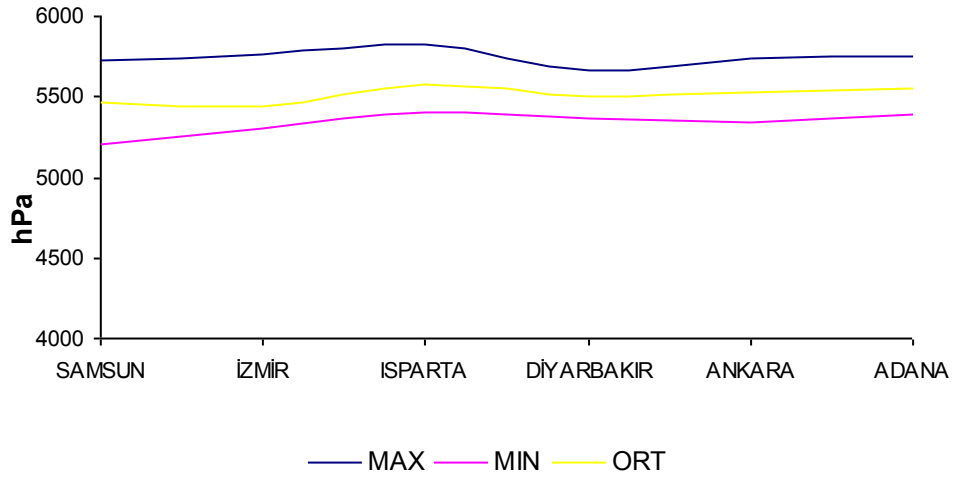


- İstasyonlara Göre 1000 ile 500 hPa Arasındaki Tabaka Kalınlığı ( $H_{1000-500}$ ) Grafikleri (00 ve 12 UTC, 1980-2005)

### 00 UTC H1000-500

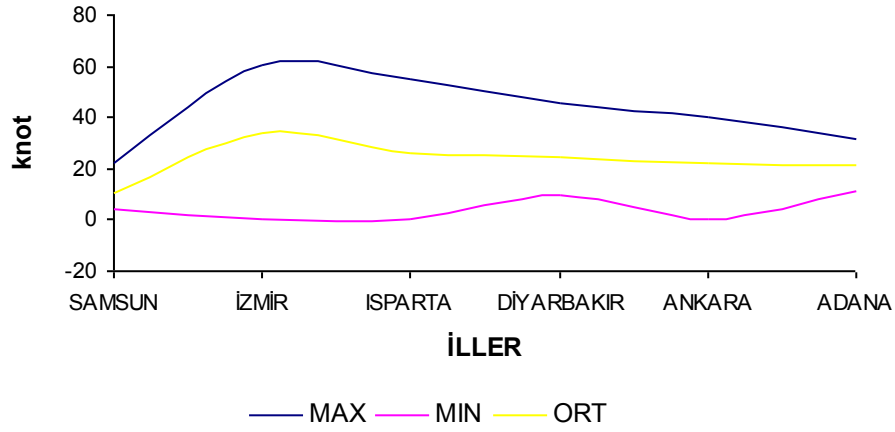


### 12 UTC H1000-500

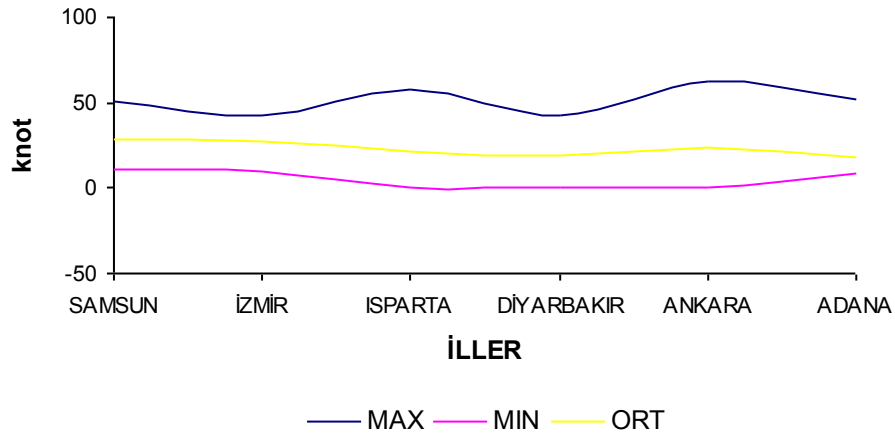


• İstasyonlara Göre Yer - 3000 m Arasındaki Wind Shear ( $W_{yer-3000}$ ) Grafikleri  
(00 ve 12 UTC, 1980-2005)

00 UTC W<sub>yer-3000</sub>

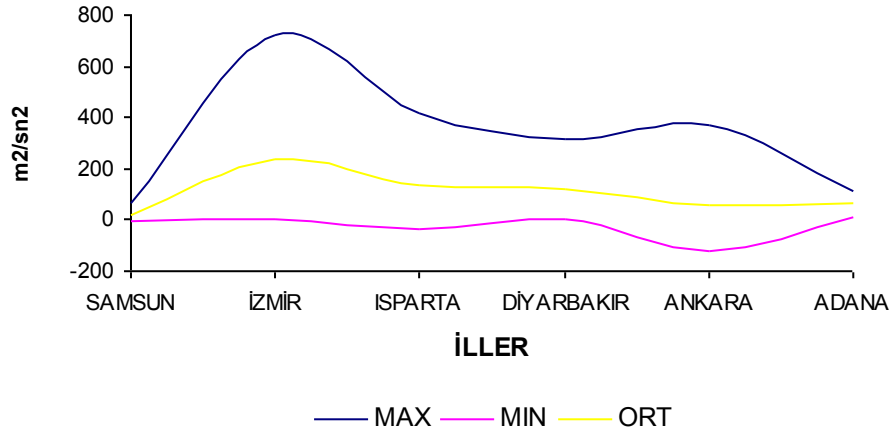


12 UTC W<sub>yer-3000</sub>

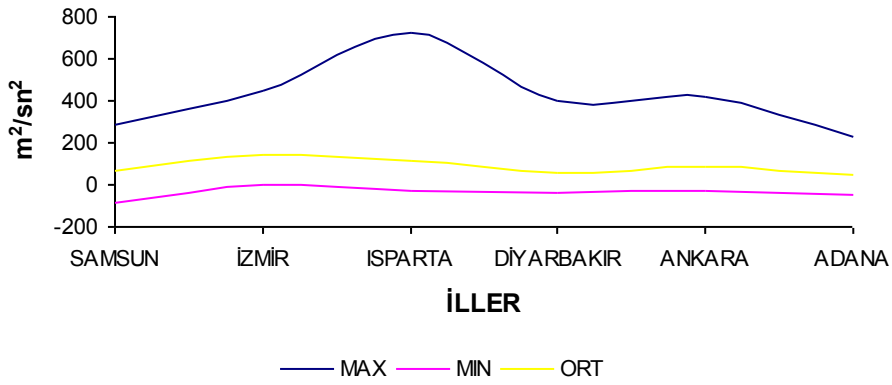


• İstasyonlara Göre Storm Relative Helicity (SRH) Grafikleri (00 ve 12 UTC, 1980-2005)

00 UTC SRH

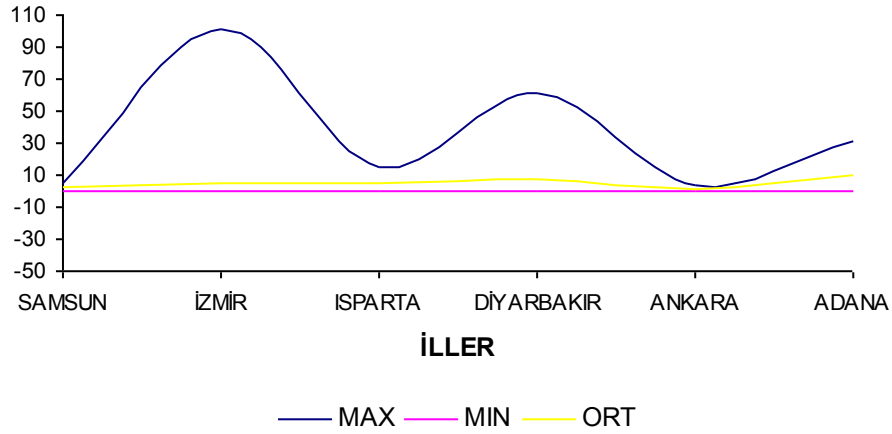


12 UTC SRH

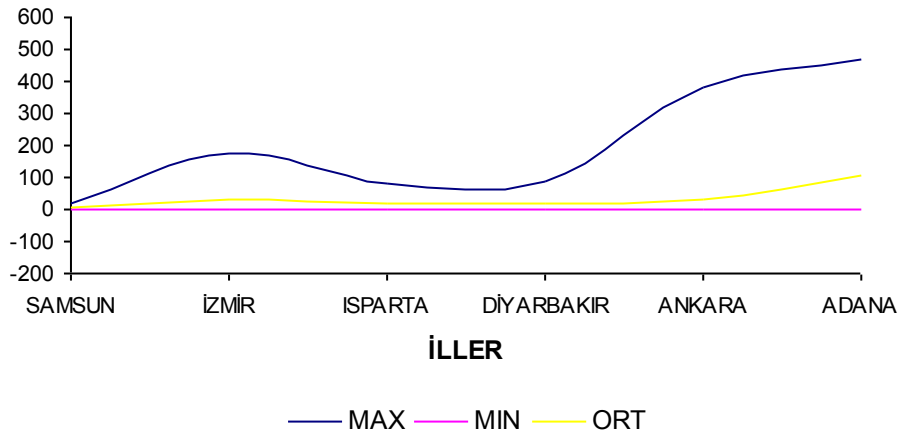


• İstasyonlara Göre Bulk Richardson Number (BRN) Grafikleri (00 ve 12 UTC, 1980-2005)

00 UTC BRN

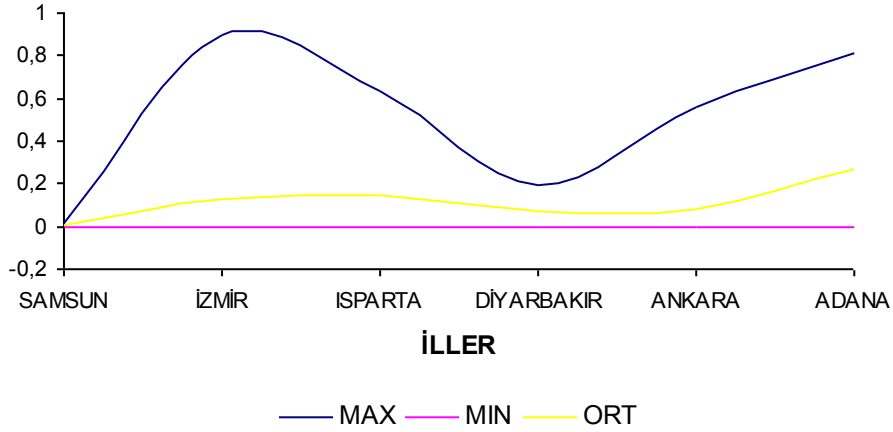


12 UTC BRN

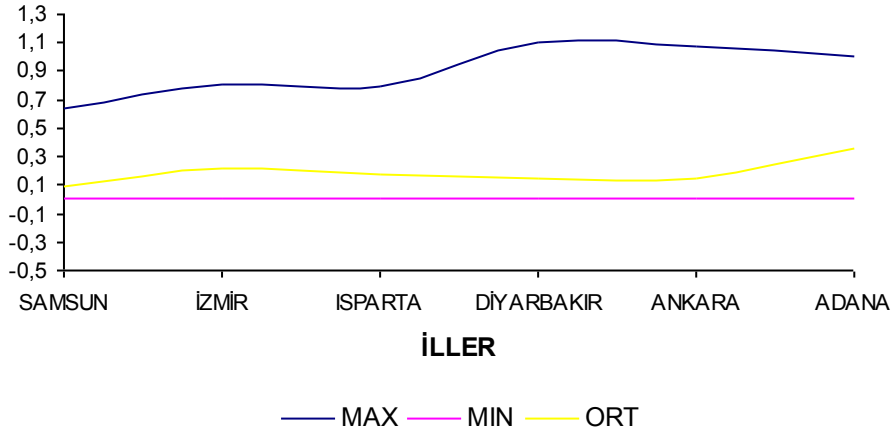


• İstasyonlara Göre Energy Helicity Index (EHI) Grafikleri (00 ve 12 UTC, 1980-2005)

00 UTC EHI



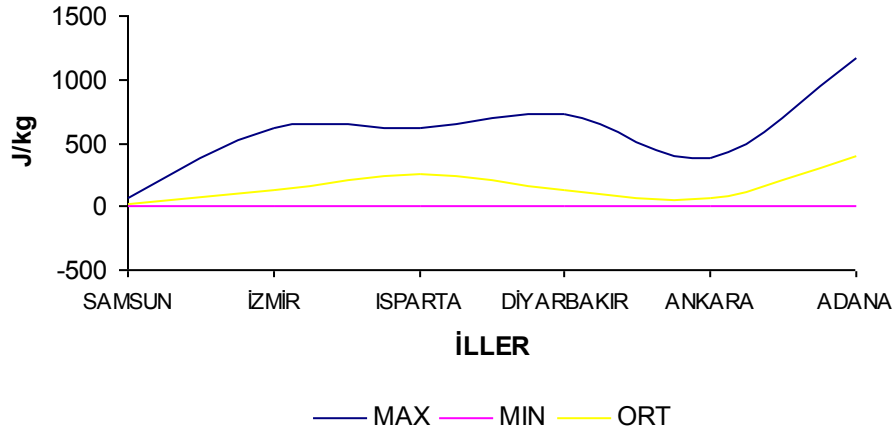
12 UTC EHI



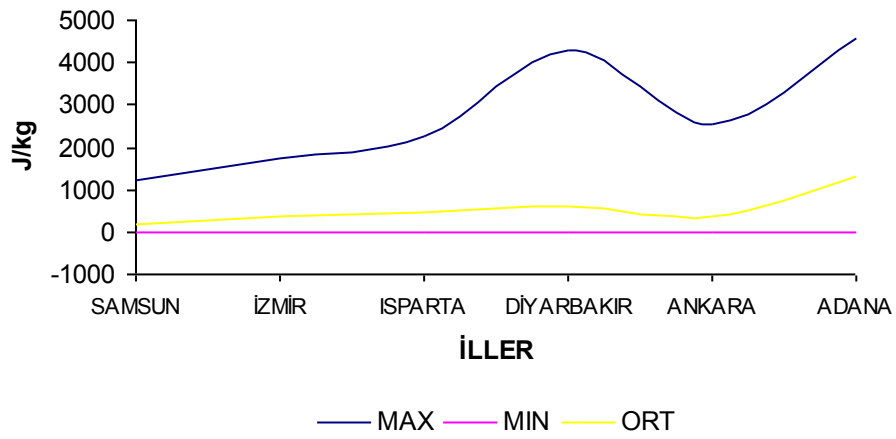


• İstasyonlara Göre CAPE Grafikleri (00 ve 12 UTC, 1980-2005)

**00 UTC CAPE**



**12 UTC CAPE**



## KAYNAKLAR

### Kitaplar:

American Air Force Weather Agency. 2001. Convective Weather Trainee Workbook.

American Air Force Weather Agency. 2003. Meteorological Techniques.

American Air Weather Service. 1970, Revised 1990. The Use of The Skew T Log P Diagram.

American Environmental Research Services. 1998. RAOB. The Complete Rawinsonde Observation Program User's Guide.

American The Office of the Federal Coordinator for Meteorology (OFCM). 1997. Federal Meteorological Handbook No.3. Rawinsonde and Pibal Observations.

BORHAN, Y. 1988. İTÜ Meteoroloji Mühendisliği Bölümü Genel Meteoroloji Ders Notları.

Convective Storm Structure and Evolution, Distance Learning Operations Course

DEMİREL, A. 2000. Meteoroloji Sözlüğü (Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü).

GEÇER, C. 2002. Uydu ve Radar Meteorolojisi Ders Notları.

GÜMÜŞ, M. 1975. SkewT LogP Diyagramı Notları Tercümesi.

GÜNEŞ, A. 1984. Aeronatik Meteoroloji Ders Kitabı. Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü.

Ronald E. Rinehart, Radar For Meteorologists, Third Edition.

SİPAHIOĞLU, Ş. ve SARSILMAZ, Ş. 1982. Aeroloji Ders Kitabı. Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü.

TUNA, T., GÜREL, A.H. ve YİNSEL, M. 1982. Dinamik Meteoroloji Ders Kitabı. Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü.

**Makaleler:**

Climatology of sounding parameters identifying the potential for convective storm development over central Alberta, Neil Michael Taylor

Estimating Hail Size using Polarimetric Radar, Angela Rowe

Large hail forecasting in the Benelux, David Dehenauw

Numerical Modelling of Hailstone Growth in Alberta Storms, Julian Charles Brimelow

Product Development Team for Advanced Weather Radar Techniques Quarterly Report – 3rd Quarter FY 05

Severe Convective Storms, The American Meteorological Society

SEVERE WEATHER AS SEEN VIA A PRELIMINARY SOUNDING CLIMATOLOGY AND A WIND ADJUSTED CONVECTIVE INDEX (WACI), Ivory J. Small\*  
NOAA/NWS, San Diego, CA

The Surface Validation of RDSS Severe Weather Detections and Documentation of Manitoba Farmers Views and Perceptions of issues Associated with Severe Weather Hazards, Ryan T. Tornbs