

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**TÜRKİYE'NİN AŞAĞI TROPOSFER
TERMODİNAMİK KLİMATOLOJİSİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ
Meteoroloji Mühendisi Ceyhan KAHYA
511971053

101039

101039

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 5 Haziran 2000
Tezin Savunulduğu Tarih : 29 Haziran 2000

Tez Danışmanı : Doç. Dr. Mikdat KADIOĞLU
Diğer Jüri Üyeleri : Doç. Dr. Zerefşan KAYMAZ (İTÜ)
Prof. Dr. Zafer ASLAN (Beykent Ü.)







HAZİRAN 2000

ÖNSÖZ

Türkiye üzerindeki aşağı troposferin termodinamik özellikleri, aşağı atmosferdeki nemli ve orta atmosferdeki kuru bölgelerin tespiti ile birlikte bu bölgelerin konvektif kararsızlık ve şiddetli fırtınalarla olan ilişkileri, mezo ölçekte araştırılmıştır. Buna bağlı olarak Türkiye'de bulunan 7 adet radyosonde istasyonunun 1972-1997 yılları arasındaki değişik periyotlarda ve seviyelerdeki günlük yukarı seviye verilerinin kalite kontrolünün yapılmasının ardından termodinamik değişkenler elde edilmiş ve kararsızlık indeksleriyle karşılaştırılmaları sonucunda orajların oluşum mekanizmalarına açıklık getirilmesine çalışılmıştır. Özellikle ilkbahar ve sonbahar aylarında oraj miktarında bir artış olduğu da saptanmıştır.

Bu çalışmada konunun belirlenmesi ve çalışmanın sürdürülmesi sırasındaki katkılarından dolayı danışmanım Doç. Dr. Mikdat Kadioğlu'na, her zaman destek olan Arş. Gör. Ahmet Öztopal'a, Arş. Gör. C. Raik Orbay'a, Y. Müh. Ercüment Türkoğlu'na ve manevi katkıları için aileme teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

KISALTMALAR	v
TABLO LİSTESİ	vi
ŞEKİL LİSTESİ	vii
SEMBOL LİSTESİ	ix
ÖZET	x
SUMMARY	xi
1. GİRİŞ	1
2. ÇALIŞMA ALANI VE KULLANILAN VERİ	9
2.1. Çalışma Alanının Topografik Özellikleri	9
2.2. Çalışma Alanının İklimsel Özellikleri	11
2.3. Kullanılan Radyosonde Verileri	17
2.4. Genişletilmiş Hidrostatik Veri Kalite Kontrolü	18
3. TERMODİNAMİK DEĞİŞKENLER VE OTOMASYON	33
3.1. Bağıl Nem	34
3.2. Karışma Oranı	35
3.3. Çiy Noktası Sıcaklığı	36
3.4. Yükselmeyle Yoğunlaşma Seviyesi	37
3.5. Eşdeğer Potansiyel Sıcaklık	38
3.6. Sıcaklık Lapse Rate	38
3.7. Hidrostatik Kararsızlık	40
3.8. Kararsızlık İndeksleri	41
4. AŞAĞI TROPOSFERİN TERMODİNAMİK ÖZELLİKLERİ	58
4.1. Temel Termodinamik Değişkenler	58
4.2. Karışma Oranı ve Potansiyel Sıcaklık	61
4.3. Eşdeğer Potansiyel Sıcaklık ve Bağıl Nem	66
5. KARARSIZLIK VE ORAJ ANALİZLERİ	71
5.1. Oraj Dağılımı ve Değişimi	72
5.2. Statik Kararsızlık	75
5.2.1. Jefferson İndeksi	76
5.2.2. K-İndeksi	76
5.2.3. Showalter İndeksi	76
5.2.4. Toplam-Topamlar İndeksi	77
5.3. Gravitasyonel Kararsızlık	77
5.3.1. Mutlak Kararsızlık	77
5.3.2. Potansiyel Kararsızlık	81

5.3.3. Şartlı Kararsızlık	82
5.4. Bulut Taban Yüksekliği	84
6. SONUÇ VE ÖNERİLER	87
KAYNAKLAR	91
EKLER	96
ÖZGEÇMİŞ	156



KISALTMALAR

MKK	: Mezo Ölçekli Konvektif Kompleksler
CAPE	: Convective Available Potential Energy
DMA	: Decision Making Algorithm
CHQC	: Complex Hydrostatic Quality Control
MOD	: Meteorolojik Uygulama Bölümü Uzmanı
VALUE	: Orijinal Değer
LFC	: Yükselmeyle Zorlanan Konveksiyon
MOS	: Model Output Statistic
LCL	: Yükselmeyle Yoğunlaşma Seviyesi
WMO	: World Meteorological Organisation
ABD	: Amerika Birleşik Devletleri



TABLO LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 2.1. Verileri Kullanılan Radyosonde İstasyonları	18
Tablo 2.2. Standart Tabaka Yükseklik Fazlalıkları.....	28
Tablo 3.1. Meteorolojik Değişkenler Korunuyor mu?.....	34
Tablo 3.2. Showalter İndeksi Kritik değerleri	43
Tablo 3.3. Düzeltilmiş Showalter İndeksi 1 Kritik Değerleri.....	44
Tablo 3.4. Düzeltilmiş Showalter İndeksi 2 Kritik Değerleri.....	44
Tablo 3.5. Düzeltilmiş Showalter İndeksi 3 Kritik Değerleri.....	45
Tablo 3.6. K-İndeksi Kritik Değerleri.....	46
Tablo 3.7. Rackliff İndeksi İçin Kritik Değerler.....	47
Tablo 3.8. Jefferson İndeksi Kritik Değerleri.....	48
Tablo 3.9. Adedokun İndeksi 1-2 Kritik Değerleri.....	49
Tablo 3.10 Lifted İndeksi Kritik Değerleri.....	50
Tablo 3.11 VT-CT-TT İndeksleri Kritik Değerleri.....	51
Tablo 3.12 Potansiyel Islak Hazne İndeksi Kritik Değerleri.....	53
Tablo 3.13 SWEAT İndeksi Kritik Değerleri.....	54
Tablo 3.14 Reap Konvektif Kararsızlık İndeksi Kritik Değerleri.....	54
Tablo 3.15 KO İndeksi Kritik Değerleri.....	55
Tablo 3.16 Nem İndeksi Kritik Değerleri.....	56
Tablo 3.17 Sarı İndeksi Kritik Değerleri.....	56
Tablo 3.18 Enerji Kararsızlık İndeksi Kritik Değerleri.....	57

ŞEKİL LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 2.1	Türkiye Topoğrafyası 97
Şekil 2.2	Akdeniz Merkezli Dağılım 98
Şekil 2.3	Karadeniz Merkezli Dağılım 99
Şekil 2.4	Rüzgarların Dağılımı 100
Şekil 2.5	Radyosonde İstasyonlarının Konumu 101
Şekil 2.6	Oraj Gözlem İstasyonlarının Konumu..... 101
Şekil 2.7	Basınç, Yükseklik, Sıcaklık ve Fazlalıklar Şeması..... 25
Şekil 2.8	1. Tip Hata, Tek Basamak Düzeltmesi..... 31
Şekil 2.9	3. Tip hata, Sıcaklık ve Yükseklik Düzeltmesi..... 32
Şekil 4.1	Yer Seviyesi Basınç Dağılımı..... 102
Şekil 4.2	850 mb Jeopotansiyel Yükseklik Dağılımı..... 103
Şekil 4.3	700 mb Jeopotansiyel Yükseklik Dağılım..... 104
Şekil 4.4	500 mb Jeopotansiyel Yükseklik Dağılım..... 105
Şekil 4.5	700 mb Çiy Noktası Sıcaklığı Dağılımı..... 106
Şekil 4.6	500 mb Çiy Noktası Sıcaklığı Dağılımı..... 107
Şekil 4.7	Yer Seviyesi T-Td Dağılımı..... 108
Şekil 4.8	700 mb T-Td Dağılımı..... 109
Şekil 4.9	500 mb T-Td Dağılımı..... 110
Şekil 4.10	Yer Seviyesi Kuru Hazne Sıcaklığı Dağılımı..... 111
Şekil 4.11	Yer Seviyesi Karışma Oranı ve Potansiyel Sıcaklık Dağılımı..... 112
Şekil 4.12	850 mb Karışma Oranı ve Potansiyel Sıcaklık Dağılımı..... 113
Şekil 4.13	700 mb Karışma Oranı ve Potansiyel Sıcaklık Dağılımı..... 114
Şekil 4.14	Yer Seviyesi Bağlı Nem ve Eşdeğer Potansiyel Sıcaklık Dağılımı. 115
Şekil 4.15	850 mb Bağlı Nem ve Eşdeğer Potansiyel Sıcaklık Dağılımı..... 116
Şekil 4.16	700 mb Bağlı Nem ve Eşdeğer Potansiyel Sıcaklık Dağılımı..... 117
Şekil 4.17	500 mb Bağlı Nem ve Eşdeğer Potansiyel Sıcaklık Dağılımı..... 118
Şekil 5.1	Radyosonde İstasyonlarında Kayıt Edilmiş Aylık Ortalama Oraj Gözlem Sayıları ile Orajların Aylık Oluşum Yüzdeleri..... 119
Şekil 5.2.a	Tüm Türkiye Çapında Kayıt Edilmiş Aylık Ortalama Orajlı Gün Sayıları..... 120
Şekil 5.2.b	Tüm Türkiye Çapında Kayıt Edilmiş Aylık Ortalama Orajlı Gün Sayıları..... 121
Şekil 5.2.c	Tüm Türkiye Çapında Kayıt Edilmiş Aylık Ortalama Orajlı Gün Sayıları..... 122
Şekil 5.3.a	Türkiye Genelinde Gözlenen Aylık Oraj Oluşum Sayılarının Yıllık Toplam Oraj Sayılarına Göre Belirlenmiş Yüzdeleri..... 123
Şekil 5.3.b	Türkiye Genelinde Gözlenen Aylık Oraj Oluşum Sayılarının Yıllık Toplam Oraj Sayılarına Göre Belirlenmiş Yüzdeleri..... 124
Şekil 5.3.c	Türkiye Genelinde Gözlenen Aylık Oraj Oluşum Sayılarının Yıllık Toplam Oraj Sayılarına Göre Belirlenmiş Yüzdeleri..... 125

Şekil 5.4.a	Radyosonde İstasyonlarında Gözlenen Aylık Orajlı Gün Sayıları...	126
Şekil 5.4.b	Radyosonde İstasyonlarında Gözlenen Aylık Orajlı Gün Sayıları...	127
Şekil 5.4.c	Radyosonde İstasyonlarında Gözlenen Aylık Orajlı Gün Sayıları..	128
Şekil 5.5.a	Radyosonde İstasyonları için Hesaplanan İndekslerin Aylık Ortalamaları.....	129
Şekil 5.5.b	Radyosonde İstasyonları için Hesaplanan İndekslerin Aylık Ortalamaları.....	130
Şekil 5.5.c	Radyosonde İstasyonları için Hesaplanan İndekslerin Aylık Ortalamaları.....	131
Şekil 5.5.d	Radyosonde İstasyonları için Hesaplanan İndekslerin Aylık Ortalamaları.....	132
Şekil 5.5.e	Radyosonde İstasyonları için Hesaplanan İndekslerin Aylık Ortalamaları.....	133
Şekil 5.5.f	Radyosonde İstasyonları için Hesaplanan İndekslerin Aylık Ortalamaları.....	134
Şekil 5.5.g	Radyosonde İstasyonları için Hesaplanan İndekslerin Aylık Ortalamaları.....	135
Şekil 5.6	Jefferson İndeksinin Radyosonde İstasyonlarında Hesaplanan Mayıs ve Ekim Ayı Ortalamaları.....	136
Şekil 5.7.a	K-İndeksinin Radyosonde İstasyonlarında Hesaplanan Mayıs ve Ekim Ayı Ortalamaları.....	137
Şekil 5.7.b	Düzeltilmiş K-İndeksinin Radyosonde İstasyonlarında Hesaplanan Mayıs ve Ekim Ayı Ortalamaları.....	138
Şekil 5.8.a	Showalter İndeksinin Radyosonde İstasyonlarında Hesaplanan Mayıs ve Ekim Ayı Ortalamaları.....	139
Şekil 5.8.b	Showalter-3 İndeksinin Radyosonde İstasyonlarında Hesaplanan Mayıs ve Ekim Ayı Ortalamaları.....	140
Şekil 5.9.a	Çapraz Toplamlar İndeksinin Radyosonde İstasyonlarında Hesaplanan Mayıs ve Ekim Ayı Ortalamaları.....	141
Şekil 5.9.b	Düzeltilmiş Toplamlar İndeksinin Radyosonde İstasyonlarında Hesaplanan Mayıs ve Ekim Ayı Ortalamaları.....	142
Şekil 5.10.a	Toplam-Toplamlar İndeksinin Radyosonde İstasyonlarında Hesaplanan Mayıs ve Ekim Ayı Ortalamaları.....	143
Şekil 5.10.b	Düşey Toplamlar İndeksinin Radyosonde İstasyonlarında Hesaplanan Mayıs ve Ekim Ayı Ortalamaları.....	144
Şekil 5.11.a	Ankara için Aylık Lapse Rate Dağılımı.....	145
Şekil 5.11.b	İstanbul için Aylık Lapse Rate Dağılımı.....	146
Şekil 5.12.a	500-850 mb Mayıs ve Ekim Ayı Lapse Rate Dağılımı.....	147
Şekil 5.12.b	500-700 mb Mayıs ve Ekim Ayı Lapse Rate Dağılımı.....	148
Şekil 5.13	Potansiyel Sıcaklık Profilleri.....	149
Şekil 5.14	Eşdeğer Potansiyel Sıcaklık Profilleri.....	150
Şekil 5.15	T-Td Profilleri.....	151
Şekil 5.16	LCL Seviyesi Sıcaklık, Denizden Yükseklik ve Basınç Dağılımı...	152
Şekil 5.17	LCL Seviyesi Dağılımı.....	153
Şekil 5.18	LCL Seviyesi Mayıs ve Ekim Ayları Basınç Dağılımı.....	154
Şekil 5.19	LCL Seviyesi Mayıs ve Ekim Ayları Sıcaklık Dağılımı.....	155

SEMBOL LİSTESİ

e_s	: Doymuş Buhar Basıncı
g	: Yerçekimi İvmesi
P	: Basınç
q	: Özgül Nem
q_s	: Doymuş Özgül Nem
R	: Kuru Hava Gaz Sabiti
RH	: Bağlı Nem
R_v	: Subuharı Gaz Sabiti
T	: Sıcaklık
T_d	: Çiy Noktası Sıcaklığı
T_{lay}	: Tabaka Sıcaklığı
T_v	: Mutlak Virtüel Sıcaklık
w	: Karışma Oranı
w_s	: Doymuş Karışma Oranı
z	: Yükseklik
θ_s	: Doymuş Potansiyel Sıcaklık
θ_w	: Islak Hazne Sıcaklığı
θ_e	: Eşdeğer Potansiyel Sıcaklık

TÜRKİYE'NİN AŞAĞI TROPOSFER TERMODİNAMİK KLİMATOLOJİSİ

ÖZET

Genel olarak aşırı yağış, kuvvetli fırtınalar, türbülans ve buzlanma gibi, can ve mal kayıplarına neden olan, doğal afetlere yol açabilecek meteorolojik olayların tahmini için aşağı atmosferin termodinamik özelliklerinin de bilinmesi gerekmektedir. Bu bağlamda, orajlar ön plana çıkmaktadır. Türkiye'de ilkbahar sonları ile yaz mevsimi başlarında küçük ölçek hava hareketlerinin bir sonucu olan ve düşey olarak gelişen konvektif yağışlar görülmektedir. Dolayısıyla bu çalışmada önce Türkiye üzerindeki aşağı troposferin termodinamik özelliklerinin belirlenmesi, daha sonra ise aşağı troposferdeki nemli ve orta atmosferdeki kuru bölgelerin tespiti sonucunda konvektif kararsızlık ve şiddetli fırtınalarla ilişkisinin mezo ölçekte tespit edilmesi amaçlanmıştır.

Bunun yanısıra çalışma alanının topoğrafyası ve iklimsel özelliklerine değinilmiş ve meteorolojik olaylara etkisi incelenmiştir. Türkiye'de bulunan 7 radyosonde istasyonundan elde edilen 1972-1997 arasındaki döneme ait verilerin kalite kontrolünün yapılmasının ardından, düzeltme teknikleri uygulanmıştır. Kalite kontrolünün ve gerekli düzeltmelerin yapıldığı verilerle, aylık ortalama bağıl nem, karışma oranı, çiy noktası sıcaklığı, eşdeğer potansiyel sıcaklık, lapse rate gibi aşağı troposferin termodinamik değişkenleri hesaplanmıştır. Bu değişkenlerin analizi ve orajların oluşum mekanizmasının anlaşılabilmesi için gerekli olan kararsızlık indeksleri ile karşılaştırılması sonucunda yersel ve zamansal analizleri yapılmıştır. Bu analizlere bağlı olarak konvektif yağış sistemlerinin dağılımları ile oraj klimatolojisinin çıkarılması mümkün olmuştur. Türkiye'yi çevreleyen denizlerden özellikle Akdeniz'in nem adveksiyonu topoğrafik nedenlere bağlı olarak daha çok yukarı seviyelerden gözlenebilmektedir. Türkiye'deki oraj oluşumu diferansiyel ısınma, topoğrafya, denize uzaklıkla birlikte cephesel sistemlerin bir sonucu olmaktadır. İç Anadolu ve Güneydoğu Anadolu Bölgesi Türkiye'nin en orajlı yerleri iken, Ege Bölgesi ise orajın en az görüldüğü yer olmaktadır. Sonuç olarak çalışma alanının genişletilmesi ve Türkiye'nin genel özelliklerini tanımlayabilecek yeni indekslerin elde edilmesine bağlı olarak önerilerde bulunmaktadır.

A LOWER-TROPOSPHERIC THERMODYNAMIC CLIMATOLOGY OF TURKEY

ÖZET

In general in order to forecast the heavy rains, severe storms and turbulence, which can cause disasters, the thermodynamic properties of the lower atmosphere, should be known. Thus thunderstorms are crucial to be examined. In this study, at first the detection of the thermodynamic features of the lower troposphere was provided and the detection of the humid regions in the lower troposphere and the dry regions in the middle atmosphere was investigated to discover the relationship among convective instabilities and severe storms.

In addition, the effect of the topography and the climate conditions of meteorological phenomena was also examined. Data of the 7 radiosonde stations in Turkey for 25 years (1972-1997) were quality controlled and corrected if necessary. After quality controlling and making necessary corrections on obtained data variables of the lower troposphere such as; mixing ratio, dew point temperature, equivalent potential temperature and lapse rate were calculated. Local and time scale analysis were made via analysis of data mentioned above and compared with instability indices. Convective precipitation systems and thunderstorm climatologies were described based on the aforementioned analysis. Among the seas surrounding Turkey, particularly the Mediterranean's humidity advection can be observed from the upper levels of the atmosphere. The thunderstorm formation in Turkey was found to be the result of differential heating, topography, distance from the sea and atmospheric front systems. Middle and Southeastern Anatolia were Turkey's thunderstorm regions, whereas Aegean region was the least affected.

Consequently, suggestions for the enlargement of the study area and validation of new indices for determination of Turkey's general specifications were presented.

BÖLÜM I

GİRİŞ

Doğal afetler genel olarak, can ve mal kayıplarına neden olan ve toplumun sosyo-ekonomik faaliyetlerini aksatan tabiat olayları olarak tanımlanmaktadır. Bu tanıma bağlı olarak sel ve taşkınlara neden olan aşırı yağışlar, büyük su sıkıntısına neden olan kuraklık, trafiği felce uğratan sağanaklar, aşırı kar, yoğun sis, yolların buzlanması, kuvvetli fırtınalar, kararlı hava şartlarında ortaya çıkan tehlikeli hava kirliliği, hava hareketleri ile taşınan nükleer ve kimyasal kirleticiler gibi meteorolojik karakterli doğa olayları, doğal afet olarak nitelendirilebilmektedir.

Konvektif kararsızlık ve şiddetli fırtınaların (Huntrieser ve diğ., 1997), deniz ve kara hortumlarının, mikropatlamaların (Konrad II, 1997), ani sellerin (Crimp ve Mason, 1999), uçakların buzlanması ve türbülansın (Lilly ve diğ., 1998), bulut taban yüksekliklerinin, maksimum sıcaklıklar vb. gibi afetlere yol açabilecek önemli meteorolojik olayların da tahmini açısından en azından aşağı atmosferin termodinamik özelliklerinin bilinmesi gerekmektedir.

Dünyanın herhangi bir yerinde, herhangi bir anda yaklaşık 2000 tane meydana gelen ve bunun sonucunda can kaybının yanı sıra, ekonomik zararlara da neden olan orajlar, meteorolojik olaylar açısından ön plana çıkmaktadır (Seargent, 1991).

Orajlar, sel ve taşkınların gelecekte tekrar meydana gelmeden önce tahmin edilip halkın ve ilgili makamların önceden uyarılabilmesi, gerekli teknolojinin kullanılıyor olması ve bu olayları oluşturan mekanizmaları ne kadar anlayabildiğimize bağlı olmaktadır. Eldeki verilerin ne anlama geldiği, gözlenen meteorolojik özelliklerin neyi işaret ettiği ise ancak daha önceki bilgilerin değerlendirilmesiyle mümkündür. Bu nedenle sel ve fırtına tahmini için meteorolojik etütlerin yapılması olmazsa-olmaz bir şart olarak ortaya çıkmaktadır. Bu amaçla Türkiye'de sel ve taşkınlara neden olan yağmur

fırtınalarına ait hava sistemlerinin, mevcut yüzey ve yukarı seviye hava gözlemlerinin kinematik ve termodinamik analizlerinin yapılması gerekmektedir.

Ülkemizin de yer aldığı orta enlemlerde, genellikle ilkbaharın sonları ve yaz mevsiminin başlarında, hareketli siklonlar ve onlara bağlı olarak geniş stratiform bulutların neden olduğu konvektif olmayan, kararlı yağışların yerini, küçük ölçekli hava hareketleri ile karakterize edilen ve düşey olarak gelişen konvektif bulutların oluşturduğu konvektif yağışlar almaktadır.

Dünyada orta enlemlerde yer alan bir çok yerde yağış bırakan kümülonimbüs bulutları, bitkilerin büyüme mevsimindeki yağışla birlikte, insan ve bitkilerin ihtiyaç duyduğu suyu sağlamaktadır. Aynı zamanda kümülonimbüs bulutları, ani ve aşırı yağışları da oluşturarak, insanları, evcil ve vahşi hayvanların ölümüne neden olup, doğayı tahrip etmekte ve büyük ekonomik kayıplara neden olmaktadır. Bir yağmur fırtınasının ortaya koyduğu yağmurun miktarı, konvektif sistemlerin organizasyonu ve yapısı yanında, atmosferin genel sirkülasyonundan küçük konvektif bir buluta kadar geniş bir çerçevede değerlendirilebilecek, çeşitli ölçeklerdeki hava sistemleriyle yakından ilgilidir.

Oraj dinamiği, karmaşık yapısı ve orajların sadece birkaç kilometrekare ile ifade edilebilecek kadar lokal meydana gelmesi nedeniyle, güvenilir tahmin yapılması en zor meteorolojik olaylardan biridir. Deniz meltemi ya da dağ rüzgarları gibi mezo ölçek olayların etkisi zorluğu daha da artırmaktadır. Şiddetli orajlar evrensel olaylardır. Genel olarak orta enlemlerde konvektif enerjinin en yüksek seviyeye ulaştığı yaz aylarında, ya da tropikal enlemlerde musonlardan önce görülmektedir. Şiddetli orajlar çoğunlukla kuvvetli düşey rüzgar kaymaları ve yaklaşan orta enlem sinoptik ölçek soğuk cephelerinin alçak basınç oluk sistemi ile ilişkili yukarı seviye diverjansının olduğu bölgelerde oluşmaktadır. Orajlar konvektif bir oluşumun bir sonucu olarak aşağı seviye ısınmasına ve nemliliğine dayanmaktadır. Yüzeyden ısı enerjisi almakta ve bunu şimşek halinde elektrik enerjisine, rüzgar şeklinde de kinetik enerjiye çevirmektedir.

Genel olarak ele alındığında orajların oluşabilmesi için, kararsızlık, yükselici akım bölgeleri, atmosferin orta ve alt tabakasında nemlilik, üst seviyelerde sıcak ve kuru havanın varolması şartlarının sağlanması gerekmektedir. Atmosferik konveksiyon,

düşey kararlılığın serbest bırakılması ve kararlılık boyutu ile serbest bırakma yöntemine dayanan konveksiyonun şiddeti sonucunda ortaya çıkmaktadır. Bunun sonucunda bir kümülonimbus bulutunun gelişiminin tahmin edilmesi sırasında karşılaşılan problemlere, kararlılığın dağılımının bilinmesiyle yanıt bulunmaktadır. Aslında kümülonimbus hakkında yapılan daha önceki araştırmalar sinoptik ölçekte gökgürültüsü aktivitesi ve kararlılık dağılımı arasındaki ilişkinin bulunması üzerinde yoğunlaşmıştır (Atkinson, 1981).

Orajlar yıllardır hava kütleleri ya da cephesel yapılar olarak nitelendirilmiştir. Gerçekte kararsızlık olayı güneşlenmenin bir sonucu olarak göz önüne alınırken, cephelerdeki yükselme olayının kararsızlığı tanımlanamayan bir biçimde ifade ettiği öne sürülmektedir. Namias (1940) bu tip sınıflandırmaya ilişkin ayrıntılı bir çalışma yapmıştır.

Daha sonraları fırtınalar ve bunların benzer sinoptik ölçek sirkülasyonları arasındaki ilişkinin tanımlanmasına yönelik olarak yapılan çalışmalar iki şekilde yürütülmüştür: Şiddetli konveksiyona neden olduğu bilinen sıcaklığın ve nemliliğin düşey sondaj analizleri ve gökgürültülü fırtınaların (orajların), siklonların çeşitli özelliklerinin dağılımları ile olan yersel ilişkisinin daha kapsamlı araştırılması. Gerçeğe ilişkin birçok yaklaşım bulunmakta, fakat bu çalışmada bunların küçük bir kısmından bahsedilmektedir. Chalker (1949) sağanakların sadece kararsızlığa değil, aynı zamanda aşağı troposferin bağıl nemine de bağlı olduğunu göstermiştir. Fawbush ve Miller (1954) ve Beebe (1958), çeşitli konvektif aktivitelere dayalı tornadoların meydana gelebileceği hava kütlesi tiplerini analiz etmişlerdir. Bu yaklaşımla bağlantılı olarak kararsızlık indekslerinin türetilmesi gerektiği ortaya çıkmış ve bu bağlamda elde edilen indeksler içerisinde en dikkat çeken Showalter (1953)'inki olmuştur (Atkinson, 1981). Benzer şekilde, havanın, yükselerek konvektif sistemleri oluşturması için, 'buoyancy' kuvvet tarafından kaldırılması gerekir. Bu kuvvetin bir ölçüsü olarak da, kaldırma (lifted), Showalter, toplam-topamlar (total-totals), K ve benzeri kararsızlık indeksleri hesaplanır (Cotton, 1990).

İlk yapılan sinoptik çalışmalarda kullanılan ikinci yaklaşımla ilişkili örneklerin büyük çoğunluğu tahmine yönelik araştırmalara eklenmiş ve Winston (1956), Means (1952), Sartor (1962) ve Porter ve diğ. (1955) tarafından örneklenmiştir. Bütün bu

çalışmalarda inici akım merkezi ve cepheler, yüzey çiğ noktası sıcaklığı değerleri, 850, 700, 500 mb'deki akış yönü ve olası diğer parametrelerle ilişkili olarak konvektif gelişim dağılımı vurgulanmaktadır.

Düşey rüzgar kayması da, konvektif sistemlerin büyümesinde önemli rol oynar. Konvektif sistemler genellikle; basit, çoklu ve süper hücreler olarak gruplanır. Bu konvektif hücreler bazen de mezo ölçekli sistemler halinde organize olarak "mezo ölçekli konvektif kompleksler", MKK, (Mesoscale Convective Complexes, MCCs) oluştururlar (Maddox, 1980). Bir hat ya da bant şeklinde organize olan MKK'lar squall (sağanak) hatları olarak da bilinirler.

Dünyanın değişik bölgesinde yapılan ayrıntılı araştırmalardan sonra MKK'ların özellikleri belirlenmiştir. Türkiye'de aşırı yağışlar sonucunda sel ile taşkınlara neden olan konvektif fırtınaların, bu kriterlere benzer veya farklı özellikte olup olmadığı henüz bilinmemektedir. Sadece Kadioğlu ve Deniz (1993), MKK'ları göz önüne alarak 18-20 Haziran 1990 Doğu Karadeniz Selleri üzerine bir çalışma yapmış, fakat verilerin eksikliği nedeniyle kesin bir sonuca varamamışlardır.

Yukarıda bahsedilen, selden önce ve sel anındaki şartlar üzerine yapılan bir çok araştırmaya göre, sele neden olan meteorolojik şartların mezo-ölçekli analizi için en azından, kararsızlık indekslerinin hesaplanması, vortisiti ve termal adveksiyonlar ile aşağı seviye jetlerin tespiti, eşdeğer potansiyel sıcaklık gibi termodinamik parametrelerin dağılımının ıkartılması gerekir. Benzer şekilde Erdoğmuş (1991)'da, hava tahmin uygulamaları için kararsızlık haritalarının hazırlanmasını önermiştir.

Ayrıca, sel bölgesindeki nem alanları incelenerek, aşağı seviye jetlerinin konveksiyona yakıt olarak taşıdığı "nem" akışının tespiti ve MKK ya da konveksiyon hücresinin izlediği yörüngeinin belirlenebilmesi gerekir. Bunun için de, her türlü fiziksel durumda korunumlu olan, eşdeğer potansiyel sıcaklık da grid noktaları üzerinde hesaplanmalıdır. Eşdeğer potansiyel sıcaklık alanlarının eşdeğer çizgileriyle gösterimi, konveksiyon potansiyeli olan alanların da önceden tespiti ile de mümkündür. Haziran 1990, Trabzon selinin eşdeğer potansiyel sıcaklık alanları ile tahmin edilebileceğini ortaya koyan çalışmanın ayrıntıları Yücel (1993)'de mevcuttur. Herhangi bir basınç seviyesi için, sıcaklık ve çiğ noktası sıcaklıklarının verilmesi halinde bir diyagram veya tablo

kullanmadan, bağıl nem, özgül nem, doymuş buhar basıncı, potansiyel sıcaklık, eşdeğer potansiyel sıcaklık ve ıslak hazne potansiyel sıcaklığı gibi bir çok termodinamik değişkeni hesaplayan bilgisayar programlarını geliştirmek ile mümkündür.

Bunların yanı sıra belirli bir bölge için ele alındığında fırtınaların sayılarının çokluğu, şiddetli lokal fırtınalarla sinoptik sirkülasyonlar arasındaki ilişkilerin anlaşılmasında zorluk yaratmaktadır. Atmosferik kararsızlığa dönüş bu şartların göz önünde tutulmasını sağlamaktadır. Kuzeybatı Avrupa ve Amerika'nın merkezinde kararlılığı ve fırtınaların meydana geldiği büyük ölçek akışlarının şekillerini açığa çıkarmak amacıyla çeşitli fırtınalar incelenmiştir. Kararlılık analizleri, ıslak hazne sıcaklığı (θ_w) ve gözlenen kuru hazne sıcaklığının doyma noktasında ıslak hazne sıcaklığının karşılığı olan, doymuş potansiyel sıcaklıkla (θ_s) yapılmaktadır.

Carlson ve Ludlam (1968) çeşitli lokal fırtınaların oluşmasının orta ve yukarı atmosferde θ_s değerinin üzerinde yere yakın θ_w 'nin büyük bir değerinin varlığına bağlı olduğunu göstermiştir. Genel olarak θ_w 'nin dağılımı arazinin özelliklerinden etkilenirken, θ_s 'nin büyük ölçek sirkülasyonu ile kontrol edilmesi θ_s 'deki bir düşüşten çok θ_w 'deki bir artışa bağlı olmaktadır. Avrupa'nın kuzeybatısında yüzeye yakın yüksek θ_w değerleri yere 1-2 km uzaklıktaki en alt tabakanın 1 ya da 2 gün periyodunda ısınmasının bir sonucu olmaktadır. Diğer taraftan Amerika'nın merkezinde yüzeye yakın yüksek θ_w değerleri Meksika Körfezi'ndeki nemli ve ılık havanın adveksiyonunun bir sonucudur. Güçlü kararsızlık, İspanyol ya da Meksika platolarının ılık ve kuru hava parseli sonucu olarak her iki bölgede de görülmektedir. Bu parsel 1-2 km civarında ısınmanın bu yüksekliğin altında yükselmesine ve dönüşte θ_w değerlerinin artmasına neden olacak şekilde bir örtü oluşturmaktadır. Yüzey yakınında yüksek θ_w değerlerine sahip hava parsel altından hareket etmekte, kararsızlık şiddetli konveksiyon şeklinde açığa çıkmaktadır. Alternatif olarak parsel, yüzey yakınındaki ılık ve nemli havayı yerinde tutabilme kabiliyetindeki genel azalma ile daha büyük ölçek düşey hareketle de kaldırılabilir. Büyük ölçekte adveksiyon farklılığının, şiddetli fırtına oluşumu için gerekli olan potansiyel kararsızlığı nasıl meydana getirdiğini göstermektedir. Diferansiyel adveksiyonun varlığı Kuzey Amerika'da Newton (1967), kuzeybatı Avrupa'da ise Carlson ve Ludlam (1968) tarafından literatüre geçirilmiştir. Miller (1955) ise bu tip akışların düşeyde dengelenmemesinin nasıl sağlandığını göstermiştir (Atkinson, 1981).

Kararsızlığın oluşması sinoptik ölçekte şiddetli fırtınaların gelişiminde önemli bir yere sahiptir. Kararsızlık oluşumunda kabul edilmiş olan en yaygın mekanizma yukarı yönlü hareket (Beebe ve Bates, 1955; Derome, 1965) olmakla birlikte farklı şekilleri ele alınmamıştır. Uzunca bir süre ana mekanizma olarak cephe yüzeyleri üzerinde havanın yükselmesi göz önüne alındıysa da, günümüzde bu yükselmenin doğru ölçekte önemli kaynakları aşağı seviye jetleri (Pitchford ve London, 1962, Bonner, 1966), konverjans bölgeleri (Ogura ve Chen, 1977), ve kuru hatlar (Rhea, 1966, Weston, 1972) olmaktadır. Kümülonimbus ile kuru hatlar arasındaki doğru ilişki yapılacak araştırmalara bağlıdır (Atkinson, 1981).

Amerika, iki okyanus arasındaki konumu ve özellikle Meksika Körfezi'nin etkisi sebebiyle orajların oldukça sık görüldüğü yerlerden biridir. Bu nedenle de orajlar ve oluşum mekanizmaları, meteoroloji alanında yapılan çalışmalarda önemli bir paya sahip olmaktadır. 15 yıllık bir veri tabanına göre orajın daha fazla görüldüğü Mart-Eylül arasındaki ayları ele alan ve 69 radyosonde istasyonundan elde edilen veriler yardımıyla aşağı seviyenin termodinamik klimatolojisini inceleyen Hagemeyer (1991), bu çalışmada potansiyel sıcaklık, ıslak hazne potansiyel sıcaklığı, karışma oranı ve jeopotansiyel yüksekliğin yer seviyesi ve 750 mb'deki 12.00 UTC değerlerinin ortalamalarını kullanmıştır. Daha önce yapılan çalışmalardan farklı olarak daha uzun bir zaman süreci olan 15 yıllık dönemde analiz yapılmıştır. Veri analizi ve bu analize bağlı olarak elde edilen yersel grafikler sonucunda yapılan değerlendirmeye aşağı troposferdeki belli başlı nemli merkezler ve kuru alanlar belirlenmiştir (Hagemeyer, 1991).

Huntrieser ve diğ. (1997) ise sadece 5 yıllık (1985-1989) bir veri tabanı ile İsviçre Alplerinin kuzeyi orajlı günler açısından incelenmiştir. Konveksiyonun başlamasını karakterize edebilmek için Payern'den elde edilen 00.00 ve 12.00 radyosonde verileri yardımıyla termodinamik ve kinematik değişkenler ayrı ayrı hesaplanmıştır. Ele alınan bu değişkenlerin en uygun olanları, başarı puanlama, olasılık dağılımı ve ortalama sıcaklık sondajı gibi yöntemler kullanılarak değerlendirilmiştir. Orajlı bir günün beklenip beklenmediği 00.00 UTC'de Showalter indeksi, 12.00 UTC'de SWEAT indeksi kullanılarak karar verilmeye çalışılmıştır. Bunun yanı sıra korunumlu ya da dağılım gösteren orajlı bir günün beklenip beklenmediğinin belirlenmesinde düzeltilmiş CAPE en başarılı değişken olmuştur. Yeni oraj

indekslerinin bulunması için en uygun olan termodinamik ve kinematik değişkenler bir araya getirilmiştir. Özel olarak kuzey İsviçre için geliştirilen oraj indeksleri kararlılık ve rüzgar kayması indekslerinin birleştirilmesiyle SWISS indeks olarak ifade edilmiştir. Klasik indeksler ve yeni indekslerin 1990-1993 arasındaki 3 yıllık dönemi ifade eden bağımsız veriler yardımıyla doğruluğu kanıtlanmıştır (Huntrieser ve diğ., 1997).

Özetle bu tez çalışmasında, Türkiye üzerindeki aşağı troposferin termodinamik özelliklerinin, aşağı atmosferdeki nemli ve orta atmosferdeki kuru bölgelerin tespiti ile birlikte bu bölgelerin konvektif kararsızlık ve şiddetli fırtınalarla olan ilişkilerinin, mezo ölçekte araştırılması amaçlanmaktadır.

Bölüm II’de, öncelikle tezde ele alınan çalışma alanının topografyası, yağış ve diğer iklimsel özellikleri genel hatları ile anlatılmıştır. Bu çalışmada kullanılan Türkiye’de bulunan 7 adet radyosonde istasyonunun 1972-1997 yılları arasındaki değişik periyotlarda ve seviyelerdeki günlük yukarı seviye gözlemlerine yoğun veri kalite kontrol ve düzeltme teknikleri uygulanmıştır. Kullanılan veri ve veri kalite kontrol yöntemleri de kısaca bu bölümde açıklanmıştır.

Günlük radyosonde gözlemlerinden hesaplanan aylık ortalama bağıl nem, karışma oranı, çiy noktası sıcaklığı, yükselmeyle yoğunlaşma seviyesi, eşdeğer potansiyel sıcaklık, sıcaklık lapse rate ve kararsızlık parametreleri vb.nin, her hangi bir diyagram, grafik ve tablo yardımı olmadan bilgisayar ile hesaplanabilmesi için gerekli olan bilgi ve formülasyonlar Bölüm III’de özet olarak verilmiştir.

Aşağı troposferin termodinamik özellikleri, sıcaklık, jeopotansiyel yükseklik, sipret vb. gibi temel değişkenlerin yanı sıra karışma oranı ve potansiyel sıcaklık ile birlikte eşdeğer potansiyel sıcaklık ve bağıl nem birleşik haritalarının analiz ve yorumları Bölüm IV’de verilmiştir.

Bölüm V’te ise aşağı troposferin termodinamik özellikleri ve klimatolojisi ile Türkiye’de görülen orajların yerel ve zamansal dağılımları ile birlikte oluşum mekanizmaları arasındaki ilişkiler irdelenmiştir. Böylece, bu çalışma için oluşturulan

veri tabanımızda mevcut olan konvektif yağış sistemlerinin zamansal ve yerel dağılımları yapılarak, Türkiye'deki orajların klimatolojisi de çıkartılmış olacaktır.

Bu çalışmadan elde edilen genel sonuçlar Bölüm VI'da özetlenmiştir. Ayrıca gerek verinin yetersizliği, gerek çalışmaların tez süresi ile sınırlı olması nedeniyle burada yer almayan fakat daha sonraki çalışmalarda yapılması gerekenler için de öneriler getirilmiştir.



BÖLÜM II

ÇALIŞMA ALANI VE KULLANILAN VERİ

Bu bölümde ileriki tartışmalara temel oluşturması bakımından çalışma alanı, geniş bir perspektifte ele alınarak incelenmiştir. Çalışma alanının kompleks topoğrafyası ile birlikte sadece yağış, kuvvetli rüzgarlar ve siklojenez bölgeler üzerinde durulmuştur. Kullanılan radyosonde verilerinin kısaca tanıtılmasının ardından, radyosonde verilerinde karşılaşılan zaman alıcı ve büyük sayıdaki veri problemi üzerinde durulmuştur. Ülkemizde elde edilen radyosonde verilerinin ham bir şekilde kullanılması mümkün değildir. Bu bağlamda literatürde yer alan tüm veri kontrol ve düzeltme yöntemleri de incelenerek aşağıda özetlenmiştir.

2.1. Çalışma Alanının Topoğrafik Özellikleri

Türkiye'nin orta ve doğusunda yer alan Doğu Akdeniz bölgesinin üç tarafı kompleks topoğrafik özelliklerle çevrilmiştir. Batıda Mora Yarımadası dağlarından Korint (Corinth) Körfeziyle ayrılan Yunanistan'ın Pindus Dağları yer alır. Doğuda, Türkiye'nin batısında bulunan Alaçam ve Boz Dağları bulunur. Kuzeyde; Rodop Dağları, Yunanistan'ın Pindus Dağları'ndan Vardar Geçidi ile ayrılır. Girit-Ege Denizi bölgesinin güney sınırını dağlık Girit Adası oluşturur. Bölge topoğrafyası denizde birçok ada bulunması nedeniyle daha da karışık bir hale gelmektedir (Şekil 2.1).

Temel topoğrafik özellikler Doğu Akdeniz'in hem kuzey hem de doğu sınırları boyunca görülür. Kuzeyde dağlık Girit Adası; Doğu Akdeniz'i, Girit ve Ege Denizi'nden ayırır. Kuzeydoğuda, Türkiye'nin güneyinde bulunan Bey Dağları ve Toros Dağları hava akışı için ana bariyerler şeklinde davranırlar. Türkiye'nin güneyinde bu dağ zincirinde ana yarıklar vardır. Bununla beraber Toros Dağları ve Bey Dağları arasındaki Antalya Körfezi ve Göksu Vadisi, Toros Dağları'nın içinde yerleşmiştir (MOAM, 1962).

Karadeniz civarında, denizin güney ve doğu sınırı boyunca ana topoğrafik bariyerler vardır. Boğazın doğusunda, Karadeniz'in tüm güney sınırı boyunca Türkiye'nin Kuzey Anadolu Dağları uzanır ve doğuda Kafkas Dağları yer alır. Karadeniz'in bu iki dağ sistemi arasında bir kırılma vardır. Karadeniz'in batı sınırında ana topoğrafik özellik, Danube Havzası'dır. Karpat Dağları (Romanya), Transilvanya Alpleri ve Balkan Dağları tarafından oluşturulmuş bariyerler nedeniyle, batı ve güneybatıdan Karadeniz içersine doğru olan bir hava akışı için bir açıklık bulunmamaktadır (Jansa, 1997). Açıklık olarak Çanakkale, Marmara Denizi ve İstanbul Boğazı tarafından oluşmuş yarık vardır (Şekil 2.2).

Karadeniz'in kuzey sınırı esas olarak düzdür; ana topoğrafik bariyerlerin neden olduğu çıkıntılı köşeler ve engellemeler ile Doğu Akdeniz Bölgesi'nde bulunan kıyı vadileri ve adalar arasındaki boşluklar, değişik doğrultudaki dağların sebep olduğu çıkıntılı köşeler ve engellemelerle oluşan topoğrafik özellikler (Şekil 2.1), hava akışını kanalize eder (Jansa, 1997).

Türkiye kenarları yuvarlatılmış düzensiz bir dikdörtgen şeklinde batıdan doğuya 1650 km uzunluğundadır. Meridyonel olarak 36°N ve 42°N enlemleri ve 26°E ve 45°E boylamları arasında yer almaktadır. Trakya, yani Boğaziçi'nin batısı coğrafi olarak Avrupa'da, doğusu yani Anadolu ise Asya kıtasındadır. Anadolu, kuzeyden Karadeniz, batıdan Marmara ve Ege, güneyden ise Akdeniz ile çevrilmiştir. Türkiye'nin doğusu dağlık bir yapıya sahiptir. Türkiye'yi çevreleyen denizlerin etkisi mevcut basınç alanları ve dağlık bölgelerle sınırlandırılmakta, dolayısıyla kuraklık ve kıtasallık ülkenin çeşitli bölümlerini karakterize edebilmektedir (Taha ve diğ., 1981; Martyn, 1992).

Anadolu doğuya doğru dağların arttığı, fakat batıya doğru kıyı şeridinin fazlalaştığı yüksek plato şeklindedir. Bu platonun kuzeyi ve güneyi Karadeniz ve Akdeniz'de yüksek dağlardan nispeten daha düz bir sahil şeridine doğru bir alçalma göstermektedir. Yüksek platonun yayılmasına bağlı olarak dağınık halde bulunan dağların dorukları ortaya çıkmakta, Karadeniz'deki dağlar ve Toroslar gibi iki ana hat bu bölgenin karakteristiğini yansıtmaktadır. Bu dağlar yarımada'nın kuzey ve güneyini büyük ölçüde sınırlandırmakta ve doğuya devam etmektedir. Bu dağlar ve ayrık olan Ağrı Dağı gibi volkanik zirveler 5000 m yüksekliğe dek ulaşmaktadır.

Türkiye'de yağış rejimi ve iklim açısından göz önünde bulundurulması gereken çok önemli farklılıklar vardır (Trewartha, 1966, Taha ve diğ., 1981, Martyn, 1992, Türkeş, 1996).

2.2. Çalışma Alanının İklimsel Özellikleri

Kuzeydoğu Karadeniz kıyıları yoğun yağmurların görüldüğü bir yerken, batıda ve doğuda daha az yağış görülmekte, iç bölgeler ve güneyde ise yarı kurak geniş bir alana rastlanmaktadır. Dağlık bölgelerde yağış simetrik bir dağılım göstermemektedir. Kıtasallığa ve büyük su kütlelerine olan yakınlığa bağlı olarak istasyonların klimatolojisi farklı olmaktadır. Yıllık toplam yağış ortalaması kuzeydoğuda 250-700 mm (15-35 %), kuzeybatıda 60-350 mm (10-35 %), Anadolu platosunda 30-300 mm (10-35 %), batıda 20-350 mm (5-50%), güneyde 650 mm (5-65 %) ve doğuda 40-300 mm (5-35%) olmak üzere bölgeden bölgeye farklılıklar göstermektedir. Burada mutlak değerlerin yanı sıra mevsimsel dağılım yüzdesi vurgulanıp, lokal orografik etkiler azaltılırken kapsamlı kontroller artırılmaktadır (Trewartha, 1966).

Türkiye'nin kış mevsimi atmosfer sirkülasyonu mevsimsel Asya yükseğinden kuzeydoğuya, Azor yükseği sırtlarından batıya ve Akdeniz polar cephe siklonik aktivitesi ile ifade edilmektedir. Yağışa neden olan cephesel siklonik Akdeniz çökme bölgeleri Anadolu platosu çevresinde iki şekilde ilerlemektedir. Kış mevsimi aynı zamanda Balkanlar üzerinde meydana gelen bölgesel antisiklonlarla da tanımlanmaktadır (Martyn, 1992). Bu yollardan biri Türkiye'nin güneydoğusuna doğru olan doğu güneydoğulu, diğeri ise Karadeniz'e doğru olan doğu kuzeydoğuludur. Özellikle Akdeniz ve Ege'nin dağlık kıyı alanları kışın en yüksek yağışı Akdeniz çökme bölgeleri sonucunda elde etmektedir. Türkiye'nin doğusunda Asya yükseği kuzeydoğuludur. Akdeniz üzerindeki siklonlar güneydoğudan Akdeniz sahiline uzanan hakim rüzgarlara neden olmaktadır.

Türkiye üzerinde Azor yükseğinin etkisi Anadolu Platosu üzerinde kuzeyli ve kuzey batılı rüzgarlar meydana getirdiğinde çok güçlü olmaktadır. Fakat, yüzey rüzgarları lokal araziye bağlı olmaktadır. Kıyısız özelliklere ve orografik kaldırmaya bağlı olarak batıda batıya yönlü dağlar ve Karadeniz'in doğusu oldukça çok yağış

almaktadır. Fakat, Karadeniz'in doğusundaki kıyısız bölgede bu yağış engellenmekte ve yağış iç bölgelerde azalmaktadır.

İlkbahar aylarında kuzeyli rüzgarlar Toroslardan Türkiye'nin güney kıyısına doğru esmektedir. Batı kıyılarında güçlü bir deniz meltemi sirkülasyonu (imbat) bulunmaktadır (Martyn, 1992). Güneye yönelmiş yüksek basınç sistemlerinin arkasındaki aşağı seviye güneybatılı akışı, Karadeniz kıyılarında görülen ve denizden karaya doğru olan rüzgarları güçlendirmektedir. Kış boyunca görülen siklonik aktivite ilkbaharda azalmaktadır. Bunun yanı sıra Asya üzerindeki güçlü yüksek basınç kışın zayıflamaktadır. Anadolu platosu ilkbaharda da sıklıkla görülen alçaklar nedeniyle yağış almaktadır. Genel olarak bütün kıyı bölgelerinde yağış miktarı kış aylarındaki maksimumlara göre daha az olmaktadır. Aynı şekilde denizle çevrili kıyı bölgelerinden içkilere doğru gidildikçe de yağış miktarı azalmaktadır.

Yaz mevsimi atmosfer sirkülasyonu Azor yüksekliği ve musonsal Asya alçağı ile ilişkilendirilebilir. Ege Denizi ve Türkiye'de görülen ve Meltem olarak adlandırılan rüzgarlar kuzeyli ve kuzeybatılı olmaktadır. Bu rüzgarlar kara/deniz ve dağ/vadi meltemi olarak Karadeniz kıyılarının 3/4'ünü kısmen etkilemekte, siklonik fırtınalar tarafından engellenmemektedir. Yaz mevsimi boyunca Karadeniz kıyı şeridinin batısı ve doğusu hariç tüm Türkiye'de yağmurlu gün sayısı ve buna bağlı olarak yağış miktarı hüküm süren meltemler nedeniyle çok az olmaktadır.

Girit-Ege Denizi Bölgesi mevsimsel hava patenleri, Avrasya kara kütlelerinin musonal karakteriyle bir derece kontrol edilir. Kış mevsimi boyunca (Kasım-Şubat), kuzeyin kara kütlesi Akdeniz su yüzeyine kıyasla daha soğuktur (Şekil 2.3). Bu bölgede genellikle Akdeniz üzerinde yüksek-seviye batılı rüzgarları ve kararsız hava ile birlikte siklonik aktivite sık sık görülür. Kuzeydeki soğuk havanın bölgeye yakın olması nedeniyle bölgede soğuk hava dalgaları sık sık meydana gelen kış olaylarıdır (Jansa, 1997).

Yaz mevsimi boyunca (Haziran-Eylül) musonal etkiler, batıya doğru Türkiye üzerine kadar yayılan Güney Asya üzerinde şiddetli bir termal oluşun gelişmesini başlatır. Akdenizin nispeten serin deniz yüzeyi üzerindeki daha yüksek basınçla birlikte, kuzeyden kuzeybatıya olan kuru hava akışı Girit-Ege Denizi Bölgesi'nde hakimdir.

Hafif şiddette orografik basınç çalkantıları bile dağ silsilelerinin kenarlarında, dar yarıklarda veya vadilerin ya da dağların arasındaki kanallarda kuvvetli yüzey gradyanları meydana getirebilmektedirler. Anadolu'nun batı kıyıları güçlü lokal fırtınaların meydana gelebileceği yerler olmaktadır (Jansa, 1997). Bu rüzgar rejimi; kısım 2.2'de tarif edildiği gibi meltem (Etesien) rüzgarıdır (Şekil 2.4)

Geçiş mevsimleri olan ilkbahar ve sonbahar farklı uzunluklardadır. Nispeten daha uzun olan ilkbahar mevsimi (Mart-Mayıs) boyunca, yazın meltem tipli havasının yanlış başlangıcı olan hava ile fırtınalı kış tipi hava periyodları birbirlerinin ardısına kaydedilir. Sonbahar, yaklaşık olarak sadece bir ay (Ekim) sürer ve kış tipi havaya birdenbire geçmesiyle karakterize edilir. Sonbaharda soğuk hava dalgaları, kuzeyin kara kütlelerinin soğumasıyla daha sık meydana gelir ve yüksek seviye batılı rüzgarları güneye doğru Akdeniz'in ılık suları üzerine hareket ettikçe, siklonik aktivite artar (MOAM, 1962).

Kuzeyli-güneyli bir rüzgar olan meltem, Ege Denizi üzerinde ve Doğu Akdeniz'de yaz boyunca meydana gelir. Meltemin en sık estiği zaman periyodu Mayıs-Ekim arasındadır. Temmuz ve Ağustos'ta maksimum frekans ve şiddette görülür. Açık deniz üzerinde fırtına kuvvetindeki rüzgarların oluşmasına uygun olan meltem şartlarının görüldüğü günlerin frekansı değişkendir. Bu frekanslar ortalama olarak Mayıs boyunca 4 gün, Temmuz ve Ağustos'ta maksimum 13 gün ve Ekim boyunca 6 gün olacaktır. Bir ay boyunca meltemli günlerin standart sapması büyük fakat Mayıs ve Haziran ayında meltemin meydana gelme olasılığı nispeten az olmaktadır. Fırtına kuvvetindeki meltemin ortalama uzunluğu, Mayıs ve Haziran'da yaklaşık 2 günden Temmuz-Ağustos'ta maksimum 4 güne ulaşır ve Ekim'de 2 güne iner. Temmuz ve Ağustos boyunca meltem ortalama olarak ayda bir kez meydana gelecek ve en az 5 günde sona erecektir. Temmuz'dan Eylül'e uzanan zamanda 6 yıl içinde her ay boyunca 1 kere en az 10 günde sona eren bir meltem görülür. Sinoptik cepheyle ilgili sinoptik ölçekli bozunmalar meltemi başlattığı zaman şimşekli fırtına (oraj), Kuzey Ege Denizi'nde hem cephenin önünde ve hem de cephenin hemen arkasındaki soğuk kararsız hava içinde meydana gelir. Bu olay genellikle Mayıs-Haziran ve Eylül-Ekim aylarında, fakat daha nadir olarak Temmuz ve Ağustosta gerçekleşir (MOAM, 1962).

Bora, kaynağı oldukça soğuk olan bir sonbahar rüzgarıdır. Yugoslavya kıyısı boyunca yaygın olarak görülen bora, Ege Denizi'nde kış süresince meydana gelir (Şekil 2.4). Bora, Ege Denizi'nde Girit civarı başta olmak üzere, Çanakkale ile Vardar geçitlerinden Ege Denizi üzerine gelen kuzey ile kuzeydoğu arasından esen kuvvetli bir rüzgardır. Basınç dağılımının kuzeydoğulu rüzgarlara daha uygun olduğu durumlarda; boranın ana girişi Çanakkale Geçidi'dir. Doğu Akdeniz'de borayla ilgili olan hava şartları, başlangıçta soğuk ve kuru olan havanın su üstündeki yörüngesinin uzunluğuna bağlıdır. Soğuk havanın su üstündeki yörüngesinin uzun olmasına ve nispeten ılık su yüzeyinden nem almasına bağlı olarak; konvektif bulutlar ve çeşitli sağanaklar beklenebilir (MOAM, 1962).

Doğu Akdeniz Bölgesinin mevsimsel hava paternleri, büyük ölçüde çevresindeki kara kütlelerinde görülen musonal karakterle kontrol edilmektedir. Kış mevsimi boyunca (Kasım-Şubat), kuzeyin Avrasya kara kütlesi bölge içindeki deniz yüzey sıcaklığına kıyasla daha soğuktur. Genellikle Akdeniz üzerinde bulunan yukarı seviye batılı rüzgarları ile kararsız hava ve kuvvetli rüzgarlarla siklonik aktivite, bu bölgede sık sık görülür (MOAM, 1962).

Marmara Bölgesi'ne yaklaşan alçak basınç merkezleri, önündeki kuvvetli basınç gradyanları nedeniyle, bu bölgemiz kible ve lodostan kuvvetli rüzgarlar alır. Ocak ayı ≥ 28 knot'luk rüzgarların en sık görüldüğü aydır. Kasım ile Ocak ayları arasında her zaman kuvvetli rüzgarlar görülebilir. Kuzeyli Meltem/Etezyen rüzgarları yaz boyunca etkilidir. Mayıs-Eylül ayları arasında Meltem/Etezyenler genellikle 15-20 knot'luk bir hıza sahipse de bazen öğleden sonraları 30 knotluk bir hıza ulaşarak tehlikeli olabilirler (MOAM, 1962).

Ege Bölgesinde, deniz meltemleri Mayıs ayında başlar ve yaz boyunca ikinci vakitleri genellikle 16-25 knot'luk bir şiddette eserler fakat sinoptik sistemlerin desteği ile 30 knota kadar da çıkabilirler. Kış boyunca ve Mart ayındaki hakim ve etkili rüzgarların ortak yönü lodostur, yaz aylarındaki hakim rüzgar yönü ise batıdır (imbat) fakat kuzeyden esen etezyenler de yazın çok yaygın bir şekilde görülür. Kasım, ≥ 28 knot'luk rüzgarların en sık görüldüğü aydır.

Akdeniz Bölgesine yaklaşan alçak basınç sistemlerinin önündeki kuvvetli basınç gradyanları 50 knota kadar çıkabilen 25-30 knotluk fırtınalara neden olur. Akdeniz kıyıları değişken topoğrafyası nedeniyle Antalya, Mersin ve İskenderun bölgelerine ayrılarak incelenebilir.

İlkbahar ve yaz aylarında Antalya kıyılarında güneyli rüzgarlarla birlikte deniz meltemleri öğleyin; kuzeyli rüzgarlara sahip kara meltemleri ise gece yarısından sonra oluşmaya başlar. Kış ve sonbaharın genelinde bölgedeki hakim rüzgar yönü karayeldir, fakat bazen diğer kuzeyli yönlerden esen kuvvetli rüzgarlar da etkili olabilmektedir. Günbatısı ve lodostan esen rüzgarlar ise kışın sık sık marinaları etkiler.

Mersin’de ilkbahar en rüzgarlı mevsimdir. Mart ve Nisan aylarında yıldız-karayelden esen hakim rüzgarlar Mayıs’ta deniz meltemlerinin başlamasıyla kible-lodos yönüne döner. Yazın bölgede sık sık kuvvetli rüzgarlar gözlenir ve Haziran-Ağustos ayına kadar kible-lodos olan hakim rüzgar yönü Eylül ayında karayele döner. Her ne kadar kışın hakim rüzgar yönü yıldız ve karayel ise de tam fırtına şiddetindeki rüzgarlar sık sık kible ve lodostan eser (MOAM, 1962).

İskenderun’da Mart ayının hakim rüzgar yönleri karayel ve keşişlemedir. Mayıs ayında deniz meltemlerinin başlaması ile karayel tek hakim rüzgar olarak ortaya çıkar. Öğleden sonra başlayan deniz meltemleri akşama doğru sona eren çırpıntılı denize neden olur. Yazın rüzgar genellikle batıdan eser. Eylül ayına doğru keşişlemeden Yarıkaya adı verilen kuvvetli bir rüzgar esmeye başlar. Kışın Kıbrıs ile Mersin arasına giren alçak basınç sistemleri nedeniyle Yarıkaya rüzgarı 64 knot ve üzerindeki hızlara ulaşabilir. Aynı zamanda kuzeyli rüzgarlarla Çukurova üzerinden gelip İskenderun Körfezine inen Anadolu Platosunun soğuk havası 40-50 knot gibi tehlikeli rüzgarlara neden olabilmektedir.

Karadeniz kıyılarımızda rüzgarlar çok karışık yönlerden eser. Hakim rüzgar yönleri Merzifon ve Şile’de poyraz, Zonguldak’ta keşişleme, Sinop ve Trabzon’da karayel, Samsun ve Giresun’da ise lodostur. Kayıtlara göre en kuvvetli rüzgar Rize’de kibleden 50 knot olarak esmiştir. Bölgenin en fırtınalı yeri Sinop’tur.

Sirocco, Kuzey Afrika üzerinde meydana gelen, Akdeniz üzerinde bulunan güneydoğulu ya da güneybatılı bir rüzgardır. Havanın kaynak bölgelerinin çöl olması nedeniyle Sirocco kaynağında son derece kuru, kışın ılık, bahar ve yazda sıcaktır. Etkisi ara sıra Akdeniz Havzası'nın bütününe yayılır. Kuzey Afrika kıyısından biraz uzakta, Sirocco sık sık mevsim boyunca (Kasım-Nisan), Güney Ege Denizi veya Kıbrıs'ın yakınında gelişen siklonların doğusunda bulunur. Sirocco, genellikle kıyının hemen güneyinden doğuya doğru hareket eden çöl depresyonlarıyla ilişkili olarak sık sık bahar boyunca (Mart-Mayıs) oluşur. Sirocco ile ilişkili hava, nispeten serin su üzerinde oluşmuş değişikliklere dayanarak oldukça değişkendir. Sirocco, Türkiye'nin güneyi ve Girit kıyılarına eriştiğinde hava serinlemiştir ve alt tabakalarda nem kazanmıştır. Bu sebeple alçak stratus, sis ve çiseleme düşük görüş mesafesiyle yaygındır. Ağır yağışın, cephesel sınırlarda ve topoğrafik bariyerler boyunca görülmesi muhtemeldir (MOAM, 1962).

Doğu Akdenizi etkileyen siklonik aktivite çoğunlukla Güney Ege Denizi'nde, Türkiye kıyılarının hemen güneyindeki Kıbrıs Bölgesi'nde veya Kuzey Afrika'da (Kuzey Afrika Siklonu) meydana gelir. Ege Denizi üzerindeki siklojenez en çok sonbahar ve kış boyunca oluşur. Bu sistemler, Yunanistan'ın batı kıyısında durmadan önce Yunan Denizi veya Cenova Körfezi üzerinde oluşan siklonların ikincil oluşumlarıdır. Zorunlu olarak, oluk yeterli değil; Ege Denizi üzerindeki soğuk havanın kuvvetli akını hızlı gelişim için gereklidir.

Sirocco şartları, alçak basıncın oluğu siklonun başında Kuzey Afrika içine yayılırsa beklenebilir. Düşük görüş mesafesiyle görülen ağır sağanakların, ilgili soğuk cephenin gerisinde ve cephe boyunca bulunması muhtemeldir. 33 knot'tan büyük fırtına kuvvetindeki rüzgarlar, daha çok ani soğuk dalganın içinde alçak merkezinin kuzeyinde bulunurlar, ayrıca depresyonun batısında da bulunma olasılıkları vardır (MOAM, 1962).

Kıbrıs depresyonu, Antalya Körfezi'nden Kıbrıs'a doğru olan bölgede Türkiye'nin Toros Dağları'nın rüzgar altlarında gelişir. Her ne kadar bu siklonlar herhangi bir mevsimde gelişebilirlerse de, en şiddetli duruma genellikle Kasım-Nisan arasında gelirler.

Şiddetli bir Kıbrıs Depresyonunun gelişmesiyle ilgili faktörler şunlardır:

- (1) Kara ve deniz arasındaki termal farklılık.
- (2) Polar cephe jetstream' le subtropikal jet stream arasındaki etkileşim.
- (3) Türkiye dağları üzerindeki kuzeyli akışın etkisi, güney eğimler boyunca siklojenetik aktiviteyi artırır.
- (4) Soğuk cephenin güneye doğru hareketini bloke eden Kuzey topoğrafik özellikler.

Kıbrıs depresyonunun hava şartları tipik olarak; nispeten ılık su üzerindeki soğuk hava hareketi, kuvvetli fırtına şeklindeki rüzgarlar ve ağır sağanakla birdenbire çıkan rüzgarlardır. Sirocco şartları; gelişen alçağın önünde, eğer çöl havası güney veya güneydoğudan sirkülasyonun içine çekilmişse oluşabilir (MOAM, 1962).

Yaz mevsimi süresince Türkiye'nin güneyinde normal batılı akışta bir değişim vardır. Türkiye üzerindeki kuzey-güney basınç gradyanı (termal sıcak oluğun kuzeyindeki), normalden daha kuvvetlidir. Ara sıra kıyısız dağlardaki yarıkların arasında ılık kuru hava dalgaları oluşur. Bu hava dalgaları esnasında rüzgar kuzey-kuzeydoğulu olur, sıcaklık artar ve çiy noktası sıcaklığı aniden düşer.

Kıbrıs depresyonları genellikle sonbahar sonlarında ve ilkbahar başlarında; derin soğuk hava akıntısı, Balkanlar veya Karadeniz'den Doğu Akdeniz'e doğru hareket ettiği zaman oluşur. Bir soğuk cephe kuzeyden Anadolu Platosu'na yaklaştığı zaman, siklojenizin Kıbrıs Bölgesi' nde başlaması beklenebilir.

Türkiye üzerinden kuzeydoğuya hareket eden bir yüzey siklonu; normal olarak güney kıyıda duracaktır. Bu oluştuğu zaman, dağ bariyerlerinin kuzeyinde Karadeniz üzerinde yeni bir merkezin gelişmesi beklenir. Akdeniz'den Türkiye'ye geçen şiddetli bir yüzey siklonu, Karadeniz üzerinde nadiren güneyli fırtına şeklindeki rüzgarları yaratır (MOAM, 1962).

2.3. Kullanılan Radyosonde Verileri

Bu çalışmada, Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü'nün meteorolojik ölçüm ağına ait 7 adet radyosonde gözlem istasyonundan alınan 1972-1997 yılları arasındaki günlük yukarı seviye gözlemlerine ait veriler kullanılmıştır. Bu istasyonların konumları Şekil

2.5'te verilen haritada gösterilmiştir. Ayrıca verileri kullanılan istasyonların koordinat ve rakımları Tablo 1'de özetlenmiştir. Türkiye genelinde bulunan 421 oraj gözlem istasyonunun bulunduğu yerler ise Şekil 2.6'da verilmektedir.

Literatürde mevcut benzer yukarı seviye veya termodinamik klimatoloji çalışmalarda kullanılan veri uzunlukları 5 ila 20 yıl arasında değişmektedir (Hagemeyer, 1991). Bu tezin başlığında kullanılan “klimatoloji” kavramının yer seviyesinde çok hızlı bir değişkenliği olan meteorolojik parametrelerden farklı olarak günlük değişimleri hiç olmayan ya da çok az olan yukarı seviyeler için kullanıldığına özellikle dikkat edilmelidir.

Tablo 2.1. Verileri kullanılan radyosonde istasyonları.

Boylam	Enlem	Rakım	İstasyon
35.30	36.98	20	Adana
32.88	39.95	894	Ankara
40.20	37.91	667	Diyarbakır
30.55	37.75	997	Isparta
29.08	40.96	40	İstanbul
27.16	38.43	25	İzmir
36.33	41.28	44	Samsun

2.4. Genişletilmiş Hidrostatik Veri Kalite Kontrolü

Literatür incelendiğinde veri kalite kontrol yöntemlerinin basitten komplekse doğru çok değişik yöntemler içerdiği görülür. Bunlardan belli başlıları şunlardır: Görsel inceleme (visual examination for spikes), sınır / limit / bound / range kontrol, outliers kontrol, duplication / time sequential kontrol, fiziksel kontrol: $T \geq T_w \geq T_d$, (T, T_d, RH, P), kompleks kalite kontrolü ve düzeltilmesi, hidrostatik denge (T, P ve Q kontrol ve düzeltilmeleri), lapse rate (sıcaklık işareti kontrol ve düzeltilmeleri), istasyon yüksekliği kontrolüdür (base line control).

Rüzgar verisinin kontrolü için henüz fiziksel bir veri kalite kontrol ve düzeltme yöntemi mevcut değildir. WMO (1969) tarafından önerilen

- * İki ardışık seviyedeki rüzgar yönlerinin farkı 50 dereceden büyük mü?
- * İki ardışık seviyedeki rüzgar şiddetlerinin farkı 10 knottan büyük mü?
- * İki ardışık seviyedeki rüzgar şiddetlerinin oranı 2'den büyük veya 1/2'den küçük mü?

şeklindeki pratik rüzgar verisi kalite kontrol kuralları vardır.

Yukarıda bahsedilen Türkiye'ye ait radyosonde verilerinin içerdiği rüzgar bilgilerinin yapılan veri kalite kontrol analizleri sonucu kullanılamaz olduğuna karar verilmiştir. Fiziksel olarak kontrol ve düzeltme imkanı olmadığı için bu çalışmada rüzgar verileri analizden çıkartılmıştır. Aşağıda irdelenen yöntem ise sadece sıcaklık, jeopotansiyel yükseklik ve basınç değerlerinin kontrolü ve düzeltilmesi ile ilişkilidir.

Meteorolojik verilerin kalite kontrolü tanımı, gelen verinin büyüklüğü de dahil olmak üzere kalite ile bağlantılı tüm işlemleri içerisine alan geniş bir yelpazeyi içermektedir. Kalite kontrol tanımı ise, meteorolojik açıdan kaba hatalar olarak ifade edilen hatalara karşı alınan önlemler olarak, daha dar anlamda da ele alınabilmektedir. Küçük olmalarına rağmen meteorolojik verileri etkileyebilen rastgele hatalardan farklı olarak, kaba hatalar büyüktür, fakat verinin sadece küçük bir bölümünde yer almaktadır. Kaba hatalar, gözlemdaki eksiklik, yöntem ya da haberleşme gibi bazı belirli nedenlere bağlı olarak görülmektedir. Kalite kontrolünün amacı, kaba hataların bulunmasının ardından hatalı verilerin düzeltilmesi ya da düzeltmenin mümkün olmadığı durumlarda verilerin işleme alınmamasını sağlamayı amaçlamaktadır (Collins ve Gandin, 1990).

Meteorolojik verilerde kalite kontrolün geliştirilmesinin önemi uzun zaman önce anlaşılmış ve son on yılda sayısal hava tahminiyle birlikte daha da artmıştır. Objektif analiz sonuçlarını etkileyebilecek olan hatalı verilerin saklanması ya da düzeltilebilir verilerin işleme alınmaması sayısal hava tahminlerinde büyük hatalara yol açmaktadır. Veri kalite kontrolünün önemi, meteorolojik analizlerin ve sayısal hava tahmin modellerinin gelişimine bağlı olarak artış göstermektedir. Böylece ilk verilerdeki eksikler ve hatalı veriler, sayısal modeller tarafından yapılan hatalı tahminlerin ana nedeni olarak yer almaktadır. Dolayısıyla daha gelişmiş sayısal hava

tahmin modelleri başlangıç verilerindeki hatalara daha duyarlı olmaktadır (Collins ve Gandin, 1990).

Bunun yanı sıra, kalite kontrol problemi birbiriyle ilişkili iki faktöre bağlı olarak daha da karmaşık bir hal almıştır:

- İşleme tabi tutulabilen veri sayısının artması
- Uydu sondajları ile elde edilebilen yeni meteorolojik gözlemlerin gelişimi ve tamamlanması.
- Çok büyük verilerin varlığı nedeniyle özellikle işlemsel koşullar altında kalite kontrolün el ile yapılabilmesi imkansızdır.

1950'li yıllarda sayısal hava tahmininde elde edilen başarıların ardından otomatik kalite kontrolün ilk yöntemi üzerinde çalışılmasına karar verilmiş ve bu tarihten itibaren birçok kalite kontrol yöntemi geliştirilmiştir. Gandin (1988)'in çalışmalarındaki gibi çeşitli kalite kontrol yöntemlerinin sistematik tekrarı söz konusudur. Günümüzde ise sayısal hava tahmini yapan merkezler işlemsel verinin çeşitli safhalarında kalite kontrol yöntemlerini uygulamaktadırlar.

Analizler, kalite kontrol sistemlerinin günümüzde hala teknik bir problem olarak algılanması nedeniyle belli başlı eksikliklerin olduğunu göstermektedir. Mevcut kalite kontrol sistemleri ya da bazı özelliklerinin mantıksal nedenlerden çok tarihsel nedenlere dayanmaktadır. Kalite kontrolünün doğru olmayan sonuçlarına bağlı olarak objektif hava analizi ve sayısal hava tahminlerinde gözlenen problemlere sayısal birçok örnek verilmesi mümkündür.

Mevcut kalite kontrol sisteminin geliştirilmesi yerine, yeni sayısal hava tahmini veri kalite kontrol sisteminin tasarlanması fikri 1988'de W. Bonner tarafından ortaya atılmıştır. Buna bağlı olarak yeni kalite kontrol stratejisinin ana hatları çizilmiştir (Julian, 1989).

Sonuç olarak kalite kontrol sisteminin, insan etkisini en aza indirecek şekilde otomatik olarak işlemesi, kalite kontrol algoritmalarının hem parametreden hem de gözlemden bağımsız olmaları tercih edilmiştir. Başka bir deyişle, algoritmalar hem

farklı meteorolojik parametreler için hem de farklı sistemler tarafından gözlenen aynı parametre için farklı olmalıdır.

Kesin kalite kontrole izin veren parametreler, kontrole öncelikle tabi tutulmalıdır. Buna bağlı olarak elde edilen hatadan bağımsız bilgiler diğer parametrelerin kalite kontrolünde kullanılabilir.

Mümkün olan bütün kontrol yöntemleri öncelikle kalite kontrolündeki tüm verilere uygulanmalıdır. Verilerin düzeltilmesi ya da işleme alınmaması gibi kararlar ise bütün kontroller yapıldıktan sonra, bu kontrollerin sonuçlarına bağlı olarak alınmalıdır (Collins ve Gandin, 1990).

Dolayısıyla kalite kontrol algoritması iki bölümden meydana gelmelidir: Birincisi, bütün kontrollerin uygulanması, ikincisi ise karar verme algoritmasıdır (DMA).

ABD Ulusal Meteoroloji Merkezi'nde bu bağlamda yapılan ilk çalışma Kapsamlı Hidrostatik Kalite Kontrol (CHQC) tasarımıdır. CHQC'nin en önemli tarafı karar verme algoritması olmasıdır. Bilindiği kadarıyla, meteorolojik verinin kalite kontrolünü sağlayan DMA bu ülkede gerçekleştirilen ilk karar verme algoritması olma özelliğini taşımaktadır.

Bir başka otomatik kontrol ise "baseline" kontrolüdür. DMA'da yansıtılmamış bu kontrolün sonuçları CHQC sonuçlarının açıklanmasında yararlı olmaktadır. Herhangi bir verinin kalite kontrol tasarımının yapılması esnasında verideki kaba hatalara ilişkin ayrıntılı bilginin bulunması tavsiye edilmektedir. Bu kaba hatalar; hataların ana nedenlerinin ne olduğu, hatalı verinin düzeltilmesi de dahil olmak üzere araştırmanın nereye kadar mümkün olduğu ve hataların ne sıklıkla meydana geldiği gibi sorulara cevap vermektedir. Genel olarak bu tür bilgiye ilk aşamada rastlanmamaktadır, çünkü, güvenilir bilgiye ulaşmak için öncelikle kalite kontrol aşamalarının uygulanması gerekmektedir. Verilerin büyük bir çoğunluğunda kaba hatalara rastlanmaması nedeniyle de kalite kontrol hemen hemen tüm veriye uygulanmalıdır (Collins ve Gandin, 1990).

Bu durum standart basınç seviyelerindeki yükseklik ve sıcaklığın, rawinzonde raporlarının kalite kontrolü sonucunda ortaya çıkmıştır. Yaklaşık on yıl önce bu verilerde insan etkisine dayalı olarak haberleşme hatlarında görülen hatalardan kaynaklanan çok sayıda kaba hatanın varlığı bilinmektedir (Gandin, 1988). Fakat hem rawinzonde istasyonlarındaki hem de haberleşme sistemindeki veri işleme biçiminin bilgisayar ortamına aktarılmasına bağlı olarak hatalarda sabit bir düşüş gözlenmiştir. Bu tip hataların devam edip etmediği ya da devam ediyorsa ne sıklıkla meydana geldiği ise açıklık kazanmamıştır (Collins ve Gandin, 1990).

Dolayısıyla, öncelikle sadece hidrostatik kontrolün ve DMA'nın başlangıç versiyonunun bulunduğu nispeten daha basit bir kalite kontrol algoritmasının tasarlanması, tasarlanan bu algoritmanın gelen verinin büyük bir bölümüne uygulanması ve elde edilen test sonuçlarına bağlı olarak bir sonraki adımda ne yapılması gerektiğine karar verilmesi şeklinde bir stratejinin takip edilmesi öngörülmektedir.

Rawinzonde raporlarında, bilgisayar ortamına geçmemiş olan ya da bu geçişin tam olarak tamamlanmadığı bölgelerden kaynaklanan önemli oranda kaba hidrostatik hatalara (Hidrostatik kalite kontrol tarafından araştırılan hatalara) rastlanmaktadır. ABD Ulusal Meteoroloji Merkezi'ne gelen rawinzonde raporlarının yaklaşık %7-8'lik bölümünde en az bir hidrostatik hataya rastlanmaktadır.

Bu hataların büyük bir çoğunluğunun hektometre sayısı ya da sıcaklığın işaretindeki bir hata gibi, basit hata olarak ifade edilebilecek hatalar oldukları bulunmuştur. Bu da hataların büyük bölümünün verilerin işlenmesi sırasında insanlar tarafından meydana getirildiğini ortaya koymaktadır. Bu tip birçok hata, yeteri kadar büyüklerse, diğer kontrol yöntemlerinin yardımı olmadan sadece hidrostatik kontrolle tespit edilebilmektedir. Bu hataları kapsayan veriler ise işleme alınmayıp atılarak kaybedilmek yerine, güvenilir olarak düzeltilebilmektedir.

Bu nedenle, sadece hidrostatik kontrolün kullanıldığı fakat tespit yapabilen DMA'nın bulunduğu, mümkün olan durumlarda kaba hidrostatik hataların düzeltmesini sağlayan bir kontrol yöntemi gibi, öncelikle bir CHQC'nin tasarlanmasına ve sonuca bağlanmasına karar verilmiştir. Bu koşul, hidrostatik kontrol ve değiştirilmiş DMA

tarafından uygun hale getirilmenin yanı sıra, yükseklik ve sıcaklığın (Gandin, 1988) yatay ve düşey interpolasyonunda, kompleksin, çoklu bileşenin, kalite kontrolün geliştirilmesinde ilk adım olarak yer almaktadır. Edinilen tecrübeler sonucunda, CHQC ile güvenli olarak kontrol edilen verilerin daha sonraki kontrollerde de olumlu sonuç verdiği gözlenmiştir.

CHQC'nin performansı hem Ulusal Meteoroloji Merkezi Meteorolojik Uygulamalar Bölümü (MOD) uzmanları hem de doküman halindeki çıkışlar şeklinde tasarımcılar tarafından değerlendirilmiştir. Bunun yansısı her ayın sonunda da bir değerlendirme yapılmaktadır.

CHQC'nin içeriğinde insan-makine etkileşimi söz konusudur: Sadece CHQC kullanılarak düzeltilemeyen hatalar, MOD uzmanlarına iletilmekte ve her adım için son karar bu uzmanlar tarafından verilmektedir. Bu yöntemin işlemsel olarak uygulanması daha çok hatalı verinin düzeltilmesine olanak tanımaktadır. Aslında, bu yöntemle bağlantılı olarak kalite kontrolü açısından insan-makine etkileşiminin en doğru şekilde uygulanması önem kazanmaktadır. Hemen her şey otomatik olarak yapılmaya başladığında, algoritma yöntemiyle tek değerli olarak elde edilemeyen nadir durumlarda kesin sonuçlara ulaşmak için yeterli zaman ve fırsat bulunmaktadır. Yakın gelecekte hidrostatik kontrolün istatistiksel interpolasyon yönteminde kullanılmaya başlamasıyla bu hataların büyük bir çoğunluğu otomatik olarak düzeltilecektir. Böylece MOD uzmanları daha karmaşık durumların çözümleriyle ilgilenmek için vakit bulacaklardır. Bu bağlamda şu anda kullanılan yöntemden elde edilecek olan tecrübeler ileride önem kazanacaktır (Collins ve Gandin, 1990).

Hidrostatik fazlalık, iki komşu standart seviye arasındaki tabakaya uygulanan hidrostatik denklemin iki tarafı arasındaki fark olarak tanımlanmaktadır. CHQC, bu hidrostatik fazlalıkların paternlerinin incelenmesine dayanmaktadır. Belirli bir hata ya da çeşitli hatalar için fazlalıkların ne olduklarının yaklaşık olarak bulunabilmesi daha kolay olmaktadır. Asıl problem fazlalıkların belirli paternlerine neden olan hataların bulunmasıdır. Tersine oluşan bu problem, zorunlu tabaka sıcaklık ve yükseklik verisinin araştırılmasına ve hidrostatik denklemlerle birlikte verinin yaklaşık sonuçlarının kararlaştırılmasına göre tek bir çözümün olmaması açısından daha karmaşıktır. Bir fazlalık paterni, örneğin, 100 hPa yükseklikte +100 m'lik iletişim

hatası veriyorsa, kuralla bağlantılı olarak, 100 hPa yüksekliğinin doğru olması durumunda diğer tüm yüksekliklerin -100 m hatalı olması beklenmektedir. Bunun yanı sıra, bütün yüksekliklerin hatalı olması da mümkündür. Genel olarak, karar belirli bir neden yerine olasılığa dayandırılmaktadır.

Veri bağlantılarında, sadece bir basamakta ya da sıcaklık gibi bir büyüklüğün işaretinde görülen hatalar gibi manuel hatalara rastlanıyorsa, bunların basit hata olarak nitelendirilme olasılığı oldukça yüksektir. Basit hata tespit edilebildiği takdirde, hatanın doğru olarak belirlenmesi olasılığı artmaktadır. Bu tahminler CHQC ve genel olarak DMA tasarımının Karmaşık Kalite Kontrol (CQC) tasarımından daha zor olduğunu ortaya koymaktadır.

$p=p_i$ ve $p=p_{i+1}$ izobarik yüzeyleri arasındaki tabakada integrali alınan hidrostatik denklem;

$$z_{i+1} - z_i = - (R/g) \int_{p_i}^{p_{i+1}} T_v d(\ln p) \quad (2.1)$$

Burada z yükseklik, p basınç, R kuru hava gaz sabiti, g yerçekimi ivmesi ve T_v mutlak virtüel sıcaklık olmaktadır. Zorunlu seviyeler arasında hidrostatik denklem;

$$Z_{i+1} - z_i = A_{i,i+1} + B_{i,i+1} [(T_i + T_{i+1}) + 2t_{i,i+1}] \quad (2.2)$$

Burada T sıcaklık olmaktadır,

$$A_{i,i+1} = (RT_0/g) \ln (p_i / p_{i+1})$$

$$B_{i,i+1} = (R/2g) \ln (p_i / p_{i+1}) \quad (2.3)$$

$T_0 = 273.15$ °K alınmaktadır.

$t_{i,i+1}$ terimi nemliliğin ihmalı, yuvarlatılmış hatalar, sadece zorunlu yüzeylerin kullanımı şeklinde 3 faktörü hesaplamaktadır. Jeopotansiyel yüksekliğin hatasız hesaplanması belirli seviye sıcaklıkları kullanılarak yapılabilmektedir. Bunun için basıncın logaritması ile sıcaklığın lineer olmama durumuna izin verilmekte, fakat belirli seviye sıcaklıkları bu aşamada kesin olmadığı için kullanılmamaktadır.

Hidrostatik fazlalığın yüksekliğe göre tanımı (Şekil 2.7);

$$s_{i,I+I} = z_{i+I} - A_{i,I+I} - B_{i,I+I} (T_i + T_{i+I}) \quad (2.4)$$

ya da

$$x_{i,I+I} = (z_{i+I} - z_i) D_{i,I+I} - (T_i + T_{i+I}) - 2T_0 \quad (2.5)$$

şeklindedir ve sıcaklığa göre tanımlanmaktadır. $D_{i,I+I} = 1/B_{i,I+I}$ 'dir.

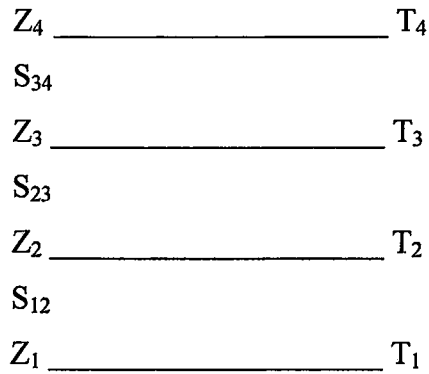
$$S_{i,I+I} = z'_{i+I} - z'_i - B_{i,I+I} (T'_i + T'_{i+I} - 2t_{i,i+I}) \quad (2.6)$$

ya da

$$X_{i,I+I} = (z'_{i+I} - z'_i) D_{i,I+I} - (T'_i + T'_{i+I} - 2t_{i,i+I}) \quad (2.7)$$

şeklindedir ve burada, yükseklikler ve sıcaklıklar tam bir değer ve kaba hatadan oluşmaktadır.

DMA, hata ararken yukarıya doğru hareketle aynı anda 4 seviyeyi (3 tabaka) kontrol etmektedir. Profilin en üstüne ulaşıldığında veriler ikinci bir defa kontrol edilmekte, düzeltmeler daha ayrıntılı olarak yapılmaktadır. Düzeltilebilir tipteki hatalar için varolma ve büyüklük şartları sağlanmalıdır. Varolma şartı çeşitli tipteki hataları ayırt edebilmekte, büyüklük şartı ise hatalı verinin yeterli boyutta olup olmadığını kontrol etmektedir (Collins ve Gandin, 1990) .



Şekil 2.7. Basınç, yükseklik, sıcaklık ve fazlalıklar şeması.

Varolma ve büyüklük şartlarının türetilmesi esnasında, basıncın logaritmasına, yuvarlatılmış hatalara ve nemliliğin ihmal edilmesine bağlı olarak sıcaklığın lineer olmayan profiline dayanan $t_{i,i+1}$ göz önüne alınmalıdır. Bu 3 nedenden sadece nemliliğin ihmalı rasgele olmayan bir bileşene sahiptir ve yüksekliğin fazlalıklarına olan etkisi 1000-850 hPa için 5 m iken, daha üst seviyelerde bu oran daha da azalmakta, dolayısıyla da ihmal edilmektedir. Varolma denklemlerinin genel şekli her hata tipi için tabaka denklemleri arasındaki hataların ortadan kaldırılmasıyla, denklemlerin karelerinin alınmasıyla ve tanımlananların ortalamalarının alınmasıyla bulunmaktadır. Sadece sabitler için deneylere başvurulması gerekmektedir. Büyüklük koşulları ise benzerlik göstermeyen hataların benzerlik gösterenlerden ayırt edilebilmesi için yeterli boyuttaki düzeltmelere ihtiyaç duymaktadır (Collins ve Gandin, 1990) .

Hidrostatik fazlalıklar için olan denklemde 4 değerden biri (2 yükseklik ve 2 sıcaklık) haberleşme kaynaklı kaba hataya bağlı olarak bozulmaya uğruyorsa fazlalıkların büyük olması beklenmektedir. Rapor edilenler arasında haberleşme kaynaklı kaba hata en büyük ya da en küçük olarak yer almıyorsa, bu seviyedeki yükseklik ya da sıcaklıkta görülebilecek bir hata, bu seviyeye komşu iki tabakada büyük fazlalıkların oluşmasına neden olmaktadır. Bu fazlalıkların incelenmesi ile DMA, bu seviyenin yüksekliğinde (1. tip hata), sıcaklığında (2. tip hata), ya da her ikisinde birden (3. tip hata) bir hata olup olmadığını tespit etmektedir.

En alt seviyede bulunan yükseklik ya da sıcaklıktaki haberleşme kaynaklı kaba hata büyük bir fazlalığa neden olmaktadır (4. tip hata). Hidrostatik kontrol diğer kontroller tarafından tamamlanmadığı için DMA iki parametreden hangisinin hatalı olduğunu tanımlayamamaktadır. CHQC'nin karar verme algoritması, fazlalığı sıfır yapacak şekilde en alt seviyedeki yüksekliği ya da sıcaklığı hesaplamaktadır. En üst seviyede tek, fakat büyük bir fazlalığın görülmesi ise, bu seviye için yükseklik ya da sıcaklığın hesaplanması açısından hemen hemen benzer bir durumdur (5. tip hata).

Sadece bir tabakada görülen büyük hidrostatik fazlalık, tabakanın kalınlığının bilgisayar tarafından yanlış olarak hesaplanmasına bağlı olarak ortaya çıkan kaba hatanın bir sonucu olmaktadır (6. tip hata). Bu durumda bu tabakanın üzerindeki bütün seviyelerin yüksekliklerinin düzeltilmesi gerekmektedir.

Hidrostatik olarak kalite kontrolün yapılabilmesi için bir seviyedeki yükseklik ve sıcaklığın bilinmesi gerekmektedir. Aksi takdirde, hidrostatik kontrol açısından bu seviye eksik sayılmaktadır. Alt ve üst seviyesinde kayıpların görülmediği, ayrık ve eksik zorunlu seviye ya da buna benzer çeşitli seviyeler, karar verme algoritmasının varolan seviyelerde kalite kontrolü yapmasını engellememektedir. Fakat, gözlemlerde veri eksikliklerine rastlanmaktadır (Gandin, 1988).

Bu tip bir eksiklikte sıcaklık profili çoğunlukla doğrusal olmamaktadır ve diğer hatalardan ayrı olarak büyük hidrostatik fazlalığa neden olmaktadır (13. tip hata). Günümüzde kullanılmakta olan CHQC versiyonu 4 tip hata ile ilgilenebilmektedir. Bunlar, iki komşu yükseklik hatası (7. Tip), iki komşu sıcaklık hatası (8. Tip), alt seviyede yükseklik ve üst seviyede sıcaklık hatası (9. Tip) ve tam tersi (10. Tip) şeklindedir. Karar verme algoritması bu hataların düzeltilebilmesi için basit seçenekler aramaktadır. Komşu seviyelerde nadirde olsa görülebilen 3 ya da daha fazla hidrostatik hata için DMA düzeltme yapamamaktadır. Bunun yapılabilmesi için DMA'nın bileşenlerine ayrılma işleminin fazlalaştırılması gerekmektedir (Collins ve Gandin, 1990).

Sadece kesin sonuç veren düzeltmeleri uygulaması nedeniyle konservatif olarak nitelendirilmekte olan karar verme algoritması, daha çok sayıda düzeltmeyi yapacak şekilde yeniden tasarlanmaktadır.

Hata tespiti, yükseklik ve sıcaklık profillerindeki fazlalıkların hesaplanması ve daha büyük fazlalıkların aranması ile başlamaktadır. Profilde daha büyük fazlalığa rastlandığında ise DMA'nın kullanılmasına başlanmaktadır. Kaba hataların olmadığı durumlarda, verinin standart sapmasının 7 katı civarındaki fazlalıklar alınabilmektedir. Her bir standart tabaka için kabul edilebilir yükseklik fazlalıkları Tablo 1'de verilmektedir. Hem yüksekliğin hem de sıcaklığın hatalı olduğu durumlarda fazlalıkları sıfıra indirebilecek bir çift yükseklik ve sıcaklık bulunmaktadır (Collins ve Gandin, 1990).

Tablo 2.2. Standart Tabaka Yükseklik Fazlalıkları

Tabaka Basınçları (hPa)	Kabul edilebilir fazlalıklar (m)
1000-850	65
850-700	35
700-500	50
500-400	35
400-300	40
300-250	35
250-200	40
200-150	50
150-100	85
100-70	70
70-50	70
50-30	80
30-20	70
20-10	100

Daha önce de belirtildiği gibi rawinzonde profili rapor edilen seviyenin en alt seviyesinden yukarıya doğru ilerleyerek tespit edilmektedir. Gerekli veriye ulaşıldığında sadece yükseklik ya da sıcaklığın olduğu kalan seviyeler rapor edilmekte, araştırılan bölgede yer alan 3 seviye için hidrostatik fazlalıklar hesaplanmaktadır. Ele alınan bölgede düzeltilemeyen hataların bulunmadığı zamanlarda, düzeltilebilir hataların varlığı araştırılmaktadır. Varolma ve büyüklük koşullarının sağlanabilmesi açısından düzeltilebilir hatalarda ara seviye kaybının birden fazla olmaması gerekmektedir.

Varolma ve büyüklük koşullarını sağlayan birden fazla hata tipinin olması durumunda varolma kriterini en iyi şekilde sağlayan tip seçilmektedir. Karar verme algoritması sıcaklık düzeltmelerinin 10°C'den fazla olmaması, yükseklik düzeltmelerinin 1000, 850 ve 700 hPa için en az 30 m, diğer basınç seviyeleri için en

az 90 m olması gibi kesin olmayan bazı düzeltmelerin kabul edilebilirlik oranını arttıracak yönde bazı sonuçlara ulaşmaktadır. Kesin olan düzeltmelerin kabul edilmesini takiben, diğer veri grubu araştırılan bölgenin yukarıya doğru hareket eden bölümü olarak kabul edilmektedir. Verinin en üstüne ulaşıldığında ikinci bir tarama yapılmaktadır. İkinci taramanın sonunda verilerin düzeltilmiş şekilleri çıkış olarak alınmaktadır.

Düzeltilmeler 700 hPa'nın üzerindeki en yakın 10 m'ye yuvarlanmakta, basit bir düzeltme araştırması yapılmakta ve düzeltme ana değere eklenmektedir. Algoritma ana lapse rate ve lapse rate çarpanlarının hesaplanmasıyla başlamaktadır. Lapse rate; kuru adyabatik sıcaklığın $(-g / Cp)$ sınırlandırma değeri olan 1.1 ile çarpılmasıyla bulunmaktadır. Lapse rate çarpanları ise $-(T_3 - T_2)(T_2 - T_1)$ şeklinde ifade edilmektedir. Bu sıcaklık profili eğiminin ilk değeridir ve komşu değerlerle 200 (°C)²'lik sınır değeri oranında farklılık gösteren sıcaklıkların bulunması için kullanılmaktadır.

Bunu takiben olası işaret hataları kontrol edilmektedir. Geçici bir işaret değişikliğinin ardından, lapse rate ve hidrostatik fazlalıklar incelenmektedir. Değerlerin uygun sınırlar içerisinde olup olmamasına bağlı olarak, yapılan işaret değişikliği kabul edilmektedir. Sadece işaret hatasının bulunmadığı durumlarda diğer hatalar gözden geçirilmektedir. Lapse rate ve lapse rate çarpanlarının uygun sınırlar içinde olmasıyla bağlantılı olarak, önerilen düzeltme yuvarlatılmakta ve basit bir düzeltmenin yapılmasına çalışılmaktadır. Aksi takdirde sıcaklığın ilk değeri alıkonarak 12. Tip hatanın uygulanmasına geçilmektedir.

Öncelikle orijinal değer (VALUE) her rakamı bir sıraya konulmakta, fakat işaret hesaba katılmamaktadır. Daha önceden üç kez kontrol edilmiş olan çeşitli değerler (VALT), tek bir sayıda gözlenebilecek değişim ya da sayıların permutasyonunun kontrol edilmesi açısından VALUE'dakilerle karşılaştırılmaktadır.

Ana hat kontrolü, tanımlanan yüzey basıncı ve 1000-850 hPa için verilen istasyon yüksekliklerinin içeriğinin araştırılmasına dayanan basit bir kontrol yöntemidir. 1000-850 hPa tabakasının ortalama virtüel sıcaklığının tanımlanabilmesi için iki zorunlu seviye kullanılmaktadır. Ele alınan yüzey basıncına doğru standart bir lapse

rate $(-6.5^{\circ}\text{C km}^{-1})$ değerinin uygulandığı varsayılmaktadır. Yüksekliklerin doğru olması durumunda hatanın istasyonun yüksekliğinden ya da yüzey basıncından kaynaklandığı düşünülmelidir. İstasyon yüksekliğindeki hatalar sabit anahat hataları yüzey basıncı hataları ise arasıra görülen hatalar olarak ifade edilmektedir.

1000-850 hPa yükseklikleri ile gözlenen yüzey basıncından meydana gelen istasyon yüksekliği;

$$Z_s^c = z_{1000} + [(a-1) / b] [T_{lay} + b(z_{1000} - z_{lay})] \quad (2.8)$$

şeklindedir. Burada,

$$a = (p_s / p_{1000})^{-Rb/g}$$

$$z_{lay} = 0.5 (z_{1000} + z_{850})$$

$$b = -0.0065^{\circ}\text{C m}^{-1}$$

$$T_{lay} = \text{Tabaka sıcaklığı olmaktadır.}$$

Karar verme algoritması, hatalı verilerin otomatik olarak kontrol edilmesine dayanan kesin düzeltmeler ve hatalı verinin sadece bir bölümünün düzeltilebildiği, son kararın bir uzman tarafından verilmesi gereken, kesin olmayan düzeltmeler şeklinde sınıflandırılmaktadır. Yapılan çalışmalar kontrol edilen verinin yaklaşık olarak %55'lik bölümünün sadece CHQC kullanılarak düzeltildiğini, %5'lik bölümünün de uzmanlar tarafından ele alındığını göstermektedir.

İki ya da daha fazla sayının yerinin değiştirilmesi, sıcaklıkların yazılması sırasında işaretlerinin yanlış alınması (Şekil 2.8), rakamlardan birinin hatalı olması gibi çeşitli durumlarla karşılaşilmektedir. Bu hataların bulunması ve düzeltilmesi için DMA benzer yöntemler kullanılmaktadır (Collins ve Gandin, 1990).

<i>P</i>	<i>z</i>	<i>T</i>	RES	NRES	ZCOR	TCOR	TYP
			7.4	7.4			
150	14250	-69.1			0		
	14250	-69.1					
			84.6	-15.4			
100	16720	-75.5			-100	0.0	1
	16720	-75.5					
			-88.2	11.8			
70	18750	-65.3					0
	18750	-65.3					
			-8.9	-8.9			

Şekil 2.8. 1. Tip hata, tek basamak düzeltmesi

Daha önce de bahsedildiği gibi DMA, hatalı verinin yarısından fazlasını düzeltebilmektedir. İstatistiksel kontrollerin kullanılmasıyla kalan hatalı verilerin de düzeltilebileceği tahmin edilmektedir. DMA, sadece bir tabakada rastlanan büyük fazlalığın kalınlığa bağlı hesaplama hatasının bir sonucu olduğunu öne sürmektedir. Dolayısıyla, bu fazlalığa bağlı olarak tüm yüksekliklerin değiştirilmesi hata yapılma olasılığını arttırmaktadır. Otomatik ya da manuel olarak yapılan yatay kontrollerin hata yapma olasılığını azaltması beklenmektedir.

Burada 3. tip hata (Şekil 2.9), sadece bir fazlalık çok büyük olduğunda görülmesine bağlı olarak otomatik olarak kontrol edilmemektedir. Bu koşullar altında karar verme algoritması, hata tipini tespit etmekte ve iki düzeltme önermektedir. 3. Tip hata olup olmadığının anlaşılabilmesi için her iki düzeltmenin de yapılabilmesi gerekmektedir. DMA; iki hata arasında hatasız bir seviye olmasına bağlı olarak, aynı sırada görülebilen 4 büyük fazlalığın, tespitini ve düzeltmesini yapabilmektedir. Buna benzer daha karmaşık durumlarda insan-makine yardımlaşmasına gerek duyulmaktadır (Gandin, 1988).

P	z	T	RES	NRES	ZCOR	TCOR	TYP
			1.9	1.9			
500	5690	-21.1					0
	5690	-21.1					
			-1033.0	-33.3			
			-33.0	-0.4			
400	6290	-26.6			1000	0.0	1
	7290	-26.6					
	7290	-36.6					
			957.7	-42.3			
			-42.3	-0.2			
300	9230	-50.3				0	
	9230	-50.3					

Şekil 2.9. 3. Tip hata, yükseklik ve sıcaklık düzeltmesi

CHQC'nin performansı tahmin edilenin üzerindedir. 1989 yılında her ay ortalama olarak 3000'den fazla hata tespit edilmiştir. Bu hataların coğrafi olarak dağılımı bilgisayar kullanımının dağılımına bağlı olarak homojen değildir. Hataların dağılımında görülen farklılıklar ise genel olarak çalışanların bu konudaki eğitim eksikliğinden kaynaklanmaktadır.

Yükseklik düzeltmeleri az bir farkla da olsa sıcaklık düzeltmelerinden daha fazladır. Her iki tip düzeltmenin de büyük çoğunluğu basit düzeltme kapsamına girmektedir. Dolayısıyla hata düzeltme işleminin ağırlıklı olarak el ile (manuel) yapıldığı ortaya çıkmaktadır.

Karar verme algoritması hataların sebeplerini araştıran, değerlerini hesaplayan hatalı verilerin çeşitli seviyeler için hidrostatik kontrole dayanan düzeltmelerini yapan bir algoritmadır. Bu konuyla bağlantılı olarak daha kapsamlı çalışmalar ise istatistiksel yaklaşımların geliştirilmesine bağlı olarak yapılabilecektir (Collins ve Gandin, 1990).

BÖLÜM III

TERMODİNAMİK DEĞİŞKENLER VE OTOMASYON

Bu bölümde radyosonde verilerinin termodinamik analize tabi tutulması esnasında kullanılan termodinamik büyüklüklerin genel özelliklerine değinilmektedir. Atmosferin düşey yapısı genel olarak termodinamik özellikler ve rüzgarlarla ifade edilmektedir. Atmosferde düşey sondajlar radyosonde ile yapılmakta ve sonuç olarak hava kütleleri, atmosferik kararlılık ya da kararsızlık, cephe sistemleri, tropopoz, nemli tabakalar gibi atmosferin genel durumunun tanımlanmasına yönelik değişkenler elde edilmektedir (Djuric, 1994). Bu çalışmada termodinamik ve hidrostatik kararlılık önemli olmaktadır.

Bilgisayar kullanımının yaygınlaşmasından önce termodinamik değişkenlerin hesaplanmasında termodinamik diyagramlar gibi grafiksel yöntemler kullanılırken, günümüzde sadece termodinamik denklemlerin bilinmesine bağlı olarak bilgisayardan elde edilen sonuçlar kullanılmaktadır (Djuric, 1994).

Klimatolojik çalışmalarda özellikle tercih edilen bir faktör olarak termodinamik değişkenlerin korunumlu olup olmadığı aşağıdaki tabloda özetlenmektedir.

Tablo 3.1. Meteorolojik değişkenler korunuyor mu? E: Evet, H: Hayır

Doymamış Adyabatik	Doymuş Adyabatik	Düşen Yağıştan Buharlaşıma	Diabatik Isınma Radyasyon- Kondüksiyon
T	H	H	H
Td	H	H	E
Ws	H	H	H
W	E	H	E
RH	H	E	H
Twb	H	H	E
Tse	H	H	E
Tv	H	H	H
θ	E	H	H
θse	E	E	N
θwb	E	E	N

3.1. Bağlı Nem

Bağılı nem (RH) buhar basıncının doymuş buhar basıncına oranı olarak tanımlanmaktadır.

$$r = \frac{e}{e_s} \quad (3.1)$$

Burada e_s doymuş buhar basıncı sıcaklığın bir fonksiyonu olmakta ve;

$$e_s = 6.1078 \exp \frac{19.8 - t}{273 + t} \approx 6.11 \exp 0.073 t \quad (3.2)$$

şeklinde ifade edilmektedir. Burada t ; °C olarak sıcaklık, e_s ; mb, 6.1078 sabiti ise 0°C'de doymuş buhar basıncının mb cinsinden değeridir. Doymuş buhar basıncı e_s , atmosferde gözlenmeyen, deneysel olarak saptanan bir büyüklük olmaktadır. Yukarıdaki eşitlik düz su yüzeyi üzerindeki doymuş buhar basıncını vermektedir (Djuric, 1994).

Bağılı nem, karışma oranı w ve doymuş karışma oranı w_s 'ye bağılı olarak da ifade edilebilmektedir:

$$r = \frac{w}{w_s} \quad (3.3)$$

3.2. Karışma Oranı

Her ne kadar e_s , tamamen T'nin bir fonksiyonu ise de, w_s , T ve P'nin bir fonksiyonu olarak tanımlanmaktadır.

$$w_s = \left(\frac{0.622}{p} \right) e_s \quad (3.4)$$

Dolayısıyla w_s lineer bir şekilde basınca bağlı olmaktadır. Karışma oranı w , su buharı yoğunluğunun kuru havanın yoğunluğuna oranı olarak tanımlanmaktadır.

$$w = (\text{su buharı kütlesi}) / (\text{kuru havanın birim kütlesi}) \quad (3.5)$$

$$w = \frac{\rho_v}{\rho_d} \quad (3.6)$$

Bu iki yoğunluk;

$$\rho_v = \frac{e}{R_v T} \quad (3.7)$$

$$\rho_d = \frac{p - e}{RT} \quad (3.8)$$

denklemleriyle benzeşmektedir. R_v ; su buharı, R ; kuru hava için gaz sabitidir. (3.7). denkleminde verilen su buharı yoğunluğu, mutlak nem olarak da ifade edilen boyutsuz (kg/kg) bir büyüklük olmakta, yoğunlukla da g/kg olarak kullanılmaktadır. Hesaplamalarda kütleler oranı olduğuna dikkat edilmelidir. Burada $p-e$ kuru havanın kısmi basıncıdır. Bunların yanı sıra, karışma oranı nemli hava yoğunluğunun kuru hava yoğunluğuna bölünmesi şeklinde de ifade edilmektedir.

$$w = \frac{eR}{(p - e)R_v} = 0.622 \frac{e}{p - e} \quad (3.9)$$

Burada,

0.622= Kuru hava ve su buharı için gaz sabitlerinin oranıdır

$p-e$ = Kuru havanın kısmi basıncıdır.

Benzer şekilde doymuş karışma oranı;

$$w_s = \frac{e_s R}{(p - e_s) R_v} = 0.622 \frac{e_s}{p - e_s} \quad (3.10)$$

Buhar basıncı ve doymuş buhar basıncı hava basıncından daha küçüktür. Bu yüzden iki formülün ilki p ile karşılaştırıldığında e veya e_s ihmal edilmekte ve sonuç olarak özgül nem q ve doymuş özgül nem q_s bulunmakta ve bunlar hemen hemen karışma oranı ve doymuş karışma oranına eşit olmaktadır (Djuric, 1994).

$$\rho = \frac{e R}{\rho R_v} = 0.622 \frac{e}{p} \quad (3.11)$$

$$\rho_s = \frac{e_s R}{\rho R_v} = 0.622 \frac{e_s}{p} \quad (3.12)$$

3.3 Çiy Noktası Sıcaklığı

Çiy noktası sıcaklığı T_d , gözlenmiş buhar basıncı e 'nin doymuş hale geldiği noktadaki sıcaklıktır. Doyma mevcut olmadığı için (3.1)'de doymuş buhar basıncı yerine buhar basıncı kullanmak suretiyle bulunabilmektedir. (3.1) denklemde e kullanılması durumunda, çiy noktası sıcaklığı yerine t 'nin alınması gerekmektedir. Parsel doymuş hale geldiğinde, t veya t_d (1). denkleminden bulunarak °C olarak çiy noktası sıcaklığı elde edilmektedir.

$$t_d = 273 \frac{\ln e - \ln 6.11}{19.8 - (\ln e - \ln 6.11)} \approx 13.7 \ln \frac{e}{6.11} \quad (3.13)$$

6.11 sabitinin kullanıldığı durumlarda, buhar basıncı için mb alınmaktadır. Çiy noktası sıcaklığı çoğunlukla nem değişkeni olarak rapor edilmektedir. Matematiksel formüllerin bir sonucu olarak çiy noktası sıcaklığı kullanılarak bağıl nem, özgül nem gibi diğer değişkenlerin değerlendirilmesi mümkün olmaktadır. Çiy noktası sıcaklığı karışma oranının rolünü oynar. Çünkü bu iki değişken birbirleri ile yaklaşıklıkla orantılıdır.

Genel olarak ele alındığında T_a ve T_d eğrilerinin nadiren birbirlerine eşit olduğu görülmektedir. Yapılan çalışmalarda radyosonde okumasının % 70'lik bir değeri göstermesi durumunda bulutların çok ve sürekli olduğu gözlenmiştir. Bu değer 5°C'lik çiy noktası depresyonuna karşılık gelmektedir. Bu yaklaşımın bir sonucu olarak bulut tabakasının varlığından bahsedilebilmektedir. Atmosferde doymamış su buharı bulunmasına rağmen bulutların görülmesi, bağıl nemin geniş doğal değişkenliği ile açıklanabilmektedir. Ölçülen nemin % 70'in üzerinde olması çevrede doymuş hava parselinin varlığına işaret etmektedir ve bulutların bu parselde gelişmesi mümkün olmaktadır.

Sıcaklık-Çiy Noktası Sıcaklığı Farkı (Sipret)

$$\text{sipret} = t - t_d \quad (3.14)$$

bir harfle gösterilmemekte, fark şeklinde ifade edilmektedir (Djuric, 1994).

3.4. Yükselmeyle Yoğunlaşma Seviyesi

Genel olarak yükselmeyle yoğunlaşma seviyesinde sıcaklık ve basınç gerekli olmaktadır. Bu değerler sıcaklık ve çiy noktası sıcaklığının tam fonksiyonu olarak verildiğinden, eşitlikleri çözmek için tekrarlayan işlemlere gerek duyulmaktadır. Yükselmeyle yoğunlaşma seviyesinde tüm değerleri verimli olarak veren bir yaklaşım metodu geliştirilmiştir. Yükselmeyle yoğunlaşma seviyesinde (LCL) sıcaklık, Barnes (1968)'in formülü kullanılarak bulunabilmektedir:

$$t_{LCL} \approx t_d - (0.001296t_d + 0.1963)(t - t_d) \quad (3.15)$$

Sıcaklıkların °C ile ifade edildiği bu denklemde, t_{LCL} 'nin bilinmesi durumunda potansiyel sıcaklık tanımı, LCL'de basıncı bulmayı mümkün kılmaktadır. Eğer adyabatik olarak yükselen bir hava parselinde, potansiyel sıcaklığın değişmediğini gözönüne alınırsa;

$$\theta_{LCL} = \theta$$

olmakta ve potansiyel sıcaklık tanımı, LCL de basıncı vermektedir.

$$\Theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{2/7} \quad \text{ve} \quad \Theta_{LCL} = T_{LCL} \left(\frac{p_0}{p_{LCL}} \right)^{2/7}$$

$$p_{LCL} = p_0 \left(\frac{T_{LCL}}{\Theta} \right)^{7/2} = p \left(\frac{T_{LCL}}{T} \right)^{7/2} \quad (3.16)$$

Burada, 7/2 oranı ($c_p/R = 7/2$) kuru hava için özgül ısı ve gaz sabitinin oranı olarak ifade edilebilir (Djuric, 1994).

3.5. Eşdeğer Potansiyel Sıcaklık

Eşdeğer (equivalent) sıcaklık, su buharının yoğunlaştırılması durumunda serbest kalmış ısınin elde edilemesiyle bulunabilmektedir (Djuric, 1994).

$$T_e = T \left(\frac{1 + Lq_s}{C_p T_{LCL}} \right) \quad (3.17)$$

Eşdeğer potansiyel sıcaklık için benzer olarak,

$$\theta_e = \theta \left(\frac{1 + Lq_s}{c_p T_{LCL}} \right) \quad (3.18)$$

θ_e ve θ_w , yoğunlaşma ve buharlaşmanın olduğu adyabatik işlemler boyunca, hava parselinde sabit kalma özelliğine sahip olmaları nedeniyle hava kütlelerinin tanımlanmasında önemli olmaktadır.

3.6. Sıcaklık Lapse Rate

Bilindiği gibi orajlar sıcaklık gradyanının kararsız olduğu bir atmosferik çevrede gelişir. Referans olarak aşağıdaki tabloda kararlılık-kararsızlık kriterleri gösterilmiştir. Bu nedenle, orajların yaklaşık (genel) olarak nerelerde gelişebileceğini tahmin edebilmek için, lapse rate'leri nelerin değiştirdiğini anlamak önemli ve gereklidir.

Lapse Rate Kriteri

Kararsız	Lapse Rate $>1^{\circ} \text{ C} / 100 \text{ km}$
Kararlı	Lapse Rate $<1^{\circ} \text{ C} / 100 \text{ km}$
Nötr	Lapse Rate $=1^{\circ} \text{ C} / 100 \text{ km}$

Çevresel sıcaklık gradyanı, çeşitli işlemler ile değiştirilebilir. Bu işlemlerden biri diferansiyel adveksiyondur. Her hangi iki atmosferik tabaka için, eğer soğuk hava aşağı seviyelere inerken sıcak hava yükselirse iki seviyenin sıcaklık gradyanı artacaktır. Eğer sıcak hava adveksiyon ile aşağı seviyelere taşınırken yukarı seviyedeki hava soğursa kararsızlık artar.

T_a eğrisinin eğimi genellikle lapse rate tarafından tanımlanmakta ve sıcaklığın yükseklikle olan değişimi (lapse rate) negatif türev olarak gösterilmektedir.

$$\frac{-\partial T}{\partial Z} \quad (3.19)$$

Basınç koordinatlarında,

$$\frac{-\partial T}{\partial Z} = g\rho \frac{\partial T}{\partial P} \quad (3.20)$$

şeklinde kullanılmaktadır. Eğrilerin eğimi $T = s_b t$ koordinat çizgileri ile adyabatlar karşılaştırılmalıdır. Pozitif değerler almaları durumunda tabakalarda sıcaklığın yükseklikle olan değişimi de pozitif olmaktadır:

$$\frac{-\partial T}{\partial Z} > 0 \text{ ve } \frac{\partial T}{\partial P} > 0 \quad (3.21)$$

Çevre sıcaklık eğrisi koordinat çizgisiyle karşılaştığından 810-845 mb ve 412-420 mb arası tabakada sıcaklık artış göstermekte ve enversiyonun varlığından bahsedilmektedir.

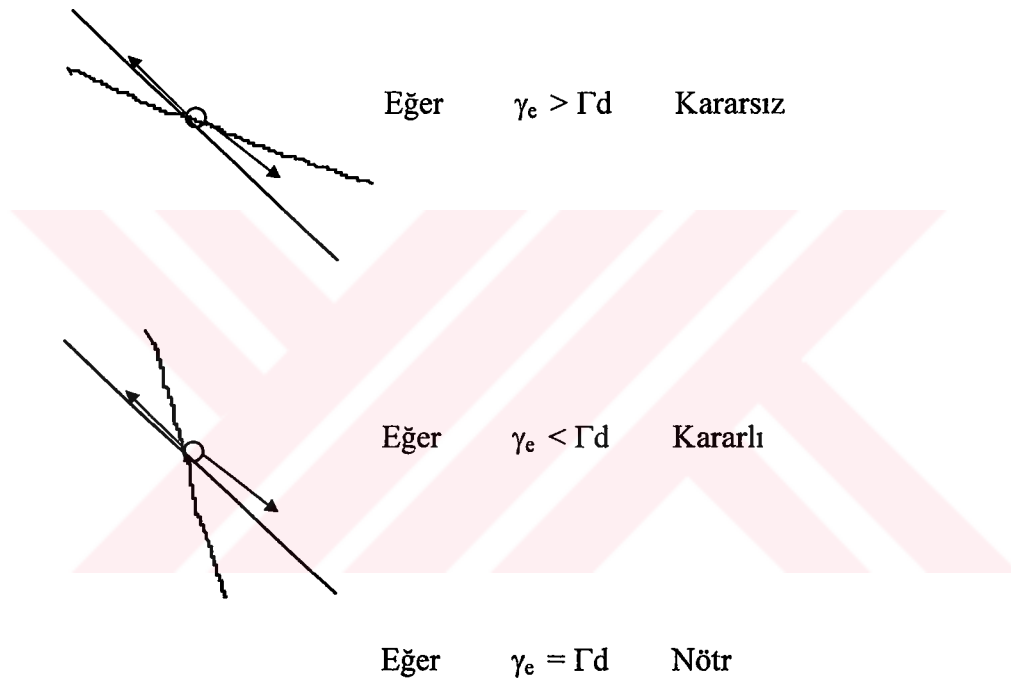
Adyabatik bir tabaka genellikle türbülans karışmasının sonucu oluşmakta ve potansiyel sıcaklık ile karışma oranı tabakalar boyunca eşitlenmektedir. Benzer

şekilde özgül nem de adyabatik tabakada eşitlenmektedir. İyi karışmış bir tabakada çiy sıcaklığı, doymuş karışma oranı hatlarını tam olarak izleyebilmektedir (Djuric, 1994).

3.7. Hidrostatik Kararsızlık

Eğer çevre havanın gözlenen lapse rate, γ_e kuru adyabatik işlem lapse rate'inden $\Gamma_d = g/C_p$ büyükse hava parseli kararsızdır (Bennetts ve Hoskins, 1979).

Diğer bir deyişle



Potansiyel Sıcaklık ile doymamış hava için kararlılık:

Eğer $\left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) < 0$ Kararsız

$\left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) > 0$ Kararlı

$\left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) = 0$ Nötr

Doymuş Hava İçin

$$\text{Eğer } \gamma_e = \Gamma_{\text{sat}} \quad \text{veya} \quad \left(\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} \right) < 0 \quad \text{Kararsız}$$

$$\gamma_e = \Gamma_{\text{sat}} \quad \text{veya} \quad \left(\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} \right) > 0 \quad \text{Kararlı}$$

Şartlı Kararsızlık

Eğer $\Gamma_d > \gamma_e > \Gamma_{\text{sat}}$ ise bir şartlı kararsızlığa sahibiz-

Kararlı, eğer doymamışsa - Kararsız, eğer doymuşsa.

3. 8. Kararsızlık İndeksleri

Günümüzde, başta havacılık olmak üzere ekonomik ve sosyal açıdan önemli bir yere sahip meteorolojik olaylardan biri olan orajların yukarı seviye atmosfer gözlemleri yardımıyla analizlerinin yapılarak, oluşum mekanizmalarının açıklanması amaçlanmaktadır. Buna bağlı olarak radyozonde verilerinin termodinamik analize tabi tutulmasıyla elde edilen değerlerinin, bu bölümde ele alınacak olan kararsızlık indeksleri ile karşılaştırılması sonucunda orajların oluşum mekanizmasına açıklık getirilmesine çalışılmaktadır.

Bir hava kütlelerinin kararlılığı, içerisindeki taneciklerin düşey hareketine çevresinin karşı koyması şeklinde tanımlanmaktadır (Aslan, 1981). Atmosferde kararlılık ve kararsızlık, genel siklonik kararsızlık ile yerel kararsızlık ve antisiklonal kararsızlık olarak iki başlık altında toplanmaktadır. Atmosferin sıcaklık değişimi ile yeryüzeyi arasındaki etkileşim ve yeryüzü sıcaklığı ile atmosferdeki tabakaların sıcaklık farklılıkları, atmosfer sirkülasyonunu değiştirebilmektedir. Bu değişimin bir sonucu olarak da fırtına, oraj gibi meteorolojik olaylar gözlenmektedir. Özellikle bahar aylarında yeryüzeyinin sıcaklığının artmasına bağlı olarak düşey sıcaklık gradyanında da bir artış görülmekte, dolayısıyla kararsızlık açısından bu aylar önem taşımaktadır.

Ülke bazında ele alındığında, Türkiye'de alt seviye atmosfer sirkülasyonunun değişken olduğu, devamlılık göstermediği görülmektedir. Sürekli deformasyon

sonucunda, siklonik şartlardaki cephe geçişlerinde ve lokal ısınmaya bağlı hava olaylarında genel bir düzensizliğe rastlanmaktadır. Genellikle ilkbahar sonları ve yaz mevsimi başlangıcında hareketli siklonlar ve bu siklonlara bağlı geniş stratiform tipi bulutların meydana getirdiği kararlı yağışların yerini daha küçük ölçekli ve yerel hava hareketleri ile karakterize edilebilen kümülonimbus bulutlarının oluşturduğu konvektif yağışlar almaktadır. Genel olarak küçük ölçekli konvektif yağışlar, hava olaylarının nümerik hava tahminlerinin sahip oldukları gridler arasında kalarak modeller tarafından görülememektedir (Kadioğlu ve Deniz, 1993). Orta Anadolu Bölgesi'nde bahar ve yaz ayları başlangıcında görülen kararsızlık yağışları Kızılırmak-Çorum vadisini takip etmekte, Merzifon Ovası ise en az yağış alan bölgelerden biri olarak yer almaktadır. Karadeniz Bölgesi gibi özellikle orografik yükselmeye uygun alanlarda yerel ısınmaya bağlı olarak orajlar ve kararsızlık etkin olmaktadır. Akdeniz Bölgesi'nde de kışın görülen yağışların büyük çoğunluğunun sağanak ya da oraj olarak görülmesi beklenmektedir (Sarı, 1996).

Kararsızlık indeksleri, radyosonde gözlemlerinin temp diyagramlarına işlenmesi gerekmeksizin sağanak ve orajları tahmin edebilmektedir (Kaya, 1992). Genel olarak, çeşitli şekillerde görülebilen konvektif fırtınaların tespiti için kararsızlık indekslerinin kritik değerlerinin ele alınmasıyla fırtına, oraj ya da yağış şekli hakkında fikir yürütülmesi mümkün olmaktadır. Kararsızlık indekslerinin kritik değerleri, indeksin geliştirildiği bölgelerin coğrafik ve meteorolojik şartlarının gözönüne alınmasıyla elde edilmektedir.

Showalter İndeksi (SHO):

$$SHO = T_{500} - T_{p500}$$

şeklinde hesaplanmaktadır. Burada;

T_{500} : 500 mb seviyesinin kuru hazne sıcaklığı ,

T_{p500} : 850 mb seviyesinden önce kuru adyabatik olarak, daha sonra ise nemli adyabatik olarak 500 mb seviyesine yükseltilmiş olan hava parselinin sıcaklığı olmaktadır.

Showalter indeksi ABD'nin güneybatısında orajları tahmin etmek için düzenlenmiş bir indekstir. Bu indeks, 850 mb'den 500 mb seviyesine olan potansiyel kararsızlığı, 500 mb'ye yükselen hava parselinin 500 mb'deki kaldırma kuvvetini ölçerek hesaplamaktadır (Peppler, 1988). Showalter indeksi aynı zamanda, negatif değerlerle LFC (Yükselme ile Zorlanan Konveksiyon) seviyesinin üzerinde pozitif kaldırma enerjisinin varlığı ve serbest konveksiyon olasılığı anlamına gelen tabakanın gizli kararsızlığı hakkında da bilgi vermektedir (Peppler, 1988). İndeksin kritik değerlerinde görülen düşüşe bağlı olarak kararsızlıkta bir artış sözkonusu olmaktadır (Tablo 3.2).

Tablo 3.2. Showalter İndeksi Kritik Değerleri (Showalter, 1953)

Değerler	Meydana Gelen Hadise
SHO > 3	Sağanak yağış ihtimalinin az olması
3 > SHO > -3	Sağanak yağış ve oraj ihtimali
SHO < -3	Şiddetli fırtına

Kıbrıs için tespit edilen kritik değerin;

SHO<3 ve SHO<6 olup, SHO<6'nın tutarlılık yüzdesinin diğer değere göre daha büyük olduğu görülmüştür (Jacovides ve Yonetani, 1990). Önerilen kritik değer SHO<3 ise kararsızlığın varlığını, oraj ve yağış ihtimalinin mümkün olduğunu ifade etmektedir (Peppler ve Lamb, 1988).

Düzeltilmiş Showalter İndeksi 1:

$$SHO1 = T_{500} - T_{p500}^*$$

şeklinde hesaplanmaktadır (Curtis ve Panofsky, 1958). Burada;

T_{500} : 500 mb seviyesinin kuru hazne sıcaklığı,

T_{p500}^* : 850 mb seviyesindeki nem içeriği yerine; aşağı seviyedeki tabakanın nem içeriğinin gözönüne alınabilmesi için 850 mb, 700 mb ve 500 mb seviyelerinin ortalama karışma oranı alınarak hesaplanan T_{p500} olmaktadır. Showalter indeksi, sadece 850 mb seviyesi nem içeriğine bağlı olması ve kalın bir tabakada bu nemin konvektif yağışların oluşmasında önemli bir rol oynamasından dolayı, başlangıçtaki parselde 850-500 mb tabakası ortam neminin (karışma oranı)

bulunduğu varsayılarak indeks değiştirilmiştir. Düzeltilmiş Showalter İndeksi'nin, geceleri görülen konvektif yağışları (03.00 GMT sondaj değerlerinin 03.30-09.30 GMT arasındaki hava durumu), gündüz görülenlerden (15.00 GMT sondaj değerlerinin 15.30-21.30 GMT arasındaki hava durumu) daha iyi belirlediği tespit edilmiştir (Peppler, 1988). İndeksin kritik değerleri Showalter İndeksi'nden farklıdır (Tablo 3.3).

Tablo 3.3. Düzeltilmiş Showalter İndeksi 1 Kritik Değerleri (Peppler, 1988)

Değerler	Meydana Gelen Hadise
$SHO1 \leq 5$	Kararsız hava ve fırtına ihtimali
$SHO1 > 11$	Konvektif yağış ihtimali

Düzeltilmiş Showalter İndeksi 2:

$$SHO2 = T_{300} - T_{p300}$$

şeklindedir. Burada;

T_{300} : 300 mb seviyesinin kuru hazne sıcaklığı,

T_{p300} : 850 mb seviyesinden yoğunlaşma seviyesine kuru adyabatik olarak ve bunu takiben nemli adyabatik olarak 300 mb seviyesine yükseltilmiş olan hava parselinin sıcaklığıdır (Hovanec ve Horn, 1975).

Bu indeks, Colorado (ABD) siklojenez alanlarındaki yükselteleri büyük olan ravinsonde istasyonları için, Showalter'ın değiştirilmesiyle elde edilmiştir. İndeks 850-300 mb tabakası için uyarlanmış olup, kararsızlığın artışı ve indeks değerindeki düşüşü göstermektedir. 1964-1971 yıllarında Nisan-Mayıs arasındaki dönemde ABD'de yapılan analizlerde, indeks için belirlenen kritik değerlerin Showalter İndeksi kritik değerleri ile aynı olduğu (Tablo 3.4), fakat çoğunlukla (+) değerler alması bakımından farklılaştığı tespit edilmiştir (Peppler, 1988).

Tablo 3.4. Düzeltilmiş Showalter İndeksi 2 Kritik Değerleri (Hovanec ve Horn, 1975)

Değerler	Meydana Gelen Hadise
$SHO2 > 3$	Sağanak yağış ihtimalinin az olması
$-3 < SHO2 < 3$	Sağanak yağış ve oraj ihtimali
$SHO2 < -3$	Şiddetli fırtına

Düzeltilmiş Showalter İndeksi 3:

$$SHO3 = T_{850} - [(T_{850} - T_{d850}) + (T_{700} - T_{d700}) + (T_{500} - T_{d500})] / 3$$

şeklinde hesaplanmaktadır. Burada;

T_{850} : 850 mb seviyesinin kuru hazne sıcaklığı,

T_{d850} : 850 mb seviyesinin çiy noktası sıcaklığı,

T_{700} : 700 mb seviyesinin kuru hazne sıcaklığı,

T_{d700} : 700 mb seviyesinin çiy noktası sıcaklığı,

T_{500} : 500 mb seviyesinin kuru hazne sıcaklığı,

T_{d500} : 500 mb seviyesinin çiy noktası sıcaklığı

olmaktadır. İndeks için belirlenen kritik değerler Showalter İndeksi değerleri ile aynıdır (Tablo 3.5).

Tablo 3.5. Düzeltilmiş Showalter İndeksi 3 Kritik Değerleri

Değerler	Meydana Gelen Hadise
$SHO3 > 3$	Sağanak yağış ihtimalinin az olması
$-3 < SHO3 < 3$	Sağanak yağış ve oraj ihtimali
$SHO3 < -3$	Şiddetli fırtına

K-İndeksi:

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700})$$

şeklindedir (George, 1960). Burada;

T_{850} : 850 mb seviyesinin kuru hazne sıcaklığı,

T_{d850} : 850 mb seviyesinin çiy noktası sıcaklığı,

T_{700} : 700 mb seviyesinin kuru hazne sıcaklığı,

T_{d700} : 700 mb seviyesinin çiy noktası sıcaklığı,

T_{500} : 500 mb seviyesinin kuru hazne sıcaklığıdır.

Bu indeks özellikle yazın karasal hava kütlelerinin oraj-fırtına potansiyelini tahmin etmede yardımcı olması bakımından, 850-500 mb sıcaklık farkı, aşağı seviyelerdeki nemin ölçüsü olarak 850 mb çiy noktası sıcaklığı ve nemli tabakanın düşey nem dağılışının bir ölçüsü olarak 700 mb sipretini tek bir denklemde bir araya

getirmektedir. Hava kütlesi orajları, sakin rüzgarın olduğu, belirgin bir cephe ile siklon etkinliği bulunmayan alanlarda görülen orajlar olarak tanımlanmaktadır. K-indeksi Kanada'nın güney ucundan ve ABD'nin doğusunun 2/3'ünden toplanan radyosonde verileri yardımıyla geliştirilmiştir. Çiy noktasının da kararsızlık indeksine ilave edilmesine bağlı olarak, aşağı seviye neminin yukarı seviyelere düşey yönde uzanmasıyla bu parametre hava kütlesi orajlarının tespitinde K-indeksine büyük kolaylık sağlamaktadır (Peppler, 1988). İndeksin kritik değerlerine karşılık gelen fırtına-oraj oluşma ihtimalleri Tablo 3.6'te verilmektedir (Peppler ve Lamb, 1989).

Tablo 3.6. K-İndeksi Kritik Değerleri.

Değerler	Fırtına-Oraj Oluşma İhtimali (%)
K < 15	0
15 – 20	20
21 – 25	20 - 40
26 – 30	40 - 60
31 – 35	60 - 80
36 – 40	80 - 90
K > 40	~100

Düzeltilmiş K-İndeksi:

$$MK = [(T_y + T_{850})/2 - T_{500}] + [(T_{dy} + T_{d850})/2] - (T_{700} - T_{d700})$$

şeklinde hesaplanmaktadır (Charba, 1977). Burada;

T_y : Yer sıcaklığı,

T_{dy} : Yer çiy noktası sıcaklığı,

T_{850} : 850 mb seviyesinin kuru hazne sıcaklığı,

T_{d850} : 850 mb seviyesinin çiy noktası sıcaklığı,

T_{700} : 700 mb seviyesinin kuru hazne sıcaklığı,

T_{d700} : 700 mb seviyesinin çiy noktası sıcaklığı,

T_{500} : 500 mb seviyesinin kuru hazne sıcaklığıdır.

K-İndeksinin düzeltilmiş şekli 2-6 saat içinde oraj olma ihtimali ve genel fırtına tahmininde MOS (Model Output Statistic: Model Çıkış İstatistiği) modelinde tahmin

etmeye yönelik parametre olarak kullanılmak amacıyla geliştirilmiştir. Bu indeksin oraj potansiyelini işaret eden değerleri, izotermal sıcaklık ve nem bakımından 850 mb tabakası çok farklı değerlere sahip olmadığında, K-İndeksinden daha büyük olmaktadır. Bu indeksin diğerlerine göre daha iyi sonuç verdiği saptanmıştır (Peppler, 1988). İndeksin kritik değerleri K-İndeksinin kritik değerleri ile aynı alınmaktadır (Tablo 3.6).

Rackliff İndeksi:

$$RACI = Thew_{850} - T_{500}$$

Burada;

$Thew_{850}$: 850 mb seviyesinin ıslak hazne potansiyel sıcaklığı,

T_{500} : 500 mb seviyesinin kuru hazne sıcaklığı,

şeklindedir (Rackliff, 1962). İndeks, Britanya Adaları ve yakın olan Batı Avrupa'nın karasal alanları üzerindeki hava kütlelerinin meydana getirebileceği yaz fırtınalarının tahminini yapabilmek için geliştirilmiş olup, gizli kararsızlığın bir ölçüsü olarak ifade edilmektedir. 850 mb'nin nem ve sıcaklık değerleri ile 500 mb'nin sıcaklık değerini kullanmaktadır. Islak hazne potansiyel sıcaklık değeri olarak, alçak seviyeyi temsil eden ve geceleyin yeryüzeyinden yayınlanan uzun dalgaboylu radyasyondan daha az etkilendiği tahmin edilen 850 mb seviyesi ile diğer indekslerle uyum sağlaması ve orta troposferin sıcaklığını vermesi bakımından 500 mb seviyesi seçilmiştir (Peppler, 1988). İndeks için belirlenen kritik değerler Tablo 3.7'de verilmektedir.

Tablo 3.7. Rackliff İndeksi için kritik değerler

Değerler	Meydana Gelen Hadise
$R \geq 25$	Sağanak yağış
$R \geq 35$	Fırtına ihtimali

Jefferson İndeksi:

$$JI = (1.6Thew_{850}) - T_{500} - 0.5(T_{700} - Td_{700}) - 8.0$$

olmaktadır (Jefferson, 1963-1966). Burada;

$Thew_{850}$: 850 mb seviyesinin ıslak hazne potansiyel sıcaklığı,

T_{700} : 700 mb seviyesinin kuru hazne sıcaklığı,

Td_{700} : 700 mb seviyesinin çiy noktası sıcaklığı,

T_{500} : 500 mb seviyesinin kuru hazne sıcaklığıdır.

Jefferson (1963-1966), Rackliff İndeksini deneye tabi tutarak, büyük bir sıcaklık aralığında orajların meydana geldiği kritik değeri veren, fakat aynı zamanda sıcaklıktan bağımsız kritik bir değer elde etmiştir. Rackliff İndeksi, soğuk havadaki orajların kritik değerlerinin sıcak havadaki orajlarınkine oranla daha büyük olduğunun fark edilmesine bağlı olarak yeniden düzenlenmiştir. İlk haliyle Avrupa ve Akdeniz üzerinde denenen Jefferson indeksi, 900-500 mb'nin kuru olması durumunda öncekilerden daha iyi tahmin yapılmasına olanak tanımıştır. Böylece nemli tabakanın derinliği (K-İndeksi'ne benzer şekilde 700 mb sıcaklığı ile çiy noktası farkı) ağırlık katsayısı ölçüsü olarak alınıp Rackliff İndeksi'nde ikinci bir değişikliğe gidilmiştir. Yapılan son değişiklik ise hesaplama işlemlerinin hızlandırılması amacıyla 900 mb yerine, raporlarda verilen 850 mb verilerinin kullanılması olmuştur. Jefferson İndeksi genel olarak K-İndeksi'ne benzemektedir (Peppler, 1988). İndeks için belirlenen kritik değerler Tablo 3.8'de (Soyaslan, 1997) verilmiştir.

Tablo 3.8. Jefferson İndeksi için kritik değerler

Değerler	Meydana Gelen Hadise
$J < 25$	Kararlı
25 - 30	Kararsız
$J > 30$	Kuvvetli Kararsız

Adedokun İndeksi 1 ve 2:

$$ADE1 = Thew_{850} - Thes_{500}$$

$$ADE2 = Thew_{yer} - Thes_{500}$$

Burada;

$Thew_{850}$: 850 mb seviyesinin ıslak hazne potansiyel sıcaklığı,

$Thew_{yer}$: Yer seviyesinin ıslak hazne potansiyel sıcaklığı,

$Thes_{500}$: 500 mb'den nemli adyabatik olarak 1000 mb seviyesine indirgenmiş hava parselinin sıcaklığıdır (Adedokun, 1981).

Adedokun İndeksi intertropikal süreksizlik alanlarındaki (ITD) potansiyel kararsızlığın tespiti (Adedokun, 1981) ve Batı Afrika üzerindeki yağış tahmini (Adedokun, 1982) için geliştirilmiştir. ITD bölgesi için birinci indeksin kararlı durumlarda, ikinci indeksin ise kararsız durumlarda yağış oluşumunu daha iyi temsil ettiği belirlenmiştir. Yağış tahmini için ikinci indeksin daha kullanışlı olduğu, fakat her iki indeksin de doğru tahmin yüzdesinin Showalter İndeksine göre daha düşük olduğu tespit edilmiştir (Adedokun, 1982). Her iki indeks için de aynı kritik değerler belirlenmiştir (Tablo 3.9).

Tablo 3.9. Adedokun İndeksi 1-2 kritik değerleri.

Değerler	Meydana Gelen Hadise
$ADE1, ADE2 \geq -1$	Yağış ihtimali
$ADE1, ADE2 < -1$	Yağış ihtimalinin olmaması

Lifted İndeks:

$$LI = T_{500} - T_{p500}$$

Burada;

T_{500} : 500 mb seviyesinin kuru hazne sıcaklığı,

T_{p500} : 850 mb seviyesinden yoğunlaşma seviyesine kuru adyabatik olarak, daha sonra ise nemli adyabatik olarak 500 mb seviyesine yükseltilmiş olan

hava parselinin sıcaklığıdır (Galway, 1956; Prosser ve Foster, 1966; Sadowski ve Rieck, 1977).

Showalter İndeksi'nin orjinal şekli olarak tanımlanabilecek olan Lifted İndeks, ABD'deki şiddetli lokal fırtınaları gösteren gizli kararsızlığın tespiti için geliştirilmiştir. Lifted İndeks, parselin yükseldiği seviyenin belirtilmesi ve tanımlanması dışında genel olarak Showalter İndeksi'yle benzerlik göstermektedir. Galway (1956), maksimum sıcaklıktan kuru adyabatik olarak geçen potansiyel sıcaklığı ve en az 300 ft seviyesinde gözlenmiş karışma oranı değerlerini parsel dahil etmektedir. Bunun sonucunda indeks, yükseltme indeksi olarak belirlenmekte ve sıcaklık karşılaştırması için parselin, yer seviyesinin orta noktasından adyabatik olarak, bulut gelişiminin üst tavanı olan 500 mb seviyesine yükseltilmesi işlemine dayanmaktadır. Farklı kalınlıklar için Prosser ve Foster (1966) 100 mb'nin, Sadowski ve Rieck (1977) ise 50 mb'nin altındaki seviyeyi kullanmıştır. İndeksin öğleden sonra oluşan fırtınalar için iyi sonuçlar verdiği tespit edilmiştir (Peppler, 1988). İndeks için belirlenen kritik değerler Tablo 3.10'da verilmiştir.

Tablo 3.10. Lifted İndeksi kritik değerleri.

Değerler	Meydana Gelen Hadise
$LI > 0$	Kararlı
$0 > LI > -3$	Hafif Kararsız
$-3 > LI > -6$	Orta Şiddette Kararsız
$-6 > LI > -9$	Çok Kararsız
$LI < -9$	Şiddetli Kararsız

Düşey Toplamlar İndeksi: $VT = T_{850} - T_{500}$ (Miller, 1967)

Çapraz Toplamlar İndeksi: $CT = T_{d850} - T_{500}$ (Miller, 1972)

Toplam Toplamlar İndeksi: $TT = T_{850} + T_{d850} - 2 * T_{500}$ (Miller, 1975)

Burada;

- T_{850} : 850 mb seviyesinin kuru hazne sıcaklığı,
 Td_{850} : 850 mb seviyesinin çiy noktası sıcaklığı,
 T_{500} : 500 mb seviyesinin kuru hazne sıcaklığıdır.

Düşey toplam (VT: 850-500 mb sıcaklık farkı), çapraz toplam (CT: 850 mb çiy noktası sıcaklığı ile 500 mb sıcaklığı arasındaki fark) ve toplam toplam (TT: VT ile CT'nin aritmetik toplamı) ABD'de fırtına gelişme potansiyelinin tahmin alanlarını yaklaşık olarak belirlemektedir. Her ne kadar Amerika'nın doğusunun 2/3'ündeki analiz çalışmalarında coğrafi yere göre eşik değerlerinin az da olsa değiştiği gözlemleniyse de; VT=26 ,CT=18 ve TT=44 değerleri, ilk tahmin alanlarının sınırları ve fırtına yoğunluğu gözönüne alındığında, bu değerler yer yer görülen hafif orajlı fırtınalar için en aşağı eşik değerleri olarak tespit edilmiştir.

Bu indeksin sonbahar ve yaz mevsiminde orajlı fırtınaların 12-36 saatlik tahmininde önemli bir indeks olduğu görülmüş ve yerel fırtınaların tahmininde kullanılabilecek bir kriter olduğu belirlenmiştir. Aşağı seviyelerde çok düşük nem değerleri bulunduğu (CT'nin küçük olması), VT ve TT'nin kuvvetli termal sıcaklık değişimiyle birlikte oldukça büyük değerlere sahip olabileceği gözönüne alınarak, bu iki indeksin konvektif hava etkinliklerini olduğundan çok daha büyük gösterebileceği uygulamada dikkat edilmesi gereken bir nokta olmaktadır (Peppler, 1988). İndeks için belirlenen kritik değerler Tablo 3.11'de verilmiştir.

Tablo 3.11. VT-CT-TT İndeksleri kritik değerleri.

Değerler	Meydana Gelen Hadise
$26 \leq VT < 28$	Tek Fırtına
29-32	Orta Şiddette Fırtına ve Tornado
$VT > 32$	Fazla Kuvvetli Fırtına ve Tornado

Değerler	Meydana Gelen Hadise
$CT \geq 18$	Fırtına Oluşumu
$CT > 30$	Orta Şiddette Fırtına ve Tornado

Değerler	Meydana Gelen Hadise
44-45	Tek, Zayıf Fırtına
46-47	Birkaç, Zayıf Fırtına
48-49	Ayrık, Birkaç, Zayıf Fırtına
50-51	Birkaç, Orta Şiddette Fırtına ve Tornado
52-55	Çok Ağır Fırtına
TT>55	Çok Şiddetli Fırtına

Düzeltilmiş Toplam Topamlar İndeksi:

$$MTT= 0.5(T_y+T_{850})+0.5(T_{dy}+T_{d850})-2.0T_{500}$$

Burada;

T_y : Yer seviyesinin kuru hazne sıcaklığı,

T_{850} : 850 mb seviyesinin kuru hazne sıcaklığı,

T_{500} : 500 mb seviyesinin kuru hazne sıcaklığı,

T_{dy} : yer seviyesinin çiy noktası sıcaklığı,

T_{d850} : 850 mb seviyesinin çiy noktası sıcaklığıdır (Charba, 1977).

K-İndeksi gibi Toplam toplamalar indeksi de, ABD’de 2-6 saatlik orajlı fırtına ve yıkıcı yerel fırtınaların tahmininde, MOS’un değişken olarak kullanılabilmesini sağlamak için yeniden düzenlenmiştir. Orajlı fırtınaları işaret eden değerler, Toplam toplamalar indeksindeki değerlerden biraz daha büyüktür. Düzeltilmiş toplam toplamalar indeksi, MOS’un regresyon denklemleri geliştirilirken, sonbaharda ve yazın görülen orajlı fırtınaların tahmininde bağımsız değişkenlerden biri ve yerel fırtına tahmini açısından en uygun parametre olduğu saptanmıştır (Peppler, 1988). İndeksin kritik değerleri Tablo 3.11’deki Toplam Topamlar indeksinin kritik değerleri ile aynıdır.

Potansiyel Islak Hazne İndeksi:

$$PI = Thew_{500} - Thew_{850}$$

Burada;

$Thew_{850}$: 850 mb seviyesinin ıslak hazne potansiyel sıcaklığı,

$Thew_{500}$: 500 mb seviyesinin ıslak hazne potansiyel sıcaklığıdır.

ABD'nin doğusunun 2/3'ünde görülen orajlı fırtınalar ve tornadolar ile Britanya Adaları ve Avrupa'da yazın görülen orajlı fırtınalar için geliştirilmiş bir indekstir. Bu indeks, ıslak hazne potansiyel sıcaklıkları farkına bağlı olarak iki seviye arasındaki kararsızlık potansiyelini tahmin etmeye çalışmaktadır (Peppler, 1988). İndeks için belirlenen kritik değerler (David ve Smith, 1971; Bradbury, 1977; Pickup, 1982) Tablo 3.12'de verilmektedir.

Tablo 3.12. Potansiyel Islak Hazne İndeksi kritik değerleri.

Değerler	Meydana Gelen Hadise
$0 < PI \leq 3$	Kararsızlık ve Fırtına
$PI \leq 0$	Şiddetli Fırtına

Sweat (Severe Weather Threat) İndeksi:

$$SWEAT = 12T_{d850} + 20(TT - 49) + 2f_{850} + f_{500} + 125[\sin(dd_{500} - dd_{850}) + 0.2]$$

Burada;

T_{d850} : 850 mb seviyesinin çiy noktası sıcaklığı, (850 mb çiy noktası sıcaklığının negatif olması durumunda sıfır olmaktadır)

TT: Toplam Toplamlar İndeksi değeri,

f_{850} : 850 mb seviyesindeki knot cinsinden rüzgar hızı,

f_{500} : 500 mb seviyesindeki knot cinsinden rüzgar hızı,

dd_{850} : 850 mb seviyesindeki rüzgar yönü,

dd_{500} : 500 mb seviyesindeki rüzgar yönüdür.

Bu indeks (Bidner, 1970; Miller, 1971, 1972), belirli bir hava kütesinin şiddetli hava potansiyeli tahmininde kullanılmaktadır. ABD'deki kötü havanın gelişme potansiyelinin olduğu alanların bulunması ve bütünüyle objektif bir tahmin ihtiyacından dolayı geliştirilmiş bir indekstir. Miller (1972), Sweat İndeksinin bilinen

fırtınaların tespitinde kullanılamayacağını belirtmiştir. İndekste kararlılık için düşük değerli rüzgar hızının kullanılması, şiddetli ve şiddetli olmayan fırtınaların ayırımında rol oynamaktadır. Aynı zamanda, sadece havayı yükseltme ve potansiyelini artırma ihtiyacına cevap veren mekanizması ile kötü hava gelişimi potansiyelini tespit etmeye dayanmaktadır (Peppler, 1988). İndeks için belirlenen kritik değerler Tablo 3.13'te verilmiştir.

Tablo 3.13. Sweat İndeksi kritik değerleri.

Değerler	Meydana Gelen Hadise
SWEAT<250	Kötü Bir Gelişme Yok
250<SWEAT<400	Fırtına
SWEAT>400	Şiddetli Fırtına ve Tornado

Reap Konvektif Kararsızlık İndeksi:

$$CIIR = \text{Theq}_{700} - (\text{Theq}_{\text{yer}} + \text{Theq}_{850}) / 2$$

Burada;

Theq_{yer} : Yer seviyesinin eşdeğer potansiyel sıcaklığı,

Theq_{850} : 850 mb seviyesinin eşdeğer potansiyel sıcaklığı,

Theq_{700} : 700 mb seviyesinin eşdeğer potansiyel sıcaklığıdır.

Düşey gelişime katkıda bulunan ve 12 saatlik ölçümü yapılan 700 mb değerlerinin katılımı ile konvektif kararsızlık ölçümü için Reap ve Alaka (1969) tarafından geliştirilmiş, Bonner (1971) tarafından düzeltilmiş bir indekstir (Peppler, 1988).

İndeksin kritik değerleri Tablo 3.14'de verilmektedir.

Tablo 3.14. Reap konvektif kararsızlık indeksi kritik değerleri

Değer	Meydana Gelen Hadise
CONVI ≤ 0	Fırtına Gelişme Olasılığı

KO İndeksi:

$$KO = (Theq_{500} + Theq_{700} - Theq_{1000} - Theq_{850}) / 2$$

Burada;

Theq₁₀₀₀: 1000 mb seviyesinin eşdeğer potansiyel sıcaklığı,

Theq₈₅₀: 850 mb seviyesinin eşdeğer potansiyel sıcaklığı,

Theq₇₀₀: 700 mb seviyesinin eşdeğer potansiyel sıcaklığı,

Theq₅₀₀: 500 mb seviyesinin eşdeğer potansiyel sıcaklığıdır.

İndeks için belirlenen kritik değerler Tablo 3.15'de verilmiştir (Peppler, 1988).

Tablo 3.15. KO İndeksi kritik değerleri.

Değerler	Meydana Gelen Hadise
KO>6	Düşük
2< KO< 6	Orta
K<2	Kuvvetli

3D İndeksi:

$$3D = 2T_{dy} - T_y$$

Burada;

T_y: Yer seviyesinin kuru hazne sıcaklığı,

T_{dy}: Yer seviyesinin çiy noktası sıcaklığıdır.

Nem İndeksi:

$$HUMI = (T_{850} - T_{d850}) + (T_{700} - T_{d700}) + (T_{500} - T_{d500}).$$

Burada;

T₈₅₀: 850 mb seviyesinin kuru hazne sıcaklığı,

T_{d850}: 850 mb seviyesinin çiy noktası sıcaklığı,

T₇₀₀: 700 mb seviyesinin kuru hazne sıcaklığı,

T_{d700}: 700 mb seviyesinin çiy noktası sıcaklığı,

T₅₀₀: 500 mb seviyesinin kuru hazne sıcaklığı,

T_{d500}: 500 mb seviyesinin çiy noktası sıcaklığıdır (Lytinska, 1976)

Yapılan gözlemler sonucunda kararsızlık yağışlarında, 850-500 mb tabakasının nemliliğinin önemli olduğu bulunmuştur. Lytinska (1976) bu ilişkiyi inceleyerek kritik değerleri elde etmiştir. İndeks için belirlenen kritik değerler Tablo 3.16'da yer almaktadır .

Tablo 3.16. Nem İndeksi kritik değerleri.

Değerler	Meydana Gelen Hadise
$HUMI \leq 30$	Kararsız
$HUMI > 30$	Kararlı

Sarı İndeksi:

$$SAF = (The_{yer} - T_{500}) + [(T_{850} - Td_{850}) + (T_{700} - Td_{700})] / 3$$

Burada;

The_{yer} : Yer seviyesindeki hava parselinin potansiyel sıcaklığı,

T_{850} : 850 mb seviyesinin kuru hazne sıcaklığı,

Td_{850} : 850 mb seviyesinin çiy noktası sıcaklığı,

T_{700} : 700 mb seviyesinin kuru hazne sıcaklığı,

Td_{700} : 700 mb seviyesinin çiy noktası sıcaklığı,

T_{500} : 500 mb seviyesinin kuru hazne sıcaklığıdır.

İndeks için belirlenen kritik değerler Tablo 3.17'de verilmektedir (Sarı, 1996).

Tablo 3.17. Sarı İndeksi kritik değerleri.

Değerler	Meydana Gelen Hadise
$40 \leq SAF$	Mutlak Kararsız Yağış İhtimali Kuvvetli
$38 \leq SAF < 40$	Kararsız, Yağış İhtimali $> \%75$
$35 \leq SAF < 38$	Şarta Bağlı Kararsız, Yağış İhtimali $\%50 - \%80$
$SAF < 35$	Kararlı, Yağış İhtimali $\%5$ 'ten Az, Cephesel Yağış İhtimali Kuvvetli

Enerji Kararsızlık İndeksi:

$$EI = (ET_{500} - ET_{850})$$

Burada;

ET_{500} : 500 mb seviyesine ait toplam enerji (cal/g)

ET_{850} : 850 mb seviyesine ait toplam enerji (cal/g)

$$ET = ES = C_p * T + g * z + L_o w$$

Burada;

ES: Statik enerji,

C_p : Sabit basınçta havanın özgül ısısı,

T: Sıcaklık,

g: Yer çekimi ivmesi,

z: Yükseklik,

$g * z$: Potansiyel enerji,

L_o : Yoğunlaşma gizli ısı sabiti,

w: Karışma oranı,

$L_o w$: Yaklaşık gizli enerjisidir.

Showalter ve Lifted indeksleri sadece fırtınalara enerji sağlayan aşağı seviye yükselen sıcak hava ile ilgili olmaktadır. Fırtına gelişimine katkıda bulunan, hem yükselen hem de alçalan akımları gözönüne alan bir kararsızlık indeksinin, fiziksel bir olayı daha iyi temsil edebileceği düşünülerek 500 ve 850 mb seviyelerinin cebirsel farklarını alan enerji kararsızlık indeksi geliştirilmiştir (Darkow, 1968).

Bu indeks için Darkow'un (1968) ABD'de görülen fırtınalar için geliştirdiği kritik değerler Tablo 3.18'de yer almaktadır.

Tablo 3.18. Enerji Kararsızlık İndeksi kritik değerleri.

Değerler	Meydana Gelen Hadise
$EI > 0$	Herhangi bir hareket beklenmez
$-2 < EI < 0$	Şiddetli Fırtına
$EI < -2$	Çok Şiddetli Fırtına ve Tornado

BÖLÜM IV

AŞAĞI TROPOSFERİN TERMODİNAMİK ÖZELLİKLERİ

Bu bölümde aşağı troposferin termodinamik özelliklerinin belirlenmesine yönelik yapılan analizlere değinilmektedir.

4.1. Temel Termodinamik Değişkenler

Türkiye’de bulunan 7 radyosonde istasyonundan elde edilen termodinamik değişkenler, Kriging yöntemi kullanılarak bilgisayarda elde edilen grafikler yardımıyla genel olarak incelendiğinde;

Basınç

Kış mevsiminde yer seviyesindeki en düşük basınç 920 mb olarak Isparta civarında görülmektedir (Şekil 4.1). Bunun sonucunda Isparta ve Ankara etrafında alçak basınç merkezi oluşmaktadır. Bu oluşuma bağlı olarak Anamur civarından giriş yapan basınç merkezi kuzeyde batıya dönmekte ve aşağı doğru yönlenerak antisiklonik hareketini tamamlamaktadır. Benzer şekilde Diyarbakır üzerinde de Van Gölü civarından giriş yapan bir alçak basınç merkezi meydana gelmektedir. Güneyde Adana’dan kuzeyde Samsun’a uzanan bölge ise iki basınç merkezinin arasında kalmaktadır. En yüksek basınç 1020 mb olarak Marmara Bölgesi’nde ölçülmektedir. İlkbahar ve yaz aylarında da Şubat ayındakine benzer bir merkeze rastlanmakta, sadece ilkbaharda iki merkez arasındaki geçiş bölgesi birbirine daha yakın olmaktadır. Sonbaharda yer seviyesindeki basınç dağılımında 10 mb’lik bir artış görülmekte, bunun dışında genel dağılım açısından bir değişiklik gözlenmemektedir.

Jeopotansiyel Yükseklik

850 mb: Şekil 4.2’den görülebileceği gibi genel olarak 1500 m civarında bir yüksekliğe sahip bu seviyede, Isparta’da Şubat ayında Akdeniz’in batısından kaynaklanan bir yüksek jeopotansiyel yükseklik merkezi oluşmaktadır. İlkbaharın

gelmesiyle birlikte Isparta civarındaki yüksek merkez varlığını korumakta ve merkezde 1516 m'ye kadar çıkmaktadır. Ankara ve Diyarbakır civarında ise alçak merkezin varlığından söz edilmektedir. Kışın ve ilkbaharda özellikle ülkenin batı tarafında toplanmış gibi görünen paternler, yazın gelmesiyle birlikte doğuya kaymaktadır. Diyarbakır merkezli bir alçak merkezin yanısıra, Isparta'da yine bir yüksek merkez tespit edilmektedir. Ekim ayında diğer aylardaki kadar bir yoğunluğa rastlanmasa da Isparta ve Samsun'da yüksek, Diyarbakır'da ise alçak bir merkez görülmektedir.

700 mb: Bu seviyenin yüksekliği 3000 m civarında olmaktadır (Şekil 4.3). Isparta'da yüksek, Ankara'da ise alçak merkez bulunmaktadır. İlkbaharda bu yükseklikler artmakta, Isparta'daki yüksek merkez ise konumunu korumaktadır. Özellikle yazın yükseklikler 3166 m ile en yüksek seviyesine ulaşmaktadır. Bu mevsimde de Isparta civarında bir yüksek merkezin varlığından bahsedilmektedir. Ekim ayında jeopotansiyel yükseklikler zonal bir dağılım göstermekte en yüksek yerler güney bölgeleri olmaktadır.

500 mb: Bu seviye 5500 m ve üstü mertebesinde yer almaktadır (Şekil 4.4). Isparta'da, sonbahar mevsimi hariç, diğer seviyelerde görüldüğü gibi yüksek bir merkez oluşmaktadır. Daha önceki seviyelerden farklı olarak yaz mevsiminde yükseklik zonal bir dağılım göstermektedir. Yazın ve sonbaharda İstanbul'da bir alçak merkez gözlenmektedir.

Çiy Noktası Sıcaklığı

700 mb: Şekil 4.5'ten görülebileceği gibi, Şubat ayında çiy noktası sıcaklığı dağılımı özellikle batı bölgelerinde meridyonel yapıda olmaktadır. İç Anadolu ve Batı bölgelerinde değişiklik göstermemektedir. Mayıs ayında en düşük değer İzmir civarında oluşmakta, Diyarbakır'da ise en yüksek değer kaydedilmektedir. Ağustos ayında da Mayıs'a benzer bir dağılım gösteren çiy noktası sıcaklığı Diyarbakır'da -4°C'ye kadar çıkmaktadır. Ekim ayında ise zonal bir dağılıma meyleden bir yapıya sahip olmaktadır.

500 mb: Bu seviyede (Şekil 4.6) çiy noktası sıcaklığı -35.5°C 'ye kadar düşmektedir. Özellikle kuzey kısımlar daha soğuk olmaktadır. Ağustos ayında çiy noktası sıcaklığının diğer aylardan farklı olarak meridyonel bir dağılım gösterdiği ve özellikle batı bölgelerinde en soğuk sıcaklıkların ölçüldüğü görülebilmektedir. Genel olarak ele alındığında dağılım doğudan batıya azalacak şekilde olmaktadır.

Sıcaklık-Çiy Noktası Sıcaklığı Farkı

Yer Seviyesi: Şekil 4.7'den görülebileceği gibi Şubat ayında spread zonal bir dağılım göstermektedir. Batı bölgelerinde sıcaklık-çiy noktası sıcaklığı farkının az olması, bu bölgelerde nemliliğin güney bölgelerine göre daha fazla olduğunu göstermektedir. Mayıs ayında zonal dağılım bozulmakta ve yerini Isparta ve Diyarbakır civarında bir maksimum, Samsun civarında ise bir minimuma bırakmaktadır. Yazın Diyarbakır'da görülen 26°C 'lik spread'e karşılık Samsun'da bu değer 8°C 'ye kadar inmektedir ve burası en nemli bölge olarak ifade edilebilmektedir. Ekim ayıyla birlikte Marmara Bölgesi'nin en nemli bölge olduğu görülebilmektedir.

700 mb: Bu seviyede gözlenen değerler de yer seviyesindeki değerlerle paralellik göstermektedir (Şekil 4.8). Ankara civarı nemli bir bölge olarak yer almaktadır. Bu bölge nemlilik açısından ilkbaharın yanı sıra yazın ve sonbaharda da en verimli yer olmaktadır.

500 mb: Genel olarak ele alındığında bu seviyede gözlenen sıcaklık çiy noktası sıcaklığı farkı daha büyük olmaktadır (Şekil 4.9). Mayıs ayında Isparta civarında sıcaklık-çiy noktası sıcaklığı farkı azdır ve bu bölge nemli olmaktadır. Ağustos'ta Samsun civarı, Ekim'de ise batı kıyılarında nemliliğin daha fazla olduğu görülmektedir.

Kuru Hazne Sıcaklığı

Yer seviyesi: Özellikle Şubat ayında kuru hazne sıcaklığının yer seviyesinde gözlenen değerleri diğer ayların $1/3$ 'ü mertebesinde olmaktadır (Şekil 4.10). Ankara'da en düşük, Adana'da ise en yüksek sıcaklık görülmektedir. Mayıs ayıyla birlikte zonal bir dağılıma meyleden kuru hazne sıcaklığı Samsun'da en düşük,

Adana'da yine en yüksek değerine ulaşmaktadır. Yılboyunca kaydedilen en yüksek kuru hazne sıcaklığı değeri, Ağustos ayında 35°C ileDiyarbakır civarındadır. Ekim ayında da en az Samsun'da, en yüksek sıcaklığa ise Adana'da ulaşmaktadır.

4.2. Karışma Oranı ve Potansiyel Sıcaklık

Akdeniz havzasına yaklaşan soğuk sığ cepheler, dağ bariyerleri tarafından geciktirilmektedir. 700 mb seviyesinde tespit edilebilen derin soğuk cepheler ise arazi şekilleri tarafından engellenememekte, aksine bazı durumlarda daha da hızlanabilmektedirler. Bu ivmelenmenin tahmininde 400 mb seviyesinin yararlı olduğu bilinmektedir.

Sabit p yüzeylerinde, $\nabla p\theta = \text{sabit} * \nabla pT$ 'dir. Denklemdaki sabit 1000 mb'deki 1'den, 100 mb'deki 2'ye kadar değişmektedir. Böylece sabit basınç yüzeyleri üzerinde θ 'nın yatay değişimi, T'ninki ile aynı olmakla birlikte, bazı durumlarda fark 1-2 kata kadar ulaşmaktadır. Bu durumda sabit basınç yüzeylerinde $\nabla p\theta = \nabla p(\text{sabit} * T)$ şeklinde ifade edilmektedir. Böylece izotermeler, izobarik, diğer bir deyişle sabit basınç yüzeyleri üzerinde, sabit potansiyel sıcaklık çizgileri olarak adlandırılan izentropalara karşılık gelmektedir.

Genel olarak bakıldığında analiz sonuçlarının orajların oluşum mekanizmasının açıklanmasına yönelik olarak yorumlanacağı düşünülse de, elde edilen sonuçlara bağlı olarak, bu mekanizmanın açıklanmasının yanısıra farklı bölgelerde görülebilecek farklı sinoptik problemlerin analizinin de yapılabilmesinin mümkün olacağı beklenmektedir.

Yer Seviyesi

Karışma oranının kış mevsiminden başlayarak sonbahara kadar analizi yapıldığında ilk göze çarpan kış mevsiminde daha az belirgin olmakla birlikte Adana'nın bütün bir yıl boyunca nemliliğin en fazla görüldüğü yer olmasıdır. Bu sonuca bağlı olarak Akdeniz'in aşağı seviye nemliliğinin merkezi olduğu söylenebilmektedir (Şekil 4.11).

Aralık ayında sıcaklık kuzeyden güneye artarak zonal bir dağılım göstermekte, Akdeniz'den içeriye doğru giren bir sırt bulunmaktadır. Marmara Bölgesi en soğuk

yerlerden biri olmaktadır. Nemlilik ise batı kıyılarında kuzeydoğu-güneybatı yönünde önemli olmakta, iç kısımlarda ise etkisini azaltarak daha kuru olmakta, Adana civarında ise Akdeniz'in etkisiyle İskenderun Körfezi'nden içeriye, Çukurova'ya doğru giren nemli bir bölgeye rastlanmaktadır. Nemlilik dağların etkisinden dolayı, kuzeyde Karadeniz kıyılarına kadar uzanmamaktadır. Aralık ayında sıcaklıkta görülen zonal değişim Ocak ve Şubat aylarında biraz daha soğumakla birlikte yine aynı formda kalmaktadır. Samsun'dan başlayarak güneye doğru derinleşmeye başlayan soğuk hava olukları, orta kesimde, Antalya Körfezi ve Güneydoğu Anadolu üzerinden kuzeye doğru ilerleyen sıcak hava sırtları ile karşılaşmaktadır. Nemlilik meridyonel olarak yönlenmekte ve Türkiye genelinde homojen bir dağılım göstermektedir.

Mart ayı itibariyle güneyden içeriye doğru uzanan sırtlar ve kuzeyden içeriye doğru giren oluklar derinleşmektedir. Sıcaklık artmaya başlamıştır. Nemlilik her ne kadar meridyonel dağılımını ve homojenliğini devam ettiriyor gibi görünse de Isparta-Ankara arası en kuru bölgeyken, Adana en nemli yer olmaktadır. Nisan ayında Adana civarında görülen nemlilik kuzeye kadar girmektedir. Özellikle Akdeniz'den içeriye uzanan sırtlar iyice derinleşmektedir. Mayıs ayında ise Akdeniz'in İskenderun Körfezi'nden içeriye doğru giren etkisinin bir sonucu olarak Diyarbakır civarında nemlilik artmakta ve bir sırt gelişimi görülmektedir. Bu ayda da Adana civarı en nemli yer olmaktadır. Isparta-Ankara arasındaki kuru hat ise biraz daha güneye doğru inmektedir.

Yazın gelmesiyle birlikte, Antalya ve Diyarbakır civarından içeriye doğru sokulan sırtlar iyice güçlenmekte, kuzeyden gelen oluklar ise güneyde en derin haline ulaşmaktadır. İç ve Güneydoğu Anadolu civarı nem bakımından en fakir yerler olmaktadır. Türkiye genelinde Temmuz ve Ağustos'ta sıcaklık ve nemlilik yıl boyunca görülen en yüksek değerlerine ulaşmaktadır. Sırtlar ve oluklar en kuvvetli halini almaktadır.

Eylül'ün gelmesiyle birlikte sıcaklıkta ve nemlilikte bir azalmaya rastlanmakta, en nemli yer olan Adana civarı bu özelliğini kaybetmeden devam ettirmektedir. Ekim'de sıcaklıkta bir azalmayla, sırt ve olukların hafiflemeye başladığı izlenebilmektedir. Nemlilik ise özellikle batıda artmakta, İç Anadolu'da en düşük

değerine ulaşmaktadır. Kasım'da Isparta-Ankara dışında kalan yerler nemlilik açısından hemen hemen homojen bir dağılım gösterirken, oluk ve sırtların da zonal bir dağılıma meylettiği saptanmaktadır.

Yer seviyesi, genel olarak ele alındığında güneyde Adana ve civarının tüm yıla dağılan en yüksek sıcaklık ve nemlilik değerlerine ulaştığı tespit edilmektedir.

850 mb

Yeryüzeyindeki rüzgar ve sıcaklıkların doğruluğunun tespiti açısından önemli olan bu seviye, radyosonde verilerinin alındığı 7 istasyonun rakımından daha yukarıda yer almaktadır (Şekil 4.12).

Sıcaklık ve karışma oranı paternlerinin birbirine benzediği bu mevsimde sıcaklık 850 mb seviyesinde yer seviyesine göre daha yüksekken, nemlilik daha düşük olmaktadır. Sıcaklık, güneye doğru artan, zonal bir dağılım göstermektedir. Yer seviyesinde Aralık ayında Adana civarında en büyük değerine ulaşan nemlilik, 850 mb'de Aralık ayında Samsun, Ocak ayında ise Samsun'un yanısıra İzmir civarında önemli olmaktadır. Şubat'la birlikte en nemli yerin Güneydoğu olduğu görülmektedir. Ocak ayında hafifleyen oluk ve sırtlar Şubat'la birlikte derinleşmeye başlamaktadır.

Genel olarak bakıldığında Mart ayında zonal bir dağılım gösteren sıcaklık, Isparta civarında zayıf termal bir sırt meydana getirmektedir. Nisan ve Mayıs aylarında bu sırt derinleşmekte ve kuzeye doğru ilerlemektedir. Aynı şekilde Mart ayında kuzeyde Samsun civarında görülen zayıf oluk ise güneye doğru derinleşmektedir. Karışma oranı ise genel olarak kuzeydoğu-güneybatı yönlü olarak güneye doğru artmaktadır. Nisan ayında Ankara civarında kuzeye doğru, Mayıs ayında ise Diyarbakır civarında bir kıvrım meydana getirmektedir.

İlkbahar ile yaz mevsimi arasında geçişi sağlayan Haziran ayında daha çok ve daha belirgin değişimler olmaktadır. İlkbaharla birlikte derinleşmeye başlayan oluk ve sırtlar yaz mevsiminin gelmesiyle birlikte en derin haline ulaşmaktadır. Haziran ayında sıcaklık paterni Diyarbakır üzerinde 90° lik bir eğimle doğuya kıvrılırken, benzer şekilde karışma oranı da aynı noktadan aynı eğimle doğuya yönelmektedir.

En sıcak ve kuru bölge Diyarbakır olmaktadır. Temmuz ayında sıcaklık ve karışma oranı paternlerinin sayılarında bir artış görülmektedir. Sırt ve olukların derinliklerinin iyice belirginleştiği, en yüksek sıcaklık paterninin Diyarbakır'dan geçtiği belirlenmektedir. Akdeniz'in nemliliğinin bir sonucu olarak Kayseri civarında karışma oranında bir maksimuma rastlanmaktadır. Benzer şekilde Ağustos ayında da güneyden Akdeniz'in Sivas-Tokat'a, kuzeyden ise Karadeniz'in Ankara'da belirgin olmak üzere Burdur civarına kadar nemlilik etkilerinin ilerlediği görülmektedir.

Paternlerin etkisinin azalmaya başladığı bu mevsimde, nemliliğin özellikle Kayseri civarında daha fazla olduğu, kuzeydoğu Anadolu'da ise nemliliğin Diyarbakır üzerinde bir U dönüşü yaptığı belirlenmektedir. Sıcaklık yine Diyarbakır civarında en yüksek seviyesine ulaşmaktadır. Isparta üzerinde de derin bir sırt görülmektedir. Ekim ayında sıcaklık ve karışma oranının birbirine benzer şekilde zonal bir dağılıma meyiletmesiyle birlikte, oluk ve sırtların derinlikleri de azalmaktadır. Türkiye'yi güneybatı-kuzeydoğu yönlü olmak üzere ortadan ikiye ayıran 5.0 g/kg'lık bir karışma oranı bulunmaktadır. Kasım ayıyla birlikte karışma oranı miktarı iyice azalmakta, Diyarbakır civarında 4 g/kg'lık bir nemliliğe rastlanmakta ve bu 20° sıcaklığını kesmektedir. Kuzeyde Samsun civarında da karışma oranına rastlanmaktadır.

700 mb

Bu seviyenin en önemli özelliklerinden biri de 850 mb'den farklı olarak radyosonde istasyonlarının rakımlarından daha yukarıda olmasıdır (Şekil 4.13). Aynı şekilde sıcaklık değişimleri de yerde aynı süre içerisinde basınçta görülen değişime eşit olmaktadır (Djuric, 1994).

700 mb'nin kış mevsiminde sıcaklığı yer seviyesi ile karşılaştırıldığında daha yüksek, nemliliği ise daha düşük olmaktadır. Bu seviyede özellikle topografik olarak daha yüksek olan yerler nemlilik açısından daha verimli olarak tespit edilmektedir. Aralık ayında sıcaklığın kuzeyden güneye arttığı, Isparta civarında bir sırt meydana getirdiği görülmektedir. Sıcaklık dağılımının 14°den daha yüksek olması ise bu bölgede konveksiyon oluşumunun gözlenmeyeceğini ifade etmektedir. Ocak ayında nemlilik miktarı daha da az olmakta, güneyden giriş yapan hattın doğuya ilerlediği

görülmektedir. Şubat ayında sıcaklık Kastamonu civarında derin bir oluk meydana getirmektedir. Isparta civarı nemli olmaktadır.

Mart ayı itibariyle sıcaklığın yine zonal bir dağılıma meylettığı, nemliliğin ise kuzeybatı-güneydoğu yönünde artarak ilerlediği görülmektedir. Nisan ayının gelmesiyle birlikte 1.5-1.75 g/kg'lık miktarlarda kaydedilen karışma oranı artmakta ve 2.00-2.75 g/kg'lık miktarlara ulaşmaktadır. Adana civarında bir merkez bulunmaktadır. Mayıs'ta nemlilik daha da artmakta, İç Anadolu ve Isparta civarında ilkbaharın en yüksek seviyesine ulaşmaktadır. Sıcaklık paternlerinin aşağı seviyelerdekine göre daha az görüldüğü bu seviyede belirleyici etken nemlilik olmaktadır.

Yaz mevsiminin gelmesiyle birlikte karışma oranı paternlerinin arttığı, Isparta ve Ankara civarında nemliliğin en üst seviyesine ulaştığı, benzer bir maksimumun Gaziantep üzerinden kuzeyde Artvin'e doğru uzandığı görülmektedir. Sıcaklık ise Diyarbakır civarında bir sırt oluşturmaktadır. Temmuz ayında sıcaklık kuzeybatı-güneydoğu yönünde güneye artacak şekilde uzanmaktadır. Haziran ayındakine benzer şekilde Gaziantep-Artvin arasında nemlilik en yüksek değeri olan 4.0 g/kg'a ulaşmaktadır. Özellikle batı kıyılarında nemlilik paterni daha yoğun olarak yer almaktadır. Nemliliğin Isparta merkez olmak üzere kuzeybatıya doğru daha sık bir dağılım gösterdiği görülmektedir. Ağustos ayında da aynı şekilde bir yoğunluk mevcutken, batı kıyılarındaki yoğunluk bir ölçüde azalmaktadır. Isparta civarında sıcaklık bir sırt oluştururken, İzmit'te ise oluğa rastlanmaktadır.

Sıcaklığın ve nem miktarının azalmaya başladığı Eylül ayında dağılım hemen hemen yaz mevsimindekine benzer fakat daha seyrek olmaktadır. Nemliliğin meridyonel dağılıma benzeyen dağılımı Ekim ayının gelmesiyle birlikte yerini daha zonal bir dağılıma bırakmaktadır. Karışma oranı miktarı 3.0 g/kg mertebesine kadar düşmektedir. Aynı şekilde sıcaklıkta zonal bir dağılımla güneye doğru artan bir şekilde ilerlemektedir. Kasım ayında Ankara'da derin bir oluk, Isparta'ya doğru ise derin bir sırt meydana gelmektedir. Diyarbakır'da da güneyden gelip doğuya doğru 90°lik bir açıyla dönen nemliliğe rastlanmaktadır.

4.3. Eşdeğer Potansiyel Sıcaklık ve Bağlı Nem

Eşdeğer potansiyel sıcaklık olarak ifade edilen θ_e , termodinamik bir diyagramda aşağıdaki şekilde tanımlanmaktadır (Chaston, 1991):

1. θ_e , belirli bir seviyede ölçülmeye başlamakta ve bu seviye genel olarak 850 mb olarak tanımlanmaktadır. Dağlık bölgelerde ise 700 mb'ye kadar çıkması mümkün olmaktadır.
2. θ_e 'nin 850 mb'deki değeri hesaplanırken, başlangıç noktası olarak bu seviye alınmakta ve bu seviyeden itibaren LCL ölçümü yapılmaktadır. Karışma oranı çizgisi boyunca 850 mb çiy noktası sıcaklığı, kuru adyabat boyunca yükseltilmiş olan 850 mb sıcaklığı ile kesişene dek yükseltilmektedir.
3. LCL'den itibaren parsel, nemli adyabat ile kuru adyabat hemen hemen paralel hale gelene dek nemli adyabatik olarak yükseltilmektedir.
4. Daha sonra ise, kuru adyabat boyunca 1000 mb seviyesine indirilmektedir.

Burada, hava parselinin içindeki bütün nemin yoğunlaşması ve kuru adyabatik olarak 1000 mb seviyesine indirilmesi sonucunda sahip olacağı sıcaklığın tahmin edilmesine çalışılmaktadır. Bulunan parsel sıcaklığı ve parselin eşdeğer potansiyel sıcaklığı, kuru ve nemli işlemler açısından korunumlu olmakta ve buna bağlı olarak hava öngörüsünde kullanılmaktadır.

Parselin eşdeğer potansiyel sıcaklığı, nem veya parsele adyabatik olarak ısı eklenmesiyle ya da çıkarılmasıyla değiştirilebilmektedir. Dolayısıyla, genel olarak 850 mb konturları ya da akımlarıyla kaplanmış olan 850 mb eşdeğer potansiyel sıcaklık analizi, analiz yapılan bölgedeki mevcut ya da taşınım sonucu görülebilecek hava tipini tanımlamaktadır.

Bir hava parselinin eşdeğer potansiyel sıcaklığı, 850 mb gibi bir referans seviyesinden sahip olduğu nemin tamamen yoğunlaştığı ve parselin kuru adyabatik olarak 1000 mb seviyesine indirildiği sıcaklık olarak tanımlanmaktadır. Nemin, pseudo-adyabatik olarak, başka bir deyişle yükselmesiyle ve soğumasıyla birlikte parseli ısıtmak için yoğunlaşma ısını kullanarak kuru adyabatik lapse rate yerine nemli adyabatik lapse rate'de soğuması sağlanmaktadır (Chaston, 1991).

850 mb eşdeğer potansiyel sıcaklığı kullanılarak;

1. 850 mb θ_e alanının 850 mb yükseklik konturları ile kaplanması, θ_e 'nin yatay taşınımının belirlenmesi sağlanmaktadır.
2. Yukarı doğru düşey hareketin olduğu alanlarda, θ_e sırt çizgileri ve θ_e maksimumu konvektif gelişimin en uygun bölgeleri olmaktadır. Aşağı yönlü düşey hareket konvektif gelişimi engellemektedir.
3. θ_e gradyanları, yukarı yönlü yatay hareket alanlarının orta seviyeden başlayarak en güçlü seviye bölgeleriyle biraraya gelmesi durumunda konvektif gelişim için uygun alanlar olmaktadır.
4. Genel olarak konvektif sistemler, θ_e maksimumuna doğru bir gelişim ve yayılım göstermektedirler.
5. Konveksiyon çoğunlukla θ_e sırt eksenlerinin ekstrem değerlerinde gelişmekte ya da yer almaktadır.
6. Bazı durumlarda konveksiyon ikincil sırt ekseninde gelişmekte ya da bulunmaktadır.
7. Büyük ölçek konvektif sistemler θ_e 'yi ve kalınlık paternlerini değiştirmektedir.
8. θ_e sırt eksenleri analizden analize yavaş değişimler göstermekte ve buna bağlı olarak takip edilebilmektedir. Fakat θ_e sırt eksenlerinin büyük ölçek konvektif sistemlerince değiştirilebildikleri ve incelenen sırt eksenlerinin bir analizden diğerine özelliklerini kaybedebilecekleri gözardı edilmemelidir.
9. θ_e analizleri konveksiyonun yerinin belirlenmesinde, gelişiminde ve yayılmasında uydu görüntüleriyle birlikte kullanılmalıdır.
10. Uygulamalı araştırmalarda, büyük ölçek konvektif sistemlerinin gelişimiyle bağlantılı olarak θ_e 'nin mutlak büyüklüğü ya da gradyanı hakkında yol gösterici nitelikte bir yayın bulunmamaktadır. Bunun yanısıra θ_e sırt eksenlerinin zamana bağlı olarak keskinleşme ya da sönmesiyle orajları nasıl etkilediğine dair bir kaynak da yoktur.
11. Kış fırtınalarındaki gökgürültülü kar patlamaları (snowbursts), siklonun ana nem bölgesine doğru olan θ_e sırt ekseninin adveksiyonu ile gözlenebilmektedir. Konveksiyon daha kararlı bir alt tabaka üzerinde gelişebilmekte ve bir eğim ya da açılı üzerinde oluşabilmektedir.
12. θ_e sırt eksenleri çevrenin öncü durumu olarak görülmektedirler. Eşdeğer potansiyel sıcaklığın sırtı da orajların oluşumunda yukarı yönlü hareketlerin

kinetik enerjisi için kullanılabilen potansiyel enerjinin bir eksenini olmaktadır. Konveksiyonun başlangıcı itibarıyla, θ_e 'nin yüzey nem-akı konverjansının en yüksek değerleri ve sırt değerlerine bakılmalıdır.

13. Tropikal bağlantı, özellikle bağlantı intertropikal konverjans zonunda ise, 6.7 mikrometre su buharı uydu görüntüleriyle aranmalıdır. Su buharı bulutlar gibi görünür olsa da olmasa da 10.000-30.000 ft seviyesinde nem kaynağı olmakta, orta enlemlerin kuzeyinde düzenli konveksiyon meydana getirmektedir (Chaston, 1991).

Yer Seviyesi: Genel olarak ele alındığında eşdeğer potansiyel sıcaklığın zonal bir dağılım gösterdiği Şubat ayında en yüksek sıcaklıklar güneyde Adana civarında görülmektedir (Şekil 4.15). İskenderun Körfezi'nden içeriye Adana'ya doğru bir sırt oluşmaktadır. Benzer şekilde fakat daha hafif olarak Ankara'nın güneyinde de bir oluğa rastlanmaktadır. Bağlı nem en yüksek değerine Ankara civarında ulaşırken, Isparta Ankara'yı takip etmektedir. Mayıs ayında paten sayısında bir artış görülmekte, en yüksek sıcaklık yine Adana'da ölçülmektedir. Ankara, Adana ve Diyarbakır'daki hafif sırtlara karşılık Isparta, Samsun ve İstanbul'da bir oluğa rastlanmaktadır. Akdeniz etkisinin bir sonucu olarak güneyden giriş yapan bağlı nem Ankara civarında tekrar aşağıya dönmektedir. Özellikle Karadeniz kıyıları diğer bölgelere göre daha nemli olmaktadır. Fakat Diyarbakır civarında da %40'lara varan bir nemlilik görülmektedir. Yazın gelmesiyle birlikte kuzeyden içeriye doğru giren oluk ve güneyden gelen sırtlar daha da derinleşmekte sıcaklıklar daha yüksek olmaktadır. Bağlı nemin hem Karadeniz kıyılarında, hem de diğer yerlerde daha düşük olduğu görülmektedir. En düşük değer %20 olarak Diyarbakır civarında elde edilmektedir. Sonbaharda ise sıcaklık ve bağlı nem paternleri hemen hemen birbirine paralel uzanmaktadır. Nemlilik İstanbul da dahil olmak üzere kuzey kıyılarda daha yüksek, güneyde ise Ekim ayının en düşük seviyesine ulaşmaktadır. Genel olarak incelendiğinde oluğun bulunduğu yerlerde bağlı nemde bir artışa, sırtların görüldüğü yerlerde de bir azalışa rastlanmaktadır. Yer seviyesinde en nemli bölge Samsun ve İstanbul, en kuru bölge ise Adana ve civarı olmaktadır.

850 mb: Bu seviyenin Şubat ayında yer seviyesinden farklı olarak eşdeğer potansiyel sıcaklık değerleri daha düşük olmaktadır (Şekil 4.16). Ankara civarında bir oluk, Adana ve Diyarbakır civarında ise bir sırt bulunmaktadır. Sıcaklık yine zonal bir

dağılım göstermektedir. Mayıs ayında sıcaklık ve nemlilikte bir artış olmasına rağmen yer seviyesinde görülen değerlere ulaşamamaktadır. Isparta'da hem nemli bir bölge hem de bir sırt bulunmaktadır. Ağustos ayında sıcaklık artmakta, patern sayıları da bu artışa paralel olarak çoğalmaktadır. Yer seviyesindeki kadar belli olmasa da bu seviyenin de en nemli yeri Karadeniz kıyıları olmaktadır. Ege Denizi kaynaklı olan bağıl nem içerilere uzanmakta, kuzeyde bir dönüş yaparak Akdeniz'e kadar inmekte ve daha sonra tekrar yukarıya yönelmektedir. Ekim ayında is sıcaklık ve bağıl nem birbirine paralel uzanmakta ve zonal bir dağılım göstermektedirler. En sıcak yerler Adana ve Diyarbakır olmaktadır.

700 mb: Şubat ayında bu seviyede Isparta ve Samsun merkezli bir nemliliğe rastlanmaktadır (Şekil 4.17). Mayıs'ta Isparta merkezli bu nemliliğin etki alanını genişlettiği ve kuzeye Karadeniz'e kadar uzandığı görülmektedir. Benzer şekilde Adana civarı içinde belirgin bir nemlilikten sözedilebilmektedir. Batı kıyılarında bağıl nem kıyıya paralel uzanmaktadır. Diyarbakır civarı en sıcak, İstanbul ise diğer bölgelere göre en soğuk yer olmaktadır. Ağustos'la birlikte sıcaklık paternleri zonal bir dağılım göstermekte Diyarbakır'da kaydedilen sıcaklık daha da artmaktadır. Bağıl nem miktarı ise bir önceki ve bir sonraki mevsimden daha düşük olmaktadır. Ankara civarı %40'lık bir bağıl nem oranı ile bu ay kaydedilen en yüksek değere ulaşmaktadır. Ekim ayında zonal dağılım kendini iyice göstermekte, yine güney bölgelerinde sıcaklığın en yüksek olduğu değerler elde edilmektedir. Güneyde Antalya'dan kuzeyde Kastamonu civarına kadar uzanan bir elips içerisinde %45'lik bir bağıl nem görülmektedir.

500 mb: En üst seviyelerden biri olan 500 mb'de Şubat ayında Isparta ve Diyarbakır civarında sırtlar gözlenirken, Adana ve Ankara'da oluklara rastlanmaktadır (Şekil 4.18). Bu ayda Samsun civarı hariç belirgin bir bağıl nemden söz edilememektedir. Mayıs ayında ise sıcaklıklar hemen hemen aynı şekilde dağılım göstermekte, fakat değerleri biraz daha yüksek olmaktadır. Akdeniz'den içeriye doğru giriş yapan bir nemlilik ve bu nemliliğin kuzeyde Zonguldak civarına dek uzandığı görülmektedir. En sıcak ve en nemli yer Isparta ve civarı olmaktadır. Ağustos ayında ise sıcaklıklar kuzeybatı-güneydoğu yönünde dağılım göstermekte, özellikle Diyarbakır civarında en yüksek sıcaklıklara rastlanmaktadır. Nemlilik ise, Mayıs ayına benzer şekilde güneyden giriş yapmakta ve Ankara'ya kadar uzanmaktadır. Samsun'da %25'lik en

yüksek bağıl neme rastlanmaktadır. Ekim ayıyla birlikte sıcaklık paternlerinin zonal dağılıma uyduğu, sadece Diyarbakır civarında bir oluğun varlığı belirlenmektedir. Batı kıyısı ve doğu sınırında görülen nemlilik ise, %35 mertebesinde olmaktadır.



BÖLÜM V

KARARSIZLIK VE ORAJ ANALİZLERİ

Termodinamik haritalar, hava kütlelerinin kararlılığını göstermek için pratik bir araçtır. Kararlılık ve kararsızlık zıt işareti olan aynı kavramlar oldukları için sık sık birbirleri yerine kullanılabilir. Atmosferin kararlılık hali hakkında yararlı sonuçlar, düşey sıcaklık değişiminin iki şekildeki analizi ile elde edilebilir.

1. Çevre atmosferde, radyosonde ile gözlenmiş olarak atmosfer boyunca,
2. Atmosfer boyunca yükselen bir hava parselinde.

Parselin yükselmesi, atmosferde olması mümkün benzer bir işlemi taklit eden matematik bir deneydir. Termodinamik eşitlikler yükseklik veya basıncın fonksiyonu olarak yükselen parselin sıcaklığının değerini bulmayı mümkün kılar. Normal olarak adyabatik bir işlem düşünülür. Eğer su buharı yoğunlaşması bir rol oynarsa tüm sıvı suyun (bulut veya yağmur damlaları) parselden hemen elimine edildiği pseydo adyabatik işlem farz edilir.

Aktüel sıcaklığın düşey dağılımı (buna aynı zamanda çevre sıcaklığı da denir) genellikle radyosonde ile gözlenir (Djuric, 1994). Çevre sıcaklığı ve yükselen hava parselinin sıcaklığı düşey olarak değişiklik gösterir ve aynı boyuta sahiptirler. Fakat tümüyle farklı değerdendirler.

Gündüz ısınma (diferansiyel ısınma), cephesel sirkülasyonlar, yukarı seviye sirkülasyonları, kara-deniz sıcaklık farkları (meltemler), orta seviyede kuru hat ve topografya gibi bilinen bazı mekanizmalarla yükselme olduğu zaman, yükselme sıcaklığının tanımlanması, atmosferdeki koşulların fazlasıyla temsilcisidir. Yükselme, eğimli arazilerde yukarı doğru süzülme (orographic lifting), konvektif yükselme veya hava kütlelerindeki genel yükselme (frontal upgiding) ile sağlanabilir.

Az kararlılık yükselmeye etkili bir şekilde engel olmaz. Orajın oluşumu, kararsız çevre şartlarında, sıcak nemli havanın çabucak yukarıya çıkması ile açıklanır. Bu

çabuk çıkış diferansiyel ısınma, cepheler, fırtınalar ve arazinin etkileri ile sağlanır. Yalnız başına bu işlemlerden biri orajların gelişmesi için yeterince yükselmeye neden olabilir. Bununla beraber, çoğunlukla en güçlü orajlar, iki veya daha fazla kaldırma mekanizması birlikte çalışırken oluşur (Djuric, 1994).

Konvektif hareketler atmosferin kararsız yapısı ile özdeşleşmiş olduğundan, yukarıda sadece dört tanesinin ismi verilmiş olan, bir çok kararsızlık indeksi geliştirilmiştir. Bu ve diğer indeksleri, sadece temp rasatlarındaki sıcaklık ve çığ noktası sıcaklığı değerleri ile, hesaplayan algoritmalar çıkartılarak bilgisayar programları kullanılacaktır, (Kaya, 1992). Bu tür kararsızlık indeksleri ve sahip oldukları kritik değerler, onların geliştirildiği ülke ve alanlara özgün olması nedeniyle, Türkiye için ayrıntılı bir istatistik teste tutulup düzeltilmeden, Türkiye'deki konveksiyon analizi ve tahmini için kullanılamamaktadır.

5.1. Oraj Dağılımı

Şekil 2.6'da yerleri gösterilen meteoroloji istasyonlarında gözlenen oraj oluşum sayılarının yıl içindeki değişimine bakıldığında, göze çarpan ilk şey orajların Türkiye'de bimodal bir zamansal dağılıma sahip olmasıdır (Şekil 5.1). Oraj sayısındaki ilk ve en büyük maksimum sayıya Mayıs ayında ulaştığı görülür. İkinci oraj maksimumunun ise Ekim ayında oluştuğu görülmektedir. Şekil 5.1'de orajların zamansal dağılımı hem aylık ortalama oraj sayıları, hem de aylık ortalama orajların yıllık toplam içindeki yüzdesi şeklinde gösterilmektedir. Aylık oraj yüzdeleri, orajların oluşum süresi bakımından daha önemli oldukları ayları belirlemek amacıyla aylık oraj sayılarının yıllık toplam oraj sayılarına bölünmesiyle elde edilmiştir. Her iki grafikteki genel gidişat aşağı yukarı aynıdır. Bununla birlikte aylık ortalama oraj sayıları bakımından en fazla orajın görüldüğü yer Ankara iken, Diyarbakır ikinci sırada gelmektedir. Orajların aylık oluşum yüzdelerine bakıldığında ise Ankara ile Diyarbakır'ın Mayıs ayında hemen hemen eşit bir oluşum yüzdesine sahip oldukları görülür.

Orajların ilkbaharda yaptığı platoya benzer pike bakıldığında Nisan ve Haziran aylarındaki orajların sayısı ve oluşum yüzdelerinin (İzmir ve İstanbul hariç) bir birlerine çok yakın olduğu söylenebilir. Benzer durumu sonbahar için söylemek

mümkün değildir. Ekim ayında, diğer aylara göre daha yüksek bir pik değer elde edilmektedir. MOAM (1962) ile Brody ve Nestor (1985)'un belirttiklerine göre Doğu Akdeniz Bölgesinde sonbahar yaklaşık olarak sadece Ekim ayı boyunca sürmektedir. Bu tespit orajların dağılımı ile de desteklenmektedir.

Şekil 5.1'de görüldüğü gibi, Türkiye'de orajlar en fazla Nisan-Ekim ayları arasında etkilidir. Bu nedenle orajların Türkiye üzerindeki ve Nisan-Ekim aylarındaki yerel dağılımları Şekil 5.2 ve 5.3'te verilmiştir. Şekil 5.2'de orajların aylık ortalamaları Kriging interpolasyon yöntemi ile elde edilen grid değerlerine göre çizilmiş kontur haritaları verilmiştir.

Şekil 5.2.a'da Türkiye'de orajların ilkbaharın ortasına doğru Nisan ayında en fazla Güneydoğu Anadolu'da etkin olduğu görülmektedir. Güneydoğu Anadolu'da sadece Nisan ayında görülen orajlar tüm yıl boyunca görülen orajların yaklaşık olarak $\frac{1}{4}$ 'ünü oluşturmaktadır (Şekil 5.3.a).

Orajların nerede oluşacağını tahmin etmek zor bir iştir. Tahmincilerin kullanabileceği geleneksel veriler (cephelerin ve nem alanlarının nerede olduğunu bilmek gibi) olduğu gibi geleneksel olmayan veriler de vardır. Örneğin, deniz meltemi ve topoğrafik yapı gibi bilgiler oraj oluşumunu açıklamak için yararlıdır.

Mayıs ayı ile birlikte orajlar tüm Anadolu Platosuna yayılmakta, yazın ilerleyen aylarında kuzeydoğu Anadolu'da bir maksimum göstermektedir (Şekil 5.3.a). Şüphesiz ilkbaharda gündüzlerin uzaması ve yağışlı sistemlerin daha seyrek olarak bölgemize geliyor olması nedenleriyle, yer yüzeyi hemen onun üzerindeki havanın sıcaklığı hızlı bir şekilde artmakta, yüzeyin ısınmasına bağlı olarak da konvektif yağışlar görülmektedir. Bunun sonucunda Nisan-Haziran aylarında iç karasal bölgede orajların görülme sıklığının artmasıyla bir bağlantı kurulması olasıdır. Karalara oranla daha soğuk olan denizlerde ve kıyı bölgelerimizde orajların sayısının daha az olduğu dikkat çekmektedir.

Ağustos ayında Batı Karadeniz ve Eylül ayında da Doğu Karadeniz oraj oluşum yüzdesi açısından incelendiğinde en fazla oraj görülen yerlerdir (Şekil 5.3.b). Diğer bir deyişle, Karadeniz boyunca denizden karaya esen güçlü rüzgarlar, deniz

meltemleri ve orografik kaldırma rüzgar üstü eğiminde güçlü orajlar meydana getirmektedir. Bunun sonucunda yazın oluşumlar denizden karaya olan rüzgarların hüküm sürmesiyle, rüzgara karşı olan Karadeniz kıyı bölgeleri iç bölgelerden ve diğer kıyı bölgelerinden daha fazla yağış almaktadır. Orajlar genelde hava kütlelerinin konvektif olarak kararlı olmasına ya da Akdeniz üzerinde etkili olmamasına bağlı olarak güney kıyılarında yağış da daha seyrek görülmektedir.

Yazın ilerleyen aylarında (Temmuz ve Ağustos) ısınma arttıkça Kuzeydoğu Anadolu bölgesinde daha sık oraj oluşumlarına neden olmaktadır (Şekil 5.3.b). Böylece Kuzeydoğudaki Ağrı dağı gibi yüksek dağlar orajlar sonucunda önemli ölçüde yağış almaktadır. Yaz mevsimi boyunca hava çoğunlukla açık olduğu için sadece birkaç cephesel sistem bölgeye girmekte ve orajlar Türkiye üzerindeki yağışların ana nedeni olmaktadır.

Sonbaharda bölgeye dönen cephesel siklonlar şiddetli olmamakta ve güçlü sıcaklık gradyanları bulunmamaktadır. Bu mevsimde ülkenin birçok tarafında hüküm süren rüzgarlar genel olarak kuzeyli olmaktadır. Oraj oluşma sıklığı da düşüş göstermektedir. Akdeniz, Ege Denizi ve Karadeniz yüzey alçağının önünde ya da arkasında denizden karaya güçlü bir akışa sahip olmaktadır. Bu nedenle mevsim ilerledikçe yağış miktarı muntazam olarak artmaktadır. Denizden karaya artan akış, aktif konveksiyon ve dik olarak yükselen topografyanın bir araya gelmesi sonucunda Karadeniz'in doğusunun en uç noktası tüm yılın en fazla yağışını almakta ve orajlar görülmektedir (Şekil 5.2.c).

Orajların oluşum mekanizması sağanak yağmurlarınkiyle benzeşmekte, fakat orajların oluşması için daha büyük çapta kararsızlık gerekmektedir. Akdeniz'de orajların büyük bir kısmı polar ve arktik havanın zorlamasının bir sonucu olarak ortaya çıkmaktadır. Bu nedenle orajlar, soğuk cephelerde ve özellikle denizlerin sıcak olduğu dönemlerde soğuk cephelerin arkasındaki soğuk hava akımlarında ve sonbahar mevsiminin başında meydana gelmektedir.

Antalya'nın doğusunda sonbahar ve kışın hakim rüzgar yönü yıldız ve karayel ise de, tam fırtına şiddetindeki rüzgarlar sık sık kible ve lodostan eser. İskenderun'da Eylül ayına doğru Yarikkaya adlı keşişlemeden kuvvetli bir rüzgar esmeye başlar. Böylece

Ekim ayında ortalama orajlı gün sayılarının Antalya'nın doğusunda daha fazla gelişmesinde kıyı çizgisinin şekli önemli bir rol oynar (Şekil 5.2.c). Sahile deniz meltemi geldiği zaman, yaklaşık olarak kıyıya dik olarak varır. Yüzey konverjansı yukarı doğru; diverjans ise aşağı doğru bir harekete yol açar. Böylece bulutların, konverjansın olduğu noktalarda daha önce oluşmaları beklenir (Djuric, 1994)

5.2 Statik Kararsızlık

Bir bölge üzerinde atmosferin genel kararlılık ve kararsızlığı tek bir rakama indirgenebilir. Bu rakam kararlılık indeksi olarak isimlendirilir. Bir çok durumda bu, basit eşitlikler vasıtası ile hesaplanır. Çeşitli basınç seviyelerindeki hava ve çiy noktası sıcaklıkları bu eşitliklerde kullanılabilir. Kararlılık indekslerinin önemli bir avantajı vardır: Hesaplanmaları genelde çok kolaydır. Nispeten küçük bir zaman periyodunda bir çok istasyon için hesaplanabilir. Bütün kararlılık indeksi haritaları, hızla hazırlanıp hava tahmin aracı olarak kullanılabilir (Peppler, 1988).

Bununla beraber, kararlılık indekslerinin faydalı olabilmeleri için, büyük ölçekli hava olayları ile ilgili bilgilerle birlikte kullanılmalıdır. Bu bilgiler cepheler, alçak basınç sistemleri, dalgalar vb. orajların oluşumunu etkileyen olayların nerede olduğudur. Kararlılık indeksinin yalnız başına kullanılması orajları tahmin etmek için fazla bir fayda sağlamaz. Kararlılık indeksinin çok büyük bir avantajı orajların bulunabileceği alanların tahminini kolaylaştırmasıdır (Peppler, 1988).

Şekil 2.6'da gösterilen oraj gözlem istasyonlarının sadece Şekil 2.5'te gösterilenlerinde yukarı seviye gözlemleri yapılmaktadır. Benzer şekilde hidrostatik kararsızlık indekslerinin de sadece Şekil 2.5'teki radyosonde istasyonlarında hesaplanması mümkün olabilmiştir. Bu nedenle indeksler ile orajların oluşumları arasında sağlıklı bir ilişki kurabilmek için Şekil 5.4'de olduğu gibi sadece radyosonde istasyonlarındaki oraj gözlemlerinin yersel dağılımı çıkartılmıştır.

Bir çok kararlılık indeksi vardır. Bunlardan 1000 mb'a bilgi gerektirmeyen ve rüzgar verisi kullanılmayan Bölüm 3.7'de otomasyonu gerçekleştirilen tüm indeksler hesaplanmıştır. Bunlardan en çok kullanılanların yersel dağılımı ile orajlar arasındaki ilişkisi aşağıda ayrıntılı bir şekilde incelenmiştir.

Şekil 5.5’de bazı kararsızlık indekslerinin zamansal değişimi verilmiştir. Bunlardan Humidity, ve Showalter-1 Modified indekslerinin çok başarısız olduğu görülmektedir. Şekil 5.1’deki orajların zamansal değişimine en fazla paralellik gösteren indeksler ise Jefferson, K-İndeks, Showalter ve Toplam-Toplamlar indeksi olmuştur. Şekil 5.5.c’deki Adedokun İndeksi ise Diyarbakır ve Adana gibi kuru istasyonlarda iyi sonuç vermemektedir.

5.2.1 Jefferson İndeksi

Şekil 5.6’daki Mayıs ayına ait Jefferson indeksin yerel dağılımı, Mayıs ayındaki ortalama orajlı gün sayıları ile büyük paralellik göstermektedir (Şekil 5.4.a). Ekim ayında ise bu indeksin İskenderun Körfezindeki orajların oluşum mekanizmasını temsil edemediği görülmektedir.

5.2.2 K-İndeksi

K-İndeksi, Jefferson indeksine benzer bir şekilde 700 mb’ın kuruluşunun gökgürültülü fırtına (oraj) oluşumunda önemli olduğunu gösterir. K-İndeksi de beklendiği şekilde Jefferson İndeksi gibi Ekim ayında başarılı olamamaktadır (Şekil 5.7.a). Diğer bir deyişle Ekim ayında 700 mb civarındaki kuru hattın mevcudiyetinden ve dolayısı ile bu özelliğe dayalı olarak kararsızlık indekslerin başarısından söz edilemez.

Bununla birlikte aşağı seviye nemine daha fazla önem veren düzeltilmiş K-İndeksi Ekim ayındaki İskenderun Körfezinde görülen orajları yakalarken, bu kez Kuzeybatı Anadolu üzerindeki orajları temsil edememektedir.

5.2.3 Showalter İndeksi

Gizli Kararsızlığın 850 ile 500 mb arasında aranması içi kullanılır. Burada 850 mb havasının aşağı seviyedeki derin konvektif "overturning"i temsil ettiği kabul edilir. Fakat 850 mb’da hava sık sık nemli tabakanın üstündeki aşağı seviye havasını temsil etmeyebilir.

Dünya yüzeyinde parselin yükselme sıcaklığı, gerçek bir parseli simgelemediği için kritik edilebilir. Başlangıç pozisyonundan ayrılma ile başlayan parselin düşey yer değişimi, hava parselinin başlangıç pozisyonundan sürekli uzaklaşmasına neden oluyorsa hava parseli kararsızdır.

Orijinal Showalter İndeksi Mayıs ayında Düzeltilmiş K-İndeksi gibi davranmaktadır (Şekil 5.8.a) Bununla birlikte Ekim ayında Düzeltilmiş K-İndeksi gibi başarılı olamamaktadır. Düzeltilmiş Showalter İndeksi ise sadece Ekim ayında Antalya’ya doğru kıyı boyunca oraj gözlenen alanları temsil edebilmiştir.

5.2.4. Toplam-Toplamlar İndeksi

Toplam-Toplamlar İndeksinin ilk kısmını oluşturan Çapraz Toplamlar İndeksi Mayıs ayındaki orajların yerel dağılımını büyük ölçüde temsil edebilmektedir (Şekil 5.9.a). Bununla birlikte Ekim ayında tamamen başarısız olmuştur.

Düşey Toplamlar İndeksi ise Mayıs ayında Samsun hariç tüm istasyonlardaki orajların yersel dağılımını büyük ölçüde temsil edebilmektedir (Şekil 5.10.a). Bununla birlikte Ekim ayında İskenderun’daki oraj maksimumu olan bölgeyi diğer bölgelerden ayırt edememiştir.

5.3. Gravitasyonel Kararsızlık

Gravitasyonel kararsızlık meteorolojistlerin günlük değerlendirdiği en önemli parametrelerdendir. Bununla birlikte atmosferde aynı anda çeşitli kararsızlıkların bir arada bulunması kararsızlık analizlerini güçleştirmektedir. Bu bölümde bilinen belli başlı üç ayrı kararsızlık mekanizması incelenerek istasyonlar ve bölgeler arasındaki farklılık kararsızlık yapıları tespit edilmeye çalışılmıştır.

5.3.1. Mutlak Kararsızlık

Mutlak kararsızlık (hava parseli için) Çevre lapse rate > kuru adyabatik lapse rate olması hali ve potansiyel sıcaklığın yükseklikle azalması şeklinde kısaca tanımlanabilir. Atmosferik sıcaklık gradyanı (Lapse Rate) sadece diferansiyel adveksiyon ile değil, aynı zamanda yüzey ısınması ve soğuması ile de değiştirilebilir

(Darrow ve Rehbein, 1996). Örneğin, sıcak yaz öğle sonralarında yüzey daha fazla güneş enerjisi absorblar ve atmosferin aşağı tabakaları kondüksiyon ile ısınır. Atmosferin yukarı seviyeleri aynı sıcaklıkta kalırken yüzey yakınındaki bu ısınma kararlılığı azaltıp, kararsızlığı arttıracaktır.

Atmosferik sıcaklık gradyanı, yukarı seviyeler ısınırken ya da hiçbir değişiklik olmazken yüzey soğuduğu zaman daha kararlı olur. Örneğin, geceleyin açık gökyüzü ve kuru hava durumunda yüzey çok büyük miktarda ısı kaybeder. Aşağı seviyeler soğuyarak, sıcaklığı yukarı seviyelerin sıcaklığının altına düşer. Bu durum, atmosferin kararlılığını artırır.

Çeşitli lapse rate'ler arasında değerinde temel fark vardır. Γ_a ve Γ_w termodinamik eşitliklerden elde edilen teorik değerler iken Γ gözlenmiş miktardır. Bütün bu büyüklükler aynı boyuta sahiptir. Ve birbirleri ile karşılaştırılabilirler.

Yukarıdaki ifadelerle, esas kararlılık kategorileri, teorik değerler Γ_a ve Γ_w 'yi, gözlenmiş lapse rate Γ , ile karşılaştırma ile bulunabilir. Bu kategoriler :

Enversiyon : $\partial T / \partial z > 0, \quad \Gamma < 0$

Kararlı fakat enversiyon yok: $\partial T / \partial z < 0, \quad 0 < \Gamma < \Gamma_w$

Şarta bağlı kararsız: $\Gamma_w < \Gamma < \Gamma_a$

Kesin kararsız: $\Gamma > \Gamma_a$

Gözlenmiş lapse rate Γ , kuru adyabatik lapse rate'e eşit olabilir. Bunun gibi bir tabaka, adyabatik tabakadır. Adyabatik tabakanın kararlılığı nötr dür. Su buharı yoğunlaşmasının olmadığı farz edilir. Havayı karıştıran türbülans potansiyel sıcaklığı eşitler. Böylece adyabatik bir tabakanın güçlü türbülansı olan bir tabaka olması mümkündür. Adyabatik tabakanın oluşması, radyasyon tarafından atmosferik

tabakalar arası ısı değişimine bir ölçüde benzerdir. Ancak radyasyon yalnız izotermal tabakada oluşmaya eğilim gösterir.

Adyabatik bir tabaka türbülansı sabit karışma oranına sahiptir. Bu oran ters çevrilebilir. Potansiyel sıcaklıkta olduğu gibi. Adyabatik tabakada çiğ noktası, doymuş karışma oranı isoplethlerini izler.

Aşağı troposferdeki sıcaklığın yükseklikle değişimini temsile edebilmek için 500 mb–yer, 500–700 mb, 500–850 mb, 700 mb–yer, 700–850 mb ve 700 mb–yer seviyesi lapse rateleri ayrı ayrı hesaplanarak incelenmiştir (Şekil 5.11.a ve 5.11.b). Bunlar arasında yer sıcaklıklarının kullanıldığı lapse ratelerde, yer sıcaklığının yerel şartlardan çok fazla etkilendiği ve hesaplanan lapse ratelerin temsili olamayacağı açıktır. Ayrıca Darrow ve Rehbein (1996) gibi literatürde sadece 500–850 mb ve 500–700 mb lapse ratelerinin özellikle soğuk mevsimdeki orajların analiz ve tahmininde kullanışlı olduğunu belirtilmektedir.

Böylece 7 radyosonde istasyonu 500–850 mb ve 500–700 mb lapse ratelerine göre sınıflandırılmıştır. Bu sınıflandırmada İstanbul, İzmir, Adana ve Samsun ile birlikte Ankara, Isparta ve Diyarbakır’a ait lapse ratelerin yıl içindeki değişimlerinin benzer özellikler gösterdiği belirlenmiştir. Bu nedenle, 7 ayrı radyosonde istasyonundaki lapse ratelerin yıl içindeki değişimlerini temsilen Şekil 5.11.a ve Şekil 5.11.b’ye sadece İstanbul ve Ankara’ya ait şekiller konmuştur.

Şekil 5.11.a ve Şekil 5.11.b incelendiğinde İstanbul gibi denizsel etkilere daha fazla maruz olan istasyonlarda 500–850 mb ve 500–700 mb lapse rateleri Mayıs-Ekim ayları arasında bir birlerine yaklaşmakta iken; Ankara gibi daha çok karasal iklim özellikleri taşıyan istasyonlar da ise bu lapse rateler arasındaki farklar özellikle yılın sıcak kısmında artmaktadır. Topoğrafik engellemelerden uzak olmaları nedeniyle yılın sıcak kısmında soğuk denizler üzerinden gelen havanın 850 ve 700 mb seviyelerini aynı oranda etkileyebildiği görülmektedir. Diğer bir deyişle bu aylarda 850 ve 700 mb seviyesindeki sıcaklıklar homojen bir yapı arz etmektedir.

Ankara gibi karasal istasyonlarda hava sıcaklıkları yer ve 850 mb seviyelerinde daha fazla artabilmekte ve 500-850 mb lapse rate'i daha fazla dikleşebilmektedir. Sonuç olarak mutlak kararsızlığın karasal iç kesimlerde daha yaygın ve etkin olduğu görülmektedir.

Benzer şekilde 500-850 mb ve 500-700 mb lapse ratelerinin yersel dağılımları incelendiğinde de 500-850 mb lapse ratelerinin Ankara-Isparta ekseninde ve Diyarbakırda en yüksek değerlerini alarak mutlak kararsız bölgeleri işaret ettiği görülmektedir.

Şu ana kadar θ 'nin yatay değişimlerini inceledik (Bölüm 4.2). θ 'nin düşey değişimine bakılarak mutlak kararlılığın ikinci şartının atmosfer tarafından yerine getirilmediği tespit edilebilir. Bilindiği gibi θ 'nın düşey yöndeki aralıkları yani $\partial\theta/\partial z$ 'nin küçük olması zayıf kararlılığı; $\partial\theta/\partial z$ 'nin büyük olması kuvvetli kararlılığı, yani θ 'nın düşey yöndeki aralıklarının küçük olması büyük kararlılığı gösterir.

Aşağıdaki nedenlerden dolayı mutlak kararsızlığın tespitinde θ , T'den daha kullanışlıdır:

1) Atmosferik yapı ve kararlılığı düşey kesitten tespit etmek θ 'de T'den daha kolaydır. Bu yüzden $\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}$ sıcaklık lapse rate yerine $\sigma = -\frac{\partial \theta}{\partial p}$ veya $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ sık sık kullanılır.

2) Atmosferde hareket eden hava parselleri θ 'yi yaklaşık bir gün korur. Öyleki hava parseli aynı θ yüzeyi üzerinde kalmaya meyle der. Böylece profillerden düşey hareket de belirlenebilir. Bu durum T kullanılan profiller için doğru değildir.

3) θ 'nin profil ve düşey kesitlerde düşey yönde nasıl değiştiği, bize atmosferin kararlılığı ve yapısı hakkında bilgi verir. Düşey kesitlerde genellikle düşey koordinat z 'dir. Çoğu kez $\ln P$ kullanılması tercih edilir. Hidrostatik yaklaşımda $\ln P$, yaklaşık olarak z 'ye göre $(-RT/g \ln P = dz)$ karşılık gelir. Şimdi θ 'nin profillerinde düşey değişimlere göre, $\partial\theta/\partial z$ (or $\Delta\theta/\Delta z$)'nin yorumlarına bakıldığında;

Ne zaman atmosferik lapse rate $\gamma=\Gamma_D$ ise, $\partial\theta/\partial z=0$ olduğun, yani θ 'nin yukarı doğru gidildikçe değişmediğini görürüz. Eğer atmosfer kararlı, $\gamma<\Gamma_D$ ise $\partial\theta/\partial z>0$, diğer bir deyişle θ yukarı doğru artar. Öyleki kararsız bölgelerde birbirine uzak θ yüzeyleri bulunur (herhangi bir Δz için çok küçük $\Delta\theta$ görülür). Kararlı zonlarda θ yüzeyleri düşey olarak bir araya getirilip paketlenmiş gibidir (herhangi bir Δz için çok büyük $\Delta\theta$ görülür). Hem kararlı hem de kararsız atmosfer şartlarında yukarı doğru çıkıldıkça θ 'de bir artma görülür. Fakat T-düşey kesitlerinde sıcaklık inversiyonlarında $\partial T/\partial z > 0$ iken, enversiyon dışı (yani kararsız bölgelerde) $\partial T/\partial z < 0$ 'dır. Bu nedenle θ -düşey kesitleri, T-düşey profil ve kesitlerinden daha kolay analiz edilebilir (Djuric, 1994).

Şekil 5.13'de ki potansiyel sıcaklık profilleri incelendiğinde Ankara, Isparta ve Diyarbakır'da 850 mb ile yer seviyesi arasında θ yükseklikle azalma gösterdiği görülür. Bu üç istasyondan Ankara hem Mayıs hem de Ekim aylarında en kuvvetli azalmaya diğer bir deyişle mutlak kararsızlığa sahip olan istasyondur.

5.3.2. Potansiyel Kararsızlık

Potansiyel Kararsızlık (bir atmosferik tabaka için), eşdeğer potansiyel sıcaklığın (θ_e) yükseklikle azalması şeklinde ifade edilebilir. Potansiyel kararsızlık diğer kararsızlık kategorilerinden tümüyle farklıdır (bazen ona konvektif kararsızlık da denir). Teori, equivalent potansiyel sıcaklığın azalması zarfında tabakaların, verimli olarak yükseltildiğinde kararsız olabileceğini gösterir. Potansiyel kararsızlık, basit statik kararlılığa benzer şekilde belirlenir. Islak hazne potansiyel sıcaklığı veya eşdeğer potansiyel sıcaklık vasıtasıyla,

$\partial\theta_w/\partial z > 0$ veya $\partial\theta_e/\partial z > 0$ potansiyel kararlılık

$\partial\theta_w/\partial z < 0$ veya $\partial\theta_e/\partial z < 0$ potansiyel kararsızlık

Pratikte, bu potansiyel olarak nemli tabakaların alt kısmında nemli, üst kısımlarında kuru olmasıdır. Görünüşte tipik bir potansiyel kararsızlık sondajı, çökme sondajına benzer. Potansiyel kararsızlığın mevcudiyeti, θ_w veya θ_e nin dikey dağılımındaki bilgisiyle belirlenir. Genellikle doyma, tabakanın yükselmesi ile meydana gelir,

böylece konvektif kararsızlık oluşur. Ayrıca doyma, tabaka boyunca düşen yağmurun buharlaşması ile de meydana gelir (Djuric, 1994).

Bölüm 4.3’de yatay değişimleri incelenen θ_e ’nin düşey değişimleri, Şekil 5.13’te verilen profiller ile gösterilmiştir. Bu profillerden Mayıs ayındakiler en az Samsun olmak üzere tüm θ_e ’lerin 850 mb-yer seviyesi arasında azaldığını göstermektedir. 850 – 700 mb arasındaki tabakada ise İstanbul ve Samsun’un daha çok nötre yakın bir davranış sergilemektedir. 700 mb üzerinde ise tüm istasyonlar kararlı bir θ_e profiline sahiptir.

Ekim ayında en aşağıdaki seviyede Samsun dahil tüm istasyonlar potansiyel kararsızlık sergilemekte (Şekil 5.14). 850 –700 mb arasındaki tabakada ise Samsun, İstanbul ve İzmir hariç potansiyel kararsızlık zayıflayarak mevcudiyetini korumaktadır.

Böylece Şekil 5.14’den potansiyel kararsızlığın karasal istasyonlarda 3 km civarında bir atmosfer tabakası için söz konusu olduğu söyleyenebilir. Ayrıca Türkiye üzerindeki potansiyel kararsızlığın Ekim ayındaki en alt seviyede Mayıs ayına göre daha yaygın ve kuvvetli olduğu görülmektedir.

5.3.3. Şartlı Kararsızlık

Bir hava parselinin şartlı kararsızlığı için birinci şart, “Nemli hava lapse rate > Çevre lapse rate > Kuru hava adyabatik lapse rate” şeklindedir. Eşdeğer potansiyel veya doymuş eşdeğer potansiyel sıcaklığın yükseklikle azalması hava parselinin şartlı kararsız olup olmadığına karar vermek için gerekli olan ikinci şarttır.

Şartlı kararsızlık, parsel metoduna göre de daha önce Showatler İndeksi gibi hidrostatik kararsızlık indekslerinde açıklandığı şekilde de belirlenebilir. Bu metod başlangıçta çevre atmosferle aynı sıcaklıkta olan bir hava parselini ele alır. Fakat bu hava parseli yükseldiğinde, sıcaklığı adyabatik lapse rate ine bağlı olarak azalır (Djuric, 1994). Aynı sonuca alçalan bir parsel için de varılabilir. Parsel metodu yapılan kabuller nedeniyle çok eleştirmektedir.

Atmosfer olduğundan daha fazla idealleştiren kabullerin aksine gerçekte, kararlılık yükseklikle olan sıcaklık değişimi ile ifade edilmelidir. Gözlenmiş çevre sıcaklığının yükseklikle olan değişimi, sıcaklığın negatif düşey değişimi olarak tanımlanır.

(-) işaretli $\partial T / \partial p$, ifadesi için sıcaklığın yükseklikle değişim hızı ifadesini kullanmak yaygındır. Termodinamik eşitlikler, tanımlar ve yaklaşık kuru ve nemli adyabatik lapse rate'ı verir.

$$\Gamma_a = -(dT/dz)_a = g/C_p \approx 0.0098 \text{ K m}^{-1}$$

$$\Gamma_w = (dT/dz)_{aw} = \frac{\Gamma_a}{1 + \frac{L}{C_p} \frac{dw_s}{dT}} \approx 0.07 \pm 0.03 \text{ K m}^{-1}$$

Burada sırası ile a ve a_w ve pseudo adyabatik işlemleri gösterir. (dw_s / dT) değeri Clausius-Clapeyron denklemi veya deneysel olarak belirlenmiş w_s 'den gelir. Yukarıdaki ifadeler termodinamiğin 1. kanunundan ve hidrostatik yaklaşımdan elde edilir.

Aktüel lapse ratelerin (γ_e) yersel dağılımı Şekil 5.2'de eşdeğer potansiyel sıcaklık profilleri de Şekil 5.14'de verilerek tartışılmıştır. Şartlı kararsızlık analizinde dikkat edilmesi gereken diğer bir konu ise havanın doyma derecesidir. Eğer $\Gamma_d > \gamma_e > \Gamma_{sat}$ ise bir şartlı kararsızlığa sahip olmakta, fakat hava eğer doymamışsa, kararlı; doymuşsa, kararsızdır. Havanın düşey yönde doymaya ne kadar yakın olduğunu görebilmek için de Şekil 5.15'teki sipret'lere ait profiller çizilmiştir.

Şekil 5.12'de verilen 850-500 mb lapse rate'ine göre Mayıs ayında sadece Türkiye'nin batısı ve Karadeniz bölgesinin şartlı kararsızlık için gerekli olan lapse rate şartını sağladığı görülmektedir. Ekim ayında ise Türkiye tümüyle şartlı kararsızlık için gerekli olan lapse rate şartını sağlamaktadır. 500-700 mb tabakasının lapse rate'leri incelendiğinde ise Türkiye'nin tümü hem Mayıs hem de Ekim ayında lapse rate şartını sağlamaktadır.

Şekil 5.14’de düşey profilleri verilen eşdeğer potansiyel sıcaklık değerlerine bakıldığında Mayıs ayında Samsun’da yükseklikle azalmayarak şartlı kararsızlık şartına uymadığı görülür. Doyma derecesi bakımından Mayıs ayında Samsun’un en yüksek doymuş havaya sahip olduğu görülmektedir. Samsunu takiben İstanbul da doyma bakımından ikinci sırada yer almaktadır.

Lapse rate, düşey eşdeğer potansiyel sıcaklık ve nem durumuna göre İstanbul ve bir ölçüde de İzmir’in şartlı kararsızlık göstermekte olduğu söylenebilir.

5.4. Bulut Taban Yüksekliği

Eğer bir hava parseli yükselmezse LCL’nin anlamı azalır. Bu yüzden gün boyu yer yüzeyindeki hava ısındığında fark edilebilir konvektif yükselmeyi belirlemek gerekir.

Orajlarda görülen kümülonimbus bulutlarının tepe yükseklikleri kışın 11 km’ye ulaşmakta, diğer mevsimlerde ise 9-15 km arasında kalmaktadır. Dağların üzerinde meydana gelen şimşeklerin alt tabanı 2.5-3.5 km arasında kalmakta, bulut seviyesi olan 4-5 km arasında yukarı seviye rüzgarları ile taşınmakta ve 700 mb’daki rüzgarlar bu tip şimşeklerin hareketinin yönü ve hızı hakkında bilgi vermektedir. Denizlerin karalardan sıcak olduğu dönemlerde bulut taban yükseklikleri azalmakta, sonbahar ve kışın ise daha aşağı seviyelere doğru gelişimler göstermektedir.

Bulut taban yükseklikleri yere ulaşan yağışın miktarı ile yakından ilişkilidir. Özellikle yılın sıcak kısmında buluttan yağış başladıktan sonra kar kristalleri veya yağmur damlaları bulutun altındaki sıcak ve kuru hava içinde buharlaşabilir. Yağmur damlalarının buharlaşmadan doymamış hava içinde büyüklüğünü koruyabilmesi için ya içerilerindeki eriyik miktarının çok yüksek olması ya da büyük damla yarı çapına sahip olmaları gerekmektedir. Yüksek tabana sahip olan bulutlardan düşen yağmur damlaları yağışın ilk aşamasında daha çok virgaya dönüşür. Virga görülen yerlerde havanın gizli ısı transferi nedeniyle zamanla soğuduğu ve yere doğru donwburst olarak adlandırılan rüzgarlara neden olduğu bilinmektedir. Bulut taban yüksekliği düşük olan yerlerde buluttan ayrılan yağışın ihmal edilebilir bir kayıpla yer yüzeyine inebilme şansı vardır.

Şekil 5.16'da radyosonde istasyonları için hesaplanan LCL seviyesinin sıcaklıkları, denizden olan yükseklikleri ve basınç değerlerinin yıl içindeki aylık ortalamalarının değişimi verilmiştir. Bulut taban seviyesinin oluşması için gerekli olan hava sıcaklığının Adana, Samsun, İzmir ve İstanbul'da yaz aylarında 15°C civarına kadar yükseldiği görülmektedir. Bunlar ile birlikte Isparta, Ankara ve Diyarbakır'da bulut taban yüksekliklerinin 10°C'nin altında kaldığı görülmektedir. Diyarbakır gibi yer yüzeyi sıcaklıkları yaz aylarında çok yüksek olan bir yerde bulut taban sıcaklığının düşük olması, kuru hazne hava sıcaklığından daha çok çiy noktası sıcaklığı ile ilişkilidir. Diğer bir deyişle Ankara ve Diyarbakır gibi daha çok karasal hava şartlarına sahip olan bölgelerde hava sıcaklıkları ne kadar yüksekse havadaki nem, diğer bir deyişle çiy noktası sıcaklığı o kadar düşüktür. Spread büyüdükçe bulut taban sıcaklığı ve yüksekliği artar. Şekil 5.16'da görüldüğü gibi yaz aylarında en düşük bulut taban yüksekliği olan aylarda bulut taban seviyesi 3 km'nin üzerinde bir yüksekliğe ulaşmaktadır. Benzer şekilde bulut taban yüksekliklerinin Mayıs ve Ağustos aylarında Ankara-Isparta ve Diyarbakır'da; Ekim ayında da güneyde en yüksek değerlerine ulaştığı görülür (Şekil 5.17).

Oraj oluşumu bakımından Mayıs ve Ekim aylarındaki bulut taban yükseklikleri incelediğinde (Şekil 5.18 ve 5.19) en düşük sıcaklık ve basınç (aynı zamanda en yüksek bulut tabanı) değerinin İç Anadolu ve Güneydoğu Anadolu'da yoğunlaştığı görülür.

Ankara ve özellikle Diyarbakır'daki bu yüksek bulut taban seviyesi, yazın bu yerlerin verimli bir yağış almasını engellediği gibi bir bulutların altında yere doğru havanın çökmesine (downburst) çok uygun koşullar oluşturmaktadır. Özellikle bu durum, Diyarbakır ve çevresinde havacılık sektörü için tehlikeler arz ederken, bölgede aynı zamanda küçük çapta da olsa toz fırtınalarının da oluşum nedeni olabilirler.

Bununla birlikte özellikle Samsun'da çok düşük olan bulut taban yüksekliklerinin bölgede aşağı troposferin oldukça yüksek bir nem içeriğine sahip olmak ile birlikte yağışların da ani sellere neden olabilecek kadar verimli bir şekilde gerçekleşebileceğini göstermektedir.

Karadeniz kıyılarında yüksek nem ve düşük bulut taban yüksekliklerinin bol yağışlar ile birlikte sellere de neden olduğu söylenebilir.



BÖLÜM VI

SONUÇ VE ÖNERİLER

Bu çalışmada, Türkiye üzerindeki aşağı troposferin termodinamik özelliklerinin, aşağı atmosferdeki nemli ve orta atmosferdeki kuru bölgelerin tespitiyle birlikte bu bölgelerin konvektif kararsızlık ve şiddetli fırtınalarla olan ilişkilerinin, mümkün olduğunca mezo ölçekte araştırılması amaçlanmıştır.

Bu amaçla öncelikle Türkiye'nin topografyası, yağış ve diğer iklimsel özellikleri ele alınmaktadır. Çalışmada kullanılan Türkiye'deki 7 radyosonde istasyonunun 1972-1997 yılları arasındaki değişik periyotlarda ve seviyelerdeki günlük yukarı seviye gözlemlerine yoğun veri kalite kontrol ve düzeltme teknikleri uygulanmıştır. Günlük radyosonde gözlemlerinden elde edilen aylık ortalama bağıl nem, karışma oranı, çiy noktası sıcaklığı, yükselmeyle yoğunlaşma seviyesi, eşdeğer potansiyel sıcaklık, sıcaklık lapse rate ve kararsızlık parametreleri bilgisayar ortamında elde edilmiş, aşağı troposferin termodinamik özellikleri, sıcaklık, jeopotansiyel yükseklik, spread vb. gibi temel değişkenlerin yanı sıra karışma oranı ve potansiyel sıcaklık ile birlikte eşdeğer potansiyel sıcaklık ve bağıl nem birleşik haritalarının yorumlanmasına çalışılmıştır. Bunların yanısıra aşağı troposferin termodinamik özellikleri ve klimatolojisi ile Türkiye'de görülen orajların yersel, zamansal dağılımları ile birlikte oluşum mekanizmaları arasındaki ilişkiler irdelenmiştir.

Genel olarak irdelendiğinde, Türkiye'de Akdeniz'in sıcak ve nemli havası yer seviyesinde sadece Adana civarında etkili olabilmektedir. Dağların engellemesi nedeniyle Türkiye'ye denizler üzerinden giren cephelerin sıcak ve nemli havası yer seviyesinde İç Anadolu'ya kadar ulaşamamaktadır. Bununla birlikte 700 mb seviyesinde, Antalya Körfezi civarında Torosların arasında, civardaki yükseltilere göre daha alçak topoğrafya üzerinden İç Anadolu'ya giriş yapan nemli ve sıcak Akdeniz havası açıkça görülmektedir.

Adana sürekli nemli, Diyarbakır ve Isparta ise daha kuru bölgeler olarak görülmektedir. Kayseri ve civarı ise yıl içerisinde sıcaklık ve nem bakımından en az değişimin olduğu yer olmaktadır.

Dünyanın herhangi bir yerinde, herhangi bir anda yaklaşık 2000 tane meydana gelen ve bunun sonucunda can kaybının yanı sıra, ekonomik zararlara da neden olan orajlar, meteorolojik olaylar açısından ön plana çıkmaktadır. Orajlar, sel ve taşkınların gelecekte tekrar meydana gelmeden önce tahmin edilip, halkın ve ilgili makamların önceden uyarılabilmesi, gerekli teknolojinin kullanılıyor olması ve bu olayları oluşturan mekanizmaları ne kadar anlayabildiğimize bağlı olmaktadır. Eldeki verilerin ne anlama geldiği, gözlenen meteorolojik özelliklerin neyi işaret ettiği ise ancak daha önceki bilgilerin değerlendirilmesiyle mümkündür.

Meteoroloji istasyonlarında gözlenen oraj oluşum sayılarının yıl içindeki değişimine bakıldığında, göze çarpan ilk şey orajların Türkiye’de bimodal bir zamansal dağılıma sahip olmasıdır. Türkiye’de orajlar en fazla Nisan-Ekim ayları arasında etkili olmaktadır. Orajlar genelde hava kütlelerinin konvektif olarak kararlı olmasına ya da Akdeniz üzerinde etkili olmamasına bağlı olarak güney kıyılarında yağış da daha seyrek görülmektedir. Sonbaharda bölgeye dönen cephesel siklonlar şiddetli olmamakta ve güçlü sıcaklık gradyanları bulunmamaktadır. Bu mevsimde ülkenin birçok tarafında hüküm süren rüzgarlar genel olarak kuzeyli olmaktadır. Oraj oluşma sıklığı da düşüş göstermektedir. Orajların oluşum mekanizması sağanak yağmurlarınkiyle benzetmek, fakat orajların oluşması için daha büyük çapta kararsızlık gerekmektedir. Akdeniz’de orajların büyük bir kısmı arktik havanın zorlamasının bir sonucu olarak ortaya çıkmaktadır. Bu nedenle orajlar, soğuk cephelerde ve özellikle denizlerin sıcak olduğu dönemlerde soğuk cephelerin arkasındaki soğuk hava akımlarında ve sonbahar mevsiminin başında meydana gelmektedir.

Genel olarak incelendiğinde zamansal değişimi verilen kararsızlık indekslerinden Humidity, ve Showalter-1 Modified indekslerinin çok başarısız olduğu görülmektedir. Orajların zamansal değişimine en fazla paralellik gösteren indeksler

ise Jefferson, K-İndeksi, Showalter ve Toplam-Toplamlar İndeksi olmuştur. Adedokun İndeksi ise Diyarbakır ve Adana gibi kuru istasyonlarda iyi sonuç vermemektedir.

Bu çalışmada, Karadeniz aşağı troposfer için önemli bir nem kaynağı olmamaktadır. Kararsızlık indeksleri ise Türkiye'deki konvektif fırtınaların tahmininde tek başına yetersiz kalmaktadır. Türkiye'deki orajların oluşumunda, konvektif olarak kararsız hava kütlelerinde gerekli olan kaldırmayı sağlaması açısından orografi önemli bir yere sahip olmakta ve özellikle topoğrafyası düzgün olmayan bölgelerin üzerinde oraj oluşumuna müsait hale gelmektedirler.

Türkiye'de orajlara neden olan cephe sistemleri özellikle yazın, Akdeniz-Ege ve Balkanlardan gelmektedir. Bunların büyük çoğunluğu sıcaklık farklılığı sonucunda ortaya çıkan orajlardır, geri kalanları ise depresyonlarla ilişkilidir. Orajlar yazın depresyonlardan ortaya çıkan soğuk cephelerin Avrupa'nın üzerindeki bölgeyi kaplamasına bağlı olarak, kuzey Akdeniz'de, kuzey İtalya merkezli antisiklonik havayla birlikte Balkanlarda görülmektedir. Bu ve bunun gibi durumlarda denizsel polar hava dağları aşarak hareketsiz olan sıcak havayı termal alçağın gözleendiği bölgeye doğru yaymaktadır. Bunun sonucunda da kuvvetli orajlar gözlenmektedir.

Türkiye'de ilkbahar ve sonbahar orajların görüldüğü ana mevsimler olmaktadır. İlkbahar ortalarında Güneydoğu Anadolu'da görülmeye başlayan orajlar Mayıs ayı ile birlikte tüm Anadolu'ya yayılmaktadır. Bu orajların oluşumu ve dağılımında diferansiyel ısınma en önemli rolü oynamaktadır. Akdeniz'in diğer taraflarında sonbahar ve kış, orajların ana mevsimleri olarak yer almaktadır. Sonbahar oraj mevsiminin başladığı Eylül-Ekim aylarında deniz suyu sıcaklığı maksimum olmakta, bu dönemden itibaren yaklaşık olarak Ocak ayına dek deniz suyu-hava sıcaklığı arasındaki fark deniz üzerinde esen soğuk hava kütlelerine bağlı olarak artmaktadır. Sonbahar orajları Akdeniz'de ve Güneydoğu Anadolu'da, kış orajları ise doğu Ege'de daha çok görülmektedir. Bölgesel olarak farklılıklar olmasına rağmen yukarıda belirtilen genel tablo ve sıklık aralığı Ekim-Ocak arasında da fazla bir değişime uğramamaktadır. Orajlar Türkiye'nin batı kıyılarında Köyceğiz-Çanakkale arasındaki bölgede daha az sıklıkta görülmektedir.

Bundan sonraki çalışmalarda, Türkiye Avrupa ve Yakındoğu ile birlikte ele alınmalı, Daha uzun zaman periyodu olan veriler temin edilmeli, CAPE ve Helicity gibi modern indekslerin başarı oranları belirlenmeli, rüzgar analizleri de yapılabilmesi ve konvektif fırtınalarda rol oynayan faktörlerin etkisi sayısal olarak da belirlenmelidir.



KAYNAKLAR

- Adedokun, J. A.**, 1981. Potential instability and precipitation occurrence within an inter-tropical discontinuity environment, *Arch. Met. Geoph. Biokl.*, Ser. A, **30**, 69-86.
- Adedokun, J. A.**, 1982. On an instability index relevant to precipitation forecasting in West Africa, *Arch. Met. Geoph. Biokl.*, Ser. A, **31**, 221-230.
- Aslan, Z.**, 1981. Konvektif bulutlar ve Showalter, S. Doege indekslerine göre kararsızlık tahmini, 2-4, 6, 82.
- Atkinson, B. W.**, 1981. *Meso-scale atmospheric circulations*, 318-323, Academic Press, Great Britain.
- Barnes, S. L.**, 1968. An empirical shortcut to the calculation of temperature and pressure at the lifted condensation level, *J. App. Meteor.*, **7**, 511.
- Beebe, R. G and Bates, F. C.**, 1955. A mechanism for assisting in the release of convective instability, *Mon. Weath. Rev.*, **83**, 1-10.
- Beebe, R. G.**, 1958. Tornado proximity soundings, *Bull. Am. Met. Soc.*, **39**, 195-201.
- Bennetts, D. A. ve Hoskins, B. J.**, 1979. Conditional symmetric stability-a possible explanation for frontal rainbands, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **105**, 945-962.
- Bidner, A.**, 1970. The air force global weather central severe weather threat (SWEAT) index-A preliminary report, *Air Weather Service Aerospace Sci. Rev.*, AWS RP 105-2, No. 70-3, 2-5.
- Bonner, W. D.**, 1966. Case study of thunderstorm activity in relation to the low-level jet, *Mon. Weath. Rev.*, **105**, 113-120.
- Bonner, W. D., Reap, R. M., Kemper, J. E.**, 1971. Preliminary results on severe storm prediction by screening regression using forecast predictors, Preprints, Seventh Conf. Severe Local Storms, Kansas City, *Am. Met. Soc.*, 36-41.
- Bradbury, T. A. M.**, 1977. The use of wet-bulb potential temperature charts, *Meteo. Mag.*, **92**, 198-210.
- Brody, L. R. and Nestor, M. J. R.**, 1985. Regional forecasting aids for the Mediterranean basin, *Nova environmental prediction research facility monterey*, California 178 pp.
- Carlson, T. N. and Ludlam, F. H.**, 1968. Conditions for the occurrence of severe local storms. *Tellus*, **20**, 203-226.
- Chalker, W. R.**, 1949. Vertical stability in regions of air mass showers, *Bull. Am. Met. Soc.*, **30**, 145-147.
- Charba, J. P.**, 1977. Operational system for predicting thunderstorms two to six hours in advance, *NOAA Tech. Memo. NWS TDL-65*, 36 pp.
- Chaston, P.**, 1991. Graphical Guidance. National Weather Service, USA, pp 166.
- Collins, W. G., and Gandin, L. S.**, 1990. Comprehensive hydrostatic quality control at the national meteorological center, *Mon. Weath. Rev.*, **118**, 2752-2767.

- Cotton, W. R.**, 1990. Storms, *Geophysical Science Series*, Vol. 1, Aster Press, USA, 158 s.
- Crimp, S. J. and Mason, S. J.**, 1999. The extreme Precipitation event of 11 to 16 February 1996 over South Africa, *Meteorology and Atmospheric Physics*, **70**, 29-42.
- Curtis, R. C. and Panofsky, H. A.**, 1958. The relation between large-scale vertical motion and weather in summer, *Bull. Am. Met. Soc.*, **39**, 521-531.
- Darkow, G. L.**, 1968. The total energy environment of severe storms, *J. App. Met.*, **7**, 199-205.
- Darrow, M. A. and Rehbein, M. L.**, 1996. A preliminary investigation of west coast convection during the cool season, *18th AMS Conference on Severe Local Storms*, San Francisco, USA, 19-23 February 1996.
- David, C. L. and Smith, J. S.**, 1971. An evaluation of seven stability indices as predictors of severe thunderstorms and tornadoes. Preprints, Seventh Conf. Severe Local Storms, Kansas city, *Am. Met. Soc.*, 105-109.
- Derome, J. F.**, 1965. Large scale vertical motions and the occurrence of severe storms, *Scientific Report MW-42*, Stormy Weather group, McGill University, Montreal, pp.1-41.
- Djurić, D.**, 1994. Weather Analysis. Prentice Hall, New Jersey, USA, 297 pp.
- Erdoğan, F.**, 1991. 19-20 Haziran 1990 Doğu Karadeniz Bölgesi'nde ve 16-17 Mayıs 1991 Doğu Anadolu Bölgesi'nde meydana gelen aşırı yağışların sinoptiksel incelemesi, *TMMOB Yağış, Sel, Heyelan Sempozyumu*, 7-9 Ekim 1991, Ankara, 88-97 s.
- Fawbush, E. J and Miller, R. C.**, 1954. Types of air masses in which North American Tornadoes for. *Bull. Am. Met. Soc.*, **35**, 154-165
- Galway, J. G.**, 1956. The lifted index as a predictor of latent instability, *Bull. Am. Met. Soc.*, **37**, 528-529.
- Gandin, L. S.**, 1988. Complex quality control of meteorological observations, *Mon. Weath. Rev.*, **116**, 1137-1156.
- Hagemeyer, B. C.**, 1991: A Lower-Tropospheric Thermodynamic Climatology for March through September: Some Implications for Thunderstorm Forecasting, *Weather and Forecasting*, Vol. 6, No. 2, pp. 254-270.
- Hovane, R. D. and Horn, L. H.**, 1975. Static stability and the 300 mb isotach field in the Colorado cyclogenesis area, *Mon. Weath. Rev.*, **103**, 628-638.
- Huntrieser, H., Schiesser, H. H., Schmid W. and Waldvogel, A.**, 1997. Comparison of traditional and newly developed thunderstorm indices for Switzerland. *Weather and Forecasting*, **12**, 108-125.
- Jacovides, C. P. and Yonetani, T.**, 1990. An Evaluation of Stability Indices for Thunderstorm Prediction in Greater Cyprus, *Weather and Forecasting*, Vol. 5, No. 4, pp. 559-569.
- Jansa, A.**, 1997. A general view about mediterranean meteorology: cyclones and hazardous weather, *INM/WMO International Symposium on Cyclones and Hazardous Weather in the Mediterranean*, Palma de Mallorca, 14-17 April 1997.
- Jefferson, G. J.**, 1963-1966. A modified instability index, *Meteo. Mag.*, **95**, 381-382.
- Julian, P. R.**, 1989. Data quality control procedures at NMC Washington, *WMO/ECMWF Workshop, Data quality control procedures*, 69-73.

- Kadioğlu, M. ve Deniz, A.**, 1993. 18-20 Haziran 1990 Doğu Karadeniz Sellerinin Numerik-Kinematik-Termodinamik Analizi, *Türkiye Ulusal Jeodezi-Jeofizik Birliği genel Kurulu*, 8-11 haziran 1993, Ankara, 231-245.
- Kaya, Ö. F.**, 1992. Kararsızlık indekslerinin otomasyonu ve Atatürk Havalimanı için test edilmesi, Lisans Tezi, İ.T.Ü. Uçak ve Uzay Bil. Fakültesi, Meteoroloji Müh., İstanbul, 47 s.
- Konrad II, C. E.** 1997. Synoptic-Scale features associated with warm season heavy rainfall over the Interior Southeastern United States, *Weather and Forecasting*, **12**, 557-571.
- Lilly, D. K., Bassett, G., Droegemeier, K. and Bartello, P.**, 1998. Stratified turbulence in the atmospheric mesoscales, *Theoretical and Computational Fluid Dynamics*, **11**, 139-153.
- Maddox, R. A.**, 1980. Mesoscale convective complexes, *Bull. Am. Met. Soc.*, **61**, 1374-1387.
- Martyn, D.**, 1992. Development in Atmospheric science, 18: Climates of the world, Elsevier, 435 pp.
- Means, L. L.**, 1952. On thunderstorm forecasting in Central USA, *Mon. Weath. Rev.*, **80**, 165-188.
- Miller, J. E.**, 1955. Intensification of precipitation by differential advection, *J. Met.*, **12**, 472-477.
- Miller, R. C.**, 1967. Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Military Weather Warning Center, *Tech. Report 200*, AWS, USAF.
- Miller, R. C.**, 1972. Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central, *Tech. Report 200*. AWS, USAF.
- Miller, R. C.**, 1975. Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central, *Tech. Report 200*, AWS, USAF.
- MOAM, (Meteorological Office, Air Ministry)**, 1962. Weather in the Mediterranean, General Meteorology, Vol. 1. Her majesty's Stationary office, London, pp 372.
- Namias, J.**, 1940. Synoptic aspects of thunderstorms. In *Air mass and Isentropic Analysis* by J. Namias, American Meteorological Society, Boston, Mass., pp. 60-67.
- Newton, C. W.**, 1967. Severe convective storms, *Adv. Geophys.*, **12**, 257-308.
- Ogura, Y. and Chen, Y.-L.**, 1977. A life history of an intense mesoscale convective storm in Oklahoma. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1458-1476.
- Peppler, R. A. And Lamb, P. J.**, 1988. On tropospheric static stability and central North American summer rainfall, *Mon. Weath. Rev.*, 116.
- Peppler, R. A.**, 1988. A review of static stability indices and related thermodynamic parameters, *Illinois Dept. of Energy and Natural Resources*, Illinois, 87 pp.
- Pickup, M. N.**, 1982. A consideration of the effect of 500 mb cyclonicity on the success of some thunderstorm forecasting techniques, *Met. Mag.*, **11**, 87-97.
- Pitchford, K. L and London, J.**, 1962. Low level jet as related to nocturnal thunderstorms in mid-west of US, *J. App. Met.*, **1**, 43-47.
- Porter, J. M., Means, L. L., Hovde, J. E. and Chappell, W. B.**, 1955. A synoptic study on formation of squall lines in northern central US, *Bull. Am. Met. Soc.*, **36**, 390-96.
- Prosser, N. E. and Foster, D. S.**, 1966. Upper air sounding analysis by use of an electronic computer, *J. App. Met.*, **5**, 296-300.

- Rackliff, P. G.**, 1962. Application of an instability index to regional forecasting, *Meteo. Mag.*, **91**, 113-120.
- Reap, R. M. and Alaka, M. A.**, 1969. An objective quasi-lagrangian index for predicting convective weather outbreaks, Preprints, Sixth Conf. Severe Local Storms, Chicago, *Am. Met. Soc.*, 119-124.
- Rhea, J. O.**, 1966. A study of thunderstorm format on along dry lines, *J. Appl. Met.*, **5**, 58-63.
- Sadowski, A. F. and Rieck, R. E.**, 1977. Stability indices, *NOAA NWS TPB-207*, 8 pp.
- Sari, S.**, 1996. Sinoptik Meteoroloji Ders Notları II, İstanbul, 35 s.
- Sartor, J. D.**, 1962. Essential factors of thunderstorm forecasting. *Memorandum RM-3049-PR*, USAF Project Rand, Rand Corp., Santa Monica, Calif.
- Seargent, D. A. J.**, 1991. Tornadoes in Australia, Karagi Publications.
- Showalter, A. K.**, 1953. A stability index for thunderstorm forecasting, *Bull. Am. Met. Soc.* **34**, 250-252.
- Soyaslan, M. H.**, 1997. Hodograf Otomasyonu ve Analizi, Lisans Tezi, İ.T.Ü. Uçak ve Uzay Bil. Fakültesi, Meteoroloji Müh., İstanbul.
- Taha, M. F., Harb, S. A, Nagib, M. K, Tantawy, A. H.**, 1981. The climate of the near east, in climate of southern and western Asia, *World Survey of Climatology Series, Vol. 9*, Ed., K. Takahashi and H. Arakawa, Chapter 3, Elsevier Sci. Pub. Comp, Amsterdam.
- Trewartha, G. T.**, 1966. The earth's problem climates, The University of Wisconsin Press, 344 pp.
- Türkeş, M.**, 1996. Spatial and Temporal analysis of annual rainfall variations in Turkey, *Int. J. Climatology.*, **16**, 1057-1076.
- Weston, K. J.**, 1972. The dry-line of Northern India and its role in cumulonimbus convection, *Q. J. R. Met. Soc.*, **98**, 519-531.
- Winston, J. S.**, (ed.) (1956). Forecasting tornadoes and severe thunderstorms. *Forecasting Guide no.1*, US Weather Bureau, Washington, D. C.
- WMO**, 1969. Lectures on Numerical Short-Range Weather Prediction, Leningrad, 707.
- Yücel, İ.**, 1993. 18-20 Haziran 1990 Doğu Karadeniz sellerinin eşdeğer potansiyel sıcaklık analizi, Lisans Tezi, İ.T.Ü. Uçak ve Uzay Bil. Fakültesi, Meteoroloji Müh., İstanbul.

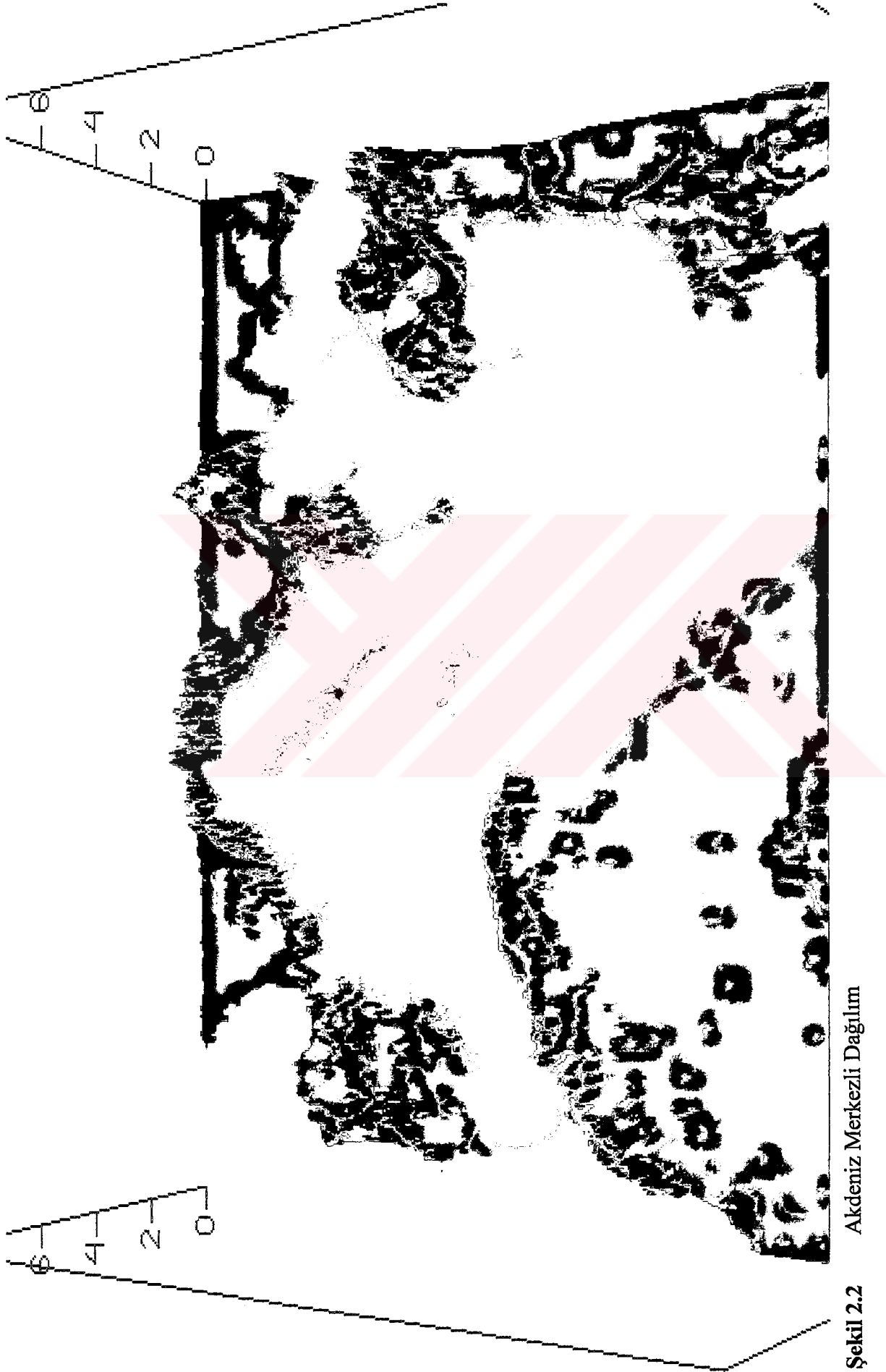




EKLER



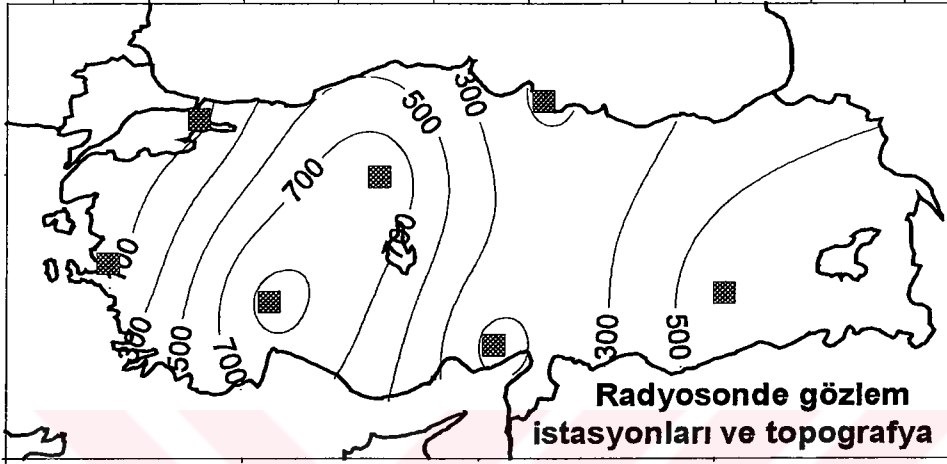
Şekil 2.1 Türkiye Topoğrafyası



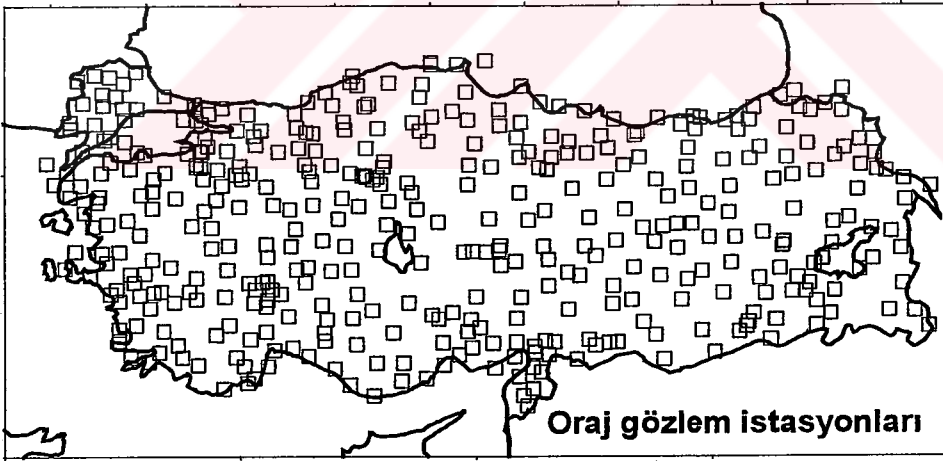
Şekil 2.2 Akdeniz Merkezli Dağılım



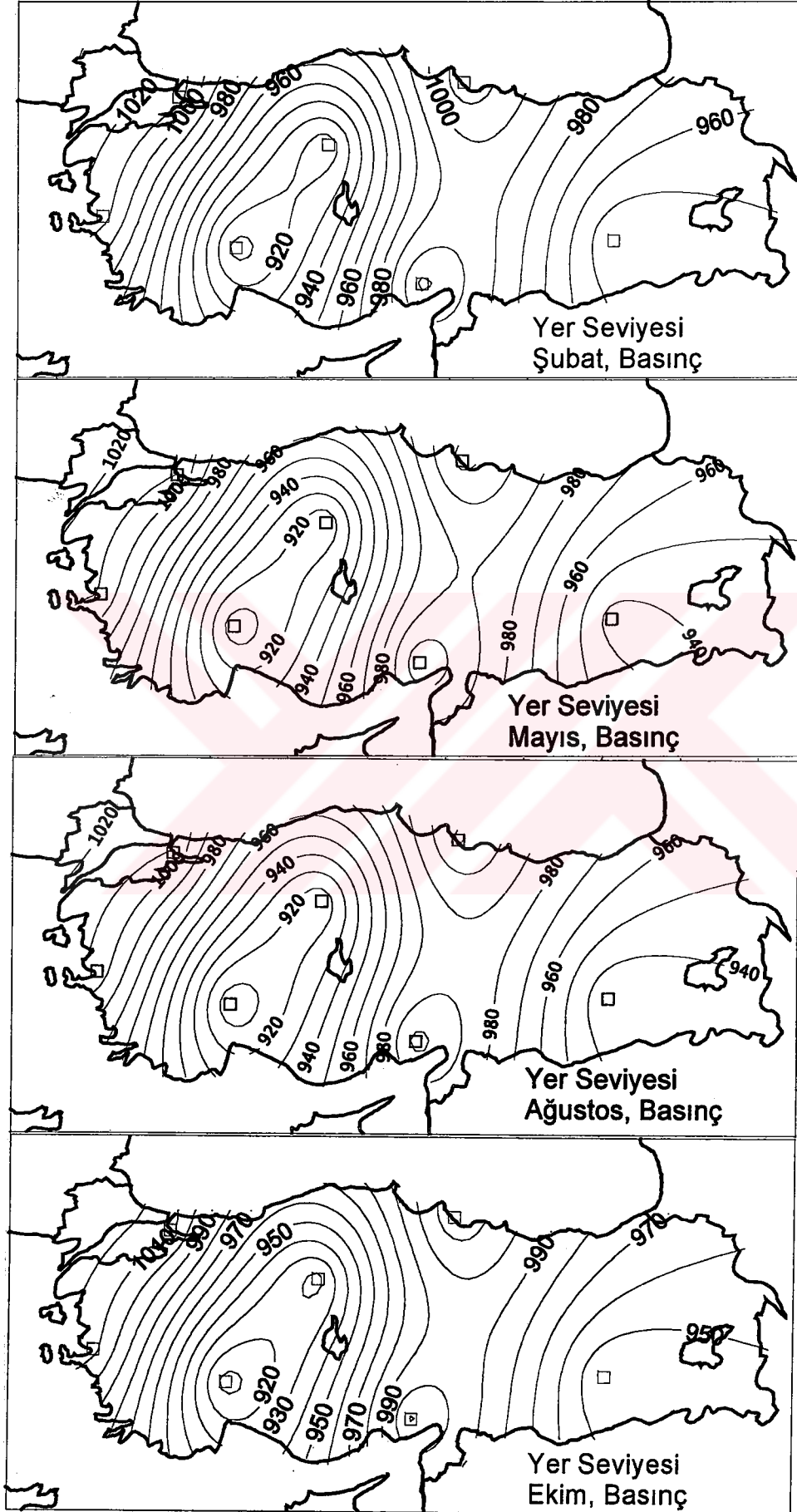
Şekil 2.3 Karadeniz Merkezli Dağılım



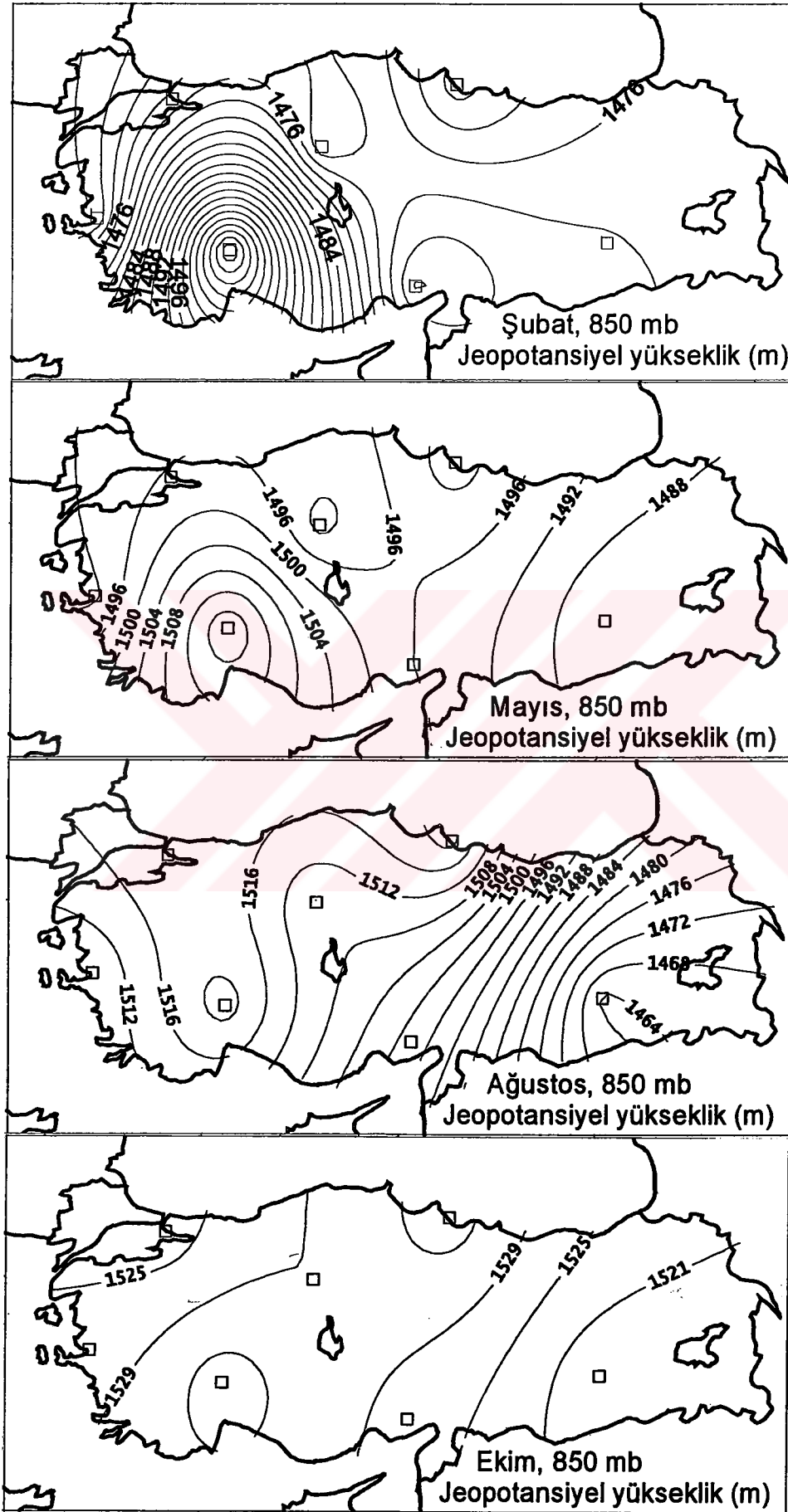
Şekil 2.5 Radyosonde İstasyonlarının Konumu



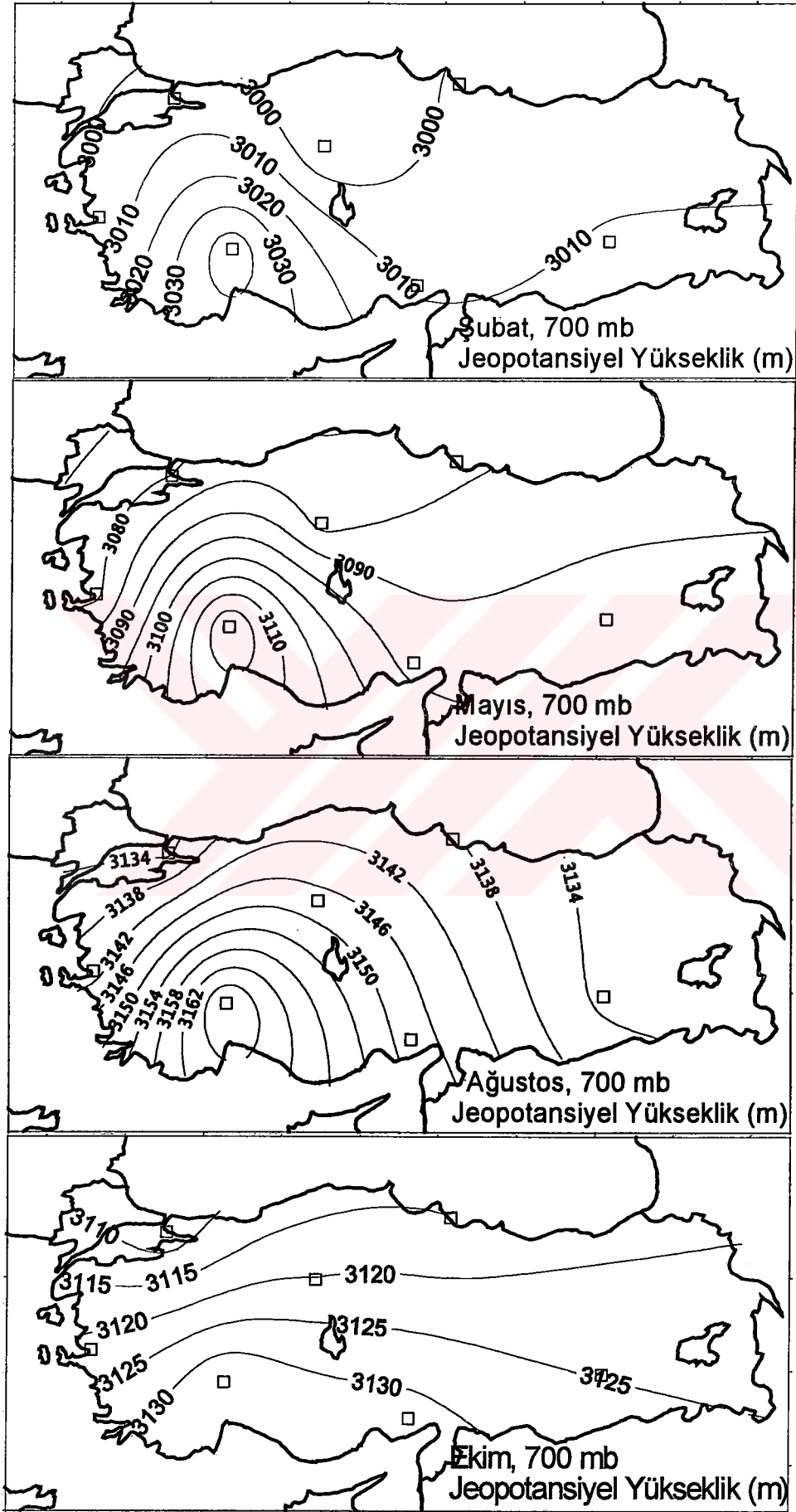
Şekil 2.6 Oraj Gözlem İstasyonlarının Konumu



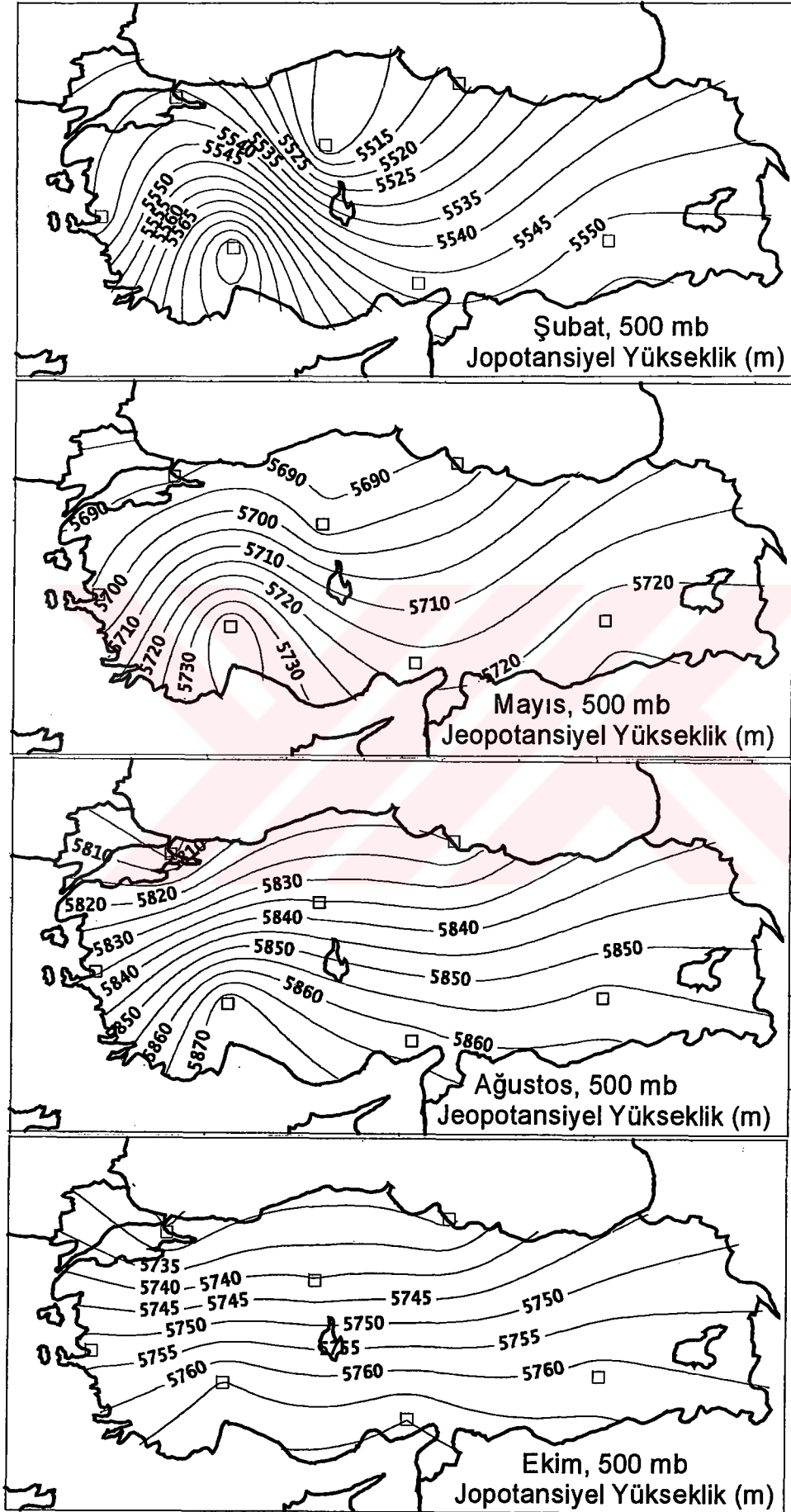
Şekil 4.1 Yer Seviyesi Basınç Dağılımı (mb)



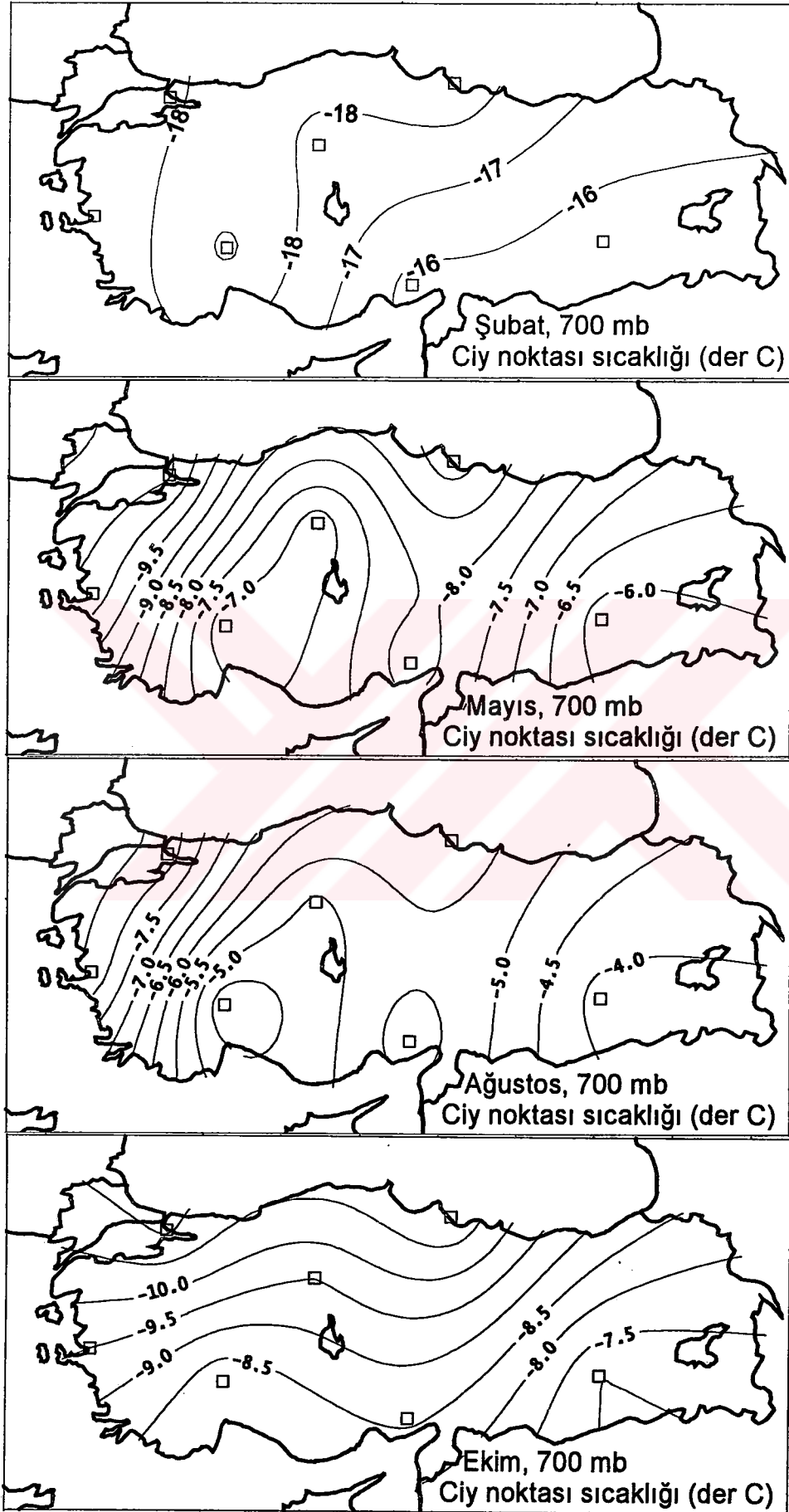
Şekil 4.2 850 mb Jeopotansiyel Yükseklik Dağılımı



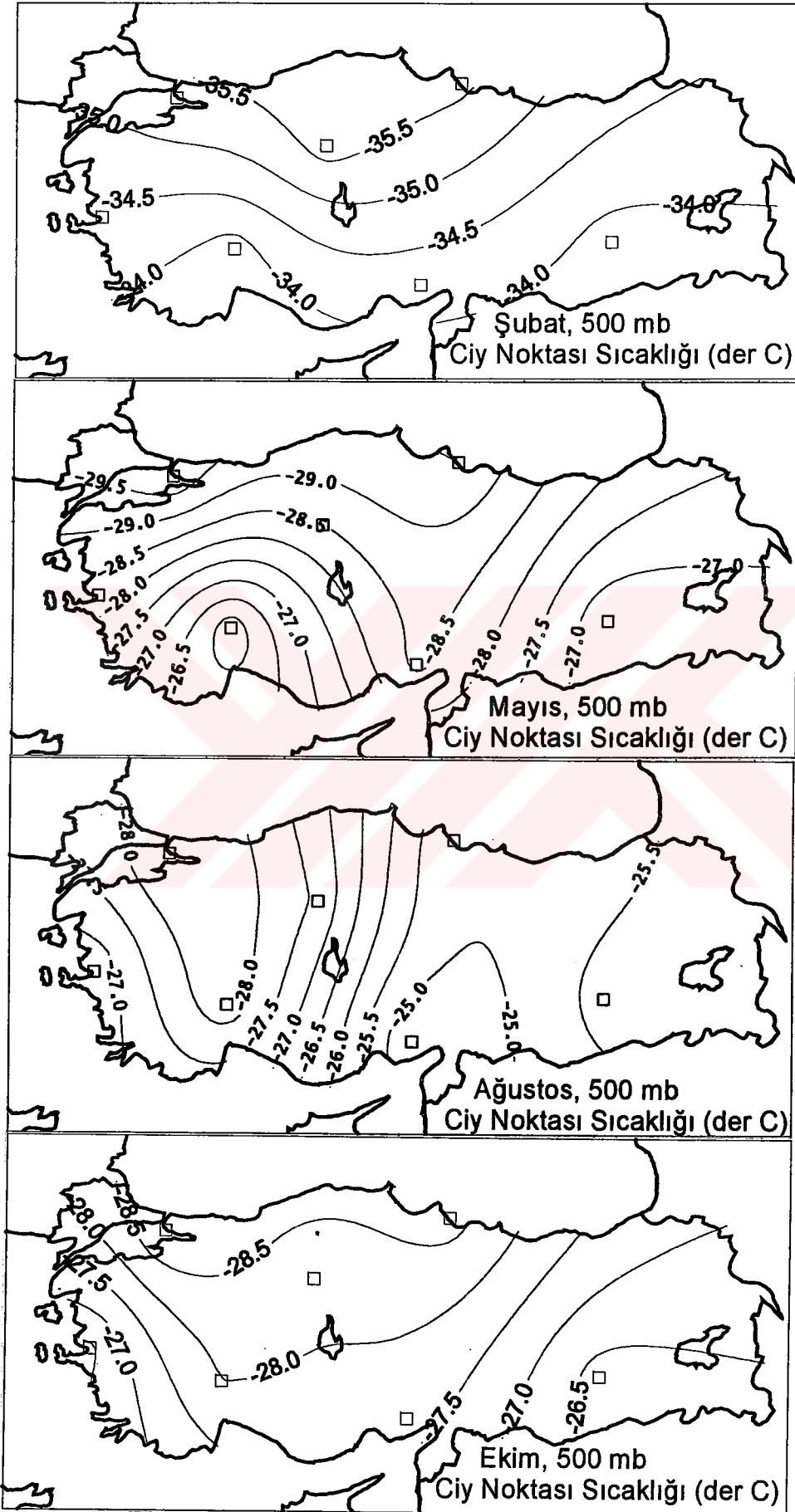
Şekil 4.3 700 mb Jeopotansiyel Yükseklik Dağılımı.



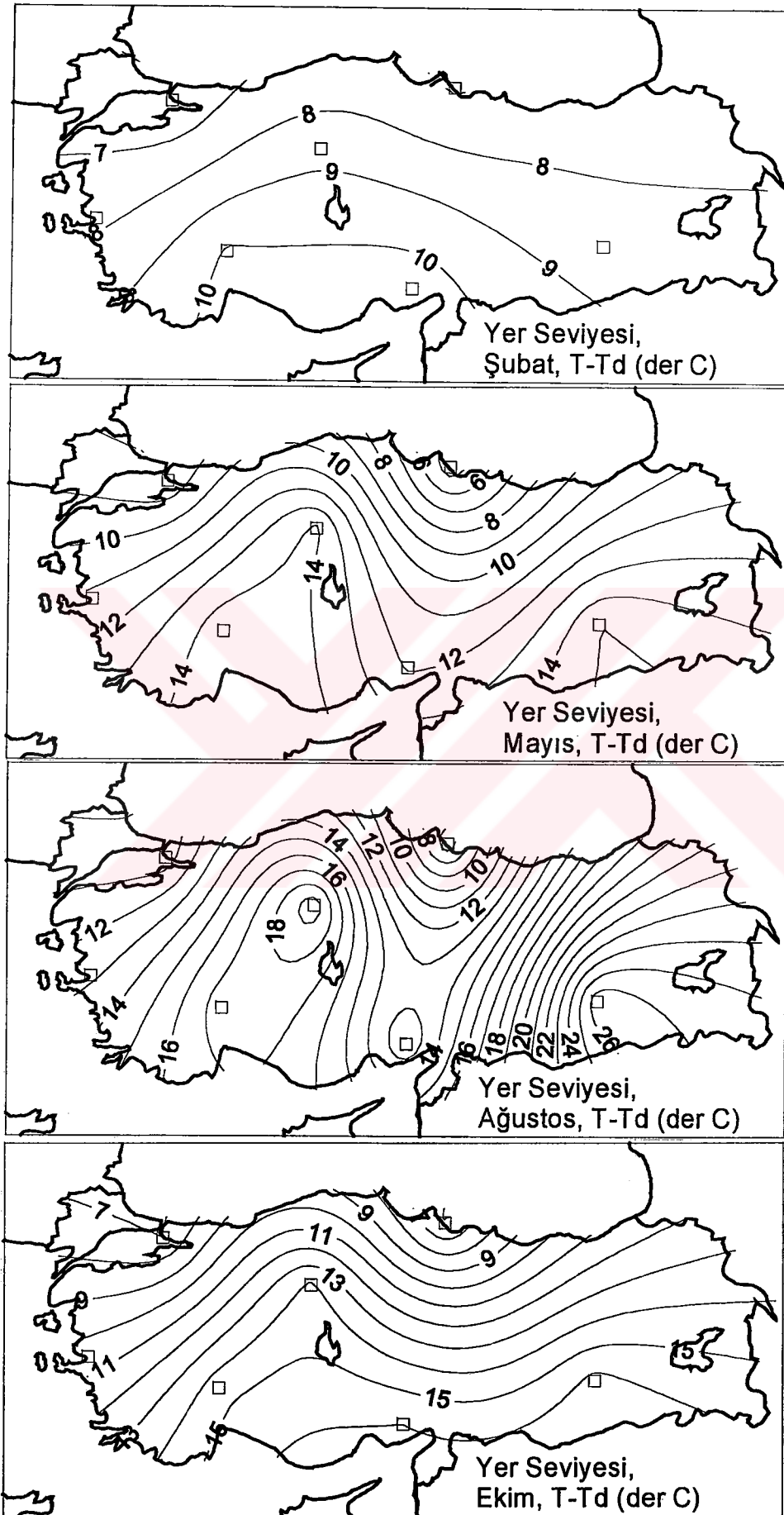
Şekil 4.4 500 mb Jeopotansiyel Yükseklik Dağılımı.



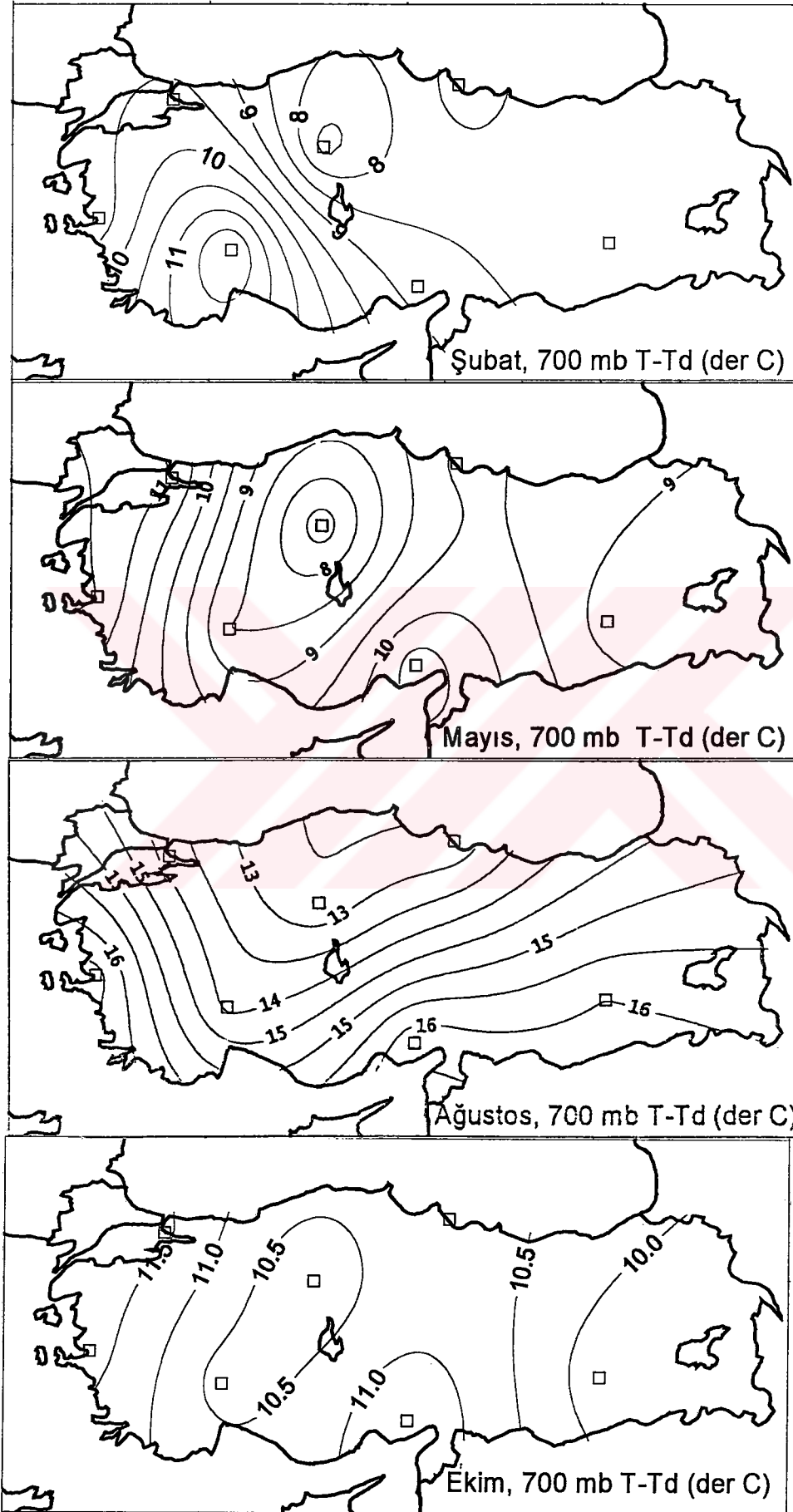
Şekil 4.5 700 mb Çiy Noktası Sıcaklığı Dağılımı



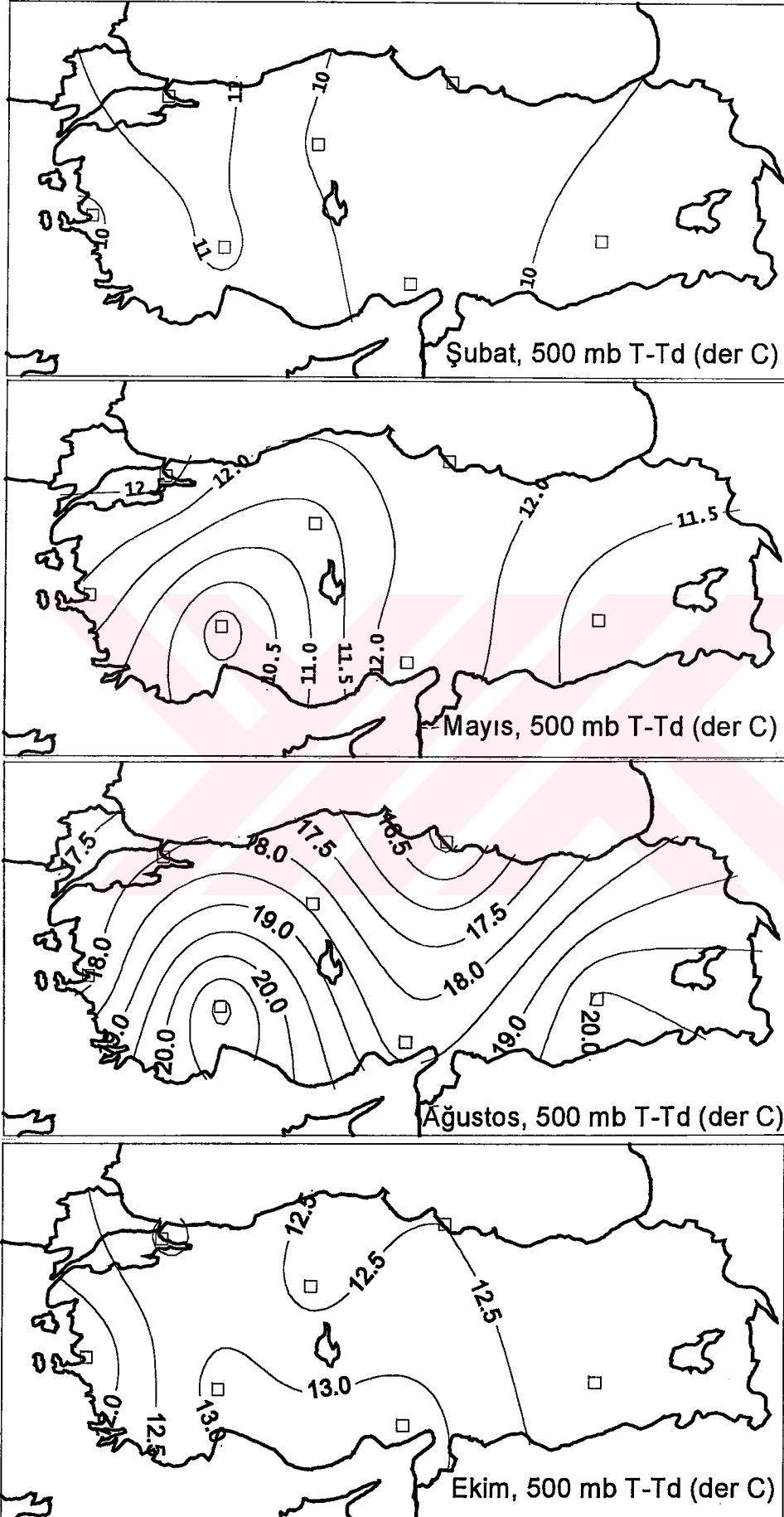
Şekil 4.6 500 mb Çiy Noktası Sıcaklığı Dağılımı



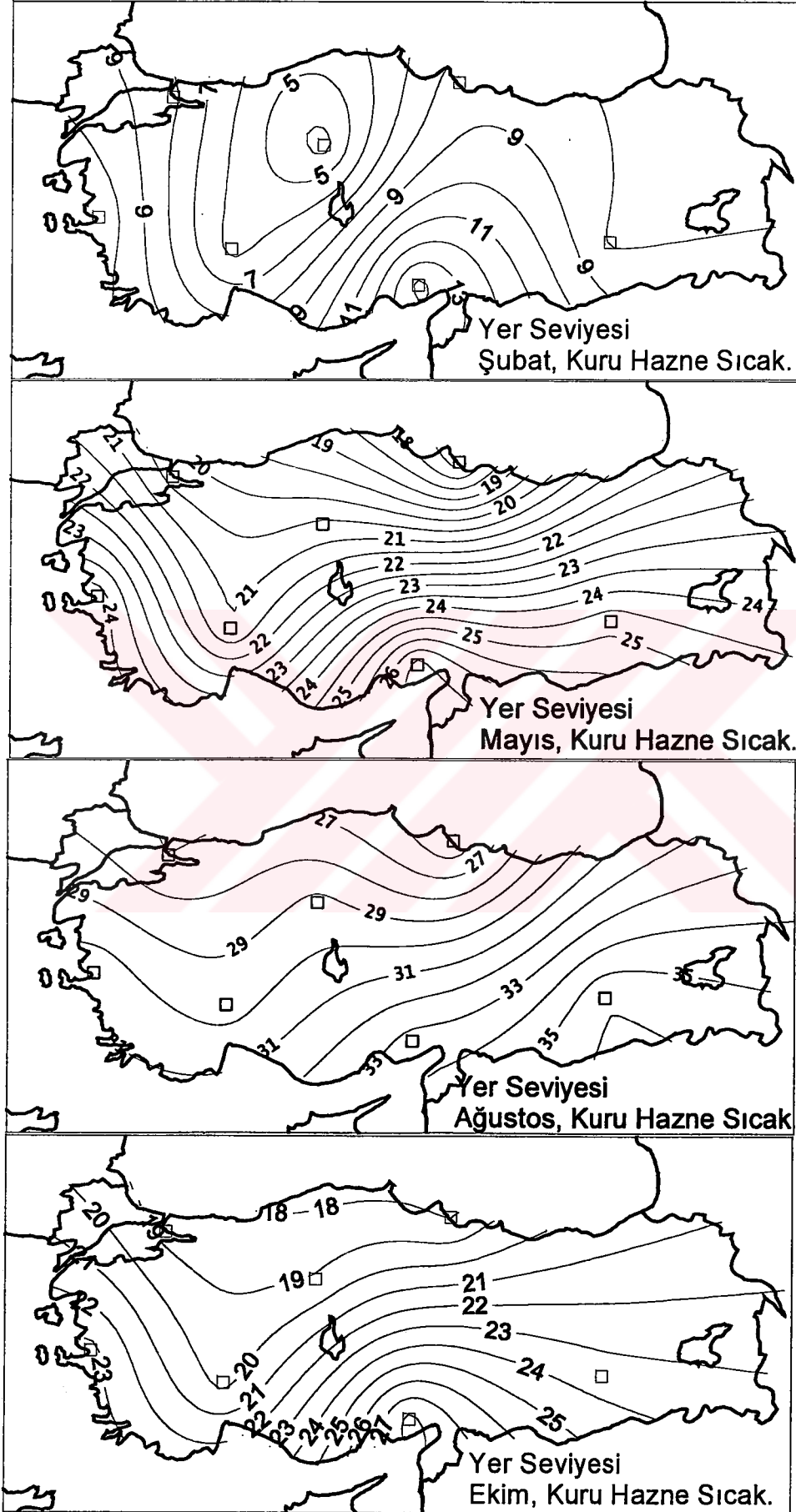
Şekil 4.7 Yer Seviyesi T-Td Dağılımı



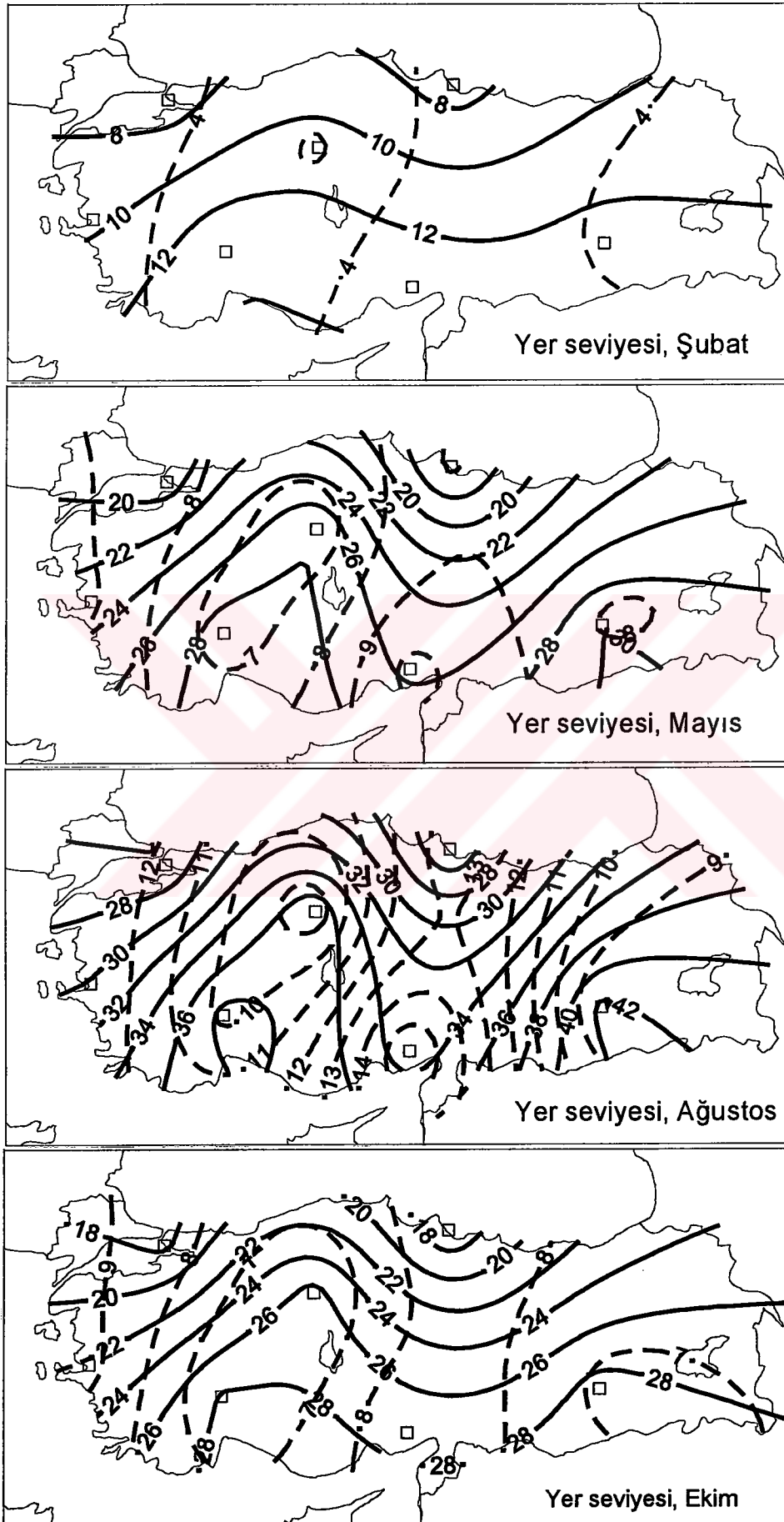
Şekil 4.8 700 mb T-Td Dağılımı.



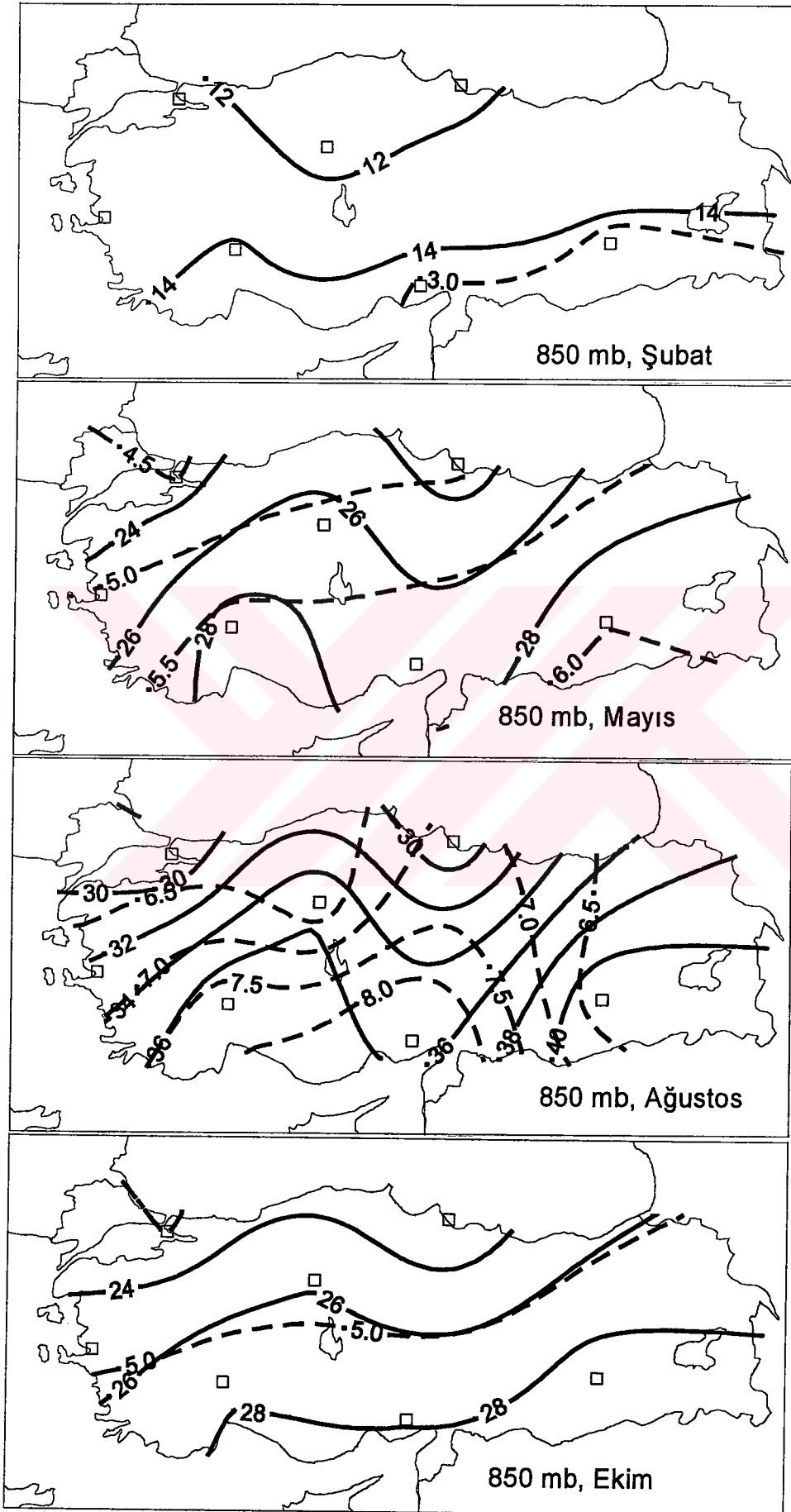
Şekil 4.9 500 mb T-Td Dağılımı.



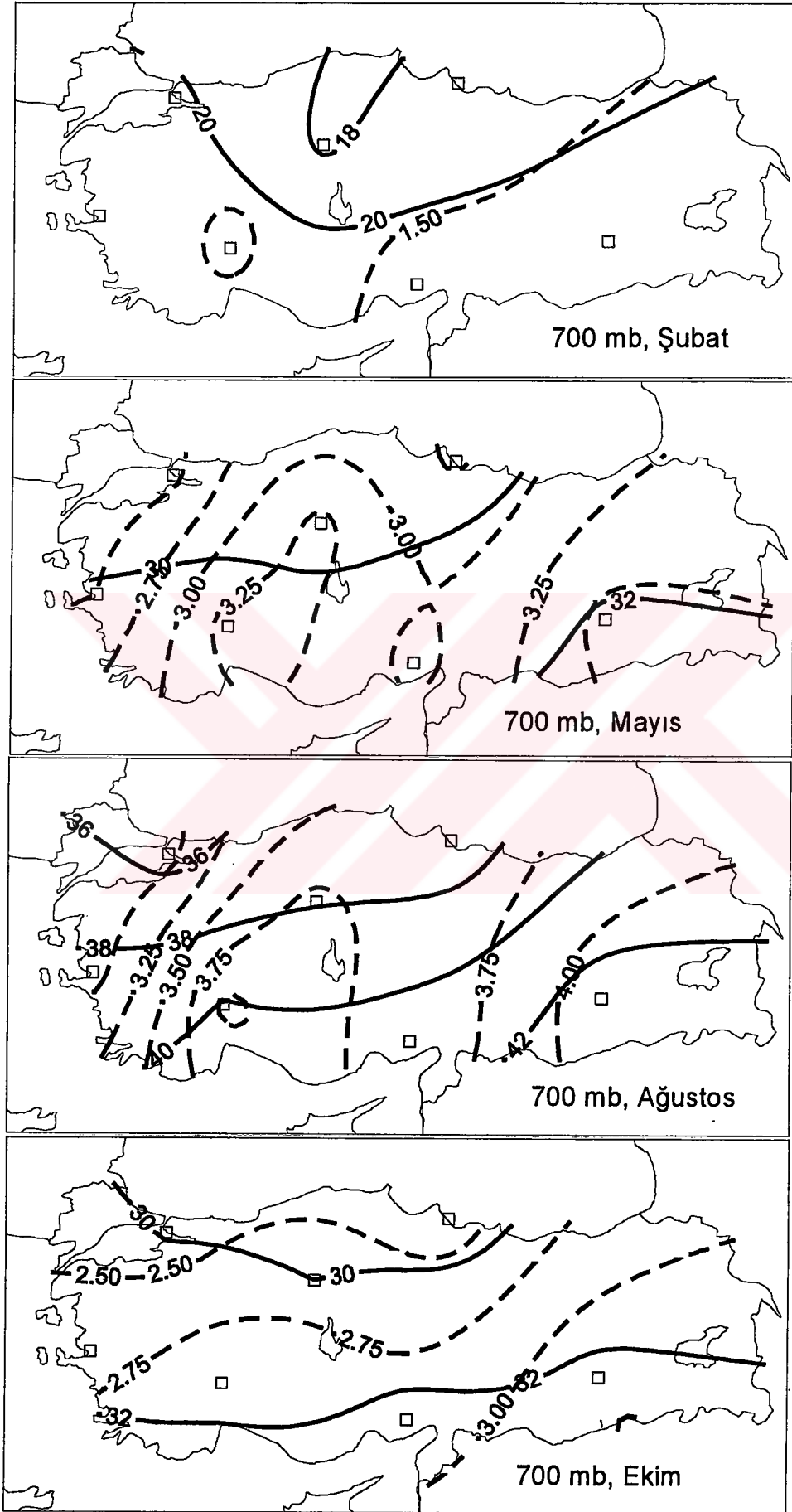
Şekil 4.10 Yer Seviyesi Kuru Hazne Sıcaklığı Dağılımı.



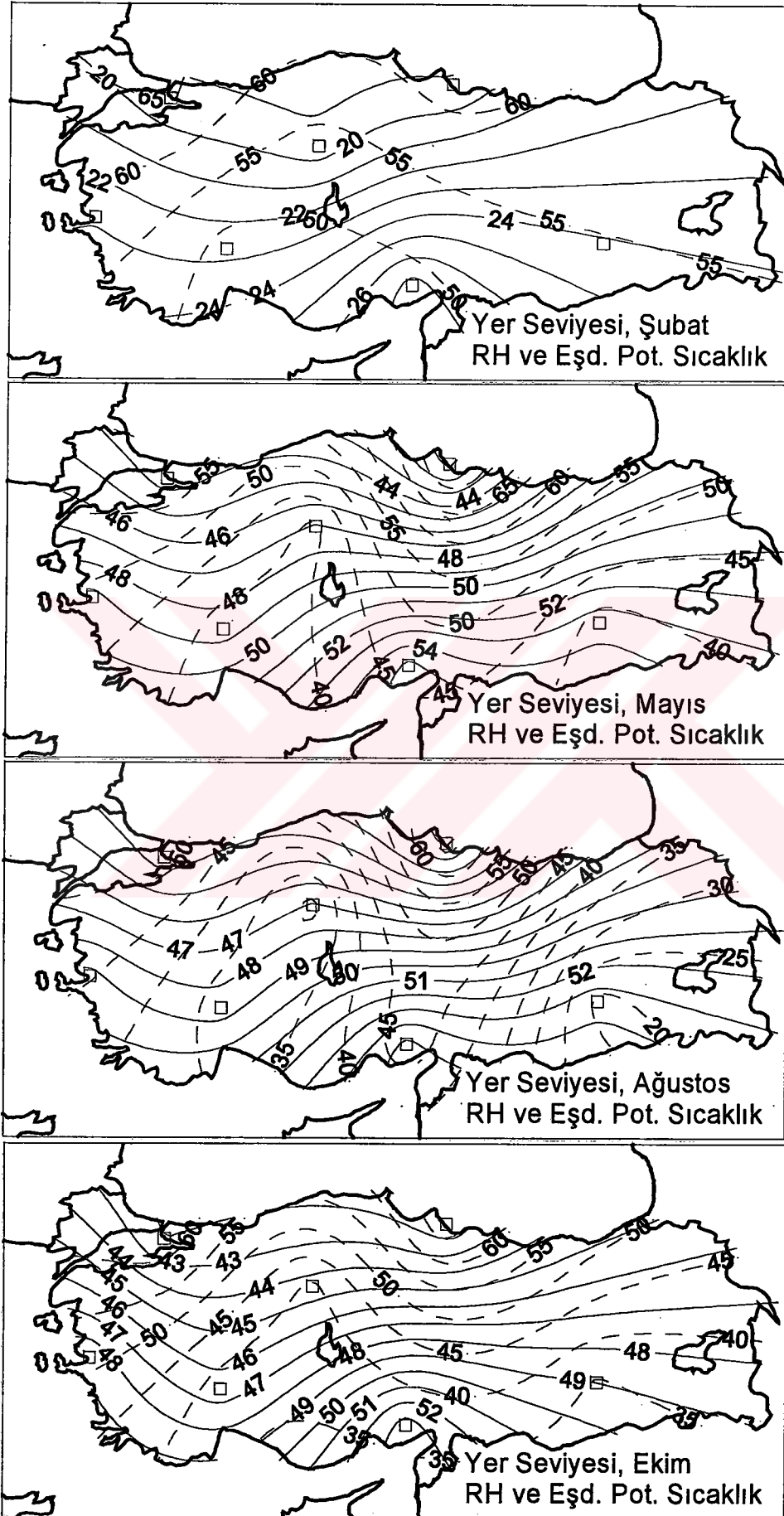
Şekil 4.11 Yer Seviyesi Karışma Oranı (g/kg) ve Potansiyel Sıcaklık Dağılımı (°C)



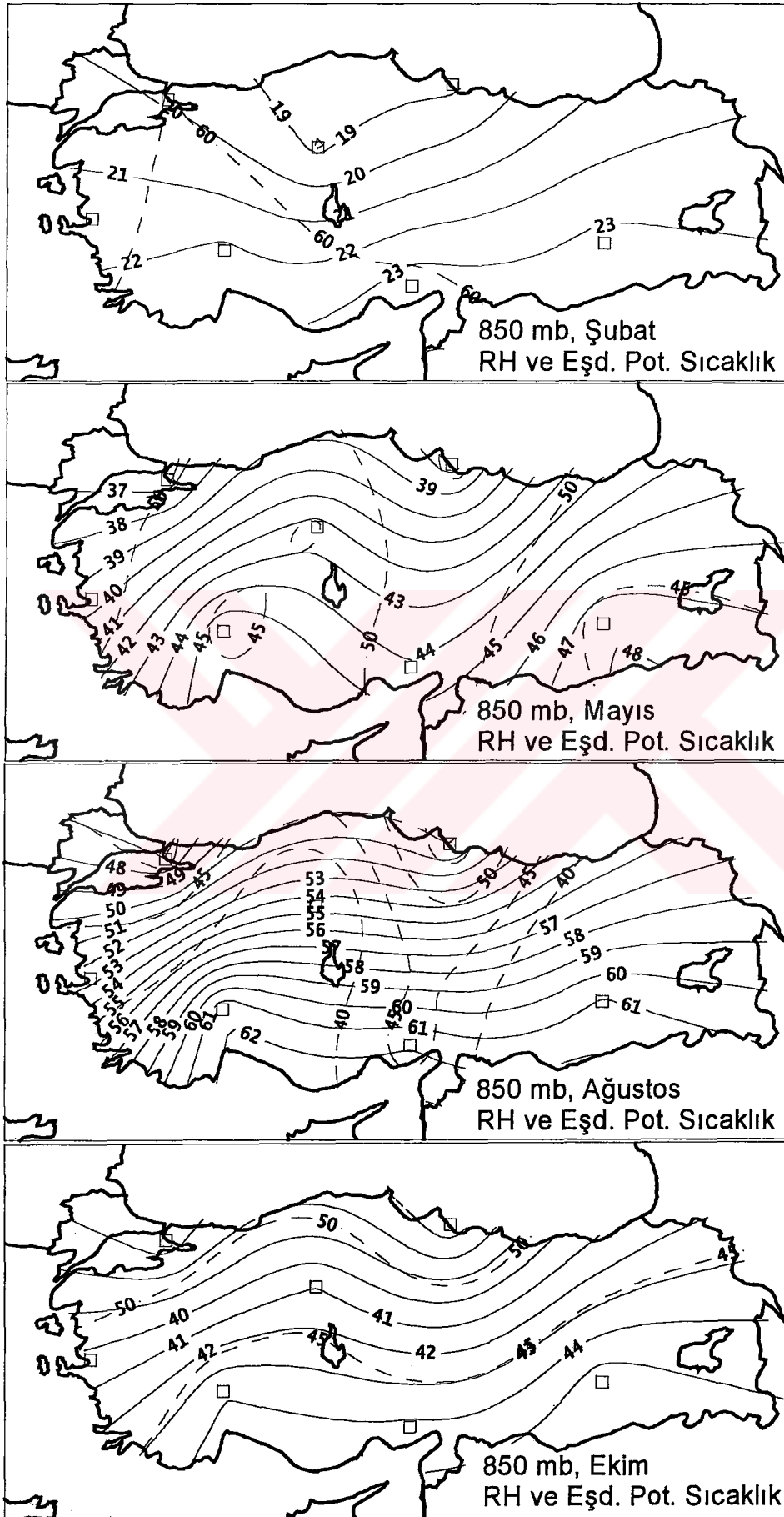
Şekil 4.12 850 mb Karışma Oranı (g/kg) ve Potansiyel Sıcaklık Dağılımı (°C)



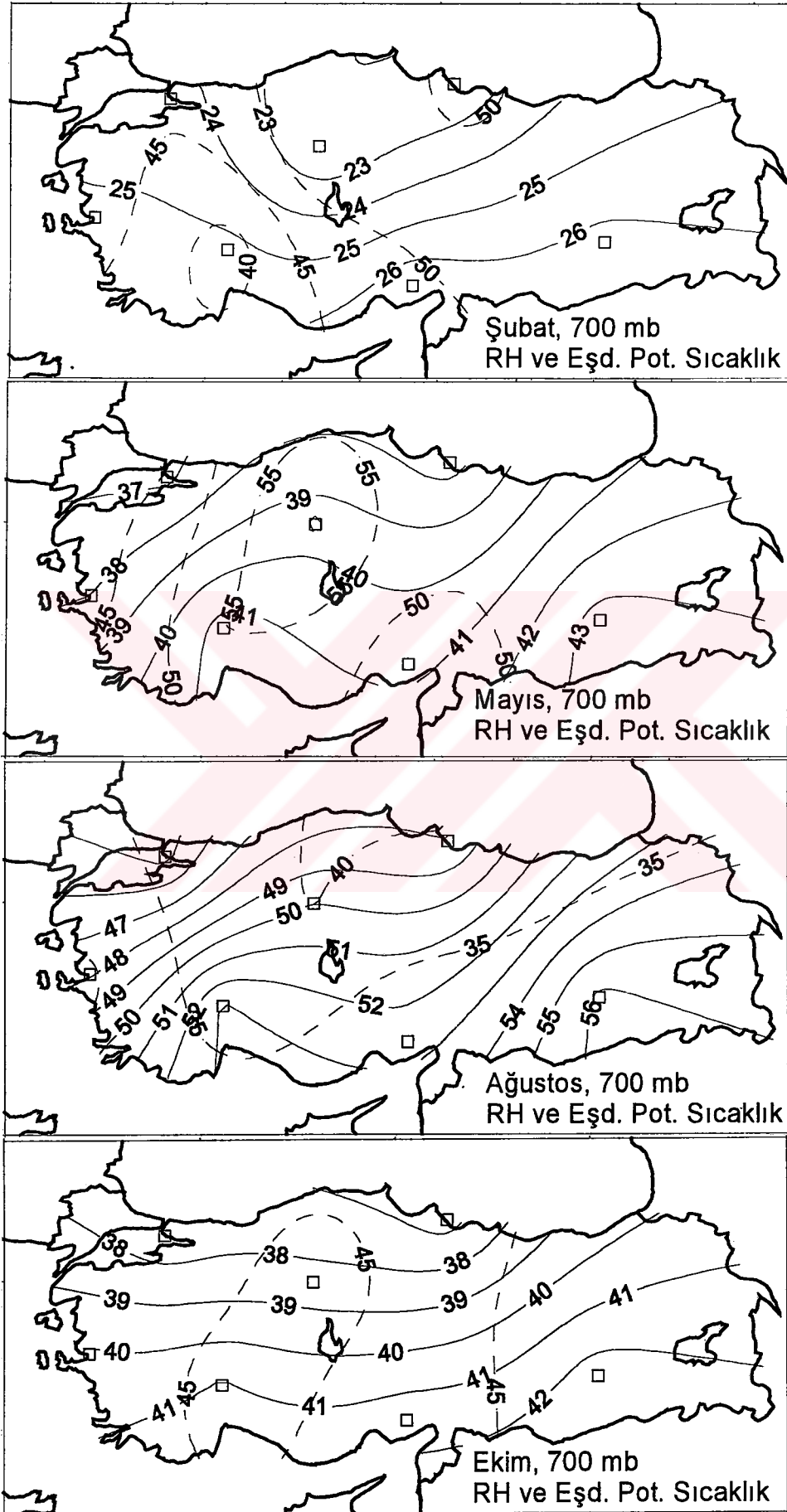
Şekil 4.13 700 mb Karışma Oranı (g/kg) ve Potansiyel Sıcaklık Dağılımı (°C)



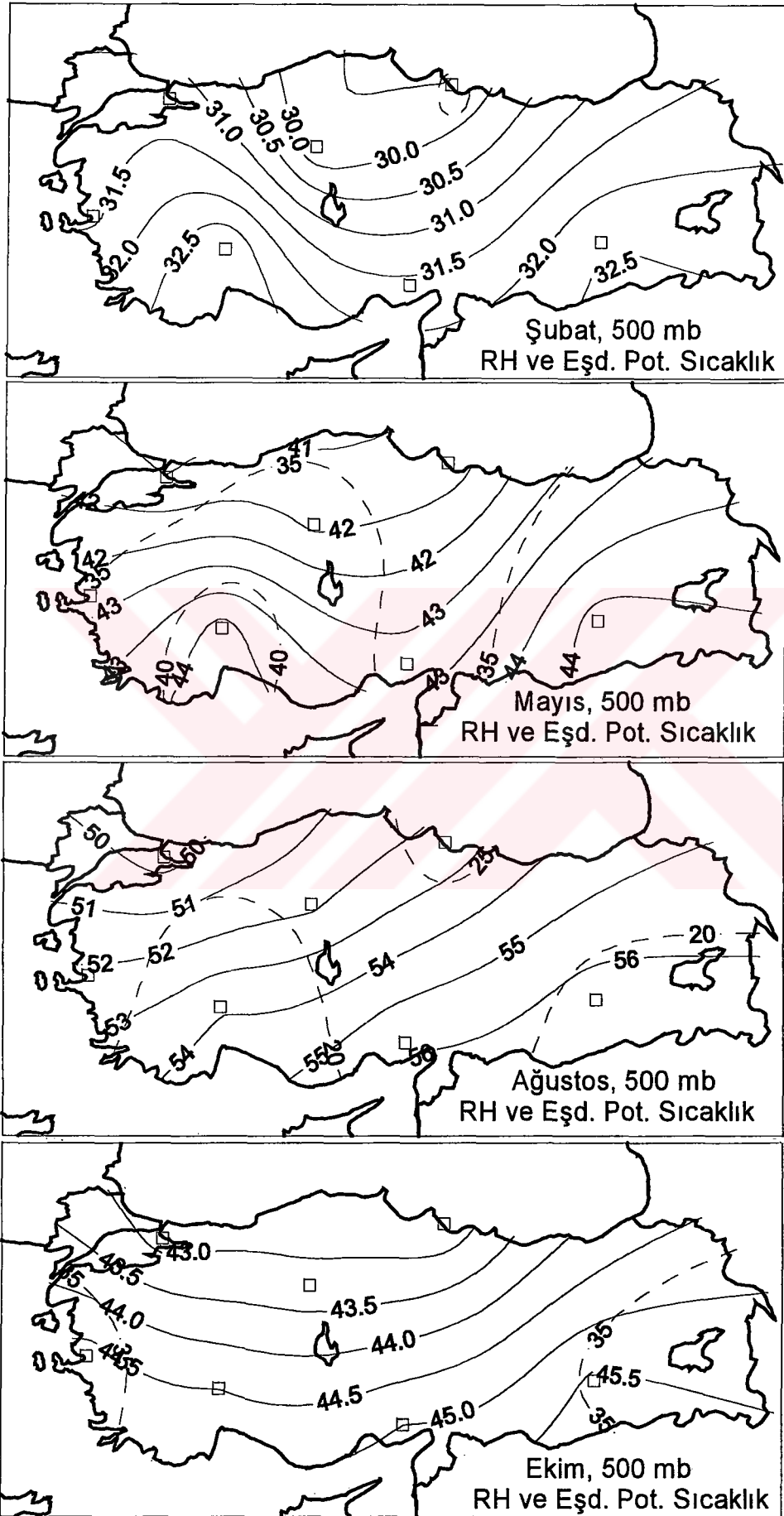
Şekil 4.14 Yer Seviyesi Bağıl Nem (%) ve Eşdeğer Potansiyel Sıcaklık Dağılımı (°C)



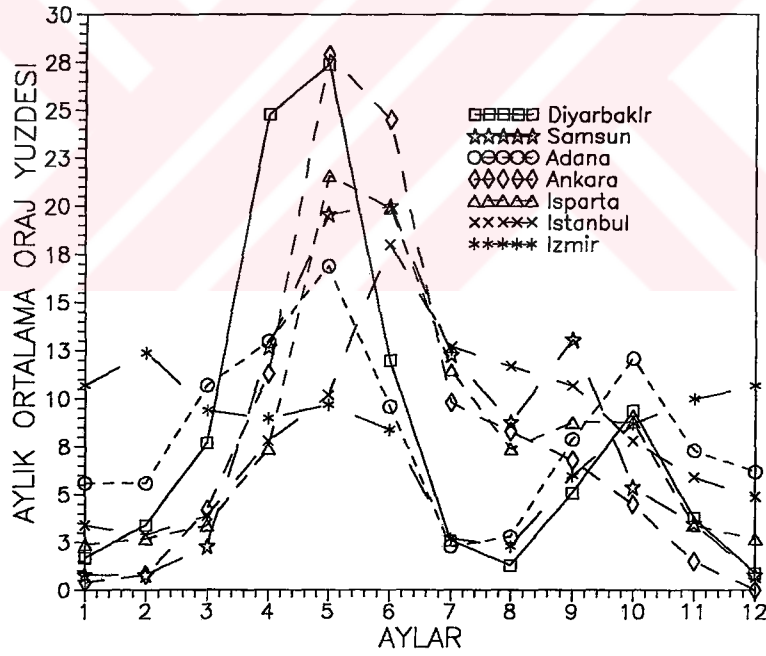
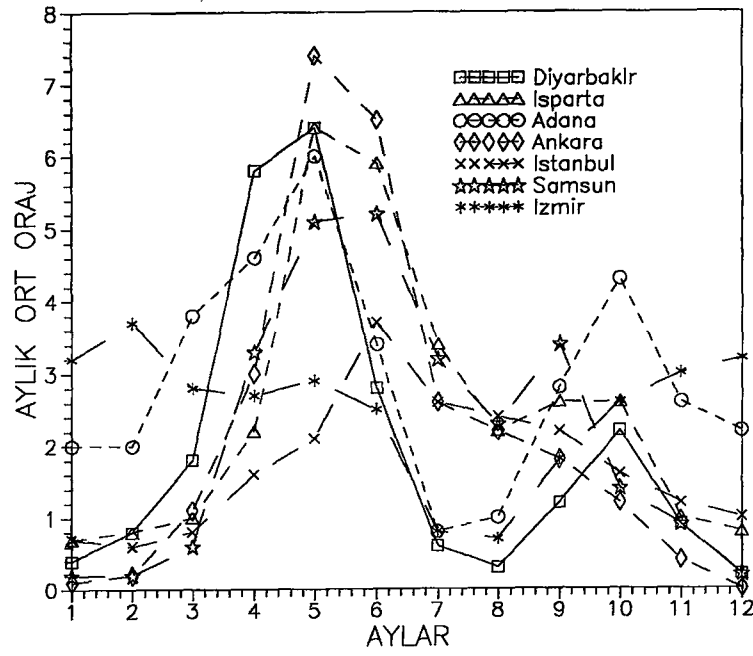
Şekil 4.15 850 mb Bağıl Nem (%) ve Eşdeğer Potansiyel Sıcaklık Dağılımı (°C)



Şekil 4.16 700 mb Bağıl Nem (%) ve Eşdeğer Potansiyel Sıcaklık Dağılımı (°C)

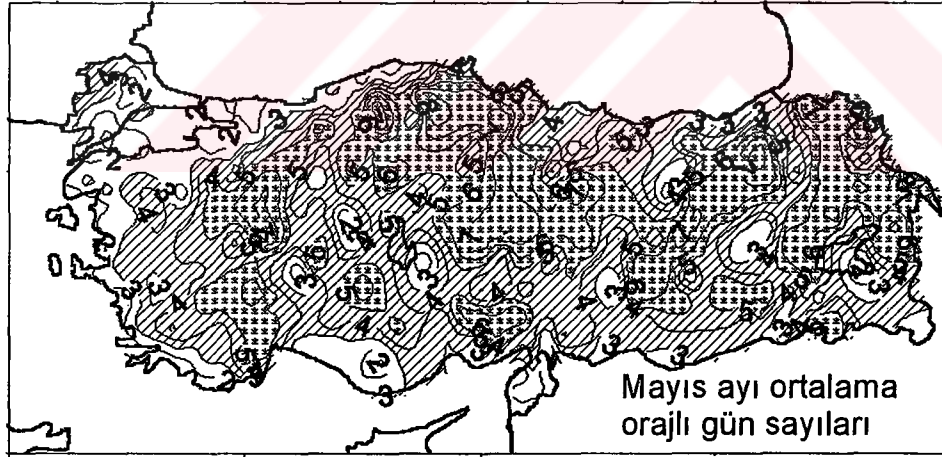
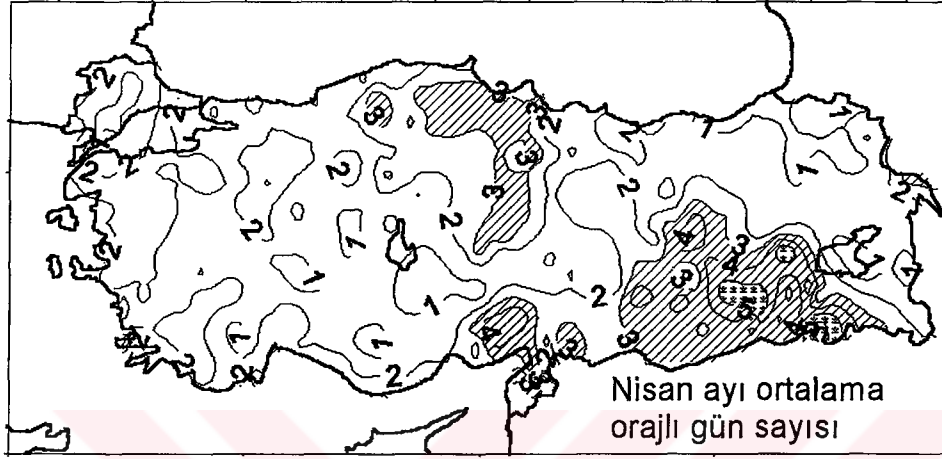


Şekil 4.17 500 mb Bağıl Nem (%) ve Eşdeğer Potansiyel Sıcaklık Dağılımı (°C)

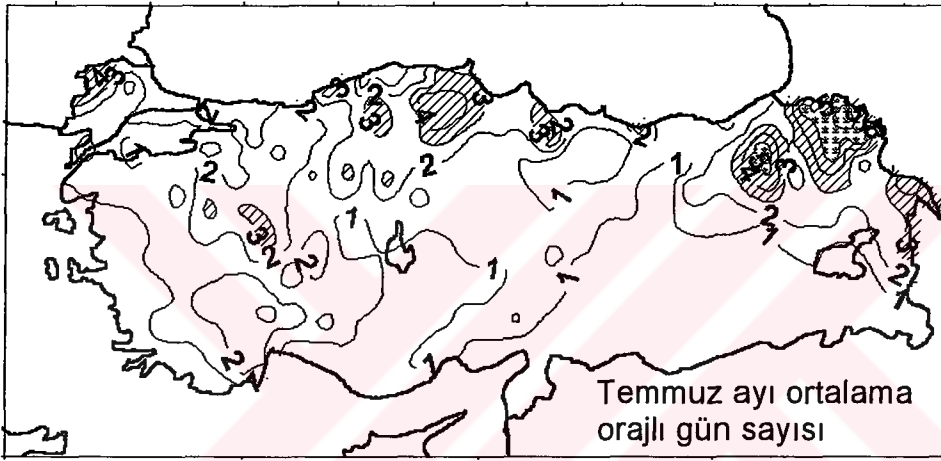
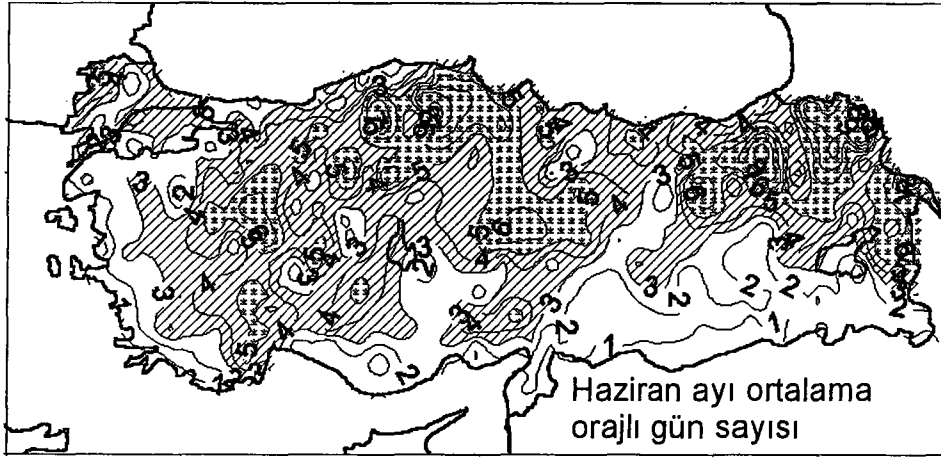


Şekil 5.1

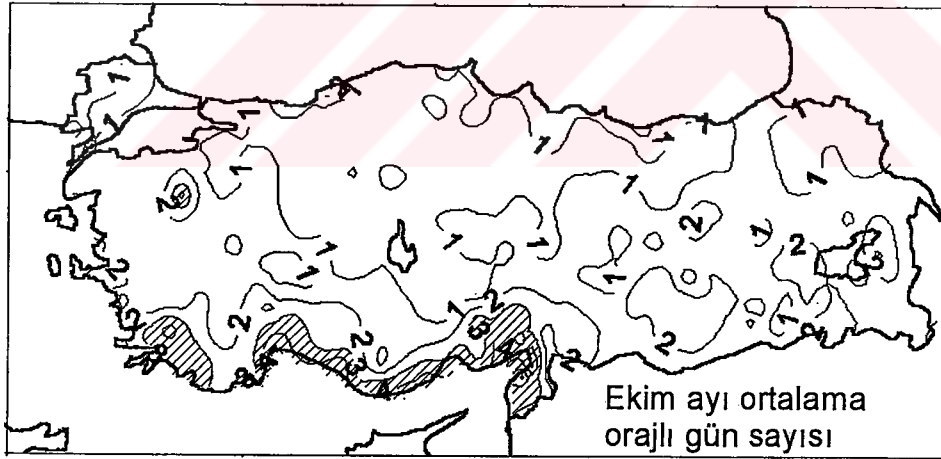
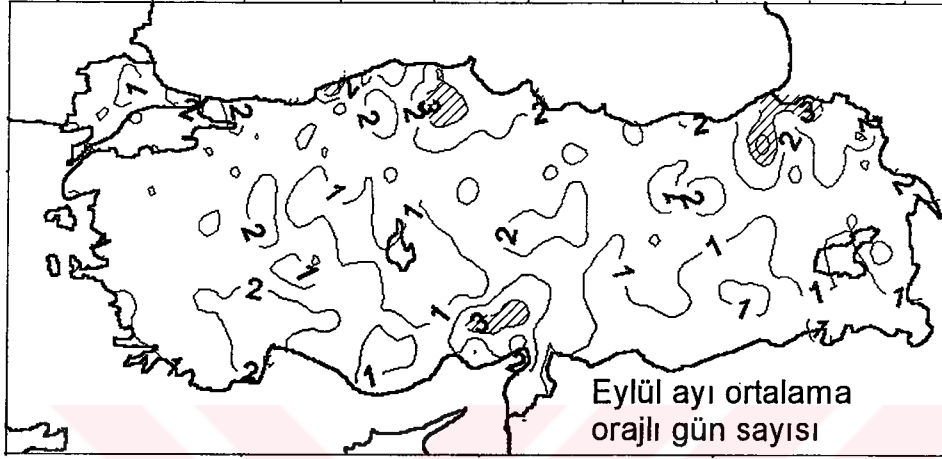
Radyosonde İstasyonlarında Kayıt Edilmiş Aylık Ortalama Oraj Gözlem Sayıları ile Orajların Aylık Oluşum Yüzdeleri



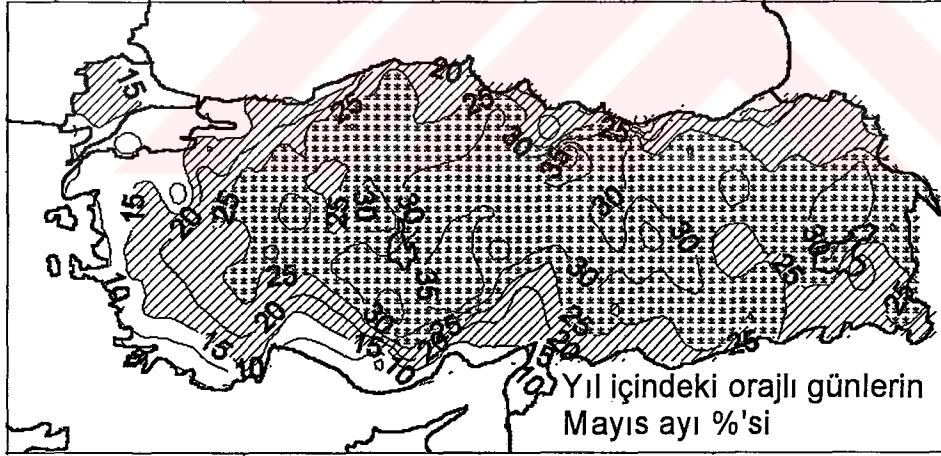
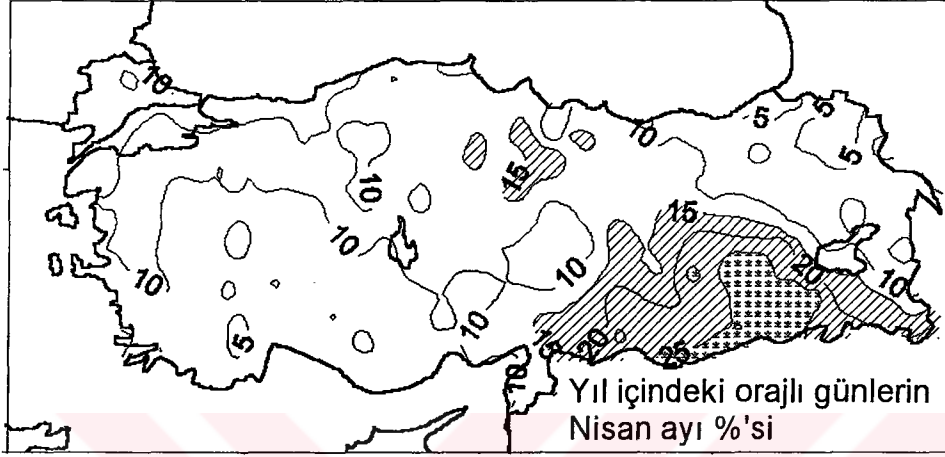
Şekil 5.2.a Tüm Türkiye Çapında Kayıt Edilmiş Aylık Ortalama Orajlı Gün Sayıları



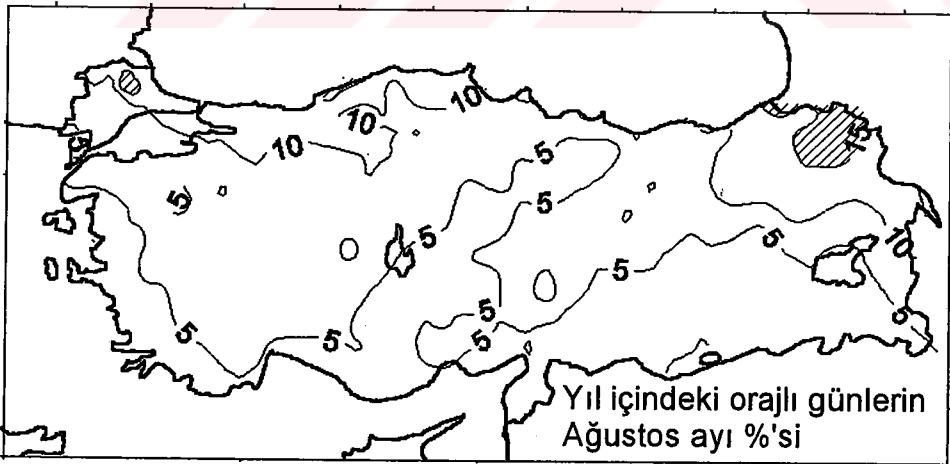
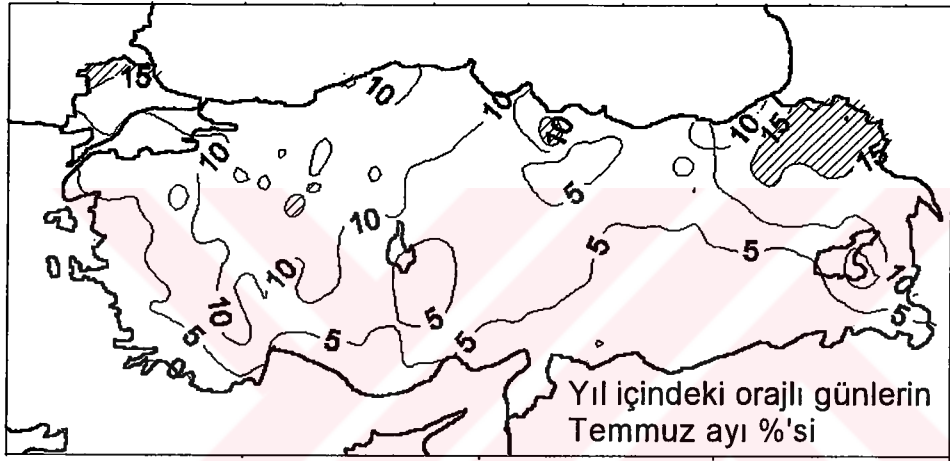
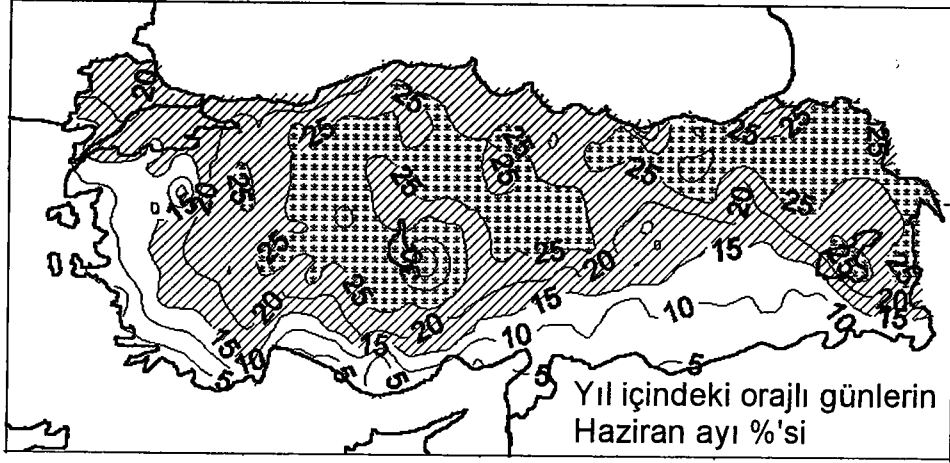
Şekil 5.2.b Tüm Türkiye Çapında Kayıt Edilmiş Aylık Ortalama Orajlı Gün Sayıları



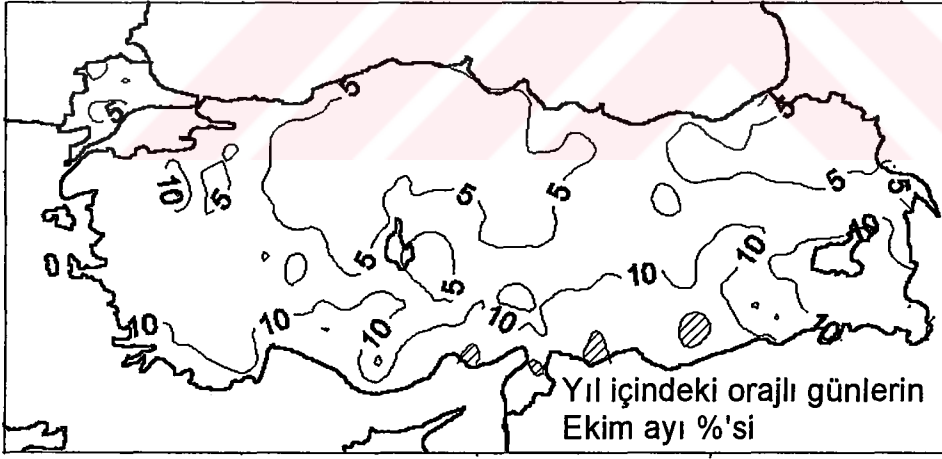
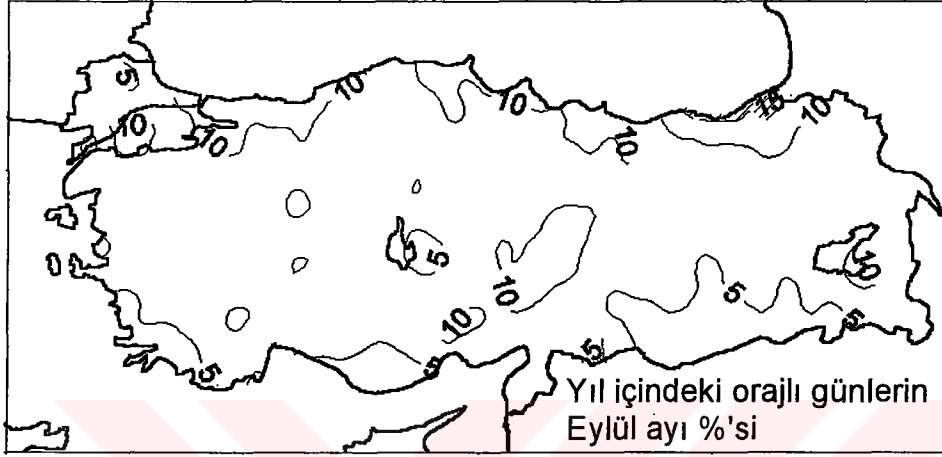
Şekil 5.2.c Tümü Türkiye Çapında Kayıt Edilmiş Aylık Ortalama Orajlı Gün Sayıları



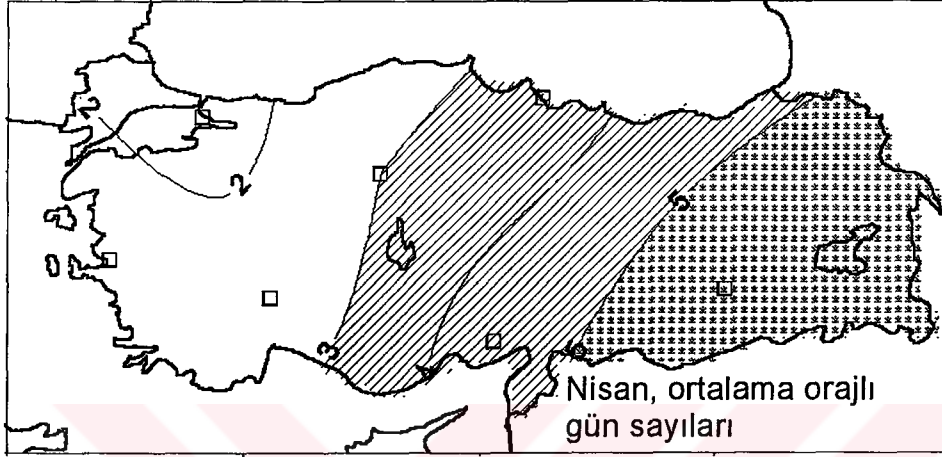
Şekil 5.3.a Türkiye Geneline Gözlenen Aylık Oraj Oluşum Sayılarının Yıllık Toplam Oraj Sayılarına Göre Belirlenmiş Yüzdeleri



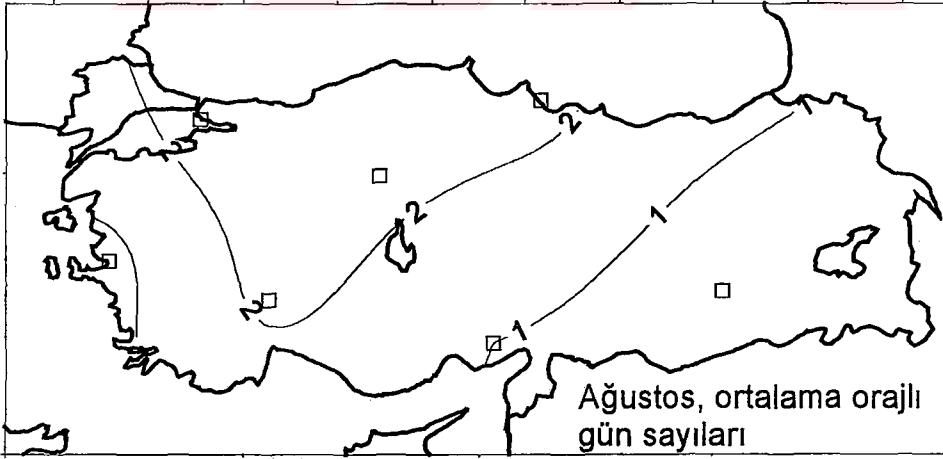
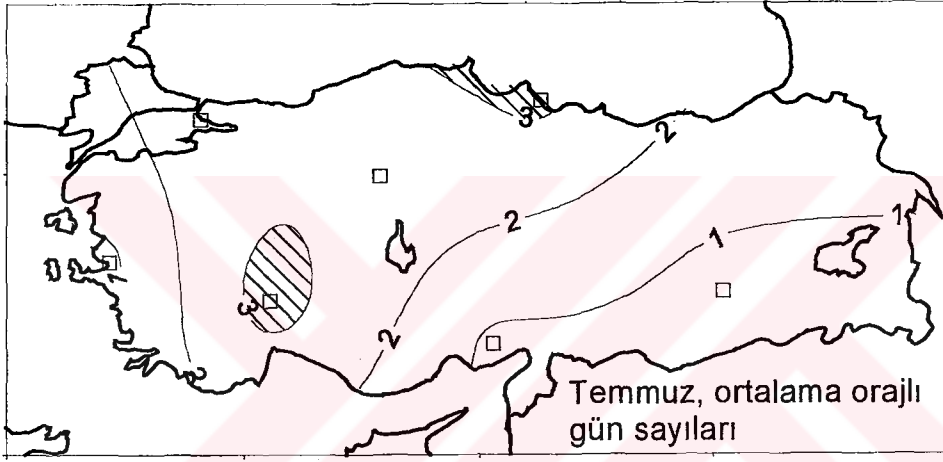
Şekil 5.3.b Türkiye Geneline Gözlenen Aylık Oraj Oluşum Sayılarının Yıllık Toplam Oraj Sayılarına Göre Belirlenmiş Yüzdeleri



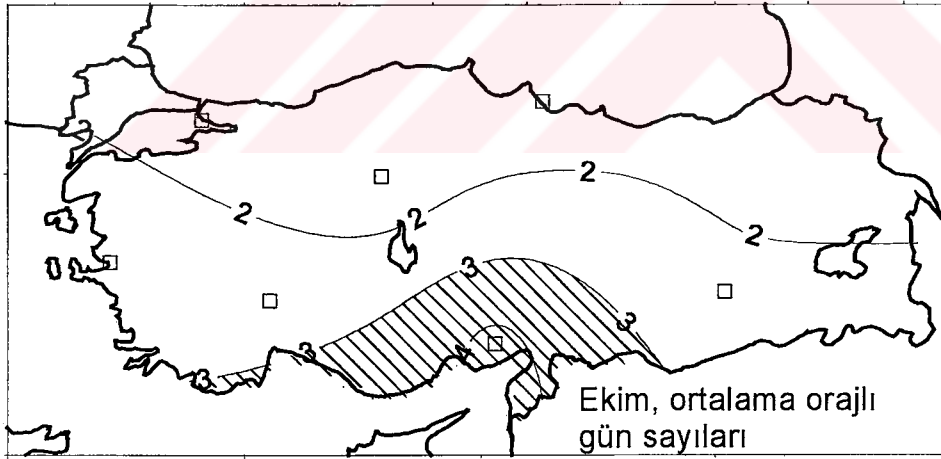
Şekil 5.3.c Türkiye Geneline Gözlenen Aylık Oraj Oluşum Sayılarının Yıllık Toplam Oraj Sayılarına Göre Belirlenmiş Yüzdeleri



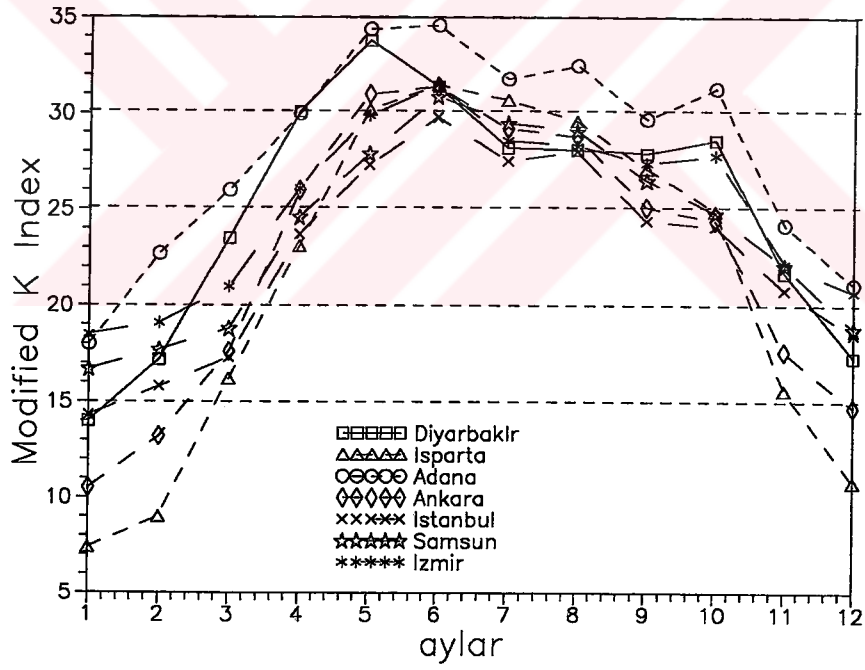
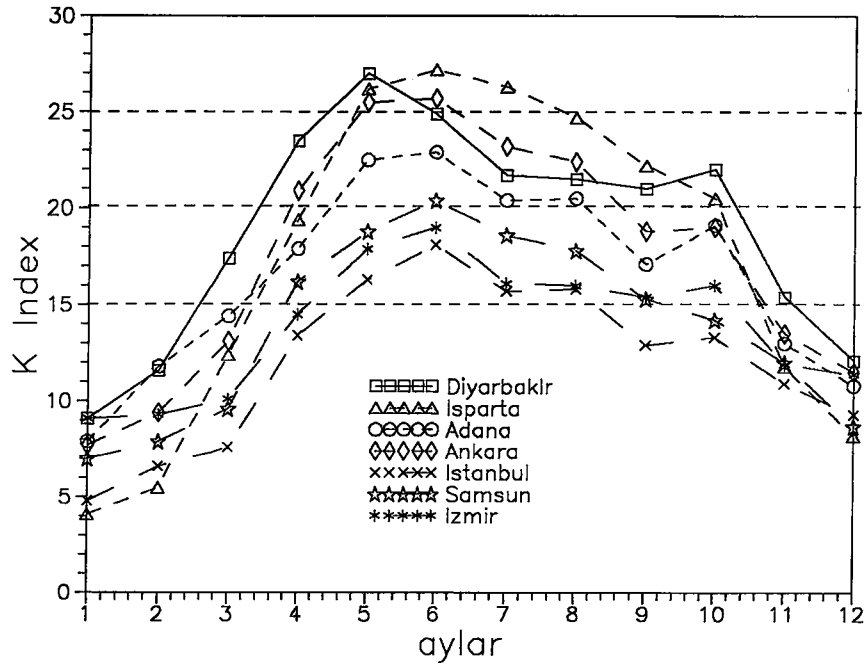
Şekil 5.4.a Radyosonde İstasyonlarında Gözlenen Aylık Orajlı Gün Sayıları



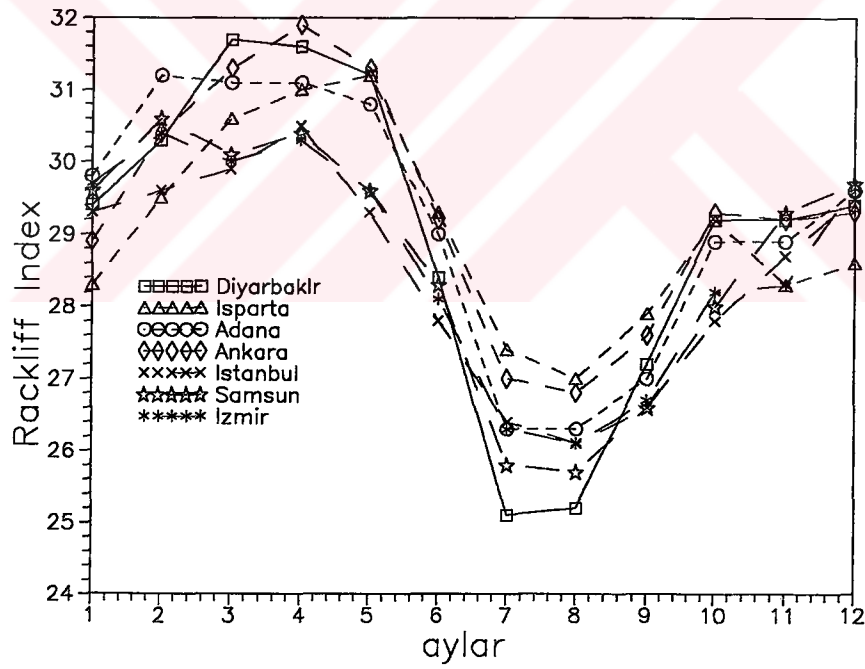
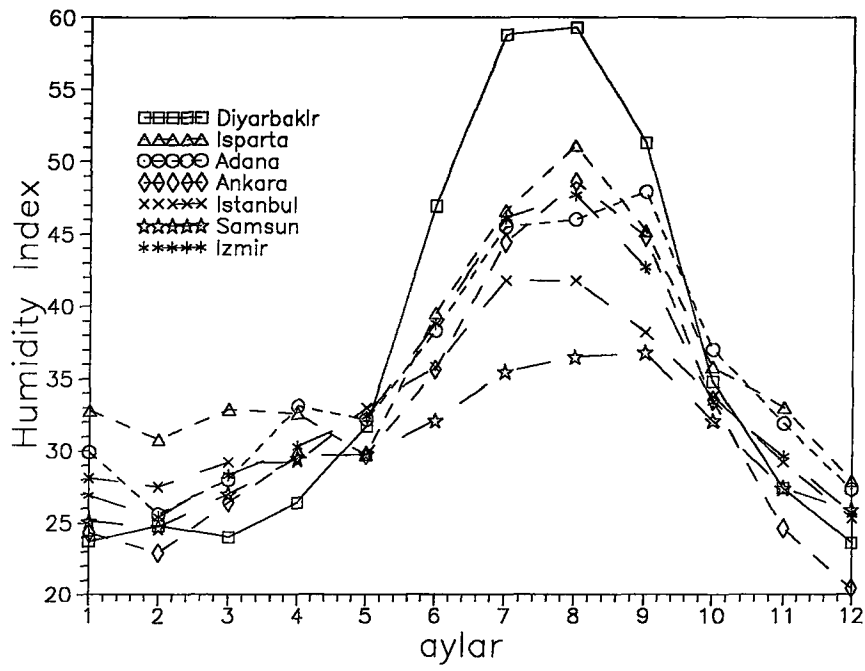
Şekil 5.4.b Radyosonde İstasyonlarında Gözlenen Aylık Orajlı Gün Sayıları



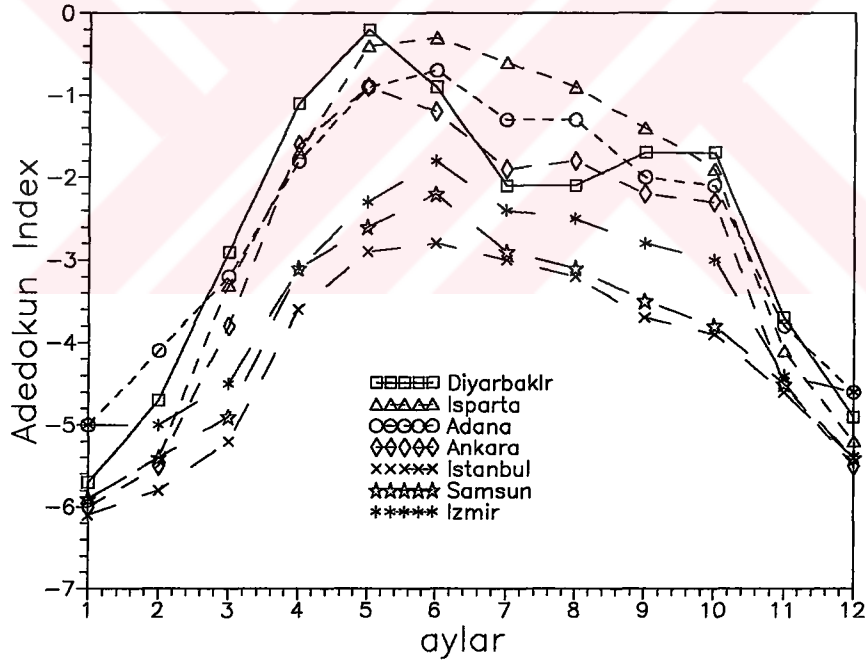
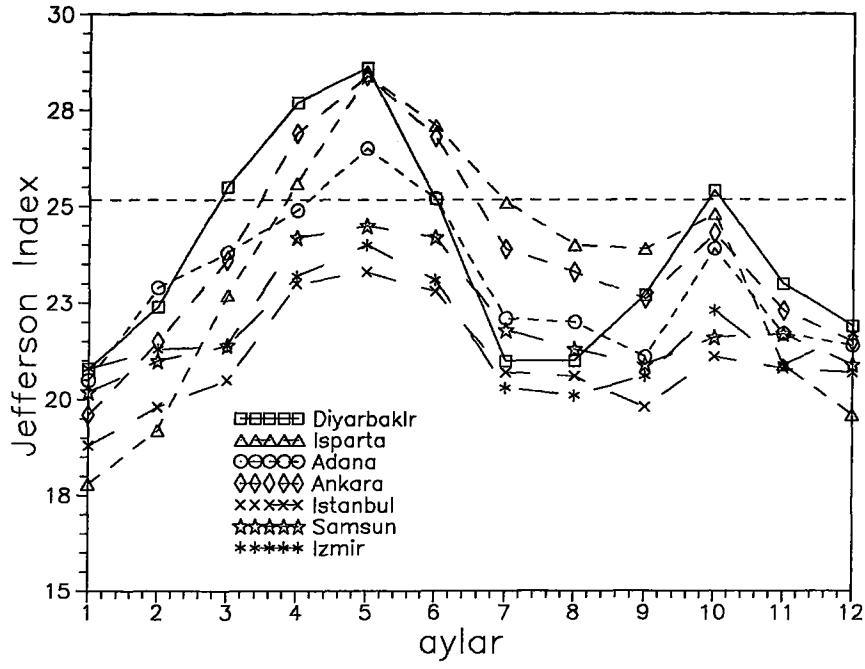
Şekil 5.4.c Radyosonde İstasyonlarında Gözlenen Aylık Orajlı Gün Sayıları



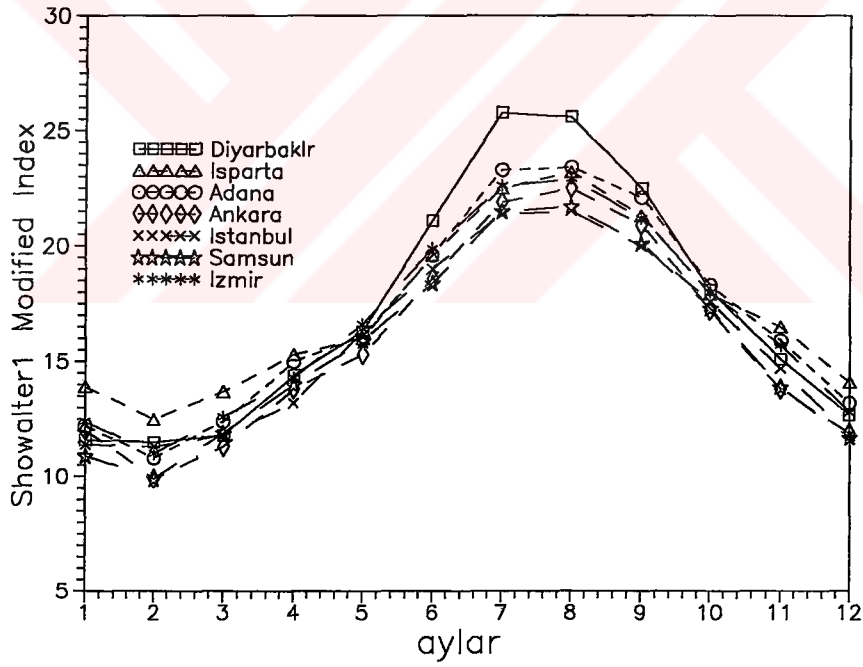
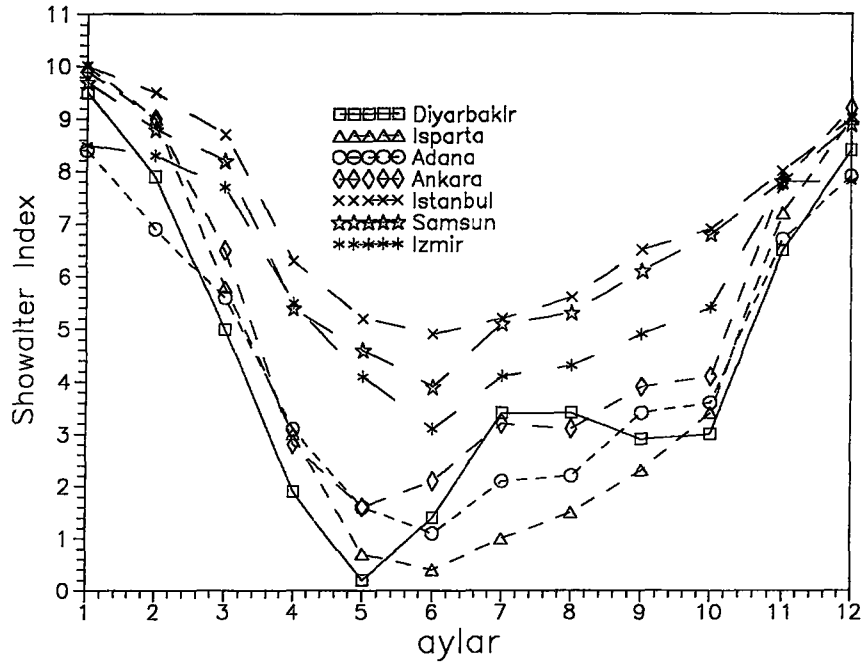
Şekil 5.5.a Radyosonde İstasyonları için Hesaplanan İndekslerin Aylık Ortalamaları



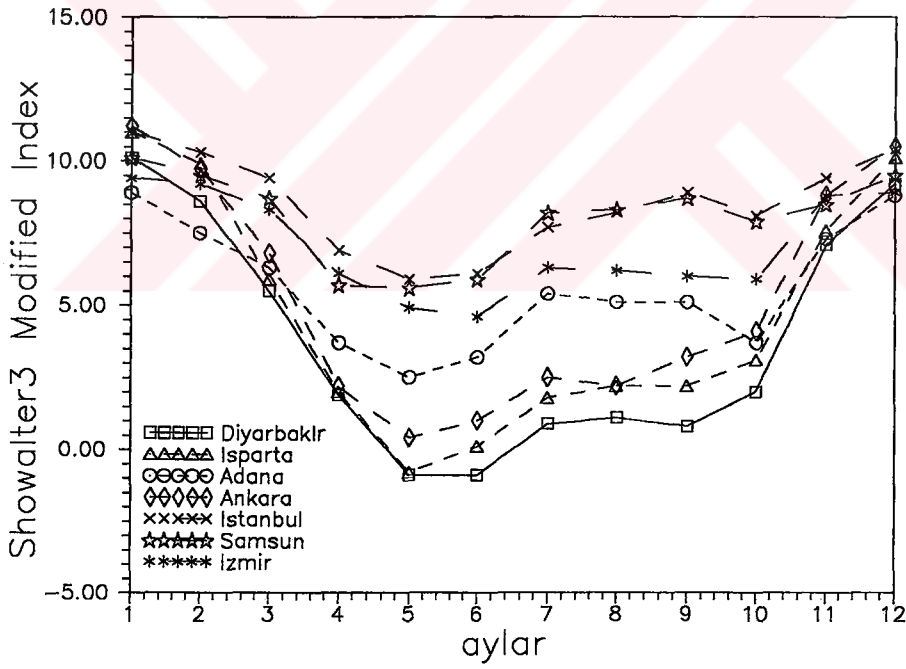
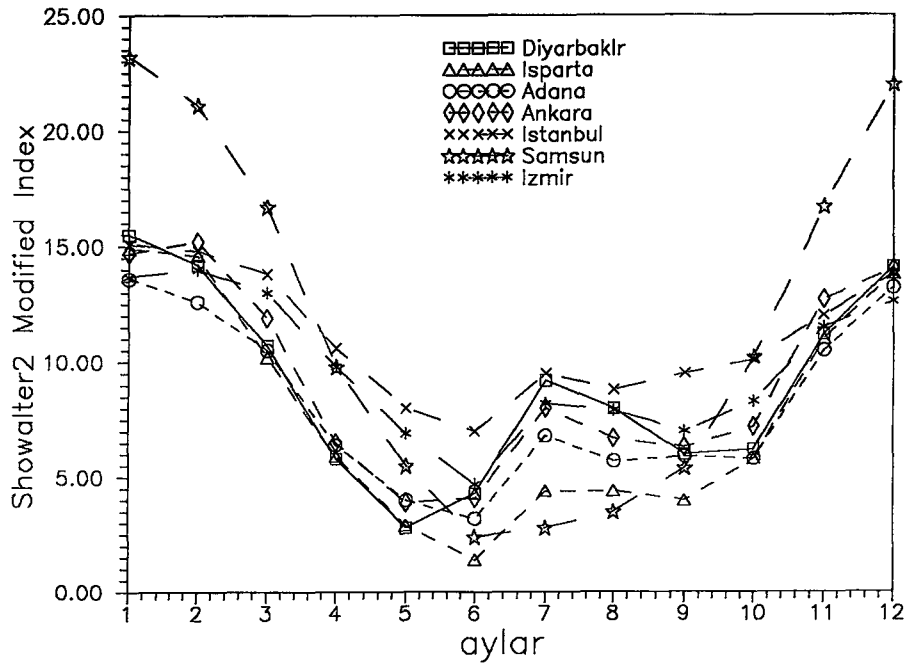
Şekil 5.5.b Radyosonde İstasyonları için Hesaplanan İndekslerin Aylık Ortalamaları



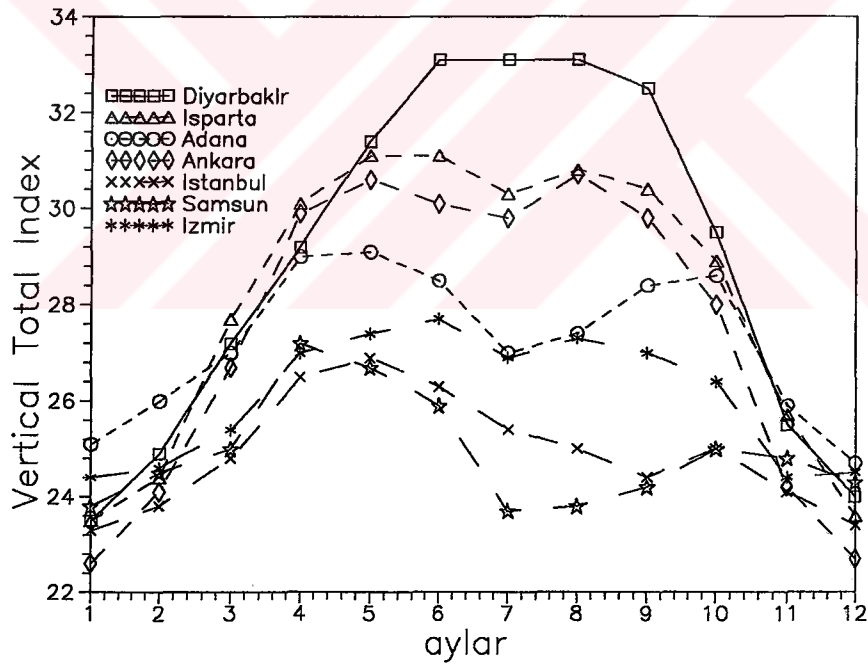
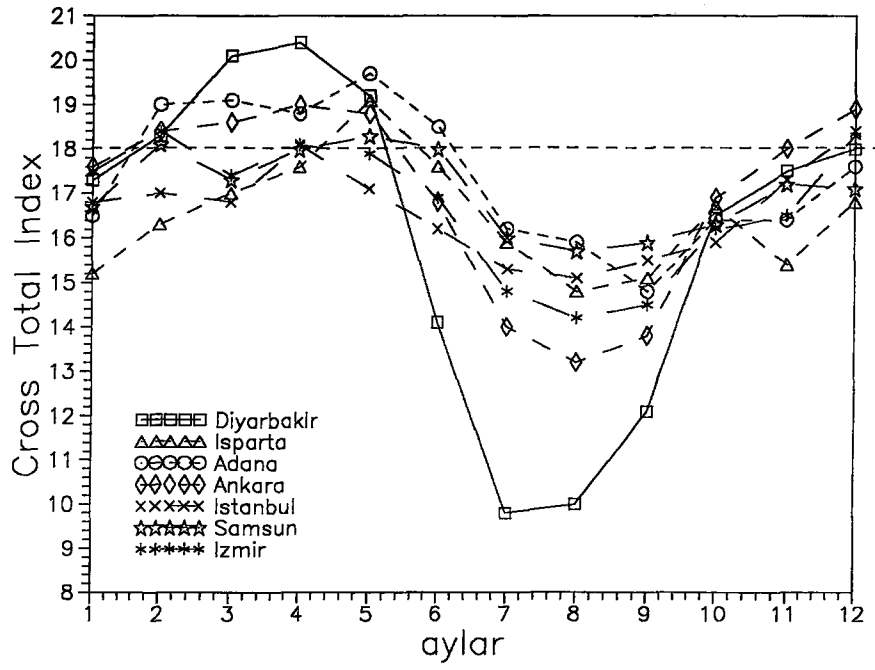
Şekil 5.5.c Radyosonde İstasyonları için Hesaplanan İndekslerin Aylık Ortalamaları



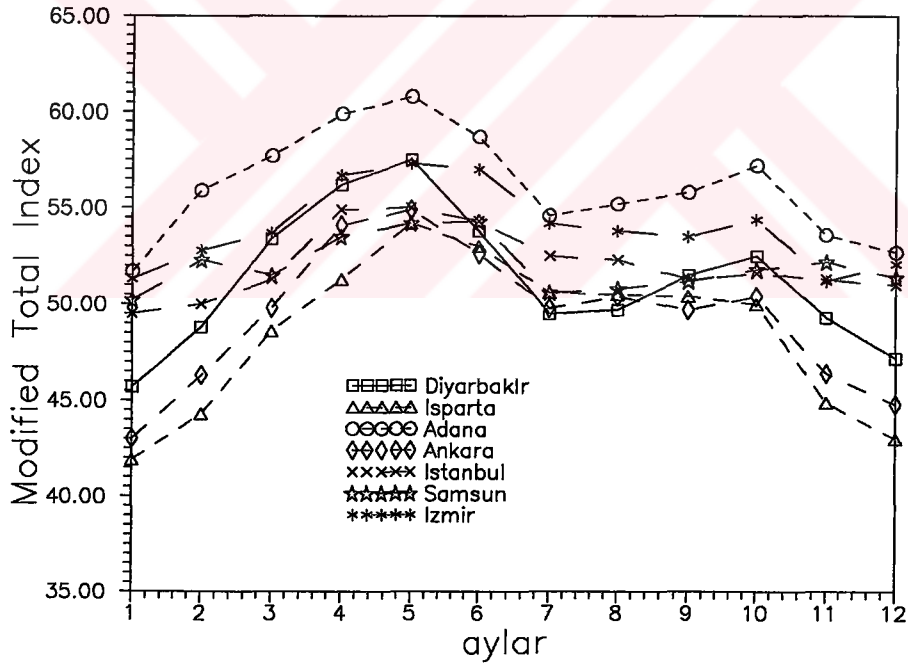
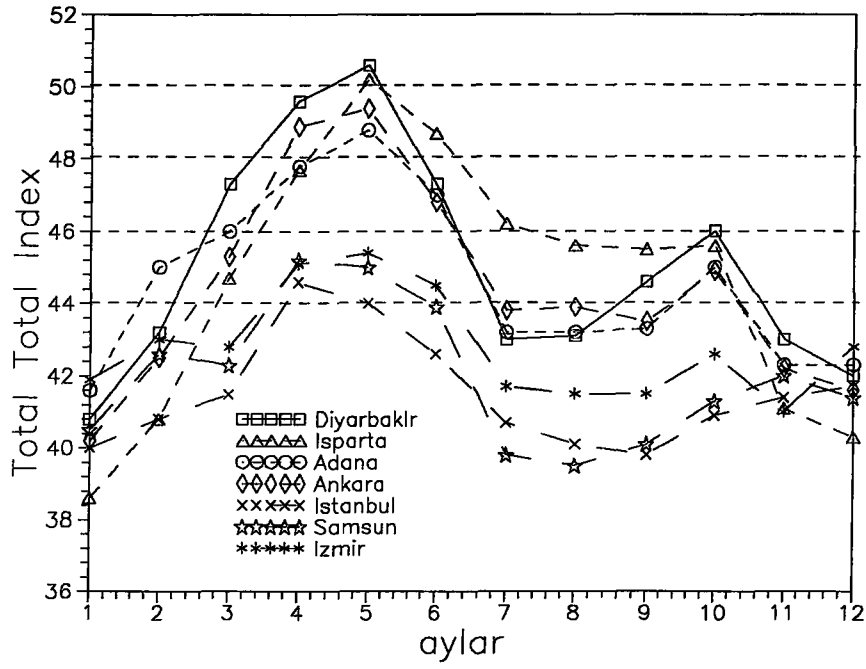
Şekil 5.5.d Radyosonde İstasyonları için Hesaplanan İndekslerin Aylık Ortalamaları



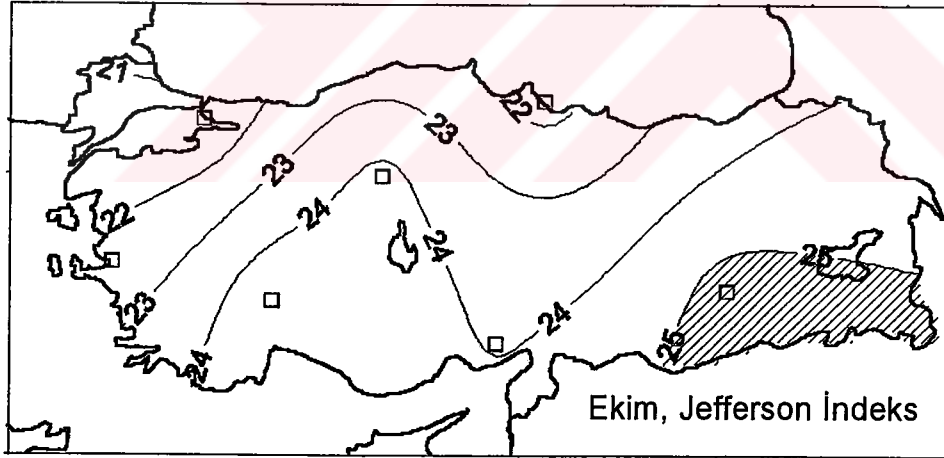
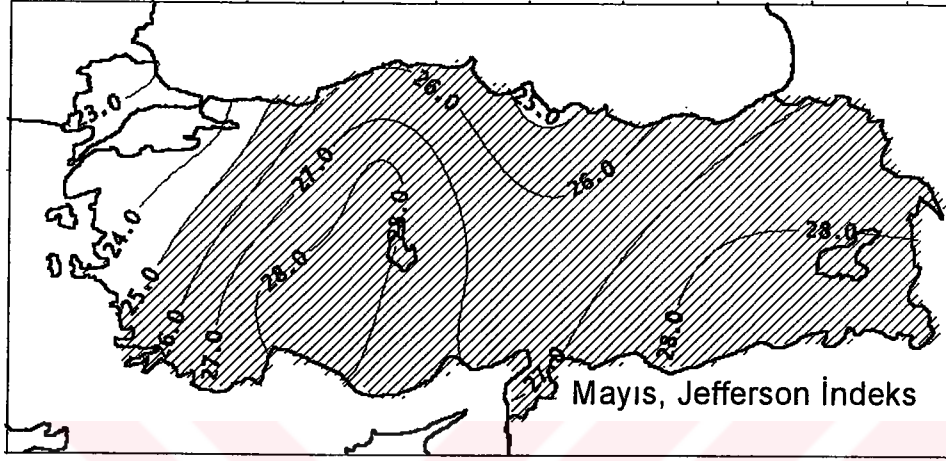
Şekil 5.5.e Radyosonde İstasyonları için Hesaplanan İndekslerin Aylık Ortalamaları



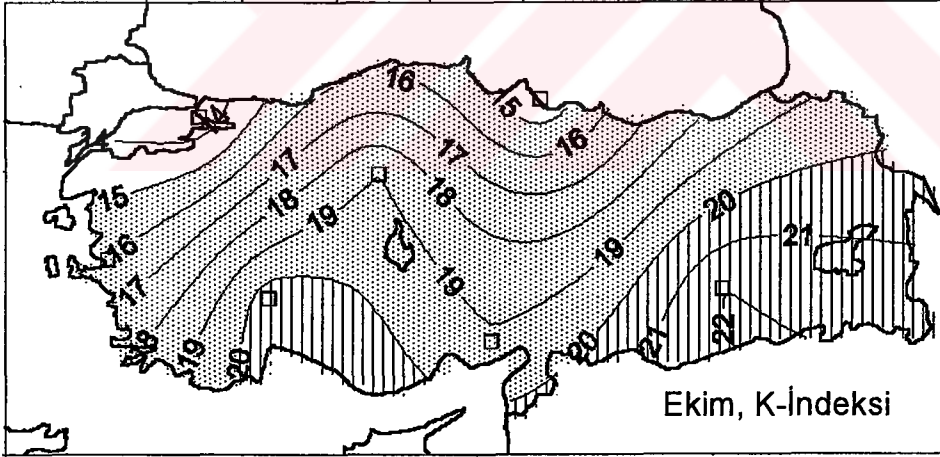
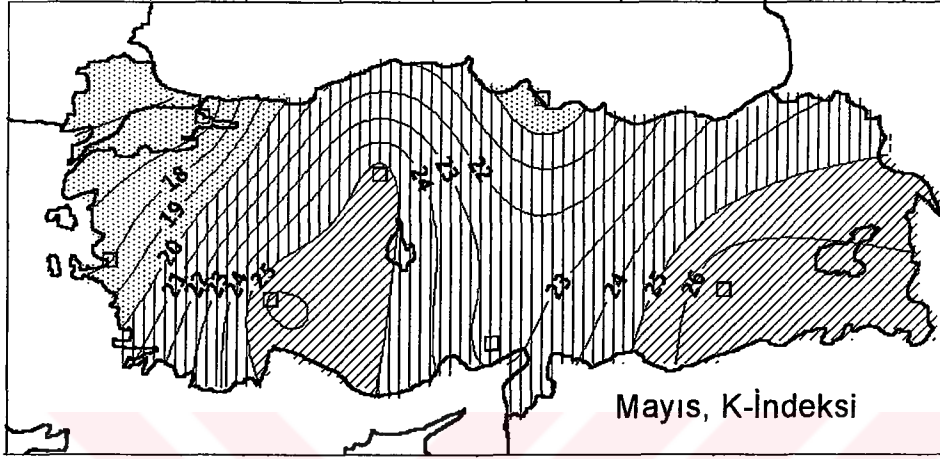
Şekil 5.5.f Radyosonde İstasyonları için Hesaplanan İndekslerin Aylık Ortalamaları.



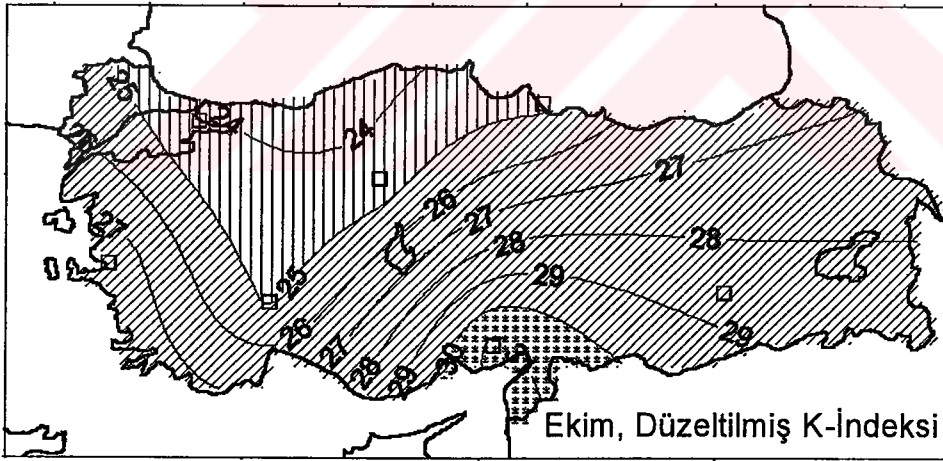
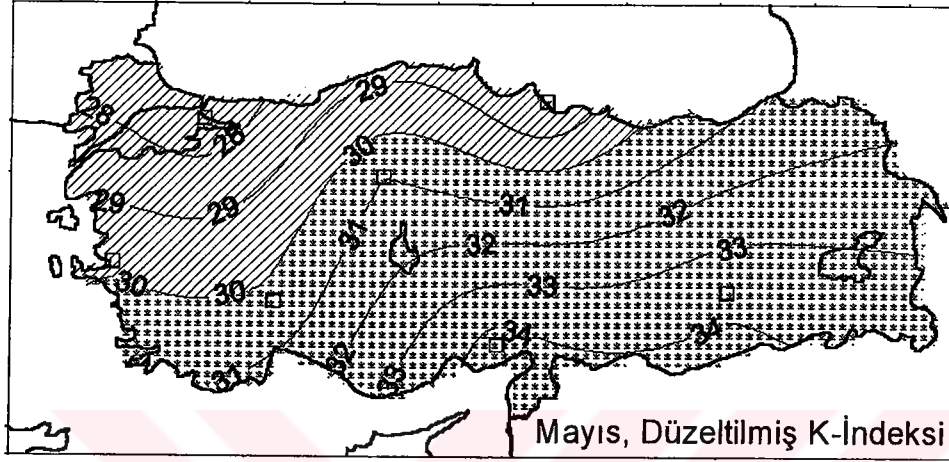
Şekil 5.5.g Radyosonde İstasyonları için Hesaplanan İndekslerin Aylık Ortalamaları.



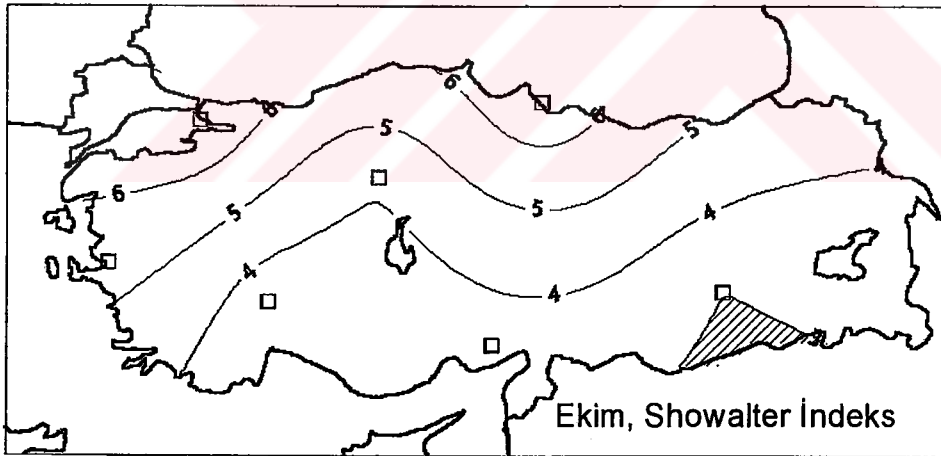
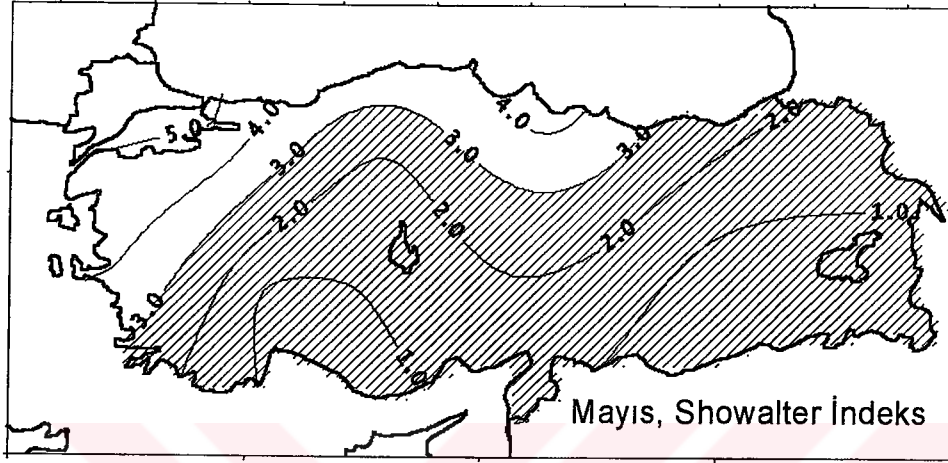
Şekil 5.6 Jefferson İndeksinin Radyosonde İstasyonlarında Hesaplanan Mayıs ve Ekim Ayı Ortalamaları.



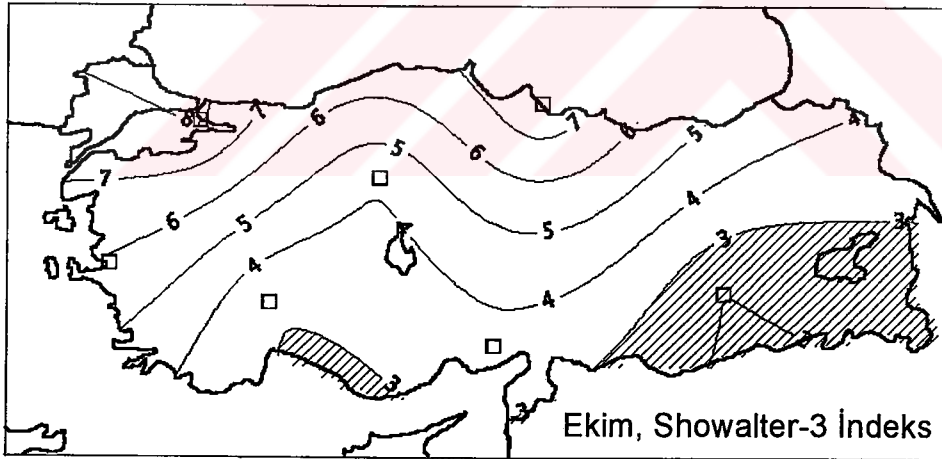
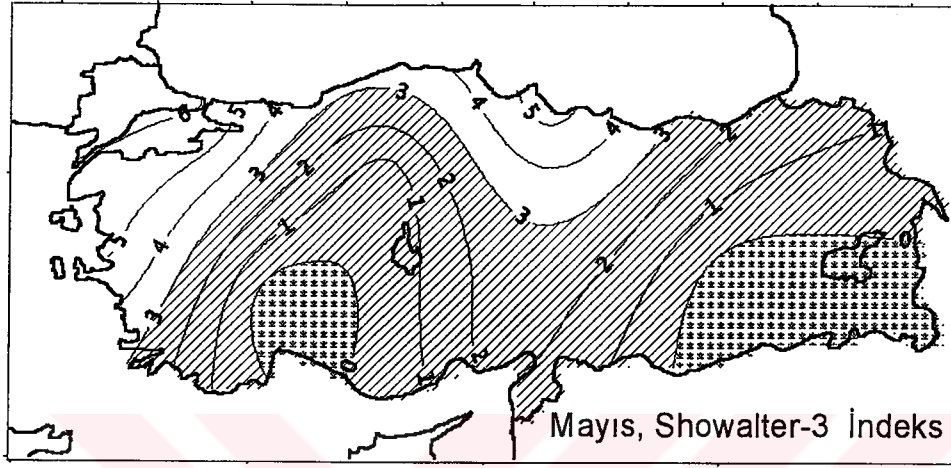
Şekil 5.7.a K-İndeksinin Radyosonde İstasyonlarında Hesaplanan Mayıs ve Ekim Ayı Ortalamaları.



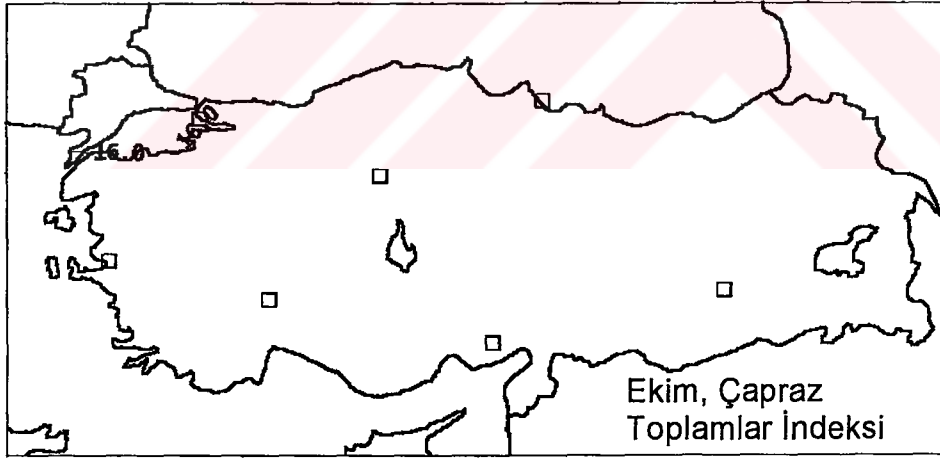
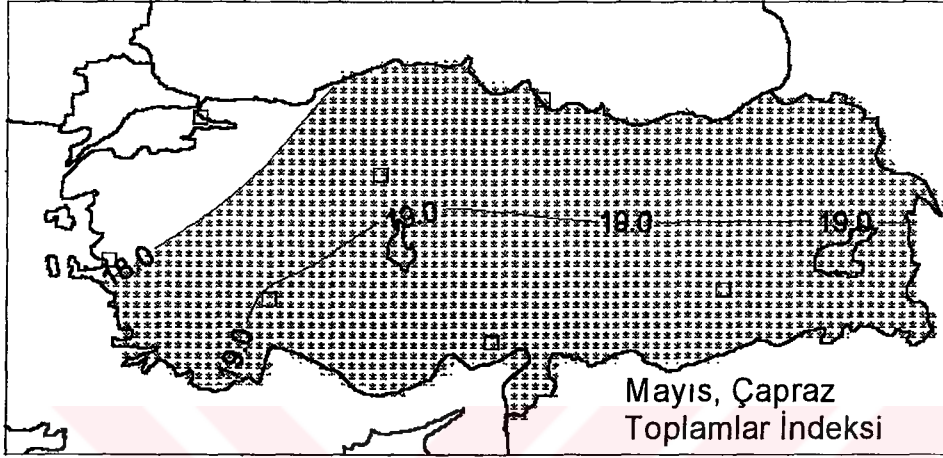
Şekil 5.7.b Düzeltilmiş K-İndeksinin Radyosonde İstasyonlarında Hesaplanan Mayıs ve Ekim Ayı Ortalamaları



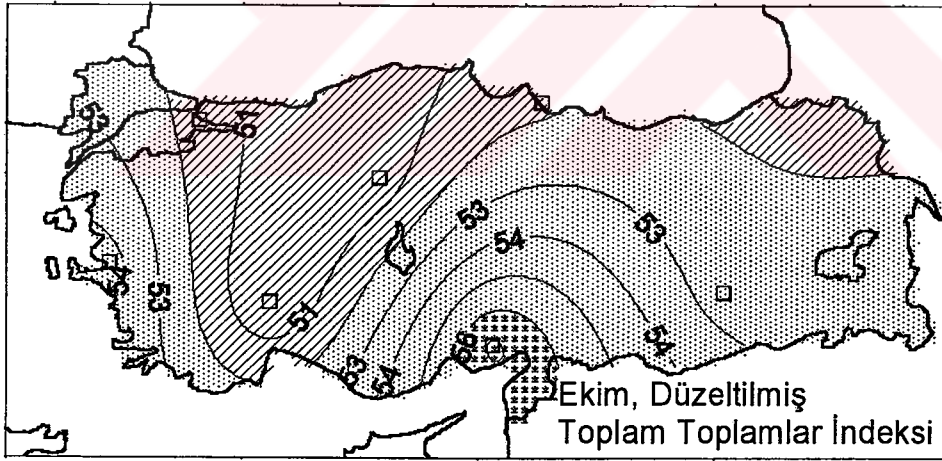
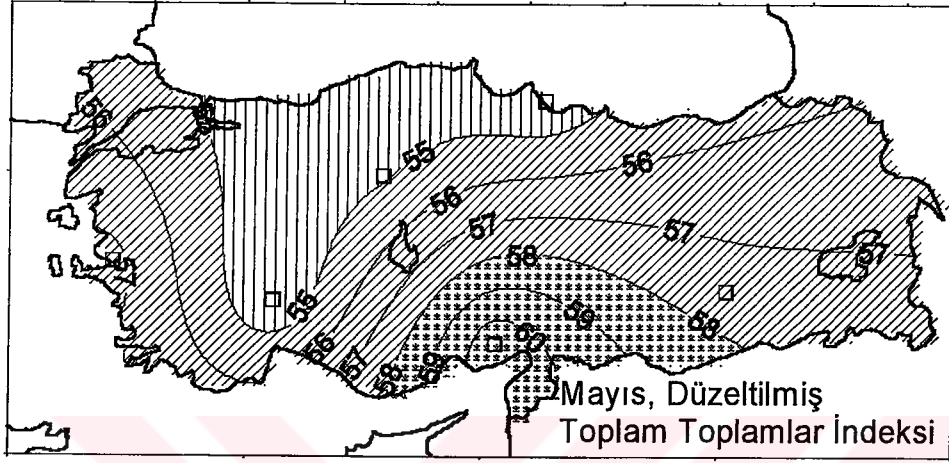
Şekil 5.8.a Showalter İndeksinin Radyosonde İstasyonlarında Hesaplanan Mayıs ve Ekim Ayı Ortalamaları



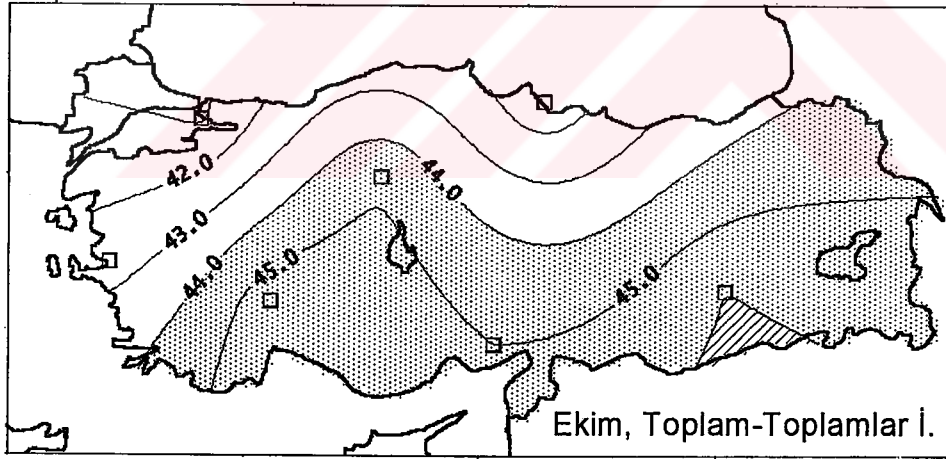
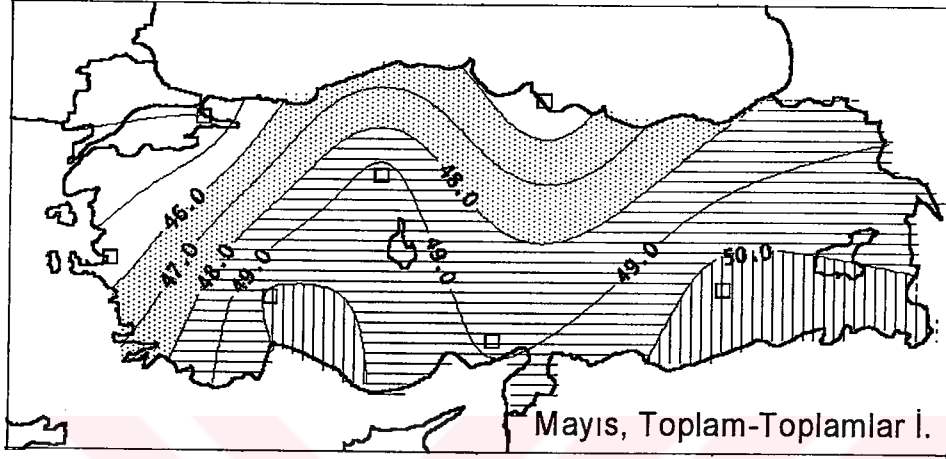
Şekil 5.8.b Showalter-3 İndeksinin Radyosonde İstasyonlarında Hesaplanan Mayıs ve Ekim Ayı Ortalamaları



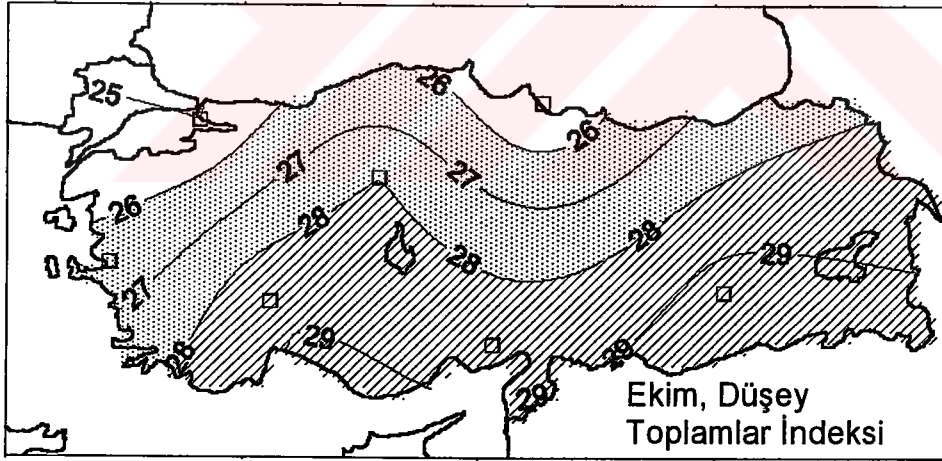
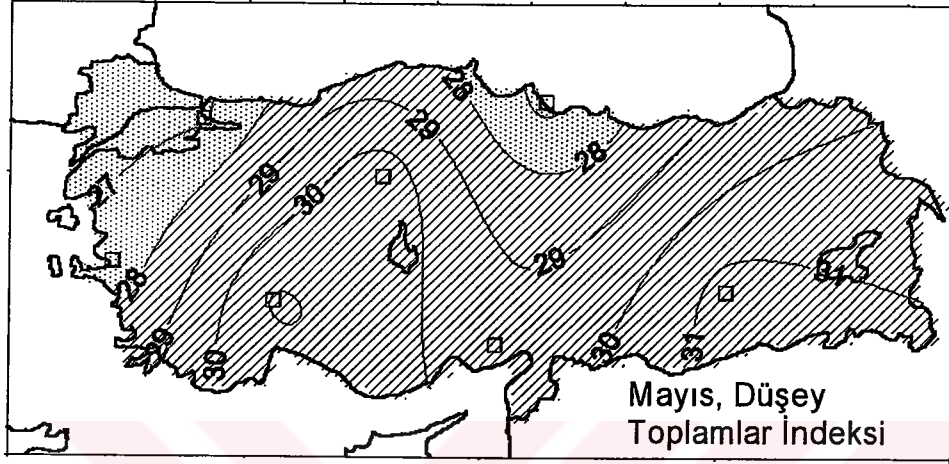
Şekil 5.9.a Çapraz Toplamlar İndeksinin Radyosonde İstasyonlarında Hesaplanan Mayıs ve Ekim Ayı Ortalamaları



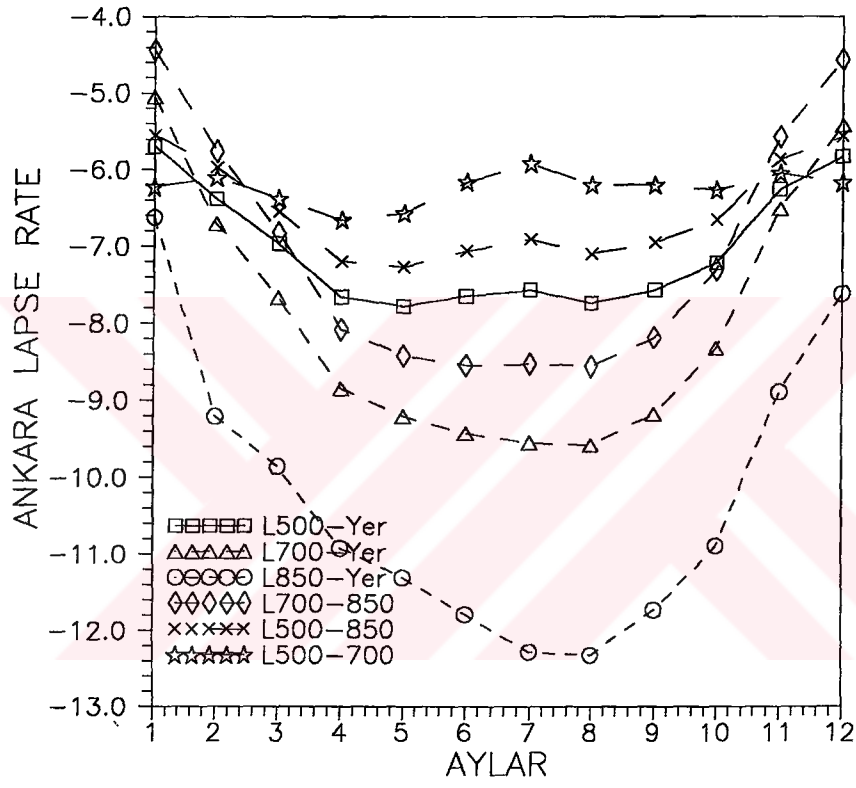
Şekil 5.9.b Düzeltmiş Toplamlar İndeksinin Radyosonde İstasyonlarında Hesaplanan Mayıs ve Ekim Ayı Ortalamaları



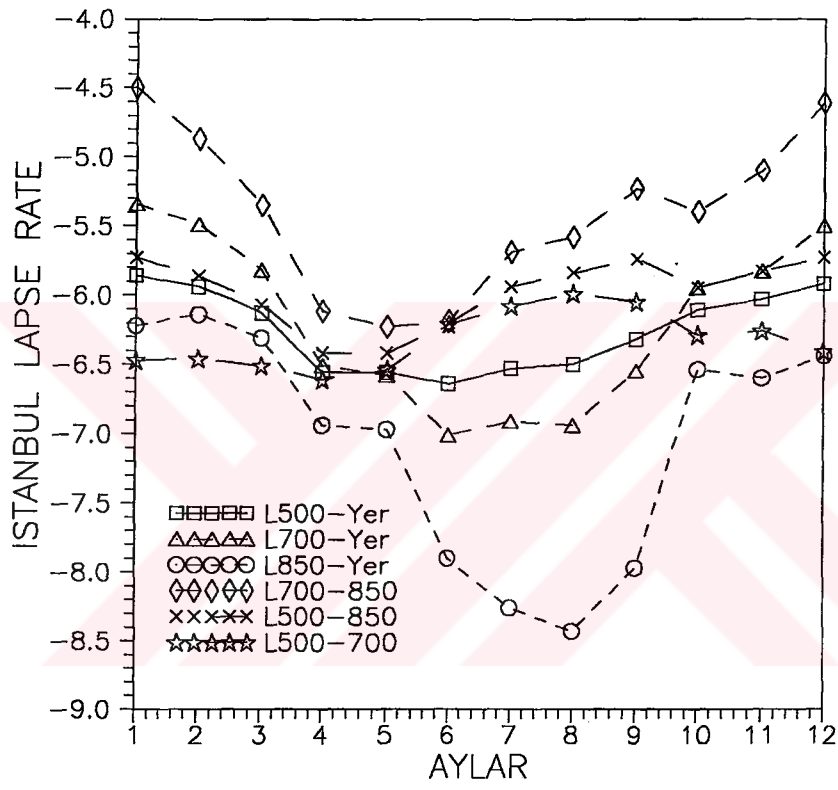
Şekil 5.10.a Toplam-Toplamlar İndeksinin Radyosonde İstasyonlarında Hesaplanan Mayıs ve Ekim Ayı Ortalamaları.



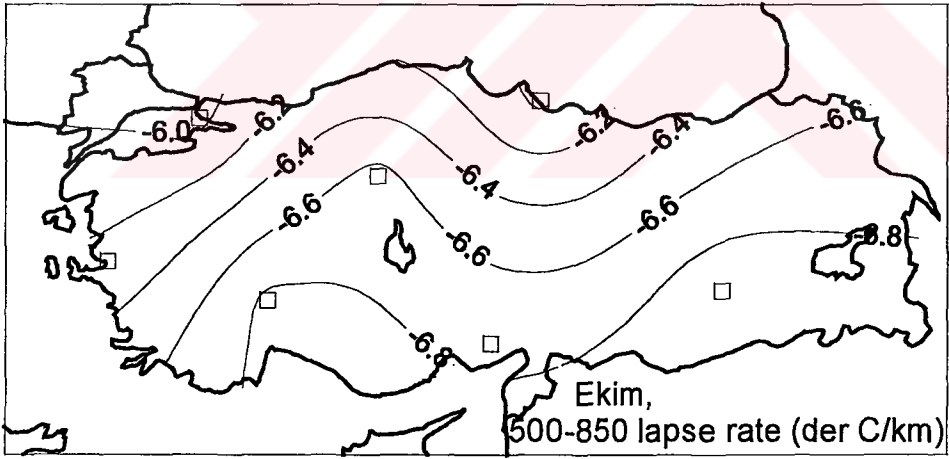
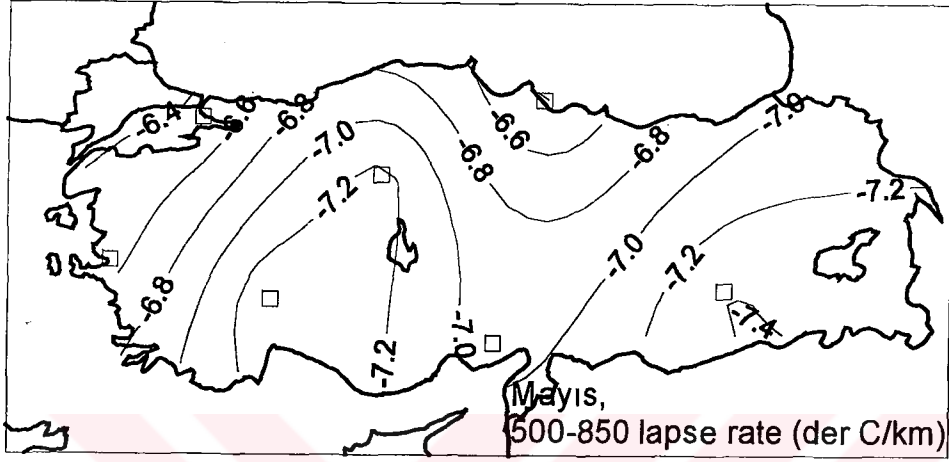
Şekil 5.10.b Düşey Topamlar İndeksinin Radyosonde İstasyonlarında Hesaplanan Mayıs ve Ekim Ayı Ortalamaları



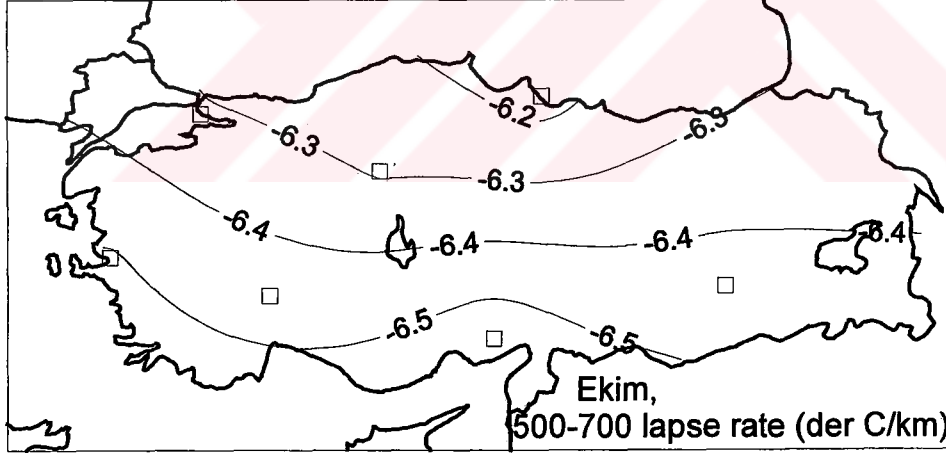
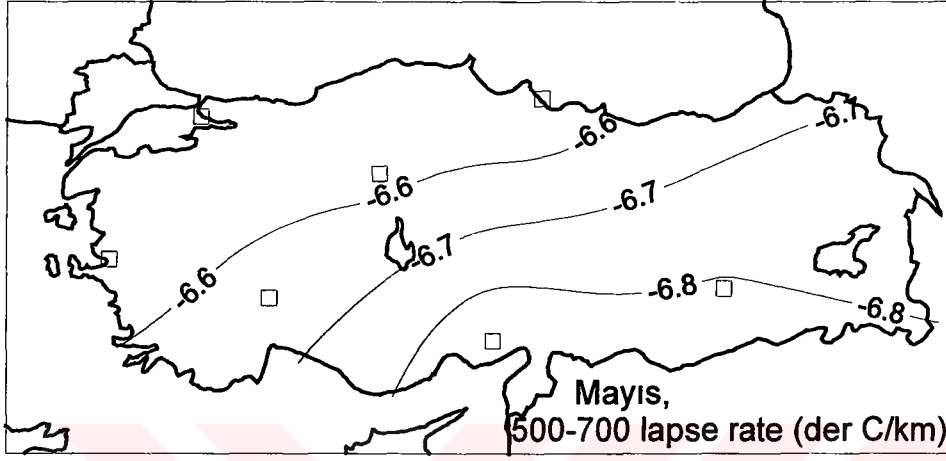
Şekil 5.11.a Ankara için Aylık Lapse Rate Dağılımı



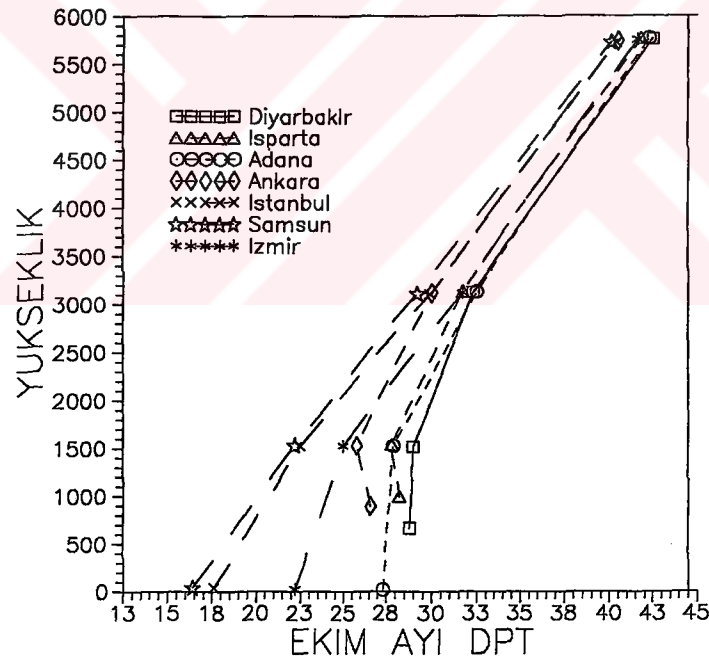
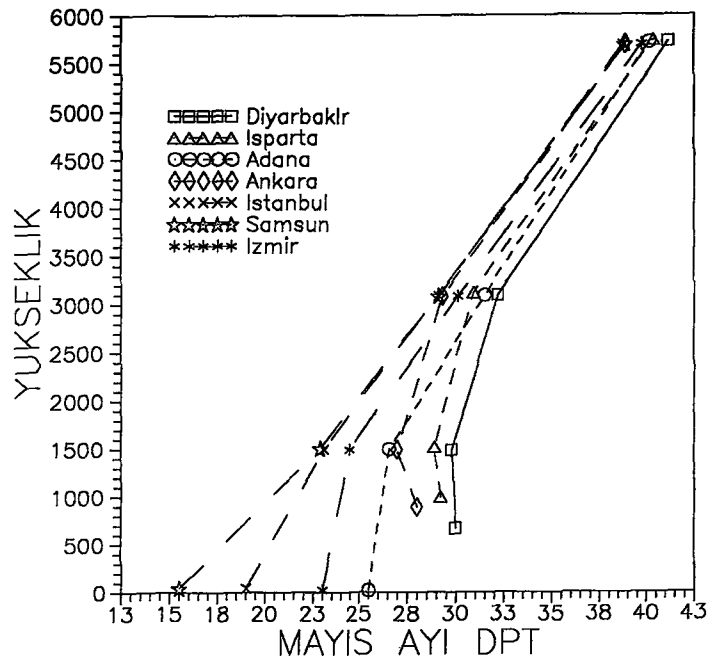
Şekil 5.11.b İstanbul için Aylık Lapse Rate Dağılımı



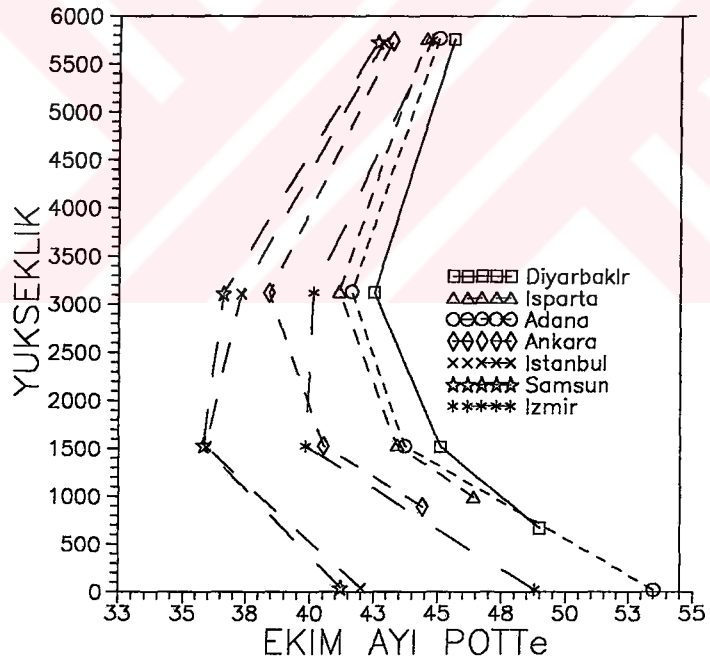
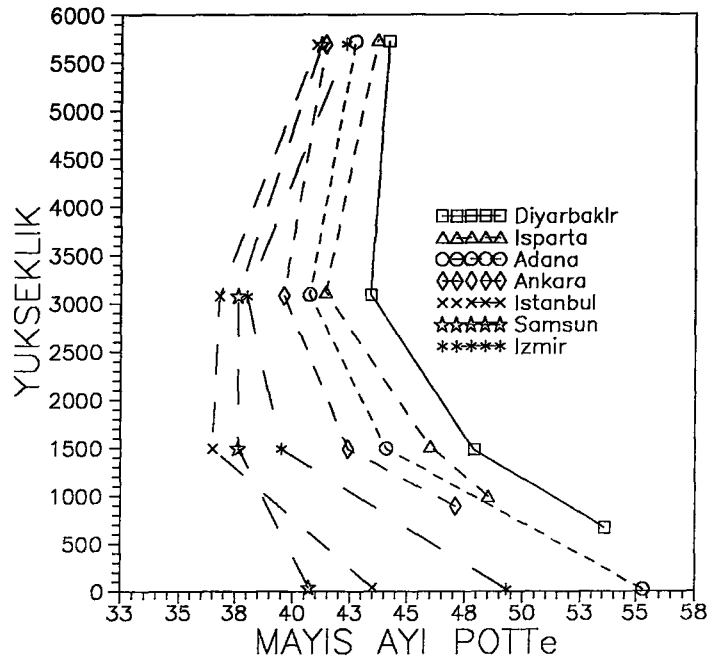
Şekil 5.12.a 500-850 mb Mayıs ve Ekim Ayı Lapse Rate Dağılımı



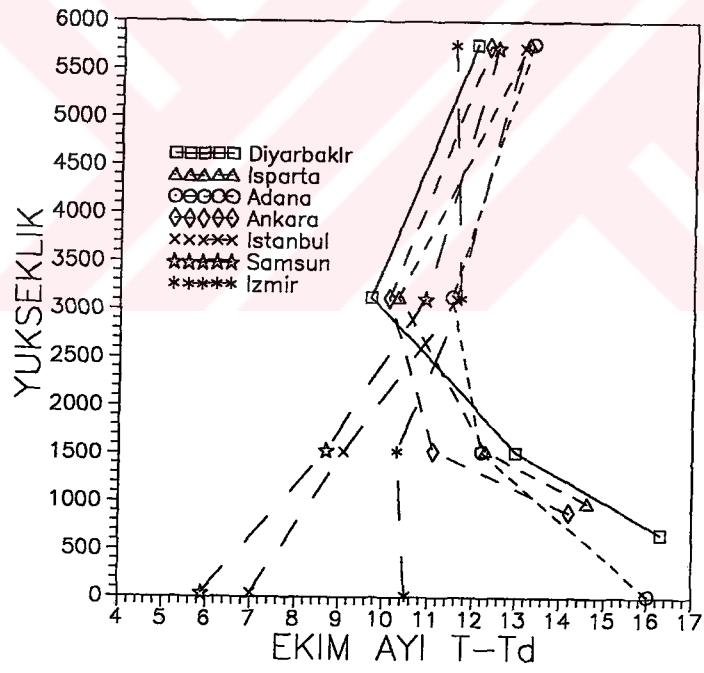
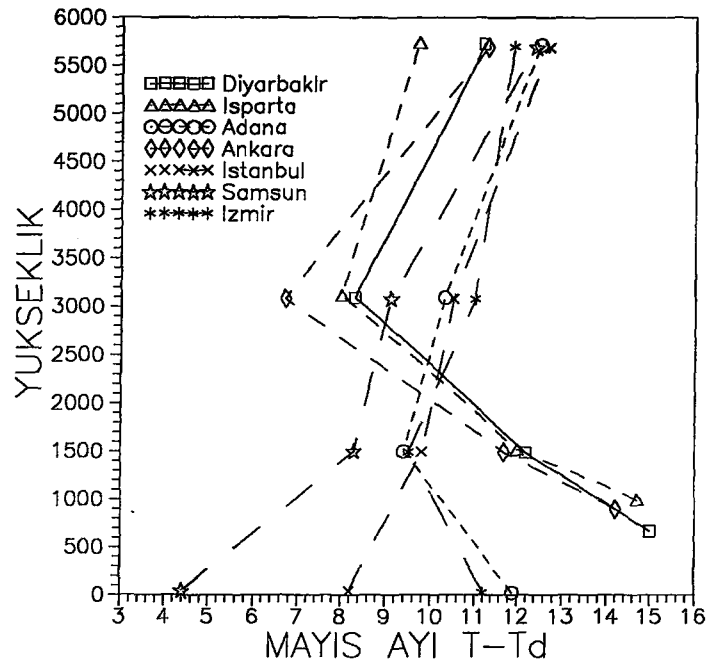
Şekil 5.12.b 500-700 mb Mayıs ve Ekim Ayı Lapse Rate Dağılımı.



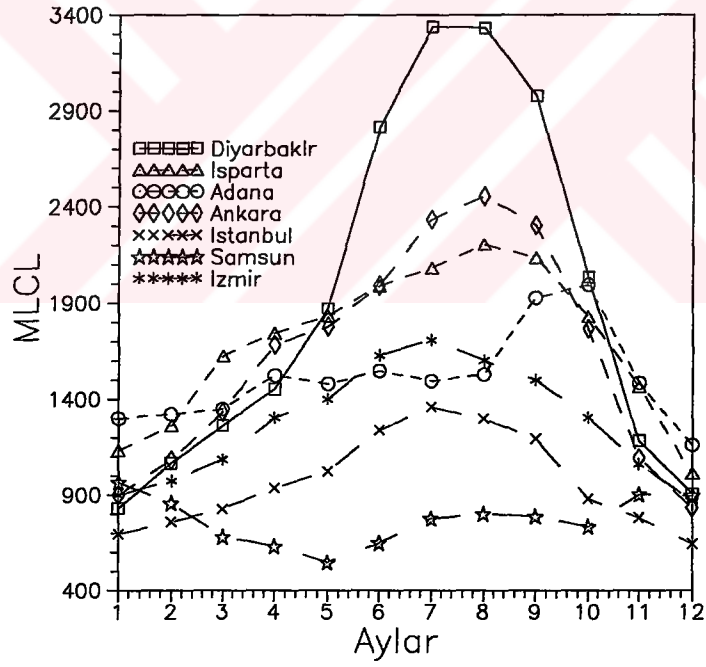
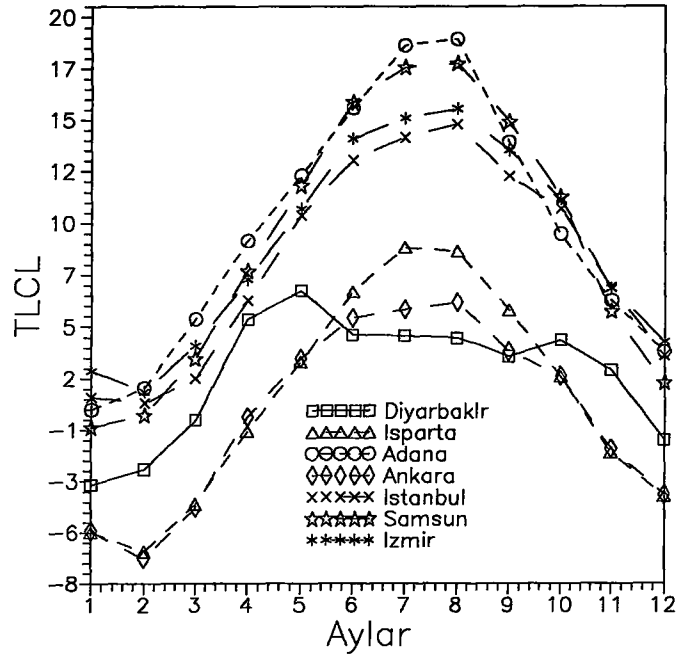
Şekil 5.13 Potansiyel Sıcaklık Profilleri.



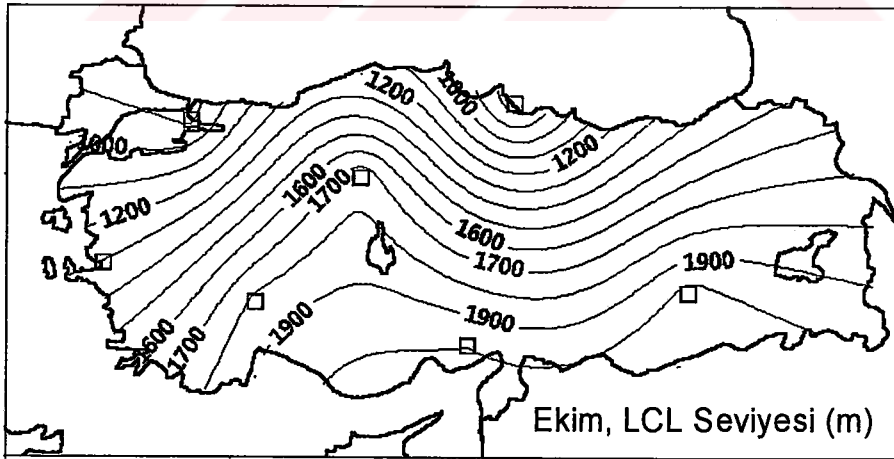
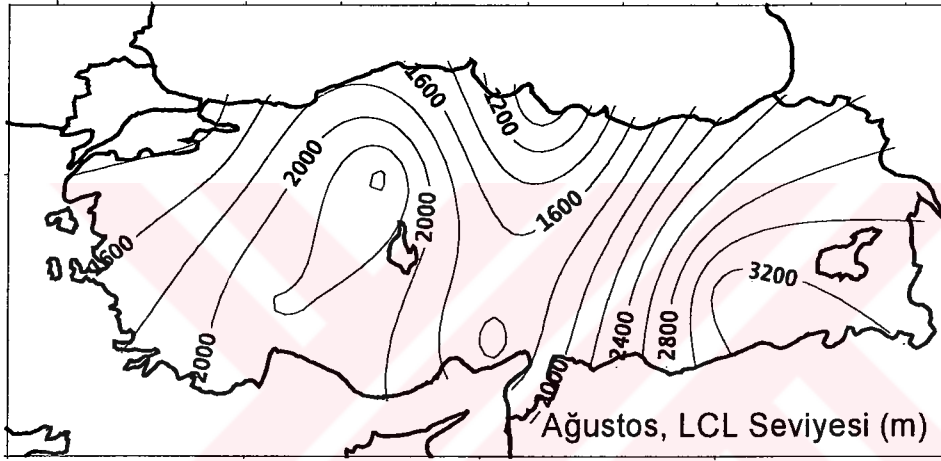
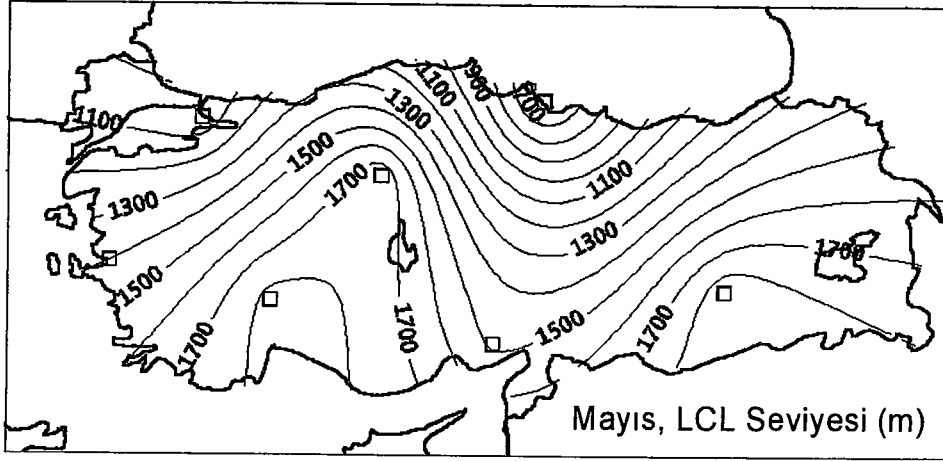
Şekil 5.14 Eşdeğer Potansiyel Sıcaklık Profilleri.



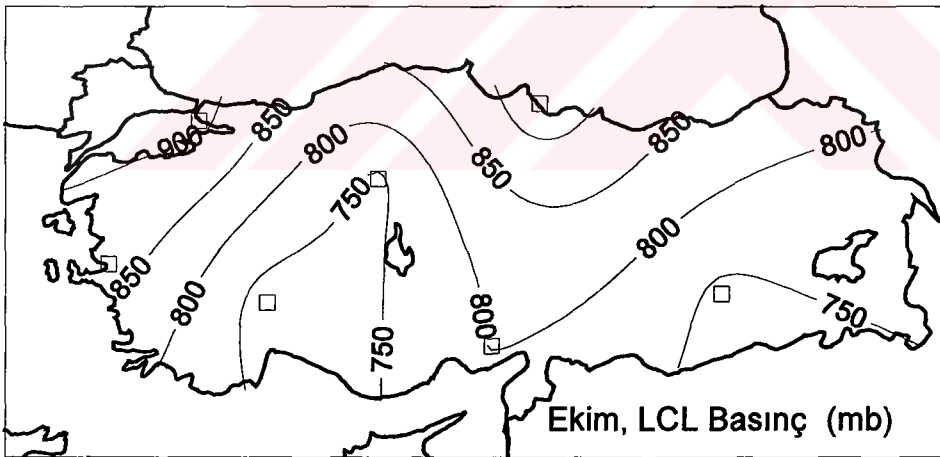
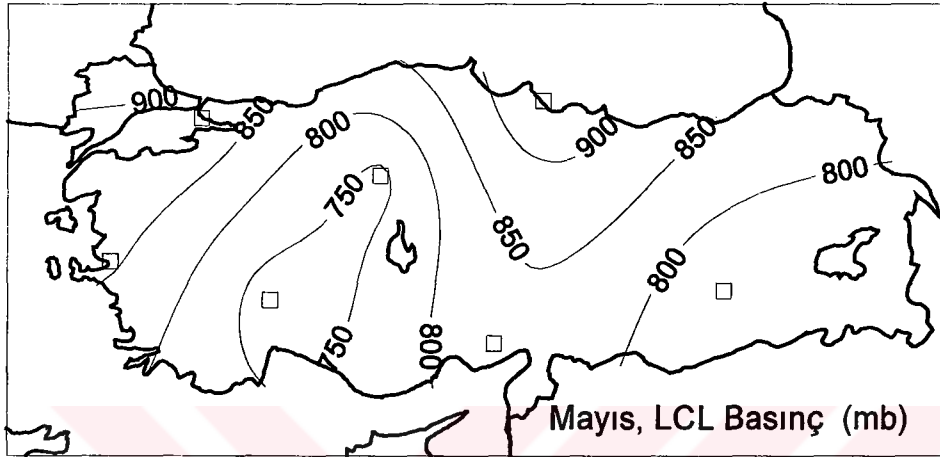
Şekil 5.15 T-Td Profilleri



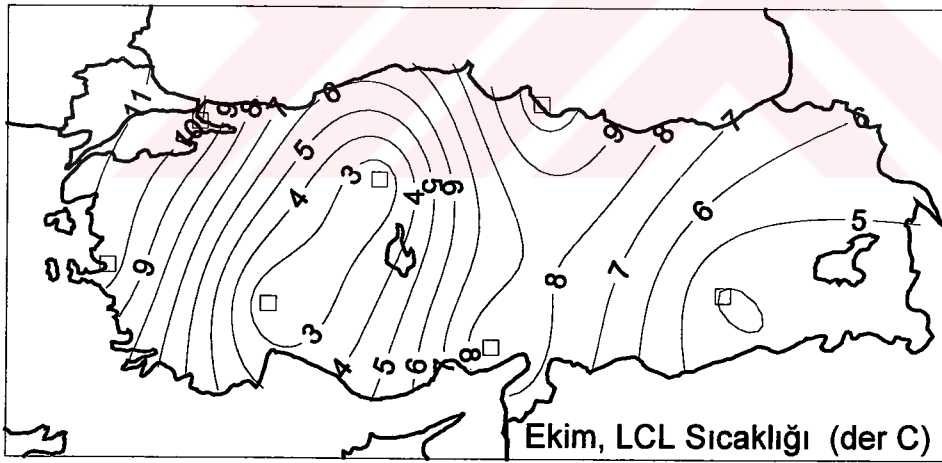
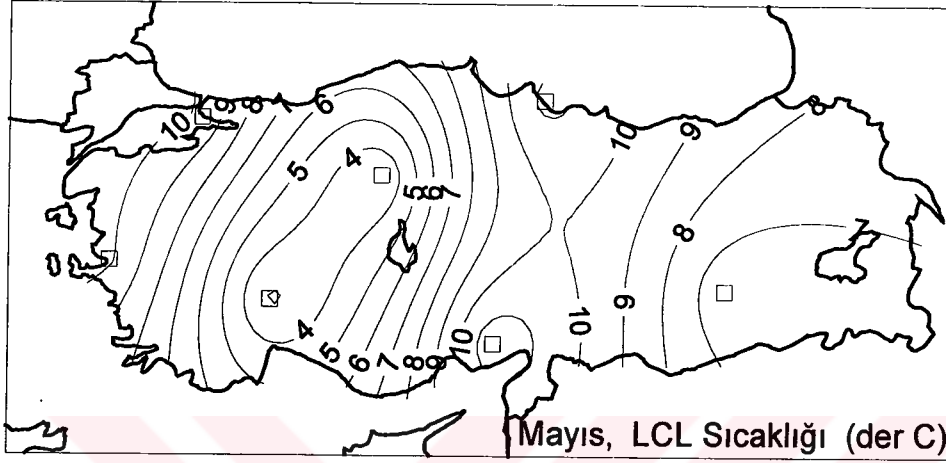
Şekil 5.16 LCL Seviyesi Sıcaklık, Denizden Yükseklik ve Basınç Dağılımı.



Şekil 5.17 LCL Seviyesi Dağılımı.



Şekil 5.18 LCL Seviyesi Mayıs ve Ekim Ayları Basınç Dağılımı



Şekil 5.19 LCL Seviyesi Mayıs ve Ekim Ayları Sıcaklık Dağılımı

ÖZGEÇMİŞ

1974 yılında İstanbul'da doğdu. İlköğrenimini 1979-84 yıllarında 50. Yıl Ahmet Merter İlkokulu'nda, orta öğrenimini 1984-91 yıllarında Özel Kültür Lisesi'nde tamamladı. 1992 yılında başladığı İTÜ Uçak ve Uzay Bilimleri Fakültesi Meteoroloji Mühendisliği Bölümü'ndeki lisans eğitimini 1997 yılında tamamladı. Aynı yıl başladığı İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Meteoroloji Mühendisliği Anabilim dalındaki yüksek lisans eğitimini halen sürdürmektedir. 1999 yılında İTÜ Uçak ve Uzay Bilimleri Fakültesi Meteoroloji Mühendisliği Bölümü'ne Araştırma Görevlisi olarak atanmıştır.

