

T.C.
ÇANAKKALE ONSEKİZ MART ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ
COĞRAFYA ANABİLİM DALI

MUSON DOLAŞIMININ DOĞU AKDENİZ
VE
TÜRKİYE YAZ SICAKLIKLARINA ETKİLERİ

DOKTORA TEZİ

Hazırlayan
Zahide ACAR DENİZ

Tez Danışmanı
Prof. Dr. Barbaros GÖNENÇGİL

Bu çalışma, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri kapsamında desteklenmiştir.

Proje No: 2011/33

Çanakkale – 2013

TAAHHÜTNAME

Doktora Tezi olarak sunduğum “Muson Dolaşımının Dođu Akdeniz ve Túrkiye Yaz Sıcaklıklarına Etkileri” adlı çalışmanın, tarafımdan, bilimsel ahlak ve geleneklere aykırı dűşecek bir yardıma başvurmaksızın yazıldığını ve yararlandığım eserlerin kaynakçada gűsterilenlerden olduğunu, bunlara atıf yapılarak yararlanılmış olduğunu belirtir ve bunu onurumla doğrularım.


18/01/2013





Zahide ACAR DENİZ


Sosyal Bilimler Enstitüsü Müdürlüğü'ne
Zahide ACAR DENİZ'e ait Muson Dolaşımının Doğu Akdeniz ve Türkiye Yaz Sıcaklıklarına Etkileri adlı çalışma, jürimiz tarafından Coğrafya Anabilim Dalı,
DOKTORA TEZİ olarak oybirliği/oyçokluğu ile kabul edilmiştir.


Üye Prof. Dr. Barbaros GÖNENÇGİL
(Danışman)



Üye Prof. Dr. İhsan ÇİÇEK


Üye Doç. Dr. Necla TÜRKOĞLU


Üye Yrd. Doç. Dr. Beyhan ÖZTÜRK


Üye Yrd. Doç. Dr. Gülşen KUM

Tez No : 460872
Tez Savunma Tarihi : 18/01/2013


ONAY
Yrd.Doç.Dr. İbrahim Hakkı ÖZTÜRK
Enstitü Müdürü
26./02/2013

ÖZET

Akdeniz ikliminde yer alan Türkiye, yaz mevsimi sıcaklıklarının alansal dağılışı özellikleri bakımından hassas bir noktada bulunur. Bu çalışmanın amacı, Türkiye'nin yaz mevsimi sıcaklıklarının alansal ve zamansal dağılışı desenlerini anlamak, hava sıcaklıkları ve ravinsonde ölçümlerindeki değişkenliği, yaz günü ve tropikal gün sayılarını belirlemek, 2010 yazındaki ekstrem koşulları sinoptik açıdan incelemeye çalışmak ve Türkiye yaz sıcaklıklarının muson dolaşımı ile ilişkisini incelemektir.

Akdeniz havzasının yaz iklim koşulları, genel olarak fiziksel ve coğrafi etmenlerin kontrolünde, enlem, boylam, orografi, kara-deniz etkileşimi ve en önemlisi genel atmosfer dolaşımına bağlı olarak belirlenir. Akdeniz havzasının genel yaz iklim özelliklerini anlamak için reanaliz verilerinden yararlanılmıştır. Reanaliz verilerine göre, Akdeniz havzasının doğusu yaz mevsiminde (Haziran-Temmuz-Ağustos-Eylül (HTAE)) daha çok Azorlar antisislonu ve muson dolaşımının, batısı ve merkezi bölümleri ise Azorlar antisislonu ve Atlantik kaynaklı dolaşımın etkisi altında kalır.

Doğu Akdeniz havzası ve Türkiye'de yaz mevsimi iklimi çoğunlukla Azorlar yüksek basıncı ve muson dolaşımının uzantısı olan Basra alçak basıncı tarafından kontrol edilir. Kuvvetli ve zayıf muson yıllarında Akdeniz havzası atmosfer dolaşımında önemli farklılıklar vardır.

Türkiye'de hava sıcaklıkları, HTAE aylarında Azor yüksek basıncı ve özellikle Türkiye'nin güneydoğusu ve doğusunda muson dolaşımının uzantısı alan Basra alçak basıncının etkisindedir. Türkiye'de yaz ortalama, minimum ve maksimum sıcaklıklarında istatistiksel olarak anlamlı artış eğilimleri egemendir. Hava sıcaklıklarındaki artış eğilimleri Marmara, Ege, Akdeniz Bölgeleri ile Doğu Karadeniz'de belirgindir.

Tropikal gün ve yaz günü sayıları, 1970-2006 döneminde istatistiksel olarak anlamlı artış eğilimleri gösterir. Doğu Avrupa üzerindeki ekstrem hava anomalileri, Türkiye'nin kuzey kıyılarında yüksek sıcaklık anomalilerine neden olmuştur. 2010 yaz mevsiminde, özellikle Türkiye'nin kuzeyi ve kuzeydoğusunda yaz günü ve tropikal gün sayılarında artış eğilimi görülür. 2010 yazında, Ortadoğu, İran, Kafkaslar, Doğu Avrupa ve Türkiye'nin Karadeniz kıyıları büyük sıcak hava dalgasından etkilenmiştir.

ABSTRACT

Turkey, located in macro Mediterranean climate zone, has a delicate spot spatial on account of distribution of temperature feature. This PhD thesis aims to understand spatiotemporal distribution patterns of Turkey's summer temperature and determined variability of air temperature and rawinsonde measures and extreme days, can examined synoptically extreme conditions in 2010 summer and analysed on the connection between monsoon and Turkey's summer air temperatures.

Generally, physical and geographical factors controlling summer climatic conditions over the Mediterranean basin have identified latitude, longitude, interaction of land-sea and the most important general atmosphere circulation. Reanalysis dataset is used to understand Mediterranean basin summer climate conditions. According to reanalysis dataset, the Eastern, western and central Mediterranean basins are influenced in June-July-August-September (JJAS) respectively, mostly Azores anticyclone and monsoon circulation, circulation of Atlantic originated and Azores anticyclone.

Summer season climate of the Eastern Mediterranean Basin and Turkey are controlled by Azores anticyclone and Persian low pressure, which branch of the Asian monsoon. In the atmospheric circulation over the Mediterranean Basin indicated significant differences strong and weak monsoon years.

Turkey air temperatures have controlled with Azores anticyclone and especially south-southeastern part of Turkey are influencing low pressure over the Persian low pressure, branch of monsoon circulation, in *JJAS*. Summer mean, minimum and maximum air temperatures of Turkey have statistically significant increasing trends. Increasing trend in air temperatures has much in evidence Marmara, Aegean and Mediterranean Regions and eastern part of Black Sea Region of Turkey.

Annual number of tropical and summer days of Turkey display statistically significant increasing trend in all of stations the period of 1970-2006. Extreme weather anomaly over the eastern part of Europa in summer 2010 was caused by high temperature anomalies over the norther part of Turkey. The number of summer and tropical days shows increasing trend especially northern-northeastern part of Turkey in 2010 summer season. The mega heat wave influenced over Middle East, Iran, Caucasia, Eastern Europa and Black Sea seashore of Turkey in 2010 summer season.

ÖNSÖZ

“Muson Dolaşımının Doğu Akdeniz ve Türkiye Yaz Sıcaklıklarına Etkileri” isimli doktora tez çalışması, Akdeniz havzası ve Türkiye’de yer alan ortalama, minimum ve maksimum sıcaklık verilerindeki değişimleri ve eğilimleri alansal ve zamansal değişikliği ve değişkenliğini inceleyen bir çalışmadır.

Bu çalışmanın amaçları, Türkiye’nin yaz mevsimi sıcaklıklarının alansal ve zamansal dağılışı desenlerini anlamak, meteoroloji istasyonlarına ait yüzey hava sıcaklıkları ve ravinsonde ölçümlerindeki zamansal değişimleri belirlemektir. Ayrıca, yaz mevsimindeki sayılı günlerden tropikal gün ve yaz günü sayılarının yıllararası değişkenliğini açıklamak ve ekstrem sıcak yıllardan olan 2010 yazındaki, sıcak hava koşullarının sinoptik açıdan değerlendirilerek Türkiye yaz sıcaklıklarının muson dolaşımı ve diğer uzakbağlantı desenleriyle olan ilişkisini incelemektir.

Doktora çalışmam sırasında engin bilgi birikimiyle yol gösterici olan ve desteğini esirgemeyen ve bu çalışmayı titizlikle yönettiği için değerli danışmanım, Prof. Dr. Barbaros GÖNENÇGİL’e, yapıcı eleştirileri ile doktora tez yazım aşamasında gösterdiği hassasiyet ve desteği ile her zaman yanımda olan çok kıymetli eşim Dr.Ozan DENİZ’e teşekkürü bir borç bilirim. Hesaplamalar ve yöntemler konusundaki desteği için Öğr.Gör. İsmail KAHRAMAN’a, tez çalışmalarım sırasında desteğini esirgemeyen çok değerli hocam Doç.Dr.Selver ÖZÖZEN KAHRAMAN’a ve doktora sürecindeki değerli desteklerinden dolayı sayın hocalarım Doç.Dr. Vedat ÇALIŞKAN, Yrd.Doç.Dr. Beyhan ÖZTÜRK ve Prof.Dr. Ahmet ERDEM’e teşekkürü bir borç bilirim.

Sınırsız sevgisi ve ilgisiyle, her koşulda yanımda olan çok kıymetli Annem, Babam ve kızkardeşlerim Dilek ve Derya’ya çok teşekkür ederim. Varlıkları ile her zaman önümde ışık oldular. Kıymetli Eniştem, yeğenlerim Ataberk, Mustafa Emir ve kıymetli Kayınvalidem ile ailemin diğer tüm bireylerine içtenlikle sonsuz teşekkür ederim.

Bu doktora tezi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyonu (BAP) tarafından 2011/33 no’lu proje olarak desteklenmiştir. Desteklerinden dolayı, BAP komisyonu ve çalışanlarına çok teşekkür ederim.

Zahide ACAR DENİZ

İÇİNDEKİLER

TAAHHÜTNAME	ii
ÖZET	iv
ABSTRACT	v
ÖNSÖZ	vi
KISALTMALAR LİSTESİ	ix
SEMBOLLER LİSTESİ	x
ÇİZELGE LİSTESİ	xi
ŞEKİL LİSTESİ	xii
EKLER LİSTESİ	xvi
GİRİŞ	1
1. Önceki Çalışmalar	4
2. Çalışmanın Amacı	8
3. Çalışma Alanının Genel Özellikleri	9
BÖLÜM I	
VERİ ve YÖNTEM	11
1.1. Çalışmada kullanılan veriler	12
1.2. Analiz yöntemleri	15
1.2.1. Asal Bileşen Analizi	15
1.2.2. Kümelerarası İlişki Analizi	16
1.2.3. Mann-Kendall Sıra İlişki Katsayısı.....	18
BÖLÜM II	
ÇALIŞMA ALANININ GENEL İKLİM ÖZELLİKLERİ	19
2.1. Akdeniz Havzasının Genel Atmosfer Dolaşımındaki Yeri ve Genel İklim Özellikleri	20
2.1.1. Köppen-Geiger İklim Sınıflandırmasına Göre Akdeniz Havzasının İklim Tipleri.....	24
2.2. Akdeniz Havzasında Sıcaklık ve Yağış Değişkenliği	27
2.3. Muson Dolaşımı ve Akdeniz Havzasına Etkileri	28
2.4. Türkiye'nin Genel Dolaşımdaki Yeri ve Köppen-Geiger İklim Sınıflandırmasına Göre Türkiye'nin İklim Tipleri.....	31
2.5. Türkiye'deki Sıcaklık ve Yağış Değişkenliği	35
BÖLÜM III	
AKDENİZ HAVZASI ve ÇEVRESİNDE YAZ MEVSİMİ ATMOSFER VERİLERİNDEKİ ALANSAL ve ZAMANSAL DEĞİŞİMLER	39
3.1. 850 hPa Sıcaklıklarındaki Alansal ve Zamansal Değişimler.....	39
3.2. Deniz Seviyesi Basınçlarındaki Alansal ve Zamansal Değişimler	47
3.3. 500 hPa Yüksekliklerindeki Alansal ve Zamansal Değişimler.....	55
BÖLÜM IV	
TÜRKİYE YAZ SICAKLIKLARINDAKİ ALANSAL VE ZAMANSAL DEĞİŞİMLER	67

4.1. Türkiye Yaz Mevsimi Sıcaklık Özellikleri.....	68
4.1.1. Ortalama Sıcaklıklar	69
4.1.2. Minimum Sıcaklıklar	71
4.1.3. Maksimum Sıcaklıklar	73

BÖLÜM V

TÜRKİYE YAZ SICAKLIK ve JEOPOTANSİYEL YÜKSEKLİK VERİLERİNDE GÖZLENEN EĞİMLER.....	76
5.1. Türkiye Yaz Sıcaklıklarında Gözlenen Eğilimler.....	77
5.1.1. Ortalama Sıcaklıklar	78
5.1.2. Minimum Sıcaklıklar	81
5.1.3. Maksimum Sıcaklıklar	84
5.2. Jeopotansiyel Yükseklik Verilerinde Gözlenen Eğilimler	87
5.2.1. 850 hPa Ortalama Sıcaklıklar	88
5.2.2. 850 hPa Maksimum Sıcaklıklar	89
5.2.3. 500 hPa Jeopotansiyel Yükseklikleri	90

BÖLÜM VI

2010 YAZI YÜZEY ve ÜST ATMOSFER VERİ DİZİLERİNDE GÖZLENEN ANOMALİLER	95
6.1. 850 hPa Sıcaklıkları.....	98
6.2. Deniz Seviyesi Basınçları	101
6.3. 500 hPa Yükseklikleri	104
6.4. 1000-500 hPa Kalınlıkları.....	107

BÖLÜM VII

TÜRKİYE YAZ MEVSİMİNDEKİ SICAK GÜNLERİN KLİMATOLOJİSİ ve ANALİZİ.....	111
7.1. Sıcak Hava Dalgası	113
7.2. Türkiye’de Sıcak Günlerin Alansal Dağılışı.....	114
7.2.1. Yaz Günü ve Tropikal Gün Sayılarında Gözlenen Eğilimler.....	119
7.2.2. Türkiye 2010 Yaz mevsiminde Tropikal Gün ve Yaz Günü Sayılarında Gözlenen Eğilimler	123

BÖLÜM VIII

MUSON DOLAŞIMI ve TÜRKİYE 2010 YAZ SICAKLIKLARINA ETKİSİ	128
8.1. Kış ve Yaz Mevsimine Göre Akdeniz Havzasındaki 850 hPa ve 500 hPa Seviyelerindeki Dolaşım Koşulları	129
8.2. Hindistan Yaz Muson Dolaşımının Genel Özellikleri	132
8.3. Hindistan Muson Dolaşımının Türkiye 2010 Yaz Sıcaklıklarına Etkisi.....	136
8.4. 2010 Yaz Mevsimi Verilerine İlişkin Kümelerarası İlişki Desenleri.....	141
8.4.1. 500 hPa Jeopotansiyel Yükseklikleri ve 850 hPa Sıcaklıkları	141
8.4.2. Deniz Seviyesi Basınçları ve Yüzey Sıcaklıkları	144
SONUÇLAR.....	149
KAYNAKÇA.....	155
EKLER.....	163

KISALTMALAR LİSTESİ

<i>ABA</i>	: Asal bileşen analizi
<i>AB</i>	: Asal bileşen değişkeni
<i>DK</i>	: Değişim Katsayısı
<i>DSB</i>	: Deniz Seviyesi Basıncı
<i>hPa</i>	: Hektopaskal
<i>ENSO</i>	: El-Niño Southern Oscillation (El-Niño Güneyli Salınım)
<i>IPCC</i>	: Intergovernmental Panel on Climate Change
<i>ITCZ</i>	: İntertropikal Konverjans Zonu
<i>KİA</i>	: Kümelerarası ilişki analizi
<i>KAİD</i>	: Kümelerarası ilişki değişkeni
<i>M-K</i>	: Mann-Kendall sıra ilişkili katsayısı sınaması
<i>MGM</i>	: Meteoroloji Genel Müdürlüğü
<i>NOAA</i>	: Ulusal Okyanus ve Atmosfer İdaresi (National Oceanic and Atmospheric Administration)
<i>WMO</i>	: Dünya Meteoroloji Teşkilatı

SEMBOLLER LİSTESİ

X_K	: Kruskal-Wallis Türdeşlik Sınaması İçin Sınama Örneklem Değeri
χ^2	: Ki-kare testi
β	: Regresyon ya da X katsayısı
(τ)	: Mann-Kendall Sıra İlişki Katsayısı Sınama Örneklem Değeri
t_i	: x'in kümelerarası ilişki değişkeni
u	: y'nin kümelerarası ilişki değişkeni
C_{XX}	: X veri kümelerinin varyans-kovaryans matrisi
C_{YY}	: Y veri kümelerinin varyans-kovaryans matrisi
$C_{XX}^{-1}C_{XY}C_{YY}^{-1}C_{YX}$: w_i matrislerinin özvektörü
$C_{YY}^{-1}C_{YX}C_{XX}^{-1}C_{XY}C_{YY}$: v_i matrislerinin özvektörü

ÇİZELGE LİSTESİ

Çizelge 1.1: Çalışmada kullanılan meteoroloji istasyonlarına ait istasyon numarası, enlem, boylam ve yükseklik bilgileri.	13
Çizelge 2.1: Yaz mevsiminde yüksek troposferdeki ana rüzgar akımlarının yeryüzündeki hava tiplerine etkisi.	33
Çizelge 3.1: Akdeniz havzası 1963-2000 dönemi uzun yaz mevsimi 850 hPa jeopotansiyel yüksekliği ortalama sıcaklıklarının ilk altı AB'nine ait özdeğer, açıklanan varyans ve kümülatif varyans değerleri.	40
Çizelge 3.2: Akdeniz havzası 1963-2000 dönemi uzun yaz mevsimi deniz seviyesi basınçlarının ilk altı Asal Bileşenine ait özdeğer, açıklanan varyans ve kümülatif varyans değerleri.	47
Çizelge 3.3: Akdeniz havzası 1963-2000 dönemi uzun yaz mevsimi 500 hPa yükseklik değerlerinin ilk altı Asal Bileşenine ait özdeğer, açıklanan varyans ve kümülatif varyans değerleri.	55
Çizelge 4.1: Türkiye 1963-2000 dönemi yaz mevsimi ortalama, minimum ve maksimum sıcaklıkların ilk altı Asal Bileşenine ait özdeğer, açıklanan varyans ve kümülatif varyans değerleri.	68
Çizelge 5.1: Çalışmada kullanılan ravinsonde istasyonları ve istasyonlara ait enlem, boylam bilgileri.	87
Çizelge 5.2: Türkiye ravinsonde istasyonlarının 850 hPa yüksekliği ortalama sıcaklıkları için hesaplanan Mann-Kendall test istatistikleri ve anlamlılık seviyeleri.	89
Çizelge 5.3: Türkiye ravinsonde istasyonlarının 850 hPa yüksekliği maksimum sıcaklıkları için hesaplanan Mann-Kendall test istatistikleri ve anlamlılık seviyeleri.	90
Çizelge 5.4: Türkiye ravinsonde istasyonlarının 500 hPa yükseklikleri için hesaplanan Mann-Kendall test istatistikleri ve anlamlılık seviyeleri.	90
Çizelge 8.1: 2010 yazı 500 hPa jeopotansiyel yüksekliği ve 850 hPa sıcaklıkları arasındaki kümelerarası ilişki yükleri (Rxy).	142
Çizelge 8.2: Deniz seviyesi basınçları ve yüzey sıcaklıkları arasındaki kümelerarası ilişki yükleri (Rxy).	144

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 1.1: Çalışma alanının yer bulduru haritası.	10
Şekil 2.1: Kuzey Afrika ve Akdeniz havzasındaki yüzey basıncı, yüzey ve üst atmosfer rüzgarları ile yağışlı alanların Ocak ayı ortalama durumu.....	22
Şekil 2.2: Kuzey Afrika ve Akdeniz havzasındaki yüzey basıncı, yüzey ve üst atmosfer rüzgarları ile yağışlı alanların Temmuz ayı ortalama durumu	23
Şekil 2.3: Köppen-Geiger iklim sınıflandırma sistemine göre çalışma alanı ve çevresindeki büyük iklim kümeleri ile başlıca iklim çeşitlerinin coğrafi dağılışı	25
Şekil 2.4: ITCZ'nin mevsimlik döngüsüne göre, kış mevsimindeki konumu ve deniz seviyesi basınçlarının dağılışı.....	29
Şekil 2.5: ITCZ'nin mevsimlik döngüsüne göre, yaz mevsimindeki konumu ve deniz seviyesi basınçlarının dağılışı.....	31
Şekil 2.6: Köppen-Geiger iklim sınıflandırma sistemine göre Türkiye ve yakın çevresinin büyük iklim kümeleri ve başlıca iklim çeşitlerinin coğrafi dağılışı.	34
Şekil 3.1: Akdeniz havzası Haziran ayı 850 hPa sıcaklıklarına ait AB yüklerinin coğrafi dağılışı.	41
Şekil 3.2: Akdeniz havzası Temmuz ayı 850 hPa sıcaklıklarına ait AB yüklerinin coğrafi dağılışı deseni.	43
Şekil 3.3: Akdeniz havzası Ağustos ayı 850 hPa sıcaklıklarına ait AB yüklerinin coğrafi dağılışı.	44
Şekil 3.4: Akdeniz havzası Eylül ayı 850 hPa sıcaklıklarına ait AB yüklerinin coğrafi dağılışı deseni.	46
Şekil 3.5: Akdeniz havzası Haziran ayı deniz seviyesi basınçlarına ait AB yüklerinin coğrafi dağılışı deseni.	48
Şekil 3.6: Akdeniz havzası Temmuz ayı deniz seviyesi basınçlarına ait AB yüklerinin coğrafi dağılışı deseni.	50
Şekil 3.7: Akdeniz havzası Ağustos ayı deniz seviyesi basınçlarına ait AB yüklerinin coğrafi dağılışı deseni.	52
Şekil 3.8: Akdeniz havzası Eylül ayı deniz seviyesi basınçlarına ait AB yüklerinin coğrafi dağılışı deseni.	54
Şekil 3.9: Akdeniz havzası Haziran ayı 500 hPa yüksekliklerine ait AB yüklerinin coğrafi dağılışı deseni.	56
Şekil 3.10: Akdeniz havzasında 1963-2000 dönemi Haziran ayı ortalama 500 hPa yükseklik düzeylerinin coğrafi dağılışı.	58
Şekil 3.11: Akdeniz havzası Temmuz ayı 500 hPa yüksekliklerine ait AB yüklerinin coğrafi dağılışı deseni.	59
Şekil 3.12: Akdeniz havzasında 1963-2000 dönemi Temmuz ayı ortalama 500 Pa yükseklik düzeylerinin coğrafi dağılışı.	60

Şekil 3.13: Akdeniz havzası Ağustos ayı 500 hPa yüksekliklerine ait AB yüklerinin coğrafi dağılış deseni.	61
Şekil 3.14: Akdeniz havzasında 1963-2000 dönemi Ağustos ayı 500 hPa yükseklik düzeylerinin coğrafi dağılışı.	62
Şekil 3.15: Akdeniz havzası Eylül ayı 500 hPa yüksekliklerine ait AB yüklerinin coğrafi dağılış deseni.	63
Şekil 3.16: Akdeniz havzasında 1963-2000 dönemi Eylül ayı ortalama 500 hPa yükseklik düzeylerinin coğrafi dağılışı.	64
Şekil 4.1: Çalışmada kullanılan meteoroloji istasyonlarının coğrafi dağılışı.	68
Şekil 4.2: 1963-2000 dönemi Türkiye yaz mevsimi ortalama sıcaklıklarına ait AB yüklerinin coğrafi dağılış deseni.	70
Şekil 4.3: 1963-2000 dönemi Türkiye yaz mevsimi minimum sıcaklıklarına ait AB yüklerinin coğrafi dağılış deseni.	72
Şekil 4.4: 1963-2000 dönemi Türkiye yaz mevsimi maksimum sıcaklıklarına ait AB yüklerinin coğrafi dağılış deseni.	73
Şekil 5.1: 1963-2010 dönemi Haziran ayı ortalama sıcaklık dizilerindeki <i>M-K</i> trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılışları.	78
Şekil 5.2: 1963-2010 dönemine ait Temmuz ayı ortalama sıcaklık dizilerindeki <i>M-K</i> trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılışları.	79
Şekil 5.3: 1963-2010 dönemine ait Ağustos ayı ortalama sıcaklık dizilerindeki <i>M-K</i> trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılışları.	80
Şekil 5.4: 1963-2010 dönemine ait Eylül ayı ortalama sıcaklık dizilerindeki <i>M-K</i> trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılışları.	80
Şekil 5.5: 1963-2000 dönemine ait Haziran ayı minimum sıcaklık dizilerindeki <i>M-K</i> trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılışları.	81
Şekil 5.6: 1963-2010 dönemine ait Temmuz ayı minimum sıcaklık dizilerindeki <i>M-K</i> trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılışları.	82
Şekil 5.7: 1963-2010 dönemine ait Ağustos ayı minimum sıcaklık dizilerindeki <i>M-K</i> trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılışları.	83
Şekil 5.8: 1963-2010 dönemine ait Eylül ayı minimum sıcaklık dizilerindeki <i>M-K</i> trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılışları.	84
Şekil 5.9: 1963-2010 dönemine ait Haziran ayı maksimum sıcaklık dizilerindeki <i>M-K</i> trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılışları.	85
Şekil 5.10: 1963-2010 dönemine ait Temmuz ayı maksimum sıcaklık dizilerindeki <i>M-K</i> trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılışları.	85
Şekil 5.11: 1963-2010 dönemine ait Ağustos ayı maksimum sıcaklık dizilerindeki <i>M-K</i> trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılışları.	86
Şekil 6.1: Kuzey yarımküre, uzun yaz mevsimi kara yüzeyi sıcaklık anomalileri.	95
Şekil 6.2: Kuzey yarımküre uzun yaz mevsimi okyanus ve kara yüzeyi sıcaklık anomalileri.	96

Şekil 6.3: Çalışma alanı ve çalışmada kullanılan grid noktalarının dağılımı.	97
Şekil 6.4: 2010 yılı uzun yaz mevsimi 850 hPa ortalama sıcaklık anomalileri.	98
Şekil 6.5: Aylara göre 850 hPa sıcaklık anomalileri.	100
Şekil 6.6: 2010 yılı uzun yaz mevsimi deniz seviyesi basıncı anomalileri.	101
Şekil 6.7: Aylara göre 2010 yılı deniz seviyesi basıncı anomalileri.	103
Şekil 6.8: 2010 yılı uzun yaz mevsimi 500 hPa yükseklik anomalileri.	104
Şekil 6.9: Aylara göre 2010 yılı 500 hPa yükseklik anomalileri.	106
Şekil 6.10: 2010 yılı uzun yaz mevsimi 1000-500 hPa atmosfer kalınlığı anomalileri. ...	107
Şekil 6.11: Aylara göre 2010 yılı 1000-500 hPa atmosfer kalınlığı anomalileri.	108
Şekil 7.1: Uzun yaz mevsimi maksimum sıcaklıklarındaki ortalama yaz günü sayılarının alansal dağılışı.	115
Şekil 7.2: Uzun yaz mevsimi maksimum sıcaklıklarındaki ortalama tropikal gün sayılarının alansal dağılışı.	116
Şekil 7.3: Uzun yaz mevsimi yaz günü sayılarındaki yıllararası değişkenliğin (%) alansal dağılışı.	117
Şekil 7.4: Uzun yaz mevsimi tropikal gün sayılarındaki yıllararası değişkenliğin (%) alansal dağılışı.	118
Şekil 7.5: 1970-2006 dönemi yaz günü sayılarındaki <i>M-K</i> trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılışı.	119
Şekil 7.6: 1970-2006 dönemi yaz mevsiminde gözlenen yaz günü sayılarındaki yıllararası değişim.	120
Şekil 7.7: 1970-2006 dönemi Türkiye tropikal gün sayılarındaki <i>M-K</i> trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılışı.	122
Şekil 7.8: 1970-2006 dönemi yaz mevsiminde gözlenen tropikal gün sayılarındaki yıllararası değişim.	122
Şekil 7.9: 2010 yaz mevsiminde gözlenen yaz günü sayılarının normalleştirilmiş anomali değerleri.	124
Şekil 7.10: 2010 yaz mevsiminde gözlenen tropikal gün sayılarının normalleştirilmiş anomali değerleri.	125
Şekil 8.1: 1981-2010 dönemi Ocak-Mart aylarındaki 500 hPa jeopotansiyel yüksekliğinde esen vektörel rüzgarlar.	129
Şekil 8.2: 1981-2010 dönemi Ocak-Mart aylarındaki 850 hPa jeopotansiyel yüksekliğinde esen vektörel rüzgarlar.	130
Şekil 8.3: 1981-2010 dönemi Temmuz-Eylül aylarındaki 500 hPa jeopotansiyel yüksekliğinde esen vektörel rüzgarlar.	131
Şekil 8.4: 1981-2010 dönemi Temmuz-Eylül aylarındaki 850 hPa jeopotansiyel yüksekliğinde esen vektörel rüzgarlar.	132

Şekil 8.5: 300 hPa zonal rüzgarının (m/s) zayıf muson yıllarındaki mevsimlik (HTAE) ortalama anomalileri	133
Şekil 8.6: 850 hPa jeopotansiyel yüksekliği ve vektörel rüzgarların (m/s) zayıf muson yıllarındaki mevsimlik (HTAE) ortalama anomalileri.....	134
Şekil 8.7: 300 hPa zonal rüzgarının (m/s) kuvvetli muson yıllarındaki mevsimlik (HTAE) ortalama anomalileri	135
Şekil 8.8: 850 hPa jeopotansiyel yüksekliği ve vektörel rüzgarların (m/s) kuvvetli muson yıllarındaki mevsimlik (HTAE) ortalama anomalileri.....	136
Şekil 8.9: 2010 Haziran 850 hPa vektörel rüzgarlar ve 850 hPa jeopotansiyel yüksekliklerin alansal dağılışları.	137
Şekil 8.10: 2010 Temmuz 850 hPa vektörel rüzgarlar ve 850 hPa jeopotansiyel yüksekliklerin alansal dağılışları	138
Şekil 8.11: 2010 Ağustos 850 hPa vektörel rüzgarlar ve 850 hPa jeopotansiyel yüksekliklerin alansal dağılışları	140
Şekil 8.12: 2010 Eylül 850 hPa vektörel rüzgarlar ve 850 hPa jeopotansiyel yüksekliklerin alansal dağılışları	141
Şekil 8.13: 2010 yaz mevsimi 500 hPa jeopotansiyel yüksekliği ve 850 hPa sıcaklıklarının 1.kümelerarası ilişki yük desenlerinin alansal dağılışı.	142
Şekil 8.14: 2010 yaz mevsimi 500 hPa jeopotansiyel yüksekliği ve 850 hPa sıcaklıklarının 2.kümelerarası ilişki yük desenlerinin alansal dağılışı.	143
Şekil 8.15: 2010 yaz mevsimi 500 hPa jeopotansiyel yüksekliği ve 850 hPa sıcaklıklarının 3.kümelerarası ilişki yük desenlerinin alansal dağılışı.	144
Şekil 8.16: Yaz mevsimi deniz seviyesi basıncı ile yüzey sıcaklıkları arasındaki 1.kümelerarası ilişki yük desenlerinin alansal dağılışı.	145
Şekil 8.17: Yaz mevsimi deniz seviyesi basıncı ile yüzey sıcaklıkları arasındaki 2.kümelerarası ilişki yük desenlerinin alansal dağılışı.	146
Şekil 8.18: Yaz mevsimi deniz seviyesi basıncı ile yüzey sıcaklıkları arasındaki 3.kümelerarası ilişki yük desenlerinin alansal dağılışı.	147

EKLER LİSTESİ

Ek 1.1: 24.07.2010-30.07.2010 tarihlerinde 850 hPa jeopotansiyel yüksekliğinde ortalama sıcaklıkların alansal dağılışı.	163
Ek 1.2: 31.07.2010-06.08.2010 tarihlerinde 850 hPa jeopotansiyel yüksekliğinde ortalama sıcaklıkların alansal dağılışı.	163
Ek 1.3: 07.08.2010-13.08.2010 tarihlerinde 850 hPa jeopotansiyel yüksekliğinde ortalama sıcaklıkların alansal dağılışı.	164
Ek 1.4: 14.08.2010-20.08.2010 tarihlerinde 850 hPa jeopotansiyel yüksekliğinde ortalama sıcaklıkların alansal dağılışı.	164

GİRİŞ

Yeryüzünde canlı hayatının devamlılığını sağlayan ve aynı zamanda ona güncel görünümünü veren en önemli süreçlerden biri iklimdir (Erol, 1999). Dünya iklimi, jeolojik devirler boyunca çeşitli değişimlere uğramıştır. Bu değişimlerin süreleri milyon ile ifade edilen yıllardan bin ile ifade edilen salınımlara kadar değişik ölçeklerde olmuştur. İklimlerdeki bu doğal değişim süreci bugün de devam etmektedir. Ancak bugünü eski çağlardan ayıran fark, insanoğlunun doğal sürece olan müdahalesidir (Gönençgil, 2008). İnsan etkileri ile atmosferin yapısının değiştirilmesi atmosferik sera etkisini arttırdığı için küresel iklim değişmektedir (IPCC, 2007).

Nedeni ne olursa olsun küresel ölçekte meydana gelebilecek sıcaklık artışlarının ekosistemlere ve insan yaşamı üzerine etkileri kaçınılmazdır. Sıcaklık artışlarının hidrolojik döngüde önemli değişikliklere neden olabileceği gibi buzulların erimesine de bağlı olarak deniz seviyesinde yükselmeler, iklim kuşaklarının yer değiştirmesi gibi ekolojik açıdan önemli sonuçlar doğurabilecek değişimlere neden olması beklenmektedir (Gönençgil, 2008).

Afet Kaynaklı Salgın Hastalıkları Araştırma Merkezi'nin (Centre for Research on the Epidemiology of Disasters, CRED) istatistiklerine göre, ekstrem sıcaklıklar (sıcak ve soğuk hava dalgaları), kuraklık ve orman yangınları gibi klimatolojik kökenli afetlerin frekansında 1990'ların ortasından başlayarak bir artış gözlenir. Her yılın bir önceki yıldan daha kurak olma olasılığının artması ve buna bağlı olarak 1990'lardan başlayarak küresel sıcaklıklardaki artış, kış aylarındaki dondurucu soğuklar ile yaz aylarındaki aşırı yüksek hava sıcakları canlı yaşamı için önemli bir tehdit oluşturur. Ayrıca, kurak ve sıcak geçen yaz aylarındaki sıcak hava dalgaları, orman yangınlarını tetikleyerek büyük kayıplara yol açar.

Ekstrem sıcaklıklardaki değişimler iklimdeki değişimin anlamlı bir göstergesidir. Donlu gün sayılarında geniş alanlarda gözlenen azalma, sıcak ekstremlerdeki artış ve soğuk ekstrem gün sayılarındaki azalma orta enlem kara alanlarının %70-75'inde gözlenmektedir (Trenberth vd., 2007). Ekstrem sıcaklıklar (ör; sıcak hava dalgası), taşkın, sel ve ekstrem sıcaklıkların insan yaşamı üzerindeki etkileri ile yaşam kalitesi konuları birçok araştırmacı tarafından incelenmektedir. Aynı şekilde, Akdeniz havzası ve

çevresinde yağış ve sıcaklıklardaki (minimum, maksimum) değişkenlikler ve eğilimler de bölgesel ölçekte birçok araştırmacı tarafından araştırılmaktadır (ör; Alpert vd., 2006; Xoplaki vd., 2003; Feidas vd., 2007; Ben-Gai vd., 1999, Rodo vd., 1997; Esteban Parra vd., 1998; Delitala vd., 2000; Gönençgil ve İçel, 2010).

Soğuk günler, soğuk geceler ve donlu günler kara alanlarının birçoğunda daha az sıklıkla olurken, Avrupa'nın büyük bir kısmında ve Akdeniz havzasındaki ülkelerde sıcak gün ve sıcak geceler daha büyük bir sıklıkla oluşur (Black vd., 2004; Feudale ve Shukla, 2010; Kuglitsch vd., 2010; Kostopoulou ve Jones, 2005; Sanchez-Lorenzo vd., 2011; Tolika vd., 2011).

Akdeniz'de iklim koşullarının alansal dağılımını kontrol eden fiziki coğrafi faktörler, atmosferik dolaşım, enlem, yükselti ve genel olarak orografi, kara-deniz etkileşimi ve daha küçük ölçekli süreçlerdir (Lolis vd., 1999; Xoplaki, 2002; Xoplaki vd., 2003). Bu kontrol mekanizmalarıyla şekillenen Akdeniz ikliminde, özellikle yaz aylarında sıcak ve kurak dönemler egemendir. İklim değişikliğine bağlı olarak ekstrem olayların frekansının artmasıyla, bu olaylardan etkilenecek alanlar birçok iklimbilimci tarafından araştırılmaktadır (Domonkos vd., 2003; Haylock ve Goodess, 2004; Vautard vd., 2007; Beniston ve Diaz, 2004).

Akdeniz havzasında onyıllık Aralık-Ocak-Şubat yağışları ve Haziran-Temmuz-Ağustos sıcaklıkları, özellikle 1960'lardan beri önemli değişiklikler (Aralık-Ocak-Şubat yağışlarında, 1960'ların başından 1990'ların başına kadar belirgin bir azalma, Haziran-Temmuz-Ağustos yüzey sıcaklıklarında 1970-2009 döneminde yaklaşık 1.8°K artış) vardır (Mariotti ve Dell'Aquila, 2012).

Avrupa ve Akdeniz iklimi üzerinde etkisi olan atmosferik dolaşım desenleri ve yüzeydeki iklim koşullarını belirleyen atmosfer dinamikleriyle ilgili birçok çalışma yapılmaktadır. Örneğin; İzlanda ve Azor bölgesi alt troposfer seviyeleri arasındaki Kuzey Atlantik Salınımı (Wallace ve Gutzler, 1981; Hurrell vd., 2003), 700 hPa seviyesinde Güney Avrupa-Kuzey Atlantik deseni (Kutiel ve Kay,1992), 500 hPa'da Kuzey denizi-Hazar deseni (Kutiel ve Benaroch, 2002), batı ve doğu Akdeniz havzaları arasındaki 500 hPa jeopotansiyel yükseklik desenleri (Hatzaki vd., 2007) gibi.

Önceki çalışmalara göre, Akdeniz havzası küresel ısınmadan en çok etkilenecek alanlardan biridir. Sıcaklık, yağış ve ekstrem olaylarla ilgili yapılan çalışmalar ve bölgesel

projeksiyonlar da bunu destekler niteliktedir. Ancak, Akdeniz havzasında yapılan bölgesel ölçekli çalışmalar açısından, Türkiye'nin yaz sıcaklıklarının bölgesel ölçekli değişikliklerden etkilenebilirliği ve Türkiye yaz sıcaklıklarını kontrol eden dolaşım özelliklerinin tanımlanması konularındaki çalışmalar yetersizdir. Bu çalışmada öncelikle, Akdeniz havzasındaki sıcaklıkların alansal ve zamansal değişkenliği analiz edilerek bölgesel özellikleri tanımlanmaya çalışılmıştır. Daha sonra, bu bilgi ile Türkiye'nin yaz sıcaklıklarının alansal ve zamansal değişkenliği tanımlanmıştır. İkinci olarak, Türkiye yaz sıcaklıklardaki ekstrem gün sayıları belirlenerek ekstrem günlerdeki eğilimler değerlendirilmiştir. Son olarak da, Türkiye yaz sıcaklıklarının kontrol eden geniş ölçekli atmosfer dolaşımı ve Türkiye yaz sıcaklıklarını etkileyen uzakbağlantı desenleri (Muson Dolaşımı) konularındaki bilimsel yetersizlik doldurulmaya çalışılmıştır.

Bu tez sekiz bölümden oluşmaktadır. Tezin giriş bölümünde, tez konusuyla ilgili yapılan literatür incelemeleri, doktora tez çalışmasının amacı ve çalışma alanına ait genel özellikler yer alır. Birinci bölümde, tez kapsamında kullanılan veriler ve analiz yöntemleriyle ilgili açıklamalar yer alır. İkinci bölümde, Akdeniz havzasının ve Türkiye'nin genel atmosfer dolaşımındaki yeri açıklanmaya çalışılmıştır. Akdeniz havzası ile Türkiye ve yakın çevresinin Köppen-Geiger iklim sınıflandırmasına göre özellikleri değerlendirilmiştir. Tezin üçüncü bölümünde, Akdeniz havzasındaki genel dolaşım özelliklerini belirlemek için, 25°-60°K, 25°B-50°D enlem ve boylamlarında yer alan coğrafyaya ilişkin 1963-2000 dönemine ait 850 hPa sıcaklıkları, deniz seviyesi basınçları ve 500 hPa jeopotansiyel yükseklik verilerinin asal bileşen analizi sonuçları ve analiz değerlendirmeleri yer alır. Dördüncü bölümde, 1970-2010 dönemine ait Türkiye'nin 99 meteoroloji istasyonunun ortalama, maksimum ve minimum hava sıcaklıklarının alansal değişkenlikleri asal bileşen analizi ile incelendi. Beşinci bölümde, 1963-2010 dönemine ait Türkiye'nin 99 meteoroloji istasyonunun uzun mevsimi ortalama, maksimum ve minimum sıcaklıkları ile Türkiye ravinsonde istasyonlarına ait 850 hPa ortalama, maksimum sıcaklıklar ve 500 hPa jeopotansiyel yükseklikleri, Mann-Kendall (M-K) sınamasına göre değerlendirildi. Altıncı bölümde, 2010 yazına ait günlük 850 hPa jeopotansiyel sıcaklıkları, 1000-500 hPa kalınlığı, 500 hPa jeopotansiyel yüksekliği, deniz seviyesi basınç verilerine ait anomaliler hesaplanarak 2010 yılı yaz mevsimindeki sıcak hava dalgasının yüzey ve üst atmosferdeki özellikleri incelenmiştir. Yedinci bölümde, Türkiye'nin 1970-2006 dönemine ait günlük maksimum sıcaklık verilerindeki tropikal ve yaz günleri belirlenerek bu veri

dizilerindeki eğilimler incelenmiştir. Tezin sekizinci bölümünde, muson dolaşımının Türkiye yaz sıcaklıkları ve deniz seviyesi basınçları arasındaki ilişkiler değerlendirilmiştir. Sonuç bölümünde, tez kapsamında yapılan çalışmalar ile elde edilen sonuçlar verilmiştir.

1. Önceki Çalışmalar

Akdeniz havzası ve çevresindeki sıcaklık ve yağış değişkenliği ile uzun süreli eğilimleri içeren çalışmalar birçok bilim insanı tarafından araştırılmaktadır. İklim parametrelerindeki eğilim, değişiklikler ve çeşitli senaryolar dikkate alınarak hazırlanan iklim modellerine göre, Akdeniz havzası iklim değişikliği/değişkenliğinden en çok etkilenecek alanlardan biridir.

Akdeniz havzası için yapılan çalışmalarda, özellikle sıcaklıklarda 1980'lerden sonra belirgin artışlar ve 1970'lerden başlayarak da yağışlardaki belirgin azalmalar dikkati çeker. Özellikle 1970'li yılların başında, Doğu Akdeniz havzası ve Türkiye yağışlarında önemli azalma eğilimleri ve kurak dönemler yaşanmaya başlamıştır. Yağışlardaki azalma eğilimleri, özellikle kış yağışlarında belirgindir (örn. Maheras ve Kutiel, 1999; Xoplaki vd. 2003; Gönençgil ve İçel 2010). 1970-2001 yılları arasındaki uzun süreli ortalamaların altındaki az yağışlı dönemler, su açığı, su sıkıntısı ve su kaynakları yönetimi açısından önemlidir.

İngiltere Meteoroloji Servisi Hadley İklim Tahmin ve Araştırma Merkezi tarafından geliştirilen bölgesel iklim modeli (PRECIS) ve HadAMP3 atmosferik genel dolaşım modeli Meteoroloji Genel Müdürlüğü (MGM) tarafından farklı senaryolara göre çalıştırılmıştır. Bu modelde, 1961-1990 dönemi referans olarak alınmış ve 2071-2100 dönemi için sıcaklık, yağış, kar kalınlığı, yağış-buharlaşma farkına ilişkin simülasyonlar yapılmıştır. A2 senaryosuna göre, 2071-2100'de 1961-1990'a göre ortalama sıcaklıklar, Türkiye'nin kıyı kuşağı boyunca 4-5°C, iç bölgelerde ise 5-6°C oranında artacaktır (Demir vd. 2008). B1 senaryosuna göre, 2071-2099 periyodunda 2.5°C sıcaklık değişimi öngörülmektedir. Bu değişimin en düşük değeri, 1.6°C ile Karadeniz kıyıları ve Marmara denizi çevresi, en yüksek değişim ise, 3.3°C ile Türkiye'nin güney ve güneydoğusunda beklenmektedir (Demir vd. 2010). En iyimser ve en kötümser senaryolara göre, Akdeniz havzası ve çevresinde yüzyılın sonlarına doğru yağışlarda azalma eğilimleri öngörülmesi dikkat çekicidir. Demir vd. (2010)'nin değerlendirmelerine göre, A2 senaryosunda en

yüksek sıcaklık artışlarının Balkanlar ve Güneydoğu Avrupa'da, B1 senaryosuna göre ise İran ve Irak'ı içine alan bölgede gerçekleşmesi öngörülmektedir.

Gönençgil ve İçel (2010) Türkiye'nin Doğu Akdeniz kıyılarındaki istasyonların yağış özelliklerini inceledikleri çalışmalarında, yıllık toplam yağışlarda ve yağışlı gün sayılarında istatistiksel açıdan anlamlı azalma eğilimi belirlemişlerdir. Özellikle, azalma eğilimi kış ve ilkbahar mevsimlerinde belirginken, yaz mevsimi yağışlarında zayıf bir artma eğilimi egemendir. Ayrıca, bu çalışmada yaz yağışlarının daha çok kısa süreli (sağanak) şeklindeki yağışlar olduğunu belirtirler.

Akdeniz'de iklim koşullarının alansal dağılışına kontrol eden fiziki coğrafik faktörler; atmosferik dolaşım, enlem, yükselti ve genel olarak orografi, kara-deniz etkileşimi ve daha küçük ölçekli süreçlerdir (Xoplaki, 2000; Xoplaki vd. 2000; Xoplaki vd. 2003). Xoplaki vd. (2003), Akdeniz yaz mevsimi hava sıcaklık değişkenliği ve onun geniş ölçekli atmosferik dolaşım ve deniz seviyesi sıcaklıkları ile bağlantısını inceledikleri çalışmalarında, Akdeniz havzasında 1950-1999 periyodunda, 213 istasyona ait yaz hava sıcaklığı verilerini kullanarak, 1950'lerde, 1980'lerde ve 1990'larda yaz sıcaklıklarının daha yüksek, 1960'ların ve 1970'lerin ortalarında ise daha düşük olduğunu belirlemişlerdir. Giorgi (2002), Akdeniz havzasında 1901-1998 dönemindeki (30°K-48°K ve 20°B-40°D noktaları arasında) kış, yaz ve yıllık hava sıcaklıklarındaki değişkenlik ve trendleri incelediği çalışmasında, Akdeniz'de 0.75°C civarında 20. yüzyıl ve özellikle de son onyıllarda daha belirgin olan istatistiksel olarak anlamlı bir ısınma trendi olduğunu belirlemiştir. Maheras ve Kutiel (1999)'da Akdeniz'deki sıcaklık rejimindeki alansal ve zamansal değişimleri ve bu değişimlerin ilgili dolaşımla ilişkisini inceledikleri çalışmalarında Akdeniz havzasının mevsimlere göre (ilkbahar dışında) etkili olan dolaşıma bağlı olarak 4 farklı sıcaklık özelliği gösteren bölgelere ayırmışlardır. Bu çalışmada, Akdeniz havzasındaki yüksek sıcaklıkların, güneyli dolaşımla çoğunlukla Kuzey Afrika ve Sahra çöllerinden kaynaklandığını, Balkanlardaki yüksek sıcaklıkların ise batılı zonal dolaşımla ilgili olduğunu belirtmişlerdir.

Akdeniz havzasında ve çevresindeki sıcaklık, yağışın ve Arktik salınım (AO), Kuzey Atlantik salınımı (NAO), Doğu Atlantik (EA), İskandinavya (SCA), Polar-Avrasya (POL), Kuzey Denizi-Hazar (NSC), Akdeniz dolaşımı (MO), El Niño Güneyli Salınımı (ENSO) gibi atmosferik uzakbağlantı desenleri ile olan ilişkilerini içeren birçok çalışma yapılmıştır

(Hurrell, 1995; Kutiel ve Maheras 1998; Kutiel vd. 2002; Ghasemi ve Khalili, 2006; Kutiel ve Kay,1992; Hatzaki vd., 2007).

Yaz mevsiminde, doğu ve merkezi Akdeniz iklimini etkileyen en önemli dolaşım Azor ve Güney Asya musonudur (Reddaway ve Bigg, 1996; Rodwell ve Hoskins, 1996; Ziv vd. 2004). Güney Asya musonu yaz mevsiminde, Arabistan ve Ortadoğu üzerinde yazın düşük basınçlara ve kışın yüksek basınçlar ile deniz seviyesi basınçlarında yüksek değişkenliğe neden olur.

Basra alçak basıncı, Ortadoğu ve Türkiye'yi içeren kara parçasındaki yaz mevsimindeki düşük deniz seviyesi basınçlarına ve yüksek hava sıcaklıklarına neden olan güney Asya muson dolaşımının bir uzantısıdır.

Doğu ve Batı Akdeniz havzalarının farklı iklimsel davranışlar sergiledikleri birçok araştırmacı tarafından incelenmiştir (Örneğin; 2 haftaya kadar olan kademeli gecikme, 1980'lerdeki musonun başlangıcı, 1950'lerin başı ile karşılaştırılabilir) (Subbaramayya vd. 1990). Bu alanlarda Muson alçak basıncının periyotları önceleri kısmen Mayıs ayındaiken, kuvvetli olarak yaz aylarında (Haziran-Temmuz-Ağustos)'dır. Bu durumda Akdeniz havzası ve çevresinde yaz mevsiminde aşırı sıcak olan dönemlerin yaşanmasına neden olmuştur (Reddaway ve Bigg, 1996).

Kripalani ve Kulkarni (1999), musonal gecikmeyi Avrasya üzerindeki kış mevsimi kar kalınlığının devam etmesiyle açıklanmışlardır. Bu çalışmada, batı Avrasya üzerinde kış mevsimindeki kar kalınlığı (Doğu Avrasya ve merkezi Sibiryaya) ve takip eden Hindistan muson yağışları arasında anlamlı negatif bir ilişki buldular. Bu korelasyon yapısı, güçlü (zayıf) bir musondan önceki kış boyunca Asya üzerinde normal olmayan bir sırt (oluk) ile uzun dalgalı bir orta enlem deseninin varlığını gösterir. Güçlü geçen muson döneminden önceki kış mevsiminde, Avrasya kar kalınlığının az, zayıf geçen bir muson döneminden önceki kışlarda ise Asya üzerindeki oluk nedeniyle kar kalınlığı da fazladır.

Rodwell ve Hoskins (1996)'da Asya yaz musonunun sadece merkez Asya'yı değil, ayrıca Doğu Akdeniz'i de kontrol ettiğini belirlemişlerdir. Sayısal simülasyonlar kullanılarak, Doğu Akdeniz üzerinde yarı-daimi sübsidans yapısının görünmesi ve musonun başlangıcı arasındaki bağlantıyı ifade etmişlerdir.

Yaz mevsiminde, Doğu Akdeniz'de dinamik faktörlerin yönetimi, iklim rejimi ve Asya musonu arasındaki ilişki Ziv vd. (2004) tarafından çalışılmıştır. Bu çalışmada, Doğu

Akdeniz üzerinde aşağıya doğru bir hareket ile Himalayalar üzerinde yukarıya doğru bir hareketle bağlantılı bir dolaşım tanımlamışlardır.

Raicich vd. (2003)'de Asya ve Afrika muson sistemleri arasındaki ilişkiyi çalışmışlar ve bunların her biri ve Akdeniz üzerindeki basınç dağılışı arasında uzun yıllararası ölçekte yüksek bir ilişki bulmuşlardır.

Muson-çöl mekanizmasını Rodwell ve Hoskins (1996)'da açıklamışlar, ancak bunu sadece Asya musonu ile sınırlandıramamışlardır. Benzer bir şekilde, okyanusal subtropikal antisiklonların kuvvetlendiği yaz mevsimindeki gözlemlerle, Akdeniz tipi iklim bölgeleri ve batılı karasal çöllerin varlığı arasındaki ilişkiyi açıklamaya çalışmışlardır. Onlar, muson-çöl mekanizmasının batı ve kuzeybatısında gelişen uzak bir sübsidansın etkisiyle bu mekanizmanın güçlenebileceğini göstermişlerdir. Akdeniz'deki çok kurak yaz iklimi ve etrafındaki alanların çoğunlukla bununla ilgili olabileceğini belirtmişlerdir.

Pasifik ve Hint okyanusundaki akıntıları ve atmosferik dolaşım birbiriyle yakın ilişkilidir. Okyanus havzalarından herhangi birindeki bir iklim değişimi çoğunlukla diğer havzayı da etkiler. Bu El-Niño güneyli salınımı, iki yılda bir olan muson değişkenliği ve Hint okyanusu bölgesel/iki kutup durumu gibi olayları kapsar. Havzalararası etkileşim ve geri beslemeler periyodu, gelişimi ve EÑSO desenini ve onun onyıllararası değişkenliğini anlamak açısından çok önemlidir.

Bununla birlikte, Hint okyanusu ve musonlardan kaynaklanan zayıf ve güçlü yaz muson dönemlerindeki değişimler, Hint okyanusu deniz yüzey sıcaklıklarındaki uzun yıllararası değişkenlik ve okyanusal akışlardaki dalgalanmaların miktarı EÑSO dinamiklerinin etkileşiminde potansiyel olarak anlamlıdır.

Trigo vd. (2002), Akdeniz havzasında siklojenez mekanizmasının klimatolojisini inceledikleri çalışmalarında bahar ve yaz mevsiminde, Kuzey Afrika'da Atlas dağlarından kaynaklanan rüzgaraltı siklojenezlerinin ve doğu Akdeniz'de Asya musonunun bir uzantısı olan Basra alçak basıncı vb. faktörlerin etkili olmasına rağmen termal alçakların etkili olmaya başlaması daha önemlidir. Akdeniz siklon eğilimlerinin günün erken saatlerinden, siklonlarının davranışının gündüz zorlamalarıyla değişmesi ve siklon gelişiminin tetiklenip olgun evreye ulaşmasının çoğunlukla öğleden sonra ya da gecenin ilk saatlerine kaydığını belirtmişlerdir. Aynı çalışmada, İlkbahar'da güçlenen meridyonel sıcaklık gradyanının kuzey Afrika kıyılarında Sahra depresyonlarının gelişimini tetiklediğini ve bu termal

zorlamanın özellikle yaz mevsiminde, Akdeniz siklonlarının başlangıcı ve devamlılığında önemli bir rol oynadığını belirtmişlerdir.

Bölgesel termal dalgalanmalarla ilgili bir çeşit günlük salınım gösteren Ortadoğu oluşu, Asya musonunun gezegensel ölçekteki hareketiyle gelişir (Rodwell ve Hoskins 1996, Trigo vd., 2002).

Djamali vd., (2010), mağaralarda oluşan ikincil bir maden yatağı olan speleothem kayıtlarını kullandıkları çalışmalarında, Yemen ve Umman'daki mağaralardan alınan speleothem kayıtları (Fleitmann vd., 2003, 2007; Neff vd., 2001), Hindistan'daki göl kayıtları (Enzel vd., 1999) kuzeydoğu Arap denizinden alınan proksi kayıtlarına (Clemens ve Prell, 2003) göre, Holosen başlarında tropiklerarası yaklaşım kuşağının kuzeye doğru kaymasıyla ve Hindistan yaz musonunun güçlendiğini ve bu bölgede yağışların arttığını belirlemişlerdir. Aynı zamanda, çalışma alanlarının kuzey sınırında kışın egemen olan Akdeniz iklim tipi (kışları yağışlı) ve yazın egemen olan muson dolaşımına bağlı olarak yağışlı olan bölgenin günümüzde kabaca Hint-Pakistan sınırının kuzeye kaymış olduğunu, bu yer değiştirmenin sonucunda da iklim sistemi, bölgesel hidroloji ve vejetasyon sınırlarının güneybatı Asya'daki gibi değişmiş olması ihtimalini vurgulamışlardır. Djamali vd., (2010)'da, Hindistan yaz musonunun, buzularası periyotlarda Yakın Doğu, orta enlem biyomlarının dağılışı ve evriminde önemli bir rol oynadığını belirtmişlerdir.

2. Çalışmanın Amacı

Tezin amacı; büyük Akdeniz iklim bölgesinde bulunan Türkiye'nin yaz iklim karakterini belirleyen genel dolaşım özelliklerini anlamak ve sıcak hava dalgaları, ekstrem olaylara neden olan atmosferik dolaşımın özellikleri belirlemektir. Bu bağlamda, Türkiye yaz sıcaklıklarındaki ve yağışlarındaki yıllararası değişkenliği ve/veya değişebilirliği inceleyerek bu değişkenliğin tropikal ve muson dolaşımı ile ilişkisini açıklamaya çalışmaktır. Bu amaçla;

Türkiye ve çevresindeki yaz iklimini belirleyen bölgesel dolaşım desenini değerlendirmek için aylık ortalama sıcaklık, ortalama maksimum sıcaklık, ortalama minimum sıcaklık verilerindeki alansal dağılışı desenleri,

Aylık ortalama sıcaklık, ortalama maksimum sıcaklık, ortalama minimum sıcaklık dizilerindeki (yaz ya da uzun yaz (Haziran-Eylül)), ve

850 hPa ve 500 hPa jeopotansiyel yüksekliklerle klimatolojik veri dizilerindeki uzun süreli eğilimler belirlenecektir.

Ayrıca, belirlenen sıcak bir yıla ait jeopotansiyel yükseklik seviyelerindeki sinoptik özellikleri (yüksek yüzey sıcaklıkları ve üst atmosfer rüzgarları, atmosferik kalınlıklar) incelenecektir.

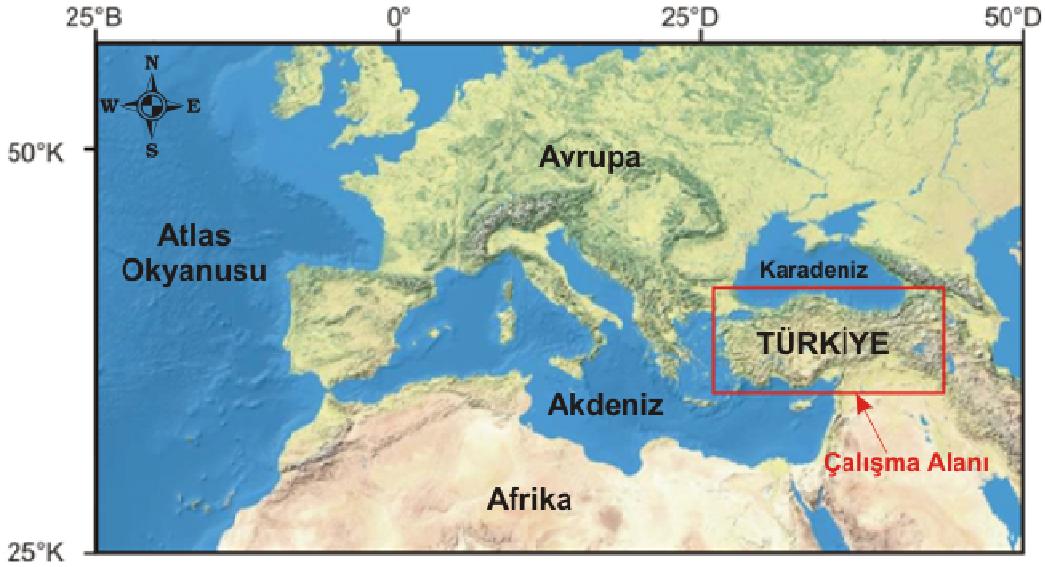
Meteoroloji istasyonlarının tropik gün ve yaz günü gibi sayılı günleri belirlenerek, iklim değişikliğine bağlı olarak ekstrem olaylardaki artışlardan en çok etkilenen alanlar belirlenmeye çalışılacaktır.

İnsan etkinlikleri ve tüm canlı yaşamı için önemi büyük olan suyun (burada, yağış ve nem), iklimsel değişkenlik ve atmosferik kökenli etkiler sonucunda gösterdiği uzun süreli değişimlerin ortaya konması ve bugünkü değişimleri bilimsel bir doğrulukta belirleyerek, Türkiye yaz ikliminin gelecek yıllarda karşılaşılabileceği ekstrem sıcaklıklar, kuraklık olayları ve su sıkıntıları dikkate alınarak, gerekli alt yapının oluşturulması için bilimsel bir katkı sağlamak çalışmanın temel amacıdır.

3. Çalışma Alanının Genel Özellikleri

Çalışma alanı; Akdeniz Havzasının doğusunda 36° - 42° , 26° - 45° enlem ve boylamlarında yer alan Türkiye'yi kapsar. Genel yaz iklimi özelliklerini tanımlamak için 25° - 60° K, 25° B- 50° D enlem ve boylamlarındaki tüm Akdeniz havzası, kuzey Afrika ve Ortadoğu'nun bir bölümünü içeren alan kullanılmıştır (Şekil 1.1).

Türkiye'nin iklimini etkileyen faktörlerin başında, ülkenin Dünya üzerindeki yeri gösterilebilir. Geniş Akdeniz havzasının doğu bölümünde yer alan Türkiye, oldukça geniş bir ülkedir ve yüzölçümü (izdüşüm alanı) 779.452 km^2 'dir. Avrupa, Asya ve Afrika kıtaları arasında, yaklaşık olarak bu kara kütlelerinin ortasında yer almakla birlikte, aynı zamanda denizlerle çevrilmiş bulunmaktadır. Eski Dünya karaları arasına derin bir şekilde sokulan Akdeniz ve kolları, Türkiye'yi üç koldan kuşatır. Kuzeybatıda, İstanbul boğazı, Marmara denizi ve Çanakkale boğazı yer alır. Bunlar ülkenin kuzeyindeki Karadeniz havzası ile batısındaki Ege denizi ve dolayısıyla tümüyle Akdeniz havzasını birbirine bağlar (Koçman, 1993).



Şekil 1.1: Çalışma alanının yer bulduru haritası.

Türkiye, dinamik-jenetik klimatoloji bakımından bir geçiş alanı üzerindedir. Türkiye coğrafi konumu nedeniyle, subtropikal kuşakta kıtaların batı tarafında gerçekleşen ve Akdeniz iklim tipi adı altında tanınan jenetik bir makroklima tipi içinde ve onu meydana getiren etmenlerin etkisi altında bulunur. Bu alanın kuzeyinde kutupsal hava kütlelerinin, güneyinde ise tropikal hava kütlelerinin çekirdek alanları yer alır (Erinç, 1996).

Türkiye, kuzeyde “batı rüzgarları sistemi” nin etkisinde bulunan Orta ve Batı Avrupa’nın her mevsim yağışlı ılıman iklimi ile Doğu Avrupa’nın karasal iklimi ve güneyde “subtropikal yüksek basınç rejimi” nin etkisinde bulunan her mevsimi kurak tropikal bölge arasında bir geçiş kuşağı üzerinde bulunmaktadır. Türkiye, yıl içinde bu bölgelerdeki yağış ve sıcaklık koşullarını düzenleyen basınç ve rüzgar rejimlerinin etkileri altında kalır (Koçman, 1993).

Türkiye, coğrafi konum özellikleri ve etkili olan basınç, rüzgar sistemlerinin özelliklerine göre kışın kutupsal, yazın tropikal kökenli hava kütlelerinin egemen etkisi altında kalır. Yaz mevsiminde, kutupsal hava kütlelerinin yerine çoğunlukla maritim tropikal hava kütleleri ile kontinental tropikal hava kütleleri Türkiye yaz iklimini şekillendiren ana unsurlardır. Bu çalışmada, Türkiye yaz sıcaklıklarını şekillendiren atmosferik bağlantıları açıklayabilmek için çalışma alanının ölçeği yaz mevsiminde gelişen basınç merkezlerine göre belirlenmiştir.

BÖLÜM I

VERİ ve YÖNTEM

Çalışmada, Ulusal Okyanus ve Atmosfer İdaresi'nden sağlanan (NOAA) reanaliz verileri ile Meteoroloji Genel Müdürlüğü'nden (MGM) sağlanan verilerden yararlanılmıştır. Bu veriler, Kalnay vd. (1996)'nin geliştirdiği bir reanaliz proje çalışmasına dayanılarak geliştirilmiştir. Çalışmanın üst atmosfer gözlemleri için bu veri setinden yararlanılmıştır.

Bu çalışmada öncelikle Türkiye yaz mevsimi dolaşımıyla ilgili literatür taraması yapılmıştır. Giriş bölümünde yapılan çalışmalar derlenerek Türkiye ve yakın çevresinin iklim özellikleri incelenmiştir. Ayrıca bu bölümde çalışmanın amacı ve çalışma alanının genel özellikleri belirtilmiştir.

Çalışmada kullanılan veri ve yöntemler bölümlere göre şöyle özetlenebilir; öncelikle, çalışmanın ikinci bölümünde çalışma alanı ve yakın çevresinin genel iklim özelliklerini belirlemiştir. Bu bölümde, günümüz iklim çalışmalarında en çok kullanılan yöntemlerden biri olan Köppen-Geiger iklim sınıflandırmasına ait veriler kullanılmıştır. Köppen-Geiger yöntemi, birçok araştırmacı tarafından küresel sıcaklık ve yağış veri setleri kullanılarak fiziki coğrafya, hidrolojik, tarımsal, biyolojik ve eğitimsel bakış açılarıyla düzenlenerek geliştirilmiştir (Kottek vd., 2006; Peel vd., 2007). Bu yöntem ile Akdeniz havzasının genel iklim özellikleri ve Türkiye'de görülen iklimler hakkında genel bir değerlendirme yapılmıştır.

Üçüncü bölümde, reanaliz gridli veri setleri kullanılarak Akdeniz havzasındaki 1963-2000 dönemi iklim özellikleri, dördüncü bölümde, MGM'nden sağlanan Türkiye meteoroloji istasyonlarına ait sıcaklık verileri asal bileşen analizi (ABA) yöntemi ile değerlendirilmiştir. Beşinci bölümde, Türkiye yaz sıcaklıklarındaki ve 850 hPa ortalama, maksimum sıcaklıkları ile 500 hPa yüksekliklerindeki eğilimler *M-K* sıra ilişki katsayısı ile incelenmiştir. Altıncı bölümde, Akdeniz havzasında 2010 yazına ait 850 hPa sıcaklık, deniz seviyesi basıncı (DSB), 500 hPa yükseklik, 1000-500 hPa kalınlık anomalileri hesaplanmıştır. Bu bölümde, anomali sonuçlarına ilişkin klimatolojik değerlendirmeler yer alır. Yedinci bölümde, Türkiye meteoroloji istasyonlarına ait 1963-2006 dönemi günlük

maksimum sıcaklık verilerinden yararlanılmıştır. Sekizinci bölümde, 850 hPa sıcaklık, 850 hPa vektörel rüzgarları (U ve V) ve jeopotansiyel yükseklikleri, 500 hPa jeopotansiyel yükseklikleri, deniz seviyesi basıncı (DSB) ile yüzey sıcaklık verileri kullanılmıştır.

Çalışmanın üçüncü, dördüncü, beşinci, altıncı, yedinci ve sekizinci bölümlerinde istatistiksel analiz yöntemleri kullanılarak bilimsel geçerliliği olan sonuçlar çıkarılmaya çalışılmıştır. ABA yöntemi, özellikle klimatoloji çalışmalarında yaygın olarak kullanılan yöntemlerin başında gelir. Mann-Kendall (M-K) sıra ilişki katsayısı yöntemi veri dizilerindeki uzun süreli eğilimlerin büyüklüğü ve doğası hakkında bilgi verir. Kümelerarası ilişki analizi (KİA), iki veya daha çok veri dizisi arasında var olan ilişkinin derecesini belirlemede kullanılan bir yöntemdir.

Çalışmanın son bölümünde, tüm veriler birlikte değerlendirilerek sonuçları yorumlanmıştır.

1.1. Çalışmada kullanılan veriler

Çalışmada, Akdeniz havzasının genel yaz iklimi özelliklerini açıklamak için $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ile gridlenmiş, 25° - 60° K, 25° B- 50° D enlem ve boylamlarıyla sınırlanan geniş bir coğrafi alan seçilmiştir (Şekil 1.1). Bu alandaki, 465 grid noktasına ait 850 hPa jeopotansiyel yüksekliği yaz mevsimi sıcaklıkları, 1000-500 hPa kalınlığı, 500 hPa jeopotansiyel yüksekliği, deniz seviyesi basıncı verileri kullanılmıştır. Çalışmada kullanılan reanaliz verileri National Centers for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis.shtml> adresinden sağlandı (Kalnay vd., 1996).

Reanaliz verileri, modern analiz/tahmin sistemleri kullanarak günümüzdeki verilerden geçmiş yıllara ait verilerin türetildiği bir veri setidir. Bu Reanaliz Veri Projesinde İklim Veri Asimilasyon Sistem Projesi altında 1991 yılından bu yana çalışmalar devam etmektedir. Reanaliz verileri, kara ve gemi gözlemleri, radyozonde üst atmosfer gözlemleri, uçak gözlemleri ve uydu gözlemleri ile Yaygın Okyanus Atmosfer Veri Dizileri (COADS) gibi çeşitli veriler kullanılarak elde edilir. Bu veri dizilerinin, kontrolleri yapılarak, kullanılabilirliği sınanır ve veri asimilasyon sistemi kullanılarak çeşitli grid derecelerinde küresel veriler elde edilir. Ayrıca çalışmada, *MGM*'den sağlanan günlük

maksimum, günlük minimum ve günlük ortalama sıcaklık verileri ile uzun süreli değerlendirmeler için 1963-2000 dönemine ait aylık ortalama sıcaklıklar ile aylık maksimum ile minimum sıcaklık verilerinden yararlanıldı. *MGM*'den sağlanan meteoroloji istasyonlarına ait bilgiler Çizelge 1.1 ile gösterilmiştir.

Çizelge 1.1: Çalışmada kullanılan meteoroloji istasyonlarına ait istasyon numarası, enlem, boylam ve yükseklik bilgileri.

İstasyon no	İstasyon adı	Enlem	Boylam	Yükseklik
17022	Zonguldak	41.4492	31.7779	135
17024	İnebolu	41.9789	33.7636	64
17026	Sinop	42.0299	35.1545	32
17030	Samsun	41.3435	36.2553	4
17033	Ordu	40.9838	37.8858	5
17034	Giresun	40.9227	38.3878	38
17037	Trabzon	40.9950	39.7830	39
17040	Rize	41.0400	40.5013	3
17042	Hopa	41.4065	41.4330	33
17045	Artvin	41.1752	41.8187	625
17046	Ardahan	41.1061	42.7055	1827
17050	Edirne	41.6767	26.5508	51
17054	Çorlu	41.1557	27.8173	183
17056	Tekirdağ	40.9585	27.4965	4
17059	Kumköy	41.2505	29.0384	38
17061	Sarıyer	41.1464	29.0502	59
17062	Göztepe	40.9712	29.0576	16
17066	İzmit	40.7663	29.9173	74
17069	Sakarya	40.7676	30.3934	30
17070	Bolu	40.7329	31.6022	743
17074	Kastamonu	41.3710	33.7756	800
17080	Çankırı	40.6086	33.6102	751
17083	Merzifon	40.8793	35.4585	754
17084	Çorum	40.5461	34.9362	776
17085	Amasya	40.6668	35.8353	409
17086	Tokat	40.3312	36.5557	611
17088	Gümüşhane	40.4598	39.4653	1216
17089	Bayburt	40.2500	40.2333	1584
17090	Sivas	39.7437	37.0020	1294
17094	Erzincan	39.7523	39.4868	1216
17096	Erzurum	39.9529	41.1897	1758
17097	Kars	40.6042	43.1073	1777
17099	Ağrı	39.7253	43.0522	1646
17100	İğdır	39.9227	44.0523	856
17110	Gökçeada	40.1910	25.9075	79
17111	Bozcaada	39.8326	26.0728	30
17112	Çanakkale	40.1410	26.3993	6
17114	Bandırma	40.3315	27.9965	63
17116	Bursa	40.2308	29.0133	100
17119	Yalova	40.6589	29.2796	4
17120	Bilecik	40.1414	29.9772	539
17130	Ankara	39.9727	32.8637	891
17135	Kırıkkale	39.8433	33.5181	751
17140	Yozgat	38.8205	34.8159	1301
17145	Edremit	39.5895	27.0192	21

Çizelge 1.1'in devamı

17155	Kütahya	39.4171	29.9891	969
17160	Kırşehir	39.1639	34.1561	1007
17172	Van	38.4693	43.3460	1675
17180	Dikili	39.0737	26.8880	3
17184	Akhisar	38.9118	27.8233	92
17186	Manisa	38.6153	27.4049	71
17188	Uşak	38.6712	29.4040	919
17190	Afyon	38.7380	30.5604	1034
17192	Aksaray	38.3705	33.9987	970
17193	Nevşehir	38.6163	34.7025	1260
17196	Kayseri	38.6870	35.5000	1094
17199	Malatya	38.3367	38.2173	950
17201	Elazığ	38.6443	39.2561	989
17203	Bingöl	38.8847	40.5007	1177
17204	Muş	38.7509	41.5023	1322
17210	Siirt	37.9319	41.9354	895
17220	İzmir	38.3949	27.0819	29
17234	Aydın	37.8402	27.8379	56
17237	Denizli	37.7620	29.0921	425
17238	Burdur	37.7220	30.2940	957
17239	Akşehir	38.3688	31.4297	1002
17240	Isparta	37.7848	30.5679	997
17244	Konya	37.9837	32.5740	1031
17246	Karaman	37.1932	33.2202	1018
17248	Eregli	37.5255	34.0485	1046
17250	Niğde	37.9587	34.6795	1195
17255	Kahramanmaraş	37.5760	36.9150	572
17261	Gaziantep	37.0585	37.3510	854
17262	Kilis	36.7085	37.1123	640
17265	Adıyaman	37.7553	38.2775	672
17270	Şanlıurfa	37.1608	38.7863	550
17275	Mardin	37.3103	40.7284	1040
17280	Diyarbakır	37.8973	40.2027	674
17285	Hakkari	37.5745	43.7388	1727
17290	Bodrum	37.0328	27.4398	26
17292	Muğla	37.2095	28.3668	646
17294	Dalaman	36.7719	28.7986	9
17296	Fethiye	36.6266	29.1238	3
17300	Antalya	36.9063	30.7990	64
17310	Alanya	36.5507	31.9803	6
17320	Anamur	36.0686	32.8649	2
17330	Silifke	36.3824	33.9373	10
17340	Mersin	36.7808	34.6031	7
17351	Adana	37.0041	35.3443	23
17370	İskenderun	36.5888	36.1548	4
17372	Antakya	36.3615	36.2829	82
17610	Şile	41.1688	29.6007	83
17631	Lüleburgaz	41.3513	27.3108	46
17636	Florya	40.9758	28.7865	37
17638	Kartal	40.9120	29.1567	18
17748	Simav	39.0925	28.9786	809
17950	Cizre	37.3326	42.2027	400
17962	Dört Yol	36.8244	36.1981	29
17964	İslahiye	36.9585	36.5882	470

1.2. Analiz yöntemleri

Çalışmada, asal bileşen analizi, kümelerarası ilişki analizi, Mann-Kendall sıra ilişki katsayısı yöntemleri kullanılmıştır. Bu analiz yöntemleri klimatoloji çalışmalarında en yaygın olarak kullanılan yöntemlerdir (Jolliffe 1972;1973; Preisendorfer 1988; Wadsworth vd. 1948; Tatlı vd. 2004; Xoplaki vd., 2002; 2006).

1.2.1. Asal Bileşen Analizi

Asal bileşen analizi (ABA), meteoroloji ve klimatoloji çalışmalarında yaygın olarak kullanılan yöntemlerden biridir. *ABA* ilk olarak Pearson (1901) tarafından istatistiksel bir bağlam olarak geometrik bir savın eki olarak sunulmuştur (Jolliffe 2012: 378). Bundan sonra birçok araştırmacı bu yöntemi çalışmalarında kullanmaya başlamıştır (Preisendorfer 1988; Wadsworth vd. 1948). Bu çalışmalara göre, tüm matrisler sıralar eşzamanlı gözlemler gösterecek ve kolonlar farklı alanlardaki değişkenleri belirtecek şekilde düzenlenir. Asal bileşen (AB) dönüşümünde, değişkenlerin (X) matrisi, ortalamasından çıkarılarak ortalanır ve X 'in varyans-kovaryans matrisi aşağıdaki gibi elde edilir (Jolliffe 1972; 1973; Preisendorfer 1988; Wadsworth vd. 1948).

$$S_{XX} = E(X^T X) \quad (2.1)$$

Burada, E beklenen operatörünü gösterir. Burada, AB 'lerin ölçek altında değişmediği hatırlamamız gerekir. Genel özelliğini kaybetmeden, bir S_{XX} 'in ortogonal çözümü (dikleştirilerek ayrıştırılması) aşağıdaki gibi verilir:

$$S_{XX} = E_X D_X E_X^T \quad (2.2)$$

Burada, U_X , S_{XX} 'in ortonormal olan özdeğerlerini içeren matristir ve $D_X = \text{diag}(\lambda_1, \dots, \lambda_k)$, sıra büyüklükleri azalan bir sırada olmak üzere, S_{XX} 'in özdeğerlerinin köşegen (diagonal) matrisidir (Preisendorfer 1988; Tatlı, 2006; Tatlı vd., 2004). AB 'ler ise aşağıdaki yaklaşımla hesaplanır:

$$V_X = X E_X \quad (2.3)$$

Burada, V_X AB 'leri gösterir ve X 'in rekonstrüksiyonu (tekrar elde edilmesi) aşağıdaki eşitlikle gerçekleştirilir.

$$X = V_X E_X^T \quad (2.4)$$

Yukarıda açıklanan *ABA* çözümleme tekniği olasılık dağılımından bağımsız olmakla birlikte, temel faktör çözümlemesi (*PFA*) söz konusu olduğunda, çoklu değişken X aşağıda verildiği şekilde yeniden elde edilir.

$$X = F_X A_X + G_X \quad (2.5)$$

Burada, F_X ve G_X , sırasıyla ortak faktörler ve beyaz gürültü bileşenleri olarak adlandırılır. Faktör yüklerinin matrisi, A_X ise, aşağıda verildiği gibi tanımlanabilir:

$$S_{XX} = A_X A_X^T = U_X D^{1/2} D^{1/2} U_X^T \quad (2.6)$$

AB'ler için istatistiksel dağılım sınırlaması olmamasına karşın, *PFA* modelindeki gizli değişkenler (*CF*) için Gaussian olma koşulu aranır. Ayrıca, *CF*'lerin hesaplanması için belirli bir yöntem yoktur. Öte yandan, Reymont ve Jöreskog (1993)'a göre bir başka yol da aşağıdaki gibi gösterilebilir:

$$F_X = X S_{XX}^{-1} A_X^T \quad (2.7)$$

1.2.2. Kümelerarası İlişki Analizi

Kümelerarası ilişki analizi (*KİA*), çok değişkenli bir istatistiksel yöntemlerden biridir. Bu yöntemin amacı, rasgele iki veri kümesinin değişkenleri arasındaki veya iki klimatolojik veri kümesinin elemanları arasındaki doğrusal (lineer) bağlantıyı incelemektir (Cheery, 1996). Kısaca, *KİA* iki farklı veri kümesini, aralarındaki ilişkiyi en büyük (maximum) yapacak şekilde (lineer anlamda dönüştürerek) kümelerarası değişkenleri, aşağıdaki şekilde elde edilir:

$$\mathbf{t}_i = \mathbf{w}_i^T \mathbf{x}_i$$

$$\mathbf{u}^i = \mathbf{v}_i^T \mathbf{y} \quad (2.8)$$

Burada, t_i x'in ve u y'nin kümelerarası ilişki değişkenleridir (*KAİD*). t_i ve u_i arasındaki ilişkinin en büyük olması için aşağıdaki kısıtların sağlanması gerekir (Tatlı vd., 2004):

$$\mathbf{w}_i^T \mathbf{C}_{XX} \mathbf{w}_j = 0, \quad \mathbf{v}_i^T \mathbf{C}_{YY} \mathbf{v}_j = 0 \quad \forall i \neq j \text{ için}$$

$$\mathbf{w}_i^T \mathbf{C}_{XX} \mathbf{w}_j = 1, \quad \mathbf{v}_i^T \mathbf{C}_{YY} \mathbf{v}_j = 1 \quad (2.9)$$

\mathbf{C}_{XX} ve \mathbf{C}_{YY} , sırasıyla X ve Y veri kümelerinin varyans-kovaryans matrislerini temsil etmektedirler. Kümelerarası ilişki vektörleri olan \mathbf{w}_i ve \mathbf{v}_i ilgili matrislerin dikleştirilerek ayrıklaştırma (ortogonal decomposition) yöntem ile elde edilebilir. \mathbf{w}_i ve \mathbf{v}_i sırasıyla $\mathbf{C}_{XX}^{-1} \mathbf{C}_{XY} \mathbf{C}_{YY}^{-1} \mathbf{C}_{YX}$ ve $\mathbf{C}_{YY}^{-1} \mathbf{C}_{YX} \mathbf{C}_{XX}^{-1} \mathbf{C}_{XY}$ matrislerinin özvektörleridir. Bu iki matrisin özdeğerlerinin karekökleri ise eşittir ve her bir t_i ve u_i çifti arasındaki kümelerarası ilişki katsayısını gösterir. *KİA* yöntemi çift yönlü ortogonalite özelliği (biortogonalite) gösterir, yani aşağıdaki koşulu sağlar.

$$\mathbf{W}^T \mathbf{C}_{XY} \mathbf{V} = \mathbf{D} \quad (2.10)$$

Son ifadedeki D, bir diyagonal (köşegen) matris ve köşelerinde bulunan elemanları ise kümelerarası ilişki katsayılarının karesidir (yani özdeğerleridir). Bununla birlikte, *KİA* yaklaşımı simetriktir ve hangi değişken kümesinin tahmin edici (predictors) ve/veya tahmin edilen (predictands) olduğunu dikkate almaz. Yani, değişkenlerin yerleri değişse de denklem (45) yine geçerlidir:

$$\mathbf{V}^T \mathbf{C}_{YX} \mathbf{W} = \mathbf{D} \quad (2.11)$$

Ayrıca, X ve Y matrislerinin "*yapı matrisleri*" olarak adlandırılan kümelerarası ilişki değişkenleri arasındaki ilişki-matrisidir.

X için yapı matrisi $\mathbf{C}_{XX} \mathbf{W}$ dönüşümü ve Y için ise $\mathbf{C}_{YY} \mathbf{V}$ dönüşümü ile elde edilir. $\mathbf{C}_{XX} \mathbf{W}$ ve $\mathbf{C}_{YY} \mathbf{V}$ ile oluşturulan haritalar ise sırasıyla kümelerarası ilişki desenlerini (canonical correlation patterns) gösterir (Statheropoulos vd., 1998; Tatlı vd., 2004).

1.2.3. Mann-Kendall Sıra İlişki Katsayısı

Orijinal x_i değerleri yerine sıralı dizideki sıra numaralarına karşılık gelen k_i değerleri kullanılarak, her k_i değeri için, ($i > j$) olmak üzere kendisinden önceki k_j elemanlarının sayısı şeklinde tanımlanan bir n_i sayısı, $k_i > k_j$ olan sıra numaralarının sayısı hesaplanarak bulunur. Dizideki ilk sıra numarası k_1 , dizide kendinden önceki tüm k_i ' lerin sıra numaralarıyla karşılaştırılır. Sonra ikinci sıra numarası k_2 , kendinden önceki tüm terimlerin sıra numaralarıyla karşılaştırılır; k_2 'den küçük önceki terimlerin sayısı hesaplanır ve bu sayı n_2 olarak gösterilir. Bu işlem, dizideki her k_i terimi için k_n 'e kadar sürdürülür. Sınama örneklemdeğeri, P , denklem 13'deki eşitlik ile gösterilir.

$$P = \sum_{i=1}^{N-1} n_i \quad (2.12)$$

Mann-Kendall rank korelasyon istatistiği tau'nun (τ) hesaplanmasında, N ve P 'den türetilerek aşağıdaki denklem ile elde edilir.

$$\tau = \frac{4P}{N(N-1)} - 1 \quad (2.13)$$

τ 'nin anlamlılık sınaması, denklem 2.14'deki eşitlikle gösterilir (Mann, 1945; Kendall, 1975).

$$\tau_{(t)} = 0 \pm t_g \frac{(4N+10)}{9N(N-1)} \quad (2.14)$$

Burada, t_g normal dağılımın iki yanlı şekline göre, istenen anlamlılık düzeyine karşılık gelen kritik değerdir. Değerlendirmeler için iki anlamlılık düzeyi (kritik değer) dikkate alındı:

$$\alpha_0 = 0.05 \quad (1.96)$$

$$\alpha_1 = 0.01 \quad (2.58)$$

BÖLÜM II

ÇALIŞMA ALANININ GENEL İKLİM ÖZELLİKLERİ

Genel atmosfer dolaşımı, yeryüzündeki büyük iklim bölgeleri ve bu iklim bölgelerinin özelliklerini belirleyen temel mekanizmadır. Tüm iklim tipleri genel atmosfer dolaşımının kontrolünde oluşur ve karakteristik özellikleri bu dolaşıma bağlı olarak şekillenir. Ekvator ve çevresi, yıl içinde kutup bölgelerinden fazla enerji alır ve genel dolaşım bu bölgeler arasındaki enerji bilançosu farkına bağlı olarak gelişir.

Yeryüzünde canlı hayatının devamını sağlayan ve aynı zamanda ona güncel görünümünü veren en önemli süreçlerden biri iklimdir. İklim, sıcaklık, nem, rüzgar, yağış gibi meteorolojik olayların uzun yıllara ait ortalama halidir (Gönençgil, 2008; Erol, 1999). İklim, tüm meteorolojik olaylar dikkate alındığında küresel ölçekte oldukça farklı özellikler gösterir. Gezegenel dolaşıma göre konum, iklimi belirleyen en temel özelliktir.

Yeryüzündeki iklim çeşitlerinin sınıflandırılması üzerinde en çok uğraşılmış konulardan biridir (Erinç, 1996). Bu nedenle farklı sınıflandırma prensiplerine ve farklı ölçeklere göre çok çeşitli sınıflandırma bulunur. Genelden özele doğru sıralama yapıldığında ilk sırayı “makroklima” alır. Akdeniz iklimi gibi büyük iklim tiplerinin verildiği bu ölçek 1/100-1/20 milyon arasında olup, dünyanın genelini gösterebilen haritalarda kullanılır (Gönençgil, 2008).

Kıtaların batı tarafında subtropikal kıyı iklimi olan Akdeniz ikliminde, kış mevsiminin karakteri kutupsal cephenin konumuna bağlıdır. Kış mevsiminde polar cephenin bu saha üzerine yerleşmesiyle siklonik faaliyet artar ve kış mevsimi boyunca yağışlar meydana gelir. Yaz mevsiminde ise polar cephe kuzeye doğru çekilir ve saha tropikal hava kütlelerinin işgali altına girer. Yaz mevsiminde, bazı konveksiyonel yerel yağışlar ve polar cephenin nadiren sokulmasıyla seyrek yaz yağışları görülür (Erinç, 1996; Erol, 1999).

Akdeniz havzasında hava tipleri ve iklim koşulları troposferin üst seviyelerinde (500 hPa) esen yüksek batı rüzgarları tarafından belirlenir. Yatay yönde sinüsoidal dalgalar (menderesler) çizerek esen yüksek batı rüzgarları sırt ve oluklardan oluşur ve bu oluşumda dinamik nedenler kadar topografya, kara-deniz dağılışı, kar örtüsü vb. gibi yüzey özellikleri de etkili olur. Kuzey yarımkürede topografik özelliklere bağlı olarak oluklar

Kayalık dağları, Grönland ve Merkezi Asya üzerinde bütün yıl yer alır. Ayrıca, özellikle kış mevsiminde kara-deniz arasındaki sıcaklık farkları ve değişen albedo değerleri bütün kıtaların doğusunda olukların yerleşmesi için uygun koşullar yaratır (Erlat, 2003; Wigley ve Farmer, 1982).

Rossby dalgaları, kuzey yarımkürenin orta enlemlerindeki depresyonlar ve antisiklonların oluşumu ile yakından ilgilidir. Üst seviyedeki havanın konverjansı, Rossby dalgalarının önünde sırtlardan ve yer seviyesinde yüksek basınç sistemlerini oluşturarak, yeryüzüne doğru bir akış yaratır (Mayhew, 2004).

Yüksek batı rüzgarlarındaki akımın kuvveti, akımların meydana geldiği enlemler, yarımküredeki dalgaların sayısı, dalgaların kuzey-güney amplitüdü, oluk ve sırtların yerleri zaman içinde önemli değişiklik gösterir. Bu durum orta enlemlerde iklim elemanlarında yıldan yıla görülen değişmelerin ana nedenlerinden biridir (Erlat, 2003).

Subtropikal yüksek basınçlar ve polar cephe arasında oluşan batı rüzgarları kuşağının yıl içindeki konumunun değişmesi, kışın batı rüzgarlarının etkisiyle gezici siklon ve antisiklonların etkinliklerinin artmasına yol açar ve yıllık yağışın büyük bir kısmını kış mevsiminde alan Akdeniz iklimi oluşturur.

2.1. Akdeniz Havzasının Genel Atmosfer Dolaşımındaki Yeri ve Genel İklim

Özellikleri

Akdeniz iklimi, özel bir geçiş yolu üzerindedir ve kış aylarında batılı akımların, yaz aylarında subtropikal antisiklonların kontrolü altındadır. Yazın, Akdeniz’de etki alanı genişleyen Azor yüksek basınç hücresinin doğuya doğru olan uzantısının etkisi altındadır. Azor yüksek basıncının birdenbire zayıflaması ve Polar cephenin etkinliğinin artmasıyla beraber, soğuk hava daha güney enlemlere doğru iner ve kış mevsimi oluşur.

Kış mevsiminde, Türkiye’nin de bulunduğu Akdeniz havzası aktif bir frontojenez alanına dönüşür. Yazın havzanın her tarafında kuzeyli genel hava akımı hakim iken, kış mevsiminde hava akım hatlarının havzanın güney yarısında güneybatılı, kuzey yarısında kuzeydoğulu rüzgarlar etkili olur. Farklı istikametten gelen bu hava akımları, Akdeniz havzasının uzun eksenini boyunca birbiriyle karşılaşır. Kış mevsiminde, Akdeniz havzası bir konverjans sahası haline gelir. Bu büyük değişikliğin nedeni, bu mevsimde çevresine göre Akdeniz’in bir alçak basınç alanı haline geçmesi, Azor yüksek basıncının güneye doğru kayması, buna karşılık kuzeyde özellikle doğu Avrupa’da basıncın termik nedenlerle

artmasıdır. Bu şartlar altında meydana gelen basınç gradyanı gerek kuzeyde, gerekse güneyde Akdeniz'e doğrudur (Erinç, 1996).

Subtropikal yüksek basıncın etki alanındaki mevsimlik değişiklik ve üst troposferdeki batılı jet akımıyla ilişkili olarak, Akdeniz ikliminde mevsimsellik belirgindir. Gökürültülü sağanak yağışlar, ısınmanın etkisiyle daha çok yaz aylarında (ya da bahar mevsimlerinde) görülürken, sonbahar mevsimiyle birlikte soğuk cephenin Akdeniz havzasına sokulmaya başlamasıyla daha çok cephesel yağışlar gerçekleşir.

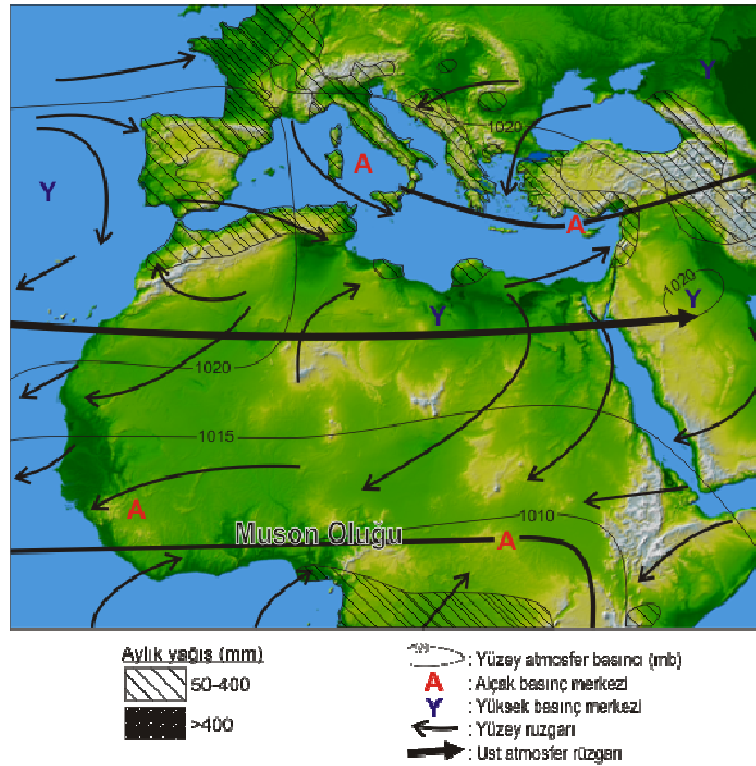
Batı Akdeniz havzasında Ekim ayı ve sonrasında basınçlardaki ani düşüşler yağış olasılığının artmasına neden olur. Herhangi bir haftada düşen yağışın miktarı Ekim'in başında %50-70 iken Ekim sonuna doğru çarpıcı bir şekilde %90'a ulaşır (Barry ve Chorley, 2003).

Akdeniz üzerindeki belirgin kış yağışları, yılın bu mevsimindeki yüksek deniz suyu sıcaklıklarıyla ve polar cephenin konumuyla ilgilidir. Ocak ayında bile deniz suyu sıcaklıkları 12°C'nin üzerindedir. Soğuk havanın bu bölgeye doğru sokulmasıyla soğuk cephe boyunca konvektif kararsızlık artar ve cephesel yağışlar oluşur. Kontinental arktik (cA) hava etkinliği daha seyrek olmakla birlikte (daha çok kuzey Avrupa'da etkili) Akdeniz havzasında, kararsız maritim polar (mP) havanın etkisi daha fazladır. Sonbaharla birlikte Orta Asya ve Doğu Avrupa üzerinde basınç yükselir. Batıda Azor antisiklonu da orta Avrupa'ya doğru etkisini sürdürür. Bu dönemde Akdeniz havzası alçak basınç alanıdır. Bu basınç koşullarında, kuzey, kuzeybatı ve kuzeydoğudan Akdeniz havzasına bir basınç gradyanı gelişir. Böylece, polar ve Atlantik kökenli hava kütleleri Akdeniz havzasına doğru sokulmaya başlar. Cephesel yağışlar ve siklonik etkinlikler sonbaharla birlikte ortaya çıkmaya başlar ve kış mevsimi süresince bu etkinlikler daha da kuvvetlenir. Bu depresyonların doğuşu ve hareketi, yaklaşık 35 °K enleminde yer alan Polar cephe jet akımının bir kolu ile bağlantılıdır (Barry ve Chorley, 2003; Erinç, 1996; Erol, 1999).

Kış ayında Akdeniz havzası ve Kuzey Afrika çevresinde egemen olan dolaşım ve bu dolaşıma bağlı basınç koşulları, yağış alanları, Akdeniz oluşu ve Muson oluşunun ortalama konumları ve rüzgar yönleri şekil 2.1'de gösterilmiştir.

Akdeniz havzasında, egemen olan batılı dolaşıma bağlı olarak gelişen cephesel etkinlikler havzada önemli cephesel yağışların oluşmasını sağlar. Üst atmosferdeki batı rüzgarları kuşağı yüzeydeki basınç koşullarını besleyerek basınç alanlarının derinleşmesine ya da dolmasına neden olur.

Kış mevsiminde Akdeniz havzasında yağışlı alanlar genel olarak batılı akışların etki alanına karşılık gelirken, orografik engeller (Pireneler, Karpatlar, Kuzey Anadolu dağları, Toroslar vb.) yağış oluşumunu sağlayıcı ya da yağış oluşum koşullarını hızlandırıcı bir rol oynar (Şekil 2.1).



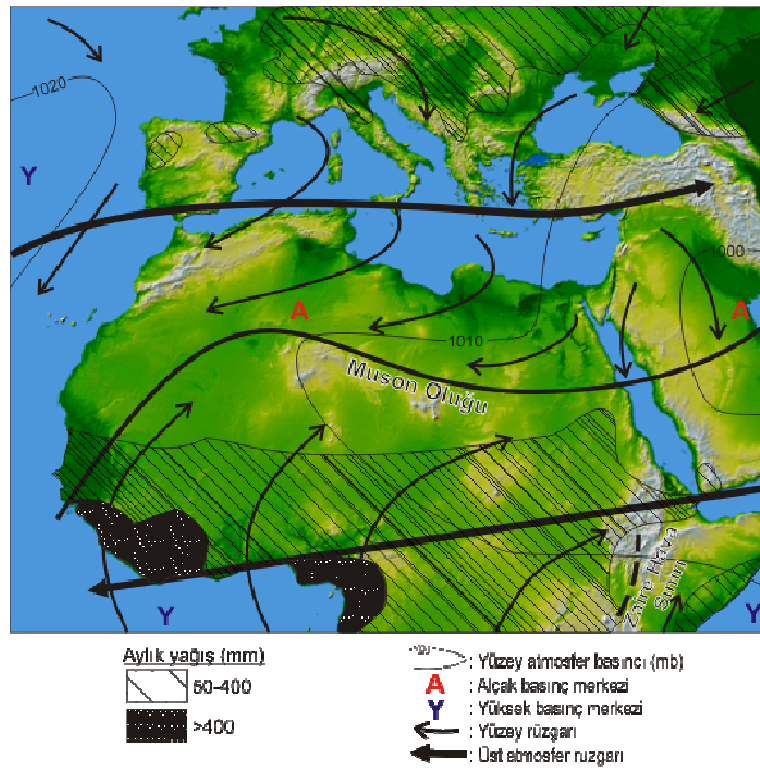
Şekil 2.1: Kuzey Afrika ve Akdeniz havzasındaki yüzey basıncı, yüzey ve üst atmosfer rüzgarları ile yağışlı alanların Ocak ayı ortalama durumu. (Barry ve Chorley, 2003'e göre yeniden düzenlendi ve çizildi).

Kuzey Afrika ve Akdeniz havzasını içine alan alanın kış mevsimi ortalama basınç ve rüzgar dolaşımına bakıldığında, Batı rüzgarları kuşağının kuzey Afrika'ya kadar inerek, İtalya'nın Sicilya adasından başlayarak Kıbrıs adası boyunca Hazar denizine kadar etkili olan Akdeniz oluşunu besler. Polar cephe ve polar jetin, kış mevsiminde güneye doğru göçüyle etkisi daha alçak enlemlerde hissedilir. Polar jetin ve subtropikal jet rüzgar kuşağı Akdeniz havzası çevresinde kış mevsiminde, basınç koşullarını şekillendiren önemli akışlardır. Tropiklerarası yaklaşım kuşağının (ITCZ), ekvatora doğru kaymasıyla Afrika kıtası üzerindeki uzantısının Kongo havzasını çevrelediği gözlenebilir. Muson oluşu olarak da nitelendirilen bu yaklaşım kuşağının Afrika'da kış aylarında daha dar bir alanda yağış

oluşumunu sağladığı gözlenir. Oluklar çevresinde rüzgar akışları, çevreden merkeze doğru, konverjandır. Bu konverjan akışlar olukları besleyerek alçak basınçların derinleşerek etkinliğinin sürmesini sağlayabildiği gibi dolmasına da neden olur.

Yaz mevsiminde, Akdeniz havzasındaki yağışlı kuşak kuzeye doğru yer değiştirir. Kuzey Afrika üzerinde ise Muson oluşunun daha kuzeye yerleşmesiyle beraber yağışlı kuşak genişler. Kış döneminde Kongo havzasıyla sınırlı olan yağış alanı, *ITCZ*'nin kuzeye doğru dalga yapmasıyla genişler (Şekil 2.2).

Yüksek basınç koşullarının Kuzey Afrika ve Sahra'daki egemenliği, bu bölgede normalin altında yağışların oluşmasının nedenidir. Yaz mevsiminde, muson oluşunun etkisiyle güney Sahra ve çevresi yağış ile tanışır. Burada değişen atmosfer koşullarıyla beraber konvektif etkinlikler artar.



Şekil 2.2: Kuzey Afrika ve Akdeniz havzasındaki yüzey basıncı, yüzey ve üst atmosfer rüzgarları ile yağışlı alanların Temmuz ayı ortalama durumu. (Barry ve Chorley, 2003'e göre yeniden düzenlendi ve çizildi).

Cezayir'in yüksek platoluk alanı Ahaggar ile Çad'ın kuzey bölgesindeki Tibesti platosu 100 mm'nin üzerinde yağış alırken, Merkez Sahra'nın büyük bir kısmında yıllık

yağış ortalaması 25 mm'den azdır. Cezayir'n batı bölümü, 24 saatlik bir yağış periyodunda en az 2 yılda, Mısır'ın güneybatı kesiminin çoğu en fazla 5 yılda, 0.1 mm ve daha az yağış alır. 24 saatlik bir fırtınalı hava, bazı yüksek platolarda 50-75 mm yağışa ulaşabilir (Barry ve Chorley, 2003). Batı rüzgarları kuşağının kış durumuna göre daha kuzeye kaymasıyla birlikte İspanya ve Portekiz'in güney kısımları, güney İtalya, Yunanistan ve Türkiye ile Kuzey Afrika kıyılarını kapsayan alanda yağış oluşma olasılığı azalır.

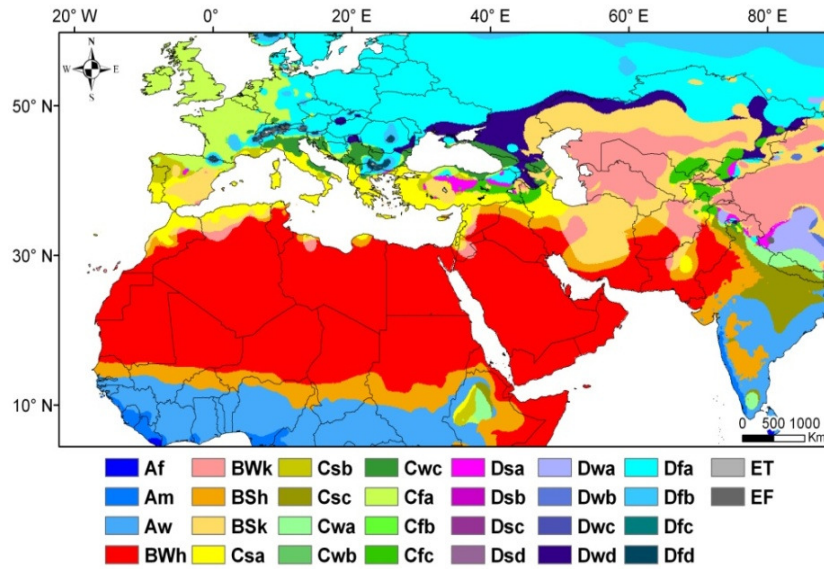
2.1.1. Köppen-Geiger İklim Sınıflandırmasına Göre Akdeniz Havzasının İklim Tipleri

Akdeniz havzası, subtropikal kıyıları içinde yer alan büyük iklim bölgelerinden biridir. Subtropikal karalarının batı kıyılarında karakteristik iklimi olan Akdeniz iklimi genel olarak yazları sıcak ve kurak, kışları ılık ve yağışlı bir iklimdir.

Günümüzde herhangi bir yerin iklim özelliklerini belirlemek için en çok kullanılan yöntemlerden biri Köppen-Geiger iklim sınıflandırmasıdır. Köppen yöntemi birçok araştırmacı tarafından düzenlenerek Köppen-Geiger sınıflandırması olarak geliştirilmiştir. Bu sınıflandırmada, birçok araştırmacı tarafından (ör. Kottek vd., 2006; Peel vd., 2007), küresel sıcaklık ve yağış veri setlerini kullanarak fiziki coğrafya, hidrolojik, tarımsal, biyolojik ve eğitimsel bakış açılarıyla dünya haritaları hazırlanır.

Köppen-Geiger iklim sınıflandırmasına göre, Akdeniz havzası ve Türkiye yaz ikliminin şekillenmesine neden olan dolaşım koşullarının etkili olduğu alanda genel olarak nemli tropikal, kurak, ılıman, nemli soğuk orta enlem (kışları şiddetli) ve polar iklimler yaşanır (Şekil 2.3).

Köppen iklim sınıflandırmasına göre, ilk iki harf sıcaklık ve yağış rejimini, üçüncü harfler termik özelliklerini gösterir. A iklimleri kuşağı-tropikal yağmurlu iklimleri gösterir. En soğuk ayın ortalama sıcaklığı 18°C'nin üzerindedir. Bütün mevsimler sıcaktır ve kış mevsimi yoktur. Yıllık yağış ≥ 750 mm'dir.



Şekil 2.3: Köppen-Geiger iklim sınıflandırma sistemine göre çalışma alanı ve çevresindeki büyük iklim kümeleri ile başlıca iklim çeşitlerinin coğrafi dağılışı (Peel vd., 2007 verileri kullanılarak çizilmiştir).

Af: Her mevsimi yağışlı tropikal iklim,

Am: Bütün aylar sıcak, kurak geçen 2–3 ay dışında yağışlı muson iklimi,

Aw: Kışı ve bazen ilkbaharı kurak, tropikal iklim ya da savan iklimi,

B iklimleri Kuşağı-Kurak iklimleri gösterir. Bu iklimlerde buharlaşma yağıştan fazladır. Steplerde yıllık yağış miktarı 100-700 mm, çöllerde 50-350 mm arasındadır.

BWh: Sıcak çöl iklimi ya da sıcak kurak iklim,

BWk: Soğuk çöl iklimi ya da soğuk kurak iklim,

BSh: Sıcak step iklimi ya da sıcak yarı kurak iklim,

BSk: Soğuk step iklimi ya da soğuk yarı kurak iklim.

C iklimleri kuşağı-ılıman iklimler, en soğuk ayın ortalama sıcaklığı 18°C'den az, -3°C'den fazladır. En sıcak ayın ortalama sıcaklığı 10°C'nin üzerindedir. Kışları kısa ve birkaç ay toprak karla örtülü ya da donar.

Csa: Kışı ılık, yazı sıcak ve kurak iklim (Akdeniz iklimi),

Csb: Kışı ılık, yazı sıcak, kurak (kısa iklim),

Csc: Kışı ılık, yazı serin,

Cwa: Kışı kurak ve ılık, yazı çok sıcak iklim (Muson iklimi),

Cwb: Kışı kurak ve ılık, yazı sıcak fakat kısa iklim,

Cwc: Kışı kurak ve ılık, yazı serin fakat kısa iklim,

Cfa: Kış ılık, yazı çok sıcak her mevsimi yağışlı iklim,

Cfb: Kış ılık, yazı sıcak her mevsimi yağışlı iklim,

Cfc: Kış ılık, yazı kısa ve serin, her mevsimi yağışlı iklimdir.

D iklimleri kuşaklı-soğuk orman iklimleridir. Bu iklimlerde, kışlar şiddetlidir. En soğuk ayın ortalama sıcaklığı -3°C 'nin altında, en sıcak ayın ortalaması 10°C 'nin üzerindedir. Bu kuşaktaki iklimlerde toprak aylarca karla örtülü kalır ve don olayları belirgindir.

Dsa: Kış şiddetli soğuk, yazı kurak iklim,

Dsb: Kış şiddetli soğuk, yazı sıcak iklim,

Dsc: Kış şiddetli soğuk, yazı serin iklim,

Dsd: Kış çok şiddetli soğuk ve kurak iklim,

Dwa: Kış şiddetli ve kurak, yazı uzun ve sıcak iklim,

Dwb: Kış şiddetli ve kurak, yazı serin iklim,

Dwc: Kış şiddetli ve kurak, yazı kısa ve serin iklim,

Dwd: Kış çok şiddetli, yazı kısa ve nemli iklim,

Dfa: Kış şiddetli yazı uzun ve sıcak, her mevsimi yağışlı iklim,

Dfb: Kış şiddetli yazı kısa ve sıcak, her mevsimi yağışlı iklim,

Dfc: Kış şiddetli yazı kısa serin, her mevsimi yağışlı iklim,

Dfd: Kış çok şiddetli yazı kısa, her mevsimi yağışlı iklimdir.

E iklimleri kuşaklı-kutupsal iklimlerdir, en sıcak ayın sıcaklığı 10°C 'nin altındadır.

ET: Yazı çok kısa tundra iklimi: Bitki yetişme devresi kısa ve bitkiler cılızdır,

EF: Sürekli donmuş topraklar iklimi, bitki örtüsü yoktur (Erinç, 1996; Danielson vd., 2003; Ahrens, 2001).

Buna göre, kuzey Afrika (Fas, Cezayir, Tunus ve Libya kıyıları hariç), Arabistan yarımadası, İran'ın güney ve güneydoğu bölümü, Afganistan, Pakistan ve Hindistan'ın kuzeybatısında kurak iklimler ana grubunda, subtropikal çöl iklim tipi (BWh) görülür. Bunun hemen üzerinde Cezayir, Tunus, Libya, İsrail, Filistin, İran ve Türkiye'nin doğusundaki Türki Cumhuriyetlerde (BWk) orta enlem çöl, subtropikal step (BSh) ve orta enlem step (BSk) iklimleri yer alır. Akdeniz kıyı kuşakı boyunca Portekiz, İspanya, Fas, Cezayir, Tunus, Libya, İsrail, Filistin, Türkiye, Yunanistan, İtalya ve Fransa'nın güney kıyılarında nemli orta enlem iklimleri ana sınıfında yer alan Akdeniz iklim tipi (Csa ve Csb) egemendir. Yükseltinin arttığı, Balkanlar, Kafkaslar ve Alp dağlarında nemli soğuk

orta enlem iklimleri yaşanır. Bu alanlarda, subarktik iklim (Dwc, Dwd) ve nemli karasal iklim (Dfa, Dfb) egemendir. Karasal iklimlerde kurak bir mevsim olmamasına rağmen sıcak bir yaz iklimi belirgindir (Şekil 2.3).

2.2. Akdeniz Havzasında Sıcaklık ve Yağış Değişkenliği

Akdeniz havzasında hava tiplerinin meydana gelişi ve hava tiplerinin yazdan kışa gösterdikleri büyük farkların sebebi bu alandaki hava kütlelerinin karakterlerinde, basınç ve dolaşım koşullarında ve frontojenez bakımından sunduğu özelliklere bağlıdır (Erinç, 1996).

Akdeniz Havzası'nda 1950, 1980 ve 1990'lı yıllar sıcak yaz mevsimine, 1960'ların ortasından 1970'li yılların ortalarına kadar olan dönem ise serin yazlara karşılık gelir. Sıcak yazlar, atmosferik blok etkisi, subsidans ve Akdeniz'deki kararlılık ile açıklanır (Xoplaki vd., 2003; 2006).

Akdeniz havzasında yapılan çalışmalara göre, aylık ya da mevsimsel ölçekte meridyonel dolaşım yüksek (güneybatılı dolaşım ve güney Asya muson dolaşım) ya da düşük (kuzeybatı, kuzey ya da kuzeydoğulu dolaşım) sıcaklıklardan sorumludur (Maheras, 1989; Maheras ve Kutiel, 1999; Rodwell ve Hoskins, 1996; Ziv vd. 2004). Ayrıca, Akdeniz Havzası'ndaki tüm mevsimlerde gözlenen yüksek sıcaklıklar çoğunlukla Kuzey Afrika ve Sahra çöllerinden kaynaklanan güneyli bir dolaşım ile getirilen sıcak hava kütleleri ile ilişkilidir (Maheras ve Kutiel, 1999).

Brunet vd. (2007) çalışmalarında, İspanya'nın 1850-2005 yılları arasındaki 22 istasyonuna ait günlük maksimum, minimum ve ortalama sıcaklıklarındaki alansal ve zamansal desenleri incelemişlerdir. Bu çalışmaya göre, yıllık ortalama sıcaklıklarda anlamlı (0.01 anlam seviyesinde) $0.10^{\circ}\text{C}/\text{onyıl}$ olarak bir ısınma belirlemişlerdir. 1850-2005 dönemindeki ısınma özellikle, ilkbahar ve yaz mevsimlerinde sonbahar ve kış mevsimlerinden daha fazladır. Isınma eğilimleri, maksimum sıcaklıklarda minimum sıcaklıklara göre daha kuvvetlidir (sırasıyla $0.11^{\circ}\text{C}/\text{onyıl}$ - $0.08^{\circ}\text{C}/\text{onyıl}$).

Avrupa ve Akdeniz iklimi üzerinde etkisi olan atmosferik dolaşım desenleri ve yüzeydeki iklim koşullarını belirleyen atmosfer dinamikleriyle ilgili birçok çalışma yapılmaktadır. Örneğin; İzlanda ve Azor bölgesi alt troposfer seviyeleri arasındaki Kuzey Atlantik Salınımı (Wallace ve Gutzler, 1981; Hurrell vd., 2003), 700 hPa seviyesinde Güney Avrupa-Kuzey Atlantik deseni (Kutiel ve Kay,1992), 500 hPa'da Kuzey denizi-

Hazar deseni (Kutiel ve Benaroch, 2002), batı ve doğu Akdeniz havzaları arasındaki 500 hPa jeopotansiyel yükseklik desenleri (Hatzaki vd., 2007) gibi.

Doğu Akdeniz havzasında, yağışlı mevsim normal koşullarda Ekim ayından Nisan'a kadar sürer. Doğu Akdeniz havzasında yaz aylarında yağış yarı-daimi subtropikal yüksek sistemin egemenliği nedeniyle nadiren oluşur (Alpert vd., 1990).

Maheras vd. (2004), Yunanistan'ın dolaşım tipleri ve yağış değişkenliğindeki değişiklikler arasındaki ilişkiyi inceledikleri çalışmalarında istasyonların çoğunda yağışlı gün sayısı ve yağış olasılığında siklonik dolaşımda gözlenen değişikliklerle tutarlı olarak bir azalma belirlemişlerdir.

Ramos (2001), Akdeniz'deki yağış dağılım desenlerini ve değişimlerini incelediği çalışmasında, yıllık yağışın belirgin bir eğilim göstermemekle birlikte, son on yılda yağışlardaki yıllararası değişkenliğin azaldığını, kurak yılların oranının artmadığını fakat nemli ve çok nemli yılların azaldığını açıklamıştır.

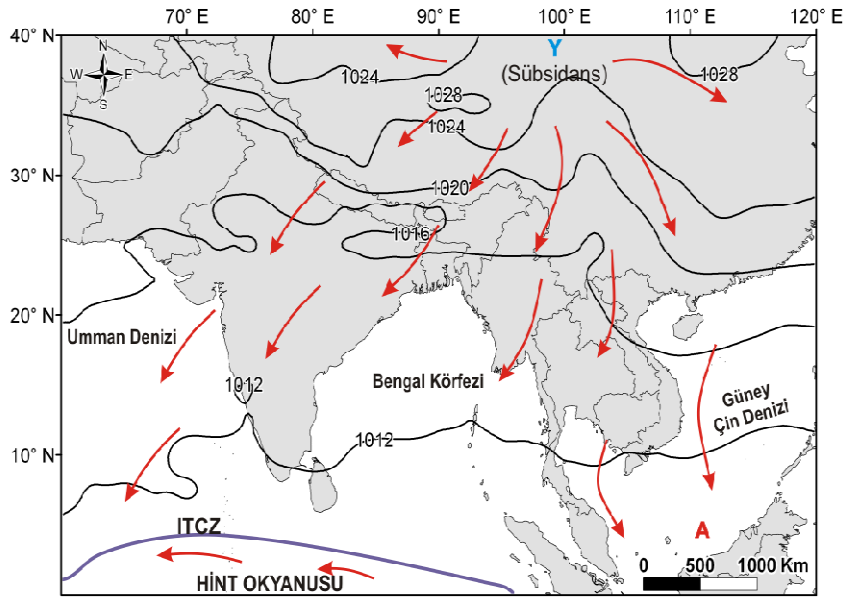
2.3. Muson Dolaşımı ve Akdeniz Havzasına Etkileri

Muson, Arapça mevsim anlamına gelen "Mausim" kelimesinden türetilmiştir. Genel olarak kış ve yaz mevsimlerinde esiş yönleriyle belirgin farklılık gösteren rüzgar sistemidir. Kuzey yarımkürede Mayıs-Eylül, güney yarımkürede Aralık-Şubat ayları arasında etkili olur (Barry ve Chorley, 2003).

Muson, mevsimlik kara ve deniz arasında değişen nemli yazlar ve kurak kışlar olarak karakterize edilen rüzgar sistemidir. Bu rüzgarlar, Hindistan muson mevsimi boyunca 850 hektopaskal (hPa)'da geniş ölçekli bir siklonik vortisiti, Umman Denizi üzerindeki aşağı seviyelerde batılı jeti akışları ve Hindistan çevresindeki yaklaşık 200 hPa seviyesindeki doğulu jet rüzgarları tarafından kontrol edilir (Barry ve Chorley, 2003; Danielson, 2003; Rodwell ve Hoskins, 1996). Tropiklerarası yaklaşım kuşağı (ITCZ)'nın kuzeye doğru kaymasıyla kuzeybatı Hindistan üzerinde yer alan alçak basınç ile Hint okyanusu üzerindeki yüksek basınç arasında büyük bir fark oluşmasına sebep olur. Gündüz karanın aşırı ısınması nedeniyle büyük miktardaki havanın yükselmesi, basıncın daha da düşmesine yol açar. Hint okyanusundan karaya doğru esen nemli rüzgar kara üzerinde yükselerek büyük bulutlar oluşturur ve bunlar da sağanak şeklindeki muson yağışlarını meydana getirir.

Kışın, kuzey Asya özellikle Sibiryaya çok soğuk. Alçak seviyelerdeki termik depresyon kaybolur. Bunun yerine yine alçak seviyelerde olmak üzere Sibiryaya üzerinde sığ bir antisiklon gelişir. Aynı zamanda bu mevsimde gezegensel basınç sistemleri de güneye çekilir (Şekil 2.4). Şekil 2.4'teki alçak ve yüksek basınç merkezleri ile yüzey rüzgarlarının esiş yönleri temsili olarak gösterilmiştir. Deniz seviyesi basınçları (DSB), <http://www.esrl.noaa.gov/> adresinden sağlanmıştır.

Okyanus sıcak, kara yüzeyi de soğuk olduğu için atmosferik kalınlık farklılığı nedeniyle okyanus yüzeydeki alçak basınca bağlı yükselici akışlar, üst atmosferde diverjan, kara üzerinde ise üst atmosferde konverjan ve yüzeyde diverjan bir hava akışı vardır. Bu nedenle kara yüzeyindeki akışlar da alçalan hava (sübsidans) nedeniyle diverjandır. Bu hava akışı, subtropikal jet rüzgarının bir koludur. Bu şartlar altında Güneydoğu Asya üzerinde yüksek seviyelerde normal genel dolaşım hareketleri egemendir. Yani, gezegensel cephenin kuzeyinde kalan büyük alan üzerinde yüksek seviyelerde batı rüzgarları, gezegensel cephenin güneyinde kalan alan üzerinde ise doğu rüzgarları hüküm sürer. Yeryüzüne yakın tabakalardaki dolaşım ise doğu rüzgarları egemendir. Bu rüzgarlar sapma nedeniyle kuzeydoğu yönünde eserler (Danielson, et al., 2003; Erinç, 1996; Erol, 1999).



Şekil 2.4: ITCZ'nin mevsimlik döngüsüne göre, kış mevsimindeki konumu ve deniz seviyesi basınçlarının dağılışı.

Yaz musonları, kara ve denizler arasındaki termik farklılıklar ve orta enlemlerdeki karaların denizlere göre daha fazla ısınmalarının yanı sıra yaz mevsiminde tropikal kara kütlelerinin aşırı derecede ısınması nedeniyle gezegensel basınç kuşaklarının büyük ölçüde yer değiştirmesiyle gelişir. Erol (1996)'a göre, *ITCZ* hattının çatallanması yaz musonlarının oluşumu ve gelişiminde birinci derecede önemli rol oynar. Bu nedenle, karalar üzerinde basınç ve rüzgar kuşakları denizler üzerindeki nazaran çok daha büyük ölçüde yer değiştirir.

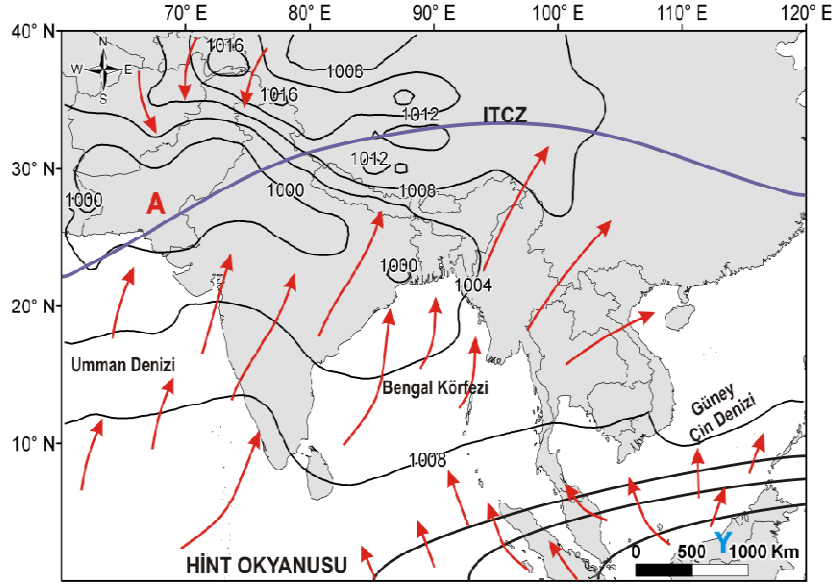
Yaz musonunun geliştiği alandaki hava hareketinin kalınlığı 1000 metreyi pek geçmez. Daha yüksek seviyelerde gezegensel cephenin kuzeyinde orta kuşağın batı rüzgarları, güneyinde ise tropiklerarası kuşağın doğu rüzgarları eser (Erinç, 1996).

Muson dolaşımındaki ya da rüzgarlarındaki mevsimlik değişim ve bölgedeki yağışın değişimi, güney yarımküre kışından kuzey yarımküre yazına batı-doğu yönlerinde yağış kuşağının (*ITCZ*) göç etmesi ile açıklanabilir. Burada yaklaşık kışın 5° Güney enlemlerinde bulunan *ITCZ*, kuzey yarımküre yazında yaklaşık Temmuz ayının ortalarında 25° Kuzey enlemlerine hareket eder. Tibet platosunun kuzeyinde üst atmosferdeki batılı akışlar, plato üzerindeki bir yüksek basınç merkezi (Subtropikal) nedeniyle zayıflar. Güney Asya'nın güneybatı musonları güçlü bir doğulu jet rüzgarıyla (150 hPa'da) güney Arabistan ve Afrika üzerinden batıya doğru uzanır. Bu doğulu jetin maksimum akışı, 15°K ile 50°-80°D enlem ve boylamları arasında yer alır (Barry ve Chorley, 2003).

Yazın, Asya kıtası denizlere oranla daha hızlı ve çok ısınır. *ITCZ*'nin çatallanmasıyla Tibet platosunun kuzeyindeki batılı akışlar yerini doğulu jet rüzgarlarına bırakır. Bu jetin varlığına bağlı olarak jet ekseninin doğusunda Hindistan üzerinde, yaz yağış kuşağının yerleşmesine neden olur (Şekil 2.5). Şekildeki alçak ve yüksek basınç merkezleri ile yüzey rüzgarlarının esiş yönleri temsili olarak gösterilmiştir. *DSB*'ler <http://www.esrl.noaa.gov/> adresinden sağlanmıştır.

Nemli yaz ve kurak kış koşulları alçak seviye rüzgarlarındaki mevsimlik değişiklikler ile ilgilidir. Kuzey yarımkürenin kışları boyunca, ekvatorial doğulular zayıftır ve yukarı atmosferde (200 hPa) 5°K ve 10°G enlemleri arasında hapsolürken, subtropikal batılılar 10°K enlemine kadar etkili olurlar. Subtropikal batılılar, kuzey yarımküre yazı boyunca 30°K enleminin kuzeyine çekilir ve güçlü bir doğulu ekvatorial jet yukarı atmosferde gelişir. Yazın geniş ölçekli muson dolaşımı derin bir baroklinik vertikal yapı,

alçak seviyedeki siklonik vortisiti (ve konverjans) ve üst seviyede antisiklonik vortisiti ile karakterize olur.



Şekil 2.5: ITCZ'nin mevsimlik döngüsüne göre, yaz mevsimindeki konumu ve deniz seviyesi basınçlarının dağılışı.

Musonun yıllık döngüsü, iki yarımküre arasındaki *ITCZ* ya da yağış kuşağına yönelik zonal olarak mevsimlik göçün bir belirtisidir. Yağışların yıllık döngüsünün 80°E-120°E boylamları arasındaki değişimi yüksek yağış zonunun yumuşak bir şekilde kuzey yarımküreden güney yarımküreye hareketini gösterir. Bununla birlikte, *ITCZ* boreal kıştan, yaza yumuşak bir şekilde geçişine izin vermez ve ani yaz musonuna geçiş olur. Yağışların değişimi ile ilgili olan yüzey rüzgarlarının hız değişimi ve deniz yüzey sıcaklıkları, okyanus ve musonun yıllık döngüsünün değişimi arasındaki etkileşim gösterir.

2.4. Türkiye'nin Genel Dolaşımdaki Yeri ve Köppen-Geiger İklim Sınıflandırmasına Göre Türkiye'nin İklim Tipleri

Türkiye, Akdeniz makrokliması alanı içinde yer alır. Genel olarak yazın tropikal kökenli hava akımlarının, kışın polar kökenli hava akımlarının etkisi altındadır. Türkiye üzerinde oluşan yere yakın hava akımları, kış mevsiminde Sibiryaya antisiklonu, polar cephe ve depresyonlarıdır. Yaz mevsiminde ise Azor antisiklonunun etki alanının ekvatora doğru

kaymasıyla beraber intertropikal konverjans zonunun kuzey yarımküreye kayarak güneybatı Asya üzerine yerleşmesiyle gelişen Muson alçak basıncının etkisi altına girer. Muson alçak basıncındaki doğulu akımlar genel hava akımının güneydoğulu ve doğulu olmasına neden olur. Polar cephenin daha kuzey enlemlere çekilmesiyle Karadeniz bölgesi dışında cephesel yağışların oluşma olasılığı azalır (Erinç, 1996; Erol, 1999). Yaz mevsimi, ortalama koşullara göre kuzeyli dolaşımın etkisinde kalır. Bu dolaşım yağışın sadece Karadeniz kıyılarında orografik olarak oluşmasına yol açar. Diğer bölgelerde oluşan yağışlar sınırlıdır ve çoğunlukla konvektif yükselme nedeniyle oluşan yerel ölçekteki yağışlardır.

Akdeniz havzası kışın aktif bir frontojenez sahası haline gelir. Kış mevsiminde hava akış hatları havzanın güney yarısında güneybatılı, kuzey yarısında ise kuzeydoğulu yönlerden etkili olur (Erinç, 1996). Termik oluşumlu ve sığ çekirdekli Sibirya yüksek basıncı, Doğu Avrupa, Doğu Akdeniz ve Anadolu üzerine üst atmosferde gelişen alçak basınç oluşu ile soğuk havanın görece sıcak olan bu alanlara akmasına yol açar. Türkiye'ye Balkanlar üzerinden sokulan karasal polar hava kütleleri şiddetli soğuk ve Trakya ile Marmara bölgesi gibi kuzey kesimlerde etkili kar yağışlarını oluşturur. Kışın etkisi olan bir diğer hava kütlesi de Kuzey Afrika çöllerinden kaynaklanan karasal tropikal hava kütlesidir.

Yaz mevsiminde yüksek batı rüzgarları ve Rossby dalgalarına bağlı olarak, polar cephe kuşağı, genel olarak daha kuzey enlemlere çekilir. Polar cephenin daha kuzey enlemlere çekilmesiyle Azor antisiklonu, Atlantik ve Avrupa üzerinde daha geniş bir alana yayılır. Yaz mevsimi kış mevsimine göre daha sade bir özellik gösterir. Antisiklon alanının genişlemesi Akdeniz'de cephe oluşum koşullarını zayıflatar. Bu dönemde kuzey yarımküre görece olarak daha fazla enerji alır ve tropiklerarası yaklaşım kuşağı Güney Asya üzerine yerleşir. Bu bölge üzerinde gelişen nemli hava güney ve güneydoğu Asya kıyılarına bol yağış bırakırken, bu sahada gelişen Muson alçak basıncından kaynaklanan doğulu kurak ve sıcak özellikteki hava akımları Akdeniz havzasını etkiler.

Türkiye'nin coğrafi konumu nedeniyle yaz mevsiminde yüksek troposferdeki ana rüzgar akımlarının yeryüzündeki hava tiplerine etkisi Erol (1996)'a göre Çizelge 2.1 ile açıklanmaya çalışılmıştır. Ana rüzgar akımlarının bazıları tüm yıl boyunca etkili olduğu için çizelgede genel olarak yaz mevsiminde etkili olması esas alınmıştır. Buna göre, Türkiye'de çoğunlukla mP ve mT hava kütleleri ile cT hava kütleleri etkilidir.

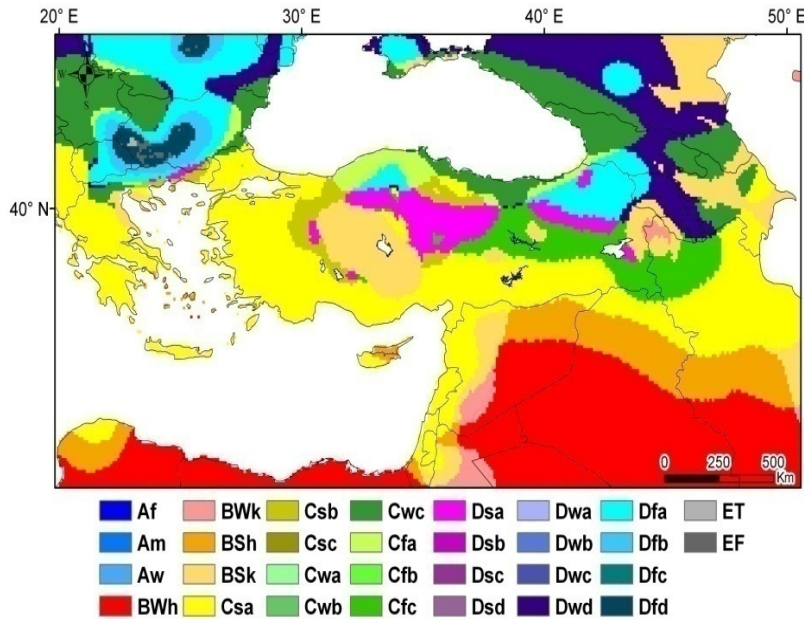
Çizelge 2.1: Yaz mevsiminde yüksek troposferdeki ana rüzgar akımlarının yeryüzündeki hava tiplerine etkisi.

Yüksek Tropikal	Yeryüzü	Klimatik Özellik	Oluşumuna Bağlı (jenetik) Özellik
ABD	mPpAk	Denizel, serin, yağışsız, zaman zaman sağanak yağışlı	Yazın, baharda, alçak basıncın kuzeybatı bölümü yaz poyrazi, kırkikinci yağışları tipi
ABD, B, KB, KB/GB	mPAc	Denizel, soğuk-serin, fırtınalı, yağışlı, karlı	Kışın, yazın Polar cephe hava tipi
YBD	mTYk	Denizel, ılık, yağışlı	Kışın, yazın, Azor antisiklonu kuzey uzantısı
ABT	cTsAb	Karasal, sıcak, kurak, güneydoğu rüzgarlı	Baharda, yazın, Basra termik siklonu kuzeybatı bölümü, samyeli
ABT	cTAb	Karasal, sıcak, kurak	Yazın, Basra termik siklonu batısı
ABT ortası	cTAo	Karasal, sıcak, kurak	Yazın, karasal Basra termik siklonu
YBD	cTYo	Karasal, ılık-sıcak, kurak	Büyük Sahra- Arabistan dinamik antisiklonu ortası, yazın, kışın
YBD	cTYb	Karasal, sıcak, kurak	Yazın, kışın Büyük Sahra dinamik antisiklonu batısı

Atlantik kökenli mT hava kütlesi güneydoğu yönündeki genel atmosfer dolaşımıyla alttan ısınır, bağıl nemliliği gittikçe azalır ve güneye doğru ilerlediği oranda yoğunlaşma seviyesi yükselir. Ayrıca, bu hava kütesinin üst tabakaları zaten nem bakımından daha da fakirdir. Genel olarak mT stabil bir hava kütesidir (Erinç, 1996). mP hava kütleleri Akdeniz bölgesine sokulurlar ve bunun sonucunda mT ve mP arasındaki cephe veya bazen de ard arda sokulan değişikliğe uğramış denizel mP ve mP hava kütleleri arasında meydana gelen cepheler Akdeniz üzerinde ilerlerler. Havzanın batısında daha çok gerçekleşen bu durum, zaman zaman cephesel yaz yağışlarına ve sıcaklığın kısa bir zaman için alçalmasına sebep olabilir (Erinç, 1996).

Bu dinamik koşullarla birlikte, fiziki coğrafi etmenler Türkiye’de yerel iklim özelliklerinde farklılığa neden olur. Türkiye iklim sınıflandırmaları için Köppen-Geiger iklim sınıflandırmasından yararlanılarak iklimin bölgesel dağılışı Şekil 2.6 ile gösterilmiştir. Bu iklim sınıflandırmasının, kuraklık sınırları için verdiği alansal dağılışı çok yüksek tutarlılık göstermez.

Köppen-Geiger iklim sınıflandırmasına göre İç Anadolu Bölgesi’nde Konya, Ankara, Eskişehir ve Iğdır çevresinde kurak iklimler ana sınıfında orta enlem step iklimi (BSk) görülür (Şekil 2.6).



Şekil 2.6: Köppen-Geiger iklim sınıflandırma sistemine göre Türkiye ve yakın çevresinin büyük iklim kümeleri ve başlıca iklim çeşitlerinin coğrafi dağılışı.

Marmara, Ege, Akdeniz ve Güneydoğu Anadolu bölgelerinin büyük bir kısmında nemli orta enlem iklimleri (ılıman) ana sınıfından Akdeniz iklimi (Csa, Csb) görülür. Doğu Anadolu'nun doğusu Erzincan, Elazığ, Bingöl, Muş, Bitlis, Hakkari ve Van'ın güneyinde nemli orta enlem iklim grubundan, nemli iklim tipi (Cfc) görülür. Bu iklim tipinde serin bir yaz belirgin özelliğidir. Kurak ve çok sıcak bir yaz bu iklim tipinin karakteristik özelliğidir. Karadeniz kıyı kuşağında Sinop, Samsun, Ordu, Giresun, Trabzon ve Rize'de nemli subtropikal iklim tipi (Cwc) görülür (Peel vd., 2007).

Ankara'nın kuzeyi, Kırşehir, Yozgat, Sivas, Çorum, Nevşehir, Erzincan'ın doğusu ve Erzurum'un güneyinde nemli soğuk orta enlem iklimleri ana sınıfından, soğuk, yazı kurak ve çok sıcak geçen nemli karasal (Dsa) iklim tipi yer alır. Erzurum-Kars bölümünde ve Kastamonu'nun güneyinde nemli soğuk orta enlem iklim grubundan nemli karasal iklim tipi (Dfa) görülür. Bu iklim tipi genel olarak soğuk, kurak mevsimi olmayan, çok sıcak bir yaza sahiptir.

2.5. Türkiye’deki Sıcaklık ve Yağış Değişkenliği

İklim değişikliğinin önem taşıyan bir konu haline gelmesinden bu yana, analizlerde kullanılan verilerin güvenilirliğine ilişkin şüpheler de haklı olarak artmıştır. Uzun süreli birçok klimatolojik zaman serisine ait değişim ve trendlerin yalnızca hava ve iklimdeki değişikliklerden kaynaklanmadığını bilinmektedir. İzleme istasyonlarının yeniden konumlandırılması, aletlerin ve gözlem uygulamalarının değiştirilmesinin istasyon ortalamalarının da değişmesine neden olduğu çok iyi bilinmektedir (UNDP, 2007).

Birleşmiş Milletler iklim değişikliği kapsamında Türkiye için hazırlanan birinci ulusal bildirim raporuna göre, 1951-2004 dönemi için ortalama yıllık sıcaklık serilerine uygulanan Mann-Kendall trend analizinin sonuçlarındaki en belirgin özellik yaz sıcaklıklarında meydana gelen artıştır. Yaz sıcaklıkları Türkiye’nin çoğunlukla batı ve güneybatı kısımlarında artış göstermektedir. Kentsel ısı adası çalışmaları (ör; Ezber vd., 2006; Karaca vd., 1995), kentleşmeye bağlı ısı adası oluşumunun en çok Akdeniz Bölgesi’ndeki şehirlerde, bölge yüksek basınç etkisi altına girdiğinde, belirgin olduğunu göstermiştir. Bu nedenle, Türkiye’nin batı istasyonlarındaki yaygın artış bu olguyla ilişkili olabilir. Türkiye’de kış sıcaklıkları da genel bir düşüş eğilimi sergiler. En önemli düşüşlerin çoğunlukla kıyı istasyonlarda yoğunlaştığı gözlenir. Geçiş mevsimlerinde önemli trendler sergileyen istasyonlar genellikle doğası itibarıyla nadir olup tutarlı bir bölgesel davranış göstermezler (UNDP, 2007).

Kum (2011); İklim değişikliğinin Türkiye’nin güney ve güneybatı kıyılarındaki turizmin konfor şartlarına etkilerini araştırdığı çalışmasında, yaz mevsimi minimum, ortalama sıcaklıklarının kuvvetli artış eğilimleri, yağışlarda ise kuvvetli olmayan azalma eğilimleri belirlemiştir. Azalma eğilimi özellikle kış mevsiminde belirgindir.

Tayanç ve Toros (1997), Türkiye’de iklim değişimi ile şehirleşme etkisini araştırdıkları çalışmalarında Türkiye’nin dört büyük şehrinde (Adana, İzmir, Bursa, Gaziantep) bölgesel sıcaklık ve şehirleşme arasında anlamlı ilişkiler saptamışlardır.

Türkoğlu vd. (2012) şehirleşmenin biyoklimatik koşullara etkisini inceledikleri çalışmalarında, Ankara şehrindeki 6 meteoroloji istasyonunun saatlik termal algılama değerlerinin kırsal ve şehir alanları arasındaki dağılımını hesaplamışlardır. Bu çalışmada Ankara’nın kırsal ve şehrsel dokusuna göre, fizyolojik eşdeğer sıcaklıkları gece

saatlerinde ve Mayıs-Eylül aylarında daha belirgin hale gelmektedir. Mayıs-Eylül dönemi 21:00'dan ertesi gün saat 08:00'a kadar sıcak ada özellikleri belirgindir.

Birinci ulusal bildirim raporuna göre, yağışta önemli değişikliklerin gözleendiği, tutarlılık gösteren alanlar hem kış hem de sonbahar mevsimlerinde gözlenir. Türkiye'nin batı illerindeki istasyonlarda sonbahar yağışları artış göstermiştir. İlbahar ve yaz mevsimlerinde istatistiksel açıdan anlamlı değişikliklerin olduğu birkaç istasyon bulunur. Ancak bu istasyonlar da tutarlı bir bölgesel davranış sergilemez (UNDP, 2007).

Kadıoğlu (1997), Marmara Bölgesi'nde şehirleşmenin yağış üzerine etkisini araştırdığı çalışmasında, aşırı yoğunlaşma çekirdeklerinin varlığı nedeniyle şehirlerde yağışlı gün sayısında artış, şiddetli yağışlarda (> 30 mm gün-1) azalma belirlemiştir.

Türkiye'nin Doğu Akdeniz kıyılarında 1975-2006 dönemi ilkbahar ve kış mevsimi toplam yağış ve yağışlı gün sayılarında kuvvetli azalma, yaz mevsimi yağışlı gün sayılarında ise zayıf bir artış eğilimi egemendir (Gönençgil ve İçel, 2010).

Aksoy (2007) ve Aksoy vd. (2007), Edirne, Lüleburgaz ve İpsala meteoroloji istasyonları ile Ergene, Hayrabolu akarsu akım istasyonlarını kullandıkları çalışmalarında, bölge yağışlarında 1980'lerde belirginleşen azalma eğilimi (özellikle kış ve sonbahar yağışlarında) gözlemiştir. Ayrıca, Aksoy vd. (2007) ECHAM4 ve HadCM2 iklim modellerine göre bölgenin gelecekteki iklimi değerlendirdikleri çalışmalarında sıcaklıklarda 2100 yılına kadar 3.9 °C'lik bir artış, yağışlarda %13.8'lik bir azalış yaşanacağını öngörürler.

Çiçek (2004) çalışmasında, şehirselle karakterli Ankara ve kırsal karakterli Esenboğa meteoroloji istasyonlarındaki yağış eğilimleri ve iklimsel, yerel etkiler arasındaki ilişkileri incelemiştir. Ankara istasyonunda, yağışlı gün sayısı az olmasına rağmen şehirleşmenin şiddetli yağışları arttırması nedeniyle toplamda daha fazla yağış düştüğünü saptamıştır. Ayrıca, Ankara istasyonunda özellikle şiddetli yağışlı gün sınıflarında belirgin bir artış belirlemiştir.

Kahya ve Kalaycı (2004) Türkiye akarsu akımlarını inceledikleri çalışmalarında, Türkiye akarsu akımlarının büyük bir kısmına azalma eğilimi buldular. Batı Karadeniz bölgesinden başlayarak İç Anadolu bölgesinin batı kesiminden Akdeniz bölgesinin büyük bir kesimini içeren Türkiye'nin batı yarısındaki akarsu akımlarında anlamlı azalma

eğilimleri gözlenmiştir. Akarsu akımlarındaki azalma eğilimini, yağışlardaki azalma ve sıcaklıklardaki artışlarla açıklamışlardır.

Akdeniz iklimi, kış aylarında batılı akımların, yaz aylarında subtropikal antisiklonların kontrolü altında gelişen bir makro iklimdir. Bu iklim tipinin genel özelliği yazlarının sıcak ve kurak, kışlarının ılık ve yağışlı olmasıdır.

Çalışma alanının genel iklim özelliklerini belirlemek için Köppen-Geiger iklim sınıflandırmasından yararlanılmıştır. Bu sınıflandırma, sıcaklık ve yağış etkinliği temeline dayandığı için en çok kullanılan yöntemlerden biridir. Köppen-Geiger iklim sınıflandırmasına göre, Akdeniz havzası ve Türkiye yaz ikliminin şekillenmesine neden olan dolaşım koşullarının etkili olduğu alanda genel olarak nemli tropikal, kurak, ılıman, nemli soğuk orta enlem ve polar iklimler yaşanır (Peel vd., 2007).

Türkiye’de, Köppen-Geiger iklim sınıflandırmasına göre nemli orta enlem iklimleri ana sınıfında yer alan Akdeniz iklim tipi (Csa ve Csb) egemendir (Peel vd., 2007).

IPCC 4. Değerlendirme Raporunda Avrupa ve Akdeniz havzası için yapılan çeşitli projeksiyonlara göre, yaz ve kış sıcaklıklarında artışların yaşanacağı belirtilmektedir. Sıcaklık artışlarının yaşanacağı alanlar, mevsime göre farklılık gösterir. Bu değerlendirme raporuna göre, Avrupa’daki yıllık ortalama sıcaklıkların küresel ortalamadan daha fazla artacağı öngörülmektedir. Kış mevsiminde en geniş alanlı ısınmanın Kuzey Avrupa’da, yaz sıcaklıklarındaki en geniş alanlı artışın ise Akdeniz havzasında yaşanacağı öngörülmektedir. Düşük kış sıcaklıklarının, kuzey Avrupa ortalama kış sıcaklıklarından daha çok artacağı ve yüksek yaz sıcaklıklarının güney ve merkezi Avrupa ortalama yaz sıcaklıklarından daha yüksek olacağı öngörülmektedir (IPCC, 2007). Akdeniz havzası genelinde yapılan bazı çalışmalara göre, genel olarak 1970’lerden sonra belirginleşen sıcaklık artışları çalışmaların ortak tarafıdır.

Akdeniz havzasında sıcak dönemler 1950’ler, 1980’ler ve 1990’larda gözlenirken, soğuk dönemler 1960’ların ortalarından 1970’lerin ortalarına kadar etkili olmuştur (Xoplaki, 2003). Son yıllarda gerçekleşen sıcaklık artışlarıyla beraber ekstrem olayların frekansında da önemli artışlar yaşanmıştır (Domonkos vd., 2003; Haylock ve Goodess, 2004; Vautard vd., 2007; Beniston ve Diaz, 2004). Kuglitsch vd. (2010) çalışmalarında, Doğu Akdeniz havzasında sıcak hava dalgalarının uzunluk ve şiddetinde 1960’dan 2006 yılına kadar olan dönemde anlamlı artışlar belirlenmiştir.

Akdeniz havzası yağışları ile ilgili yapılan çalışmalara göre, yağışlarda genel olarak bir azalma eğilimi egemendir. Batı Akdeniz havzasında, 1950'ler kurak dönemlerken, 1970'lere kadar olan dönemler yağışlı ve 1980'lerden sonra tekrar devam eden kurak dönem egemendir (Esteban-Parra vd., 1998). Brunetti vd. (2006) çalışmalarında, İtalya'nın yıllık toplam yağış miktarında özellikle de ilkbahar mevsiminde anlamlı, kış, yaz ve sonbahar mevsimlerinde ise anlamlı olmayan bir negatif eğilim belirlemişlerdir. Doğu Akdeniz havzası yağışlarındaki azalma eğilimi belirgindir. Kurak koşullar 1970'lerde oldukça belirgindir, 1970'lerden sonra nemli koşullar yaşanmış ancak son yıllarda kurak koşullar egemendir (Kutiel vd., 1996; Xoplaki vd., 2000). Akdeniz havzasında, son on yılda yağışlardaki yıllararası değişkenlik azalmakta ve kurak yılların oranı artmazken, nemli ve çok nemli yılların oranı azalmaktadır (Ramos, 2001).

Türkiye, genel olarak yazın tropikal kökenli hava akımlarının, kışın polar kökenli hava akımlarının etkisi altındadır. Türkiye üzerinde oluşan hava akımları, kış mevsiminde Sibiryaya antisiklonu, polar cephe depresyonları ve Akdeniz depresyonlarıyken, yaz mevsiminde ise Azor antisiklonu ve Muson alçak basıncının uzantısı olan Basra alçak basıncının etkisi altına girer.

Türkiye için yapılan çeşitli çalışmalara göre, yıllık yağışlar ve kış yağışları, 1960'lı yılların sonuna kadar genel bir artış gösterirken, 1970'li yıllardan başlayarak azalma eğilimleri saptanmıştır (Gönençgil ve İçel, 2010; Aksoy, 2007; Aksoy vd., 2007; Kadioğlu, 1997). Ayrıca, kentlerin yağış, sıcaklık, akarsu akımları ve biyoklimatik koşullar üzerindeki etkileri birçok araştırmacı tarafından incelenmiştir (Çiçek, 2004; Kadioğlu, 1997; Türkoğlu vd., 2012; Tayanç ve Toros, 1997; Kahya ve Kalaycı, 2004).

Ayrıca, ECHAM4 ve HadCM2 iklim modellerine göre bölgenin gelecekteki iklimini değerlendirdikleri çalışmalarında, sıcaklıklarda 2100 yılına kadar 3.9°C'lik bir artış, yağışlarda %13.8'lik bir azalış yaşanacağını öngörürler (Aksoy vd., 2007). Meteoroloji Genel Müdürlüğü tarafından kullanılan iklim modeline göre, A2 senaryosunda 2071-2100 dönemi için ortalama sıcaklıkların, Türkiye'nin kıyı kuşağı boyunca 4-5°C, iç bölgelerde ise 5-6°C oranında artacağı öngörülmektedir. B1 senaryosunda ise 2.5°C sıcaklık değişimi öngörülmektedir (Demir vd., 2010).

BÖLÜM III

AKDENİZ HAVZASI ve ÇEVRESİNDE YAZ MEVSİMİ ATMOSFER VERİLERİNDEKİ ALANSAL ve ZAMANSAL DEĞİŞİMLER

Çalışmanın bu bölümünde, genel dolaşım özelliklerini belirlemek için 1963-2000 dönemine ait 850 hPa ortalama sıcaklıkları, deniz seviyesi basınçları ve 500 hPa jeopotansiyel yükseklik verilerine ilişkin *ABA* sonuçları ve analiz sonuçlarına ilişkin değerlendirmeler yer almaktadır.

Akdeniz havzası, sınırlı su kaynaklarına sahip olan ve ekstrem yaz sıcaklıklarının frekansının yüksek olduğu hassas bir iklime sahip, önemli bir bölgedir (Xoplaki vd., 2006). Bu bölümde, Akdeniz havzasının genel yaz iklimi özellikleri içinde, Türkiye'nin durumu belirlenmeye çalışılmıştır. Ayrıca, bu bölüm sonuçları beşinci bölüm değerlendirmeleri için bir altyapı oluşturmaktadır.

Tezin bu bölümündeki analizler *ABA* yöntemi ile değerlendirilmiştir. Çalışma alanı, 25°-60°K, 25°-50°D enlem ve boylamları arasında yer alır. Bu alan, 2.5°x2.5° uzaklıklarda 465 grid noktasını kapsar. Bu grid noktalarına ait, 850 hPa ortalama sıcaklık, deniz seviyesi basıncı ve 500 hPa yükseklik veri dizileri kullanılmıştır. 1963-2000 yıllarını kapsayan uzun yaz (Haziran-Eylül) mevsimine ait verilerin alansal ve zamansal desenleri *ABA* ile belirlenmiştir. *AB*'lere ait yük değerlerinin alansal dağılışı deseni haritaları, bir Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) yazılımı olan ArcGIS kullanılarak hazırlanmıştır.

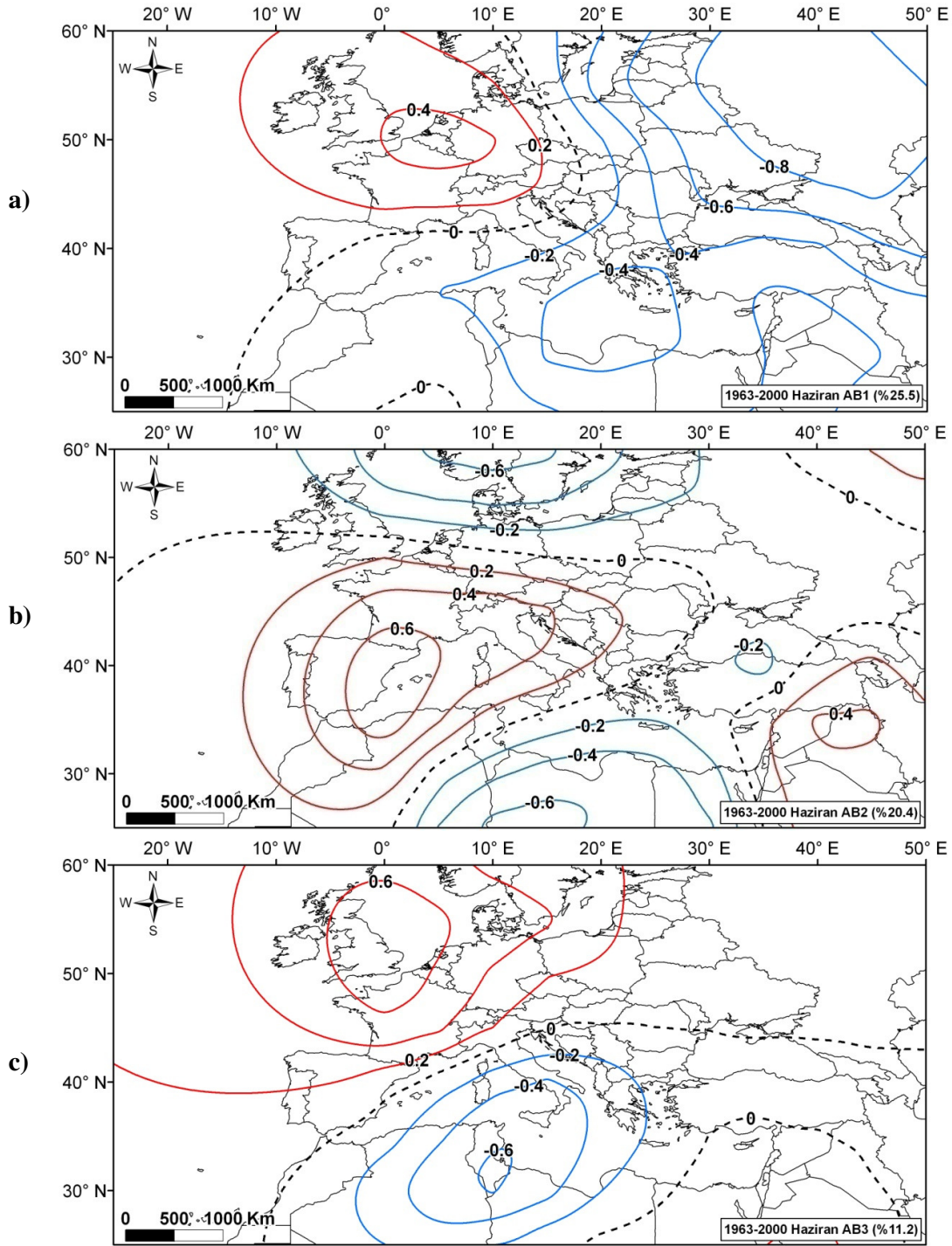
3.1. 850 hPa Sıcaklıklarındaki Alansal ve Zamansal Değişimler

Uzun süreli aylık 850 hPa sıcaklıklarına ait özdeğer, açıklanan ve kümülatif varyans değerleri Çizelge 3.1 ile belirtilmiştir. Aylık özdeğerlere göre, ilk 6 asal bileşen yüksek varyans değerlerine sahiptir. 1963-2000 dönemine ait uzun yaz mevsimi 850 hPa sıcaklıklarındaki alansal ve zamansal değişkenliğin %50'ından fazlası ilk üç *AB* tarafından açıklanır (Çizelge 3.1).

Çizelge 3.1: Akdeniz havzası 1963-2000 dönemi uzun yaz mevsimi 850 hPa jeopotansiyel yüksekliği ortalama sıcaklıklarının ilk altı AB'nine ait özdeğer, açıklanan varyans ve kümülatif varyans değerleri.

AB	Özdeğer	Açıklanan Varyans (%)	Kümülatif Varyans (%)
Haziran			
1	69.89	25.74	25.74
2	55.39	20.40	46.13
3	30.33	11.17	57.30
4	19.88	7.32	64.62
5	16.94	6.24	70.86
6	14.51	5.34	76.21
Temmuz			
1	54.73	20.47	20.47
2	50.39	18.85	39.32
3	40.49	15.14	54.46
4	28.32	10.59	65.05
5	21.54	8.06	73.11
6	16.31	6.10	79.21
Ağustos			
1	56.40	22.75	22.75
2	42.30	17.06	39.81
3	31.01	12.51	52.32
4	29.14	11.75	64.07
5	20.31	8.19	72.27
6	13.53	5.46	77.72
Eylül			
1	82.46	27.81	27.81
2	61.67	20.80	48.62
3	33.73	11.38	59.99
4	31.62	10.66	70.66
5	20.57	6.94	77.60
6	12.42	4.19	81.78

Haziran 850 hPa sıcaklıklarının ilk asal bileşeni, yıllararası sıcaklık değişkenliğinin (zamansal veya yıllararası varyansın) % 25.74'ünü açıklar. Negatif değerler, Akdeniz havzası ve Doğu Avrupa üzerindedir. Haziran'da Batı Avrupa'dan İngiltere'ye kadar uzanan alan üzerinde pozitif değerler gözlenirken, Akdeniz havzasından Doğu Avrupa'ya doğru negatif değerler yerini alır. Burada, anlamlı iki yük deseni bulunur (Şekil 3.1a). Genel olarak, Doğu Avrupa çevresindeki kuvvetli yük deseni, yüksek değişkenliğe sahip alanı temsil eder. Batı Avrupa çevresindeki desen, egemen olan Batılı ve kuzeydoğu Atlantik kökenli sistemlerinin etkisini açıklar. Doğu Avrupa'daki desen, kuzeyli akışları temsil eder. Bu desen, Azor ve Basra Körfezi üzerindeki basınç alanları arasındaki basınç gradyanına bağlı olarak oluşan akışları gösterir. Bu kuzeyli akışlar, Haziran ayı sıcaklıklarının Türkiye'nin batı yarısında görece daha serin geçmesine neden olur.



Şekil 3.1: Akdeniz havzası Haziran ayı 850 hPa sıcaklıklarına ait AB yüklerinin coğrafi dağılışı.

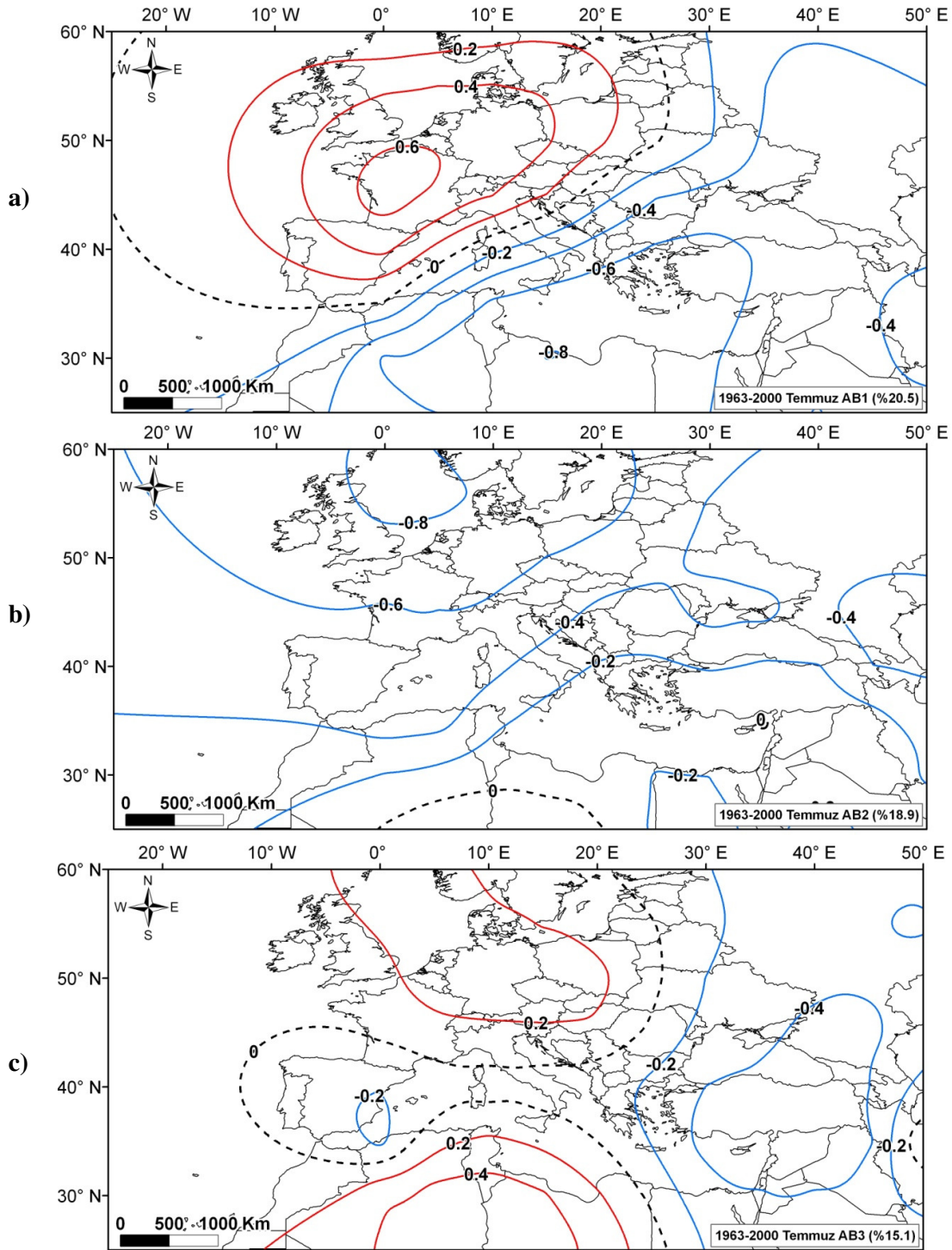
İkinci AB, sıcaklık değişkenliğinin %20.40'ını açıklar (Çizelge 3.1). AB2'lerin alansal deseninde, Batı Avrupa ve Ortadoğu üzerinde pozitif işaretli yükler, Kuzey Avrupa ve

Kuzey Afrika üzerinde negatif işaretli yükler yer alır. İspanya, Portekiz, İtalya'nın orta ve kuzey bölümünü kapsayan alanda Azor yüksek basıncının etkileri belirgindir. Azor yüksek basıncının etki alanı, Batı Akdeniz havzasından merkezi havzaya doğru genişlemiştir. Arabistan yarımadası ve Ortadoğu üzerinde ise Basra alçak basıncının etkilerini görmek mümkündür. Bu alanda, meridyonel akışlarla Muson alçak basıncının etkileri Türkiye'nin güneydoğusu ve doğusunda gözlenir. *AB2* yüklerinin coğrafi dağılışı, yaz dolaşımında egemen olan basınç desenlerini temsil eder (Şekil 3.1b).

Haziran ayı üçüncü *AB*, sıcaklık değişkenliğinin %11.17'sini açıklar (Çizelge 3.1). *AB3* yük desenlerinin dağılışına göre, negatif değerler Batı Akdeniz havzasından Kuzey Afrika kıyılarına kadar etkilidir. Pozitif değerler ise İngiltere ve Kuzey Avrupa üzerinde egemendir. Bu dolaşım deseni, Kuzey Atlantik ve Akdeniz havzasındaki egemen dolaşım özellikleri bakımından farklılığı yansıtır. Haziran ayında meridyonel dolaşımın belirgin olması nedeniyle Akdeniz havzasının batısı ve merkezi bölümünde *ITCZ*'nin etkileri belirgindir (Şekil 3.1c).

Temmuz'da 850 hPa sıcaklıklarının ilk üç asal bileşeni sırasıyla yıllararası sıcaklık değişkenliğinin %20.47'sini, %18.85'ini ve %15.14'ünü açıklar (Çizelge 3.1). İlk asal bileşene göre, Fransa (0.6) merkez olmak üzere Batı Avrupa'da pozitif değerler gözlenir. Bu desene göre, Batı Avrupa ve çevresi, batılı akışlar ile kuzeydoğu Atlantik kökenli dolaşım tarafından kontrol edilir (Şekil 3.2a). Akdeniz havzasının merkezi bölümü ve doğusunda gözlenen negatif yük değerleri meridyonel akışları temsil eder. *ITCZ*, Kuzey Afrika üzerinden etkisini Merkezi Akdeniz havzasında gösterir.

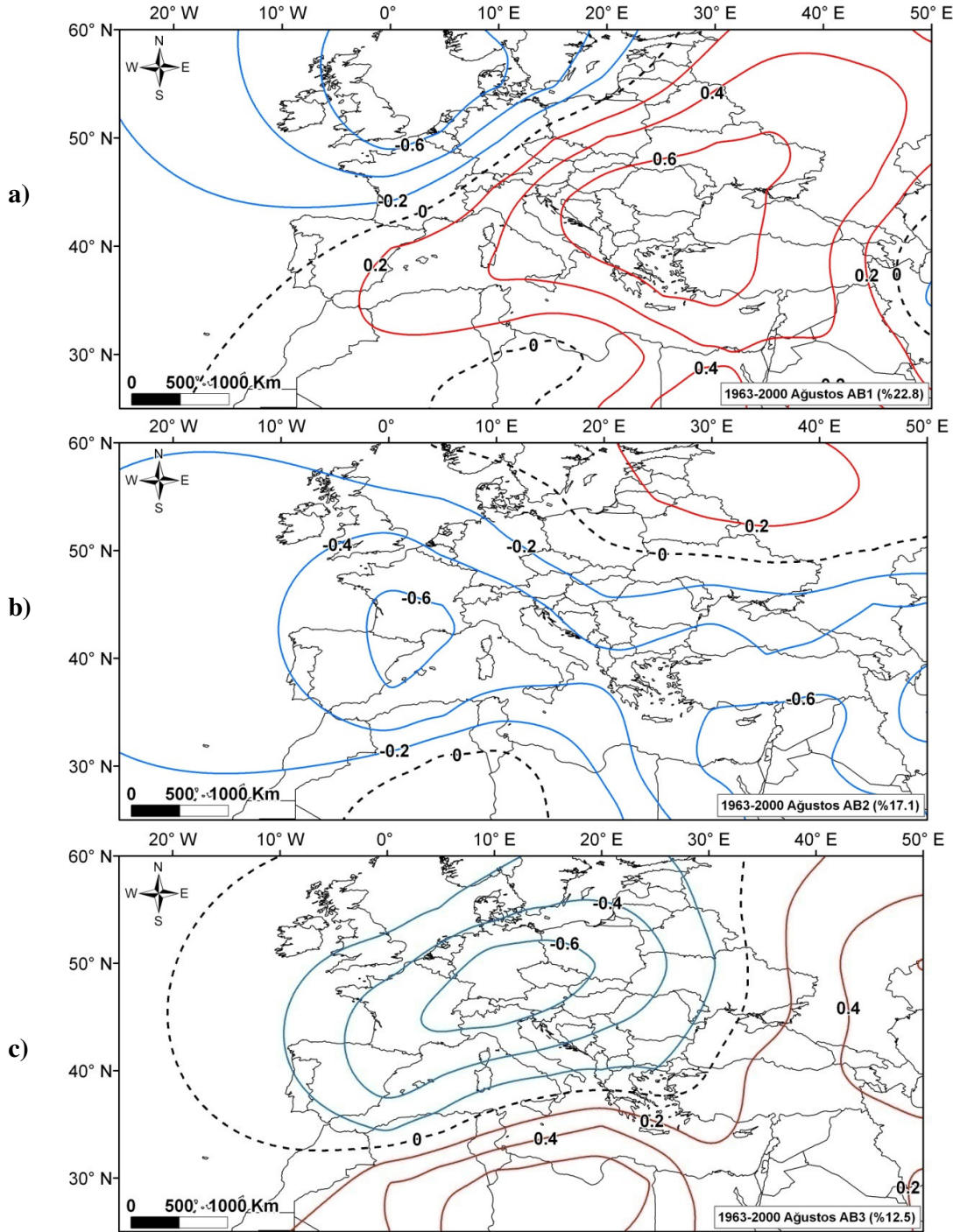
Temmuz ayı sıcaklıklarının *AB2*'ini, kuvvetli negatif ilişki deseni gösterir. Temmuz ayında Batı Avrupa ve çevresinde Kuzey Atlantik kökenli dolaşım egemendir. Temmuz ayı sıcaklıklarının %18.85'i kuzeyli ve kuzeybatılı dolaşım ile açıklanır. Desen, Kuzey Avrupa'dan Güney Avrupa'ya doğru zayıflar. Türkiye'nin Karadeniz kıyılarında kuzeyli dolaşımın etkileri belirgindir (Şekil 3.2b). *AB3*, Kuzey Afrika üzerinde ve Kuzey Avrupa üzerinde pozitif işaretlidir. Kuzey Afrika üzerindeki pozitif işaretli yük değeri, *ITCZ*'nin ve Azor'un Akdeniz havzasındaki etkili olduğu alanları temsil eder. Türkiye çevresinde meridyonel akışlar etkilidir. Bu akışlara bağlı olarak, Temmuz ayında Ortadoğu ve Türkiye'nin daha çok doğusunda sıcak koşullar yaşanır (Şekil 3.2c).



Şekil 3.2: Akdeniz havzası Temmuz ayı 850 hPa sıcaklıklarına ait AB yüklerinin coğrafi dağılış deseni.

Ağustos ayı sıcaklıklarındaki yıllarası değişkenliğin yaklaşık %78'i ilk altı özdeğerce temsil edilir. AB1 özdeğerleri, uzun süreli Ağustos ayı sıcaklıklarının

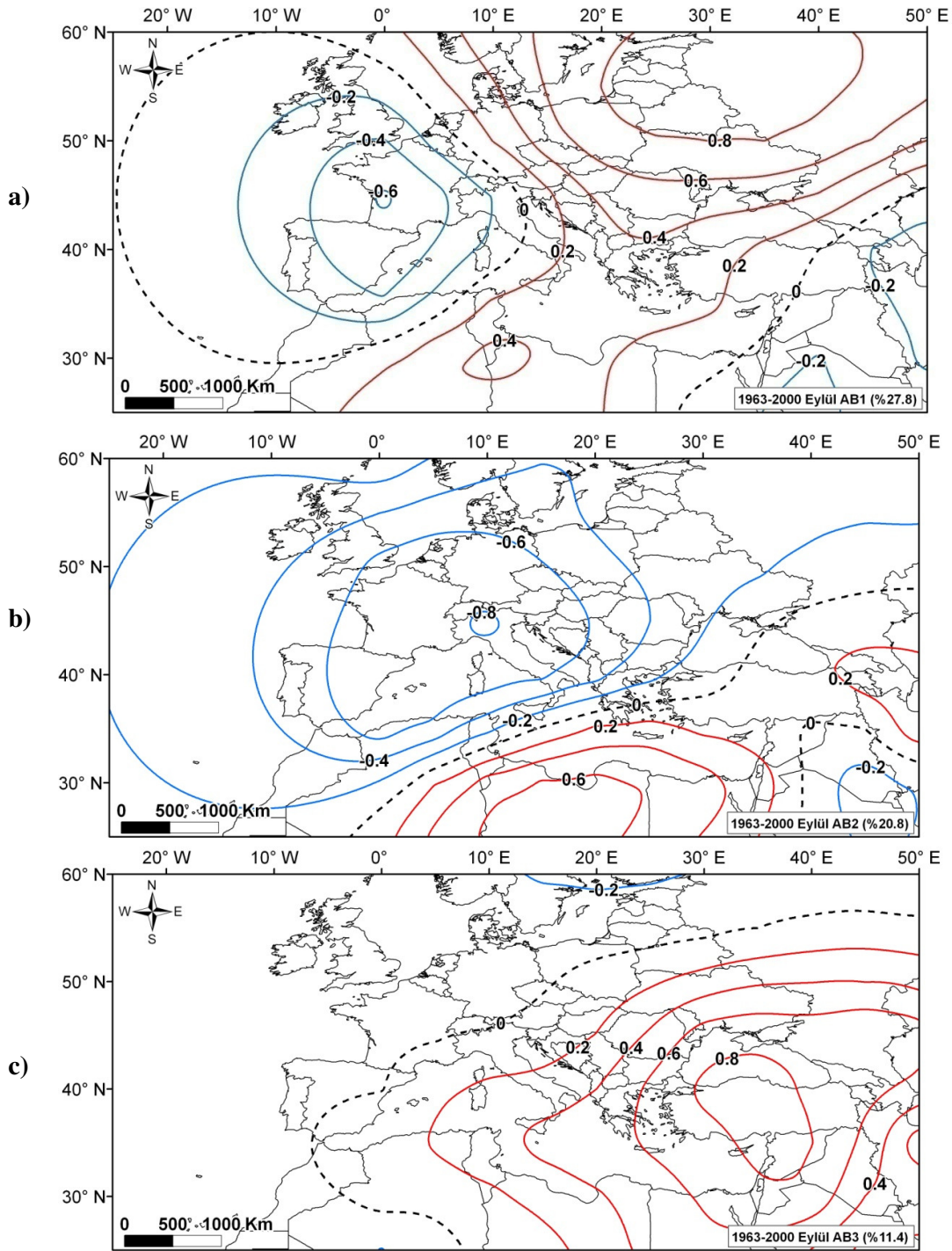
%22.75'ini açıklar (Çizelge 3.1). AB1'in yüklerinin dağılışı grid noktaları arasındaki belirgin alansal ilişkileri gösterir. Buna göre, Doğu Avrupa, Balkanlar, Türkiye, Karadeniz ve Ortadoğu'da pozitif değerler, kuzey Avrupa'da negatif değerler gözlenir (Şekil 3.3a).



Şekil 3.3: Akdeniz havzası Ağustos ayı 850 hPa sıcaklıklarına ait AB yüklerinin coğrafi dağılışı.

Ağustos ayı için *AB1*'deki desenler, geniş ölçekli atmosferik dolaşım koşullarının genel durumunu yansıtır. Buna göre, Ağustos ayında Türkiye'nin batı ve iç kesimleri, Yunanistan, Bulgaristan, Balkanlar, Karadeniz'in kuzeyindeki ülkelerin 850 hPa sıcaklıkları, Muson Alçak basıncının kuzeybatı uzantısı ve termik koşulların etkisiyle şekillenir. Kuzey Avrupa, Fransa'nın kuzeyi ve İngiltere'de kuzeydoğu Atlantik kaynaklı dolaşım egemendir (Şekil 3.3a). *AB2*, Ağustos 850 hPa sıcaklıklarındaki yıllarası değişimin sadece %17.06'sını temsil eder. 850 hPa Ağustos sıcaklık deseni, Rusya'nın kuzeyi dışında tüm çalışma alanında negatif değerler gösterir. Tüm Akdeniz havzası ve Güney Avrupa'da, batılı akışlara bağlı dolaşımın etkisi altındadır (Şekil 3.3b). Ağustos ayı *AB3*'deki desenler, 850 hPa sıcaklıklarındaki yıllarası değişkenliğin %12.51'ini açıklar. Merkezi Avrupa üzerinde Atlantik kaynaklı dolaşım koşullarının etkisi oldukça geniş bir alanda gözlenir. Kuzey Afrika, Ortadoğu, Türkiye, Kafkaslar ve Doğu Avrupa üzerinde ise Kuzey Afrika ve Arabistan yarımadası üzerinden sokulan *ITCZ* ve Basra alçak basıncının belirgin etkisi egemen dolaşım koşullarıdır (Şekil 3.3c).

Eylül 850 hPa sıcaklıklarındaki uzun süreli değişkenliğin yaklaşık %60'ı ilk üç özdeğer ile açıklanır (Çizelge 3.1). Anlamlı negatif değerler, Batı Avrupa'da (Fransa, İspanya ve Portekiz çevresinde) gözlenirken, anlamlı pozitif değerler Belarus ve Moskova çevresinde gözlenir. *AB1* yüklerinin alansal dağılışı, batılı akışlar ve Atlantik kökenli dolaşım koşullarının etkisini gösterir. Doğu Avrupa ve Rusya ve çevresindeki pozitif desen geniş alanlı karasal alandaki termik ısınmanın etkilerini yansıyor olabilir (Şekil 3.4a). *AB2*, Eylül 850 hPa sıcaklıklardaki varyansın %20.80'ini açıklar (Çizelge 3.3). Tüm Avrupa'da egemen olan negatif yük deseni, batılı akışlar ve Azor yüksek basıncı gibi büyük ölçekli hava sistemlerinin etkisinin egemen olduğu dolaşımı yansıtır. Batı Avrupa çevresi 850 hPa sıcaklıkları daha çok bu dolaşımın kontrolündedir. Kuzey Afrika'daki ve Türkiye'nin doğusundaki pozitif desen ise *ITCZ*'nin ve muson dolaşımının kuzeydeki son etki alanıdır. Eylül ayından itibaren *ITCZ*'nin etki alanı ekvatora doğru kayar. Bu pozitif desen, sıcaklıkların meridyonel dolaşıma bağlı olarak şekillendiğini gösterir (Şekil 3.4b). *AB3* yükleri, sadece Türkiye çevresinde anlamlı bir pozitif desen gösterir. Bu desen, muson alçak basıncının sonbahara kadar etki alanının Ortadoğu ve Türkiye üzerinde sürmesi ve karasal hava kütlelerinin egemen olmasıyla açıklanabilir (Şekil 3.4c).



Şekil 3.4: Akdeniz havzası Eylül ayı 850 hPa sıcaklıklarına ait AB yüklerinin coğrafi dağılış deseni.

3.2. Deniz Seviyesi Basınçlarındaki Alansal ve Zamansal Değişimler

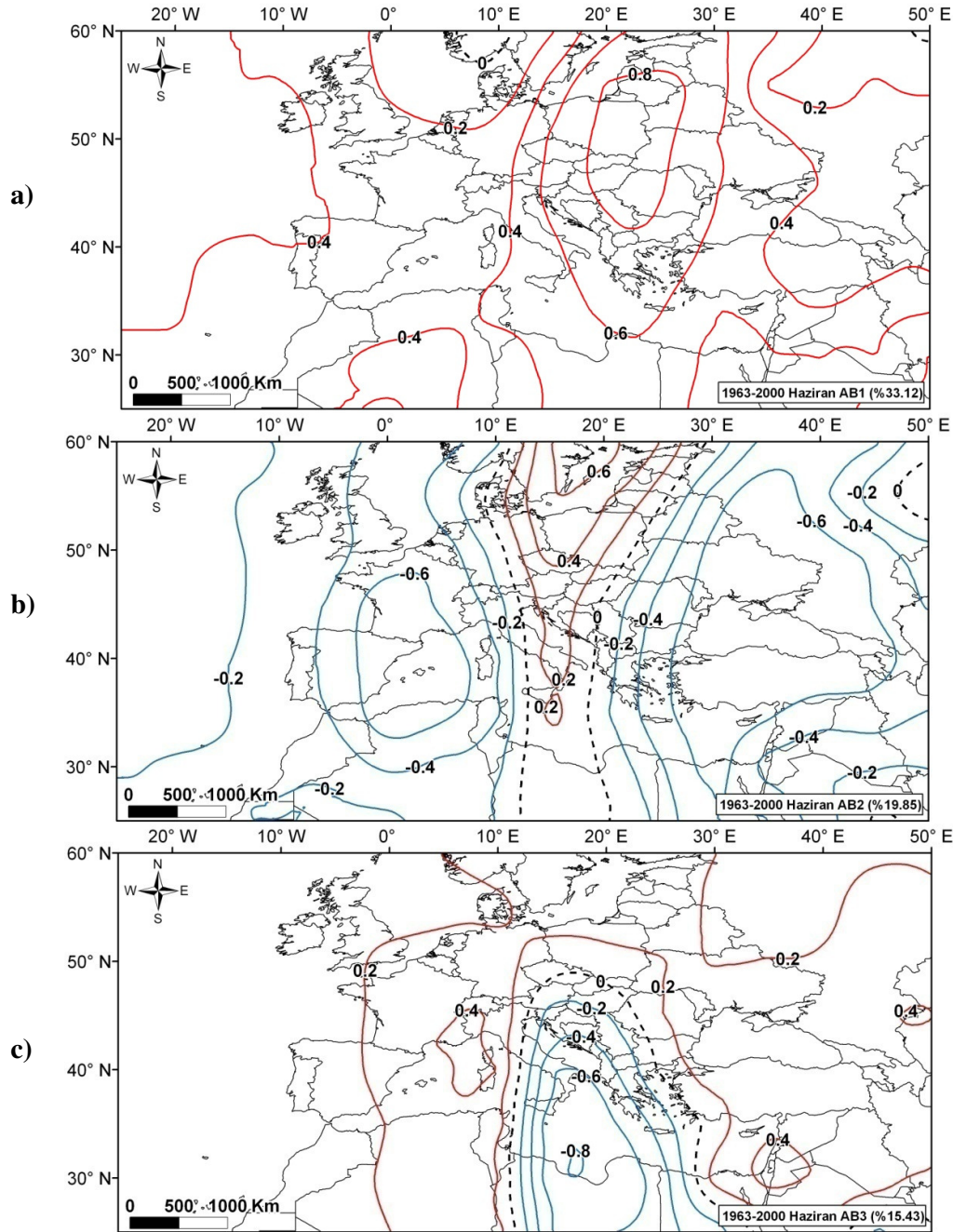
Blasing (1981)'e göre, yüksek Kuzey Yarımküre yaz sıcaklıkları, gezegensel subtropikal yüksek basınç sisteminin genişlemesi, gezici alçak basınç sistemlerinin kuzeye doğru yer değiştirmesi ile açıklanır. Düşük Kuzey Yarımküre yaz sıcaklıkları ise, gezegensel subtropikal yüksek basınç sisteminin etki alanının daralması ve Muson alçak basıncının zayıflamasıyla Güney-Merkezi Asya üzerindeki pozitif *DSB*'ler ile açıklanır.

1963-2000 yıllarını kapsayan uzun yaz mevsimi (Haziran-Eylül) deniz seviyesi basınçlarındaki zamansal değişkenliğin %60'ından fazlası ilk üç AB tarafından açıklanır (Çizelge 3.2). 1963-2000 dönemi Haziran ayı *DSB*'lerinin alansal ve zamansal değişkenliğinin %68.40'ını ilk üç özdeğer tarafından açıklanır. İlk AB yük deseni, Haziran ayı dolaşım koşullarının %33.12'sini temsil eder.

Çizelge 3.2: Akdeniz havzası 1963-2000 dönemi uzun yaz mevsimi deniz seviyesi basınçlarının ilk altı Asal Bileşenine ait özdeğer, açıklanan varyans ve kümülatif varyans değerleri.

AB	Özdeğer	Açıklanan Varyans (%)	Kümülatif Varyans (%)
Haziran			
1	194.05	33.12	33.12
2	116.34	19.85	52.97
3	90.41	15.43	68.40
4	57.07	9.74	78.14
5	47.59	8.12	86.26
6	19.53	3.33	89.59
Temmuz			
1	191.82	36.46	36.46
2	104.71	19.90	56.36
3	90.23	17.15	73.51
4	42.03	7.99	81.49
5	24.74	4.70	86.20
6	15.52	2.95	89.15
Ağustos			
1	257.20	42.79	42.79
2	120.13	19.98	62.77
3	85.79	14.27	77.04
4	38.61	6.42	83.46
5	32.30	5.37	88.84
6	14.34	2.39	91.22
Eylül			
1	325.59	38.44	38.44
2	157.82	18.63	57.07
3	136.25	16.09	73.15
4	69.31	8.18	81.33
5	44.98	5.31	86.64
6	38.09	4.50	91.14

Birinci AB yük desenine göre, Türkiye'nin batısı, Balkanlar, Merkezi Avrupa'nın doğusunda kalan alanlar üzerinde kuvvetli pozitif ilişki yükleri görülür. *DSB*'lerde görülen bu pozitif yük deseni, 1963-2000 döneminde bu alandaki basıncın çevresine göre daha yüksek olmasıyla ilgilidir.



Şekil 3.5: Akdeniz havzası Haziran ayı deniz seviyesi basınçlarına ait AB yüklerinin coğrafi dağılış deseni.

Ayrıca, bu alan Avrupa'da Alpler, Karpatlar, Balkanlar gibi yükseltisi olan alanları temsil eder. Yükselti nedeniyle, bu alan üzerinde pozitif yük deseni gelişmiş olabilir. Azor yüksek basıncının etkisi, Akdeniz havzasında oldukça belirgindir. Bu yüksek basınç koşullarına bağlı olarak, Haziran ayındaki egemen dolaşım koşulları daha çok Azor yüksek basıncının kontrolündedir (Şekil 3.5a).

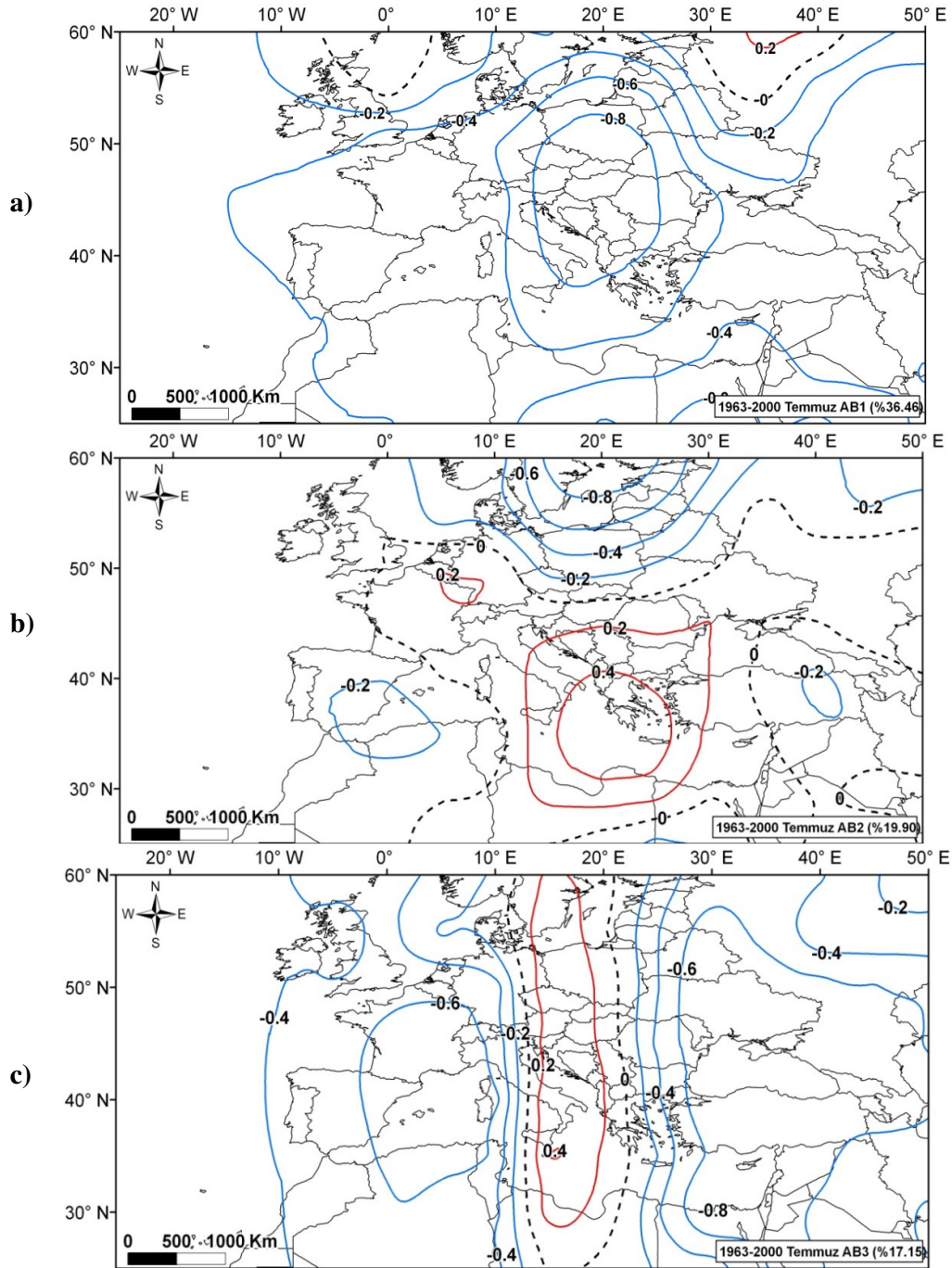
İkinci özdeğer, *DSB*'lerdeki yıllararası değişkenliğin %19.85'ini açıklar. Akdeniz havzasının doğu ve batı bölümleri arasında yük desenleri belirgin bir şekilde ayrılır. Doğu ve Batı Akdeniz havzasında kuvvetli negatif ilişki yükleri yer alır. Doğu Akdeniz havzasındaki ilişki yükleri özellikle Türkiye ve Karadeniz üzerinde kuvvetlidir (Şekil 3.5b). Bu dolaşım deseni, Lionello ve Sanna (2005)'nin çalışmalarında belirledikleri desene benzerlik gösterir. Mistral-Etezyen deseni adını verdikleri bu desende, Avrupa'nın iç kesimlerinde yüksek basınç koşulları egemendir. Antisiklonik dolaşım nedeniyle Yunanistan, Ege kıyıları ve Doğu Akdeniz çevresinde Etezyen rüzgarları kuvvetlenir.

Türkiye'nin bulunduğu alandaki negatif işaretli yük değerleri, Muson dolaşımının uzantısının göstergesidir. Basra alçak basıncı, Arabistan yarımadası ve Ortadoğu üzerinden Türkiye'yi etkiler. Deniz seviyesi basınçları alansal dağılımları için yapılan önceki çalışmalarla benzerlik gösterir. Bu dolaşıma bağlı olarak Basra alçak basıncı Ortadoğu ve Doğu Akdeniz'de oldukça belirgin olmakla birlikte tüm havzada etkisini gösterir. Bu bağlamda, Muson dolaşımı etki alanını kuzeye doğru kaydırıldığında Akdeniz havzasında yaz mevsimi sıcak ve kurak geçmektedir (Baldi vd., 2004).

Maheras vd., (1999) çalışmalarında yaz mevsimi deniz seviyesi basınçları için uyguladıkları asal bileşen analizinde, *AB2* yüklerinin alansal dağılımları ile benzer özellik gösteren bir desen belirlemişlerdir. Bu desende, Türkiye ve doğusu ile Batı Akdeniz havzası arasında negatif yük desenleri yer alırken Merkezi ve Kuzey Avrupa'daki pozitif yükler dar alanlı bir sırtı temsil eder. *AB3* yük deseninde, Kuzey Afrika'da Libya çevresinde *ITCZ*'ye bağlı meridyonel akışlar yer alır. Bu desende, Batı ve Doğu Akdeniz havzasının merkezi bölümüne göre daha yüksek basınç içerir. Bu alanlarda zonal akışlar egemendir (Şekil 3.5c).

Temmuz ayı *DSB*'lerindeki yıllararası değişkenliğin %73.51'i ilk üç *AB*'nin özdeğeri tarafından açıklanır (Çizelge 3.2). Bu desende, negatif yük desenleri çalışma alanının neredeyse tamamında egemendir. En büyük negatif işaretli *AB* yükleri, Merkezi Avrupa ve

Akdeniz havzasının merkezi bölümündedir. Yüksek değerleri kuzeye ve güneye doğru azalan bir desen gösterir. Bu desen, batılı akışların etkisini temsil eder (Şekil 3.6a).



Şekil 3.6: Akdeniz havzası Temmuz ayı deniz seviyesi basınçlarına ait AB yüklerinin coğrafi dağılış deseni.

İkinci *AB* özdeğeri, yaz mevsimi *DSB*'lerdeki değişkenliğin 19.90'ını açıklar. Bu yük deseninin alansal dağılışına göre, Merkezi Akdeniz havzası, Yunanistan ve Türkiye'nin batısında pozitif yük deseni vardır. Kuzey Avrupa'da kuvvetli negatif yük desenleri yer alır. Bu negatif işaretli yükler kuzeye doğru artar. Pozitif yük deseninin bulunduğu alan, Azor'un batı havzadan merkezi Akdeniz havzasına doğru zayıflayan etkisini temsil eder. Kuzey Avrupa çevresinde ise İzlanda alçak basıncına bağlı dolaşım etkilidir (Şekil 3.6b).

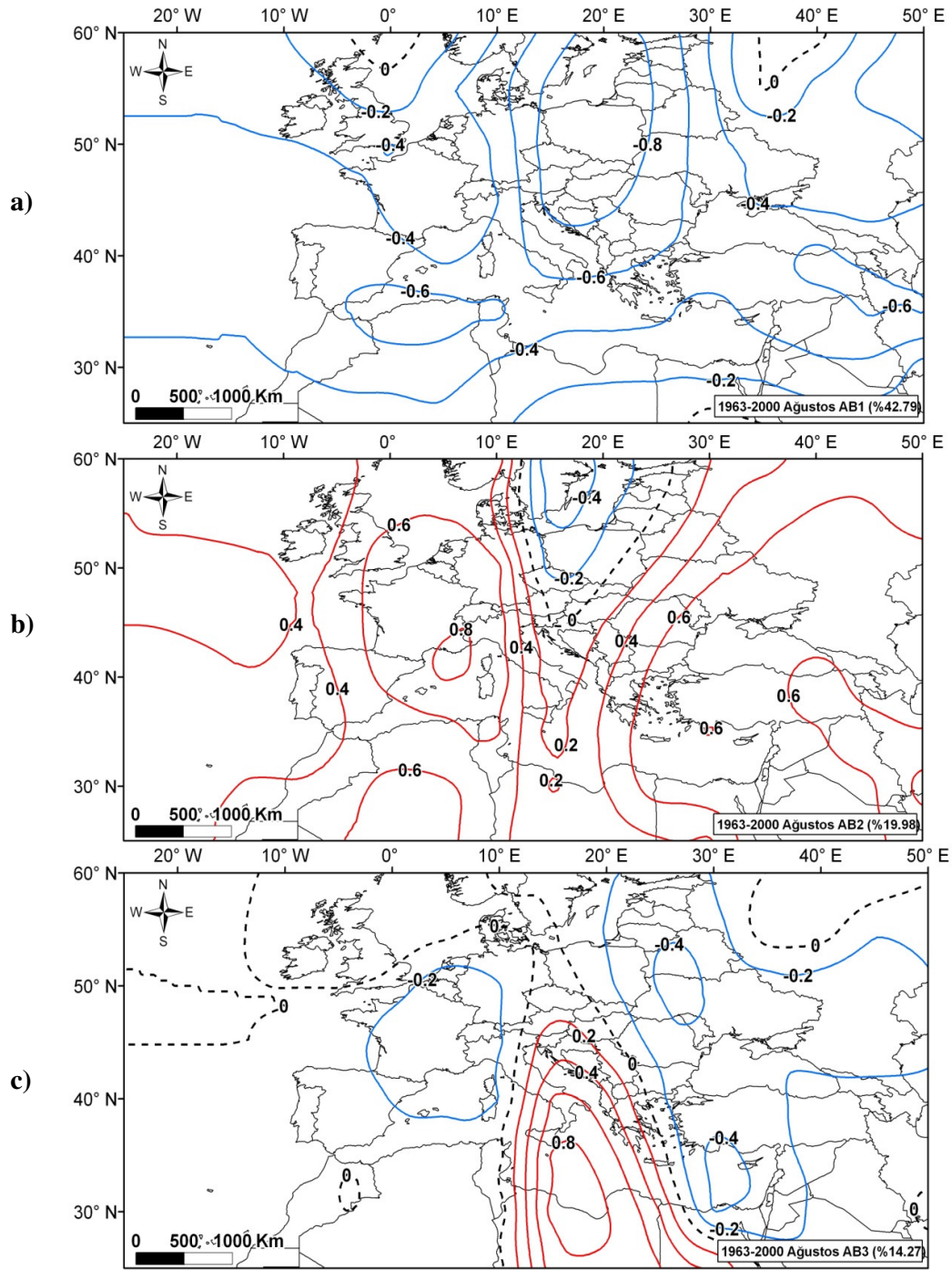
Temmuz ayı *AB3* özdeğeri, *DSB*'lerdeki yıllararası değişkenliğin %17.15'ini açıklar. Yüklerinin alansal dağılışı, Haziran ayıyla benzerlik gösterir. Akdeniz havzası'nın batısı ve doğusundaki kuvvetli negatif yük desenleri, havzanın ortasında Merkezi ve Kuzey Avrupa'ya uzanan pozitif işaretli alandan ayrılır. Türkiye'nin batı kıyıları ve Doğu Akdeniz'de, deniz seviyesi basınç durumuna göre belirlenen Mistral-Etezyen deseni (Lionello ve Sanna 2005) egemen dolaşım koşullarını yansıtır. Arabistan yarımadası, Ortadoğu, Türkiye, Kafkaslar, Karadeniz'in kuzeyindeki alanda negatif yükler alansal olarak anlamlılık gösterir. Bu alanda Basra alçak basıncının etkileri belirgin, Batı Akdeniz havzasında Batılı akışlar ve Atlantik kaynaklı dolaşım etkilidir.

Ağustos ayı *DSB*'lerindeki yıllararası değişkenliğin %91.22'si ilk altı özdeğer ile açıklanır. Birinci *AB*'nin özdeğeri, Ağustos ayı *DSB*'lerindeki yıllararası değişkenliğin %42.79'unu açıklar (Çizelge 3.2). Çalışma alanının tamamında negatif yük değerleri yer alır. Negatif yükler, Merkezi Avrupa'da en yüksek değere ulaşır. Batı ve Doğu Akdeniz havzasında da yüksek negatif yük değerleri bulunur. Bu desen batılı akışlar ve Muson dolaşımının uzantısı olan Basra alçak basıncının etkisiyle şekillenmiştir (Şekil 3.7a).

AB2 özdeğeri, değişkenliğin %19.98'ini açıklar. Yük deseninin dağılışında, çalışma alanının büyük bir kısmında pozitif işaretli yükler egemendir. Batı Akdeniz havzasında 0.8'den büyük yük değerleri bulunur. Doğu Akdeniz havzasındaki yük desenleri batıdaki gibi kuvvetlidir. Azor yüksek basıncı, tüm havzada egemen dolaşımdır. Kuzey Avrupa ve çevresinde yer alan desen ise daha düşük basınç koşullarını yansıtır. Bu dolaşım İzlanda alçak basıncının etkilerini yansıtabilir (Şekil 3.7b).

Üçüncü *AB*'nin özdeğeri, Ağustos ayındaki deniz seviyesi basınçlarındaki değişkenliğin %14.27'sini açıklar. Bu dolaşım deseninde, Akdeniz havzasının batısı ve doğusunda negatif işaretli yük desenleri egemendir. Bu negatif işaretli yük desenleri, *ITCZ*'nin etkisiyle Batı Akdeniz havzasındaki oldukça zayıf olan meridyonel akışları temsil eder. Doğu Akdeniz havzasındaki negatif yük deseni, Basra alçak basıncının

etkilerini gösterir. Akdeniz havzasının ortasında yer alan pozitif işaretli yük deseni, Azor yüksek basıncının etki alanının Kuzey Afrika üzerinde belirgin olduğu alanda pozitif yük desenleri yer alır (Şekil 3.7c).

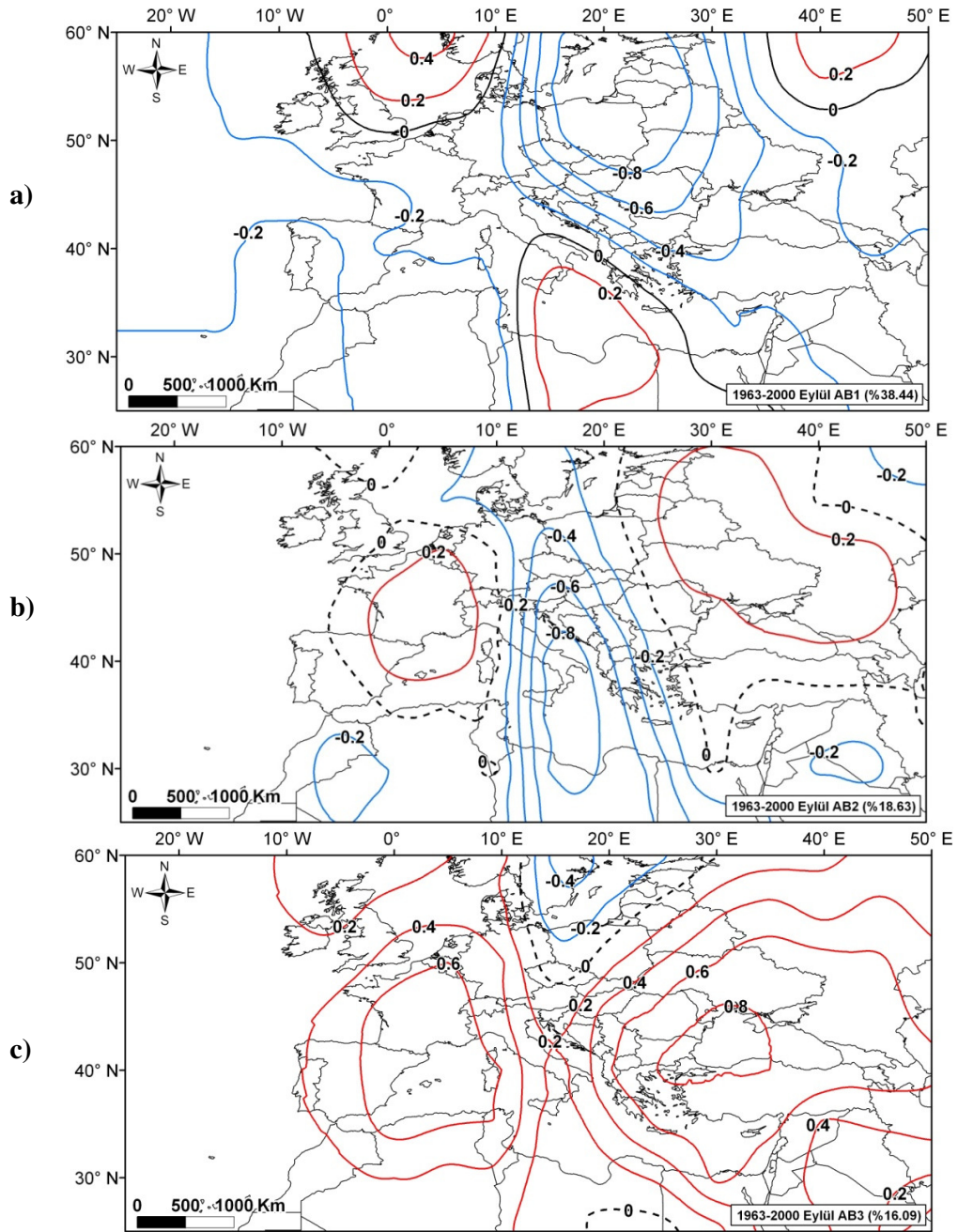


Şekil 3.7: Akdeniz havzası Ağustos ayı deniz seviyesi basınçlarına ait AB yüklerinin coğrafi dağılış deseni.

1963-2000 dönemi Eylül ayı *DSB*'lerinin alansal ve zamansal değişkenliğinin %73.15'i ilk üç özdeğer tarafından açıklanır. İlk *AB* yük deseniyle, Eylül ayı *DSB*'lerindeki değişkenliğin %38'i temsil edilir (Çizelge 3.2).

Merkezi ve Doğu Avrupa üzerinde negatif işaretli yük merkezi yer alır. Yük merkezinin en kuvvetli olduğu alan Polonya ve çevresidir. Bu alandan güneye ve doğuya doğru yük değerleri azalır. Akdeniz havzasının batısı ve doğusunda negatif yük deseninin zayıf etkileri gözlenir. Akdeniz havzasının merkezi kesiminde pozitif zayıf bir yük deseni bulunur. Eylül ayı, *DSB*'leri genel olarak batılı akışlar ve Atlantik kökenli dolaşım ile kontrol edilmektedir. Batılı akışların neden olduğu düşük basınç koşulları daha çok Kuzey Avrupa ülkelerinde belirgindir (Şekil 3.8a). *AB2* özdeğeri, *DSB*'lerdeki değişkenliğin %18.63'ünü açıklar. Bu desende, Merkezi Akdeniz havzasında kuvvetli negatif bir yük deseni egemendir. Desenin en kuvvetli olduğu alan İtalya'nın güneyi ile Kuzey Afrika arasındaki alandır. Batı ve Doğu havza arasındaki pozitif yük deseni, bu meridyonel dolaşım ile kesintiye uğramıştır. Bu alanlardaki pozitif işaretli yükler Azor yüksek basıncının etki alanının Atlantik'in daha kuzeyine, Biskay körfezi açıklarına doğru genişletmesiyle ilgili olabilir. Antisiklonik dönüşler, Fransa üzerinde ve Avrupa'nın doğusuna doğru zayıf pozitif basınç desenleri oluşur (Şekil 3.8b).

Üçüncü özdeğer, Eylül ayı *DSB*'lerindeki değişkenliğin %16.09'unu açıklar. Bu dolaşım deseni, subtropikal yüksek basıncın etki alanını gösterir. Pozitif işaretli yük desenleri, tüm Akdeniz havzası ve Avrupa'nın güneyinde egemendir. Bu yük desenleri biri Batı, diğeri Doğu Akdeniz havzalarında olmak üzere belirgin iki merkez içerir. Pozitif yük desenleri, batı ve doğu havzalarda en yüksek sırasıyla 0.6 ve 0.8 değerlerine ulaşır. Eylül ayındaki bu desen, Maheras vd., (1999)'daki desen ile benzerlik gösterir. Bu çalışmadaki *AB* desenlerinde, Akdeniz havzasının tamamında ve Güney Avrupa'da pozitif *DSB*'ler gözlemlenmiştir. Bu desene göre, Akdeniz havzası üzerinde Azor yüksek basıncından kaynaklanan bir sırt egemen dolaşım özelliği gösterir. Bu dolaşım, Batı, Merkezi ve Kuzey Avrupa'ya kuvvetli zonal bir akış olarak yansır (Şekil 3.8c).



Şekil 3.8: Akdeniz havzası Eylül ayı deniz seviyesi basınçlarına ait AB yüklerinin coğrafi dağılış deseni.

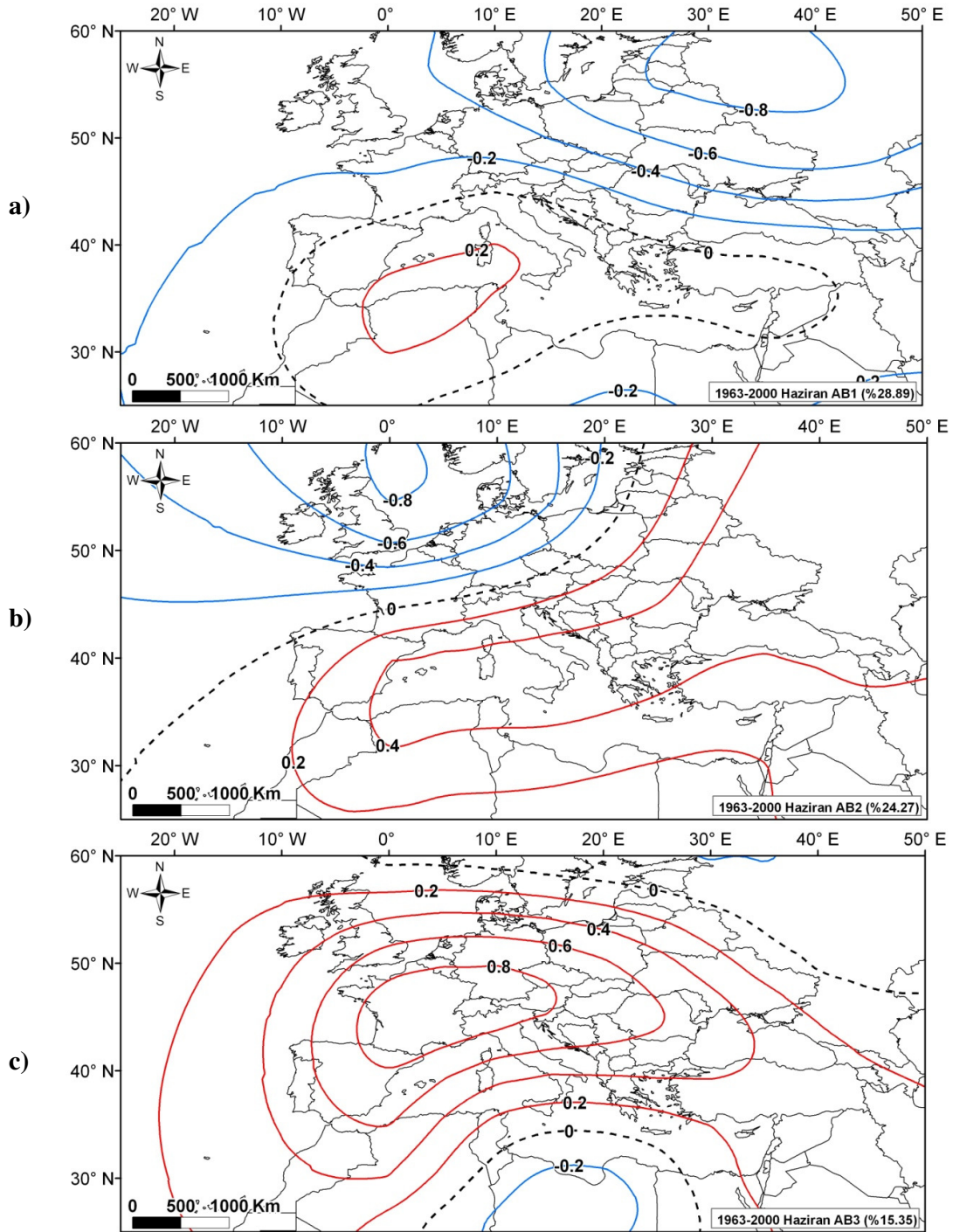
3.3. 500 hPa Yüksekliklerindeki Alansal ve Zamansal Değişimler

1963-2000 yıllarını kapsayan uzun yaz mevsimi (Haziran-Eylül), 500 hPa jeopotansiyel yükseklik verilerine ait ilk altı *AB*'nin özdeğeri, kümülatif varyansın Haziran'da %87.91'ini, Temmuz'da %88.55'ini, Ağustos'ta %90.53'ünü ve Eylül'de %89.70'ini açıklar (Çizelge 3.3).

Çizelge 3.3: Akdeniz havzası 1963-2000 dönemi uzun yaz mevsimi 500 hPa yükseklik değerlerinin ilk altı Asal Bileşenine ait özdeğer, açıklanan varyans ve kümülatif varyans değerleri.

AB	Özdeğer	Açıklanan Varyans (%)	Kümülatif Varyans (%)
Haziran			
1	449.56	28.89	28.89
2	377.68	24.28	53.16
3	238.82	15.35	68.50
4	154.90	9.95	78.46
5	86.48	5.56	84.01
6	60.62	3.90	87.91
Temmuz			
1	429.56	34.91	34.91
2	221.1	17.97	52.88
3	174.81	14.21	67.08
4	121.18	9.85	76.93
5	92.64	7.53	84.46
6	50.29	4.09	88.55
Ağustos			
1	546.37	41.74	41.74
2	229.46	17.53	59.27
3	167.93	12.83	72.11
4	118.60	9.06	81.16
5	75.49	5.77	86.92
6	47.17	3.60	90.53
Eylül			
1	676.13	37.56	37.56
2	348.15	19.34	56.90
3	231.21	12.84	69.74
4	167.72	9.32	79.06
5	115.00	6.39	85.45
6	76.60	4.25	89.70

Haziran 500 hPa yüksekliklerinin ilk asal bileşeni, yıllararası sıcaklık değişkenliğinin %28.89'unu, diğer iki bileşen ise %24.28'ini ve %15.35'ini açıklar. Negatif değerler, Ortadoğu, Avrupa ve Rusya üzerindedir. *AB* negatif yük değerleri, Avrupa'nın iç kesimlerinden Rusya'ya doğru artar. Pozitif değerler, Kuzey Afrika'da Cezayir çevresinde küçük bir alanda gözlenir (Şekil 3.9a).



Şekil 3.9: Akdeniz havzası Haziran ayı 500 hPa yüksekliklerine ait AB yüklerinin coğrafi dağılış deseni.

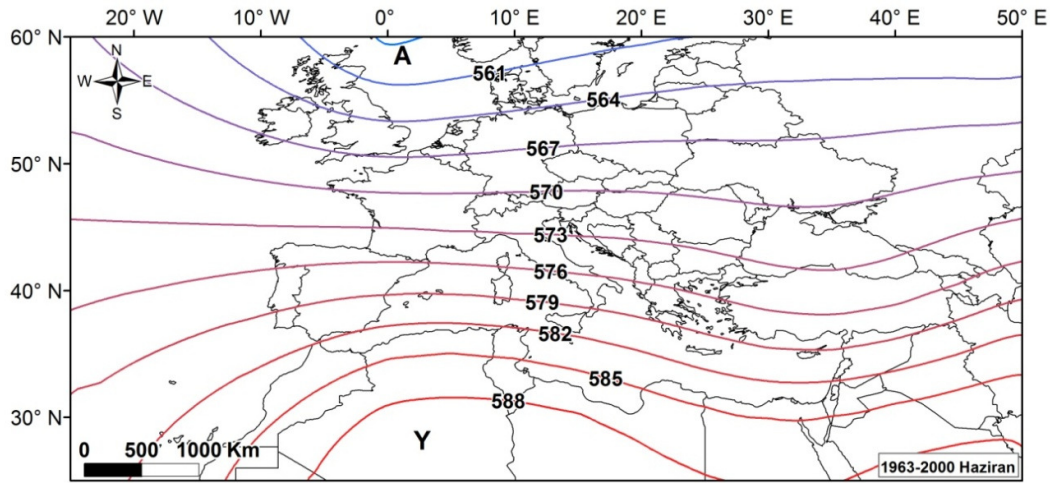
Asal bileşen desenlerinden ilkinde, orijinal veri serilerinin ağırlıklı ortalaması nesnel olarak en iyi belirlenir. Bu nedenle, ilk asal bileşen orijinal veriyi de en iyi şekilde temsil

eder (Horel, 1981). Haziran ayı 500 hPa seviyesindeki dolaşım koşullarının %28.89'unu temsil eden bu desene göre, Kuzey Avrupa çevresinde üst atmosferde hava koşulları alçak bir merkez tarafından belirlenir ve daha çok Kuzey Avrupa çevresi İzlanda alçak basıncının kontrolindedir. Batı Akdeniz havzasındaki pozitif yük deseni ise Azor yüksek basıncının etki alanının temsil eder. Haziran ayındaki dolaşım koşullarının büyük bir kısmı bu dolaşım deseni ile açıklanabilir.

Bu dolaşım deseni, Ziv vd. (2004) çalışmalarındaki 500 hPa jeopotansiyel seviyesinde belirledikleri subsidans alanları ile benzerlik gösterir. İtalya'nın güneyindeki alanda Azor yüksek basıncının etkileri belirgindir. Ziv vd. (2004)'de, 500 hPa yüksekliklerinde bu alan ve çevresinde kuvvetli sübsidans belirmişlerdir.

Haziran ayı AB2 yüklerinin alansal dağılışına göre, Kuzey Avrupa ve İngiltere çevresinde negatif yük deseni gözlenir. Akdeniz havzasında, Hazar denizi çevresinden başlayarak Batı Akdeniz havzasına doğru genişleyen pozitif bir yük deseni egemendir (Şekil 3.9b). AB2 yük desenine göre, İngiltere'nin kuzey doğusuna doğru genişleyen İzlanda alçak basıncı Kuzey Avrupa'da egemenken, Akdeniz havzası ve Ortadoğu çevresinde yüksek merkezin etkisi belirgindir. Özellikle, *ITCZ*'nin daha kuzey enlemlere doğru sokulmasıyla bu alan üzerinde sıcaklığa bağlı atmosfer kalınlığı daha yüksektir. AB3 yük deseni Haziran ayı 500 hPa yükseklikleri Akdeniz havzasında egemen bir dolaşım tarafından kontrol edilir. Akdeniz havzası ve çevresi özellikle de Batı ve Güney Avrupa, sıcak çekirdekli derin bir yüksek basınç sistemi olan Azor yüksek basıncının etkisindedir. Özellikle batı Akdeniz havzasındaki yağış ve sıcaklık özellikleri bu basınç tarafından kontrol edilir (Şekil 3.9c).

Şekil 3.10'a göre, Haziran ayında yüzeyde Azor yüksek basıncının doğusunda Kuzey Afrika'da 500 hPa seviyesinde bir yüksek merkez yer alır. Kuzey enlemlerde, özellikle İngiltere çevresinde ve Rusya'nın kuzeyinde alçak merkez yer alır. 500 hPa genel dolaşımı, ekvator çevresinden Kuzey Afrika'ya doğru genişleyen yüksek bir merkez ve kutuplar çevresinden 60° enlemlerine kadar genişleyen alçak bir merkez ile kuzey yarımkürede tek hücreli bir sistem gibidir. Bu iki basınç merkezi arasında batı rüzgarları kuşağı etkilidir.

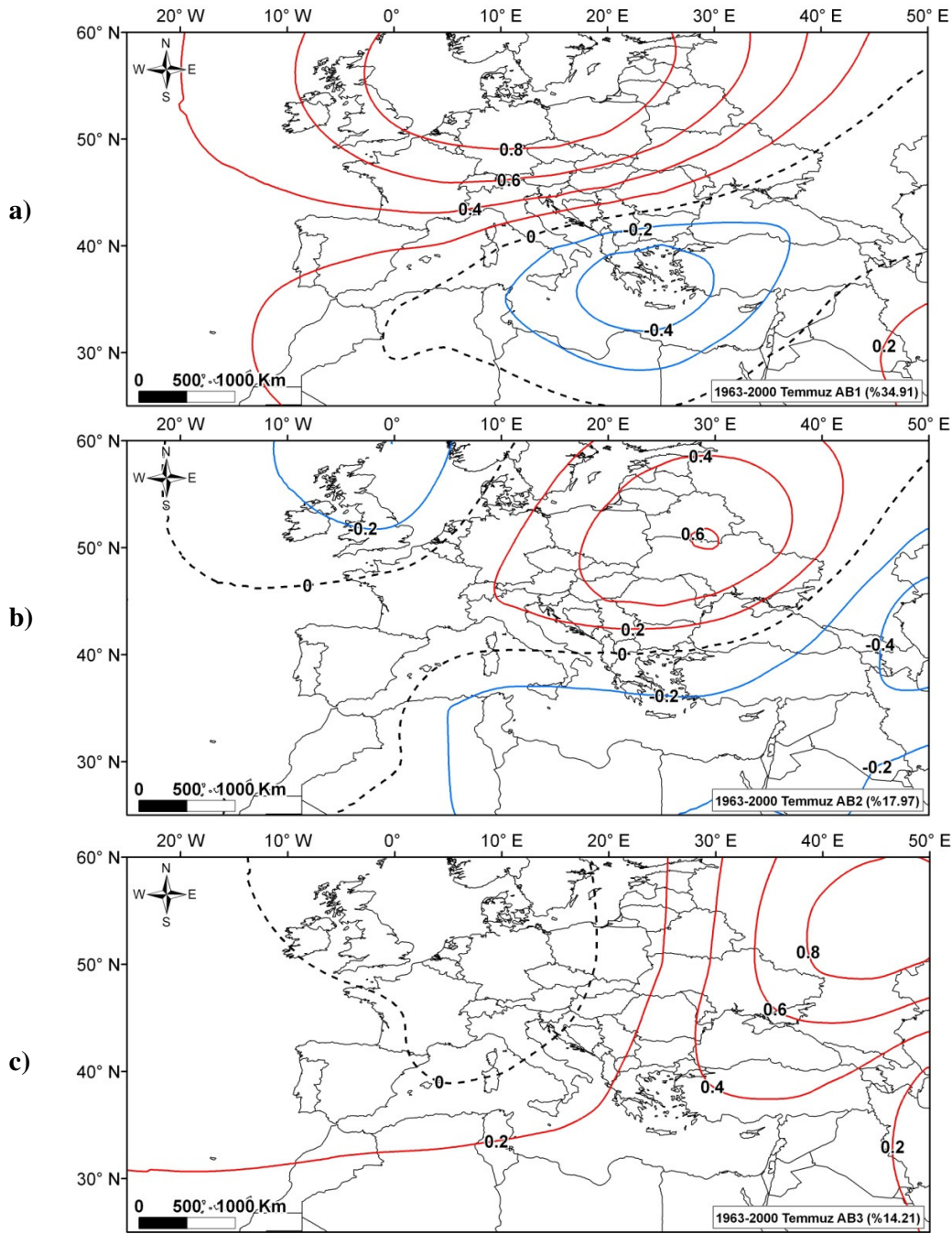


Şekil 3.10: Akdeniz havzasında 1963-2000 dönemi Haziran ayı ortalama 500 hPa yükseklik düzeylerinin coğrafi dağılışı.

Uzun süreli (1963-2000) Temmuz ayı 500 hPa jeopotansiyel yüksekliklerindeki değişkenliğin %88.55'i *AB*'lerin ilk altı özdeğeri tarafından açıklanır. Temmuz ayı 500 hPa yüksekliğindeki dolaşım koşullarındaki değişkenliğin %34.91'i ilk *AB* tarafından temsil edilir (Çizelge 3.3).

İlk alansal dağılım desenlerine göre, pozitif değerler Kuzey ve Merkezi Avrupa üzerindedir. Azor yüksek basıncının etkisi, Avrupa'nın iç kesimlerine kadar etkilidir. Balkanlar, Yunanistan ve Türkiye'nin batısı üzerinde negatif dağılış desenleri egemendir. Bu ilk dağılış desenine göre, 500 hPa seviyesinde kuzey enlemler, yüksek bir merkezin, Balkanlar, Yunanistan ve Türkiye'nin batı bölümü görece daha alçak bir merkezin kontrolünde olduğu söylenebilir. Doğu Akdeniz havzası, bir oluğun kontrolindedir. Alçak merkezin kontrolünde olan alandaki dolaşım, batı rüzgarları kuşağı gibi derin basınç yapısının etkisiyle açıklanabilir (Şekil 3.11a).

Temmuz ayı *AB2* yüklerinin alansal dağılışına göre, Orta Avrupa çevresinde daha pozitif dağılış deseni gözlenirken, Ortadoğu ve Kuzey Afrika çevresinde zayıf olmakla birlikte negatif merkezler egemendir. Pozitif yük deseni, Azor yüksek basıncının etkili olduğu alanları gösterir. Bu dinamik yüksek basınç sistemi 500 hPa yüksekliklerinde en belirgin olan dolaşımlardan biridir. Akdeniz havzası, iklim özellikleri çoğunlukla bu dolaşım tarafından kontrol edilir. Zayıf alçak merkezler, orta enlem siklonlarının ya da batı rüzgarları akış doğrultularıyla açıklanabilir (Şekil 3.11b).

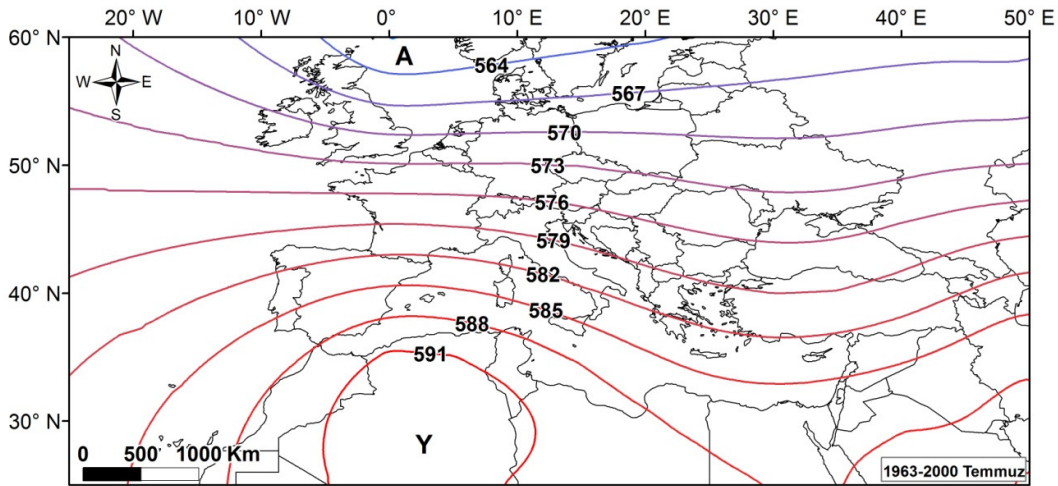


Şekil 3.11: Akdeniz havzası Temmuz ayı 500 hPa yüksekliklerine ait AB yüklerinin coğrafi dağılış deseni.

Temmuz 500 hPa yüksekliklerindeki 1963-2000 dönemi değişkenliğinin %14.21'i, AB3 yük deseni ile açıklanır. Bu desene göre, Doğu Avrupa merkez olmak üzere, Karadeniz ve Türkiye'nin kuzeyinde pozitif bir desen egemendir. Bu desen, Azor yüksek basıncının etkilerinin Merkezi ve Doğu Avrupa'ya kadar sokulmasıyla açıklanabilir.

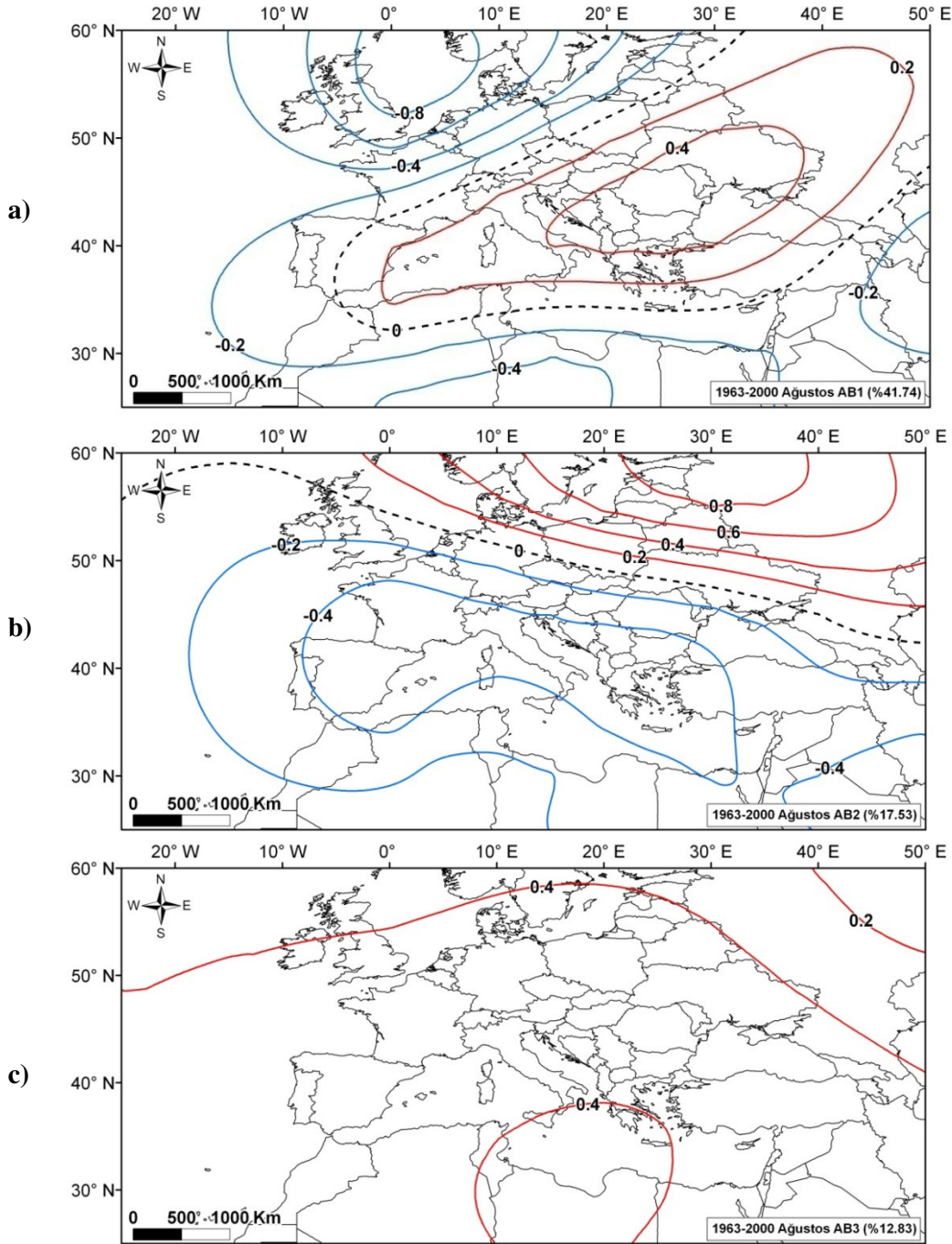
Temmuz ayı 500 hPa yüksekliğinin alansal dağılışı desenleri genel olarak Azor yüksek basıncının etkili olduğu alanları gösterir. Ayrıca, Doğu Avrupa çevresi geniş bir karasal alandır. Bu nedenle, karasal alanların denizlere göre daha erken ısınması nedeniyle bu alan karasallık etkisiyle yüksek bir atmosfere de sahip olabilir (Şekil 3.11c).

Uzun süreli ortalama 500 hPa yüksekliği Temmuz ayında *ITCZ*'nin daha kuzey enlemlere doğru etkili olmasıyla çalışma alanının güney batısında etkili olan subtropikal antisiklonlardan Azor yüksek basıncı derinleşir ve etki alanını Avrupa içlerine kadar hissettirmeye başlar. Bunun dışında *ITCZ*'nin yıllık hareketine bağlı olarak Ortadoğu üzerine doğru sokulan bir yüksek merkezden bahsedilebilir. İskandinavya ve İngiltere'nin kuzeyinde alçak merkez yer alır. Buradaki alçak merkez, kuzeydeki soğuk havanın varlığı nedeniyle atmosfer kalınlığı kuramı ile açıklanabilir (Şekil 3.12).



Şekil 3.12: Akdeniz havzasında 1963-2000 dönemi Temmuz ayı ortalama 500 Pa yükseklik düzeylerinin coğrafi dağılışı.

Ağustos ayındaki, uzun süreli ortalama değişkenliğin %41.74'ü *AB1* ile açıklanabilir (Çizelge 3.3). Buna göre, Kuzey Atlantik çevresindeki alçak merkez ve Orta Avrupa'daki yüksek merkez Ağustos ayındaki hakim dolaşım özelliklerini yansıtır. Kuzey Atlantik'teki alçak merkez, İzlanda alçak basıncını temsil eder. Ağustos ayında, Kuzey Avrupa çevresi daha çok İzlanda alçak basıncından kaynaklanan Atlantik kökenli hava dolaşımının etkisi altındadır. Orta Avrupa çevresindeki yüksek merkez ise subtropikal antisiklonların etki alanını gösterir. Ağustos ayında, Avrupa'nın güneyi ve daha çok iç kesimleri Azor yüksek basıncının etkisi altındadır (Şekil 3.13a).

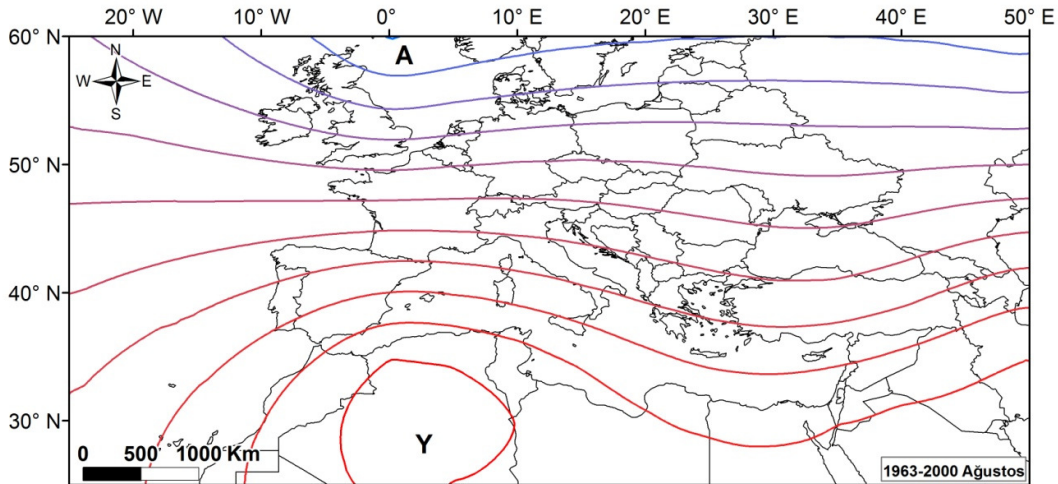


Şekil 3.13: Akdeniz havzası Ağustos ayı 500 hPa yüksekliklerine ait AB yüklerinin coğrafi dağılış deseni.

Ağustos ayı AB2'nin alansal dağılış desenine göre, Kuzey Avrupa, Rusya'nın kuzeyi yüksek bir merkez tarafından kontrol edilir. Buradaki dolaşım koşulları, orta enlem siklonlarının ya da batı rüzgarları akış doğrultularıyla açıklanabilir (Şekil 3.13b). AB3'e

göre, 500 hPa yüksekliğinde Türkiye, Ortadoğu ve Doğu Akdeniz havzasındaki yüksek merkez Azor yüksek basıncını ve *ITCZ*'nin kuzey enlemlere doğru olan hareketini temsil eder. Yüzeyde Türkiye ve Ortadoğu çevresinde Basra alçak basıncı egemen dolaşım iken, üst atmosferde yerini yüksek bir merkeze bırakır. Güney ve Merkezi Avrupa üzerindeki yüksek merkez ise Azor yüksek basıncının etki alanını gösterir. *ITCZ* ve Azor yüksek basıncı, Ağustos ayı 500 hPa dolaşımını, kontrol eden temel mekanizmalardır (Şekil 3.13c).

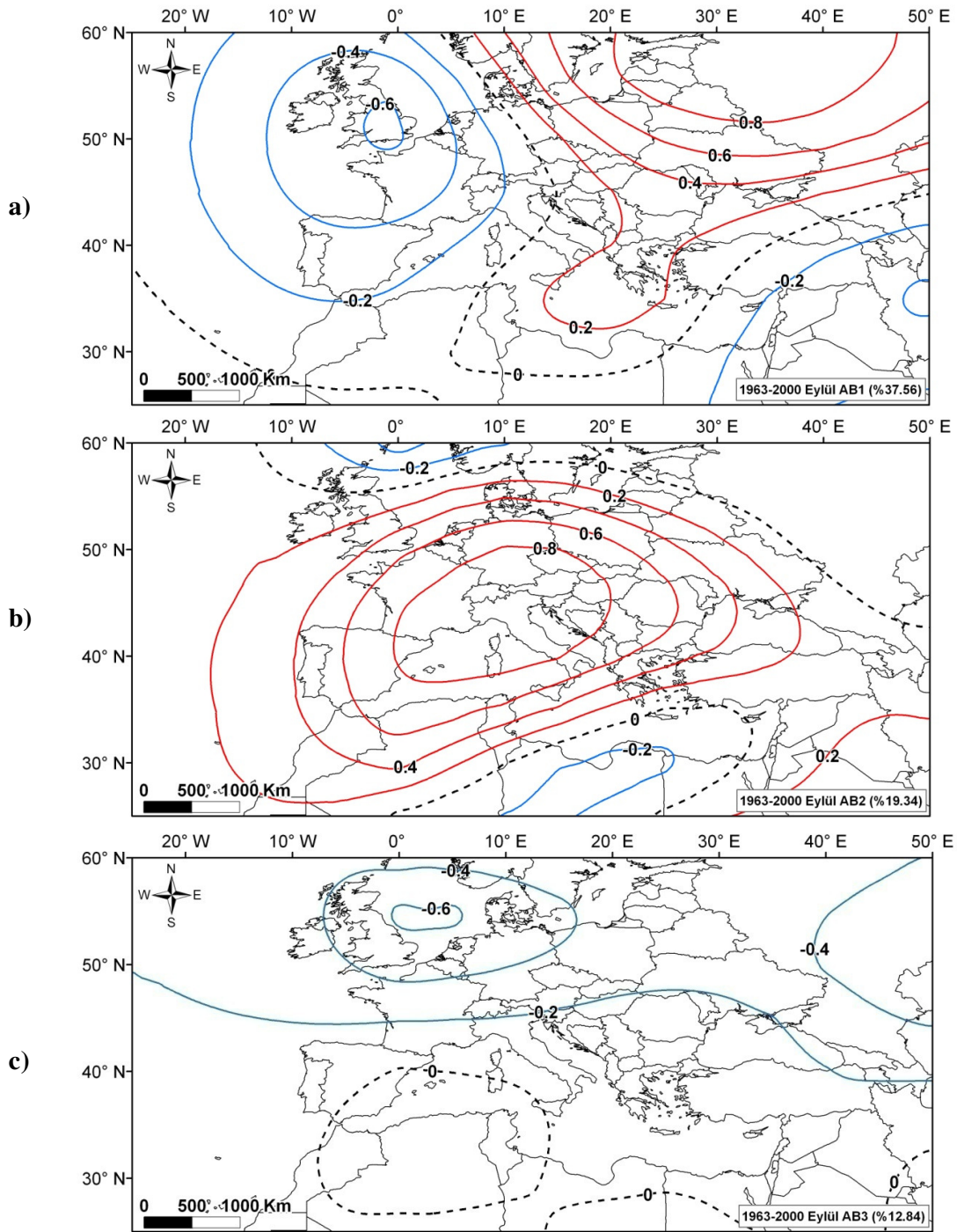
Uzun süreli ortalama 500 hPa yüksekliği, Ağustos ayında *ITCZ*'nin kuzey enlemlere doğru kaymasıyla kuzey enlemlerde etkisini artırır. Batıda, subtropikal antisisiklon alanı derinleşir. Bu dolaşım, Güney Avrupa ile Akdeniz havzasında egemen dolaşım olarak etkisini hissettirir. Çalışma alanının güney doğusunda Muson alçak basıncının etkili olduğu alan üst atmosferde yüksek bir merkez ile kontrol edilir. Subtropikal dolaşım koşullarının kuzey enlemlere doğru etkisi Temmuz ve Ağustos aylarında belirgindir. Özellikle Ortadoğu çevresinde 500 hPa seviyesindeki yüksek basınç alanı daha kuzeye doğru genişler (Şekil 3.14).



Şekil 3.14: Akdeniz havzasında 1963-2000 dönemi Ağustos ayı 500 hPa yükseklik düzeylerinin coğrafi dağılışı.

Eylül ayı 500 hPa yüksekliğindeki değişkenliğin %37.56'sı ilk *AB* yük deseniyle açıklanır. Bu yük merkezlerinin alansal dağılışına göre, Batı ve Kuzeybatı Avrupa'da İzlanda alçak basıncının etkili olduğu alan ve Kuzey Avrupa üzerindeki yüksek merkez genel dolaşım koşullarını gösterir. Eylül ayındaki dolaşım genel olarak, İzlanda alçak

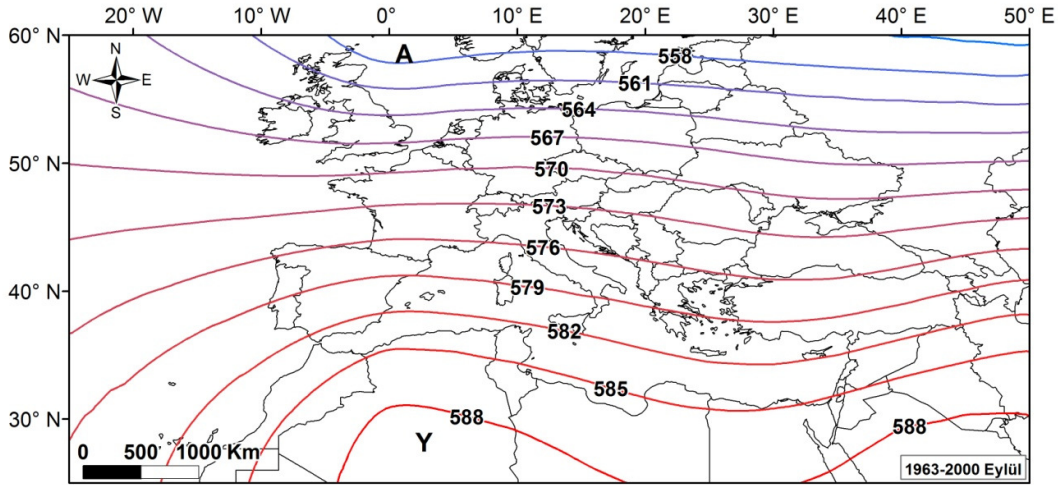
basınç merkezi ve Türkiye'nin güneydoğusu üzerine doğru genişleyen alçak merkez ile açıklanır (Şekil 3.15a).



Şekil 3.15: Akdeniz havzası Eylül ayı 500 hPa yüksekliklerine ait AB yüklerinin coğrafi dağılışı deseni.

AB2 yük deseni, 500 hPa yüksekliğindeki değişkenliğin %19.34'ünü açıklar. Bu desendeki tek egemen dolaşım Azor yüksek basıncıdır. Azor yüksek basıncına ait yüksek merkez etki alanını tüm Avrupa, özellikle Merkezi ve Güney Avrupa'ya kadar genişletir. Türkiye'nin özellikle kuzeybatısı ve batısı bu dolaşımın etkisindedir. Azor yükseği, batı Akdeniz havzasında oldukça kuvvetlidir (Şekil 3.15b). Eylül ayı *AB3* yük deseni, 500 hPa seviyesinde dolaşım özelliklerinin %12.84'ünü yansıtır. İngiltere'nin doğusu ve Hazar denizinin kuzeyindeki alçak merkezlerin etki alanı, Eylül ayıyla birlikte daha güney enlemlere doğru genişlemeye başlar. İzlanda alçak basınç merkezinin etkisi İngiltere çevresinde belirgindir. Atmosferin sıcaklığının bu alanlarda azalmasına bağlı olarak, kuzey enlemlerde alçak merkezler egemen dolaşım koşullarını yansıtır (Şekil 3.15c).

Eylül ayında 500 hPa yüksekliği uzun süreli ortalama dolaşım özelliklerine göre kuzey enlemlerde alçak merkezlerin, güney enlemlerde ise yüksek merkezlerin kontrolünde gelişen dolaşım özellikleriyle açıklanabilir. Çalışma alanının güneyinde *ITCZ* ve güneybatısındaki Azor yüksek basıncı bu alandaki dolaşım koşullarını denetler. Eylül ayında özellikle kuzeyde, İzlanda alçak basıncı alanı ve kuzeydeki alçak basınç merkezi derinleşerek etki alanını genişletir (Şekil 3.16).



Şekil 3.16: Akdeniz havzasında 1963-2000 dönemi Eylül ayı ortalama 500 hPa yükseklik düzeylerinin coğrafi dağılışı.

1963-2000 dönemi 850 hPa ortalama sıcaklıkları, Haziran ayında Kuzey Afrika üzerinde *ITCZ*'nin bir parçası olarak Hadley döngüsü, Batı Avrupa üzerinde Azor yüksek basıncı, Ortadoğu'da muson dolaşımının uzantısı ve Atlantik kökenli hava kütlelerinin

kontrolündedir. Temmuz'da 850 hPa sıcaklıkları, Batı Avrupa çevresinde kuzeydoğu Atlantik kökenli dolaşımın, özellikle Doğu Akdeniz havzası ise tropikal dolaşımın etkisindedir. Ağustos ayında Türkiye'nin batı ve iç kesimleri, Yunanistan, Bulgaristan, Balkanlar, Karadeniz'in kuzeyindeki ülkelerin 850 hPa sıcaklıkları Muson Alçak basıncının kuzeybatı uzantısı ve termik koşulların etkisiyle şekillenir. Kuzey Avrupa, Fransa'nın kuzeyi ve İngiltere'de, kuzeydoğu Atlantik kaynaklı dolaşım egemendir. Eylül ayından itibaren *ITCZ*'nin etki alanı daha güney enlemlere doğru kayar. Muson alçak basıncının sonbahara kadar etki alanının Ortadoğu ve Türkiye üzerinde sürmesi ve karasal hava kütlelerinin egemen olmasıyla açıklanabilir.

850 hPa sıcaklıkları ve jeopotansiyel yükseklikleriyle ilgili Akdeniz havzasında yapılan çalışmalarda, batıda Azor yüksek basıncı etkilidir. Azor yüksek basıncına bağlı dolaşım ve sıcak adveksiyon etkiledikleri alanın sıcaklık özelliklerini belirleyen temel faktörlerdendir (Lolis vd., 2002).

1963-2000 dönemi Haziran ayı *DSB*'leri *AB* yük desenlerine göre, Azor yüksek basıncı Haziran ayında, Güney Avrupa ve Türkiye'deki yüksek basınç koşullarını denetler. Temmuz ayı *DSB*'lerin yük desenleri, batılı akışlar ve Kuzey Atlantik kaynaklı dolaşım tüm Avrupa ve Akdeniz havzasında egemendir. İzlanda alçak basıncı, kuzey Avrupa çevresindeki dolaşım koşullarını kontrol eder. Temmuz ayında, Türkiye, Kuzey Afrika ve Güney Avrupa'da subtropikal etkilerin egemen olduğu meridyonel dolaşım egemendir. Ağustos ayı *DSB*'lerinde, Kuzey Avrupa ve Atlantik kökenli dolaşım tüm Avrupa, Kuzey Afrika, Balkanlar ve Türkiye'nin batı yarısı boyunca etkilidir. Ayrıca, Azor yüksek basıncının etkili olduğu dolaşım egemendir. Eylül ayı *DSB*'lerine göre, batılı akışlar ve Kuzey Atlantik kökenli hava akışları egemen dolaşım koşullarıdır. Bu dolaşım, Güney Avrupa, merkezi Akdeniz havzası ve Türkiye'nin batı kıyıları boyunca da etkisini hissettirir. Ayrıca Eylül ayında, Azor yüksek basıncı egemen dolaşım koşullarını yansıtır.

1963-2000 dönemi Haziran ayı 500 hPa jeopotansiyel yüksekliklerine ait *AB* yük desenleri, Kuzey Avrupa çevresinde alçak bir merkezin (sıcaklık-basınç-kalınlık kuralı) İngiltere, İskandinavya ve Kuzey Avrupa üzerinde etkileri gözlenir. Bu dolaşıma göre, yaz aylarında *ITCZ*'nin etki alanının kuzeye doğru kaymasıyla derinleşen Azor yüksek basıncı, Avrupa ve Akdeniz havzasının özellikle batısı üzerindeki iklim koşullarını kontrol eder. Temmuz ayında, Azor yüksek basıncı Avrupa'nın büyük bir bölümünde etkili olan dolaşımdır. Ayrıca, Merkezi ve Doğu Akdeniz havzası boyunca batı rüzgarları kuşağının

etkisi belirgindir. Muson alçak basıncı da Doğu Akdeniz havzası ve Ortadoğu'da etkilidir. Ağustos ayındaki genel dolaşım koşulları üst atmosferde, Kuzey Avrupa ve İngiltere çevresinde İzlanda alçak basıncı, Güney ve Batı Avrupa'da Azor yüksek basıncı ve Türkiye'nin doğu yarısı ile Ortadoğu çevresi ise *ITCZ* tarafından denetlenir. Ayrıca, batı rüzgarları kuşağı ve buna bağlı olarak gelişen orta enlem siklonları iklim koşullarını belirler. Eylül ayı, genel olarak geçiş mevsimi özellikleri taşır. Temmuz ve Ağustos ayında kuzey enlemlere doğru genişleyen sistemler (*ITCZ* ve Azor yüksek basıncı) Eylül ayıyla birlikte ekvatora doğru çekilmeye başlar. İzlanda alçak basıncı ve Azor yüksek basıncı Avrupa üzerinde genel olarak hakim dolaşımdır. Eylül ayında Türkiye'nin özellikle batı yarısında Azor yüksek basıncının etkileri gözlenir.

Akdeniz havzası yaz iklimi, büyük ölçüde Kuzey Atlantik, Atlantik kökenli dolaşımın kontrolü altında gelişir. Batıda Azor yüksek basıncının derinleşerek İspanya ve Batı Akdeniz havzası ile zaman zaman İtalya'ya kadar gelişmesiyle Türkiye ve çevresinde yüksek basınç koşulları yaşanır. Azor yüksek basıncı ve güneyde Basra körfezi (Pers Oluğu) üzerindeki oluğun konumu nedeniyle Türkiye'nin batı kıyılarında kuzeybatılı Etezyen rüzgarları güçlenir. Etezyen rüzgarlarının, yüzeyde serinletici etkisi vardır. Ayrıca, Ortadoğu ve Türkiye'de yaz mevsimindeki dolaşım üzerinde Muson alçak basıncının Basra körfezi üzerindeki uzantısının büyük etkisi vardır. Türkiye'ye Güneydoğu Anadolu Bölgesi üzerinden sokulan Muson alçak basıncı, 500 hPa jeopotansiyel yükseklik seviyesinde yerini yüksek bir merkeze bırakır. Bu yüksek merkez, üst atmosferde sıcaklık ve basınç özelliklerini denetleyen sistemdir.

BÖLÜM IV

TÜRKİYE YAZ SICAKLIKLARINDAKİ ALANSAL VE ZAMANSAL DEĞİŞİMLER

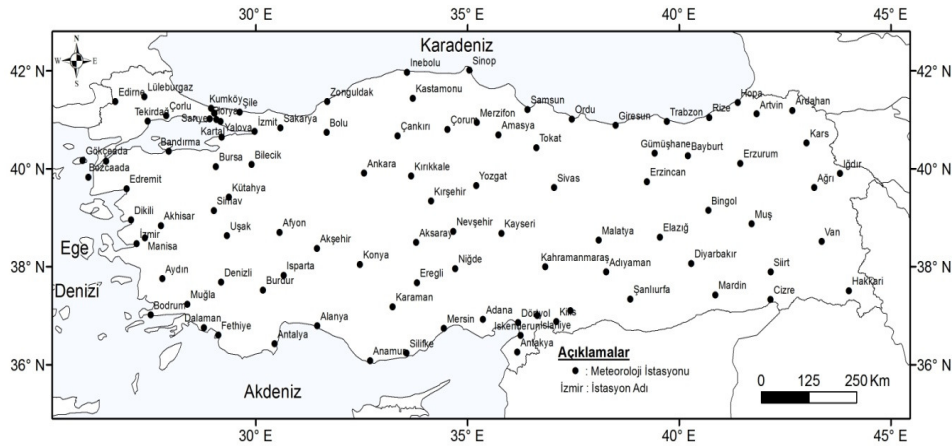
IPCC 4. değerlendirme raporunda, Avrupa ve Akdeniz havzası için yapılan çeşitli projeksiyonlara göre, yaz ve kış mevsime göre öne çıkan bazı alanlarda daha belirgin olmakla birlikte sıcaklıklarda artışların yaşanacağı belirtilmektedir.

Bu değerlendirme raporuna göre, Avrupa'daki yıllık ortalama sıcaklıkların küresel ortalamadan daha fazla artacağı öngörülmektedir. Kış mevsiminde en geniş alanlı ısınmanın Kuzey Avrupa'da, yaz sıcaklıklarındaki en geniş alanlı artışın ise Akdeniz havzasında yaşanacağı öngörülmektedir. Düşük kış sıcaklıklarının, Kuzey Avrupa ortalama kış sıcaklıklarından daha çok artacağı ve yüksek yaz sıcaklıklarının güney ve merkezi Avrupa ortalama yaz sıcaklıklarından daha yüksek olacağı öngörülmektedir (IPCC, 2007). Akdeniz havzası genelinde yapılan bazı çalışmalara göre genel olarak 1970'lerden sonra belirginleşen sıcaklık artışları çalışmaların ortak tarafıdır.

Akdeniz havzasında 1873-1989 dönemindeki basınç ve sıcaklık verilerini inceledikleri çalışmalarında Kutiel ve Maheras (1999), Atina ve Kudus istasyonlarında kışın batılı akışların kuvvetli olduğunu, yaz mevsiminde bu akışların zayıfladığını belirlediler. Yaz mevsiminde gözlemlenen yüksek sıcaklıkları çoğunlukla düzensiz batılı akışlarla açıklarlar. Bu çalışmayla, Akdeniz havzasındaki istasyonların her birindeki yüksek sıcaklıkların genel olarak güneyli dolaşım ile ilgili olduğunu belirlemişlerdir.

Akdeniz Havzası'ndaki tüm mevsimlerde gözlenen yüksek sıcaklıklar çoğunlukla Kuzey Afrika ve Sahra çöllerinden kaynaklanan güneyli bir dolaşım ile getirilen sıcak hava kütleleri ile ilişkilidir (Maheras ve Kutiel, 1999).

Çalışmanın bu bölümünde, Türkiye meteoroloji istasyonlarına ait hava sıcaklıklarının 1963-2000 dönemindeki alansal desenleri incelenmiştir. *MGM*'den sağlanan 99 istasyona ait ortalama, maksimum ortalama ve minimum ortalama sıcaklık verileri *ABA* ile değerlendirilmiştir (Şekil 4.1).



Şekil 4.1: Çalışmada kullanılan meteoroloji istasyonlarının coğrafi dağılışı.

4.1. Türkiye Yaz Mevsimi Sıcaklık Özellikleri

Türkiye yaz mevsimi ortalama sıcaklıklardaki ilk üç asal bileşen, alansal değişkenliğin %80'inden fazlasını açıklar. Buna göre ilk AB, ortalama sıcaklıklardaki değişimin %61.49'u, ikinci AB 13.46'sı ve üçüncü AB ise %7.14'ünü temsil eder (Çizelge 4.1). Asal bileşen yük haritaları, orijinal veriler ile her bir bileşenin ilişkisini gösterir. Yükler -1 ve +1 aralığında standart değerler alırlar.

Çizelge 4.1: Türkiye 1963-2000 dönemi yaz mevsimi ortalama, minimum ve maksimum sıcaklıkların ilk altı Asal Bileşenine ait özdeğer, açıklanan varyans ve kümülatif varyans değerleri.

AB	Özdeğer	Açıklanan Varyans (%)	Kümülatif Varyans (%)
Ortalama Sıcaklık			
1	38.55	61.49	61.49
2	8.43	13.46	74.95
3	4.47	7.14	82.09
4	2.37	3.77	85.87
5	1.55	2.47	88.34
6	1.05	1.68	90.01
Minimum Sıcaklık			
1	49.98	40.81	40.81
2	16.79	13.72	54.53
3	9.71	7.93	62.46
4	7.00	5.71	68.17
5	5.30	4.33	72.50
6	4.01	3.28	75.77
Maksimum Sıcaklık			
1	68.56	41.25	41.25
2	19.93	11.99	53.24
3	12.48	7.51	60.75
4	8.79	5.29	66.04
5	7.42	4.46	70.50
6	6.34	3.82	74.32

4.1.1. Ortalama Sıcaklıklar

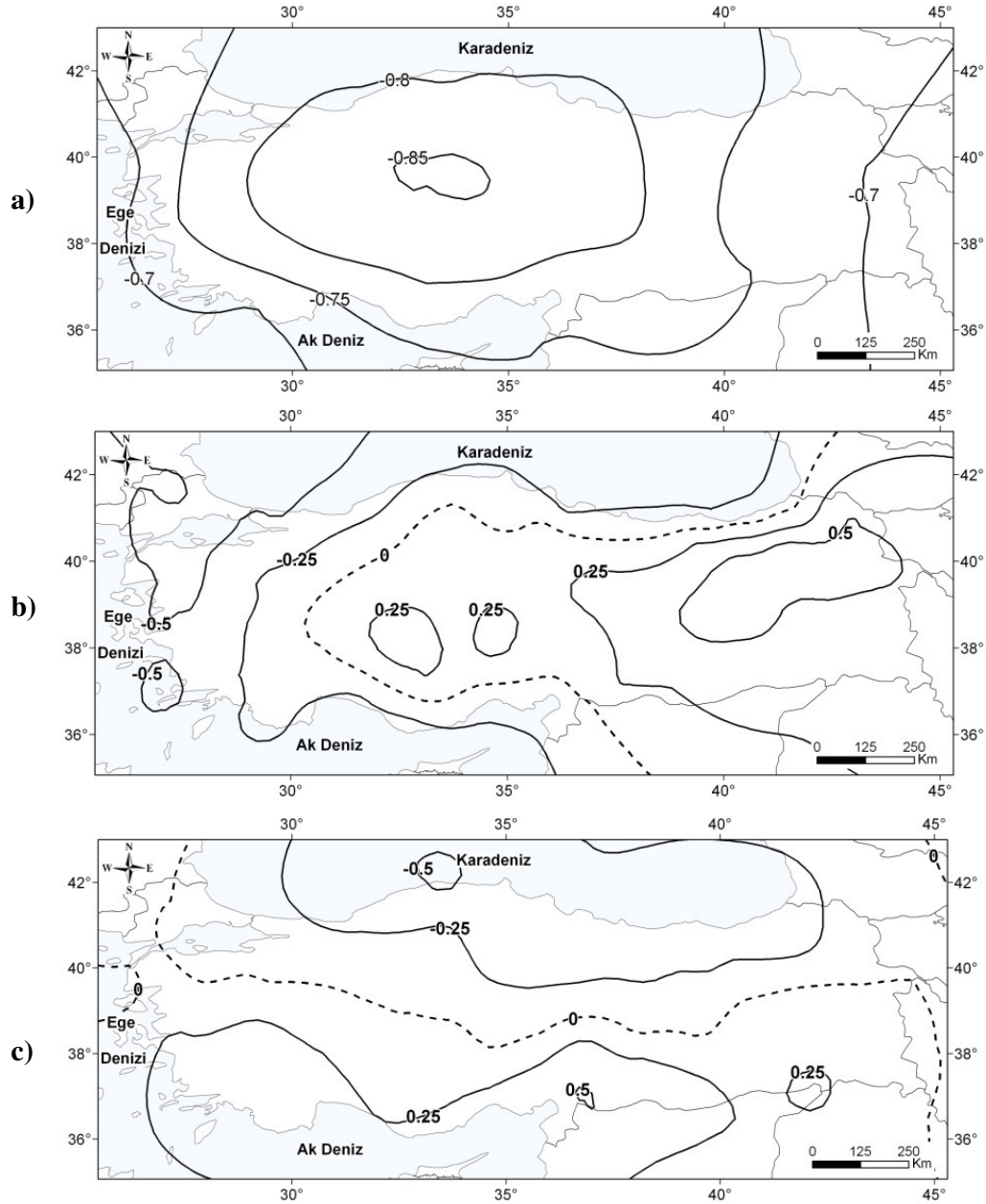
Birinci AB'nin özdeğeri, yaz mevsimi ortalama sıcaklıklarındaki varyansın (zamansal ve yıllararası değişkenliğin) % 61.49'unu açıklar (Çizelge 4.1). Büyük negatif işaretli yük değerleri, İç Anadolu çevresine doğru artar. Bu alan sıcaklık değişkenliğinin en kuvvetli olduğu alana karşılık gelir (-0.85). Geniş ölçekli atmosfer dolaşımını temsil eden ilk yük deseni, yaz mevsiminde egemen meridyonel dolaşım ile açıklanabilir.

Azor yüksek basıncı, Akdeniz havzasının batısında ve Güney Avrupa'da yüzey ve üst atmosferde (500 hPa) hava koşullarını batılı akışlarla kontrol eden egemen dolaşımdır. Basra körfezi çevresinde Muson alçak basıncının kuzeybatı uzantısı olan Basra alçak basıncı gelişir. Bu iki basınç alanı arasındaki gradyan, Türkiye'de kuzey-kuzeybatılı rüzgar akışlarına neden olur. Türkiye yaz mevsimi ortalama sıcaklıklarındaki ilk yük deseni, genel olarak Azor yüksek basıncı ve Basra alçak basıncının etkisiyle şekillenir. Bu desen, Maheras ve Kutiel (1999), çalışmasındaki desen ile uyumludur (Şekil 4.2a).

Maheras ve Kutiel (1999) çalışmalarında, Doğu Akdeniz havzasındaki serin koşulları şu şekilde açıklar; Hollanda üzerine yerleşen bir antisiklon, bir sırt ile Karadeniz ve Hazar Denizi'ne doğru uzanır ve basınç gradyanı güneye ve güneybatıya doğru artar. Batı Akdeniz'deki yüksek sıcaklıklar bu desen ile ilişkilidir. Bu bölge üzerindeki desen ile bağlantılı dolaşım kuvvetli zonal (doğudan) ve kuvvetli meridyonel (güneyden) olan akışların bir bileşimidir. Böylece, Doğu Akdeniz üzerine kuzeyli dolaşım ile serin hava kütleleri gelir (Maheras ve Kutiel, 1999).

İkinci yük desenine göre, yaz mevsimi ortalama sıcaklıkları Basra alçak basıncının kontrolünde gelişir. Basra alçak basıncının etki alanı, Doğu Anadolu ve Güneydoğu Anadolu Bölgeleri üzerinden İç Anadolu Bölgesine kadar sokulur. AB2 yük deseni, Türkiye yaz mevsimi sıcaklık özelliklerini kontrol eden genel dolaşım koşullarını yansıtır. Basra alçak basıncının etkisi, Güneydoğu Anadolu Bölgesinde oldukça belirgindir. Basra Alçak basıncı ve ITCZ'nin etkileri yaz mevsimi boyunca Türkiye'nin İç Anadolu Bölgesi'ne kadar sokulur. Bu dönemde Ege kıyıları ve Türkiye'nin doğu bölümünde etkiler daha zayıftır. Ortadoğu üzerinden Türkiye'ye doğru sokulan bu akış, ikinci yük desenindeki egemen dolaşım koşullarını yansıtır. Batı Anadolu'da ise Erinç (1996); Maheras ve Kutiel (1999) çalışmalarında değinildiği gibi Türkiye'nin kuzeybatısındaki

subtropikal yüksek basınç alanından güneye doğru olan hava akışları Batı Anadolu'daki kuzeyli yük deseni açıklar (Şekil 4.2b).



Şekil 4.2: 1963-2000 dönemi Türkiye yaz mevsimi ortalama sıcaklıklarına ait AB yüklerinin coğrafi dağılışı deseni.

Doğu ve Güneydoğu Anadolu Bölgeleri çevresindeki sıcaklık değişkenliği daha çok Basra alçak basıncın derinleşmesinden etkilenir. Bu dolaşım, Türkiye'nin güneydoğusu ve

doğusunda etkili olur. Batı Anadolu çevresindeki sıcaklık değişkenliği ise daha çok subtropikal dolaşım ile kontrol edilir.

Üçüncü yük deseni, Türkiye'nin kuzeyi ve güneyi arasındaki farklı sıcaklık özelliklerini yansıtır. Orta enlemde yeralan Türkiye'de güneyden kuzeye doğru gidildikçe sıcaklıklarda enleme bağlı olarak farklılık oluşur. Ayrıca, bu alanların farklı yönlerden gelen hava kütlelerinin etkisi altında kalması da sıcaklık özelliklerindeki farklılıkları yansıtır. Türkiye'nin Karadeniz Bölgesi çevresi yaz mevsiminde daha çok kuzeyli-kuzeybatılı hava dolaşımından etkilenirken, güneyi güneyli hava dolaşımından etkilenir (Şekil 4.2c).

4.1.2. Minimum Sıcaklıklar

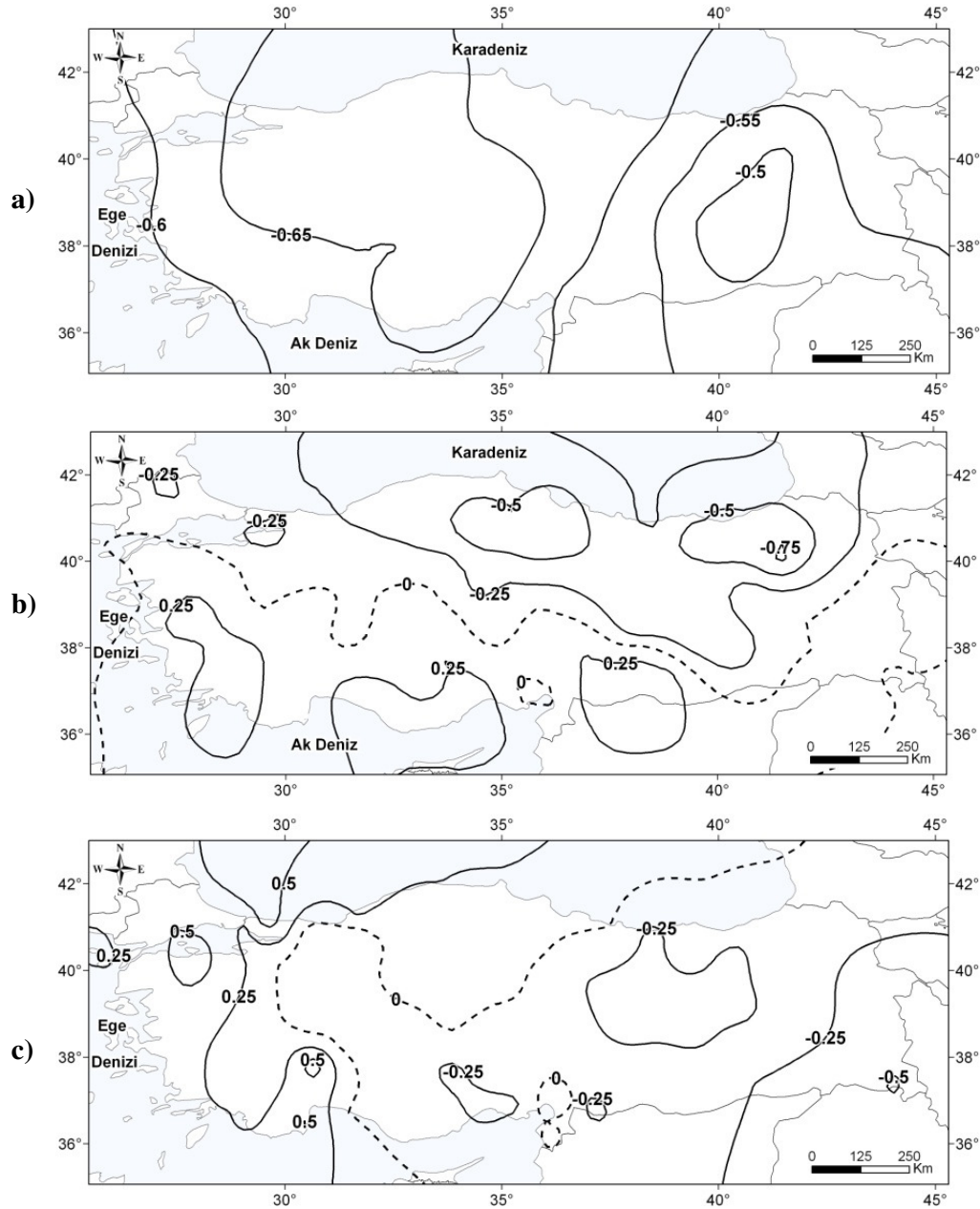
Birinci AB'nin özdeğeri, yaz mevsimi minimum sıcaklıklarındaki zamansal ve yıllararası değişkenliğin % 40.81'ini açıklar (Çizelge 4.1). Büyük negatif işaretli yük değerleri, ortalama sıcaklıklar ile benzer bir şekilde İç Anadolu çevresine doğru artar. Minimum sıcaklıklarına ait yük desenleri, en yüksek ilişkiyi -0.65 değeriyle Türkiye'nin batı yarısında gösterir. Değerler, Güneydoğu Anadolu bölgesine doğru azalır. Minimum sıcaklıklardaki değişkenliğin en fazla olduğu alan Batı Karadeniz Bölümü'nden, İç Anadolu bölgesini kapsayacak şekilde güneye doğru uzanır. İlk yük desenine göre, yaz mevsimi minimum sıcaklıkları genel olarak meridyonel dolaşım ile temsil edilir. Yaz mevsiminde minimum sıcaklıklar kuzeyli dolaşım tarafından kontrol edilir ve bu dolaşımdan en çok Türkiye'nin batı yarısı etkilenir (Şekil 4.3a).

İkinci yük desenine göre, yaz mevsimi minimum sıcaklıklarının kuzeyli ve güneyli dolaşımın kontrolünde geliştiğini söylenebilir. Karadeniz kıyı kuşağında kuzeyli dolaşım minimum sıcaklıklardaki deseni açıklarken, Batı Anadolu, Akdeniz ve Güneydoğu Anadolu Bölgeleri güneyli dolaşımın kontrolindedir (Şekil 4.3b).

Üçüncü yük deseni, meridyonel dolaşım koşullarını yansıtır. Türkiye'nin Batı Anadolu çevresindeki minimum sıcaklıklar yaz mevsiminde daha çok kuzeyli-kuzeybatılı akışlardan etkilenir. Doğu ve Güneydoğu Anadolu, İç Anadolu Bölgesi ve Akdeniz Bölgesinin doğusu, Doğu Karadeniz bölümü güneyli akışlardan etkilenir (Şekil 4.3c).

Yaz mevsimde Doğu Akdeniz havzasındaki yüksek sıcaklık koşulları, Kuzey Avrupa'da Danimarka ve çevresindeki ülkeler üzerine yerleşen zayıf bir depresyon

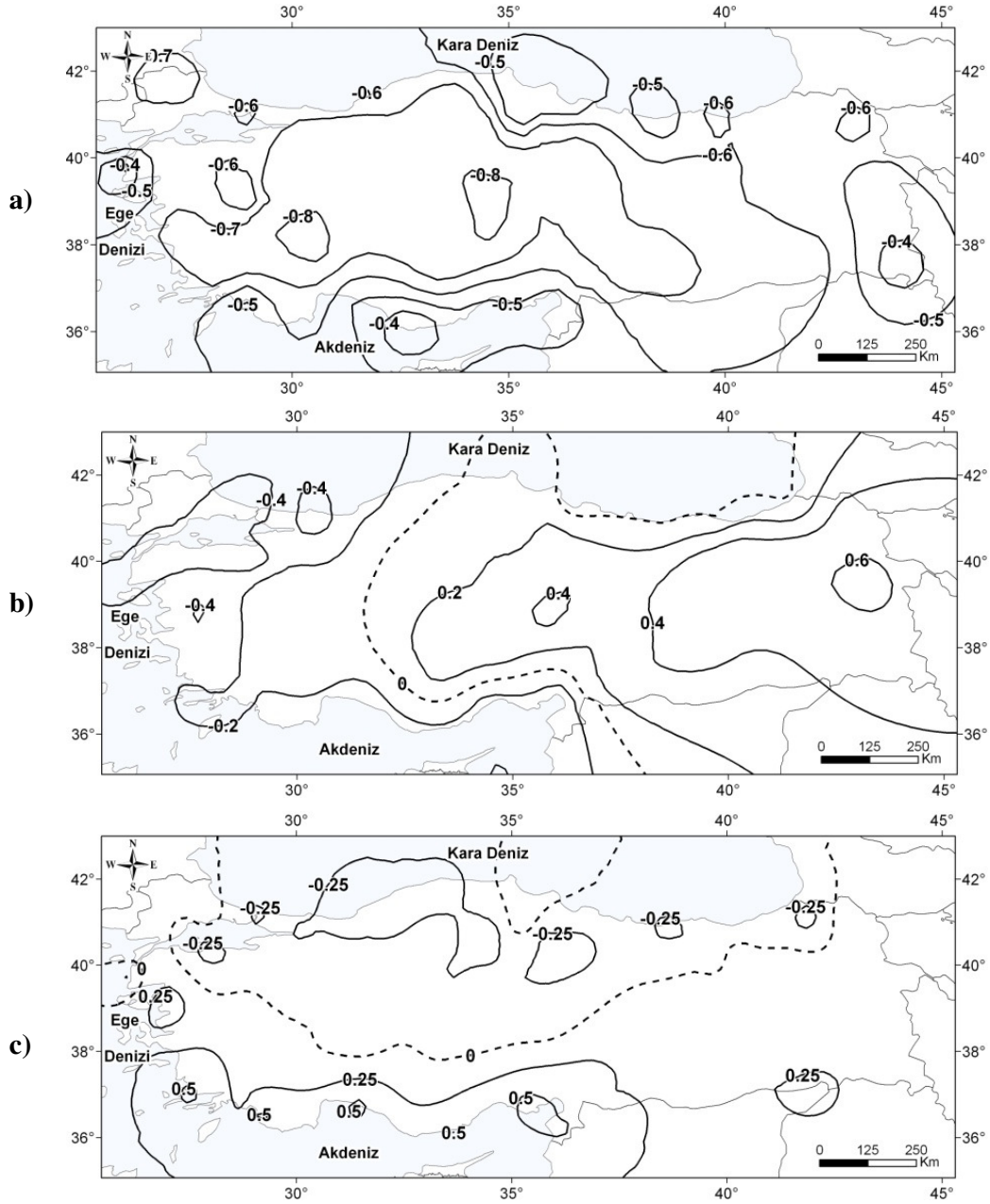
merkeziyle ilgilidir. Bu zayıf oluk, Ortadoğu'ya doğru uzanır. Basınç deseni, Atlantik'ten kaynaklanan serin hava kütlelerini batılı zayıf bir dolaşım ile Batı Akdeniz üzerine taşır. Basınç desenin zayıflamasıyla Doğu Akdeniz çevresinde yüksek sıcaklıklar yaşanır (Maheras ve Kutiel,1999). Maheras ve Kutiel (1999) çalışmalarında belirledikleri asal bileşen deseni, Türkiye yaz sıcaklıkları için yapılan AB3 deseniyle benzerlik taşır.



Şekil 4.3: 1963-2000 dönemi Türkiye yaz mevsimi minimum sıcaklıklarına ait AB yüklerinin coğrafi dağılış deseni.

4.1.3. Maksimum Sıcaklıklar

Yaz mevsimi maksimum sıcaklıklarına ait birinci AB'nin özdeğeri, zamansal ve yıllararası değişkenliğin % 41.25'ini açıklar (Çizelge 4.1). İlk asal bileşen deseni, ortalama ve minimum sıcaklıklar için hazırlanan desenlerle benzerlik gösterir. Bu desende, büyük negatif işaretli yük değerleri İç Anadolu çevresine doğru artar.



Şekil 4.4: 1963-2000 dönemi Türkiye yaz mevsimi maksimum sıcaklıklarına ait AB yüklerinin coğrafi dağılışı deseni.

Maksimum sıcaklıklarda yük değerleri en yüksek -0.8 değerine sahiptir. Değerler, Doğu, Güneydoğu Anadolu Bölgeleri ile Akdeniz kıyılarına doğru azalır. Maksimum sıcaklıklardaki değişkenliğin en fazla olduğu alan İç Anadolu Bölgesidir. İlk yük desenine göre, yaz mevsimi maksimum sıcaklıkları genel olarak, batılı ve kuzeybatılı dolaşım ile kontrol edilir. Bu dolaşım, Türkiye'nin batısı ve iç kesimlerdeki maksimum sıcaklıkları etkiler (Şekil 4.4a). İkinci yük desenine göre, yaz mevsimi maksimum sıcaklıkları güneyli dolaşıma bağlı doğulu akışlardan etkilenir. Gerçekleşen yüksek sıcaklıklar bu dolaşım ile ilişkilidir. Azor yüksek basıncının Avrupa içlerine doğru etki alanını genişletmesiyle kuzeyli, kuzeydoğulu dolaşım Türkiye'nin batısındaki maksimum sıcaklıklardaki değişkenliği kontrol eder. Türkiye'nin batısındaki serin koşullar bu dolaşım ile ilişkilidir (Şekil 4.4b). Üçüncü yük deseni, Türkiye'nin kuzeyi ve güneyi arasındaki sıcaklık farklılığı yansıtır. Özellikle, yaz mevsiminde Marmara Bölgesi çevresi daha çok kuzeyli-kuzeybatılı akışlardan etkilenir. Bu nedenle, maksimum sıcaklıklar bu alanda Türkiye'nin güneyine göre daha düşüktür. Türkiye'nin güney kıyıları güneyli dolaşımdan etkilenir. Özellikle Ege Bölgesi'nin güneyi ve Akdeniz kıyıları etkili olan dolaşıma bağlı olarak yüksek maksimum sıcaklıkların yaşandığı alanlardır (Şekil 4.4c).

Türkiye meteoroloji istasyonları ortalama, minimum ve maksimum sıcaklık veri dizilerindeki alansal ve zamansal değişimler, AB analizi kullanılarak değerlendirilmiştir. Yaz mevsimi ortalama, minimum ve maksimum sıcaklıklarına ait özdeğer, açıklanan varyans ve kümülatif varyans değerleri Çizelge 4.1'de belirtilmiştir. Buna göre, ortalama sıcaklıklardaki ilk üç asal bileşen sıcaklıklardaki alansal değişkenliğin %60'ından fazlasını açıklar. Değerlendirmeler için ilk üç asal bileşen kullanılmıştır.

Maheras ve Kutiel (1999) çalışmalarında belirledikleri asal bileşen deseni, Türkiye yaz sıcaklıkları için yapılan AB1 değerlendirmeleriyle benzerlik taşır. Buna göre, genel olarak Akdeniz havzasında yaz mevsiminde egemen dolaşımın Azor yüksek basıncı ve Basra alçak basıncının kontrolünde geliştiği söylenebilir. Türkiye ortalama sıcaklıkları, daha çok Azor yüksek basıncının etkisi altında kalır. İkinci yük desenine göre, yaz mevsimi ortalama ve maksimum sıcaklıklarının Basra alçak basıncının kontrolünde geliştiği söylenebilir. Basra alçak basıncının etki alanı, Doğu Anadolu ve Güneydoğu Anadolu Bölgeleri üzerinden İç Anadolu Bölgesine kadar sokulur. Anadolu'nun iç kesimlerine doğru sokulan bu doğulu akış, Basra alçak basıncının derinleşmesiyle ilgilidir. Türkiye'nin batı kıyılarındaki kuzeyli-kuzeybatılı akışlar ise Avrupa içlerinde Azor yüksek

basıncının etki alanının artmasıyla açıklanır. Bu dolaşım, Erinç (1996) ve Maheras ve Kutiel (1999)'in çalışmalarında belirttiği gibi Türkiye'nin kuzeybatısında subtropikal yüksek basınç alanından güneyde doğru olan hava akışları Batı Anadolu üzerindeki deseni açıklar.

Üçüncü yük deseni, ortalama, minimum ve maksimum sıcaklık dizilerinde Türkiye'nin kuzeyi ve güneyi arasında farklılaşan sıcaklık özelliklerini yansıtır. Türkiye'nin kuzeyi ve güneyi farklı yönlerden gelen hava kütlelerinin etkisi altındır. Xoplaki vd. (2003)'e göre, yaz mevsiminde yarı-meridyonel akış anomalilerinin frekansında İskandinavya'dan İber yarımadasına doğru bir artış vardır. Bu akış, büyük Britanya üzerindeki bir alçak (yüksek) merkez, doğu Avrupa üzerinde bir yüksek (alçak) ve Hazar Denizi'nin güneydoğusunda bir alçak (yüksek) çevresine kıvrılan bir jet (Polar cephe jeti) ile bağlantılıdır. Bu jete bağlı olarak Türkiye'nin Karadeniz Bölgesi ve çevresi yaz mevsiminde daha çok kuzeyli-kuzeybatılı akışlardan etkilenirken, güneyi güneyli akışlardan etkilenir. Sıcaklık özellikleri etkili olan dolaşıma bağlı olarak bölgesel olarak değişkenlik gösterir.

BÖLÜM V

TÜRKİYE YAZ SICAKLIK ve JEOPOTANSİYEL YÜKSEKLİK VERİLERİNDE GÖZLENEN EĞİLİMLER

Türkiye sıcaklıkları için yapılan çalışmalara göre, sıcaklıklarda genel bir artış eğilimi söz konusudur. Özellikle, yaz mevsimi sıcaklıklarında anlamlı artış eğilimleri egemendir. Önceki çalışmalara göre, istasyonlarda genel soğuma eğilimleri gözlenirken, özellikle 1990'dan sonraki çalışmalarda ısınma belirgindir. Jones (1995) Türkiye'nin 1961-1990 dönemi maksimum ve minimum sıcaklık eğilimlerini incelediği çalışmasında, Haziran-Temmuz-Ağustos aylarını kapsayan dönemde Türkiye maksimum sıcaklıklarında anlamlı olmayan bir azalma, minimum sıcaklıklarda ise zayıf bir ısınma eğilimi belirlemiştir.

Lelieveld vd., (2012) çalışmalarında, iklim değişikliğinin Doğu Akdeniz ve Ortadoğu'ya etkilerini inceledikleri çalışmalarında günlük maksimum sıcaklık artışlarının çoğunlukla Balkanlar ve Türkiye'de oldukça yüksek (Belgrad, Sofya, Tiran ve Ankara'da sırasıyla 0.48°, 0.46°, 0.45°, 0.44C°/onyıl, çalışma alanının güneyinde Umman, Atina ve Bağdat'ta ise 0.40°C/onyıl olarak hesaplamışlardır.

Tayanç vd.(2009) çalışmalarında, Türkiye yaz sıcaklıklarında tüm bölgelerde artış eğilimi belirlemişlerdir. Özellikle, yaz minimum sıcaklıklarında anlamlı ısınma eğilimlerinin varlığını tespit etmişlerdir. Bu çalışmaya göre, yaz maksimum sıcaklıkları tüm istasyonlarda çoğunlukla anlamlı artış eğilimi gösterirken, Türkiye'nin kuzeybatı bölümünde birkaç istasyonda karşıt eğilimler gösterir. Doğu'da Van, kuzeydoğu'da Artvin, Marmara Bölgesi'nde Bandırma, Balıkesir ve Çanakkale yaz maksimum sıcaklıklarında azalma eğilimi olan istasyonlardır. Yaz minimum sıcaklıkları Türkiye'nin doğu bölümü dışında maksimum sıcaklıklar ile benzer özellik gösterir. Erzurum ve Elazığ istasyonlarında yaz minimum sıcaklıklarında anlamlı azalma eğilimleri yer alır. Yaz ortalama sıcaklıkları da doğuda Artvin, Erzurum, Elazığ istasyonları dışında çoğunlukla anlamlı olarak artar (Tayanç vd., 2009).

Türkiye sıcaklıkları için yapılan önceki çalışmalara göre, anlamlı ısınma eğilimleri, çoğunlukla Akdeniz, Güneydoğu Anadolu Bölgeleri'nde ve daha çok kentleşmenin yoğun olduğu istasyonlarda gözlenmiştir (Kadıoğlu, 1997; Karaca vd., 1995).

Ayrıca, büyük şehir merkezleri ve yakınlarındaki kırsal alanların sıcaklık özellikleri incelendiğinde şehir alanlarında ısı adası etkisinin olduğu yapılan çalışmalarla tespit edilmiştir (Karaca vd., 1995; Tayanç ve Toros, 1997; Çiçek, 2005).

Türkiye uzun yaz mevsimi aylık sıcaklıklarının Mann-Kendall (M-K) sınamasına göre değerlendirildiği bu bölümde, 99 meteoroloji istasyonunun 1963-2010 dönemine ait ortalama, maksimum ve minimum sıcaklık verilerinden yararlanılmıştır. İstasyonlara ait bilgiler birinci bölümde yer alan Çizelge 1.1'de gösterilmiştir.

Ravinsonde ölçümleri için Türkiye'de 7 istasyondan 6'sına ait 1971-2010 dönemi, 850 hPa ortalama sıcaklık, 850 hPa maksimum sıcaklık ve 500 hPa jeopotansiyel yükseklik verilerinden yararlanılmıştır. Adana ravinsonde istasyonuna ait verilerin eksik olması nedeniyle bu istasyon kullanılmamıştır. Ravinsonde istasyonlara ait bilgiler Çizelge 5.1 ile gösterilmiştir.

5.1. Türkiye Yaz Sıcaklıklarında Gözlenen Eğilimler

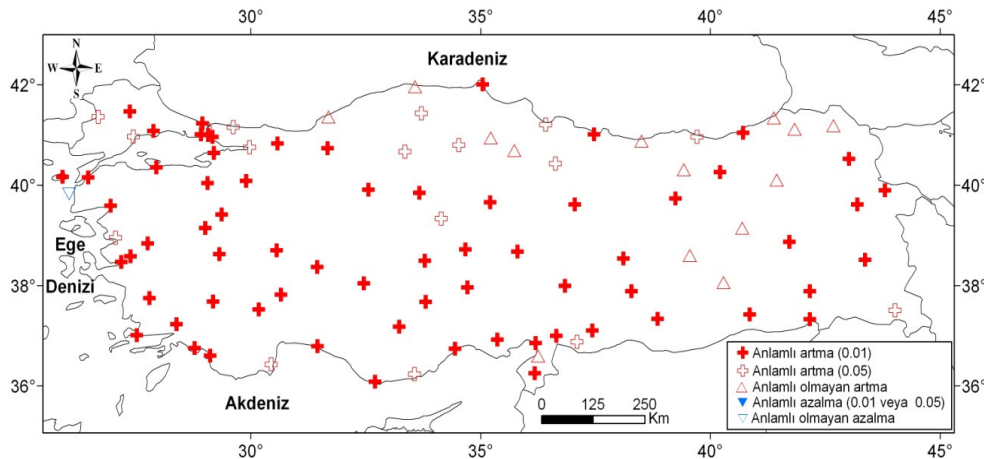
Özellikle, son yıllarda gözlenen sıcaklık artışlarını dikkate alan çalışmalar Akdeniz havzasının belirli alanlarını kapsayacak şekildedir. Bunu dikkate alarak tezin bu bölümünde, Doğu Akdeniz Havzasında yer alan Türkiye'nin yaz sıcaklıklarında gözlenen artış eğilimleri *M-K* sınamasına göre değerlendirilmiştir. Bu değerlendirmelere göre, artış ya da azalış eğilimlerinin bölgelerarası farklılıkları belirlenmeye çalışılmıştır.

Ayrıca, bu bölümde yaz mevsimi ortalama, maksimum ve minimum sıcaklık dizilerinde gözlenen eğilimlerin, ravinsonde istasyonlarına ait 850 hPa ortalama, maksimum sıcaklık ve 500 hPa jeopotansiyel yükseklik verilerinde gözlenen eğilimlerle olan ilişkisi açıklanmaya çalışılmıştır.

5.1.1. Ortalama Sıcaklıklar

1963-2010 dönemi uzun yaz mevsimi ortalama sıcaklıkları için yapılan *M-K* sınamasına göre, sıcaklıklar genel olarak artış eğilimi gösterir. Haziran ayı ortalama sıcaklıklarında, Marmara, Ege, İç Anadolu, Doğu Anadolu'nun doğusu, Akdeniz bölgesi (İskenderun dışında) ve Karadeniz Bölgesinin Doğu Karadeniz Bölümü'nde istatistiksel olarak anlamlı artış eğilimleri gözlenir.

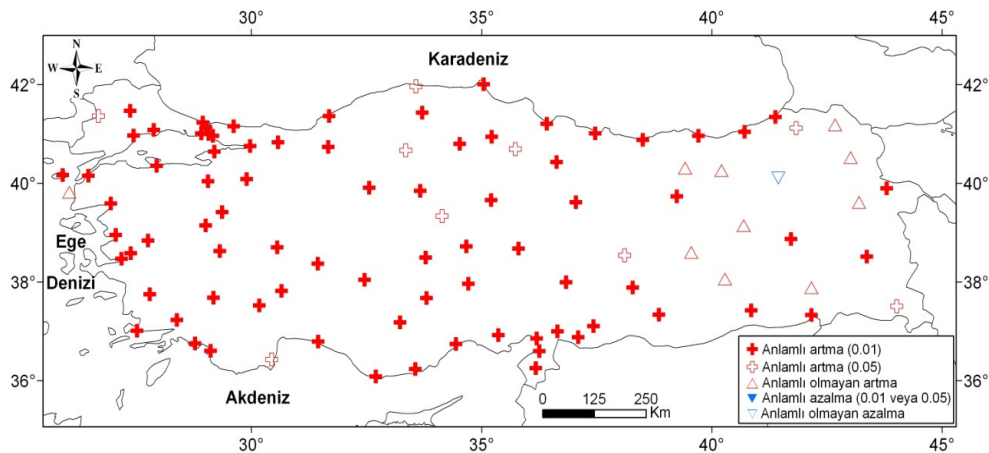
Akdeniz, Batı ve İç Anadolu Bölgeleri artış eğilimlerinin en belirgin olduğu alanlara karşılık gelir. Karadeniz Bölgesi'ndeki istasyonlardan Sinop, Ordu ve Rize'de 0.01, Samsun, Trabzon'da 0.05 anlam seviyesinde istatistiksel olarak anlamlı ısınma gözlenir. Kıyı ardındaki istasyonlarda, Haziran ayı ortalama sıcaklıklarında anlamlı olmayan bir ısınma eğilimi egemendir. Doğu Anadolu Bölgesi'nde Ardahan, Erzurum, Bingöl, Elazığ ve Diyarbakır istasyonları bir hat boyunca Haziran ayı ortalama sıcaklıklarında anlamlı olmayan artış eğilimleri yer alırken, Kars, Iğdır, Ağrı, Van, Muş istasyonlarındaki artış eğilimleri 0.01 seviyesindedir. Haziran ortalama sıcaklıklarında azalma eğilimi sadece Bozcaada istasyonunda gözlenir. Bozcaada istasyonu, anlamlı olmayan zayıf bir azalma eğilimi içerir (Şekil 5.1).



Şekil 5.1: 1963-2010 dönemi Haziran ayı ortalama sıcaklık dizilerindeki *M-K* trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılışı.

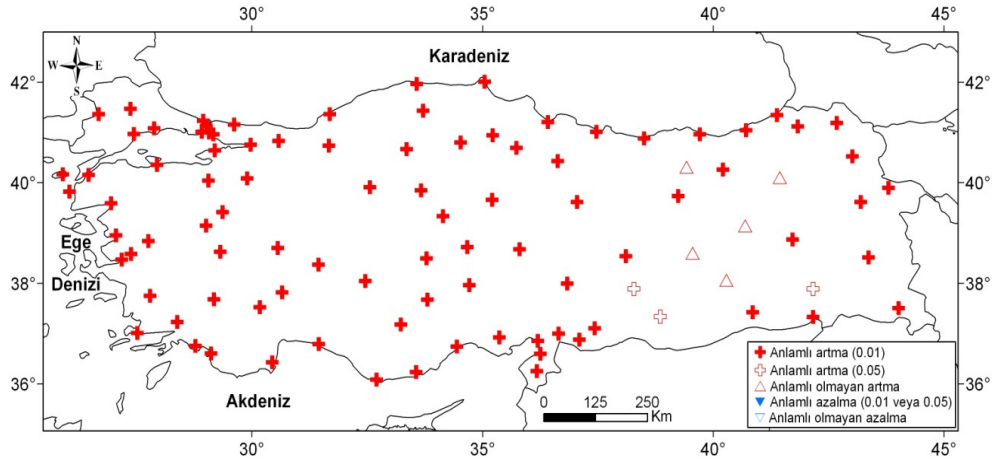
Temmuz ayı ortalama sıcaklıkları, genel olarak artış eğilimi gösterir. Temmuz ayı ortalama sıcaklıklarında azalma eğilimi sadece Erzurum istasyonunda gözlenir. Bu eğilim, istasyon yer değişikliğinden kaynaklanabilir. Karadeniz Bölgesi kıyı kuşağındaki

istasyonlar, Marmara, Ege, İç Anadolu ve Akdeniz Bölgelerindeki istasyonların tümünde sıcaklıklardaki artış eğilimi istatistiksel olarak anlamlıdır. Doğu ve Güneydoğu Anadolu Bölgeleri'nde; Ardahan, Kars, Ağrı, Bingöl ve Siirt, Elazığ, Diyarbakır istasyonlarındaki ısınma eğilimleri zayıftır. Bu alan, Haziran ayı sıcaklıkları ile benzer özellikler gösterir. Haziran ayında, Bozcaada istasyonunda gözlenen soğuma, Temmuz ayında yerini zayıf sıcaklık artışına bırakmıştır. Bozcaada istasyonu, Batı Anadolu'da en zayıf ısınmanın olduğu istasyondur. Batı Anadolu yaz sıcaklıkları, genel olarak kuvvetli bir artış eğilimi içerir. Ayrıca, şehirleşmenin hızlı olduğu alanlarda ve büyük şehirlerde kuvvetli sıcaklık artışları egemendir (Şekil 5.2).



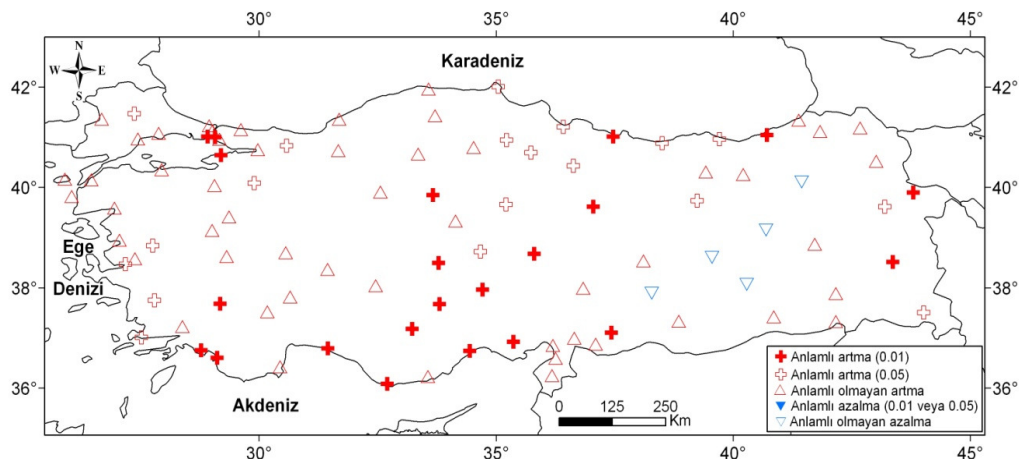
Şekil 5.2: 1963-2010 dönemine ait Temmuz ayı ortalama sıcaklık dizilerindeki *M-K* trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılışları.

1963-2010 yılları ortalama Ağustos ayı sıcaklıkları, tüm Türkiye genelinde artış eğilimi gösterir. Batı Anadolu'daki anlamlı artış eğilimleri Haziran ve Temmuz aylarındaki gibi bölgesellik gösterir. Yaz mevsimi boyunca özellikle Ege Bölgesi sıcaklıklarındaki artış eğilimleri kuvvetlidir. Karadeniz Bölgesi sıcaklıklarındaki artış eğilimi tüm kıyı kuşağında kuvvetlidir. Özellikle, Doğu Karadeniz'de Temmuz ve Ağustos aylarında önemli ısınma eğilimleri gözlenir. Batı Anadolu'da zayıf sıcaklık artışının görüldüğü tek istasyon olan Bozcaada'da Ağustos ayıyla birlikte ortalama sıcaklıklarda kuvvetli artış görülür. Gümüşhane, Erzurum, Bingöl, Elazığ ve Diyarbakır istasyonları sıcaklık dizileri anlamlı olmayan zayıf bir ısınma eğilimi gösterir. Bu alan, yaz mevsimi boyunca veri dizilerinde gözlenen zayıf ısınmalarla bölgesel olarak farklılık gösterir (Şekil 5.3).



Şekil 5.3: 1963-2010 dönemine ait Ağustos ayı ortalama sıcaklık dizilerindeki *M-K* trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılışları.

Eylül ayında, ortalama sıcaklık dizilerinde gözlenen ısınma eğilimleri yaz mevsimindeki gibi alansal farklılıklar içerir. Yaz mevsimi boyunca ısınma eğilimlerinin egemen bir alansal tutarlık gösterdiği Batı Anadolu’da Eylül ayında artış eğilimlerinin 0.05 anlamlılık düzeyindedir. Bu alandaki bazı istasyonlarda istatistiksel olarak anlamlı olmayan artış eğilimleri gösterir. Anlamlı eğilimler, nüfus yoğunluğunun yüksek olduğu şehirlerdeki istasyonlardadır. Özellikle, İstanbul çevresindeki istasyonlar anlamlı bir bölgesel ısınma eğilimi gösterir. Ayrıca, Akdeniz kıyı kuşağında sıcaklık artışları Eylül ayında da devam eder (Şekil 5.4).

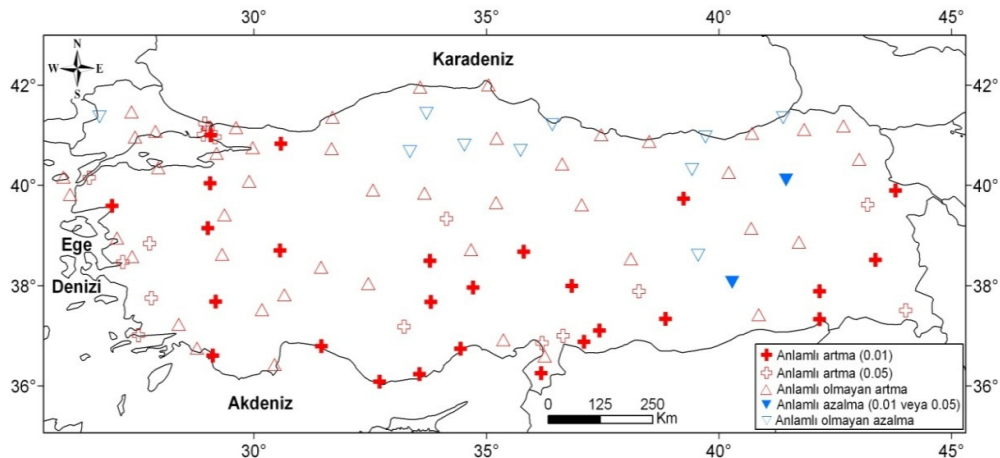


Şekil 5.4: 1963-2010 dönemine ait Eylül ayı ortalama sıcaklık dizilerindeki *M-K* trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılışları.

Erzurum, Bingöl, Elazığ, Diyarbakır ve Adıyaman Eylül ayı ortalama sıcaklıklarında azalma eğilimlerinin olduğu istasyonlara karşılık gelir. Bu alan yaz mevsimi ortalama sıcaklıklarında bölgesel olarak daha zayıf sıcaklık artışlarına sahipken, Eylül ayında ısınma yerini sıcaklıklarda zayıf bir soğuma eğilimine bırakır (Şekil 5.4).

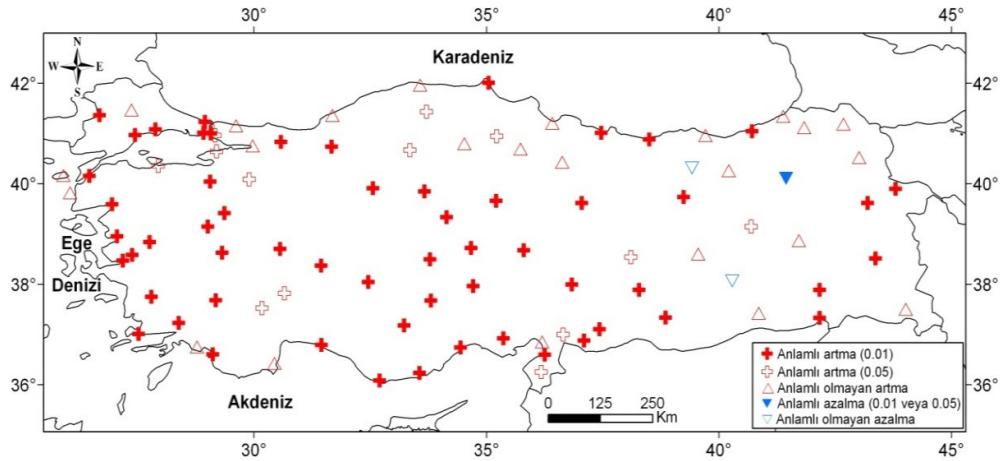
5.1.2. Minimum Sıcaklıklar

Türkiye minimum sıcaklıkları, Marmara, Akdeniz, İç ve Güneydoğu Anadolu bölgelerinde 0.01 anlam düzeyinde istatistiksel olarak anlamlı artış eğilimleri içerir. Batı Anadolu'da minimum sıcaklıklardaki artış, ortalamalara göre daha zayıftır. Anlamlı artış eğilimleri Edremit, Denizli ve Fethiye istasyonlarında 0.01, Çanakkale, Akhisar, İzmir, Aydın ve Bodrum istasyonlarında 0.05 anlam düzeyindedir. Gökçeada, Dikili, Manisa ve Dalaman istasyonları ortalama sıcaklıklardan farklı olarak zayıf bir artış eğilimi içerir. Benzer şekilde, İç Anadolu Bölgesi'ndeki anlamlı ısınma eğilimleri yerini zayıf sıcaklık artışlarına bırakır. Trakya'da Edirne istasyonu, Orta ve Doğu Karadeniz bölümleri ile Türkiye'nin doğusunda Haziran yaz minimum sıcaklıklarında azalma eğilimleri görülür. Erzurum ve Diyarbakır, azalma eğiliminin anlamlı olduğu istasyonlardır. Bu istasyonlardaki eğilimler, bölgesel olarak farklılık gösterir. İstasyon verilerinde, ölçümden ya da yer değiştirilmesi nedeniyle değişiklik yaşanmış olabilir (Şekil 5.5).



Şekil 5.5: 1963-2000 dönemine ait Haziran ayı minimum sıcaklık dizilerindeki *M-K* trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılışları.

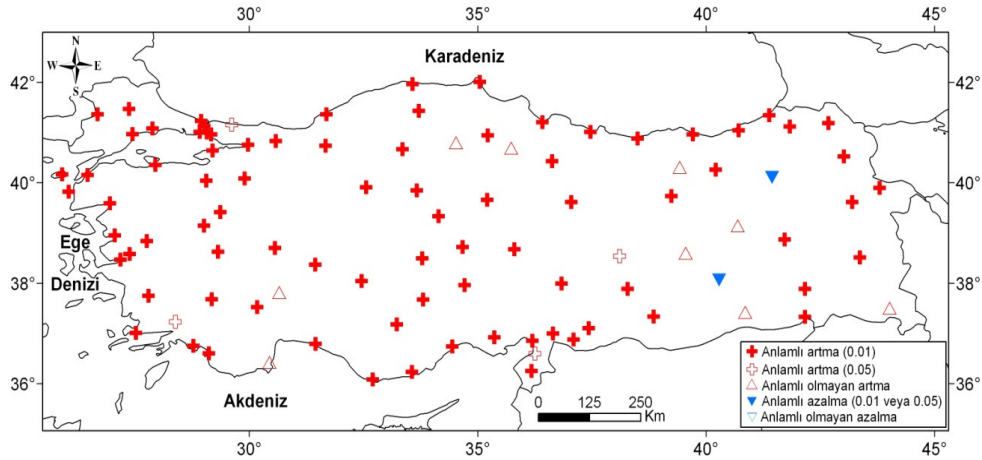
Temmuz minimum sıcaklıklarındaki artış eğilimleri oldukça dikkat çekicidir. Türkiye'nin büyük bir bölümünde ısınma istatistiksel olarak 0.01 düzeyinde anlamlıdır. Özellikle, Türkiye'nin batı ve iç bölümlerindeki istasyonlar birbirine benzer artış eğilimleri ile bölgesellik gösterir. Karadeniz Bölgesi'nde Sinop, Giresun, Ordu ve Rize istasyonları dışında ısınma eğilimleri zayıftır. Batı Karadeniz Bölümü Temmuz ayı minimum sıcaklıkları, ortalama sıcaklıklardan farklılık gösterir. Batı Karadeniz'de kuvvetli olan Temmuz ortalama sıcaklıkları, Temmuz minimum sıcaklıklarında zayıf artış eğilimine dönüşür. Gökçeada istasyonu ortalama sıcaklıklarındaki kuvvetli artış eğilimi, minimum sıcaklıklarda yerini zayıf artış eğilimine bırakır. Batı Anadolu'daki iki ada istasyonu genel kuvvetli eğilimden farklılık göstererek, zayıf ısınma eğilimi içerir. Bu istasyonların nüfusunun, batı Anadolu'daki istasyonlardan oldukça az olması, kentsel alanları temsil etmemesi, eğilimlerin de daha zayıf olmasına neden olabilir. Gümüşhane, Diyarbakır ve Erzurum, sıcaklıklarda azalma eğilimine sahip olan istasyonlardır. Yaz minimum sıcaklıklarındaki azalma eğilimi Erzurum istasyonunda istatistiksel olarak anlamlıdır. Doğu Anadolu Bölgesi'nin doğusunda Iğdır, Ağrı, Van, Siirt ve Cizre istasyonlarında artış eğilimi istatistiksel olarak anlamlı kuvvetli bir eğilim içerir (Şekil 5.6).



Şekil 5.6: 1963-2010 dönemine ait Temmuz ayı minimum sıcaklık dizilerindeki *M-K* trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılışları.

Ağustos minimum sıcaklıkları, tüm Türkiye'de genel olarak artış eğilimi gösterir. Ağustos ayındaki ısınma, Temmuz ayındaki eğilimden bazı bölgelerde daha kuvvetlidir. Doğu Karadeniz Bölümü'nde, Trabzon, Bayburt, Hopa, Artvin ve Ardahan istasyonları, Temmuz ayında zayıf artış eğilimi gösterirken, Ağustos ayı minimum sıcaklıklarında

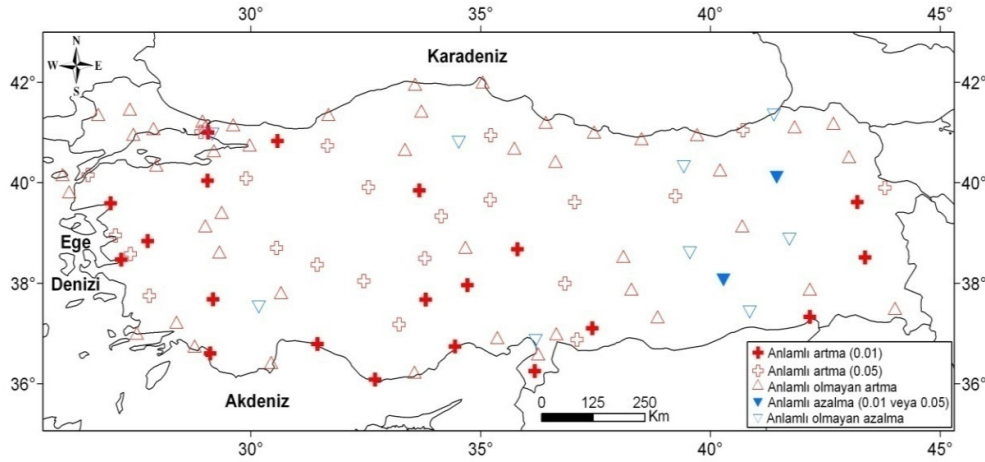
istatistiksel olarak anlamlı bir artış eğilimi yer alır. Ege, Marmara, İç Anadolu Bölgeleri ile Akdeniz kıyılarında yer alan istasyonlarda kuvvetli sıcaklık artışları gözlenir. Bu artış eğilimleri Temmuz ayıyla paralellik gösterir. Ayrıca, kentleşmenin yoğun olmadığı Bozcaada ve Gökçeada istasyonları da anlamlı artış eğilimleri içerir. Türkiye'nin batısı minimum sıcaklık artışlarında belirgin bir bölgesellik gösterir. Diyarbakır ve Erzurum istasyonları Ağustos minimum sıcaklıklarında, kuvvetli bir soğuma görülür. Bu eğilim, istasyon verilerinde doğal olmayan süreçlerle ilgili olmalıdır. Ağustos minimum sıcaklıklarında artış eğilimi, Türkiye'nin güneyi Akdeniz Bölgesi'nde Antalya, Isparta, Doğu ve Güneydoğu Anadolu'da Hakkari, Bingöl, Elazığ, Mardin, kuzeyinde Çorum, Amasya ve Gümüşhane istasyonlarında zayıftır (Şekil 5.7).



Şekil 5.7: 1963-2010 dönemine ait Ağustos ayı minimum sıcaklık dizilerindeki *M-K* trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılımları.

Eylül minimum sıcaklıklarında, artış eğilimleri yaz mevsimindeki eğilimlerden daha zayıftır. Türkiye'nin batısında ve büyük şehirlerde yer alan istasyonlarda ısınma eğilimi anlamlıdır. Tüm Karadeniz kıyı kuşağındaki istasyonlarda yaz mevsimi boyunca kuvvetli olan ısınma yerini anlamlı olmayan, daha zayıf sıcaklık artışlarına bırakır. Marmara ve Batı Anadolu'da belirginleşen bölgesel sıcaklık artışları, yerini bazı istasyonlarda daha zayıf olan artışlara bırakır. Diyarbakır ve Erzurum azalmanın istatistiksel olarak anlamlı olduğu istasyonlardır. Diyarbakır ve Erzurum istasyonlarında, yaz mevsimi boyunca görülen azalma eğilimleri bölgesel olarak bir tutarlılık göstermez. Bu istasyonlar, doğal olmayan bir eğilim içerirler.

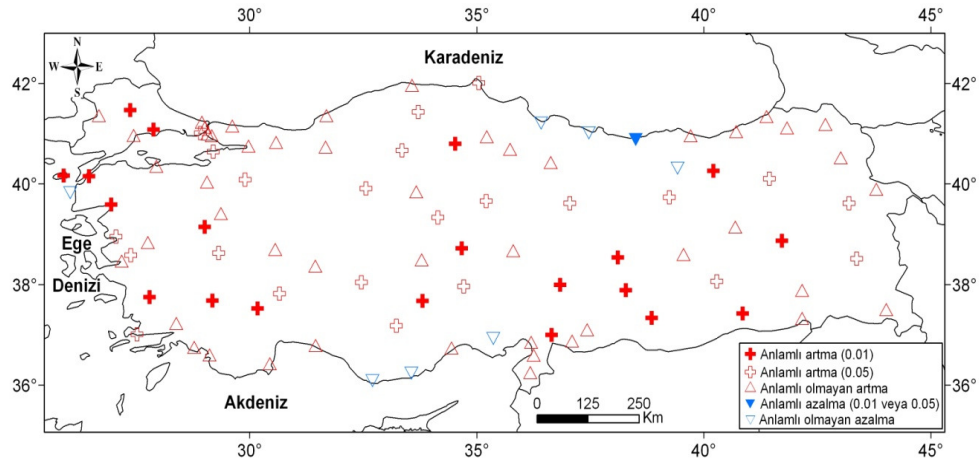
İstasyonlardaki azalma eğilimleri, Ağustos ayından sayısal olarak farklılık gösterir. Türkiye'nin kuzeybatısında Kartal, güneyinde Burdur, Dört Yol, doğusunda Muş ve Mardin istasyonları yaz mevsimindeki eğilimlerinden farklı olarak soğuma yönünde bir eğilim içerirler. Ağustos ayında, Muş, Kartal, Burdur ve Dört Yol istasyonlarının minimum sıcaklıklarında kuvvetli olan artış eğilimi Eylül ayıyla zayıf bir soğuma eğilimine dönüşür (Şekil 5.8).



Şekil 5.8: 1963-2010 dönemine ait Eylül ayı minimum sıcaklık dizilerindeki *M-K* trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılışları.

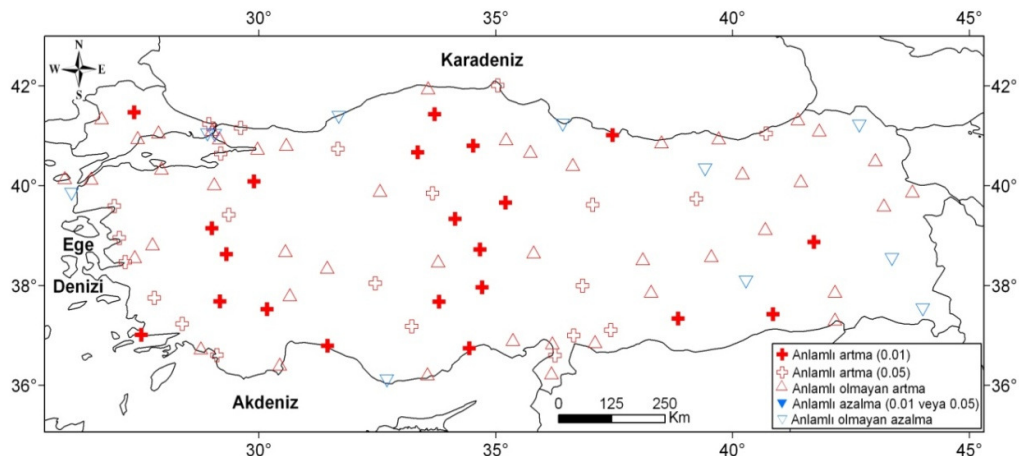
5.1.3. Maksimum Sıcaklıklar

M-K sınamasına göre, Haziran ayı maksimum sıcaklıkları arasındaki ilişki istasyonların yaklaşık %40'ında 0.01 ve 0.05 seviyesinde istatistiksel olarak anlamlıdır. Anlamlı sıcaklık artışlarının olduğu istasyonlar Marmara, Batı Anadolu (daha çok kıyı kuşağı), İç Anadolu ve Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nin batı kesiminde yer alan istasyonlardır. Minimum ve ortalama sıcaklıklardan farklı olarak Haziran ayı maksimum sıcaklıkları, azalma eğilimleri Akdeniz ve Karadeniz kıyı kuşağındaki istasyonlarda gözlenir. Azama eğilimi, Karadeniz kıyı kuşağında; Samsun, Ordu, Giresun (anlamlı) ve Gümüşhane ile Akdeniz bölgesinde; Anamur, Silifke ve Adana istasyonlarında gözlenir. Türkiye istasyonlarının yaklaşık %90'ında Haziran ayı maksimum sıcaklıklarında artma yönünde bir eğilim yer alır (Şekil 5.9).



Şekil 5.9: 1963-2010 dönemine ait Haziran ayı maksimum sıcaklık dizilerindeki *M-K* trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılışları.

Temmuz ayı maksimum sıcaklıkları, Haziran maksimum sıcaklıklarındaki artış eğilimiyle aynı orana sahiptir. İstasyonların yaklaşık %40'ından fazlasında artış eğilimleri istatistiksel olarak anlamlıdır. Anlamlı artış eğilimleri İç ve Batı Anadolu'da belirgindir. Minimum sıcaklıklarda gözlenen bölgesel artışların belirgin olduğu Marmara ve Kıyı Ege Bölümü'nde yer alan istasyonlarda kuvvetli ısınma yerini, daha zayıf artış eğilimlerine bırakır. Isınmanın kuvvetli olduğu alan, İç Anadolu'nun kuzeyinden Akdeniz kıyılarında Mersin istasyonuna doğru uzanan bir hat boyunca görülür.

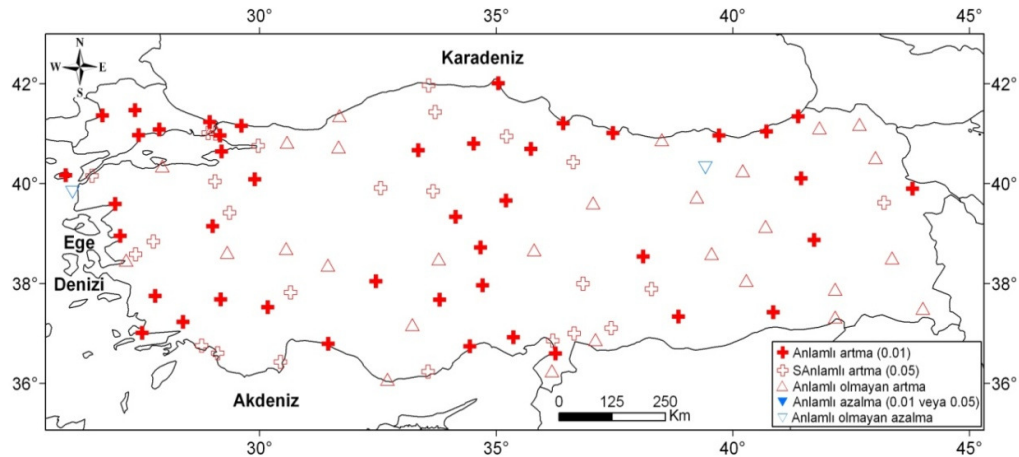


Şekil 5.10: 1963-2010 dönemine ait Temmuz ayı maksimum sıcaklık dizilerindeki *M-K* trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılışları.

Türkiye'nin doğusunda Muş, Mardin ve Şanlıurfa 0.01, Erzincan ve Sivas ise 0.05 anlam düzeyinde sıcaklıklarda artış eğiliminin görüldüğü istasyonlardır. Doğu Karadeniz

Bölümü'nde sadece Rize istasyonu istatistiksel olarak anlamlı artış içerir. Maksimum sıcaklıklarda anlamlı olmayan azalma eğilimleri herhangi bir bölgesellik göstermez. Bozcaada, Samsun, Gümüşhane ve Anamur Haziran ve Temmuz ayı maksimum sıcaklıklarında azalma eğiliminin ortak olduğu istasyonlardır (Şekil 5.10).

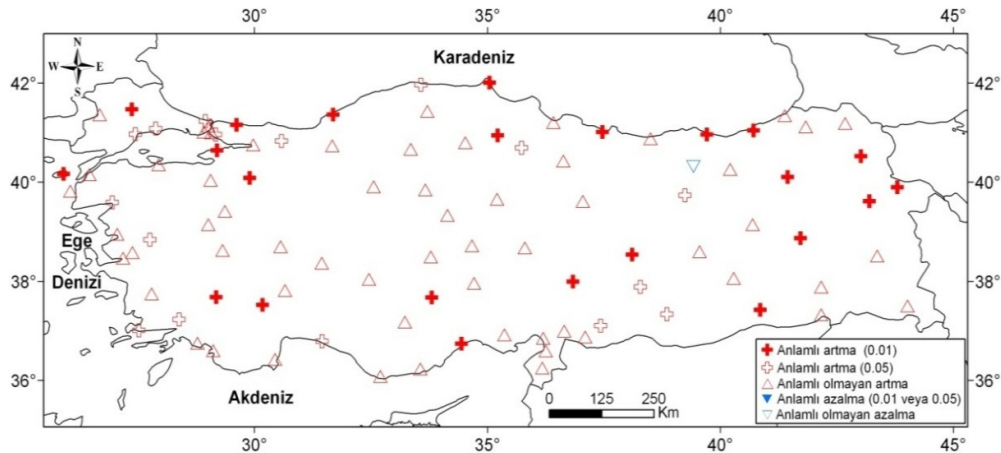
M-K sınamasına göre, Ağustos maksimum sıcaklıkları Türkiye genelinde artış eğilimi gösterir. Maksimum sıcaklıklardaki artış eğilimi istasyonların yaklaşık % 70'inde istatistiksel olarak anlamlıdır. Anlamlı eğilimler, Karadeniz kıyı kuşağı, Marmara bölgesi, Batı Anadolu, İç Anadolu ve Akdeniz kıyı kuşağında egemendir. Trakya bölgesi, Temmuz'a göre Ağustos ayında oldukça farklıdır. Lüleburgaz istasyonu dışında Trakya'daki istasyonların maksimum sıcaklıkları Temmuz ayında oldukça zayıf iken Ağustos'ta bölgesel olarak kuvvetli bir artış eğilimi görülür. Benzer özellikler, İstanbul ve Çanakkale boğazları çevresinde de gözlenir. Kuzeydoğu Anadolu'daki istasyonlarda maksimum sıcaklıklarda Temmuz ve Ağustos aylarında bölgesel olarak daha zayıf artış eğilimleri içerir. Azalma eğiliminin tek gözlendiği istasyon Gümüşhane'dir. Buradaki azalma eğilimi istatistiksel olarak anlamlı değildir (Şekil 5.11).



Şekil 5.11: 1963-2010 dönemine ait Ağustos ayı maksimum sıcaklık dizilerindeki *M-K* trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılışları.

Genel olarak, Eylül ayı maksimum sıcaklık dizilerinde artış eğilimi egemendir. Anlamlı ısınma eğilimleri, İstanbul ve Trakya çevresinde, Türkiye'nin kuzeyinde Trabzon, Rize'den başlayarak Türkiye'nin doğusunda Iğdır, Kars, Ağrı, Erzurum, Muş ve Mardin istasyonlarının yer aldığı alanda kuvvetlidir. Bu alan yaz mevsiminden farklılık gösterir. Temmuz ayında zayıf olan artış eğilimleri Ağustos ayında Erzurum ve Iğdır'da istatistiksel

olarak anlamlıyken, Eylül’de Erzurum, Kars, Ağrı ve Iğdır istasyonlarında bölgesel bir kuvvetli bir ısınma eğilimine dönüşür. *M-K* sınamasına göre Eylül maksimum sıcaklıkları, İç Anadolu ve yüksek sıcaklıkların kaydedildiği güney kıyı kuşağındaki istasyonlarda (Bodrum, Muğla, Alanya, Mersin dışında) anlamlı olmayan daha zayıf artış eğilimleri şeklindedir (Şekil 5.12).



Şekil 5.12: 1963-2010 dönemine ait Eylül ayı maksimum sıcaklık dizilerindeki *M-K* trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılışları.

5.2. Jeopotansiyel Yükseklik Verilerinde Gözlenen Eğilimler

Ravinsonde kelimesi tam olarak, atmosferde yükseklikle, basınç, sıcaklık, nem ve rüzgar bilgilerinin elde edilmesini ifade eder. “Radiosonde” kelimesi ise atmosferde yükseklikle, basınç, sıcaklık ve nem bilgilerini ifade eder (Yağan, 2007). Türkiye’de 7 tane ravinsonde istasyonunu yer alır (Çizelge 5.1). Bu istasyonlardan, Samsun, İstanbul, Ankara, İzmir, Isparta, Diyarbakır istasyonlarına ait verilerden yararlanılmıştır.

Çizelge 5.1: Çalışmada kullanılan ravinsonde istasyonları ve istasyonlara ait enlem, boylam bilgileri.

İstasyon adı	Enlem (K)	Boylam (D)
Samsun	41.20	36.15
İstanbul (Göztepe)	40.58	29.05
Ankara	39.57	32.53
İzmir	38.26	27.10
Isparta	37.45	30.33
Diyarbakır	37.55	40.12

Ravinsonde istasyonları, Türkiye' yi etkileyen hava kütleleri ve ulusal ihtiyaçlar göze alınarak tesis edilmiştir. Dünya Meteoroloji Teşkilatı (WMO), geniş kara bölgeleri üzerinde ravinsonde istasyonlarının 250 kilometre (km), sık nüfuslu olmayan yerlerde ve okyanuslarda ise 1000 km aralıklarla kurulmasını tavsiye eder. Bu kriterler dikkate alındığında Türkiye ravinsonde istasyonları WMO belirlediği kriterlere uygun olarak kurulmuştur. İstasyonların aralarındaki mesafe ortalama olarak 500 km civarındadır. Ayrıca, WMO ravinsonde istasyonlarının günde 4 defa rasat yapmasını tavsiye eder. Fakat ravinsonde istasyonlarında dünya genelinde uygulandığı gibi, 00 UTC ve 12 UTC olmak üzere günde iki defa rasat yapılmaktadır (Yağan, 2007). Bu bölümde, ravinsonde istasyonlarının aylık veri dizileri kullanılmıştır.

5.2.1. 850 hPa Ortalama Sıcaklıklar

850 hPa jeopotansiyel seviyesi, yüzeyin sıcaklık vb. özelliklerini temsil etmede yüzeydeki yükselti basamaklarına göre farklılık gösterir. Türkiye, genel olarak yüksek bir ülkedir ve batısı ile doğusu arasında belirgin yükselti farkı bulunur. Deniz seviyesine yakın olan istasyonlar ile yükseltisi fazla olan istasyonlar arasında atmosferik kalınlık oldukça farklıdır. Tezde kullanılan ravinsonde istasyonlarından Samsun (4m), İzmir (29m), Göztepe (16m)'nin ile Ankara (891m), Isparta (997m) ve Diyarbakır (674m)'ın 850 hPa seviyeleri oldukça farklıdır. Yükseltisi fazla olan istasyonlar, yüzeyin sıcaklık özelliklerini daha çok içerirken, deniz seviyesine yakın olan istasyonlar tama olarak 850 hPa seviyesini temsil eder.

850 hPa ortalama sıcaklıkları yaz mevsiminde genel olarak bir artış eğilimi gösterir. Haziran ayı ortalama sıcaklıklarında, Samsun, İzmir, Göztepe ve Ankara istasyonlarındaki ısınma istatistiksel olarak anlamlı değildir. Diyarbakır istasyonu 850 hPa sıcaklıklarındaki artış eğilimi, Haziran ayında kuvvetlidir. Diyarbakır istasyonundaki anlamlı ısınma, istasyonun yüzey sıcaklıklarını da 850 hPa jeopotansiyel yüksekliklerinde içermesiyle ilgili olabilir. 850 hPa sıcaklıklarında azalma eğilimi sadece Isparta istasyonunda görülür. Bu soğuma, 0.05 anlam düzeyinde anlamlıdır (Çizelge 5.2).

Temmuz ayında, Isparta istasyonu dışında gözlenen ısınma, Göztepe ve İzmir istasyonlarında istatistiksel olarak anlamlıdır. Bu istasyonlarda ısınma, yüzey ısınmasının üst atmosferde 850 hPa jeopotansiyel yüksekliğinde de oldukça belirgin olduğunu gösterir.

Batı Anadolu'daki bölgesel ısınma eğilimleri, üst atmosferdeki ısınma nedeniyle oldukça kuvvetlidir. Diyarbakır ve Ankara'da anlamlı olmayan ama belirgin bir ısınma görülür. Ağustos 850 hPa sıcaklıklarında tüm istasyonlarda ısınma belirgindir. Özellikle, Göztepe ve İzmir'de 0.01, Ankara ve Diyarbakır' da 0.05 anlam düzeyinde kuvvetli ısınma eğilimleri görülür. Samsun'da anlamlı olmayan ama belirgin bir sıcaklık artışı egemendir. Ağustos ayı sıcaklıklarındaki bu artış eğilimi, yüzeydeki eğilimlerle paralellik gösterir. Üst atmosferde kuvvetli olan eğilimler, Ağustos ayı sıcaklıklarındaki kuvvetli ısınmanın nedenini gösterir. Isınma eğilimlerinin yüzeyin dışında üst atmosferde devam etmesi, bölgesellikten farklı olarak kuvvetli ısınmayı gösterir. Eylül ayında, Isparta sıcaklıklarında görülen azalma eğilimi istatistiksel olarak anlamlıdır. Bu istasyonda, belirgin bir soğuma eğilimi gözlenir. Diğer istasyonlarda daha zayıf bir ısınma görülür (Çizelge 5.2).

Çizelge 5.2: Ravinsonde istasyonlarının 850 hPa yüksekliği ortalama sıcaklıkları için hesaplanan Mann-Kendall test istatistikleri ve anlamlılık seviyeleri.

İstasyonlar	$u(t)$	Anlamlılık	$u(t)$	Anlamlılık	$u(t)$	Anlamlılık	$u(t)$	Anlamlılık
	Haziran		Temmuz		Ağustos		Eylül	
Samsun	0.07	0.507	0.13	0.238	0.19	0.074	0.16	0.135
Göztepe	0.14	0.196	0.31**	0.004	0.34**	0.002	0.11	0.317
Ankara	0.19	0.087	0.20	0.075	0.28*	0.012	0.01	0.928
İzmir	0.13	0.246	0.34**	0.002	0.37**	0.001	0.19	0.074
Isparta	-0.24*	0.030	-0.08	0.451	0.03	0.770	-0.34**	0.002
Diyarbakır	0.48**	0.000	0.21	0.055	0.24*	0.028	0.12	0.275

(*)0.05 ve (**)0.01 düzeyinde anlamlı.

5.2.2. 850 hPa Maksimum Sıcaklıklar

850 hPa maksimum sıcaklıklar, aylara göre farklı eğilimler gösterir. Genel olarak, 850 hPa jeopotansiyel yükseklikleri maksimum sıcaklıklarında artış eğilimi egemendir (Çizelge 5.3). Haziran ayı maksimum sıcaklıklarında, Ankara, İzmir, Isparta istasyonlarında zayıf bir azalma eğilimi vardır. Samsun, Göztepe ve Diyarbakır maksimum sıcaklıklarında zayıf artış eğilimi olan istasyonlardır. Temmuz'da Ankara ve Diyarbakır maksimum sıcaklıklarında zayıf bir azalma eğilimi gözlenirken, diğer tüm istasyonlarda zayıf bir artış eğilimi görülür. Ağustos 850 hPa maksimum sıcaklıkları tüm istasyonlarda oldukça zayıf bir artış eğilimine sahiptir. Eylül, istatistiksel açıdan anlamlı olan tek aydır. Artış eğiliminin anlamlı olduğu tek istasyon İzmir'dir. İzmir ravinsonde istasyonundaki artış eğilimi, meteoroloji istasyonlarının bu alan çevresinde belirgin, anlamlı bir ısınma

içermesiyle ilgilidir. Ankara ve Isparta’da zayıf bir azalma görülürken, Samsun, Göztepe ve Diyarbakır zayıf artış eğilimine sahiptir.

Çizelge 5.3: Ravinsonde istasyonlarının 850 hPa yüksekliği maksimum sıcaklıkları için hesaplanan Mann-Kendall test istatistikleri ve anlamlılık seviyeleri.

İstasyonlar	$u(t)$	Anlamlılık	$u(t)$	Anlamlılık	$u(t)$	Anlamlılık	$u(t)$	Anlamlılık
	Haziran		Temmuz		Ağustos		Eylül	
Samsun	0.06	0.574	0.13	0.234	0.18	0.090	0.10	0.362
Göztepe	0.03	0.753	0.06	0.582	0.20	0.062	0.15	0.157
Ankara	-0.17	0.113	-0.07	0.500	0.18	0.106	-0.21	0.052
İzmir	-0.11	0.323	0.03	0.770	0.15	0.181	0.27*	0.015
Isparta	-0.15	0.184	0.05	0.645	0.12	0.291	-0.13	0.233
Diyarbakır	0.12	0.270	-0.10	0.368	0.02	0.831	0.08	0.458

(*)0.05 ve (**)0.01 düzeyinde anlamlı.

5.2.3. 500 hPa Jeopotansiyel Yükseklikleri

500 hPa jeopotansiyel yükseklikleri, *M-K* sınavına göre yaz mevsiminde genel olarak artış eğilimi gösterir. Ravinsonde istasyonlarına ait 500 hPa jeopotansiyel verileri genel olarak Haziran, Temmuz ve Ağustos aylarında normal koşullarından daha yüksek olma yönünde bir eğilim içerir. Bazı aylar ise ortalamadan daha yüksek ve istatistiksel olarak anlamlıdır. Haziran ayı 500 hPa jeopotansiyel yüksekliklerinde, Göztepe, Ankara, İzmir ve Diyarbakır istasyonlarındaki artış eğilimi istatistiksel olarak anlamlıdır (Çizelge 5.4).

Çizelge 5.4: Ravinsonde istasyonlarının 500 hPa yükseklikleri için hesaplanan Mann-Kendall test istatistikleri ve anlamlılık seviyeleri.

İstasyonlar	$u(t)$	Anlamlılık	$u(t)$	Anlamlılık	$u(t)$	Anlamlılık	$u(t)$	Anlamlılık
	Haziran		Temmuz		Ağustos		Eylül	
Samsun	0.15	0.167	0.05	0.645	0.16	0.151	-0.25*	0.021
Göztepe	0.25*	0.023	0.28*	0.010	0.31**	0.004	-0.11	0.328
Ankara	0.22*	0.041	0.12	0.271	0.21	0.052	-0.13	0.225
İzmir	0.21*	0.049	0.28**	0.009	0.30**	0.005	0.07	0.508
Isparta	0.07	0.529	0.08	0.486	0.12	0.286	-0.25*	0.021
Diyarbakır	0.30**	0.006	0.11	0.301	0.11	0.291	-0.14	0.193

(*)0.05 ve (**)0.01 düzeyinde anlamlı.

Göztepe, Ankara ve İzmir gibi büyük kentlerde yer alan istasyonlar genel olarak 1970'lerin ikinci yarısından itibaren sistematik bir artış eğilimi gösterirler. Anlamlılığın yüksek olduğu Diyarbakır istasyonu 500 hPa jeopotansiyel yüksekliklerinde 2000 yılından sonra ortalama daha yüksek olma eğilimi belirgindir. Temmuz ayında Göztepe ve İzmir istasyonlarında artış eğilimleri anlamlıdır. Bu istasyonlarda 1980'lerin ilk yarısından itibaren sistematik bir artış eğilimi egemendir.

Ağustos ayı yükseklikleri de Temmuz ayıyla benzerlik gösterir. Göztepe ve İzmir istasyonlarındaki artışlar istatistiksel olarak anlamlıdır. Artış eğilimleri 2000'li yılların ortalarından itibaren kuvvetlidir. Eylül ayı, yaz mevsiminden farklı olarak İzmir dışında istasyonların tümünde azalma eğilimleri gözlenir. Jeopotansiyel yüksekliklerdeki azalma eğilimleri 1980'lerin sonundan itibaren etkilidir. Samsun ve Isparta azalma eğilimlerinin anlamlı olduğu istasyonlardır. Samsun istasyonunda 1989, Isparta istasyonunda 1998 yılından itibaren ortalama koşullardan daha düşük yükseklikler gözlenir.

500 hPa jeopotansiyel yükseklikleri genel olarak, Haziran-Ağustos aylarında artış eğilimi, Eylül ayında ise azalma eğilimi gözlenir. İstasyonlarda gözlenen bu eğilim yüzeyde ve atmosferin üst katlarında da etkili olan yüksek sıcaklık koşullarıyla açıklanabilir. Bu durum, *ITCZ*'nin ekvatorдан kuzey enlemlere doğru kayması ve etkisini kuzey enlemlerde belirginleştirmesiyle ilgilidir. Ortadoğu üzerinden yaz aylarında Türkiye'yi de etkisi altına alan Muson alçak basıncının Basra körfezi üzerindeki uzantısının bir kanıtı olarak açıklanabilir. Sığ termik bir alçak basınç olan Basra alçak basıncı, 500 hPa seviyesinde yerini bir yüksek merkeze bırakır. Fakat yüzey sıcakları yüksek olduğu için bu alanın 500 hPa seviyesinde de sıcaklık-kalınlık ilişkisi nedeniyle daha kalın bir atmosfer tabakası özelliği göstermesiyle ilgili olabilir. Ayrıca, bu alan *ITCZ*'nin etkileriyle de birleşme özelliği gösterir. Özellikle son yıllarda 500 hPa jeopotansiyel yüksekliklerindeki artış eğilimleri, muson dolaşımının etkilerinin Ortadoğu ve Doğu Akdeniz'de görülmesi ile *ITCZ*'nin de artan atmosferik etkileriyle açıklanabilir.

Türkiye genelinde 1963-2010 dönemi yaz mevsimi ortalama hava sıcaklıklarında artış eğilimi gözlenir. Artış eğilimleri özellikle Marmara, Ege, İç Anadolu ve Akdeniz bölgelerinde kuvvetlidir. Karadeniz Bölgesindeki ısınma eğilimleri daha çok kıyı kuşağındaki istasyonlardadır. Yaz mevsiminde artış eğilimlerinin zayıf olduğu Doğu ve Güneydoğu Anadolu bölgelerinde yer alan Erzurum, Bingöl, Elazığ, Diyarbakır ve

Adıyaman istasyonlarında Eylül ayı ortalama sıcaklıklarında anlamlı olmayan bir azalma eğilimi egemendir.

Minimum hava sıcaklıklarında *M-K* sınamasına göre, Haziran'da daha zayıf olmakla birlikte Temmuz ve Ağustos ayları boyunca anlamlı artış eğilimleri görülür. Isınma, Eylül ayında yaz mevsimine göre zayıftır. Haziran minimum sıcaklıkları, Trakya'da, Orta ve Doğu Karadeniz bölümleri ile Türkiye'nin doğusunda azalma eğilimleri içerirken, Temmuz ayında artış eğilimleri oldukça kuvvetlidir. Ağustos, Temmuz ayıyla benzer özellik gösterir. Diyarbakır ve Erzurum istasyonları dışında sıcaklıklarda artış eğilimi kuvvetlidir. Eylül minimum sıcaklıklarında, artış eğilimleri yaz mevsimindeki eğilimlerden daha zayıftır. Fakat Türkiye'nin özellikle batısında ve büyük şehirlerin bulunduğu alanlarda minimum sıcaklıklardaki artış eğilimi kuvvetlidir.

M-K sınamasına göre, uzun yaz mevsimi boyunca maksimum hava sıcaklıkları genel olarak artış eğilimi gösterir. Haziran ayında maksimum sıcaklıklardaki anlamlı artış eğilimleri Marmara ve Güneydoğu Anadolu bölgesi ile Türkiye'nin batı bölümünde yoğunluk gösterir. Temmuz ayı maksimum sıcaklıkları, Ege bölgesi ile Türkiye'nin iç kesimlerinde yoğunluk gösterir. Ağustos ayında tüm Türkiye genelinde maksimum sıcaklıklarda önemli artış eğilimleri egemendir. Eylül ayında sıcaklıklardaki anlamlı artış eğilimleri daha çok kıyı kuşakları boyunca belirgindir. İç Anadolu bölgesinde artış eğilimleri yaz mevsimine göre daha zayıftır.

850 hPa ortalama sıcaklıkları yaz mevsiminde genel olarak bir artış eğilimi gösterir. Haziran ayı 850 hPa ortalama sıcaklıklarda, Samsun, İzmir, Göztepe ve Ankara istasyonlarındaki anlamlı olmayan bir ısınma, Isparta'da ise anlamlı olmayan bir azalma eğilimi görülür. 850 hPa sıcaklıklarındaki artış eğilimi sadece Diyarbakır istasyonunda anlamlıdır. Diyarbakır istasyonu yüzey istasyonu verilerine göre, Haziran ayında ortalama ve maksimum sıcaklıklarda anlamlı olmayan zayıf bir artış, minimum sıcaklıklarda ise anlamlı zayıf bir azalma eğilimi içerir. 850 hPa seviyesi yüzey özelliklerinin kısmen temsil edildiği bir seviyedir. Fakat Basra alçak basıncı üzerinden Türkiye'ye sokulan akışların 850 hPa seviyesinde etkili olması ve bu seviyedeki ölçümün kara alanları üzerinde yaklaşık 250 km'lik bir alanı temsil etmesi nedeniyle Diyarbakır ravinsonde istasyonunda Haziran ayı ortalama sıcaklıklarındaki artış eğilimi Adıyaman, Şanlıurfa, Mardin, Muş, Cizre, Malatya istasyonlarında gözlenen ısınmalarla ilgilidir.

Temmuz ayında, Isparta istasyonu dışında gözlenen ısınma eğilimi Göztepe ve İzmir istasyonlarında anlamlıdır. Diyarbakır ve Ankara'da anlamlı olmayan zayıf bir artış görülür. Temmuz ayında İzmir ve İstanbul'da görülen artış eğilimleri bu alanların 250 km'lik sınırında yer alan yüzey istasyonlarında da bölgesel olarak gözlenen ısınma eğilimleriyle açıklanabilir. Ağustos 850 hPa ortalama sıcaklıklarında tüm istasyonlarda ısınma belirgindir. Özellikle, Göztepe ve İzmir'de 0.01, Ankara ve Diyarbakır'da 0.05 anlam düzeyinde kuvvetli ısınma eğilimleri görülür. Samsun'da anlamlı olmayan ama belirgin bir sıcaklık artışı egemendir. Eylül ayında, Isparta istatistiksel olarak tek anlamlı olan istasyondur. Burada, belirgin bir soğuma eğilimi gözlenir. Bu alandaki yüzey istasyonlarından Isparta, Burdur, Antalya, Uşak, Konya, Akşehir ve Afyon'da (Fethiye, Denizli, Alanya hariç), sıcaklık artışlarının zayıf olması ve ravinsonde verilerinin daha sınırlı zamanı temsil etmesi, Isparta ravinsonde istasyonunun yüzey sıcaklıklarından farklı eğilim göstermesinin nedeni olabilir (Çizelge 5.2).

850 hPa maksimum sıcaklıklar, aylara göre farklı özellik göstermekle birlikte genel olarak bir artış eğilimi egemendir (Çizelge 5.3). Haziran ayı maksimum sıcaklıklarında, Ankara, İzmir, Isparta istasyonlarında zayıf bir azalma eğilimi vardır. Samsun, Göztepe ve Diyarbakır ise ısınmanın olduğu, ama sıcaklıklarda oldukça zayıf bir artış eğilimi olan istasyonlardır. Temmuz'da Ankara ve Diyarbakır maksimum sıcaklıklarında zayıf bir azalma eğilimi gözlenirken, diğer tüm istasyonlarda zayıf bir artış eğilimi görülür. Ağustos 850 hPa maksimum sıcaklıkları tüm istasyonlarda oldukça zayıf bir artış eğilimi yer alır. Eylül, istatistiksel açıdan anlamlı olan tek aydır. Artış eğiliminin anlamlı olduğu tek istasyon İzmir'dir. Ankara ve Isparta'da zayıf bir azalma görülürken, Samsun, Göztepe ve Diyarbakır zayıf artış eğilimine sahiptir.

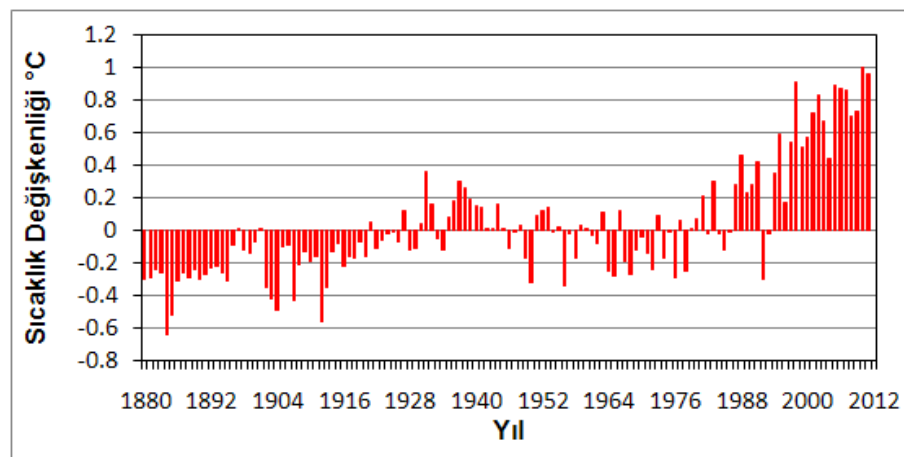
Türkiye ravinsonde istasyonları 500 hPa jeopotansiyel yüksekliklerinde yaz mevsiminde genel olarak anlamlı artış eğilimleri gösterir. Artış eğilimleri Haziran ayında Göztepe, Ankara ve Diyarbakır'da istatistiksel olarak anlamlıdır. İstasyonlarda, 1970'lerin sonundan itibaren artış yönünde eğilimler yer alır. Temmuz'da, Göztepe ve İzmir istasyonlarının 500 hPa yükseklikleri anlamlıdır. Ağustos ayında, istasyonların tümünde ortalama koşullardan daha yüksek jeopotansiyel yükseklikler gözlenir. Göztepe ve İzmir anlamlı artış eğilimi olan istasyonlardır. Eylül ayı yaz mevsimi özelliklerinin devam ettiği, ancak basınç, sıcaklık ve rüzgar gibi iklim elemanlarında değişikliklerin yaşandığı, geçiş mevsiminin başlangıcıdır. Bu geçiş özellikleri istasyonlarda da belirgindir. Yaz mevsimi

boyunca gözlenen artış eğilimi, Eylül ayıyla birlikte azalma yönünde eğilime dönüşür ve Samsun ile Isparta istasyonları jeopotansiyel yükseklik verilerinde anlamlı azalma eğilimleri gözlenir.

BÖLÜM VI

2010 YAZI YÜZEY ve ÜST ATMOSFER VERİ DİZİLERİNDE GÖZLENEN ANOMALİLER

Kuzey yarımküre uzun yaz dönemi (Haziran-Eylül) kara yüzeyi sıcaklıkları, ölçümlerin yapılmaya başladığı 1880'den 2011 yılına kadar olan dönemde, ortalamadan sapmalar son 30 yılda hep pozitif yöndedir. Kara yüzeyi ve kara-okyanus yüzeyi sıcaklıkları için 1901-2000 dönemi ortalamaları kullanılmıştır. Kara yüzeyi ve birleştirilmiş kara-okyanus yüzeyi sıcaklık verileri, <http://www.ncdc.noaa.gov/> adresinden sağlanmıştır. 1880'den 1930 yılına kadar kuzey yarımküre sıcaklıkları ortalamadan daha düşük sıcaklıkların olduğu bir dönem olarak da değerlendirilebilir. 1935-1940 dönemi küçük bir sıcak dönem olarak kabul edilirse bu sıcak dönemde en yüksek sıcaklık anomalisi 0.3°C 'dir. 1880'den 2011 yılına kadar, 131 yıllık ölçüm döneminde, kara yüzeyi ortalama sıcaklıklarının ortalamasındaki ve değişkenliğindeki artışlar günümüz ikliminin daha sıcak bir döneme girdiğinin göstergesidir. 1990'lardan itibaren sıcaklık anomalileri 0.4°C 'nin üzerindedir (Şekil 6.1).

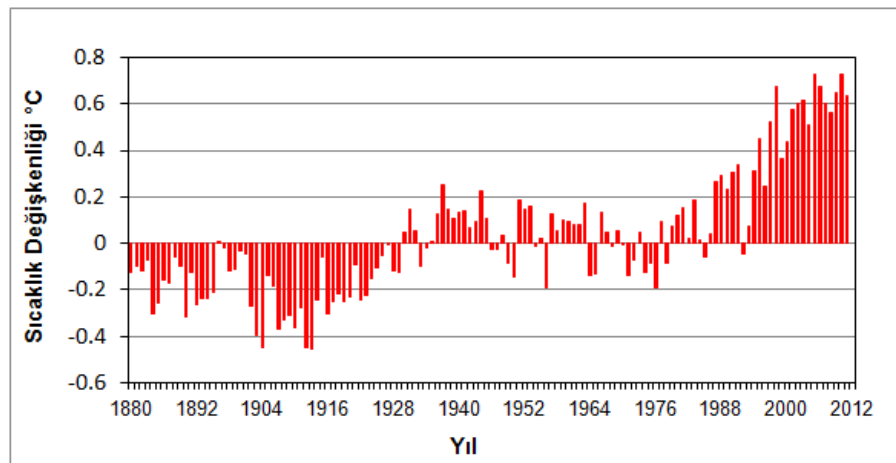


Şekil 6.1: Kuzey yarımküre, uzun yaz mevsimi kara yüzeyi sıcaklık anomalileri.

Küresel ölçekte en sıcak yıl olan 2010 yazı, 1°C ile en yüksek sıcaklık anomalisinin olduğu yıla karşılık gelir. Kuzey yarımküre kara ve okyanus yüzey sıcaklıkları, 1880'den

1930'a kadar ortalamadan negatif yönde bir değişim, 1930'lardan sonra ise pozitif yönde bir değişim gösterir. 1990'lardan itibaren pozitif anomalilerin değerlerinde kuvvetli bir artış gözlenir. Kuzey yarımküre kara yüzeyi için, yüksek anomaliye sahip yılların 1998 yılı dışında son 5 yılda toplandığı görülür. 2010, 2011, 1998, 2005, 2006 yılları 1880-2011 dönemindeki en yüksek anomaliye sahip 5 yıldır. Kara yüzeyi için, en düşük sıcaklık anomalileri 1880'lerin sonu ve 1900'lerin başındadır. Kara yüzeyi için en düşük anomaliler birleştirilmiş okyanus-kara anomalileriyle benzerlik gösterir.

Kuzey yarımküre, birleştirilmiş okyanus-kara yüzeyi sıcaklık anomalileri, ölçümlerin başladığı 1880'lerden 1920'lerin sonuna kadar negatif anomaliler gösterirken, 1930'lardan sonra pozitif yöne geçiş gerçekleşmiştir. 1930-1980 dönemi anomalileri $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$ arasında değişim gösterirken, 1990'dan sonra anomalilerin değerleri hep pozitif yönde ve 0.3°C ile 0.7°C arasında değişim gösterir (Şekil 6.2).

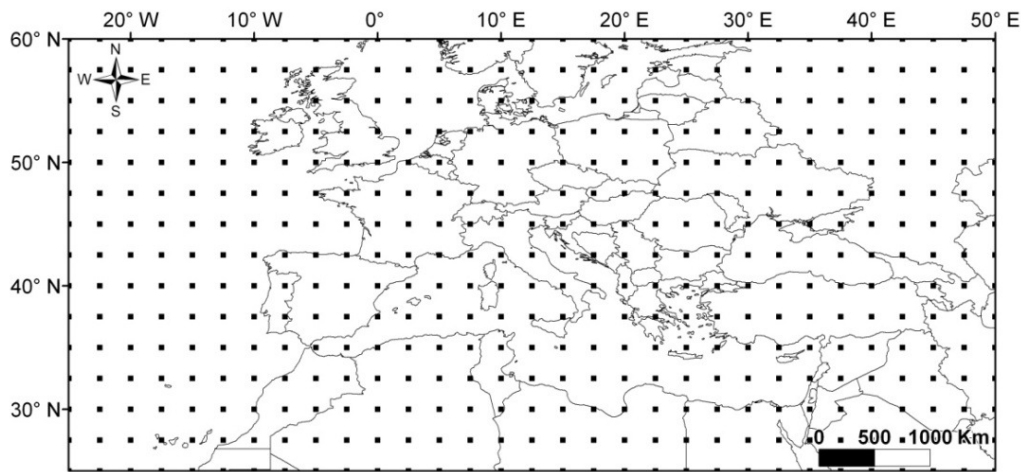


Şekil 6.2: Kuzey yarımküre uzun yaz mevsimi okyanus ve kara yüzeyi sıcaklık anomalileri.

Kuzey yarımküre okyanus-kara yüzeyi birleştirilmiş sıcaklık anomalilerinin en yüksek olduğu 5 yıl son 15 yılda gerçekleşmiştir. Birleştirilmiş okyanus-kara yüzeyi sıcaklık anomalileri, kara yüzeyi anomalileriyle sıralamadaki yer değişiklikleri ile ayrılır. Dünya Meteoroloji Teşkilatı (WMO) tarafından Kuzey yarımkürenin en sıcak yılı olarak belirlenen 2010 yılı, okyanus-kara yüzeyi sıcaklıklarına göre 1880'den beri hesaplanan en yüksek 2. anomaliye sahiptir. En yüksek sıcaklık anomalisi 0.73°C ile 2005 yılında

gözlenir. 2005 yılından sonra yüksek anomaliler sırasıyla 2010, 1998, 2006 ve 2009 yıllarında gözlenir. En düşük sıcaklık anomalisine sahip beş yıl 1900'li yıllara aittir.

Çalışmanın bu bölümünde, Akdeniz iklim bölgesinde bulunan Türkiye'nin 2010 yazının uzun süreli ortalamaya göre değişkenliğini belirlenmiştir. Anomali değerleriyle, 2010 yazındaki sıcak hava dalgasının etkili olduğu alanların, yaz iklim koşulları açıklanmaya çalışılmıştır. Bu amaçla, 25°-60°K, 25°B-50°D enlem ve boylamlarıyla sınırlanan geniş bir coğrafi alan seçilmiştir (Şekil 6.3). Bu alandaki, 465 grid noktasına ait 850 hPa jeopotansiyel yüksekliğinin yaz mevsimi sıcaklıkları, 1000-500 hPa kalınlığı, 500 hPa jeopotansiyel yüksekliği, deniz seviyesi basınç verileri kullanılmıştır. 2010 yılı yaz mevsiminde etkili olan sıcak hava dalgasının yüzey ve üst atmosfer verilerinde neden olduğu değişiklikler açıklanmaya çalışılmıştır.



Şekil 6.3: Çalışma alanı ve çalışmada kullanılan grid noktalarının dağılımı.

Bir verinin ya da veri dizisinin referans bir değerden ya da uzun süreli ortalamadan sapmasını belirlemek için anomali değerlerinden yararlanır. Çalışmanın bu bölümünde, 1963-2000 dönemi referans alınarak 2010 yılı için uzun yaz mevsimi ve aylık anomali değerleri hesaplanmıştır. Hesaplanan ve haritalarla görsel olarak sunulan anomaliler, 2010 yaz mevsimi uzun süreli ortalamalarından olan atmosferik değişimlerini gösterir.

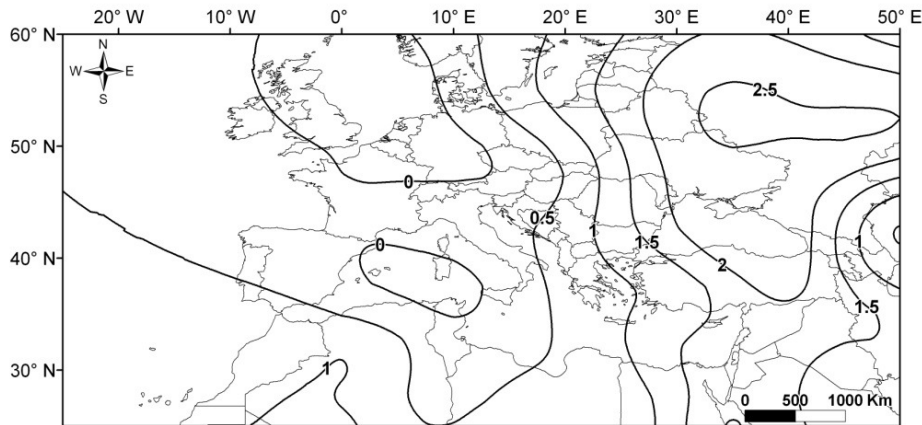
Anomaliler, aşağıdaki denkleme göre hesaplanmıştır.

$$A_{sm} = (T_{sm} - \bar{T}_s) / \sigma_s \quad (6.1)$$

Burada, A_{sm} : mevsimlik ya da aylık anomali değerini verir. T_{sm} : mevsimlik ya da aylık sıcaklık, basınç, kalınlık vb. verisi, \bar{T}_s ; uzun süreli mevsimlik ya da aylık ortalama, σ_s ; uzun süreli mevsimlik ya da aylık standart sapma değerlerini gösterir.

6.1. 850 hPa Sıcaklıkları

2010 yazı 850 hPa sıcaklık anomalileri, uzun yaz mevsimine göre bazı alanlarda farklı özellikler gösterir. İngiltere çevresi ve Batı Akdeniz havzasında 2010 yılı sıcaklık anomalileri referans yıl olan 1963-2000 dönemi ortalamasına çok yakın sıcaklıklara sahiptir. Benzer özellikler, Hazar denizi çevresine doğru da gözlenir. Hazar denizinin doğusuna doğru anomali değerleri 0.5°C 'nin altına düşer. 850 hPa sıcaklık anomalileri Afganistan ve Kazakistan üzerinden Hazar denizinin kuzeyine doğru artış gösterir. Doğu Avrupa ülkeleri, Yunanistan, Türkiye, Karadeniz'in kuzeyi ve Rusya'nın batı bölümünde pozitif anomaliler gözlenir. Özellikle, Ukrayna, Belarus ve Rusya'nın batı bölümü (Moskova çevresi) pozitif yöndeki anomalilerin en yüksek olduğu alanlardır. Bu alanda sıcaklıklar, 1963-2000 uzun dönemlik ortalamasına göre 2.5°C daha yüksektir (Şekil 6.4).



Şekil 6.4: 2010 yılı uzun yaz mevsimi 850 hPa ortalama sıcaklık anomalileri.

İngiltere, Fransa'nın kuzeyi, Hollanda, Belçika, Lüksemburg ve Almanya ile Batı Akdeniz havzasındaki adalar bölümünden Tunus'a kadar uzanan alanda sıcaklık anomalileri zayıf, uzun süreli ortalamaya yakındır. 2010 yılında 850 hPa yaz sıcaklıkları, tüm Batı Avrupa'da uzun süreli ortalamalara yakın değerlerde gerçekleşmiştir. Uzun süreli

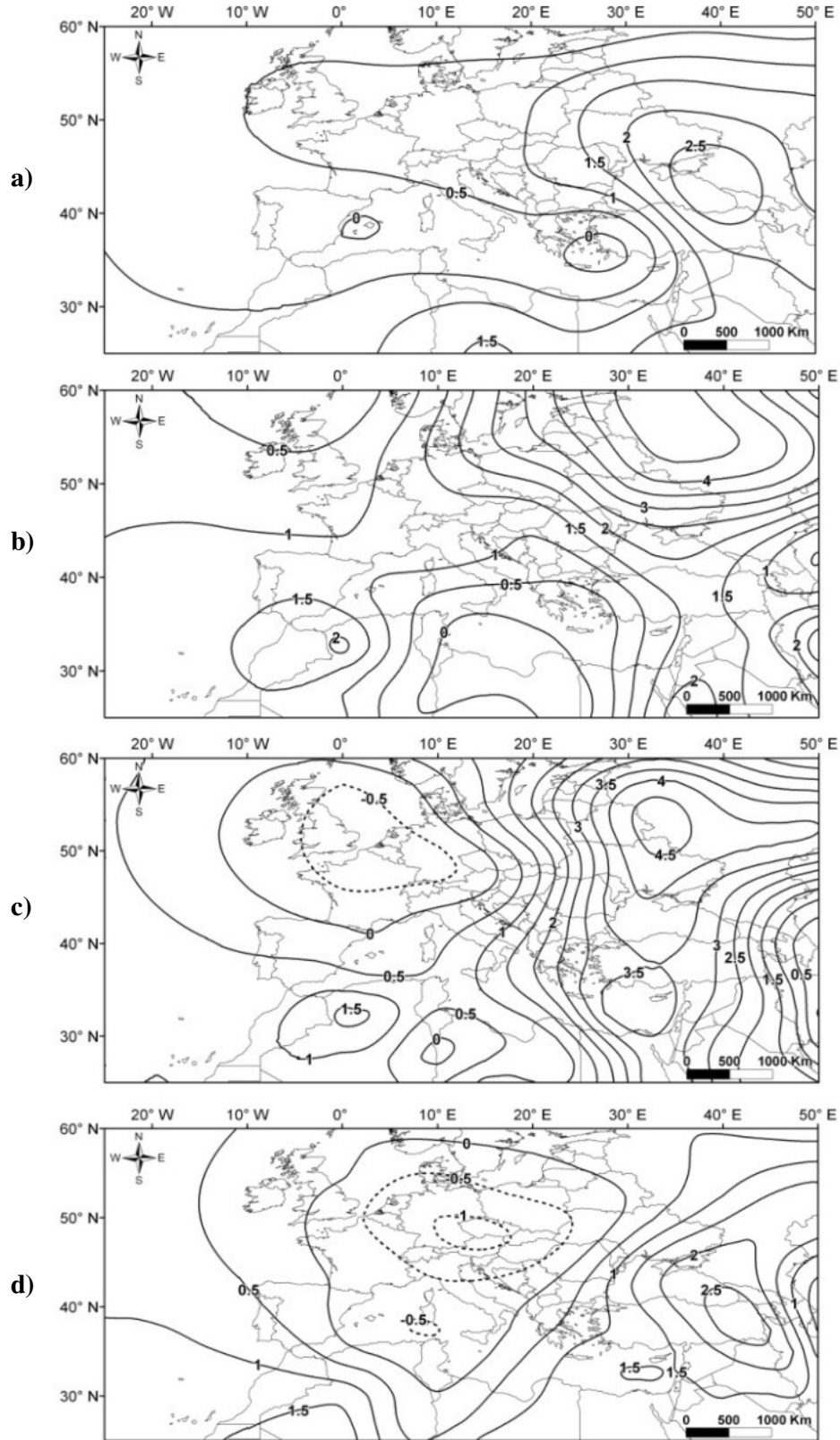
ortalamaya göre, 2010 yılı Türkiye’de 1-2°C daha yüksek sıcaklıklara neden olmuştur. Özellikle, Karadeniz ve İç Anadolu, sıcaklık anomalilerinin en yüksek olduğu bölgelerdir.

Haziran ayında, Doğu Avrupa ülkelerini etkileyen sıcak hava dalgasının etkileri Karadeniz’in kuzeyinde belirgindir. 850 hPa sıcaklıkları uzun süreli ortalamaya göre, tüm Avrupa’da en az 0.5°C daha yüksektir. Özellikle, Ukrayna, Rusya (özellikle Karadeniz kıyıları), Gürcistan ve Türkiye’nin Doğu Karadeniz kıyıları 2.5°C ile en yüksek sıcaklık anomalilerine sahip yerlerdir. Akdeniz havzasındaki sıcaklık anomaliler 0.5°C’den daha düşüktür (Şekil 6.5a).

Temmuz sıcaklıklarında, pozitif anomali değerleri artar. Ayrıca, pozitif anomalilerin görüldüğü alan genişlemiştir. Özellikle, Karadeniz’in kuzeyinden itibaren Rusya’nın batı kesiminde (Moskova çevresi) pozitif yöndeki sıcaklık anomalilerinin değeri yaklaşık 4°C’dir. Tüm Avrupa üzerinde, 850 hPa’da uzun süreli ortalamadan daha yüksek sıcaklıklar etkilidir. İngiltere ve Fransa çevresinde 0.5-1°C, Fas ve İspanya’nın güney kıyıları ~1.5°C, İtalya, Yunanistan, Türkiye ve Balkanlarda 0.5-1.5°C, İran üzerinde 1.5-2°C sıcaklık anomalileri görülür. Sıcaklık anomalilerinin en düşük olduğu alan Libya’nın kuzeyi ve Tunus çevresidir (Şekil 6.5b).

Ağustos ayında sıcak hava dalgasının etkisi devam eder. 850 hPa sıcaklıkları, İngiltere, Fransa, Hollanda ve Almanya üzerinde uzun süreli ortalamaya göre 0.5°C daha soğukken, Doğu Avrupa, Balkanlar, Türkiye ve Ortadoğu çevresinde ortalamadan 1-3.5°C daha yüksek sıcaklıklara sahiptir. Ağustos ayında, Akdeniz havzasının doğusu ve batısı arasında belirgin sıcaklık farklılıkları yaşanmıştır. Batı Akdeniz havzasında yer alan İspanya, Portekiz çevresinde sıcaklık anomalileri 0-0.5°C iken, Doğu Akdeniz havzasında Mısır’ın kuzeyi, İsrail, Filistin, Suriye, Kıbrıs ve Türkiye’de pozitif yöndeki anomaliler 3°C ve üzerinde gerçekleşmiştir. Sıcak hava dalgasının etkili olduğu Moskova çevresi uzun süreli ortalamalarından daha sıcak koşulların yaşandığı alandır. Moskova ve Ukrayna çevresinde, pozitif yöndeki anomaliler 3-4.5°C civarındadır (Şekil 6.5c).

Eylül ayında, sıcak hava dalgasının etkisi kuzey enlemlerden daha güney enlemlere doğru yer değiştirmiştir. Avrupa içlerinde -0.5°C ile -1°C ortalamadan daha soğuk koşullar etkilidir. Ağustos ayında, Doğu Avrupa çevresinde yüksek sıcaklıklara neden olan sıcak hava, Eylül’de Karadeniz’in doğusunda Gürcistan, Doğu Karadeniz Bölümü ve Türkiye’nin doğusunda etkisini sürdürür (Şekil 6.5d).

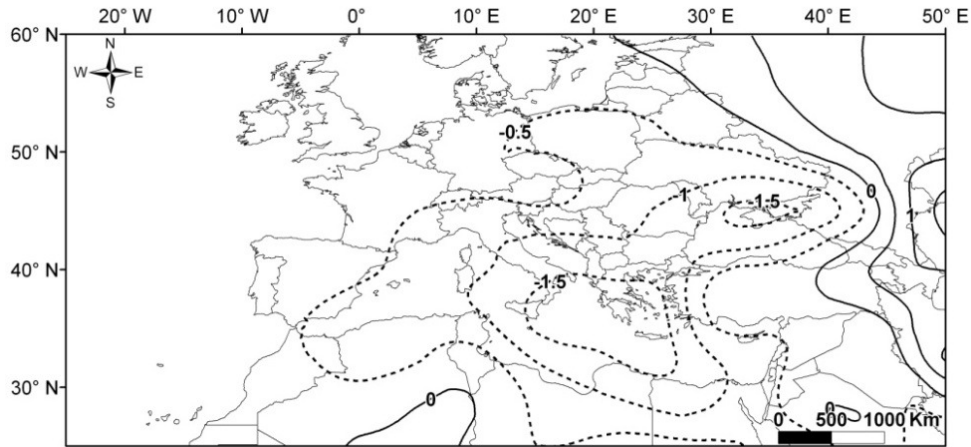


Şekil 6.5: Aylara göre 850 hPa sıcaklık anomalileri.

Batı ve Doğu Akdeniz havzası arasındaki anomali değerleri birbirine yakındır. Eylül ayında, en yüksek anomaliler Türkiye'nin doğusunda gözlenir. Türkiye'de 850 hPa Eylül ayı sıcaklıkları, normal koşullardan 1-2.5°C daha sıcaktır. Pozitif yöndeki anomaliler, Türkiye'nin güneybatısından kuzeydoğusuna doğru artar.

6.2. Deniz Seviyesi Basınçları

2010 yazında, Doğu Avrupa, Karadeniz'in kuzeyi, Güney Avrupa, Türkiye ve Kuzey Afrika'nın doğusunda deniz seviyesi basınçları (DSB) uzun süreli ortalamaya göre negatif anomali değerlerine sahiptir. Tropiklerarası yaklaşım kuşağının Arabistan yarımadası üzerinden kuzeye doğru sokulmasıyla yaz mevsimi boyunca Akdeniz havzasında uzun süreli ortalama koşullarından daha düşük basınç değerleri gözlenmiştir. Deniz seviyesi basınç anomalileri, Türkiye'nin doğusunda pozitif anomaliler içerir. Bu alandaki anomaliler, 0.5-1mb'lık pozitif değerler içerir (Şekil 6.6).



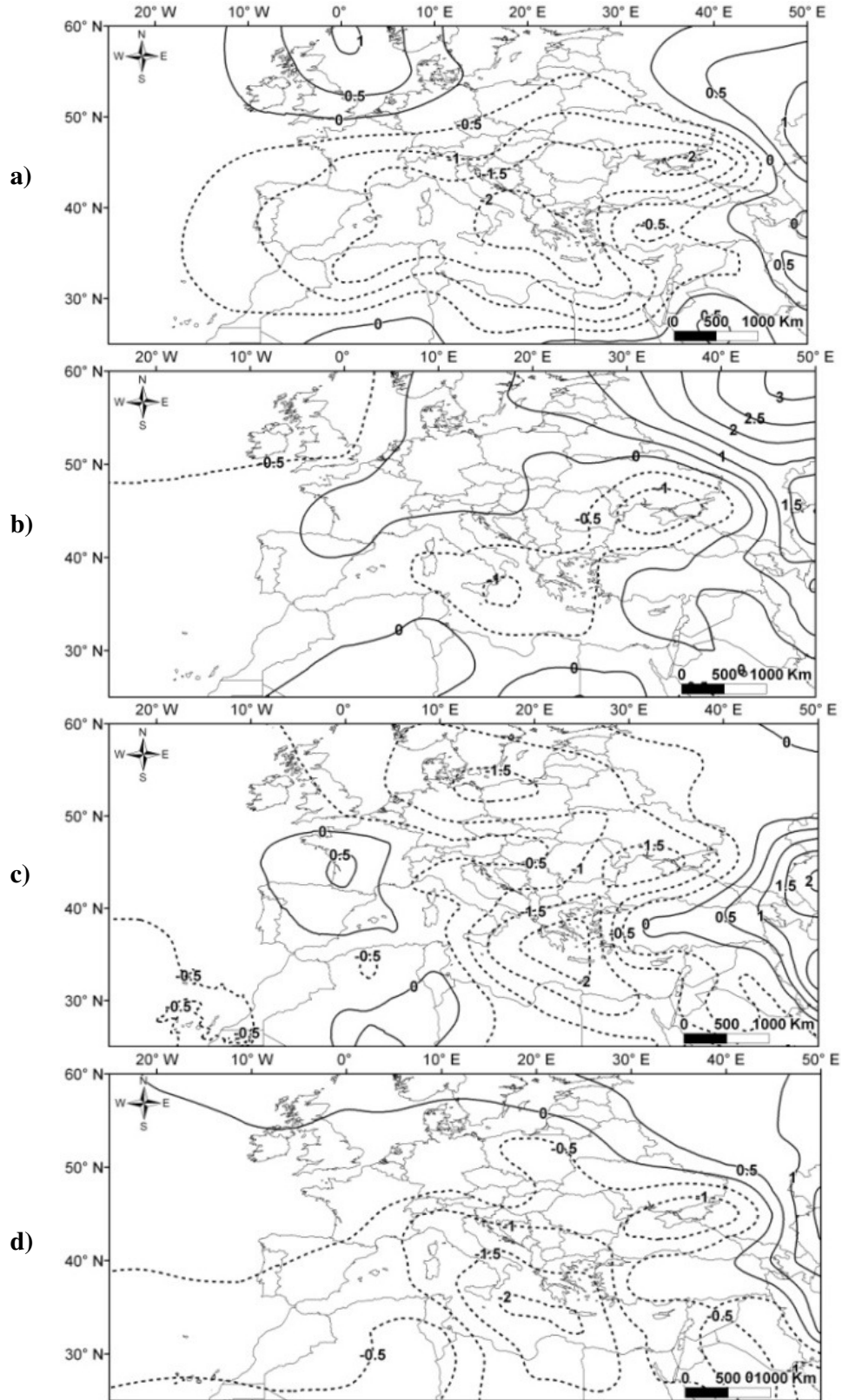
Şekil 6.6: 2010 yılı uzun yaz mevsimi deniz seviyesi basıncı anomalileri.

Haziran ayında, Hazar denizinin kuzeyi, Kazakistan ve Rusya'ya doğru deniz seviyesi basınçları 0.5-1 mb artar. Bu alan 2010 yazında, uzun süreli ortalamadan daha yüksek basınç değerlerine sahiptir. 2010 Haziran ayında, tüm Avrupa ve Akdeniz havzasında negatif anomali değerleri gözlenir. Tropiklerarası yaklaşım kuşağının Kuzey Afrika ve Arabistan yarımadası üzerinden kuzeye doğru sokulmasıyla bu alan alçak basınç koşullarının etkisi altındadır.

2010 Haziran ayında Azor yüksek basıncı etki alanını, Atlantik üzerinden Kuzey Avrupa'ya doğru genişletir. İskandinavya ve çevresindeki pozitif anomaliler, 2010 Haziran ayında bu alanın yüksek basıncı koşullarının etkisinde olduğunu gösterir (Şekil 6.7a).

Temmuz ayı anomalilerinde, Akdeniz havzasının orta kesimi, Yunanistan ve Türkiye'nin batı kıyılarından Karadeniz'in kuzeyine kadar olan alanda negatif anomaliler gözlenir. Bu alanda, Muson dolaşımının etkisiyle alçak basınç koşulları gösterir. Temmuz ayında, Azor yüksek basıncının etki alanı zayıflamış, Avrupa'da Fransa ve İspanya'yla sınırlı kalmıştır. İzlanda AB'nin etkisiyle İngiltere çevresinde negatif anomaliler gözlenir. Doğu Avrupa'da daha yüksek *DSB*'ler gözlenir. Doğu Avrupa'daki yüksek *DSB*'ler, sıcak hava dalgasının etki olduğu alandaki yüksek basınç koşullarını temsil eder (Şekil 6.7b).

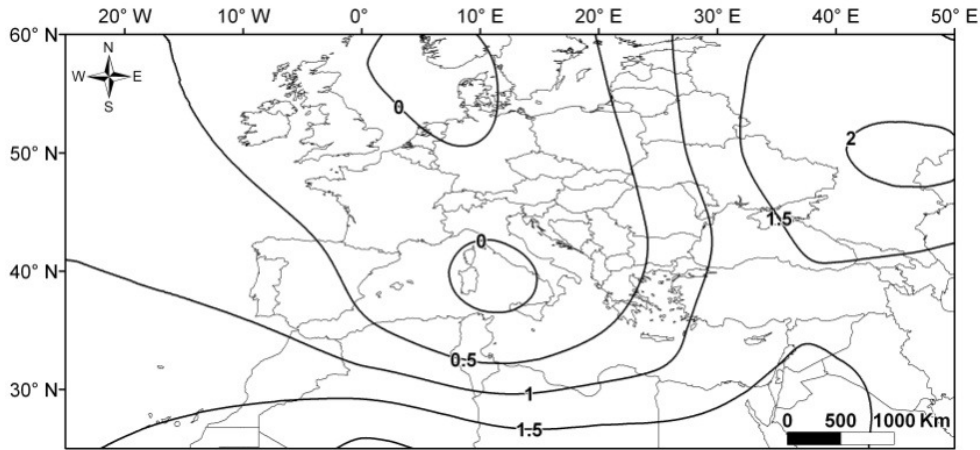
Ağustos ayında, Akdeniz havzasının büyük bir bölümünde Muson alçak basıncının etkisi belirgindir. Batı Avrupa'da Azor yüksek basıncı nedeniyle pozitif anomaliler gözlenir. Doğu Avrupa çevresindeki yüksek basınç nedeniyle, bu alanda ortalamadan daha yüksek basınç koşulları yaşanmıştır. Temmuz ve Ağustos aylarında Doğu Avrupa'da oluşan sıcak hava dalgasının etkisi, *DSB*'leri üzerinde de belirgindir. Bu alan çevresindeki yüksek basınç, anomalilerin uzun süreli ortalamadan maksimum 1.5-2 mb artmasına yol açmıştır. Eylül anomalilerinde, tüm Avrupa ve Türkiye'de negatif anomaliler gözlenirken, Türkiye'nin doğusu ve Hazar denizinin kuzeyinde pozitif anomaliler gözlenir. Temmuz ve Ağustos aylarında Rusya çevresindeki yüksek basınç koşullarının Eylül ayında etkisi azalmıştır. Kafkasya çevresindeki pozitif anomaliler 0.5-1 mb'lık değerlere sahiptir (Şekil 6.7c,d).



Şekil 6.7: Aylara göre 2010 yılı deniz seviyesi basıncı anomalileri.

6.3. 500 hPa Yükseklikleri

1963-2000 ortalamasına göre 2010 yılında yaz mevsiminde, çalışma alanının doğusunda 500 hPa jeopotansiyel yüksekliği güneyden kuzeye doğru artmıştır. Özellikle, Muson alçak basıncıyla bağlantı olarak Kuzey Afrika ve Arabistan yarımadası üzerinden Doğu Avrupa ve Rusya'ya doğru pozitif anomalilerin değerleri de artar. 500 hPa anomalilerinin Türkiye, Ukrayna, Rusya ve Hazar denizinin kuzeyinde yüksek olması tropiklerarası yaklaşım kuşağının kuzey enlemlere doğru sokulmasıyla ilgilidir. Doğu Avrupa çevresine doğru sıcak hava sokulumu artmıştır. Avrupa üzerindeki anomaliler, 2010 yaz mevsimi 500 hPa yüksekliklerinin ortalama çevresinde olduğunu gösterir. Anomalilerin mevsim normalleri çevresinde olması, bu alanın *ITCZ*'nin etkisinden çok Atlantik kökenli ve batılı akışlar ile kontrol edildiğini gösterir (Şekil 6.8).



Şekil 6.8: 2010 yılı uzun yaz mevsimi 500 hPa yükseklik anomalileri.

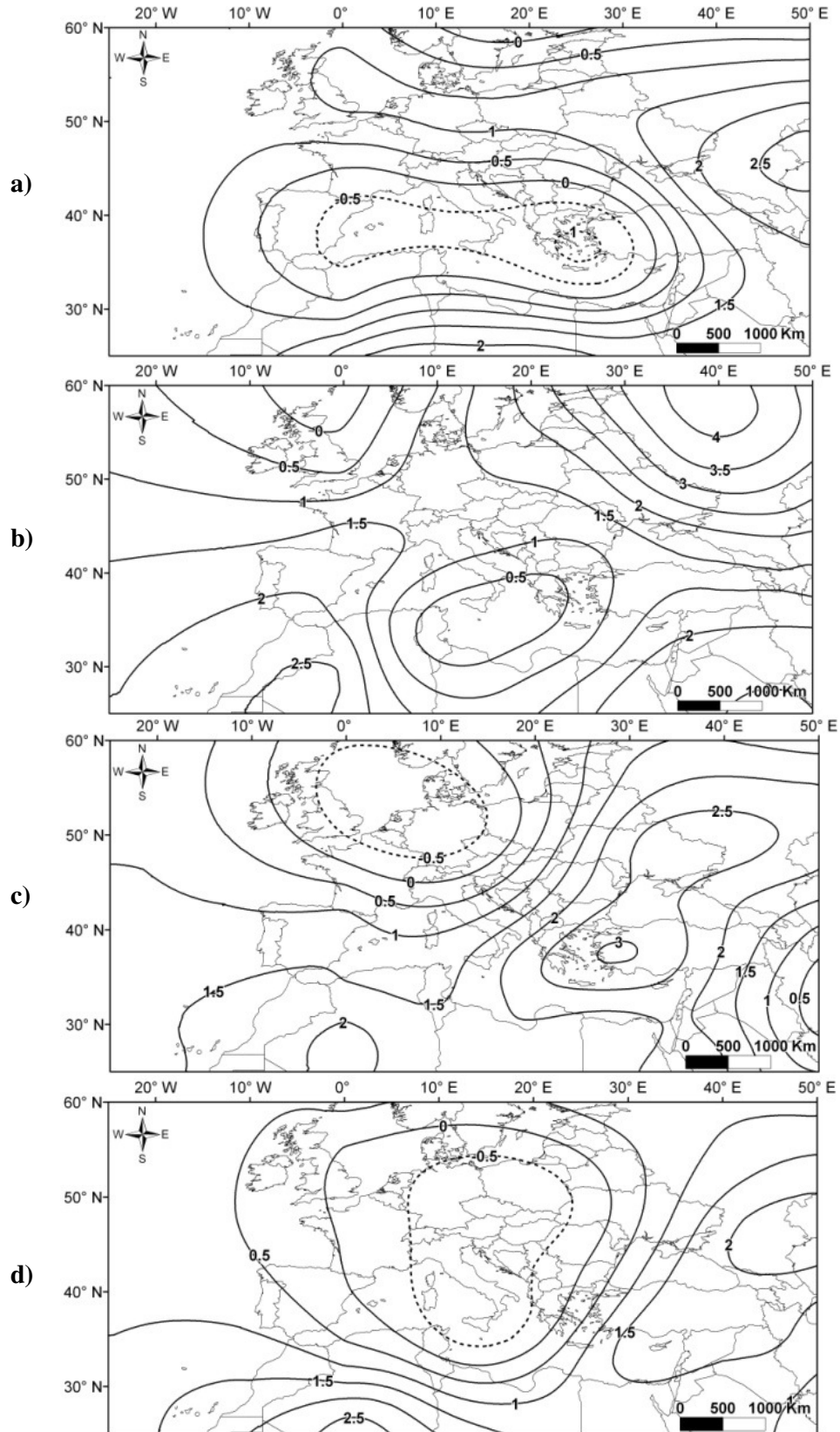
500 hPa jeopotansiyel yükseklik haritaları, 1963-2000 ortalamasına göre 2010 yılı yaz mevsimi (Haziran-Eylül) içindeki dağılışı aylara göre belirgin değişiklikler gösterir. Haziran, anomalilerdeki değişkenliğin en az olduğu aydır. Akdeniz havzası ve Doğu Avrupa, farklı yüksekliklere sahip merkezlerdir. Akdeniz havzası çevresinde, 2010 Haziran ayında uzun süreli ortalamaya göre 500 hPa yüksekliği daha düşüktür. Bu alan daha çok alçak bir merkezdir. Doğu Avrupa'dan Hazar denizine doğru uzanan alan da uzun süreli ortalamaya göre daha yüksektir. Burada, yüksek bir merkez egemendir. Akdeniz havzası üst atmosferde, Doğu Avrupa'ya göre daha serindir. Doğu Avrupa, güneyli meridyonel akışlar nedeniyle üst atmosferde daha sıcaktır. Bu nedenle, bu alan çevresine göre daha

kalın bir atmosfer tabakasına sahiptir. Haziran ayında, Akdeniz havzasında Atlantik kökenli hava dolaşımı etkiliyken, Türkiye'nin doğusu ile İran'dan Doğu Avrupa'ya kadar olan alanda ise Muson alçak basıncının etkileri belirgindir (Şekil 6.9a).

Temmuz ayında, Akdeniz havzasındaki alçak merkezin alanı daralmıştır. Doğu Avrupa ve Akdeniz havzası arasındaki yükseklik farklı oldukça belirgindir. Akdeniz havzasında, 500 hPa yüksekliği ortalamadan 0.5 hPa, Doğu Avrupa'da ise 3.5-4 hPa daha yüksektir. Türkiye'nin doğusundan Doğu Avrupa'ya doğru sokulan sırt, Türkiye'nin batısı dışında tamamında etkilidir. Doğu Avrupa'da Temmuz ayında etkili olmaya başlayan sıcak hava dalgası nedeniyle bu alandaki anomali değerleri yüksektir. Azor yüksek basınç merkezi, Kuzey Afrika ve Güney Avrupa'da etkilidir. 2010 Temmuz ayında, Akdeniz havzası bir oluğun, Doğu Avrupa ise bir sırtın etkisindedir (Şekil 6.9b).

Ağustos ayı, 500 hPa basınç düzeyinde Türkiye, Yunanistan, Ukrayna ve Rusya'nın güneyinde pozitif anomaliler gözlenir. Orta ve Doğu Akdeniz havzasında, yüksek merkez egemen iken Batı Avrupa, İngiltere üzerinde bir alçak merkez etkilidir. 2010 Ağustos'ta Kuzey Avrupa ve Türkiye, Karadeniz'in kuzeyinde belirgin bir yükseklik farkı vardır. Doğu Avrupa'da belirgin olan sıcak hava dalgasının etkisi Ağustos ayında daha güney enlemlerde gözlenir. Türkiye'nin de içinde yer aldığı alan uzun süreli ortalamadan 2.5-3 hPa daha yüksektir. Bu alan ortalama koşullardan daha sıcak ve daha kalındır (Şekil 6.9c).

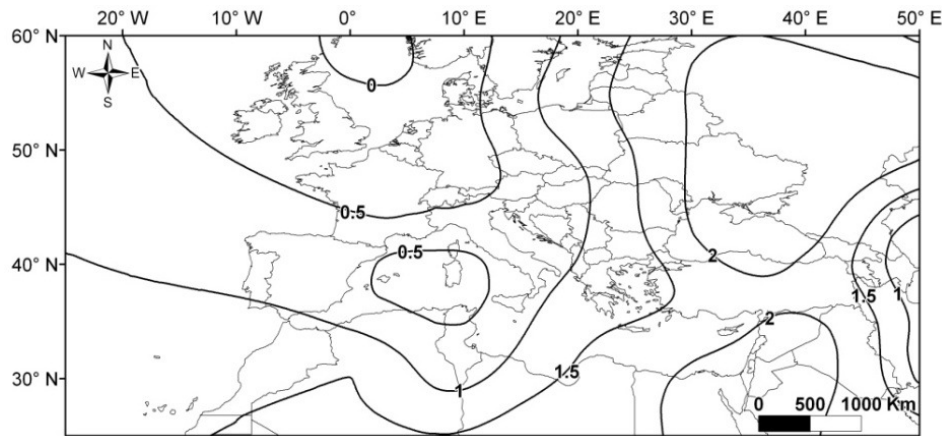
Eylülde, 500 hPa yükseklik anomali değerleri mevsim normallerine daha yakındır. 2010 Eylül ayında, İtalya ve tüm Orta Avrupa 0.5 hPa daha düşük jeopotansiyel yükseklik değerlerine sahiptir. Karadeniz'in kuzeyi, Kafkaslar ve Türkiye pozitif anomali gösterir. Temmuz ve Ağustos aylarında olduğu gibi Eylül ayında da 500 hPa seviyesinde Orta Avrupa ve Kafkaslar arasında belirgin bir anomali farkı vardır. Azor yüksek basıncının etkileri, Güney Avrupa ve Kuzey Afrika'nın Atlantik kıyılarında etkilidir. Türkiye, Ortadoğu, Doğu Akdeniz havzası ve Kuzey Afrika ITCZ'nin etkisiyle kuzey enlemlerden daha sıcaktır. Bu nedenle, bu alanlar çevresinde daha yüksek sıcaklıklara bağlı olarak daha kalın bir atmosfer tabakası görülür (Şekil 6.9d).



Şekil 6.9: Aylara göre 2010 yılı 500 hPa yükseklik anomalileri.

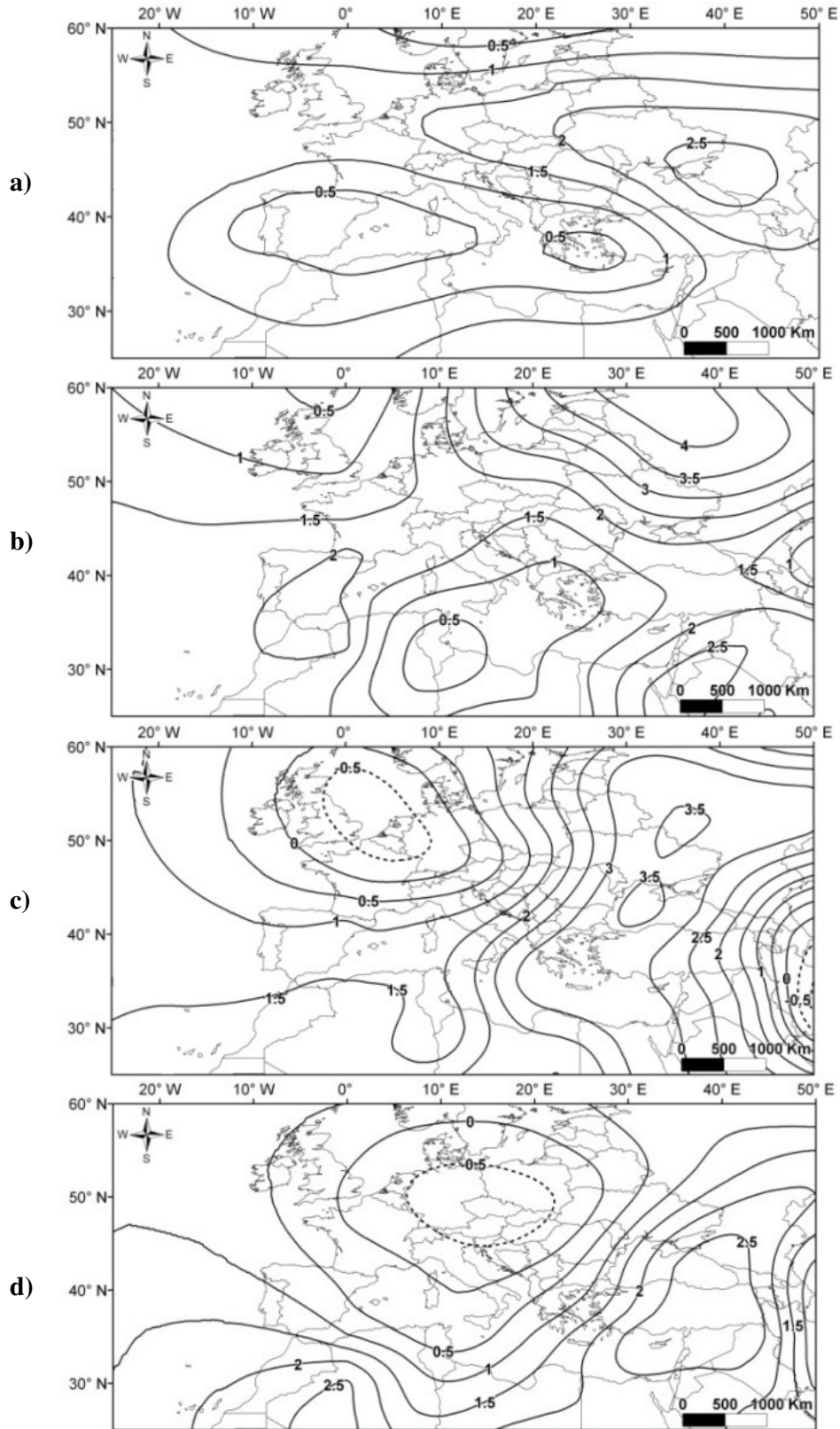
6.4. 1000-500 hPa Kalınlıkları

2010 yaz mevsimi anomalilerine göre, 1000-500 hPa atmosfer kalınlığı çalışma alanının doğusu ile batısı arasında farklıdır. Atmosfer kalınlığı, Suriye, İsrail, Mısır ve çevresi ile Türkiye’de kuzeyinde tüm Doğu Avrupa ve Rusya’nın batı bölümü üzerinde fazladır. Yüzeyle gözlenen yüksek sıcaklıklar, atmosferin bu alanlarda daha kalın olmasına neden olur. Atmosfer kalınlığı, Batı Avrupa’da Azor yüksek basıncının etkisi nedeniyle kalındır. Kuzey enlemlere doğru sıcaklığın güney enlemlerden daha az olmasına bağlı olarak atmosfer kalınlığı da azalmaktadır. 2010 yaz mevsimi 1000-500 hPa kalınlığı, uzun süreli ortalama koşullara yakındır. Sıcak hava dalgasının etkisi nedeniyle, Doğu Avrupa’da mevsim normallerinden daha kalın olan alan, sıcak hava dalgasının etkili olduğu alan karşılık gelir. 2010 yaz mevsiminde Doğu Avrupa’da görülen sıcak hava dalgasının etkileri Türkiye’de de belirgin bir şekilde hissedilmiştir (Şekil 6.10).



Şekil 6.10: 2010 yılı uzun yaz mevsimi 1000-500 hPa atmosfer kalınlığı anomalileri.

2010 Haziran ayında, Akdeniz havzası ve Doğu Avrupa arasında belirgin bir kalınlık farkı vardır. Akdeniz havzasında Azor yüksek basıncının etkili olduğu alanda Doğu Avrupa’ya göre daha serin bir hava etkilidir. Kuzey Afrika’nın doğusundan doğu Avrupa’ya doğru, Muson dolaşımının etkisiyle daha sıcak ve kalın bir atmosfer tabakası egemendir. Haziran ayında, Akdeniz havzası ve Doğu Avrupa arasında belirgin bir kalınlık farkı vardır. Bu alanlar, 850 hPa sıcaklıkları, DSB ve 500 hPa yükseklerinde de olduğu gibi iki ayrı kutup gibi davranır. Doğu Avrupa’da sıcak hava dalgasının kuvvetli ve uzun süre etkili olması Akdeniz havzasında da önemli atmosferik değişikliğe neden olmuştur. Akdeniz havzası anomalileri uzun süreli ortalamadan 0.5-1 hPa daha kalındır (Şekil 6.11a).



Şekil 6.11: Aylara göre 2010 yılı 1000-500 hPa atmosfer kalınlığı anomalileri.

2010 Temmuz ayında, atmosfer kalınlık anomalileri çalışma alanının tamamında pozitif değerler gösterir. Anomaliler, Doğu Avrupa ve Rusya'nın bulunduğu alanda en yüksek değerini gösterir. Yüzeyle ve atmosferdeki ısınmanın etkisiyle en kalın atmosfer bölümü de Doğu Avrupa'dadır. Anomaliler, Moskova çevresinde 4 hPa'ya ulaşır. *ITCZ* ve Muson alçak basıncının Arabistan yarımadası üzerinden sokulduğu alanda anomali değerleri Rusya çevresinde göre daha düşüktür. Suriye'yi de kapsayan alandaki anomali değerleri 2.5 hPa'dır. Rusya çevresindeki ekstrem sıcak hava dalgası, Doğu Akdeniz havzasında da belirgin etkiye sahiptir (Şekil 6.11b).

Ağustos'ta Mısır, Yunanistan, Türkiye ve Rusya'ya doğru uzanan hat boyunca en yüksek anomali değerleri gözlenir. Temmuz ayına göre, Ağustos ayında yüksek sıcaklıkların görüldüğü alan daha güney enlemlere doğru yer değiştirmiştir. Türkiye'nin özellikle Karadeniz kıyıları ve Ukrayna çevresi 1000-500 hPa kalınlık anomalilerinin en yüksek olduğu alandır.

2010 yılı Ağustos ayında, 1000-500 hPa kalınlık anomalilerinde negatif değerler İngiltere çevresinde görülür. Bu alan ve çevresinin sıcaklıkları Doğu Avrupa'ya göre daha düşüktür. Bu nedenle de atmosfer kalınlığı daha azdır (Şekil 6.11c).

Eylül'de Muson dolaşımının etkisi Doğu Avrupa ve Rusya çevresinde azalarak daha güney enlemlere doğru çekilir. Eylül ayında atmosfer kalınlık anomalilerinin en yüksek olduğu alan Türkiye ve çevresidir. Kuzey Afrika üzerinden Türkiye'ye doğru uzanan hat boyunca kalınlık anomalileri pozitifken, Orta Avrupa'da negatif anomali değerlerinin bulunduğu alanda atmosfer kalınlığı da azalır (Şekil 6.11d).

Çalışmanın bu bölümünde, 2010 yaz mevsimi yüzey ve üst atmosfer verilerinden yararlanarak Türkiye ve özellikle Doğu Avrupa'yı etkileyen sıcak hava dalgasının klimatolojik değerlendirmeleri yapılmıştır. 1963-2000 dönemi uzun yaz mevsimine göre 2010 uzun yazında gözlenen anomaliler, verilerin uzun süreli ortalamaları ve standart sapmaları kullanılarak hesaplanmıştır. Bu yöntem birçok çalışmada yaygın olarak kullanılmaktadır (Xoplaki vd., 2003; Gruum ve Hart, 2001). Buna göre, 850 hPa sıcaklıklarının Temmuz ve Ağustos ayları uzun süreli ortalamadan 3-4°C daha sıcak olduğu belirlenmiştir. 850 hPa anomalileri, Karadeniz'in kuzeyinden itibaren Rusya'nın batı kesimine (Moskova çevresi) doğru artış gösterir. Deniz seviyesi basınçlarına göre, yaz mevsimi boyunca Akdeniz havzasında alçak basınç değerleri gözlenir. 500 hPa jeopotansiyel yüksekliği, Muson alçak basıncıyla bağlantı olarak Kuzey Afrika ve

Arabistan yarımadası, Doğu Avrupa üzerinde ve Rusya'da yüksektir. 500 hPa yüksekliğinin bu alanlardaki yüksekliği, atmosferin çevresinde göre daha sıcak olduğunu gösterir. 1000-500 hPa seviyelerine ait atmosfer kalınlığı, Suriye, İsrail, Mısır ve çevresi ile Türkiye'nin kuzeyinde, tüm Doğu Avrupa ve Rusya'nın batı bölümü üzerinde artar.

2010 yazındaki sıcak hava dalgası, Ortadoğu, İran ve Kafkasya üzerinden Doğu Avrupa'ya kadar geniş bir coğrafyada etkili olmuştur. Türkiye'nin özellikle Karadeniz kıyıları boyunca artan sıcaklıklar bu sıcak hava dalgasının etkisiyle açıklanabilir. 2010 yazındaki 850 hPa hava sıcaklığı, deniz seviyesi basınçları, 500 hPa yüksekliği, 1000-500 hPa atmosfer kalınlığı anomalileri hesaplanarak sıcak hava dalgasının etkili olduğu alanların klimatolojik özellikleri açıklanmaya çalışılmıştır.

BÖLÜM VII

TÜRKİYE YAZ MEVSİMİNDEKİ SICAK GÜNLERİN KLİMATOLOJİSİ ve ANALİZİ

Özellikle, sanayi devriminden sonra hızla artış gösteren enerji üretimi ve sanayileşme günümüzdeki ve gelecekteki iklim üzerinde büyük baskı uygulamaktadır. Sanayileşme süreciyle artan fosil yakıt kullanımı, arazi kullanım değişikliği, sanayi süreçleri ve ormansızlaşma gibi insan etkinlikleri atmosferdeki karbondioksit (CO²), metan (CH₄), diazotmonoksit (N₂O) gibi çeşitli sera gazı birikimlerini arttırmıştır. Öte yandan, doğal afetlerin frekansındaki ve şiddetindeki artışlar da çoğunlukla iklim değişikliğine bağlı ekstrem olayların gerçekleşme olasılığındaki artışlarla açıklanabilir.

Günümüzde, bazı doğal afetlerin frekansındaki ve şiddetindeki artışlar iklim değişikliğinin bir göstergesi olarak da kabul edilebilmektedir. Her geçen yıl artan sayıda insan klimatolojik ve meteorolojik afetlerden etkilenmektedir. Öte yandan, doğal afetlerin frekansındaki ve şiddetindeki artışlar da, çoğunlukla iklim değişikliğine bağlı ekstrem olayların gerçekleşme olasılığındaki artışlarla açıklanabilir.

Akdeniz havzası ve çevresindeki sıcaklık ve yağış değişkenliği ile uzun süreli eğilimleri içeren çalışmalar birçok araştırmacı tarafından yapılmaktadır. Bu çalışmalar ve yapılan çeşitli iklim modellerine göre, Akdeniz havzası iklim değişikliği/değişkenliğinden en çok etkilenecek alanlardan biridir. Ayrıca, iklim değişikliğine bağlı olarak ekstrem olayların frekansının artmasıyla, ekstrem hava olaylarından etkilenen ve etkilenmesi öngörülen, hassasiyeti yüksek olan bölgelerle ilgili çalışmaların sayısı her geçen gün artmaktadır (Domonkos vd., 2003; Haylock ve Goodess, 2004; Vautard vd., 2007; Beniston ve Diaz, 2004).

Beniston vd. (2007) çalışmalarında 1961-1990 dönemindeki verilerinden yararlanarak 2071-2100 dönemi için PRUDENCE projesi tarafından üretilen bölgesel iklim modeli simülasyonunu kullanmışlardır. Bölgesel yüzey ısınması nedeniyle sıcak hava dalgalarının frekansı, şiddeti ve süresi PRUDENCE RCM veri setine göre 21. yy'ın sonlarına doğru artacaktır. Bu iklim modeline göre, Güney Avrupa gibi Merkezi Avrupa

ülkelerinde de sıcak gün sayılarında artışlar yaşanacaktır. Ekstrem sıcaklıkların şiddeti, sıcaklık değişkenliğinin artması nedeniyle karasal iç bölgelerdeki daha ılıman olan sıcaklıklarından daha hızlı bir şekilde artacaktır. Türkiye'yi de kapsayan bu çalışmada yıllık ortalama 30°C üzerindeki gün sayısı Türkiye'nin güneyi ve batısında belirgin bir şekilde artacaktır.

Ekstrem sıcaklıklar için yapılan çalışmalara göre Türkiye genelinde tropikal ve sıcak gün sayılarında genel olarak artma, soğuk ve donlu gün sayılarında ise genel olarak azalma eğilimleri gözlenir (Toros, 2012; Ünal vd., 2012; Erlat ve Yavaşlı, 2009).

Erlat ve Yavaşlı (2009)'nın Ege Bölgesi'nde tropikal gün ve yaz günü sayılarındaki değişim ve eğilimleri inceledikleri çalışmalarında, Ege Bölgesi'nde yıllık tropikal gün ve yaz günü sayılarının son 70 yılda yükselme eğilimi gösterdiğini belirlemişlerdir. 1939-1973 döneminde yıllık tropikal gün ve yaz günü sayıları, genellikle uzun yıllar ortalamasının altındadır. 1970'lerin ikinci yarısından günümüze kadar olan dönemde ise tropikal ve yaz günü sayıları istatistiksel olarak anlamlı artış eğilimleri ile karakterize olur.

Şensoy vd. (2008) Türkiye'deki 100 meteoroloji istasyonunun 1971-2004 dönemdeki sıcaklık verilerini kullandıkları çalışmalarında, yaz gün ve tropikal gece sayılarının bütün istasyonlarda arttığını, donlu gün sayılarının ise azaldığını belirtirler. Bu çalışmaya göre, yaz günü sayılarındaki eğilimler özellikle Türkiye'nin kuzey bölümünde büyüktür. Eğilimler, Mann-Kendall test sonuçlarına göre özellikle Karadeniz kıyısındaki istasyonların büyük bir çoğunluğunda %5 seviyesinde anlamlı artış eğilimi gösterir (Şensoy vd., 2008).

Ünal vd. (2012) 1965-2006 dönemi Batı Anadolu'daki sıcak hava dalgalarını inceledikleri çalışmalarında, Bozcaada istasyonu dışında sıcak gün sayılarında bir artış eğilimi belirlediler. 1998'den sonra Batı Anadolu'daki tüm istasyonlarda sıcak gün sayılarının 10-20 günden fazla olduğu bir dönem başlamıştır (Ünal vd., 2012).

Bu bölümde, Türkiye'nin 93 meteoroloji istasyonunda yaz mevsiminde kaydedilen günlük maksimum sıcaklık verilerinin yaz günü ya da tropikal gün koşulları belirlenmiştir. Yaz ve tropikal günlerin uzun süreli ortalamalarına göre (1970-2006) alansal dağılımları gösterilerek bölgesel özellikleri açıklanmaya çalışılmıştır. Yaz günü ve tropikal günlerin 1970-2006 dönemindeki yıllarası değişkenliği, değişim katsayısı (DK) ile belirlenmiştir.

Yaz günü ve tropikal günlerin 1970-2006 dönemindeki eğilimleri *M-K* trend analizi ile hesaplanarak, haritalar ile alansal dağılış desenleri gösterilmiştir.

Çalışmanın bu bölümünde, Türkiye'nin uzun yaz mevsimi tropikal gün ve yaz günü sayılarındaki değişimi ortaya koymak amaçlanmıştır. Ayrıca, aletli ölçümlerin yapılmaya başladığı 1880'li yıllardan bu yana kuzey yarımküre'de ölçülen en sıcak yıl olan 2010'da (WMO), Türkiye meteoroloji istasyonlarındaki yaz günü ve tropikal gün sayılarındaki alansal değişimini belirlemek bu bölümün temel amaçlarındandır.

Tropikal gün ve yaz günü değerlendirmeleri için *MGM*'den sağlanan 1970-2006 dönemi ve 2010 yılı günlük maksimum sıcaklık veri dizileri kullanıldı. Veri dizilerindeki Bozcaada, Kayseri, Kars, Hakkari, Cizre, Mardin istasyonlarının uzun süreli günlük maksimum sıcaklık verileri eksik olduğu için bu istasyonlar değerlendirmeye alınmamıştır. Önceki bölümlerde verilerinde yararlanılan 99 istasyondan, 93'üne ait günlük maksimum sıcaklık verileri kullanılmıştır (Şekil 5.1). İstasyonların yaz mevsimindeki tropikal ve yaz günleri belirlenerek, uzun yıllar boyunca kaydedilen gözlemlerin ortalama çevresindeki değişimleri, değişim katsayısı yöntemi ile hesaplanmıştır. Değişim katsayısı,

$$DK = (\sigma/\bar{T}) \cdot 100 \quad (7.1)$$

şeklinde hesaplanır.

Burada σ , standart sapmayı; \bar{T} , sıcaklıklara ait aritmetik ortalamayı verir. Bu formülde olduğu gibi standart sapmanın veri dizisinin uzun süreli ortalamasına bölünmesi, ortalama değerleri birbirinden farklı olan alanlardaki değişkenliğin dağılışının önemini ortaya koymayı ve bu alanları karşılaştırmayı sağlar (Erinç, 1996).

7.1. Sıcak Hava Dalgası

Türkiye matematik konumu nedeniyle yaz ve kış mevsimlerinde farklı hava kütlelerinin etkisi altında kalır. Matematik konumu nedeniyle oluşan mevsimlik farklılıklar coğrafi konum etkisiyle kuvvetlenerek artmaktadır (Çiçek, 2000). Türkiye'deki sıcaklık dönemleri birbirinden farklı eşik değerler kullanılarak birçok araştırmacı tarafından incelenmiştir (Erinç ve Sungur, 1964; Çiçek, 2000; Şensoy, 2008; Erlat ve Yavaşlı, 2009; Ünal vd., 2012; Toros, 2012).

Klimatoloji ve meteorolojide sıcaklıkla ilgili kullanılan sayılı günlerden bazıları şunlardır; tropik gün, yaz günü, donlu gün, kış günü vb. Türkiye yaz mevsimi sıcaklık özellikleri incelendiği için yaz günü ve tropikal gün sayıları eşik değerlere göre belirlenmiştir.

Klimatolojik uygulamalarda, günlük maksimum sıcaklığı 30°C ve üzerindeki günler tropikal gün, 25°C'ye eşit ya da büyük, 30°C'den küçük olan günler ise yaz günü olarak kabul edilir (Huth vd., 2000; Kysely, 2002).

7.2. Türkiye'de Sıcak Günlerin Alansal Dağılışı

Türkiye genelinde yaz sıcaklıkları, birçok fiziksel etmene bağlı olarak değişkenlik gösterir. Sıcaklıkların alansal farklılık göstermesindeki en temel ölçüt alınan güneş radyasyonudur. Güneşten gelen kısa dalga boylu radyasyonu mevsimsel ve alansal farklılıklar gösterir.

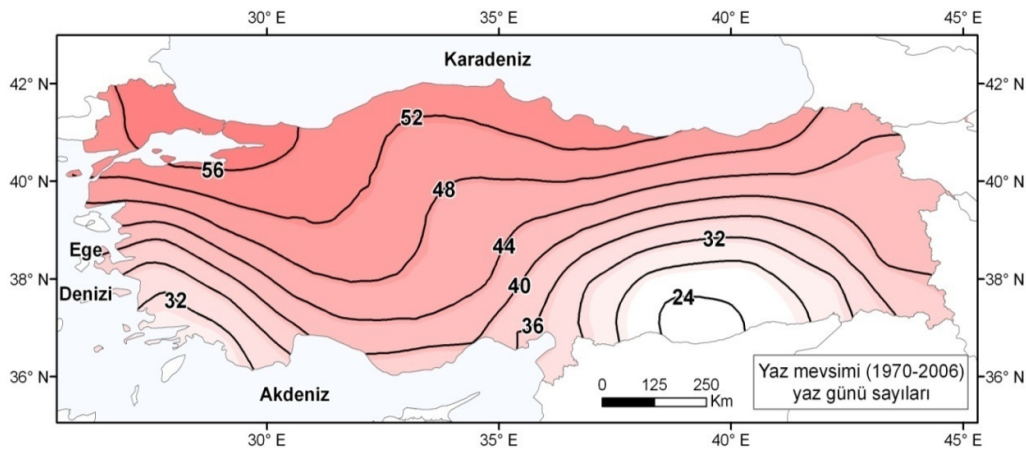
Türkiye yaz mevsiminde gözlenen yaz günü ve tropikal gün sayıları da başta güneş radyasyonu olmak üzere, enlem, havadaki nem miktarı, yükselti ve yılın sıcak döneminde etkili olan hava kütlelerine bağlı olarak alansal farklılıklar gösterir (Erlat ve Yavaşlı, 2009).

1970-2006 dönemi yaz mevsimi için hesaplanan yaz günü sayıları < 24, > 56 aralığındadır. Yaz günü sayıları, Güneydoğu Anadolu'dan, Marmara Bölgesi'ne doğru artar. Güneydoğu Anadolu ve çevresinde 1970-2006 dönemindeki ortalama yaz günü sayıları 24-40 aralığında gerçekleşmiştir.

Akdeniz ile Ege Bölgesi'nin güneybatı kıyılarında yaz günü sayıları 32-40 gün aralığında gerçekleşir. İç Anadolu Bölgesi'nin batısında ve Kazdağlarının kuzeyinde yaz günü sayısı 48 güne ulaşır. Karadeniz Bölgesi'nde 48-52 gün aralığında olan yaz günü ortalaması, Batı Karadeniz Bölümü, İstanbul ve Trakya çevresinde 56 güne kadar yükselir. Türkiye yaz günü sayıları ortalaması, yaz mevsiminin en yüksek sıcaklıklarının yaşandığı alanlara doğru azalma gösterir.

Çalışmada, 25°C'den büyük, 30°C'den küçük olan günlük maksimum sıcaklıklar yaz günü için belirlenen kriterdir. Günlük maksimum sıcaklık değerleri bu aralıktaki sıcaklıkları içerdiği için en yüksek yaz günü sayıları Türkiye'nin kuzeyi ve kuzeydoğusunda görülür. Karadeniz Bölgesi, yaz sıcaklıklarının en serin olduğu alanlardan

biridir. Fakat Marmara Bölgesi'nin yaz günü sayıları Karadeniz Bölgesi'nden 4-6 gün daha fazladır. Azor yüksek basıncı ve Basra alçak basıncının yaz mevsimindeki konumlarına göre kuvvetlenen ya da zayıflayan Etezyen rüzgarları bu alandaki en etkili sistemdir. Etezyen rüzgarlarıyla, Marmara Bölgesi'nde yaz mevsimleri oldukça serin geçer. Bu nedenle, yaz günü sayıları bu alanda yüksektir. Aynı zamanda denizden gelen nemli hava kütleleri de serinletici etki gösterir ve günlük maksimum sıcaklıkların Karadeniz ve Marmara Bölgeleri'nde daha serin geçmesini sağlar. 1970-2006 dönemi dikkate alındığında, Marmara Bölgesi çevresinde yaz mevsimi sıcaklıkları Türkiye geneline göre daha çok $\geq 25^{\circ}\text{C}$ ve $< 30^{\circ}\text{C}$ aralığında gerçekleşmektedir (Şekil 7.1).

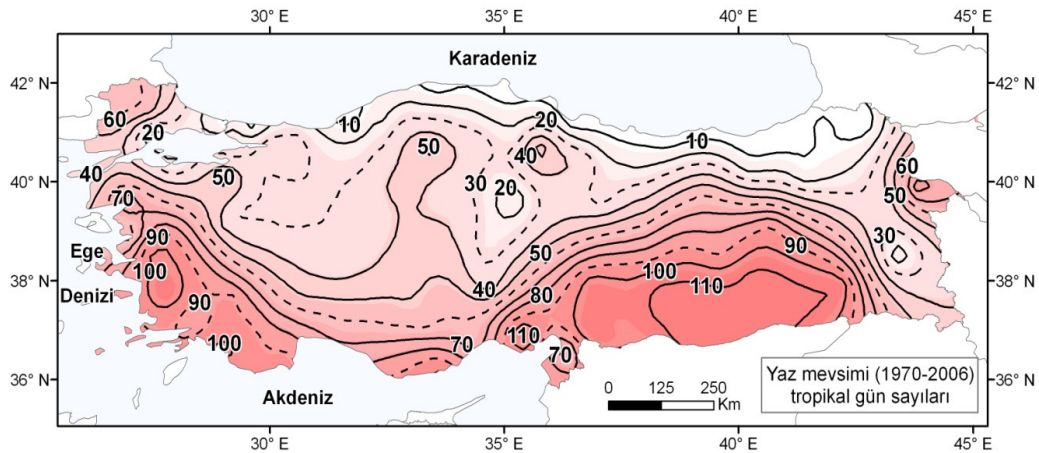


Şekil 7.1: Uzun yaz mevsimi maksimum sıcaklıklarındaki ortalama yaz günü sayılarının alansal dağılışı.

Günlük maksimum sıcaklıklarda, 30°C 'den büyük günler tropikal gün olarak değerlendirildiği için yüksek sıcaklıkların görüldüğü alanlarda tropikal gün sayıları da yüksektir. Akdeniz ve Güneydoğu Anadolu Bölgeleri'nde yaz günü sayıları 24-44 gün aralığında yaşanmaktadır. Bu alan ve çevresinde yaz sıcaklıkları genel olarak 30°C ve üzerinde gerçekleşmektedir. Yaz mevsimi sıcaklıkları 30°C 'den yüksek geçen alanlarda yaz günü sayıları azalır. Güneydoğu Anadolu, Akdeniz Bölgeleri ve Ege Bölgesinin güneyi yüksek günlük maksimum sıcaklıkları nedeniyle yaz günü sayılarının Türkiye geneline göre daha az görüldüğü alanlardır.

Uzun yaz mevsimi, 1970-2006 dönemi tropikal gün sayıları yaz günlerinin alansal dağılışıdan oldukça farklılık gösterir. Tropikal günlerin en az görüldüğü alan, 10 gün ile Karadeniz Bölgesi'dir. Özellikle, kıyı şeridi boyunca Doğu Karadeniz Bölümü'nün iç

kesimlerine doğru 20 gün, Orta ve Batı Karadeniz Bölümleri'nde ise 10-20 gün tropikal gün olarak yaşanır. Tropikal gün sayıları, Türkiye'nin kuzeyinde Karadeniz Bölgesi'nden güneyinde Güneydoğu Anadolu ve Akdeniz kıyıları ile Ege Bölgesi'nin güneybatı kesimlerine doğru 80 günden 110 gün ve üzerine ulaşır. Yaz mevsiminde ortalama 30 gün ve üzerinde tropikal gün yaşanan alanlar, Doğu Anadolu'da Van istasyonundan başlayarak Erzurum-Kars Bölümü, İç Anadolu Bölgesi'nin kuzeyi ve Marmara Bölgesi'nin doğusuna kadar uzanır. Burada Ankara ve çevresinde tropikal gün sayıları 50'ye yükselir. Ortalama tropikal gün sayıları, Trakya ve Iğdır çevresinde 60, Ege Bölgesi'nde 70-100 gün civarındadır. Uzun yıllık ortalama tropikal gün sayıları güneyde, Akdeniz kıyılarında 90-100 gün, Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde ise 90-110 gün ve üzerinde gerçekleşir (Şekil 7.2).

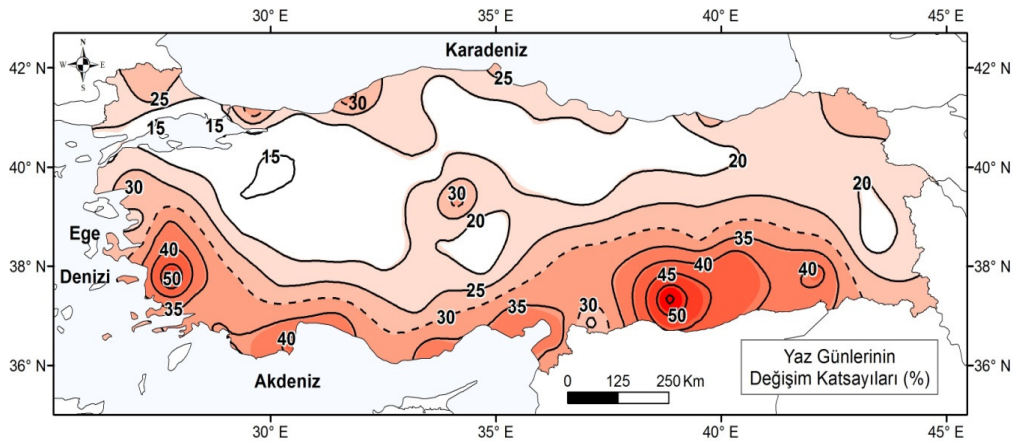


Şekil 7.2: Uzun yaz mevsimi maksimum sıcaklıklarındaki ortalama tropikal gün sayılarının alansal dağılışı.

Tropikal gün sayıları ve yaz günü sayıları arasında negatif bir ilişki vardır. Minimum tropikal gün sayıları ve maksimum yaz günü sayılarının gözlendiği bölgeler arasında alansal bir tutarlılık vardır. Marmara ve Kuzey Ege'de etezyen rüzgarının, Karadeniz kıyılarının kuzeyli hava kütlelerine açık olması yaz mevsiminde günlük maksimum sıcaklıkların Türkiye'nin güneyine göre çok yükselmemesine neden olur. Türkiye'nin güney bölümü yaz mevsiminde daha çok subtropikal dolaşımın etkilerine açıktır. *ITCZ* ve muson dolaşımının kontrolündeki hava akışları bu alana sıcak ve kurak hava koşullarını taşır. Özellikle, Güneydoğu Anadolu ve çevresinde kurak samyeli rüzgarı, karasallık özelliğini oldukça artırır.

Değişim katsayısı, sıcaklık verilerinin uzun süreli ortalamaya yakın saçılmalar gösterdiği istasyonlarda düşük, sıcaklık verilerinin uzun süreli ortalamadan uzak, genliğin fazla olduğu istasyonlarda ise yüksektir. Uzun yaz mevsimi, yaz günü sayılarındaki yıllararası değişkenliğin en düşük olduğu alan %15 DK ile Marmara Bölgesi'nin güneydoğusunda Bursa, Bilecik, Kütahya istasyonlarıdır. DK'larının Marmara Bölgesi, Trakya'nın güney kıyıları ve Çanakkale çevresinde %15-20 aralığında olması yaz günü sayılarının Türkiye'nin güneyine göre çok uç değerler içermeyen, ortalama çevresinde saçıldığını gösterir. %20-25 değişkenliğin gözlemlendiği Karadeniz ve İç Anadolu Bölgeleri, Ağrı, Van istasyonları çevresi ile Nevşehir, Aksaray çevresi Marmara Bölgesi ile benzer özellik gösterir. Bu alanlarda yaz günü sayılarında yıllararası değişkenlik Türkiye'nin güneyine göre daha azdır.

Türkiye'nin tüm güney kıyıları boyunca, yaz günü sayılarındaki değişkenlik %30'un üzerindedir. Özellikle, Güneydoğu Anadolu'da %44-50, Ege Bölgesi'nde Aydın, Muğla, Bodrum çevresi %40-45 ile Türkiye'nin en yüksek değişkenliğe sahip alanlarıdır.



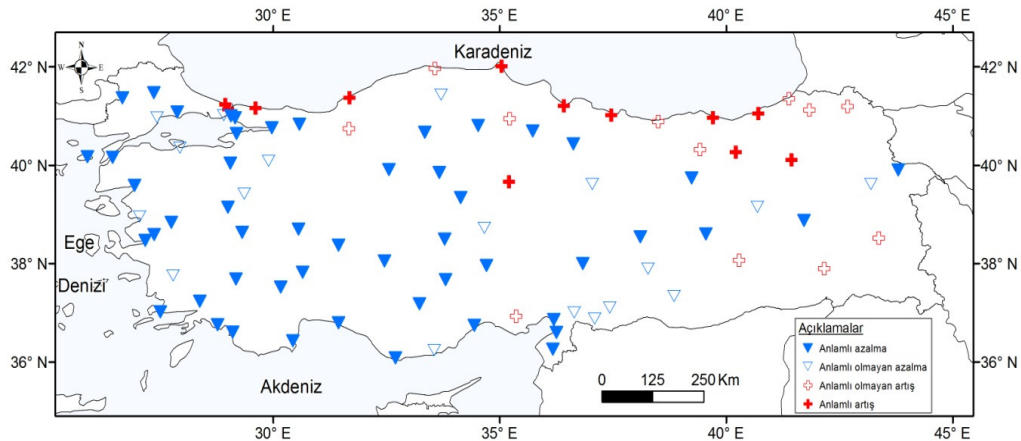
Şekil 7.3: Uzun yaz mevsimi yaz günü sayılarındaki yıllararası değişkenliğin (%) alansal dağılışı.

Bu alanlardaki yüksek değişkenlik, özellikle sıcaklıklarında gözlenen artış eğilimleri ile birlikte değerlendirildiğinde anlamlıdır. Yaz mevsimi sıcaklıklarındaki uzun süreli artış eğilimleri, Türkiye'nin güneyinde oldukça belirgindir. Sıcaklıklardaki artış eğilimleri, özellikle Güneydoğu Anadolu ve Ege Bölgesi'nin güney kıyıları çevresinde yaz mevsimi boyunca yaz günü sayılarının giderek azalması ve tropikal gün sayılarının artması, yaz günü sayılarındaki değişkenliğin en önemli nedenidir (Şekil 7.3).

7.2.1. Yaz Günü ve Tropikal Gün Sayılarında Gözlenen Eğilimler

Uzun yaz mevsimi yaz günü sayıları, genel olarak azalma yönünde bir eğilim içerir. Azalma eğilimleri, istasyonların çoğunda istatistiksel olarak anlamlıdır. Türkiye'nin batı yarısındaki azalma eğilimleri belirgin bir bölgesellik gösterir. Batı Anadolu özellikle son yıllarda yüksek sıcaklıkların yaşandığı ve yaz sıcaklıklarında artış eğilimlerinin kuvvetli olduğu bir alandır. Batı Anadolu çevresindeki yaz günü sayılarında azalma eğilimi $\geq 30^{\circ}\text{C}$ gerçekleşen yaz sıcaklıklarıyla ilgilidir. Aydın, Dikili, Bilecik, Kütahya ve Akdeniz Bölgesi'nde Silifke istasyonlarında azalma eğilimleri istatistiksel olarak anlamlı değildir (Şekil 7.5).

Yaz günü sayıları, Marmara Bölgesi'nin Karadeniz kıyılarında yer alan Kumköy ve Şile istasyonları genel azalma eğiliminden farklı olarak anlamlı artış eğilimleri içerirler. Bu istasyonların, yaz günü sayıları ve yaz günlerindeki *DK*'ları Marmara Bölgesi'nde bu istasyonlara komşu diğer istasyonlardan daha yüksektir (Şekil 7.1 ve Şekil 7.3). *DK*'larının Kumköy ve Şile çevresinde %30 ulaşması, istasyonların yaz günü sayılarındaki yıldan yıla artış eğilimi içermeyle açıklanabilir.



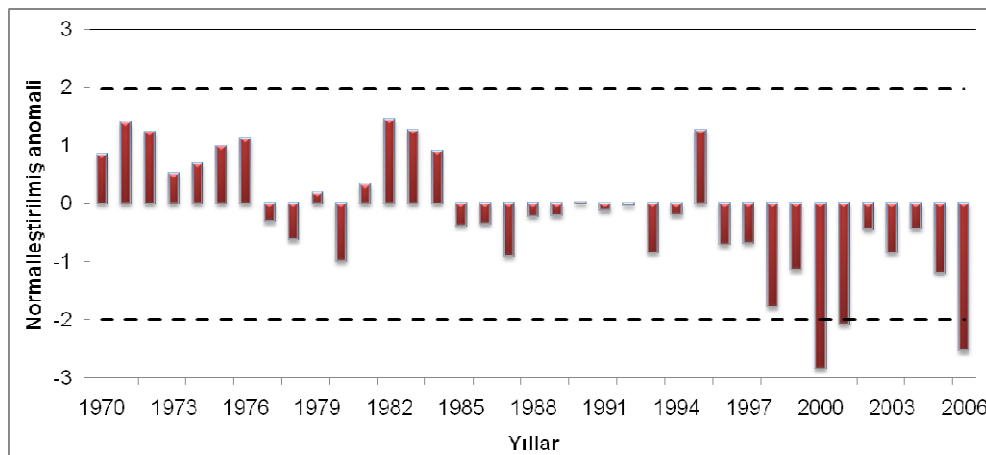
Şekil 7.5: 1970-2006 dönemi yaz günü sayılarındaki *M-K* trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılışıları.

Benzer şekilde, Karadeniz Bölgesi'ndeki yaz günü sayılarındaki yüksek *DK*'ları, istasyonların sahip olduğu artış yönündeki eğilimlerle ilişkilidir. Karadeniz kıyılarında özellikle Doğu Karadeniz Bölümü yaz günü sayılarının 1970-2006 döneminde kuvvetli olarak arttığı, daha yüksek yaz sıcaklarının görüldüğü alana karşılık gelir. Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde Diyarbakır, Siirt ve Van istasyonları yaz günü sayılarında anlamlı

olmayan zayıf bir artma eğilimi vardır. Bu alan da yaz günü sayılarında çevrelerinden farklı olarak yüksek değişkenliğe sahiptir.

1970-2006 dönemi, yaz mevsimi günlük maksimum sıcaklıklarındaki yaz günü sayıları yıllara göre değişkenlik gösterir. 1980'lerin ortalarından itibaren Türkiye genelinde değişiklik belirgindir. 1970'lerin başından, 1980'lerin ortalarına kadar yaz günü sayıları ortalamanın üzerinde gerçekleşmiştir. 1977, 1978 ve 1980 yılları yaz mevsimindeki yaz günü sayıları ortalamanın altında yer alır. 1982, yaz günleri için belirlenen sıcak periyotta en yüksek değere sahip yıldır. Yaz günü sayıları sırasıyla 1982 ve 1971 yıllarında en yüksek değerlerine ulaşır.

1985 yılından itibaren Türkiye genelinde yaz günü sayılarında yıldan yıla azalma egemendir. 1995 yazı, azalma eğilimlerinin egemen olduğu bu dönemdeki en yüksek yaz günü anomalisine sahip yıldır. 1985'den beri görülen azalma, 1990'ların sonundan itibaren kuvvetlenir. 1990'ların sonundan itibaren yaşanan yaz günü sayıları uzun süreli ortalamanın altında gerçekleşmiştir. Yaz günleri anomalilerinin en az olduğu yıllar sırasıyla 2000, 2006 ve 2001 yıllarıdır. Son dönemlerde yaz günü sayılarında görülen azalma eğilimleri, Türkiye genelinde yaz sıcaklıklarında yaşanan artış eğilimleriyle ilgilidir. Ayrıca, son yıllarda Doğu Akdeniz havzası genelinde sıcak hava dalgalarının artması ile gerçekleşen ekstrem yüksek sıcaklıklar yaz günü sayılarının azalmasına neden olmaktadır (Şekil 7.6).



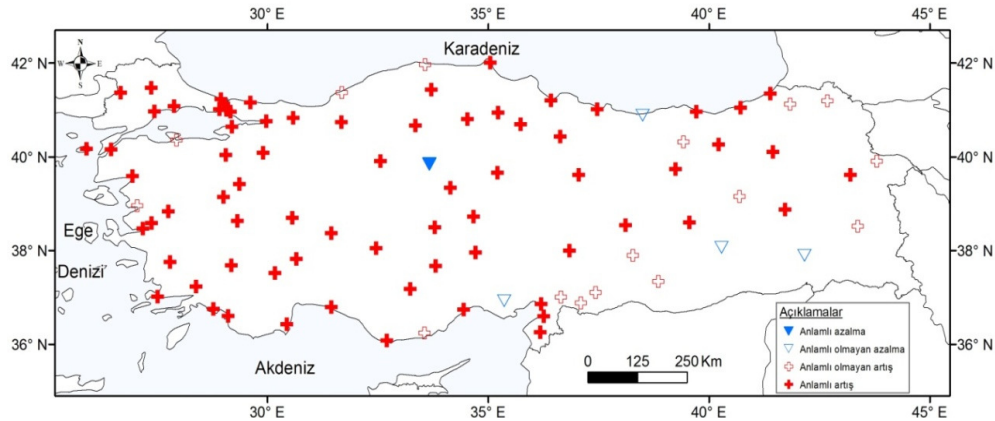
Şekil 7.6: 1970-2006 dönemi yaz mevsiminde gözlenen yaz günü sayılarındaki yıllararası değişim.

Türkiye yaz mevsimi günlük maksimum sıcaklıklarındaki tropikal gün sayıları genel olarak artış gösterir. Tropikal gün sayılarındaki eğilimler, Türkiye ortalama, minimum ve maksimum sıcaklıklarında gözlenen ısınma yönündeki eğilimlerle benzerlik gösterir. Özellikle, Türkiye'nin batı yarısındaki bölgesel artış eğilimleri, tropikal günlerde de oldukça belirgindir. Marmara ve Ege Bölgeleri eğilimlerin en belirgin olduğu alanların başında gelir. Bandırma ve Dikili istasyonlarında artış eğilimleri zayıftır. Bu istasyonlar dışında Batı Anadolu'da tropikal gün sayıları istatistiksel olarak anlamlı artış gösterir.

İç Anadolu Bölgesinde Kırıkkale istasyonundaki anlamlı azalma eğilimi, bölgesel olarak bir zıtlık içerir. Bu istasyondaki homojen olmama durumu istasyonun yerinin değiştirilmesiyle ilgili olabilir. Akdeniz Bölgesi'nde, tropikal gün sayılarında Adana zayıf bir azalma eğiliminin, Silifke ise anlamlı olmayan zayıf artışın yaşandığı istasyonlardır. Bölge genelinde artış eğilimi egemendir. Güneydoğu Anadolu Bölgesi, tropikal günlerde genel olarak anlamlı olmayan zayıf artışlarına sahiptir. Burada, Diyarbakır ve Siirt anlamlı olmayan azalma eğilimi içerir. Hatay, Dört Yol ve İskenderun istasyonları tropikal gün sayılarında artışın kuvvetli olduğu istasyonların başında gelir.

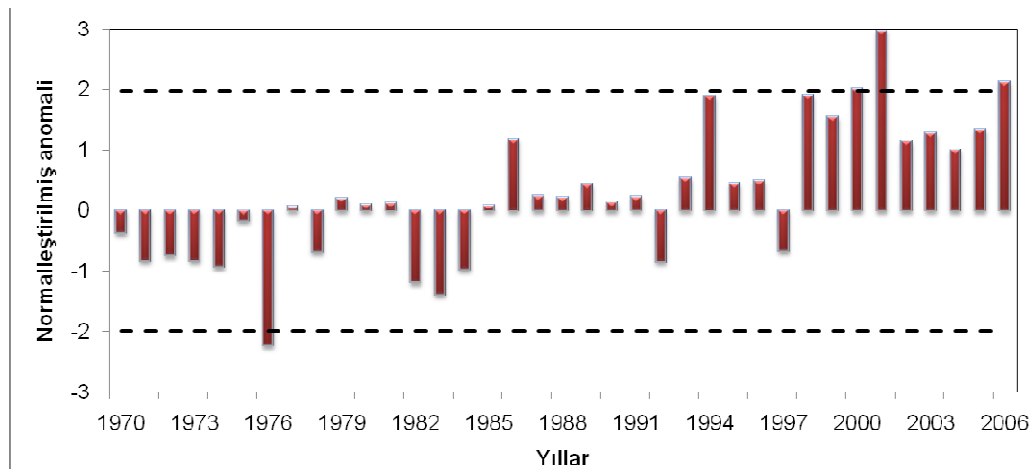
Adana, Diyarbakır ve Siirt istasyonları, yaz günü sayılarının anlamlı olmayan zayıf bir artma, tropikal gün sayılarının ise anlamlı olmayan azalma eğilimleri içerir. Bu istasyonlar, buldukları alanlar ve bölgesel özellikleriyle birlikte değerlendirdiğinde uyumlu bir eğilim içermemektedirler. Bu istasyonların yakın çevrelerinde gözlenen eğilimlerden farklılık göstermesi, istasyon yerinin değişmesi, gözlem alanındaki değişiklikler (şehirleşme vb. etkiler) ve gözlem aletindeki değişiklikler gibi nedenlerle gerçekleşmiş olabilir.

Türkiye'nin doğusunda, Ağrı, Muş, Elazığ, Malatya, Erzincan, Bayburt, Erzurum istasyonlarında tropikal gün sayılarının istatistiksel olarak kuvvetli bir artış eğilimi egemendir. Karadeniz Bölgesi istasyonlarında, tropikal gün sayılarındaki artış eğilimi dikkat çekicidir. Özellikle, Hopa, Rize, Trabzon, Ordu, Samsun ve Sinop tropikal gün sayılarında kuvvetli artışın olduğu istasyonlardır. Bu istasyonların büyük bir kısmında hem yaz günü, hem tropikal gün sayılarındaki eğilimler Karadeniz Bölgesinin yaz mevsiminde belirgin bir sıcaklık artışı içerdiğini gösterir. Ayrıca bu alan ekstrem sıcaklıklara karşı hassastır (Şekil 7.7).



Şekil 7.7: 1970-2006 dönemi Türkiye tropikal gün sayılarındaki M-K trend analizi sonuçlarının istasyonlara göre dağılışları.

Türkiye genelinde, tropikal gün anomalileri 1970-2006 dönemi içinde yıldan yıla artış gösterir. 1970'lerden 1980'lerin ortalarına kadar tropikal gün anomalilerinde genel olarak azalma, 1985'den sonra ise belirgin bir artış eğilimi görülür. 1976, tropikal günlerdeki en yüksek negatif anomalinin görüldüğü yıla karşılık gelir. Tropikal gün anomalileri, 1985 yılından sonra 1992 ve 1997 yılları dışında pozitif anomali içerir. Pozitif anomaliler en yüksek değerlerine sırasıyla 2001, 2006, 2000, 1998 ve 1994 yıllarında ulaşır. 1998-2006 dönemi tropikal gün anomalilerinin ortalamasının üzerinde olduğu sıcak periyodu temsil eder (Şekil 7.8).



Şekil 7.8:1970-2006 dönemi yaz mevsiminde gözlenen tropikal gün sayılarındaki yıllararası değişim.

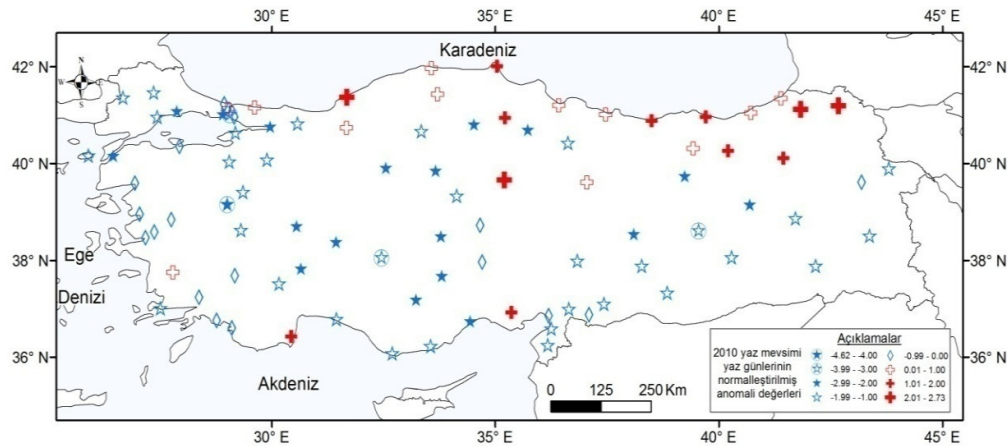
Yaz günü ve tropikal gün anomalileri, Türkiye yaz sıcaklıklarının 1970-2006 dönemi boyunca farklı iki döneme sahip olduğunu gösterir. 1985'lere kadar Türkiye yazları genel olarak 25° ile 29.9°C aralığındadır. 1985'ten sonra ise daha yüksek sıcaklıkların yaşandığı bir dönem egemendir. Bu dönemde, yaz günlerindeki azalma yerini tropikal gün sayılarında artışa bırakır. Genel olarak, Türkiye yaz sıcaklıklarının 1985'ten sonra 30°C ve üzerinde olma yönünde bir eğilim gösterir.

7.2.2. Türkiye 2010 Yaz mevsiminde Tropikal Gün ve Yaz Günü Sayılarında Gözlenen Eğilimler

Türkiye yaz mevsiminde gözlenen ekstrem sıcaklık anomalilerinin en kuvvetli olduğu yıllardan biri 2010 yazıdır. Bu bölümde, tropikal gün ve yaz günü için belirlenen eşik değerleri, 2010 uzun yaz mevsimi için uygulanmıştır. 93 meteoroloji istasyonuna ait günlük maksimum sıcaklıklarında gözlenen tropikal gün ve yaz günü sayıları, 1970-2000 dönemi ortalama ve standart sapmaları dikkate alınarak 2010 yaz mevsimi normalleştirilmiş anomali değerleri hesaplanmıştır.

2010 yazında gözlenen yaz günü sayılarına ait değerlerin dağılımlarına göre, Türkiye'nin güneyinde yer alan istasyonların büyük bir kısmında yaz günü sayıları ortalamanın altında gerçekleşmiştir. Ege kıyılarında ve Akdeniz Bölgesi'nin batısındaki bazı istasyonlar ortalama -0.99-0 gün aralığı ile yaz günü sayılarında zayıf bir azalma gösterirken, Marmara ve Güneydoğu Anadolu Bölgesi'ndeki istasyonların birçoğunda yaklaşık 2 gün azalma bulunur.

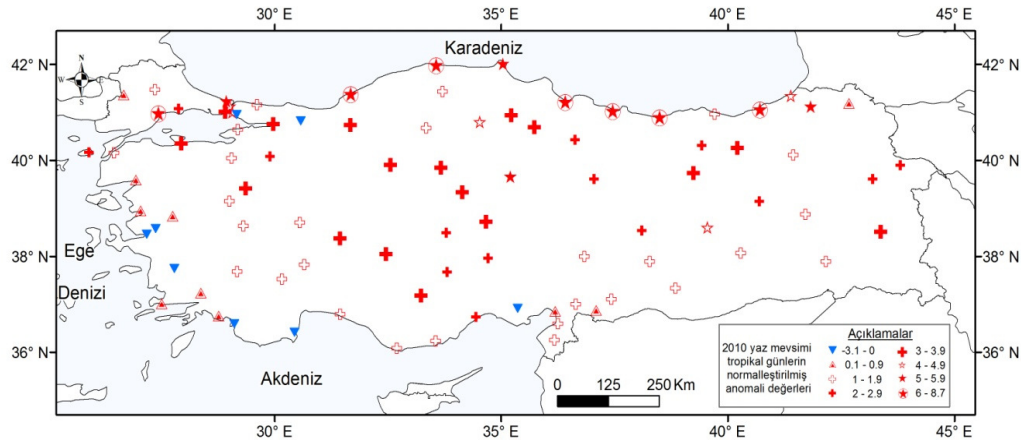
Yaz günü sayılarındaki negatif anomalilerin en yüksek değeri Marmara Bölgesi ve çevresindedir. Buradaki istasyonların büyük bir kısmında yazgünü sayılarında 2 gün ve üzerinde azalma gözlenir. Yaz günlerinin anomalileri, Türkiye'nin kuzey kıyılarında Ardahan, Artvin, Zonguldak ve İç anadolu'da Yozgat istasyonlarında 2 günden fazladır. Erzurum, Bayburt, Merzifon, Sinop ve Türkiye'nin güney kıyılarında Antalya ve Adana istasyonlarında 1.01-2 gün arasında pozitif anomaliler yer alır. 2010 yaz günü sayıları, genel olarak Karadeniz kıyıları boyunca uzun süreli ortalamalarından artma yönünde bir değişiklik gösterir (Şekil 7.9).



Şekil 7.9: 2010 yaz mevsiminde gözlenen yaz günü sayılarının normalleştirilmiş anomalî değerleri.

1970-2000 dönemi ortalamalarına göre, 2010 yazında 93 istasyonun çoğunda tropikal gün sayıları genel olarak pozitif bir anomalî gösterir. Özellikle Karadeniz kıyılarındaki istasyonlarda anomalî değerleri büyüktür. Rize, Giresun, Ordu, Samsun, İnebolu, Zonguldak, Tekirdağ istasyonlarında 2010 yazındaki tropikal gün sayıları 1970-2000 döneminden 6-8.7 gün, Artvin, Sinop, Kumköy, Yozgat, Kireçburnu istasyonlarında 5.5.9 gün daha fazla yaşanmıştır. İç Anadolu çevresinde, tropikal gün sayılarındaki anomalîler 3-3.9 ile 2-2.9 gün aralığında artmıştır. Akdeniz kıyılarında, anomalîler 1-1.9 gün, Ege kıyılarında 0.1-0.9 gün civarında pozitif anomalî değerleri gösterir.

2010 yazı tropikal gün sayıları, Edirne, Edremit, Dikili, Akhisar, Bodrum, Muğla, Fethiye istasyonlarında pozitif yönde, zayıf anomalîler içerirler. Ege Bölgesi'nde İzmir (-0.07), Manisa (-0.2), Aydın (-0.7), Fethiye (-0.8), Akdeniz Bölgesi'nde Adana (-1.2) ve Antalya (-1.4), Marmara'da Kartal (-2.2), Sakarya (-3) istasyonları negatif anomalî değerleri içermektedirler. Bu istasyonlardan bazılarında yer değişikliği yapıldığı için, uzun süreli ortalamalarından olan farklarında da hatalı sonuçlar ortaya çıkmaktadır. Türkiye geneli dikkate alındığında, tropikal gün sayıları 1970-2000 dönemine göre 2.4 gün artmıştır. En önemli artışlar, Karadeniz Bölgesinde yaşanmıştır (Şekil 7.10).



Şekil 7.10: 2010 yaz mevsiminde gözlenen tropikal gün sayılarının normalleştirilmiş anomali değerleri.

Uzun süreli ortalamalara göre hesaplanan yaz günü sayıları Türkiye'nin güneydoğusundan kuzeybatısına doğru artar. 1970-2006 dönemi, yaz mevsimi ortalama yaz günü sayıları Güneydoğu Anadolu Bölgesi ve çevresinde 24-40, Türkiye'nin güney ve batı kıyılarında 32-40 gün, Karadeniz Bölgesinde 48-52 gün, Marmara Bölgesinde ise 56 gün ve üzerindedir.

Tropikal gün sayıları, Türkiye'nin kuzeyinden güneyine doğru artış gösterir. Tropikal gün sayılarının en az olduğu alan, 10 gün ile Karadeniz Bölgesi'dir. Özellikle, Doğu Karadeniz Bölümü kıyı şeridi boyunca az olan tropikal gün sayıları iç kesimlerine 10-20 gün olarak artar. Güneydoğu Anadolu ve Ege Bölgesi'nin güneybatısında tropikal gün sayıları 90 günün üzerinde gerçekleşir.

Tropikal ve yaz günleri için istasyonlar bazında hesaplanan değişim katsayıları, istasyonların sıcaklık verilerindeki uzun süreli ortalama üzerinde saçılmalarına bağlı olarak bölgelere göre değişiklik gösterir. Uzun yaz mevsimi yaz günü sayılarındaki yıllararası değişkenliğin en düşük olduğu alan, %15 ile Marmara Bölgesi'nin güneydoğusunda Bursa, Bilecik, Kütahya istasyonlarında, Türkiye'nin tüm güney kıyıları boyunca %30'un üzerindedir. Güneydoğu Anadolu'da %44-50, Ege Bölgesi'nde Aydın, Muğla, Bodrum çevresinde %40-45 DK ile Türkiye'nin en yüksek değişkenliğe sahip alanlarıdır.

Tropikal gün sayılarındaki değişkenlik, yaz günü sayılarındaki değişkenliği destekler niteliktedir. Ege Bölgesi'nde yaz günü sayılarındaki değişkenliğin en yüksek olduğu alan Aydın-Muğla-Bodrum çevresidir. Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde, Şanlıurfa, Diyarbakır,

Adıyaman, Elazığ, Siirt istasyonlarında tropikal gün sayılarının yıldan yıla değişkenliği %10, Akdeniz kıyılarında %20, İç Anadolu Bölgesinde %30-50 ve Karadeniz Bölgesinde %70-120 civarındadır.

Ekstrem sıcaklıklardan en çok etkilenen alan Karadeniz Bölgesidir. Burada 1970-2006 dönemi boyunca gerçekleşen tropikal günlerdeki değişkenlik oldukça yüksektir. Tropikal gün sayılarının uzun süreli ortalama üzerinde çok saçılması, bu günlerin yıllararası değişkenliğinin yüksek olduğu gösterir.

Uzun yaz mevsimi yaz günü ve tropikal gün sayılarındaki yıllararası değişim ve eğilimlerinin incelendiği bu bölümde, Türkiye'nin yaz günü sayılarında genel olarak azalma, tropikal gün sayılarında artış yönünde bir eğilim egemendir.

Yaz günlerindeki azalma eğilimleri, istasyonların çoğunda istatistiksel olarak anlamlıdır. Özellikle, Türkiye'nin batı yarısındaki azalma eğilimleri belirgin bir bölgesellik gösterir. 1970-2006 döneminde Türkiye genelinde yaz günü sayılarındaki anomaliler, 1970'den 1980'lerin ortalarına kadar pozitifdir. 1985 yılından itibaren anomali değerleri uzun süreli ortalamanın altında yer alır. 1985'den itibaren Türkiye genelinde yaz günü anomalilerindeki azalma, 1990'ların sonundan itibaren kuvvetlenir.

Tropikal gün sayıları, ülke genelinde artış yönünde bir eğilim içerir. Özellikle, Marmara, Ege, Akdeniz ve İç Anadolu Bölgeleri eğilimlerin en belirgin olduğu alanlardır. Bu bölgelerdeki artışlar, istatistiksel olarak anlamlıdır. 1970-2006 döneminde, Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde tropikal gün sayıları istatistiksel olarak anlamlı olmayan zayıf artış içerir. Karadeniz Bölgesi istasyonlarında tropikal gün sayılarındaki artış eğilimi dikkat çekicidir. Özellikle, Doğu Karadeniz Bölümü'nde yer alan istasyonlarda tropikal gün sayılarında artışlar oldukça belirgindir.

Türkiye genelinde en az tropikal ve yaz gününe sahip olan yıllar sırasıyla 1976, 1997, 1978, 1983 ve 1992 yazlarıdır. 1970-2006 dönemindeki en az tropikal ve yaz günü 1976 yılında gerçekleşmiştir. Türkiye genelinde, tropikal ve yaz günü sayılarının toplam olarak en fazla yaşandığı ilk beş yıl sırasıyla 2001, 1994, 1998, 1999 ve 2006 yıllarıdır. Özellikle 1990'lardan itibaren yaşanan en sıcak yıllar ardarda yaşanmıştır. 1970-2006 dönemi için ekstrem sıcak günlerin en belirgin olduğu yıl 2001'dir. Bu değerlendirmelere göre, Türkiye genelinde yaz mevsimi sıcaklıklarında artış eğilimleri ekstrem sıcak gün sayılarının da giderek artmasıyla ilgilidir.

2010 yaz mevsimi günlük maksimum sıcaklık verilerine göre, yaz günü sayılarında Türkiye genelinde azalma, tropikal gün sayıları ise artma eğilimi belirgindir. Hem yaz günü, hem de tropikal gün sayılarında artış eğilimleri Karadeniz Bölgesi'nde görülür. Uzun süreli ortalamalarından farklı olan bu sıcaklık zellikleri, Karadeniz Bölgesi'nin ekstrem olaylardan son yıllarda oldukça sık etkilendiğini gösterir. 2010 yazında, tüm Orta ve Doğu Avrupa'da etkisi hissedilmeye başlayan sıcak hava dalgası, artan kuzeyli dolaşımla birlikte Türkiye yüzey hava sıcaklıklarında, uzun süreli ortalamalarına göre daha sıcak koşulların yaşanmasına yol açmıştır. Özellikle Karadeniz Bölgesi başta olmak üzere İç Anadolu Bölgesi ve çevresi, sıcak hava dalgasından en çok etkilenen alanlardır.

BÖLÜM VIII

MUSON DOLAŞIMI ve TÜRKİYE 2010 YAZ SICAKLIKLARINA ETKİSİ

Akdeniz havzası ve çevresi için yapılan birçok çalışma, muson dolaşımının Kuzey Atlantik-Avrupa ve özellikle Doğu Akdeniz havzası iklim anomalileri üzerinde etkili olduğunu gösterir. Avrupa’da kış ve yaz mevsimleri yüzey hava sıcaklıkları, güçlü muson yıllarında kara-deniz termal gradyanının artması nedeniyle yüksektir (Kumar vd. 1999; Hu vd. 2000; Lin ve Wu, 2012).

Akdeniz, Muson sinyallerinin pasif bir “reseptör”ü gibi, etezyen hareketinin ise Sahel muson sistemine, güneye nem taşımayı düzenlemesi nedeniyle bir “iletici” rol oynar (Raicich vd., 2003; Lelieveld vd., 2002; Tyrlis vd., 2012).

Muson dolaşımı, Kuzey Yarımküre yaz mevsimindeki egemen dolaşımlardandır. Yapılan çalışmalara göre; Hindistan yaz musonu ve Kuzey Atlantik-Avrupa dolaşımı arasında istatistiksel olarak anlamlı ilişki vardır (Lin ve Wu, 2012). Lin ve Wu (2012) çalışmalarında, kuvvetli muson dolaşımının olduğu yıllarda çoğunlukla eş zamanlı olarak Kuzeybatı Avrupa çevresinde normalin üzerinde yağışlar, Kuzey Afrika ve Akdeniz havzasında ise normalin altında gerçekleşen yağışlar belirlenmiştir. Ayrıca, Grönland ve Akdeniz havzasında gözlenen geniş alanlı pozitif yüzey sıcaklık anomalileri kuvvetli muson yıllarında gözlenmektedir.

Muson alçak basıncı, Basra oluğu üzerinden Akdeniz’e doğru uzanır (Bitan ve Saaroni, 1992; Saaroni ve Ziv, 2000; Alpert vd., 2004). Muson dolaşımının kuvvetli ve zayıf olduğu yıllarda Akdeniz havzasındaki dolaşım koşulları değişmektedir. Bu dolaşım koşulları, büyük ölçüde *ITCZ*’nin hareketine bağlıdır ve buna bağlı olarak zonal ve meridyonel dolaşım koşulları da değişir.

Büyük subtropikal kurak kuşak ve çöllerin oluşumu geleneksel olarak Hadley hücrelerinin uzantısının alçalmasına bağlanır. Bu mekanizma Rodwell ve Hoskins (1996)’e göre, kuzey yarımkürede Hadley hücrelerinin uzantısının yaz mevsiminde çökmesi, Akdeniz havzasındaki kuraklığı açıklamada rastgele kullanılmamalıdır. Güney Asya’daki

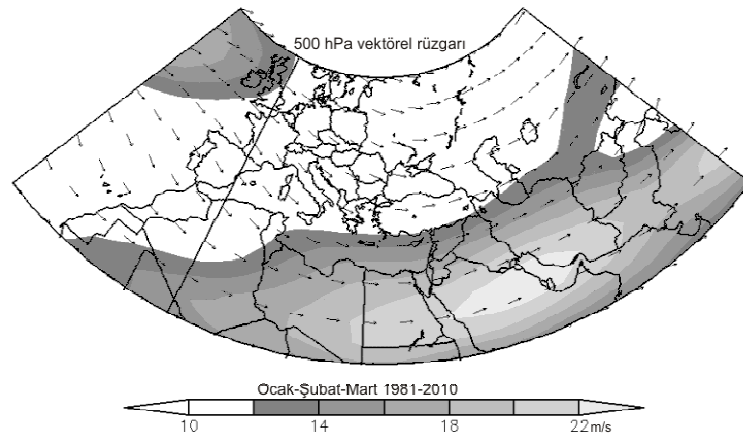
kuvvetli yükselim hareketi, Doğu Akdeniz ve Ortadoğu üzerindeki geniş ölçekli sübsidans ve devamlı olan batılı akışlar nedeniyle Walker tipi kapalı devre dolaşımın bu alandaki dolaşımı daha iyi açıkladığı birçok araştırmacı tarafından kabul edilmektedir (Rodwell ve Hoskins, 1996; Ziv vd., 2004).

8.1. Kış ve Yaz Mevsimine Göre Akdeniz Havzasındaki 850 hPa ve 500 hPa Seviyelerindeki Dolaşım Koşulları

Akdeniz havzası ve çevresinde 850 hPa ve 500 hPa vektörel rüzgarlarının esiş yönleri mevsimlere göre değişiklik gösterir. Basınç alanlarının değişmesi ve basınç gradyan kuvvetindeki değişikliklere göre esen rüzgarların yönleri ve hızları da değişir.

Kış mevsiminde, polar kuşak üzerinde bir alçak basınç merkezi ile 20°K enlemi civarındaki geniş bir yüksek basınç kuşağı egemen dolaşım koşullarıdır. Bu şartlar altında yüksek seviyelerde 30°-70°K enlemleri arasındaki geniş bir sahada kuvvetli batı rüzgarları eser (Erinç, 1996).

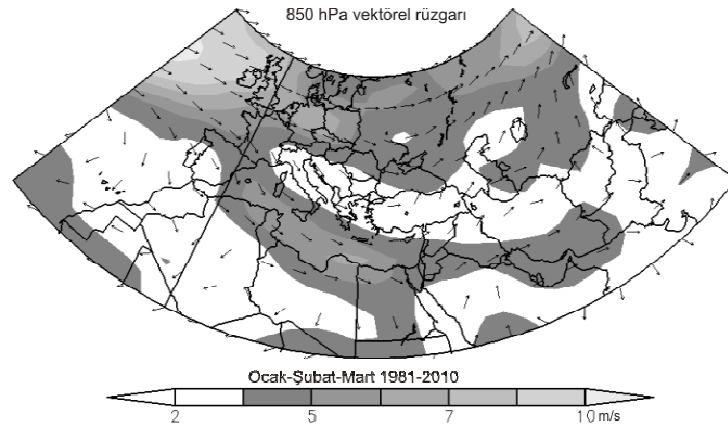
1981-2010 dönemi ortalamasına göre Ocak-Mart aylarında Avrupa, Akdeniz havzası ve Türkiye'nin bulunduğu alanda 500 hPa seviyesindeki akışlar genel olarak batılıdır. Batı rüzgarları kuşağı kış mevsimindeki genel iklim özelliklerini kontrol eden egemen dolaşımdır (Şekil 8.1).



Şekil 8.1: 1981-2010 dönemi Ocak-Mart aylarındaki 500 hPa jeopotansiyel yüksekliğinde esen vektörel rüzgarlar (NCEP/NCAR Reanaliz verilerinden yararlanılarak düzenlenmiştir).

Türkiye'nin güney kıyılarında, ortalama koşullara göre rüzgar hızında 12-14 m/s hıza ulaşan alanlar yer alır. Arabistan yarımadası ve Basra körfezi üzerinde batı rüzgarlarının jet kuru olarak da bilinen alanında hızının arttığı görülür. Bu alanlarda rüzgar hızı, 22 m/s'den daha fazladır. Ayrıca, İzlanda çevresinde de kuvvetli akışlar belirgindir. Batılı akışlar, Asya'nın iç kesimlerine doğru hızları farklılaşan alanlara bölünerek devam eder (Şekil 8.1).

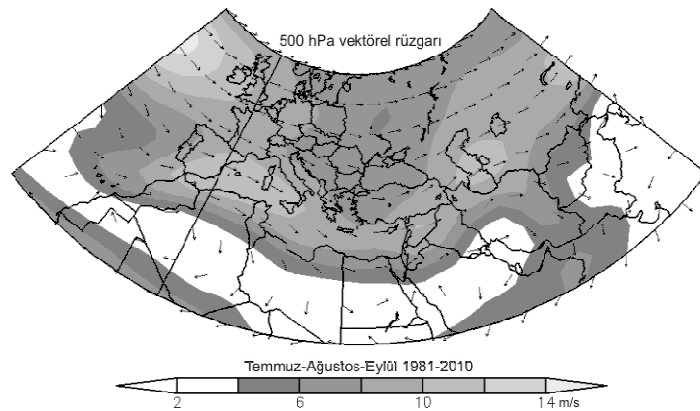
Ocak-Mart ayları ortalamalarına göre, 850 hPa seviyesindeki vektörel rüzgarlar Atlantik okyanusunun kuzeyinde kuvvetlidir. Batılı akışlar, kuzey Avrupa ve Akdeniz havzasında iki ayrı parçaya ayrılır. Kuzey Avrupa'dan doğuya doğru uzanan akışlar Sibiry'a da kuvvetlenir. Akdeniz havzasında rüzgarların ortalama hızı 7-9m/s'e ulaşır. Azor yüksek basıncının etkili olduğu alanda akışlar antisikloniktir (Şekil 8.2).



Şekil 8.2: 1981-2010 dönemi Ocak-Mart aylarındaki 850 hPa jeopotansiyel yüksekliğinde esen vektörel rüzgarlar (NCEP/NCAR Reanaliz verilerinden yararlanılarak düzenlenmiştir).

Yaz mevsiminde, ekvatorial alan ile kutupsal alan arasındaki sıcaklık farkı kışa oranla azalmıştır. Orta enlemlerde izoterm ve izobarlar daha aralıktır. Bu durum, yazın rüzgar hızının daha da azalmasına neden olur. Bu mevsimde, soğuk çekirdekli kutbi antisiklon zayıflamıştır ve yeryüzünden 3000 metre yukarıda yerini zayıf bir asgariye bırakmıştır. Buna karşılık, subtropikal yüksek basınç kuşağı yükseklerde belirgindir. Basınç dağılımına uygun olarak kutbi asgari ile 25°K paraleli civarında az çok devamlı bir yüksek basınç kuşağı egemendir (Erinç, 1996).

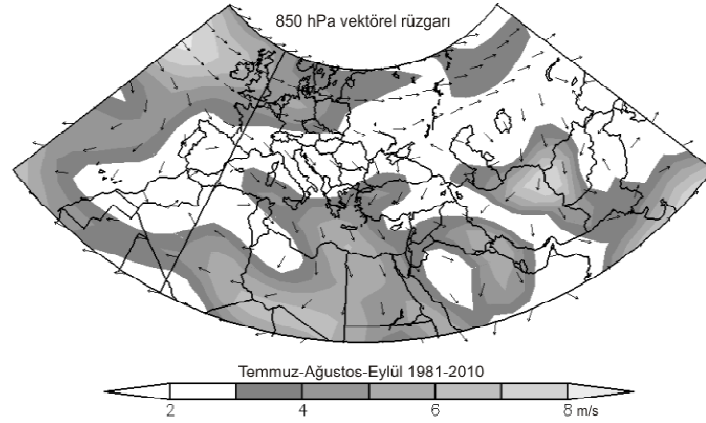
Temmuz-Eylül aylarında, 500 hPa seviyesinde esen rüzgarları yönleri genel olarak kış mevsimindeki gibi batıdır. Yaz mevsiminde, Azor yüksek basınç merkezinin bulunduğu alan üzerindeki antisiklonik akışlar özellikle Afrika'nın kuzeydoğusu ve Güney Avrupa iklimini batı rüzgarlarıyla birlikte kontrol eden ana dolaşımdır. 500 hPa seviyesindeki rüzgarlar 1981-2010 ortalamasına göre en yüksek hızı 14m/s üzerindedir. 500 hPa seviyesindeki rüzgarlar, Akdeniz havzasının batısında ve Hazar denizi üzerinde yüksek hıza ulaşırlar. Kuzey Afrika, Arabistan yarımadası çevresindeki dolaşım, bu seviyedeki yüksek merkezin varlığına bağlı olarak antisikloniktir. Yaz mevsiminde, güney-güneydoğu Asya üzerinde Muson dolaşımına bağlı olarak siklonik etkinlik artar. Muson Asya'sı üzerinde üst seviyelerdeki doğulu jet rüzgarına bağlı olarak güneydoğu Asya üzerinde doğulu akışlar yer alır (Şekil 8.3).



Şekil 8.3: 1981-2010 dönemi Temmuz-Eylül aylarındaki 500 hPa jeopotansiyel yüksekliğinde esen vektörel rüzgarlar (NCEP/NCAR Reanaliz verilerinden yararlanılarak düzenlenmiştir).

850 seviyesindeki rüzgarlar, kış mevsiminde göre daha karmaşıktır. Yaz mevsiminde, karaların ısınmasıyla azalan basınç gradyanı, rüzgarların hızlarının azalmasına da neden olmuştur. Azor yüksek basınç alanında kuvvetlenen rüzgarlar, antisiklonik akışlarıyla Avrupa'nın güneyi, güneybatısı ve Batı Avrupa üzerinde belirgin bir etkiye sahiptir. Batılı akışlar, Akdeniz havzasından güneye doğru alçak basınç alanına doğrudur. Yaz mevsiminde özellikle, Türkiye'nin batı kıyılarında ve Yunanistan'da hızı artan etezyen rüzgarları özellikle Doğu Akdeniz havzasında belirgindir. Etezyen rüzgarının konumu, Türkiye'nin kuzeybatısındaki subtropikal yüksek basınç alanından, güneydoğu

Asya üzerinde *ITCZ*'nin kuzeye doğru yerleşmesine bağlı olarak güneydoğuya doğrudur (Şekil 8.4).



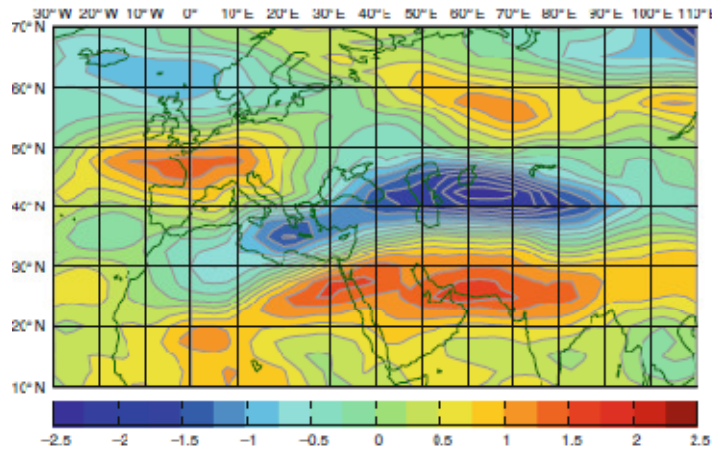
Şekil 8.4: 1981-2010 dönemi Temmuz-Eylül aylarındaki 850 hPa jeopotansiyel yüksekliğinde esen vektörel rüzgarlar (NCEP/NCAR Reanaliz verilerinden yararlanılarak düzenlenmiştir).

8.2. Hindistan Yaz Muson Dolaşımının Genel Özellikleri

Hindistan yaz musonları için Güney Asya ve Güneydoğu Asya'yı kapsayan yağış ve üst atmosfer rüzgar alanlarını arasındaki dolaşım özelliklerini temsil eden bir çok indis vardır (Goswami vd., 1999; Wang ve Fan, 1999). Dinamik Hindistan yaz muson indisi, Wang ve Fan (1999) tarafından 850 hPa seviyesindeki U zonal rüzgarlarının konumuna göre belirlenmiştir. Bu indis, Arabistan yarımadasının güneyinde, Kızıldeniz'in güneyi ve Hindistan yarımadasının güneyi ile Umman denizini kapsayan 5° - 15° K, 40° - 80° D enlem ve boylamlarındaki alanın 850 hPa seviyesindeki U zonal rüzgarları ile kuzeyde Hindistan yarımadası üzerinde 20° - 30° K, 70° - 90° D enlem ve boylamlarındaki 850 hPa U zonal rüzgarlarının farkına göre hazırlanmıştır.

Wang ve Fan (1999) çalışmalarında kuvvetli ve zayıf muson yılları belirlenmişlerdir. Bu indise göre, 1965, 1966, 1968, 1972, 1974, 1979, 1982, 1984, 1985, 1987, 1997 ve 1999 yılları muson dolaşımının kuvvetli, 1958, 1959, 1961, 1970, 1973, 1975, 1978, 1980, 1983, 1988, 1994 ve 1998 yılları zayıf muson dolaşımının olduğu yıllara karşılık gelir. Akdeniz havzasındaki dolaşım özellikleri, zayıf ve kuvvetli muson yıllarına göre değişiklik gösterir. Lin ve Wu (2012) çalışmalarında, kuvvetli muson yıllarının Akdeniz havzası ve çevresinde yüksek sıcaklıkların yaşanmasına neden olduğunu belirtmişlerdir.

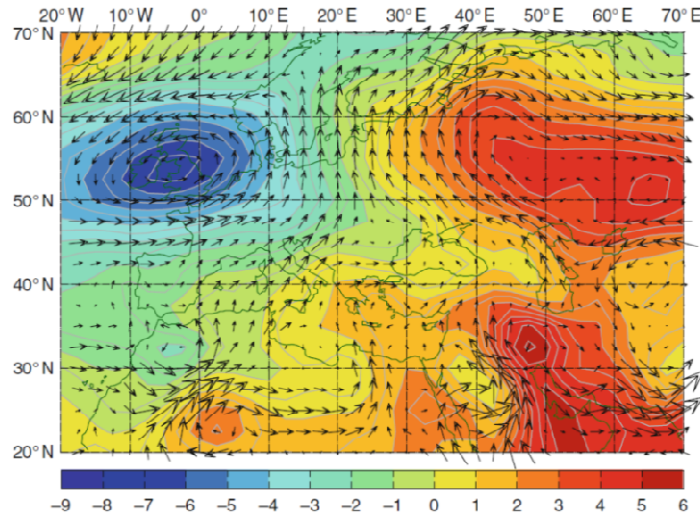
Muson dolaşımının zayıf olduğu yıllarda, 300 hPa seviyesindeki zonal rüzgar akışları özellikle Asya üzerindeki subtropikal jet rüzgarı ortalama koşullarından daha güneyde, ekvatora doğru yer değiştirir. Yin (1949)'a göre, subtropikal jet rüzgarı, muson dolaşım hücrelerinin gelişmesi için önemlidir. Eğer subtropikal jet rüzgarı, Tibet platosunun güneyinde yaklaşık 30°K enlemlerinde kalırsa yaz musonları gelişemez. Tibet platosu burada yaz musonlarının gelişimini engelleyici bir rol oynar (Şekil 8.5).



Şekil 8.5: 300 hPa zonal rüzgarının (m/s) zayıf muson yıllarındaki mevsimlik (HTAE) ortalama anomalileri (Rizou vd., 2012).

Zayıf muson yıllarında, 850 hPa jeopotansiyel yüksekliği ve vektörel rüzgarların konumuna bağlı olarak etezyen rüzgarları zayıflar (Rizou vd., 2012). Zayıf muson yıllarında, Atlantik üzerinde ve Batı Avrupa'da siklonik akışlar belirgindir. Bu siklonik akışlar ile denizel hava Batı Avrupa'da daha serin yazların yaşanmasına neden olur. Arabistan yarımadası üzerinden Hazar denizi ve Kafkaslar çevresinde Doğu Avrupa'ya doğru meridyonel sıcak hava akışları egemendir. Doğu Avrupa çevresinde, zayıf muson yıllarında sıcak ve ortalama koşullardan 1-6 hPa daha kalın bir atmosfer tabakası görülür.

Türkiye, zayıf muson yıllarında Basra körfezi üzerinden gelen meridyonel akışlar nedeniyle yüksek sıcaklıklar yaşar. Zayıf muson yıllarında muson dolaşımının etkileri, Ortadoğu, Suriye, İran, Türkiye, Kafkaslar ve Doğu Avrupa'da daha belirgindir.

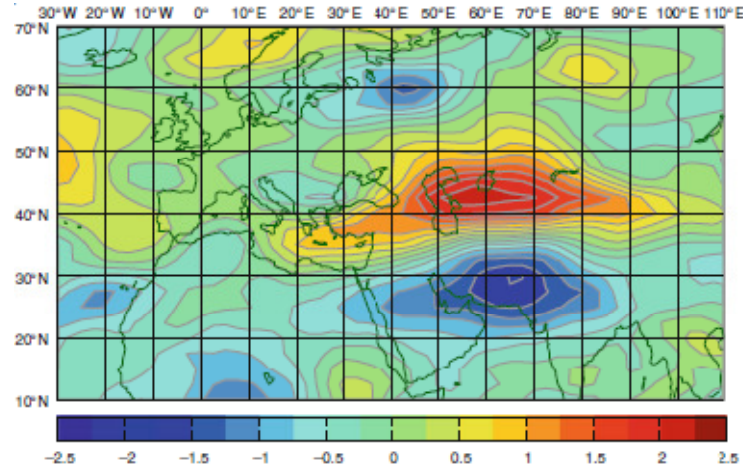


Şekil 8.6: 850 hPa jeopotansiyel yüksekliği ve vektörel rüzgarların (m/s) zayıf muson yıllarındaki mevsimlik (HTAE) ortalama anomalileri (Rizou vd., 2012).

Hindistan yaz musonunun zayıfladığı yıllarda, vektörel rüzgarlar etezyen rüzgarının zayıflamasına bağlı olarak Doğu Akdeniz üzerinde güneyli anomaliler egemendir. Subtropikal jet, güney Asya ve yoğunluğunun zayıflamış olarak Doğu Akdeniz üzerinden ekvatora doğru yer değiştirir (Rizou vd., 2012). Zayıf muson yıllarında, 850 hPa seviyesindeki rüzgar akışları Türkiye'nin güneyi ve güneydoğusunda Samyeli rüzgarı olarak bilinen rüzgarların oluşmasına yol açar. Etezyen rüzgarının etkisinin azalması, sıcaklıkların oldukça bunaltıcı etkiye sahip olabilir (Şekil 8.6).

Rizou vd.(2012) çalışmalarına göre, 500 hPa seviyesinde Doğu Akdeniz'de yükselici hava hareketleri artar. 1000 hPa seviyesindeki sıcaklık anomalileri, zayıf muson yıllarında pozitif değerler, kuvvetli muson yıllarında ise orta troposferdeki subsidans ve alt seviyelerdeki serin adveksiyonun birleşmiş etkisiyle negatif değerlerin olduğu bir rejim ile temsil edilir.

Kuvvetli muson yıllarında 850 hPa jeopotansiyel yükseklik deseni, kuvvetli ve pozitif anomalilerin Atlantik okyanusu, Batı, Merkezi Avrupa ve Kuzey, Batı Afrika üzerinde, negatif anomalilerin Hindistan muson alanından Basra körfezi ve Türkiye'nin güney kıyılarından Ege Denizi'ne doğru uzanır (Şekil 8.7).

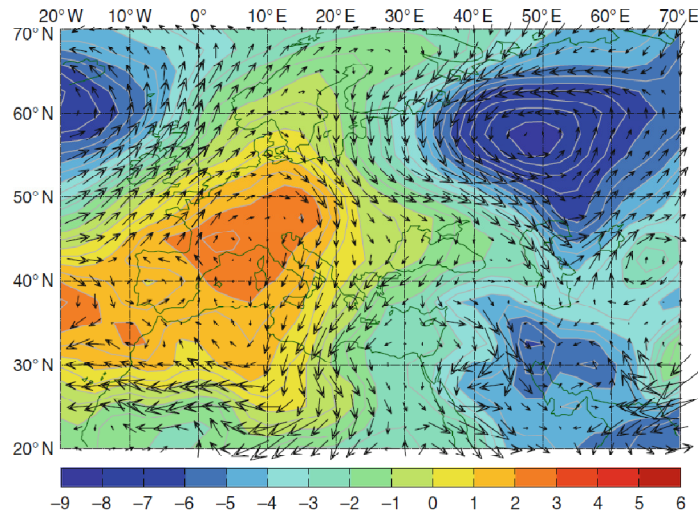


Şekil 8.7: 300 hPa zonal rüzgarının (m/s) kuvvetli muson yıllarındaki mevsimlik (HTAE) ortalama anomalileri (Rizou vd., 2012).

Kuvvetli muson yıllarında, subtropikal jet ortalama konumundan daha ileriye, batıda Doğu Akdeniz'e kadar uzanır ve kuzeye doğru yer değiştirir. Subtropikal jet rüzgarı, kuvvetli (zayıf) Hindistan yaz musonu yıllarında normal koşulların tersine Doğu Akdeniz üzerinde kuvvetli (zayıf)'dir. Bu desene göre, Azor subtropikal antisiklonu ve Asya termal alçak basıncı kuvvetli muson yıllarında gelişmiş ve kuvvetli bir dolaşım desenine sahiptir (Rizou vd., 2012).

Doğu Akdeniz havzası ve Ortadoğu'da yaz dolaşımında, kuzeyli etezyen rüzgarlarının sürekliliği serinletici etki yapar ve geniş ölçekli sübsidansın neden olduğu adyabatik ısınmanın etkilerini zayıflatır (Tyrlis, vd., 2012).

Türkiye'nin kuzeybatı ve batı kıyılarında gelişen bu farklı iki basınç merkezine bağlı olarak etezyen rüzgarları kuvvetlenir. 850 hPa seviyesindeki rüzgarların yönleri kuzeydoğu-güneybatı yönlüdür. Bu rüzgarların serinletici etkisiyle yaz sıcaklıklarında bunaltıcı etki de zayıflar. Rüzgar akışlarının zayıfladığı Türkiye'nin güneydoğusunda, bu serinletici etkinin zayıf olması nedeniyle de bu alanlarda yaz mevsimi sıcaklıkları konforun azalmasına neden olur (Şekil 8.8).



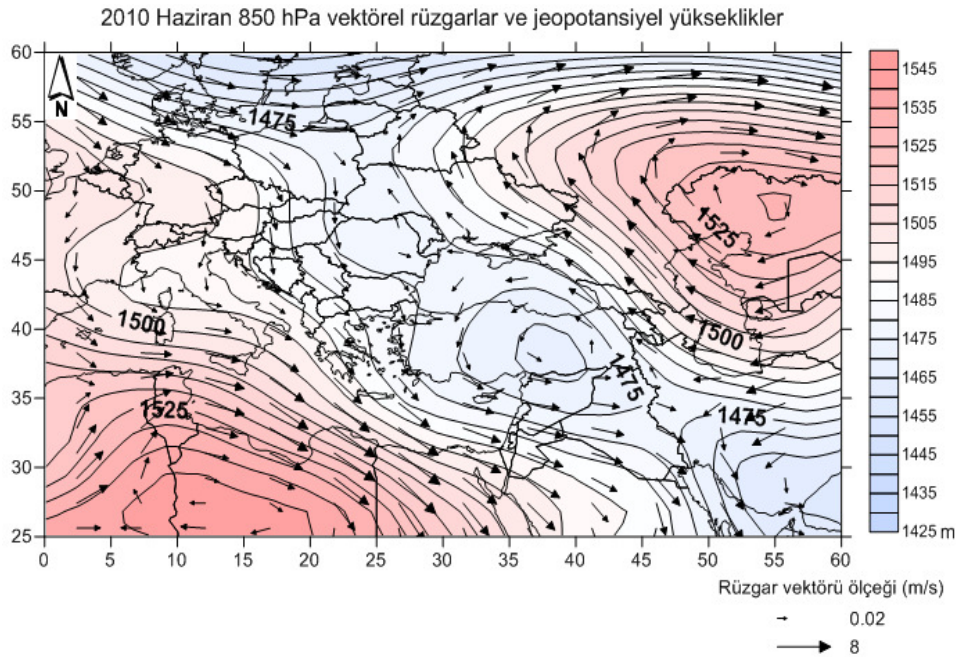
Şekil 8.8: 850 hPa jeopotansiyel yüksekliği ve vektörel rüzgarların (m/s) kuvvetli muson yıllarındaki mevsimlik (HTAE) ortalama anomalileri (Rizou vd., 2012).

8.3. Hindistan Muson Dolaşımının Türkiye 2010 Yaz Sıcaklıklarına Etkisi

Geniş alanlar üzerinde etkili olan ve aralarında pozitif ve negatif ilişkinin bulunduğu atmosferik salınım alanları içerisinde yer alan bir bölgede, normalin üzerinde (ekstrem olaylar) sıcaklık, yağış, rüzgâr gibi iklim parametreleri görülürken diğer bir bölgede ise normalin altında (ektrem olaylar) yağış, sıcaklık durumları görülebilir (Hurrell vd., 2003). Bu tür ilişkiler, atmosferdeki yüksek ve alçak basınç bölgelerini, rüzgârın yerini, hızını, gelen hava kütesinin sıcak ve soğuk olmasını belirleyerek yerel hava koşullarını, nemi, atmosfer statüğünü, fırtına ve fırtına alanlarını doğrudan etkileyerek belirler (Hurrell vd., 2003).

Türkiye’de 2010 yazı önemli sıcaklık artışının olduğu bir yıla karşılık gelir. WMO, tarafından da kuzey yarımkürenin en sıcak yılı olarak ilan edilen 2010 yazının Türkiye ve yakın çevresindeki etkilerinin incelendiği bu bölümde, bu alana ilişkin 850 hPa jeopotansiyel yüksekliğine ait vektörel rüzgarlar, jeopotansiyel yükseklikler ve sıcaklıklar ile 500 hPa jeopotansiyel yükseklikler, yüzey sıcaklıkları ve deniz seviyesi basınç verilerinden yararlanılmıştır. 2010 yaz mevsiminde 850 hPa vektörel rüzgarlar ve jeopotansiyel yükseklikleri ile etkili olan dolaşım özellikleri açıklanmaya çalışılmıştır. 2010 yaz mevsimi 500 hPa jeopotansiyel yüksekliği ve 850 hPa sıcaklıkları, *DSB*’ler ve yüzey sıcaklıkları arasındaki alansal ilişkiler kümelerarası ilişki desenleri incelenmiştir.

2010 yaz mevsiminde 850 hPa jeopotansiyel yüksekliklerinde rüzgarlar genel olarak antisiklonik akışlar içerir. Sıcak hava dalgasının etkili olduğu Rusya ve Kazakistan çevresinde, 850 hPa seviyesinde atmosfer yüksek sıcaklık nedeniyle çevresine göre yükselti değerleri artar. Akışlar bu alanda, antisikloniktir. Üst atmosferde kuzeye doğru sokulan bir sırt bu alandaki sıcak hava koşullarına neden olur. Bu yüksek merkezde, rüzgarların hızları 8 ms^{-1} 'e ulaşır. Haziran ayında en yüksek hıza sahip rüzgarlar, Rusya, Kazakistan'da etkili olan yüksek merkezde ve Azor yüksek basıncının etkili olduğu Kuzey Afrika üzerinde görülür (Şekil 8.9).

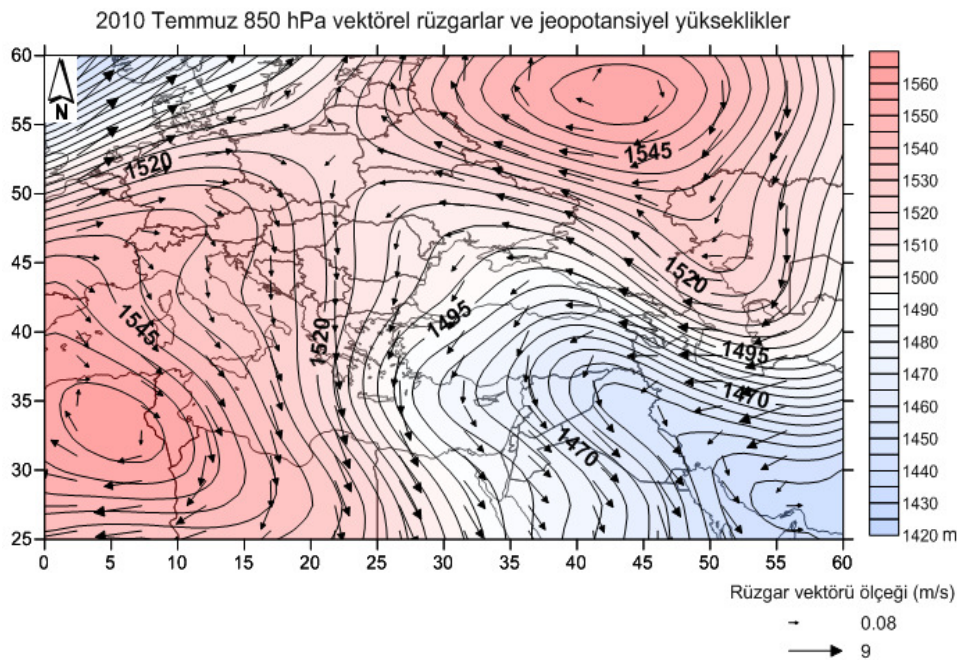


Şekil 8.9: 2010 Haziran 850 hPa vektörel rüzgarlar ve 850 hPa jeopotansiyel yüksekliklerin alansal dağılımları.

Haziran ayında, Türkiye ve Karadeniz üzerindeki atmosfer kalınlığı çevresine göre azdır. Boyun olarak isimlendirilen bu alan, iki yüksek merkez arasında, bu merkezlere göre daha düşük jeopotansiyel yüksekliğe sahiptir. Boyun alanında yer alan Türkiye'de, basınç gradyanı daha zayıftır. Bu nedenle, rüzgar hızları $0.02-0.05 \text{ ms}^{-1}$ arasında gerçekleşmiştir. Türkiye çevresine göre alçak bir merkez özelliği göstermesi nedeniyle bu alandaki rüzgarlar zayıf siklonik akış gösterir. Azor yüksek basıncının etkili olduğu Kuzey Afrika üzerinde, rüzgarlar antisiklonik olarak eser. Bu alanda rüzgarın hızları 8 ms^{-1} 'e ulaşırken yüksek merkezin kuzeyindeki alanlarda rüzgar hızı $0.02-0.08 \text{ ms}^{-1}$ civarındadır. Azor

yüksek basıncı, Batı ve Merkezi Akdeniz havzasındaki Haziran ayı atmosfer dolaşımını kontrol eder. Bu yüksek basıncın etkileri Ortadoğu'ya kadar ulaşmaktadır.

2010 Temmuz ayı 850 hPa dolaşımı, Haziran ayına göre farklılık gösterir. Temmuz ayında Azor ve Rusya üzerindeki yüksek merkezler derinleşerek etki alanını genişletir. Rusya üzerindeki yüksek merkez, Haziran'da Hazar Denizi, Kazakistan üzerinde daha belirginken, Temmuz ayında Doğu Avrupa'nın tamamında etkilidir. 850 hPa vektörel rüzgarlarının hızları 9 ms^{-1} 'e ulaşır. Azor yüksek basıncı da etki alanını Batı Avrupa üzerinde arttırmıştır. Antisiklonik dönüşlerle sıcak ve kuru hava, Batı ve Merkezi Avrupa'ya taşınır. Türkiye ve Ortadoğu çevresinde Basra alçak basıncının etkileri egemendir. Bu alandaki rüzgar akışları alçak basınca bağlı olarak sikloniktir. Yüksek ve alçak merkezler arasındaki basınç gradyan farkı, Türkiye'nin batı kıyılarında etezyen rüzgarlarının kuvvetlenmesine neden olur. Etezyen rüzgarlarının etkisiyle 2010 yaz mevsimindeki sıcak hava dalgasının etkileri Batı Anadolu'da daha zayıf geçmiştir (Şekil 8.10).



Şekil 8.10: 2010 Temmuz 850 hPa vektörel rüzgarlar ve 850 hPa jeopotansiyel yüksekliklerin alansal dağılışı.

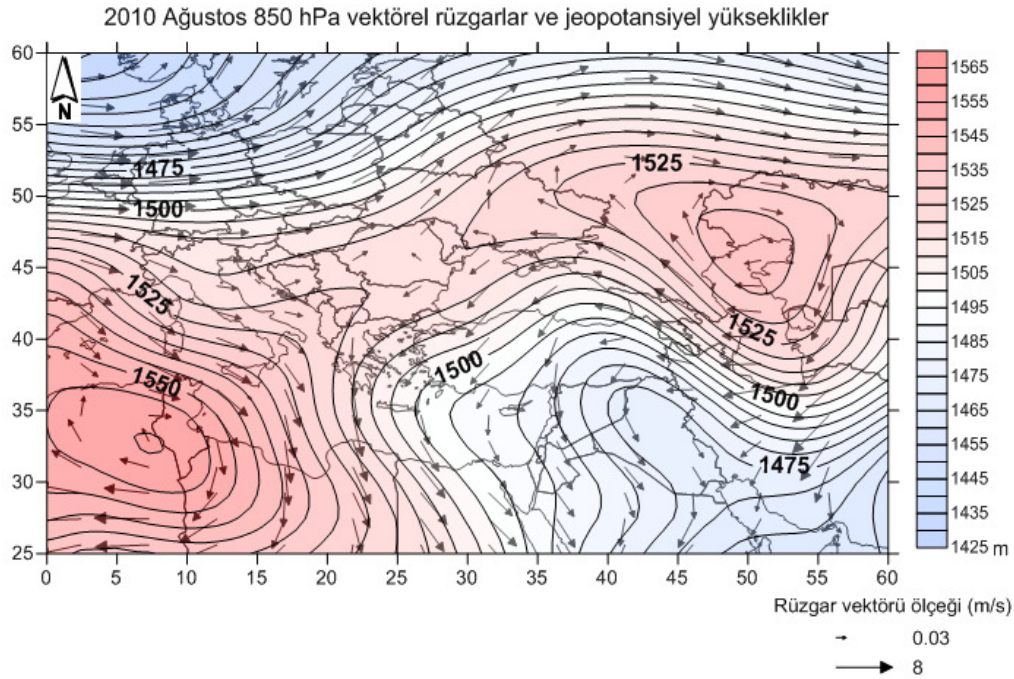
Temmuz ayında 850 hPa jeopotansiyel yüksekliğinde daha çok yüksek merkezlerin kontrolünde gelişen atmosfer dolaşımı egemendir. Temmuz ayının ikinci haftasından

itibaren Rusya ve çevresinde sıcak hava dalgasının etkileri artmaya başlamıştır. Büyük sıcak hava dalgası (mega heatwave) olarak nitelendirilen bu ekstrem hava olayı Barriopedro vd. (2011) çalışmalarına göre, Temmuz'un ortalarından Ağustos ayının ikinci haftasına kadar etkilidir. 24-30 Temmuz 2010 tarihlerinde, 850 hPa jeopotansiyel yüksekliğindeki hava sıcaklıkları, *ITCZ* boyunca yüksektir. Tibet platosu, Arabistan yarımadasının güneyi ve Basra Körfezi çevresi ile Kuzey Afrika'da Sahra Bölgesi, 850 hPa sıcaklıklarının en yüksek olduğu kuşağa karşılık gelir. Arabistan Yarımadası üzerindeki sıcak alan kuzeye, Türkiye üzerine ve Doğu Avrupa'ya doğru etkisini hissettirir (Ek 1.1). Doğu Avrupa'da 850 hPa jeopotansiyel yüksekliğindeki sıcaklıklar, üst atmosferdeki sübidans nedeniyle artar. Bu dolaşım koşulları yüzeyde yüksek sıcaklıkların yaşanmasına yol açar.

31 Temmuz'dan Ağustos ayının 6'sına kadar olan dönemde, *ITCZ*'nin kuzeye doğru hareketi ve üst atmosferdeki sübidans nedeniyle Doğu Avrupa'da sıcak hava dalgasının etkileri kuvvetlenir. Ağustos'un ilk haftasına kadar, Arabistan yarımadası çevresindeki 850 hPa seviyesindeki yüksek sıcaklıkların etki alanı genişlemiştir. Özellikle, Güneydoğu Anadolu Bölgesi'ndeki yüzey hava sıcaklıkları, bu dolaşıma bağlı olarak uzun süreli ortalamalarından 0.3°C daha sıcaktır. Ağustos'un ilk haftası, *ITCZ* etkilerinin kuzey enlemlere doğru en çok sokulma gösterdiği dönemdir (Ek 1.2).

2010 Ağustos'taki 850 hPa jeopotansiyel seviyesindeki yüksek merkezlerin, etki alanı Temmuz ayına göre daha güney enlemlere doğru kaymıştır. Yüksek merkezin Doğu Avrupa'da kuvvetli olduğu alan yaklaşık olarak $40-50^{\circ}\text{K}$ ve $35-60^{\circ}\text{D}$ enlem ve boylamlarındadır. Türkiye çevresindeki vektörel rüzgarlar, antisiklonik akışlar nedeniyle kuzeyli ve kuzeydoğuludur. Bu rüzgar akışları, Türkiye'nin özellikle Karadeniz Bölgesi ve Kuzeybatı Anadolu'da önemli sıcaklık artışlarının yaşanmasına neden olmuştur (Şekil 8.11).

Azor yüksek basıncı, Ağustos ayında özellikle Batı ve Merkezi Akdeniz havzasında etkisi kuvvetli olan dolaşımdır. Bu yüksek merkeze bağlı rüzgar akışları Kuzey Afrika üzerinde Basra alçak basıncının varlığına bağlı olarak kuvvetlenir. Türkiye'nin güneyi ve doğusundaki yüksek sıcaklıklar, Basra alçak basıncına bağlı meridyonel akışlarla ilgilidir.

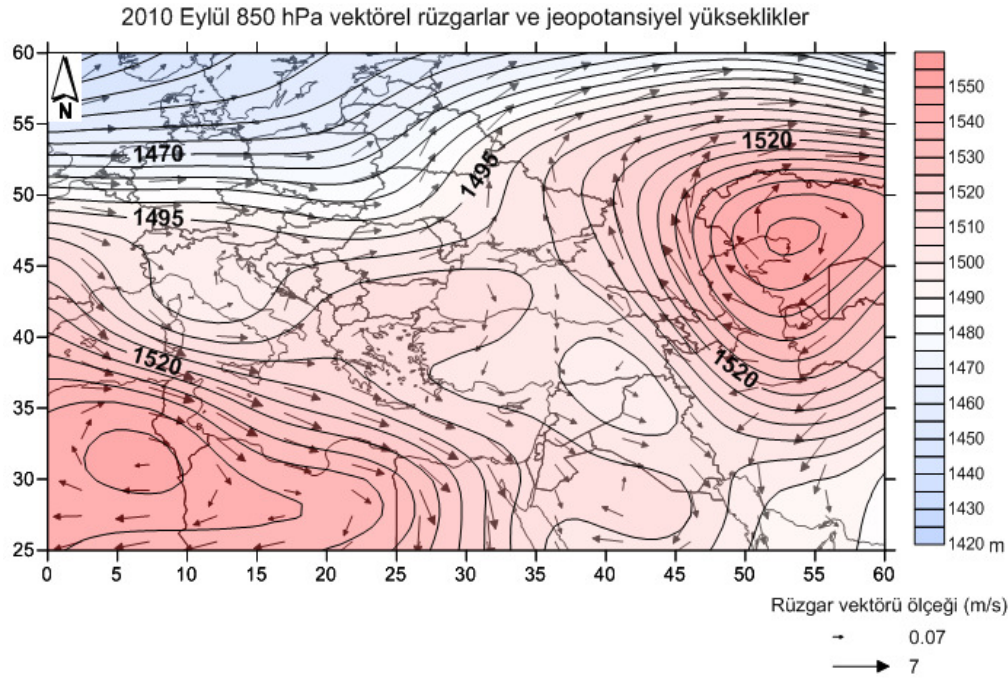


Şekil 8.11: 2010 Ağustos 850 hPa vektörel rüzgarlar ve 850 hPa jeopotansiyel yüksekliklerin alansal dağılışı

07-18 Ağustos 2010'da, Doğu Avrupa ve çevresinde özellikle Ukrayna, Estonya, Rusya, Kazakistan ve Türki-Cumhuriyetleri kapsayan geniş alanda, yüksek merkez ve üst atmosferdeki sübsidans yüzey sıcaklıklarının artmasına neden olur. Özellikle, Arabistan Yarımadası üzerinden muson dolaşımının etkileri Türkiye'nin tamamında hissedilir sıcaklık artışlarına neden olmuştur. *ITCZ*'nin kuzeye doğru etkilerinin en fazla sokulduğu alan, Ortadoğu, Türkiye ve Kafkaslar'dır (Ek 1.3). 14-20 Ağustos 2010 tarihlerinde, *ITCZ*'nin ekvatora doğru olan göçü ile sıcaklıklar özellikle Doğu Avrupa ve çevresinde mevsim normallerine dönmeye başlar. Arabistan yarımadası ve Türkiye'nin güney bölümü, Basra alçak basıncı ve *ITCZ* etkileriyle yüksek sıcaklıklara sahiptir. 850 hPa sıcaklıkları, Temmuz'un son haftalarında gözlenen değerlerden 0.5-0.6°C daha düşüktür. Doğu Avrupa, Balkanlar ve Kafkasya 850 hPa sıcaklıkları, Temmuz'un başından Ağustos ayının ikinci haftasına kadar sıcak hava dalgasının etkisine bağlı olarak uzun süreli ortalamaların üzerinde gerçekleşmiştir (Ek 1.4).

Eylül ayında, Türkiye'nin tamamında Azor yüksek basıncı ve Doğu Avrupa'da etkili olan yüksek basınç koşulları etkilidir. Doğu Avrupa'daki yüksek merkez, Hazar Denizi üzerinde derinleşmiştir. Bu alan çevresindeki antisiklonik akışlar Türkiye'de sıcak kuzey rüzgarlarına neden olur. Bu dolaşıma bağlı olarak, özellikle Karadeniz

Bölgesi'ndeki kıyı istasyonlarında yüksek sıcaklıklar gözlenir. Azor yüksek basıncının etkileri Doğu Akdeniz havzasına kadar belirgindir. Azor yüksekindeki antisiklonik akışlar Güney Avrupa ve Balkanlar üzerinden Türkiye'ye sokulur. Türkiye'nin kuzeybatısı ve batısındaki normalin üzerindeki yüzey hava sıcaklıkları bu dolaşımın kontrolünde gerçekleşmiştir (Şekil 8.12).



Şekil 8.12: 2010 Eylül 850 hPa vektörel rüzgarlar ve 850 hPa jeopotansiyel yüksekliklerin alansal dağılışı

8.4. 2010 Yaz Mevsimi Verilerine İlişkin Kümelerarası İlişki Desenleri

Bu analiz yöntemiyle, her bir veri setinden birer alansal desen elde edilmiştir. Çalışmanın bu bölümünde, 2010 yılı aylık 500 hPa jeopotansiyel yükseklikler ve 850 hPa sıcaklıklar ile deniz seviyesi basınçları ve yüzey sıcaklıklarına ait veriler kümelerarası ilişki analizi yöntemiyle incelenmiştir. Bu yöntem ile çok değişkenli veriler arasındaki kümelerarası ilişkileri gösteren desenler elde edilmiştir.

8.4.1. 500 hPa Jeopotansiyel Yükseklikleri ve 850 hPa Sıcaklıkları

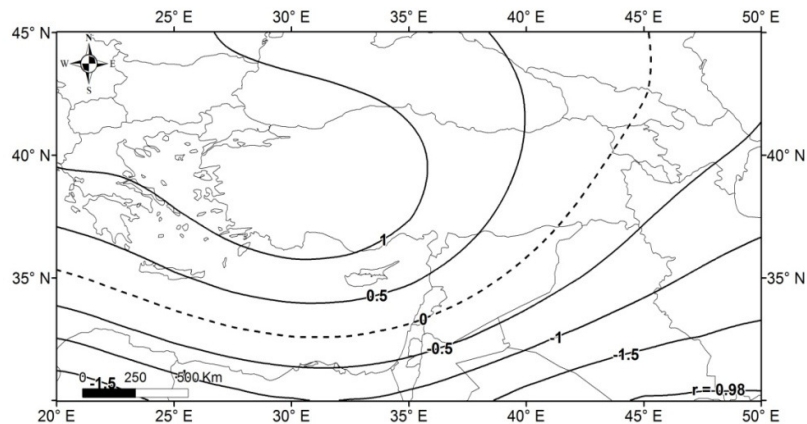
2010 yaz mevsiminde, 500 hPa yükseklik verilerinin %70.22'si, 850 hPa ortalama sıcaklıkların %56.53'ü temsil edildiği ilişki deseninde, 500 hPa yükseklikleri

sıcaklıklardaki değişkenliğin %67.41'i açıklar. Değerlendirmelerde, 500 hPa jeopotansiyel yüksekliği öngören olarak kullanılmıştır (Çizelge 8.1).

Çizelge 8.1: 2010 yazı 500 hPa jeopotansiyel yüksekliği ve 850 hPa sıcaklıkları arasındaki kümelerarası ilişki yükleri (R_{xy}).

KAİD	İlişki katsayısı	DSB'lerin temsili (%)	Sıcakların temsili (%)	DSB'lerin sıcaklıkları açıklaması (%)	Sıcaklıkların DSB'leri açıklaması (%)
1	0.98	70.22	56.53	67.41	54.27
2	0.88	15.74	4.38	12.13	3.38
3	0.69	7.14	25.62	3.37	12.09

Bu desene göre, Türkiye'nin batısındaki yüksek sıcaklıklar 500 hPa seviyesindeki yüksek bir merkez ile ilişkilidir. 500 hPa jeopotansiyel yüksekliği, yüzey ve bu seviyeye kadar olan alandaki yüksek sıcaklıklara bağlı olarak kalındır. Bu nedenle, bu alanda pozitif anomaliler gözlenir. İlk desen, Kuzeybatı Anadolu'da Azor yükseğine bağlı dolaşımı koşullarını açıklar. Türkiye'nin güneydoğusundaki negatif anomaliler ise bu alanın 500 hPa yüksekliklerinin görece normalin altında olmasıyla açıklanabilir. Türkiye'nin güneyi ve güneydoğusundaki alan *ITCZ*'nin etkisine bağlı olarak çevresine göre daha düşük basınçlar gösterir (Şekil 8.13).

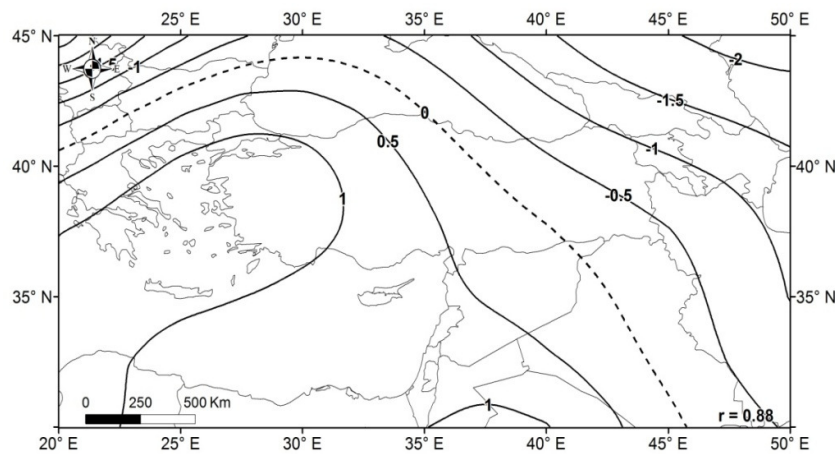


Şekil 8.13: 2010 yaz mevsimi 500 hPa jeopotansiyel yüksekliği ve 850 hPa sıcaklıklarının 1.kümelerarası ilişki yük desenlerinin alansal dağılışı.

2010 yazında, Türkiye'nin kuzeyinde ve batısında gözlenen pozitif sıcaklık anomalileri üst atmosferdeki görece yüksek basınç merkezinin varlığıyla ilişkilidir. Yaz mevsimi için hazırlanan ikinci kümelerarası ilişki değişkeni 500 hPa yüksekliğinin

%15.74'sini, 850 hPa sıcaklıklarının ise %4.38'ini temsil eder. Bu dolaşım deseninde, sıcaklıkların %12.13'ü 500 hPa jeopotansiyel yüksekliği tarafından açıklanır (Çizelge 8.1).

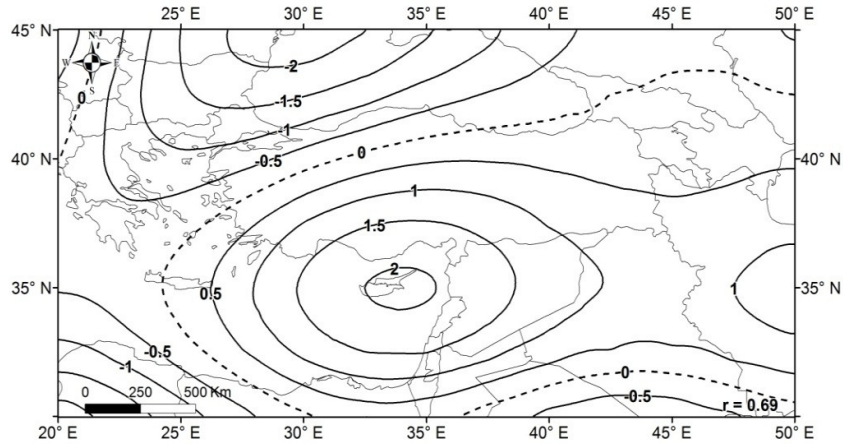
Bu desene göre, 2010 yazında Türkiye'nin kuzeydoğusu ve güneydoğusu arasında farklı anomaliler görülür. Türkiye'nin batı yarısında yüksek jeopotansiyel yüksekliklere bağlı olarak yüksek sıcaklıklar görülürken, kuzeydoğusunda negatif anomaliler yer alır. Azor yüksekliğinin genişlemesine bağlı olarak Türkiye'nin batısı ve Yunanistan üzerinde etkileri belirgindir. 500 hPa jeopotansiyel yüksekliğinde egemen dolaşım Azor yüksekliğidir. Türkiye'nin doğu ve kuzeydoğusundaki negatif anomaliler 500 hPa yüksekliğinde bu alanın alçak merkez kontrolünde olduğunun göstergesidir. 850 hPa sıcaklıkları, Kafkaslar çevresinde üst atmosferde yerini alçak merkeze bırakan bir dolaşım ile kontrol edilir (Şekil 8.14).



Şekil 8.14: 2010 yaz mevsimi 500 hPa jeopotansiyel yüksekliği ve 850 hPa sıcaklıklarının 2.kümelerarası ilişki yük desenlerinin alansal dağılışı.

Üçüncü kümelerarası ilişki değişkeninde, jeopotansiyel yükseklik verilerinin %7.14'ü, sıcaklıkların %25.62'si temsil edilir. Bu desene göre, Türkiye'nin doğusundan güneyine kadar olan alandaki pozitif anomaliler, yüksek bir merkez ile ilgilidir. Bu alan yüksek sıcaklıklara sahip olması nedeniyle üst atmosferde de kalınlık kuralına bağlı olarak 500 hPa seviyesi daha yüksektir. ITCZ'nin etkinliğinin zayıflaması ve Azor yüksek basıncının Akdeniz havzasının doğusunda belirgin etkiye sahip olması 500 hPa seviyesindeki dolaşımı açıklar. 500 hPa dolaşımı, çoğunlukla yüksek bir merkez ile kontrol edilir. 850 hPa jeopotansiyel sıcaklıklarında pozitif anomaliler, Azor yüksekliğine bağlı

olarak Türkiye'nin güneyinde etkilidir. Yüzey sıcaklıkları, 2010 yazında bu dolaşıma bağlı olarak yüksektir (8.15).



Şekil 8.15: 2010 yaz mevsimi 500 hPa jeopotansiyel yüksekliği ve 850 hPa sıcaklıklarının 3. kümelerarası ilişki yük desenlerinin alansal dağılışı.

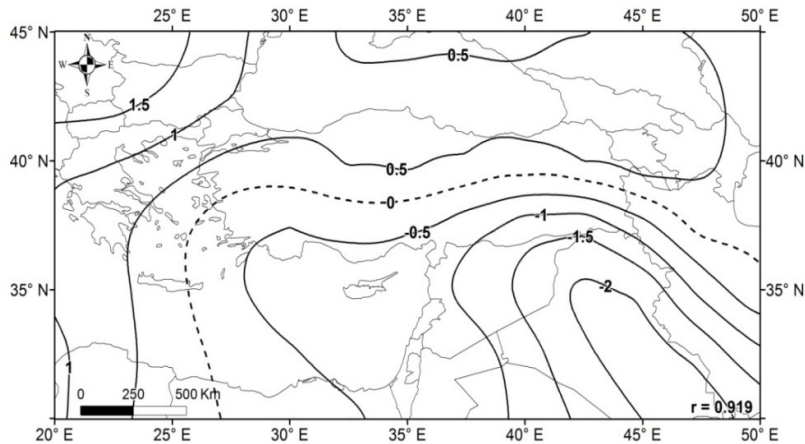
8.4.2. Deniz Seviyesi Basınçları ve Yüzey Sıcaklıkları

Türkiye 2010 yaz mevsimi yüzey sıcaklıkları ve deniz seviyesi basınçları arasındaki ilişkiler kümelerarası ilişki analiziyle sınanmıştır. Kümelerarası ilişki değişkenlerine ait desenler ilk üç değişkene göre hazırlanmıştır. Buna göre, ilk kümelerarası ilişki değişkeni *DSB* ve yüzey sıcaklıkları arasındaki ilişki katsayısı 0.92'dir. Bu desende, *DSB*'lerin %77.84'ü, yüzey sıcaklıklarının %64.52'si temsil edilir. *DSB*'ler bu desende, yüzey sıcaklıklarının %65.80'ini açıklar. Yaz mevsimi *DSB*'leri öngören, yüzey sıcaklıkları ise öngörülendir (Çizelge 8.2).

Çizelge 8.2: Deniz seviyesi basınçları ve yüzey sıcaklıkları arasındaki kümelerarası ilişki yükleri (R_{xy}).

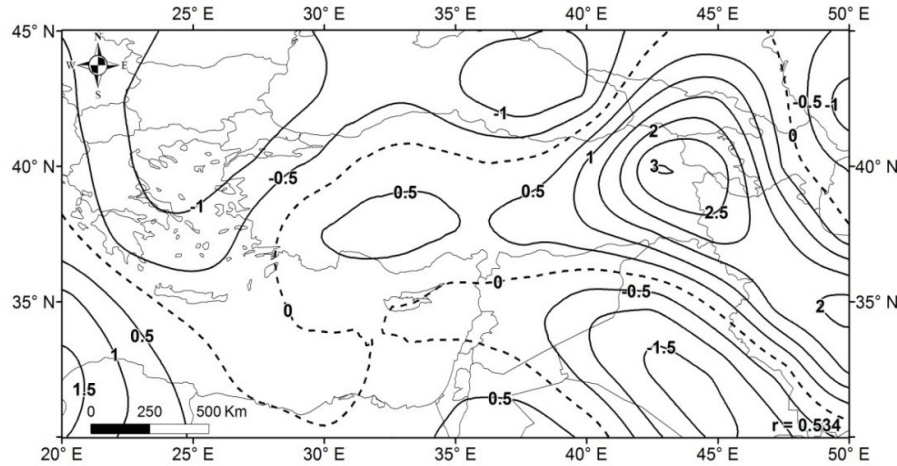
KAİD	İlişki katsayısı	DSB'lerin temsili (%)	Sıcakların temsili (%)	DSB'lerin sıcaklıkları açıklaması (%)	Sıcaklıkların DSB'leri açıklaması (%)
1	0.92	77.84	64.52	65.80	54.55
2	0.82	3.20	6.51	2.13	4.33
3	0.53	1.26	11.34	0.39	3.23
4	0.17	1.51	0.09	0.04	0.01

İlk ilişki desenine göre, Türkiye 2010 yaz sıcaklıkları genel olarak iki farklı dolaşım tarafından kontrol edildiği söylenebilir. Bu dolaşım desenine göre, sıcaklık anomalileri Türkiye'nin kuzeyi ile Bulgaristan ve Yunanistan'da pozitiftir. İlişkilerin değerleri, kuzeybatıdan Türkiye'nin Karadeniz kıyılarına doğru azalır. Özellikle, 2010 yaz mevsiminde Doğu Avrupa ve Moskova çevresinde etkili olan yüksek basınç koşullarından kaynaklanan kuzeyli akışlar bu alanlardaki sıcaklık koşullarını etkiler. Negatif değerlerin yer aldığı Suriye, İran ve Türkiye'nin güney ve güneydoğu bölümlerinde deniz seviyesi basınçlarının düşük olduğu alanlara karşılık gelir. Bu alanlarda, sıcaklıklar Basra alçak basıncı tarafından kontrol edilir. Türkiye'nin kuzey kıyılarının tamamını kapsayan alanda, görece daha yüksek basınç koşulları egemendir. 2010 yazında Türkiye'nin özellikle Karadeniz kıyılarında gözlenen mevsim normallerinin üzerindeki sıcaklık artışları bu kuzeyli dolaşım ile açıklanabilir (Şekil 8.16).



Şekil 8.16: Yaz mevsimi deniz seviyesi basıncı ile yüzey sıcaklıkları arasındaki 1.kümelerarası ilişki yük desenlerinin alansal dağılışı.

İkinci kümelerarası ilişki deseninde, *DSB*'lerin %3.20'sini, sıcaklıkların %6.51'ini temsil edilir. Bu dolaşım deseni, veri setlerini temsil etmesi açısından oldukça zayıftır. Bu desende negatif anomaliler, Türkiye'nin doğusunda, pozitif anomaliler güney-güneybatı kıyılarındadır. Doğu Anadolu ve Kafkaslar'da deniz seviyesi basınçları normal koşullardan daha düşüktür. Muson dolaşımının, Basra körfezi üzerinden Hazar denizine doğru sokulduğu bu alandaki deniz seviyesi basınçları çevresine göre daha düşüktür (Şekil 8.17).



Şekil 8.17: Yaz mevsimi deniz seviyesi basıncı ile yüzey sıcaklıkları arasındaki ilişki yük desenlerinin alansal dağılışı.

Akdeniz havzasında yaz dolaşımı çoğunlukla muson dolaşımının uzantısı olan Basra alçak basıncı tarafından kontrol edilir. Muson dolaşımının yıllararası değişkenliğine bağlı olarak kuvvetli ve zayıf geçen muson yıllarında dolaşım koşullarındaki (ana basınç merkezleri) değişiklik nedeniyle Doğu Akdeniz ve Türkiye’de farklı yaz koşulları yaşanır.

Kuvvetli muson yıllarında Azor yüksek basıncının etki alanının Batı ve Merkezi Avrupa’ya doğru genişletmesi ve güneyde muson dolaşımının da kuvvetlenmesine bağlı olarak özellikle Kuzey Ege’de etezyen adıyla anılan serinletici etkiye sahip kuzeyli rüzgarlar etkili olur. Zayıf muson yıllarında ise Türkiye çevresinde daha çok güneyli dolaşım egemendir. Bu sıcak rüzgarlar, yaz mevsiminde sıcaklıkların daha çok bunaltıcı olmasına neden olurlar.

2010 yazında, 850 hPa yüksekliği ortalama sıcaklıkları özellikle Temmuz ayının ortalarından Ağustos ayına kadar Arabistan yarımadası, Ortadoğu, Türkiye, Kafkaslar ve Doğu Avrupa üzerinde yüksek değerlere ulaşmıştır. 2010 yılı 850 hPa sıcaklıkları, genel olarak kuzey ve kuzeybatılı akışlar ile kontrol edilir. Doğu Avrupa’daki sıcak hava dalgasının etkileri, yüksek basıncının neden olduğu antisiklonik dolaşım ile özellikle Türkiye’nin kuzeybatısı, Karadeniz kıyıları ve İç Anadolu’nun kuzeyinde yüksek sıcaklıkların yaşanmasına neden olmuştur.

2010 yazı 500 hPa jeopotansiyel yükseklikleri ve 850 hPa sıcaklıkları arasındaki ilişki desenleri alansal tutarlılık gösterir. Yüksek sıcaklık anomalilerinin görüldüğü

Türkiye'nin kuzeybatısı ve batısında 500 hPa yüksekliklerinde de anlamlı pozitif anomaliler yer alır.

Yüzey sıcaklıkları ve deniz seviyesi basınçları arasındaki kümelerarası ilişki analizine göre, Türkiye'nin kuzeybatısı ve Karadeniz kıyılarındaki pozitif anomaliler, 500 hPa yüksekliği ve 850 hPa sıcaklığı arasındaki ilişkiyi destekler niteliktedir. Yüzeydeki pozitif anomaliler, bu alanlardaki yüksek basınca bağlı olarak artan yüzey sıcaklıklarını temsil eder.

SONUÇLAR

Çalışma alanının genel iklim özellikleri Köppen-Geiger iklim sınıflandırmasına göre belirlenmiştir. Bu sınıflandırmaya göre, Akdeniz havzası'nda genel olarak nemli tropikal, kurak, ılıman, nemli soğuk orta enlem ve polar iklimler gözlenir. Türkiye'de ise bu sınıflandırmaya göre, nemli orta enlem iklimleri ana sınıfında yer alan Akdeniz iklim tipi (Csa ve Csb) egemendir.

Avrupa ve Akdeniz havzası için yapılan iklim modellerinin sonuçlarına göre yaz ve kış sıcaklıklarında artışların yaşanacağı, Avrupa'daki yıllık ortalama sıcaklıkların küresel ortalamadan daha fazla artacağı öngörülmektedir. Kış mevsiminde en geniş alanlı ısınmanın Kuzey Avrupa'da, yaz sıcaklıklarındaki en geniş alanlı artışın ise Akdeniz havzasında yaşanacağı öngörülmektedir. Bu durum, Avrupa'nın güneyi ile kuzeyi arasındaki sıcaklık gradyanını arttırabilecektir. Son yıllarda gerçekleşen sıcaklık artışlarıyla beraber ekstrem olayların frekansında da önemli artışlar yaşanmaktadır. Buna karşılık, Akdeniz havzası yağışları için yapılan çalışmalara göre özellikle 1980'lerden sonra yıllık toplam yağışlarda azalma eğilimi egemendir. Türkiye için yapılan çalışmalara göre ise, yıllık yağışlar ve kış yağışları için 1960'lı yılların sonuna kadar genel bir artış, 1970'li yıllardan başlayarak azalma eğilimleri saptanmıştır.

Akdeniz havzasındaki 850 hPa ortalama sıcaklıkları, deniz seviyesi basınçları, 500 hPa jeopotansiyel yüksekliklerinin alansal desenlerinin incelenmesi için 1963-2000 dönemini kapsayan verilerden yararlanılmıştır. Buna göre, 850 hPa ortalama sıcaklıkları, yaz mevsiminde Kuzey Afrika üzerinden etkileri kuzey enlemlere doğru sokulan *ITCZ*, Azor yüksek basıncı ve muson dolaşımının uzantısı egemen dolaşım koşullarını yansıtır. Yaz mevsiminin ortalarında Akdeniz havzasının özellikle doğusunda muson dolaşımının etkinliği artar ve bu etkinlik Eylül'den itibaren zayıflamaya başlar.

Deniz seviyesi basınçlarının alansal deseni ise Azor yüksek basıncının Güney Avrupa ve Türkiye'deki yüksek basınç koşullarını denetlediğini gösterir. bununla birlikte Akdeniz havzasının batısı ve Avrupa Batı Rüzgarları ile Atlantik kökenli dolaşımın kontrolündedir. Türkiye, Kuzey Afrika ve Güney Avrupa'da Atlantik kökenli dolaşımın

etkileri dışında ayrıca *ITCZ*'nin mevsimlik hareketine bağlı olarak meridyonel dolaşım da egemendir.

500 hPa jeopotansiyel yüksekliklerinin alansal desenlerine göre, Kuzey Avrupa çevresinde daha çok bir alçak merkezin etkilerinin egemen olduğunu, Güney, Güneybatı Avrupa ve Akdeniz havzasında batı rüzgarlarıyla bağlantılı olarak Azor yüksek basıncının dolaşım koşullarını kontrol ettiği söylenebilir. Genel olarak, geçiş mevsimi özelliği taşıyan Eylül ayında ise, *ITCZ* güney enlemlere doğru çekilmeye başlar, buna karşılık İzlanda alçak basıncı ve Azor yüksek basıncı egemen dolaşım sistemi olarak Avrupa ve Akdeniz havzasında etkinliğini arttırmaktadır.

Türkiye meteoroloji istasyonlarının ortalama, minimum ve maksimum sıcaklık veri dizilerindeki alansal dağılış desenleri incelendiğinde, Akdeniz havzasında yaz mevsiminde egemen dolaşım sisteminin Azor yüksek basıncının kontrolünde geliştiği gözlemlenir. Bununla birlikte, Türkiye yaz sıcaklıkları, Azor yüksek basıncı ve Basra alçak basıncının etkisiyle şekillenir. Bu dolaşımın etkisiyle, önceki çalışmalarda belirtildiği gibi Türkiye'nin kuzeybatısında subtropikal yüksek basınç alanından güneye doğru olan hava akışları Batı Anadolu ve özellikle Ege'de etezyen rüzgarlarını oluşturur. Karadeniz Bölgesi ve çevresi yaz mevsiminde daha çok kuzeyli-kuzeybatılı hava akışlarından etkilenirken, Türkiye'nin güney bölümü ise Sahra ve Ortadoğu üzerinden etkili olan güneyli hava akışlarından etkilenir. Sıcaklık dağılışı ile ilgili özellikler, etkili olan dolaşım sistemine bağlı olarak bölgesel değişkenlik gösterir.

Türkiye genelinde 1963-2010 dönemi yaz mevsimi yüzey ortalama, minimum, maksimum hava sıcaklıkları ve ravinsonde istasyonlarının 850 hPa ortalama ve maksimum sıcaklıkları, 500 hPa jeopotansiyel yükseklik verilerindeki yıllararası değişkenlik ve eğilimlerin incelendiğinde, ortalama hava sıcaklıklarında genel olarak anlamlı artış eğilimlerinin egemen olduğu gözlenir. Özellikle, Marmara, Ege, İç Anadolu ve Akdeniz bölgeleri ısınmanın kuvvetli olduğu alanlardır. Karadeniz Bölgesindeki ısınma eğilimleri daha çok kıyı kuşağındaki istasyonlarda belirgindir.

Türkiye minimum hava sıcaklıklarında, Haziran'da zayıf, Temmuz ve Ağustos aylarında ise kuvvetli artış eğilimlerine sahiptir. Artış eğilimleri, Eylül ayında yaz mevsimine göre oldukça zayıftır. Minimum hava sıcaklıkları, Türkiye'nin özellikle batısında ve büyük şehirlerin bulunduğu alanlarda artış yönünde bir eğilim içerir. Bu

alanlarda yer alan meteoroloji istasyonları üzerinde kentsel ısı adası etkisi belirgindir. Bu konuda yapılan ve literatürde yer alan farklı çalışmalar kentsel ısı adasının etkilerini açıkça ortaya koymaktadır.

Türkiye maksimum hava sıcaklıkları, minimum sıcaklıklarla benzer özellik gösterir. Anlamli artış eğilimleri Marmara ve Güneydoğu Anadolu bölgesi ile Türkiye'nin batısında yoğunluk gösterir. Yaz mevsimi boyunca tüm Türkiye genelinde maksimum sıcaklıklarda önemli artış eğilimleri egemenken, Eylül ayıyla birlikte anlamli artış eğilimleri daha çok kıyı kuşaklarında belirgindir. İç Anadolu Bölgesi'nde ise Eylül maksimum sıcaklıklarındaki artış eğilimleri yaz mevsimine göre daha zayıftır.

Türkiye ravinsonde istasyonları verilerine göre, 850 hPa ortalama sıcaklıkları yaz mevsiminde genel olarak bir artış eğilimi gösterir. 850 hPa seviyesi yüzey özelliklerinin kısmen temsil edildiği bir seviyedir. Bu nedenle istasyonların yükseltisine bağılı olarak kıyı istasyonları dışındaki istasyonlar yüzey sıcaklıklarını daha çok içerir. Ravinsonde istasyonlarının kara alanları üzerinde yaklaşık 250 km²'lik bir alanı temsil etmesi nedeniyle ısınmanın kuvvetli olduğu bölgelerde anlamli artışlar gözlenir. Basra alçak basıncının Türkiye'ye etkisi özellikle Türkiye'nin güneydoğusundaki ravinsonde istasyonunda belirgindir. 850 hPa maksimum sıcaklıkları, 850 hPa ortalama sıcaklıkları ile benzer özellik gösterir.

Türkiye ravinsonde istasyonu verilerine göre, yaz mevsiminde genel olarak 500 hPa jeopotansiyel yükseklik verilerinde anlamli artış eğilimleri egemendir. Yaz mevsiminde, istasyonların tümünde ortalama koşullardan daha yüksek jeopotansiyel yükseklikler gözlenir. Yaz mevsimi boyunca gözlenen artış eğilimi, Eylül ayıyla birlikte azalma yönünde eğilime dönüşür ve Samsun ile Isparta istasyonları jeopotansiyel yükseklik verilerinde anlamli azalma eğilimleri gözlenir. 500 hPa seviyesininin uzun süreli ortalamadan yüksek olma yönündeki eğilimi, artan yüzey ve 850 hPa sıcaklıklarıyla ilgilidir.

Türkiye yaz mevsimi, uzun süreli ortalamalara göre hesaplanan yaz günü sayıları Türkiye'nin güneydoğusundan kuzeybatısına doğru artar. Özellikle, 1970-2006 dönemi yaz mevsiminde günlük maksimum sıcaklıklarındaki ortalama yaz günü sayıları Güneydoğu Anadolu Bölgesi ve çevresinde < 24-40, Türkiye'nin güney ve batı kıyılarında 32-40 gün, Karadeniz Bölgesinde 48-52 gün, Marmara Bölgesinde ise 56 gün ve üzerinde

gerçekleşmiştir. Tropikal gün sayılarındaki artış ise Türkiye'nin kuzeyinden güneyine doğru artar. Tropikal günler en az Karadeniz Bölgesi'nde yaşanırken Türkiye'nin güneyine doğru artar. Türkiye'nin kuzeybatısı yaz mevsiminde büyük basınç merkezlerine bağlı olarak gelişen etezyen rüzgarlarının etkisi altındadır. Bu rüzgarlar, yaz mevsimi günlük maksimum sıcaklıklarının Türkiye'nin güneyine göre daha serin yaşanmasını sağlar. Etezyen rüzgarının serinletici etkisi Türkiye'nin kuzeybatı ve batı kıyılarında egemendir. Karadeniz kıyılarında yaz günü sayılarının az olması ise bu bölgenin kuzeyli hava akışlarına açık olmasıyla ilgilidir. Ayrıca, deniz üzerinden gelen nemli hava kütleleri günlük maksimum sıcaklıkların yükselmesini engeller. Bu alan Türkiye'nin güneyine göre daha serin yaz mevsimine sahiptir. Tropikal gün sayıları, Türkiye'nin en yüksek sıcaklıklarının görüldüğü güney bölümünde yüksektir. Bu alanlar üzerinde yaz mevsiminde daha çok Basra alçak basıncı ve *ITCZ*'nin etkileri belirgindir. Meridyonel akışlar, yaz mevsimi günlük maksimum sıcaklıklarının yükselmesine neden olur.

Tropikal ve yaz günleri değişim katsayıları, istasyonların sıcaklık verilerindeki varyansına bağlıdır. Yaz günü değişim katsayıları (DK), en az Marmara Bölgesinde (%15) ve çok Akdeniz kıyılarındadır (%30). Tropikal gün *DK*'ları ise güneyden kuzeye doğru giderek artar. Bu, yaz mevsiminde Türkiye'nin güneyinde, daha çok subtropikal dolaşım koşullarının egemen olmasıyla ilgilidir. Yüze ve üst atmosfer hava sıcaklıklarındaki artış eğilimleri ile 1990'lardan sonra Akdeniz havzası genelinde sıcak hava dalgalarının frekansının artması, daha düşük sıcaklıkların görüldüğü Karadeniz Bölgesi'nde de tropikal günlerin artmasına neden olur. Ekstrem sıcaklıklardan (sıcak hava dalgaları) en çok etkilenen alan Karadeniz Bölgesidir. Özellikle 2010 yazı, en çok Karadeniz Bölgesi'ni etkilemiştir. Genel olarak, Türkiye yaz günü sayılarında azalma, tropikal gün sayılarında ise artış yönünde bir eğilim egemendir.

Akdeniz havzasında yaz dolaşımı çoğunlukla Muson dolaşımının uzantısı olan Basra alçak basıncı tarafından kontrol edilmektedir. 2010 yazında, Doğu Avrupa'da etkili olan sıcak hava dalgası ve bu dolaşıma bağlı olarak Temmuz ve Ağustos aylarında Doğu Avrupa başta olmak üzere Arabistan yarımadası, Ortadoğu, Türkiye, Balkanlar ve Kafkaslar'da normalin üzerinde sıcaklık koşulları yaşanmıştır. Türkiye'yi kuzeyli ve kuzeybatılı akışlarla etkileyen bu sıcak hava dalgasının etkileri nedeniyle özellikle Türkiye'nin kuzeybatısı, Karadeniz kıyıları ve İç Anadolu'nun kuzeyindeki sıcaklıklar uzun süreli ortalamalar üzerinde gözlemlenmiştir.

2010 yazında 500 hPa jeopotansiyel yüksekliğinde ve deniz seviyesi basınçlarında, Türkiye'nin kuzeybatısı ve batısındaki anlamlı pozitif anomaliler, 850 hPa ve yüzey sıcaklıkları ile anlamlı alansal tutarlılıklar gösterir. Muson dolaşımının uzantısı olan Basra alçak basıncı, Türkiye yaz sıcaklıklarını etkileyen en önemli atmosferik süreçlerdendir.

Bu çalışmada elde edilen sonuçlara göre Türkiye yaz sıcaklıklarında önemli artış eğilimleri egemendir. Özellikle yaz mevsimi sayılı günlerinde gözlenen yıllararası değişim ve eğilimler, Doğu Akdeniz havzasındaki hava sıcaklıkları ve sıcak hava dalgalarındaki kuvvetli artış eğilimleriyle benzerlik göstermektedir. Türkiye'de sıcak hava dalgalarından en çok etkilenen alan Karadeniz Bölgesi'dir. Karadeniz Bölgesi'ndeki istasyonlarının tropikal gün ve yaz günü sayıları, 1970-2006 dönemi ve 2010 yılında kuvvetli artış eğilimleri içerir. Bu artış eğilimleri, bölge üzerinde etkili olan dolaşımın koşullarındaki değişkenlikle ilgilidir.

Muson dolaşımı, Kuzey Yarımküre yaz mevsimindeki egemen dolaşımlardandır. Muson dolaşımının uzantısı olan Basra alçak basıncı, Türkiye yaz sıcaklıkları üzerinde en belirleyici etkiye sahip olan dolaşımdır. Muson dolaşımının kuvvetli olduğu yıllarda büyük basınç merkezlerinin konumu nedeniyle Türkiye'nin kuzeybatı ve batısında etezyen rüzgarlarının etkisi artar. Kuvvetli muson dolaşımı, Akdeniz havzasında geniş alanlı pozitif yüzey sıcaklık anomalilerine neden olur. 2010 yaz mevsiminde, Türkiye'de de belirgin etkiye sebep olan Rusya sıcak hava dalgasının etkileri bu dolaşımın kuvvetli olmasıyla ilgilidir. Rusya ve çevresindeki sıcak hava dalgası Türkiye'de en çok Karadeniz Bölgesi'ni etkilemiştir. Bu alandaki antisiklonal dönüşler, Türkiye'nin özellikle Doğu Karadeniz kıyılarını kuzeyli akışlarla etkilemiştir.

Bu çalışmada, Türkiye yaz sıcaklıklarını etkileyen genel atmosfer dolaşımı özellikleri değerlendirilmiştir. Türkiye, Doğu Akdeniz havzasındaki sıcak hava dalgalarından en çok etkilenen alanlardandır. Yaz sıcaklıkları ve sayılı günlerdeki artış eğilimlerinin kuvvetli olması, iklim değişikliğinin en belirgin göstergelerinden biri olarak sayılabilir. Yılın sıcak dönemdeki yüksek sıcaklıklar ve ekstrem yüksek sıcaklıkların frekansının artması Türkiye yaz mevsimi sıcaklık ortalamalarının pozitif yönde değiştiğinin bir işaretidir.

Bu bağlamda, sıcaklıkların canlı yaşamı üzerinde olumsuz sonuçlara yol açacağı açıktır. Türkiye'nin ekonomi, tarım ve su politikaları, küresel iklim değişikliği kapsamında

Türkiye’de bugüne kadar konu ile ilgili yapılan çalışmalar dikkate alınarak yapılan yatırım planları gözden geçirilerek revize edilmelidir. Özellikle tarım ve su politikaları için gelecek iklim koşulları öngörülerek yeni planlar oluşturulmalıdır.

İnsan ve tüm canlı yaşamını dikkate alan, yaşamın her alanında enerji verimliliğini öngören uygulamaların, çevreci anlayışın benimsenmesi en büyük gerekliliktir. Özellikle, kaynakların yönetimi konusunda iklim değişikliğinin dikkate alındığı planlamalara ihtiyaç vardır. Tarımsal alanların yanlış uygulamalarla kaybedildiği ülkemizde, bilimsellikten uzak yapılan su yapıları ve su yapısı uygulamalarının gelecek nesiller düşünülerek düzenlenmesi en büyük gerekliliktir.

Gelecek iklim koşulları için yapılan öngörülere göre, yüksek yüzey ve atmosfer sıcaklıklarıyla beraber, sıcak ve soğuk hava dalgaları gibi ekstrem olayların artması beklenmektedir. Klimatolojik, meteorolojik ve hidrolojik afetler ayrıntılı olarak araştırılmalı, bu afetlere karşı hassas alanlar belirlenmeli ve iklimsel afetlere dayalı istatistikler arttırılmalıdır. Bu, iklimsel afetler ile ilgili yapılacak olan araştırmaların bilimsel açıdan daha güvenilir sonuçlar vermesini sağlayacaktır. Bu bağlamda, Türkiye’de etkili olabilecek tüm iklimsel afetlere karşı hassas olan bölgeler belirlenerek, alınacak önlemler ile olayların afet boyutuna ulaşması önlenmelidir. Bu anlamda, yapılacak planlamalar bölgesel ya da daha yerel ölçeklere taşınmalıdır.

KAYNAKÇA

- Aksoy, H. “Hydrological variability of the European part of Turkey”, *Iranian Journal of Science and Technology*, 2007. Accepted for Publication.
- Aksoy, H.; Ünal, N.Ü.; Alexandrov, V.; Dakova, S. “Hydrometeorological analysis of northwestern Turkey with links to climate change”, *International Journal of Climatology*, 28, 2007, 1047-1060.
- Alpert, P.; Abramsky, R.; Neeman, B.U. “The prevailing summer synoptic system in Israel. Subtropical high not Persian trough”, *Israel Journal of Earth Science*, 39, 1990, 93-102.
- Alpert, P.; Baldi, M.; Hani, R.; Krichak, S.; Price, C.; Rodo, X.; Saaroni, H.; Ziv, B.; Kishcha, P.; Barkan, J.; Mariotti, A.; Xoplaki, E. “Relations between Climate Variability in the Mediterranean Region and the Tropics: ENSO, South Asian and African Monsoons, Hurricanes and Saharan Dust”, *Mediterranean Climate Variability Volume 4*. 2006.
- Baldi M, Meneguzzo F, Dalu GA, Maracchi G, Pasqui M, Capecchi V, Crisci A, Piani F. “Guinea gulf SST and Mediterranean summer climate analysis of the interannual variability”, In *Proceedings of the 84th AMS Conference*, 2004, Seattle.
- Barriopedro, D.; Fischer, E.M.; Luterbacher, J.; Trigo, R.M.; Garcia-Herrera, R. “The hot summer of 2010: Redrawing the temperature record map of Europe”, *Scienceexpress*, 2011, DOI:10.1126/science.1201224.
- Barry, R.G.; Chorley, R.J. “Atmosphere, weather and climate”, Eighth edition, Routledge Taylor and Francis Group London and New York, 2003. New York.
- Ben-Gai, T; Bitan, A.; Manes, A.; Alpert, P.; Rubin, S. “Temporal and Spatial Trends of Temperature Patterns in Israel”. *Theoretical and Applied Climatology*, 64, 1999, 163-177.
- Beniston, M; Diaz, H.F. “The 2003 heat wave as an example of summers in a greenhouse climate? Observations and climate model simulations for Basel Switzerland”. *Global and Planetary Change* 44, 2004, 73-81.
- Beniston, M; Stephenson, D.B; Christensen, O.B; Ferro, C.A.T; Frei, C; Goyette, S; Halsnaes, K; Holt, T; Jylha, K; Koffi, B; Palutikof, J; Scholl, R.; Semmler, T; Woth, K. “Future extreme events in european climate: an exploration of regional climate model projections”. *Climatic Change*, 81, 2007, 71-95.
- Bitan, A.; Saaroni, H. “The horizontal vertical extension of the Persian Gulf trough”, *International Journal of Climatology*, 12, 1992, 733-747.
- Black, E; Blackburn, M; Harrison, G; Hoskins, B; Methven, J. “Factors contributing to the summer 2003 European heatwave”, *Weather*, 59, 2004, 217-223.
- Blasing, T.J. “Characteristic anomaly patterns of summer sea-level pressure for the Northern Hemisphere”, *Tellus*, 33, 1981, 428-437.

- Brunet, M.; Jones, P.D.; Sigro, J.; Saladie, O.; Aguilar, E.; Moberg, A.; Della-Marta P.M.; Lister, D.; Walther, A.; Lopez, D. “Temporal and spatial temperature variability and change over Spain during 1850-2005”. *Journal of Geophysical Research*, 112, 2007, D12117, DOI:10.1029/2006JD008249.
- Brunetti, M.; Maugeri, M.; Monti, F.; Nanni, T. “Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenised instrumental time series”, *International Journal of Climatology*, 26, 2006, 345-381.
- Clemens, S.C.; Prell, W.L. “A 350,000 year summer-monsoon multi-proxy stack from the Owen Ridge, Northern Arabian Sea”, *Marine Geology*, 201, 2003, 35–51.
- Cheery, S. “Singular value decomposition analysis and canonical correlation analysis”, *American Meteorological Society*, 9, 1996, 2003-2009.
- Çiçek, İ. “Ankara’da şehir ve kırsal sıcaklık farklarındaki değişiklikler (1970-2002)”, *Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimler Dergisi*, 15, 2005, 1-16.
- Çiçek, İ. “Ankara’da şehirleşmenin yağış üzerine etkisi”, *Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimler Dergisi*, 14, 2004, 1-17.
- Çiçek, İ. “Türkiye’de Termik Dönemlerin Yayılışı ve Süreleri” *Ank. Üniv. DTC Fak., Fakülte Dergisi*, 40, 2000, 189-212.
- Danielson, E.W.; Levin, J.; Abrams, E. *Meteorology*, Mc-Graw-Hill Higher Education, 2003, s.558.
- Delitala, A.M.S.; Cesari, D.; Chessa, P.A. “Precipitation Regimes over Sardinia (Italy) During the 1946–1993 Rainy Season and Associated Large-Scale Climatic Variations”. *International Journal of Climatology*, 20, 2000, 519-542.
- Demir, İ.; Kılıç, G.; Alan, İ.; Tüvan, A.; Demirbaş, H. “Bölgesel iklim modeli projeksiyonları ve önemi”, *1.Meteoroloji Sempozyumu Bildiri Kitabı*, 195-208. 27-28 Mayıs 2010, Ankara, 2010.
- Demir, İ.; Kılıç, G.; Coşkun, M. “PREDIS Bölgesel İklim Modeli ile Türkiye için iklim öngörülleri”, *4.Atmosfer Bilimleri Sempozyumu Bildiri Kitabı*, 365-373. İstanbul Teknik Üniversitesi, Uçak ve Uzay Bilimleri Fakültesi, Meteoroloji Mühendisliği Bölümü, 25-28 Mart 2008, İstanbul, 2008.
- Djamali, M.; Akhiani, H.; Andrieu-Ponel, V.; Braconnot, P.; Brewer, S.; Beaulieu, J.L.; Fleitmann, D.; Fleury, J.; Gasse, F.; Guibal, F.; Jackson, S.T.; Lézine, A.M.; Médail, F.; Ponel, P.; Roberts, N.; Stevens, L. “Indian Summer Monsoon variations could have affected the early-Holocene woodland expansion in the Near East”, *The Holocene*, 20(5), 2010, 813–820.
- Domonkos, P.; Kysely, J.; Rytowicz, K.; Petrovic, P.; Likso, T. “Variability of extreme temperature events in south-central Europe during the 20th century and its relationship with large scale circulation”, *International Journal of Climatology*, 23, 2003, 987-1010.
- Enzel Y.; Ely L.L.; Mishra, S.; Ramesh, R.; Amit, R.; Lazar, B. “High-resolution Holocene environmental changes in the Thar Desert, northwestern India”, *Science*, 284, 1999, 125–128.
- Erinç, S. *Klimatoloji ve Metodları*, İ.Ü. Coğrafya Ens. Yayını, 1996.

- Erinç, S.; Sungur, K.A. “İstanbulda Hava Tipleri”, *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, 14, 1964, 76-98.
- Erlat, E. “İzmir’in Hava Tipleri Klimatolojisi”, Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayınları No:121, 2003. - 975-483-591-8.
- Erlat, E.; Yavaşlı, D.D. “Ege Bölgesi’nde tropikal gün ve yaz günü sayılarındaki değişim ve eğilimler”, *Ege Coğrafya Dergisi*, 18, 2009, 1-15.
- Erol, O. “Genel Klimatoloji”, İ.Ü. Deniz Bil. ve Coğrafya Ens., 1999.
- Esteban-Parra, M.J.; Rodrigo, F.S.; Castro-Diez, Y. “Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880-1992”, *International Journal of Climatology*, 18, 1998, 1557- 1574.
- Feidas, H.; Nouloupoulou, C.; Makrogiannis, T.; Bora-Senta, E. “Trend analysis of precipitation time series in Greece and their relationship with circulation using surface and satellite data: 1955– 2001”, *Theoretical and Applied Climatology*, 87, 2007, 155-177.
- Feudale, L.; Shukla, J. “Influence of the sea surface temperature on the European heat wave of 2003 summer. Part I: an observational study”, *Climate Dynamics*, 2010, DOI:10.1007/s00382-010-0788-0.
- Fleitmann, D.; Burns, S.J.; Mangini, A.; Mudlesee, M.; Kramers, J.; Villa, I. “Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra)”, *Quaternary Science Reviews*, 26, 2007, 170–188.
- Fleitmann, D.; Burns, S.J; Mudelsee, M.; Neff, U.; Kramers, J.; Mangini, A. “Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from Southern Oman”, *Science*, 300, 2003, 1737–1739.
- Ghasemi, A.R.; Khalili, D. “The influence of the Arctic Oscillation on winter temperatures in Iran”, *Theoretical Applied Climatology*, 85, 2006, 149-164.
- Giorgi, F. “Variability and trends of sub-continental scale surface climate in the twentieth century I. Observations”, *Climate Dynamics*, 18, 2002, 675–691.
- Gönençgil, B. *Doğal Süreçler Açısından İklim Değişikliği ve İnsan*, Çantay Yayınevi, 2008. - 978-975-9060-50-3.
- Gönençgil, B.; İçel, N. “Türkiye’nin Doğu Akdeniz Kıyılarında Yıllık Toplam Yağışlarda Görülen Değişimler (1975-2006)”, *Türk Coğrafya Dergisi*, 55, 2010, 1-12.
- Hatzaki, M.; Flocas, H.A.; Asimakopoulos, Maheras, P. “The Eastern Mediterranean Teleconnection Pattern: Identification and Defination”, *International Journal of Climatology*, 27, 2007, 727-737.
- Haylock, M.; Goodess, C. “Interannual variability of European extreme winter rainfall and links with mean large-scale circulation”. *International Journal of Climatology*, 24, 2004, 759-776.
- Horel, J.D. “A rotated principle component analysis of the interannual variability of the Northern Hemisphere 500 mb height field”, *Monthly Weather Review*, 109, 1981, 2080-2092.

- Hu, Z.Z.; Latif, M.; Roeckner, E.; Bengtsson, L. "Intensified Asian summer monsoon and its variability in a coupled model forced by increasing greenhouse gas concentrations", *Geophysical Research Letters*, 27, 2000, 2681-2684.
- Hurrell, Jim. W. "Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation", *Science*, 269, 1995, 676-679.
- Hurrell, J.W.; Kushnir, Y.; Visbeck, M.; Ottersen, G. "An overview of the North Atlantic Oscillation", *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*. Eds. *Geophysical Monograph*, 134, 2003, 1-35.
- Huth, R.; Kysely, J.; Pokorna, L.; "A GCM simulation of heat waves, dry spells, and their relationships to circulation", *Climatic Change*, 46, 2000, 29-60.
- IPCC. "Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007", Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.) Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, 2007, NY, USA.
- Jolliffe, I.J. "Discarding variables in a principal component analysis. II: Real data", *Applied Statistics*, 22, 1973, 21-31.
- Jolliffe, I.J. "Discarding variables in a principal component analysis. I: Artificial data", *Applied Statistics*, 21, 1972, 160-173.
- Jones, P.D. "Maximum and minimum temperature trends in Ireland, Italy, Thailand, Turkey and Bangladesh", *Atmospheric Research*, 37, 1995, 67-78.
- Kadioğlu, M. "Trends in Surface Air Temperature Data Over Turkey", *International Journal of Climatology*, 17, 1997, 511-520.
- Kalnay, E.; Kanamitsu, M.; Kistler, R.; Collins, W.; Deaven, D.; Gandin, L.; Iredell, M.; Saha, S.; White, G.; Woollen, J.; Zhu, Y.; Leetmaa, A.; Reynolds, R.; Chelliah, M.; Ebisuzaki, W.; Higgins, W.; Janowiak, J.; Mo K.C.; Ropelewski, C.; Wang, J.; Jenne, R.; Joseph, D. "The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project", *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 1996, 437-471.
- Kahya, E.; Kalaycı, S. "Trend analysis of streamflow in Turkey", *Journal of Hydrology*, 289, 2004, 128-144.
- Karaca, M.; Antepioğlu, Ü.; Karsan, H. "Detection of Urban Heat Island in Istanbul, Turkey", *Il Nuovo Cimento*, 18, 1995, 49-55.
- Karaca, M.; Tayanç, M.; Toros, H. "Effects of Urbanization on Climate of İstanbul and Ankara", *Atmospheric Environment*, 29, 1995, 3411-3421.
- Kendall, M.G. "Rank correlation methods", Charles Griffin, Oxford, England 1975, London, 199.
- Koçman, A. "Türkiye iklimi", Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayınları, 1993, No: 72, İzmir.
- Kostopoulou, E.; Jones, P.D. "Assessment of climate extremes in the Eastern Mediterranean", *Meteorology and Atmospheric Physics*, 89, 2005, 69-85.

- Kottek, M.; Grieser, J.; Beck, C.; Rudolf, B.; Rubel, F. “World map of the Köppen-Geiger climate classification updated”, *Meteorol. Zeitschr.*, 15(3), 2006, 259–263.
- Kripalani, R.H.; Kulkarni, A. “Climatology and variability of historical Soviet snow depth data: some new perspectives in snow-Indian monsoon teleconnections”, *Climate Dynamics*, 15, 1999, 475-489.
- Kuglitsch, F.G.; Toreti, A.; Xoplaki, E.; Della-Marta, P.M.; Zerefos, C.S.; Türkeş, M.; Luterbacher, J. “Heat wave changes in the eastern Mediterranean since 1960”, *Geophysical Research Letters*, 37, 2010, L04802, doi:10.1029/2009GL041841.
- Kum, G. İklim değişikliğinin Türkiye'nin güneybatı kıyılarında turizmin konfor şartlarına etkileri, (Basılmamış Doktora Tezi), İstanbul Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, 2011, İstanbul.
- Kumar, K.K.; Rajagopalan, B.; Cane, M.A. “On the weakening relationship between Indian monsoon and ENSO”, *Science*, 284, 1999, 2156-2159.
- Kutiel, H.; Benaroch, Y. “North Sea-Caspian Pattern (NCP) – An Upper Level Atmospheric Teleconnection Affecting The Eastern Mediterranean: Identification and Definition”, *Theoretical Applied Climatology*, 71, 2002, 17-28.
- Kutiel, H.; Kay, PA. “Recent variations in 700 hPa geopotential heights in summer over Europe and the Middle East, and their influence on the meteorological factors”, *Theoretical and Applied Climatology*, 46, 1992, 99–108.
- Kutiel, H.; Maheras, P. “Variations in the temperature regime across the Mediterranean during the last century and their relationship with circulation indices”, *Theoretical and Applied Climatology*, 61, 1998, 39-53.
- Kutiel, H.; Maheras, P.; Guika, S. “Circulation and extreme rainfall conditions in the eastern Mediterranean during the last century”, *International Journal of Climatology*, 16, 1996, 73-92.
- Kutiel, H.; Maheras, P.; Türkeş, M.; Paz, S. “North Sea-Caspian Pattern (NCP)–an upper level atmospheric teleconnection affecting the Eastern Mediterranean: implications on the regional climate”, *Theoretical and Applied Climatology*, 72, 2002, 173-192.
- Kysely, J. “Temporal fluctuations in heat waves at Prague-Klementinum, the Czech Republic, from 1901-97, and their relationships to atmospheric circulation”, *International Journal of Climatology*, 22, 2002, 33-50.
- Lelieveld, J.; Hadjinicolaou, P.; Kostopoulou, E.; Chenoweth, J.; El Maayar, M.; Giannakopoulos, C.; Hannides, C.; Lange, M.A.; Tanarhte, M.; Tyrlis, E.; Xoplaki, E. “Climate change and impacts in the Eastern Mediterranean and the Middle East”, 2012, DOI 10.1007/s10584-012-0418-4.
- Lin, H.; Wu, Z. “Indian summer monsoon influence on the climate in the North Atlantic–European region”, *Climate Dynamics*, 2012, DOI 10.1007/s00382-011-1286-8.
- Lionello, P.; Sanna, A. “Mediterranean wave climate variability and its links with NAO and Indian Monsoon”, *Climate Dynamics*, 25, 2005, 611-623.
- Lolis C.J.; Bartzokas, A.; Metaxas, D.A. “Spatial covariability of the climatic parameters in the Greek area”, *International Journal of Climatology*, 19, 1999, 185-196.

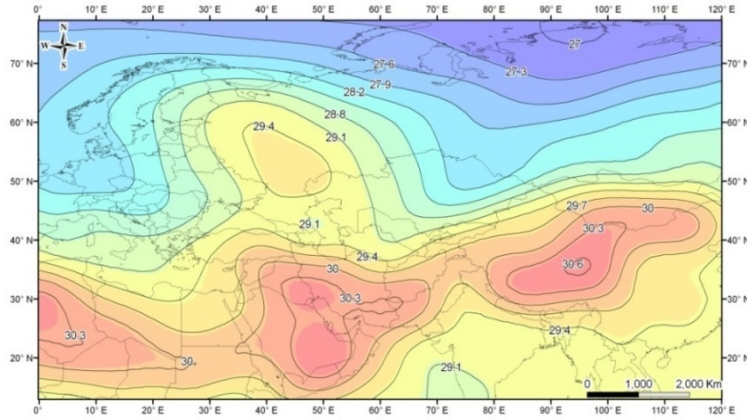
- Lolis C.J.; Bartzokas, A.; Katsoulis, B.D. “Spatial and temporal 850 hpa air temperature and sea-surface temperature covariances in the Mediterranean region and their connection to atmospheric circulation”, *International Journal of Climatology*, 22, 2002, 663-676.
- Mayhew, S. *Dictionary of Geography* 2004.
- Maheras, P. “Principal component analysis of western Mediterranean air temperature variations 1866–1985”, *Theoretical Applied Climatology*, 39, 1989, 137-145.
- Maheras, P.; Kutiel, H. “Spatial and temporal variations in the temperature regime in the mediterranean and their relationship with circulation during the last century”, *International Journal of Climatology*, 19, 1999, 745–764.
- Maheras, P.; Tolika, K.; Anagnostoupoulou, C.; Vafiadis, M.; Patrikas I, Flocas E. “On the relationships between circulation types and changes in rainfall variability in Greece”, *International Journal of Climatology*, 24, 2004, 1695-1712.
- Maheras, P.; Xoplaki, E.; Kutiel, H. “Wet and dry months across the Mediterranean basin and their relationship with circulation”, *Theoretical Applied Climatology*, 64, 1999, 189-199.
- Mann, H.B., “Non-parametric test against trend”, *Econometrika*, 13, 1945, 245-259.
- Mariotti, A.; Dell’Aquila, A. “Decadal climate variability in the Mediterranean region: roles of large-scale forcings and regional processes”, *Climate Dynamics*, 38, 2012, 1129-1145.
- Neff, U.; Burns, S.J.; Mangini, A.; Mudelsee, M.; Fleitmann, D.; Matter, A. “Strong coherence between solar variability and the monsoon in Oman between 9 and 6 kyr ago”, *Nature*, 411, 2001, 290–293.
- Peel, M.C.; Finlayson, B.L., McMahon, T.A. “Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification”, *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 4, 2007, 439-473.
- Preisendorfer, R.W. “Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography”, Elsevier, 1988, Amsterdam.
- Raicich, F.; Pinardi, N.; Navarra, A. “Teleconnections between Indian Monsoon and Sahel rainfall and the Mediterranean”, *International Journal of Climatology*, 23, 2003, 173–186.
- Ramos, M.C. “Rainfall distribution patterns and their change over time in Mediterranean area”, *Theoretical and Applied Climatology*, 69, 2001, 163-170.
- Reddaway, J.M.; Bigg, G.R. “Climatic change over the Mediterranean and links to the more general atmospheric circulation”, *International Journal of Climatology*, 16, 1996, 651–661.
- Reyment, R.; Jöreskog, K.G. “Applied Factor Analysis in the Natural Sciences”, 2nd edn. Cambridge University Press, 1993, Cambridge.
- Rizou, D.; Flocas, H.A.; Athanasiadis, P.; Bartzokas, A. “Large-scale variability over Mediterranean associated with the Indian summer monsoon”, *Climatology and Atmospheric Physics*, 2012, DOI 10.1007/978-3-642-29172-2 99.

- Rodo, X.; Baert, E.; Comin, F.A. “Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during the present century: relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Niño-Southern Oscillation”, *Climate Dynamics*, 13, 1997, 275-284.
- Rodwell, M.; Hoskins, B.J. “Monsoons and the dynamics of deserts”, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 122, 1996, 1385–1404.
- Saaroni, H.; Ziv, B. “Summer rain episodes in a Mediterranean climate, the case of Israel: climatological-dynamical analysis”, *International Journal of Climatology*, 20, 2000, 191-209.
- Sanchez-Lorenzo, A.; Pereire, P.; Lopez-Bustins, J.A.; Lolis, C.J. “Summer night-time temperature trends on the Iberian Peninsula and their connection with large-scale atmospheric circulation patterns”, *International Journal of Climatology*, 2011, DOI:10.1002/joc.2354.
- Statheropoulos, M.; Vassiliadis, N.; Pappa, A. “Principal component and canonical correlation analysis for examining air pollution and meteorological data”, *Atmospheric Environment*, 32, 1998, 1087-1095.
- Subbaramayya, I.; Vivekanandababu, S.; Naidu, C.V. “Variations in the onset of the Indian south-west monsoon and summer circulation anomalies”, *Meteorology Magazine*, 119, 1990, 61–67.
- Şensoy, S.; Demircan, M.; Alan, I. “Trends in Turkey Climate Extreme Indices from 1971 to 2004”, In Third International Conference BALWOIS 2008, Ohrid, Republic of Macedonia, 27 -31 May 2008.
- Tatlı, H. “Analysis Mediterranean precipitation associated with the North Atlantic Oscillation Index (NAOI) via hilbert-huang transformation”, Conference on Water Observation and Information System for Decision Support (BALWOIS-2006), 2006, 23-26 May 2006, Ohrid, Republic of Macedonia.
- Tatlı, H.; Dalfes, N.; Menteş, S. “A statistical downscaling method for monthly total precipitation over Turkey”, *International Journal of Climatology*, 24, 2004, 161-188.
- Tayanç, M.; İm, U.; Doğruel, M.; Karaca, M. “Climate change in Turkey for the last half century”, *Climatic Change*, 94, 2009, 483-502.
- Tayanç, M.; Toros H. “Urbanization effects on regional climate change in the case of four large cities of Turkey”, *Climatic Change*, 35, 1997, 501–524.
- Tolika, K.; Pytharoulis, I.; Maheras, P. “The anomalous high temperatures of November 2010 over Greece: meteorological and climatological aspects”, *Natural hazards and Earth System Sciences*, 11, 2011, 2705-2714.
- Toros, H. “Spatio-temporal variation of daily extreme temperatures over Turkey”, *International Journal of Climatology*, 32, 2012, 1047-1055.
- Trenberth, K.E.; Jones, P.D.; Ambenje, P.; Bojariu, R.; Easterling, D.; Klein Tank, A.; Parker, D.; Rahimzadeh, F.; Renwick, J.A.; Rusticucci, M.; Soden, B.; Zhai, P. (2007) “*Observations: Surface and Atmospheric Climate Change*”. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor

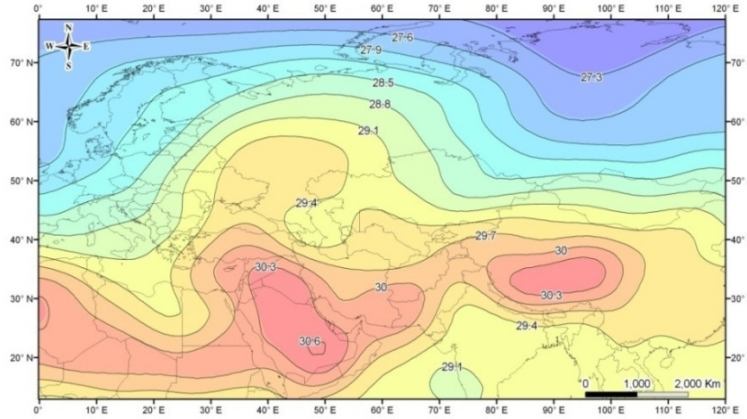
- and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Trigo, I.F.; Bigg, G.R.; Davies, T.D. “Climatology of Cyclogenesis Mechanisms in the Mediterranean”, *Monthly Weather Review*, 130, 2002, 549-569.
- Türkoğlu, N.; Çalışkan, O.; Çiçek, İ.; Yılmaz, E. “Şehirleşmenin biyoklimatik koşullara etkisinin Ankara ölçeğinde incelenmesi”, *Uluslararası İnsan Bilimleri Dergisi*, 9, 2012, 932-955.
- UNDP. “Türkiye İklim Değişikliği Birinci Ulusal Bildirimi”, Ed. Apak, D., Ubay, B. Çevre ve Orman Bakanlığı, Çevre Yönetimi Genel Müdürlüğü, 2007, Ankara.
- Ünal, Y.S.; Tan, E.; Menteş, S. “Summer heat wave over western Turkey between 1965 and 2006”, *Theoretical and Applied Climatology*, 2012, DOI 10.1007/s00704-012-0704-0.
- Vautard, R.; Yiou, P.; D’Andrea, F.; De Noblet, N.; Viovy, N.; Cassou, C.; Polcher, J.; Ciais, P.; Kageyama, M.; Fan, Y. “Summertime European heat and drought waves induced by wintertime Mediterranean rainfall deficit”. *Geophysical Research Letters*, 34, 2007, L07711, doi:10.1029/2006GL028001.
- Wallace, J.M.; Gutzler, D.S.; “Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter”, *Monthly Weather Review*, 109, 1981, 784–812.
- Wang, B.; Fan, Z. “Choice of South Asian summer monsoon indices”, *Bulletin American Meteorology Society*, 80, 1999, 629–638.
- Wigley, T.M.L; Farmer, G. “Climate of the Eastern Mediterranean and the Near East, Paleoclimates, Paleoenvironments and Human Communities in the Eastern Mediterranean Region in Later Prehistory”,(ed.) Bintliff J.L ve Van Zeist W. - Oxford : British Archaeological Reports International Series, 1982. - Cilt 133.
- Xoplaki, E. “Climate Variability over the Mediterranean, (unpublished PhD Thesis), BERN Inauguraldissertation der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bern, 2002, Bern.
- Xoplaki, E.; Luterbacher, J.; Burkard, R.; Patrikas, I.; Maheras, P. “Connecting between the large-scale 500 hpa geopotential height fields and precipitation over Greece during wintertime”, *Climate Research*, 14, 2000, 129-146.
- Xoplaki, E.; Gonzalez-Rouco, J.F.; Luterbacher, J.; Wanner, H. “Mediterranean summer air temperature variability and its connection to the large-scale atmospheric circulation and SSTs”, *Climate Dynamics*, 20, 2003, 723-739.
- Yağan, Y. Ravinsonde rasatları kurs notları, Çevre ve Orman Bakanlığı, Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü 2007.
- Yin, M.T. “A synoptic-aerologic study of the onset of the summer monsoon over India and Burma”, *Journal of Meteorology*, 6, 1949, 393-400.
- Ziv, B.; Saaroni, H.; Alpert, P. “The factors governing the summer regime of the Eastern Mediterranean”, *International Journal of Climatology*, 24, 2004,1859–1871.

EKLER

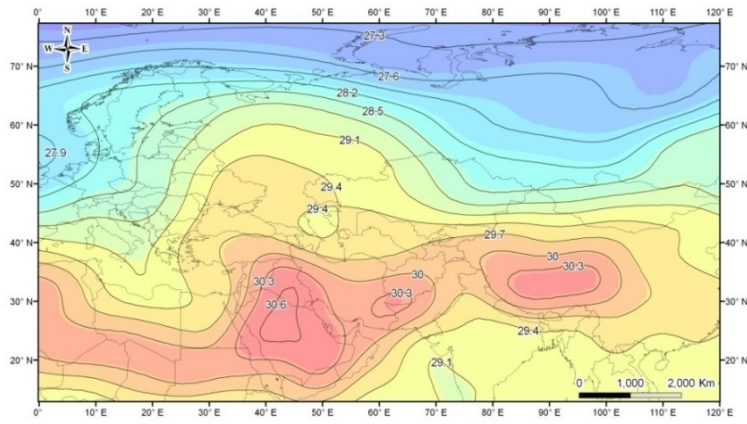
Ek 1.1: 24.07.2010-30.07.2010 tarihlerinde 850 hPa jeopotansiyel yüksekliğinde ortalama sıcaklıkların alansal dağılışı.



Ek 1.2: 31.07.2010-06.08.2010 tarihlerinde 850 hPa jeopotansiyel yüksekliğinde ortalama sıcaklıkların alansal dağılışı.



Ek 1.3: 07.08.2010-13.08.2010 tarihlerinde 850 hPa jeopotansiyel yüksekliğinde ortalama sıcaklıkların alansal dağılışı.



Ek 1.4: 14.08.2010-20.08.2010 tarihlerinde 850 hPa jeopotansiyel yüksekliğinde ortalama sıcaklıkların alansal dağılışı.

