

METEOROLOJİ II

(İkinci Baskı)

Doç.Dr.A.Vahap YAĞANOĞLU

Atatürk Üniversitesi Ziraat Fakültesi

Tarımsal Yapılar ve Sulama Bölümü

Doç.Dr.Mustafa OKUROĞLU

Atatürk Üniversitesi Ziraat Fakültesi

Tarımsal Yapılar ve Sulama Bölümü

Prof.Dr.Nevruz YARDIMCI

Atatürk Üniversitesi Mühendislik Fakültesi

İnşaat Mühendisliği Bölümü

İÇİNDEKİLER

	Sayfa No
1. GİRİŞ.....	1
2. IŞIK VE TARIMSAL YÖNDEN ÖNEMİ.....	2
2.1. Dalga Boylarına Göre Işığın Etkisi.....	3
2.2. Işığın Bitkiler İçin Önemi.....	5
2.2.1. Fotoperiyot, Fotoperiyodizm ve Fototropizm.....	8
2.3. Işığın Hayvan Yetiştiriciliğinde Önemi.....	9
3. SICAKLIK.....	10
3.1. Sıcaklığın Bitkisel Üretim Yönünden Önemi.....	10
3.1.1. Bitki Sıcaklığı, Termoperiyot ve Termoperiyodizm.....	13
3.1.2. Yüksek Sıcaklığın Bitkiler Üzerine Etkisi.....	14
3.1.3. Düşük Sıcaklığın Bitkiler üzerine Etkisi.....	14
3.1.3.1. Donun Sınıflandırılması.....	17
3.1.3.2. Donun Şiddeti Üzerine Etki Eden Etmenler.....	20
3.1.3.3. Donun Bitkiler Üzerindeki Etkileri ve Don Kesmesi.....	22
3.1.3.4. Don Tahminlerinin Yapılması.....	24
3.1.3.5. Dondan Korunma.....	26
3.2. Sıcaklığın Hayvan Yetiştiriciliği Yönünden Önemi.....	29
4. HAVA NEMİ.....	32
4.1. Psikrometrik Diyagram.....	33
4.2. Hava Neminin Tarımsal Üretimde Önemi.....	39
5. BUHARLAŞMA.....	42
5.1. Buharlaşmanın Ölçülmesi.....	44
5.2. Buharlaşmanın Hesaplanması.....	50
6. YAĞIŞLAR.....	66
6.1. Oluşum Nedenlerine Göre Yağışlar.....	68
6.2. Şekillerine Göre Yağışlar.....	68
6.3. Yağış Şiddeti, Frekansı ve Yağış Rejim Diagramları.....	75
6.4. Bir Havzaya Düşen Ortalama Yağış.....	76

6.5. Tarım ve Yağış.....	79
7. HAVA BASINCI.....	83
7.1. Hava Basıncının Günlük ve Yıllık Değişmesi.....	86
7.2. Hava Basıncının Ölçülmesi.....	86
7.3. Eşbasınç Eğrileri ve Etkinlik Merkezleri.....	88
7.4. Hava Basıncı ve Hava Hareketine Etkisi.....	90
7.5. Atmosferik Sirkülasyon (Dolaşım).....	96
7.6. Modern Dolaşım Kuramı.....	99
7.7. Rüzgarın Tarımsal Yönden Önemi.....	100
8. SİNOPTİK KLİMATOLOJİ.....	102
8.1. Hava Kütlesi.....	102
8.2. Basınç Oluşumları ve Cepheler.....	104
8.2.1. Diskontinite Yüzeyi ve Cepheler (Alçak Basınç Bölgesinin Oluşumu).....	104
8.2.2. Siklonların Oluşumu (Kutup Cephesi Kuramı).....	105
8.2.2.1. İdeal Bir Siklonun Yapısı ve Siklonlarda Hava Olayları.....	108
9. GENEL İKLİM TİPLERİ.....	111
9.1. Kıtasallık ve Okyanussallık (Kontinentalite ve Maritimite).....	111
9.2. Nemlilik ve Kuraklık (Humidite ve Aridite).....	113
9.3. İklim Sınıflandırması.....	114
10. FENOLOJİ VE TARIMSAL KLİMATOLOJİ.....	131
11. DOĞAL VE YAPAY ÇEVRE KOŞULLARININ DEĞİŞİMİ VE KONTROLÜ.....	135
12. METEOROLOJİK UYDULAR.....	138
13. HAVA TAHMİNİ.....	141
13.1. Meteorolojik Tahmin Haritalarının Elde Edilişi.....	142
LİTERATÜR.....	153

1. GİRİŞ

Bir bölgede iklimi oluşturan, iklimin özellik kazanmasını sağlayan iklim elemanları ve iklim faktörleridir.

İklim elemanları, iklimi oluşturan ölçülebilir meteorolojik olgulardır. Bunlar atmosfer, güneş ışını, sıcaklık, hava nemi, buharlaşma, bulutluluk, yağışlar, hava basıncı, hava hareketi ve hava elektrikliliğidir.

İklim faktörleri, bir bölgede etkili iklim elemanının etkisini ortadan kaldıracak veya değiştirebilecek coğrafik koşullardır. Etkili iklim faktörleri, coğrafik konum (enlem derecesi), denizden yükseklik, kara ve deniz dağılımı, toprağın yüzey şekli (rölyef), toprak örtüsüdür.

Yeryüzünde canlıların ortaya çıkmalarında ve yaşamlarını sürdürmelerinde temel etmen iklimdir. İklim, atmosferdeki ve hava olaylarındaki aşırı değişimleri göz önüne alarak atmosferin ve atmosfer olaylarının uzun zaman aralıklarındaki ortalama durumuna denir. İklim özelliklerindeki kısa ve uzun süreli değişiklikler dünyada canlıların dağılımını büyük ölçüde değiştirmektedir. Canlılar yaşamlarını sürdürebilmek için ya bulundukları yerin iklim olaylarına uyum göstermişler ya da yaşam bölgelerini değiştirmişlerdir.

İklim olaylarının genel özellik ve coğrafik dağılımlarını inceleyen bilim dalına klimatoloji denir. Tarımsal klimatoloji ise klimatolojinin özel bir kolu olup iklimin tarımla olan ilişkilerini inceler. Genel olarak iklimi tanımlayabilmek için uzun yılları içeren gözlem ve ölçmelere gereksinme duyulur. Uzun yıllar sonucunda elde edilen ortalama değerlerin yanında, uzun yıllar içerisinde ortaya çıkan ekstrem hava durumlarının belirlenmesi tarımsal işlevler yönünden en az ölçülebilen ortalama değerler kadar önemlidir. İklim koşullarının kontrol altına alınması olanaksız olduğundan iklim, tarımsal işlevlerin seçimini güçleştirmekte ve sınırlamaktadır.

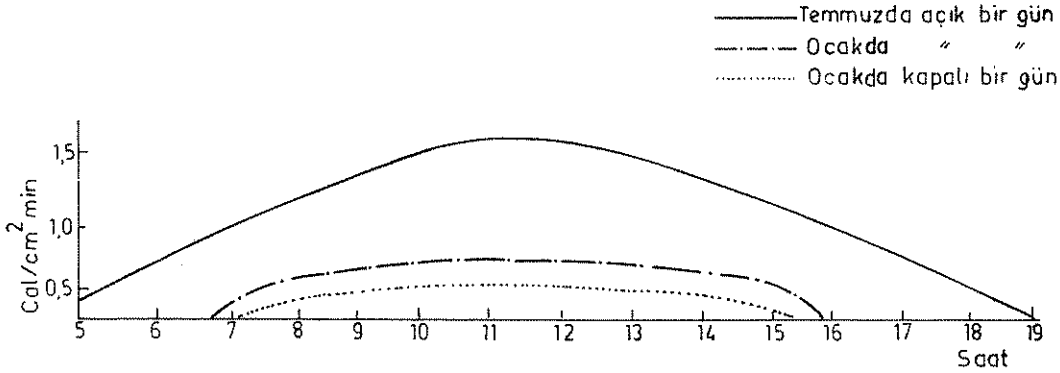
Tarımsal üretimin temeli ekolojik koşullara dayanmaktadır. Ekoloji canlıların birbirleriyle ve çevreleriyle olan ilişkilerini inceler. Tarımsal ekolojinin temelini ise iklim, toprak ve canlılar olmak üzere üçlü bir sistem oluşturur. İzleyen bölümlerde tarımsal üretimi doğrudan ve dolaylı olarak etkileyen iklim elemanları, bunların etkileri, hava hareketleri ve iklimin sınıflandırılması üzerinde durulacaktır.

2. IŞIK VE TARIMSAL YÖNDEN ÖNEMİ

Işık, canlı organizmaların varlığı için başlıca enerji kaynağıdır. Güneş ışını; yeryüzünün ısı blançosunu düzenleyen, hava olayları için gerekli enerjiyi sağlayan ve tarımsal üretimde önemli rolü üstlenen bir iklim elemanıdır.

Güneş ışınları, güneşte çekirdek tepkimeleri sonucu ortaya çıkan, foton denilen ışık kuantumlarıdır. Bu ışık kuantumları aynı zamanda farklı dalga boylu elektromanyetik dalgalarlardır.

Işık ölçüsü, aydınlatma değeri ya da ışık enerjisi olarak tanımlanır. Işığın aydınlatma değer birimi lüks (L) ya da mummetredir. 1 lüks standart bir mum ışığından 1 m uzaklıktaki ışık gücüdür. Işık gücü lüks/saniye olarak gösterilir. Işık enerjisi birimi ise $\text{cal/cm}^2 \cdot \text{min}$ 'dir. Genel olarak, tam güneşli bir havada ışığın deniz düzeyindeki aydınlatma değeri 107 000 lüks, enerjisi ise 1 cm^2 'ye, 1 dakikada 1,5 mm kalori kadardır. Bulutlu bir kış gününde bu değerin % 10'u kadar veya daha azdır. Işık şiddeti mevsimlere göre değiştiği gibi aynı günde saatlere ve havanın bulutlu ya da açık oluşuna göre de değişiklik gösterir (Şekil 2.1).



Şekil 2.1. Işık Şiddetinin Günlük Değişimi.

Şekil 2.1'de görüldüğü gibi bulutluluk ışık şiddetini çok azaltmaktadır. Bulutluluk yalnız ışık şiddetini azaltmakla kalmayıp aynı zamanda diğer ışınları fazlaca absorbe ettiğinden mavi ve yeşil ışınların yoğunluğunun artmasına neden olur. Ağaçların yapraklarına gelen ışınlarda da aynı durum görülür. Buralarda mavi ve kırmızı ışınlar absorbe edildiğinden ağacın gölgesindeki toprağa gelen ışınlar yeşil ışınlarca daha zengin olmaktadır. Ormanlarda toprak yüzeyindeki ışık şiddeti çıplak toprak yüzeyindeki %

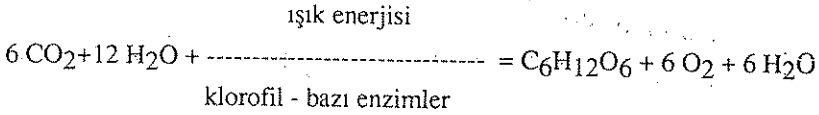
5'ine, hububat tarlalarında % 10-20'sine, yem bitkileri ekili alanlarda % 5'ine kadar düşebilir. Gözle görülen kısa dalga boylu ışınlar, uzun dalga boylu ışınlara göre su tabakasının daha derinlerine inerler.

Işık yoğunluğu ve kalitesi üzerine etkili faktörler aşağıdaki gibi sıralanabilir.

- Atmosferin ışık üzerine etkisi,
- Arazi topoğrafyasının ışık üzerine etkisi,
- Arazi yüksekliğinin ışık üzerine etkisi,
- Zamanın ışık üzerine etkisi,
- Enlem derecelerinin ışık üzerine etkisi,
- Derin su katlarının ışık üzerine etkisi.

Bitkiler ışık yardımıyla çeşitli inorganik maddeleri kimyasal ve fizyolojik olaylar sonucunda diğer canlıların yararlanabildiği organik maddelere dönüştürürler. Işığın bitki yetiştiriciliği yönünden fotosentez ve fotoperiyodizm olmak üzere iki önemli etkisi vardır.

Fotosentez: Işığın fiziksel (radyant) enerjisinin bitki tarafından kimyasal enerjiye dönüştürülerek havadaki karbondioksit (CO_2) ve suyu birleştirip karbonhidrat yapımı olayıdır. Bu işlem aşağıdaki şekilde gösterilebilir.



Fotosentez ışığın varlığına bağlı kalmakta ve ışık şiddeti ile fotosentez olayının oluşumu arasında yakın bir ilişki bulunmaktadır. Işık şiddeti arttıkça bir noktaya kadar fotosentezin hızı da artmaktadır.

Fotoperiyodizm: Bitkilerin normal gelişmelerini tamamlayarak olgunluğa erişebilmeleri için belirli bir süre güneş ışığında kalmaları gerekir. Işık, fotoperiyodizm etkisi ile bitki hücrelerinin büyümeleri için olduğu kadar gelişmeleri için de önemli bir faktördür. Büyüme canlının ağırlık ve hacim olarak artmasıdır. Bu olay canlının her döneminde ayrı ayrı seyreder. Gelişme ise aynı yapıda olan hücrelerden bazılarının farklılaşarak başka bir morfolojik yapıya sahip olmaları ve bu morfolojinin bir fizyolojik fonksiyonla beraber yürümesidir. Farklılaşma ışık ve ısı gibi iki gelişme faktörünün periyodik etkileri ile organizmada oluşan enzim ve hormonlarla olur.

2.1. Dalga Boylarına Göre Işığın Etkisi

Işığın doğal kaynağı güneştir. Elektromanyetik dalgalar halinde güneşten dünyaya

gelen ışık içinde, dalga boyları birbirinden oldukça farklı olan çeşitli ışınlar bulunmaktadır. Işınların dalga boyları; angstrom ($\text{\AA}$), milimikron ($\text{m}\mu$), mikron (μ), nanometre (nm) birimleri ile ölçülürler ($1 \text{\AA} = 0,1 \text{ m}\mu = 0,0001 \mu = 0,000 0001 \text{ mm} = 0,1 \text{ nm}$).

Işık ışınları, dalga boylarına göre başlıca üç ana grupta toplanır:

1. Uzun Dalga Boylu Işınlar : Dalga boyları $7600 \text{\AA}$ 'dan büyük olan ışınlardır. Gözle görülmeyen bu ışınlar iki alt gruba ayrılırlar.

a) Dalga boyları $10000 \text{\AA}$ 'dan büyük olan ışınlar : En uzun dalga boyuna sahip olan bu ışınlar, yeryüzünün ısı kaynağı olarak bilinirler. Bu ışınların, bitkiler tarafından absorbe edildiklerinde ısıya dönüştürüldükleri kabul edilir.

b) Dalga boyları $10000 \text{\AA} - 7600 \text{\AA}$ arasında olan ışınlar : Infra-ruj ya da kırmızı ötesi diye adlandırılan bu ışınların, bitkilerin uzamasına özel etkilerinin olduğu bilinmektedir.

2. Orta Dalga Boylu Işınlar : Dalga boyları $7600 - 3600 \text{\AA}$ arasında olan, ışık ya da ışık enerjisi dediğimiz ışınlardır. Çeşitli renklerden oluşan bu ışınlar, güneş spektrumu içinde gözle görülebilirler. Bitkilerin fotosentezde kullandığı ışınlardır. Dalga boylarına, renklerine ve bitkilere olan etkilerine göre üç alt grupta toplanırlar.

a) Dalga boyları $7600 - 6100 \text{\AA}$ arasında olan kırmızı ışınlar : Bu ışınlar, yeşil bitkilerin hücrelerinde bulunan klorofil maddesi tarafından geniş ölçüde tutularak fotosentez olayında en önemli rolü oynarlar.

b) Dalga boyları $6100 - 5100 \text{\AA}$ arasında olan sarı ve turuncu rengi ışınlar : Bu ışınlar, klorofil tarafından pek fazla absorbe edilemezler ve fotosentezde etkileri azdır. Bitkilerde farklılaşmaya da etkileri önemsizdir.

c) Dalga boyları $5100 - 3600 \text{\AA}$ arasında olan mor, mavi ve yeşil ışınlar : Sarı pigmentler tarafından tutulur. Sarı pigmentler fototropizmin, protoplazma akıcılığının ve kloroplast hareketlerinin meydana gelmesinde önemli rolü oynarlar. Bu ışınlar, klorofil tarafından büyük oranda absorbe edilerek fotosentez oluşumuna yardımcı olurlar.

3. Kısa Dalga Boylu Işınlar : Dalga boyları $3600 \text{\AA}$ 'dan küçük olan ve gözle görülmeyen kısa dalga boylu ışınlar, genel olarak canlılar için zararlı ışınlar olarak bilinirler. Yapay olarak da elde edilebilen bu ışıklardan son yıllarda tıpta ve tarımda yararlanılmaktadır. Dalga boylarına ve etkilerine göre üç alt grupta toplanırlar.

a) Dalga boyları $3600 - 3150 \text{\AA}$ arasında olan ultraviyole (mor ötesi) ışınları: Bu ışınlar, bitkilere genellikle olumsuz yönde etkide bulunurlar. Örneğin,

bitkide kısa boyluluk ve yapraklarda kalınlaşma ortaya çıkarılır.

b) Dalga boyları 3150 - 2800 A° arasında olan röntgen ışınları: Bu ışınların fazlalığı bitkilerde öldürücü etki yapar.

c) Dalga boyları 2800 A°'dan küçük olan X ışınları : En kısa dalga boyuna sahip olan bu ışınlar ise bitkileri çok kısa sürede öldürürler.

Güneşten yeryüzüne gelen toplam ışınların yaklaşık % 39'u dalga boyları 3600 - 7600 A° arasında olan ve gözle görülebilen, % 60 kadarı dalga boyu 7600 A°'dan büyük olan ve % 1'i kadarı da dalga boyu 3600 A°'dan küçük olan ışıklardan oluşmaktadır.

Fotosentezde güneşten yeryüzüne gelen toplam radyant enerjisinin çok azı kullanılmaktadır. Bu oran; bitkinin cinsine, türüne, çeşidine ve çevre koşullarına bağlı olarak değişmekle birlikte, çoğu kez toplam radyasyonunun % 1'inden de azdır. Buna karşılık, radyant enerjisinin büyük bir çoğunluğu bitki tarafından ısı enerjisi haline dönüştürülür.

2.2. Işığın Bitkiler İçin Önemi

Karanlıkta yetişen bazı bitkiler (toprakta yaşayan bazı bakteri ve mantarlar, denizin derin yerlerinde yaşayan bazı bitki çeşitleri, diğer bitki ve canlıların bünyesinde asalak yaşayan mantar ve bakteriler) dışında bütün bitkiler büyüme, gelişme ve üremelerini tamamlayabilmek için ışığa mutlak-gereksinim duyarlar.

Bitkiler ışık istekleri yönünden başlıca iki grupta toplanırlar. Bunlar;

-Heliophte'ler (gün ya da güneş bitkileri),

- Sciophte'ler (gölge bitkileri) dir.

Normal büyüme ve gelişmelerini yapabilmeleri için, bol ışığa gereksinim duyan bitkilere "Gün Bitkileri", buna karşın az ışığa gereksinim duyan bitkilere ise "Gölge Bitkileri" adı verilmektedir.

Az ışıktaki yetişen gölge bitkilerinin, gün bitkilerine göre, yaprak yüzeyleri daha geniş ve yaprakları ince yapılı; hücreleri ve hücre arası boşlukları daha büyük ve stomaları fazladır. Bu gibi bitkiler daha fazla toprak üstü aksamına sahip olup, kök sistemi yüzlek ve azdır.

Genel olarak bitkileri; gün ve gölge bitkileri diye ayırmakla birlikte, bu gruplar içerisinde yer alan bitkilerin cins, tür ve çeşitlerinin, ışık yoğunluğu ve ışık süre istekleri büyük farklılıklar göstermektedir. Çeşitli bitkiler belli ışık yoğunluklarına uymuşlardır. Işık yoğunlukları değiştiğinde; bu gibi bitkilerde büyüme, gelişme ve üreme fonksiyonları yavaşlar ya da durur. Örneğin, ormanlarda sık ağaçların altında az ışıktaki yetişen bitkiler, ağaçlar kesildiğinde ya da bol ışığa uymuş bitkilerin bulundukları yerlerde gölge yapan bitkiler yetiştirildiğinde bu gibi bitkiler yaşamlarını sürdüremezler. Bitkiler fonksiyonlarını

yürütebilmek için gelişme devrelerine göre minimum, optimum ve maksimum ışık isteklerine gereksinim duyarlar. Bitkiler optimum ışık isteklerinden uzaklaştıklarında fonksiyonlarını giderek azaltırlar, maksimum ve minimum ışık istekleri aşıldığında ise fonksiyonlarını durdururlar.

Farklı bitki cins ve türlerine ilişkin tohumların çimlenebilmeleri için ışığa karşı gösterdikleri duyarlılık farklı olmaktadır. Örneğin, bazı bitki türlerinin tohumları çimlenebilmek için gerekli diğer çimlenme etmenleri yanında bünyelerine su alıp şiştikten sonra belirli süre ve şiddette ışık almak isterler. Bu gibi bitkilerde ışık çimlenmeye uyarıcı ve hızlandırıcı etkide bulunur. Bazı bitki türlerinde ise çimlenmenin normal seyredebilmesi için az ışıklı ya da ışısız bir ortam gerekli olmaktadır.

Çimlenmede ışık istekleri yönünden bitkiler dört grupta toplanabilir.

- Çimlenmede mutlak ışık gereksinimi duyan bitkiler : Bu grupta yer alan bitkilerin tohumları çimlenebilmek için mutlak ışığa gereksinim duyarlar.

-Çimlenmede ışığa mutlak gereksinim duymayan fakat ışıktaki daha iyi çimlenen bitkiler: Bu grup bitkilerde çimlenme için ışık mutlak gerekli değildir. Fakat ışığın çimlenmeye olumlu yönde etkisi vardır.

- Çimlenmede mutlak karanlık gereksinimi duyan bitkiler: Bu grupta yer alan bitkilerin tohumlarının çimlenmesi ancak karanlık koşullarda olabilir.

- Hem ışıktaki, hem de karanlıkta çimlenebilen fakat karanlıkta daha iyi çimlenen bitkiler: Bu grup bitkilerin tohumları hem ışıktaki, hem de karanlıkta çimlenebilir. Karanlık ortam çimlenmeye olumlu etkide bulunur. Kültürü yapılan bitkilerin büyük çoğunluğu bu grupta yer almaktadır.

Genel olarak çimlenmede ışık isteyen bitkilerde ışığın çimlenmeyi uyarıcı etkisi, tohumlar su alıp şiştikten sonra başlar. Işıktaki daha iyi çimlenen tohumlar, su alıp şiştikten sonra kısa bir süre güneş ışığı görecektir olurlarsa, bunların ışık gereksinimleri sağlanmış olur. Bu nedenle ışık isteyen bitki türlerinin tohumları ekilirken toprakla tam olarak örtülmemelidirler. Bu gibi bitki türlerinin tohumlarından iyi sonuçlar almak istenirse, ekimden önce tohumlar suda ıslanıp şişirildikten sonra 3-5 saat güneş ışığında kurutulup ekilmeleri gerekir.

Çimlenmelerinde ışık gereksinimi duyan bitkilerin tohumları küçük ve çimlenmede su istekleri az, karanlığın çimlenmede olumlu etkide bulunduğu bitki türlerinin tohumları ise daha iri ve çimlenebilmek için daha fazla su gereksinimi duyarlar.

Bitki yaşamında solunum duraksız olarak her hücrenin protoplazmasında seyreden biyolojik bir olaydır. Bilindiği gibi, solunum sırasında bir yandan karbonhidratların yanması ile ortaya çıkan enerji canlılığın sürekliliğini sağlarken, diğer yandan besin maddelerinin parçalanması sonucu canlıda ağırlık kaybı ortaya çıkarır.

Bitkilerde solunumun hızlı ya da yavaş seyretilmesinde ışıqlanma süresi ve

yoğunluğu etkili olmaktadır. Işıklanma süresi ve ışık yoğunluğu arttıkça, solunum da o oranda artarak bitkinin daha fazla ağırlık kaybetmesine neden olur. Bitkinin bu ağırlık kaybedişi fotosentezle karşılanamazsa bitkiler normal büyüme ve gelişmelerini devam ettiremezler. Bitkilerin canlılıklarını sürdürebilmeleri, fotosentezle meydana getirebilecekleri karbonlu bileşiklerin miktarına bağlıdır. Fotosentezle meydana gelen kuru madde miktarı; her yaprağın güneşlenme yoğunluğuna ve süresine, sıcaklık derecesine, bitki cinsine, türüne ve çeşidine bağlıdır.

Işık, bitkilerde stomaların açılmasına ve hücre zarlarının geçirgenliğinin artmasına neden olur. Bu olay, ışıklanma süresi ve yoğunluğu ile doğru orantılıdır. Nitekim, bitkilerin büyük çoğunluğunda, stomalar gündüzleri açık olmalarına karşın, geceleri kapanırlar. Bu durum gündüz ışıklanma ile transpirasyonun arttığını, gece ise azaldığını gösterir.

Gün ışığı ile bitkide kırmızı renk pigmentlerinin oluşması arasında olumlu bir ilişki bulunmaktadır. Bitkilerde kırmızı renk pigmentlerinin meydana gelmesinde kırmızı ve mavi renkli ışık ışınlarının etkili olduğu bilinmektedir. Bu pigmentler, bitkinin güneş alan yüzeyinde oluşur ve gelen ışınları yansıtarak bitkilerin fazla sıcaktan zarar görmesini önlerler.

Dalga boyları 2540 - 2800 A° arasında olan X ışınları klorofil taşımayan bitkilere (mantar ve bakterilere) öldürücü etkide bulunurlar. Özellikle son yıllarda, insan ve hayvan beslenmesinde kullanılan besin maddelerinin sterilizasyonunda (gıda teknolojisinde) bu ışınlardan geniş oranda yararlanılmaktadır.

Işık yoğunluğu ve süresinin bitki organlarının yapıları ve fonksiyonları üzerine önemli etkisi vardır. Örneğin, aynı bitki tür ya da çeşidi fazla ve az ışıklı ortamlarda yetiştirildiğinde morfolojileri ve fizyolojileri bakımından birçok değişiklikler ortaya çıkar. Fazla ışığın, bitki morfolojisi ve fizyolojisine olan etkileri aşağıdaki şekilde sıralanabilir.

- Tahıllarda kardeş ve diğer bitkilerde dal sayısını artırır.
- Bitki boyunu ve boğum aralarını kısaltır, sap sağlamlığını artırır.
- Kökler uzun ve çok sayıda dallı olur. Ağırlık olarak kök/sap oranı artar.
- Yaprak hücre zarları ve kütikula kalınlaşır, hücre ve stomalar küçülür ve birbirlerine daha yakın olurlar. Yaprak damarları inceler, yapraklar daralır ve dikleşir, belirli yaprak yüzeyinde hücre, stoma ve tüy sayısı artar.
- Palizat hücreleri, yaprağın her iki yüzeyinde daha iyi oluşur.
- Sünger mezofili zayıf olur ve hücre arası (intersellular) boşluklar azalır.
- Bitkilerin kuru madde oranı yüksek olur ve birim yaprak alanında, az ışıklı yerde yetişen bitkiye oranla 2,5 katı kadar fazla kuru madde oluşur.
- Sap ve samanın taneye olan oranı azalır. Diğer bir anlatımla tane ağırlığı/sap ağırlığı oranı artar.

- Tanelerde protein oranı artar.
- Hücrelerde tuz ve şeker miktarı artar, ozmatik basınç yüksek olur.
- Hücre suyunun asitliği azalır.
- Çiçeklenme, meyve ve tohum meydana getirme çok hızlı seyreder ve gelişme devresi kısalmır.

- Fazla ışığa uymuş bitkilerde, sıcağa, kurağa ve hastalıklara dayanıklılık artar.

Bitkiler, fazla ışığın olumsuz etkilerinden kendilerini korumak ve yaşamlarını sürdürebilmek için morfoloji ve fizyolojilerini bölgenin ışık koşullarına uydururlar ve bol ışıklı yerlerde bu yüzden daha kısa ömürlü olurlar.

2.2.1. Fotoperiyot, Fotoperiyodizm ve Fototropizm

Bitkilerin büyüme ve gelişmelerine etkide bulunan ana faktörlerden biri de gün uzunluğudur. Bitkilerin büyük çoğunluğunda periyodik ışıklanma, güneşin doğuşu ve batışı arasındaki ışıklı ve karanlık periyotlarla sağlanır. Bu günlük ışıklanma süresine "Fotoperiyot", bitkilerin fotoperiyoda (günlük ışıklanma süresine) karşı gösterdikleri tepkiye de "Fotoperiyodizm" denir.

Bitkilerin büyük çoğunluğu fotoperiyodizm yönünden üç grupta toplanabilir.

a) Uzun gün bitkileri : Genellikle gündüz saatleri 12 - 14 saatten fazla olunca çiçeklenme ve erme devreleri hızlanan bitki cins, tür ve çeşitlerine uzun gün bitkileri denir. Bu gibi bitkilerin vejetatif gelişmeleri kısa günlerde, generatif gelişmeleri uzun günlerde olur. Ilıman bölgelerin yazın çiçeklenen bitki çeşitlerinin büyük çoğunluğu uzun gün bitkileridir. Örneğin, serin iklim tahılları, turp, yeşil salata (marul), ıspanak, patates, hayvan pancarı ve tırfıl.

b) Kısa gün bitkileri: Gündüz saatleri 10-12 saatten az olunca çiçeklenme ve erme devreleri hızlanan bitki cins, tür ve çeşitlerine kısa gün bitkileri denir. Bu bitkilerin vejetatif gelişmeleri uzun günlerde, generatif gelişmeleri kısa günlerde olur. Ilıman bölgelerde ilkbahar ve sonbaharda çiçeklenen bitkilerin büyük çoğunluğu kısa gün bitkileridir. Örneğin, mısır, çeltik, soya fasülyesi, pamuk, bazı tütün çeşitleri ve krizantem.

c) Alternatif bitkiler : Gün uzunluğunun (günlük ışıklanma süresinin) çiçeklenmelerine etkisi bulunmayan bitki cins, tür ve çeşitlerine alternatif bitkiler adı verilir. Örneğin; domates, karabuğday, bazı fasulye ve kabak çeşitleri ile tropik bölgede yetişen birçok bitki çeşitleri bu gruba girerler.

Bitkiler fotoperiyodik etkiyi yaprakları ile alırlar. Işık süresi ve yoğunluğunun yapraklarda fotosimik bir uyarma yaptığı kabul edilmektedir. Bu durumda fotoperiyodun etkisi daha çok katalitik özelliktedir. Katalitik etki sonucunda yapraklarda florigen adı

verilen hormon benzeri bir madde oluşmakta ve bu madde yapraklardan, çiçekleri oluşturacak dal ve sürgünlerin büyüme noktalarına gönderilerek oradaki hücreleri uyarıcı etkisi ile çiçeklenmenin ortaya çıkmasını sağlamaktadır. Bitkileri ışık ve karanlık periyodlarda nöbetleşe tutarak çiçeklerini uyarmaya fotoperiyodik uyarma denir.

Bitkiler tek yönlü ışık aldıklarında büyümelerini ışığa doğru yaparlar. Bitkilerin ışığa yönelmelerine başka bir anlatımla ışığa doğru büyümelerine fototropizm adı verilir.

2.3. Işığın Hayvan Yetiştiriciliğinde Önemi

Hayvan yetiştiriciliğinde önemli çevre koşullarından biri de ışıklandırma. Işık; yem, su ve hava kadar önemli ve sağlık koşullarını tamamlayan bir etmendir. Yeterli bir ışıklandırma hayvan sağlığı ve hayvancılıkta bakım, besleme gibi bir takım işlerin görülebilmesi için gereklidir.

Işığın çiftlik hayvanları üzerine olan etkileri aşağıdaki şekilde sıralanabilir.

- Hayvanların yem yeme sürelerini uzatarak beslenme olanaklarını geliştirir.
- Hayvanların cinsi olgunlukları üzerine etkilidir.
- Üretimde kaliteyi ve miktarı artırır.
- Özellikle kanatlılarda pituitari bezinin çalışmasını hızlandırarak hayvanları verime yönlendirir.
- Kanatlılarda sperma kalitesi ve tohumluk gücünü artırır.
- Embriyo gelişmesi üzerine etkilidir.

3. SICAKLIK

Sıcaklık, yeryüzünde yaşama ve tarımsal uğraşlara etkili olan bir iklim elemanıdır. Güneşten gelen enerjinin atmosferden geçerek yeryüzüne ulaşması ile iklim olaylarının oluşması ve yeryüzünün ısınması canlıların yaşamasını olası kılar.

3.1. Sıcaklığın Bitkisel Üretim Yönünden Önemi

Bitki hayatında sıcaklık ve yağış önemli bir etmendir. Bu iki etmenin uygun bulunduğu yerler bitki yetiştirmeye uygundur. Her bitki türü belirli hayat devrelerinde belirli bir sıcaklığa ve yağışa gereksinime duyarlar. Bitkinin iyi bir gelişme gösterdiği sıcaklığa optimum sıcaklık denir. Bu değer her bitki ve her bitkinin hayat devreleri için farklıdır.

Genellikle bir bitkinin bütün hayat devreleri içerisinde belirli bir sıcaklığa gereksinmesi vardır. İsteddiği bu sıcaklığı daha kısa bir süre içinde alırsa bitki erken olgunlaşır ve hasadına geçilir. Bitki bu sıcaklığı alamazsa geç olgunlaşır. Ancak bitkinin istediği sıcaklıktan fazla bir sıcaklık varsa bitki kartlaşır ve özelliğini kaybedebilir.

Optimum sıcaklıktan daha fazlasını bulan bitkinin dayanabileceği en yüksek sıcaklığa da maksimum sıcaklık denir. Bundan daha fazla sıcaklıkta bitkinin gelişmesi durur ve kurur. Fazla sıcaklık bitkinin su tüketimini diğer bir anlatımla buharlaşma ve terlemeyi artırır.

Yüksek sıcaklıklarda olduğu gibi düşük sıcaklıklar için de bitkilerin bir dayanma sınırı bulunmaktadır. Düşük sıcaklıklarda bitkileri etkileyen en önemli olay don olayıdır. Genellikle don olayı sıcaklık 0°C'nin altına düştüğünde ortaya çıkar. Çeşitli bitkilerin dondan gördüğü zarar değişik olmakla birlikte bitkinin belirli hayat dönemlerindeki zararları da farklıdır. Don olacak kadar soğuma olmasa bile daha az sıcaklık düşmesinde de bitkide bir üşüme görülür ve bu üşüme bitkinin hastalanmasına neden olur.

Bitkilerin büyük çoğunluğunda büyüme, genel olarak 5°C ile 54°C arasındaki sıcaklıklarda olmaktadır. Bitkilerin büyük çoğunluğu 5°C'nin altında ve 54°C'nin üstündeki sıcaklıklarda biyolojik fonksiyonlarını durdururlar. Bu genel sınırların dışına çıkan bazı bitki tür ve çeşitlerinin de bulunduğu bir gerçektir. Örneğin, kuzey kutbuna yakın bölgelerde yetişen bazı bitki çeşitleri 0°C gibi düşük sıcaklıklarda; buna karşılık, tropik bölgelerde yetişen bazı bitki çeşitleri ise 60 - 65°C'ye ulaşan yüksek sıcaklıklarda normal yaşamlarını sürdürebilmektedirler. Bütün bunlardan da anlaşılacağı üzere bitkilerin adaptasyon sınırları oldukça geniş bir alana yayılmış bulunmaktadır.

Bitkilerin sıcaklık istekleri birbirlerinden oldukça büyük farklılıklar göstermektedir.

Aynı bitki çeşidinin çeşitli gelişme devrelerinde istemiş olduğu en az, en uygun ve en yüksek sıcaklık dereceleri de farklıdır. Bazı bitkilerin çimlenme için istedikleri en az, en uygun ve en yüksek sıcaklık dereceleri Çizelge 3.1'de, uygun sıcaklık istekleri ise Çizelge 3.2'de verilmiştir.

Bitkilerin optimum gelişmeleri için gerek duydukları en uygun sıcaklık derecesi gelişme devreleri ile yakından ilgilidir. Bitkinin gelişme dönemi ilerledikçe optimum gelişme için gerekli sıcaklık derecesi de artmaktadır. Sıcaklık yükseldikçe bitki büyümesi artmakta, belirli bir noktadan sonra büyüme yükselen sıcaklığa karşılık azalmaktadır (Şekil (3.1.).

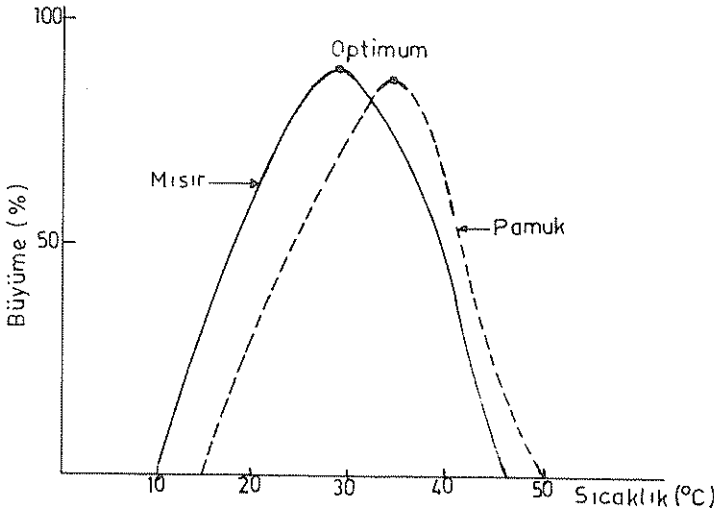
Çizelge 3.1. Bazı Bitkilerin Çimlenme Sıcaklıkları.

Bitki Cinsi	Çimlenme Sıcaklıkları (°C)		
	En az	En uygun	En yüksek
Buğday	3 - 4	25	30 - 32
Arpa	3 - 4	20	28 - 30
Çavdar	1 - 2	25	28 - 30
Yulaf	4 - 5	25	30 - 32
Mercimek	4 - 5	20 - 25	30 - 32
Nohut	5 - 6	20 - 25	33 - 35
Şekerpancarı	4 - 5	25	28 - 30
Mısır	9 - 10	20 - 25	32 - 35
Çeltik	12	20 - 23	30 - 32
Tütün	12 - 14	25	28 - 30
Pamuk	13 - 15	25	32 - 35

Çizelge 3.2. Bazı Bitkiler İçin Uygun Sıcaklıklar.

Bitki Cinsi	Uygun Sıcaklık (°C)
Mısır	20 - 26
Pamuk	26 - 32
Soğan	12 - 24
Turunçgiller	22 - 32

Genellikle değişiklik gösteren sıcaklıklar bitki gelişmesini sabit kalan sıcaklıklardan daha olumlu etkiler. Bitkiler en düşük büyüme sıcaklığında devamlı kalacak olursa normal büyüme ve gelişmelerini yapamazlar. Bu sıcaklıklarda fotosentez olayı çok yavaş seyredeceğinden oluşturabilecekleri kuru madde miktarı az olmakta ve bunun büyük bir bölümü solunumla harcananı karşılamada kullanılmaktadır. Oysa, bitkilerin büyüme ve gelişmelerini tamamlayabilmeleri, fotosentezle yaptıkları kuru madde miktarının solunumla harcadıkları kuru madde miktarından fazla olması ile sağlanabilmektedir.



Şekil 3.1. Sıcaklıkla Bitki Büyümesi Arasındaki İlişki.

Bitkilerin büyük çoğunluğunun fotosentez için istedikleri en uygun sıcaklık dereceleri, solunum için gerekli olan sıcaklık derecelerinden oldukça düşüktür. Örneğin, patates bitkisinde 20°C'de fotosentez en yüksek sınıra ulaşırken, solunum 48°C'de en üst düzeye çıkmaktadır. Buna karşılık, 48°C'de patates bitkisinde hemen hemen fotosentez olmamakta, 20°C'de ise solunum, 48°C'deki solunumun ancak % 12'si kadar olabilmektedir.

Bitkilerin büyümeleri ve gelişmeleri doğrudan doğruya oluşturabilecekleri kuru maddeye bağlı olduğundan bitki sıcaklığının, kendisi için özel olan en uygun fotosentez sıcaklığının üstüne çıkmaması ve bitkide solunumun fazla olmaması gerekmektedir.

Bitki yetiştirme yönünden, bitki çeşitlerinin en uygun fotosentez ve solunum sıcaklıklarının iyi bilinmesi ve buna göre belirli sıcaklık koşullarında ürün verebilecek

çeşitlerin seçilmesi büyük önem taşımaktadır.

Bitki çeşitlerinin kök gelişmelerinde istedikleri en uygun sıcaklıklar ese genellikle toprak üstü organlarının büyüme için istedikleri en uygun sıcaklıklardan 5 - 6°C kadar daha düşüktür.

Bitkilerin normal büyüme ve gelişmelerini tamamlayabilmeleri için yaşam süreleri boyunca gereksinim duydukları toplam sıcaklık miktarları da farklıdır. Toplam sıcaklık miktarı, bitkinin çimlenme ile erme devresi arasında geçen ve günlük ortalama sıcaklığı bitkinin özel en düşük ve en yüksek büyüme sıcaklıkları arasında olan günlerin ortalama sıcaklıkları toplanarak saptanır. Örneğin, yaşamları boyunca istedikleri toplam sıcaklık miktarı; kışlık buğdayda 1960 - 2250°C, yazlık buğdayda 1870 - 2250°C, mısırda 2370 - 3000°C ve çeltikte 3500 - 5000°C'dir.

3.1.1. Bitki Sıcaklığı, Termoperiyot ve Termoperiyodizm

Bitki sıcaklığı, içinde bulunduğu çevrenin sıcaklığı ile çok yakından ilgilidir. Genel olarak bitki köklerinin sıcaklıkları içinde bulundukları toprağın sıcaklık dereceleri kadardır. Buna karşılık, toprak üstü organlarının sıcaklıkları güneş ışınlarını absorbe ettikleri zaman çevredeki hava sıcaklığından bir kaç derece yüksek; transpirasyonla su kaybettiklerinde ise bir kaç derece düşüktür.

Bünyesinde bol su bulunan bitki çeşitlerinde bitkinin toprak üstü organlarının sıcaklığı ile çevre havası sıcaklığı arasındaki fark 10 - 15°C'ye kadar çıkabilir. Böylece özgül ısı yüksek olan suyun bitkide çok bulunuşu nedeni ile bitki sıcaklığındaki değişimin, çevre havasının sıcaklık değişmelerine oranla daha yavaş seyretmesi sonucunu ortaya çıkarmaktadır.

Sıcaklığın günlük seyri günün değişik saatlerinde farklılıklar gösterir. Günlük sıcaklık değişmelerine "Termoperiyot" adı verilir. Güneşin doğması ile birlikte artmaya başlayan ışık ve sıcaklığa paralel olarak, havanın bağıl nemi azalır. Hava sıcaklığının artıp, bağıl nemin azalması öğleye kadar sürer. Öğleden sonra hava sıcaklığı düşmeye ve bağıl nem artmaya başlar. Öğleden sonra başlayan sıcaklık düşüşü ve bağıl nem yükselişi güneşin batışına kadar yavaş; güneş battıktan sonra hızlı bir şekilde seyrederek güneşin yeniden doğuşuna kadar sürer. Güneşin doğuşu ve batışı ile ilgili hava sıcaklığı ve bağıl nem değişikliklerine bitkiler kendi yaşantılarını uydururlar. Bitkiler normal büyüme ve gelişmelerini tamamlayabilmek için gündüzleri yüksek, geceleri düşük sıcaklık isterler. Bir başka anlatımla bitkiler; sıcaklık, hava nemi ve diğer çevre koşulları aynı seyreden yapay koşullarda bırakıldıklarında normal bir büyüme ve gelişme gösteremezler. Bitkilerin bu şekilde nöbetleşe olarak gece ve gündüz sıcaklıklarında değişiklik istemlerine "Termoperiyodizm" denir.

Bitki cins, tür ve çeşitlerinin normal büyüme ve gelişmelerini tamamlayabilmek için istemiş oldukları gece ve gündüz sıcaklıkları da aynı değildir. Örneğin, domates bitkisi gündüz sıcaklığı 26,5°C ve gece sıcaklığı 17 - 19°C dolayında seyrettiğinde en yüksek ürünü verirken, bakla bitkisi bu yönden gündüz sıcaklığı 15°C ve gece sıcaklığı 11°C dolayında olan günlerde en yüksek gelişmelerini sürdürürler.

3.1.2. Yüksek Sıcaklığın Bitkiler Üzerine Etkisi

Her bitkinin dayanabileceği bir yüksek sıcaklık derecesi vardır. Sıcaklık en uygun büyüme sıcaklığının üzerine çıktığında fotosentez ve solunum dengesi bozulmaya ve bitkilerde büyüme yavaşlamaya başlar. Sıcaklık artışı, bitkinin kendine özel en yüksek büyüme sıcaklığını geçtiğinde bitki önce bir durgunluk devresi geçirir. Sıcaklık artışı uzun süreli olursa, bitki toprak üstü organları ile devamlı kaybettiği suyu, kökleri ile karşılayamaz, Yapraklardan başlamak üzere yeşil organlar sararmaya başlar. Bitkinin devamlı su kaybetmesi protoplazmanın pıhtılaşmasına ve bitkinin ölümüne neden olur. Özellikle bu durum sıcak rüzgarlar estiğinde çok daha hızlı seyreder.

Hücre suyu bol olan bitkiler genellikle 45-50°C dolayındaki sıcaklıklarda canlılıklarını kaybederler. Bazı mantar ve bakteriler 60-70°C, bazı algler ise 85 - 95°C dolayındaki sıcaklıklarda yaşamlarını sürdürebilirler.

Sıcaklığın artması bitkide transpirasyonun yükselmesine ve bunun sonucunda stomatların kapanmasına ve karbonhidrat oluşumunun durmasına, protein yapısındaki bozukluklara, madde taşınımında aksamalara, plazmanın pıhtılaşmasına neden olmaktadır.

3.1.3. Düşük Sıcaklığın Bitkiler Üzerine Etkisi

Düşük sıcaklıkların tarımsal yönden önemi büyüktür. Serin ve soğuk bölgelere uymuş kışlık bitkilerin büyük çoğunluğu, her yıl gelişmelerinin ilk devrelerinde belirli bir süre uyku devreleri geçirirler. Bu uyku devresine girme, sıcaklığın düşük olmasına bağlı değildir. Bazı kışlık bitkiler, uygun koşullarda çimlenip belirli bir büyüme gösterdikten sonra normal gelişmelerini sürdürebilmeleri için belirli bir süre düşük sıcaklığa gereksinim duyarlar. Bu nedenle serin ve soğuk bölgelerde yetişen bitkiler, tropik bölgelere getirildiklerinde generatif gelişme gösteremezler. Kışlık bitkilerin generatif devreye geçebilmek için gelişmelerinin ilk devrelerinde belli bir süre belirli bir düşük sıcaklık istemelerine "Vernalizasyon" ya da "Yarovizasyon" adı verilir.

Genel olarak, bitkilerin sıcaklığa karşı tepkileri döllenmeden 5-6 gün sonra başlar. Döllenmiş tohumun erime devreleri ilerledikçe sıcaklığa karşı olan tepkileri giderek azalır ve tohumların erime devrelerini tamamlayıp uyku devresine girmeleri ile son bulur. Tohum bir

çim yatağında çimlendirilince, oluşan genç bitki sıcaklığa karşı hızlı bir tepki gösterir. Bitkinin assimilasyona başlamasıyla, ışığın da etkisi başlar ve bundan sonra sıcaklık ve ışık, birlikte bitkinin yaşantısında etkili olurlar.

Bitkilerin gelişme devrelerini normal tamamlayabilmeleri için gerekli düşük sıcaklık istekleri doğal koşullarda olduğu gibi, yapay koşullarla da sağlanabilir. Örneğin, kışlık tahılların tohumları uygun çimlenme ortamında hafifçe uyarıldıktan sonra, belirli bir süre ve belirli bir sıcaklıkta bırakılırsa, bunların vernalizasyon istekleri sağlanmış olur. Bir başka anlatımla, bu gibi kışlık çeşitler, vernalizasyon istekleri yapay koşullarda karşılandığında, yazlık olarak ekilip ürün verebilirler. Uygulanmakta olan ve gömme ya da dondurma ekim diye adlandırılan ekim yöntemi de bir çeşit vernalizasyon uygulamasıdır.

Hava sıcaklığı 0°C'nin üstünde, fakat bitkinin özel en düşük büyüme sıcaklığının altına düşerse, bitki uyuma devresine girer. Bu uyku devresinde solunumla besin maddesi harcanması, fotosentezle karşılanamadığından bitkilerde sararma (kloroz) ortaya çıkar. Bu sıcaklık düşüşü ani ve fazla olursa, bitki hücrelerinin protoplazmaları zarar görmeye başlar.

Düşük sıcaklığın bitkiler üzerindeki olumsuz etkileri her zaman ve her yerde aynı ölçüde olmaz. Bu olumsuz etkilerin az ya da çok olarak ortaya çıkmasında; düşük sıcaklığın değeri ve süresi, sıcaklık düşmesinin ani ya da yavaş yavaş oluşu, bitki morfolojisi, bitkinin büyüme hızı ve gelişme durumu, bitki bünyesindeki besin maddelerinin ve suyun miktarı ve bitkinin bölge koşullarına uyma özelliği etkili olmaktadır.

Bitkilerin toprak üstü organlarının sıcaklığı, içinde bulundukları havanın sıcaklığı ile çok yakın ilgilidir. Kış aylarında özellikle geceleri hava sıcaklığı azaldığı zaman, bitki gövdesinin sıcaklığı da azalır ve bitki gövdesinin sıcaklığı 0°C'ye kadar düşebilir. Bunun sonucu olarak bitki gövdesinde büzülmeler ortaya çıkabilir. Büzülmelerin mekanik etkileri, özellikle ağaç gövdelerinde kolaylıkla görülebilir. Geceleri düşük sıcaklıklarda ağaçların kabuk kısımları hızla ısı kaybederek büzülürken, iç kısımlarda sıcaklık daha yüksek olduğundan büzülme görülmez. Ağaç kabuklarında soğuk etkisi ile ortaya çıkan büzülerek gerilmeler, sıcaklığın ani ve hızlı düştüğü zamanlarda daha da belirgin olur. Şiddetli büzülme ve gerilmelere ağaç kabukları dayanamaz, uzunlamasına yarırlar.

Kış aylarında toprak soğuk ve donmuş, buna karşılık toprak üstü havası daha sıcak olursa bitki, toprak üstü organlarının transpirasyonla kaybettiği suyu kökleri ile topraktan karşılayamaz.

Düşük sıcaklıklarda suyun viskozitesi artar. Bu nedenle toprakta bol miktarda su bulunmasına karşın, düşük sıcaklıklarda köklerin su alabilme güçleri azalır. Sonuçta bitkilerde fizyolojik kuraklık adı verilen kuraklık zararları ortaya çıkar.

Tarım bakımından önemli olan düşük sıcaklıkların etkisi, sıcaklık 0°C'nin altına düştüğünde ortaya çıkan don olayı ile kendisini gösterir. Don, teknik anlamda kullanılan bir terim olup değişik şekillerde tanımlanmaktadır. Bu tanımların bazıları aşağıda verilmiştir.

Hava donu (Siper donu): Gözlem siperi düzeyindeki sıcaklık 0°C'ye düştüğünde ortaya çıkan dondur.

Devamlı Don: Kış mevsiminde oluşan donmuş tabakayı eritmek için yaz sıcaklıklarının yetersiz olduğu durumlarda sürekli donmuş durumda bulunan toprağı tanımlar.

Öldürücü Don : Don süresi bitkilerin yetiştirme mevsimini sona erdirecek veya başlangıcını geciktirecek kadar şiddetli ise öldürücü don olarak tanımlanır.

Kırağı Donu : Radyasyon nedeniyle soğumuş yüzeyler üzerine biriken ince buz kristalleridir. Buz kristalleri donan çiğ damlalarından veya 0°C'nin altındaki sıcaklıkta su buharının buz haline gelmesi sonucu oluşur. Sisli havada toprağın radyasyonla soğuması önlediğinden kırağı donu oluşmaz.

Kırağısız Don : Yer sıcaklığının donma noktasının altına düştüğü fakat yerle temasta olan havanın kırağı noktasına erişmediği zamanlarda oluşur. Bu nedenle yer yüzeyinde veya yerde bulunan objeler üzerinde kırağı donu görülmez.

Kırağı Buzu : Sis içerisindeki çok soğumuş su damlacıklarının, sıcaklığı 0°C'den düşük katı ve sert yüzeylere değmesi sonucu oluşan beyaz ve kaba buz kristalleridir.

Şeffaf Don : Hava sıcaklığının sıfırın altına düştüğü zaman, sıcaklığı donma noktasının altındaki yüzeylere yağmur, çisenti veya sulusepken yağması durumunda oluşan ince, genellikle düz ve şeffaf buz tabakasıdır. Sıcak nemli bir hava akımı şiddetli bir donu izlediğinde donma noktası altındaki sıcaklıklarda suyun herhangi bir yüzey üzerinde yoğunlaşması ve donması ile de oluşabilir.

Yer Donu : Toprak üstü minimum termometresinin gösterdiği sıcaklık 0°C'nin altına düştüğünde oluşan dondur.

Don olayının oluşunda polar hava kütlelerinin etkisi altında ve radyasyon sonucunda sıcaklığın düşmesi rol oynar.

Kutuplardan gelen soğuk hava kütleleri genellikle geldikleri sahanın sıcaklığını düşürürler. Bu tip hava kütlelerinin gelişi sırasında havanın bağıl nemi az olduğu ve havanın açık olduğu durumlarda radyasyonun da etkisi ile don ortaya çıkabilir.

Atmosferde nem ve karbondioksitin az olduğu, bulutun bulunmadığı zamanlarda toprak radyasyonla ısı enerjisini atmosfere vererek kendi sıcaklığını ve kendisiyle değme durumunda bulunan hava tabakasının sıcaklığını düşürür. Bu durum don olayının oluşmasını kolaylaştırır. Toprakla değme durumunda bulunan ve üstteki hava tabakasından daha soğuk olan bu hava tabakasının üst sınırına "don tavanı" denir. Sıcaklık bitkinin zarar görebileceği bir dereceye düştüğünde don tavanının altında kalan kısmı zarar gördüğü halde, dışında kalan kısımlar zarar görmeyebilir. Bu nedenle don tavanının yüksekliğini bilmek dondan korunma yollarında önemlidir.

Donun oluşu ve bitkilerdeki oluşturduğu zararlar konusunda çeşitli görüşler bulunmaktadır. Bunların bazıları şunlardır.

1. Sıcaklık henüz hücre suyunu donduracak dereceye düşmediğinde hücrelerdeki proteinlerin doğrudan bozulması ve protoplazmanın pıhtılaşması sonucu bitkiler ölür.

2. Ortam sıcaklığı bitkinin hücrelerini donduracak bir dereceye düşünce, hücre suyunun hacmi genişler. Bu genişleme sonucunda hücre suyu hücre zarından dışarı hücre aralığına çıkmaya başlar. Sıcaklık düşmeye devam ederse hücre suyu donar. Bu şekilde donmuş bitki serttir ve ölüp ölmediğini anlamak için donun çözülmesini beklemek gerekir.

Donmuş bitki iki şekilde ölebilir. Birincisi bitkinin donması sırasında, ikincisi de donun çözülmesi sırasında. Don başlarken sıcaklık hızla düşerse hücre içindeki su hücre aralıklarına çıkmadan donar ve suyun genişlemesi sonucunda hücre zarı patlar, Hücre zarı patlayan bitki artık ölmüştür. Buna göre hızla düşen sıcaklıkların oluşturduğu donlar tehlikelidir. Donun çözülmesi sırasında hücre dışında donmuş olan hücre suyu sıcaklığın hızla yükselmesi sonucunda hızla erir. Bu erime sonunda hücre suyu hücreye girme olanağı bulamaz. Bu da hücrenin dolayısıyla ilerde bitkinin ölümüne neden olur. Sonuç olarak, sıcaklığın yavaş yavaş düşmesi ve yükselmesi ile ortaya çıkan don ve donun çözülmesi hızlı olana göre daha az tehlikelidir.

Bitki çeşitlerinin hücreler arası boşlukları ve hücre büyüklükleri, hücre suyunun miktarı, yoğunluğu ve hücre zarı kalınlıkları aynı olmadığından; bunların düşük sıcaklıklara dayanıklılık dereceleri de farklı farklı olmaktadır. Örneğin, çeltik, pamuk ve sudan otu gibi yazlık bitkiler 3-4°C sıcaklıklarda zarar görmeye başlayıp, ölüme giderlerken, birçok soğuk bölge bitkileri sıfırın altında 20-30°'ye kadar dayanabilmektedirler.

3. Bitkiler, insan ve hayvanlar gibi özel bir sıcaklığa sahiptirler. Sıcaklık bitkinin özel sıcaklığı altına düşerse bitki dayanamaz ve ölür.

4. Düşük sıcaklık bitki hücrelerinin suyunu dondurur ve böylece hücredeki fizyolojik olaylar sona erer. Düşük sıcaklıklarda hücreler arası boşluklarda oluşan buzlar hücre protoplazmasından su aldığından protoplazma su kaybederek pıhtılaşır ve hücre ölür.

5. Don sırasında oluşan asit ve tuzlar yoğunluğu artırır ve bu olay protoplazmanın albuminli maddeleri üzerinde etki yaparak hücre zarını bozabilir.

3.1.3.1. Donun Sınıflandırılması

Donlar oluş zamanlarına, oluş şekillerine, sıcaklık ve rüzgar hızına, bitkinin gördüğü zarar durumuna göre sınıflandırılmaktadır. Donlar genellikle oluş zamanlarına göre üç kısımda incelenebilir.

a) **Sonbahar Donları** : Özellikle sonbahar erken donları dediğimiz donlar sonbaharda bitkilerin gelişmelerini tamamlamadan sıcaklığın zamansız ve ani düşmesi

sonucu oluşur ve bitkilere zarar verir. Normal zamanlarda oluşan sonbahar donları bitkiler için fazla zararlı değildir.

b) Kış donları : Genellikle bitkilerin uyku dönemine rastlayan bu türlü donlar bitkiler için önemli rol oynamaz. Fakat donma ile toprak donar ve çatlırsa bitki kökleri zarar görür.

c) İlkbahar Donları : Tarım bakımından en zararlı donlar ilkbahar donlarıdır. İlkbaharda bazen havanın zamansız ısınması bitkinin zamansız uyanmasına neden olur. Bu uyanma ile çiçek açan bitki ani sıcaklık düşmesi ile karşılaşır ve fazla zarar görür. Bu tip donlara ilkbahar geç donları denir.

İlkbahar ve sonbahar donlarının ortalama don tarihleri üzerinde çalışmalar yapılmaktadır. Genellikle % 50 olasılıkla don, ilkbaharda ortalama don tarihinden sonra, sonbaharda ise ortalama don tarihinden önce ortaya çıkmaktadır. Bu durumun yetiştiriciler tarafından bilinmesi çok önemlidir. İlkbahar geç donu ile sonbahar erken donunun % olarak oluş olasılığının bilinmesi üreticilerin önlem alması ve olabilecek zararı önlemesi yönünden gereklidir.

Oluş şekillerine göre donlar radyasyon donları ve rüzgar (adveksiyon) donları olarak ikiye ayrılır.

a) Radyasyon Donları : Bulutsuz gecelerde topraktan havaya olan radyasyonun fazla olduğu zamanlarda toprak sıcaklığı ile toprak üstü hava sıcaklığı azalır. Sıcaklık donma noktasının altına düştüğünde radyasyon donu oluşur. Rüzgarlı havalarda toprağa yakın hava tabakası daha yüksekteki hava tabakası ile karışarak sıcaklığı yükselir ve don olasılığı azalır.

Yeryüzü yükseltilerinde olan soğuma sonucu ortaya çıkan soğuk hava tepelerden daha aşağılara iner. Havanın bu şekildeki akışına katabatik akma adı verilir. Arazinin yavaşça yükseldiği yerlerdeki ovalarda özellikle geceleri radyasyon donu görülür. Bu yöreler don alanı olarak tanımlanır.

Radyasyon donlarının ortaya çıkmasında havadaki nem oranının da etkisi büyüktür. Havadaki nem fazla ise topraktan olan radyasyon azalır. Nem ayrıca gece topraktan olan radyasyonu tutarak havanın soğumasını geciktirir. Diğer yandan havanın içindeki nemin fazlalığı bitki ve topraktan olan buharlaşmayı azaltarak toprağın kurummasını önler. Kuru toprak, nemli toprağa göre gece soğumasından daha fazla etkilendir.

Hava yeteri kadar nemli ise don olasılığı azalır. Bu durumda gece havanın soğuması sonucu oluşan yoğunlaşma nedeniyle açığa çıkan enerji gece donlarının oluşmasını önler. Hava kuru ve bir önceki gün maksimum sıcaklık düşükse don tehlikesi artar.

b) Rüzgar (adveksiyon) Donları : Sıcaklığı donma derecesine yakın hava akımının görüldüğü sinoptik durumlarda ortaya çıkarlar.

Rüzgar ve radyasyon donlarını birbirinden ayırmada temel olabilecek rüzgar hızını tam olarak belirlemek olanaksızdır. Gece süresince aralıklarla hava rasatları yapılmadıkça bunları birbirinden ayırt etmek güçtür.

Rüzgar donları, soğuk olan büyük hava kütlelerinin çok uzak bölgelerden örneğin kutuplardan gelerek büyük alanları etkilemesi sonucu ortaya çıkabildiği gibi küçük bölgeleri veya alanları etkileyen hava kütleleri sonucunda da ortaya çıkabilir. Küçük alanları etkileyen donlar genel olarak büyük çapta advectif donlar olup havanın rüzgarlı ve kapalı olduğu durumlarda oluşur.

Donlar sıcaklık ve rüzgar hızına göre Çizelge 3.3'de görüldüğü gibi sınıflandırılmaktadır.

Çizelge 3.3. Sıcaklık ve Rüzgar Hızına Göre Donların Sınıflandırılması.

Donun Cinsi	Rüzgar Hızı < 5 m/s	Rüzgar Hızı > 5 m/s
Hafif don	(0,0°C) - (-3,5°C)	(0,0°C) - (-0,4°C)
Orta don	(-3,6°C) - (-6,4°C)	(-0,5°C) - (-2,4°C)
Şiddetli don	(-6,5°C) - (-11,5°C)	(-2,5°C) - (-5,5°C)
Çok şiddetli don	<-11,6°C	<-5,6°C

Bitkilerin gördüğü zarar durumuna göre donların sınıflandırılması Çizelge 3.4'de verilmiştir.

Çizelge 3.4. Bitkilerin Gördüğü Zarar Durumuna Göre Donların Sınıflandırılması

Donun Cinsi	Sıcaklık Sınırı	Çeşitli Bitkilerde Yaptığı Zarar Derecesi
Hafif don	(0°C) - (-2,2°C)	Çoğu bitkiler hiç zarar görmez ya da çok az zarar görürler. Dona duyarlı bitkilerde, yarı otsu bitkilerde ve deniz düzeyinden fazla yüksek olmayan yerlerde büyük zarar yapar.
Orta don	(-2,2°C) - (-4,4°C)	Çoğu bitkiler zarar görürler. Meyve ağaçlarında, tomurcuk ve çiçeklenmede, dona duyarlı bitkilerde özellikle taban arazilerde daha çok zarar yaparlar.
Şiddetli don	<-4,4°C	Bütün bitkilerde çok zarar görülür.

3.1.3.2. Donun Şiddeti Üzerine Etki Eden Etmenler

Genellikle don olayını bazı nedenler kuvvetlendirir veya zayıflatır. Bu nedenler arasında amosfer koşulları, topoğrafik koşullar, toprağın işlenmesi ve bitki örtüsü ile toprak özellikleri sayılabilir.

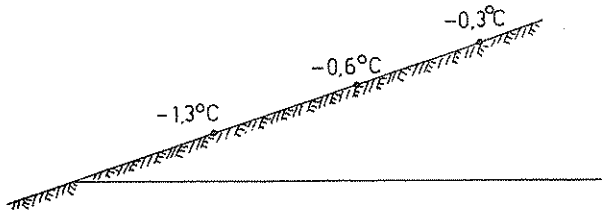
1. Atmosfer Koşulları : atmosferin içerdiği su buharı ve karbondioksit miktarı arttıkça donun oluşması güçleşir. Bunun nedeni toprağın radyasyon yoluyla kaybettiği ısının su buharı ve karbondioksit tarafından tutulmasıdır. Ayrıca su buharı yoğunlaşırken çevresine bir miktar ısı verir. Bu az da olsa atmosfer sıcaklığını biraz artırır.

Atmosferde bulunan bulutlar toprak yüzeyinden radyasyonla atmosfere geçen ışınları tutarak atmosfer sıcaklığının fazla düşmesini önler. Yüksek basınç altındaki yerlerde nemin az ve havanın açık olması nedeniyle radyasyon fazlalaşarak don alıyının oluşmasını artırır. Durgun havalar donun oluşmasına daha uygun olmasına karşın, rüzgar estiğinde inverziyon tabakası oluşamaz ve don tehlikesi azalmış olur.

Radyasyon fazla olduğu gecelerde, durgun hava don tehlikesini artırır. Rüzgarlı havada toprakla temasta bulunan soğuk hava daha üstteki hava ile karışarak veya yer değiştirerek don tehlikesi azalabilir.

2. Topoğrafik Koşullar : Kural olarak yamaçlarda radyasyonla soğuyan hava kütleleri bu yörelerden çukurlara doğru akar. Çukur alanlarda en soğuk hava en altta bulunacak şekilde sıralanır. Bu nedenle arazide yükseklerle doğru çıkıldıkça donun şiddeti azalmaktadır.

Arazi eğiminin donlara etkisinin araştırılması yönünde yapılan bir çalışmada % 5 eğimli bir yamaç üzerine yatay düzlemden 5 cm, 16 cm ve 24 cm yüksekliğe konan termometrelerden okunan değerlerin sırasıyla $-1,3^{\circ}\text{C}$, $-0,6^{\circ}\text{C}$ ve $-0,3^{\circ}\text{C}$ olduğu görülmüştür (Şekil 3.2).



Şekil 3.2. Eğimli Arazilerde Yükseklikle Sıcaklık Değişimi.

Su kaynaklarına yakınlık donu etkisi etmektedir. Su gündüzleri güneşten aldığı ısı enerjisini daha derin tabakalarına iletir ve geç ısınır. Geceleri de geç soğur. Bu da özellikle deniz, göl ve nehir gibi su kütleleri kenarlarındaki alanlarda gece sıcaklığının daha yüksek olmasına ve donun daha seyrek oluşmasına neden olur.

Don olayının şiddetine yönlerin de etkisi vardır. Bir yörede yönler arasında sıcaklık farklılıkları bulunmaktadır. Günlük güneşlenme ve ısınma batı yönünde, doğu yönüne göre daha fazladır. Sabahleyin güneşin doğuşu ile ortaya çıkan ısı enerjisi daha çok doğu yönünde toprak neminin kaybolmasına, az bir kısmı ise toprak ısınmasında rol oynar. Öğleden sonra ısı enerjisi batı yönünde toprak neminin azlığı nedeniyle toprak ısınmasında etkili olur. Bu nedenle gündüzleri en yüksek toprak sıcaklığı sırasıyla güney ve batı yönlerinde görülür.

Geceleri yönler arasında oluşan sıcaklık farkları gündüzleri gibi önemli değildir. Gündüzleri güney yönü daha çok güneşlendiğinden geceleri diğer yönlere göre daha sıcak olur. Doğu yönü, batı yönüne göre erken güneşlenip erken soğuduğundan geceleri daha soğuk olmaktadır. Güney ve batı yönlerinde gecenin en düşük sıcaklığı, kuzey ve doğu yönlerine göre daha ılımandır. Kuzey yarımküresinde güney yönü don yönünden daha tehlikelidir. İlkbaharda güneş ışınlarının buralara daha dik gelmesi sonucu bitkilerin daha erken uyanmasına ve ilkbahar geç donlarından zarar görmesine neden olur.

3. Toprağın İşlenmesi ve Bitki Örtüsü : İşlenen toprakta oluşan hava boşlukları sıcaklığı iyi iletmez ve toprağın ısınmasını zorlaştırır. Isınamayan topraklar gece radyasyonla hızla soğurlar ve donu daha uygun koşullar yaratırlar.

Bitki örtüsü ile kaplı topraklar, bitki örtüsü olmayan topraklara göre daha çok don tehlikesi ile karşılaşılır. Bitki örtüsündeki bitkiler yüksekse radyasyonu yavaşlatır ve donun şiddetini azaltırlar. Buna karşın çayır gibi kısa ve sık bitkiler aralarında bulunan hava ile radyasyon sonucu yukarı doğru çıkacak ısıya engel olduğundan, sıcaklığın fazla düşmesine neden olurlar.

4. Toprak Özellikleri : Nem yönünden zengin olan topraklarda don tehlikesi daha azdır. Su, sıcaklığı havaya göre daha iyi iletmediğinden gündüzleri sıcaklığı derinlere ileterek, gece soğumasının daha hafif olmasını sağlar.

Toprağın fiziksel yapısı da don üzerine etkilidir. Toprağı oluşturan ana maddelerin özgül sıcaklığı yüksekse toprak geç ısınır ve geç soğur. Toprak rengi de don olayına etki etmektedir. Koyu renkli topraklar güneş ışınlarını daha çok tuttuklarından daha fazla ısınır. Gündüz açık renkli kireçli topraklar, humuslu koyu renkli topraklara göre daha soğuktur. Gece ise açık renkli topraklarda radyasyon daha azdır.

3.1.3.3. Donun Bitkiler Üzerindeki Etkileri ve Don Kesmesi

Bazı bitkiler kış mevsiminde don olayından zarar görmeyebilirler. Kışa dayanıklı birçok geniş ve iğne yapraklı ağaçlar, kışlık hububat çok düşük sıcaklıklarda dondan zarar görmeden kışı atlatabilmektedirler. Bu bitkiler kış mevsiminde uyku durumuna geçerler.

Dondan olan bitki ölümleri sıcaklığın, mevsimlere ve bitkilerin fizyolojik gelişme dönemlerine göre geniş bir şekilde değişiklik göstermesinden ileri gelir. Bitkilerde ölüm yüksek sıcaklıklarda da olabilir. Donma çok hızlı ise düşük sıcaklığın bitkiye olan zararı, düşük sıcaklığın uzun bir süre devam etmesi sırasında olur. Bazı bitkiler şiddetli kışlara dayandığı halde ilkbaharda ortaya çıkan çok hafif bir don olayından zarar görebilirler.

Çeşitli bitkilerin gelişme dönemlerine göre dondan etkilenme sıcaklıkları Çizelge 3.5'de, birçok meyve ve sebzelerin dondan zarar görme sıcaklıkları da Çizelge 3.6'da verilmiştir.

Toprağın donup çözülmesi, toprak suyunun alt katlardan yukarıya doğru yükselmesine ve buharlaşarak havaya karışmasına neden olur. Bu durum özellikle yağmurlu havalarda erezyonu artırıcı rol oynar. Toprağın donup çözülmesinin bir diğer olumsuz etkisi de tarla bitkilerine vermiş olduğu zarardır. Donma hızlı olduğunda, toprağın üst katları kütle halinde donar. Birdenbire olan donma olaylarında toprak içindeki su, toprak parçacıklarından ayrılma olanağı bulamaz ve toprakla birlikte donar. Sıcaklık donma noktasının altına yavaş yavaş düşecek olursa, toprağın yüzünde önce ince bir kat donar ve alt yüzü, toprak içindeki suyu kendine çeker. Bunun sonucu alt katta dikey su billurları (buzlar) oluşur. İzleyen akşamlarda donun etkisi ile toprağın alt katlarında yeni buz katları meydana gelir. Bu şekilde aşağıdan eklenen buz katlarının etkisi ile ilk donan buz katmanı toprakla beraber yavaş yavaş yukarıya doğru yükselir. Gece donup yükselme ve gündüz erime olayları birbirini izleyerek ilerlerken, toprakta ekili bulunan bitkilerin toprak altı aksamaları da her gün biraz daha yukarıya doğru çekilir. Bu durum uzun süre devam ederse, genç bitkilerin kök taçları 8-10 cm kadar toprak yüzüne çıkabilir ve bunun doğal sonucu olarak da bitkiler ölürler. Ayrıca kökler yukarılara doğru çekilirlerken koparlar ve bitkilerin daha da erken ölümüne neden olurlar. Bu olaya "Don Kesmesi" veya "Don Kabarması" adı verilir.

Topraktaki su miktarı tarla kapasitesinden düşükse, suyun yukarıya doğru kapillar hareketi güçleşeceğinden topraklarda don kesmesi ya da don kabarması görülmez. Don kabarması daha çok nemli topraklarda sağanaklardan sonra, kar erimeleriyle ortaya çıkan göllenme durumlarında görülür. Bu nedenle ekili tarlalarda su göllenmelerini önlemek gerekir.

Çizelge 3.5. Değişik Gelişme Devrelerinde Bazı Bitkelerin Dondan Etkilenme Sıcaklıkları.

Bitki	Çimlenme (°C)	Çiçeklenme (°C)	Meyve Oluşumu (°C)
Yazlık buğday	(-9) - (-10)	(-1) - (-2)	(-2) - (-4)
Yulaf	(-8) - (-9)	(-1) - (-2)	(-2) - (-4)
Arpa	(-7) - (-8)	(-1) - (-2)	(-2) - (-4)
Bezelye	(-7) - (-8)	(-2) - (-3)	(-3) - (-4)
Fasülye	(-5) - (-6)	(-2) - (-3)	(-3) - (-4)
Ayçiçeği	(-5) - (-6)	(-2) - (-3)	(-2) - (-4)
Şekerpancarı	(-6) - (-7)	(-2) - (-3)	
Havuç	(-6) - (-7)		
Şalgam	(-6) - (-7)		
Kabak	(-5) - (-7)	(-2) - (-3)	(-6) - (-7)
Soya fasülyesi	(-3) - (-4)	(-2) - (-3)	(-2) - (-3)
Mısır	(-2) - (-3)	(-1) - (-2)	(-2) - (-3)
Darı	(-2) - (-3)	(-1) - (-2)	(-2) - (-3)
Patates	(-2) - (-3)	(-1) - (-2)	(-1) - (-2)
Siyah buğday	(-1) - (-2)	(-1) - (-2)	(-0,5)-(-2)
Pamuk	(-1) - (-2)	(-1) - (-2)	(-2) - (-3)
Kavun, karpuz	(-0,5) - (-1)	(-0,5)-(-1)	(-1)
Pirinç	(-0,5)-(-1)	(-0,5)-(-1)	(-0,5)-(-1)
Susam	(-0,5)-(-1)	(-0,5)-(-1)	
Yerfıstığı	(-0,5)-(-1)		
Salatalık	(-0,5)-(-1)		
Domates	(0) - (-1)	(0) - (-1)	(0) - (-1)
Tütün	(0) - (-1)	(0) - (-1)	(0) - (-1)

Çizelge 3.6. Bazı Meyve ve Sebzelerin Dondan Zarar Görmeye Sıcaklıkları.

Bitki	En Düşük Sıcaklık (°C)	En Yüksek Sıcaklık (°C)
Elma	-2,5	-1,9
Kayısı	-1,9	-1,5
Avakado	-0,9	-0,8
Muz	-1,1	-1,1
Kiraz	-3,3	-3,1
İncir	-3,2	-2,9
Üzüm	-3,2	-2,9
Greyfurt	-2,4	-1,7
Limon	-1,5	-1,4
Zeytin	-2,4	-1,4
Portakal	-3,2	-1,5
Armut	-2,1	-1,6
Çilek	-1,1	-1,0
Kuşkonmaz	-1,1	-0,6
Hıyar	-0,8	-0,7
Patlıcan	-0,9	-0,8
Marul	-0,4	-0,2

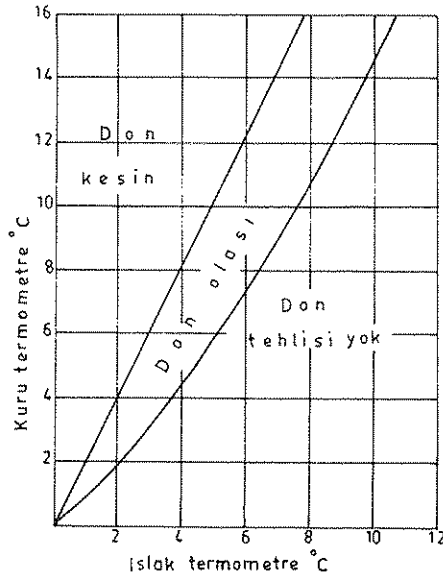
3.1.3.4. Don Tahminlerinin Yapılması

Donma çok önemli olduğundan ve bitkileri öldürdüğünden don tahminlerinin yapılması gerekmektedir. Don tahminleri önceden yapılıyorsa dona karşı önlemler alınabilir. Don tahminleri genellikle üç yolla yapılır.

a) Sinoptik Gözlemlere Dayalı Tahminler: Bunlar büyük bir bölge veya ülke için yapılan geniş ölçüdeki tahminler olup, genel atmosfer koşullarını kapsar. Tahminlerde sinoptik haritalardan yararlanılır. Uluslararası yardımlaşmalarla yapıldığından ciddidir ve doğruluk ifade eder. Bu tahminlerde ülkemiz ve komşu ülkeler üzerinde olan hava olayları izlenir ve hava olaylarına ilişkin kodlar harita üzerine işlenir. Siklon ve antisiklon merkezlerinin durumuna, atmosferik dolaşım ve soğuk havanın akım

doğrultusuna göre don olup olmayacağı tahmin edilir.

b) Aletlerle Yapılan Mahalli Don Tahminleri: Daha çok pagoskop veya haber verici termometrelerle bu tür tahmin yapılır. Kritik dönemlerde sıcaklık ölçmeleri ve pagoskop cetvellerinden yararlanılarak don olayının meydana gelip gelmeyeceği kestirilebilir. Kritik dönemlerde güneş batmadan yarım saat önce topraktan 50-60 cm yüksekte termometreler (psikrometre) kuzeye bakacak şekilde hazırlanan yerde ıslak ve kuru termometrelerle sıcaklık ölçmeleri yapılır. Her iki termometrede okunan değerler pagoskop cetvelinde (Şekil 3.3) ait oldukları sütünlarda işaretlenerek keşistirilir. İki sıcaklık değerinin kesişim noktası pagoskop cetvelindeki üç alandan hangisi içerisine düşerse don olayının kesin, olası veya olmayacağı anlaşılır.



Şekil 3.3. Pagoskop Diyağramı

Haber verici termometreler donun geleceğini, sıcaklığın belirli bir noktaya düşüşünü zil çalarak bildirirler. Bu termometreler bitkinin donma derecesine göre ayarlanabilirler.

c) Gözlem Sonucu Olarak Don Tahminleri : Bütünüyle gözlem ve deneyimlere dayanan, uzun yıllarda elde edilen sonuçlara göre tahminler yapılır. Örneğin

kış geceleri, soğuk havalarda gökyüzünün bulutsuz, hava neminin az olması gibi durumlarda basıncın yükselmesi, toprak neminin az, günlük ortalama sıcaklığın düşük ve havanın durgun olması donun başlayacağını gösterir.

3.1.3.5. Dondan Korunma

Bitkiler için zararlı olan don olayına engel olmak veya zararlarını azaltmak için bazı önlemler alınabilir. Bu önlemler aktif yöntem, pasif yöntem ve hormon yöntemi olmak üzere üç türdür.

1. Aktif Yöntem : Bu yöntemin çeşitli şekilleri bulunmaktadır.

- **Hasır, Cemek ve Plastik Örtülerle Örtmek:** En basit yöntemlerden birisidir. Hasır ve cemek toprak radyasyonuna engel olur ve dışarıdan gelen soğuk etkilere karşı da bitkiyi korur.

- **Dumanlama :** Bahçe ve tarlalarda donun olacağını kestirildiği gecelerde bol duman veren kuru ot, dal, paçavra vb. yakılır. Ortaya çıkan ve bol miktarda karbondioksit içeren duman, radyasyonu azaltarak toprak ve hava sıcaklığını artırır.

- **Yapay Sisleme :** Bazı kimyasal maddeler kullanılarak elde edilen yapay sis radyasyonu azaltarak donu önleyebilir.

- **Toprak Üzerindeki Hava Tabakasının Karıştırılması:** İnverziyon tabakasındaki soğuk havanın üstteki daha sıcak havayla karıştırılması sonucunda üstteki daha sıcak havanın bitkiyi korumak için toprak yüzeyine atılması don olayını engelleyebilir veya geciktirir. Bu karıştırma genellikle büyük vantilatörlerle yapılır. Son yıllarda bu işlemler helikopterlerle yapılmaktadır.

- **Hava Neminin Artırılması :** Atmosfere püskürtülen su buharı topraktan radyasyonla ısının kaçmasını önler. Ayrıca bitkiler üzerine yerleşen su donarken çevresine ısı vererek ortamın ısınmasına yardımcı olur.

- **Isıtıcılarla Isıtmak :** Topraktan radyasyonla kaybolan ısının yerine inverziyon tabakası içine kömür, odun veya gaz yakarak ısı verilmesi donu geciktirir. Yakma zamanını belirlemek için bahçenin çeşitli yerlerine konan haber verici termometrelerden yararlanılır. Isıtıcılar hektar başına 75-200 adet olarak yerleştirilir. Genellikle bir ısıtıcının 50 m²'lik yeri ısıttığı varsayılır. Bazı ülkelerde meyve bahçelerinde sıralar arasına kalorifer tesisatı da döşenerek olası donda çalıştırılırlar.

- **Elektrikli Isıtma Yöntemi :** Çok masraflı olan bu yöntemde ağaçların dibine elektrikli ısıtıcılar konarak bitkinin sıcaklığı yükseltilir.

- **Sulama Yöntemi :** Don meydana gelmeden önce bahçe ve tarlaların sulanması donun oluşmasını geciktirir. Su donarken çevresine ısı vermesi toprak yüzeyi sıcaklığının

yükselmesine ve don şiddetinin azalmasına neden olur.

- **Kumlama** : Küçük alanlarda her yıl ince bir kum tabakası toprak üzerine serilir. Kum tabakası kolay ısınır, yalnız radyasyon yoluyla çok yavaş olarak soğur ve buharlaşmayı en az düzeye indirir.

- **Çiçeklenmeyi Geciktirme**: İlkbahar geç donlarının çok sık görüldüğü yerlerde, meyve ağaçlarının çiçeklenme devresinde dondan fazla zarar görmemesi için çiçeklenmenin geciktirilmesi yönünden ağaç kökleri bir metre çapında açılarak kar veya buz kalıpları yerleştirilir.

- **Yağmurlama ile Dondan Korunma** : Yağmurlama sulama ile dondan korunmanın temelini, suyun donerken çevreye verdiği 80 cal/g ısı oluşturmaktadır. Dondan zarar görebilecek bitki kısımlarına yeknesak olarak uygulanan su, bitki yüzeyinde ince bir buz filmi oluşturur ve ısı iletkenliği yüksek olan buz, açığa çıkan bu enerjinin etkin bir biçimde bitki yüzeylerine taşınmasını sağlar. Böylece uygun miktarda su uygulandığı sürece bitki yüzeyi sıcaklığı 0°C dolayında tutulur. Yağmurlamanın dondan bitkiyi koruması için donun başlangıcından bitimine kadar yağmurlama yapılmalıdır. Yağmurlama süresi çok uzun veya su uygulama ve rüzgar hızı oldukça yüksekse, bitki aksamının buz yükü nedeniyle kırılma ve zarar görme olasılığı yüksek olur. Öte yandan, çok az su uygulanmışsa, bitki yağmurlama uygulanmamış durumdakinden daha fazla zarar görür. Bunun nedeni ilgili fiziksel olayların incelenmesi sonucu daha açık olarak görülmektedir. Su donduğunda serbest enerji açığa çıkmakta, buna karşı buharlaşma için enerji gerekmektedir. Donma sırasında açığa çıkan enerjinin yaklaşık yedi katı buharlaşmada kullanılmaktadır. Bu nedenle, enerji kaybını karşılayabilmek için buharlaşan her bir gram suya karşılık yedi gram suyun donması gerekir. Yetersiz su uygulanması nedeniyle buharlaşma kayıpları baskın duruma gelirse, bitki yüzeyi sıcaklığı hızlı bir şekilde ıslak termometre sıcaklığına ulaşır.

Dondan korunmada değişik rüzgar ve sıcaklık koşullarında yağmurlama hızı değerleri Çizelge 3.7'de verilmektedir. Bunlardan 2,5 - 7,5 mm/h arasında değişen değerlerin uygulanabilirliği daha fazladır. Yağmurlama hızı alçak boylu bitkilerde 1,5 - 2 mm/h, bahçe ve meyve tesislerinde 2 mm/h, bağlarda 2-2,5 mm/h'ten az olmamalıdır.

Yağmurlamaya, ıslak termometre sıcaklığının dondan korunması istenilen bitki kısımları için kritik sayılan sıcaklık düzeyinin 2°C üzerinde olduğu anda başlanılmalı ve ıslak termometre sıcaklığının yeniden kritik sıcaklığın yaklaşık 2°C üstüne çıktığı ana dek sürdürülmelidir. Uygulamada, bitki yüzeyindeki buzların yükselen hava sıcaklığı nedeniyle erimeye başlamasına değin sistem çalıştırılmalıdır.

Hava tahminleri, hangi yörelerde don olacağını önceden haber vermektedir. Bu tahminler yalnızca geniş alanlar için geçerlidirler. Buna karşın küçük alanlar için yanıltıcı olabilirler. Bu nedenle bitki boyunu temsil edecek yüksekliğe yerleştirilen termometreler

yardımla sıcaklık sürekli olarak kontrol edilir ve kritik düzeye ulaştığında yağmurlama sistemi çalıştırılmaya başlanır. Gelişmiş ülkelerde, meyve bahçeleri don uyarı sistemleri ile donatılmakta, hava sıcaklığı kritik sıcaklığa eriştiğinde yağmurlama sistemi kendiliğinden çalışmaya başlamaktadır.

Çizelge 3.7. Dondan Korunmada Değişik Rüzgar Hızı ve Sıcaklık Koşullarında Uygulanması Önerilen Yağmurlama Hızları (mm/h).

Kuru Yaprak Yüzeyi Sıcaklığı, (°C)	Rüzgar Hızı (m/s)				
	0,0-0,5	0,9-1,8	2,2-3,6	4,5-6,3	8,1-9,8
-2,8	2,5	2,5	2,5	2,5	5,1
-3,3	2,5	2,5	3,6	5,1	10,0
-4,4	2,5	4,1	7,6	10,0	20,3
-5,6	3,0	6,1	12,7	15,2	30,5
-6,7	4,1	7,6	15,2	20,3	40,6
-7,8	5,1	10,0	17,8	25,4	50,8
-9,4	6,6	12,7	22,8	33,0	66,0
-11,7	8,6	17,8	30,5	43,2	86,4

Yağmurlama erken ve geç donlarda -6°C'ye kadar etkilidir. Eldeki su gereksinmeye yetmeyecek kadar az ise su depolanmalıdır. Depolamada birbirini izleyen üç gece için 10'ar saatlik yağmurlama amacıyla gerekli su miktarı hektara 1000 m³ hesaplanmalıdır. Donun olacağı gecelerde rüzgar hızı 5 m/s'den fazla, bağıl nem % 60'dan az ve gündüzün sıcaklık 0°C'nin üzerine çıkmayacağı tahmin ediliyorsa yağmurlama yapılmamalıdır. Isı kaybı nedeniyle oluşan donlarda sıcaklığın -6°C'ye kadar düştüğü yerlerde yağmurlama yeteri kadar koruyucu olmaktadır. Çevre sıcaklığı 1°C ve üzerine, bağıl nemin % 60'ın üzerine çıkması durumunda yağmurlama durdurulur. Yağmurlamada döner başlıklar bir dakikada birden fazla dönmemelidir.

2. Pasif Yöntem : Aktif yöntem genellikle büyük masraflar gerektirdiği halde pasif yöntem masrafsız fakat bilgi isteyen bir yöntemdir. Bu yöntem bitki yetiştirilecek alanın seçilmesi, yetiştirilecek bitki cinsinin seçilmesi, bakımı, toprak işlemesi gibi özellikleri kapsar ve donun oluşmasından önceki çalışmalara dayanır. Pasif yöntemin

esaları şunlardır.

- Morfolojik, mikroklimatolojik ve topoğrafik koşullar yönünden donun oluşmasına uygun olan yerlerde dona hassas olmayan bitkileri yetiştirmek,
- İlkbahar geç don tarihlerinden sonra uyanan çeşitleri bulmak,
- Bitki gelişmesini çabuklaştıracak gübre kullanılmaktan kaçınmak,
- Bitkinin gelişmesini çabuklaştırmamak,
- Toprağı erken işlememek,
- Soğuk havanın geldiği yöne birkaç sıra ağaç dikmek.

3. Hormon Yöntemi : Bitkilerin dondan korunması için bazı kimyasal maddeleri toz haline getirerek bitkilerin üzerine serpmekle donu önlemek olasıdır. Bu maddelerin hangi tarihlerde ve ne ölçüde kullanılacağını iyi bilmek gerekir.

3.2. Sıcaklığın Hayvan Yetiştiriciliği Yönünden Önemi

Sıcaklık, hayvan yetiştiriciliğinde bütün çevre koşulları arasında üzerinde en çok durulması gerekli bir etmendir. Çünkü sıcaklık hayvanların sağlığının ve rahatının sağlanıp sağlanmadığının bir göstergesidir. Sıcaklığın optimum sınırlar altında veya üstünde olması hayvansal üretimi olumsuz yönde etkilemektedir.

Siğır, koyun, tavuk vb. çiftlik hayvanları insanlar gibi vücut sıcaklıklarını sabit sınırlar arasında tutabilme yeteneğine sahiptirler. Bu hayvanlarda vücut sıcaklığındaki değişim çok azdır. Sabit vücut sıcaklığı, metabolizma faaliyetleri sonucunda hayvanın ürettiği ısı ile ortama kaybettiği ısı arasındaki dengeye bağlıdır.

Hayvanın üretimsel işlevlerini en iyi şekilde yapabildiği ve en rahat edebileceği sıcaklık aralığı "Konfor Bölge" veya "Rahatlık Bölgesi" olarak tanımlanır ve dar bir sıcaklık aralığını kapsar (Şekil 3.4). Konfor bölge sınırları içerisindeki sıcaklıklar hayvanlar için optimum (en uygun) sıcaklıklardır. Hayvanlar konfor bölgede en az yem tüketimi ile en yüksek üretimde bulunurlar. Optimum sıcaklık sınırları iklimin, çevre neminin, hava hareketinin, mevsimin, yemleme ve bakım koşullarının, hayvan ırkı, yaşı ve sağlık durumunun etkisi altındadır. Siğır, koyun ve tavuklar ter bezlerinin yetersizliği nedeniyle genellikle terlemeyen hayvanlar grubundan sayılırlar. Terlemeyen hayvanların sıcak ortamlara uyum yapabilmeleri güçtür. Bu nedenle bu hayvanlar serin ortamlara sıcak ortamlardan daha kolay uyarlar.

Konfor bölgeden daha geniş bir sıcaklık aralığını kapsayan bölge, uygun sıcaklık bölgesi olarak tanımlanır. Hayvan uygun sıcaklık bölgesinde üretimsel işlevlerini konfor bölgedekine yakın bir düzeyde gerçekleştirebilmekte ve konfor bölgedeki kadar rahat olmaktadır. Bu bölgede hayvanın verimindeki kayıp çok azdır.

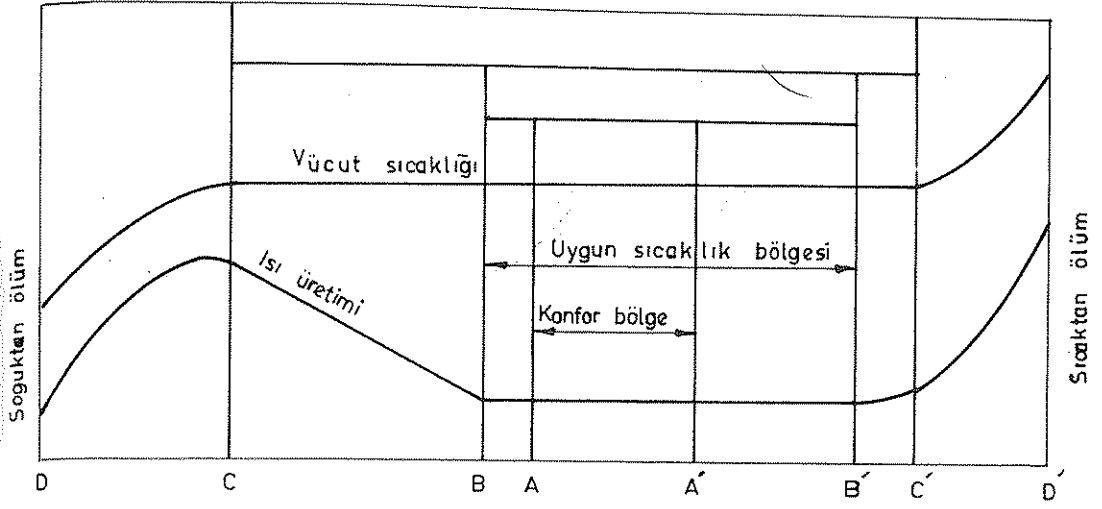
Çevre sıcaklığı, uygun sıcaklık bölgesinin alt sınırına yaklaştığında hayvanlar damarlarını daralarak ve tüylerini dikleştirerek sabit vücut sıcaklığını korumaya çalışırlar. Deri yüzeyindeki damarların daralması kanın vücuttan deri yüzeyine akmasını azaltarak vücutun iç kısımlarından vücut yüzeyine ısı akışını azaltır. Tüylerin dikleşmesi ile tüyler arasında daha fazla hava boşluğu kalacağından örtünün yalıtım değeri artar.

Genellikle hayvanlar üzerinde yüksek sıcaklığın etkisi optimum sıcaklık bölgesinin üst sınırlarından başlar. Bu nokta ile uygun sıcaklık bölgesinin üst sınırı arasındaki sıcaklıklarda hayvanın derisi yüzeyindeki damarlar genişler ve kanın vücuttan deri yüzeyine akışı hızlanır. Bu durum deri yüzeyi sıcaklığının artmasına dolayısıyla ortam ile deri yüzeyi arasındaki sıcaklık farkının büyümesini sağlayarak ortama daha fazla ısı taybedilmesine yardımcı olur.

Ortam sıcaklığı uygun sıcaklık sınırının altına düştüğünde hayvan ile ortam arasındaki sıcaklık farkının büyümesi nedeniyle ısı kaybı artar ve uygun sıcaklık bölgesinde üretilen ısıyla bu ısı kaybının karşılanması güçleşir. Bu durumda hayvan ısı kaybını karşılamak için gerekli olan ek ısıyı ya fazla yem tüketerek ya da yemlerden aldığı enerjinin büyük bir bölümünü ısıya dönüştürerek sağlar. Yemlerden sağlanan ve normal olarak büyüme ve üretim için kullanılması gereken enerjinin ek ısı elde etmek için kullanılması ise hayvanlarda verim kaybına neden olur. Daha düşük sıcaklıklarda hayvanın vücutundan çevreye olan ısı kaybı dengelenemez ve sabit vücut sıcaklığı durumu korunamaz. Vücut sıcaklığı ve ısı üretimi azalmaya başlar. Çevre sıcaklığının daha da düşük olması soğuktan ölümlere neden olur.

Yüksek sıcaklıklar düşük sıcaklıklara göre hayvansal üretimi daha fazla olumsuz yönde etkilemektedir. Uygun sıcaklık bölgesinin üst sınırından sonraki sıcaklıklarda hayvanlar sabit vücut sıcaklıklarını, solunum yollarından ve deriden suyun buharlaşmasını artırarak ve daha az yem tüketerek koruyabilirler. Ortam sıcaklığının daha da artması durumunda hayvanlarda sabit vücut sıcaklığını koruma özelliği kaybolmaya ve vücut sıcaklığı artmaya başlar. Vücutun serinletilmesi için önlem alınmadığı takdirde, vücut sıcaklığının giderek yükselmesi ölümlere neden olur.

Hayvansal üretim için hayvanın iştahı önemlidir. Genellikle yüksek sıcaklıklar hayvanlarda iştahsızlık yaratarak hayvansal ürünlerin maksimum üretimi için gereksinme duyulan yemin hayvanlar tarafından tüketilmesini azaltır.



Şekil 3.4. Çevre Sıcaklığının Hayvanlar Üzerine Etkisi.

4. HAVA NEMİ

Yaşam, hava ve su ile başlamıştır ve bunlarla sürmektedir. Suyun ilk kaynağının atmosfer ya da yeryüzü olduğuna karar vermek oldukça güçtür. Atmosferde sürekli su buharı bulunmaktadır ve hava nemi dediğimiz bu su buharı çok önemli bir iklim elemanıdır. İklimin oluşmasında ve çeşitli iklim tiplerinin ortaya çıkmasında atmosferdeki su buharı ve su buharının dağılımı temel rollerden birini oynar.

Tarımsal çalışmalarla ilgili planlama ve projelermelerde nemli havaya ilişkin bazı özelliklerin bilinmesi gerekir. Nemli havaya ilişkin atmosferik koşulların ölçülmesi ya da incelenmesi psikrometre yardımıyla yapılmaktadır.

Psikrometre, hava su buharı karışımının özelliğini inceleyen fiziğin bir koludur. İçinde su buharı bulunmayan havaya kuru hava denir ve bileşimi genellikle değişmez. Nemli hava, içerisinde bir miktar su buharı bulunan havadır. Hava içerisindeki su buharı miktarı havanın çeşitli koşullarına bağlı olarak önemli oranda değişir. Değişik koşullar altında hava içindeki nem miktarı ve havanın diğer termodinamik özellikleri belirlenmelidir. Bu özellikler kısaca aşağıda açıklanmıştır.

a) Buhar Basıncı : Nemli hava içindeki su moleküllerinin oluşturduğu kısmi basıncıdır. Havanın su buharı ile tamamen doymuş haldeki basıncına doymuş buhar basıncı denir. Buhar basıncının birimi N/m^2 , bar, atmosfer, kg/m^2 , mmHg, mmSS'dur.

b) Bağlı Nem : Verilen koşullar altında hava içindeki gerçek su buharı basıncının aynı sıcaklıkta doymuş haldeki havanın su buharı basıncına oranıdır. % olarak tanımlanır.

c) Mutlak Nem: Havanın birim hacmi içerisindeki su buharının ağırlığıdır. Birimi g/m^3 dür.

d) Özgül Nem: Birim ağırlıktaki kuru hava içerisindeki su buharının ağırlığıdır. kg/kg olarak tanımlanır.

e) Kuru Termometre Sıcaklığı : Havanın içerisindeki su buharı veya radyasyon etkisinde kalmadan herhangi bir termometre, termokupl veya termistor ile ölçülen sıcaklıktır.

f) Yaş Termometre Sıcaklığı : Civalı termometre veya termokopl ile ölçülen sıcaklıktır. Termometrenin haznesi veya termokuplun bağlantı yeri daima ıslak bulundurulmuş tülbent veya buna benzer malzeme ile örtülmüştür.

g) Çiğlenme Noktası Sıcaklığı: Sabit özgül nem ve atmosferik basınç altındaki hava soğutulduğunda çiğlenmenin oluştuğu sıcaklıktır.

h) Entalpi : Hava su buharı karışımının içerdiği ısı enerjisidir. Kuru hava su buharı karışımının entalpisi belirli referans sıcaklıklarının üzerinde kuru havanın birim

ağırlığı için nemli havanın ısı içeriğidir. Bu ısı gizli ve duyulur ısı şeklindedir. Birimi Kcal/kg, KJ/kg'dır.

i) **Doyma Derecesi** : Verilen koşullardaki bir havanın özgül neminin, aynı kuru termometre sıcaklığı ve atmosferik basınç altındaki doymuş havanın özgül nemine oranıdır.

4.1. Psikrometrik Diyagram

Psikrometrik diyagram, nemli havanın termodinamik özelliklerinin grafiksel olarak tanımlanmasıdır. Mühendislik projelendirme problemlerinin çözümünde maksimum uygunluk için hazırlanmıştır. Psikrometrik diyagramda koordinatların seçimi isteğe bağlıdır.

Bugün kullanılmakta olan pek çok psikrometrik diyagramlar vardır. Diyagramlar barometrik basınç, sıcaklık aralığı, ilgili termodinamik özelliklerin sayısı ve koordinatların seçimi bakımından farklılık gösterirler.

Tarımsal çalışmalarda kullanılan psikrometrik diyagramlarda, dikey eksen üzerinde özgül nem gösterilmektedir. Sabit özgül nem doğruları diyagramda yatay yönde diğer bir anlatımla yatay eksene paralel uzanırlar.

Diyagramın altında bulunan yatay eksen üzerinde kuru termometre sıcaklıkları gösterilir. Sabit kuru termometre sıcaklık doğruları yukarıya doğru uzanırlar. Fakat tam olarak yatay eksene dik ve birbirlerine de tam olarak paralel değildirler. Termodinamik yaş termometre sıcaklığı doğruları düzgün doğrular halinde olup, dikey eksenle 90°'den küçük açılar yaparlar. Diyagonal doğrular halindedirler.

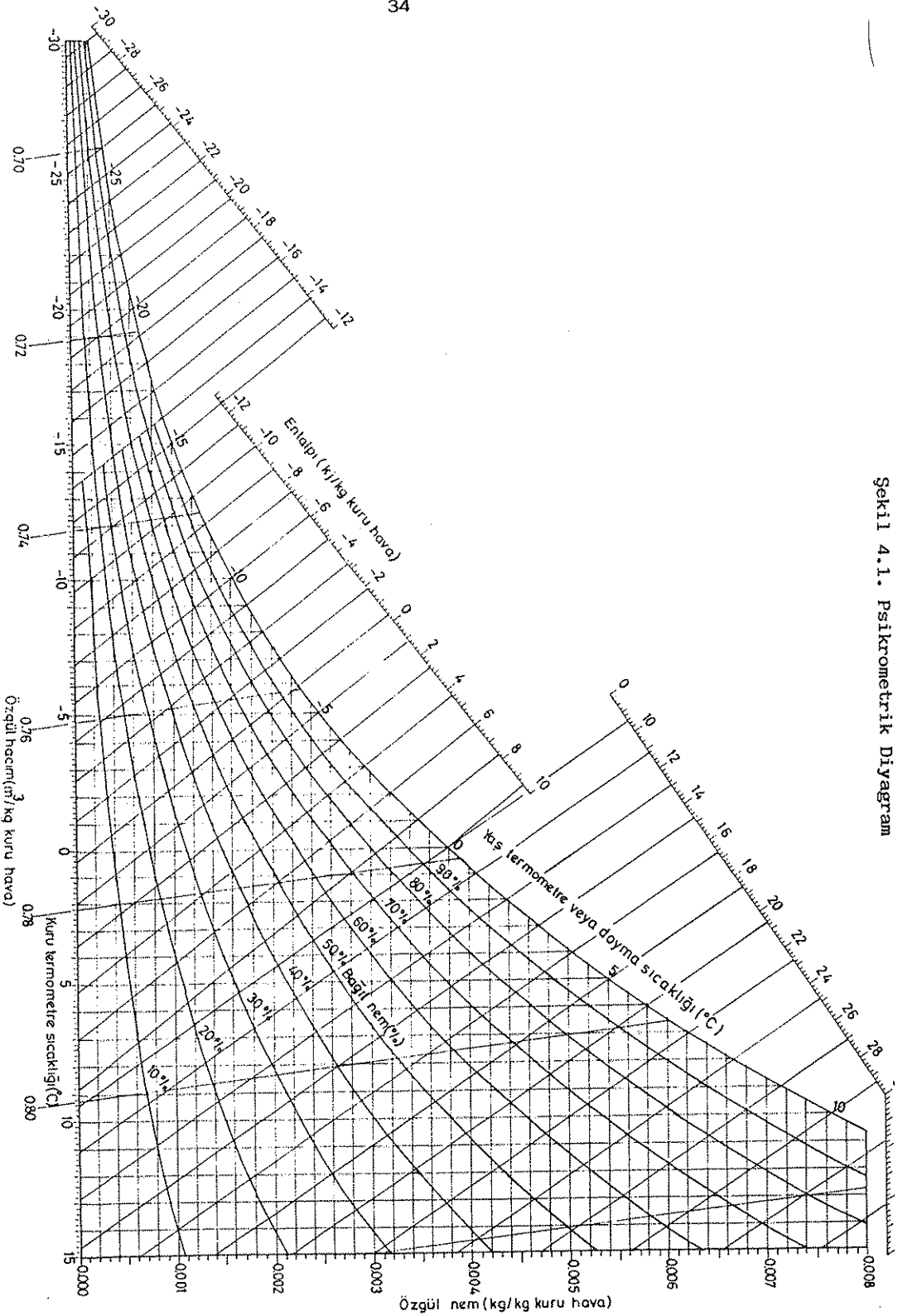
Entalpi doğruları birbirine paralel olup, yaş termometre sıcaklığı doğrularından hafif farklılık gösterirler. Ancak bu fark çok azdır. Öyleki yaş termometre sıcaklığının entalpi doğruları üzerinde okunması büyük hata oluşturmaz.

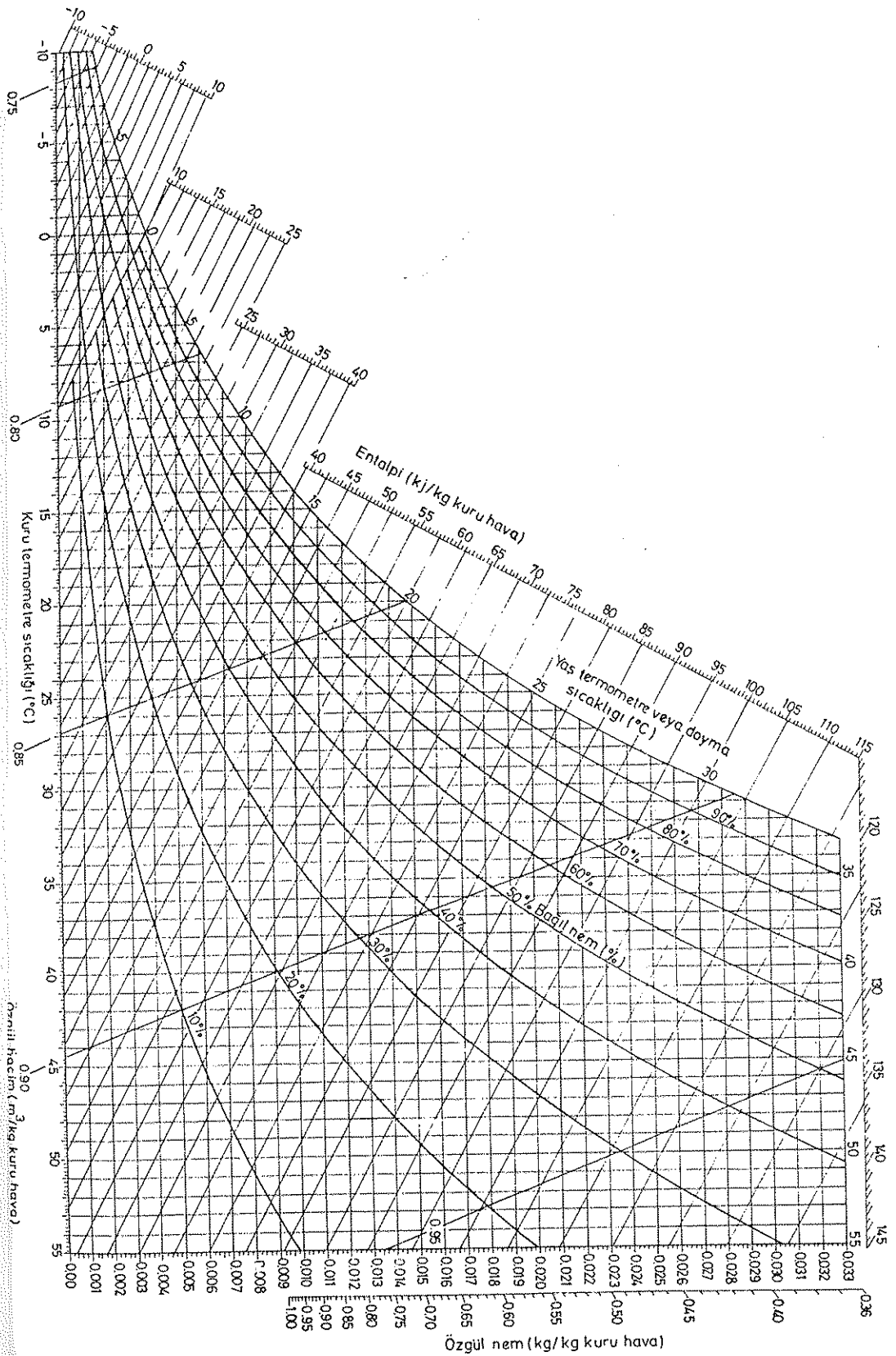
Yatay eksen % 0 bağıl nemi (kuru hava) ifade eder. Daha yüksek bağıl nem doğruları eğri şeklinde olup, diyagramın alt sol köşesinden başlayarak yukarıya doğru eğri oluştururlar. % 100 bağıl nem eğrisi doyma eğrisidir. % 100 bağıl nem durumunda çiğlenme noktası, yaş termometre ve kuru termometre sıcaklıklarına ilişkin değerler doyma eğrisi üzerindedirler. Bu üç sıcaklık doyma durumunda birbirlerine eşittirler.

Özgül hacim doğruları düzgün doğrular şeklinde olup, birbirlerine tam olarak paralel değildirler. Diyagonal durumda olup, entalpi ve yaş termometre sıcaklığı doğrularından daha dik bir eğime sahiptirler. Özgül hacim doğruları ayrıca sabit yoğunluk değerlerini de tanımlarlar. Şekil 4.1 ve 4.2'de -30°C ile 15°C ve -10°C ile 55°C sıcaklık aralığına sahip iki psikrometrik diyagram verilmiştir.

Nemli havanın termodinamik durumu, basınç ve diğer iki bağımsız özelliği tarafından belirlenir. Fakat psikrometrik diyagramların pek çoğu sabit basınç (standart atmosferik basınç) için geliştirilmiştir. Böylece nemli havanın termodinamik durumunun

Şekil 4.1. Psikrometrik Diyagram



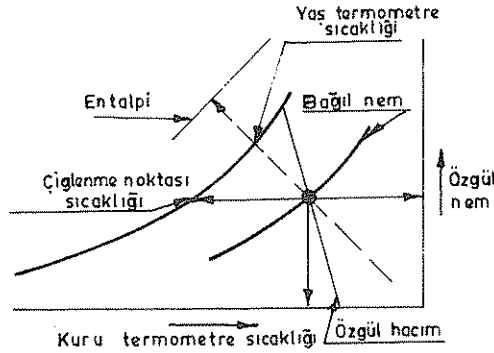


belirlenmesinde sadece iki bağımsız özellik kullanılır. Diğer anlatımla psikrometrik diyagramlarda, nemli havanın iki bağımsız özelliğinin bilinmesiyle diğer özellikleri de bulunabilir.

Psikrometrik diyagram, bir atmosfer basıncı altında nemli havanın kuru termometre sıcaklığı, yaş termometre sıcaklığı, çiglenme noktası sıcaklığı, özgül nem, bağıl nem, özgül hacim ve entalpi gibi termodinamik özelliklerini verir.

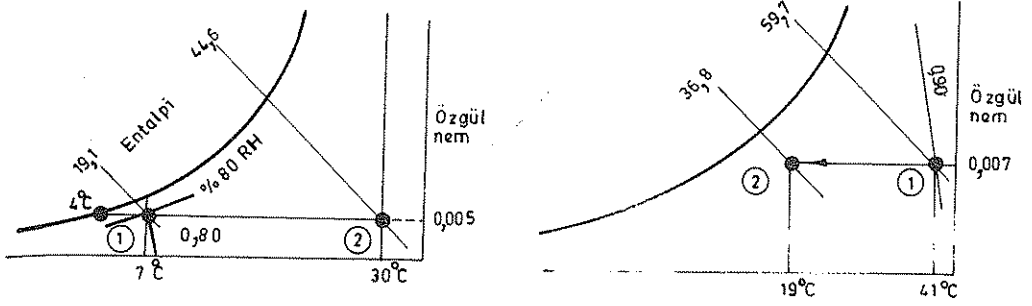
Nemli havaya ilişkin bu özelliklerden herhangi ikisi bilinince diyagram üzerinde havanın durumu genellikle saptanabilir. Diğer özellikler bu iki özelliğin kesişmesiyle oluşan noktadan ve diğer özelliklere ilişkin uygun doğruların gösterdiği değerleri okumakla bulunabilir. Nemli havanın özelliklerinin psikrometrik diyagram üzerinde şematik olarak gösterilişi Şekil 4.3'te verilmiştir.

Tarımsal yapılarda çevre koşullarının düzenlenmesi ve tarımsal ürünlerin depolanması ve kurutulmasında genellikle; 1) Nemli havanın ısıtılması veya soğutulması, 2) Nemli havanın ısıtılması ve nemlendirilmesi, 3) Nemli havanın soğutulması ve neminin azaltılması, 4) Buharlaşımayla soğutma, 5) Nemli havanın adyabatik doyması, 6) Nemli havanın adyabatik karışımı, 7) Ürün kurutma gibi işlemlerle karşılaşılır.



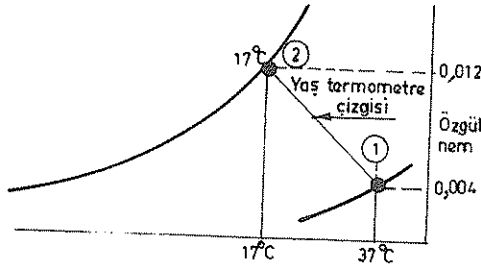
Şekil 4.3. Nemli Havanın Özelliklerinin Psikrometrik Diyagramda Gösterilişi.

Nemli havanın ısıtılması veya soğutulması işleminde sabit basınç altında havanın özgül neminde değişiklik yapılmaksızın içerisine ısı verilmekte veya alınmaktadır (Şekil:4.4).



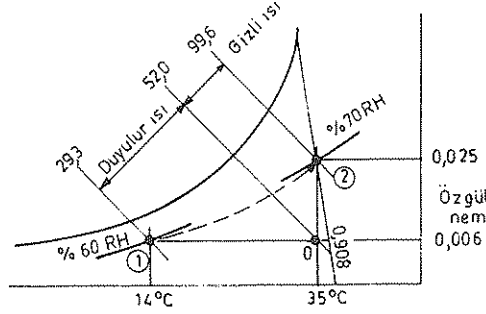
Şekil 4.4. Nemli Havanın Isıtılması veya Soğutulması.

Buharlaşımayla soğutma işlemi, sisteme ısı alıp vermeden oluşan adyabatik doyma işlemidir ve sabit bir yaş termometre sıcaklığı doğrusu boyunca yukarı doğru uzanır. Soğutulma işleminde hava, havanın yaş termometre sıcaklığına eşit sıcaklıktaki suyla temasa getirilir. Havanın duyulur ısısu buharlaştırır ve havanın kuru termometre sıcaklığı düşer. Adyabatik olan bu işlemde duyulur ısı eklenen buhar bünyesinde gizli ısıya dönüşür (Şekil 4.5).



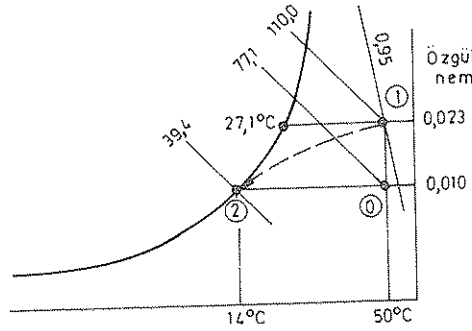
Şekil 4.5. Buharlaşımayla Soğutma.

Isıtma ve nemlendirme işlemine daha çok hayvan barınaklarının havalandırılmasında karşılaşılr. Hayvan barınaklarında ortama verilen ısı ve su buharı havaya eklenerek bu işlem gerçekleşir (Şekil 4.6).



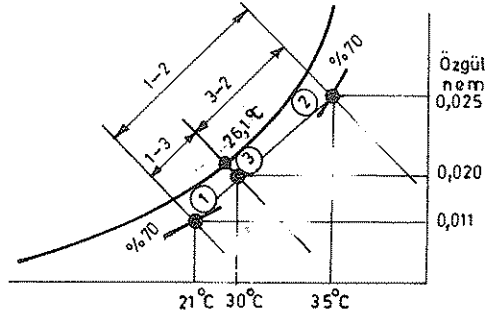
Şekil 4.6. Isıtma ve Nemlendirme.

Havanın soğutulması ve kurutulmasında hava çiğlenme noktasının altındaki bir sıcaklığa kadar soğutulduğunda havadaki su buharı yoğunlaşır. Bu işlemde havanın son durumundaki bağıl nemi, ilk durumundaki bağıl neminden daha yüksek olur ve sistemden duyulur ve gizli ısı çekilir (Şekil 4.7).



Şekil 4.7. Soğutma ve Kurutma.

Nemli havanın adyabatik karışımına, genellikle aynı koşullarda bulunan iki farklı nemli havanın karıştırılması durumunda karşılaşılar. Karışım adyabatik olarak gerçekleşirse ortaya çıkan üçüncü havanın yeri, psikrometrik diyagramda iki noktayı birleştiren doğru üzerindedir. Son durumun yani karışımın diyagram üzerindeki yeri karışan iki havanın kütle miktarlarıyla orantılı olarak doğruyu iki kısma ayırmakla bulunabilir. Bu noktanın yeri belirlendikten sonra karışımın diğer özellikleri diyagramdan okunabilir (Şekil 4.8.).



Şekil 4.8. Nemli Havanın Adyabatik Karışımı.

4.2. Hava Neminin Tarımsal Üretimde Önemi

Hava neminin bitkisel ve hayvansal üretim üzerine olumlu ve olumsuz etkileri bulunmaktadır. Hava nemi güneşten gelen ışınların büyük bir bölümünü tutarak yer yüzünün aşırı miktarda ısınmasını önler. Havanın bağıl nemi azaldıkça evaporasyon ve transpirasyon oranları artar.

Bitki hücrelerinin turgor basınçlarının tam olabilmesi başka bir anlatımla transpirasyonla kaybettikleri su ile topraktan aldıkları su miktarları arasında denge sağlanabilmesi için çevre havasında bağıl nem oranının yaklaşık % 65'in altına düşmemesi gerekir. Havanın bağıl nem oranı sürekli azalırsa transpirasyon hızla artar ve köklerle topraktan alınan su transpirasyonla kaybedilen suyu karşılayamayacağından bitki transpirasyonunu azaltmaya çalışır. Bu durumda bitki fotosentez ve solunum için gerekli işlevleri azaltır veya durdurur. Böylece bitkide büyüme ya çok yavaşlar ya da tüm olarak durur. Nitekim, bitkilerin fazla rüzgar alan sırt ve tepe yerlerde çok yavaş büyümeleri ve bodur kalmaları, buna karşılık hava hareketinin az olduğu kuytu ve kapalı yerlerde iyi büyüme göstermeleri ve iri bir yapıya sahip olmaları havadaki bağıl nem miktarının bitki yetiştirme yönünden olan önemini göstermektedir.

Hava bağıl neminin ürünlerin depolanmasındaki önemi de oldukça büyüktür. Depo içindeki havanın bağıl nemi fazla olduğunda depolanan ürünün su miktarı artar. Üründe su miktarının artması kızılsma, bozulma ve çürümelere yol açarak ürün kaybına neden olur. Örneğin, depolanan tahıl tanelerinde bu gibi zararların ortaya çıkmaması için, tanedeki su oranının % 13-14'ü aşmaması gerekir.

Diğer yandan hava nemi olarak sis, özellikle kurak bölgeler için büyük önem

taşımaktadır. Kurak yerlerde sis, geceleri daha düşük sıcaklıkta olan bitki ve toprakla temas edince yoğunlaşarak bir miktar suyunu bitki ve toprak yüzüne bırakır. Bitkiler üzerine bırakılan bu su bitki epidermis katının kutikula hücreleri tarafından emilebilir ve hücrelerde turgor basıncını yükseltir. Bu nedenle sis, toprak yüzünün nemlenmesine ve bitkilerde büyümeye olumlu yönde etkide bulunur. Nitekim, çöllerde bir kaç yıl hiç yağış olmamasına karşın, bazı bitki çeşitlerinin buralarda yaşamlarını sürdürebilmelerinde bu şekilde sağlanan suyun büyük önemi vardır.

Hava bağıl neminin gereğinden fazla bulunması bitkilerde değişik hastalıkları ortaya çıkaran birçok mantarların hızla büyümesine ve yayılmasına ortam hazırlayarak özellikle nemli bölgelerde bitkisel üretimin azalmasına neden olurlar.

Toprak ve havadaki nem fazlalığı bitkilerde birçok zararın ortaya çıkmasına neden olur. Aşırı nem ortamında, bazı bitkilerin yapraklarından sıvı maddeler (yapışkan) salgılanır. Yapraklar üzerinde bu maddelerin görülmesinin başlıca nedeni yaprak biti ve koşnil zararlılarının etkinlikleridir. Soğuk geceleri sıcak gündüzler izlediğinde de yapışkan maddeler üretilir. Yapışkan maddeler, yaprağın fonksiyonunu azaltıp erken yaprak dökümü yapan fumajin'e neden olur. Havadaki bağıl nemin yüksek olması sürekli turgor (yaprak şişkinliği) yaptığından bir yandan buharlaşma için ön koşulu hazırlar, diğer yandan köklerin fazla su çekmelerine neden olur. Bütün mantarlar, yüksek hava neminde kolay ürer ve bitkilere zarar verir. Ayrıca, yüksek nem ürünün çiçek ve olgunluk dönemlerini de uzatır.

Tarla ve bahçelerde yüksek hava neminde yetişen bitkiler daha çok zarar görürler. Örneğin, tahılta pas, patates mildiyösü, elma ve armutlardaki kara leke hastalığı gibi hastalıklar nem fazlalığı sonucu ortaya çıkarak olgunlaşmayı geciktirir.

Yaz ve sonbahar mevsimleri nemli geçtiğinde kiraz, elma ve erik gibi bazı ağaçlar yapraklarını erken dökerler. Hava bağıl neminin ve toprak neminin uzun süre yüksek düzeylerde kalması durumunda sarı benek, entümesans ve kork gibi arazlar ortaya çıkar.

Yüksek nemden bitkilerin zarar görmemesi için özellikle ağaçları seyrek dikmek, seyrek budamak gibi kültürel önlemler olarak ağaçların bol hava ve güneşten yararlanmaları sağlanmalıdır.

Bağıl nemin hayvanlar üzerindeki etkisi ortam sıcaklığı ile yakından ilişkilidir. Yüksek bağıl nem yüksek sıcaklıklarda hayvanları olumsuz yönde etkilemekte ve verimi düşürmektedir. Hayvanlar, soğuk ve düşük nemli ortamlara daha kolay uyum yapabilmelerine karşın nemli sıcak ortamlarda önemli ölçüde rahatsız olurlar. Yüksek sıcaklıklarda ortam havasının nem içeriğinin yüksek olması hayvanların solunur yollarından ve deriden suyun buharlaşması yoluyla ısı kaybetmelerini olumsuz yönde etkiler ve hayvanlar daha hızlı solunum yaparak üretilen ıstıyı vücut dışına atmaya çalışır.

Bu ortamlarda aynı zamanda hastalık yapan birçok zararlı mikroorganizmalar daha kolay çoğalabildiklerinden barınaklarda hayvan sağlığını tehdit eden hastalıkların ortaya çıkması da kolaylaşır.

Yüksek bağıl nemin düşük sıcaklıklarda da bazı zararlı etkileri bulunmakta ve hayvanın verimini olumsuz yönde etkileyerek üretimin düşmesine neden olmaktadır. Yüksek bağıl nem havayı daha iletken yapar ve nemli hava düşük sıcaklıklarda kuru havaya göre hayvan vücudundan daha fazla ısı kaybına neden olur. Havanın kuru olması ve bağıl nemin % 40'ın altına düşmesi durumunda daha fazla toz havaya karışarak hayvanları rahatsız eder ve solunum yollarında enfeksiyonlara neden olur.

Hayvanların fizyolojik faaliyetleri üzerine sıcaklık ve bağıl nemin tek tek etkilerinden çok ikisinin birlikte etkisi daha önemlidir. Bu nedenle hayvan barınaklarında barınak için optimum bağıl nem oranının saptanmasında, bağıl nemin sıcaklıkla birlikte göz önüne alınması gerekir.

5. BUHARLAŞMA

Yoğunlaşma olayı sonucunda atmosferden yeryüzüne inen su, buharlaşma yolu ile tekrar atmosfere karışır. Yeryüzünde buharlaşma kaynaklarını okyanuslar, denizler, göller, nehirler, ıslak topraklar ve bitkiler oluştururlar.

Buharlaşma olayı, havanın sıcaklığı çiğlenme sıcaklığından yüksek olduğu zaman, başka bir anlamda, havanın doyma açığı bulunduğu zaman ortaya çıkar. Bu olayda su sıvı halden gaz haline geçtiğinden sürekli ısı enerjisi tüketilir. Buharlaşma için gerekli ısı enerjisi, buharlaşma ortamının çevresindeki hava kütlesinden alınır. Bu nedenle buharlaşma olan yerde sürekli bir sıcaklık azalması, bir serinleme görülür.

Buharlaşmanın olduğu kaynağa göre buharlaşma "evaporasyon" ve "transpirasyon" olarak ikiye ayrılır.

Evaporasyon: Su yüzeyinden ve çıplak toprak yüzeyinden olan buharlaşmaya evaporasyon adı verilir.

Transpirasyon : Bitkilerin kökleri ile aldıkları suyun terleme ile atmosfere karışmasına transpirasyon denir. Bitkilerin terleme yolu ile atmosfere verdikleri su miktarı çıplak toprak yüzeyinden olan buharlaşma miktarından daha yüksektir.

Bir yerde oluşan buharlaşmanın ne kadarının çıplak toprak yüzeyinden evaporasyonla ve ne kadarının da bu toprak üzerindeki bitkilerden transpirasyonla olduğunu belirlemek oldukça zordur. Özellikle tarımsal uğraşılarda topraktan olan evaporasyonla bitkilerden olan transpirasyonun birbirlerinden ayrı olarak belirlenmesine gerek yoktur. Burada önemli olan, bu iki olayın ortak sonucu bitki su tüketimidir. Bu nedenle çıplak topraktan olan evaporasyon ile bitkilerden olan transpirasyona Thorntwaite ortak ad olarak "evapotranspirasyon" adını vermiştir. Buna göre evapotranspirasyon su bulunma durumunun dışında diğer buharlaşma faktörleri sabit kalmak koşulu ile bir yerde iki şekilde ortaya çıkar.

Gerçek Evapotranspirasyon: Bir yerde bulunan koşullarda ortaya çıkan evapotranspirasyondur. Bunun büyüklüğünü bir ölçüde doğal koşullarda bulunan su miktarı belirler ve bir yerde oluşan gerçek buharlaşmayı gösterir.

Potansiyel Evapotranspirasyon: Bölgede yeterli ve sürekli su bulunması durumunda bölgedeki buharlaşma faktörlerine bağlı olarak oluşacak en yüksek buharlaşmadır. Potansiyel evapotranspirasyon değerinin bilinmesi sulama uygulamalarının yapılacağı yerlerde önem taşır.

Yeryüzünden olan buharlaşma değişik faktörlerin etkileri altında gerçekleşir. Buharlaşmaya etkili bu faktörlerin etkinlikleri aşağıda kısaca açıklanmıştır.

a) Havanın Doyma Açığı: Nem içeriği yüksek havalarda havanın doyma açığı çabuk kapanır. Doygun duruma gelmiş havalarda buharlaşma sözkonusu olmadığı gibi yoğunlaşma ile su buharı suya dönüşebilmektedir. Havanın doyma açığı büyüdükçe buharlaşma hızı ve miktarı artar.

b) Hava Sıcaklığı : Suyun buharlaşması için ısı enerjisi gereklidir. Sıcak hava soğuk havaya göre ısı enerjisi yönünden daha zengindir. Diğer yandan sıcak hava daha fazla su buharı taşıma yeteneğine sahiptir ve bu nedenle sıcak havayı doyma noktasına getirecek su buharının miktarı fazladır.

c) Hava Hareketi : Durgun hava koşullarında buharlaşma ortamından kendisine sürtünen hava kütesine sıçrayan su molekülleri bu hava kütesinin doyma açığını sürekli küçülterek havayı doyma noktasına yaklaştırırlar. Bunun sonucu olarak bu koşullarda buharlaşma hızı gittikçe azalır. Hava hareketi olduğu zamanlarda ise buharlaşma ortamı ile sürtünen hava sürekli yenilendiğinden havanın doyma açığında bir azalma meydana gelmez. Sonuç olarak buharlaşma hızında zamana bağlı bir azalma ortaya çıkmaz. Bu nedenle diğer koşullar aynı kalmak üzere rüzgarlı havalarda buharlaşma hızı durgun havalardakinden daha yüksektir.

d) Hava Basıncı : Buharlaşma olayında kinetik enerjileri yükselen su molekülleri buharlaşma ortamından havaya sıçrarlar. Bunların bir kısmı hava molekülleri ile çarpışarak buharlaşma ortamına geri dönerler. Net buharlaşma miktarı havaya sıçrayan su molekülleri ile buharlaşma ortamına geri dönen su molekülleri arasındaki farktan meydana gelir. Havadan buharlaşma ortamına geri dönen su buharı molekülleri miktarı havanın birim hacmindeki molekül sayısına bağlıdır. Hava basıncı arttıkça havanın birim hacmindeki molekül sayısı artar. Bunun sonucu olarak da yüksek basınçlı havalarda buharlaşma ortamında havaya sıçrayan su moleküllerinin diğer moleküllere çarpma ve geri dönme olasılığı daha yüksektir. Tersine hava basıncı azaldıkça buharlaşma artar.

e) Suyun Yoğunluğu: Suyun buhar basıncı ile havanın buhar basıncı arasındaki fark ne kadar büyük ise buharlaşma o kadar fazla olur. Yoğunluğu fazla, yani tuz içeren sulardaki tuzlar suyun buhar basıncını düşürürler. Böylece suyun buhar basıncı ile havanın buhar basıncı arasındaki fark aynı sıcaklıktaki tatlı suyun buhar basıncı ile havanın buhar basıncı arasındaki farktan küçük olacağından tuzlu, yoğun sular tatlı sulara göre % 2-3 oranında daha yavaş buharlaşırlar.

f) Buharlaşma Ortamındaki Nem Durumu : Buharlaşma ortamında yeterli ve sürekli su bulunup bulunmaması buharlaşma hızını etkiler. Örneğin, kuru bir topraktan hiç buharlaşma olamayacağından, toprağın arada sırada kuru kalması orada olacak buharlaşma miktarını azaltır. Sürekli ıslak topraklarda ise buharlaşma miktarı periyodik kuru veya nemi az topraklara göre daha yüksektir.

Yeryüzünden yıl içinde olan buharlaşma miktarı 930-1240 mm arasında değişmektedir. Bu değerler toplam yeryüzü ortalaması olup, yeryüzünün bazı bölgelerinde çok düşük olan gerçek buharlaşma, Batı Pasifik bölgelerinde yılda 2000 mm'ye kadar çıkar. Sıcak ve kurak bölgelerde gerçek buharlaşma çok düşük değerde olmakla birlikte bu yerlerde yeterli su bulunması durumunda potansiyel buharlaşmanın değeri yılda bir kaç bin milimetreye çıkabilmektedir. Buharlaşmanın en yüksek olduğu kuşak 15-20. kuzey ve 10-20. güney enlemleri arasındaki deniz yüzeyleridir. Ekvator kuşağında deniz yüzeyinden olan buharlaşma yukarıda belirtilen kuşakta deniz yüzeyinden olan buharlaşmadan daha düşük değerdedir. Ekvator kuşağında deniz bölgelerindeki havanın nem içeriği yüksek olup doyma açığı azdır ve diğer yönden bu bölgede hava durgundur.

Karalar üzerinde ise en yüksek buharlaşma ekvator kuşağında görülür. Bunun nedeni buralarda hem havanın sıcak olması hem de yeryüzünde su miktarının fazla olmasıdır.

Subtropik kurak kuşakta buharlaşma miktarı birdenbire azalmakta ve orta enlemlerin batı rüzgar kuşağında bu rüzgarların etkisi ile yeniden bir yükselme göstermektedir. Yeryüzünde kutuplara doğru sıcaklık azalmasına paralel olarak buharlaşma da azalır. Kutup bölgelerinde denizlerden ve karalardan olan buharlaşma birbirine eşittir. Diğer kuşaklarda ise genellikle denizlerden olan buharlaşma miktarı karalardan olan buharlaşma miktarından daha büyüktür. Ekvator kuşağında küçük bir bölge bu genel durumun dışında kalır.

5.1. Buharlaşmanın Ölçülmesi

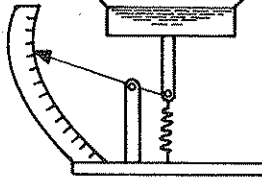
Buharlaşma olayı çok karmaşık bir olay olup buna etki eden faktörlerin sayısı fazladır. Bu nedenle bir yerden olan buharlaşmanın belirlenmesi konusunda gönümüne kadar eksiksiz bir çözüm bulunamamıştır. Elde bulunan ölçme ve hesaplama şekillerinin tüm koşullara uygun olduğu söylenemez. Buharlaşma ile ilgili bu yöntemler gerekli koşullara uyacak şekilde uygulanarak gerçeğe yakın değerler elde edilir.

Bir yerden ve su yüzeyinden olan buharlaşma ve evapotranspirasyon çeşitli şekillerde ölçülür. Ölçmede evaporimetreler, buharlaşma havuzları ve lizimetreler kullanılır.

1. Evaporimetreler

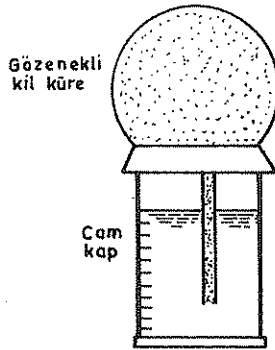
Evaporimetrelerden en yaygın kullanılanı wild buharlaşma terazileridir. Bunların içerisine buharlaşacak suyun bulunduğu bir kap ve göstergesi bulunmaktadır (Şekil 5.1). Kaptan su buharlaştıkça gösterge sıkala üzerinde ne kadar suyun buharlaştığını gösterir.

Bir günde ölçülen değer günlük potansiyel buharlaşma miktarıdır. Sınırlı miktardaki suyun bulunduğu kap ve kap yüzeyindeki aerodinamik koşullar nedeni ile bu şekilde ölçülen potansiyel buharlaşma doğal koşullarda meydana gelen buharlaşmadan farklı olmaktadır.



Şekil 5.1. Buharlaşma Terazisi.

Evaporimetrelerin başka bir şekli de Livingston ve Ramsauer'in geliştirmiş oldukları kil küreleridir (Şekil 5.2). Şekilde görüldüğü gibi buharlaşma yüzeyini pişmiş kilden gözenekli bir küre oluşturur. Kap içerisinde bulunan su kılcal boru yardımı ile kil küreye yükselir ve küre gözeneklerinden buharlaşarak atmosfere karışır. Günlük buharlaşan su miktarı cam kap üzerindeki bölmeden okunur.



Şekil 5.2. Ramsauer Evaporimetresi.

2. Buharlaşma Havuzları

Buharlaşmanın ölçülmesinde, içi su doldurulmuş belirli yüzey alanlarına sahip özel

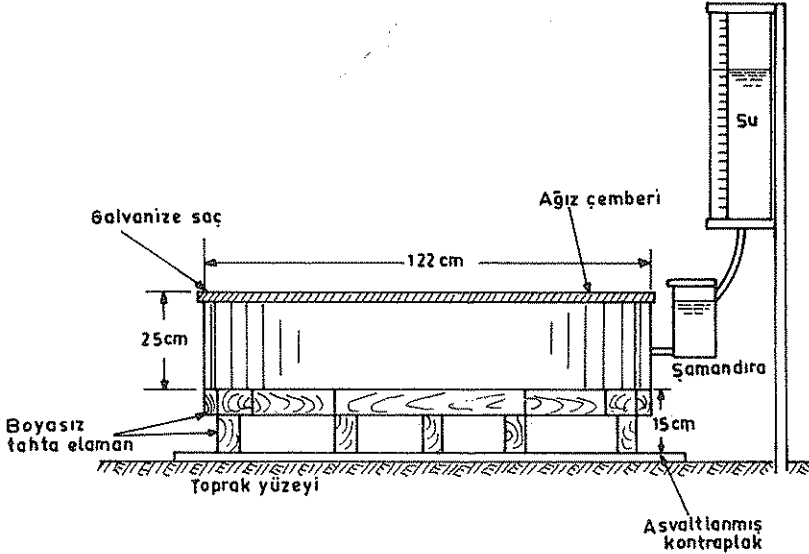
havuz veya tanklardan yararlanılır. Kullanılan havuzların boyutları değişik büyüklüklerde olduğu gibi, toprak içine de farklı derinliklerde gömülürler. Çeşitli standartlardaki buharlaşma havuzlarının boyutları ve kurulma şekilleri Çizelge 5.1'de gösterilmiştir. Şekil 5.3'de ise tipik bir buharlaşma havuzu görülmektedir. Günlük buharlaşma miktarı havuz içinde su düzeyindeki değişimler ölçülerek bulunur. Havuzun toprakla çevrili olması buharlaşma miktarını etkilemektedir. Doğal koşullardaki buharlaşmaya daha yakın değerler elde etmek amacı ile deniz ve göl yüzeyine kurulan buharlaşma havuzları da kullanılmaktadır. Bu şekilde yapılan ölçmelerde kıyıya yakın yerlerde kurulan havuzlarda buharlaşmanın, kıyıdan uzaktaki buharlaşmadan daha yüksek olduğu saptanmıştır.

Çizelge 5.1. Çeşitli Buharlaşma Havuzları.

Havuz Standardı	Boyutu	Kurulma Şekli
USWB Class A	Çap : 1,22 m Derinlik : 250 mm	Toprak yüzeyinden 150 mm yükseğe kurulur.
Avustralya	Dış Kap: 1200 mm çap, 850 mm derinlik İç kap: 900 mm çap, 900 mm derinlik	Küçük kap daha büyük olan içi su dolu kap içine kurulur.
British	Kare kesitli 1,83 x 1,83 m Derinlik: 610 mm	Toprak içerisine kenarlar 75 mm taşacak şekilde kurulur.
U.S. Jeolojik St.	Kare kesitli 900 x 900 mm Derinlik: 450 mm	Yüzücüler üstünde büyük su yüzeylerine kurulur, kenarlar su yüzeyinden 75 mm yüksekte.

Havuzun rengi ışınların yansımaları dolayısıyla buharlaşmayı etkiler. Aynı tip bir havuzda su yüzeyi ile havuz üst kenarı arasındaki yüksekliğin farklı olması durumunda rüzgarın etkisi farklı olacağından farklı buharlaşma değerleri elde edilir. Bütün bunların

sonucu olarak bir yerde değişik buharlaşma tankları kullanılması ile değişik buharlaşma değerleri elde edilir. Tanklar arasındaki fark her zaman sabit değildir.



şekil 5.3. Buharlaşma Havuzu.

Buharlaşma havuzlarında su derinliğini sabit tutmakla ve havuzları sık sık temizlemekle ölçümler arasındaki hataların küçültülmesine çalışılır.

Buharlaşma havuzlarında ölçülen buharlaşma değerleri geniş su yüzeyinden olan buharlaşma miktarından farklı olmaktadır. Açık su yüzeyinden olan buharlaşmanın havuzlardan olan buharlaşmaya oranı 0,6-1,2 arasında değerler almakta olup, çeşitli tipteki havuzlara ilişkin bu değerler ortalama olarak Çizelge 5.2'de verilmiştir.

Çizelge 5.2. Çeşitli Tipteki Havuzlarda Buharlaşma Oranları.

Havuz Tipi	Açık Sudan Buharlaşma/Havuzdan Buharlaşma
Class A	0,70
Avustralya	0,90
British	0,90

Buharlaşma havuzunda ölçülen buharlaşma değerlerinden hareket edilerek bitkilerden olacak buharlaşma kestirilmeye çalışılır. Bitkilerden olan evapotranspirasyon havuzdan olan buharlaşmaya oranlanarak (bitkiden olan buharlaşma/havuzdan olan buharlaşma) her bitki için "kültür sabitesi" elde edilmiştir (Çizelge 5.3). Bu değerlerden hareketle bitki su tüketimi aşağıdaki eşitlikle yaklaşık bir şekilde belirlenebilir.

$$E_t = k \cdot E_o$$

Eşitlikte;

E_t = Bitkilerden olan buharlaşma,

E_o = Havuzdan olan buharlaşma,

k = Kültür sabitesi.

Çizelge 5.3. Class A Havuzu İçin "k" Değerleri.

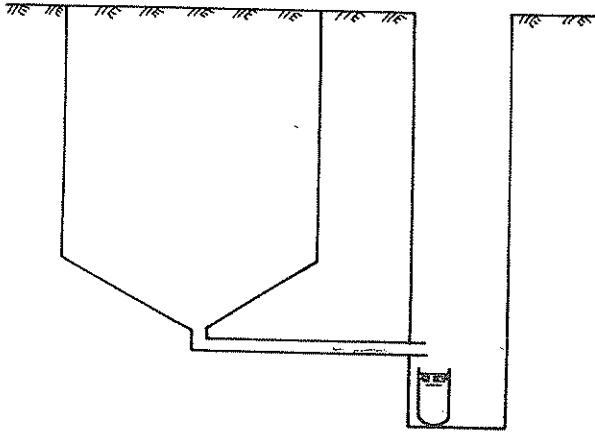
Bitki	Bitkinin Gelişme Dönemlerin (%)					
	0	20	40	60	80	100
Pamuk	0,10	0,40	0,75	0,90	0,75	0,35
Fasulye	0,20	0,40	0,85	0,90	0,60	0,20
Patates	0,20	0,45	0,80	0,95	0,95	0,90
Mısır	0,20	0,50	0,80	0,90	0,75	0,50
Pirinç	0,80	1,05	1,20	1,30	1,10	1,50
Yazlık Buğday	0,15	0,25	0,40	0,75	0,90	0,30
Asma	0,15	0,20	0,45	0,55	0,35	0,20
Kışlık Buğday	0,15	0,35	0,50	0,70	0,90	0,30
Şekerpancarı	0,25	0,60	0,80	0,90	0,90	0,90

Yukarıdaki şekilde kültür sabitelerinden hareketle bitkilerin su tüketimlerinin hesap edilmesine kuşku ile bakmak gerekir. Bu şekildeki bir hesaplamada bitki sıklığı, toprağın gölgelenme durumu, toprağın nem içeriği göz önüne alınmamıştır. Bu nedenle böyle bir hesaplama sonunda elde edilen değerler kesin değerler olmayıp daha çok bir tahminin sonucudurlar.

Bu şekilde hesaplamalarda çevre koşullarının tümü göz önüne alınmamaktadır. Gerçekte ise toprak ve bitkinin buharlaşma üzerine etkileri büyüktür.

3. Lizimetreler

Özellikle tarıma yönelik evaporasyon ve evapotranspirasyon ölçmelerinde lizimetreler geniş ölçüde kullanılırlar. Lizimetreler değişik yüzey alanına sahip, içi toprakla doldurulmuş amaca göre üzerinde bitki yetiştirilen tanklardır (Şekil 5.4). Lizimetrelere sulama ile verilen su miktarı ve yağışlarla düşen su miktarı ölçülür. Çeşitli zamanlarda lizimetreden drene olarak dışarı çıkan su miktarları da bir ölçme silindiri yardımı ile ölçülür. Lizimetre içindeki toprakta bulunan su miktarı deneme başında ve sonunda belirlenir. Ölçülen bu değerlerden hareket edilerek göz önüne alınan süre içerisinde meydana gelmiş olan evapotranspirasyon miktarı aşağıdaki eşitlikle hesap edilir.



Şekil 5.4. Lizimetre.

$$E_t = S_s + Y_s \pm T_s - D_s$$

Eşitlekte;

E_t = Evapotranspirasyon miktarı (mm)

S_s = Sulama ile verilen su miktarı (mm)

Y_s = Yağış suyu miktarı (mm)

T_s = Toprak suyundaki değişme miktarı (mm)

D_s = Lizimetreden drene olan su miktarı (mm)

Lizimetrelerin tartılabilir çeşitleri de bulunmakta olup, kullanışlılık yönünden daha avantajlıdır.

5.2. Buharlaşmanın Hesaplanması

Bir bölgede veya yerde oluşacak buharlaşma ve evapotranspirasyon çeşitli araştırmacılar tarafından çeşitli eşitlekler geliştirilerek hesap edilmeye çalışılmıştır. Buharlaşmaya etkili faktörlerin tümünü noksansız içine alan, bunların etkilerini tam olarak yansıtan matematiksel bir eşitlik yoktur. Elde bulunan eşitliklerle elde edilen sonuçların gerçeğe yakınlıkları uygulama koşullarına bağlıdır. Burada buharlaşmaya temel oluşturan eşitliklerle evapotranspirasyonun hesaplanmasında yaygın olarak kullanılan bazı eşitlikler açıklanacaktır.

1. Dalton Eşitliği

Su yüzeyinden olan buharlaşmanın hesaplanmasında yararlanılan genel bir eşitlik Dalton eşitliğidir. Bu eşitlik aşağıdaki şekildedir.

$$E = f(u) \cdot (e_d - e)$$

Eşitlikte;

E = Buharlaşma (mm/gün),

$f(u)$ = Rüzgar hızına bağlı bir katsayı,

e_d = Doygun havanın buhar basıncı (milibar, Çizelge 5.8).

e = Havanın gerçek buhar basıncı (milibar).

Eşitliğin kullanılmasındaki en büyük güçlük $f(u)$ faktörünün belirlenmesidir.

2. Penman Eşitliği

Su yüzeyinden buharlaşmanın hesap edilmesi için Penman aşağıdaki eşitliği geliştirmiştir.

$$E = \frac{(\Delta/\gamma) \cdot N + E_a}{(\Delta/\gamma) + 1}$$

Eşitlikte;

E = Buharlaşma miktarı (mm/gün),

Δ = Buhar basıncı eğrisinin eğimi,

γ = Psikrometre sabiti (mbar/°C, Çizelge 5.4'te değişik sıcaklıklarda Δ/γ oranları verilmiştir),

N = Işıma bilançosu (mm su/gün),

E_a = Herhangi bir yüzeyden birim zamanda olan buharlaşma (mm su/gün).

Yukarıda verilen terimler ayrı ayrı aşağıdaki şekilde hesap edilirler.

Çizelge 5.4. Δ/γ Değerleri

Sıcaklık (°C)	Δ/γ	Sıcaklık (°C)	Δ/γ	Sıcaklık (°C)	Δ/γ
0	0,67	15	1,64	30	3,57
5	0,92	20	2,14	35	4,53
10	1,23	25	2,78	40	5,70
				45	7,10

$$N = R_1 (1 - r) - R_b$$

$$R_1 = R_s (a + b \cdot n/N_p)$$

$$R_b = \delta T^4 (0,56 - 0,080 \sqrt{e}) (0,10 + 0,90 n/N_p)$$

Eşitliklerde;

R_1 = Yeryüzüne gelen ışıma (mm su/gün),

R_b = Yerin verdiği uzun dalgalı ışıma (mm su/gün),

R_s = Atmosferin dış yüzeyine gelen enerji (mm su/gün, Çizelge 5.5),

a, b = Coğrafik enleme bağlı sabiteler (Çizelge 5.6),

r = Yüzey yansıtma katsayısı (kısa boylu bitkiler için 0,25'dir),

n = Güneşlenme süresi (Saat),

N_p = Olabilecek maksimum güneşlenme süresi (Saat, Çizelge 5.9),

Çizelge 5.6. Enlem Derecelerine Göre a ve b Sabiteleri.

Coğrafik Enlem Dercesi (K ve G)	Ortalama Değerler	
	a	b
3	0,25	0,44
13	0,26	0,50
24	0,28	0,49
36	0,23	0,53
54	0,21	0,55

Çizelge 5.7. Sıcaklığa Bağlı δT^4 Değerleri

Sıcaklık (°K) (°C)		δT^4 (mm su/gün)
273	0	11,22
278	5	12,06
283	10	12,25
288	15	13,89
293	20	14,98
298	25	15,92
303	30	17,02
308	35	18,17
313	40	19,38

Eşitlikteki E_a değerinin hesaplanması için Penman iki eşitlik vermektedir.

Serbest su yüzeyi için $E_a = 0,26 (0,5 + 0,15 u) (e_d - e)$,

Alçak bitki örtüsü için $E_a = 0,26 (1 + 0,15 u) (e_d - e)$

Eşitliklerdeki u terimi yüzeyden 2 m yüksekte ölçülen km/h olarak rüzgar hızıdır.

Çizelge 5.8. Doygun Hava Buhar Basıncı

Sıcaklık (°C)	e _d (mbar)	Sıcaklık (°C)	e _d (mbar)
0	6,09	30	42,37
5	8,70	35	56,17
10	12,25	40	73,68
15	17,01	45	95,72
20	23,34	50	123,16
25	31,63		

Penman'ın yukarıda verilen eşitlikleri genel olarak kullanılabilmesine karşın alçak boylu bitkilerle sık olarak kaplı nemli bölgelerde kullanılması daha uygun sonuçlar verir.

Evapotranspirasyonun hesaplanması için Penman tarafından aşağıdaki şekilde verilen eşitlik bitki çeşidinin etkisini de yansıtmaktadır.

$$E = \frac{(N/4,2) (\Delta Y) + \frac{L \cdot C}{1,33} (e_d - e)}{(\Delta Y) + 1}$$

$$C = \frac{1,33 \rho \cdot \epsilon \cdot k^2}{P} \cdot V \ln \left(\frac{Z}{Z_0} \right)^{-2}$$

Eşitliklerde;

E = Evapotranspirasyon (mm/h),

ρ = Havanın yoğunluğu ($1,17 \times 10^{-3}$ g/cm³),

ϵ = Su ve hava molekülleri ağırlığı arasındaki oran ($\epsilon = 0,622$),

k = Von Karman sabiti ($k = 0,42$),

P = Hava basıncı (mbar),

Z = Rüzgar hızının ölçüldüğü yükseklik (m; bitki örtüsünden 2 m yukarıda),

Enlem	O	S	M	N	M	H	T	A	E	E	K	A
0°	1,04	0,94	1,04	1,01	1,04	1,01	1,04	1,04	1,01	1,04	1,01	1,04
10°	1,00	0,91	1,03	1,03	1,08	1,06	1,07	1,02	1,02	1,02	0,98	0,99
20°	0,95	0,90	1,03	1,05	1,12	1,11	1,14	1,11	1,02	1,00	0,93	0,94
30°	0,90	0,87	1,03	1,08	1,18	1,17	1,20	1,14	1,03	0,98	0,89	0,88
32°	0,89	0,86	1,03	1,08	1,19	1,19	1,21	1,15	1,03	0,98	0,88	0,87
36°	0,87	0,85	1,03	1,10	1,21	1,22	1,24	1,16	1,03	0,97	0,86	0,84
40°	0,84	0,83	1,03	1,11	1,24	1,25	1,27	1,18	1,04	0,96	0,83	0,81
44°	0,81	0,82	1,02	1,13	1,27	1,29	1,30	1,20	1,04	0,95	0,80	0,76
48°	0,76	0,80	1,02	1,14	1,31	1,33	1,34	1,23	1,05	0,93	0,77	0,72
50°	0,74	0,78	1,02	1,15	1,33	1,36	1,37	1,25	1,06	0,92	0,76	0,70
Güney Yarımküre	1,06 1,08 1,14 1,20 1,27 1,30 1,37	0,95 0,97 1,00 1,03 1,06 1,08 1,12	1,04 1,05 1,05 1,06 1,07 1,07 1,08	1,00 0,99 0,97 0,95 0,93 0,92 0,89	1,02 1,01 0,96 0,92 0,86 0,83 0,77	0,99 0,96 0,91 0,85 0,78 0,74 0,67	1,02 1,00 0,95 0,90 0,84 0,81 0,74	1,03 1,01 0,99 0,96 0,92 0,91 0,88	1,00 1,00 1,00 1,00 1,00 0,99 0,99	1,05 1,06 1,08 1,12 1,15 1,17 1,19	1,03 1,05 1,09 1,14 1,20 1,23 1,29	1,06 1,10 1,15 1,21 1,29 1,33 1,41

Z_0 = Pürüzlülük yüksekliği veya bitki üzerinde rüzgar hızının sıfır olduğu

yükseklik (m, Çizelge 5.10),

V = Rüzgar hızı (cm/min),

e_d = Doygun havanın buhar basıncı (mbar)

e = Havanın ölçülen buhar basıncı (mbar; yüzeyden 2 m yüksekte ölçülen),

N = Net ısıma ($J/cm^2 \cdot min$),

L = Düşey ısımanın toplam ısımaya oranı.

Bitki yüksekliğine bağlı olarak Z_0 değeri aşağıdaki eşitlikle hesaplanır.

$$\log Z_0 = a + b \cdot \log H$$

Eşitlikte;

a = Sabite (-1,385),

b = Sabite (1,417),

H = Bitki yüksekliği (cm).

Pürüzlülük yüksekliği Z_0 'in çeşitli koşullardaki değerleri Çizelge 5.10'da gösterilmiştir.

Çizelge 5.10. Pürüzlülük Yüksekliği Değerleri.

Bitki Örtüsü	Yükseklik (cm)	Pürüzlülük Yüksekliği (Z_0 , cm)
Ot	1,5	0,2
	3,0	0,7
	4,5 ($v = 2$ m/s)	2,4
	4,5 ($v = 7$ m/s)	1,7
Mısır	90	2,0
	170	9,5
	300	22,0
Şeker Kamışı	100	4,0
	200	5,0
	300	7,0
	400	9,0
Yonca	30	1,4

Örnek : Temmuz ayında ortalama sıcaklığı 28°C , bağıl nemi % 72, enlem derecesi 39° kuzey enleminde olan çayırda kaplı bir bölgede rüzgar hızı $4,4 \text{ m/s}$, temmuz ayında güneşlenme süresi 342 saattir. Bu verilere göre belirtilen bölgede oluşacak buharlaşma miktarını Penman yöntemine göre hesaplayınız.

Çözüm : Problemin çözümünde yararlanılan eşitlikler;

$$E = \frac{(\Delta/\gamma) N + E_a}{(\Delta/\gamma) + 1}$$

$$N = R_1 (1 - r) - R_b$$

$$R_1 = R_s (a + b.n/N_p)$$

$$R_b = \delta T^4 (0,56 - 0,08 \sqrt{e}) (0,10 + 0,90 n/N_p)$$

$$E_a = 0,26 (1 + 0,15 u) (e_d - e)$$

$$n = 342 \text{ saat/ay}$$

$$N_p = 1,26 \times 31 \times 12 = 454 \text{ saat (Çizelge 5.9'dan)}$$

$$n/N_p = 342/454 = 0,753$$

$$R_s = 16,29 \text{ mm su/gün (Çizelge 5.5'ten)}$$

$$r = 0,25 \text{ (çayır kaplı alanlar için)}$$

$$(1-r) = 1 - 0,25 = 0,75$$

$$a = 0,226 \text{ (Çizelge 5.6'dan)}$$

$$b = 0,533 \text{ (Çizelge 5.6'dan)}$$

$$(a + b.n/N_p) = 0,226 + 0,533 \times 0,753 = 0,627$$

$$R_1 = 16,29 \times 0,627 = 10,210 \text{ mm su/gün}$$

$$\delta T^4 = 16,58 \text{ mm su/gün (Çizelge 5.7'den)}$$

$$e_d = 38,074 \text{ mbar (Çizelge 5.8'den)}$$

$$e = 38,074 \times 0,72 = 27,413 \text{ mbar}$$

$$R_b = 16,58 (0,56 - 0,08 \sqrt{27,413}) (0,10 + 0,90 \times 0,753) = 1,820 \text{ mm su/gün}$$

$$N = 10,210 (0,75) - 1,820 = 5,838 \text{ mm su/gün}$$

$$u = 4,4 \text{ m/s} = 15,84 \text{ km/h}$$

$$E_a = 0,26 (1 + 0,15 \times 15,84) (38,074 - 27,413) = 9,22 \text{ mm su/gün}$$

$$\Delta/\gamma = 3,254 \text{ (Çizelge 5.4'ten)}$$

$$E = \frac{3,254 \times 5,838 + 9,22}{3,254 + 1} = 6,633 \text{ mm/gün}$$

$$E = 6,633 \times 31 = 205,623 \text{ mm/ay}$$

3. Meyer Eşitliği

Su yüzeyinden buharlaşmanın hesaplanmasında Meyer aşağıdaki eşitliği geliştirmiştir.

$$E = a \left(1 + \frac{v}{16} \right) (e_d - e)$$

Eşitlikte;

E = Buharlaşma hızı (mm/gün),

e_d = Doygun hava buhar basıncı (mbar),

e = Havanın ölçülen buhar basıncı (mbar)

a = Katsayı (rüzgar hızı su yüzeyinden 8 m yüksekte ölçüldüğünde

$a = 0,27$; sığ sular ve ıslak topraklar için $a = 0,38$ olarak kabul edilebilir).

v = Rüzgar hızı (km/h).

4. Blaney-Criddle Eşitliği

Ülkemizde tarıma yönelik çalışmalarda evapotranspirasyonun hesaplanması için çok kullanılan eşitlik Blaney-Criddle eşitliğidir. Bu eşitlik aşağıda verilmiştir.

$$E_t = 25,4 \cdot k \cdot f$$

$$f = (1,8 t + 32) \cdot p/100$$

Eşitlikte;

E_t = Evapotranspirasyon (mm/ay),

k = Bitki su tüketim katsayısı (Çizelge 5.11),

f = İklim faktörü veya su tüketim faktörü,

t = Aylık ortalama sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$),

p = Aylık gündüz saatlerinin yıllık gündüz saatlerine yüzde olarak oranı (Çizelge 5.12).

Çizelge 5.11. Çeşitli Bitkilerin Su Tüketim Katsayıları.

Bitki	k	Bitki	k
Yonca	0,8-0,9	Çayır	0,75-0,85
Baklagiller	0,6-0,7	Patates	0,65-0,75
Mısır	0,8-0,9	Çeltik	1,00-1,10
Pamuk	0,6-0,7	Şekerpancarı	0,65-0,75
Tahıl	0,8-0,9	Tütün	0,70-0,80
Ayçiçeği	0,7-0,8	Domates	0,65-0,70
Meyve ağaçları	0,6-0,7	Bağ	0,50-0,60

Çizelge 5.12. Aylık Gündüz Saatlerinin Yıllık Gündüz Saatlerine Oranı (%p)

Aylar	Enlem Derecesi (Kuzey Yarımküre)								
	36 $^{\circ}$	37 $^{\circ}$	38 $^{\circ}$	39 $^{\circ}$	40 $^{\circ}$	41 $^{\circ}$	42 $^{\circ}$	43 $^{\circ}$	44 $^{\circ}$
Ocak	7,0	6,9	6,9	6,8	6,8	6,7	6,6	6,6	6,5
Şubat	6,9	6,8	6,8	6,8	6,7	6,7	6,7	6,6	6,6
Mart	8,4	8,3	8,3	8,3	8,3	8,3	8,3	8,3	8,3
Nisan	8,9	8,9	8,9	8,9	9,0	9,0	9,0	9,0	9,1
Mayıs	9,8	9,9	9,9	10,0	10,0	10,1	10,2	10,3	10,4
Haziran	9,8	9,9	10,0	10,0	10,1	10,2	10,2	10,3	10,4
Temmuz	10,0	10,1	10,1	10,2	10,2	10,3	10,4	10,4	10,5
Ağustos	9,4	9,4	9,5	9,5	9,6	9,6	9,6	9,7	9,7
Eylül	8,4	8,4	8,4	8,4	8,4	8,4	8,4	8,4	8,4
Ekim	7,9	7,8	7,8	7,8	7,8	7,7	7,7	7,7	7,6
Kasım	6,9	6,9	6,8	6,8	6,7	6,7	6,6	6,6	6,5
Aralık	6,8	6,7	6,7	6,6	6,5	6,5	6,4	6,3	6,2

Bitki su tüketim katsayısı "k" aşağıdaki şekilde de hesaplanabilmektedir.

$$k = k_c \cdot k_t$$

$$k_t = 0,03114 \cdot t + 0,2396$$

Eşitliklerde;

k_t = Hava sıcaklığına bağlı iklim katsayısı,

k_c = Bitki gelişme döneminde aylara göre değişen katsayı olup, bu amaçla geliştirilmiş eğrilerden elde edilir (Şekil 5.5 ve 5.6).

Şekil 5.5 ve 5.6'da mevsimlik bitkilerin gelişme devreleri % olarak, uzun yıllık bitkilerin ise aylık olarak gösterilmiştir. Bir bölgede bir bitkinin gelişme süresi 5 ay ise bu süre % 100 kabul edilir. Grafikte büyüme süresi (% 100) 5 eşit parçaya ayrılır. Ortalarına karşıt gelen k_c 'ler okunur.

Blaney-Criddle eşitliğinin grafiksel çözümü Şekil 5.7'de verilmiştir.

5. Thornthwaite Eşitliği

Evapronspirasyonun hesaplanmasında Thornthwaite tarafından geliştirilen eşitlik sıcaklık değerlerine dayanmaktadır.

$$E = 16 \frac{(10 \cdot t)^a}{I}$$

Eşitlikte;

E = Potansiyel evapotranspirasyon (mm/ay),

t = Aylık ortalama sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$),

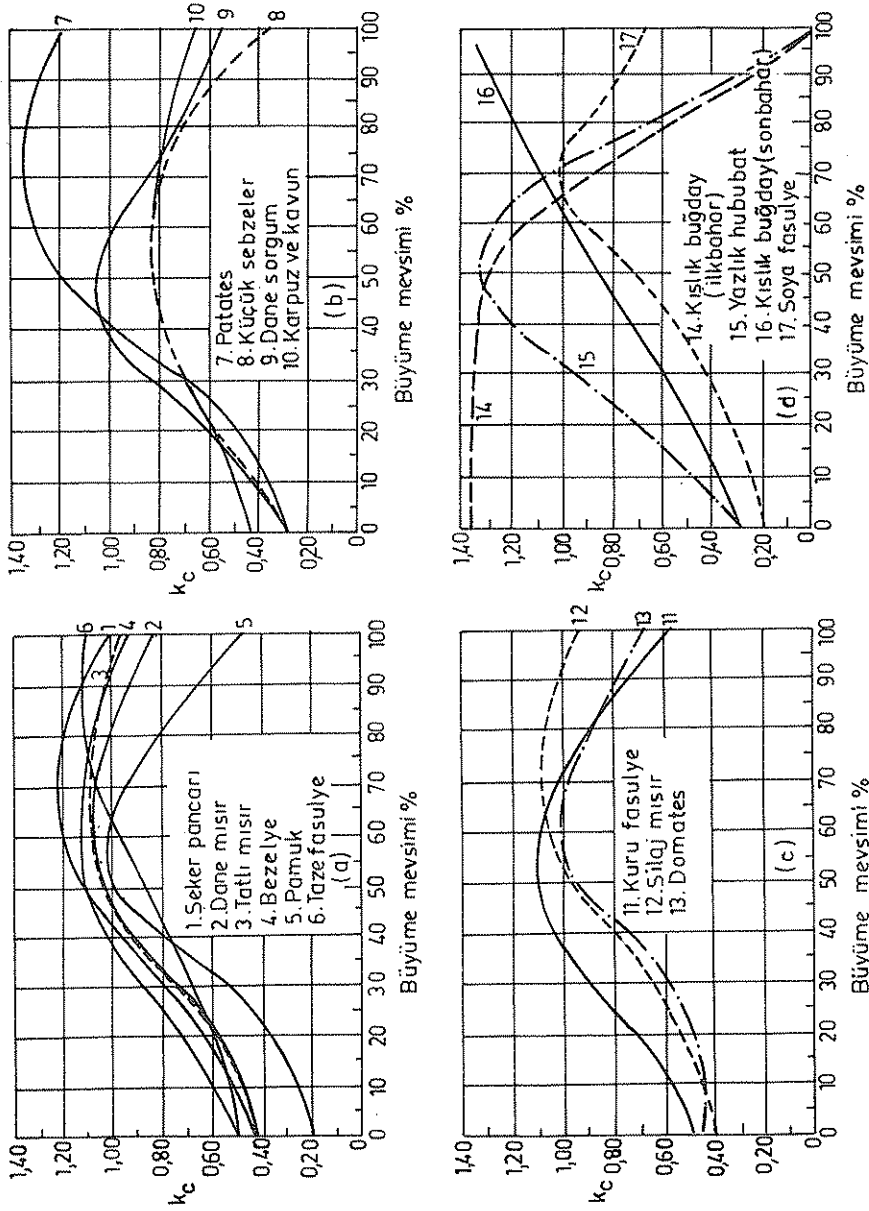
$$I = \text{Yılın ısı indeksi} \left(I = \sum_{i=1}^{12} i, i = (\sqrt{5})^{1.514} \right), \text{Çizelge 5.13),}$$

a = " I "ya bağlı bir değer (Çizelge 5.14),

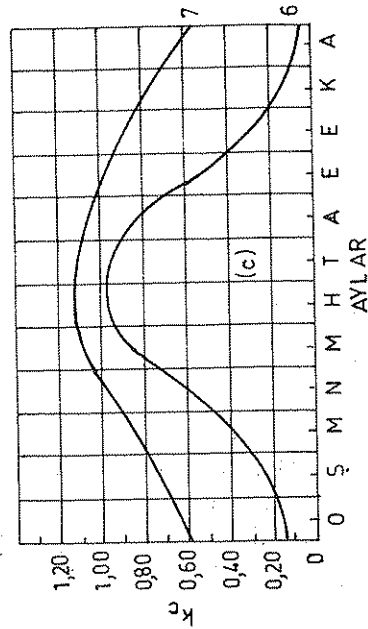
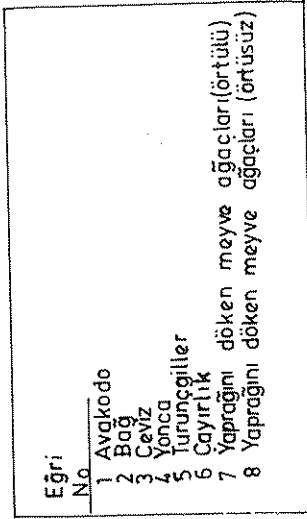
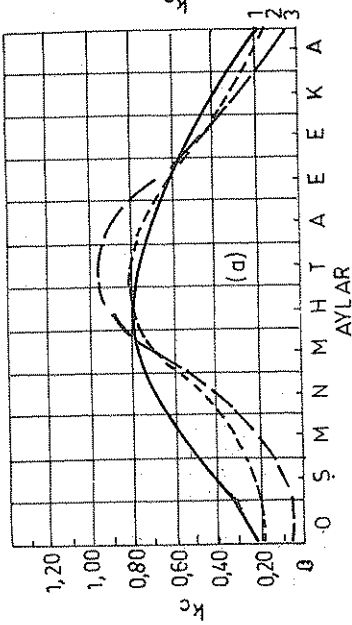
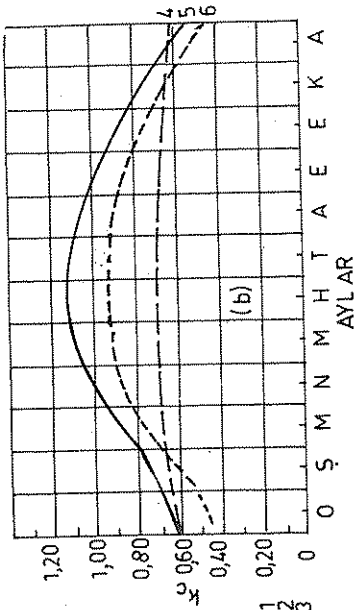
$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} \cdot I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2 + 1,792 \cdot 10^{-2} \cdot I + 0,4924$$

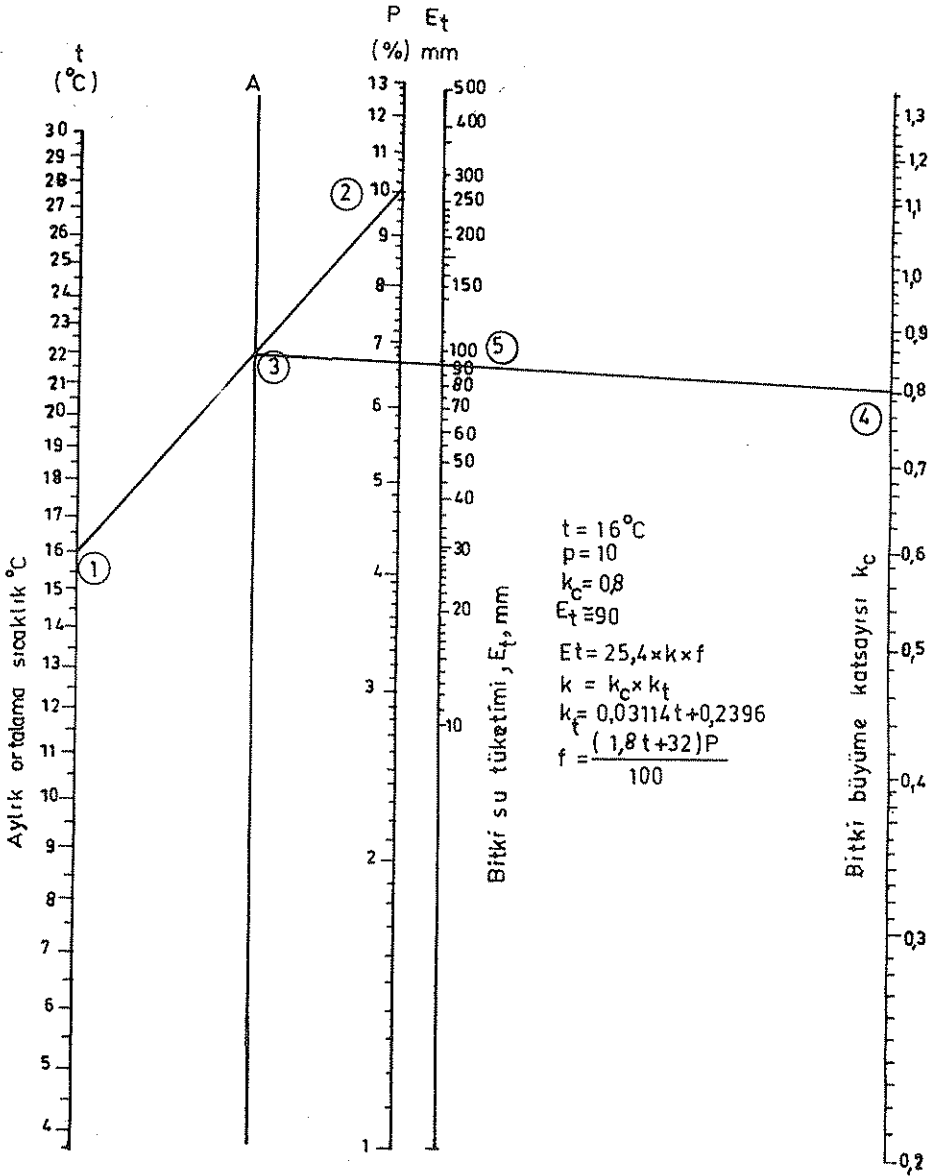
i = Aylık ısı indeksi

Thornthwaite eşitliği Amerika Birleşik Devletlerinin doğusunda geliştirilmiş olup nemli bölgelerde geniş ölçüde kullanılmaktadır.



Şekil 5.5. Bitki Gelişme Devresinde Su Tüketimi Katsayısı





Şekil 5.7. Blaney-Criddle Denkleminin Nomoğrafik Çözümü

Çizelge 5.13. Aylık Sıcaklık Ortalamalarına Göre Isı İndeksleri (i).

t (C°)	i	t (C°)	i	t (C°)	i	t (C°)	i	t (C°)	i
0	0,0	7	1,7	15	5,3	23	10,1	31	15,8
		8	2,0	16	5,8	24	10,8	32	16,6
1	0,1	9	2,4	17	6,4	25	11,4	33	17,4
2	0,3	10	2,9	18	7,0	26	12,1	34	18,2
3	0,5	11	3,3	19	7,6	27	12,9	35	19,0
4	0,7	12	3,8	20	8,2	28	13,6	36	19,9
5	1,0	13	4,3	21	8,8	29	14,3	37	20,7
6	1,3	14	4,8	22	9,4	30	15,1	38	21,6

Çizelge 5.14. Isı İndeksine Göre "a" Değerleri

I	a	I	a	I	a	I	a
10	0,664	30	0,978	50	1,280	70	1,600
15	0,753	35	1,054	55	1,356	75	1,687
20	0,825	40	1,128	60	1,435	80	1,778
25	0,902	45	1,203	65	1,516	90	1,973

Örnek; 39, 92° kuzey enleminde bulunan Erzurum ilinde aylık ortalama sıcaklıklar aşağıda verilmiştir. Temmuz ayında olabilecek evapotranspirasyon miktarını Thornhwaite'e göre hesaplayınız.

Aylar	Ortalama Sıcaklık (°C)
Ocak	-8,3
Şubat	-7,0
Mart	-3,0
Nisan	5,1
Mayıs	10,9
Haziran	15,0
Temmuz	19,1
Ağustos	19,6
Eylül	14,9
Ekim	8,6
Kasım	2,0
Aralık	-5,1

Çözüm : Kullanılacak eşitlikler;

$$E = 16 \frac{(10t)^a}{I}$$

$$I = \sum_{i=1}^{12} i$$

$i = (t/5)^{1,514}$ veya Çizelge 5.13'ten her ay için belirlenir.

$a = 6,75 \cdot 10^{-7} \cdot I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2 + 1,79 \cdot 10^{-2} \cdot I + 0,4924$ veya Çizelge 5.14'ten

Aylar	i
Ocak	0
Şubat	0
Mart	0
Nisan	1,03
Mayıs	3,25
Haziran	5,28
Temmuz	7,61
Ağustos	7,91
Eylül	5,22
Ekim	2,27
Kasım	0,25
Aralık	0

$$I = 32,83$$

$$a = 6,75 \times 10^{-7} \times (32,83)^3 - 7,71 \times 10^{-5} \times (32,83)^2 + 1,79 \times 10^{-2} \times 32,83 + 0,4924$$

$$a = 1,02$$

$$E = 16 \left(\frac{10 \times 19,1}{32,83} \right)^{1,02} = 96,42 \text{ mm/ay}$$

6. YAĞIŞLAR

Yağış olayı yoğunlaşma ve bulutlulukla sıkı sıkıya ilişkili olan bir atmosfer olayıdır. Atmosferdeki nemin yoğunlaştıktan ve belirli tane büyüklüğüne eriştikten sonra yeryüzüne düşmesine yağış denir.

Yoğunlaşma ile bulut damlacıkları kolayca oluşabilmelerine karşın normal koşullarda yoğunlaşma yalnız başına yağmur damlası meydana getiremez. Su buharının yoğunlaşması ile oluşan bulut damlacıklarının çapları 1-100 μm arasında değişir. Bu damlacıkların düşme hızları 6,5 cm/s'ye kadar çıkarsa da yere inmelerine yetmez. Yoğunlaşmış su damlacıkları ancak hava içerisinde yüzemeyecek irilik ve ağırlığa eriştikten sonra yağış olarak yeryüzüne düşerler. Bir damlanın düşme hızı aşağıdaki eşitlikle belirlenebilir.

$$V = \frac{2}{9} \cdot \frac{\rho}{\pi} \cdot g \cdot r^2$$

Eşitlikte;

V = Damlanın düşme hızı (cm/s),

ρ = Suyun özgül kütlesi ($\text{g} \cdot \text{s}^2/\text{cm}^4$),

π = Havanın dinamik viskozitesi ($\text{g} \cdot \text{s}/\text{cm}^2$),

g = Yerçekim ivmesi (cm/s^2),

r = Yağmur tanesinin yarıçapı (cm).

Yapılan deneyler küçük bir damlanın irileşebilmesi için çok uzun bir sürenin geçmesi gerektiğini göstermektedir. Örneğin 0,75 μm çapında bir yoğunlaşma çekirdeği 0°C ve aşırı doymuş bir ortamda çapını 10 μm 'ye yarım saatte, 20 μm 'ye 2 saatte, 40 μm 'ye ise 15 saatte çıkarabilmektedir. Normal irilikte bir yağmur tanesinin çapı bu değerlerin çok üzerindedir. Örneğin çisenti tanesinin çapı 100 μm ve normal iri taneli yağmurun tane çapı ise 2,5 - 4,0 mm dolaylarındadır. Doğada bulut tanelerinin irileşmeleri bu şekilde gelişecek olsa yağışın oluşması için çok uzun bir sürenin geçmesi gerekir. Fakat gözlemler bulut içerisinde ilk damlacıklar oluştuktan kısa bir süre sonra yağışın başladığını göstermektedir. Bu nedenle bulut damlacığının büyüyerek yağış damlası şekline gelebilmesinde karmaşık bazı fiziksel olayların etkili olduğu

sanılmaktadır. Yağmur, kar ve dolunun oluşmasında geçerli kabul edilmekte olan iki açıklama bulunmaktadır. Bunlardan birisi Bergeron-Findeisen kuramı, diğeri ise çarpışma veya koagülasyon kuramı olarak bilinmektedir.

1. Bergeron-Findeisen Kuramı

Bu kuramın temeli Tor Bergeron'un ve W.Findeisen'in çalışmalarına dayanmaktadır. Donma noktasının altında buz kristali ve su damlacığı yan yana bulunduklarında buz kristali büyürken su damlacığı buharlaşır. Çünkü buz üzerinde doymuş buhar basıncı, su üzerindeki doymuş buhar basıncından daha küçüktür. Başka bir anlatımla birim hacminde aynı miktarda buz kristali içeren havanın bağıl nemliliği (veya buhar basıncı) su buharı içeren havaya göre daha yüksektir. Bergeron-Findeisen kuramına göre buz kristalleri içeren bulutlar daha erken doyma noktasına erişirler ve buz kristalleri daha kısa zamanda bir araya kümeleşerek kütlelerini büyütürler. Fortak'ın gözlemlerine göre buz tanecikleri kütlelerini 20 dakikada 10 000 katına kadar büyütebilmektedirler. Atmosferde donma noktasının altındaki sıcaklıklara sahip bulutlara sık rastlanır. Ayrıca yağış bulutlarının çoğunun üst taraflarının buz kristallerinden oluştuğu saptanmıştır. Soğuk bulutlar içerisine bir buz kristali veya etkili bir yoğunlaşma çekirdeği girdiği zaman bulut sisteminin stabilitesi birden bire değişebilir. Buz kristalleri büyümeye başlayarak kısa zamanda bir kaç yüz mikron büyüklüğüne erişirler. Bu şekilde çabuk büyüyen buz tanecikleri aşağıya doğru düşmeye başlarlar ve diğer buz kristalleri ile birleşerek daha da büyürler. Bileşik buz kristalleri daha alt tabakalarda eriyerek yağmur damlalarını oluştururlar veya alt tabakaların soğuk olması durumunda kar olarak yeryüzüne erişirler.

Bu açıklamayı destekleyen ve doğrulayan bulgulara karşın, yağışların tümü yalnız bu şekilde oluşmamaktadır. Sıcaklığı donma noktasının üzerinde olan sıcak bulutlardan da yağışlar meydana gelmektedir. Bulutlarda buz kristallerinin oluşabilmeleri için sıcaklığın sıfır derecenin altında olması gerekir.

2. Çarpışma Kuramı

Sıcak bulutlardan yağışların oluşmaları çarpışma veya koagülasyon olayı ile açıklanır. Bulut içerisinde büyükçe damlacıklar düşme anında veya bulut içerisindeki kaynaşık hareket nedeni ile diğer damlacıklarla çarpışıp birleşerek irileşirler. Damlalar büyüdükçe çarpışma olasılıkları da artar. Sonuçta bulut damlacığı yağmur damlası büyüklüğüne erişir.

Yukarıda açıklanan kuramlara göre oluşan yağmur damlası veya buz kristali kümeleri büyüklüklerine bağlı bir hızla yere doğru düşmeye başlarlar ve yoğunlaşma düzeyinin altındaki bölgelerde tümünden veya kısmen buharlaşırlar. Fortak'a göre oluşan damlanın çapı yüz mikronun altında ise bu yağmur damlası yeryüzüne erişmeden yoğunlaşma düzeyi altında tümünden buharlaşır.

Yağışlar oluşma nedenlerine, şekillerine ve şiddetlerine göre sınıflandırılırlar.

6.1. Oluşum Nedenlerine Göre Yağışlar

Yağışların oluşmalarında hava kütlelerini yükselmeye ve dolayısı ile su buharını yoğunlaşmaya zorlayan nedenler değişiktir. Yağışlar kendilerini meydana getiren nedenlere göre farklı özellikte ortaya çıkarlar ve üç grupta toplanırlar.

a) Orografik Yağışlar : Orografik yağışları oluşturan neden yeryüzünde dağlar gibi yükseltilerdir. Rüzgar yönünü dik olarak kesen dağlar nem içeriği yüksek hava kütlelerini yükselterek yağışların oluşmasına neden olurlar. Hareket eden hava kütleleri dağ sıralarını aştıktan sonra bulut çözülür ve yağışlar sona erer.

b) Konvektif Yağışlar : Yeryüzüne yakın hava kütlelerinin ısınarak dikey hareket etmeleri ve bu nedenle de soğumaları ile oluşan yağışlardır. Konveksiyon olayı sonunda yağış oluşabilmesi için konveksiyon olayının çok kuvvetli ve yukarıya doğru hava hareketinin kuvvetli olabilmesi için ise toprağa yakın havanın çok ısınması gerekir. Konvektif yağışlar sıcak bölge veya sıcak iklim yağışlarıdır. Konvektif yağışlar zaman ve alan yönünden sınırlıdır.

Konvektif yağışlar küçük alanları kaplamalarına ve kısa süreli olmalarına karşın genellikle şiddetleri yüksek yağışlardır.

c) Siklonik Yağışlar: Siklonik yağışlar cephe sistemlerinin oluşturduğu yağışlardır. Sıcak cephelerde sıcak hava kütesinin soğuk hava kütlesi üzerinde kayarak yükselmesi sonucu geniş alanları kaplayan uzun süreli yağışlar oluşur. Soğuk cephelerde ise soğuk hava kütesinin sıcak hava kütlesi içine alttan akması sonucu sıcak havanın yukarı itilmesi ile konvektif yağışları andıran yağışlar oluşur.

6.2. Şekillerine Göre Yağışlar

Yoğunlaşma ürünleri olarak atmosferde oluşan ve yerçekimi etkisi sonucunda

yeryüzüne düşen su damlacıkları, yeryüzüne düştükleri şekillere göre isim almaktadırlar. Bunlar yağmur, kar, dolu, çığ, kırağı, jivr ve vergla'dır.

1. Yağmur

Havadaki su buharının yoğunlaşması sonucunda su damlacıkları şeklinde yeryüzüne gelmeleridir. Yağmur yağışlarının pek ince bir şekilde oluşması çisenti olarak bilinir. Yağmur damlacıklarının çapı 0,5 mm'den büyük olmasına karşın çisenti damlalarının çapı bu değerden daha küçüktür. Çisenti şeklindeki yağış uzun sürürse damlalar toprağa yavaş düştüğünden ve toprağa daha kolay infiltre olduğundan tarımsal yönden yararlıdır.

Bazı durumlarda soğuk bir hava kütesinden geçen yağmur damlalarının bir miktar donmaları sonucu, yeryüzüne düşen yağmurla kar arasındaki yağışa sulu sepken adı verilir.

Yağmur, bazı durumlarda elektriksel olaylarla birlikte oluşur. Gök gürültüsü ve şimşekle birlikte oluşan yağışa oraj denir. Oraj daha çok atmosferin istikrarsız oluşundan kaynaklanır. Bu nedenle kutuplardan ekvatora doğru gidildikçe oraj yağışları çoğalır. Diğer yandan denizlerde ve ovalarda, karalar ve dağlara oranla daha az görülür. Genellikle sıcak mevsimlerde meydana gelen oraj yağışını dolu yağışları izler.

2. Kar

Genellikle 6 veya 8 köşeli yıldızlar şeklinde olan katılaşmış yağıştır. 0°C ve bu derecenin altındaki sıcaklıklarda kar kütleleri birbirine çarparak birleşir ve bu şekline "lapa kar" denir. Çok düşük sıcaklıklarda kristaller kurudur ve büyük lapalar oluşmaz. Karın, küçük yuvarlak taneler halinde olanına "kırcı kar", pudra gibi ince, kuru ve uçucu olanına da "toz kar" adı verilir.

Karın yoğunluğu, yağmur damlalarının yoğunluğundan çok az olduğundan, kar zerreciklerinin atmosfer içerisindeki düşüşü yavaş olur. Bu nedenle kar yağışı çeşitli hızlarla yeryüzüne ulaşırlar. Kar tanecikleri birbirine çarpması sonucu, birbirleriyle birleşerek daha iri parçalar halinde düşmeye başlar. Kar şeklinde oluşan yağışlar yağmurdan sonra en fazla su bırakırlar. Kar şeklindeki yağışların ortalama olarak bıraktığı su miktarı kar örtüsü kalınlığının 1/10'u kadardır.

Donma noktasının altında düşen kar yağışı havzalarda kar örtüsü şeklinde tutulur. Don periyodunun uzunluğuna göre, belirli bir süre havza üzerinde tutulan kar örtüsü, havaların ısınmaya başlamasıyla birlikte eriyerek yüzey akışına geçer.

Kar örtüsü bir havzanın her yerinde aynı kalınlıkta olmaz. Havzanın yüksekliği, zaman, yüzey şekilleri, rüzgar ve kar örtüsünün farklı yerlerde erimesi buna etki etmektedir.

Karın erimesiyle oluşacak akış hacminin hesabında karın su eşdeğerinin bilinmesi gereklidir. Karın su eşdeğeri (eşdeğer yüksekliği) belirli alan ve yükseklikteki karın erimesi durumunda aynı alan üzerinde oluşturduğu su yüksekliğinin kar yüksekliğine oranı şeklinde hesaplanır. Karın su eşdeğeri kar örtüsünün yoğunluğu ile kalınlığının çarpımına eşittir. Karın yoğunluğu, belli bir kar hacminin erimesinden oluşan su hacminin kar hacmine oranı şeklinde ifade edilir. Yeni yağmış bir kar kütesinin yoğunluğu 0,05-0,15 arasında değişebildiği saptanmıştır. Karın su eşdeğeri $1/5 - 1/15$ oranları arasında değişir. Gerçek su eşdeğerinin bilinmediği durumlarda orta yoğunluktaki kar için $1/10$ değeri kullanılır. Sıkışmış durumdaki karda su eşdeğeri $1/3$ 'e, buzlaşmış durumdaki kesif karda 0,9 değerine kadar çıkabilir.

Karın derinlik, yoğunluk ve su eşdeğeri ölçümlerinin yapıldığı istasyona kar gözlem istasyonu denilir. Kar ölçümü yağış istasyonlarındaki yağış ölçekleriyle yapılmasının yanısıra arazide kar etütleri yapılarak da karın kalınlığı ve yoğunluğu saptanabilir. Kış aylarında dağlarda biriken kar, ilkbahardan başlayarak eriyip akışa geçeceğinden bu kar tabakasının kalınlığı ve yoğunluğunun bilinmesi gereklidir. Arazideki kar etüd çalışmaları kayaklı gözlemciler tarafından uçları çok keskin özel ölçü tüpleri (kar kavalı) yardımıyla yapılır.

Toprak yüzeyine düşen kar yağışları sonucu oluşan ve biriken kar örtüsünün yoğunluğu birçok etmenin etkisi altında zamanla değişir. Kar yoğunluğunun değişiminde etkili olan etmenler aşağıdaki şekilde sıralanabilir.

- Konveksiyon, radyasyon, sıkışma ve toprak yüzeyinden olan ısı akımı nedeniyle sıcaklığın değişimi,

- Üzerindeki kar kütesinin basıncı,

- Rüzgar,

- Kar örtüsündeki sıcaklık ve su miktarının değişimi,

- Erimeyle oluşan suyun, kar örtüsünün iç kısımlarına akması.

Her kar kristali atmosferde oluşmasının başlangıcından, kar suyu olarak yüzey akışına geçişine kadar şeklini değiştirir. Buna kar kristallerinin yapısı veya strüktüründeki değişme, kar örtüsündeki sürekli değişmeye ise kar metamorfozu adı verilir. Kar metamorfozu 4 aşamada incelenebilir.

- Basınç etkisi,

- Rüzgar etkisi,

- Olgunlaşma aşaması,
- Erime aşaması.

a) Basınç Etkisi : Karın kendi ağırlığı ile şekil değiştirmesi kar metamorfozunun basınç etkisidir. Yeni yağan bir karın yoğunluğu meteorolojik koşullara bağlı olarak 0,05 - 0,15 arasında değişir. Bu yoğunluktaki karın yapısal değişimi oldukça yavaş olur, kar belirli bir yoğunluğa ulaştıktan sonra oturma durur.

Basınç etkisi statik bir etki olup, 35°'ye kadar eğimli yamaçlardaki karın kaymasına etki yapmamaktadır. Özellikle dağ ve yamaçlarda oluşan kar kayması veya çıkış olayı 28-45° eğimli yerlerde olmaktadır.

Kar içerisinde bulunan su, sulu karın iyice oturması bakımından bir basınç yapar. Diğer yandan karın erimesi için sınır değerde tutulan su, sürtünmenin azalmasıyla kar katmanlarının kaymasını kolaylaştırır. Ayrıca kar içerisindeki su, kar katmanlarına basınç yaparak buzun erime noktasının düşmesine neden olur.

b) Rüzgar Etkisi: Rüzgar kuvveti kar yüzeyinin şeklini değiştirir. Kar yüzeyi şekli rüzgarın hızı ve yönüne göre değişir. Rüzgar etkisiyle yüzey karı, rüzgar yönüne göre taşınır. Kar buzlaşmış ise rüzgara karşı belirli bir direnç gösterir.

Rüzgar ve basınç etkisi özellikle dağlık yörelerde sıcaklık 0°C'ye yükseldiği zamanlarda, kar metamorfozuna büyük oranda yardım eder. Bu sıcaklıklarda erime kar örtüsü üzerinden başlayarak eriyen sular alt tabakalara doğru sızar.

c) Olgunlaşma Aşaması: Kar örtüsü uzun süre kaldıkça örtünün kalınlık ve yapısında değişimler olur. Bunlar yığılma, azalma, kristal yapıda ve kar örtüsünün su içeriğindeki değişimler olup sürekli su ve su buharı değişimine neden olmaktadır.

Karın sıcaklığı 0°C'ye yükseldiğinde az bir ısı ile kar erime sıcaklığına ulaşır ve serbest su oluşur. Bu su boşluklu bir yapısı olan kar örtüsünden sızar. Kar örtüsünün olgunlaşmasında bu olay birkaç kez tekrarlanır. Kar yüzeyinden suyun sızmasıyla, kar örtüsünün güneş ışınlarını yansıtması da yarı yarıya düşer. Karın gelen güneş ışınlarını tutma gücü artarak erimesi hızlanır ve bütün kar örtüsünün kısa zamanda 0°C'de sulanmasına neden olur.

Hava sıcaklığı, nemi ve basıncının değişmesiyle donma, çözülme, buharlaşma ve yoğunlaşma ile birlikte kar örtüsünün yapısı sürekli değişir.

Karın olgunlaşma aşamasında erime suyu kar kristalleri içerisinde molekül veya adezyon suyunu, kristaller arasında da kapiller suyu oluşturur. Kar kristalleri böylece tipik şekillerini kaybederek erirler.

Gece hava sıcaklığının değişmesi ile eriyen su tekrar donar ve hacmi genişler. Kar iyi bir iletken olmadığı için donma üst kısımda görülür ve üst tabakada donmuş, buzlu bir tabaka oluşur.

Böyle bir kar yüzeyine yeni kar yağarsa bu sert tabaka kar içinde kalarak sızan yağmur ve erime sularını tutar ve kalınlaşır. Sertleşmiş tabakalar alt kar katmanlarında da ortaya çıkmakta, kar profilinin 1 m derinliğinde ortalama 6-10 kadar böyle katmana rastlanmaktadır.

Kar katmanları, karın etkisi altında kaldığı donma ve çözülme periyotları hakkında bilgi vermektedir.

Kar örtüsü olgunlaşma safhasında, erime başlar ve yeniden kristalleşirse bu kara "olgun kar" denir. Eriyen sular için yerçekiminin etkisi, kapillar kuvvetten daha fazla olmakta ve eriyen su kar içine sızmaktadır. Böylece karın tekdüze (homojen) yapısı bozulmakta, tekrar donmada altıngen buz kristalleri oluşmakta ve yoğunluğu da 0,45-0,55'e yükselmektedir.

d) Erime Aşaması: Bu aşamada erime ve tekrar yeniden kristalleşme olmaktadır. Toprak donmamışsa, toprak doyduktan sonra, erime sularından büyük yüzey akışları oluşur. İnce kar tabakalarında erime toprak yüzeyinden başlamaktadır. Bu duruma özellikle taşlı yüzeylerde rastlanmaktadır. Bunun nedeni kırmızı ötesi ışınlar olup bu ışınlar kar örtüsünden geçip toprağı ısıtarak erimeye neden olmaktadır.

Son kar artıkları çapları 0,2-1,5 mm arasında olan yuvarlak buz parçalarından veya sulu ortamda çapları 4-6 mm arasında değişen mercimek şeklinde buzlardan oluşmaktadır.

Bu aşamada erime sularından bir kısmı toprağın durumuna göre toprağı sızar, bir kısmı buharlaşırken, büyük bir kısmı yüzeyden akar.

Toprak doymuşsa, toprağı sızan su miktarı iyice azalır ve yüzey akışı artmış olur.

Karın erimesinin belirlenmesi ile ilgili birçok yöntem geliştirilmiş olmakla birlikte bunların temel dayanağı, karın erimesi ve yüzey akışının ölçülmesidir. Bu da oldukça zor ve uzun süreyi alacak çalışmalar olup birçok katsayı gerektirmektedir.

Eriyen karın miktarı aşağıdaki bağıntı yardımıyla saptanabilir.

$$K_e = 45,72 \text{ k.t}$$

Eşitlikte;

K_e = Karın erime miktarı (mm),

k = Havza özelliğine bağlı bir katsayı,

t = Günlük ortalama pozitif hava sıcaklığı (°C).

Eşitlikte yer alan k katsayısı, fazla eğimli, karlı ve ağaçsız yamaçlar için 0,35, yarı ağaçlı güneye dönük yamaçlar için 0,07, orta eğimli yamaçlar için 0,06, fazla ağaçlı ve kuzeye dönük yamaçlar için 0,04 ve az eğimli ormanlık yamaçlar için ise 0,02 olarak alınabilir.

Genellikle yağmur şeklindeki yağışlar karın erimesine büyük oranda yardım ederek, sel dediğimiz aşırı yüzey akışlarına neden olurlar. Yağmurun neden olabileceği karın erime miktarı aşağıdaki eşitlik yardımıyla bulunur.

$$K_e = 0,011 Y \cdot t_y$$

Eşitlikte;

K_e = Yağmur nedeniyle eriyen kar (mm),

Y = Yağan yağmur (mm),

t_y = Yağmur suyunun sıcaklığı ($^{\circ}\text{C}$).

3. Dolu

Atmosferdeki su damlacıkları düşük sıcaklıklarda buz haline geçerek, yeryüzüne düşüşü sırasında atmosferdeki diğer su damlacaklarıyla birleşerek genellikle çapları 0,5 - 5 cm arasında olan küresel, konik veya yumurta şekilli buz yağışları oluşturur. Bu oluşuma dolu denir. Dolu tanesinin kesiti genellikle eşmerkezli iç içe buz küreleri gösterir. Bazı durumlarda iki buz küresi arasında kar dolu başka bir tabaka da bulunabilir.

Dolu şeklindeki yağışlar, daha çok orta enlemlerde kara içlerinde görülür. Kutuplardan ekvatora doğru gidildikçe azalır ve denizler üzerinde oldukça seyrekleşir. Soğuk iklimlerde bulutlar yeterli ölçüde su içermediklerinden dolu görülmez.

İri taneli dolu yağışlar, yıldırımlı havalarda dar alanı kaplayan bölgelerde bir süre için oluşur. Dolu yağışının süresi 10 saniyeden 30-40 dakikaya kadar olmakta ise de ortalama olarak 5 dakika kabul edilir.

Bir dolu tanesinin yoğunluğu; sıcaklığına, dolu tanesinin büyüklüğüne ve aşırı soğuk damlalarla çarpışma hızına bağlıdır. 20°C 'nin altındaki sıcaklıklarda küçük bulut damlacıkları, buz kristallerine çarpınca hemen donarak, hava kabarcıkları olan kaba küre şeklinde yumuşak dolu şeklini alır. Bu şekilde oluşan dolunun yoğunluğu 0,1 - 0,5 arasında olup soğuk havalarda bunlar yere kadar düşebildikleri halde, sıcak havada yere düşmeden erirler. 0°C 'nin altındaki sıcaklıklarda hızlı bir şekilde dolu tanesine çarpan iri su damlaları, donmadan önce dolunun yüzeyine yayılır ve yoğunluğu 0,8-0,9 olan içinde

çok az hava kabarcığı bulunan dolular oluşur.

Dolunun oluşumunda, arazinin topoğrafik durumunun, toprağın ısınma yeteneğinin, nemliliğin, bitki örtüsünün önemli etkileri vardır. Genellikle az ısınan topraklarda konvektif hava hareketleri fazla görülmediği için dolu yağışı da meydana gelmez. Yoğun bitki örtüsü bulunan alanlarda dolu yağışları azalır. Dolunun kültüre alınmış topraklar üzerindeki zararı düşüş hızına ve büyüklüğüne göre değişir. Dolunun düştüğü araziler meyilli ise oluşacak seller büyük zararlar yaratabilirler.

4. Çiğ

Özellikle ilkbahar ve sonbaharda, havanın açık olduğu ve toprak yüzeyinin havaya göre daha soğuk bulunduğu gecelerde çiğ yağışı oluşur. Çiğ yağışı doğrudan doğruya havadaki su buharının soğuk yüzey üzerine yoğunlaşması olayıdır. Çiğ yağışı hava ve toprak sıcaklığının $^{\circ}\text{C}$ 'nin üzerinde olduğu zamanlarda görülür. Çiğ şeklinde düşen yağışın su içeriği az olmakla birlikte, bitkilerin vejetasyon devrelerinde su sağlaması bakımından yararlıdır.

Çiğ oluşumu için havadaki su buharı miktarının fazla olması ve çiğ meydana gelecek yüzey sıcaklığının da hava sıcaklığından daha düşük bulunması, diğer bir anlatımla söz konusu alan üzerinde yoğunlaşma noktasına erişilmiş olması gerekir. Bu durum ancak, havanın açık, rüzgarsız olduğu ve havadaki bağıl nemin yüksek bulunduğu koşullarda ortaya çıkar. Örneğin; sıcaklığı 5°C , bağıl nemi % 90 olan bir havanın tutabileceği su buharı miktarı 5,9 mm'dir. Yüzeyden meydana gelen radyasyon nedeniyle yüzeyin sıcaklığı 3°C 'ye düştüğünde havada yoğunlaşma görülür.

Havanın 3°C 'de tutabileceği maksimum su buharı miktarı 5,7 mm'dir. Bu duruma göre aradaki 0,2 mm su farkının yüzey üzerinde çiğ şeklinde birikmesi gerekir.

Bir gecede çiğ şeklindeki yağışların toplam miktarı 1 mm'nin altındadır.

5. Kırağı

Oluş şekli bakımından çiğ şeklindeki yağışa benzeyen kırağı 0°C 'nin altındaki sıcaklıklarda oluşur. Sıcaklığın düşüşü çiği dondurarak kırağıya dönüştürür.

6. Grezil

Genel olarak ilkbaharda görülen grezil, karın donmuş şeklidir. Doludan daha yumuşak olan ve mat bir renge sahip olan grezil iki parmak arasında kolaylıkla ezilir.

Genellikle kar yağışından önce ortaya çıkarlar.

7. Jivr

Atmosfer içerisinde doymuş hava kütesinin yeryüzündeki bir cisim üzerinde donmasıdır. Kırağı yağışına çok benzeyen bu yağış şekli donduğu cisim üzerinde parlak kaygan bir tabaka oluşturur.

8. Vergla

Yağmur damlalarının, yeryüzünde 0°C'nin altındaki bir sıcaklığa sahip cisimler üzerine düşmesi ve bunların üzerinde donmasıdır.

6.3. Yağış Şiddeti, Frekansı ve Yağış Rejim Diagramları

Belirli bir zaman içerisinde düşen yağış miktarına yağış şiddeti adı verilir. Şiddetlerinin az veya fazla oluşuna göre yağışlar çeşitli isimler alırlar. Örneğin saatte 17,1 mm'den fazla şiddete sahip olan yağışlara sağnak, saatte 50 mm'den fazla şiddetdeki yağışlara ise seylap adı verilir. Yağışın şiddet bakımından en az olanı çisenti olarak bilinir. Ayrıca çisenti çapı 0,5 mm'den daha küçük damlalardan oluşan düzenli bir yağış şeklidir.

Yıl içinde saptanan yağışlı günler sayısının yılın gün sayısına oranına yağış frekansı denir. Belirli şiddetdeki yağışların frekansları aşağıdaki eşitlik yardımıyla hesaplanabilir.

$$F = \frac{Y}{R} \cdot 100$$

Eşitlikte;

F = Belirli şiddetdeki yağışın frekansı,

Y = Frekansı belirlenecek, belirli şiddetdeki yağışın gözlem süresi içerisindeki tekrür sayısı,

R = Gözlem yılları sayısı.

Yağışın yıl içerisinde aylara veya mevsimlere göre gösterdiği dağılış yağış rejim diagramları ile gösterilebilir. Bu diagramlar eğrisel grafikler veya sütun grafikler şeklinde olabilir. Eğrisel grafik yöntemi ile yağış rejimi diagramlarının çizilmesinde y ekseninde yağış miktarı, x ekseninde ise aylar gösterilir. Grafik çizilirken her aydaki yağış miktarları noktalanır, bu noktaların birleşmesi ile yağış rejim grafiği elde edilir. Sütun grafik çiziminde her aydaki yağış miktarı dikdörtgen sütunlar şeklinde gösterilir.

6.4. Bir Havzaya Düşen Ortalama Yağış

Bir su toplama havzası içerisindeki her noktaya aynı miktarda yağış düşmez. Havzada bulunan çeşitli istasyonlarda ölçülen yağış miktarlarından yararlanarak tüm havza için geçerli ortalama bir yağış miktarı çeşitli yöntemler uygulanarak hesap edilir. Havzada tek bir yağış istasyonu bulunuyor ise bu istasyonda ölçülen değerler tüm havza için geçerli kabul edilebilir. Havzada birden çok yağış istasyonu bulunduğu anda ortalama yağışın hesabı için aşağıdaki yöntemler uygulanır.

1. Aritmetik Ortalama

Göz önüne alınan alandaki her istasyonda ölçülen yağış yüksekliklerinin toplanıp istasyon sayısına bölünmesi ile o bölge için ortalama yağış miktarı basit bir şekilde hesaplanır.

$$h_o = \frac{h_1 + h_2 + \dots + h_n}{n}$$

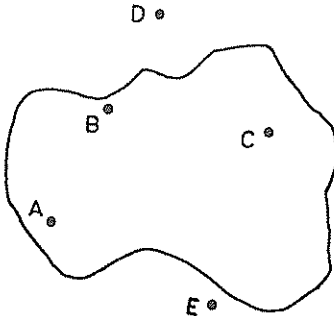
Eşitlikte;

h_o = Ortalama yağış (mm),

$h_1, \dots, h_n$ = Havzadaki yağış istasyonlarında kaydedilen yağışlar (mm),

n = Yağış istasyonu sayısı.

Örnek; Aşağıdaki şekilde görülen havzada bulunan yağış istasyonlarında ölçülen yağış miktarları verilmiştir. Havzaya düşen ortalama yağış miktarını aritmetik ortalama yöntemine göre bulunuz.



<u>İstasyon</u>	<u>Yağış Miktarı (mm)</u>
A	193
B	203
C	190
D	198
E	201

$$h_o = \frac{193 + 203 + 190}{3} = 195,33 \text{ mm}$$

2. Thiessen Yöntemi

Aritmetik ortalamaya göre daha hassas olan bu yöntemde istasyonlar birer doğru ile birleştirilerek üçgenler oluşturulur. Oluşturulan bu üçgenlerin kenar orta dikmeleri birbirleri ile kesiştirilerek poligonlar meydana getirilir. Her poligonun içinde kalan istasyonda ölçülen yağış miktarı o poligonun alanı ile çarpılır. Bu çarpımların toplamı toplam havza alanına bölünerek havzaya düşen ortalama yağış hesaplanır.

$$h_o = \frac{h_1 a_1 + h_2 a_2 + \dots + h_n a_n}{a_1 + a_2 + \dots + a_n}$$

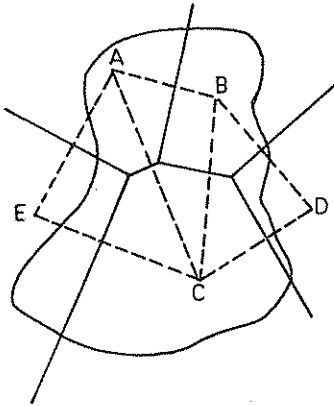
Eşitlikte;

h_o = Ortalama yağış (mm),

$a_1 \dots a_n$ = Her bir bölgenin alanı (dekar),

$h_1 \dots h_n$ = Her bir bölgede kaydedilen yağış (mm).

Örnek; Aşağıdaki şekilde görülen havzada bulunan yağış istasyonlarında ölçülen yağış miktarları verilmiştir. Havzaya düşen ortalama yağış miktarını Thiessen yöntemine göre hesaplayınız.



İstasyon	Yağış Miktarı (mm)	Her Bir Bölgenin Alanı (dekar)
A	193	2320
B	203	1900
C	190	3860
D	198	490
E	201	1728

$$h_o = \frac{193 \times 2320 + 203 \times 1900 + 190 \times 3860 + 198 \times 490 + 201 \times 1728}{2320 + 1900 + 3860 + 490 + 1728}$$

$$h_o = \frac{2011208}{10298} = 195,30 \text{ mm}$$

3. Eş Yağış Eğrileri Yöntemi

Havza haritası veya planı üzerinde her istasyonda ölçülen yağış yükseklikleri istasyonların yanlarına yazılır. İstasyonlar arasında enterpolasyonla eş yağış eğrileri geçirilir. Eş yağış çizgileri aralarındaki alanlar planimetre ile ölçülür. Bu alanlarla bunlara ilişkin olan yağış yükseklikleri çarpılarak toplanır. Bu çarpımlar toplamının tüm havza alanına bölünmesi ile ortalama yağış miktarı hesap edilmiş olur.

$$h_o = \frac{h_1 a_1 + h_2 a_2 + \dots + h_n a_n}{a}$$

Eşitlikte;

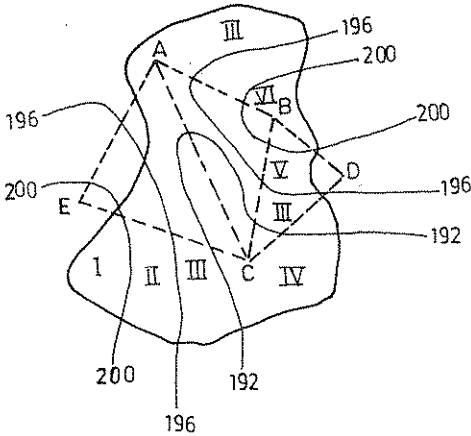
h_o = Ortalama yağış (mm),

$a_1, \dots, a_n$ = İki eş yağış eğrisi arasındaki alan (dekar)

$h_1, \dots, h_n$ = Birbirini izleyen iki eş yağış eğrisi ortalaması,

a = Toplam alan (dekar).

ÖRNEK; Bir havzadaki eş yağış eğrileri arasında kalan bölgelerin alanları ve yağış ortalamaları aşağıda verilmiştir. Bu değerlere göre havzanın yağış ortalamasını eş değer eğrileri yöntemine göre hesaplayınız.



Bölge	Bölgenin Alanı (dekar)	Bölgenin Yağış Ortalaması (mm)
I	488	(204+200)/2=202
II	1730	(200+196)/2=198
III	3840	(196+192)/2=194
IV	2336	(192+188)/2=190
V	1104	(200+196)/2=198
VI	800	(200+204)/2=202

$$h_o = \frac{202 \times 488 + 198 \times 1730 + 194 \times 3840 + 190 \times 2336 + 198 \times 1104 + 202 \times 800}{488 + 1730 + 3840 + 2336 + 1104 + 800}$$

$$h_o = \frac{2010108}{10298} = 195,19 \text{ mm}$$

6.5. Tarım ve Yağış

Bitkinin oluşmasında ve gelişmesinde sıcaklık kadar rol oynayan etmenlerden biri de yağıştır. Tahıllarda sap ve özellikle tane oluşumu sırasında yağışa gereksinim çok fazladır. Bitkilerin istediği yağış yeter miktarda değilse verim düşüklüğü kaçınılmaz hale gelir. Örneğin, Akdenizin kıyı şeridinde çay bitkisinin yetişmesine uygun sıcaklık olduğu halde yaz aylarında bitkinin istediği yağışlar olmadığı için buralarda çay yetiştirilmesi olanaksızdır.

Yağış miktarı ile buharlaşma arasında bir uyumun bulunup bulunmaması, o bölgenin tarıma elverişli olup olmadığını gösterir. Düşen yağış, buharlaşmayla kaybolan nemi karşılayamıyorsa o bölge kurak niteliğini taşırlar. Yağışlar yeterli miktarda ise toprağın derinliklerine işleyerek gerekli nemi sağlarlar ve bu topraklar tarıma elverişlidirler.

Toz ve toprak zerrelere ile kaplanan bitki gözeneklerini açması yağışın yararlı özelliklerinden birisidir. Yeterli bir tarımsal üretim için yağış ve sıcaklık etkenlerinin birbirine uygun olması gerekir. Bir bölgenin tarımsal işlemlere elverişli olup olmadığını incelerken, o yerin kurak veya nemli olduğuna karar verebilmek için yağış ve sıcaklığın birlikte göz önüne alınması gerekir.

Su bitkilerin yaşamasını sağlar ve bitki bünyesinde çok önemli görevleri vardır. Bunlar;

- Su hücre protoplazmasının yapıcı bir kısmı olup, büyüyen dokuların taze ağırlığının % 85-90'ını oluşturur.
- Besin maddelerinin sentezlerinde önemli hammadde olup, nişastanın şekere dönüşmesinde rol oynar.
- Tuz ve gazların iyi bir eritici olup, bitki tarafından besin maddelerinin topraktan alınmasında ve bitki hücreleri arasında besin maddelerinin taşınmasında rol oynar.

- Bitkilerin turgoruna, hücre gelişmesine ve stomaların çalışmasına yardım eder.

Bitkilerin su tüketimi çevre koşullarına bağlı olarak büyük değişiklikler gösterir. Örneğin verilen su miktarı ve yağış fazla ise bitkilerin su tüketimi artar. Diğer yandan hava hareketi, ışık, sıcaklık, havanın nem açığı bitki su tüketimini etkileyen önemli etmenlerdir. Özellikle kurak ülkelerde bitkilerin su tüketimlerini azaltıcı önlemler önem kazanır. Bu önlemlerin en başta geleni gübreleme olup bitkilerdeki su tüketimini verimde azalma olmadan sınırlamaktadır. Bunda özellikle azotlu gübreler etkilidir ve bitki türüne göre de etki derecesi değişmektedir. Bir bitkinin farklı büyüme ve gelişme devrelerinde su gereksinimi de farklıdır. Bitkilerin ilkbahar ve yaz ayları başlarında su gereksinimleri

fazladır. Yağışın etkisi diğer etmenlerle birlikte olur. Yağmurlu bölgelerde aynı zamanda hava nemi yüksek, ışık az ve sıcaklık düşük olup, bitki gelişme devresi uzundur. Yağmuru az olan bölgelerde buna karşılık fazla ışık, kuru hava, daha yüksek sıcaklık bitki gelişme devresinin kısa olmasına neden olur.

Artan yağmurla birlikte çayır-mera alanları artar ve bitkilerin taban suyuna olan bağımlılığı azalır. Diğer yandan toprak işleme güçleşmekte, toprak geç kurumakta ve buna bağlı olarak da tarla tarımı güçleşmektedir. Fazla yağışlar bitkilerin boylanmalarını sağlar ise ede beklenen ürün alınmaz. Yağmurun azalması ile tarla tarımı alanları genişlemektedir.

Yağmurun artması ile, hasat ve ambarlama zorlaşmakta, bitki hastalık ve zararları artmakta, topraktan fazla suyun uzaklaştırılması için drenaj sistemlerinin yapılması gerekmektedir. Topraktan sızan fazla su bitki besin maddelerinin yıkanarak topraktan uzaklaşmasına neden olacağı için gübrelemeyi daha dikkatli yapmak gerekir. Az yağmurlu bölgelerde, hasat kolay olur, sık ekim yapılabilir ve sulama zorunluluğu ortaya çıkar.

Bitki için yağışın yararlı olabilmesinde aranan yağış özellikleri şunlardır.

- Yağış miktarı bitki kök bölgesinde toprağın azalan veya eksilen nemini karşılayabilecek miktarda olmalı,

- Yağış yoğunluğu (intensitesi) suyun toprak tarafından alınabilmesi için yeterli kadar düşük olmalı ve yüzey akışı meydana gelmemelidir.

- Yağış aralıkları bitkilerin susuzluktan zarar görmemesi için, yeterli toprak neminhi sağlayacak sıklıkta olmalıdır.

Yağış toprağın oluşumuna ve zamanla göstereceği değişikliklere önemli derecede etki eder. Suyun toprak üzerine etkisi 3 yolla olmaktadır.

a) Çözücü Etkisi: Suyun içerdiği çeşitli tuzlar, toprağın alt tabakalarına geçerek orada etkili olurlar. Karbondioksit ile bu etki daha da artmaktadır.

b) Oksidasyon ve Hidratasyon Etkisi: Oksidasyonun etkisi Fe^{++} bileşiklerinin Fe^{+++} bileşiklerine dönmesi ile toprakta renk oluşumu ortaya çıkar. Hidratasyonda ise toprak kristallerinde hacim genişmesi olur.

c) Toprak pH'sı Üzerine Etkisi: Su İçerdiği H^+ ve OH^- iyonlarıyla, toprakta iyon değişmesine neden olmaktadır ve toprağın pH'sını etkilemektedir.

Nemli ve kurak bölgelerde topraktaki suyun hareket yönü farklıdır. Kurak bölgelerde buharlaşma fazla olacağından su genellikle aşağıdan yukarıya hareket etmekte ve toprak yüzeyinde buharlaşarak içerdiği tuzları toprakta bırakmaktadır. Bu da topraklarda çoraklaşmaya neden olmaktadır. Nemli bölgelerde ise suyun hareketi yerçekimi yönünde olup topraktan bitki besin maddelerinin yıkanmasına neden olur. Bitki

nemi atmosfere vererek, doğada su döngüsünü tamamlar.

Meteorolojik olaylar içinde yağmur, en çok su bırakan yağış şeklidir. Atmosferden su damlaları halinde yeryüzüne düşerken alt tabakalarda rastladığı sıcak hava nedeniyle yere inmeden buharlaşan yağışa yere düşmeyen yağış denir. Yere düşmeyen yağışın kültür bitkilerine doğrudan bir yararı yoktur. Ancak, kısa bir süre için havadaki bağıl nemi artırdığı için, bitkilerdeki transpirasyonu azaltır ve geçici bir yarar sağlar.

Yağmur, sağanak şeklinde yağacak olursa kısa sürede ve hızlı yağdıkları için düz arazilerde su birikintileri ve yapay gölcükler, meyilli arazilerde de seller oluşturur. Sağnak yağışlar, kısa sürede çok miktarda su bıraktıkları için toprağın emmesine fırsat vermeden toprak yüzeyinde kontrolsüz biçimde akarlar ve çoğu zaman zararlara neden olurlar. Seller, erozyona yol açtıkları gibi önlerine çıkan kültür bitkilerini yok ederler.

Sağnaklar, meyilli arazilerdeki bahçelerde toprakları yıkayarak kökleri açıkta bırakırlar, çiçeklenme dönemlerinde çiçek tozlarını yıkayarak döllenmeye engel olurlar.

Tarımsal açıdan karın bir takım yararları vardır. Kar, yapısı nedeniyle boşluklu olduğundan, yer radyasyonu ile kaybolan ısıyı tutar, böylece kar altındaki bitkinin soğuktan zarar görmesini önler. Bir su deposu olan kar yavaş yavaş erimesi halinde, toprağa sızarak taban sularının zenginleşmesine neden olur. Kar örtüsü çok fazla ise veya karın üstü eriyip sonradan buz tutmuşsa alttaki bitkiler havasız kalabilir. Havaaların, özellikle ilkbahar başlangıcında aniden ısınmasıyla birlikte eriyen karlar ayrıca sellerin oluşmasına neden olabilir.

Tipiler, taban arazilerdeki çukur alanlara kurulmuş meyve bahçelerini karla doldururlar. Bu durum, derinde gömülü ve karın fazla suyunu alan ağaç köklerinin havasız kalmasına yol açar. Kara gömülen ağaçların taze sürgünlerini ve dallarını yabani hayvanlar kemirerek zarar verirler. Birdenbire düşen yoğun karlar, dalların ağır kar yükü altında kalıp kırılmalarına neden olurlar.

Havadaki nemin aşırı derecede arttığı sırada meydana gelen sislerin zararları zamanlarına ve sıklıklarına göre değişir. İlkbaharda çiçeklenme zamanı sürekli olursa tozlanmayı ve döllenmeyi engeller. Meyvelerin büyüme zamanlarında fazla ve sürekli sisler, şiddetli meyve dökümlerine neden olurlar veya incirde olduğu gibi meyvaların akmasına yol açarlar. Şiddetli olmayan ve sık sık ortaya çıkan sisler hastalık mantarlarının çoğalmasına, meyvelerin çilli ve lekeli bir görünüm almalarına neden olurlar. Sisin sık görülmediği yaylalarda meyveler daha güzel ve daha gösterişli bir biçimde olgunlaşırlar.

Havadaki su buharının, yeryüzündeki soğuk cisimler üzerinde yoğunlaşmasıyla meydana gelen çiğ olayı, tarımsal açıdan oldukça yararlıdır. Toprağa çiğ şeklinde düşen su miktarı fazla önemli değildir. Ancak kurak yörelerde bitkiler üzerine geceleri düşen çiğ

yağışı, bitkiler üzerinde can suyu etkisi yapar. Çiğ yağışı taban suyunun yüksek olduğu yerlerde fazla görüldüğü için önemlidir.

Çiğ şeklindeki yağışlardan bitkilerin yararlanma oranı; bitkinin cinsine, türüne, çevre koşullarına, yağışın yoğunluk ve süresine bağlı olarak değişiklikler gösterir. Örneğin, toprakta nemin az bulunduğu kurak bölgelerde yetişen bitkiler, nemli bölgelerde yetişen bitkilere oranla çiğ şeklindeki yağışlardan daha fazla yararlanırlar.

Çiğ şeklindeki yağışların "guttasyon" ile karıştırılmaması gerekir. Guttasyon, özellikle toprakları sıcak ve fazla nemli olan yerlerde genellikle sabaha karşı bitki stomolarından dışarıya çıkarılan ve bitki üzerinde kalan su damlacıklarına denir. Bir başka anlatımla, guttasyon doğrudan doğruya fizyolojik bir olaydır.

Çiğin hayvanlar üzerine de zararlı etkisi vardır. Çiğ düşen gecelerin sabahında ve erken saatlerde hayvanlar açık havada otlatılmamalıdır. Toprak ve otlar nemli olduğu için, hayvanların ağız derilerinde yaralar oluşabilir. Ayrıca hayvanların tırnakları nem yüzünden yumuşar ve dikenler ile ince çakıl taşları ayaklarına kolaylıkla batabilir.

Bitki yaşamı bakımından kırağı oluşumu oldukça önemlidir. Genellikle kırağıdan sonra bitkilerin çoğunluğu ölür. Gerçekte kırağıdan çok, kırağının oluşmasını sağlayan düşük hava sıcaklığı bitki yaşamını sonlandırır.

Kırağı da ilkbahar ve sonbaharda oluşur ve meyve ağaçlarında açan çiçekleri, sebze bahçeleri ve bağlarda yeni filizleri dondurur. Sonbaharda düşen kırağı, yazlık sebzelerin, bostanların, ekimi geç yapılan çeltiklerin ve diğer vejetasyon dönemindeki çapa bitkilerinin zarar görmelerine neden olur. Kırağı düşebileceği gözden uzak tutulmalı ve çok geç kalmadan tüm bitkiler zamanında ekilip dikilmelidir.

Tarımsal yönden dolu bir takım zararlara yol açar. Bu zararların başında bitki üzerinde yaptığı darbe etkisidir. Bu etki dolu tanesinin iriliği ve düşme hızının fazla olması halinde iyice artar. Dolu tanelerinin yüzeyinin girintili çıkıntılı olması, bitkinin dal, yaprak ve sürgünlerinin zedelenmesine neden olur. Tane çapları büyük olan dolu yağışları insanlar ve hayvanlar için de zararlı olabilir.

Kültür bitkileri üzerine grezilin önemli derecede olumsuz bir etkisi yoktur. Çabuk eridiği için toprağa bir miktar su bırakması yönünden yararlı olabilir. Ancak, çok yeni filizlere zarar verebilir.

7. HAVA BASINCI

Sıcaklık ve hava nemi ile birlikte hava basıncı meteorolojik olayların tümünde rol oynar. Meteorolojik olaylara hava basıncının etkisinin dolaylı olmasına karşın hava hareketini sağlayan, hava hareketinin motorunu oluşturan hava basıncı veya hava basıncı farklılığı olduğundan bu etki çok önemlidir.

Hava basıncı birimi olarak "teknik atmosfer" veya "fiziksel atmosfer" gibi terimler teknik ve fiziksel konularda geniş ölçüde kullanılmaktadır. Meteoroloji ve iklim bilgisi konularında hava basıncı birimi olarak "bar" veya "milibar" kullanılır. Atmosfer veya g/cm^2 birimleri ağırlık temeline, bar ise kuvvet temeline dayanır. Bir bar'lık basınç $1\,000\,000\text{ dyn/cm}^2$ değerine eşit olup bunun binde birine milibar adı verilir. Bu durumda bir milibar $1\,000\text{ dyn/cm}^2$ değerine eşittir. Basınç birimleri arasındaki ilişki Çizelge 7.1'de verilmiştir.

Çizelge 7.1. Çeşitli Basınç Birimleri Arasındaki İlişki

Bar	Milibar	g/cm^2	Atmosfer	mm Hg-Sütunu
1	1 000	1 020	0,987	750
1,013	1 013	1 033	1,00	760

Normal hava basıncı, 45. enlem derecesinde deniz düzeyinde ve 0°C sıcaklıkta birim alandaki yüzeye etkileyen hava ağırlığından doğan kuvvet olup, değeri bir bar veya milibar'dır. Hava basıncının değeri yüksekliğe, hava sıcaklığına ve enlem derecesine bağlı olarak değişir.

Atmosfer içerisinde yükseldikçe hava basıncının değeri azalır. Sıfır derece sıcaklıkta aralarında 1 mm civa sütunu basınç farklı bulunan iki nokta arasındaki metre olarak yükseklik farkına "barometrik yükseklik farkı" denir. Atmosferde iki nokta arasındaki yükseklik farkı barometrik yükseklik eşitliği ile hesap edilebilir.

$$\Delta h = 18400 (\log P_1 - \log P_2) (1 + a \cdot t)$$

Eşitlikte;

Δh = Göz önüne alınan iki nokta arasındaki yükseklik farkı (m),

P_1 = Birinci noktadaki hava basıncı (milibar),

P_2 = İkinci noktadaki hava basıncı (milibar),

a = Gazların genleşme katsayısı ($a = 1/273 = 0,004$),

t = İki noktadaki sıcaklıkların ortalaması ($^{\circ}\text{C}$).

Herhangi bir yerde ölçülen hava basıncı ölçümün yapıldığı noktanın yüksekliği göz önüne alınarak deniz yüzeyindeki basınç değerine çevrilir. Çevirme işleminde ya bu amaç için hazırlanmış çizelgelerden veya aşağıdaki eşitlikten yararlanılır.

$$\log A = \frac{0,99955 \cdot h}{18400 + 0,1688 \cdot h + 67,528 \cdot t}$$

Eşitlikte;

h = Ölçüm yapılan noktanın denizden yüksekliği (m),

t = Ölçüm yapılan noktada hava sıcaklığı ($^{\circ}\text{C}$)

A = Düzeltme değeri.

Bu eşitlikte A sayısı bulunduktan sonra A 'dan 1 sayısı çıkarılarak " b " gibi bir sayı elde edilir. Bu sayı yardımı ile deniz düzeyine indirgenmiş basınç aşağıdaki gibi hesaplanır.

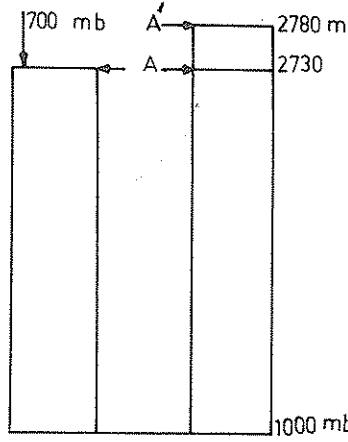
$$p_o = p_d \cdot b + p_d$$

Eşitlikte;

p_o = Deniz düzeyine indirgenmiş hava basıncı (milibar),

p_d = Enlem derecesine ve 0°C 'ye göre düzeltilmiş basınç (milibar).

Yükseklikle basınç azalması soğuk havalarda sıcak havalardakine göre daha büyüktür. Bunun nedeni aynı kütleyle sahip soğuk hava hacminin sıcak havanıninkine göre daha küçük olması ve ısınan havanın atmosfer içinde yalnızca yukarıya doğru genleşme olanağına sahip olmasıdır. Örneğin yerden 2730 m yükseklikte bir A noktasını göz önüne alalım ve burada hava basıncının 700 milibar olduğunu kabul edelim. Bu A noktasının altındaki hava kütleinin sıcaklığı 5°C artacak olursa, gazların genleşme katsayısı $1/273$ olduğundan ve bu hava kütlesi yalnızca yukarıya doğru genleşebileceğinden basıncı 700 milibar olan A düzeyi $(2730/273) \cdot 5 = 50$ m daha yükselerek 2780 m'ye çıkar (Şekil 7.1).



Şekil 7.1. Sıcaklıkla Basınç Düzeyinde Değişme.

Bu hava kütlesi üzerindeki atmosfer kalınlığında bir değişme olmayacağından başlangıçta 2730 m yükseklikte ölçülen 700 milibarlık hava basıncı bu kez 2780 m yükseklikte ölçülür. Başlangıçta A noktasının bulunduğu 2730 m düzeyindeki hava basıncı, 700 milibarlık basınçla 50 m yüksekliğindeki hava kütlesinin yaptığı basınç toplamına eşit olup 700 milibardan büyüktür. Görüldüğü gibi atmosfer içerisinde yüksekliği aynı olan iki noktada sıcak olan noktadaki hava basıncı soğuk noktadakinden daha büyüktür. Hava sıcaklığı hava basıncını bu şekilde etkilediğinden herhangi bir sıcaklıkta ölçülen basınç 0°C'deki basınçtan farklıdır. Herhangi bir sıcaklıkta ölçülen hava basıncı, 0°C'deki basınca aşağıdaki eşitlikle çevrilir.

$$p_o = \frac{5500}{5500 + t} p_t$$

Eşitlikte;

p_o = Sıfır derece sıcaklıkta hava basıncı (milibar),

p_t = Ölçüm yapıldığı hava sıcaklığındaki hava basıncı (milibar),

t = Ölçme anında hava sıcaklığı (°C).

Hava basıncı enlem derecesine göre de değişir. Ölçüt olarak 45. enlem derecesindeki hava basıncı kabul edildiğinden herhangi bir yerde ölçülen hava basıncı 45. enlemdeki hava basıncına çevrilir. Çevirme işleminde bu amaçla hazırlanmış çizelgelerden

yararlanılır. Hava basıncının ölçüldüğü yerin enlemi 45° ' den büyük ise çizelgede verilen değerler ölçüm değerlerine eklenir. Tersine ölçüm yapılan yerin enlemi 45° 'den küçük ise çizelgede verilen değerler ölçülen değerlerden çıkarılır. Örneğin ülkemizin enlem dereceleri 45. enlemden küçük olduklarından bazı illerimize özgü doğrultma değerlerinin işaretleri eksidir (Çizelge 7.2).

Çizelge 7.2. Enlemlere Göre Basınç Düzeltme Değerleri.

İl	45. Enlem İçin Düzeltme Değerleri
Edirne	- 0,2
İzmir	- 0,4
Adana	- 0,5
Gaziantep	- 0,6

7.1.Hava Basıncının Günlük ve Yıllık Değişmesi

Hava basıncı hava sıcaklığına da bağlı olduğundan hava basıncının günlük ve yıllık sıcaklık değişmesine bağlılık göstereceği doğaldır. Genel bir kural olarak hava basıncı saat 10'da ve 22'de en yüksek, saat 04'te ve 16'da en düşük değere erişir. Yarım günde bir ortaya çıkan bu aşırı basınç değerleri atmosfer içerisindeki dalgalanma hareketine bağlanmaktadır.

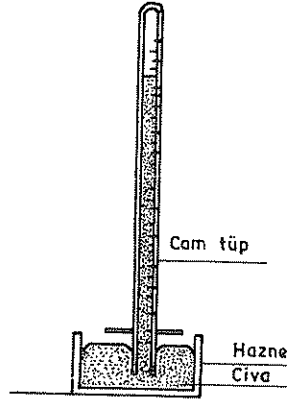
Hava basıncının yıllık değişmesinde yeryüzünde üç tip ortaya çıkar. Bunlardan birincisi karasal tiptir. Karasal bölgelerde hava basıncı en yüksek değere kış aylarında erişir, yaz aylarında ise en düşük değere iner. İkinci tip olan okyanus tipinde karasal tipin tersine hava basıncı en yüksek değere yaz aylarında, en düşük değere de kış aylarında erişir. Hava basıncının yıllık gidişinde üçüncü tip, arktik veya subarktik tip olarak adlandırılır. Bu tipte en yüksek hava basıncı nisan veya mayıs aylarında, en düşük hava basıncı ise ocak veya şubat ayında ortaya çıkar.

7.2. Hava Basıncının Ölçülmesi

Hava basıncını ölçen gereçlere barometre adı verilir. Barometrelerin civalı ve metal olmak üzere iki çeşidi bulunmaktadır.

1. Civalı Barometreler

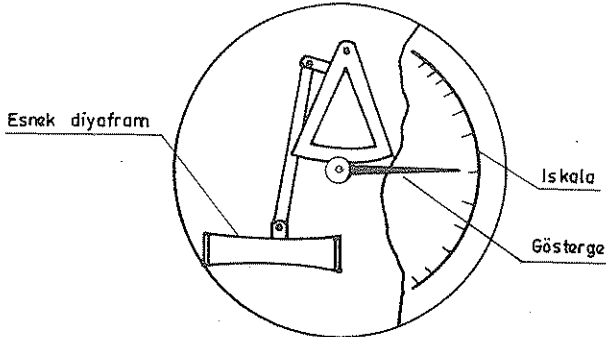
Bunların temeli Toriçelli deneyine dayanır. Civalı barometreler atmosfer basıncına açık içi civa dolu bir hazne ve civa içerisine daldırılmış, havası boşaltılmış üstü mm bölmeli bir cam borudan oluşur (Şekil 7.2). Hava basıncına bağlı olarak civa bu boru içerisinde yükselir. Borudaki civa yüksekliği okunarak milibara çevrilir.



Şekil 7.2. Civalı Barometre.

2. Metal Barometreler

Aneroid barometreler de denilen metal barometreler alt ve üst kapakları esnek, havası boşaltılmış kapalı metal bir kutu ve kapağın esneme miktarını bir bölme üzerine yansıtan bir göstergedan oluşur (Şekil 7.3). Metal kutunun alt ve üst kapağı bir yay yardımı ile dışa doğru itik tutulur.



Şekil 7.3. Metal Barometre.

Hava basıncı arttıkça kutunun kapağı daha fazla içe çöker. Kapağın çökme miktarı bir gösterge ile bölme üzerine yansıtılarak bölmeden hava basıncı okunur. Bunların yazıcı olanlarına "barograf" adı verilir ve barograflar hava basıncındaki değişimleri kesintisiz bir şekilde gösterirler.

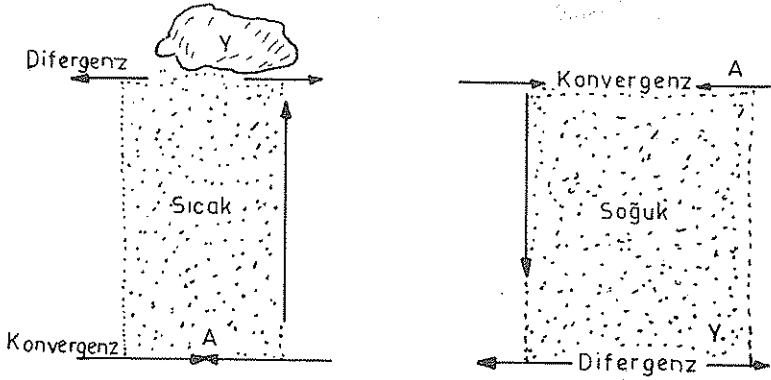
7.3. Eşbasınç Eğrileri ve Etkinlik Merkezleri

Herhangi bir geniş alanda günün aynı saatinde yapılmış hava basıncı ölçmeleri bir harita üzerine işlenir. Basınçları aynı olan noktaları birleştiren eğrilere eş basınç eğrileri veya izobar çizgileri denir. Basınçları eşit noktaların kartografik olarak birleştirilmeleri ile eşbasınç (izobar) haritaları elde edilir. Eşbasınç haritaları hava kütlelerinin hareketleri ve buna ilişkin olarak da hava tahminleri konusunda bilgi verdikleri gibi etkinlik merkezlerinin yerlerini de belirler.

Eşbasınç haritaları incelendiğinde eşbasınç eğrilerinin bazen birbirlerine koşut gittiklerini bazen de eğrilerle birbirlerinden uzaklaştıkları veya yaklaştıkları görülür. Eşbasınç eğrilerinin kapalı birer daire oluşturdıkları yerler alçak ve yüksek basınç merkezlerini oluştururlar.

Farklı alanların farklı ısınmaları nedeni ile sıcaklıkları farklı hava kütleleri yan yana bulunabilirler. Bu durumda atmosfer içinde belirli bir yükseklikte soğuk havanın bulunduğu bölgede hava kütlesi üzerindeki basınç, sıcak bölgedeki hava basıncından küçüktür. Üst taraftan sıcak hava, basıncı daha düşük olan soğuk hava kütlesi içine doğru hareket eder. Bunun sonucu olarak soğuk bölgede birim hacimde kütle miktarı ve bunun yeryüzüne yaptığı basınç artar. Yeryüzünde böylece bir yüksek basınç merkezi oluşmuş olur (Şekil 7.4). Üst taraftan sıcak havanın soğuk hava kütlesi içine hareket etmesi ile sıcak bölgede hava seyrelir. Bunun sonucu olarak bu hava kütlelerinin yeryüzüne yaptığı basınç azalır, yeryüzünde bir alçak basınç merkezi meydana gelmiş olur. Açıklamadan da anlaşıldığı gibi yeryüzündeki bir alçak basınç merkezinin üstünde bir yüksek basınç merkezi, bir yüksek basınç merkezinin üstünde de bir alçak basınç merkezi bulunur. Yeryüzündeki alçak basınç merkezinde hava hareketi yatay doğrultuda içe (konvergenz) doğru, dikey doğrultuda ise yukarıya doğrudur. Çünkü buraya çevreden gelen soğuk hava ısınarak yükselir. Bunun yanında yeryüzünde yüksek basınç merkezinde hava hareketi yatay doğrultuda içten dışa (difergeniz), dikey doğrultuda yukarıdan aşağıya doğrudur. Yeryüzündeki yüksek basınç merkezinin üstündeki alçak basınç merkezine çevreden gelen daha sıcak hava burada soğuyarak yeryüzüne doğru aşağı iner. Bu tipik hava hareketlerinin neden olduğu alçak ve yüksek basınç merkezlerine özgü sonuçlar vardır. Yeryüzündeki alçak basınç merkezlerinde hava hareketi yukarıya doğru

olduğundan, alçak basınç bölgelerinde yoğunlaşma, bulut ve sonunda yağış meydana gelir. Yeryüzündeki yüksek basınç merkezlerinde ise hava hareketi aşağıya doğru olduğundan aşağı inen hava adiabatik nedenlerle ısınır, bulutlar çözülür ve güneşli havalara meydana gelir.



Şekil 7.4. Yüksek ve Alçak Basınç Merkezlerinin Oluşmaları.

Yeryüzünde oluşan alçak basınç merkezlerine siklonlar, yüksek basınç merkezlerine de antisiklonlar adı verilir. Yeryüzünde belirli bölgelerde uzun yıllar ortalamasına göre belirli mevsimlerde süreklilik gösteren alçak ve yüksek basınç merkezlerine etkinlik (aksiyon) merkezleri adı verilir ve bunlar atmosferdeki hava olaylarını yönetirler. Ülkemizin iklimini etkisi altında bulunduran etkinlik merkezleri aşağıda sıralanmıştır.

1. Yüksek Basınç Merkezleri (Antisiklon Merkezleri)

Sibirya Yüksek Basınç Merkezi: Sibirya'da oluşan, kış aylarında tüm Asya kara kütesini kaplayan bu yüksek basınç merkezi ülkemize kadar uzandığı senelerde kış sert geçer.

Azor Yüksek Basınç Merkezi: Azor adaları çevresinde 35. enlem derecesindeki bölgelerde oluşur.

Akdeniz'in Batısındaki ve Kuzey Afrika'daki Yüksek Basınç Merkezleri.

2. Alçak Basınç Merkezleri (Siklon Merkezleri)

İzlanda Alçak Basınç Merkezi : Kış aylarında İzlanda dolaylarında

bulunur, yaz aylarında kuzeye kayar.

Sibirya Alçak Basınç Merkezi: Sibirya'da ortaya çıkan bir siklon merkezidir.

Bunların dışında Basra Körfezi, Kuzey Afrika, Karadeniz ve Akdeniz'in doğusunda oluşan alçak basınç merkezleri de ülkemizin iklimini etkileyen etkinlik merkezleridir.

7.4. Hava Basıncı ve Hava Haraketine Etkisi

Atmosferde yan yana bulunan bölgelerde farklı ısınma sonucu alçak ve yüksek basınçlar oluşur. Bu iki bölge arasındaki basınç farklılığının giderilmesi için basıncı yüksek olan noktadan basıncı düşük olan noktaya doğru hava harakete geçer. Hava kütlelerini harekete geçiren kuvvet atmosfer içindeki basınç farklılığından doğar. Bu kuvvetin yanında hava hareketini etkileyen başka kuvvetler de bulunmaktadır. Hava hareketini etkileyen ve oluşturan kuvvetler aşağıda verilmiştir.

- Basınç farkından doğan kuvvet (G),
- Coriolis kuvveti (C_h),
- Sürtünme kuvveti (F_s),
- Merkezkaç kuvveti (Z).

1. Basınç Farkından Doğan Kuvvet (G)

Hava hareketini oluşturan birincil kuvvet basınç farkından doğar. Bu kuvvetin büyüklüğü hava hareketinin şiddetini belirler. İki nokta arasındaki basınç farkı büyüdükçe hava hareketinin hızı da artar. İki enlem derecesi arasındaki basınç farkına basınç eğimi adı verilir ve basınç kuvvetinin değeri basınç eğimine bağlıdır.

2. Yer Dönüsünün Saptırıcı İvmesi (Coriolis kuvveti, C_h)

Hava hareketini etkileyen ikinci kuvvet Fransız matematikçinin adına izafeten adlandırılan Coriolis kuvvetidir. Bu kuvvet gerçek bir kuvvet olmayıp, hava hareketinin yönünü değiştirmeye yönelik yerin ekseni çevresinde dönmesinden doğan bir eylemsizlik ivmesidir. Bu ivmenin biri yatay diğeri dikey olmak üzere iki bileşeni bulunmaktadır. Hava haraketi yönünden dikey bileşen bir işlev görmez. Yatay bileşen ise havanın hareket vektörüne sürekli dik olarak etki eder (Şekil 7.5). Bu kuvvetin yönü kuzey

yarımküresinde hava hareket yönünün sağına, güney yarımküresinde ise soluna doğrudur. Yer dönü ivmesinin yatay bileşeninin değeri aşağıdaki eşitlikle hesap edilir.

$$C_h = 2 \cdot W \cdot \sin Q \cdot V$$

Eşitlikte;

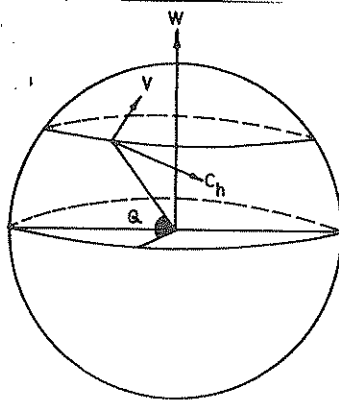
C_h = Yer dönü ivmesi yatay bileşeni (m/s^2),

Q = Enlem derecesi,

V = Hava hareketinin hızı (m/s),

W = Yerin açısal hızı (s^{-1}).

$$W = \frac{2\pi}{86164} = \frac{6,28}{86164} = 0,729 \cdot 10^{-4} (s^{-1})$$



Şekil 7.5. Yer Dönü İvmesinin Hava Hareketine Etki Şekli.

Yukarıda verilen eşitlikte görüldüğü gibi yer dönü ivmesinin değeri havanın hareket hızı ve enlem derecesinin sinüsü ile doğru orantılıdır. Enlem derecelerine göre " $2 \cdot W \cdot \sin Q$ " nin değerleri Çizelge 7.3'te gösterilmiştir.

Çizelge 7.3. Enlem Derecelerine Göre " $2 \cdot W \cdot \sin Q$ " Değerleri.

Enlem	$2 \cdot W \sin Q$	Enlem	$2 \cdot W \sin Q$
0°	0,0	45°	$1,031 \cdot 10^{-4} (s^{-1})$
15°	$0,377 \cdot 10^{-4} (s^{-1})$	60°	$1,263 \cdot 10^{-4} (s^{-1})$
30°	$0,729 \cdot 10^{-4} (s^{-1})$	90°	$1,458 \cdot 10^{-4} (s^{-1})$

Bir V hızı ile hareket eden havanın hareket vektörüne yer dönü ivmesi sürekli dik olarak etki edeceğinden hareket eden hava kütesinin hızı azalmaz, kütlesi r yarıçaplı bir çember çizer (Şekil 7.6). Bu çembere "eylemsizlik çemberi" adı verilir. Eylemsizlik çemberinde yer dönü ivmesi merkezci (centerpedal) bir ivme olarak etki ettiğinden aşağıdaki eşitlik denklenebilir.

$$C_h = 2 \cdot W \sin Q \cdot V = \frac{V^2}{2r}$$

$$r = \frac{V}{2 W \sin Q}$$

Eşitliklerde;

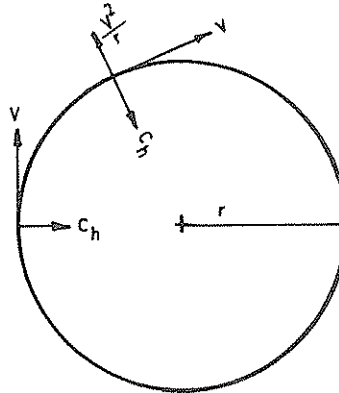
C_h = Yer dönü ivmesi yatay bileşeni (m/s^2),

W = Yerin açısal hızı (s^{-1}),

Q = Enlem derecesi,

V = Havanın hareket hızı (m/s),

r = Eylemsizlik çemberi yarıçapı (m).



Şekil 7.6. Eylemsizlik Çemberi.

Örneğin orta enlem derecesinde 5 m/s 'lik bir hızla hareket eden bir hava kütlesi yarıçapı 50 km olan bir çember çizer. Bu nedenle eylemsizlik yarıçapı 20 km gibi küçük boyutlardaki hava hareketlerinde yer dönü ivmesinin etkisi göz önüne alınmaz.

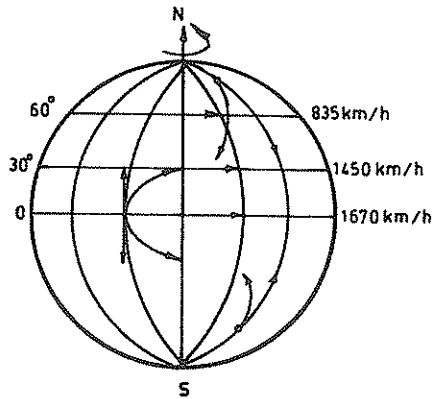
Haraket eden bir hava kütlesinin eylemsizlik çemberini oluşturması için geçecek t süresi aşağıdaki şekilde hesap edilebilir.

$$t = \frac{2 \pi r}{V} = \frac{2 \pi r}{2 W \sin Q r}$$

$$t = \frac{\pi}{W \sin Q}$$

Eşitlikte görüldüğü gibi hareket eden hava kütlesinin bir eylemsizlik çemberi oluşturması için her enlem derecesinde değişik t sürelerinin geçmesi gerekmektedir. Örneğin kutuplarda hareket eden bir hava kütlesi eylemsizlik çemberini 11,967 saatte tamamlar. Bu tam bir yarı yıldız günüdür. Yine 50. enlemde bu çemberi, hareket eden hava kütlesi 15,7 saatte tamamlar. Bu da Foucault sarkacı periyodudur.

Yer dönü ivmesi nedeni ile kuzey yarımküresinde güneyden kuzeye hareket eden hava kütlesinin yönü doğuya, kuzeyden güneye hareket eden hava kütlesinin yönü ise batıya çevrilir. Güney yarı küresinde de durum bunun tersi olmaktadır (Şekil 7.7).

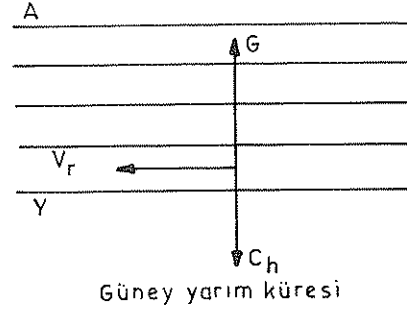
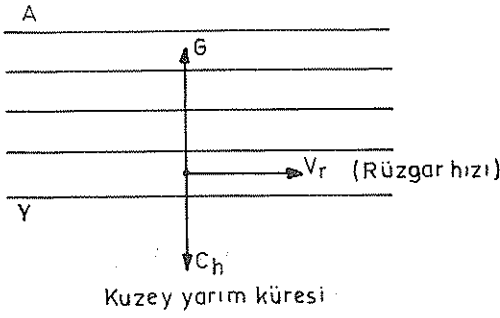


Şekil 7.7. Yer Dönü İvmesinin Hava Hareketini Saptırması.

Yer dönü ivmesi atmosferin 500-1000 m yüksekliğinde rüzgarların doğrultusunun izobarlara paralel bir durum almasını sağlarlar (Şekil 7.8). Bu rüzgarlara "geostroph" 1/ rüzgarları denir. Yer dönü rüzgarları olarak da bilinen bu rüzgarlar, sürtünme nedeni ile toprak yüzeyine yakın atmosfer bölgesinde oluşamazlar. Geostroph

1/ : Geo = yer, Strephein = dönme, Geostroph = yer dönü

rüzgarları basınç farkından doğan kuvvetle Coriolis kuvvetinin etkisinde olup bu iki kuvvet denge sağlamış durumdadır.



Şekil 7.8. Geostroph Rüzgarları.

Geostroph rüzgarlarının oluşması için rüzgar hızı her enlem derecesinde belirli bir değerde olmalıdır.

$$V = \frac{1}{2 \cos Q \cdot \sin Q} \cdot \frac{d_p}{d_n}$$

Eşitlikte;

V = Rüzgar hız (m/s),

Q = Enlem derecesi,

d_p/d_n = Basınç eğimi (iki enlem derecesi arasındaki basınç farkı).

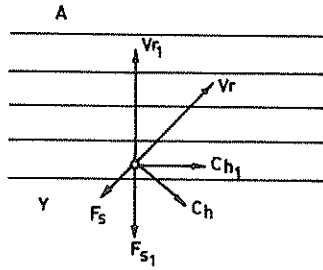
Bazı enlem derecelerinde Geostroph rüzgarların oluşabilmesi için hava hareket hızları Çizelge 7.4'de verilmiştir.

Çizelge 7.4. Geostroph Rüzgarlarının Oluşabilmesi İçin Bazı Enlem Derecelerinde Hava Hızları.

Q	10°	30°	50°	80°
V (m/s)	27,4	9,5	6,2	4,9

3. Sürtünme Kuvveti (F_s)

Sürtünme kuvveti yeryüzü ile hava kütlesi arasındaki sürtünmeden doğar. Bu kuvvet hava hareket ettiği anda etkili olmaya başlar. Sürtünme kuvvetinin yönü hareket yönünün tersi doğrultusunda olup, kuvvetin büyüklüğü hava hareketinin hızına ve havanın hareket ettiği yüzeyin özelliğine bağlıdır. Sürtünme kuvveti nedeni ile yeryüzüne yakın hava hareketinde, hareket hızı düşer ve Coriolis kuvvetinin yön değiştirme etkisi de azalır. Dolayısı ile yeryüzüne yakın yerlerde esen rüzgarın yönü alçak basınç merkezine, sürtünmesiz yükseklerde esenlere göre, daha çok yöneliktir. Başka bir anlatımla rüzgar yönü alçak basınç merkezine olan doğrultudan yükseklerde esenlere göre daha az sapma gösterir (Şekil 7.9). Bunun sonucu olarak da alçak basınç ve yüksek basınç bölgeleri arasında basınç dengesi daha kısa zamanda sağlanacağından bu yerlerde rüzgarlar daha kısa ömürlü olurlar.



Şekil 7.9. Sürtünme Kuvveti Etkisiyle Rüzgar Yönü.

Okyanus yüzeyinde sürtünme küçük olduğundan, hava hareketinde sürtünme nedeniyle hız düşmesi de küçüktür. Bu durumda Coriolis kuvvetinin saptırıcı etkisi karalara göre daha fazla olacağından hava hareket yönü alçak basınç merkezinden daha çok sapar, basınç dengelenmesi uzun sürer ve rüzgar daha uzun süre devam eder.

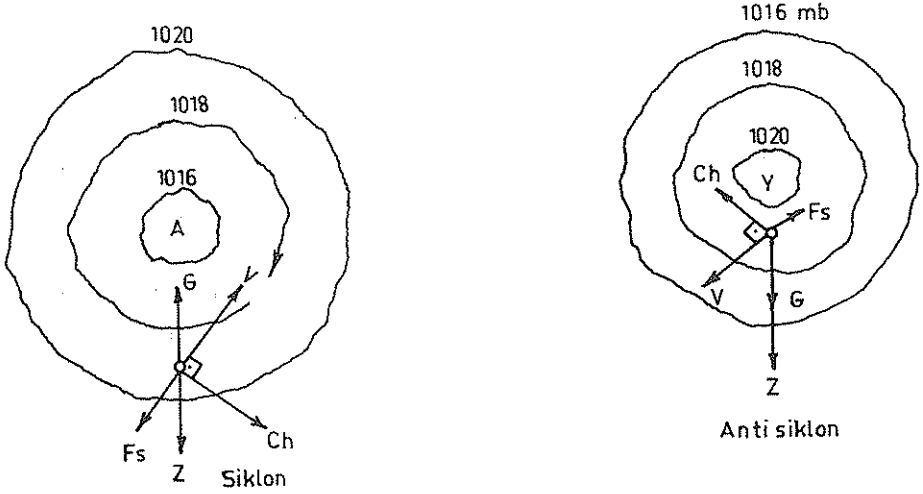
Atmosferin üst katlarında esen rüzgarlar asıl doğrultulardan 90° kadar sapabilmelerine karşın, 500 m'nin altında esen rüzgarlar sürtünme kuvveti nedeni ile daha fazla sapmayıp asıl doğrultularından en çok 60° 'lik bir sapma gösterebilirler.

4. Merkezkaç Kuvveti (Z)

Merkezkaç kuvveti izobarların eğri olması durumunda hava hareketini etkiler.

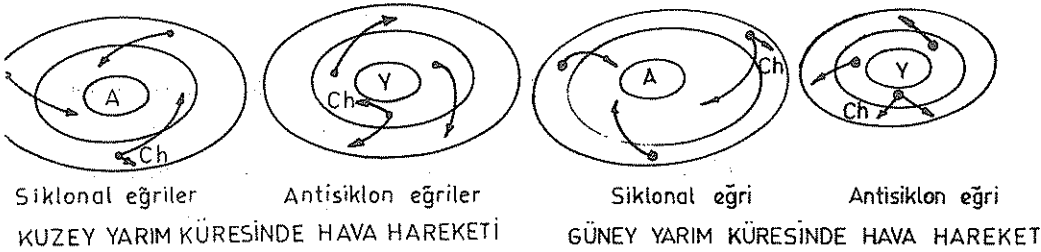
İzobarların eğriliği siklonal yani izobarlar bir alçak basınç merkezini çevreleyen

ise merkezkaç kuvveti hava hareket hızını dindirici etki gösterir (Şekil 7.10). İzobarlar antisiklonal özellikte ise yani bir yüksek basınç merkezini çevreliyor iseler merkezkaç kuvveti hava hareketini hızlandırıcı yönde etki yapar.



Şekil 7.10. İzobarlar ve Merkezkaç Kuvvetinin Hava Hareketine Etkisi.

Alçak basınç bölgelerinde, hava merkeze doğru hareket ettiğinden kuzey yarımküresinden Coriolis kuvvetinin de etkisi ile hareket eden hava saat yönünün tersine bir dönü gösterir. Yüksek basınç bölgelerinde ise hava hareketi içten dışa olup, saat yönünde bir dönü göstermektedir (Şekil 7.11).



Şekil 7.11. Alçak ve Yüksek Basınç Merkezlerinde Hava Hareketlerinin Yönü.

7.5. Atmosferik Sirkülasyon (Dolaşım)

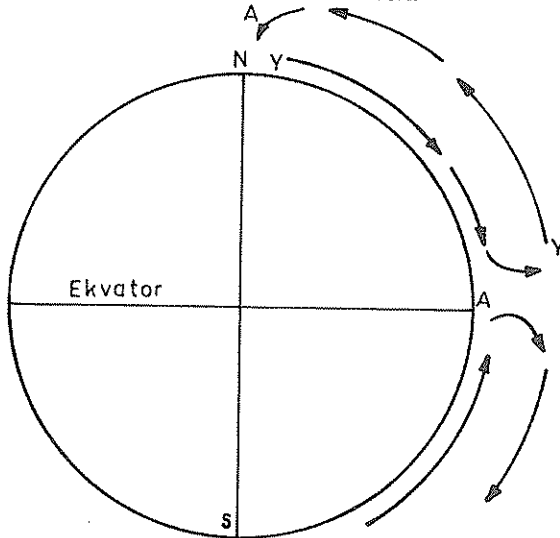
Hava kütlelerinin meteorolojik yasalara uygun olarak yeryüzünde dolaşımına atmosferik veya gezegensel sirkülasyon denir.

Termik nedenlerle oluşan hava hareketi basınç farklılıklarından doğan kuvvetin ve hava hareketini uyarlayıcı kuvvetlerin etkileri altında bulunur.

Hava hareketi birinci derecede basınç farklılığından doğar. Basınç farklılığı ise farklı güneşlenme ve ısınmanın sonucu olarak ortaya çıkar. Tüm yeryüzü göz önüne alınacak olursa tropik ve subtropik bölgelerde ısı bilançosu pozitif olduğundan sürekli ısı birikimi olmaktadır. Bunun yanında büyük enlem derecelerinde (40°) sürekli bir ısı açığı hüküm sürer. Bu durumda ekvator bölgesinde toprak yüzeyinde sürekli alçak basınç merkezi olacak, atmosferin yukarı katlarında ise bir yüksek basınç bölgesi bulunacaktır.

Kutup bölgelerinde toprak yüzeyinde yüksek basınç, 1-2 km yükseklikte ise alçak basınç bölgeleri bulunur. Teorik olarak ekvator bölgesinde yükselen hava yukarıdan kutuplara doğru hareket ederek buradan aşağı inmesi, buradan da yeryüzüne yakın bir kattan tekrar ekvatora doğru hareket ederek kapalı bir sirkülasyon sistemi oluşması gerekir (Şekil 7.12). Ekvatorla kutuplar arasındaki bu dolaşım teorik olup, gerçekte ise bu şema bazı faktörlerin etkisi altında kalarak değişik bir durum gösterir. Bu etkileyici faktörler şunlardır:

- Yerin kendi eksenini etrafında dönmesi sonucu meydana gelen Coriolis kuvveti,
- Toprağa yakın hareket eden hava kütlelerinin etkilendiği sürtünme kuvveti,
- Karaların ve denizlerin farklı termik özellikleri.

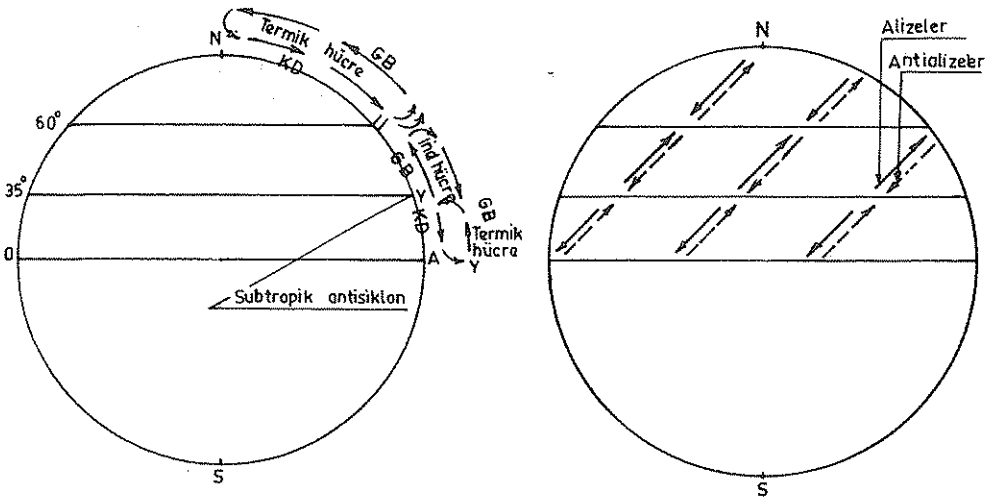


Şekil 7.12. Teorik Olarak Ekvatorla Kutuplar Arasındaki Hava Hareketi.

Bunlardan en önemlisi Coriolis kuvvetidir. Bu kuvvet nedeni ile kutuplarla ekvator arasında doğrudan doğruya kapalı bir dolaşım olası değildir ve çeşitli kuşaklarda hava hareketi yönünde değişimler olmaktadır. Atmosferin genel sirkülasyonunun mekanizması ilk kez Hadley (1735) tarafından açıklanmaya çalışılmıştır. Bu görüş

sonradan Ferrel (1860) tarafından değiştirilerek "3 hücre kuramı" denen bir görüş getirilmiştir. Bu kurama göre termik nedenlerle ortaya çıkan hücrelerden birincisi sıcak kuşakta oluşur (Şekil 7.13).

Ekvatorda ısınan hava yükselir, yüksekte kutuplara doğru harekete geçer. Coriolis kuvvetinin etkisi ile güneybatıdan kuzeydoğuya doğru esen bu rüzgarlar antializeler adını alırlar. Bu hava kütlesi 35° enlemler (Rossbreiten = sıcak kuşak)'de soğuyarak aşağıya inerler ve subtropik antisisiklonları oluştururlar. Yeryüzünde ise $30-35^{\circ}$ enlemlerdeki bu yüksek basınç bölgelerinde hava ekvatora doğru hareket ederek Coriolis kuvvetinin de etkisi ile batıya yönelir ve alizeler adını alırlar.



Şekil 7.13. Üç Hücre Kuramına Göre Atmosferde Genel Hava Hareketi.

Termik nedenlerle oluşan hücrenin ikincisi kutuplarda oluşur. Kutuplarda soğuyan hava aşağıya iner, yeryüzünde ekvatora doğru akmaya başlar. Yerin dönmesi nedeniyle batıya yönelirler ve batı rüzgarlarının etkisiyle 60° enleminde tekrar yükselirler.

Bu iki termik hücrenin arasında kalan üçüncü hücrenin oluşumu termik koşullardan ileri gelmez. Bu hücre daha çok komşu hücrelerle olan sürtünme etkisiyle olur.

Son yapılan aerolojik ölçmeler, bu üç hücre kuramının tam geçerli ve atmosferik dolaşımı açıklamada yeterli olmadığını göstermektedir. Bu kuramla gözlem sonuçları şu konularda çelişmektedir.

- Tropik ve subtropik bölgelerde atmosferin üst katlarında antializeler diye adlandırılan rüzgarların kuzey yarımküresinde yalnız güneybatıdan esmesi gerekirken,

gözlemler bu bölgede doğu rüzgarlarının da ortaya çıktığını göstermiştir.

- Orta hücrelerde bu kurama göre yeryüzüne yakın bölgelerde rüzgarların batıdan, yükseklerde ise doğudan esmesi gerekir. Ölçmeler ise tam aksine bu bölge için atmosferin üst katlarında doğuya doğru esen hızlı batı rüzgarlarının karakteristik olduğunu göstermiştir.

Bu kurama göre yalnızca yeryüzüne yakın hava hareketleri gerçekte uyum sağlamaktadır. Global sirkülasyon konusundaki modern (yeni) anlayış dalga kuramına dayanmaktadır.

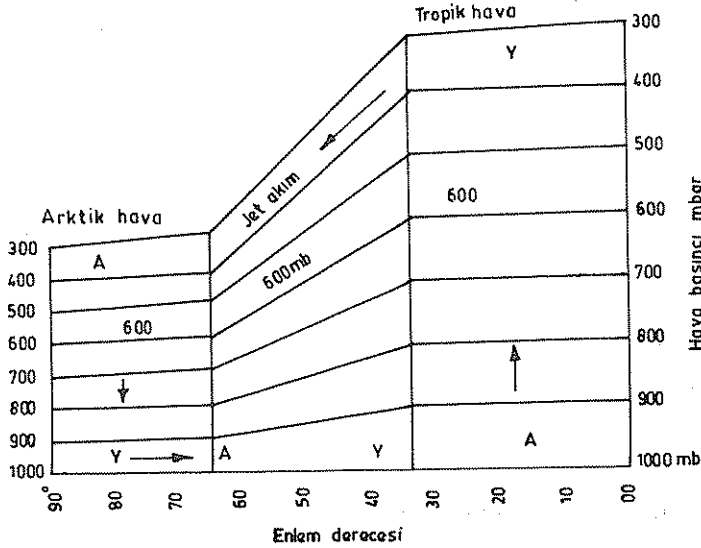
Modern sirkülasyon kuramına göre atmosfer içerisinde geniş boyutlardaki dalga hareketi atmosferik sirkülasyonun temel elemanıdır. Bunun yanında meridyenel sirkülasyon hücreleri ikincil bir rol oynarlar.

7.6. Modern Dolaşım Kuramı

Bu kurama göre her iki yarım küreler üzerinde ekvatorla kutuplar arasındaki basınç eğimi düzgün bir azalma göstermez. Tropik enlemlerde ve kutup bölgelerinde enlemler arasındaki basınç farklılığı ani kaynaşık hava hareketi ile büyük ölçüde giderilir. Bu şekilde 30-35° enlemlere kadar eş sıcaklıklı bir "tropik hava" ve kutuplardan 60-65° enlemlere kadar olan bölgede ise yine eş sıcaklıklı bir "arktik hava" oluşur. Bu eş sıcaklıklı hava kütlelerinin her biri içinde izobarların eğimi, yani basınç eğimi küçüktür. Basınç eğiminin büyük olduğu bölge, bu iki hava kütlesi arasında olup yaklaşık 35-65° enlem daireleri arasında bulunur (Şekil 7.14). Özet olarak ekvator'dan 35° enleme doğru yavaş yavaş giden basınç azalması, 35° enlemden 65° enleme kadar hızlanır ve 65° enlemden kutuplara doğru yeniden yavaşlar.

Diğer yönden yüksekliğe bağlı olarak basınç azalması soğuk hava kütleleri içinde daha hızlı olduğundan, tropik hava ile arktik hava arasındaki basınç eğimi yeryüzüne yakın tabakalarda küçük, yükseklerde ise büyüktür.

Yukarıda açıklanan basınç eğiminden dolayı 35° enlemlerden 65° enlemlere doğru hava akımı başlar. Atmosferin yüksek katlarında basınç eğiminin değeri daha büyük olduğundan, bu kesimdeki rüzgar hızı da yüksektir. Rüzgar hızına paralel olarak Coriolis kuvvetinin saptırıcı etkisi de büyüdüğünden, kuzey yarımküresinde güneyden kuzeye olan hava akımının yönü doğuya çevrilerek, batı akımlarına dönüşür. Yeryüzüne yakın kesimlerde ise sürtünme nedeni ile rüzgar hızı düşük olduğundan rüzgarlar yalnızca kuzeydoğuya, güney yarımküresinde ise güneydoğuya yönelir.



Şekil 7.14. Enlem Derecesine Göre Hava Basıncı Eğimleri.

7.7. Rüzgarın Tarımsal Yönden Önemi

Hava kütleleri arasında ortaya çıkan değişimle ilgili konular gözden geçirilirken, ısı ve su buharı taşınmasına ilişkin bütün durumlarda rüzgarın önemli rol oynadığı göz önüne alınmalıdır. Bu nedenle rüzgar olayı üzerinde özellikle durulması gerekir.

Karasal ve denizsel rüzgarların oluşumunda radyasyon büyük rol oynamaktadır. Gündüzleri güneş radyasyonunun şiddetli olduğu sıralarda, karalar üzerindeki hava tabakaları ısınarak dikey doğrultuda, dikey olarak yükselmeye başlar. Daha soğuk olan denizler üzerindeki hava tabakaları da karaların kıyı kesimlerine doğru harekete geçer. Böylece denizlerden karalara doğru rüzgarlar eser. Yükselen sıcak hava denizler üzerinde tekrar soğuyarak alçalır ve yeniden dolaşıma katılır. Dikey dolaşımla alt tabakalarda denizlerden karalara doğru, üst tabakalarda ise karalardan denizlere doğru rüzgarlar meydana gelmektedir. Geceleri kara yüzeyleri, denizlere oranla daha çok soğuduğu için yukarıda belirtilen durumun tersi yönlerde hava akımları ortaya çıkar. Bu şekilde geceleri karalardan denizlere doğru rüzgarlar esmeye başlar.

Rüzgar, hız ve süresine bağlı olarak bitkilerin transpirasyonuna, toprak yüzünden olan evaporasyona, bitki tohumlarının yayılması ve taşınmasına doğrudan doğruya; sıcak ve soğuk hava kütlelerinin bir yerden diğer bir yere taşınması ile de bulut ya da sisin bir yerden diğer bir yere götürülerek bağıl nem, ışıqlanma ve sıcaklık üzerine dolaylı olarak etkide bulunmaktadır.

Bitkiler için en uygun rüzgar hızı 3-5 m/s'dir. Bu hız bitkilerde herhangi bir mekanik zarar ortaya çıkarmaz. 3-5 m/s rüzgar hızında, bitki köklerinin topraktan aldığı su ile yaprak yüzeyinden terleme yolu ile kaybettiği su miktarları dengededir. Bu hız bitkilerde solunum ve transpirasyonun normal seyretmesine, fotosentez için yeterli CO_2 'in sağlanmasına, bitkilerde tozlanma ve dölleme yardımcı olur.

Rüzgar hızı belirli sınırların üzerine çıktığında bazı mekanik zararlara neden olabilir. Rüzgar hızının büyüklüğüne göre ağaç dallarını sallama, tarla bitkilerini bütünüyle yere yatırma, çiçek, tane ve meyveleri dökme, yaprakları parçalama, ağaçları devirme, bina çatılarını uçurma gibi zararlar ortaya çıkabilir.

Rüzgarların bitkilere olan en önemli fizyolojik zararı bitkileri kurutmasıdır. Rüzgar hızı arttıkça bitkilerde transpirasyonla su kaybı armakta; bitkinin yaptığı kuru madde miktarı ise azalmaktadır.

Bitkiler rüzgarın kurutucu etkisinden kendilerini koruyabilmek için stomalarını kapatırlar. Bu durum bitkilerin solunum ve fotosentezlerini tam olarak yapmalarını önler. Rüzgarlar, fotosentez için gerekli olan yeterli miktarda CO_2 'i bitki çevresinden uzaklaştırırlar. Rüzgarın bu olumsuz etkileri sonucu bitkide büyüme çok yavaşlar ve bitkilerde cüceleşme ortaya çıkar.

Rüzgarın en önemli olumsuz etkilerinden biri de toprak parçacıklarını bir yerden diğer bir yere sürükleyerek arazi üzerinde taşıyıcı etkiler yapmasıdır. Rüzgarın toprağa yapmış olduğu bu etkiye "rüzgar erozyonu" denir.

Rüzgar erozyonunun olumsuz etkileri, özellikle üzerinde bitki örtüsü bulunmayan ve yıllık yağışı 400 mm'nin altında olan kurak bölgelerde daha çok görülür. Bu gibi yerlerde rüzgar hızı 10 m/s olduğunda çapı 1 mm'ye kadar, rüzgar hızı 20 m/s olduğunda çapı 1-3 mm'ye kadar olan toprak parçacıkları kolayca rüzgar tarafından uzaklara sürüklenebilir.

Rüzgar erezyonu ile toprakların aşınma ve taşınması sonucu bitki kökleri açıkta kalır ve şiddetli rüzgarlarda bitkiler tamamen sökülerek önlerine bir engel çıkıncaya ya da rüzgar hızı kesilinceye kadar rüzgar tarafından taşınırlar. Rüzgar erozyonunun bitkiler üzerindeki diğer bir olumsuz etkisi de rüzgar tarafından taşınan toz, toprak v.b. maddelerin rüzgar hızının azaldığı yerlerde bitkilerin üzerine yığılmasıdır. Bu durumda bitkiler kuru bir toz tabakası ile örtülürler. Toz tabakasının kalınlığı 2-3 mm'yi aştığında tarla bitkileri aşırı su kaybı ve solunum yapmamaları nedeniyle canlılıklarını kaybederler ve ölürler.

Rüzgar erozyonunun yukarıda anılan bu olumsuz etkileri; rüzgar kıranlar, uygun toprak işleme ve ekim yöntemi uygulamaları ile oldukça büyük oranda önlenabilir.

8. SİNOPTİK KLİMATOLOJİ

Sinoptik klimatoloji, iklim elemanlarının etkilerinin ayrı ayrı göz önüne alınmaksızın bunların ortak etkileri sonucu yeryüzünde, büyük alanlar üzerinde ortaya çıkan meteorolojik olayların toplu olarak incelenmesi ve anlaşılmasına çalışılmasıdır. Bir bölgedeki hava durumu meteorolojik elemanların tümünün ortak etkileri sonucunda ortaya çıkar. Sinoptik klimatoloji sinoptik yöntemleri uygulayarak günlük veya uzun süreli hava tahminleri yapmaya yardım eder.

Hava tahminlerinde, üzerinde atmosferin yapı elemanları işaretlenmiş hava haritaları kullanılır. Sinoptik klimatoloji ve hava tahminleri için hava kütlesi ve hava hareketi büyük önem taşır.

8.1. Hava Kütlesi

Sıcaklık, nemlilik ve tabakalaşma gibi fiziksel özellikleri toprak yüzüne yakın kısımlar dışında büyük bir alan içinde aynı olan hava parçasına "hava kütlesi" denir. Bir hava kütesinin özelliği;

- Hava kütesinin ilk oluştuğu bölgenin özelliğine,
- Hava kütlesi hareketi sırasında uğradığı değişikliklere,
- Hava kütesinin oluşma süresine bağlıdır.

Bir hava kütlesi belirli bir coğrafik bölge üzerinde uzun süre kaldığında, bu hava kütlesi üzerinde bulunduğu yeryüzü parçasının etkisinde bir özellik kazanır. Bu durumda toprak yüzüne yakın hava parçasının iklim özellikleri ile bunun üstündeki hava kütlesi arasında bir denge oluşur. Oluşum bölgelerinde hava kütlelerinin hareketlerini coğrafik bölgenin sıcaklığı ve bölgenin yüzeyinin kara veya su yüzeyi oluşu belirler.

Yeryüzünde, hava kütleleri oluştuğu yerlere göre dört ana hava kütesine ayrılırlar.

- Arktik hava (A),
- Polar hava (P),
- Tropik hava (T),
- Ekvatorial hava (E).

Hava kütleleri bölgenin yüzey özelliklerine göre maritim (denizsel) ve kontinental (kıtasal) olarak ikinci bir ayırıma uğrarlar.

a) Arktik Hava : Bunlar arktik bölgeler üzerinde yüksek basınçlarda oluşan soğuk hava kütleleridir. Arktik hava kontinental arktik ve maritim arktik olarak iki grupta incelenir.

Kontinental Arktik (CA): Oluşum bölgeleri kara bölgeler olup, soğuk ve

kurudurlar.

Maritim Arktik (MA): Oluşum bölgeleri deniz üzerindeki bölgeler olup, soğuk ve nemli hava kütleleridir.

b) Polar Hava : Polar hava soğuk hava kütleleridir. Oluşum yerlerine göre kontinental polar hava ve maritim polar hava olmak üzere iki gruba ayrılır.

Kontinental Polar Hava (CP): Kuzey Asya ve Kanada'nın kıtasal antisiklon (yüksek basınç) bölgelerinde oluşan kontinental polar hava kütlesi kurudur.

Maritim Polar Hava (MP): Nemli hava kütlesi olup, Grönland denizleri üzerinde oluşurlar.

Kontinental arktik ve kontinental polar hava kütleleri stabiliteyi ile tanınmışlardır. Bunlar soğuk ve karasal olduklarından mutlak ve bağıl nem içerikleri çok düşüktür. Bu nedenle bulut yönünden yoksuldurlar ve çok ender durumlarda hafif kar yağışlarına neden olurlar. Karalar yazın çabuk ısındığından Sibirya ve Kanada'da ortaya çıkan bu hava kütleleri yalnızca kış aylarında oluşurlar.

c) Tropik Hava : Sıcak ve soğuk hava kütlelerinin oluşum bölgeleri polar cephe (kutup sınırı) tarafından birbirinden ayrılır. Sıcak hava kütleleri polar sınırın güneyinde, subtropik yüksek basınç bölgelerinde veya yaz aylarında kıtalar üzerinde ısı birikimi sonunda oluşurlar.

Kontinental Tropik Hava (CT): Oluşum yerleri Güneydoğu Avrupa'nın ve özellikle Kuzey Afrika'nın karasal bölgeleridir. Bu hava kütlesi kış aylarında yalnızca Kuzey Afrika'da oluşur. Kuru, sıcak ve stabil tabakalaşmışlardır.

Yaz aylarında Sahra'da oluşan kıtasal tropik hava alt katlarında stabil tabakalaşmıştır. Nem içeriğinin azlığı ve üst katlardaki inverziyon bölgeleri, bulut oluşumunu ve yağışı engeller. Bu hava kütlesi Akdeniz üzerinden geçerken nem içeriği artar ve tabakalaşma şekli labil tabakalaşmaya dönüşür.

Maritim Tropik Hava (MT): Oluşum bölgeleri Doğu Atlantik ve Akdeniz'dir. Maritim tropik hava kütlelerinin sıcaklıkları ve nem içerikleri yüksek olup, stabil tabakalaşmışlardır. Bunlar kutuplara doğru hareketleri sırasında soğurlar ve inverziyon bölgeleri altında stratus şeklinde bulutlar oluştururlar. Çoğu kez rüzgarın hafif olması durumunda dikey karışma az olduğundan yalnızca sis meydana gelir.

Bir bölgede oluşmuş herhangi bir hava kütlesi yavaş yavaş hareket ederken, üzerinden geçtiği yeryüzü parçasından etkilenir. Bu hava kütlesi üzerinde bulunduğu yeryüzü parçası ile ısı ve su buharı alış verişinde bulunur ve atmosferdeki dinamik olaylardan da etkilenerek belirli ölçüde özelliğini değiştirir. Örneğin, hava kütleleri oluştukları bölgeden daha sıcak bir bölgeye geldikleri zaman sıcaklıkları alttan başlamak üzere artar. Böylece instabiliteyi de artar ve labil tabakalaşmaya dönüşür. Oluştukları

bölgeden daha soğuk bir coğrafik bölgeye geldiklerinde ise hava kütleleri alttan başlamak üzere soğurlar. Bu nedenle üstte bir inverzyon bölgesi oluşur. Bu da hava tabakalaşmasını ve havayı stabilize eder.

Bir hava kütlelerinin nem içeriği ya yeryüzünden kuvvetli buharlaşma sonunda veya daha yüksekteki hava katından olan yağışlarla yükselebilir. Hava kütlelerinin kendisinden oluşan yağıştan sonra nem içeriği düşer ve sıcaklığında da değişim olur. Bu nedenlerle hareket halindeki hava kütleleri yolları boyunca değişikliğe uğrar ve oluştukları bölgede kazandıkları özellikleri değiştirir. Hava kütleleri genellikle hareketlerinde belirli yolları izlediklerinden, oluştukları bölgenin ve izledikleri yolun bilinmesi ile hava kütlelerinin geçirdiği değişiklik tahmin edilebilir. Hava kütleleri meteorolojik olaylarda ve cephe sistemlerinin oluşmasında önemli rol oynarlar.

8.2. Basınç Oluşumları ve Cepheleler

Atmosferde yüksek ve alçak basınçların oluşmasının termik ve dinamik olmak üzere farklı nedenleri vardır.

- Termik yüksek basınç ve termik alçak basınç, yatay doğrultuda farklı ısınma nedeni ile oluşur.

- Dinamik yüksek basınç, hava kütlelerinin hareket şekilleri nedeni ile oluşur.

Dinamik yüksek basınç oluşumuna, atmosferik sirkülasyondaki birinci hücrede oluşan "subtropik yüksek basınç" örnek gösterilebilir.

Dinamik alçak basınç ise atmosferdeki dikey diskontinite (intikal-geçiş-süreksizlik) yüzeyi boyunca cephe olayları sonucunda oluşur. Hava olayları çoğunlukla dinamik alçak basınç bölgesinde oluştuklarından bu konu daha ayrıntılı incelenecektir.

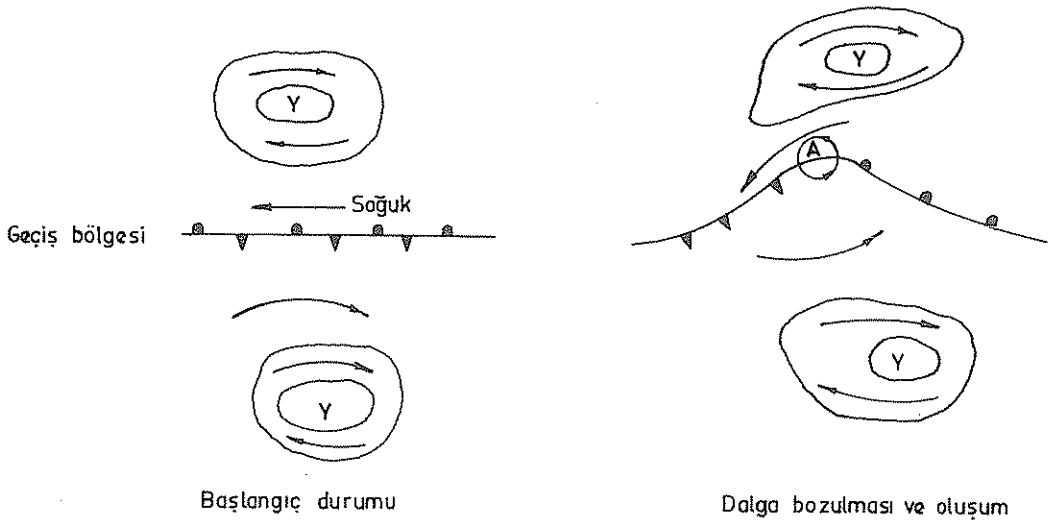
8.2.1. Diskontinite Yüzeyi ve Cepheleler (Alçak Basınç Bölgesinin Oluşumu)

Genel olarak arktik veya polar kökenli soğuk hava kütlesi ile tropik veya subtropik kökenli sıcak hava kütlesi birbirinden farklıdır. Bunlar var oluşlarını büyük ve küçük enlem derecelerindeki farklı ısıma (güneşlenme) bilançosuna borçludurlar. Meridyenel (boylamlar boyunca) ısı iletimi ve hava akımı sonucu bu farklılık kısmen ortadan kalkar ve sıcaklık ekvatoradan kutuplara doğru yavaş yavaş azalır. Bir bölgede yine de bu sıcaklık azalmasının düzeni bozulur, izotermeler birbirine yaklaşır ve sıcak hava ile soğuk hava kütlesi dar bir sınırla birbirinden ayrılır. Bu yüzeye "diskontinite (intikal-geçiş-süreksizlik) yüzeyi" denir. Hava bu bölgede kısa bir alan içinde sıcaklığını ve özelliğini büyük ölçüde değiştirir.

Diskontinite yüzeyinin yerle kesiştiği alanın her iki tarafı cepheleri oluşturur. Toprak yüzeyine yakın tek tek cephelerin birleştirilmesi ile cephesel bölge veya kuşak oluşur. Cephesel kuşak, farklı özellikte iki hava kütesinin arasındaki geçiş bölgesi olarak kabul edilir. Siklonların oluşumunda toprak yüzüne yakın cephelerden çok, troposfer içindeki akımlar daha önemlidir. Bir diskontinite bölgesinde hava oluylarını, sıcak cephe, soğuk cephe ve oklüzyon sınırları etkiler.

8.2.2. Siklonların Oluşumu (Kutup Cephesi Kuramı)

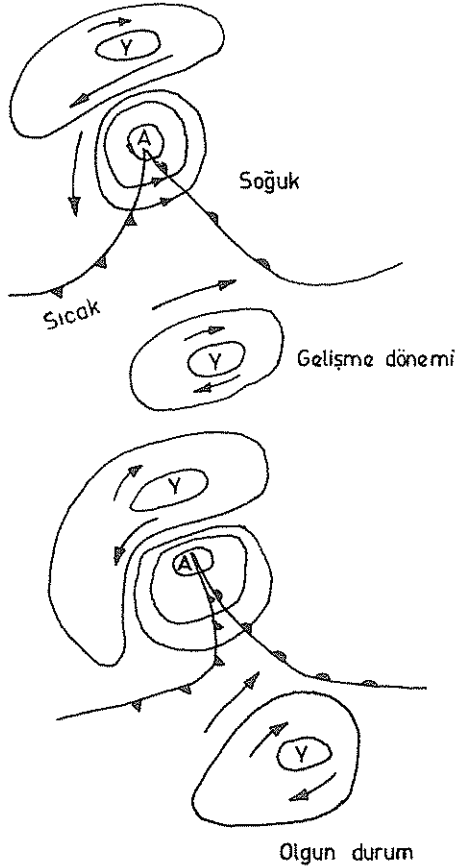
Diskontinite bölgesinin iki tarafında kararlı koşullarda hava akımı zonal (kuşaksal) karakterdedir. Sıcak ve soğuk hava kütleleri yan yana hareket ederler ve dengededirler. Basınç bölgesindeki küçük bir arıza diskontinite çizgisinin dalgalanmasına neden olur. Burada sıcak hava soğuk havanın üstüne doğru önden hareket eder. Soğuk hava da arka alttan sıcak hava içine akmaya başlar. Bu olay siklonik karakterde bir girdap (şiddetli dönme) oluşturur. Girdapta hava akımı yönü kuzeyyarım küresinde saat yönünün tersinedir ve girdabın olduğu yerde basınç azalır (Şekil 8.1). Böylece siklonun ilk çekirdeği oluşmuş olur. İzleyen aşamada tam gelişmiş bir siklon ortaya çıkar. Sıcak bölge disk şeklinde soğuk bölge içine dalmaya başlar ve üç taraftan soğuk hava ile çevrilir. Bu durumda tipik sıcak ve soğuk cepheler tam belirgin olarak görülür.



Şekil 8.1. Siklonların Oluşumu.

Soğuk hava kütlesi arka taraftan, önündeki sıcak havaya göre daha hızlı hareket ettiğinden sıcak bölge yavaş yavaş daralmaya başlar. Bu şekilde siklon yaşlanma

dönemine girer. Çünkü arkadan hızlı hareket eden soğuk hava alttan sıcak hava içine girer ve sıcak hava yukarılara doğru yükselir. Yaşlanma, soğuk cephenin arkadan sıcak cepheye yetişmesine kadar sürer. Soğuk cephenin sıcak cepheye eriştiği duruma oklüzyon denir. Oklüzyon durumunda sıcak hava yükselmiş, yeryüzü ile ilişkisi tümten kesilmiştir ve sıcak hava ile soğuk hava karışmış durumdadır (Şekil 8.2).



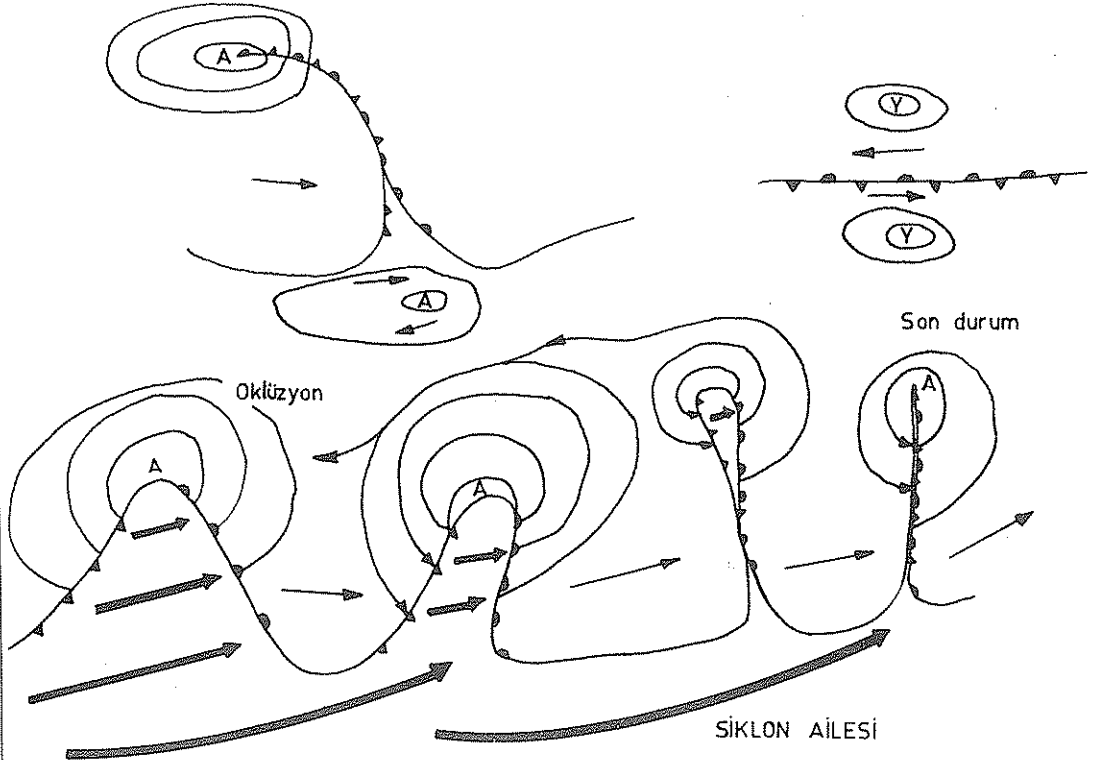
Şekil 8.2 Oklüzyon Oluşumu.

Yükseklere çıkan sıcak hava aniden değiştiğinden siklonun boylamsal hareketi yavaşlar, bunun yerine zonal (kuşaksal hava) hareketi başlar.

Normal olarak siklonlar dış tropik batı rüzgarları nedeni ile doğuya hareket ederler. Ayrıca bunlar tek tek ortaya çıkmazlar. Üç veya dört siklon olarak birlikte görülürler. Bunlara siklon aileleri denir (Şekil 8.3). Bir siklon ailesinin her üyesi siklonik

oluşumun başka bir aşamasında bulunur ve bir siklon ailesinde en doğudaki siklon en yaşlı, en batıdaki ise en genç siklondur.

Soğuk hava kütleleri bazen subtropik bölgelere erişecek şekilde güneye doğru ilerlerler. Bu bölgeye gelen soğuk hava kütlesi ısınarak özelliğini kaybeder ve siklonların oluşumu için gerekli koşullar ortadan kalkar. Siklonlar, polar cephe yeniden oluşuktan sonra yeniden oluşmaya başlar.



Şekil 8.3 Siklon Aileleri.

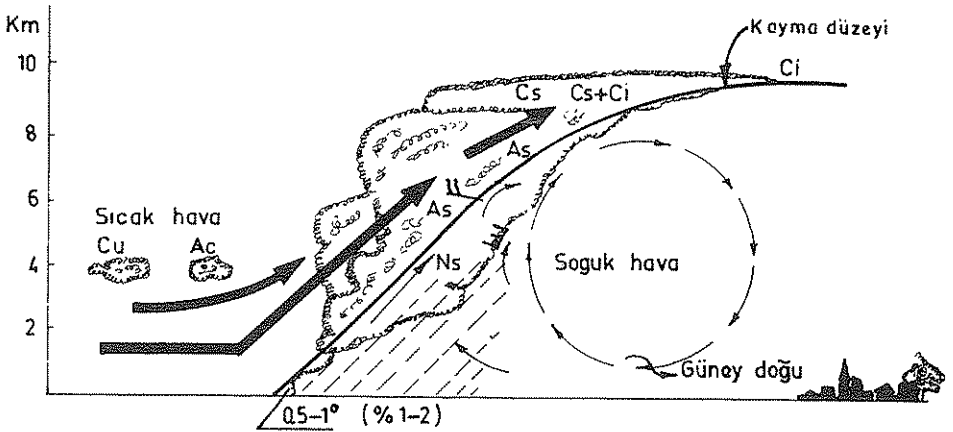
Ülkemizi etkisi altında bulunduran siklon merkezleri, İzlanda, Sibirya ve Basra Körfezi üzerinde oluşmaktadır. İzlanda siklon merkezi kış aylarında 60. enlem derecelerinde oluşur. Yaz aylarında ise daha büyük enlemlere doğru kayar. Bu merkezde oluşan cephe sistemleri ülkemizi etkisi altına alarak doğuya doğru İran ve Hindistan'a geçerler. Siklonlar Sibirya'da ise kış aylarında oluşur. Yaz aylarında karaların çabuk ısınması sonucu bu bölgede siklonları oluşturacak koşullar ortadan kalktığından, yaz aylarında Sibirya'da siklonlar oluşmazlar.

8.2.2.1. İdeal Bir Siklonun Yapısı ve Siklonlarda Hava Olayları

Siklonların sınır yüzeylerinde yani soğuk cephelerde, sıcak cephelerde ve oklüzyonlarda, toprak yüzeyine yakın troposfer tabakasının alt kısımlarında tipik hava olayları meydana gelir. Yüksek kısımlarda ise bu olaylar o kadar belirgin değildir.

1. Sıcak Cephedeki Hava Olayları

Sıcak cephe öne doğru hareket eden sıcak hava kütesinin soğuk hava ile toprak yüzeyinde oluşturduğu sınırdır (Şekil 8.4).



Şekil 8.4. Sıcak Cephe Hava Olayları.

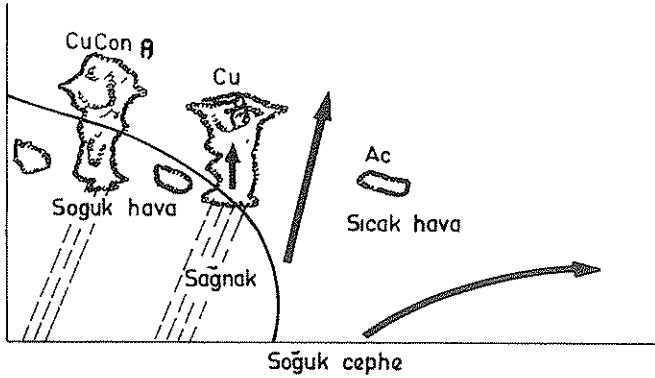
Sıcak hava soğuk hava üzerinde kayarak yavaş yavaş yükselir. Sıcak havanın soğuk hava kütesi üstünde kaydığı yüzeye kayma yüzeyi denir.

Gerçek sıcak cephe bu kayma yüzeyinin yeryüzü ile kesiştiği çizgidir. Hava kütesi kayma yüzeyi boyunca yükseldikçe sıcaklığı adyabatik olarak azalır ve havadaki su buharı yoğunlaşarak bulutları oluşturur. Sıcak cephenin ilk belirtileri yükseklerdeki sirus bulutlarıdır. Cephe yaklaştıkça bulutların yüksekliği azalır ve bulutlar sıklaşır. Aralarından gökyüzünün görülebildiği sirrostratusları (C_s) altostratuslar (A_s) izlemeye başlar. Altostratuslar iyice sıklaştıktan ve yükseklikleri azaldıktan sonra uzun sürecek olan

yağışlar ortaya çıkar. Cephe yaklaştıkça nimbostratus (N_s) bulutları görülür ve yağış devam eder. Sıcak cephenin hemen önünde, cephenin hareket hızına bağlı olarak basınçta ani düşmeler olur.

2. Soğuk Cephe Hava Olayları

Siklonlarda sıcak bölgenin arkasından soğuk cephe gelmektedir. Bu cephenin de kendine özgü hava olayları vardır (Şekil 8.5). Soğuk cephede soğuk hava sıcak hava kütlesi içine alttan girmektedir. Soğuk hava sıcak havayı yukarı iter ve sıcak hava dikey olarak hareket eder. Dikey hareket, atmosferin labil tabakalaşmış olması durumunda daha da hızlanır. Bunun sonucu sıcaklık adyabatik olarak azalır, yoğunlaşma başlar ve konveksiyon bulutları oluşur. Tomurcuk şeklinde olan ve kümülüs kongestus türündeki kaynaşan bu bulutlardan gök gürlemesi ile birlikte sağnak şeklinde yağışlar meydana gelir.



Şekil 8.5 Soğuk Cephede Hava Olayları.

Soğuk cephenin gelip geçmesi ile güneybatıdan esen rüzgar kuzeybatıdan esmeye başlar. Soğuk cephe yaklaştığını önce basınç azalması ile belli eder. Cephe gelip geçmeye başladığı an o noktada önce hızlı, daha sonra yavaş bir basınç artışı görülür. Soğuk cephenin yaklaşması ile önce büyük bir sıcaklık azalması olur ve hava nemliliği düşer. Cepheden sonra hava açılır ve bunu sağnak yağışlar izler.

Soğuk cepheyi genellikle sekonder cepheler izlediğinden hava açılır ve hemen ardından sağnak yağışlar görülür.

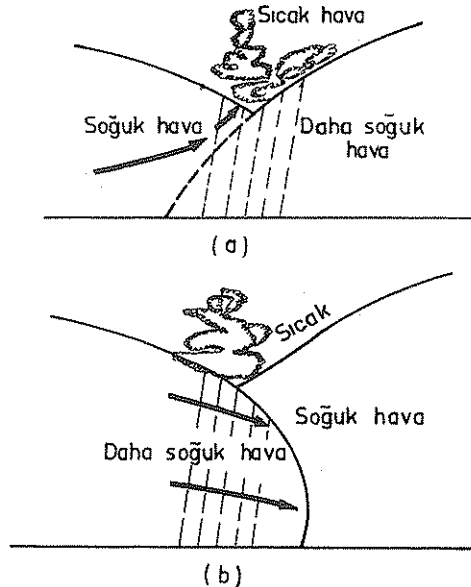
3. Oklüzyon Durumunda Hava Olayları

Oklüzyon durumunda soğuk cephe sıcak cepheye erişmiş ve sıcak havayı tümünden toprak yüzeyinden kaldırmıştır. Yalnızca soğuk hava kütleleri üzerinde sıcak hava yastıkları bulunur. Oklüzyonlar sıcak ve soğuk olmak üzere ikiye ayrılır. Bunların ayrımı oklüzyon yüzeyinin ön ve arkasındaki soğuk havanın termik karakterine göre yapılır.

a) Sıcak Oklüzyonlar (Sıcak Cephe Özelliklerinde Oklüzyon): Oklüzyonun önündeki soğuk hava kütleleri arkasındaki soğuk hava kütlelerinden daha soğuktur. Bu oklüzyonlar sıcak cephe özelliğini taşır. Az soğuk olan hava, daha soğuk olan havanın üzerinde kayarak yükselir. Hava olayları sıcak cephedeki olaylara benzerler. Sıcak oklüzyonlar daha çok kış aylarında görülürler (Şekil 8.6 a).

b) Soğuk Oklüzyonlar (Soğuk Cephe Özelliğinde Oklüzyon): Oklüzyon bölgesi arkasındaki hava oklüzyon çizgileri önündeki havadan daha soğuktur. Bu oklüzyon soğuk cephe özelliği gösterir ve soğuk cephedekine benzer hava olayları görülür. Soğuk oklüzyonlar ilkbahar aylarına özgüdürler (Şekil 8.6 b).

Açıklanmaya çalışılan siklonlar ideal durumdaki siklonlardır. Ender durumlarda siklonlarda bu şekilde soğuk cephe, sıcak cephe ve oklüzyon gibi tüm aşamalar ortaya çıkar. Genellikle siklonlar son aşamaya ulaşmadan siklonik gelişmenin herhangi bir yerinde ortadan kalkarlar.



Şekil 8.6. Oklüzyonlarda Hava Hareketi.

9. GENEL İKLİM TIPLERİ

Yeryüzünün çeşitli bölgelerinde oluşan iklimler özel ve genel karakter taşırlar. Sirkülasyon sistemi içerisinde birçok iklim elemanının durumu ve davranışları ile özellik kazanan iklim tiplerine özel iklim tipleri denir. Yeryüzünde bu özel iklim tiplerinin dışında genel özellikler taşıyan temel iklimler de ortaya çıkar. Genel özellik taşıyan bu temel iklim şekillerine "genel iklim tipleri" denir. Genel iklim tipleri iki şekilde oluşur.

- İklim bölgelerine özgü özelliklerin veya bu bölgelere özgü iklim elemanlarının davranışlarının enlem derecesine bağlı olmayan faktörler tarafından (sirkülasyon sistemi içerisinde coğrafik konumun tek başına etkili olmayacağı şekilde) değiştirilmesi sonucu ortaya çıkarlar. Bu durumda iklim elemanlarının davranış biçimi deniz ve kara dağılımı tarafından etkilenir ve bu şekilde kıta (kontinental) ve okyanus (maritim) iklim tipleri oluşur.

- İklim elemanlarının özel bir dizinin içinde bulunmaları ve coğrafik konum, rölyef, toprak örtüsü gibi faktörlerin etkileri sonucu oluşurlar. Kurak veya nemli iklim (arid ve hümid) sıcaklık, yağış, buharlaşma ve hava nemi gibi elemanların özel durumları sonunda ortaya çıkar.

9.1. Kıtasallık ve Okyanussallık (Kontinentalite ve Maritimite)

Kara ve denizlerin termik özellikleri farklıdır. Güneşten gelen aynı enerji miktarında karalar daha çabuk ısınır ve ısı enerjilerini de aynı ölçüde çabuk kaybederler. Denizlerin ısınması ve aldığı ısıyı çevreye vermesi daha yavaş olur. Bu nedenle okyanustaki günlük ve yıllık sıcaklık değişimleri karalara göre daha dar sınırlar arasında olur.

Denizlerde günlük ve yıllık maksimum değerlere, yavaş ısınma nedeni ile daha geç erişilir. Okyanus ikliminin en önemli özelliği, sıcaklık ekstrem değerleri arasındaki farkın küçük olması ve bunların daha geç ortaya çıkışlarıdır.

Deniz ve karaların farklı termik özellikleri hava nemliliğine de etki eder. Denizlerde buharlaşma için yeterli ve sürekli su bulunmasına karşın, karalarda sürekli su bulunmaz. Bu nedenle denizlerde buharlaşma karalardan daha fazladır. Bunun sonucu olarak okyanus etkisindeki yerlerde havadaki nem miktarı ve bağıl nem oranı yüksektir ve yoğunlaşma için küçük bir soğuma yeterli olmaktadır. Sonuç olarak okyanus iklimleri daha bulutlu ve yağışlı, kara iklimleri daha az bulutlu ve daha az yağışlı olur. Denizlerin bu özelliği, etkisi altına aldığı ada ve kıyı bölgelerinde de görülür. Bu etkinin kıyılardan ne kadar içeri sokulacağı genellikle rüzgar yönüne bağlıdır.

Denizlerden uzaklaştıkça sıcaklığın yıllık dalgalanması arttığından sıcaklığın yıllık

dalgalanma derecesi, bir iklimin kıtasal veya okyanussal olduğunu belirlemek için ölçüt kabul edilmektedir. Sıcaklığın yıllık dalgalanmasına enlem derecesi etkili olduğundan bu durumun da göz önünde bulundurulması gerekir. Enlem derecesi büyüdükçe sıcaklığın yıllık dalgalanması daha büyük sınırlar arasında değişir.

Kıtasallığı belirlemede ilk girişimi 1888'de Zenker yapmış olup, aşağıdaki eşitliği önermiştir.

$$K = \frac{6 A}{5 Q} \cdot 100 - 20$$

Eşitlikte;

K = Kıtasallık derecesi (%),

A = Sıcaklığın yıllık dalgalanması (°C),

Q = Coğrafik enlem derecesi.

Bu eşitlik 1925'de Schrepfer tarafından K değeri, Werchojansk'ta % 100 ve Thorshavn'da % 0 olacak şekilde yeniden düzenlenmiştir. Bu iki istasyondan birincisi yeryüzünün en karasal, diğeri ise en okyanussal iklim tipine sahip olduğu kabul edilmektedir. Eşitlik aşağıdaki şekilde olup, terimler yukarıdaki eşitlikte açıklanmıştır.

$$K = \frac{8 A}{7 Q} \cdot 100 - 14$$

Jwanow 1939'da sıcaklığın yıllık dalgalanması ve enlem derecesi faktörlerine sıcaklığın günlük dalgalanması ile havanın doyma açığını da ekleyerek bir yerin kıtasallık derecesini aşağıdaki eşitlikle belirlemeye çalışmıştır.

$$K = \frac{A_y + A_g + 0,25 D_A}{0,56 Q + 14}$$

Eşitlikte;

K = Kıtasallık derecesi (%),

A_y = Sıcaklığın yıllık dalgalanması (°C),

A_g = Sıcaklığın günlük dalgalanması (°C),

Q = Enlem derecesi,

D_A = Havanın doyma açığı.

Jwanow eşitliğinde sabit değerler; tüm kıyı şeritlerinde K'yı % 100 yapacak şekilde seçilmiştir. Bu eşitlikte yapılan hesaplamalarla yeryüzünün en kıtasal iklime sahip

bölgeleri Orta Asya ve Orta Sahra olup kıtasallık dereceleri % 250-260 arasında bulunmuştur. Yine bu eşitlikle en okyanussal iklimin Macquarri adalarında olduğu hesap edilmiş olup, kıtasallık derecesi (K) % 37 olarak bulunmuştur.

9.2. Nemlilik ve Kuraklık (Humidite ve Aridite)

Arid bölgeler özellikle bitki yokluğu ile kendini gösterir. Bölgeden kaynaklanan ve sürekli akış gösteren nehir bulunmaz. Bu gibi bölgelerdeki akar suların su akıtmaları peryodiktir, sürekli akış gösteren nehirler ise bölge dışından doğmakta ve bölge dışından beslenmektedir.

Gölgelek kısımlar dışında fiziksel ayrışmanın birinci plana çıkması ve kimyasal ayrışmanın azalması veya durması sonucu, bölge topraklarında horizon oluşmamıştır. Toprak içindeki su hareketinin yönü yukarı doğru olduğundan, toprak yüzeyi tuzlarla zenginleşmiştir. Derinden kapillar hareketle çözünüp gelen tuzlar, buharlaşma sonucu yüzeyde çökeler. Bu nedenle tuzlu, kabuk bağlamış araziler arid iklim bölgelerinin bir özelliğidir.

Humid bölgelerde bölgeden kaynaklanan ve sürekli akış gösteren nehir sistemleri bulunur. Toprakta kimyasal ayrışma sonucu horizon oluşmuş ve belirginleşmiştir. Topraktaki su hareketinin yönü aşağı doğru olduğundan toprakta tuz yıkanması olur. Dik yamaçlar dışında bölge tümünden bitkilerle kaplıdır.

Humidite yeterli veya fazla yağışın doğurduğu bir sonuçtur. Aridite ise yalnız başına yağış azlığının neden olduğu bir sonuç değildir. Sıcaklık buharlaşmayı artırdığından yıllık yağış yanında yıllık sıcaklık da ariditede rol oynar. Örneğin; Avustralya'da Daly Waters'te yıllık yağış 628 mm olup, Batı Almanya'da Kassel kentinin yağış miktarı da 630 mm'dir. Bu iki kentin yıllık yağış miktarı eşit olmasına karşın, Daly Waters arid iklime, Kassel ise humid iklime sahiptir. Çünkü Daly Waters'in yıllık ortalama sıcaklığı 26,8°C, Kassel'inki ise 9,8°C'dir.

Bir bölgedeki iklimin aridite derecesini belirlemek için yağış, sıcaklık ve buharlaşma durumu yeterli ölçütler olamamaktadır. Bunların yanında ariditeye; yağışların dağılımı, soğuk veya sıcak mevsimde düşmeleri ve yağış şiddetleri de etkili olur. Örneğin, şiddetli yağışlarda yüzeyden akışlar artar, toprağa sızmalar azalır. Şiddeti düşük yağışlarda ise toprağa sızma miktarı artarak yağış suyunun bölge dışına çıkması daha yavaş ve düzenli olur.

Kurak bölgeler yaklaşık yeryüzündeki karaların % 33'ünü kaplamaktadır. Kurak bölgelerin yayılma alanlarının ağırlık merkezini her iki yarım kürede de subtropik yüksek basınç bölgeleri oluşturur. Bu bölgelerde hava kütlelerinin aşağı hareket etmesi, bulut çözünmesine ve yağış yokluğuna neden olur. Kurak kuşak dışında, Orta ve Kuzey

Asya'da da arid iklim ortaya çıkmaktadır. Buralardaki kuraklığın nedeni konumun kıtasal oluşu ve yaz aylarındaki sıcaklıktır.

Soğuk polar havanın düşük su buharı taşıma yeteneği nedeniyle yaz aylarındaki kuvvetli ısınma sırasında subpolar bölgelerde kısa dönemli kuraklıklar ortaya çıkar. Asya'nın kuzey kıyıları ile Alaska'nın kuzey kıyıları bu bölgelere girer. Donu çözünen topraktan kısa yaz aylarında vejetasyon yeterli su sağlayabildiğinden kuraklık buralarda kendini çok hissettirmez.

Kuraklığı ve nemliliği nicel (kantitatif) olarak birbirinden ayırmak ve bunları birbirine karşı sınırlamak için birçok girişimde bulunulmuş ve bu konuda çeşitli kıstaslar getirilmiştir. İklimin kurak ve nemli olarak sınıflandırılması ve kendi içinde gruplandırılmaları iklim sınıflandırılmasının konusunu oluşturmaktadır.

9.3. İklim Sınıflandırması

İklim tiplerinin belirlenmesi ve çeşitli tiplerinin sınırlanması, amaca uygun kıstaslarla yapılabilir. Kıstasların belirlenmesinde ve sınır değerlerinin oluşturulmasında her iklim elemanı aynı değerde değildir. Çünkü iklim elemanlarından yalnızca birkaçı doğa bilançosuna doğrudan doğruya etki ederler. Bunlar yağış ve sıcaklıktır. üçüncü eleman olarak çoğunlukla buharlaşmadır.

Yeryüzünde iklimin sınıflanabilmesi için, yağış ve sıcaklık değerlerinin kesin bilinmesi gerekir. Burada güçlük verilerin azlığındadır. Yeryüzünün birçok kesiminde istasyon ağı çok seyrek ve eldeki veriler farklı uzunluktaki ölçme periyotlarına dayandıklarından, bunlar karşılaştırılabilir nitelikte değildir. Bunun dışında ölçüm değerlerinin ortalamaları alınmaktadır, fakat bir bölgenin iklim özelliklerini ayrıntıları ile birlikte belirlemek için ortalama değerler yetersiz kalmaktadır.

İklim sınıflandırması iki temele göre yapılmaktadır. Bunlardan birisi "etkin iklim sınıflandırması" diğeri ise "genetik iklim sınıflandırması" dır. Etkin iklim sınıflandırmasında her iklim tipi çoğunlukla vejetasyon çeşidine, arazi özelliğine ve her iklim elemanının yıllık gidişine göre adlandırılır. Örneğin step iklimi; lorbeerorman (defne ağacı) iklimi veya kısı yağışlı iklim bu şekilde ki adlandırılmaktadır.

Genetik iklim sınıflandırmasının temelini atmosferik dolaşım (sirkülasyon) oluşturur. Genetik iklim sınıflandırmasının sakıncalı yönü iklim tiplerinin kantitaif olarak açıklanamamasıdır. Bu nedenle bunların sınırlanması ve karşılaştırması zordur. İzleyen bölümlerde önemli bazı iklim sınıflandırması açıklanmaya çalışılacaktır.

Eski iklim sınıflandırmasında çoğunlukla yalnızca tek iklim elemanı temel alınmakta ve indikatör olarak sıcaklık seçilmektedir. Sonraları bir veya birkaç iklim elemanının kombinasyonu ile sınır veya indeks değerleri oluşturulmaya çalışılmış ve

zaman da önemli bir faktör olarak buna eklenmiştir. İklim ilk kez 2000 yıl önce Parmenides tarafından kabaca sınıflanarak, yeryüzü 5 iklim bölgesine ayrılmıştır. Geçerli bir iklim sınıflaması ise ilk kez 1800 yıllarında Woeikow tarafından başlatılmış ve günümüze kadar birçok iklim sınıflama şekli ortaya çıkmıştır. Bu sınıflamalar genellikle sınıflamayı yapan araştırmacıların adları ile anılırlar.

1. Penck İklim Sınıflaması

Albrecht Penck 1910 yılında kendi adıyla anılan iklim sınıflamasının kıstaslarını ortaya koymuştur ve sınıflamaya temel olarak yıllık toplam yağışla yıllık potansiyel buharlaşmayı almıştır. Buna göre yeryüzünde üç tip iklim ortaya çıkmaktadır.

a) Arid İklim (Kurak İklim): Potansiyel buharlaşmanın yıllık yağıştan büyük olduğu iklime denir. Bunların birbirine eşit olması kuraklık sınırını oluşturur.

b) Humid İklim (Nemli İklim) : Yıllık yağış miktarının yıllık potansiyel buharlaşmadan büyük olduğu bölgelerdeki iklime denir.

c) Nival İklim : Yağışların katı şekilde düştüğü iklimdir. Nival iklim de yağışın tümünün katı formda düştüğü "tam nival iklim", yağışın çoğunluğunun katı formda düştüğü "seminival iklim" olmak üzere iki alt sınıfa ayrılır.

2. Lang İklim Sınıflaması

Bir toprak bilimcisi olan R. Lang (1915) kendi adı ile anılan yağış faktörünü kuraklık veya nemlilik için ölçüt olarak aşağıdaki şekilde tanımlamıştır.

$$f = \frac{Y}{T}$$

Eşitlikte;

f = Yağış faktörü,

Y = Yıllık yağış (mm),

T = Yıllık ortalama sıcaklık (°C).

Sonraları Lang yağış faktörü hesabında sıcaklığın etki derecesinin çok yüksek tutulduğu saptanmıştır. Lang'a göre iklimin sınıflandırılması Çizelge 9.1'de gösterilmiştir.

Çizelge 9.1. Lang'a Göre İklim Sınıflaması.

f	İklim Tipi
<20	Arid (Kurak)
20-40	Semiarid (Yarı kurak)
40-60	Semihumid (Yarı nemli)
60-80	Humid (Nemli)
>80	Perhumid (Çok nemli)

3. De Martonne İklim Sınıflaması

Kurak iklimlerle yağışlı iklimler arasında bir ayırım yapmak amacıyla De Martonne, biri aylık diğeri yıllık kuraklık durumunu belirleyen iki bağıntı geliştirmiştir. Son yıllarda ülkemizde sulama sistemlerinin planlanmasında sulamaya gerek olup olmadığını kararlaştırmada bu bağıntılardan yararlanılır.

- Aylık Kuraklık İndisi

$$I = \frac{y \times 12}{t + 10}$$

Eşitlikte;

I = Aylık kuraklık indisi,

y = Aylık ortalama yağış (mm),

t = Aylık sıcaklık ortalaması (°C).

Yukarıdaki eşitlik yardımıyla belirlenen aylık kuraklık indisi 20'den büyük ise o ay nemli, bu rakamdan küçükse o ay kurak olarak kabul edilir. De Martonne'un aylık kuraklık indeksinin 20 olması; Penck'in, yağışın buharlaşmaya eşit olduğu kuraklık sınırına denk gelmektedir.

- Yıllık Kuraklık İndisi

De Martonne tarafından 1923 ve 1943 yıllarında geliştirilen iki eşitlik yardımıyla bir yerin ikliminin kurak veya nemli olduğuna karar verilebilmektedir.

De Martonne'nin 1923 yılında geliştirdiği yıllık kuraklık indisi;

$$I = \frac{Y}{T + 10}$$

Eşitlikte;

I = Yıllık kuraklık indisi,

Y = Ortalama yıllık yağış (mm),

T = Yıllık sıcaklık ortalaması (°C).

De Martonne bu bağıntıyı büyük iklim bölgelerine uygulayarak, Çizelge 9.2'de verilen iklim sınıflamasını yapmıştır.

Çizelge 9.2 De Martonne İklim Sınıflaması.

Yıllık Kuraklık İndisi	İklim
<5	Çöl
5-10	Çok kurak, çöl ile çevrili bölge
10-20	Kurak bölgeler (sulama zorunlu)
20-30	Ilıman bölgeler (çayır ve bazı bitkiler dışında sulamaya gerek olmayabilir).
>30	Bol ve sürekli akarsular olan bölgeler (sulamaya gerek yok).

De Martonne'un 1943 yılında geliştirdiği yıllık kuraklık indisine ilişkin eşitlikte, en kurak ayın sıcaklığı ile en kurak ayın yağışı arasındaki ilişkiye de yer verilmiştir.

$$I = \frac{\frac{Y}{T + 10} + \frac{12 y}{t + 10}}{2}$$

Eşitlikte;

I = Yıllık kuraklık indisi,

Y = Yıllık ortalama yağış (mm),

y = En kurak aydaki yağış (mm),

T = Yıllık ortalama sıcaklık (°C),

t = En kurak ayın ortalama sıcaklığı (°C).

Bu bağıntı ile bulunan indis değerlerine göre bir bölgenin iklimi Çizelge 9.3'teki gibi sınıflandırılabilir.

Çizelge 9.3 De Martonne İndis Değerlerine Göre İklimin Sınıflaması

İndis	İklim
<5	Çöl İklimi
5-10	Yarı kurak iklim
10-20	Yarı kurak-nemli iklim arası
>20	Nemli İklim

Bir bölgenin su bilançosunu belirlemek için yağış miktarının yanında yağışın dağılımı da önem taşımaktadır. Örneğin yıllık yağış 600 mm olan bir bölgede yağışlar subtropik bölgelerde olduğu gibi kış aylarında düşerse, yaz aylarında su sıkıntısı çekilmesine karşın kış aylarında da taşkınlar ortaya çıkar. Bu nedenle De Martonne'un kuraklık indisi de bir bölgenin iklimini tanımlamaya yetmemektedir.

Reichel tarafından De Martonne eşitliğine yağışlı gün sayısı da sokularak aşağıdaki eşitlik elde edilmiştir.

$$I = \frac{y \times G_y}{t + 10}$$

Yine De Martonne 1935'te kendi eşitliğine yağışlı gün sayısı ile komşu bölgedeki yağışlı gün sayısını da ekleyerek aşağıdaki eşitliği elde etmiştir.

$$I = \frac{y \times G_y}{(t + 10) G_k}$$

Eşitlikte;

y = Yağış (mm),

G_y = Yağışlı gün sayısı,

t = Sıcaklık (°C),

G_k = Komşu bölgedeki yağışlı gün sayısı.

Bu şekilde eşitliğin kullanılma alanı genişletilmesine karşın her bölgede yağış yoğunluğu konusunda yeterli ölçüm bulunmadığından, günümüzde de genellikle De Martonne'un 1923'te geliştirdiği ($I = Y/(T + 10)$) eşitlik kullanılmaktadır.

De Martonne sınıflamasına karşı olanlar, bu sınıflamada sıcaklığın etki derecesinin küçümsendiğini savunmaktadırlar.

4. Köppen İklim Sınıflaması

Wladimir Köppen de yağış ve sıcaklığı temel alarak günümüzde kullanılabilir bir iklim sınıflaması oluşturmuştur. Köppen nemli iklimi kurak iklimden aşağıdaki eşitlikle ayırmaktadır.

$$Y = 2 (T + 7)$$

Eşitlikte;

Y = Yıllık yağış (cm),

T = Yıllık ortalama sıcaklık (°C).

Bu eşitlik özellikle belirli yağışlı bir dönemi olmayan yerler için geçerlidir. Yağışlar çoğunlukla yaz aylarında düşerse kuraklık sınırı aşağıdaki eşitlikle verilmektedir.

$$Y = 2 (T + 14)$$

Yağışların özellikle kış aylarında düştüğü bölgeler için kuraklık sınırı ise aşağıdaki eşitlikle belirlenir.

$$Y = 2 T$$

Köppen üç astronomik kuşak üzerinde 6 temel iklim tipi ayırmaktadır. Bu iklim tipleri büyük harflerle gösterilir.

- A İklimi : Tropik Yağmur İklimi

Kışsız, tropik yağışlı orman iklimidir. En soğuk ayın sıcaklık ortalaması 18°C'nin üstündedir.

- B İklimi : Kurak Step İklimi

Kurak iklimdir. Yağış miktarı kuraklık sınırının altında bulunur. B iklimi BS ve BW olmak üzere ikiye ayrılır. BS yarı kurak step iklimi, BW ise tam kurak çöl iklimi olarak tanımlanmaktadır. BS ile BW arasındaki sınır yukarıdaki eşitliklerin yarılanması ile bulunur (Çizelge 9.4).

Çizelge 9.4. B İkliminin Sınırları.

Özellik	BS (Step)	BW Çöl)
Kış yağışlı	$Y > T$	$Y < T$
Yağışlar her mevsim düzgün	$Y > T + 7$	$Y < T + 7$
Yaz yağışlı	$Y > T + 14$	$Y < T + 14$

- C İklimi : Sıcak Ilıman İklim

Yağışlar yıl boyunca kuraklık sınırının üzerindedir. En soğuk ayın sıcaklık ortalaması -3°C ile $+18^{\circ}\text{C}$ arasında bulunur. En sıcak ayın ortalama sıcaklığı 10°C 'nin altına düşmez.

- D İklimi : Kar ve Orman İklimi (Boreal İklim)

Yalnızca kuzey yarımküresinde görülen bir iklimdir. En soğuk ayın sıcaklık ortalaması -3°C 'nin altında, en sıcak ay ortalama sıcaklığı 10°C 'nin üstündeki iklimdir.

- E İklimi : Tundra İklimi (Soğuk İklim)

Genellikle B iklimi çevresinde oluşur, en sıcak ayın ortalama sıcaklığı 0°C ile -10°C arasında bulunur.

- F İklimi : Polar veya Arktik İklim (Buzul İklimi)

En sıcak ayın ortalama sıcaklığı 0°C 'nin altındadır.

Köppen iklim sınıflamasında büyük harflere küçük harflerin eklenmesi ile her iklimde kurak periyodun zamanı; yağışın ve hava nemliliğinin seyri belirtilerek temel iklim tipleri alt gruplara ayırır. Eklenen harfler ve anlamları aşağıdaki şekildedir.

w = Kışları kurak iklim : A ikliminde en kurak ay 6 mm'nin altında yağış alır. C ve D ikliminde en kurak ayın yağışı en yağışlı ay yağışının 1/10'undan azdır.

s = Yazları kurak iklim : C ve D ikliminde soğuk aylardaki en çok yağış, yaz aylarındaki en düşük yağışın 3 katından fazla düşen iklimlerdir.

f = Her mevsim nemli iklim.

m = Kışı kurak iklimle her mevsim yağışlı iklim arası tropik muson iklimi.

Bu küçük harflerin büyük harflerle dizinimleri ile 11 iklim tipi ortaya çıkar. Söz konusu 11 iklim tipinin yeryüzünde kapladığı alanlar yeryüzünün yüzdesi olarak Çizelge

9.5'te gösterilmiştir.

B, C ve D iklimlerine üçüncü olarak aşağıdaki küçük harflerin eklenmesi ile bu iklimlerin termik özellikleri tam olarak tanımlanmaya çalışılmıştır.

Çizelge 9.5. İklim Tipleri ve Yeryüzündeki Dağılımı.

Simge	Özellik	Etkilediği Kara Alanı ($\times 10^6$ km ²)	Yeryüzündeki Kara Alanına Oranı (%)
A	Af Tropik her mevsim yağışlı orman iklimi	14,0	9,3
	Aw Kışları kurak savan iklim	15,7	10,6
B	BS Step iklimi yarı kurak	21,2	14,0
	BW Çöl iklimi	17,9	12,0
C	Cw Sıcak, kışları kurak iklim (sinezik iklim)	11,3	7,5
	Cs Sıcak, yazları kurak iklim (etesizien iklim)	2,5	1,7
	Cf Nemli sıcak iklim	9,3	6,2
D	Dw Soğuk, kışları kurak iklim (transbaykal iklimi)	7,2	5,0
	Df Soğuk, kışları nemli iklim	24,5	16,0
E	E Tundra İklimi	10,5	7,0
F	F Sürekli don iklimi (buzul iklimi) Arktik iklim	15,7	10,6

a= En sıcak ayın ortalama sıcaklığı 22°C'nin üstünde,

b= En sıcak ayın ortalama sıcaklığı 22°C'nin altında fakat 18°C'nin üstünde,

c= Aylık ortalama sıcaklık yalnızca 1 ay 10°C'nin üstünde, en soğuk ay ortalama sıcaklığı -3°C'nin üstünde,

d= Aylık ortalama sıcaklık yalnız 1 ay 10°C'nin üstünde, en soğuk ay ortalama sıcaklık -3°C'nin altında.

Örneğin Csa İklimi : Sıcak ılıman, yazları kurak, yaz sıcaklığı 22°C'nin üstünde olan bir iklimi tanımlamaktadır.

B iklimlerinde ise üçüncü sıraya getirilen küçük harflerle bu iklimin termik özelliği tam olarak açıklanmaya çalışılır.

g = Ganj tipi sıcaklık : Sıcaklık maksimumu yaz gündönümünden ve yağışlardan önce ortaya çıkar.

t = Kap-Verdi sıcaklık seyri: En sıcak ay sonbahara doğru kayar.

t' = Sudan tipi : En soğuk ay kış gündönümünden sonra ortaya çıkar.

Örneğin BSw b g iklimi şu şekilde açıklanabilir. Kışları kurak (w), en sıcak aylar 18°C'nin üstünde (b), yaz maksimumunun gündönümünden önce ortaya çıktığı (g) ,step iklimi (BS).

Köppen sınıflamasına başka harf eklemeleri de yapılarak iklimin daha detaylı belirlenmesi yapılabilmektedir.

5. Thornthwaite İklim Sınıflaması

Thornthwaite'in iklim sınıflaması 1931 yıllarında ortaya koyduğu prespitasyon etkinliği diye adlandırılan PE indeksine dayanır. Aylık prespitasyon etkinliği veya aylık PE indeksi aşağıdaki eşitlikle hesap edilir.

$$PE = 1,65 \left(\frac{t + 12,2}{y} \right)^{10/9}$$

Eşitlikte;

t = Aylık ortalama sıcaklık (°C),

y = Ortalama aylık yağış (mm).

Aylık PE değerlerinin toplanması ile yıllık prespitasyon etkinliği elde edilir. Yıllık PE indeksleri ile temel bitki örtüsü arasında bir ilişki kurularak iklim tipleri Çizelge 9.6'da verilmiştir.

İklim tiplerinde termik etkinlik (TE indeksi) de belirlenerek, PE indeksi ile kombine edilir ve iklimin termik özellikleri tanımlanır. Aylık TE indeksi aşağıdaki şekilde hesap edilir ve bunların toplanması ile yıllık TE indeksi elde edilir.

Çizelge 9.6. PE İndekslerine Göre İklim Tipleri.

Yıllık PE İndeksi	Simge	İklim	Bitki Örtüsü
>128	A	Nemli	Yağışlı, orman
64-127	B	Humid	Orman
32-63	C	Semihumid	Çayır
16-31	D	Semiarid	Step
<16	E	Arid	Çöl

$$TE = \frac{1,8 t}{4}$$

Eşitlikte;

TE = Aylık ısı indeksi,

t = Aylık ortalama sıcaklık (°C).

Yıllık termik indeksine göre Thornthwaite 6 iklim grubu belirlemiştir. Bu iki özelliğin kombinasyonu ile iklim iki özelliğe göre tanımlanmış olur. Örneğin DA' semiarid tropik (sıcak) iklimi tanımlamaktadır (Çizelge 9.7).

Çizelge 9.7. TE İndeksine Göre İklim Tipleri.

Simge	Yıllık TE İndeksi	Sıcaklık Özelliği
A'	>128	Tropik (sıcak)
B'	64-127	Mezotermal (orta sıcak)
C'	32-63	Mikrotermal (az sıcak)
D'	16-31	Taiga
E'	1-15	Tundra
F'	<1	Don

İklimin daha kesin belirlenmesinde üçüncü basamak olarak yağışın yıllık dağılımı küçük harflerle gösterilmiştir. Kullanılan harfler ve anlamları Çizelge 9.8'deki gibidir.

Çizelge 9.8. İklim Tiplerinde Kullanılan Harfler ve Anlamları.

Simge	Anlamı
d	Her mevsim kurak
r	Her mevsim yağışlı
s	Yazları kurak
w	Kışları kurak

Örneğin DB'w ile gösterilen bir iklim semiarid, mezotermal (orta sıcak) ve kışları kuraktır.

Thornhwaite bu sınıflamasını 1948'den sonra daha geliştirerek iklimin sınıflanmasında kendi eşitliğiyle hesaplanan potansiyel evapotranspirasyon miktarından hareket etmektedir.

Potansiyel evapotranspirasyonun hesaplanmasından sonra yağışla yıllık potansiyel evapotranspirasyon arasındaki farktan, yıllık su artışı veya yıllık su açığı elde edilmektedir. Su artışı veya su açığı yıllık potansiyel evapotranspirasyona oranlanarak, nemlilik ve kuraklık indeksleri elde edilir.

$$I_h = \frac{S}{PE} \times 100$$

$$I_a = \frac{d}{PE} \times 100$$

Eşitliklerde;

$S = \text{Su artışı (Y - PE)},$

$d = \text{Su açığı (PE - Y)},$

$PE = \text{Yıllık evapotranspirasyon miktarı (mm/yıl; } PE = \sum_{1}^{12} E),$

$Y = \text{Yıllık yağış miktarı (mm)}$

$I_h = \text{Nemlilik (humudite) indeksi,}$

$I_a = \text{Kuraklık (aridite) indeksi.}$

Birçok iklim bölgesinde yılın bir bölümünde su artışı varken bir bölümünde su açığı bulunacağından, Thornthwaite bu iki indeksi genel nemlilik indeksi altında toplamıştır.

$$I_m = I_h - 0,6 I_a$$

Yıllık su artığında I_m 'nin değeri artı, yıllık su azlığında I_m 'nin değeri eksidir. Yıllık nemlilik indeksine (I_m) göre iklimin sınıflaması Çizelge 9.9'da verilmiştir.

Çizelge 9.9. Nemlilik İndeksine Göre İklim Tipleri.

İklim Simgesi	İklim Tipi	Nemlilik İndeksi (I_m)
A	Perhumid	>100
B ₄	Humid	80 - 100
B ₃	Humid	60 - 80
B ₂	Humid	40 - 60
B ₁	Humid	20 - 40
C ₂	Nemli subhumid	0 - 20
C ₁	Kuru Subhumid	-33 - 0
D	Semiarid	-20 - 0
		-67 - -33
		-40 - -20
E	Arid	-100 - -67
		-60 - -40

Thornthwaite, potansiyel evapotranspirasyonu sıcaklığın bir fonksiyonu olarak kabul etmiş, termik özellikleri potansiyel evapotranspirasyon değerlerine göre ayırmıştır (Çizelge 9.10).

Çizelge 9.10. PE'ye Göre Termik Özellikler.

Simge	İklim Tipi PE (cm)
A'	Megatermal >114
B'	Mezotermal 57 - 114
C'	Mikrotermal 28,5 - 57
D'	Tundra 14,2 - 28,5
E'	Don <14,2

6. Emberger İklim Sınıflaması

İklimin su bilançosu durumuna göre sınıflamasında Emberger'in plüvyotermik sabitesi kullanılabilmektedir.

$$q = \frac{100 Y}{2 \left(\frac{T+t}{2} (T-t) \right)}$$

Eşitlikte;

q = Pulviotermik sabite,

T = En sıcak ayın en yüksek günlük ortalama sıcaklığı (°C),

t = En soğuk ayın en soğuk günün ortalama sıcaklığı (°C),

Y= Yıllık ortalama yağış (mm).

Bu eşitlikte (T - t) değerinin hesaplamaya katılması ile karasallık veya okyanussallık da göz önüne alınmış olmaktadır. Karasal iklimde T-t büyük, okyanus iklimlerinde ise T-t küçük değer taşır (Çizelge 9.11).

**Çizelge 9.11. Plüvyotermik Sabiteye
Göre İklim Tipleri.**

q	İklim Tipi
<20	Çöl iklimi
20-45	Arid
45-65	Semi-arid
>65	Humid

7. Rubner İklim Sınıflaması

Rubner yaptığı iklim sınıflamasında yalnız sıcak gün sayısını ve yağış miktarını temel almıştır. Sıcak gün, ortalama sıcaklığı 10°C'nin üzerinde olan gündür. Rubner sıcak günler sayısına göre iklimi Çizelge 9.12'de gösterildiği gibi sınıflamıştır.

**Çizelge 9.12. Sıcak Gün Sayısına Göre
İklimin Sınıflaması**

Sıcak Gün Sayısı	İklim
1 - 60	Subarktik iklim
61 - 120	Serin iklim
121 - 180	Ilıman iklim
181 - 240	Sıcak ılıman iklim
141 - 300	Sıcak iklim

İklim faktörlerinden yalnız yağış göz önüne alınarak yapılan sınıflamada yeryüzü Çizelge 9.13'te verilen iklim bölgelerine ayrılmaktadır.

Çizelge 9.13. Yıllık Yağış Miktarına Göre İklim Sınıflaması

Yıllık Yağış Miktarı (mm)	İklim
0 - 250	Kurak iklim
250-500	Yarı kurak iklim
500-1000	Kısmen nemli iklim
1000-2000	Nemli iklim
>2000	Çok nemli iklim

8. Aylık Humudite ve Ariditeye Göre İklim Sınıflaması

Yukarıda açıklanmaya çalışılan eşitliklere göre yapılan iklim sınıflamaları iklimin özelliklerini belirlemede yeterli olmamaktadır. Verilen iklim kuşakları yeryüzündeki gerçek vejetasyon kuşakları ile uyum sağlamamaktadır. Diğer yönden bu eşitlikler ekolojik yönden az etkili olan yıllık ortalama değerlerden hareket etmektedirler. Aylık değerleri göz önüne alan eşitlikler de yıllık değer içerisinde toplanarak sınıflamalar yıllık değerlere göre yapılmaktadır. Gerçekte ise bitki yaşamı için çok nemli ve çok kurak dönemlerin zaman ve süreleri önem taşımaktadır. Bu nedenle bazı araştırmacılar aridite ve humiditeyi yıl için değil aylar için belirleme yolunu seçmişlerdir.

W. Lauer, Troll'a dayanarak aylık humidite sınırını belirlemek için De Martonne eşitliğini uyarlayarak Afrika, Orta ve Güney Amerika için iklim haritası hazırlamıştır. Lauer'e göre humidite veya aridite sınırı;

$$\frac{12 \cdot y}{t + 10} = 20$$

olduğu durumdur.

Eşitlikte;

y = Aylık ortalama yağış (mm)

t = Aylık ortalama sıcaklık (°C)

Lauer ve Troll'a göre aylar Çizelge 9.14'de görüldüğü gibi tanımlanır.

Çizelge 9.14. Lauer ve Troll'a Göre Aylık İklim Tipi

$\frac{12 \cdot y}{t + 10}$	Aylık İklim Tipi
>20	Humid ay
20	Kuraklık sınırı
<20	Kurak ay

Her ay için bu şekilde hasaplama yapılarak yıl içerisinde kuraklık veya nemliliğin dağılımı belirlenmiş olur. Troll ve Pfaffen yeryüzünde bu şekilde 5 iklim kuşağı içinde toplam 31 iklim tipi belirlemiştir.

9. Xerotermik İndeksler

Kuraklığı tanımlamak için başka bir olanak da kurak dönem içindeki günleri saymaktır. Burada kurak dönem birbirini izleyen kurak aylar diye tanımlanır. Gaussen'e göre bir ayın kurak sayılabilmesi için o aydaki sıcaklık ve yağış durumunun aşağıdaki şekilde olması gerekir (Çizelge 9.15).

Çizelge 9.15. Kurak Ayda Sıcaklık ve Yağış Durumu.

Aylık Ortalama Sıcaklık (°C)	Aylık Ortalama Yağış (mm)
<10	<10
10-20	<25
20-30	<50
>30	<75

Yukarıdaki şekilde kurak olarak tanımlanmış ay içerisinde yağışsız gün sayıları belirlenir. Sisli ve çişli günler yarı kurak gün olarak, havanın bağıl nemi % 40'ın altına düşen günler tam kurak gün sayılır. Bağıl nem oranı % 40-60 arasında olan günler 9/10 kurak gün; % 60-80 arasındaki günler 8/10 kurak gün ve % 80'den büyük olan günler ise

7/10 kurak gün kabul edilir. Gaussen ve Bognouls'a göre bu şekilde hesaplanmış Xerotermik indeksin değeri sürekli nemli iklimlerde sıfırdır. Ekstrem çöl iklimlerinde bu değer 365 güne kadar çıkabilmektedir.

Sürekli nemli iklim sınırı 40 kurak gün ile belirlenmiştir. Kurak günlere göre iklim aşağıdaki şekilde sınıflanabilir (Çizelge 9.16).

Çizelge 9.16. Kurak Günlere Göre İklim Tipleri.

Kurak Gün Sayısı	İklim ve Vejetasyon Kuşağı
40-100	Meşe kuşağı
100-150	Kiefern kuşağı
150-200	Steplerin nemli kısımları (Yağışa dayalı tarım yapılabilmektedir).
200-300	Yüksek plato stepi
>300	Yarı çöl ve çöl

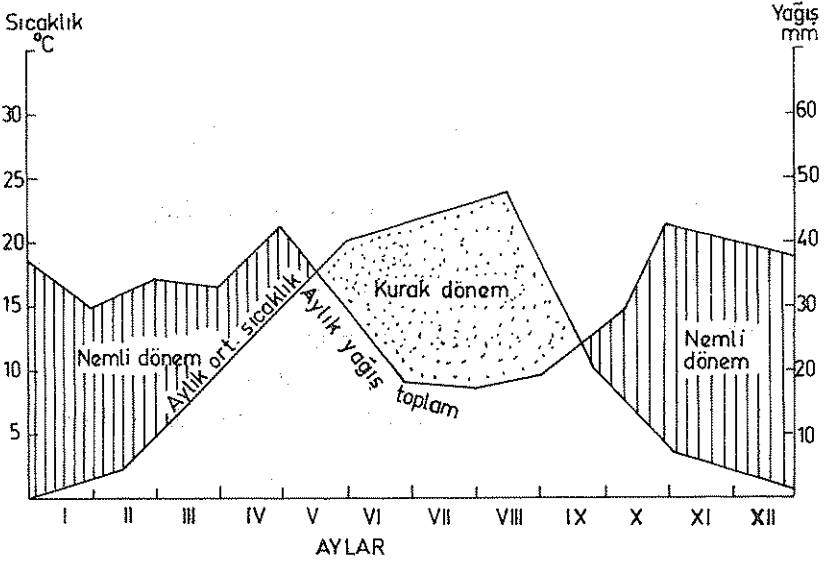
10. Plüvyotermik Diyagramlarla İklimin Ayırımı

Bir iklimin nemliliği veya kuraklığı konusunda plüvyotermik diyagramlar kullanılarak fikir edinilebilir. Bu şekilde bir diyagram Gaussen ve Bognouls (1952) tarafından geliştirilmiş ve H.Walter (1955) tarafından yeniden düzenlenerek çeşitli iklim bölgelerine uygulanmıştır.

Plüvyotermik diyagramlar aylık ortalama yağış ve ortalama sıcaklıklardan elde edilir. Bir koordinat sisteminde apsiste aylar, ordinatta ise hem sıcaklık hem de yağış gösterilir. Ordinatta sıcaklıkla yağış bölümlmeleri 10°C sıcaklık, 20 mm yağış gösterecek şekilde seçilir. Çizilen diyagramdan aylık yağış eğrisinin aylık sıcaklık eğrisinin altında kaldığı bölge kurak dönem olarak tanımlanır. Diğer bir anlatımla aylık ortalama sıcaklık aylık yağışın yarısından fazla olduğu zamanlar kurak dönemi oluştururlar (Şekil 9.1).

Ordinatta kullanılan $t/y = 1/2$ oranı, kışı soğuk steplerde $1/3$ şeklinde değiştirilmektedir.

Diyagramda kurak dönemler noktalanarak, nemli dönemler ise taranarak belirtilir. Sıcaklığın 0°C 'in altına düştüğü bölgeler taranmaz. Tarama sıfır çizgisi boyunca yürütülür. Taranmış alanların noktalı alanlara oranı yani humid dönemlerin kurak dönemlere oranı o bölgenin kuraklığı veya nemliliği konusunda bilgi verir.



Şekil 9.1. Ankara'nın Plüvyotermik İklim Diyagramı.

Kurak dönemin yanında az kurak dönemler de belirlenmek isteniyor ise $y = 3t$ oranındaki diyagram da çizilebilir. y/t skalası başka eşitliklere de uydurulabilir. Örneğin $y = 2t$ yerine De Martonne-Lauer eşitliğindeki $12y = 20(t+10)$ eşitliğine göre diyagram çizilebilir. Burada aridite ve humidite indeksi iklimin su bilançosuna göre niteliksel bir sınıflamasını verir.

10. FENOLOJİ VE TARIMSAL KLİMATOLOJİ

Fenoloji, bitkilerin vejetasyon periyotları sırasında oluşan değişik gelişme dönemlerini inceleyen bir bilimdir. Meyve ağaçlarında tomurcuk oluşumu, çiçek açma, olgunlaşma, yaprakların sararıp dökülmeleri; tahıllarda ekim, çimlenme, sapa kalkma, başaklanma, çiçeklenme, erme ve hasat; hayvanlarda üreme, otlama, kuşların göçü, kış uykusu ve emzirme ile ilgili olayların oluş zamanları konusunda bilgi toplamaktır. Kısaca fenoloji, atmosfer ve biyosferdeki önemli mevsimsel değişimler ve oluşumlarla ilgilenmektedir. İklim değişimlerinin etkisiyle bitkilerde ortaya çıkan yaşamsal gelişme evreleri fenolojik gözlemler yardımıyla tüm bitkiler üzerinde yapılabilir. Genel olarak bölgesel yayılmaları fazla olan bitkiler bu iş için seçilir ve bunlar üzerinde değişik gelişme dönemlerinin ortaya çıktığı zamanların incelenmesine çalışılır.

Fenolojinin kuşlarla ilgili olan dalına Avifenoloji, böceklerle ilgili olan dalına Böcek Fenolojisi, bitkilerle ilgili olan dalına Fitofenoloji, tropikal bitkilerle ilgili olan dalına Tropikal Fenoloji, klimatoloji ile ilgili olan dalına Bölgesel veya Klimatolojik Fenoloji, bitkilerin çiçeklenmeleri ile ilgili olan dalına Floral Fenoloji adları verilir. Tarım ile ilgili olan dalına ise Agrofenoloji denir ki tarımcıları fenolojinin bu dalı ilgilendirmektedir.

Bitkilerin gelişmeleri hava olaylarının etkisi altında olduğu için fenolojinin tarım açısından büyük bir önemi bulunmaktadır. Bu gözlemler yardımıyla meteorolojik olayların gidişi konusunda çok daha duyarlı bilgiler elde edilebilir.

Bitkilerin değişik gelişme dönemlerini gösteren fenoloji (izofan) haritaları incelendiğinde, örneğin kışlık buğday hasadının Türkiye'de güneybatıdan kuzeydoğuya doğru geciktiği görülmektedir. Ege Bölgesinde ve Çukurova'da kışlık buğdayın hasadı mayıs ortalarında başladığı halde deniz düzeyinden 1900 m yükseklikte, Kuzeydoğu Anadolu'da hasad Ağustosun ortalarında yapılabilmektedir.

Fenolojik gözlemler altı grupta toplanır. Bunlar yabani bitkiler ve orman ağaçları, hayvanlar (göçmen kuşlar), meyve ağaçları, kültür bitkileri, bağlar, hastalık ve diğer zararlı. Yabani bitkiler iklim faktörlerinin etkilerini toplu olarak en iyi bir şekilde gösterdiğinden gelişmiş ülkelerde bu tip bitkiler üzerindeki fenolojik gözlemlere özel bir önem verilmektedir. Almanya'da özellikle çiğdem bitkisi üzerinde durulmaktadır. Bunun da nedeni çiğdem ilkbahar başlangıcının belirlenmesini sağlamasıdır. Ülkemizde yabani bitkiler üzerinde yapılmasına çalışılan fenolojik gözlemler çiğdem düğün çiçeği, karamuk, küsküt, gelincik ve çoban çantası gibi bitkiler üzerinde yapılmaktadır. Bu bitkiler üzerinde belirlenen fenolojik devreler; ilk yeşerme, çiçeklenme, çiçeklerin dökülmesi, meyve oluşumu, meyvelerin olgunlaşması ve yaprakların sararmasıdır.

Tarıma zararlı bazı yabani bitkilerin fenolojik gözleme alınması ülkemizin tarımsal

alışmaları yönünden yararlı olabilir. Bu bitkilerin tohumlarının olgunluk zamanı saptanarak, olgunluktan önce toplanmaları sağlanabilir. Tarımsal yönden böylece zararlı olan yabancı otların yayılmalarının önüne geçilebilir. Orman ağaçları doğanın etkisi altında yetiştiğinden orman ağaçlarının fenolojik gözlemlerinin özel bir önemi vardır.

Kültür bitkileri üzerinde yapılan fenoloji gözlemlerinde göz önüne alınacak en önemli konu, ekim tarihinin saptanmasıdır. Yabancı bitkiler ve meyve ağaçlarında böyle bir durum söz konusu değildir. Türkiye'de kültür bitkileri üzerinde yapılan fenoloji gözlemleri bazı gruplara ayrılmış bulunmaktadır. Bunlar sırasıyla tahıllar, baklagiller, endüstri bitkileri, pamuk, tütün, şekerpancarı, patates ve sebzelerdir. Bunlardan tahıllar grubuna buğday, arpa, avdar, yulaf, mısır, pirinç, darı ve kaplıca; bakliyat grubuna fasulye, bakla, nohut, burçak, mercimek; sanayi bitkileri veya endüstri bitkileri grubuna susam, keten, kenevir ve afyon girmektedir.

Fenoloji gözlemlerinde aşağıdaki hususlar göz önünde bulundurulmalıdır;

- Gözlem yapan görevlinin yaptığı fenolojik gözlemlerden ne amaçlandığını bilmesi ve bu amaın iklim faktörleri altında bitki hayatında görülen değişikliklerin saptanması olduğunu hiç bir zaman aklından çıkarmaması gerekir.

- Gözlem yapan görevlinin yöreyi iyi tanınması, tanımıyorsa tanımaya çalışması ve bulunduğu yörenin bitki florası hakkında bilgi edinmesi, yörenin kültür bitkileri bakımından standart tiplerini bilmesi gerekir.

- Fenolojik gözlemlerin doğru olabilmesi ve sonuçtan yarar sağlanabilmesi, ancak gözlem yapan görevlinin titiz ve dürüst davranmasına bağlıdır. Doğru olarak yapacağı gözlemlerin herhangi bir konuda içe yarayacağını düşünmeli ve gerekli duyarlılığı göstermelidir.

Meteorolojik yönden mevsimlerin geldiğini en iyi bitki dünyası gösterir. Hava faktörlerinin, bitki ve hayvan dünyası üzerinde oluşturduğu değişikliklerin saptanması, meteorolojik mevsimlerin geldiğinin anlaşılmasını kolaylaştırır. Bunun anlaşılması için bitkiler dünyasının gözlenmesi gerekir. Örneğin, bazı ülkelerde ilkbaharın geldiği iğdemlerin iek açmasından anlaşılır. Bu nedenle, iğdemlerin iek açma tarihlerinden yararlanılarak çizilen haritayla, ilkbaharın hangi yörelere, ne zaman geldiği saptanmış olmaktadır. Ülkemizin güney yörelerinde ise ilkbaharın geldiğini gösteren en önemli belirti, ahududu'ların yaprak açmalarıdır.

Fenolojik değerlerden yararlanarak çizilen izofan haritaları, o ülke iklimiyle ilgili köklü ve sağlam bilgiler verir. İzofan haritaları, o çevrenin iklimini en güzel bir şekilde tanımlamakta, tarımın ve klimatolojinin en büyük yardımcısı olmaktadır. Bir bitki üzerinde yıllarca yapılmış fenolojik gözlemlere dayanarak çizilen izofan haritalarının daha da yararlı olabilmeleri ancak yoğun gözlem ağlarının kurulmasıyla sağlanabilir.

Kültür bitkileri üzerinde yapılan fenolojik gözlemlerin, bitkelerin ıslahı açısından da önemli bir rolü bulunmaktadır. Fenolojik gözlemler yardımıyla erken yetişen bitki cins ve türlerinin belirlenmesi, erken veya geç donların yol açtığı zararları önleyebilecek çeşitlerin seçilmesi sağlanabilir. Bitki hastalık ve zararları ile yapılacak tarımsal savaşın zamanına ve şekline fenolojik gözlemler yol gösterebilir.

Bölgeler arasında tarımsal klimatoloji bakımından karşılaştırma yapılacağı zaman, fenolojik gözlemlere göre elde edilen takvimden yararlanmak gerekir. Örneğin, Türkiye'de kışlık buğdayın vejetatif gelişme dönemi sırasında oluşan yağış miktarı karşılaştırılamaz. Bu yapılsa, değişik bölgelerde mayıs ve haziran aylarına ilişkin yağışların birbirleriyle karşılaştırılması yanlış sonuçlara neden olur. Bu aylar içerisinde değişik bölgelerdeki bitkiler bütünüyle farklı gelişme durumları gösterirler. Ege bölgesinde buğdaylar bu sırada generatif dönemde bulunmakta ve mayıs ayında hasat bile yapılmaktadır. Buna karşılık Orta Anadolu'nun kuzeydoğu kesimlerinde çiçeklerin dökülmesi temmuz ayının birinci yarısında başlamaktadır. Bu duruma göre Ege Bölgesinin ilkbaharı ile Kuzeydoğu Anadolu'nun yazı, hava olayları bakımından karşılaştırılabilir. Bölgelere göre meydana gelen geç donlar ancak bölgede vejetasyonun başladığı, meyve ağaçlarının çiçek açtığı zamanlarda zarar yapar. Çiçek açma zamanı bölgelere göre çok değişik tarihlere rastladığı için, geç donların bölgeler arasında karşılaştırılması yanlış sonuçlar vermektedir.

İklimle bitki yetiştiriciliği arasındaki ilişkiyi belirlemede istatistik yöntemleri kullanılmakta ise de iklim-bitki ilişkilerinin araştırılmasında bazı sakıncalar doğurmaktadır. Oysa iklimi, tarımsal çalışmalarını sınırlandıran bir faktör olarak göz önüne aldığımızda, ortaya çıkan bazı olayların tekrerrüü önemlidir. Örneğin, belirli bir bölgedeki meyve ağaçlarında çiçeklerin dondan zarar görmesi yıllara göre hangi sıklıkta görüldüğü, kurak dönemlerin tekrerrüü gibi konular tarımsal klimatolojide temel sorunlar olup bu konuların belirlenmesi gerekir.

Bir bölgede ortaya çıkan olayların bu bölgede uygulanacak tarım biçimini sınırlandıran bir konu olup olmayacağına karar vermek, her şeyden önce ekonomik bir sorundur. Bununla ilgili olarak oluşacak zararların ekonomik analizi yapılmalıdır.

Diğer yandan iklim koşulları bazı amaçlar için ekolojik gelişme faktörleri olarak ele alındığında, bazı modeller geliştirilebilir. Bu gibi modeller çoğunlukla, iklim ve verim arasındaki bağıntılar biçiminde ortaya çıkar. Modelin bir parçası meteorolojiye, diğer parçası da biyolojiye dayanmaktadır. Meteorolojik faktörler (sıcaklık, hava nemliliği, yağış vb.) gelişme faktörleri olarak göz önüne alınır. Modelin biyolojik yönü olarak genellikle fotosentez olayından yararlanır.

Belirli hava koşullarının oluş tekrerrüü, ekolojik koşullar içerisinde bitkinin gelişmesi üzerine önemli etkiler yapmaktadır. Örneğin, belirli hava koşullarında

gece ve gündüz arasındaki sıcaklık farklarının fazla olması nedeniyle ortaya çıkan yüksek günlük sıcaklık farkları, CO₂ özümlemesinin önemli derecede artışına neden olmaktadır. Diğer yandan belirli bir yönde ortaya çıkan ısı değişimi fotosenteze veya transpirasyona etki yapmaktadır.

Yukarıda verilen bilgilerden açıkça anlaşılacağı gibi, tarımsal klimatolojioen modern bir biçimde yararlanabilmek ancak, meteorolojik ve tarımsal biyolojik olaylar konusunda yeter derecede bilgi sahibi olmakla sağlanabilir.

11. DOĞAL VE YAPAY ÇEVRE KOŞULLARININ DEĞİŞİMİ VE KONTROLÜ

Bitki ve hayvanların içinde yaşadıkları doğal ve yapay çevre koşullarını oluşturan fiziksel faktörlerin değişimi ve kontrolü bitkisel ve hayvansal üretimin artırılması bakımından çok önemlidir ve agrometeorolojinin uygulama alanını oluşturur.

Tarımsal ürünlerin büyük bir çoğunluğu doğal tarla koşullarında yetiştirildiklerinden, bunların doğal ortam içerisindeki mikroçevre koşullarının kontrol ve modifikasyonunun göz önüne alınması gerekir. Bütün çevre faktörleri birbirleriyle ilişkili bulunduğu- dan bir faktörün değiştirilmesi için yapılan çalışmalar diğer faktörleri de etkilemektedir.

Çevreyi etkileyen önemli faktörlerden birisi radyasyondur. Radyasyon süresi ve şiddetinin istenen koşulların elde edilmesi için azaltılması ve çoğaltılması gündüz gelen radyasyonun ve gece giden radyasyonun kontrolü ile yapılabilmektedir.

Gündüz gelen radyasyonun kontrolü, toprağın veya bitki yüzeyinin absorbe etme gücünün artırılması, çevredeki cisimlerin yansıtma gücünün artırılması, uygun yer seçimi ile güneşlenme oranının artırılması veya diğer yöntemlerle çoğaltılabilmektedir.

Bir yüzeyin absorbe etme gücü o yüzeyin renginin koyulaştırılması diğer bir anlatımla albedosunun azaltılması ile artırılabilir. Albedoyu; renk, nem miktarı, tekstür, yüzeyin şekli, bulutluluk, ışınların dalga uzunlukları ve geliş açıları etkiler.

Toprak yüzeyinin albedosunun azaltılması amayıcıyla çeşitli koyu renkte materyalden yararlanılır. Örneğin yaz aylarında tütün yapraklarının üzerine beyaz toz serpilir. Bu işlem yaprakların albedosunu artırarak terlemeyi azaltır. Ayrıca bu yöntemle yaz aylarında öğleyin solma yüzdesi önemli ölçüde azaltılmaktadır.

Güney ve batı yönlerine dönük olarak yapılan beyaz renkteki duvarlar güneş ışınlarının önemli ölçüde yansıtılmasına yardımcı olmaktadır. Böylece büyük miktarda enerji, yansıma yoluyla çevreye verilerek toprak ve hava sıcaklığı, buharlaşma ve toprak nemi gibi çeşitli mikroklimatik faktörler etkilenmektedir.

Gelen radyasyon miktarının artırılmasında kullanılan diğer bir yöntem kuru buz kristallerinin atmosfere fırlatılması ile sis ve bulutların dağıtılmasıdır. Sisin dağıtılmasında ayrıca yerden sıcak kuru hava püskürtülür. Su damlacıklarının birleşmelerini hızlandırmak için yüksek voltajlı elektrik kıvılcımları veya yüksek frekansta ses dalgalarından yararlanılır.

Gelen radyasyon yoğunluğunun değişiminde uygun yer seçimi ile aydınlanma durumunun kontrolü de etkilidir. Aydınlanma durumundaki değişimler; yerin eğimi, bitki sıralarının oryantasyonu ve sıra aralıklarının genişliği, koruyucu bitki sistemleri ile ilgilidir.

Koruyucu bitkiler, rüzgar kıranlar ve diğer engeller yardımı ile oluşturulan gölgeleme, genel radyasyon yoğunluğunu azaltıcı bir faktördür.

Gece giden radyasyon, mikroklimatolojik yönden önemli bir rol oynamaktadır. Koruyucu ekim sistemi altında gece giden radyasyon bitkilerin taç kısmı tarafından engellenir ve çevre sıcaklığında düşme azalır. Küçük bitkiler böylece sonbaharda don zararlarından korunabilirler.

Tarımsal alanda, gece radyasyonunun değişiminde önemli radyasyon kaybının minimuma indirilmesi ve gelen radyasyon miktarının maksimum düzeyde tutulması amaçlanmaktadır. Gelen ve giden radyasyon miktarları ve toprak sıcaklığı üzerine, bitkiler üzerine serilen örtüler, gölgelik çadırlar ve malç olarak kullanılan çeşitli malzemeler (siyah, şeffaf ve aliminyum örtüler, kağıt ve kuru ot) değişik ölçülerde etkide bulunmaktadır.

Isı ve radyasyon arasındaki yakın ilişki nedeniyle hava ve toprak sıcaklık değişimlerinin de radyasyonla birlikte düşünülmesi gerekir. Radyasyon yoğunluğu değişimlerinde kullanılan yöntemler sıcaklık değişimleri için de uygulanabilir. Sıcaklık değişimlerinin kontrolünde, aşağıdaki önlemlerden yararlanılabilir.

Isının kazanılması için; sıcak inverziyon tabakasının karıştırılarak sıcak havanın yeryüzü ile temas halindeki soğuk hava ile yer değiştirmesinin sağlanması, yağmurlama veya sulama ile gizli ısıdan yararlanılması, çeşitli yansıtıcı örtüler kullanarak solar radyasyon ısınının toprakta depo edilmesinin sağlanması gerekir.

Isı kaybının azaltılması için; çeşitli araçlarla yapay duman, sis veya aerosol oluşturulmalı, kağıt başlıklar, polietilen örtüler gibi çeşitli materyalle toprak yüzeyi örtülmeli, sulama ile toprak sıcaklığı düşürülmeli, beyaz veya koyu materyalle toprak rengi değiştirilerek toprak sıcaklığı azaltılmalı veya artırılmalıdır.

Doğal çevreyi etkileyen iklim elemanlarından biri de rüzgardır. Doğal koşullarda rüzgar değişiminde; rüzgar kıranlar, koruyucu kuşaklar, çeşitli malçlar, koruyucu bitkiler, teraslama ve örtü siperlerinden yararlanılır. Topoğrafik özellikler ayrıca rüzgar yönü ve şiddetine etki eder.

İklim elemanlarından hava nemi de doğal çevre üzerine etkilidir. Nem koşullarının kontrolünde daha çok toprak nemi üzerinde durulmaktadır. Toprak neminin kontrolü belirli bir alandaki su kaybının önlenmesi ve bu alana dışardan su verilmesi ile yapılabilir. Belirli bir alandaki su kaybının önlenmesinde; malç uygulanması, koruyucu kuşaklar ve kar çitlerinin yapılması, plastik örtüler kullanılması, buharlaşmanın kimyasal olarak önlenmesi, sulama yapılması gibi önlemler alınır.

Doğal çevrenin değiştirilmesinde malçın uygulanması aşağıdaki yararları sağlamaktadır.

- Toprak yüzeyinden buharlaşma ve yabancı otlardan terleme ile oluşan su

kaybını azaltır.

- Yüzey akışını ve sızmayı azaltır. Daha fazla suyun toprak içerisine girmesini sağlar.

- Yoğunlaşma ve absorpsiyona yardımcı olur.

- Toprak erezyonunu engeller.

- Toprak sıcaklığını korur.

- Rüzgar hızını azaltır.

- Radyasyon miktarını azaltır.

Rüzgarın engellenmesi için sıra halinde ve hakim rüzgar yönüne dik olarak oluşturulan çalı veya ağaç şeritlerine rüzgar kıranlar denir. Rüzgar kıranlar; rüzgar hızı ve türbülansı düşürerek rüzgar erezyonunu azaltmak ve hayvanları şiddetli rüzgarlardan korumak, hava, su ve toprak sıcaklıkları ve sıcaklık gradientlerinin kontrolünü sağlamak, korunan alanda buharlaşma, transpirasyon, hava nemi, yağış ve toprak nemi gibi faktörlerin düzenlenmesine yardımcı olmak amacıyla kullanılmaktadır.

Kar çitleri, yaklaşık 1,2 -12 m arasındaki yükseklikte açık şerit halinde kurulmuş ahşap çitler olup rüzgar yönüne yerleştirilir. Bir bölgede kar sürüklenmesi ve yığılmayı minimuma indirerek daha kalın ve yeknesak bir kar tabakasının oluşmasına, kışın bitkilerin şiddetli soğuktan korunmasına ve karın erimesinden sonra ilkbaharda ekim için homojen bir toprak neminin sağlanmasına yardımcı olur. Kar çitleri yardımı ile suyun toprağa daha fazla ölçüde sızması sağlanarak yüzey akışı ve erezyon önlenir.

Doğal çevre koşullarının yanısıra yapay çevre koşullarının kontrolü de uygulamalı tarımsal meteoroloji çalışmalarında önemli bir yer tutar. Yapay çevre koşulları; örtü altı ve seralar, koruma, depolama ve hayvan barınakları, fitotron ve biyotronlar yardımı ile kontrol edilebilir.

Yapay çevre, değişik uygulama çalışmalarının yürütüldüğü, bitki-iklim ve hayvan-iklim ilişkileri ile ilgili temel deneysel araştırma çalışmalarının yapıldığı, çeşitli çevre koşullarının yapay olarak oluşturulduğu ve kontrol edildiği sistemlerdir.

Örtü altı ve seralar, optimum bitki gelişmesi için uygun çevre koşullarının sağlandığı; koruma ve depolama yapıları, çeşitli tarımsal ürünlerin ve ekipmanların uygun koşullarda korunduğu; hayvan barınakları, hayvanları değişik mevsimlerde uygun çevre koşullarında barındırıldığı yapılarıdır.

Bitki, hayvan ve böceklerin çevre koşullarına karşı gösterdikleri davranışların kesin olarak belirlenmesinde, çevre koşullarının duyarlı bir şekilde kontrol edilebildiği çeşitli yapay çevre sistemlerinden yararlanılır. Bunlar; bitki ve hayvan kabinleri, büyüme odaları, fitotron, klimatron ve biyotronlardır. Bu sistemler, çeşitli çevre koşullarının kontrollü olarak değiştirilmesiyle bitki, hayvan veya böceklerin davranışları ile çevre koşulları arasındaki ilişkilerin incelendiği yapılarıdır.

12. METEOROLOJİK UYDULAR

Günümüzde uzay araçlarının gelişmesiyle uzay çağı başlamış ve birçok alanlarda olduğu gibi meteorolojide de uzay araçlarından yararlanılarak büyük gelişmeler olmuştur. Bilim ve teknikte özellikle elektronikte meydana gelen gelişmeler uzay araçlarına da uygulanarak bu alanda çok büyük ilerlemeler kaydedilmiştir. Bu gün yapay uydular; meteoroloji, hidroloji, jeoloji, ormancılık, telekomünikasyon ve haritacılık gibi birçok bilimsel ve teknik alanlarda kullanılmaktadır.

Uydu, uzaya fırlatılan, belirli yükseklikte ve peryotta dünya çevresinde dönerek yeryüzü ve atmosfer hakkında sürekli bilgi elde eden ve bunları yayınlayan araçlardır. Uydular enerjilerini güneş enerjisinden sağlamaktadırlar. Gerek yörüngeleri ve gerekse algıladıkları bilgi bakımından çok çeşitli uydular bulunmaktadır.

Esas olarak uydular kutupsal yörüngeli uydular ve sabit yörüngeli uydular olmak üzere ikiye ayrılır. Kutupsal yörüngeli uydular kuzey-güney doğrultusunda, kutuplardan geçen bir yörünge boyunca hareket ederler ve uyduların yerden yükseklikleri 650-1500 km arasında değişmektedir. Peryotları ise yüksekliğe bağlı olarak 100 ile 120 dakika arasındadır.

Kutupsal uyduların dönüşleri sırasında dünya da döndüğü için her peryotta dünyanın daha batısından geçerler. Meteorolojik amaçlarla kullanılan kutupsal uyduların peryotları 102 dakika olup bu sürede 250'lik bir kayma oluşur. Böylece bir günde dünya 2 defa taranmış olur. Kutupsal uydular 2 tane atılarak bilgilerde süreklilik sağlanır. Yer alıcı istasyonları, kutupsal uyduları ufuk doğuşundan ufuk batışına kadar izlerler. Bu süre 13,4 dakika olup 5200 km çaplı bir bölgenin bilgilerini alabilirler.

Sabit yörüngeli uydular ekvator düzleminde 36000 km yükseklikte ve dünyanın hızına eşit bir hızla dönerler. Bu yüzden dünyaya göre sabit bir noktada kalıyormuş gibi görünürler. Sürekli olarak belirli bir bölgenin bilgilerini gönderirler. Bulundukları yükseklikten dünyanın 1/4'ünü kolaylıkla gözleyebilmektedirler.

İlk meteorolojik uydu Nisan 1960 tarihinde uzaya fırlatılmış ve çeşitli zamanlarda değişik uydular uzaya gönderilmiştir. Bu konudaki çalışmalar sürdürülmektedir. Ülkemizin de meteorolojik konularda yararlandığı uydular uzayda bulunmaktadır.

Uydularda yer yüzeyinin görüntülerini elde etmek için değişik dalga boylu radyasyonu algılayan radyometreler kullanılmaktadır. Uyduların görüntülerinde ayırt edilebilen iki nokta arasındaki en küçük uzaklık amaca göre değişmektedir. Meteorolojik uydularda bu uzaklık 1-5 km arasındadır.

Uydulardan alınan görüntüler başlıca iki şekildedir. Bunlar gözle görülebilen ışınlardan oluşan visible görüntüler ve infrared ışınlardan oluşan infrared görüntülerdir. Radyometreler, gündüzleri görünen ışınları ve infrared ışınlarını, geceleri ise yalnız

infrared ışınlarını ölçerler. Visible görüntüler, yeryüzü ve atmosfere ilişkin bilgileri insan gözünün gördüğü şekilde verirler. Visible görüntüler, yer yüzeyindeki cisimlerden yansıyan görünür ışınların uydulardaki radyometreler tarafından ölçülmesiyle elde edilmektedir. Bu yüzden görüntünün parlaklığı yeryüzü albedosunun bir ölçüsüdür. Resimlerde görülen beyaz yerler yüksek albedoyu, siyah yerler ise düşük albedoyu gösterirler. Bulutların visible resimlerdeki parlaklığı güneş açısına yani bulutların aydınlanma durumuna, radyometre ile bulut arasındaki açıya, bulutların kalınlıklarına ve yapılarına göre değişmektedir. Bulutun kalınlığı arttıkça parlaklığı da artmaktadır. Aynı kalınlıkta ve aynı aydınlatma koşullarında bir tanesi buz kristallerinden diğeri de su damlacıklarından oluşan iki buluttan, su damlacıklarını içeren bulut visible resimde daha parlak görülür. Bunun nedeni bulut yoğunluğudur. Farklı bulut tiplerinin değişik parlaklıkları, resim üzerinde bulutları tanımada oldukça faydalı olmaktadır.

Infrared görüntüler ise termal infrared radyasyona duyarlı radyometrelerle elde edildiği için yeryüzü ve atmosferin sıcaklık değerlerini verirler. Infrared görüntülerde en karanlık alanlar en sıcak yerleri, en parlak alanlar da en soğuk yerleri gösterir. Ayrıca bu görüntüler rölatif bulut yüksekliğini de belirlerler. Bir bulut ne kadar parlaksa, sıcaklığı o kadar düşük ve yerden yüksekliği fazla olur.

Günlük sıcaklık değişimleri infrared görüntülerin değişmesine neden olur. Gündüzleri sıcak kara yüzeyleri koyu, soğuk su yüzeyleri gri, orta ve yüksek bulutlar ise beyaz olarak, geceleri kara yüzeyleri soğuduğu için gri olarak görülürler. Kara yüzeyleri ile su yüzeyleri aynı sıcaklıkta iseler aralarındaki sınır görünmez.

Sonuç olarak visible görüntülerdeki parlaklık farkı yansıtma farklarını, infrared görüntülerdeki parlaklık farkı da sıcaklık farklılıklarını gösterir.

Bu iki resmin yanında, bazı uydular algıladıkları bilgileri bilgisayarlar yardımıyla değerlendirerek yer alıcı istasyonlarına bilgileri sayısal olarak verebilirler.

Uydulardan alınan görüntü ve bilgilerin meteorolojide birçok uygulama alanları vardır. Başlıca sinoptik, klimatolojik, hidroloji gibi konularda bu görüntülerden yararlanılmaktadır. Uydular yardımıyla yeryüzü ve atmosfer bilgileri sürekli ve düzenli olarak alınmakta, istasyonları az olan bölgelerin bilgileri de elde edilmektedir. Uydu resimlerinden cephe sistemleri, tayfun ve kasırga gibi önemli meteorolojik olaylar da anında saptanabilmektedir.

Uydu görüntülerinin analizinde bulutların tanınması en önemli yeri tutmaktadır. Birçok meteorolojik parametreler bulutlar yardımıyla dolaylı yoldan bulunabilirler. Bulutlar atmosferin durumuna göre değişik özellik ve karakterlerde bulunurlar. Görüntülerdeki parlaklık, model, yapı ve şekiller incelenerek bulutların cinsleri, türleri ve kapladıkları alan belirlenebilir. Uydudan alınan verilerin değerlendirilmesi sonucu bazı meteorolojik olayların açıklanması aşağıda belirtilmiştir.

Sirüs Bulutları : Sirüs bulutlarının kristal yapıda olmaları ve kalınlıklarının da az olmasından dolayı visible resimlerde pek beyaz görülmezler, griden parlak griye değişen tonlarda görülürler. Sıcaklıkları çok düşük olduğu için infrared görüntülerde oldukça parlak görülürler.

Kümülüs Bulutları : Visible resimlerde bu tür bulutlar kalın oldukları için beyaz olarak görülürler. Infrared resimlerde tepeleri yüksek kümülüs bulutları oldukça beyaz olarak görülürler.

Stratus Bulutları : Visible ve infrared resimlerde bulutun yoğunluğuna bağlı olarak griden beyaza değişen tonlarda görülürler. Stratus bulutları yere çok yakın oldukları için geceleri infrared görüntülerde pek iyi seçilemezler.

Bu bulut tiplerinin yanında uydu görüntülerinden bulutların hareketi, bulut sıcaklıkları, tepe yükseklikleri, içerdikleri su buharı miktarı ile yağışlı bölgeler belirlenebilmektedir.

- **Cepheler :** Cepheler uydu görüntülerinden kolayca bulunabilmektedirler. Cepheler genellikle görüntülerde bulut bantları oluştururlar. Bu bant içerisinde kümülönimbus, nimbostratus, altostratus ve sirüs gibi bulutlar bulunur. Soğuk cephelerin bulut bandı genellikle spiral bir yapıdadır. Cephe bulut bantlarının genişliği 200-500 km arasında olup uzunlukları bir kaç yüz km'dir.

- **Jet Akımları :** Kuvvetli rüzgarlar sirüs bulutları yardımıyla uydu resimlerinden bulunabilir. Sirüs bulutlarının sıralar şeklinde olması veya dalgalı yapıda olmaları jet varlığını gösterir.

- **Kar Örtüsü :** Yeryüzündeki kar örtüsü de uydu resimleri yardımıyla bulunabilmektedir. Kar örtüsü eski veya yeni oluşuna, bitki örtüsü ve engebeliğe bağlı olarak visible resimlerde gri ile beyaz tonları arasında görülür. Infrared resimlerde kar örtüsü yeryüzünün sıcaklığına göre gri ile beyaz tonlardadır. Bazen bulutlarla karıştırılmalarına karşın daha keskin kenarlı olmaları ve birkaç gün arayla alınan resimlerde sabit olmaları dolayısıyla bulutlardan ayırt edilebilir.

13. HAVA TAHMİNİ

Eldeki mevcut bilgilerle, belirli bir yerde (yeryüzünde veya atmosferin herhangi bir kesiminde) belirli bir süre sonra havanın nasıl olacağını saptama işlemine hava tahmini denir.

Hava tahmini, çok karmaşık bir konu olup burada yalnızca konunun ana hatları üzerinde durulacaktır.

Sinoptik meteorolojide yerden 2 m yükseklikten atmosferin 40 km derinliğine kadar, çeşitli hava gözlemleri yapılarak bunlardan hava tahmini için yararlanılır. Hava tahmininde; sinoptik gözlemler, aerolojik gözlemler, meteorolojik uydu resimleri ve meteorolojik bulut radar gözlemlerinden yararlanılır.

Sinoptik Gözlemler: Yerden 2 m yükseklikteki siperlerde ölçülen hava sıcaklığı, rüzgar yön ve hızı, hava basıncı, çiğlenme sıcaklığı, hava olayları (yağmur, kar, sis... vb.), yatay görüş uzaklığı, havanın nemliliği ve bulutluluk ile diğer parametreleri içerir. Bu gözlemleri yapan, belirli haberleşme elamanlarıyla merkeze ulaştıran istasyonlara sinoptik meteoroloji istasyonu denmektedir. Bu istasyonların dünya üzerindeki toplamı 10.000 dolayında kara istasyonu ile açık denizlerde görev yapan 6.000'den fazla gözlem gemisinden oluşur. Ülkemiz için yapılan tahminlerde, yaklaşık 850 adet kara istasyonu ve gemi sinoptik gözlemlerinden yararlanılmaktadır.

Aerolojik Gözlemler: Yerden atmosferin 40 km derinliğine kadar saptanan standart basınç yüzeylerinde (850, 700, 500, 300, 200, 100 hpa (hektopascal = milibar, mb basınç yüzeyleri) hava sıcaklığı, nem, rüzgar yön ve hız gibi ölçümleri içerir. Bu gözlemleri yapan kara ve deniz yüksek atmosfer meteoroloji istasyonlarının dünya üzerindeki sayısı 1.000 kadardır. Ülkemiz için yapılan tahminlerde yaklaşık 200 adetinin yaptığı gözlemlerden yararlanılır.

Meteorolojik Uydu Resimleri: Kutupsal ve sabit yörüngeli meteorolojik uydulardan belirli periyotlarda alınan resimlerden de hava tahmininde yararlanılmaktadır. Meteorolojik uydu resimlerinin yorumu ve bunlara göre cephe analizleri aşağıdaki gibi özetlenebilir.

Cepheler yer ve yüksek seviye haritalarındaki bilinen özelliklerine göre analiz edilebilecekleri gibi APT (Automatic Picture Transmation) resimlerinin bulunmaları durumunda daha doğru olarak analiz edilir. Temel ilke cephe şekli ile resimlerdeki bulutluğun benzerliklerinin aranmasıdır.

Genelde bulutluluk soğuk cephe üzeri veya biraz önünden cephe gerisine doğru,

NET2 04 APR 1986 0900 I
D

NET2 04 APR 1986 0900 IRI D2

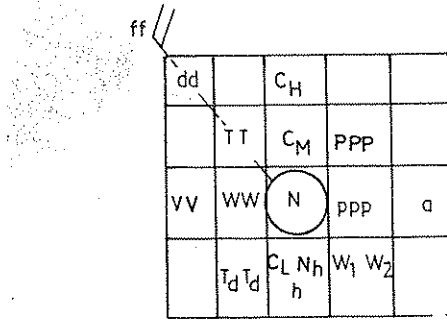
143



Şekil 13.2. Bir APT Fotoğrafı

basınç seviye haritaları elde edilir. Sinoptik ve gemi gözlem istasyonlarının yapmış olduğu gözlemler şifreler halinde çeşitli muhabere devreleri aracılığıyla sağlanır. Analiz merkezlerinde Dünya Meteoroloji Teşkilatının (WMO) kabul etmiş olduğu şekilde rakam ve sembollerle harita üzerine işlenir.

Bir sinoptik gözlemin elemanlarının haritalar üzerine işlenmesi Şekil 13.3'deki modelde gösterildiği gibidir.

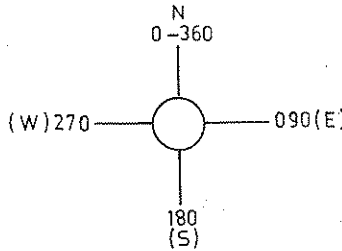


Şekil 13.3. Sinoptik Gözlemin Elemanlarının İşlenmesi.

Şekil 13.3'de verilen sembollerin anlamları aşağıda açıklanmıştır.

N : Toplam bulut kapalılığı (8/8 üzerinden ve sembol olarak)

dd: Onar derece halinde rüzgarın estiği yön. İstasyon yuvarlağı merkez olmak üzere 0-360° üzerinden bir okla gösterilir. İstasyon yuvarlağının yön göstermesi Şekil 13.4'de gösterildiği gibidir.



Şekil 13.4. İstasyon Yuvarlağında Yön Gösterimi.

Diğer ara yönlerde esen rüzgarın yeri bu dağılıma göre saptanır. Örneğin, rüzgar 210°'den esiyorsa rüzgar okunun yeri 180-270° değerleri arasında ve 180°'ye biraz daha yakındır.

ff : Rüzgar hızı (knot cinsinden) yön okunun ucuna çizilen çizgilerle gösterilir. Yarım çizgiler 5, tam çizgiler 10 knot'lık rüzgar hız değerini gösterir.

TT: Hava sıcaklığı olup en yakın tam santigrad dereceye dönüştürülür. Sıcaklık sıfırın altında ise (-) işareti ile belirtilir.

$T_d T_d$: Çiğlenme (işba) sıcaklığı.

PPP: denize indirgenmiş basınç değeri olup harita üzerine son üç rakamı işlenir. Örnek, denize indirgenmiş basınç 1013,2 hpa ise 132 rakamı kaydedilir.

a: Basınç tandansı (üç saat önceki basınca göre barograf çizgisinin aldığı şekil)

ppp: Basıncın değişim miktarı (üç saat önceki basınca göre).

VV: Meteorolojik görüş uzaklığı (şifreli olarak).

WW: Gözlem saatindeki hava durumu (sembol olarak).

$W_1 W_2$: Gözlem saatinden önceki saatlerde hava durumu (sembol olarak).

N_H : Gözlenen alçak bulutların kapalılığı. Alçak bulut yoksa orta bulutun kapalılık miktarı.

C_L : Gözlenen alçak bulutun cinsi (sembol olarak).

C_M : Gözlenen orta bulutun cinsi (sembol olarak).

C_H : Gözlenen yüksek bulutun cinsi (sembol olarak).

h : Görülen en alçak bulut tabanının yerden yüksekliği (şifreli olarak).

Modeldeki kareler gerçekte olmayıp, elemanların istasyon yuvarlağı çevresinde düzgün bir şekilde işlenebilmesi için şematik olarak çizilmiştir. Rüzgar yön okunun konumu, rüzgar yönüne göre değişmektedir.

Yüksek atmosfer standart basınç seviye haritaları işleme tekniği olarak sinoptik modelden farklıdır ve işleme tekniği Şekil 13.5'de gösterilmiştir.

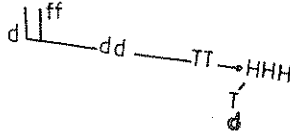
Şekil 13.5'de belirtilen sembollerin anlamları aşağıda açıklanmıştır.

HHH: Haritanın cinsine göre (850, 700, 500, 300, 200 veya 100 hpa haritalarından herhangi biri) belirtilen basınç seviyesine rastlanılan yüksekliğin dekametre olarak değeri.

TT: Belirtilen seviyedeki sıcaklık değeri (tama dönüştürülmüş olarak)

T'_d : Belirtilen seviyede hava sıcaklığı ile çiğlenme sıcaklığı arasındaki fark (spread)

d: Rüzgar yönü : Rüzgar yönünün (0-360° üzerinden) baştan 2. rakamı rüzgar hız okunun arkasına yazılır. Rüzgar 090°'den esiyorsa 9 rakamı hız okunun arkasında belirtilir.



Şekil 13.5. Yüksek Atmosfer Standart Basınç Seviye Haritalarının İşleme Tekniği.

ff: Belirtilen seviyede rüzgar hızı (Knot).

İstasyon merkezi ise yüksek atmosfer standart basınç seviye haritalarında nokta olarak belirtilmektedir.

Sinoptik haritalar 3 saatte bir olmak üzere günde 8 adet analiz edilirler. Yüksek atmosfer haritaları ise 00.00 ve 12.00 GMT (Greenwich Mean Time) saatlerinde olmak üzere günde 2 defa analiz edilirler.

Hava tahminine yönelik bütün çalışmalarda GMT uluslararası saat ayarı kullanılır. Bu saat ayarı Türkiye saatinden yaz saati uygulamasında 3 saat kış saati uygulamasında 2 saat geridir.

Sinoptik ve yüksek seviye bilgileri ilgili haritalara aktarıldıktan sonra haritaların analizine geçilir.

Yer sinoptik haritalarında eşit basınç değerlerini birleştiren izobar eğrileri çizilir. İzobarların çiziminde 1000 hpa esas alınarak 4 hpa'nın katları ve askatları kadar aralıklarla eş basınç değerleri birleştirilir. Sonuçta basıncın merkezde, daha düşük olduğu alçak basınç merkezleri ile, daha yüksek olduğu yüksek basınç merkezleri ortaya çıkartılır.

Kuzey yarımkürede alçak basınç merkezlerinde rüzgar dönüşleri saat yönünün tersine, yüksek basınç merkezlerinde ise saat yönündedir.

Alçak basınç merkezlerinde cephe olarak bilinen farklı hava kütlelerini birbirinden ayıran geçiş zonlarının analizi bilinen özelliklerine göre yapılır. Cephele,

- Soğuk cephe
- Sıcak cephe
- Oklüzyon cephe

- Duralar veya istasyonier cephe olarak sınıflandırılır.

Soğuk Cephe: Soğuk cephede, sıcak hava yoğunluğunun soğuk havaya oranla az olması nedeniyle soğuk hava üzerinde tırmanışa geçecektir. Bu tırmanış sonucu spread azalacağından yükselmeyle yoğunlaşma görülerek bulut oluşacaktır. Soğuk cephe de kendi arasında;

- Yavaş hareket eden soğuk cephe
- Çok hızlı hareket eden soğuk cephe

olmak üzere iki kısımda incelenir.

Yavaş hareket eden soğuk cephe sıcak havanın kararlı olduğu soğuk cephe, sıcak havanın şarta bağlı kararsız olduğu soğuk cephe olmak üzere ikiye ayrılır.

Sıcak havanın kararlı olduğu soğuk cephede cephe önündeki sıcak havanın yukarı doğru hareketi çok yavaş olduğundan burada As ve Ns tipi bulutlara rastlanacaktır. Yeryüzeyinde cephelerin oldukça ilerisinde sıcak hava içinde stratus tipi bulutlar görülecektir.

Sıcak havanın kararsızlık durumu var ise oluşacak cephenin özellikleri değişiktir. Sıcak havanın daha fazla yükselmesi nedeniyle kümülönimbus sistemindeki bulutlar orajları oluştururlar. Her iki tipte de hava yağışlıdır.

Soğuk cephelerin en önemlisi çok hızlı hareket eden soğuk cephedir. Bulutlar cephenin 100 mil kadar önlerine uzanabilir. Cephe geçtikten sonra hava çok çabuk açılır. Hava sıcak ve kararlı ise cephenin önünde çok geniş bir alan bütünüyle kapalı ve genellikle yağışlıdır.

Sıcak hava yeterli derecede nemli ise şarta bağlı kararsız bulutlar zon boyunca sağnak ve orajlara neden olurlar. Ayrıca cephe önlerinde aralıklı sağnak ve orajlara rastlanır.

Soğuk cephelerdeki meteorolojik değişkenlerin genel özellikleri aşağıda özetlenmiştir.

- Yağış : Cephe üzeri ve cephe gerisinde sağnak ve oraj şeklindedir. Soğuk cephe üzerindeki kararsızlık hattı nedeniyle sektörde (soğuk cephenin önu ile sıcak cephenin gerisinde kalan ara bölge olup genelde iyi hava koşulları sözkonusudur) sağnak ve oraj görmek olasıdır. Her soğuk cephede yağış görülecek şeklinde bir genelleme yapılamaz.

- Bulutluluk: Konvektif faaliyetten oluşan kümülüs tipi bulutlardır (Cb, Cu, As, Ac, Ns).

-Sıcaklık : Cephe önünde yüksek gerisinde düşüktür.

- Rüzgar: Cephe önünde batılı, güneybatılı cephe gerisinde kuzeybatılıdır.

-Tandanslar (Basıncın Seyri): Cephe önünde kuvvetli düşüş cephe üzerinde ani yükseliş, cephe gerisinde ise kuvvetli yükseliş şeklindedir. Cephe geçerken barograf

izlenirse basıncın çek yaptığı ($\vee$) veya ($\searrow$), ($\swarrow$) şeklini aldığı görülür. Buradaki işaretler cephe geçerken barografin çizmiş olduğu diyagramın şeklidir.

- İzobarlar: Cephe üzerinde ($\vee$) şeklinde yüksek basınca doğru, cephe hattı üzerindeki rüzgar devamsızlığı olarak nitelendirilen king yaparlar.

- Görüş Uzaklığı: Genelde soğuk cepheelerde yağış anı dışında iyi bir görüş uzaklığı vardır.

- Cephe Meyili: 1/25-1/100 arasındadır. Sıcak cepheye oranla oldukça diktir.

-Cephenin Hızı: Cepheye gelen normal gradient rüzgarın %80-90'ıdır.

Sıcak Cephe : Bu cephe sıcak havanın soğuk hava üzerinde hareket etmesi sonucunda oluşur. Genellikle kararlı bir tip yapıya sahiptirler. Sıcak cephenin özellikleri aşağıdaki gibi sıralanabilir.

- Yağış : Yağışlar cephe üzeri ve önünde meydana gelirler. Havanın kararlı bir yapıya sahip olması nedeniyle yağmur, kar ve çisenti şeklindedir. Cephe içinde oluşabilecek gizli Cb'lerden sağanak yağışlar da görmek olasıdır. Yağışlar çoğu kez As bulutlar ile başlar.

- Bulutluluk: Cephenin yaklaşık 600 mil önünde görülen Ci bulutları cephe gelişinin habercisidir. Ci bulutlarını daha sonra Cs, ince As, Ac, Ns ve St izler. Zeminin nemli olması nedeniyle soğuk havanın içinde alçak bulutlar oluşur. Bu bulutlar çok alçak olduklarından diğer bulutların tanınmasını zorlaştırır. Meteorolojistlerin özellikle bu duruma özen göstermeleri gerekir. Sıcak cephe gerisi bulutluluğun devamı, sıcak sektördeki hava kütesinin durumuna bağlıdır.

- Sıcaklık : Cephe önünde düşük, cephe gerisinde ise yüksektir. Cephe geçişi ile yükselme gösterir.

- Rüzgarlar: Cephe önünde güneydoğuludur. (Güneydoğulu rüzgarlar sıcak cephenin en belirgin özelliklerindendir) Cephe gerisinde ise rüzgarın estiği yön batıdan olmaktadır.

-Tandanslar: Cephe önünde kuvvetli düşüş, cephe üzeri ve gerisinde hafif düşüş yükseliş veya düz gidişlidir ($\swarrow$, $\searrow$, $\vee$).

- İzobarlar: Cephe üzerinde king yaparlar.

- Görüş Uzaklığı: Yağış ve cephe gerisi sisten dolayı düşüktür.

- Cephe Meyili: Normal olarak 1/100-1/300 arasındadır.

- Cephenin Hızı: Gradient rüzgarının % 60-70'i kadardır.

Oklüzan Cephe: Yeni oluşmuş bir cephesel sistemde, soğuk cephenin hareket hızı daha fazla olduğundan bir süre sonra, öndeki sıcak cepheyi yakalar. Bu durumda soğuk cephe gerisindeki soğuk hava ile sıcak cephe önündeki soğuk hava

birbiriyle temas eder. Sektörün sıcak havası, soğuk cephe gerisindeki soğuk hava ve sıcak cephe önündeki soğuk hava kütlelerinin temas ettiği üç hava kütlelerinin kesiştiği noktaya "Three Point Noktası" veya oklüzyon noktası denir.

Oklüzyon cepheler, cephesel sistemlerin en son devresi olan oklide (ihtiyarlık) devresini yaşarlar. Oklüzyon cepheler iki tiptir.

- Soğuk oklüzyonlar
- Sıcak oklüzyonlar

Soğuk cephe gerisindeki soğuk hava sıcak cephe önündeki soğuk havadan soğuksa, soğuk oklüzyonlar ortaya çıkar.

Bazı durumlarda soğuk cephe gerisindeki hava, sıcak cephenin önündeki havadan daha sıcaktır. Bu durumdaki oklüzyona sıcak oklüzyon adı verilir.

Genel olarak oklüzyonlarda görülen meteorolojik hava olayları hem sıcak hem de soğuk cephe koşullarına benzer. Soğuk oklüzyonlarda soğuk cephe, sıcak oklüzyonlarda sıcak cephe özelliği vardır. Oklüzyon noktasının 50-100 mil önleri cephesel olayların en şiddetli olduğu yerlerdir.

İstasyoner (Duralar) Cephe: Cephe yatay bir harekete sahip değilse veya çok az bir hareketi varsa bu tip cepheye istasyonier veya daha az hareket eden cephe denir. Bu cephelerde izotermier genellikle enlem derecelerine paralel olarak uzanırlar ve önlerinde kuvetli yüksek basınçlar bulunur.

Cepheler çeşitli işaretlerle şekillendirilirler. Şekillendirme renkli veya monokrematik olarak yapılır. Çizelge 13.1'de cephelerin şekillendirilmeleri görülmektedir.

Çizelge 13.1. Cephelerin Şekillendirilmeleri.

Cephenin Cinsi	Renkli Olarak	Monokrematik Olarak
Soğuk cephe	Mavi	
Sıcak cephe	Kırmızı	
Oklüzyon cephe	Ergüvani	
İstasyoner cephe	Kırmızı-mavi	

Sonuç olarak cepheler, sürekli alçak basınç merkezlerinde analiz edilmekte ve en kötü hava koşullarının uzandığı sahalar olmaktadır.

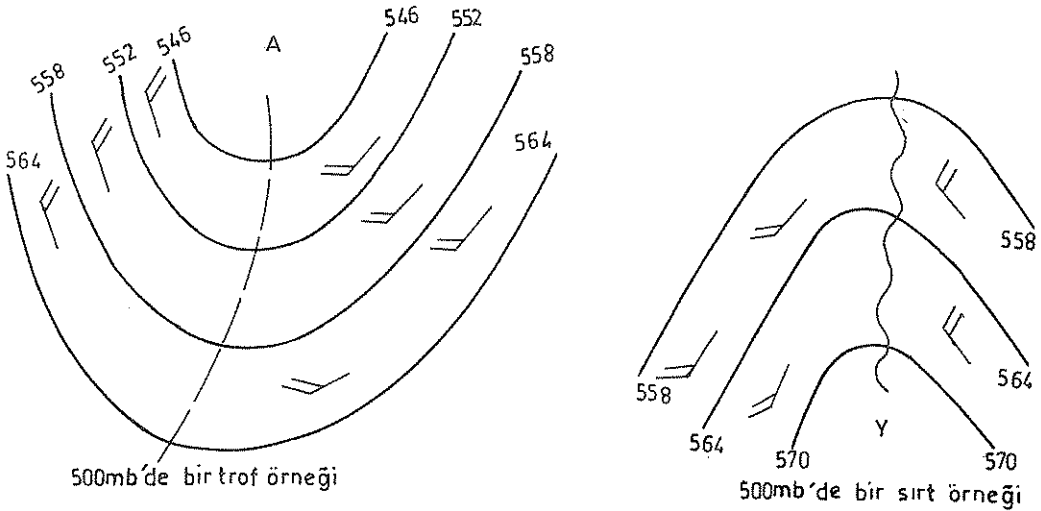
Yüksek atmosfer standart basınç seviye haritalarında alçak ve yüksek merkez analizi, bazılarında eşdeğer sıcaklık değerlerini birleştiren izoterm eğrileri, eşdeğer standart basınç yükseklik değerlerini birleştiren kontur eğrileri, eşdeğer rüzgar hızlarını

birleştiren izoteks eğrilerinin analizi de yapılmaktadır.

Alçak merkezlerde trof (trough) adı verilen sinoptik modeller söz konusudur. Troflar alçak merkezlerde oluşan ve merkezden cep veya oluk gibi çevreye uzanan basınç ya da kontur değerleri içten dışa doğru artış gösteren modellerdir. Her yağışta yağışın nedeni bir cephesel sistem olmayabilir. Ancak cephesel sistemin söz konusu olmadığı yağışlarda bir trof veya buna bağlı alçak merkez aranmalıdır. Troflar rüzgar akışlarına doğru iç bükey kesik kesik (- -) çizgi ile belirtilir.

Yağışlar trof önünde oluşur. Trof üzeri sahalar limit sahalar olup % 50 yağış olma olasılığı vardır.

Yüksek merkezlerde ise sırt (ridge) denilen modellerden bahsedilebilir. Sırtlar; basınç veya kontur değerleri ortasında yüksek, dil görümlü, arkasında güneybatılı, önünde kuzeybatılı rüzgarları olan ve rüzgar şifti (rüzgar yön değişikliği) bu biçimde oluşan (tipik olanlarında) modellerdir. Her sırtın beslendiği bir sıcak havası, üzerinde, önünde veya gerisinde bir sıcak dili vardır. Troflarda bu durum tersinedir. Soğuk havası ve izoterm trofu söz konusudur. Sırtlar kırık çizgilerle (~~~~~) belirtilir (Şekil 13.6).



Şekil 13.6. Trof ve Sırtın Belirtilmesi.

Trofların bulunduğu soğuk hava veya alçak merkezlerde cephesel sistemler bulunmuyorsa, bu merkezlerdeki troflar kararsızlığın ve konvektif faaliyetin fazla olması nedeniyle aktivite yönünden daha kuvvetlidir. Trofun yağışa neden olabilmesi için yer basıncının düşük, tandansların fazla yükseliş göstermemeleri gerekir.

Sırtların da hava tahmininde yeri büyüktür. Troflar nasıl kötü hava koşullarının

belirticisi ise sırtlar da bunun aksine sis olayı dışında iyi havanın belirticisidir.

Genellikle atmosferik yatay hareketler, dünyanın batıdan doğuya doğru hareketi nedeni ile bu yöndedir. Diğer taraftan hava kütlelerinin hareketleri yüksek basınç merkezinden alçak basınç merkezine doğrudur. Bu hareketin sonucunda rüzgar meydana gelir. Genelde sis olayı dışındaki meteorolojik olaylar alçak basınç merkezlerinde görülürler. Alçak ve yüksek basınç merkezlerinin standart özellikleri belirli olduğuna göre hava tahminindeki başarının yüksek olması alçak ve yüksek basınç merkezlerinin tahmin periyodu içinde hava tahmini yapılacak bölgeyi etkileyebilecek merkez yer ve değerlerinin doğru bir şekilde belirlenmesine bağlıdır. Bu amaçla yapılan tahmin haritalarına prognostik haritaları denir. Prognostik haritaları bugün için çeşitli yöntemler ile elde edilmektedir. Uzun vadeli prognostik haritaları sayısal hava tahmin merkezlerinde 10 günlüğe kadar hazırlanmaktadır. Merkezi Londra'da bulunan Avrupa Orta Vadeli Hava Tahmin Merkezi çok büyük kapasiteli bilgisayarlarla bu konuda çalışmalar yapmaktadır. Türkiye bu merkeze üye 17 devletten birisidir.

Siklonlar ve cephe sistemlerinin hareketleri aşağıda belirtilen yöntemlerle de saptanabilmektedir.

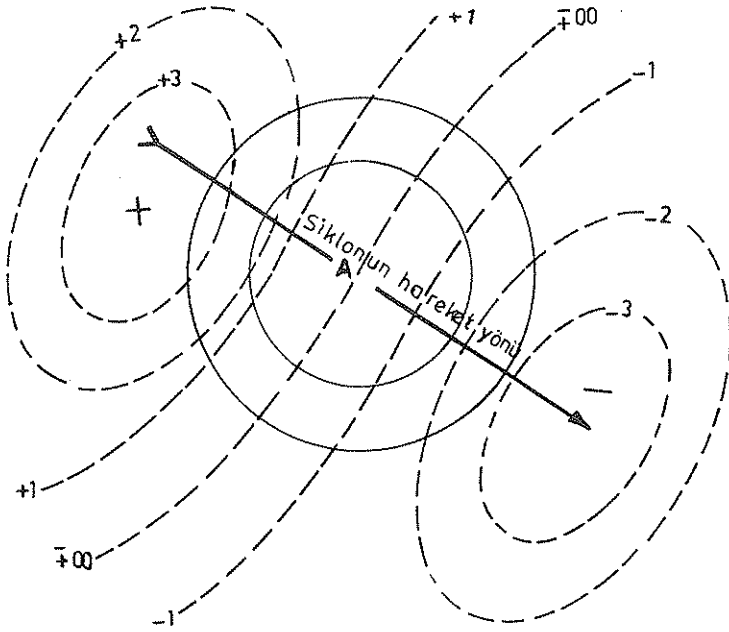
-Katlama Yöntemi: Bir siklonun belirli zaman periyodu (06, 12, 18, 24 saatlik) içinde kat etmiş olduğu uzaklığı gelecekteki aynı zaman periyodu içerisinde alacağı düşünülür. Geçmiş periyod içerisinde siklonun taşıdığı aktivite, adveksiyon (yatay hava hareketi), tandans, rüzgarın hareket yön ve hızı gibi özellikler ile ilerideki periyotlarda taşıyacağı özelliklerin aynı olması gerekir. Bu yöntem kaba bir yöntem olmasına karşın iyi sonuçlar vermektedir.

- Tandans Yöntemi: Yer kartında eşit tandans değerlerini birleştirerek yükseliş ve düşüş sahalarında (merkezlerinde) en kuvvetli yükseliş değerinden en düşük düşüş değerine bir hat çizilerek oluşturulan vektör yönü siklonun hareket yönünü gösterir (Şekil 13.7). Bu yöne belirli periyot içerisindeki kat etmiş olduğu uzaklık işaretlenmek üzere sistemin hızı da tahmini olarak hesap edilir. Bunların dışında siklonların hareket hızını verecek formüller varsa da bunların pratikte uygulanması düşük olduğu için geçerlilik kazanmadıkları görülür.

-İzollabar Yöntemi: 24 saatlik basınç farkları alınarak çıkartılan izollabar eğri ve merkezlerinin 500 hpa kontur akışlarına uygun olarak geostrafik rüzgar hızına (knot olarak) yaklaşık bir hızla siklonların hareketi belirlenir.

Cephesel sistemlerin hareketleri de basınç gradient ve tandans yöntemiyle açıklanabilir.

-Basınç Gradient Yöntemi: Soğuk cephe gerisinde alınan 7,5 hpa'lık bir basınç gradientının geostrafik rüzgar ıskalasına eşdeğer hızı kadar sektör rüzgarı doğrultusunda cephesel sistemler hareket gösterirler.



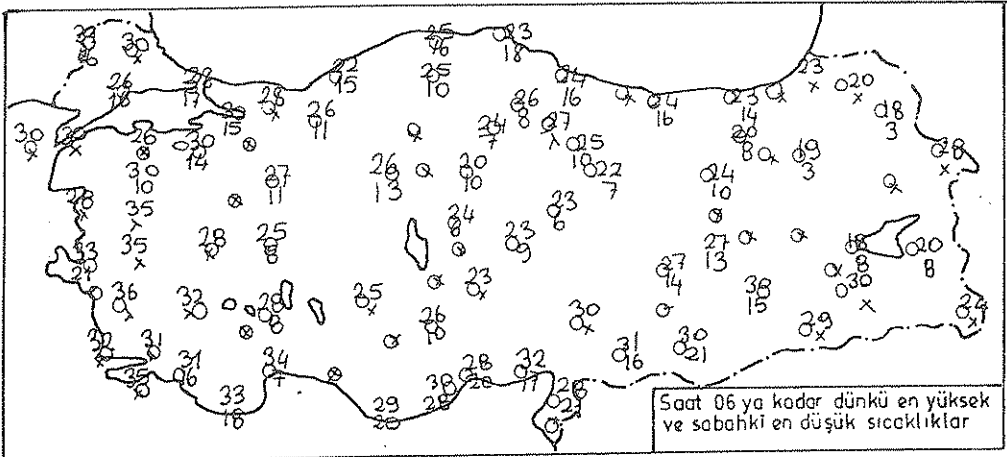
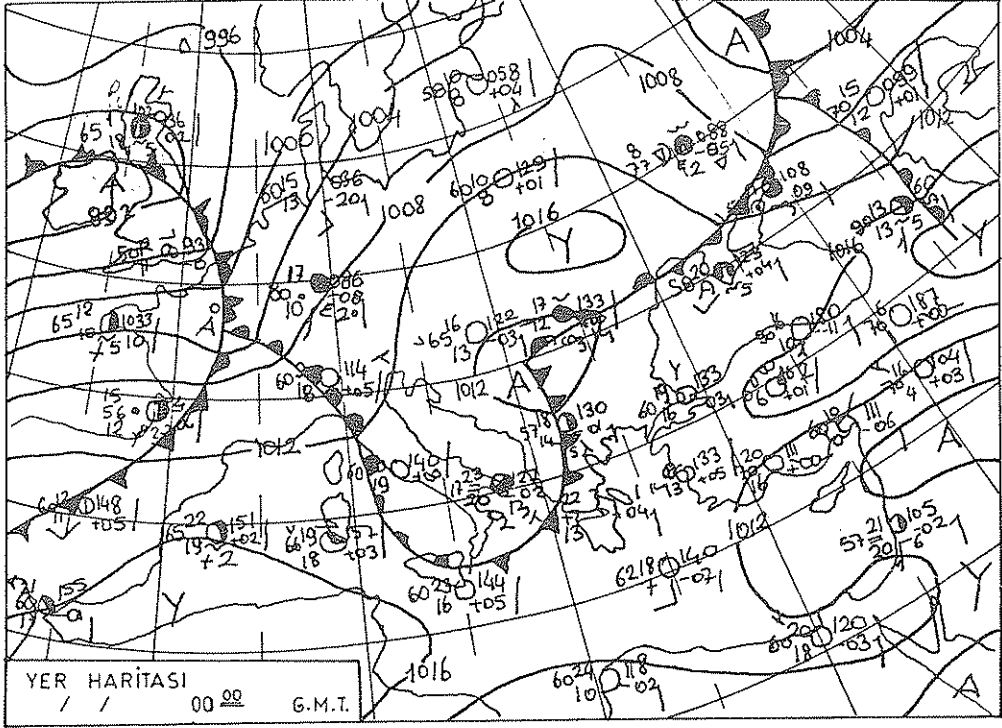
Şekil 13.7. Siklonun Hareket Yönü.

- Tandans Yöntemi: Cephesel sistemin bağlı olduğu siklon sahasının tandans eğrileri çizilir. Sonuçta tandans eğrilerinin en kuvvetli yükseliş merkezi değerinden, en düşük düşüş merkezine doğru bir hat çizilerek merkezlerinin birleştirilmesi sonucu oluşturulan vektörün yönü cephesel sistemin hareket yönünü gösterir. Bu yöntem siklonlarda olduğu gibi cephesel sistemlerde de iyi sonuç vermektedir.

Bu yöntemlerden başka kullanılan diğer bir yöntem cephesel sistemlerin sektör rüzgarı doğrultusunda ve 700 hpa geostrafik rüzgarının hızı kadar bir hızla hareket etmesidir. 700 hpa rüzgar hızının seçilmesi bu tabakanın ortalama atmosfer tabakası olarak kabul edilmesidir.

Bütün bu yöntemler kullanılırken kara ve deniz yüzeyi ayrıcalıkları, buna bağlı olarak sistemin hareketinin sürtürme ile değişeceğinin gözönüne alınması gerekir.

Radyo ve TV'den dinlenip izlenen hava tahminleri yukarıda anlatılan yüksek atmosfer standart basınç seviye, sinoptik ve prognostik haritaları, meteorolojik uydu resimleri, radar bilgilerinin değerlendirildiği Meteoroloji Genel Müdürlüğünde yapılan birifinglerle sonuca bağlanmaktadır. Bu konuya ilişkin günlük meteorolojik haritalar Şekil 13.8'de görülmektedir.



Şekil 13.8. Günlük Meteorolojik Haritaların İşlenmiş Şekilleri

LİTERATÜR

- Aktüzüm, T., 1986, Agrometeoroloji ve Kültürteknik Çalışmalarında Yeri, Kültürteknikçe Giriş. Ankara Üniversitesi Ziraat Fakültesi Yayınları, No: 996, s 155-167, Ankara.
- Balcı, A., 1971, Zirai Meteoroloji, Ege Üniversitesi Ziraat Fakültesi Yayınları, No: 187, (Çeviri), İzmir.
- Barry, R.G., A.H. Perry, 1973. Synoptic Climatology, London.
- Battan, L.J., 1973, Radar Observation of the Atmosphere, Univ. of Chicago, Press.
- Battan, L.J., 1979, Wetter, Ferdinand Enke Verlag Stuttgart.
- Blüthgen, J., 1966, Allgemeine Klimageographie, Berlin.
- Craig, R.A., 1965, The Upper Atmosphere, New York.
- Çölaşan, Ü.E., 1959, Meteoroloji, İklim ve Ziraat, Gürsoy Basımevi, Ankara.
- Ekmekyapar, T., 1979, Tarımsal Yapılarda Çevre Koşullarının Düzenlenmesinde ve Bitkisel Ürünlerin Kurutulmasında, Depolanmasında Psikrometrenin Önemi, Atatürk Üniversitesi Ziraat Fakültesi, Ziraat Dergisi, 10 (3-4): 161-176, Erzurum.
- Flohn, H., 1969, Climate and Weather, London.
- Fortak, H., 1971, Meteorologie, Darmstadt.
- Hess, S.L., 1959, Introduction to Theoretical Meteorology, New York.
- Holton, J.R., 1972, An Introduction to Dynamic Meteorology, New York.
- Morton, F.I., 1978. Estimating Evapotranspiration From Potential Evaporation Practicallity of an Oconoclastic Approach, Journal of Hidrology 38: 1-32.
- Oğuzer, V., 1985, İklim Bilgisi I, Çukurova Üniversitesi Ziraat Fakültesi Ders Notu Yayınları, No. 26, Adana.
- Öncüler, K., A.Y.Erdem, H.Sipahioğlu, M.Akkaş, 1982, Genel Meteoroloji I-II. Meteoroloji Teknik Lisesi, Ankara.
- Reiter, E.R., 1961. Meteorologie der Strahlströme, Berlin-Heidelberg.
- Reuter, H., 1968. Die Vissenchaft vom Wetter, Berlin-Heidelberg.
- Riehl, H., 1954. Tropical Meteorology, London.
- Rosenberg, N.J., 1974. Micro-Climate: The Biological Environment, A Wiley-Interscience Publication, New York.
- Sellers, W.D., 1965, Physical Climatology, University of Chicago Press.
- Sönmez, N., A. Balaban., E.Benli., 1981, Kültürteknik, Ankara Üniversitesi Ziraat Fakültesi Yayınları, No: 761, Ankara.
- Tanın, Y., N.Ünal., M.Kacar., 1982, Tarımsal Meteoroloji I-II. Meteoroloji Teknik Lisesi, Ankara.

- Thompson, P.D., 1961, Numerical Weather Analysis and Prediction, London.
- Tülücü, K., 1987, Hidroloji. ukurova Üniversitesi Ziraat Fakültesi Ders Kitabı, No, 50, Adana.
- Withers, B., S.Vipond., K.Lecher., 1978, Bewaesserung Verlag Paul Parey, Berlin.
- Yardımcı, N., M.Okuroğlu., A.V.Yağanoğlu, 1988, Meteoroloji I. Atatürk Üniversitesi Ziraat Fakültesi Ders Notları, No, 85, Erzurum.
- Yazar, A., R.Kamber., O. Tekinel., 1985, Yağmurlama Sulama Sistemlerinin Sulama Dışında Diğer Amaçlarla Kullanılması. Doğa Bilim Dergisi, Seri D₂ 9(3): 425-434.