

**KUZEY ATLANTİK SALINIMININ
MODELLENMESİ: İKİ FARKLI YILIN
KARŞILAŞTIRILMASI**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
Müh. Yasemin EZBER**

Anabilim Dalı : İKLİM VE DENİZ BİLİMLERİ

Programı : YER SİSTEM BİLİMİ

HAZİRAN 2003

ÖNSÖZ

Dünya’da iklim çalışmalarında kullanılan modellerin gelişmesi ile birlikte pek çok atmosferik olayın dinamik yapısı ve gelecekteki iklim üzerinde meydana getirebileceği etkileri hakkında senaryolar oluşturulmaktadır. Bu çalışmanın yapılmasındaki amaç, bir atmosferik meridyonel sirkülasyon olan Kuzey Atlantik Salınımının simülasyonu ile ülkemizde henüz çok kullanılmayan iklim modelleri kavramına bir bakış açısı getirmektir.

Tez çalışmam sırasında bana her konu da yardım eden ve zaman ayıran Prof. Dr. Mehmet KARACA’ya ve Doç. Dr.Yurdanur S. ÜNAL’a teşekkür ederim.

Tez sırasında bana çok büyük yardımı ve desteği olan Ufuk U. Turunçoğlu’na ve Barış Önel’a teşekkür ederim. Çalışmam boyunca manevi desteklerini eksik etmeyen aileme ve arkadaşlarıma çok teşekkür ederim.

Haziran, 2003

İstanbul

Yasemin EZBER

İÇİNDEKİLER

KISALTMALAR	v
TABLO LİSTESİ	vii
ŞEKİL LİSTESİ	viii
SEMBOL LİSTESİ	ix
ÖZET	xi
SUMMARY	xii
1. GİRİŞ	1
2. GEÇMİŞ ve KAVRAM	6
2.1. Kuzey Atlantik Salınımı (KAS) ile İlişkili Çalışmalara Tarihsel Bakış	6
2.2. KAS'ın Yersel Yapısı	13
2.3. Kuzey Atlantik Salınımının Zamansal Yapısı	15
3. KUZEY ATLANTİK SALINIMINI ETKİLEYEN DİNAMİKLER	18
3.1. Atmosferik İşlemler	18
3.2. Okyanus İşlemleri	19
4. İKLİM MODELLERİNİN TERMINOLOJİSİ	23
4.1. Uzun Dönem Benzeşim ve Dengeleme Süresi	23
4.2. Ne Ekersen Onu Biçersin Sorunu (Garbage In Garbage Out)	25
4.3. Model Fiziği Problemi	26
4.4. Model Alanı ve Çözünürlüğü	29
4.5. Yanal Sınır Şartları Tekniği	31
5. SINIRLI ALAN MODEL YAPISI	34
5.1. Model Eşitlikleri	34
5.1.1. Momentum Eşitliği	34
5.1.2. Süreklilik ve Sigmadot (σ) Eşitlikleri	35
5.1.3. Termodinamik eşitlik ve Omega (ω) Eşitliği	35
5.1.4. Hidrostatik Eşitlik	36
5.2. Modelin Kullandığı Fiziksel Parametrizasyon	36
5.2.1. Radyasyon Şeması	36
5.2.2. Kara Yüzey Modeli	37
5.2.3. Gezegenel Sınır Tabaka (GST) Şeması	38
5.2.4. Kümüls Konveksiyon Şeması	39

5.3. Model Özellikleri	41
5.3.1. Model Yatay ve Düşey Grid Yapısı	42
5.3.2. Harita Projeksiyonu ve Harita-Ölçek Faktörü	44
6. BENZEŞİM SENARYO İÇERİĞİ	46
6.1. Benzeşimin Özellikleri	46
6.2. Topografya ve Yüzey Koşulları	47
6.3. Başlangıç ve Sınır Şartları	49
6.4. Model Benzeşimi	50
6.5. Model Çıktıları	50
6.6. Model Sonuçlarının Analizi	53
7. SONUÇLAR VE ÖNERİLER	61
KAYNAKLAR	63
EKLER	74
ÖZGEÇMİŞ	117

KISALTMALAR

ABA	: Asal Bileşenler Analizi (Principal Component Analysis)
ABE	: Mevcut Kaldırma Enerjisi
AOF	: Ampirik Ortogonal Fonksiyon
AS	: Arktik Salınım
BA	: Batı Atlantik Basınç Paterni
BAT	: Biyosfer-Atmosfer Transfer Model Çıktıları
BATS	: Biyosfer-Atmosfer Transfer Şeması
CCM	: Community Climate Model (Topluluk İklim Modeli)
CCM1	: Community Climate Model 1 (Topluluk İklim Modeli 1)
CCM2	: Community Climate Model 2 (Topluluk İklim Modeli 2)
CDC	: Climate Diagnostics Center (İklim Teşhisleri Merkezi)
DSB	: Deniz Seviyesi Basıncı
DYS	: Deniz Yüzey Sıcaklığı
HU	: Hurrell'in Kullandığı Kuzey Atlantik Salınım İndeksi
JO	: Jones'un Kullandığı Kuzey Atlantik Salınım İndeksi
GCM	: Global Circulation Model (Küresel Sirkülasyon Modeli)
GR	: Gridlenmiş Kuzey Atlantik Salınım İndeksi
GST	: Gezegenel Sınır Tabaka
KAS	: Kuzey Atlantik Salınımı
KASİ	: Kuzey Atlantik Salınımı İndeksi
KYM	: Kuzey Yarımküre Yıllık Modu
KAS+	: Pozitif Kuzey Atlantik Salınım Modu
KAS -	: Negatif Kuzey Atlantik Salınım Modu
LAK	: Göl Çıktıları
LO	: Lorenz'in Kullandığı Kuzey Atlantik Salınım İndeksi
MM4	: Mezo-Ölçek Model 4
MM5	: Mezo-Ölçek Model 5
NCAR	: National Center For Atmospheric Research (Ulusal Atmosferik Araştırma Merkezi)
NCEP	: National Center For Environmental Prediction (Ulusal Çevresel Tahmin Merkezi)
NetCDF	: Network Common Data Form
NG	: Norveç-Greenland Sıcaklık Farkına Dayanan İndeks
OUT	: Standart Model Çıktıları
PC	: Asal Bileşen
PKA	: Pasifik Kuzey Amerikan Basınç Paterni
PSU	: Pensilvanya Eyalet Üniversitesi
RAD	: Radyasyon Model Çıktıları

RCM	: Bölgesel İklim Modeli
RegCM	: Regional Circulation Model (Bölgesel İklim Modeli)
RegCM2	: Regional Circulation Model 2(Bölgesel İklim Modeli 2)
RO	: Rogers'ın Kullandığı Kuzey Atlantik Salınım İndeksi
TW	: Arktik Salınım İndeksi
WB	: Walker ve Bliss Tarafından Kullanılan Atlantik Salınım İndeksi
SAM	: Sınırlı Alan Modeli
SAV	: Modelin başlama ve Kaydedilme Alan Çıktıları
YSS	: Yanal Sınır Şartları

TABLO LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 6.1 : Yüzey Tipleri	47
Tablo 6.2 : Çalışmada kullanılan bilgisayarların kıyaslaması	52

ŞEKİL LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1.1 : Ocak 1990, Şubat 1972 ve Ocak 1963 için aylık ortalama deniz seviyesi basıncı (a-c, hPa) ve yağışı (d-f, mm)	3
Şekil 1.2 : KAS'ın kış ortalamaları (Aralık'tan Mart'a) için yersel paterni ve sıcaklık ve yağış üzerindeki etkisi; (a) KAS indeksi üzerine projeksiyonlanmış DSB anomalileri (b) KAS indeksinin bir standart sapmasıyla gözlenmiş yüzey sıcaklıklarının değişimi. Koyu alanlar pozitif, açık alanlar negatif indeks değişimleridir (c) KAS ile yağış anomalileri....	4
Şekil 2.1 : Polar basıncın (Greenland'ın kuzeyi, Norveç'in kuzeyi ve Sibirya'nın kuzeyindeki üç istasyonun ortalaması) aylık anomalileri ve 1887'den 1906'ya kadar Kuzey Yarımküre'nin 50 şehrinin basıncı arasındaki korelasyon haritası	8
Şekil 2.2 : KAS'ın farklı makale ve araştırmacıların tartışmasına dayanan iki fazı (a) pozitif faz (b) negatif faz	14
Şekil 2.3 : Kuzey Atlantik Salınımı kış indeksi (Aralık-Mart) (Hurrell, 1995).....	17
Şekil 3.1 : Pozitif KAS ile birlikte rüzgar stressilerinin ve hava-deniz akı anomalilerinin şematik gösterimi	20
Şekil 3.2 : KAS (+) ile birlikte hava-deniz ısı akılarındaki anomaliler tarafından oluşturulan okyanus termal anomalilerinde dipole sebep olan termohalin sirkülasyonun şematik diyagramı.....	20
Şekil 3.3 : Hava-deniz ısı akısı ile birlikte atmosfer/okyanus ısı transfer anomali şeması (yatay ve düşey eğrisel yaylar).....	21
Şekil 5.1 : Model düşey yapısının şematik gösterimi.....	43
Şekil 5.2 : Model yatay grid yapısı – Arakawa Bgrid	44
Şekil 6.1 : Modelin kullandığı topografya.....	48
Şekil 6.2 : Modelin kullandığı yüzey tipi.....	49
Şekil 6.3 : Kuo Kümüls Parametrelendirmesi Model Sonucu.....	50
Şekil 6.4 : Model Pozitif İndeks Yılı Ortalama Jeopotansiyel Yükseklik Sıcaklık Haritası.....	55
Şekil 6.5 : Model Negatif İndeks Yılı Ortalama Jeopotansiyel Yükseklik Sıcaklık Haritası.....	56
Şekil 6.6 : Pozitif İndeks 850 MB Model Rüzgar Vektörleri.....	57
Şekil 6.7 : Negatif İndeks 850 MB Model Rüzgar Vektörleri.....	57
Şekil 6.8 : Pozitif İndeks Kış Mevsimi Toplam Yağışı.....	58
Şekil 6.9 : Negatif İndeks Kış Mevsimi Toplam Yağışı.....	59
Şekil 6.10 : Pozitif ve negatif iki yılın yağış farklarının alansal dağılımı....	60

SEMBOL LİSTESİ

β	: Yukarı Yöndeki Buharlaşma
$1 - \beta$	: Yağış Verimliliği
c_p	: Kuru Havanın Sabit Basınçta Özgül Isısı
c_{pm}	: Sabit Basınçta Nemli Hava Özgül Isısı
f	: Coriolis Parametresi (s^{-1})
F_c	: Düşey Eddy Akısı
F_H	: Yatay Döfüzyon
F_V	: Düşey Döfüzyon
ϕ	: Jeopotansiyel
ϕ_c^o	: Yüzey Sıcaklığı veya Su Buharı Akısı
g	: Yerçekimi İvmesi (9.8 ms^{-2})
h	: Gezegenel Sınır Tabaka Yüksekliği
I_1	: Yoğunlaşma Miktarı
I_2	: Aşağı Yöndeki Buharlaşma
k	: Von Karman sabiti
K_c	: Eddy Döfüzivitesi
m	: Harita Ölçek Faktörü
m_b	: Yukarı Yönlü Kütle Akısı
m_o	: Aşağı Yönlü Kütle Akısı
P	: Hava Basıncı (MB)
p_s	: Yüzey Basıncı (MB)
p_t	: Model Atmosferinin tepe noktası Basıncı (MB)
p^*	: $p_s - p_t$
Q	: Diabatik ısınma
$\mathcal{G}_s$	: Yüzey Civarının Uygun Sıcaklığı
$\mathcal{G}_v$	: Virtüel Poyansiyel Sıcaklık
q_c	: Bulut Suyu Karışma Oranı
q_r	: Yağmur Suyu Karışma Oranı
q_v	: Su Buharının Karışma Oranı
R	: Kuru Hava Gaz Sabiti ($287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$)
$Ri_c r$	: Kritik Bulk Richardson Sayısı
T	: Hava Sıcaklığı ($^{\circ}\text{C}$)
T_v	: Vitüel Sıcaklık
τ	: Kaldırma Enerjisini Taşıma Zaman Ölçeği
σ	: Stefan Boltzman Sabiti
u	: Rüzgarın Batılı Bileşeni (ms^{-1})
σ	: Sigma Koordinatlarında Düşey Hız

σ'	: Geçici İntegrasyon Değişkeni
γ_c	: Kontourgradient Taşınım Terimi
ω_t	: Sürtünme Hızı
v	: Rüzgarın Kuzeyli Bileşeni (ms^{-1})

ÖZET

Güneyli Salınım (ENSO) ve Kuzey Atlantik Salınım (KAS) gibi büyük atmosferik sirkülasyonlar meydana geldikleri bölgelerle birlikte civarlarında da önemli etkilere sahiptirler. Kuzey Atlantik Salınımı, ENSO'ya göre büyük bir alanı etkisi altına alan İzlanda civarındaki Subpolar Alçak Basınç Merkezi ve Azor Adaları civarındaki Subtropikal Yüksek Basınç Merkezi arasındaki atmosferik kütledeki büyük ölçekli meridyonel sirkülasyondur.

Bu çalışmada bölgesel iklim modeli RegCM2, batıda İzlanda ve Azor Adalarını, doğuda Hazar Denizi'ne güneyde Afrika'nın kuzeyi ve kuzeyde İskandinavya'nın bir kısmını içine alan bölge için pozitif KAS indeksinin gözlendiği 1989-1990 ve negatif KAS indeksinin gözlendiği 1995-1996 yılları için 1989, 1995 yıllarında Ekim, Kasım, Aralık ayları ve 1990 ve 1996 yıllarında Ocak, Şubat ve Mart ayları için çalıştırılmıştır.

Modelin çalıştırıldığı altı ay içinden KAS'ın daha büyük ve önemli etkilerinin görüldüğü kış KAS indekslerini (KASİ) temsil eden Aralık, Ocak ve Şubat ayları analizlerde dikkate alınmıştır. Modelin tutarlılığı için ise, 500mb jeopotansiyel yüksekliği NCEP verileri ile karşılaştırılmıştır. Model paternleri genel paternler ile uyum göstermektedir. 850mb rüzgarları ve 700mb akım çizgileri her iki indeks durumu için analiz edilmiştir. Özellikle KAS'ın farklı iki indeks durumundaki yağışın bölgesel dağılımı üzerinde önemli etkisi vardır. KAS'ın pozitif olduğu kış indeksinde yağış özellikle kuzey Avrupa ülkeleri ve İskandinavya üzerinde meydana gelirken Avrupa'nın güneyi, Akdeniz, Türkiye ve kuzey Afrika'da daha kuru şartlar gözlemlenmektedir. Negatif fazda ise tam tersi durum söz konusudur. Model sonuçlarını irdelemek için İklim Teşhisleri Merkezi (CDC, The Climate Diagnostics Center) tarafından oluşturulmuş aylık ortalama yağışlar kullanılmıştır. Model tarafından hesaplanan toplam yağışlarına bakıldığında 1989-1990 pozitif indeks ve 1995-1996 negatif indeksin olduğu periyotlarda da benzer bir patern gözlenmiştir.

THE NORTH ATLANTIC OSCILLATION SIMULATION: COMPARISON OF TWO EXTREME YEARS

SUMMARY

Large atmospheric circulations such as, Southern Oscillation (ENSO) and North Atlantic Oscillation (NAO) have significant effects in their formation regions with their surrounding continents. The North Atlantic Oscillation, large-scale meridional circulation in atmospheric mass between subpolar low pressure center and subtropical high pressure center influences larger areas than the ENSO.

In this study, regional climate model (RegCM2) domain is from Island and Azor islands to the Hazar Sea in west-east direction and from northern Africa to part of north Scandinavia in south-north direction. Time periods for the model runs are chosen in 1989-1990 for positive index and in 1995-1996 for negative index. Model is run for October, November and December in 1989 and 1995 and for January, February and March in 1990 and 1996.

In the analysis, December, January and February is considered to represent large and important effects of the NAO winter index within the six months model runs. 500mb geopotential height compare with NCEP data for model consistency and simulated model patterns are well-represented the observed patterns. 850mb wind stress and 700mb stream flow are analysed for two different indices phase. Especially, the NAO has significant effects on the spatial distribution of precipitation. Precipitation observes over the north European countries, Scandinavia when positive NAO winter indices occur and dry conditions is dominant over the southern Europe, Mediterranean, Turkey and north Africa. In contrast, negative indices have opposite conditions. Monthly mean precipitation data from the Climate Diagnostics Center (CDC) used to compare model results. Accumulative precipitations calculated by model have similar pattern in 1989-1990 positive index years and in 1995-1996 negative index years.

1.GİRİŞ

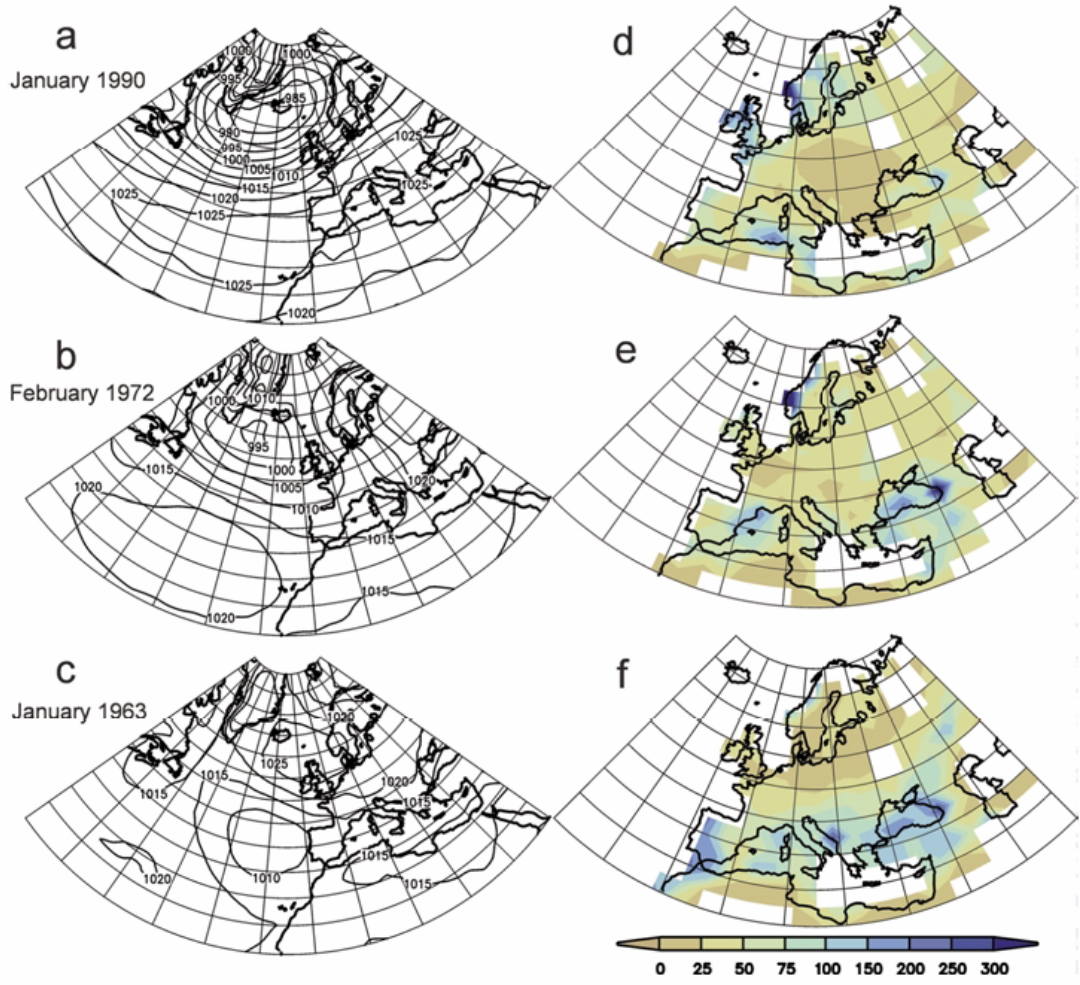
Genel olarak bakıldığında mevsimlerin her sene farklı iklimsel karakterlere sahip olduğu görülmektedir. Avrupa’da yaşayan insanlar farklı kışların farklı özellikler taşıdığını bilmektedirler. Örneğin; 1975 ve 1995 arasındaki kışlarda genelde yumuşak ve Orta Avrupa’da kar yağışının çok az olduğu tespit edilmiştir. Oysa 1960’larda, 1963’deki gibi çok daha soğuk ve kuru ve bazen çok miktarda kar yağışı gözlenmiştir (Wanner vd., 1997; Uppenbrink, 1999). İklim bilimciler, her iki durumdaki hava sıcaklıkları ve kar yağışının Kuzey Atlantik-Avrupa alanı üzerindeki hava dolaşımıyla ilişkili olduğunu ifade etmektedirler. Bazı meteorolojik olaylar, bazı yıllarda daha sık meydana gelirken daha sonraki periyotta tam tersi durumun meydana gelebileceği görülmüştür. Kuzey Atlantik Salınımı (KAS), Kuzey Atlantik bölgesinin Azor adaları civarındaki subtropikal yüksek basınç sistemi (antisiklon) ve İzlanda yakınındaki subpolar alçak basınç sistemi (siklon) arasındaki atmosferik kütledeki büyük-ölçek meridyonel kararsızlık olarak tanımlanır. Kuzey Atlantik Salınımı (KAS), büyük ölçüde atmosferik sirkülasyondaki mevsimden onlu yıllar arası değişkenliğe kadar olan zaman ölçeğinin ana kaynağıdır (Hurrell, 1995). Kışın daha belirgin olduğu Kuzey Atlantik-Avrupa bölgesinin (Hurrell ve Van Loon, 1997; Kapala vd., 1998) bazı bilim adamlarının “anomali paterni” terimini kullanmayı tercih ettiği (Wallace ve Gutzler, 1981; Kushnir ve Wallace, 1989) en önemli uzak bağlantıyı (teleconnection) temsil eder. KAS’ın durumu için, Kuzey Atlantik Salınım İndeksi (KASİ), Kuzey Atlantik’in kuzeyi ve batı Avrupa’daki batılı rüzgarların (batılılar) gücü ve Avrupa’daki kış iklimi için çok önemli genel bir gösterge olarak yaygınca kullanılmaktadır (Hurrell ve van Loon, 1997; Wanner vd., 1997; WMO, 1998). Aslında KASİ’nin, esasen kış mevsimi boyunca atmosfer ile ilişkili çevresel değişkenlerin büyük değişiklikleri ile çok ilişkilidir (Dickson vd., 2000; Souriau ve Yiou, 2001). KAS’ın önceki tanımı kullanılan istatistiksel yaklaşıma bağlıdır ve tanımlayıcı bir özetir ve maalesef ne tek bir KAS indeksi ne de tek bir yersel patern oluşmamıştır (Wanner vd., 2001).

Bununla birlikte KAS sadece istatistiksel bir takım yaklaşımların sonucunda ortaya çıkmamıştır. KAS’ı tam olarak kontrol eden tek bir kavramsal çatı yoktur.

KAS ile yakından ilişkili bir paternde Arktik Salınım (AS) ya da Kuzey yarımküre Yıllık Modu (KYM; Thompson ve Wallace, 1998, 2001; Wallece, 2000) son zamanlarda büyük ilgi görmüştür. AS, yıllık paternini sınırlayan KAS ile büyük benzerliklere sahiptir ve indeks serileri oldukça ilişkilidir. KAS ve AS benzer doğa olaylarını tanımlar fakat farklı dinamik yorumlara neden olurlar (Wallace, 2000). KAS özellikle son yıllarda iklim üzerine çalışan araştırmacıların büyük ilgisini çekmektedir. Kavram bütünlüğünün eksik olmasına rağmen son birkaç yılda pek çok ayrıntılı çalışma yayınlanmış ve bazı yeni dinamik fikirler geliştirilmiştir ve geliştirilmektedir (Greatbach, 2000).

Deniz seviyesi basıncının (DSB) dağılımında KAS'ın yersel görünümü ve sıcaklık, yağış gibi ilgili iklim değişkenlerinin yersel dağılımı ile olan KAS ilişkisine bakılacak olursa; Pozitif KAS modu (KAS+) için Kuzey Atlantik üzerindeki deniz seviyesi basıncı (DSB), Kuzey Atlantik ve Avrupa kıtası üzerinde güçlü batılı rüzgarlarla (batılılar) birlikte iyi gelişmiş İzlanda Alçak Basıncı ve Azor Yüksek Basıncına sahiptir. Şekil 1.1a KAS'ın pozitif olduğu İzlanda ve Azor arasında güçlü basınç gradyanının olduğu aya (Ocak 1990) iyi bir örnektir. Şekil 1.1b'de (Şubat 1972) bir örneği gösterilen negatif KAS modunda (KAS-) İzlanda Alçak Basıncı ve Azor Yüksek Basıncı daha zayıftır. Böylece doğu Kuzey Atlantik üzerinde batılıların zayıflamasında artış meydana gelir. Negatif modda basınç dağılımının tamamen tersine dönmesi gerekmez. İzlanda Alçağı ve Azor Yüksekliği yine mevcuttur ancak normalden daha zayıftırlar. Aylık ortalamalarda (aşırı negatif KAS) İzlanda bölgesi üzerinde Azor bölgesinden daha yüksek basınçlarla tamamen tersine dönüşümler nadiren meydana gelir ancak bu durumlar özellikle önemlidir. Bunlar Kuzey Atlantik bölgesindeki yüzey hava sıcaklığının onlu yıllar arası değişkenliğinin önemli bir kısmına iştirak eder (Moses vd., 1987). Kuzey Atlantik'in doğusu üzerindeki güçlü doğulu akışla birlikte deniz seviyesi basıncındaki böyle bir tersine dönme örneği Şekil 1.1c'de (Ocak 1963) verilmiştir.

KAS'ın negatif ve pozitif fazına yağışın farklı yersel paternleri eşlik eder. Pozitif fazda yağış İskoçya ve Norveç'in güneybatısında yüksektir (Şekil 1.1d) tam tersine negatif durumda ise büyük miktarda yağışlar Akdeniz ve Karadeniz üzerinde gözlenmiştir (Hurrell ve van Loon, 1997).

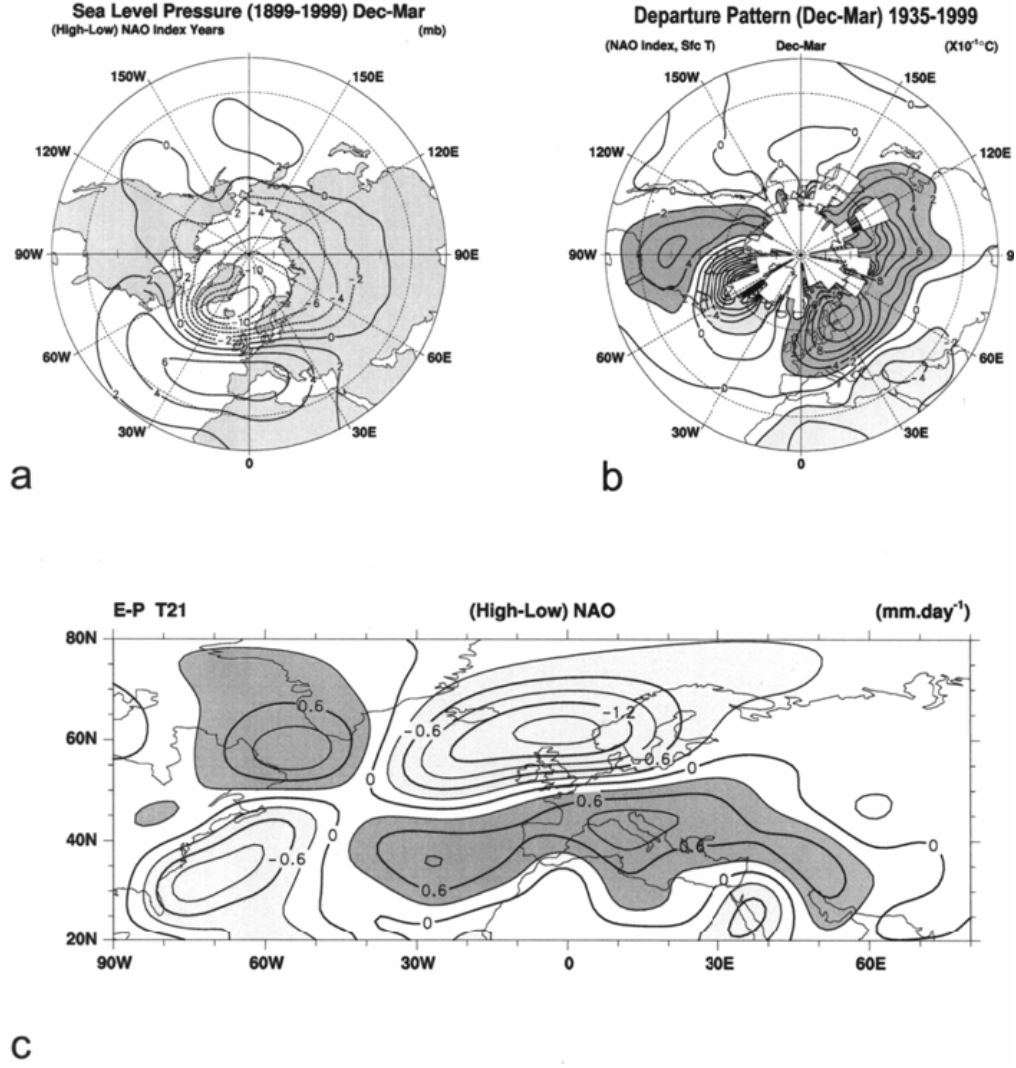


Şekil 1.1 Ocak 1990, Şubat 1972 ve Ocak 1963 için aylık ortalama deniz seviyesi basıncı (a-c, hPa) ve yağışı (d-f, mm) (Wanner vd., 2001).

KAS indeksi genellikle Azor yükseği ve İzlanda alçağı civarındaki iki istasyon arasındaki normalize edilmiş basınç farklılıkları ile tanımlanır. KAS'ın sadece pozitif ve negatif iki modu yoktur. Fakat her şey bu iki faz arasındadır. Bunun anlamı, KAS sistemlerin sınırlı serilerinden çok muhtemel durumun sürekliliğine sahiptir ve farklı KAS indeksi serilerinde iki modlu bir durum belirlenemez..

Hurrell'in (1995a) 1935'den 1999'a kadar Lizbon ve Stykkisholmur basınç istasyonlarına dayanarak ve kış KAS indekslerini kullanarak kış ortalama DSB değerlerinin (Aralık-Mart) zaman serileri için KAS'ın dipol karakteri Şekil 1.2a'da gösterilmiştir. Negatif katsayıların olduğu alan kuzey Atlantik'in kuzeyi, Arktik havza ve kuzey Sibiry'a ve zıt işaretli zonal olarak yapılanmış alan kuzey Atlantik'in ortası ve Akdeniz alanına uzanır.

KAS indeksi ile en yüksek basınç değişimi Danimarka Boğazı ve İber Yarımadasının doğu ve batı alanı üzerinde fakat tam olarak İzlanda ve Azor üzerinde değildir. Aynı KAS indeksi üzerinde Wanner vd. (2001) tarafından yarıküre sıcaklık ve yağış alanları regresyon ile farklı yersel paternlere ayrılmıştır.



Şekil 1.2. KAS'ın kış ortalamaları (Aralık'tan Mart'a) için yersel paterni ve sıcaklık ve yağış üzerindeki etkisi; (a) KAS indeksi üzerine projeksiyonlanmış DSB anomalileri (Hurrell, in Visbeck vd., 1998). (b) KAS indeksinin bir standart sapmasıyla gözlenmiş yüzey sıcaklıklarının değişimi. Koyu alanlar pozitif, açık alanlar negatif indeks değişimleridir (Hurrell and van Loon, 1997). (c) KAS ile yağış anomalileri

KAS indeksinde bir standart sapma değişimi ile ilişkili gözlenmiş sıcaklık değişimi (Şekil 1.2b) özellikle Kuzey Amerika ve Avrasya arasındaki alanda kuzey yarımkürenin kış sıcaklıkları üzerinde hakim bir etkiye sahip olduğunu gösterir (Hurrell ve Van Loon, 1997). İzlanda'nın güneybatısı ve Bothnia körfezinin doğusundaki değişiklikler her bir standart sapma için 1°C 'den fazladır.

Sıcaklık değişimlerine benzer olarak KAS indeksi ile ilişkili yağış anomalileri de (Şekil 1.2c) batı Greenland ve İskandinavya arasında klasik iniş çıkış gösterir (Van Loon ve Rogers, 1978; Hurrell, 1995a). Bu iniş-çıkış batı Greenland ve kuzeybatı Avrupa arasında kış sıcaklıklarından iyi bilinir (Van Loon ve Rogers, 1978).

Sarkaç “Greenland’ın üstünde” ve “Greeland’ın altında” normal kış sıcaklıkları arasında salınır. KAS’ın pozitif fazı ile ifade edilen sıcaklıklar Greenland bölgesinde ve güney Avrupa’yı geçerek ve Orta Doğu’da ortalamanın altındadır. Fakat Amerika Bileşik Devletleri’nin doğusunda ve kuzey Avrupa’ya geçtiğinde ortalamanın üzerindedir (Walker ve Bliss, 1932; Van Loon ve Rogers, 1978; Stephenson vd., 2000). Pozitif KAS fazı, İzlanda’yı da içine alarak kuzey Avrupa ve İskandinavya’da normalin üzerinde güney ve orta Avrupa’da ve kuzeybatı Afrika’da normalin altında yağışlar ile ilişkilidir. Sıcaklık ve yağış anomalilerinin tam tersi patern ise negatif KAS fazı boyunca bulunur (Van Loon ve Rogers, 1978). Kış yağış anomalileri, Greenland ve Bermuda adaları ve İskandinavya ve Akdeniz arasında kuzey-güney değişimleri tanımlar. Ayrıca KAS’ın sinyalleri yüzeyle sınırlanmaz üst troposfere kadar uzanır.

Bu çalışmada, Kuzey Atlantik Salınımının pozitif ve negatif fazı için RegCM2 bölgesel iklim modeli kullanılarak Orta Atlantik Okyanusu’ndan Hazar Denizi’ne kadar olan bölge simüle edilmeye çalışılmıştır. Pozitif indeks için Hurrell tarafından yapılan indeks çalışması göz önüne alınarak 1989-1990 yılı ve negatif indeks için 1995-1996 yılları seçilmiştir. Model benzeşimi için NCEP verileri kullanılmıştır. Çalışmada, KAS’ın etkilerinin daha şiddetli olduğu kış indeksi Aralık, Ocak ve Şubat ayları için ele alınmıştır. Yapılan benzeşimler sonunda iki faz arasında deniz seviyesi basıncı, yağış ve sıcaklık gibi atmosferik parametrelerin karakterleri incelenmiştir.

2.GEÇMİŞ ve KAVRAM

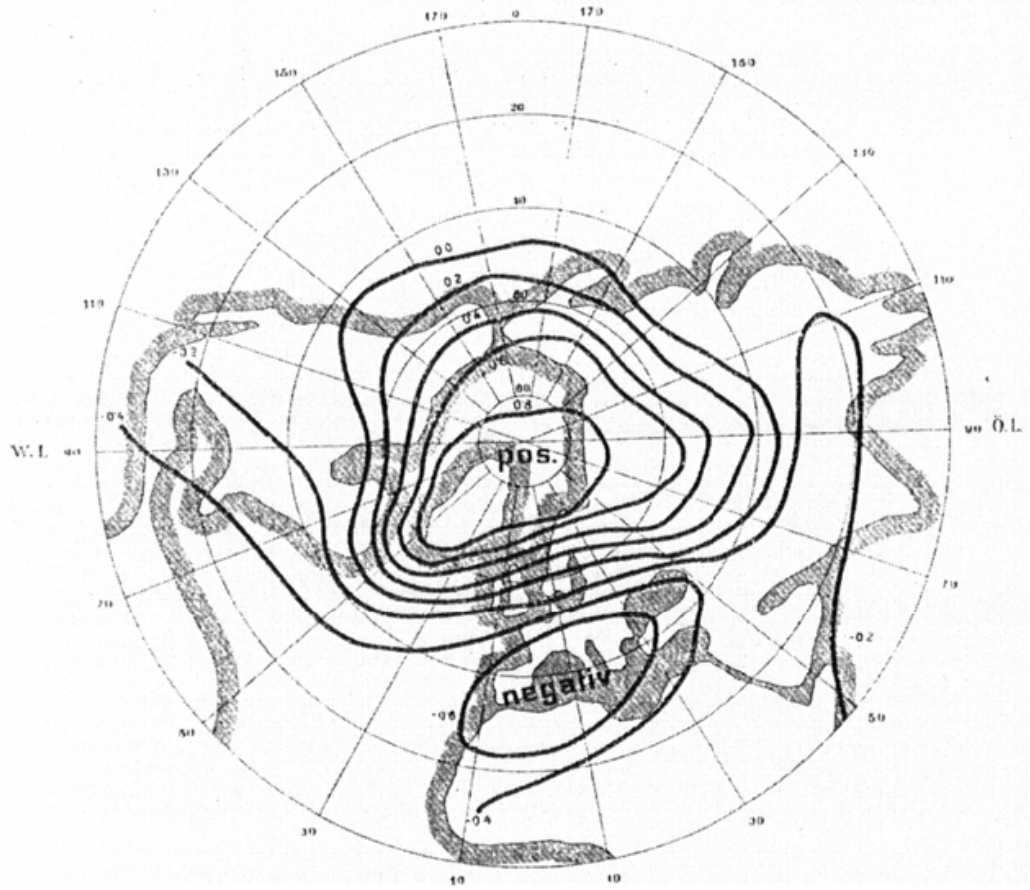
2.1 Kuzey Atlantik Salınımı (KAS) ile İlişkili Çalışmalara Tarihsel Bakış

Şiddetli ve yumuşak kış periyotlarının meydana geldiği yüzyıllar önce insanların dikkatini çekmiştir. Kuzey Atlantik Salınımı (KAS) olayı ile ilgili yazılmış ilk belge en az 18.yüzyılın öncesine kadar uzanmaktadır. Van Loon ve Rogers (1978) tarafından tanımlandığı gibi misyoner Hans Egede Saabye 1770'den 1778'e kadar Greenland'da yaptığı sürekli gözlemleri bir günlükte toplamıştır. Bu günlükte, Greenland'da bütün kışların şiddetli geçtiğini ancak birbirine benzemediğini ifade etmiştir. Danimarkalılar, Danimarka'da kışlar sert geçtiğinde Greenland'da kışların yumuşak olduğunun aynı zamanda tersi durumun da geçerli olduğunun farkına varmışlardır. 1765'de basılmış "Historie von Grönland" (Greenland'ın Geçmişi) adlı kitapta, D. Crantz iki bölgedeki kışların zıtlığı hakkında yazmıştır.

19.yüzyılda daha fazla veri elde edilmeye başlandığında klimatologlar kış sıcaklıklarının yersel özelliklerini çalışmaya başladılar. Dove (1839, 1841), Kuzey Yarım Küre'den 40 yıl uzunluğunda 60 sıcaklık serisini araştırmış ve anomalilerin doğu-batı arasında kuzey-güney'den daha belirgin değiştiğine dikkat etmiştir. Kuzey Amerika ve Sibirya ile sınırlı kuzey Avrupa'nın aylık ve mevsimsel sıcaklık anomalilerinin iki kat zıtlıkta (doubled opposition) olduğuna işaret etmişlerdir. Hann (1890), Greenland'ın batı sahilindeki Jakobshavn (69° N, 51° W) ve Avusturya'da Viyana'dan (48° N, 16° E) 42 yıllık aylık ortalama sıcaklıkları kullanarak iniş-çıkış hareketini göstermişlerdir. Daha sonraki çalışmalarda ise Viyana yerine Oslo, Norveç (60° N, 11° E) kullanılmıştır. Bu dönemde meteorologların çalışmalarında 1879-1880 kışı gibi Avrupa'da anormal derecede soğuk kışların yaşanması tetikleyici rol oynamıştır. Teisserenc de Bort (1883) anormal kışlar boyunca hareket merkezi terimi olarak tanımladığı büyük basınç merkezlerinin pozisyonunu çalışmaya başlamıştır.

Azor yükseği ve Sibirya yükseği ve bazen de İzlanda alçağı sahasının pozisyonuna göre anormal kışları beş çeşide ayırmıştır. Avrasya'daki karla kaplı alanlar gibi yüzey etkileri bu yer değiştirmelerden sorumlu olduğunu öne sürmüştür.

Petterson (1890) ve Meinardus (1898) batı Avrupa'daki iklim üzerine Gulf Stream'in etkisini araştırmışlardır. Gulf Stream sisteminde yıllar arasındaki düzensiz değişimlerin anormal kışlardan sorumlu olabileceğini ifade etmişlerdir ve bu düzensiz (aperiodik) değişimlerin Avrupa'dakine ters bir yolla batı İzlanda ve Greenland'daki havayı etkileyebileceğine işaret etmişlerdir. Bu tarihten itibaren meteorolog ve klimatologların ilgisi olayın altında yatan işlemleri anlamaktan çok olayı tanımlaya yönelikti. Yüzyılın sonuna doğru, meteorologlar mevsimsel tahminler hakkında düşünmeye başladılar ve hava ve iklimi çalışırken daha istatistiksel yaklaşımlar kullandılar. Hildebrandsson (1897), farklı yerleşim yerlerinin basınç serilerini çizdi ve İzlanda ve Azor arasında farklı, tersine bir ilişki buldu. Hildebrandsson aynı zamanda, Azor ve Sibirya'da serilerin paralel gittiğini oysa Alaska ve Sibirya'da zıt bir davranış gösterdiğini ifade etmiştir. Bu çeşit bir istatistiksel klimatoloji gücü, Francis Galton tarafından 1877'de bulundu ancak ilk kez 1888'de yayımlandı (C.F. Johnson ve Katz, 1998). Walker (1909) ve Exner (1913) klimatolojide bu tekniği uygulayanlardandır. Walker'ın çalışması Hindistan Muson'unun tahmini ve Nil'in taşması iken Exner'in ilgilendiği konu tropik dışı kuzey Yarımküre idi. Exner, kuzey kutbunda (Greenland, Norveç'in kuzeyi ve Sibirya'nın kuzeyinden üç serinin yaklaşık ortalamasıyla) kuzey yarımküredeki 50 yerleşim bölgesinde aylık basınç anomalileri arasında korelasyon haritası yayımlamış ve Kuzey Atlantik ve Akdeniz bölgesindeki güçlü sinyali ve paternin yıllık görünüşünü göstermiştir (Şekil 2.1). Exner'in Stykkisholmur ve 70 yerleşim yeri arasındaki basınç anomalilerinin korelasyon paterni klasik KAS paternine çok benzerdir (Exner, 1924). Walker (1923), Kuzey Atlantik alanını eklemek için önceki istatistiksel çalışmasını genişletmiştir ve "İzlanda-Azor Salınımını" belirlemiştir. Walker 1924'teki makalesinde dünyanın havasına hakim olan iki kuzeyli salınım, Kuzey Atlantik Salınımı, Kuzey Pasifik Salınımı ile Güneyli Salınım terimlerini ortaya koyan üç modu tarif etmiştir. Walker KAS'ı Gulf Stream ve Kuzey Atlantik'teki deniz-buz dinamikleriyle ilişkilendirmiş o zamanlarda diğer bilim adamları tarafından tartışılan deniz-buz genişlemesinin İzlanda'da ilerlemesi ve İzlanda basıncının yaklaşık 2 ve 4.5 yıllık periyodikliğinden şüphe etmiştir.



Şekil 2.1 Polar basıncın (Greenland’ın kuzeyi, Norveç’in kuzeyi ve Sibirya’nın kuzeyindeki üç istasyonun ortalaması) aylık anomalileri ve 1887’den 1906’ya kadar Kuzey Yarımküre’nin 50 şehrinin basıncı (Exner, 1913) arasındaki korelasyon haritası (Wanner vd., 2001)

Defant (1924), Kuzey Atlantik üzerindeki aylık deniz seviyesi basınç anomali alanları hakkında bir çalışma yayınladı. İlk çift (bütün ayların %83’ü) KAS paterni ile uyumlu, ikinci çift 55°N güçlü anomaliler ve 10°N ve 30°N enlemleri arasında zayıf zıt anomalilerle uyumlu iki anomali çiftine ayırmıştır (4 tip). Her aya bir anomali tipi ve gücü vererek ve bir ağırlık işlem sırası uygulayarak yıllık zaman serisini çizmeyi başarmıştır. Bunu Atlantik üzerinde zonal olarak ortalaması alınmış meridyonel basınç gradyan anomalileri, volkanik patlamalar, kuzey Avrupa ve Kuzey Atlantik’in kuzeyi arasında zonal basınç gradyanı ve İzlanda’dan deniz buzu ilerlemesi ile ilişkilendirmiştir. Bu değişimlerin, volkan patlamaları tarafından zorlanan 3-5 yıllık periyodikliğe sahip iklim sisteminin içsel salınımı olabileceğini düşünmüştür.

Walker’ın KAS kavramı günümüz meteorologları arasında çok popüler olmuştur ve KAS’ın gücünün miktarının ölçülmesi gereğini ortaya çıkarmıştır.

Walker ve Bliss (1932), aşağıdaki formülü kullanarak, Avrupa ve Kuzey Amerika'dan sıcaklık ve deniz seviyesi basıncının yedi zaman serisini içeren tekrarlamalı (iteratif) işlemlerle çok karmaşık ilk KAS indeksini oluşturmuşlardır.

$$P_{Vienna} + T_{Bodø} + T_{Stornoway} + 0.7P_{Bermuda} - P_{Stykkisholmur} - P_{Ivigtut} - 0.7T_{Godthaab} + 0.7(T_{Hatteras} + T_{Washington})/2$$

P ve T Aralık'tan Şubat'a kadar olan kış periyodunda ortalaması alınmış hava basıncı ve hava sıcaklığını temsil eder ve her bir seri standartlaştırılmıştır. Azor basınç serilerinin KAS indeksini kötü tahmin etmesinin ilginç olmasına dikkat çekilmiştir. Wallace (2000), Walker ve Bliss (1932)'e göre, bu işlem Asal Bileşenler Analizi'ne (PCA) iteratif bir yaklaşım olarak düşünülebilirdi.

Kuzey Avrupa ve Greenland arasındaki sıcaklık iniş çıkışlarında daha tanımlayıcı çalışmalar 1930'larda yayımlandı (Angström, 1935; Loewe, 1937). Aynı zamanda, bir tanımlayıcı üzerindeki değişikliklerle birlikte Atlantik - Avrupa bölgesinde meteoroloji ve klimatolojinin istatistiksel açıdan açıklanması, iklim değişkenliği üzerinde yeni kavramlar, dinamik yaklaşımlar geliştirilmiştir. Batılı (zonal) sirkülasyon ve basınç merkezlerinin etkileşimleri hakkında Rossby, Willett, Namias, Lorenz gibi meteorolojinin ileri gelenlerinden oluşan bir grup tarafından çok sayıda teorik çalışma yayımlanmıştır (Lorenz, 1967). Bu araştırmaların temeli tahminlerin gelişmesini harekete geçirmesine rağmen bilim adamları daha çok hareket denklemlerinin sistem dinamiklerine odaklanmışlardır.

Rossby vd. (1939), zorlamaların (perturbation) varlığında gezegensel dalgaların dinamikleri ve yapısını çalışmışlar ve hareketin hemen hemen durağan olan merkezlerinin zamansal davranışlarında batılı sirkülasyon gücünün etkisini ortaya çıkarmışlardır. Eddy zorlamalarının varlığında yarıküresel zonal sirkülasyonu belirlemek için $55^{\circ}N$ ve $35^{\circ}N$ deniz seviyesi basınçları arasında zonal olarak ortalaması alınmış farklar şeklinde bir "zonal indeks" tanımlanmıştır. Rossby'e göre bu zonal indeks kuzeydeki serbest atmosferde polar vorteksin gücünün bir ölçüsü idi. Daha sonra Rossby ve Willet (1948), polar vorteks üzerine olan çalışmalarını kuvvetlendirdiler ve stratosfer-troposfer bağlantısını belirlediler. Namias (1950), tahminlerin gelişimiyle batılı rüzgarların batılı ortalamalarında (zonal mean zonal wind) enlemsel değişimlerin önemini farkına varmıştır.

Lorenz (1950), zonal ortalama sirkulasyonların değişkenliği ve atmosferik kütlenin dağılımındaki sirkulasyonları çalıştı. $55^{\circ}N$ enleminde batılı ortalama meridyonel basınç gradyanı olarak tanımlanan yeni bir indeks tanıtmıştır.

Bu tarihlerde pek çok farklı zonal indeksler kullanılmıştır (Kutzbach, 1970). Ancak bunlardan hiçbiri popüler olamamıştır (Wallace, 2000).

Helland-Hansen ve Nansen (1920) tarafından yapılan Kuzey Atlantik'te iklim ile okyanus-atmosfer etkileşimi ilişkisi üzerine yaptıkları alışmalar, Bjerknes (1964) tarafından yeniden incelemiş, ısı alışverişi için atmosferin rolünün önemine dikkat çekilmiş ve atmosferik stress ve okyanussal sirkulasyonun sebep olduğu Atlantik deniz yüzeyi sıcaklığındaki (DYS) ayrıntılı trendler ve anomalileri tartışılmıştır. Bjerknes (1964), batılı akışın gücünün basit ölçüsü olarak İzlanda ve Azor arasındaki basınç farkını kullanmıştır. Bjerknes bu terimi “zonal indeks” olarak sunmasına rağmen aslında bu basit bir Kuzey Atlantik Salınım indeksidir. Bu çalışmanın dikkate değer unsuru büyük ölçüde Lamb ve Johnson (1959, 1961) tarafından yapılan çalışmalara dayanan geçmiş iklim değişkenliklerinin dinamik analizleridir.

Büyük lk sirkulasyonlarda maksimum değişme paternlerini ayırmak için en çok kullanılan tanımlayıcı istatistiksel yaklaşım deniz seviyesi basıncı alanlarının Asal Bileşenler Analizi (ABA) dır. 1950'lerde bazı çalışmalar yapılmasına rağmen (rneğin, Lorenz, 1951) büyük lk sirkulasyon anomalileri çalışması için bu metodu ilk kullanan Kutzbach (1970) dir. Asal Bileşenler Analizi, paternler ve diğer zaman serileri ile ilişkili benzer zaman serisi paternleri verir. Daha sonraki pek çok çalışma deniz seviyesi basıncı ve jeopotansiyel yükseklik alanları için aynı yaklaşım başarıyla kullanılmıştır rneğin; Trenberth ve Paolino (1980), Wallace ve Gutzler (1981), Barnston ve Livezey (1987), Kushnir ve Wallace (1989), Cayan (1992a, 1992b), Thompson ve Wallace (1998) ve Volodin ve Galin (1999). İlk asal bileşen paterni bütün çalışmalarda kışın oldukça benzer görünür.

1980'lerde bu çalışmaların amacı düşük frekanslı atmosferik sirkulasyonların hakim modlarını bulmaktı. Wallace ve Gutzler (1981), deniz seviyesi basıncında kutup ve ılıman enlemler arasında küresel-lk iniş-çıkışların ve aynı zamanda orta troposferik seviyelerde Pasifik Kuzey Amerikan (PKA) ve Batı Atlantik (BA) basınç paternlerine benzeyen daha bölgesel paternlerinde zonal olarak simetrik olduğuna işaret etmişlerdir.

Benzer teknikleri 700hPa seviyesi jeopotansiyel yükseklik veri setine uygulayarak Barnston ve Livezey (1987) KAS'ın yılın her ayında bulunan düşük frekanslı sirkülasyon paterni olduğunu göstermiştir.

1970'lerdeki diğer çalışmalarda Greenland ve Kuzey Avrupa arasındaki kış sıcaklık iniş-çıkışları yeniden araştırılmıştır (Van Loon ve Rogers, 1978; Rogers ve Van Loon, 1979; Meehl ve Van Loon, 1979). Sirkülasyon ve deniz yüzeyi sıcaklıkları arasında önemli ilişkiler bulmuşlardır ve tropikal iklim sistemi ile Pasifik bölgesi arasındaki ilişkiyi araştırmışlardır. Bu çalışmalar, Avrupa ikliminde önemli etkileriyle Kuzey Atlantik bölgesinde büyük ölçek iklim modu olarak KAS'ın şimdiki kavramını anlamlı bir biçimde şekillendirmiştir. 1970 ve 1980'lerde Kuzey Atlantik iklim değişkenliği alanındaki yeni çalışmalar, bu zamandaki pozitif KAS fazının hakimiyeti ve artan mevsimsel iklim tahmin gereksimi tarafından tetiklenmiştir. Bu görüş, KAS'ın temel kavramının ana hatlarını çizen ve bunu bölgesel iklim problemine uygulayan Lamb ve Pepler (1987) tarafından sunulmuştur. Rogers (1984) tarafından Kuzey Atlantik'in hemen hemen sürekli iki basınç merkezi Azor Yüksekliği ve İzlanda Alçağını yakalayan iki noktalı KAS indeksi fikri yeniden ortaya çıkarılmıştır. Burada KAS indeksi, Ponta Delgada'daki (Azor) ve Reykjavik'deki (İzlanda) standartlaştırılmış deniz seviyesi basınçları arasındaki fark olarak tanımlanmıştır.

1990'ların başlarında, KAS atmosfer-okyanus etkileşiminin ışığı altında daha detaylı çalışılmıştır. KAS indeksi, Kuzey Atlantik'in gizli ısı ve hissedilir ısı akılarının on yıllar arası değişkenlikleri ve okyanus sirkülasyonu ile ilişkilendirildi (Cayan, 1992a; Deser ve Blackmon, 1993; Kushnir, 1994). Hemen hemen aynı zamanda iklim modelleri ile KAS araştırılmaya başlanmıştır (Delworth vd., 1993). 1990'larda KAS üzerine bilimsel makalelerin sayısı artmıştır. Özellikle 1995'te Hurrell'in yayınından sonra bu konu üzerine ilgi daha da artmıştır (Hurrell, 1995a). Hurrell (1995a) yarıyıllık on yıllık zaman ölçeğine kadar Avrupa kıtası üzerinde sıcaklık ve basınç değişkenliğinde KAS'ın etkisini araştırmıştır.

Azor'daki basınç gözlemleri sadece bir yüzyıllık verileri içerdiği için Hurrell Lisbon'daki standartlaştırılmış basınç verilerinden Stykkisholmur'daki (İzlanda) standartlaştırılmış basınç verilerini çıkararak elde edilen farkı yeni KAS indeksi olarak tanımlamıştır. Bu indeks, iklim araştırmalarında sıkça kullanılan KAS indeksi olmuştur.

Jones vd. (1997), Cebelitarık ve Reyjkavik bölgelerinden istasyon basınç verilerini kullanarak 1821 öncesine kadar KAS indeksini genişletmişlerdir. Atlantik-Avrupa bölgesi üzerinde düşük frekanslı atmosferik değişkenliği çalışmak için KAS indeksinin değerlerinin Küçük Buzul Çağı'nın alet öncesi periyodunu da kapsaması gerektiğini ileri sürmüşlerdir. Bu yüzden de devam eden araştırmaların odak noktası, önceki aletsel basınç, yağış, sıcaklık istasyon serilerini, çevresel proxy'leri ve proxy verilerinin belgelerini kullanarak KAS indeksini yeniden inşa etmektir (White vd., 1996; Cook vd., 1998, 2001; Appenzeller vd., 1998, Luterbacher vd., 1999; Cullen vd., 2000; Luterbacher vd., 2001a).

Salınımlar hakkındaki modern tartışma, KAS'ın tanımında daha güçlü bir karşı fikirler ortaya çıkarmıştır. Birincisi, belirli bölgelerde iki noktalı indeks kullanmanın mantıklı olup olmadığı sorgulanmıştır. Bir taraftan iki nokta etrafındaki bu tanımlama basit ve uygulaması kolay iken diğer yandan daha karmaşık istatistiksel teknikler olayın daha iyi yersel-zamansal tanımlamasına izin verdiği düşünülmüştür. AOF (Ampirik Ortogonal Fonksiyonlar) teknikleri kullanarak Barnston ve Livezey (1987) ve Glovienka-Hense (1990) değişen mevsimler ile yer değiştiren Kuzey Atlantik'in iki merkezli dipolunu göstermişlerdir. Wanner vd. (1997) ve Portis vd. (2001) KAS'ın mevsimselliğini incelemişlerdir. Yaz boyunca her iki merkez noktasının batıya doğru hareket ettiğini göstermişlerdir. Son zamanlarda, Cullen vd. (2000) ve Luterbacher (2001a) çoklu proxy verileri kullanarak KAS yeni yapılanmalarını optimize etmeyi denemişlerdir.

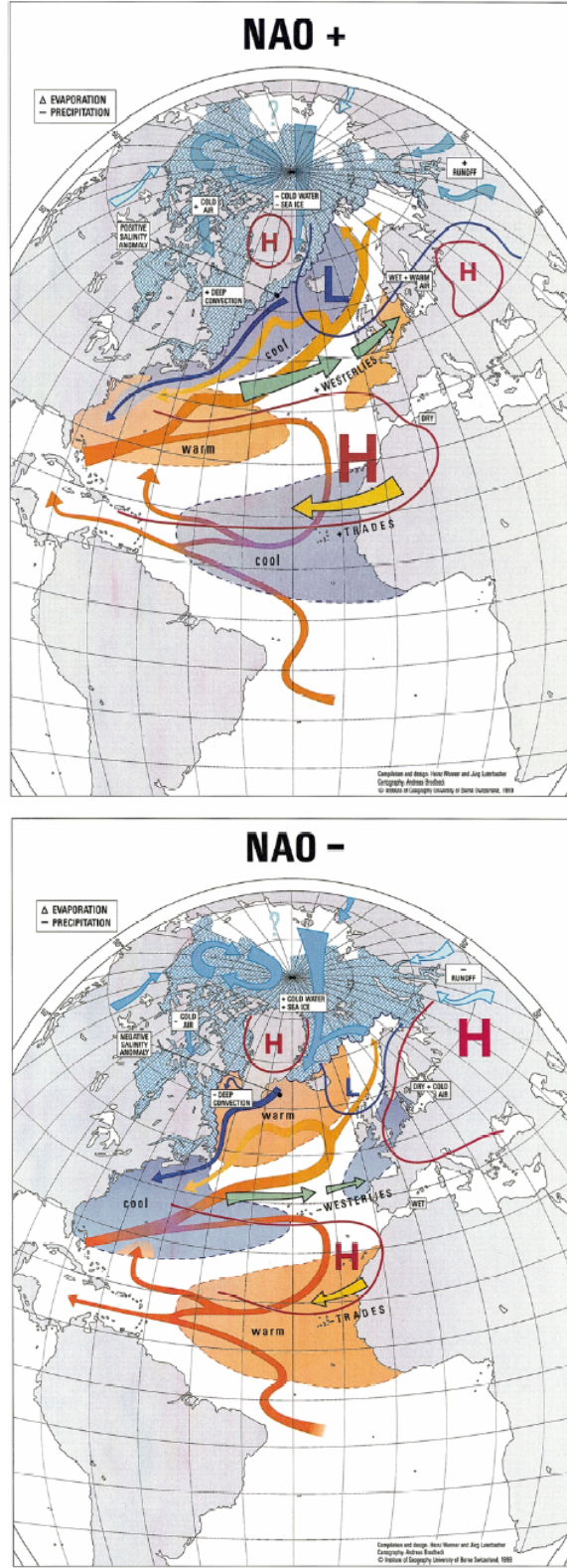
Son olarak, Slonosky ve Yiou (2001) iki noktada iki farklı indeks kullanarak (yazın Ponta Delgada-Reyjkavik ve kışın Cebelitarık-Reyjkavik) basınç merkezlerinin mevsimsel değişim problemlerinden kaçınmaya çalışmışlardır. Schlesinger ve Ramankutty (1994) ve Schlesinger vd. (2000) 65-70 yıllık bir dönemde küresel iklim sisteminde bir salınım tanımladılar. Kerr (2000), Kuzey Atlantik'te soğuk ve sıcak fazlar arasındaki iklim değişimini tartışarak bu olayı Atlantik Çoklu On yıllık Salınım (Atlantic Multiple Decadal Oscillation) olarak adlandırmıştır.

2.2 KAS'ın Yersel Yapısı

Yüksek ve düşük indeks sirkülasyon tipi terimi orta enlem batılıları ile yüksek frekans atmosferik olaylar için kullanılmasına rağmen Şekil 2.2'de gösterilen pozitif ve negatif KAS fazları, sıkça kullanılan yüksek ve düşük indeks sirkülasyon tipi ifadeleri ile ilişkilidir (Namias, 1950).

KAS'ın pozitif ve negatif fazında oluşan farklılıklar şöyle sıralanabilir;

- Anormal okyanus sıcaklıklarıyla Grönland'ın doğu-güneydoğusu ve Kuzey Afrika'nın batısında yerleşmiş iki havuz (her iki havuzda KAS+ olduğunda negatif ve KAS- olduğunda pozitif anomaliler meydana gelir) yerleşmiştir. Tam tersi sıcaklık anomalileri ile diğer iki havuz Kuzey Amerika havzası üzerinde ve İngiliz Kanalı civarında oluşmuştur (Cayan, 1992a, 1992b; Kushnir, 1994; Becker ve Pauly, 1996).
- Deniz ile buz yüzeylerinden ve deniz ile buz yüzeylerine doğru olan enerji ve kütle akıları, aşağı atmosferden yukarı atmosfer seviyelerine kadar hava basıncı ve rüzgar sistemlerini etkiler. Pozitif KAS fazında, anormal alçak ve yüksek basınç çekirdekleriyle İzlanda Alçak basıncı ve Azor Yüksek basıncı çok iyi gelişir. Bu basınç konfigürasyonu güçlü basınç gradyanı ve güçlenen batılılar ve ticaret rüzgarlarına neden olur. Batılıların eksenini güneybatı-kuzeydoğuya yönelir ve kuzeye doğru yer değiştirir. Negatif fazda batılıların ekseninin daha zonal olduğu daha güneye uzandığı ters etkiler gözlenir.



Şekil 2.2 KAS'ın farklı makale ve araştırmacıların tartışmasına dayanan iki fazı (a) pozitif faz (b) negatif faz (Wanner vd., 2001)

•Basınç sistemlerinin tanımlanmış konfigürasyonu fırtına yörüngelerini etkiler (Lau, 1988; Rogers, 1997; Serreze vd., 1997) ve bu da Avrupa kıtasına olan ısı ve nem taşınımını etkiler (Hurrell, 1995a; Halpert ve Bell, 1997). KAS'ın pozitif fazında, güney Avrupa ve Kuzey Afrika'da serin ve kuru şartlar hakim iken daha kuzeyli jet eksenini nemli ve sıcak kış iklimi İskandinavya'da gözlenir. Negatif fazı boyunca ise hemen hemen tam tersi şartlar hakimdir.

2.3 Kuzey Atlantik Salınımının Zamansal Yapısı

Avrupa ikliminin değişkenliği için İzlanda Alçağı ve Azor Yüksekliği arasındaki aşağı yukarı hareketin bu değişkenliğin durumu ya da gücü için temel faktör olup olmadığı bir ölçüm gelişmesi fikrinden sonra daha açıktır (Walker ve Bliss, 1932). Bu KAS ölçümü basit bir teşhis olarak hizmet verebilir ve gelecek araştırmalar için klimatolojik zaman serileri sağlar. Geçmişteki uygun deniz seviyesi basınç verilerine dayanarak örneğin; gridlenmiş veriler, Azor ve İzlanda'daki istasyon verileri ve diğer istasyon verileri ile farklı indeksler hesaplanabilir. İndeks tipleri aynı zamanda analizin tipine de bağlıdır, örneğin iklim modelleri ile karşılaştırmak için gridlenmiş verilere dayanan KAS indeksi tercih edilir. Diğer bir neden de farklı istatistiksel kavramlar içermesidir.

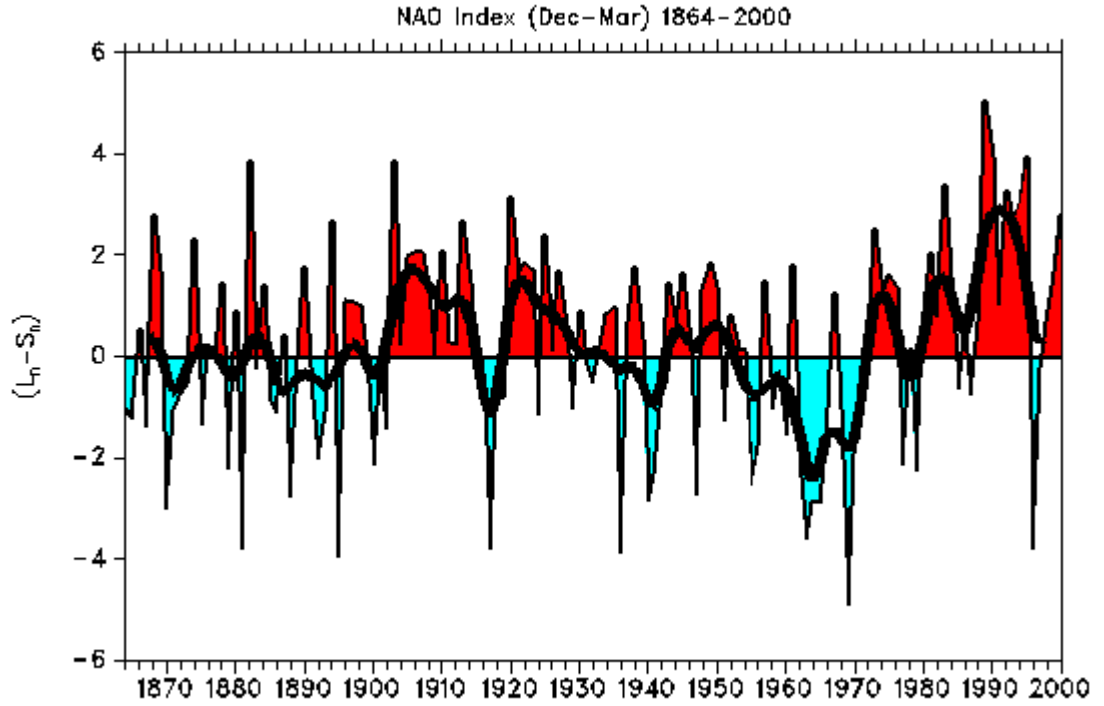
Bazı durumlarda değişik indeksler oldukça farklı olabilirler. İyi bilinen bazı indeksler karşılaştırılmış ve ilişkilendirilmiştir. Bu karşılaştırmalarda, Rogers (1984) tarafından Ponta Delgada ve Reykjavik istasyonlarına (RO), Hurrell (1995a) tarafından Stykkisholmur ve Lisbon istasyon verilerine (HU) ve Jones (Jones vd., 1997) tarafından Cebelitarık ve Reykjavik (JO) istasyon basınç verilerine dayalı KAS indeksleri kullanılmıştır. Ayrıca gridlenmiş KAS indeksi (GR) ($65^{\circ}\text{N}/20^{\circ}\text{W}$ - $60^{\circ}\text{N}/15^{\circ}\text{W}$ ile $40^{\circ}\text{N}/30^{\circ}\text{W}$ - $35^{\circ}\text{N}/25^{\circ}\text{W}$ farkı; Luterbacher vd., 1999, 2001a), 55°N enleminde zonal ortalama basınç gradyanına bağlı Lorenz (1951) tarafından kullanılan zonal indeks (LO) ve ampirik ortogonal fonksiyon analizlerine dayanan Walker ve Bliss'in (1932) kullandığı indeks (WB), 20°N enleminde kutup'a doğru deniz seviyesi basınç alanlarının birinci asal bileşenleri (PC) ve Arktik Salınım İndeksi (TW) (Thompson ve Wallace, 1998) ve Norveç ve Greenland arasındaki sıcaklık farklarına dayanan indeks (NG) kullanılmıştır (Wallace, 2000).

Önemli bir problem indekslerin zaman çözünürlüğünü içine almasıdır. KAS indeksi Kasım-Mart veya Aralık-Şubat kış ortalama basınç serileri için, aylık ortalama basınçlar için beş gün ya da bir günlük ortalamalar gibi daha kısa zaman periyotları için tanımlanabilir.

Wallace (2000) tarafından 1950'den 1994'e kadar olan periyot için WB, HU, NG, PC ve LO Aralık-Şubat kış indekslerinin korelasyon matrisi gösterilmiştir. Farklı indeksler arasındaki korelasyonlar yüksek değildir. WB, PC ile büyük oranda ilişkili iken sıcaklık farkına dayalı indeks diğer indeksler ile zayıf bir ilişki göstermiştir.

Benzer olarak, 1899-1997 periyodu için Aralık'tan Mart'a aylık ortalama kış verileri ve yıllık ortalamalarla desteklenmiş (Ocak'tan Aralık'a kadar aylık ortalama verilerle) değişik indeksler (TW, GR, RO, JO ve HU) arasındaki korelasyona bakılmıştır. Kış boyunca ve bütün yıl için pozitif ve önemli bir ilişki vardır. En büyük korelasyon, standartlaştırılmış Rogers (1984) indeksi (RO), gridlenmiş KAS indeksi (GR) ve Hurrell (1995a) indeksi (HU) arasında hesaplanmıştır. Barnston ve Livezey (1987), döndürülmüş ortagonal asal bileşen analizine dayalı atmosferik sirkülasyon paternlerinin tanımını teleconnection indeks yaklaşımına tercih etmişlerdir.

Şekil 2.3'de Hurrell'in (1995a) indeksine dayanarak 1864-1998 periyodundaki ortalama kış (Aralık'tan Mart'a kadar) indeksi gösterilmektedir. Hurrell bu zaman serisinde KAS'ın bir çok kışta bir fazda sürekli olduğunu göstermiştir ve KAS indeksinin on yıllık güçlü trendler gösterdiğine dikkat çekmiştir. 1940'dan 1970'lere kadar güçlü azalan trend gözlenmiş oysa son 25 yılda güçlü pozitif değerler meydana gelmiştir.



Şekil 2.3 Kuzey Atlantik Salınımı kış indeksi (Aralık-Mart) (Hurrell, 1995, Şekil 1.A).

Hurrell'a (1995a) göre, 1980'lerin ortalarından 1990'ların ortalarına kadar bu güçlü pozitif değerler 1864'den beri olan bu zaman indeksinde daha önce hiç görülmemiştir. Bu güçlü olaylar Avrupa üzerinde bu yıllar boyunca olan kış ısınmasına önemli ölçüde katkıda bulunur. Avrupa'daki atmosferik nem bütçesi büyük ölçüde etkilenir ve güney Avrupa ve Akdeniz üzerinde kuru şartlara ve İskandinavya'nın bir kısmında ve kuzey Avrupa'da normalden daha nemli şartlara neden olur.

3. KUZEY ATLANTİK SALINIMINI ETKİLEYEN DİNAMİKLER

Kuzey Atlantik üzerindeki iklim değışkenliğı, troposfer, stratosfer, okyanus, etraftaki diğerkaralar, arktikten kuzeye ve tropiklerden güneye ve aynı zamanda da Pasifik'ten olan zorlamaları kapsar.

Bütün meteorolojik hava olayları ve iklim üzerinde iki akışkan, atmosfer ve okyanusun aralarındaki etkileşim dinamik olayların başlaması ve devam etmesinde temel faktörlerdir. Kuzey Atlantik Salınımında önemli mekanizmaları atmosferik işlemler ve okyanus işlemleri şeklinde inceleyebiliriz.

3.1. ATMOSFERİK İŞLEMLER

KAS'ı etkileyen ilk mekanizma sinoptik zaman ölçeğindeki eddy ortalama akışıdır. Eddy momentum akıları tropopoz seviyesinde en büyük değerine ulaştığı için Kuzey Atlantik Salınım (KAS) gibi eşdeğer-baro tropik yapılar hızla oluşmaktadır (Marshall vd., 2001).

Atmosferik işlemler yalnız başlarına stratosferle ilişkili KAS'ın şiddetinde güçlü yıllar arası ve uzun dönem değışimler meydana getirebilirler (Marshall vd., 2001). Bozulan dalgalar tarafından orta enlemlere pompalanan batılı momentum yukarı seviye rüzgarlarını yüzeye doğru yönlendirir. Böylece güçlü kutupsal stratosferik vorteks artar. Son yıllardaki stratosferik vorteksin güçlenmesi tropikal volkanik patlamalar, ozon seyrelmesi ya da küresel ısınma nedeniyle olabilir (Perlwitz ve Graf, 1995; Thompson ve Wallace, 1998). CO₂'deki stratosferik artımlar kutupsal vorteksin güçlenmesi nedeniyle kışın kutupsal stratosferin artan radyatif soğumasına neden olduğu Perlwitz ve Graf (1995) tarafından ortaya atılmıştır. Bu hipotezi doğrulamak için de GCM (küresel dolaşım modeli) artan CO₂ konsantrasyonu zorlamasıyla desteklenmiştir (Shindell ve diğerkler, 1999). KAS aynı zamanda tropikler tarafından da zorlanır.

Hadley sirkülasyonu tropiklerdeki DYS (deniz yüzey sıcaklığı) gradyanlarına duyarlıdır ve orta enlemle bir atmosferik köprü gibi davranır ve orta enlem KAS değişkenliğini yumuşatır (Marshall vd, 2001).

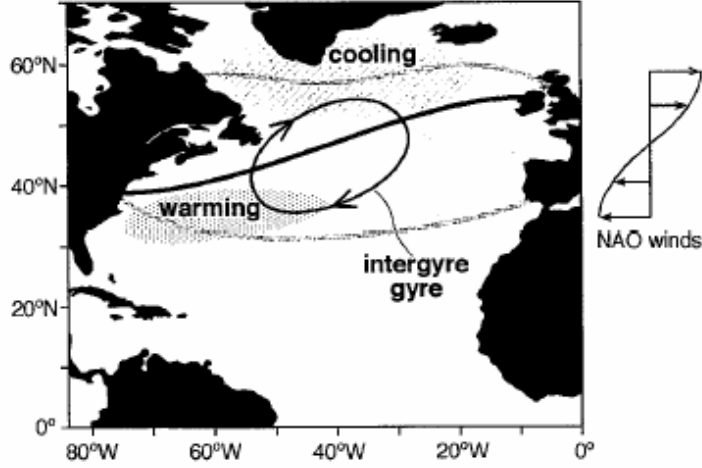
3.2. OKYANUS İŞLEMLERİ

Okyanus-atmosfer etkileşimi KAS'ın gözlenmiş genliği ve uzun dönem zamansal gelişimini detaylı anlamak için önemlidir (Czaja vd. 2003).

Bjerknes (1964) on yıllık zaman ölçekleri arasında okyanus dinamiklerinin DYS'leri kontrol etmede önemli olduğunu vurgulamıştır. Eğer uzun dönem KAS değişkenliğini anlamak istiyorsak bu dinamikleri ve bunun yanı sıra KAS ile ilgili diğer modları da dikkate almak gerekmektedir. On yıllık iklim değişkenliğine kadar olan zaman periyotlarını yorumlamak için termohalin sirkülasyon (termohaline circulation) ve Girdap (gyre) sirkülasyonlar iyice anlaşılmalı ve atmosfer-okyanus geri beslemeleri dikkate alınmalıdır.

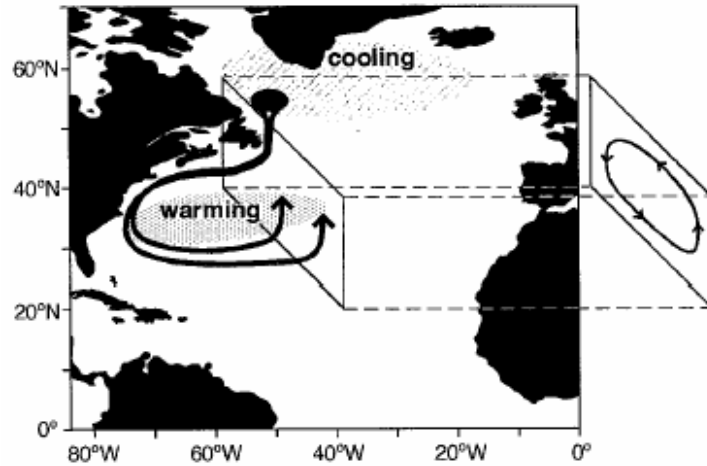
Okyanus karışma tabakası atmosferik zorlamayla termal olarak dengede olduğunda DYS termal zorlamaya karşı değişime izin vermez. Atmosfer ve okyanus arasındaki ısı alışverişi azalır. Bu da KAS'a olan ısı takviyesini azaltır. KAS gibi değişkenliklerin modlarının varyansı ve sürekliliği bu şekilde karışma tabakasıyla ısı etkileşimini arttırır. Böyle bir mekanizmanın delillerine gözlemlerden ulaşmak zordur. Bunun nedeni, DYS anomalileri bulunmadığında KAS'ın zamansal özelliklerinin anlaşılamamasıdır.

DYS paterni KAS tarafından DYS tripolü üzerindeki etkilerden sorumludur. Bu durum karşılıklı pozitif geri beslemeler meydana getirir. Şekil 3.1 Atlantik Okyanusu ile KAS arasında pozitif geri besleme durumundaki mekanizmayı göstermektedir.



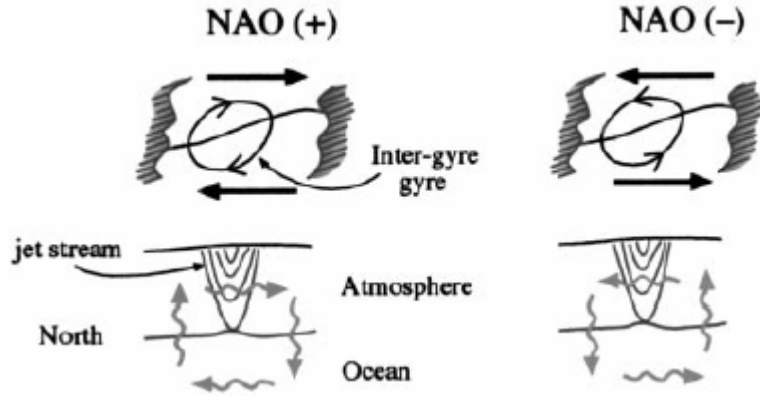
Şekil 3.1 Pozitif KAS ile birlikte rüzgar stresslerinin ve hava-deniz akı anomalilerinin şematik gösterimi (Marshall vd.,2001,Şekil 13.a)

DYS anomalilerinin atmosfer modellerine cevapları orta enlemlerde kararsız ve zayıftır. Pozitif KAS ile birlikte jetlerde de meridyonel değişim meydana gelir. Gulf Stream ve Kuzey Atlantik akıntı yörüngeleri normalden farklı rüzgar yönleri ile pozitif KAS'da bir içsel dönüş (intergyre gyre) meydana getirirler. Gulf Stream'in batı kısmında DYS üzerinde okyanus sirkülasyonu atmosfer-okyanus modeli ile simüle edilmiştir. Gulf Stream'in ayrıldığı enlem ve KAS gözlemleri ilişkilendirilmiş ve gözlemlenen değişimlerin KAS'ı iki yıl geciktirdiği Taylor ve Stephens (1998) tarafından bulunmuştur. KAS pozitif olduğunda kaldırma (buoyancy) etkileri önemli etkiye sahiptir. KAS (+) olduğunda kutup okyanuslarında soğuma artar.



Şekil 3.2 KAS (+) ile birlikte hava-deniz ısı akılarındaki anomaliler tarafından oluşturulan okyanus termal anomalilerinde dipola sebep olan termohalin sirkülasyonun şematik diyagramı (Marshall vd., 2001, Şekil 13.b).

Bjerknes (1964) tarafından Atlantik'teki meridyonel ısı taşınımının atmosfer ve okyanus akışkanlarının etkileşimini ele almıştır. Uzun zaman ölçeğinde atmosfer ve okyanus ısı taşınımının sabit kaldığı kabul edilmiştir. Pozitif indeksin negatif indeksten daha sık olduğu düşünülerek okyanus akıntısındaki momentum değişimleri ihmal edilmiştir.



Şekil 3.3 Hava-deniz ısı akısı ile birlikte atmosfer/okyanus ısı transfer anomali şeması (yatay ve düşey eğrisel yaylar) (Marshall vd.,2001, Şekil 14).

Artan meridyonel DYS gradyanları ile okyanustan kuzeye ve atmosferden uzaya daha fazla ısı kayıplarının olduğu yeni bir denge durumu oluşturulmuştur. Kuzey Atlantik akıntısı, içsel dönüşün antisiklonik sirkülasyon haline dönüşmeye başlamasıyla kutuba doğru olan ısı taşınımı artar. Kuzeyde ısınma ve güneyde soğuma ile jette zayıflama olur. Rüzgarlardaki bu zayıflama da negatif KAS indeksine doğru değişime neden olur. Güneye ısı taşınımıyla daha çok ısınma güneyde meydana gelir. Artan sıcaklık gradyanı rüzgarların güçlenmesini sağlar. KAS pozitif faza doğru durum değiştirir. Fazlar arasındaki bu dönüşün periyodu okyanus ısı transferinin atmosferik zorlamaya verdiği cevaba bağlıdır. Şekil 3.3'deki oklar anormal ısı taşınımına neden olan KAS zorlamalarının oluşturduğu termohaline sirkülasyonu göstermektedir. Termohalin sirkülasyon güçlü olduğunda DYS'ler pozitif anomali değerini gösterir. Tatlı su akıları artarken deniz yüzey tuzluluk oranı azalır ve KAS güçlenir. Bununla birlikte kutuba doğru ısı taşınımı ve negatif DYS anomalilerinin azalmasına neden olur. Artan tatlı su Kuzey Atlantik'te yağışı artırır. Pozitif KAS ise kuvvetli rüzgarlarla okyanustan ısının daha hızlı uzaklaştırılması ile termohalin sirkülasyonun zayıflamasının aksine daha yoğun ve soğuk okyanus suyu ile ilişkilidir.

KAS'ın durumunu belirlemedeki dinamik etkenlerden biride deniz buzudur. Labrador ve Grönland denizlerindeki deniz buzundaki değişimlerin KAS ile ilişkili olduğu ve buz kenarlarından hissedilir ve gizli ısı akıllarındaki büyük değişimlerin atmosferi etkileyeceği Deser vd. (2000) tarafından ifade edilmiştir.

KAS'ın pozitif fazında Grönland denizinin buz sınırı klimatolojik sınırdan daha kuzeye doğru uzanırken Labrador denizinde bu sınır güneye uzanır. Bu da atmosferin deniz buz anomalilerini ya rüzgarla buz sürüklenme anomalileri yolu ile dinamik olarak ya da yüzey hava sıcaklığı anomalileri ile termodinamik olarak zorlar. KAS indeksi ile Kuzey Atlantik buz değişiminin ilişkili olduğu ve deniz buzunun büyümesi ile zorlanan bölgesel atmosferik sirkülasyonun önemi Deser vd. (2000), Hilmer ve Jung (2000) ve Lu ve Greatbatch (2002) tarafından ifade edilmiştir.

4. İKLİM MODELLERİNİN TERMİNOLOJİSİ

İklim modellerinde, incelenecek meteorolojik olayların fiziksel ve dinamik yapısını anlamak için bazı terimler kullanılmaktadır. Bu terimlerden aşağıda kısaca bahsedilmektedir.

4.1. Uzun Dönem Benzeşim ve Dengeleme Süresi

Bugün iyi kurulmuş zaman bağımlı meteorolojik yanal sınır şartları (LBC) tarafından sürülen bölgesel iklim modelleriyle uzun dönem sürekli benzeşim (simülasyon) yapmak mümkündür. Bölgesel iklim modelleme kavramında ilk olarak uzun dönem simülasyon terimini tanımlamak faydalı olacaktır. Simülasyon zamanı tipik sayısal hava tahminin zamanını (3-5 gün) aştığında Sınırlı Alan Modeli (SAM) “iklim modunda” çalıştırılmak istenir. Alternatif daha kesin bir tanım ise, atmosferik bileşenler için pek çok gün mertebesinde olan simülasyon uzunluğu dengeleme süresini (spin up) aştığında SAM iklim modunda çalışır, fakat bu süre yüzey bileşenleri için daha uzun olabilir. İklim modunda çalışma için tipik eşik değeri bir aydır. Eğer SAM mevsimsel tahmin çalışmaları için kullanılırsa benzeşim uzunluğu bir mevsimden birkaç mevsime kadardır. İklim çalışmaları için, simülasyon uzunluğu model değişkenlik karakterlerine ve çalışmanın amacına göre birkaç yıldan on yıla kadar değişebilir.

Bölgesel atmosferik modelin klimatolojisi, yanal sınır şartlar (YSS) ve içsel model fizik ve dinamikleri tarafından sağlanan bilgiler gibi iki faktör arasındaki dinamik denge tarafından belirlenir. Dinamik denge oluşturmak ve model alanına yayılmak için yanal sınır bilgileriyle alınan zaman, genellikle birkaç gün uzunluğunda alanın büyüklüğüne, mevsime ve sirkülasyonun gücüne bağlı olarak değişen atmosferik dengeleme süresi (atmospheric spin up time) olarak ifade edilir.

Sürülen geniş ölçek alanlardan model simülasyon sapmasının ölçümü, model ve sürülen alanları karşılaştırarak YYS'den direkt olarak etkilenmeyen bölge üzerinde dinamik değişkenlerin (deniz seviyesi basıncı ya da jeopotansiyel yükseklik gibi) en küçük kareler yöntemiyle yapılır. Bölgesel model simülasyonlarında genellikle alana, mevsime ve yere bağlı olarak değişen dengeleme süresi en küçük kareler yönteminin ilk birkaç gününde artma eğilimindedir, daha sonra asimptotik değer etrafında salınım yapar. Asimptotik duruma ulaştığında model hataları büyümeye devam etmez. Ancak model, yanal sınırlardan model alanına giren ya da model alanının içinde sabit seviyeli bir yetenekle meydana gelen hava olaylarını simüle eder.

Bir bölgesel modelin klimatolojisi, birkaç günlük atmosferik dengeleme süresinden sonra yanal sınır şartlarının (YSS) ve içsel model fiziklerinin yardımıyla simüle edilmiş hava olaylarının başarısıyla belirlenir. Bu da bölgesel iklim modellemesinin başlangıç değer problemi olan hava tahmininin aksine bir sınır değer problemi olduğunu ifade eder. Bölgesel iklim simülasyonlarında dengeleme süresinin ilk birkaç günü sonuçların analizinden çıkarılır.

Toprak nemi ve sıcaklığı, dengeleme süresi ve model klimatolojisini karmaşıklaştıran diğer bir etkidir. Toprak su içeriği ve sıcaklığı özellikle yaz aylarında yüzey hissedilir ve gizli ısı akılarını değiştirerek hava ve iklimi etkiler. Toprağın 10cm derinliğindeki üst tabakasının sıcaklık ve su içeriği birkaç hafta mertebesinde iklimle hızla dengelenirken 1m derinliğindeki kök bölgesinde dengelenme süresi birkaç mevsim hatta daha derin toprakta birkaç yıldır. Toprak nemi ve sıcaklıklar için güvenilir bilgiler mevcut olmadığı için bu problem oldukça karmaşıktır. Eğer bölgesel model birkaç metre derinliğinde toprak modülü içerirse birkaç yıllık simülasyondan sonra kesin denge oluşur.

Sürekli uzun dönem simülasyonları tamamlama ihtimali birkaç günlük kısa simülasyon topluluklarının kullanımıyla karşılaştırıldığında değişik avantajlar gösterir. Bunlardan en önemlisi atmosferik dengeleme süresinden kaçınması ve birkaç günlük simülasyondan sonra model alanlarının içsel dinamik dengeye ulaşmasıdır. İkinci avantaj ise, uzun dönem simülasyonlarla model kendi içsel sirkülasyonlarını geliştirmek için daha serbesttir ki simülasyon modelin içsel klimatolojisini daha iyi temsil eder. Ayrıca uzun dönem simülasyon, model iklimi ve yüzey hidrolojik döngüsü arasında daha iyi bir dengeye ve içsel model fiziklerinde sistematik eksikliklerin daha iyi araştırılmasına izin verir.

Bu iklim kayması (climate drift) tartışmasına neden olur. İklim kayması teriminin bölgesel modelleme kapsamındaki anlamı küresel modellemeden oldukça farklıdır. İklim kayması küresel atmosfer-okyanus modelinde enerji dengesizliği nedeniyle başlangıç durumundan sistem bozulana ya da farklı duruma ulaşana kadar olur. Bölgesel modelde, yanal sınırlardan zorlama modelin sürülen alandan belirsiz mesafelere kaymasını önler. Bu nedenle iklim kayması terimi zorlanmış alanlardan iklimsel sapma terimi ile yer değiştirebilir. Yer yüzeyindeki toprak nemi ve kar örtüsü gibi yüzey alanları büyük ölçek alanlar tarafından direkt olarak zorlanmadıkları için istisnadırlar. Bunun nedeni atmosferik zorlamadır. Yüzey alanları dolaylı olarak iklimsel zorlama ile ilişkilidir ve bu yüzden sürekli bir kayma göstermez.

4.2. Ne Ekersen Onu Biçersen Sorunu (Garbage In Garbage Out)

Bölgesel iklim modeli simülasyonu, ya çalışılan alanın yanal sınırlarına komşu tampon bölgede GCM çalışmaları ya da gözlemlerin analizleri tarafından sağlanan zaman bağımlı büyük ölçek alanlar (rüzgar, sıcaklık, su buharı ve yüzey basıncı) tarafından sürülür.

Yanal sınır zorlamaları nedeniyle bir bölgesel iklim modeliyle simüle edilmiş büyük ölçek sirkülasyonlar özellikle orta ve yukarı troposferde sürülen alanlarda güçlü sapmalar göstermez. Yanal tampon alanıyla ilişkili daha büyük model alanı, model çözümü zorlama alanlarından daha çok sapar (Jones vd., 1995). Bu sapma yanal sınırlardan çalışılan alanın içine doğru ve yukarı troposferden güçlü orta-ölçek zorlamaların olduğu yer yüzeyine doğru artma eğilimindedir. Yanal sınır zorlaması yatay rüzgarlar daha zayıf ve yerel konvektif ve kara yüzeyi işlemleri daha fazla önemli olduğunda kışın yazdan daha şiddetlidir. Model ve hareket alanlarında büyük ölçek dolaşımınlar genelde benzer olmasına rağmen topografya, yüzey tipi ve su kütlelerinin yerel zorlaması nedeniyle yüzey ikliminde önemli farklılıklar meydana gelebilir.

Yanal sınır zorlamaları nedeniyle büyük ölçek dolaşımlarda sürülen modeller tarafından üretilmiş hatalar yuvalanmış (nesting) modellere iletilir. Yuvalanmış modeller, yüzey alanlarının büyük ölçek paternlerini sürülen GCM'lerle karşılaştırıldığında bir dereceye kadar geliştirebilirler (Giorgi vd., 1998a).

Fakat genelde eğer GCM büyük fırtına yörüngelerini ya da diğer büyük ölçek sirkülasyon özelliklerini yanlış yerleştirirse bu yuvalanmış modele de yansır. Bu da “ne ekersen onu biçersin” (garbage in garbage out) problemi olarak ifade edilir. Özellikle problem büyük ölçek sirkülasyon paternlerinin bölgesel özelliklerini doğru olarak simüle etmek için GCM’lerin yetersizliğinden ortaya çıkar.

Sınırlardaki hata problemi, model performansının açıkça değerlendirilmesini önlediği için önemlidir. Sadece bölgesel model fiziğindeki yetersizlik değil YYS’ nin etkileri sebebiyle de model hatalarına katkılar gerçekleşebilir. Bu nedenle her bölgesel model uygulamasının önce “mükemmel sınır şartları“ olarak adlandırılan gözlem analizlerinin kullanılmasıyla test edilmesi tavsiye edilir.

Bir bölgesel modeli sürmek için GCM simülasyon çıktıları kullanıldığında ilgilenilen bölge üzerinde simüle edilen büyük ölçek sirkülasyon paternlerinde GCM’in performansı dikkatli değerlendirilmelidir. Eğer farklı GCM simülasyonları mevcutsa sınırdaki sürülen alanlardaki hataları azaltmak için model yuvalamasında en iyi performansı gösteren GCM seçilir. Yuvalanmış modelleme tekniğinin ilk uygulamalarındaki temel problemlerden biri, pek çok GCM büyük ölçek sirkülasyon paternlerinin simüle edilen bölgesel özelliklerinde daha zayıf performans göstermesiydi. Çalışmalar GCM’lerin çözünürlüğündeki artışların orta enlem jet ve fırtına izlerinin yerlerinin simülasyonunu geliştirmiştir (Giorgi, 1990; Hurrell, 1995).

Süper bilgisayarların gelişimi ile iklim değişimi çalışmaları için kullanılan iklim sistemi modelleri 300km mertebesinde yatay çözünürlükle çalıştırılabilir. Bu çözünürlükte simüle edilen büyük ölçek sirkülasyonların kalitesi önemli ölçüde gelişmiştir ve gerçekçi büyük ölçek özellikler gösterir (Hurrell, 1995).

GCM’lerin performansının geliştirilmesi ile yuvalanmış model simülasyonları için yüksek kaliteli büyük ölçek verilerin elde edilmesi hızla gelişir.

4.3. Model Fiziği Problemi

Model fiziği sorunu, bölgesel iklim modellemenin başlangıcından beri en önemli ve en çok tartışılan konudur. Tartışmanın temeli iki soruyla özetlenebilir:

1. Bir bölgesel atmosferik model, iklim uygulamalarıyla ilişkili fiziksel işlem sırasının yeterli gösterimine sahip midir?

2. Bölgesel iklim modelindeki fiziksel şemalar bölgesel iklim modelini sürmek için kullanılan GCM'lerdeki ile aynı olmalı mıdır?

İlk soru “fiziksel yeterlilik” problemi ikincisi ise “fiziksel uygunluk” problemi olarak ifade edilebilir.

Fiziksel yeterlilik sorunu, pek çok SAM uzun zaman ölçeğinde önemli işlemler içermediğinden bölgesel iklim modelinin özellikle ilk dönemlerinde önemliydi. Bunun en tipik örneği radyatif transferdir. 1980'lerin ortasına kadar pek çok orta ölçek model oldukça kaba radyatif transfer gösterimini içermekteydi ve pek çoğu yüzey güneş akılarının günlük döngüsünün tanımlanmasına yardım etmekteydi. Atmosferin radyatif ısınması ve bulut radyatif etkileri kabaca temsil edilmiştir. Bunun ilk nedeni, atmosferik radyatif ısınma oranlarının nispeten günde birkaç derece mertebesine kadar küçük olmalarıdır. Radyatif ısınmanın sahip olduğu ikincil rol, sinoptik ya da orta-ölçek olayın gelişme zaman ölçeğinde, advectif ve yoğunlaşma ısınma oranlarının günde birkaç on dereceye kadar daha büyük olmasıdır. Birbiri ardına pek çok hava olayını çevreleyen uzun zaman ölçeğinde, advectif ve yoğunlaşma ısınma ortalamaları dışındaki değerler radyatif ısınmanın ki ile daha kıyaslanabilir ki daha sonra bu model klimatolojisinin önemli bir bileşeni olabilir. Fiziksel yeterlilik sorununa diğer bir örnekte özellikle yüzey hidrolojik döngüsü konusunda yüzey işlemlerinin gösterilmesidir. İlk SAM'larda aktüel buharlaşmanın potansiyel buharlaşmaya oranı (nemlilik ya da nemin bulunma faktörü) belirlenmekte daha sonra yüzey su bütçesinin tam gösteriminden hesaplanmaktaydı. Bu yüzden de yüzey nemliliği iklim ile etkileşimli olarak dengede değildir. Fiziksel yeterlilik problemi, pek çok iklim modelinde radyatif transfer, kararlı (resolvable) ölçek ve konvektif bulut ve yağış işlemleri, sınır tabaka ve yüzey fiziği işlemleri gibi bütün önemli fiziksel bileşenlerin ileri gösterimlerini içermesiyle bugün büyük ölçüde aşılmıştır. Radyatif transfer ve yüzey işlemlerini de içeren bütün bu fiziksel bileşenler benzer karmaşıklıklara sahiptir ve pek çok örnekte küresel iklim modellerinde mevcut benzer şemalardan daha ayrıntılıdır.

Daha güncel problem ise fiziksel uygunluktur. Bölgesel iklim modellerinin gelişmesinde iki farklı yaklaşım izlenmiştir. Birincisi, önceden oluşturulmuş sınırlı alan modeli (SAM) iklim uygulamaları için uygun olarak yeniden düzenlenir (örneğin, model fiziksel gösterimlerinde) veya gözlemlerin analizlerinden ya da GCM'lerden elde edilen hareket (driving) şartları ile kullanılır.

Örneğin; RegCM /NCAR (Giorgi vd., 1993a,b) gelişiminde ve RAMS/CSU (Pielke vd., 1992; Copeland vd., 1996) iklim versiyonunda bu yaklaşım kullanılmıştır.

İkinci yaklaşım, GCM'in bütün fiziğinin bölgesel dinamik çatı içinde tamamlanması ve bölgesel model “verici” GCM'den elde edilen hareket şartlarını kullanarak çalıştırılır. Kanada bölgesel iklim modelinde (Laprise vd., 1998), DARLAM/CSIRO (McGregor ve Walsh, 1993), HIRHAM/Max-Planck Enstitüsü/Danimarka Meteoroloji Enstitüsü (Christensen vd., 1996) ve İngiltere Meteoroloji Ofisi'nde (Jones vd., 1995) yapılan modellerde bu yaklaşım kullanılmıştır.

Avantaj ve dezavantajlara sahip bu iki yaklaşım farklı stratejileri ifade ederler. Yuvalanmış modellerde farklı fiziksel parametrelendirmelerin kullanılmasının altında yatan strateji ayrı ayrı model çözünürlükleri için her bir parametre setinin geliştirilmiş ve optimize edilmiş olmasıdır. Bu yaklaşımın kullanılmasındaki dezavantaj yuvalanmış model GCM sonuçları arasındaki farkların yorumunun zor olmasıdır. Buna sadece farklı çözünürlük zorlamaları neden olmaz aynı zamanda kullanılan fiziksel şemalardaki farklılıklar da sebep olur. Diğer bir dezavantaj ise, model fiziksel şemalarının ilgilenilen bölgede yapay sirkülasyonlara neden olabilecek bazı farklı zorlamalara neden olmasıdır.

Yuvalanmış modellerde aynı fiziksel şemaların kullanılmasının altında yatan strateji ise, modeller arasında maksimum uygunluğu sağlayabilmektir. Buradaki esas dezavantaj, kaba bir çözünürlüğe sahip GCM'ler için geliştirilmiş fiziksel şemaların yuvalanmış bölgesel modellerde kullanılan yüksek çözünürlükler için yeterli olmamasıdır. Parametrelendirme şeması (kümüls şeması gibi) yatay çözünürlüğe karşı büyük duyarlılık gösterebilir (Giorgi ve Marinucci, 1996a). Bu yüzden yuvalanmış modellerde oldukça farklı davranışlar meydana gelebilir.

Bu iki yaklaşımda belirli deney şartlarına ve modelin çevresindeki şartlara bağlı olarak benzer kalitede performans göstermişlerdir (örneğin; IPCC, 1996). Yuvalanmış modelde farklı parametrelendirmelerin kullanılmasının yuvalama tekniğini zayıflattığı ifade edilmiştir. Ancak bilim adamlarının deneyimlerine göre böyle bir durum için bir gösterge yoktur. Farklı fiziksel şemaların kullanıldığı yuvalanmış modellerde başarılı simülasyonlar yapılmıştır (örneğin; Giorgi ve Marinucci, 1996b; Giorgi vd., 1998a).

”Mükemmel sınır şartları” deneylerle tamamlandığında pek çok bölgesel modelde gözlem analizleri tarafından elde edilen YSS’ler küresel analiz modellerinin fiziğini kullanmaz. Benzer fiziksel kriterler oldukça zayıf hatta geçersiz sonuçlar oluşturabilir. Aksine gözlem alanları tarafından sürülen çok-yıllık deneyler, alanların tamamında daha iyi kalitesi nedeniyle GCM ile diğer modelden daha iyi sonuçlar verdiğini göstermiştir. Temel konu bir bölgesel iklim modelinin başlangıç ve yanal sınır alanlarından ne anladığıdır. Bu alanların kaliteli olması bölgesel modelin sonuçlarının o derece kaliteli olmasını sağlar. Bölgesel iklim modeli deneylerinde, yuvalanmış modellerde aynı ve farklı fiziklerin kullanılması iyi kalitede güdümlenen alanların varlığında kaliteli simülasyonlar sağlayabilir.

4.4. Model Alanı ve Çözünürlüğü

Bölgesel modelin kurulumunda model alanı ve çözünürlüğün seçimi çok önemlidir. Verilen bölgedeki çözüm, yanal sınırlar, alanın boyutu ve model çözünürlüğüyle sınırlanan alanın yerleşimine bağlıdır. Daha küçük model alanı ve yanal sınırlara daha yakın bir bölgede model sonuçlarında YSS’nin etkisi daha da büyür (örneğin; Giorgi vd., 1993b; Jones vd., 1995; Seth ve Giorgi, 1998).

Model alanı ve yatay çözünürlüğün seçimi fiziksel ve hesaplama düşünceleri arasındaki uygunlukla genelde sınırlandırılır. Model alanı, içsel model orta-ölçek sirkülasyonların tamamen gelişmesine izin verecek kadar geniş olmalı ve ilgili bölgesel zorlamaları kapsamalı ve model çözünürlüğü topografya gibi bazı zorlamaların etkilerini ve ölçeği yakalamaya yetecek kadar hassas olmalıdır. Alanın büyüklüğü ve çözünürlükteki hassasiyet simülasyonun başarısını arttırırken hesaplama kaynaklarının gereksinimi de artar. Bir kural olarak, model simülasyonu için hesaplama zamanındaki artış grid noktalarının sayısı ile dolayısıyla da model alanıyla orantılıdır. Model zaman adımı grid noktaları arasındaki mesafe ile azaldığından verilen bir fiziksel alan için hesaplama zamanı yatay çözünürlükteki artışın üçüncü kuvveti ile orantılıdır.

Bölgesel model alanını seçiminde genel bir kriter belirlemek zordur ve seçim bölge ve deneyin dizaynına bağlıdır. Bölgesel modellemedeki deneyimler model alanını belirlemede bazı ipuçları sağlayabilir. İlk olarak seçilecek alan ilgilenilen bölgedeki yanal tampon bölgesinden mümkün olduğunca uzak olması yararlıdır.

Bu, ilgilenilen alan üzerinde yanal sınırlarda aşırı kirlenmiş çözümlerden oluşan muhtemel gürültüleri önler. Aynı zamanda da içsel model fiziğinde kaba çözünürlüklü yanal zorlamanın etkisini azaltır.

Seth ve Giorgi (1998) yanal sınırların yerleşim etkilerinin özellikle modelin içsel parametrelere duyarlılığı çalışmalarında önemli olduğunu göstermiştir. Küçük alanların kullanımı daha iyi simülasyon sonuçları vermesine rağmen modeli sürmekte gözlem verileri kullanıldığında yanal sınırlarla yapay etkileşimler nedeniyle içsel zorlamalara gerçek dışı duyarlılıkla yanıtlar vermesine neden olabilir. Model alanı, ilgilenilen alanda üzerinde etkili iklim direkt olarak etkileyen zorlama ve sirkülasyonları içeren mümkün olan mesafede bütün bölgeleri içermelidir. Alanın sınırlarının karmaşık bir topografya üzerinde olmaması da tavsiye edilir.

Genelde sınırlardaki gerçek olmayan yüzey enerji bütçesi hesaplamalarının etkilerinden kaçınmak için yanal sınırların karadan çok okyanus üzerinde olması tercih edilir. Bulut suyu genelde YYS ile sağlanmadığı ve biçimlenmek için birkaç grid noktası gerektiğinden explicit bulut mikro fizik şeması kullanıldığında yanal sınırlardaki yüzey enerji bütçesini etkileyen en önemli faktör bulut formasyonudur. İkinci faktör ise yanal sınırlara yakın alanlardaki yapay yağıştır.

Model çözünürlüğü seçiminde, şu üç kriter dikkate alınabilir; Birincisi, çözünürlük ilgilenilen zorlamaların ölçeğini yakalayacak kadar yüksek olmalıdır. Örneğin; eğer Avrupa bölgesi için bir çalışma yapılacaksa çözünürlük, ilgilenilen ölçekte Avrupa'nın topografyasının ve kıyılarının özelliklerini yakalayacak bir çözünürlük olmalıdır. İkincisi; model çözünürlüğü özel uygulamalar için faydalı bilgiler sağlayabilmelidir. Örneğin; büyük nehir havzalarının hidrolojik döngü çalışmaları kıta altı (sub-continental) ölçekte bilgi isteyebilir halbuki topografik olarak karmaşık bölgelerdeki tarımsal etkiler ya da küçük drenaj havzası birkaç km ya da daha az ölçekte bilgi isteyebilir. Üçüncü kriter ise, model çözünürlüğü ilgili ölçek hareketlerini yakalayabilmelidir. Örneğin; deniz meltemi gibi orta-ölçek sirkülasyonlar $10\text{-}10^2\text{km}$ ölçeği ile karakterize edilirken sinoptik sistemler $10^2\text{-}10^3\text{km}$ ölçeği ile karakterize edilir.

Model çözünürlüğünün seçiminde diğer önemli bir faktör fiziksel ve dinamik parametrelendirmelerdir. Pek çok bölgesel iklim modelinde kullanılan hidrostatik yaklaşımın geçerliliği, ölçek ayırma kabulü kümülüs konveksiyon şemasının doğasında olduğu için yaklaşık 10km 'den daha az bir yatay ölçek için azalır.

Farklı şemalar belirli yersel ölçekler için geliştirilir. Örneğin; Anthes'in (1977) şeması 60-120km ölçekleri için, Fritsch ve Chappell'in (1980) modeli ise 10 km ölçekler için geliştirilmiştir. Bugüne kadar yapılan deneylerde model çözünürlüğüne karşı güdümleyen verilerin oranı 3-8 aralığındadır, çok yüksek çözünürlüklü deneylerde bu oran 10'u geçmiştir. Güdümleyen verilerle model çözünürlüğünün yanlış eşleşmesi çoklu yuvalanmış meshlerin kullanımıyla azalabilir. Bu çoklu yuvalama ya tek yönlü ya da iki-yönlü modda yapılabilir. Diğer bir yöntemde Qian vd. (1998) tarafından sunulan değişken çözünürlük kullanımıdır. Bölgesel modelin çözünürlüğünde yanal tampon bölgelerinde çalıştırılan küresel model ile eşleştirilir daha sonra tek bir yüksek çözünürlüklü gridin yerleştiği alanın içine doğru yavaşça artar. Daha az grid noktasının tampon bölgede kullanılması ise modelin hesaplama verimliliğinde önemli bir artmaya neden olur.

4.5. Yanal Sınır Şartları Tekniği

Matematik olarak sınırlı alan modellerinde yanal sınır şartlarını işlemde geçiren yöntemler kötü sonuçlar veren problemlerdir (ill-posed) ve yanal sınırlarda pek çok kez grid mesafesinin ani değişimi dalga yayılma ve yansıma özelliklerini bozabilir (Staniforth, 1995).

Şimdiye kadar geliştirilen pek çok bölgesel iklim modeli meteorolojik yanal sınır şartlarını sağlamak için Davies ve Turner (1977) tarafından sunulan “yumuşatma (relaxation)” yöntemini kullanmıştır. Newtonian ve bazı modellerde de difüzyon terimi uygulamasını içeren bu yöntem yanal tampon bölgesi üzerinde büyük ölçek alanlara (rüzgar bileşenleri, sıcaklık, su buharı ve yüzey basıncı) doğru model çözümlerini zorlar. Zorlama terimi, en dış grid noktası sırasında 1'den tampon bölgesinde en içteki grid noktası dizisinde 0'a kadar değişen bir ağırlık faktörü ile çarpılır. Bu yaklaşımın gürültü oluşumunu azaltmada ve güdümleyen şartlar ve modelin hakim olduğu rejimler arasında yumuşak bir geçişi sağlamada etkili olduğu ispatlanmıştır. Ağırlık faktörü, tampon bölgesine komşu alanlarda gürültü oluşumunu azaltmak için lineer ya da exponansiyel gibi farklı fonksiyonlarda değişir (Giorgi vd., 1993b).

Model alanına bağlı olarak tampon bölgesinin büyüklüğü değişir. İlk modellerde lineer ağırlık fonksiyonu ve birkaç grid mesafesi genişliğinde tampon bölgesi kullanılmıştır.

Giorgi vd. (1993b) böyle bir konfigürasyonun sınırlar civarında gürültü oluşturmaya sebep olan model çözümlerinden sürülen sınır değerlere çok sert bir geçişi nasıl üretebileceğini göstermiştir.

Exponansiyel olarak değişen ağırlık fonksiyonu ve daha geniş tampon bölge kullanarak gürültünün azaltılabileceğini böylece model çözümünden süren alana daha yumuşak bir geçişe izin verileceğini de göstermişlerdir. Tipik kıtasal ölçekli alanlar için, pek çok bölgesel modelde 10 ya da daha fazla grid noktası genişliğinde tampon bölgeler kullanılır. Büyük ölçek model ve güdümlene alanları arasında daha iyi uyum sağlamak için büyük alanlarda geniş tampon bölgeleri gerekmektedir.

Kida vd. (1991) ve Sasaki vd. (1995) tarafından “spektral yuvalama” olarak adlandırılan yanal sınır şartları hazırlama için, alternatif bir yöntem sunmuşlardır. Bu yöntem yuvalanmış model ve süren büyük ölçek alanlar arasında tam bir uyum sağlama avantajına sahiptir. Fakat sürülen alanlarda olmayan bölgesel modellerde, yüzeyde zorlanmış sirkülasyon sistemlerinin oluşumunu önleme dezavantajına sahiptir.

Sasaki vd. (1995), 500mb üzerinde tam spektral yuvalamaya ve daha aşağı seviyelerde klasik yanal sınır şartı yuvalamasına izin vermesi için spektral yuvalama tekniğini değiştirmişlerdir. Bu tam spektral yuvalamadan daha iyi sonuçlar vermiştir. Bu değiştirilmiş spektral yöntem kavramsal olarak Giorgi’nin değiştirilmiş klasik yöntemiyle (1993b) benzerdir. Her iki yöntemde orta ve aşağı troposferik tabakalarda zayıf zorlama ve yukarı toposferde güçlü zorlama kriterine doğru birbirlerine yaklaşırlar.

Standart yumuşatma tekniği basit olmasına rağmen eğer dikkatli dizayn edilirse pek çok model uygulaması için yeterlidir ve bu nedenle geniş çapta kullanılır. Bu tekniğin kullanımında ortaya çıkan temel problem, rüzgar yönündeki alan sınırlarında yapay yağışların oluşmasıdır. Doğada böyle olaylar bölgeseldir. Yüzey enerji ve su bütçesini etkileyebileceği yer yüzeyi dışında Newtonian ve difüzyon yanal sınır şartları terimleri tarafından bu olayın termodinamik etkileri yutulur.

Yanal sınır şartları açısından en önemli problem büyük ölçek süren alanın güncellenme aralığıdır. Model yanal sınır şartlara her zaman aralığında gereksim vardır ve genellikle iki yakın büyük ölçek alan güncellemelerden lineer olarak interpolate edilmiştir.

Yanal sınır şartlarının güncellenme zaman aralığı 3 saatten 12 saate kadar değişir. Modelin yanal sınırları, bölge üzerinden geçen ve hızlı hareket eden sistemleri yanlış gösterebileceği için zaman aralığının genelde 12 saatten fazla olması tercih edilmez.

Kış boyunca günlük döngü belirgin olmadığında, modelin 3 saatten 12 saate kadar olan yanal sınır şartlarını güncelleme zaman aralığına duyarlılığının küçük olduğu (Dickinson vd., 1989) ilk deneylerde gösterilmiştir. Yaz boyunca ise günlük döngü ile birlikte ısınma farklılığı kara üzerinde yerel bozulan orta - ölçek sirklasyonlara neden olabilir. Bu nedenle yanal sınır şartları teriminin günlük döngüyü yaklaşık olarak temsil etmesi önemlidir. Bu güncellemeler en az 6 saatte bir yapılmalıdır. Mevsime ve ilgilenilen alana bağlı olarak güncelleme sıklığı önemlidir ve önerilen modelin güncelleme sıklığına duyarlılığını tayin etmek ve mevcut en sık zaman aralığını kullanmaktır.

5. SINIRLI ALAN MODEL YAPISI

5.1. Model Eşitlikleri

5.1.1. Momentum Eşitliği

Modelin düşey koordinat sistemi yeri takip eden sigma (σ) koordinatlarıdır.

$$\sigma = \frac{p - p_t}{p_s - p_t} \quad (5.1)$$

p basınç, p_s yüzey basıncı ve p_t model atmosferinin tepe noktasındaki basınçtır. Bu sistem için hareket denklemi ;

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* u}{\partial t} = & -m^2 \left(\frac{\partial p^* uu / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* vu / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* u \dot{\sigma}}{\partial \sigma} - mp^* \left(\frac{RT_v}{p^* + p_t / \sigma} \frac{\partial p^*}{\partial x} + \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) \\ & + fp^* v + F_H u + F_V u \end{aligned} \quad (5.2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* v}{\partial t} = & -m^2 \left(\frac{\partial p^* uv / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* \partial vv / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* v \dot{\sigma}}{\partial \sigma} - mp^* \left(\frac{RT_v}{p^* + p_t / \sigma} \frac{\partial p^*}{\partial y} + \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) \\ & + fp^* u + F_H v + F_V v \end{aligned} \quad (5.3)$$

u ve v hızın doğu ve kuzeye bileşenleri, T_v virtüel sıcaklık, ϕ jeopotansiyel, f Coriolis parametresi, R kuru hava için gaz sabiti, m Polar Stereografik, Lambert

Benzeşim ya da Mercator harita projeksiyonları için harita ölçek faktörü, $\dot{\sigma} = \frac{d\sigma}{dt}$,

F_H ve F_V yatay ve düşey difüzyon etkilerini, p^*

$$p^* = p_s - p_t \quad (5.4)$$

olarak ifade edilmektedir.

5.1.2. Süreklilik ve Sigmadot ($\dot{\sigma}$) Eşitlikleri

Süreklilik eşitliği,

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = -m^2 \left(\frac{\partial p^* u / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* \partial v / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \quad (5.5)$$

şeklinde ifade edilir. Modelde yüzeysel basıncının zamansal değişimini hesaplamak için süreklilik eşitliğinin düşey integrali kullanılır.

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = -m^2 \int_0^1 \left(\frac{\partial p^* u / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* \partial v / m}{\partial y} \right) d\sigma \quad (5.6)$$

Yüzey basınç tandansının ($\partial p^* / \partial t$) hesaplanmasından sonra sigma koordinatlarında düşey hız ($\dot{\sigma}$) süreklilik eşitliğinin düşey integralinden her seviyede hesaplanır. σ' integrasyonun geçici değişkeni ve $\dot{\sigma} (\sigma=0)=0$ dır.

5.1.3. Termodinamik Eşitlik ve Omega (ω) Eşitliği

Termodinamik eşitlik,

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* T}{\partial t} = -m^2 \left(\frac{\partial p^* u T / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* \partial v T / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* T \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + \frac{RT_v w}{c_{pm} (\sigma + p_t / p^*)} + \frac{p^* Q}{c_{pm}} \\ + F_H T + F_V T \end{aligned} \quad (5.7)$$

c_{pm} sabit basınçta nemli hava için özgül ısıyı, Q diabatik ısınmayı, $F_H T$ yatay difüzyon etkisini, $F_V T$ düşey karışımı ve kuru konvektif düzenlemenin etkisini gösterir. ω ise,

$$\omega = p^* \dot{\sigma} + \sigma \frac{dp^*}{dt} \quad (5.8)$$

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = \frac{\partial p^*}{\partial t} + m \left(u \frac{\partial p^*}{\partial x} + v \frac{\partial p^*}{\partial y} \right) \quad (5.9)$$

c_{pm} ifadesi için ,

$c_{pm} = c_p (1+0.8q_v)$, c_p kuru hava için sabit basınçta özgül ısı ve q_v su buharının karışma oranıdır.

5.1.4. Hidrostatik Eşitlik

Hidrostatik eşitlik, virtüel sıcaklık T_v 'den jeopotansiyel yükseklikleri hesaplamak için kullanılır.

$$\frac{\partial \phi}{\partial \ln(\sigma + p_t / p^*)} = -RT_v \left[1 + \frac{q_c + q_r}{1 + q_v} \right]^{-1} \quad (5.10)$$

$$T_v = T(1+0.608q_v) \quad (5.11)$$

olarak verilir. q_c ve q_r sırasıyla bulut ve yağmur suyu karışma oranlarıdır.

5.2. Modelin Kullandığı Fiziksel Parametrizasyon

5.2.1. Radyasyon Şeması

Radyatif transfer paketi, NCAR CCM modeli içinde yer almaktadır. RegCM'in ilk versiyonunun kullandığı radyatif transfer paketi Kiehl vd. (1987) tarafından tanımlanmış NCAR CCM1'dir. Bulutlu ve açık gökyüzü şartları altında güneş radyasyonu ve infrared radyasyon için yüzey akıları ve atmosferik ısınma oranı için ayrı hesaplamalar yapar. RegCM2'de, Briegleb (1992) tarafından geliştirilmiş CCM2 şeması kullanılmıştır. İnfrared hesaplamalar önceki şema ile aynı iken paketin güneş radyasyonu bileşeninde önemli farklılıklar oluşmuştur. CCM2'nin güneş radyasyonu, O_3 , H_2O , CO_2 ve O_2 'nin etkilerini hesaba katan Briegleb'in (1992) δ - Eddington yaklaşımını takip eder. 0.2'den 5'e kadar 18 spektral aralık içerir. Açık gökyüzü koşullarında radyatif akıların ve ısınma oranlarının CCM2 radyasyon koduyla hesaplanması CCM1'den daha detaylı ve doğru sonuçlar vermiştir. CCM2 ve CCM1 şemaları arasındaki ilk farklılıklar bulutların varlığında meydana gelmiştir. CCM1 şemasında, bir bulut tabakası şekillendiğinde ortalama bulut albedosu bulut yüksekliğinin fonksiyonu olarak tanımlanır.

Bulutların tepesi civarındaki su buharı bulut damlalarının çoklu saçılmasını hesaba katmak için 10'un keyfi bir faktörü ile çarpılır. Çoklu bulut tabakası oluştuğunda, şema sadece ortalama ısınma oranını üst tabaka altında hesaplar ve eşit olarak dağıtır (Kiehl vd. 1987). Yeni şemada ise, bulut damlalarının optik özelliklerinin (optik derinliğin azalması, tekli saçılma albedosu ve asimetri parametresi) bulut sıvı su içeriği ve efektif damla yarıçapı terimlerinde ifade edilen Slingo'nun (1989) bulut saçılma ve absorblama parametrelerine dayanır.

5.2.2. Kara Yüzey Modeli

Yüzey fiziği, BATS (Biosfer-Atmosfer Transfer şeması) kullanılarak yapılır. BATS, yüzeyle atmosfer arasındaki momentum, enerji ve su buharının alışverişinin düzenlenmesinde bitki örtüsünün rolünü ve toprak nemi etkileşimini tanımlamak için tasarlanmış yüzey paketidir. Model bitki örtüsü tabakası, kar tabakası, yüzey toprak tabakası 10cm kalınlığa ya da kök zonu tabakası 1-2m kalınlığa ve derin toprak tabakası 3m kalınlığa sahiptir. Prognostik eşitlikler, Deardoff'un (1978) zorlama ve depolama metodunun genelleştirilmiş bir şekli kullanılarak toprak tabakası sıcaklıkları çözülür. Gövde ve gövde yapraklarının sıcaklıkları hissedilir, radyatif ve gizli ısı akılarını içeren enerji denge formülü vasıtası ile diagnostik olarak hesaplanır.

Toprak hidroloji hesaplamaları, toprak tabakasının su içeriği için tahmin edici eşitlikler kullanır. Bu eşitlikler, yağış, kar erimesi, gövdedeki yaprakların damlaması, evapotranspirasyon, yüzey akışı, kök bölgesine sızma ve toprak tabakaları arasında suyun difüzyon alışverişini hesaba katar. Toprak su hareket formülasyonu hazırda yüksek çözünürlüklü toprak modelinden (Climate Processes ve Climate Sensivity, 1984) çıkan sonuçlara kadar elde edilebilir. Yüzey akış oranı yağış oranının ve toprak su doyma derecesinin fonksiyonu olarak ifade edilir. Kar derinliği, prognostik olarak kar yağışı, kar erimesi ve süblimasyondan hesaplanır. Eğer en alt model seviyesinin sıcaklığı 271K 'nin altında ise yağışın kar şeklinde düştüğü kabul edilir.

Yüzeydeki hissedilir ısı, su buharı ve momentum akıları yüzey tabaka benzeşim teorisine dayanan bir standart yüzey sürüklenme katsayısı formülü kullanılarak hesaplanır. Sürüklenme katsayısı yüzey tabakadaki atmosferik kararlılığa ve yüzey pürüzlülük uzunluğuna bağlıdır. Yüzey evapotranspirasyon oranı toprak suyunun mevcudiyetine bağlıdır. BATS, 13 tip bitki örtüsüne sahiptir.

Toprak albedo hesaplamaları için toprak dokusu kumdan kile değişir ve toprak renkleri farklıdır ve Dickinson vd. tarafından (1986) tanımlanmıştır.

5.2.3. Gezegenel Sınır Tabaka (GST) Şeması

Gezegensel sınır tabaka şeması, iyi karışmış atmosferde kararsızlıkta büyük ölçek eddylerden hesaplanan gradyana dik (counter-gradient) akıları hesaba katan bölgesel olmayan difüzyon kavramına dayandırılarak Holtslag vd. (1990) tarafından geliştirilmiştir. GST’de düşey eddy akısı,

$$F_c = -K_c \left(\frac{\partial C}{\partial z} - \gamma_c \right)$$

ile ifade edilir. γ_c kuru derin konveksiyon nedeniyle bölgesel olmayan taşınımı tanımlayan gradyana dik taşınım terimidir. Eddy difüzivitesi bölgesel olmayan formül tarafından

$$K_c = k \omega_t z \left(1 - \frac{z^2}{h} \right)$$

şeklinde ifade edilir. k , von Karman sabiti; ω_t , sürtünme hızına, yüksekliğe ve Monin-Obhukov uzunluğuna bağlı türbülans konvektif hızı ve h GST yüksekliğidir. Sıcaklık ve su buharı için gradyana dik taşınım terimi

$$\gamma_c = C \frac{\phi_c^o}{\omega_t h} \quad (14)$$

ile tanımlanır. C , 8.5 değerinde bir sabit ; ϕ_c^o , yüzey sıcaklığı ya da su buharı akısıdır. Eşitlik 14, $0.1h$ ’a eşit olduğu kabul edilen GST’nin tepesi ile yüzey tabakanın tepesine uygulanır. Bu bölgenin dışında ve momentum için γ_c sıfıra eşit kabul edilir.

Eddy difüzivitesi ve gradyana dik taşınım terimlerinin hesaplanması için GST yüksekliği diagnostik olarak

$$h = \frac{Ri_c r [u(h)^2 + v(h)^2]}{(g/\vartheta_s)[\vartheta_v(h) - \vartheta_s]}$$

formülünden hesaplanır. $u(h)$, $v(h)$ ve ϑ_v GST yüksekliğindeki rüzgar bileşenleri ve virtüel potansiyel sıcaklık, g gravite, $Ri_c r$ kritik bulk Richardson sayısı ve ϑ_s , yüzey civarının uygun sıcaklığıdır (Holtslag ve Boville, 1993).

5.2.4. Kümüllüs Konveksiyon Şeması

•**Anthes-Kuo Şeması** : Bu şema, kolondaki nem konverjansı verilen bir eşik değeri aştığında yağışın başladığı Kuo tip parametrelendirmeyi kullanır. Düşey sondaj (sounding) konvektif kararsızdır. Toplam nem konverjansının bir kısmı ortalama kolon bağıl nemine bağlı olarak yağışa geçer. Geri kalan kısım (b faktörü), düşey grid noktalarının kuruluşuyla orantılı olarak kolon boyunca yeniden dağıtılır. Yoğunlaşma gizli ısı, bulut tabakasının yarısında maksimum ısınmanın olduğu belirlenmiş parabolik düşey ısınma profilini takip ederek bulut tabanı ve tepesi arasında yeniden dağıtılır. Giorgi ve Mearns (1991) tarafından yapılan düzenlemede kümülüs konveksiyonu tarafından üretilmiş nem ve yoğunlaşma gizli ısı aynı anda açığa çıkmaz ancak 6 saatlik zaman ölçeği ile olur.

•**Grell Şeması**: Bu şema, destabilizasyon oranı ya da quasi-equilibrium, bulutta yukarı (updraft) ve aşağı (downdraft) akırlarla basit tek-bulut şeması ve ısınma/nemlenme profilini belirleyen dengeleme hareketine dayanır. Konveksiyon kapama yaklaşımı için bu şemada iki seçenek vardır. Biri Grell vd. (1994a) tarafından diğeri ise Fritsch ve Chappell (1980) tarafından tanımlanmıştır. Grell Şeması Konveksiyon Kapama Yaklaşımları ;

- Arakawa – Schubert
- Fritsch – Chappell

Grell şemasında bulutlar, sirkülasyonun en altı ve tepesi hariç bulut havasıyla çevre hava arasında direkt karışma olmayan yukarı ve aşağı yönlü hava akımlarının neden olduğu iki kararlı-durum (steady-state) sirkülasyonu olarak tanımlanmıştır.

Yukarı ve aşağı yönlü hava akımlarında kütle akısının (m_b, m_0) yükseklikle sabit olduğu kabul edilen basit bir bulut modeli kullanılır. Yukarı ve aşağı yönlü hava akımlarının oluşma seviyeleri maksimum ve minimum nemli statik enerjiyi çevreleyen seviyelerle verilir. Şema nem konveksiyonu oluşturan seviyede yukarı yönlü hava akımlarıyla hava parseli yükseltildiğinde aktifleşir. Yukarı yönlü hava akımında yoğunlaşma süper doymuş hava parselinin yükseltilmesi ile hesaplanır. Aşağıdaki ilişki ile aşağı yönlü kütle akısının yukarı yönlü kütle akısına bağlı olduğu kabul edilir.

$$m_0 = \frac{\beta I_1}{I_2} m_b$$

I_1 yukarı yönlü hava akımının kütle akısı tarafından normalize edilmiş yukarı yönlü hava akımının bütün derinliği üzerinde integre edilmiş yoğunlaşma miktarı, I_2 aşağı yönlü kütle akısı tarafından normalize edilmiş aşağı yöndeki buharlaşma, β aşağı yönde yeniden buharlaşan yukarı yönlü yoğunlaşma oranı ve $1 - \beta$ yağış verimliliğidir. Yağış,

$$R = I_1 m_b (1 - \beta)$$

ile ifade edilir. Büyük ölçeğe ısınma ve nemlenme geri beslemesi, bulut tabanı ve tavanında azalımları (detrainment) ve kütle akılarını karşılayarak belirlenir. Şema aynı zamanda nemli konvektif aşağı yönlü hava akımlarının soğuma etkilerini de içerir (Grell, 1993). Grell kararlılığa bağlı kapamaya iki örnek verir:

1-Bulutların verilen bir zaman ölçeğinde mevcut buoyant (kaldırma) enerjisini uzaklaştırdığı kabul edilir.

2-Bulutların büyük ölçek kararsızlıklar (destabilize) kadar hızlı çevreyi kararlı hale getirdiği kabul edilir.

İlk durum için bulut temel kütle akısı ;

$$m_b = \frac{ABE}{\tau NA}$$

ile ifade edilir (Grell, 1993). ABE bir bulutta mevcut buoyant (kaldırma) enerjisi, NA kütle akısının her biriminde mevcut buoyant (kaldırma) enerjisinin değişme oranı, τ mevcut buoyant (kaldırma) enerji taşıma zaman ölçeğidir (genellikle 30 dakika). Bu kapama Fritsch ve Chappell (1980) tarafından benimsenen kapamaya benzerdir. İkinci kararlı kapama Arakawa ve Schubert'i (1974) takip eder.

$$m_b = \frac{ABE'' - ABE}{\Delta t \tau N A}$$

formülü ile ifade edilir. ABE'' , Δt zamanı boyunca büyük ölçek hareket tarafından mevcut kaldırma enerjisinin üretilmesidir.

Modelde konvektif olmayan yağış işlemleri iki yolla tanımlanır. Birincisi, verilen grid noktalarında bütün süper doymuş su buharı aynı anda yağışa geçer. Daha geniş bir yaklaşım olan ikinci yol bulut suyu ve yağmur suyu karışma oranı için prognostik eşitlikleri içeren Hsie vd.nin (1984) explicit nem şemasıdır. Her iki şemadan sadece çözümlenebilir-ölçek, bulut ve yağmur işlemlerinde bahsedilir. Konvektif işlemleri gösteren kümülüs bulut şeması ile birlikte kullanılır. Kümülüs bulut şeması ve explicit nem şeması Zhang vd. (1988) tarafından tanımlandığı gibi birleştirilir.

5.3. Model Özellikleri

Bölgesel çalışmalarda Sınırlı Alan Model (SAM) kullanma fikri Dickinson vd. (1989) ve Giorgi (1990b) tarafından ortaya atılmıştır. Bu fikir, yüksek çözünürlüklü bölgesel iklim model (RCM) simülasyonları için genel sirkülasyon modellerinin (GCM) çalıştırılması ile elde edilen başlangıç ve zaman-bağımlı meteorolojik yanal sınır şartlarından sağlanan büyük ölçek meteorolojik alanlarda RCM'den modeli süren GCM'e geri besleme olmayan tek yönlü yuvalama kavramına dayanır.

İlk NCAR RegCM versiyonu, 1980'lerin sonlarında Ulusal Atmosferik Araştırma Merkezi (NCAR)-Pensilvanya Eyalet Üniversitesi (PSU) tarafından MM4 orta-ölçek versiyondan geliştirilmiştir (Dickinson vd., 1989; Giorgi,1989). Modelin dinamik bileşenleri, sıkıştırılabilir, hidrostatik denge ve düşey σ – koordinatları ile sonlu farklar modeli MM4'den oluşturulmuştur. Daha sonra split-explicit zaman integrasyon şeması kullanımı sert topografik gradyanların varlığında yatay difüzyonu azaltmak için bir algoritmayla birlikte eklenmiştir (Giorgi vd., 1993a; Giorgi vd. 1993b). Sonuç olarak RegCM'in dinamik çekirdeği MM5'ın hidrostatik versiyonu ile benzerdir (Grell vd., 1994a).

İklim çalışmalarına MM4'un uygulanması için RegCM'in ilk versiyonunu idare eden radyatif transfer ve kara yüzey fiziklerinin pek çoğunda tekrar çok sayıda fiziksel parametrelendirme yerleştirilmiştir (Dickinson vd., 1989; Giorgi, 1990b).

RegCM'in ilk jenerasyonu, yüzey işlemlerinin temsili için NCAR Community Climate Model (CCM)'in CCM1 versiyonunun radyatif transfer şemasını Biyosfer-Atmosfer Transfer Şeması (BATS, Dickinson vd., 1986) olarak, orta çözünürlüklü bölgesel gezegensel sınır tabaka şemasını, Anthes'in (1977) Kuo-tip kümülüs konveksiyon şemasını ve Hsie vd. (1984) explicit nem şemasını içermektedir.

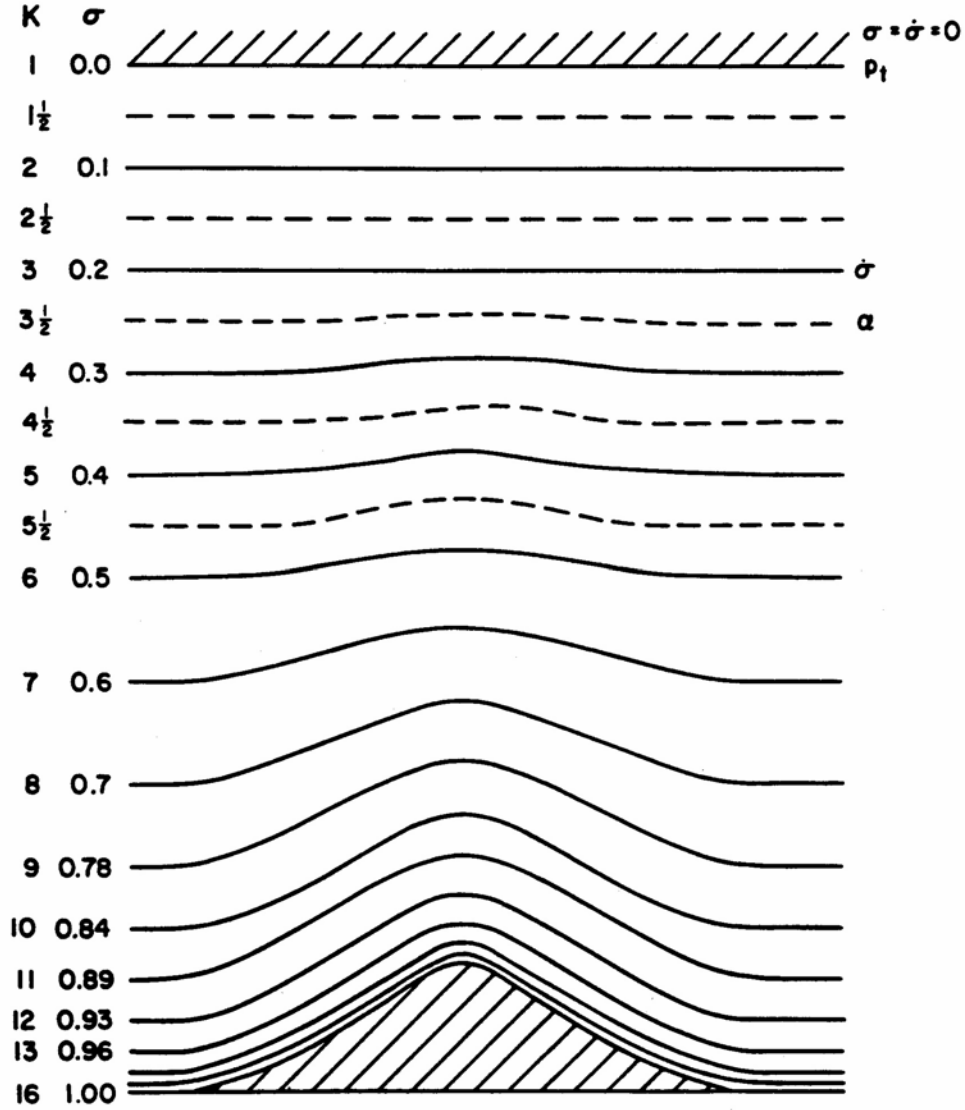
Model fiziği ve sayısal şemalarının ilk önemli yenilenmesi Giorgi vd. (1993a, 1993b) tarafından belgelenmiş ve RegCM2 olarak adlandırılan ikinci kuşak ortaya çıkmıştır. RegCM2'nin fiziği NCAR CCM2'ya (Hack vd., 1993) ve orta-ölçek model MM5'a (Grell vd., 1994a) dayanır. Modelde, radyasyon hesaplamaları için CCM2 radyatif transfer paketi (Briegleb, 1992) kullanılmıştır. Eski bölgesel şemanın yerini Holtslag vd. (1990) bölgesel olmayan sınır tabaka şeması almıştır. Bir seçenek olarak Grell'in (1993) kütle akısı kümülüs bulut şeması eklenmiştir. Model, BATS'ın son versiyonu BATS 1E'yi (Dickinson vd., 1993) içermektedir.

RegCM modelleme sistemi dört bileşenden oluşmuştur: Terrain, ICBC, RegCM ve model çıktılarının görselleştirilmesi (postprocessor). Karasal değişkenler (yükselti, yüzey tipi ve deniz yüzey sıcaklığı) ve yatay olarak enlem-boylamdan yüksek çözünürlüklü alana, döndürülmüş Merkator, Lambert Conformal ya da Polar Stereographic projeksiyonlardan birine üç boyutlu izobarik meteorolojik veriler interpolate edilir. RegCM, basınç seviyelerinden σ – seviyelerine düşey interpolasyonda yapar. σ yüzeyleri yer yakınında karayı yakından izler ve yukarı seviye sigma yüzeyleri yaklaşık izobarik yüzeyler gibi davranır.

5.3.1. Model Yatay ve Düşey Grid Yapısı

Modelleme sistemi genellikle basınç yüzeylerinde verilerini alır ve analiz eder. Fakat veriler, modele girdi olarak verilmeden önce model düşey koordinatlarına enterpole edilmelidir. Düşey koordinat, yukarı yüzey daha düz iken aşağı grid seviyelerinin karayı takip etmesini anlamında yeri takip eder. Orta seviyeler modelin tepesine doğru basınç azaldığı için devamlı olarak düzleşir. Boyutsuz σ koordinatı basıncın p olduğu model seviyelerini tanımlamak için kullanılır. p_t , belirlenmiş sabit tepe basıncı ve p_s yüzey basıncıdır. σ , Şekil 5.1'de gösterildiği gibi en üstte sıfır ve yüzeyde birdir ve her model seviyesi bir σ değeri ile tanımlanır.

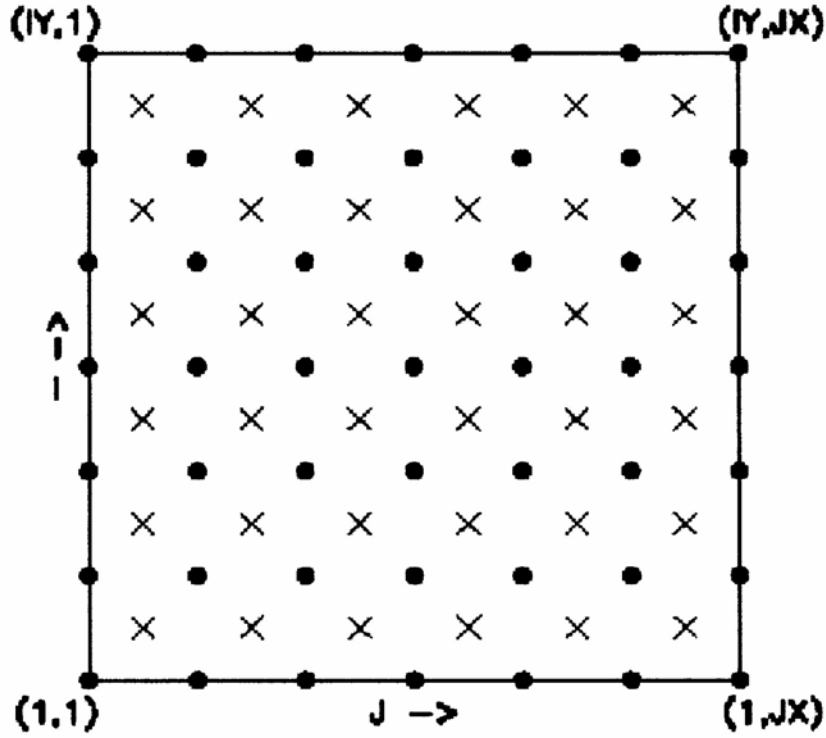
Modelin düşey çözünürlüğü, yerleştirilme zorunluluğu olmayan sıfır ile bir arasında değişen bir liste tarafından tanımlanır. Genellikle sınır tabakadaki çözünürlük üstündeki tabakadan daha hassastır ve seviye sayısı kullanıcının isteğine göre değişebilir.



Şekil 5.1 Model düşey yapısının şematik gösterimi (PSU / NCAR Mesoscale Modeling System Tutorial Class Notes and User's Guide).

Yatay grid, skaler değişkenleri sınırlayan hız değişkenlerinin Arakawa-Lamb B derecelenmesine sahiptir. Bu grid yapısı Şekil 5.2'de verilmiştir. Doğulu (u) ve kuzeyli (v) rüzgar bileşenleri köşelere yerleştirilirken grid kutusunun merkezinde skaler büyüklükler (T, q, p vb..) tanımlanmıştır. Grid alanlarının merkez noktaları çarpı olarak ve köşeler de nokta olarak ifade edilir.

Böylece yatay rüzgar noktalarda tanımlanır. Veriler modele girilir, gridlerin devamlılığını sağlamak için ön işlemler gerekli enterpolasyonu yapar.



Şekil 5.2 Model yatay grid yapısı – Arakawa Bgrid (RegCM Version 3.0 User's Guide)

Bütün bu değişkenler, Şekil 5.1'de kesikli çizgi ile gösterilen yarım seviye olarak tanımlanan her bir model düşey tabakasının ortasında tanımlanmıştır. Düşey hız düz çizgilerle ifade edilen tam seviyelere taşınır. Sigma seviyelerinin tanımlanmasında, $\sigma = 0$ ve 1 seviyelerini içeren tam seviyeler listelenir. Modelin tabaka sayısı daima tam sigma seviyesi sayısından bir eksiktir.

5.3.2. Harita Projeksiyonu ve Harita –Ölçek Faktörü

Model sistemi pek çok harita projeksiyonundan birini seçme hakkına sahiptir. Lambert Conformal orta enlemler için, Polar Stereografik yukarı enlemler için ve Mercator aşağı enlemler için kullanılmaya uygundur. Modelde x ve y yönü Mercator dışında doğu-batı ve kuzey-güney ile benzer değildir. Bu yüzden gözlenmiş rüzgarlar model gridinde döndürülmelidir ve model u ve v bileşenlerinin gözlemlerle karşılaştırılmadan önce döndürülmesi gerekir. Bu dönüşüm, model gridlerine veri sağlayan model ön işlemlerinde ve sonraki işlemlerde hesaplanır.

Harita ölçek faktörü, m

$$m = (\text{grid mesafesi})/(\text{dünyadaki gerçek uzunluk})$$

şeklinde tanımlanır değeri bire yakındır ve enlemle değişir. Modeldeki projeksiyonlar küçük alanların şeklini korur, her yerde dx , dy 'ye eşittir. Fakat grid uzunluğu, düzlem yüzeyinde küresel yüzey gösterimine izin vermek için alanla değişir. Model eşitliklerinde yatay gradyanların kullanıldığı her yerde harita-ölçek faktörünün hesaba katılması gerekmektedir.

6. BENZEŞİM SENARYO İÇERİĞİ

Bu bölümde, modelde kullanılan benzeşimin özellikleri, topoğrafya ve yüzey koşulları, başlangıç ve sınır şartları model benzeşimi ve model çıktıları kısaca açıklanmıştır.

6.1. Benzeşimin Özellikleri

Yapılan çalışmada yatay çözünürlük 60km x 60km alınmıştır. Geniş bir alanı içine alan çalışma alanında atmosferik parametreleri incelemek için seçilen çözünürlük yeterli görülmüştür. Daha yüksek çözünürlük daha fazla hesaplama zamanı ve elde edilen verileri depolamak için daha fazla bellek gerektirmektedir.

Modelin her grid noktası için dinamik hesaplama zamanı 120 saniyedir (Δt). Model 14 σ seviyesi olarak çalıştırılmıştır (0, 0.04, 0.10, 0.17, 0.25, 0.35, 0.46, 0.56, 0.67, 0.77, 0.86, 0.93, 0.97, 0.99, 1.0). Her 600 saniyede bir Biyosfer-Atmosfer Transfer şeması ve her 30 dakikada bir de Radyasyon alt-şeması çağırılır. Uzun dalga radyasyonda absorpsiyon-emisivite kısmı hesaplama zaman aralığı 12 saattir.

Model alanını belirlemek bölgesel etkileri içerecek kadar küçük ancak aynı zamanda global paternleri yakalayacak kadar da büyük olmalıdır. Model giriş verileri iki kısımdan oluşmaktadır; veri dosyaları ve konfigürasyon dosyaları. Veri dosyaları, terrain, başlangıç ve sınır şartları kapsayan modeli başlatmak ve çalıştırmak için gerekli gerçek sayısal değerleri içermektedir. Konfigürasyon dosyaları, çalışma alanını, parametre seçimini ve çalışma süresi bilgilerini kapsamaktadır.

Model alanı batıda İzlanda'nın batısından kuzeyde İskandinavya'nın büyük bir kısmını kapsayarak güneyde kuzey Afrika'nın kuzeyi ve doğuda Hazar Denizi'ni de içine alan bir bölge olarak belirlenmiştir. Enlemler boyunca 89 ve boylamlar boyunca da 109 grid noktası alınarak model toplamda her bir σ seviyesi için 9701 grid noktası şeklinde oluşturulmuştur.

6.2. Topoğrafya ve Yüzey Koşulları

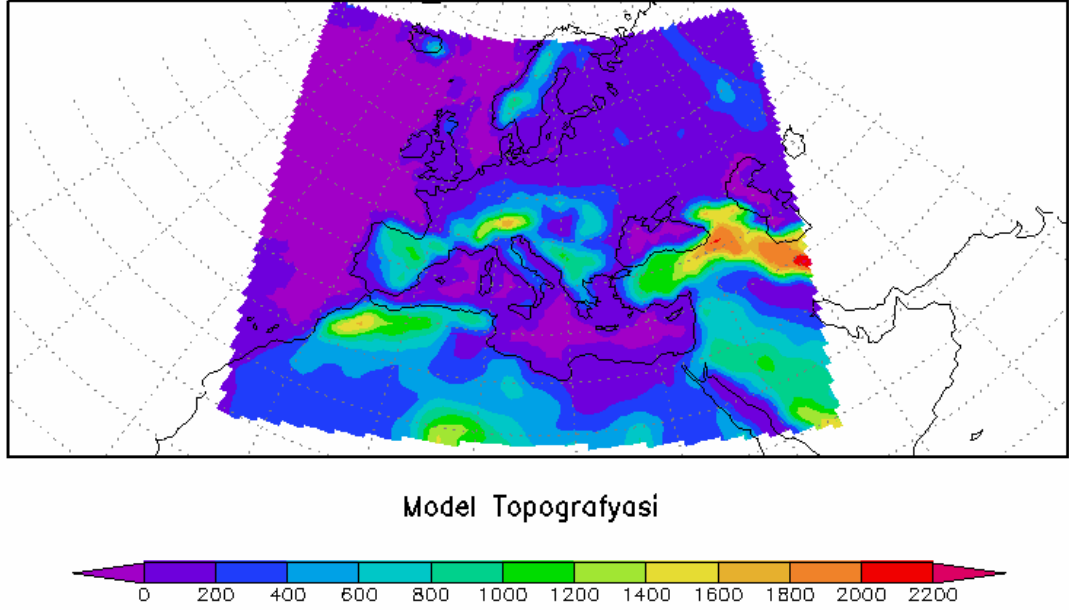
Belirlenen bölgenin atmosferik özelliklerini belirlemede yüzey şekli ve yüzey tipi önemli etkiye sahiptir. Önemli atmosferik parametreler olan basınç, sıcaklık ve yağış topoğrafyayla olduğu kadar yüzey tipi ile de değişir. Bir bölgenin çöl ya da ormanla kaplı olması bölgedeki akıların hesaplanmasında büyük öneme sahiptir. Bir bölgenin çöl olması durumunda absorbladığı radyasyon miktarı, bölgede meydana gelecek buharlaşma miktarı ve o yüzeyin sahip olacağı albedo değerleri ile ağaçlık bir alanın alacağı değerler farklı olacaktır. Bu farklılıklarda o bölge için akıların hesabında, yağış hesaplamasında önemlidir.

Modelin belirlenen alan için topoğrafyasının meydana getirilmesinde 0.5 derecelik çözünürlüğe sahip Pensilvanya Eyalet Üniversitesi (PSU)-Ulusal Atmosferik Araştırma Merkezi (NCAR) tarafından hazırlanan “glb30min.ter” verisi kullanılmıştır. Elde edilen sonuçlar gerçek topoğrafya ile benzerlik göstermiştir. Modelin kullandığı topoğrafya Şekil 6.1’de verilmiştir. Modelin kullandığı yüzey tipi 13 kategoriden oluşur (Tablo 6.1). Yüzey tipi, atmosfer-yüzey ilişkisini belirlemede önemlidir.

Tablo 6.1 Yüzey Tipleri

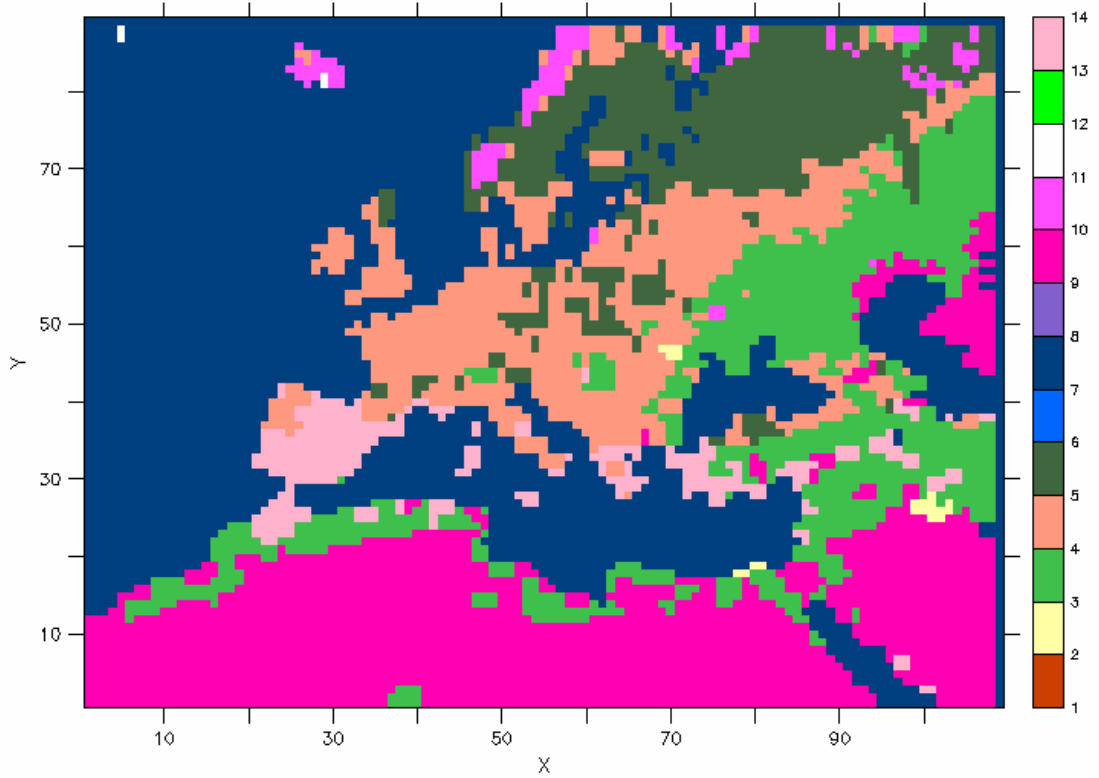
Yüzey Tipleri			
1	Kentsel alan	8	Bataklık veya sulak alan
2	Tarımsal alan	9	Çöl
3	Otlak	10	Tundra
4	Yaprak döken ağaç	11	Sürekli buz
5	İğne yapraklı ağaç	12	Tropikal veya subtropikal orman
6	Karışık orman ve sulak alan	13	Savana
7	Su		

Yeterince yüksek çözünürlüklü verilerden elde edilmediği için yüzey tipleri model alanında tam olarak temsil edilememiştir. Modelde Türkiye’de Karadeniz’in doğusunda çöl olarak görülen 2 model kutusu alanı ağaçlık alan ve Afrika’nın kuzeyinde su olarak görülen 4 model kutusu alanı çöl olarak sonradan değiştirilmiştir (Şekil 6.2).



Şekil 6.1 Modelin kullandığı topografya

Modelde Kuzey Atlantik Salınımının pozitif ve negatif fazı için iki ayrı yıl seçilmiştir. Bu iki ekstrem yıl belirlenirken Hurrell’in (1995) oluşturduğu indeks değerleri dikkate alınmıştır. Ele alınan yıllardan daha ekstrem yıllar olmasına rağmen verileri elde etmek mümkün olmadığından elimizdeki veri seti içindeki ekstrem yıllar seçilmiştir. Pozitif KAS ‘ın meydana geldiği 1989-1990 ve negatif KAS’ın meydana geldiği 1995-1996 yıllarında Kuzey Atlantik Salınımı’nın diğer mevsimlerden daha şiddetli olduğu kış mevsimini çalışabilmek amacıyla model Ekim’den Nisan’a kadar olan iki altı aylık periyod için çalıştırılmıştır.



Şekil 6.2 Modelin kullandığı yüzey tipi

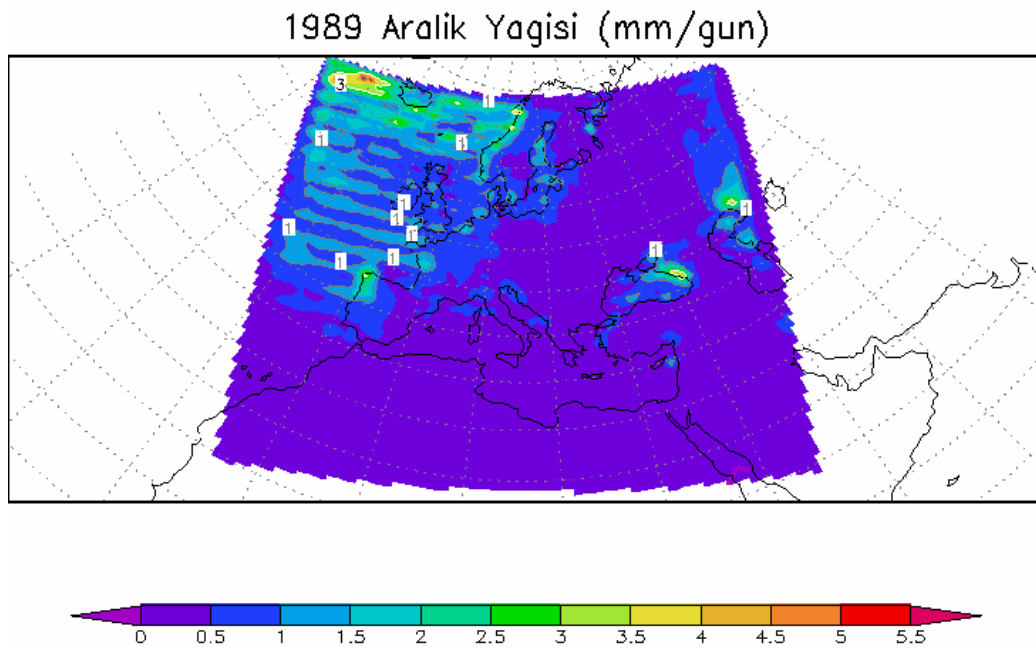
6.3. Başlangıç ve Sınır Şartları

Modelin çalıştırılması için gerekli verilerin alındığı NCEP (National Center for Environmental Prediction) verisi 17 basınç seviyesi ve $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ grid çözünürlüğüne sahiptir. Bu basınç seviyeleri yüzeyde 1000mb'dan başlayarak sırasıyla 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 ve 10mb seviyeleri için mevcuttur. Bu seviyelerde modele girdi olacak veriler; jeopotansiyel yükseklik (m), sıcaklık (K), rüzgarın u ve v bileşenleri ($m s^{-1}$), düşey hız ($Pa s^{-1}$), bağıl nem (%), özgül nem ($kg kg^{-1}$) dir. Yüzey verileri ise; yüzey jeopotansiyeli ($m^2 s^2$), yüzey basıncı (Pa) ve yüzey şeklidir.

Veriler, günde dört kez 00.00GMT, 06.00GMT, 12.00GMT ve 18.00GMT saatlerindeki NetCDF formatında hazırlanmış değerleri içermektedir. Ekim'den Nisan'a kadar olan model simülasyonu için alınan her iki yılında Ekim ayının ilk üç günü başlangıç şartı olarak bu verilerden hazırlanmıştır. Bir sonraki adımda ise Ekim'den Nisan ayının birinci gününe kadar olan verilerden her altı saatte bir model alanının sınırlarına uygulanacak veriler için önce başlangıç koşulları oluşturulup daha sonra sınır şartlar hazırlanmıştır.

6.4. Model Benzeşimi

Model alanına uygulanacak başlangıç ve sınır şartlarının hazırlanmasının ardından modelin kullanacağı fiziksel parametreler belirlenmiştir. Modelde, explicit nem şeması, exponansiyel sınır genişlemesi, Holtslag sınır tabaka parametrelendirmesi kullanılmıştır. Yağış için önemli olan kümülüs parametrelendirmesi başlangıçta kullanılan bilgisayar belleğinin bu derece büyük bir bölge için Grell kumulus parametrelendirmesini hesaplamada yetersiz kalmasından dolayı Kuo kümülüs parametrelendirmesi kullanılmıştır. Ancak model sonuçlarının görselleştirilmesi sonucunda bu tip parametrelendirmenin zaten problemli olan yağış parametresinin oldukça kötü sonuçlar ortaya koyduğunu göstermiştir (Şekil 6.3). Bu nedenle model daha karmaşık hesaplamaları yapma niteliğine sahip daha hızlı bir başka bilgisayarda sadece kümülüs parametrelendirmesinde Grell şeması seçilerek tekrar çalıştırılmıştır.



Şekil 6.3 Kuo Kümüülüs Parametrelendirmesi Model Sonucu

6.5. Model Çıktıları

RegCM2 model sonuçları ikili (binary) düzende depolanmaktadır. Bu çalışmada model çıktıları her altı saatte bir ve beş günlük olarak yazdırılmıştır. Model tarafından beş tip çıkış dosyası oluşturulur.

Modelin kullandığı değişkenler şunlardır:

Standart Çıktılar (OUT);

1. Batılı rüzgar (ms^{-1})
2. Güneyli rüzgar (ms^{-1})
3. Sıcaklık (K)
4. p^* (yüzey basıncı- p_{top}) (cb)
5. Topoğrafya (m)
6. Toprak sıcaklığı (K)
7. Karışma oranı (kg kg^{-1})
8. Konvektif yağış (cm)
9. Konvektif olmayan yağış (cm)
10. Sıvı bulut suyu karışma oranı (kg kg^{-1})
11. Sıvı yağmur suyu karışma oranı (kg kg^{-1})
12. En derin toprak tabakası sıcaklığı (K)
13. Toplam toprak suyu ($\text{mm H}_2\text{O}$)
14. Depolanan sızma ($\text{mm H}_2\text{O /sa}$)
15. Toprak nem faktörü (boyutsuz)
16. Oransal bitki örtüsü (boyutsuz)

Biyosfer-Atmosfer Transfer Şeması Çıktıları (BAT);

1. Anemometre seviyesinde batılı rüzgar (ms^{-1})
2. Anemometre seviyesinde güneyli rüzgar (ms^{-1})
3. Sürüklenme yüzey stresi (si)
4. Toprak sıcaklığı (K)
5. Yaprak içindeki hava sıcaklığı (K)
6. Yaprak sıcaklığı (K)
7. Anemometre seviyesindeki sıcaklık (K)
8. Toprak özgül nemi (kg kg^{-1})
9. Anemometre seviyesinde özgül nem (kg kg^{-1})
10. Üst tabaka toprak suyu ($\text{mm H}_2\text{O}$)
11. Kök bölgesi toprak suyu ($\text{mm H}_2\text{O}$)
12. Toplam yağış (mm sa^{-1})
13. Toplam buharlaşma (mm sa^{-1})
14. Toplam yüzey akışı (mm sa^{-1})
15. Kar derinliği ($\text{mm H}_2\text{O}$)

16. Toplam hissedilir ısı ($\text{Wm}^{-2} \text{ sa}^{-1}$)
17. Toplam net infrared radyasyon ($\text{Wm}^{-2} \text{ sa}^{-1}$)
18. Toplam net absorblanmış güneş radyasyonu ($\text{Wm}^{-2} \text{ sa}^{-1}$)
19. Bitkiler tarafından toplam güneş absorpsiyonu ($\text{Wm}^{-2} \text{ sa}^{-1}$)
20. Yüzeğe gelen toplam güneş radyasyonu ($\text{Wm}^{-2} \text{ sa}^{-1}$)

Radyasyon Çıktıları (RAD);

1. Ozon karışma oranı (ppmv)
2. H_2O karışma oranı (kg kg^{-1})
3. Bulut oransal kapallılığı
4. Buluttaki sıvı su (g m^{-2})
5. Güneş ısınma oranı (K s^{-1})
6. Uzun dalga soğuma oranı (K s^{-1})
7. Yüzeyin absorbladığı solar akı (Wm^{-2})
8. Yüzeyin uzundalga soğuması (Wm^{-2})
9. Açık gökyüzünde toplam atmosfer kolonunda absorblanan solar akı (Wm^{-2})
10. Açık gökyüzünde yüzeyde absorblanan solar akı (Wm^{-2})
11. Açık gökyüzünde modelin tepesinden yukarı net akı (Wm^{-2})
12. Açık gökyüzünde yüzeyden soğuma (Wm^{-2})

Modelin kaydedilme ve başlama alanlarını gösteren SAV ve göl seçeneği kullanıldığında oluşan LAK çıktıları ile bu çalışmada ilgilenilmemiştir.

Modelin çalıştırıldığı bilgisayarda model kodu optimize edilerek ve otomatik paralelleştirilerek çalışmasını tamamlamıştır. Modelin çalıştırıldığı iki bilgisayarın çalışma süreleri ile ilgili bilgi Tablo 6.2’de verilmiştir.

Tablo 6.2 Çalışmada kullanılan bilgisayarların kıyaslaması

Kullanılan bilgisayar	Kullanılan işlemci sayısı	Çalışma süresi (gün)
Irix SGI	1	~ 8
Sun Sparc	8	~ 3

Model sonuçlarının çizimlerinden önce üzerinde çalışılan OUT dosyaları fortran kodu yardımı ile 10 basınç seviyesine interpolate edilmiştir (1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100mb).

Model sonuçlarının iklimsel olarak anlamlılığını incelemek için modeli çalıştırma sırasında kullanılan NCEP verileri çalışma alanına interpolate edilerek deniz seviyesi basıncı, jeopotansiyel yükseklik, hava sıcaklığı ve rüzgar bileşenleri parametreleri karşılaştırma yapılmak amacıyla çizdirilmiştir. Yağış verisi için ise CDC (The Climate Diagnostics Center-İklim Teşhisleri Merkezi) tarafından beş uydu tahminleri ile hazırlanmış veriler kullanılmıştır.

6.6. MODEL SONUÇLARININ ANALİZİ

Yapılan model benzeşimi sonucunda modelin tutarlılığı için sinoptik ölçekli hava hareketlerinin incelenmesinde önemli olan 500mb jeopotansiyel yükseklikleri gözönünde bulundurulmuştur. NCEP gözlem verileri ile model sonucundan elde edilen jeopotansiyel yüksekliklerin ortalamalarının farkı alınarak hataların hangi bölgelerde meydana geldiği incelenmiştir. Modelin pozitif ve negatif taraflılığı (bias) Aralık, Ocak ve Şubat ayları için incelendiğinde seçilen her iki yıl içinde hataların merkezlendiği bölgelerin farklı olduğu gözlenmiştir (EK.A.73, EK.A.74, EK.A.75, EK.A.76, EK.A.77, EK.A.78). Gözlem ve model sonuçlarının 500mb jeopotansiyel farklarının belirlenen iki yıldaki en büyük özelliği, negatif biasın yani modelin daha yüksek değerler verdiği bölgenin İzlanda ve Azor Adaları civarında -60 ile -80 arasında meydana gelmiş olması ve genelde kuzeye doğru hataların azalmasıdır. Aylık zaman ölçeğinde bakıldığında 1989 Aralık ayı biası orta Avrupa ve Rusya'ya doğru azalmakta, 1990 Ocak ayında ise Rusya üzerinde 40m civarında pozitif biasler gözlenmekte aynı yılın Şubat ayında ise pozitif biaslar Karadeniz üzerinde meydana gelmektedir. 1989-1990 yıllarının bu üç ayı için 500mb jeopotansiyel yükseklik değerlerine baktığımızda Aralık ayında İzlanda üzerindeki sırt ve İskandinavya'nın kuzeyinden Türkiye'ye kadar sarkan oluk ve kuzey Afrika üzerindeki hemen hemen zonal yapı yersel olarak aynı merkezlerde ancak modelde daha yüksek değerlerde simüle edilmiştir (EK.A.1, EK.A.2). Ocak ayında, İtalya'nın kuzeyi ve Karadeniz'den geçecek şekilde daha çok Avrupa'nın kuzeyinde bir dalga hareketi görülmektedir. İzlanda'nın batısı ve Karadeniz ve güneydoğu Anadolu'ya kadar uzanan iki oluk ve bu oluklar arasında İtalya'nın kuzeyine doğru sırt NCEP verilerinden elde edilen haritalarla patern olarak benzer ancak model yüksek değerler vermiştir (EK.A.11, EK.A.12).

Şubat ayında da jeopotansiyel yükseklik paterni model ve NCEP verileri arasında uyumlu ve modelde daha yüksek olarak simüle edilmiştir (EK.A. 21, EK.A. 22).

1995-1996 yılına baktığımızda ise, Aralık ayında İzlanda üzerinde sırt ve Türkiye'nin kuzeyinde oluk patern olarak benzerdir. Fakat modelde oluk Karadeniz'e kadar uzanmaktadır (EK.A.31, EK.A.32).

Ocak ayı incelendiğinde trof'un modelde daha kuzeyde olduğu ve İskandinavya üzerinde ise modelin ayrı bir merkez oluşturduğu görülmektedir (EK.A. 41, EK.A. 42). Şubat ayında ise incelenilen bütün bölge üzerinde geniş bir oluk modelde daha yüksek değerlerle simüle edilmiştir (EK.A. 51, EK.A. 52). Modelin özellikle belli bölgelerde büyük hatalar göstermesinin nedeni, çalışmanın yapıldığı alanın ölçeği ve özellikle de seçilen üç aylık zaman diliminin büyük ölçek atmosferik depresyonların aktif olduğu zamanda yapılmış olaması olabilir. Özellikle büyük hata değerlerinin alçak basınç merkezinin bulunduğu İzlanda ve yüksek basınç merkezinin bulunduğu Azor üzerinde sürekli olduğu görülmektedir. Benzer olarak model 1000 mb hava sıcaklıkları da daha yüksek olarak simüle edilmiştir (EK.A. 3, EK.A. 4, EK.A. 13, EK.A. 14, EK.A. 23, EK.A. 24, EK.A. 33, EK.A. 34, EK.A. 43, EK.A. 44, EK.A. 53, EK.A. 54). Model simülasyonu sonucunda incelenen parametrelerin genel paternleri temsil ettiği görülmüştür. Özellikle 500mb basınç seviyesindeki jeopotansiyel yükseklikler incelenilen bölgede gözlemlerden elde edilen karakteristiklerle uyumludur.

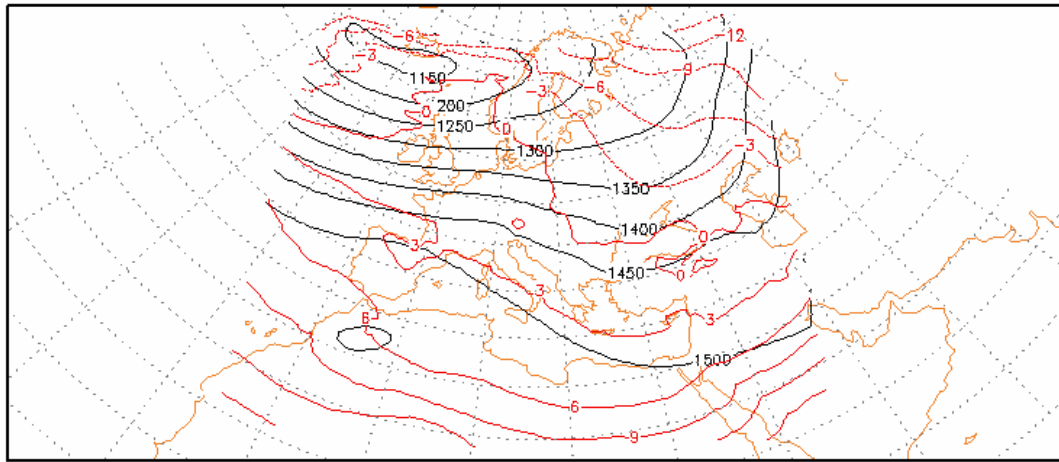
Kuzey Atlantik Salınımı indeksinin belirlenmesinde kullanılan deniz seviyesi basınçları ise daha önce yapılan çalışmalarda belirtildiği gibi pozitif KAS indeksi zamanında İzlanda üzerindeki Alçak Basınç merkezi negatif durumdakinden daha derin ve Azor üzerindeki Yüksek Basınç ise daha kuvvetlidir. Jet akımlarının bu iki faz durumunda nasıl davrandığını incelemek için 300mb, 250mb ve 200mb basınç seviyelerindeki rüzgarlara bakılmıştır. Hurrell tarafından yapılmış indeks hesaplamalarında pozitif indeks yılı olan 1989-1990 yıllarında, 1989 Aralık indeks değeri -3.8, 1990 Ocak indeks değeri ise 4.3 ve 1990 Şubat değeri 4.7 dir. Polar jet akımının, pozitif Kuzey Atlantik Salınımının olduğu 1990 Ocak ayında ortaya çıktığı ve buradaki kuzeybatı ve batılı rüzgarların Aralık ayı ile karşılaştırıldığında daha şiddetli olduğu görülmektedir (EK.A. 5, EK.A. 6, EK.A. 7, EK.A. 15, EK.A. 16, EK.A. 17).

Şubat ayında ise rüzgar şiddetleri diğer iki aya göre daha büyük şiddetlerde ve polar jet akımı daha geniş bir alanda ve şiddetli rüzgarlarla ortaya çıkmıştır (EK.A. 25, EK. A. 26, EK. A 27).

Negatif indeks fazında beklenildiği gibi modelin rüzgar şiddetleri daha düşük değerlerdedir. Negatif fazda kuzey Avrupa üzerinde rüzgarların daha sakin olduğu görülmüştür. 1995-1996 negatif indeks yılı için Aralık (1995) -5.2, Ocak (1996) -2.0 ve Şubat (1996) 0.8 değerleri yine Hurrell tarafından hesaplanmıştır.

Model rüzgarlarında Aralık ayı için İngiltere'nin üzerinde, Ocak ayında bütün kuzey Avrupa, orta Avrupa'dan Karadenize uzanan alanda ve Şubat ayında İskandinavya ve kuzey Avrupa'da sakin rüzgarlar vardır (EK.A. 35, EK.A. 37, EK.A. 39, EK.A. 45, EK.A. 47, EK.A. 49, EK.A. 55, EK.A. 57, EK.A. 59). NCEP verilerinden aynı zamanlara ait her üç seviye içinde rüzgar verileri çizildiğinde model sonuçları ile karşılaştırıldığında rüzgar yönlerinin benzerlik gösterdiği ancak şiddette modelin biraz daha yüksek değerlerde simülasyon yaptığı gözlenmiştir (EK.A. 36, EK.A. 38, EK.A. 40, EK.A. 46, EK.A. 48, EK.A. 50, EK.A. 56, EK.A. 58, EK.A. 60).

Pozitif İndeks 850mb Jeopotansiyel Yükseklik-Sıcaklık

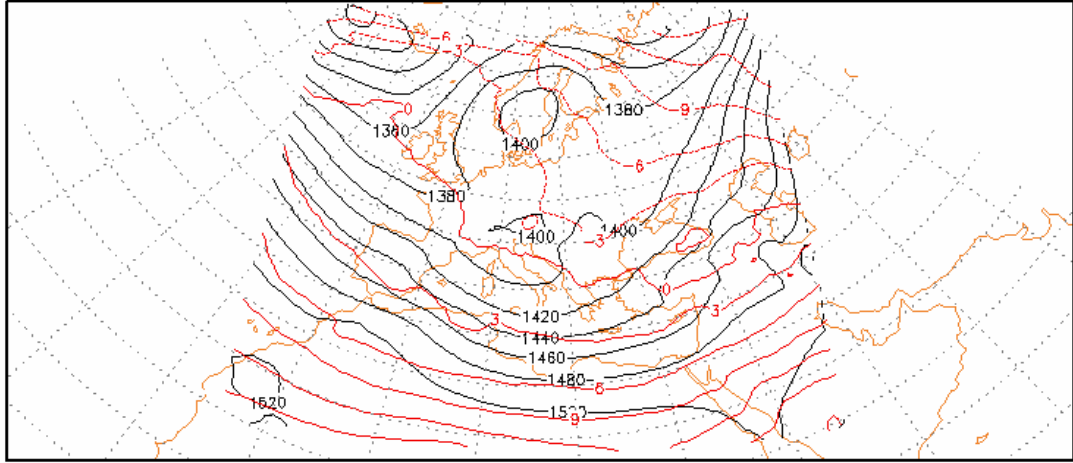


Şekil 6.4 Model Pozitif İndeks Yılı Ortalama Jeopotansiyel Yükseklik-Sıcaklık Haritası

Tipik sinoptik hava haritalarında olduğu gibi yeryüzeyinin etkilerinde olduğu 850 mb basınç seviyesinde, pozitif ve negatif indeks yılları için üç aylık ortalamalar kullanılarak jeopotansiyel ve sıcaklık değerleri Şekil 6.4 ve Şekil 6.5'deki gibi çizdirilmiştir. Pozitif indeks durumunda İzlanda üzerinde merkezlenmiş ve bölgenin güneydoğusuna doğru sokulmuş bir hareket gözlenmektedir. Negatif indeks durumunda ise kuzey Avrupa üzerinde oluşmuş bir merkez mevcuttur.

Şekil 6.4 ve Şekil 6.5 her iki indeks için ortalama olmasına rağmen adveksiyonlara bakıldığında negatif indeks durumunda Türkiye’ye bir sıcak adveksiyon girişi vardır. Karadeniz üzerinden pozitif indeks durumunda bir soğuk adveksiyon girişinden bahsetmek mümkündür. 850mb jeopotansiyel yükseklik ve sıcaklıklarının iki indeks durumdaki farkı alınarak iki farklı fazda meydana gelen merkezler daha net belirlenmiştir. EK.A.81’de İzlanda üzerinde negatif değerlerin yer aldığı ve Akdeniz üzerinde pozitif değerlerin yer aldığı iki farklı merkez görülmektedir. İki merkez farklı fazlarda sistemlerin en çok etkili oldukları bölgeleri göstermesi bakımından önemli olabilir.

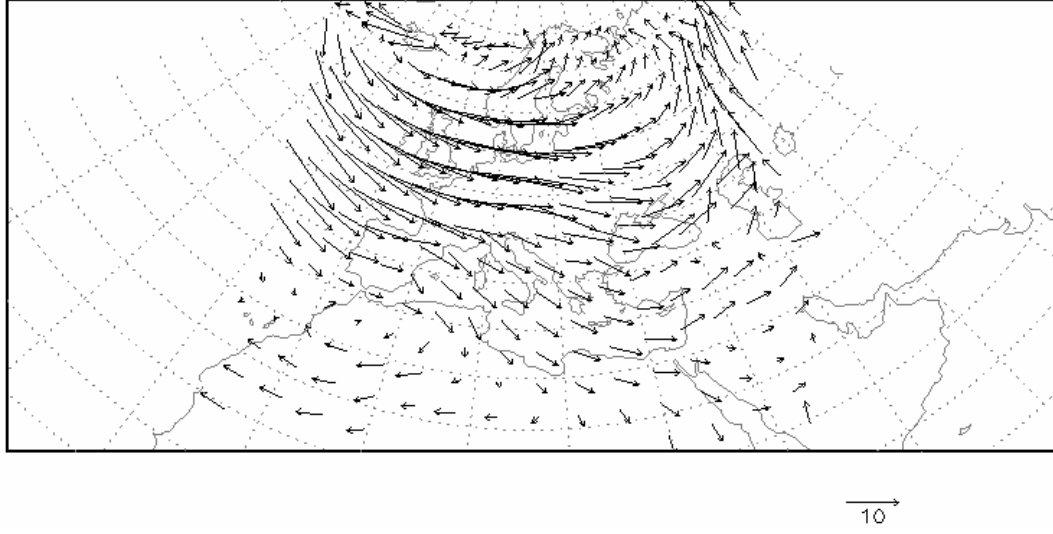
Negatif İndeks 850mb Jeopotansiyel Yükseklik–Sıcaklık



Şekil 6.5 Model Negatif İndeks Yılı Ortalama Jeopotansiyel Yükseklik-Sıcaklık Haritası

Pozitif indeks yılı için 850mb ortalama rüzgar vektörlerine baktığımızda kuzeyli rüzgarların hakim olduğunu İskandinavya’nın kuzeyinde antisiklonik bir dönüşün meydana geldiği Şekil 6.6’de görülmektedir. Negatif indeks yılı ortalama rüzgarlarında ise incelenen bölgenin güneyinde genelde batılı rüzgarlar hakim iken Türkiye üzerinde güneyli yönlerden esmektedir. Orta ve kuzey Avrupa’da ise daha sakin bir hava görülmektedir (Şekil 6.7).

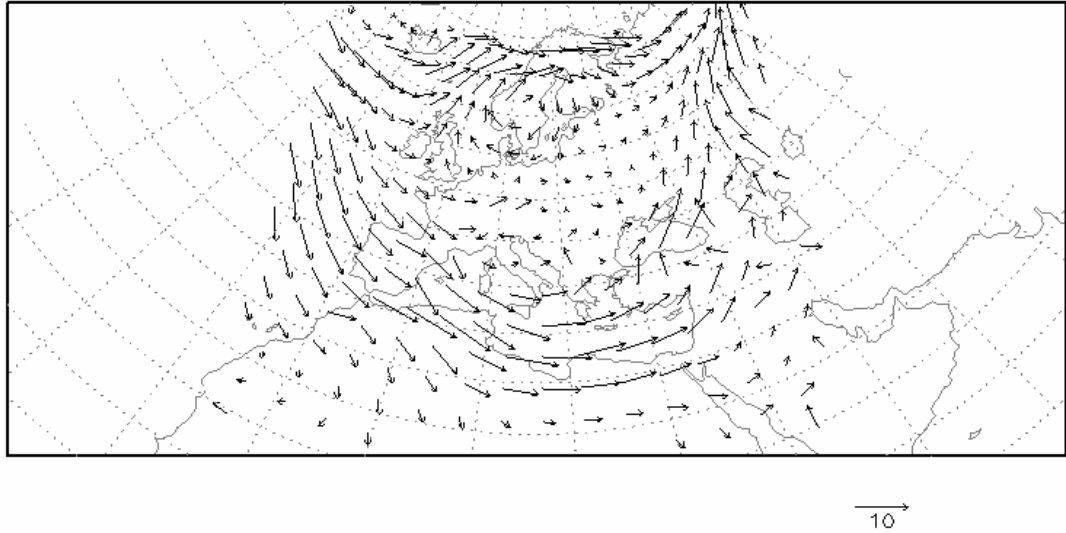
Pozitif İndeks 850mb Rüzgar Vektörleri



Şekil 6.6 Pozitif İndeks 850 mb Model Rüzgar Vektörleri

Kuzeyli rüzgarlar, Türkiye ve civarındaki sıcaklık adveksiyonunu değiştirmekte ve bu bölgede bir çökme hareketi meydana gelmekte, güneyli rüzgarlar ise Türkiye üzerine daha nemli havayı taşıyarak çökme hareketini azaltmaktadır (Kömürcü, 2003).

Negatif İndeks 850mb Rüzgar Vektörleri



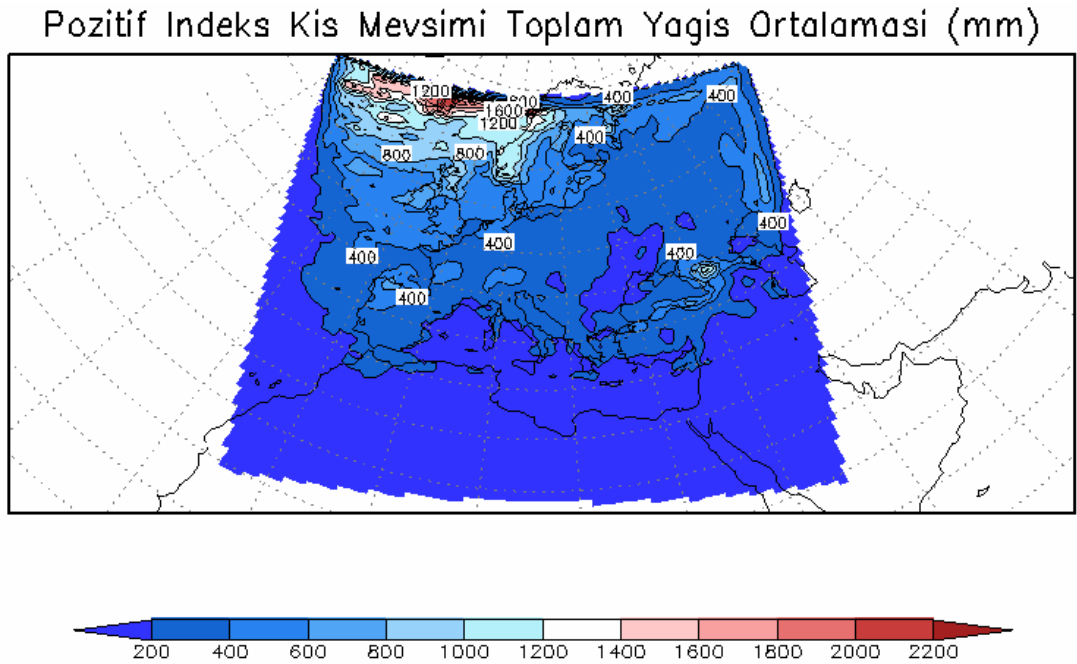
Şekil 6.7 Negatif İndeks 850 mb Model Rüzgar Vektörleri

700mb seviyesine çıkıldığında artık yer yüzeyinin etkisi daha da azaldığı için her iki indeks için bu seviyede akım çizgilerine bakılmıştır.

Pozitif indeks 700mb akım çizgilerinde akış batılı iken (EK.A. 79) negatif indeks durumunda güneyde batılı ve İtalya, Yunanistan ve Türkiye üzerinde güneyli bir akış ve İskandinavya üzerinde antisiklonik dönüşün olduğu merkezle birlikte bu merkezin önünde bir oluk akışı görülmektedir (EK.A. 80).

KAS'ın en önemli parametresi yağıştır ve pozitif fazda İzlanda, İskandinavya ve Kuzey Avrupa üzerinde yağışların görüldüğü negatif fazda ise Akdeniz, Güney Avrupa ve Türkiye üzerinde şiddetli yağışların meydana geldiği tespit edilmiştir.

Çalışmada seçilen aylar için model toplam yağış verileri ve İklim Teşhisleri Merkezi'nin (CDC, The Climate Diagnostics Center) beş tip uydu verilerinden elde edilen aylık ortalama yağış ile karşılaştırılmıştır. Pozitif indekste Aralık ayında, İzlanda, kuzey ve orta Avrupa, İskandinavya, İspanya'nın batısında ve Karadeniz'in doğu sınırında, Ocak ayında İzlanda, kuzey ve orta Avrupa, İspanya'nın kuzeyi ve Karadeniz'in doğusu, doğu Akdeniz üzerinde, Şubat ayında ise Türkiye'nin güneyinden Hazar Denizi'ne kadar olan alandaki ve İspanya üzerinden daha kuzeye doğru çekilen ve kuzeyde yoğunlaşan yağışların paterni model tarafından uydu verilerine benzer olarak temsil edilmiştir (EK.A. 61, EK.A. 62, EK.A. 63, EK.A. 64, EK.A. 65, EK.A. 66).

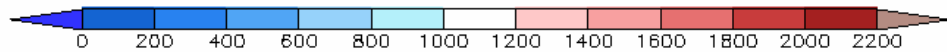
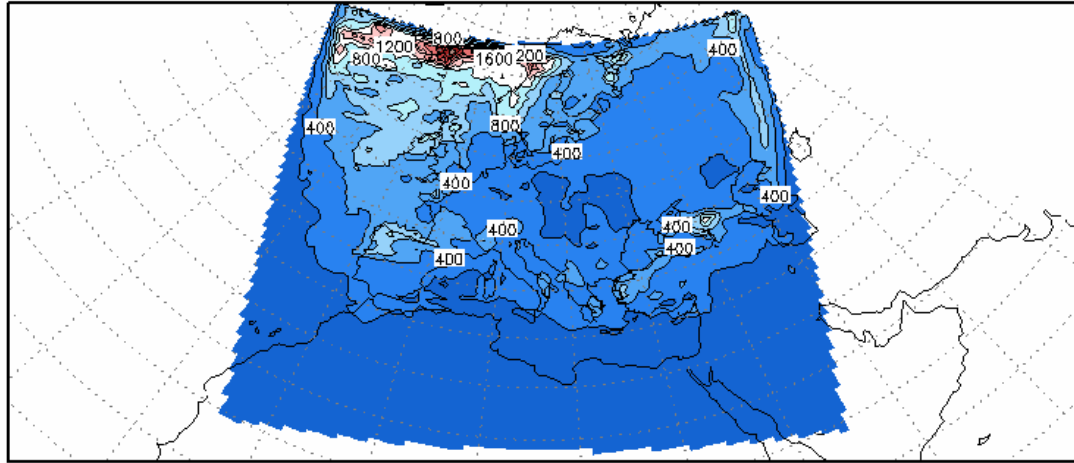


Şekil 6.8 Pozitif İndeks Kış Mevsimi Toplam Yağışı

Negatif indeks fazında Aralık ayı için Avrupa'nın güneyinde İspanya'nın batısından Türkiye'ye kadar uzanan bölgede model, yağışları iyi simüle etmiştir. Ancak modelde Marmara Bölgesi üzerinde şiddetli yağış simüle edilmiştir. Karadeniz üzerindeki yağış model tarafından temsil edilmiştir (EK.A.67, EK.A.68). Ocak ve Şubat aylarında yağış Akdeniz'in güneyine inerek güney Avrupa'da yoğunlaşmıştır. Ocak ayında Türkiye'nin güneyi daha fazla yağış alırken Şubat ayında batıda Ege bölgesinde meydana gelen yağışlar model tarafından iyi simüle edilmiştir (EK.A.69, EK.A.70, EK.A.71, EK.A.72).

Yapılan çalışmada pozitif ve negatif indeks durumundaki toplam yağışların kış mevsimi için yağış paternleri Şekil 6.8 ve Şekil 6.9 ile verilmiştir. Pozitif indekste (1989-1990) yüksek toplam yağış miktarları İzlanda, İskandinavya ve İngiltere'nin de bulunduğu kuzey ülkelerinde ve Karadeniz üzerinde görülmektedir. Negatif indeks (1995-1996) yılında ise orta ve güney Avrupa üzerinde, İspanya'nın güneyinde Cebelitarık üzerinde, İtalya'nın güneyinden Türkiye ve Hazar Denizi'ne kadar bir alanda yağışlar görülmektedir. Türkiye'nin kuzeyi Marmara'dan Karadeniz'e kadar olan kıyı şeridinin 400mm'nin üzerinde yağış aldığı görülmektedir.

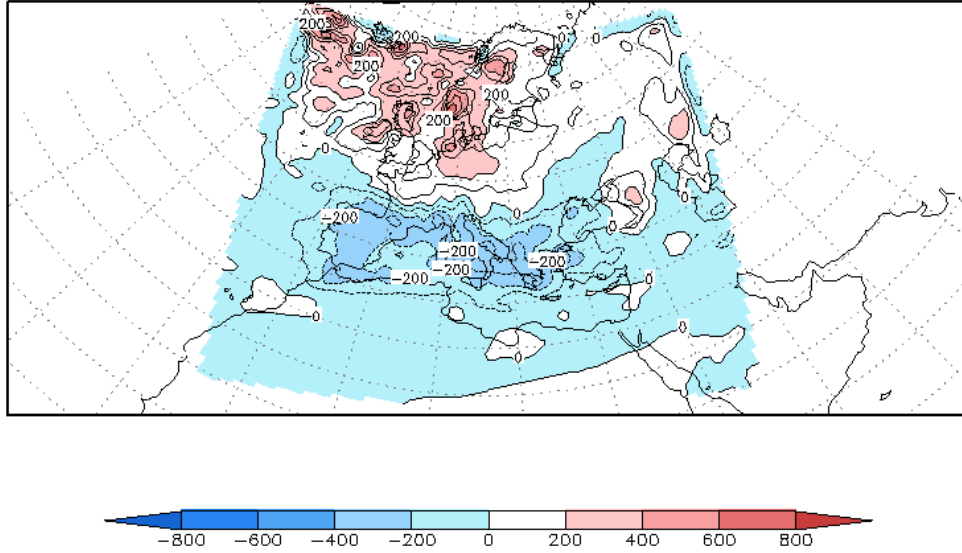
Negatif İndeks Kış Mevsimi Toplam Yağış Ortalaması (mm)



Şekil 6.9 Negatif İndeks Kış Mevsimi Toplam Yağışı

Yağış parametresi incelenirken KAS kış indeksi için Aralık, Ocak ve Şubat ayı ortalamaları kullanılmıştır. İki farklı indeks arasında yağışta meydana gelen yersel farkı belirlemek için pozitif ve negatif indeks toplam yağışlarının farkı alınmıştır.

İki Yıl Arasındaki Kış Mevsimi Toplam Yağış Ortalama Farkları (mm)



Şekil 6.10 Pozitif ve negatif iki yılın yağış farklarının alansal dağılımı (kırmızı renk pozitif ve mavi renk negatif yıla aittir)

Şekil 6.10’da, KAS+ için incelen alanın kuzeyi kırmızı renk ile gösterilen pozitif yağış değerlerine sahiptir. Bunun anlamı, KAS+ olduğunda İzlanda’nın, İngiltere, Norveç, İskoçya gibi kuzey Avrupa ülkelerinin daha fazla yağış aldığı aksine mavi renk ile gösterilen KAS- olduğunda ise orta ve güney Avrupa, Akdeniz, Türkiye ve Hazar Denizi’ne kadar olan bir bölgenin daha fazla yağış aldığı görülmektedir.

8. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışmanın amacı, iklim modeli yardımıyla önemli atmosferik sirkülasyonlardan biri olan KAS'ın tipik özelliklerinin tespit edilmesi ve Türkiye'nin de bulunduğu bölgede KAS'ın etkilerini incelemektir. Bununla birlikte, elde edilen sonuçların mevcut gözlemlerle olan uyumunu değerlendirmektir.

Benzeşim sonucu elde edilen basınç, jeopotansiyel yükseklik, sıcaklık, rüzgar bileşenleri ve yağış parametrelerinin genel olarak gözlemleri patern olarak iyi bir şekilde temsil ettiği görülmüştür. Özellikle yapılan çalışmalarda belirtilen KAS'ın iki indeksi arasında yağış paterni üzerinde farklı davranış model yağışlarında tespit edilmiştir. KAS+ olduğunda İzlanda, İskandinavya gibi daha kuzeydeki ülkelerin fazla yağış aldığı aksine orta ve güney Avrupa ülkelerinde ise daha az yağış ve hatta kurak şartların olduğu, KAS- olduğunda ise orta ve güney Avrupa, Akdeniz, Türkiye ve kuzey Afrika'nın fazla yağış aldığı bununla birlikte bölgenin kuzeyinde daha az yağış olduğu görülmektedir.

500mb jeopotansiyel yüksekliklerde hesaplanan yüksek biasların bu derece büyük olması incelenen bölgenin iki farklı basınç merkezine ve seçilen bölgedeki değişimlere verdiği cevabı göstermektedir. Literatürde bölgesel iklim modellerinde hatalar ya da biasleri incelemek için özellikle büyük ölçek hareketlerin etkisinin az olduğu yaz ayları seçilmektedir. Ancak Kuzey Atlantik Salınımının özellikle kış indeksinde olan etkilerinin önemli olması nedeniyle kullanılan kış verileri RegCM2 ile ilgili daha önce yapılmış olan çalışmalardaki biasların daha da büyük değerler alabileceğini de göstermektedir.

Bu çalışma sırasında kullanılan bölgesel iklim modelinde (RegCM2), özellikle yüzey tipi verilerinin, bazı bölgelerde gerçekten oldukça farklı şekilde temsil etmesine neden olan düşük çözünürlüğe sahip olduğu görülmüştür. Daha yüksek çözünürlüklü verilerle yüzey tipi daha iyi temsil edilmelidir.

Çalışmada modelin güvenilirliği için bir test kullanılmamıştır. Model sonuçlarının çeşitli testler kullanılarak duyarlılığının tespit edilmesi gerekmektedir. Ayrıca model sonucunda elde edilen diğer verilerin incelenmesi de faydalı olacaktır.

KAYNAKLAR

- Angström, A.**,1935. Teleconnections of climatic changes in present time, *Geogr. Ann.*, **17**, 242-258.
- Anthes, R.A.**, 1997. A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model, *Mon. Weather Rev.*, **117**, 1423-1438.
- Appenzeller, C., Stocker, T.F. ve Anklin, M.**, 1998. North Atlantic oscillation dynamics recorded in Greenland ice cores, *Science*, **282**, 446-449.
- Arakawa, A., and Shubert, W.H.**, 1974. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large scale environment Part I, *J. Atmos. Sci*, **31**, 674-701.
- Barnston, A.G, and Livezey, R.E.**, 1987. Classification, seasonality and persistence of low frequency atmosphere circulation patterns, *Mon. Weather Rev.* **115**, 1083-1126.
- Becker, G. Becker, G.A. ve Pauly, M.**, 1996. Sea surface termperature changes in the North Sea and their causes, *ICES J. Mar. Sci.* **53**, 887-898.
- Bjerknes, J.**, 1964. Atlantic air-sea interaction, *In Advances in Geophysics*, **10**, 1-82.
- Briegleb, B.P.**, 1992. Delta-eddington approximation for solar radiation in the NCAR Community Climate Model, *J.Geoph.Res.*, **97**, 7603-7612.
- Cayan, D.R.**, 1992a. Latent and sensible heat flux anomalies over the Northern oceans: Driving the sea surface temperature, *J. Phys. Ocean*, **22**, 859-881.
- Cayan, D.R.**, 1992b. Latent and sensible heat flux anomalies over the Northern oceans: The connection to montly atmospheric cieculatıon, *J. Climate*, **5**, 354-369.
- Christiensen, J.H., Christiensen, O.B., Lopez, P., van Meijgaard, E., and Botzet, M.**, 1996. The HIRHAM4 regional atmospheric climate model, *DMI Scientific Report*, 96-4.

- Cook, E.R., D'Arrigo, R., ve Briffa, K.R.,** 1998. The North Atlantic Oscillation and its expression in circum-Atlantic tree-ring chronologies from north America and Europe, *The Holocene*, **8**, 9-17.
- Cook, E.R., D'Arrigo, R., ve Mann, M.E.,** 2000, A well-verified, multi-proxy reconstruction of the winter North Atlantic Oscillation Index since AD 1400, *J. Climate*, **15**, 1754-1764.
- Copeland, J.H., Pielke, R.A., and Kittel, T.G.F.,** 1996, Potential climatic impacts of vegetation change: a regional modeling study, *J. Geophys. Res.*, **101**, 7409-7418.
- Cullen, H.M., D'Arrigo, R., Cook, E.R. and Mann, M.E.,** 2000. Multiproxy reconstruction of the North Atlantic Oscillation, *Paleoceanography*, **16**, 27-39.
- Czaja, A., Robertson, A.W., and Huck, T.,** 2003. The role of Atlantic ocean-atmosphere coupling in affecting North Atlantic Oscillation variability, *Geophysical Monography Series*, **134**, 147-173.
- Davies, H.C., and Turner, R.E.,** 1977. Updating prediction models by dynamical relaxation: An examination of the technique, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **103**, 225-245.
- Deardoff, J.W.,** 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation, *J. Geophys. Res.*, **83**, 1889-1903.
- Delworth, T.L., Manabe, S. And Stouffer, R.J.,** 1993. Interdecadal variations of the thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere model, *J. Climate*, **6**, 1993-2011.
- Defant, A.,** 1924. Die Schwankungen der atmosphärischen zirkulation über den Nordatlantischen Ozean im 25-jährigen Zeitraum 1901-1925, *Geogr. Ann.*, **6**, 13-41.
- Deser, C., and Blackmon, M.L.,** 1993. surface climate variations over the North Atlantic ocean during winter: 1900-1989, *J. Climate*, **6**, 1743-1753.
- Deser, C., Walsh, J.E. ve Timlin, M.S.,** 2000, Arctic sea ice variability in the context of recent atmospheric circulation trends, *J. Climate*, **13**, 617-633.
- Deser, C.,** 2000. On the teleconnectivity of the Arctic Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 779-782.

- Dickinson, R.E., Kennedy, P.J., Hendersen-Sellers, A., and Wilson, M.,** 1986. Biosphere-Atmosphere transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model, *NCAR Technical Note*, *NCAR / TN-275+STR*.
- Dickinson, R., Errico R., Giorgi, F., and Bates, G.,** 1989. A regional climate model for the western United States, *Climate Change*, **15**, 383-422.
- Dickinson, R., Henderson-Sellers, A., and Kennedy, P.,** 1993. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) version 1E as coupled to the NCAR Community Climate Model, *NCAR Tech. Note*, *NCAR / TN-387+STR*, 72pp.
- Dickinson, R., Osborn, T.J., Hurrell, J.W., Meincke, J., Blindheim, J., Adlandsvik, B., Vinje, T., Alexseev, G. and Maslowski, W.,** 2000. The Arctic Ocean response to the North Atlantic Oscillation, *J. Climate*, **13**, 2671-2696.
- Dove, H.W.,** 1839,1841. Über die geographische Verbreitung gleichartiger Witterungserscheinungen, *Abh. Königl. Akad. Wiss. Berlin*, **1838**, 287-415.
- Exner, F.M.,** 1913. Übermonatliche Witterungsanomalien auf der nördlichen Erdhälfte im Winter, *Sitzungsberichte d. Kaiserl. Akad. Der Wissenschaften*, **122**, 1165-1241.
- Ezber, Y., Ünal, Y., Kahya, E. ve Karaca, M.,** 2003. Kuzey Atlantik Salınımı: Bölgesel iklim modeliyle iki farklı yılın karşılaştırılması, Sırrı Erinç Sempozyumu, 11-13 Eylül 2003, İstanbul, Türkiye.
- Fritsch, J.M and Chappell, C.F.,** 1980. Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: Convective parameterization, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1722-1733.
- Glowienka-Hense, R.,** 1990. The North Atlantic Oscillation in the Atlantic-European SLP, *Tellus*, **42A**, 497-507.
- Giorgi, F.,** 1989. Two dimensional simulation of possible mesoscale effects of nuclear warfires, *Journal of Geophysical Research*, **94**, 1127-1144.
- Giorgi, F.,** 1990. Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model, *Journal of Climate*, **3**, 941-963.

- Giorgi, F. and Mearns, L.O.,** 1991. Approaches to the simulation of regional climate change: A review, *Rev. Geophys*, **29**, 191-216.
- Giorgi, F., Marinucci, M.R., and Bates, G.T.,** 1993a. Development of a second generation regional climate model (RegCM2), I, Boundary Layer and radiative transfer processes, *Mon. Weather Rev.*, **121**, 2794-2813.
- Giorgi, F., Marinucci, M.R., De Canio, G., and Bates, G.T.,** 1993b. Development of a second generation regional climate model (RegCM2), II, Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions, *Mon. Weather Rev.*, **121**, 2814-2832.
- Giorgi, F., Marinucci, M.R.,** 1996a. An investigation of the sensitivity of simulated precipitation to model resolution and its implications for climate studies, *Mon. Weather Rev.*, **124**, 148-166.
- Giorgi, F., Marinucci, M.R.,** 1996b. Improvements in the simulation of surface climatology over the European region with a nested modeling system, *Geophysical Research Lett.*, **23**, 273-276.
- Giorgi, F., Mearns, L.O., Shields, C., and McDaniel, L.,** 1998b. Regional nested model simulations of present day and 2xCO₂ climate over the Central Plains of the U.S., *Climate Change*, **40 (3-4)**, 457-493 .
- Greatbach, R.J.,** 2000. The North Atlantic Oscillation, *Stochastic and Environmental Risk Assessment*, **14**, 213-242.
- Grell, G.A., Dudhia, J., and Stauffer, D.R.,** 1994a. A description of the fifth generation Penn State / NCAR Mesoscale Model (MM5), *NCAR Tech.Note, NCAR / TN-398+STR*, 121pp.
- Grell, G.A.,** 1993. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations, *Mon. Weather rev.*, **121**, 764-787.
- Hack, J.J., Boville, B.A, Briegleb, B.P., Kiehl, J.T., Rasch, P.J., Williamson, D.L.,** 1993. Description of the NCAR Community Climate model (CCM2), *Technical Note, NCAR / TN-382+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado*, 108pp.
- Halpert, M.S. ve Bell, G.D.,** 1997. Climate Assessment for 1996, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **78**, 1-4.
- Hann, J.,** 1890. Zur Witterungsgeschichte von Nord-Grönland, Westküste, *Meteor. Zeitschrift*, **7**, 109-115.

- Helland-Hansen, B., and Nansen, F.,** 1920. Temperatures variations in the North Atlantic Ocean and in the atmosphere, *Smithsonian Misc. Collections*, **70** (4), 406.
- Hildebrandsson, H.H.,** 1897. Quelques recherches sur les centers d'action de l'atmosphère, *Kongl. Svenska Vetenskaps. Akad. Handl.*, **19**, Fosc.3.
- Hilmer, M., and Jung, T.,** 2000. Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic Oscillation and Arctic sea ice export, *Geophy. Res. Lett.*, **27**, 989-992.
- Holtslag, A.A.M, de Bruijn, E.I.F., and Pan, H.L.,** 1990. A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting, *Mon. Weather Rev.* **118**, 1561-1575.
- Holtslag, A.A.M, and Boville, B.A.,** 1993. Local versus nonlocal boundary- layer diffusion in a global climate model, *J. Climate.*, **6**, 1825-1842.
- Hsie, E.Y., Anthes, R.A, and Keyser, D.,** 1984. Numerical simulation of frontogenesis in a moist atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2581-2594.
- Hurrell, J.W.,** 1995a. Comparison of NCAR Community Climate Model (CCM) climates., *Climate Dynamics*, **11**, 25-50.
- Hurrell, J.W.,** 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation, *Science*, **269**, 676-679.
- Hurrell, J.W.,** 1995b. Transient eddy forcing of the rotational flow during northern winter, *J. Atmos. Sci.*, **52**, 2286-2301.
- Hurrell, J.W., van Loon, H.,** 1997. Decadel variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation, *Climate Change*, **36**, 301-326.
- Hurrell, J.W., McCartney, M., Saravanan, R., and Visbeck, M.,** 2001. North Atlantic Climate Variability: Phenomena, Impacts and Mechanisms, *Int. J. Climatol.*, **21**, 1863-1898.
- IPCC,** 1996. Climate Models- projections of Future Climate. Lead Authors: Kattenberg G.A, Giorgi F., Grassl H., Meehl G.A., Mitchell J.F.B., Stouffer R., Tokioka T., Weaver A., and Wigley T., *Chapter 6 of the 1995 IPCC Climate change Report, Cambridge University Press.*, 285-358.
- Johnson, N.L., and Katz, S.,** 1998. Leading personalities in statistical sciences, *Wiley and Sons.*, Inc.

- Jones, P.D., Jönsson, T. and Wheeler, D.,** 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-west Iceland, *Int. J. Climatol.*, **17**, 1433-1450.
- Jones, R.G., Murphy, J.M. and Noguer, M.,** 1995. Simulation of climate change over Europe using a nested regional climate model I: Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundary conditions, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **121**, 1413-1449.
- Kapala, A.H., Mächel, H., and Flohn, H.,** 1998. Behaviour of the centers of action above the Atlantic since 1881. Part II : Associations with regional climate anomalies, *Int. J. Climatol*, **18**, 23-36.
- Kerr, R.A.,** 2000. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries, *Science*, **288**, 1984-1987.
- Kida, H., Koide, T., Sasaki, H. and Chiba, M.,** 1991. A new approach to coupling a limited area model with a GCM for regional climate simulation, *J. Met. Soc. Japan*, **69**, 723-728.
- Kiehl, J.T., Wolski, R.J., Briegleb, B.P., and Ramanathan, V.,** 1987. Documentation of radiation and cloud routines in the NCAR Community Climate Model (CCM1) , *NCAR Tech. Note*, NCAR / TN-288+1A, Boulder, Colorado, 109 pp.
- Kömürcü, M.,** 2003. The North Atlantic Oscillation Impact On Climate Of Turkey, Lisans Tezi, İTÜ Meteoroloji Mühendisliği (yayımlanmamış).
- Kushnir, Y., and Wallace, J.M.,** 1989. Low frequency variability in the Northern Hemisphere winter, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3122-3142.
- Kushnir, Y.,** 1994. Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric conditions, *J. Climate*, **7**, 142-157.
- Kutzbach, J.E.,** 1970. Large-scale features of monthly mean northern hemisphere anomaly maps of sea-level pressure, *Mon. Weather Rev.*, **98**, 708-716.
- Lamb, H.H., and Johnson, A.L.,** 1959. Climatic variations and observed changes in the general circulation. I. Introduction, II. Investigation of long series of observations and circulation changes in January, *Geogr. Ann.*, **16**, 92-134.

- Lamb, H.H., and Johnson, A.L.,** 1961. Climatic variations and observed changes in the general circulation. III. Investigation of long series of observations and circulation changes in July, *Geogr. Ann.*, **18**, 363-400.
- Lamb, P.J., and Pepler, R.A.,** 1987. North Atlantic Oscillation: Concept and application, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **68**, 1217-1225.
- Laprise, R., Caya, D., Giguere, M., Bergeron, G., Coté, H., Blanchet, J.P., Boer, G.J., and McFarlane, N.A.,** 1998. Climate of western Canada under current and enhanced greenhouse gas concentration as simulated by the Canadian Regional Climate Model, *Atmosphere-Ocean*, **36(2)**, 119-167.
- Lau, N.C.,** 1988. Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low frequency changes in the circulation pattern, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2718-2743.
- Loewe, F.,** 1937. A period of warm winters in western Greenland and the temperature see-saw between Western Greenland and central Europe, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **63**, 365-371.
- Lorenz, E.N.,** 1951. Seasonal and irregular variations of the Northern Hemisphere sea-level pressure profile, *J. Meteorol.*, **8**, 52-59.
- Lorenz, E.N.,** 1967. The Nature and Theory of the General Circulation of the Atmosphere, *World Meteorological Organization (WMO)*, Geneva.
- Lu, J., and Greatbatch, R.J.,** 2002. The changing relationship between the NAO and Northern Hemisphere climate variability, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 10.1029/2001 GL014052.
- Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., Jones, P.D., Davies, T.D., Gonzalez-Rouco, H., von Storch, H., Gyalistras, D., Casty, C. and Wanner, H.,** 2001a. Extending NAO reconstructions back to 1500, *Atmos. Sci. Lett.*, **Vol:2**, 114-124.
- Luterbacher, J., Schmutz, C., Gyalistras, D., Xoplaki, E., and Wanner, H.,** 1999. Reconstruction of monthly NAO and EU indices back to AD 1675, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2745-2748.

- Marshall, J., Kushnir, Y., Battisti, D., Chang, P., Czaja, A., Dickinson, R., Perlwitz, J., Graf, H.-F.,** 1995. The statistical connection between tropospheric and stratospheric circulation of the Northern Hemisphere in winter, *J.Climate*, **8**, 2281-2295.
- Marshall, J., Kushnir, Y., Battisti, D., Chang, P., Czaja, A., Dickinson, R., Hurrell, J., McCartney, M., Saravanan,R., Visbeck, M.,** 2001. North Atlantic Climate Variability: Phenomena, Impacts and Mechanisms, *Int. J.Climatology*, **21**, 1863-1898.
- Meehl, G.A., and van Loon, H.,** 1979, The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part III. Teleconnections with lower latitudes, *Mon. Weather Rev.* , **107**, 1095-1106.
- Meinerdus, W.,** 1898. Der Zusamenhang des Winter klimas in Mittel-und Nordwest-Europa mit dem Golfstrom, *Z. d. Ges. f. Erdkunde in Berlin*, **23**, 183-200.
- Moses, T., Kiladis, G.N., Diaz, H.F, and Barry, R.G.,** 1987. Characteristics and frequency reversals in mean sea level pressure in the North Atlantic sector and their relationships to long-term temperature trends, *J. Climatol.* , **7**, 13-30.
- Namias, J.,** 1950. The index cycle and its role in the general circulation, *J. Meteorol.*, **7**, 130-139.
- NOAA-CIRES/ Climate Diagnostics Center,** 2003. Aylık Ortalama ToplamYağış Verileri. <http://www.cdc.noaa.gov/cgi-bin>.
- Petterson, O.,** 1896. Über die Beziehungen zwischen hydrographischen und meteorologischen Phänomenen, *Meteorol. Z.*, **13**, 285-321.
- RegCM Version 3.0 User's Guide,** 2003. Regional Climate Model (RegCM) Tutorial Class Notes, The Abdus Salam International Center for Theoretical Physics (ICTP), Trieste.
- Pielke, R.A., Cotton, W.R., Walko, R.L., Tremback, C.J., Lyons, W.A., Grasso, L.D., Nicholls, M.E., Moran, M.D., Wesley, A., Lee, T.J., and Copeland, J.H.,** 1992. A comprehensive meteorological modeling system-RAMS, *Meteor. Atmos. Phys.*, **49**, 69-91.
- Portis, D.H., Walsh, J.E., El Hamly, M. ve Lamb, P.J.,** 2001. Seasonality of the North Atlantic Oscillation, *J. Climate*, **14**,2069-2078.

- Qian, J., Giorgi, F. and Fox-Rabinowitz, M.,** 1998. Regional stretched grid generation and its application to the NCAR RegCM, *J. Geophys. Res.*, **104**, 6501-6513.
- Rogers, J.C., and van Loon, H.,** 1979. The seesaw in winter temperature between Greenland and Northern Europe. Part II.: Some oceanic and atmospheric effects in middle and high latitudes, *Mon. Weather. Rev.*, **107**, 509-519.
- Rogers, J.C.,** 1984. The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere, *Mon. Weather. Rev.*, **112**, 1999-2015.
- Rossby, C.G., and collaborators,** 1939. Relations between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semipermanent centers of action, *J. Mar. Res.*, **3**, 38-55.
- Rossby, C.G., and Willet, H.C.,** 1948. The circulation of the upper troposphere and lower stratosphere, *Science*, **108**, 643-652.
- Sasaki, H., Kida, H., Koide, T. and Chiba, M.,** 1995. The performance of long term integrations of a limited area model with the spectral boundary coupling method, *J. Met. Soc. Japan*, **63**, 165-181.
- Schlesinger, M.E., Ramankutty, N.,** 1994. an oscillation in the global climate system of period 65-70 years, *Nature*, **367**, 723-726.
- Schlesinger, M.E., Ramankutty, N. ve Andronova, N.,** 2000. Temperature oscillations in the North Atlantic, *Science*, **289**, 547.
- Serreze, M.C., Carse, F., ve Barry, R.,** 1997. Icelandic low cyclone activity: Climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the Northern Hemisphere circulation, *J.Climate*, **10**, 453-464.
- Seth, A., and Giorgi, F.,** 1998. The effect of domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model, *J. Climate*, **11**, 2698-2712.
- Shindell, D.T., Miller, R.L., Schmidt, G.A., Pandolfo, L.,** 1999. Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse gas forcing, *Nature*, **399**, 452-455.

- Slingo, J.M.**, 1989. A GCM parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1419-1427.
- Slonosky, V.C. ve Yiou, P.**, 2001. The North Atlantic Oscillation and its relationship with near surface temperature, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 807-810.
- Souriau, A., and Yiou, P.**, 2001. Grape harvest dates for checking NAO paleoreconstructions, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3895-3898.
- Stainforth, A.**, 1995. Regional Modeling: Theoretical discussion, *WMO PWPR Report Series 7*, WMO / TD-No.699, 72 pp.
- Stephenson, D.B., Pavan, V., and Bojariu, R.**, 2000. Is the North Atlantic Oscillation a random walk?, *Int. J. Climatol.*, **20**, 1-18.
- Taylor, A.H., Stephens, J.A.**, 1998. The North Atlantic Oscillation and the latitude of the Gulf Stream, *Tellus*, **50A**, 134-142.
- Teisserenc de Bort, L.P.**, 1883. Etude sur l'hiver de 1879-80 et recherches sur l'influence de la position des grads centers d'action de l'atmosphère dans les hivers anormaux, *Ann. de la soc. Météor. de France*, **31**, 70-79.
- Thompson, D.W.J., and Wallace, J.M.**, 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
- Thompson, D.W.J., and Wallace, J.M.**, 2001. Regional Climate impacts of the Northern Hemisphere annular mode, *Science*, **293**, 85-89.
- Trenberth, K.E., and Paolino, D.A.**, 1980. The Northern Hemisphere sea level pressure data set: Trends, errors and discontinuities, *Mon. Weather Rev.*, **108**, 855-872.
- Van Loon, H. ve Rogers, J.C.**, 1978. The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe Part I: General descriptions, *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 296-310.
- Uppenbrink, J.**, 1999. The North Atlantic Oscillation, *Science*, **283**, 948-949.
- Volodin, E.M., and Galin, V.Y.**, 1999. Interpretation of winter warming on Northern Hemisphere continents in 1977-94, *J. Climate*, **12**, 2947-2955.
- Walker, G.T.**, 1909. Correlation in seasonal variation of climate, *Mem. Ind. Met. Dept.*, **20**, 122.

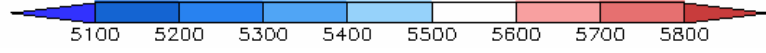
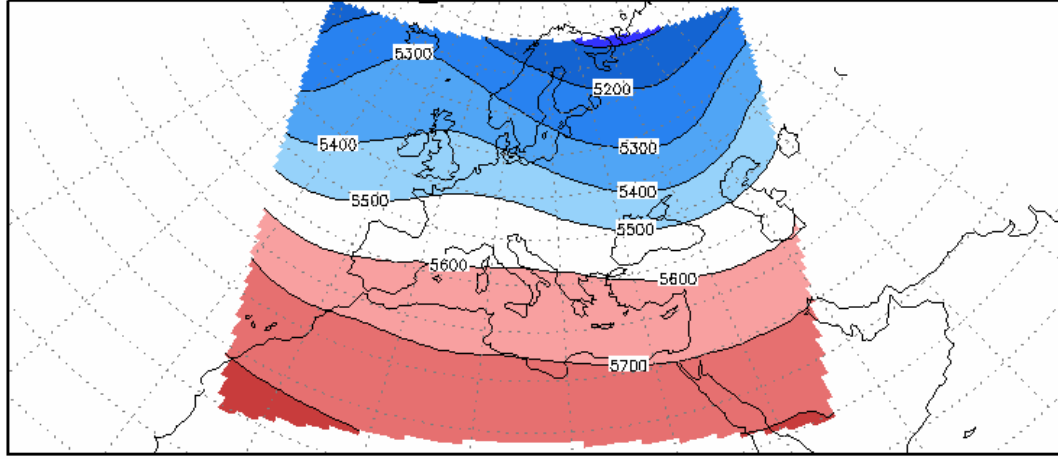
- Walker, G.T.**, 1923. Correlation in seasonal variation of weather, VIII a preliminary study of world weather, *Mem. Ind. Met. Dept.*, **24**, 75-131.
- Walker, G.T.**, 1924. Correlation in seasonal variation of weather, IX, *Mem. Ind. Met. Dept.*, **25**, 275-332.
- Walker, G.T. ve Bliss, E.W.**, 1932. World Weather V, *Mem. Roy. Met. Soc.*, **4**, 53-84.
- Wallace, J.M., and Gutzler, D.S.**, 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter, *Mon. Weather Rev.*, **109**, 784-812.
- Wallace, J.M.**, 2000. North Atlantic Oscillation / annular mode: Two paradigms-one phenomenon, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **126**, 791-805.
- Wanner, H., Rickli, R., Salvisberg, E., Schmutz, C. and Schüepp, M.**, 1997. Global climate change and variability and its influence on Alpine climate-concepts and observations, *Theor. Appl. Climatology*, **58**, 221-243.
- Wanner, H., Brönnimann, S., Casty, C., Gyalistra, D., Luterbacher, J., Schmutz, C., Stephenson, D.B., Xoplaki, E.**, 2001. North Atlantic Oscillation- Concepts and Studies, *Surveys in Geophysics*, **Vol.22**. No 4.
- White, J.W.C, Gorodetzky, D., Cook, E.R., and Barlow, L.K.**, 1996. Frequency analysis of an annually resolved, 700 year paleoclimate record from the GISP2 ice core, In: R.S. Bradley et al.(eds), *Climate Variations and Forcing Mechanisms of the last 2000 years*, *Springer- Verlag, New York* , pp. 193-213.
- WMO (World Meteorological Organization)**, 1998. CLIVAR Initial Implementation Plan, *WMO / TD*, No.869.
- Zhang, D.L, Hsie, H.Y., and Moncrieff, M.W.**, 1988. a comparison of explicit and implicit prediction of convective and stratiform precipitating weather systems with a meso- β -scale numerical model, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114**, 31-60.

EKLER

	<u>Sayfa No</u>
EK.A.1 : 1989 Aralık Model 500mb Jeopotansiyel Yüksekliği.....	76
EK.A.2 : 1989 Aralık NCEP 500mb Jeopotansiyel Yüksekliği.....	76
EK.A.3 : 1989 Aralık Model 1000mb Hava Sıcaklığı.....	77
EK.A.4 : 1989 Aralık NCEP 1000mb Hava Sıcaklığı.....	77
EK.A.5 : 1989 Aralık Model 300mb Rüzgar Vektörleri.....	78
EK.A.6 : 1989 Aralık NCEP 300mb Rüzgar Vektörleri.....	78
EK.A.7 : 1989 Aralık Model 250mb Rüzgar Vektörleri.....	79
EK.A.8 : 1989 Aralık NCEP 250mb Rüzgar Vektörleri.....	79
EK.A.9 : 1989 Aralık Model 200mb Rüzgar Vektörleri.....	80
EK.A.10 : 1989 Aralık NCEP 200mb Rüzgar Vektörleri.....	80
EK.A.11 : 1990 Ocak Model 500mb Jeopotansiyel Yüksekliği.....	81
EK.A.12 : 1990 Ocak NCEP 500mb Jeopotansiyel Yüksekliği.....	81
EK.A.13 : 1990 Ocak Model 1000mb Hava Sıcaklığı.....	82
EK.A.14 : 1990 Ocak NCEP 1000mb Hava Sıcaklığı.....	82
EK.A.15 : 1990 Ocak Model 300mb Rüzgar Vektörleri.....	83
EK.A.16 : 1990 Ocak NCEP 300mb Rüzgar Vektörleri.....	83
EK.A.17 : 1990 Ocak Model 250mb Rüzgar Vektörleri.....	84
EK.A.18 : 1990 Ocak NCEP 250mb Rüzgar Vektörleri.....	84
EK.A.19 : 1990 Ocak Model 200mb Rüzgar Vektörleri.....	85
EK.A.20 : 1990 Ocak NCEP 200mb Rüzgar Vektörleri.....	85
EK.A.21 : 1990 Şubat Model 500 mb Jeopotansiyel Yüksekliği.....	86
EK.A.22 : 1990 Şubat NCEP 500 mb Jeopotansiyel Yüksekliği.....	86
EK.A.23 : 1990 Şubat Model 1000mb Hava Sıcaklığı.....	87
EK.A.24 : 1990 Şubat NCEP 1000mb Hava Sıcaklığı.....	87
EK.A.25 : 1990 Şubat Model 300mb Rüzgar Vektörleri.....	88
EK.A.26 : 1990 Şubat NCEP 300mb Rüzgar Vektörleri.....	88
EK.A.27 : 1990 Şubat Model 250mb Rüzgar Vektörleri.....	89
EK.A.28 : 1990 Şubat NCEP 250mb Rüzgar Vektörleri.....	89
EK.A.29 : 1990 Şubat Model 200mb Rüzgar Vektörleri.....	90
EK.A.30 : 1990 Şubat NCEP 200mb Rüzgar Vektörleri.....	90
EK.A.31 : 1995 Aralık Model 500mb Jeopotansiyel Yüksekliği.....	91
EK.A.32 : 1995 Aralık NCEP 500mb Jeopotansiyel Yüksekliği.....	91
EK.A.33 : 1995 Aralık Model 1000mb Hava Sıcaklığı.....	92
EK.A.34 : 1995 Aralık NCEP 1000mb Hava Sıcaklığı.....	92
EK.A.35 : 1995 Aralık Model 300mb Rüzgar Vektörleri.....	93
EK.A.36 : 1995 Aralık NCEP 300mb Rüzgar Vektörleri.....	93
EK.A.37 : 1995 Aralık Model 250mb Rüzgar Vektörleri.....	94
EK.A.38 : 1995 Aralık NCEP 250mb Rüzgar Vektörleri.....	94
EK.A.39 : 1995 Aralık Model 200mb Rüzgar Vektörleri.....	95
EK.A.40 : 1995 Aralık NCEP 200mb Rüzgar Vektörleri.....	95

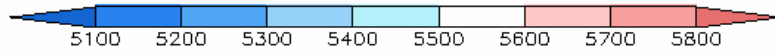
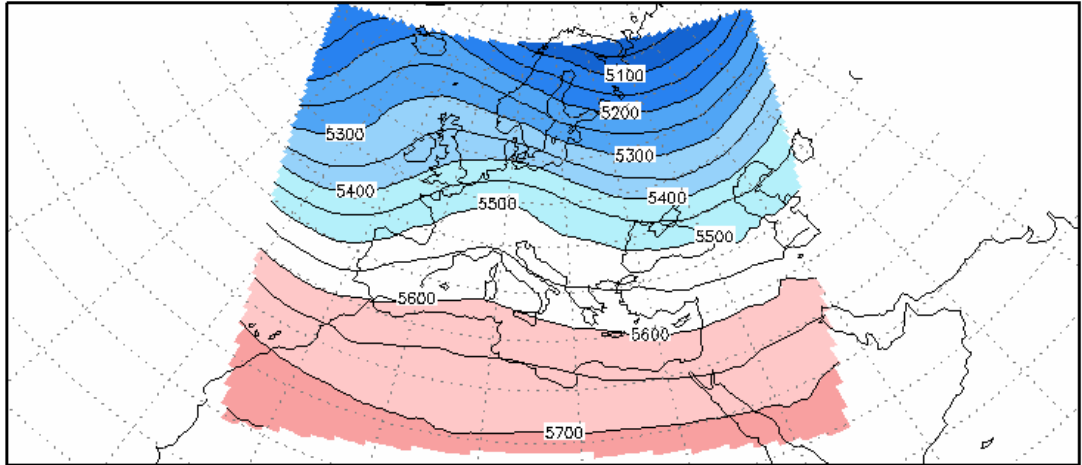
EK.A.41	: 1996 Ocak Model 500mb Jeopotansiyel Yüksekliği.....	96
EK.A.42	: 1996 Ocak NCEP 500mb Jeopotansiyel Yüksekliği.....	96
EK.A.43	: 1996 Ocak Model 1000mb Hava Sıcaklığı.....	97
EK.A.44	: 1996 Ocak NCEP 1000mb Hava Sıcaklığı.....	97
EK.A.45	: 1996 Ocak Model 300mb Rüzgar Vektörleri.....	98
EK.A.46	: 1996 Ocak NCEP 300mb Rüzgar Vektörleri.....	98
EK.A.47	: 1996 Ocak Model 250mb Rüzgar Vektörleri.....	99
EK.A.48	: 1996 Ocak NCEP 250mb Rüzgar Vektörleri.....	99
EK.A.49	: 1996 Ocak Model 200mb Rüzgar Vektörleri.....	100
EK.A.50	: 1996 Ocak NCEP 200mb Rüzgar Vektörleri.....	100
EK.A.51	: 1996 Şubat Model 500 mb Jeopotansiyel Yüksekliği.....	101
EK.A.52	: 1996 Şubat NCEP 500 mb Jeopotansiyel Yüksekliği.....	101
EK.A.53	: 1996 Şubat Model 1000mb Hava Sıcaklığı.....	102
EK.A.54	: 1996 Şubat NCEP 1000mb Hava Sıcaklığı.....	102
EK.A.55	: 1996 Şubat Model 300mb Rüzgar Vektörleri.....	103
EK.A.56	: 1996 Şubat NCEP 300mb Rüzgar Vektörleri.....	103
EK.A.57	: 1996 Şubat Model 250mb Rüzgar Vektörleri.....	104
EK.A.58	: 1996 Şubat NCEP 250mb Rüzgar Vektörleri.....	104
EK.A.59	: 1996 Şubat Model 200mb Rüzgar Vektörleri.....	105
EK.A.60	: 1996 Şubat NCEP 200mb Rüzgar Vektörleri.....	105
EK.A.61	: 1989 Aralık Model Aylık Ortalama Toplam Yağışı.....	106
EK.A.62	: 1989 Aralık CDC Aylık Ortalama Toplam Yağışı.....	106
EK.A.63	: 1990 Ocak Model Aylık Ortalama Toplam Yağışı.....	107
EK.A.64	: 1990 Ocak CDC Aylık Ortalama Toplam Yağışı.....	107
EK.A.65	: 1990 Şubat Model Aylık Ortalama Toplam Yağışı.....	108
EK.A.66	: 1990 Şubat CDC Aylık Ortalama Toplam Yağışı.....	108
EK.A.67	: 1995Aralık Model Aylık Ortalama Toplam Yağışı.....	109
EK.A.68	: 1995Aralık CDC Aylık Ortalama Toplam Yağışı.....	109
EK.A.69	: 1996 Ocak Model Aylık Ortalama Toplam Yağışı.....	110
EK.A.70	: 1996 Ocak CDC Aylık Ortalama Toplam Yağışı.....	110
EK.A.71	: 1996 Şubat Model Aylık Ortalama Toplam Yağışı.....	111
EK.A.72	: 1996 Şubat CDC Aylık Ortalama Toplam Yağışı.....	111
EK.A.73	: 1989 Aralık NCEP ve Model arasındaki 500mb Jeopotansiyel Yükseklik Fark Haritaları.....	112
EK.A.74	: 1990 Ocak NCEP ve Model arasındaki 500mb Jeopotansiyel Yükseklik Fark Haritaları.....	112
EK.A.75	: 1990 Şubat NCEP ve Model arasındaki 500mb Jeopotansiyel Yükseklik Fark Haritaları.....	113
EK.A.76	: 1995 Aralık NCEP ve Model arasındaki 500mb Jeopotansiyel Yükseklik Fark Haritaları.....	113
EK.A.77	: 1996 Ocak NCEP ve Model arasındaki 500mb Jeopotansiyel Yükseklik Fark Haritaları.....	114
EK.A.78	: 1996 Şubat NCEP ve Model arasındaki 500mb Jeopotansiyel Yükseklik Fark Haritaları.....	114
EK.A.79	: Pozitif İndeks 700mb Akım Çizgileri.....	115
EK.A.80	: Negatif İndeks 700mb Akım Çizgileri.....	115
EK.A.81	: 850mb Pozitif ve Negatif İndeks Jeopotansiyel Yükseklik ve Sıcaklık Fark Haritası.....	116

1989 Aralık 500mb Jeopotansiyel Yüksekliği



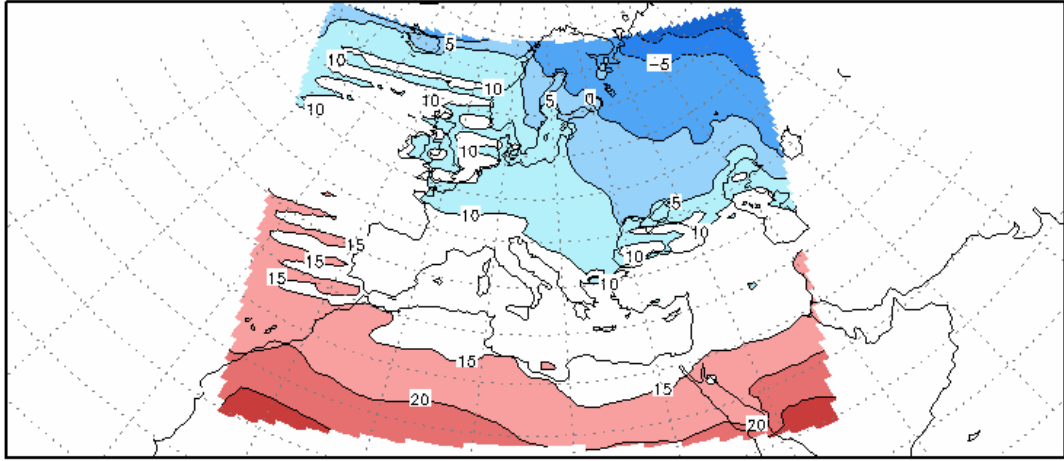
EK.A.1 1989 Aralık Model 500mb JeopotansiyelYüksekliği

1989 Aralık 500hPa Jeopotansiyel Yüksekliği (NCEP)



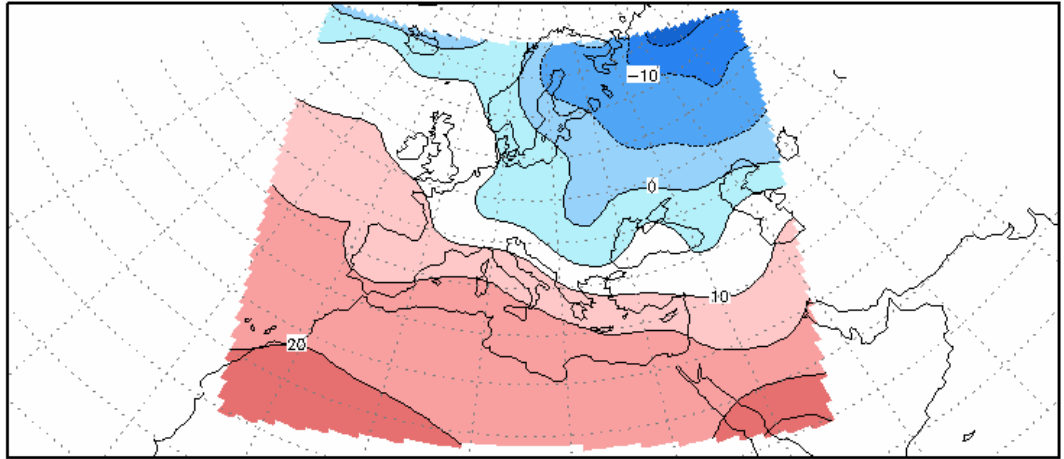
EK.A.2 1989 Aralık NCEP 500mb JeopotansiyelYüksekliği

1989 Aralık Hava sicakligi



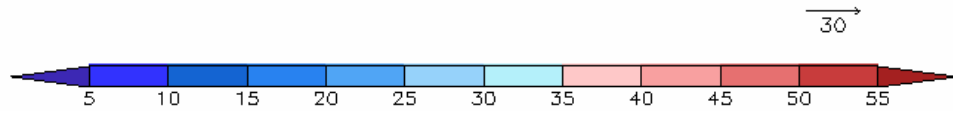
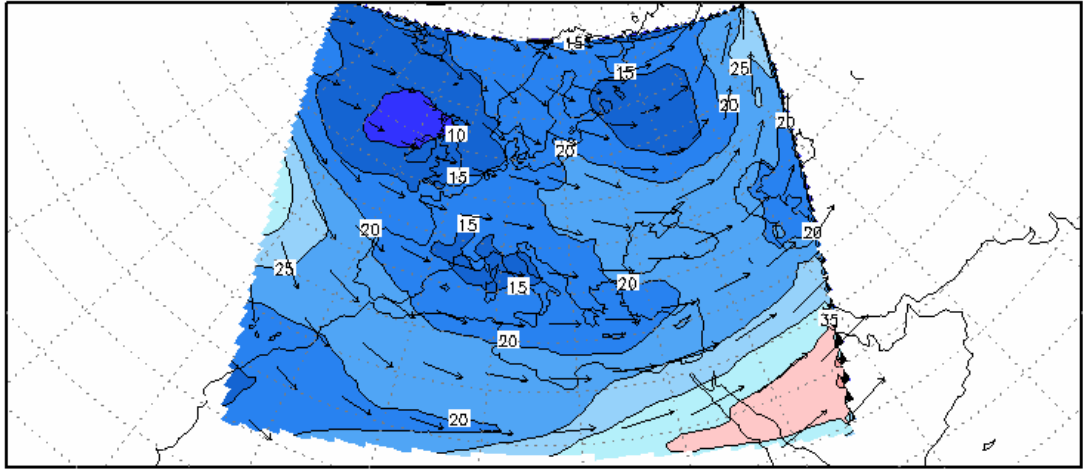
EK.A.3 1989 Aralık Model 1000mb Hava Sıcaklığı

1989 Aralık Hava Sıcakligi (NCEP)



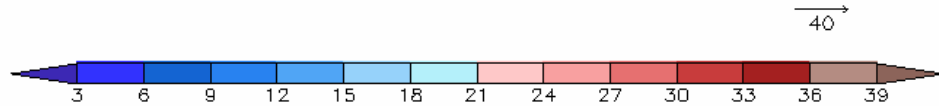
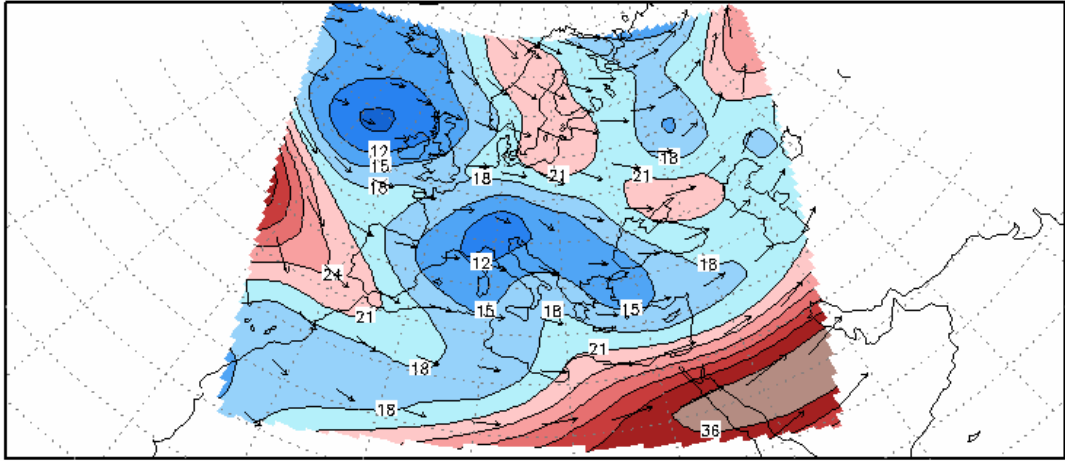
EK.A.4 1989 Aralık NCEP1000mb Hava Sıcaklığı

1989 Aralık Ayi 300mb Ruzgar Vektorleri (m/sn)



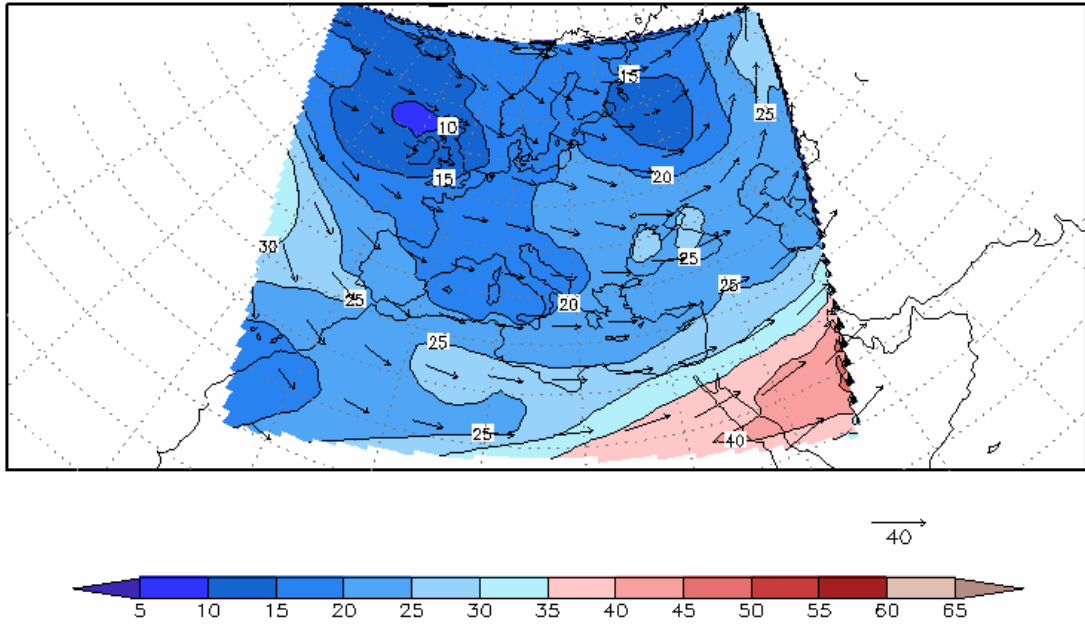
EK.A.5 1989 Aralık Model 300mb Rüzgar Vektörleri

1989 Aralık 300mb Ruzgar Vektorleri (m/sn) (NCEP)



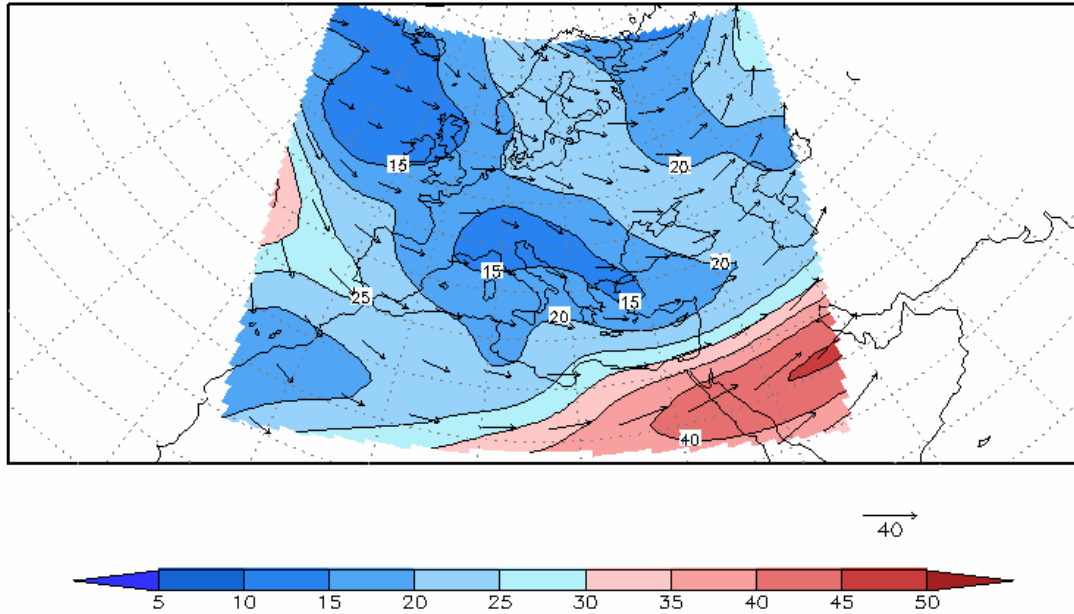
EK.A.6 1989 Aralık NCEP 300mb Rüzgar Vektörleri

1989 Aralık Ayı 250mb Rüzgar Vektörleri (m/sn)



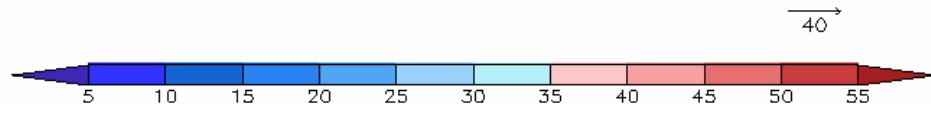
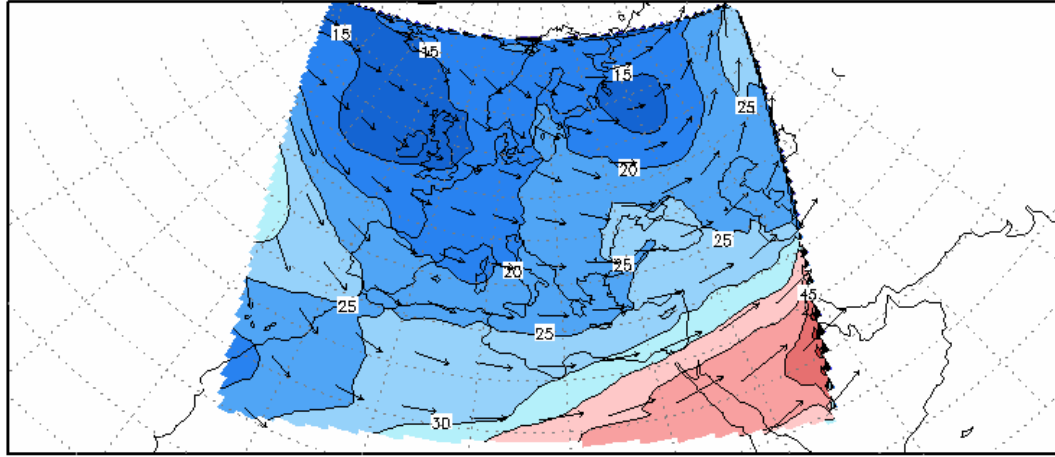
EK.A.7 1989 Aralık Model 250mb Rüzgar Vektörleri

1989 Aralık 250mb Rüzgar Vektörleri (m/sn) (NCEP)



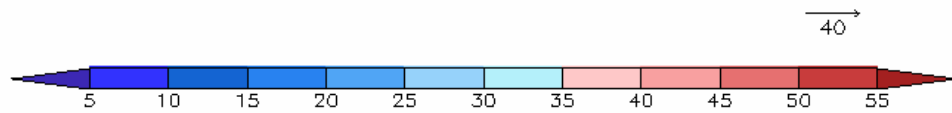
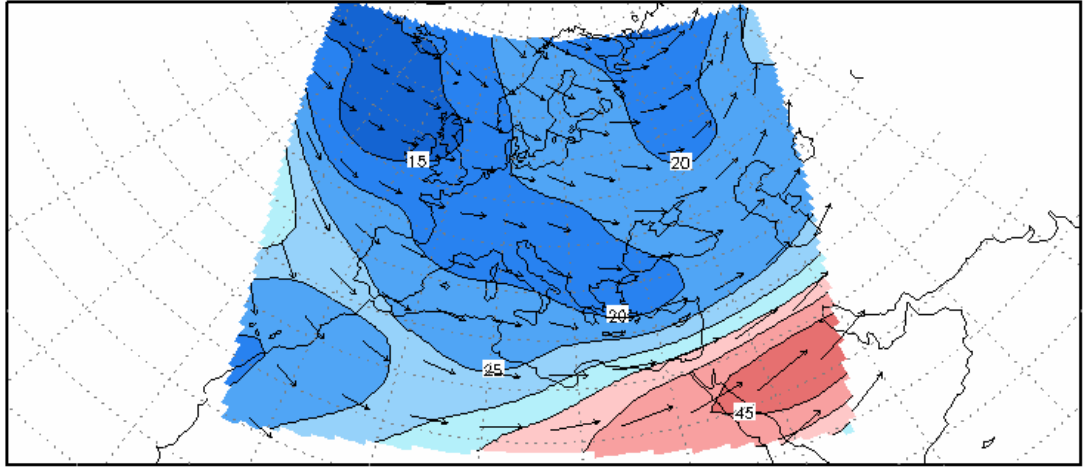
EK.A.8 1989 Aralık NCEP 250mb Rüzgar Vektörleri

1989 Aralık Ayı 200mb Rüzgar Vektörleri (m/sn)



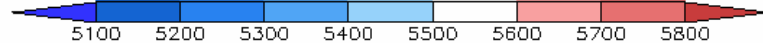
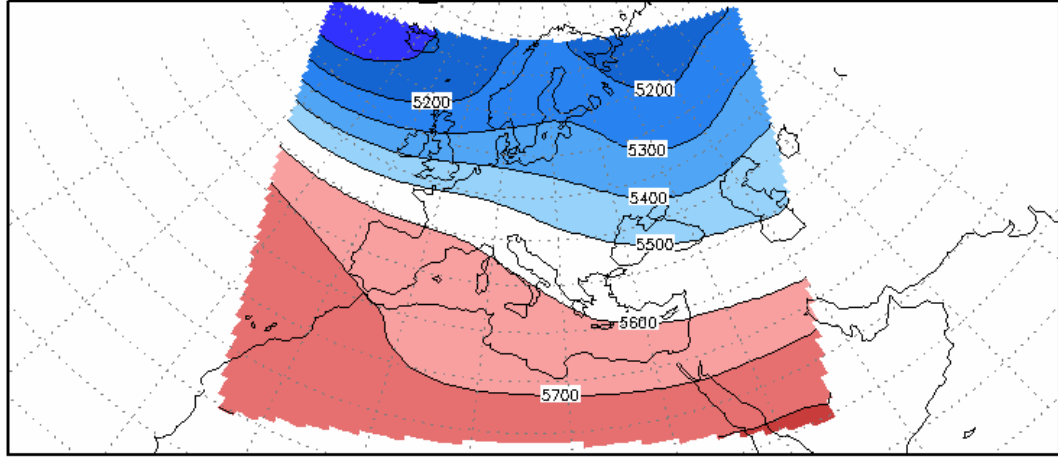
EK.A.9 1989 Aralık Model 200mb Rüzgar Vektörleri

1989 Aralık 200mb Rüzgar Vektörleri (m/sn) (NCEP)



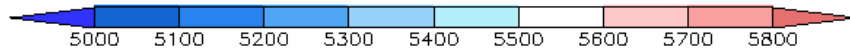
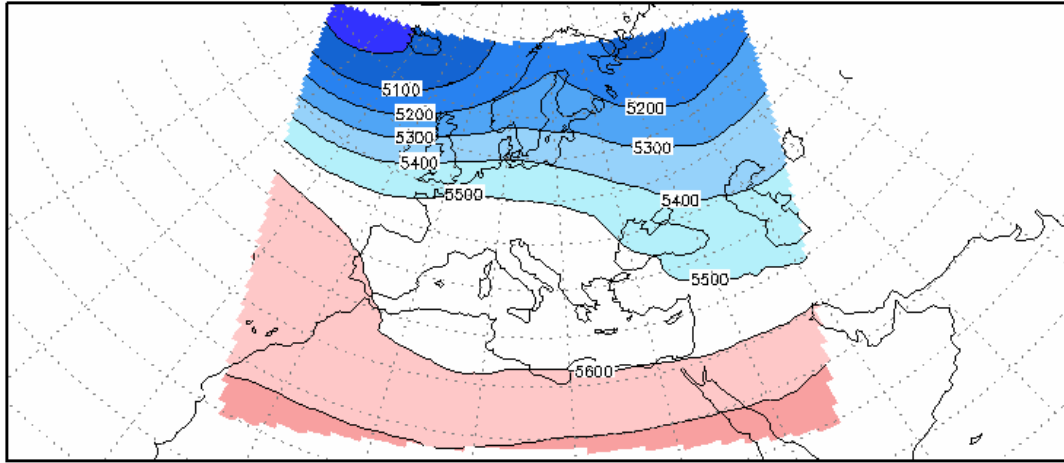
EK.A.10 1989 Aralık NCEP 200mb Rüzgar Vektörleri

1990 Ocak 500mb Jeopotansiyel Yüksekliği



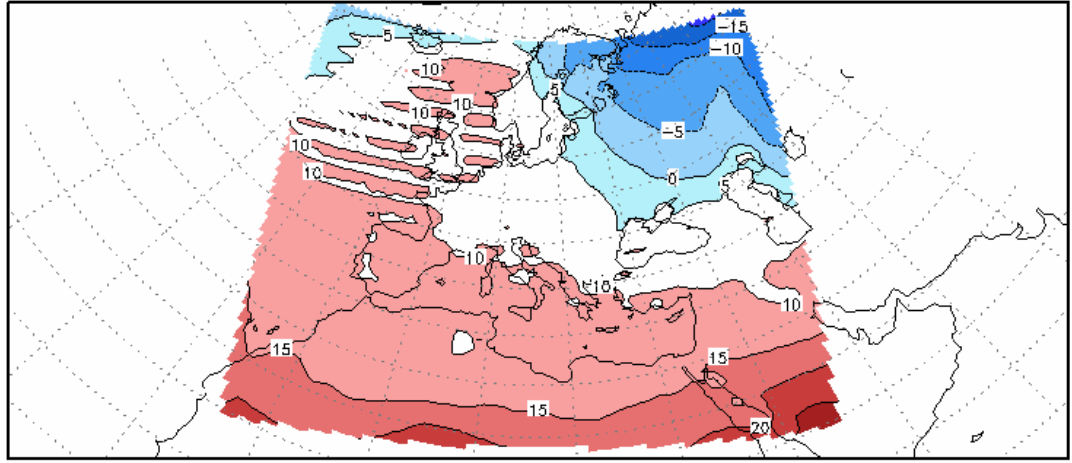
EK.A.11 1990 Ocak Model 500mb Jeopotansiyel Yüksekliği

1990 Ocak 500mb Jeopotansiyel Yüksekliği (NCEP)



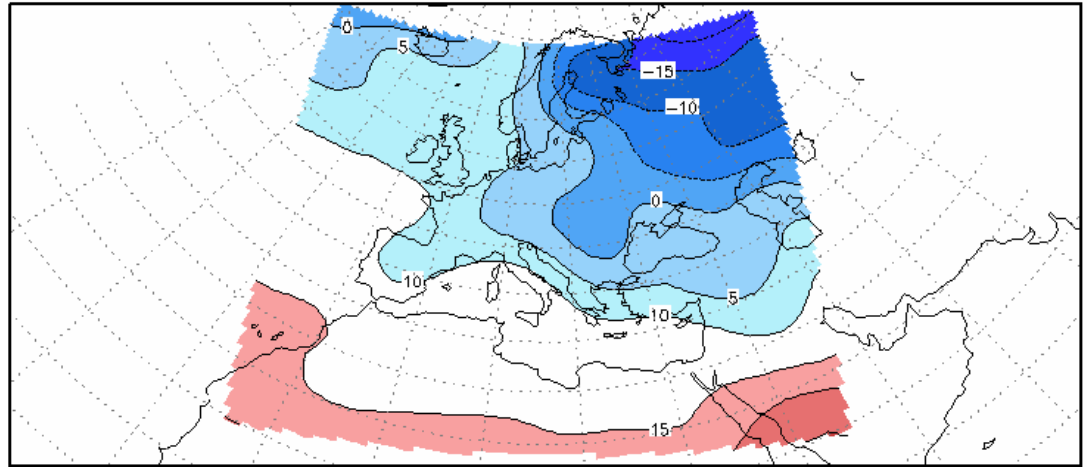
EK.A.12 1990 Ocak NCEP 500mb Jeopotansiyel Yüksekliği

1990 Ocak Hava sicakligi



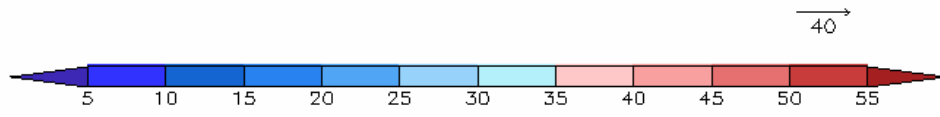
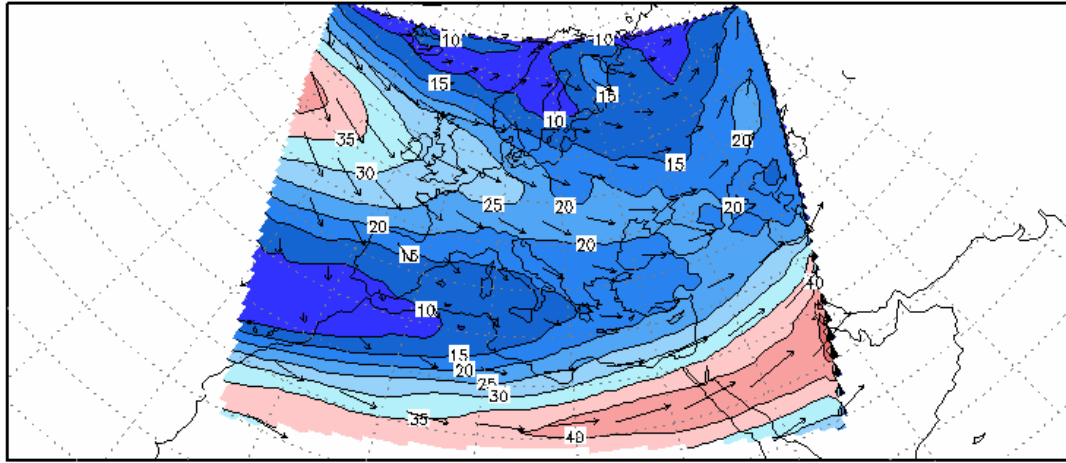
EK.A.13 1990 Ocak Model 1000mb Hava Sıcaklığı

1990 Ocak Hava sicakligi (NCEP)



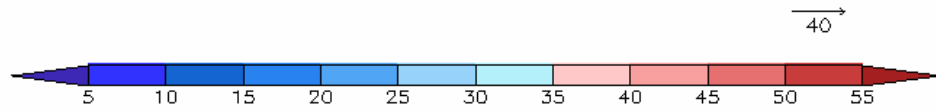
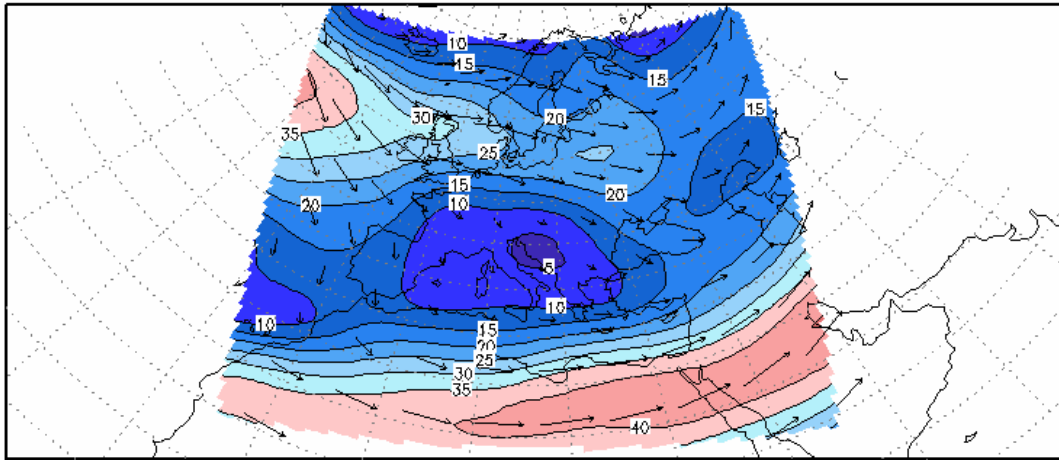
EK.A.14 1990 Ocak NCEP 1000mb Hava Sıcaklığı

1990 Ocak Ayi 300mb Ruzgar Vektorleri (m/sn)



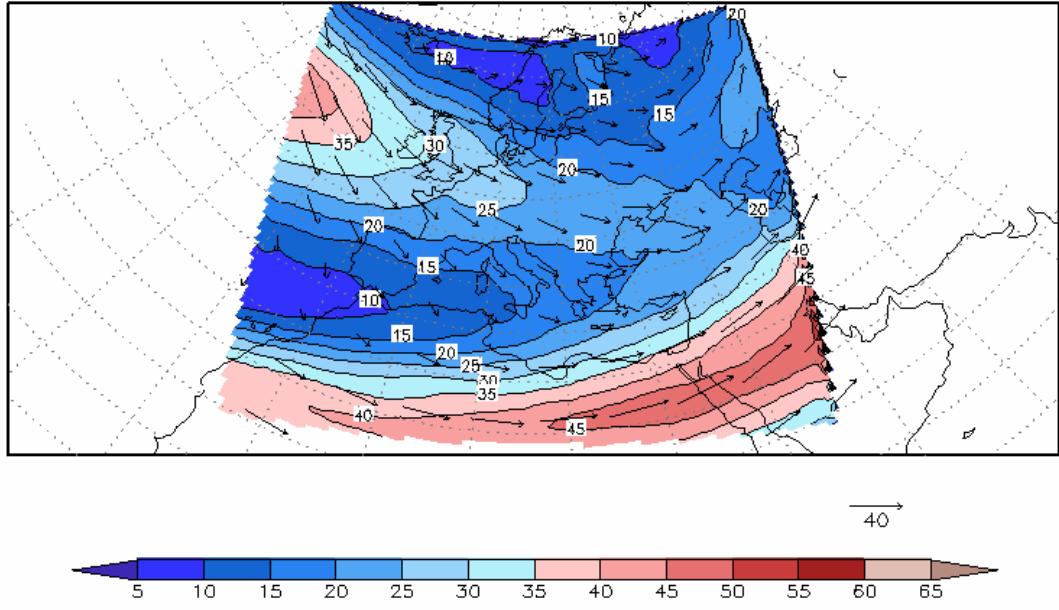
EK.A.15 1990 Ocak Model 300mb Rüzgar Vektörleri

1990 Ocak 300mb Ruzgar Vektorleri (m/sn) (NCEP)



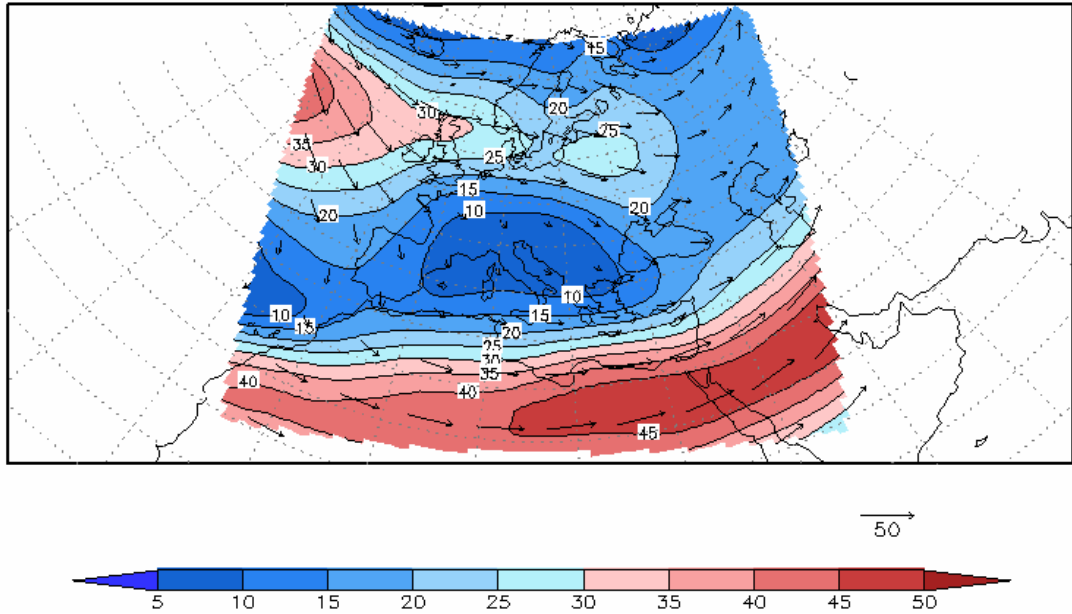
EK.A.16 1990 Ocak NCEP 300mb Rüzgar Vektörleri

1990 Ocak Ayi 250mb Ruzgar Vektorleri (m/sn)



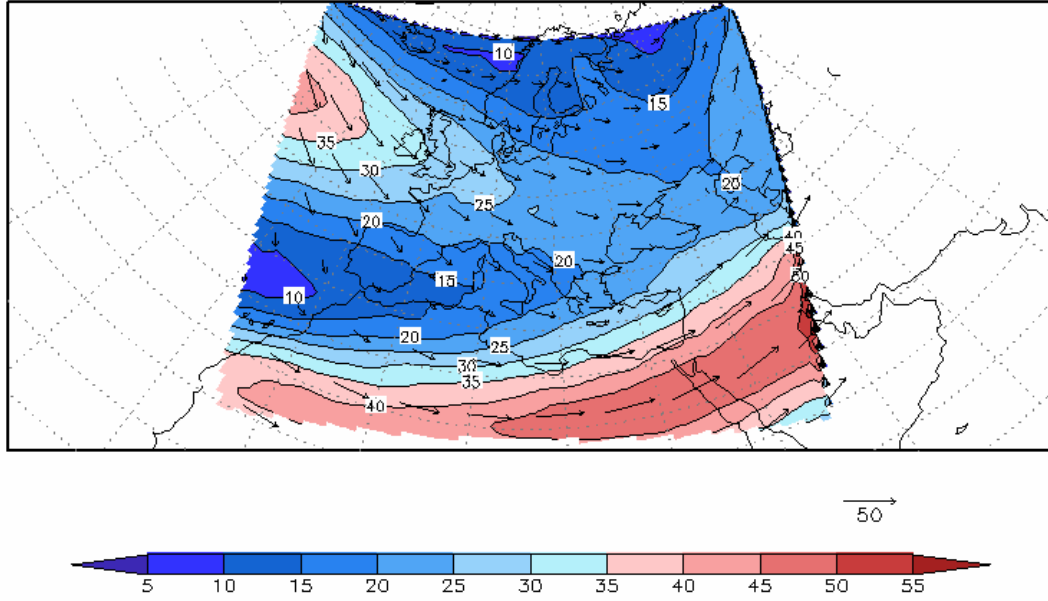
EK.A.17 1990 Ocak Model 250mb Rüzgar Vektörleri

1990 Ocak 250mb Ruzgar Vektorleri (m/sn) (NCEP)



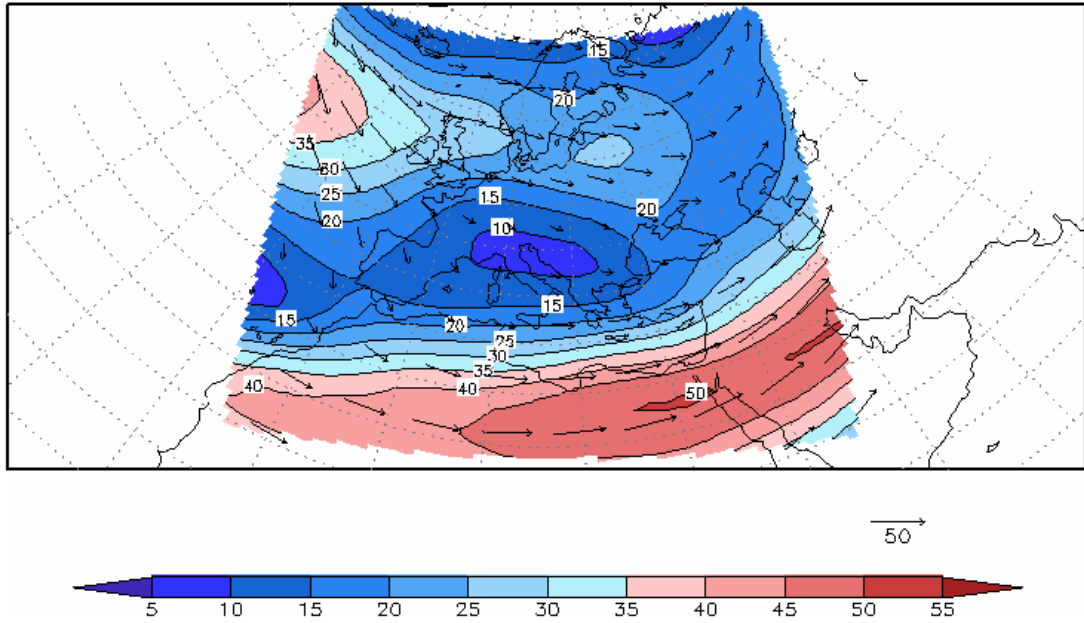
EK.A.18 1990 Ocak NCEP 250mb Rüzgar Vektörleri

1990 Ocak Ayi 200mb Ruzgar Vektorleri (m/sn)



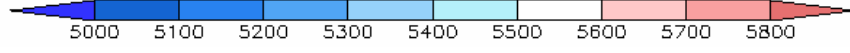
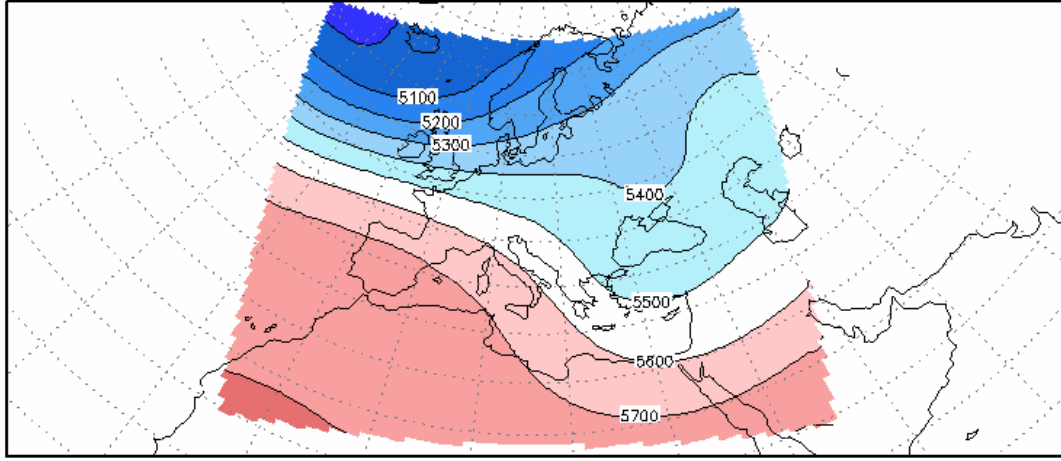
EK.A.19 1990 Ocak Model 200mb Rüzgar Vektörleri

1990 Ocak 200mb Ruzgar Vektorleri (m/sn) (NCEP)



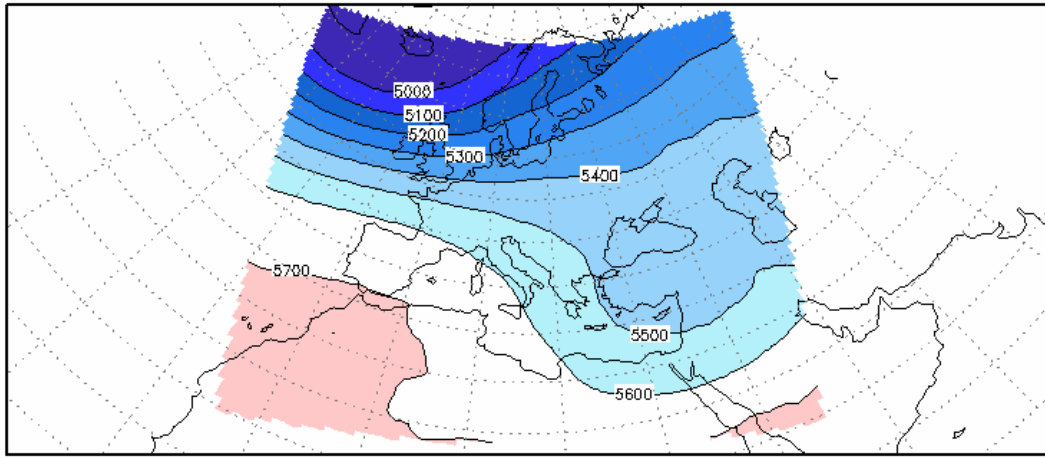
EK.A.20 1990 Ocak NCEP 200mb Rüzgar Vektörleri

1990 Subat 500mb Jeopotansiyel Yüksekliği



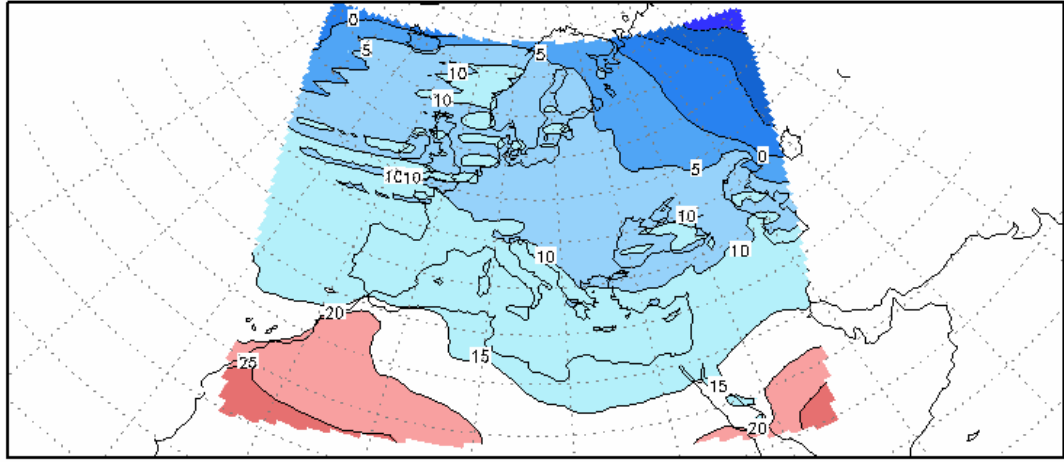
EK.A.21 1990 Şubat Model 500 mb Jeopotansiyel Yüksekliği

1990 Subat 500mb Jeopotansiyel Yüksekliği (NCEP)



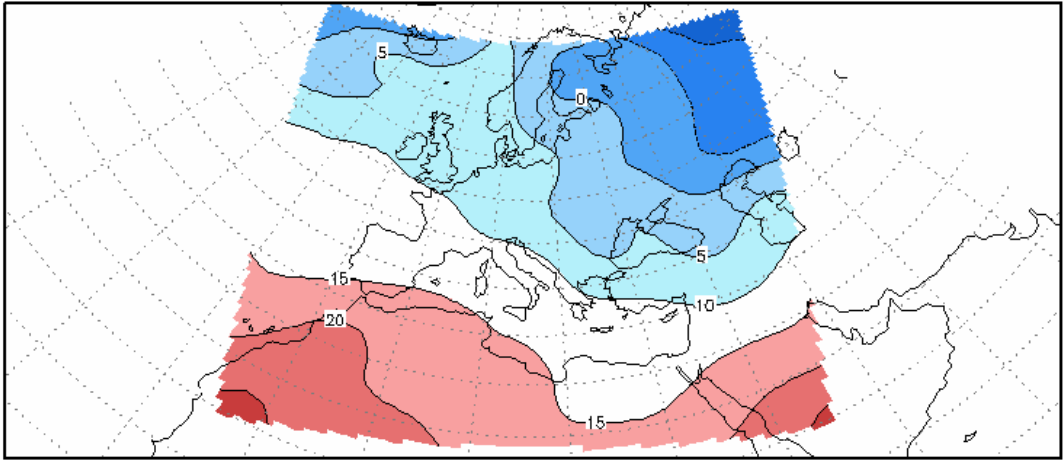
EK.A.22 1990 Şubat NCEP 500 mb Jeopotansiyel Yüksekliği

1990 Subat Hava sicakligi



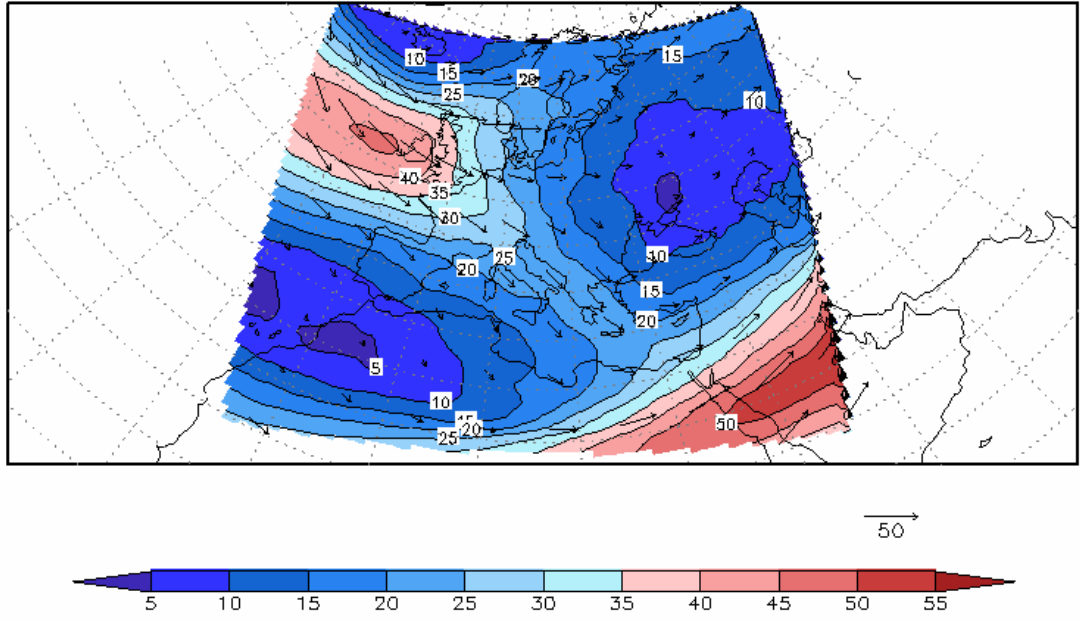
EK.A.23 1990 Şubat Model 1000mb Hava Sıcaklığı

1990 Subat Hava sicakligi (NCEP)



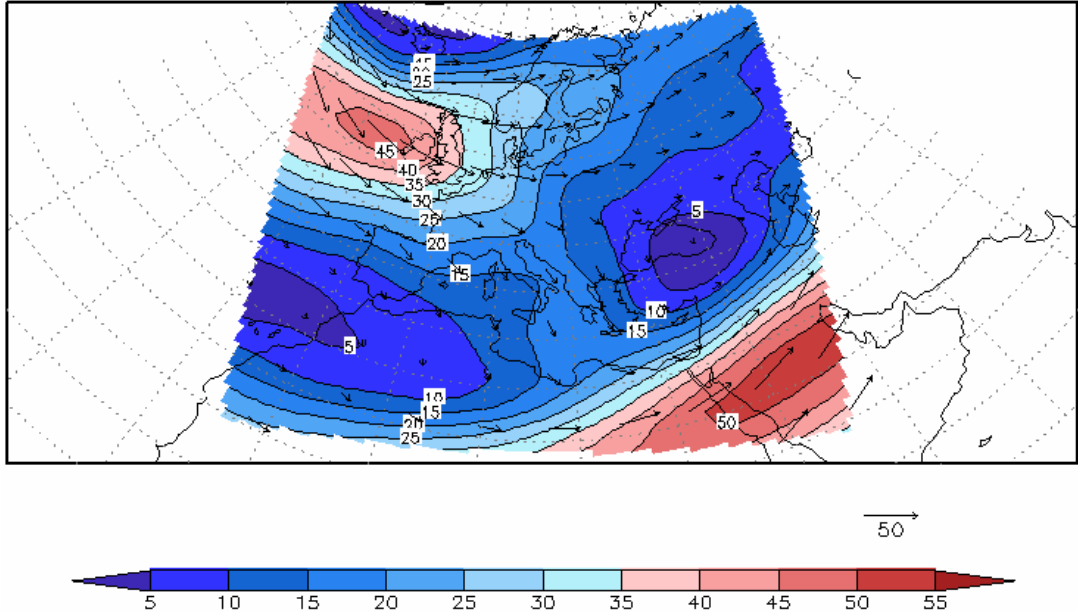
EK.A.24 1990 Şubat NCEP 1000mb Hava Sıcaklığı

1990 Subat Ayi 300mb Ruzgar Vektorleri (m/sn)



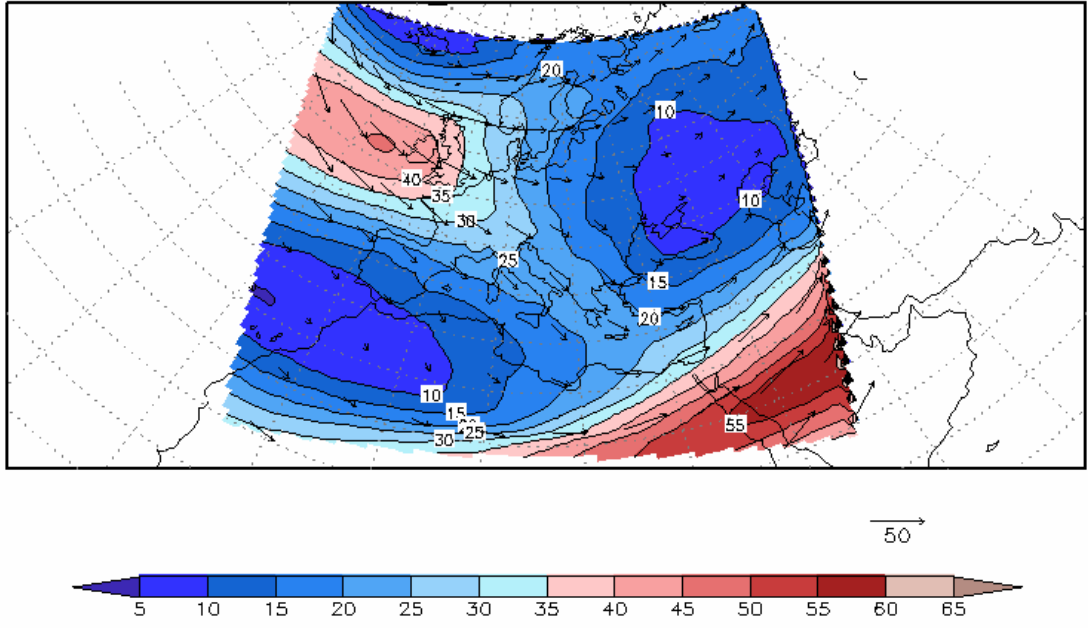
EK.A.25 1990 Şubat Model 300mb Rüzgar Vektörleri

1990 Subat 300mb Ruzgar Vektorleri (m/sn) (NCEP)



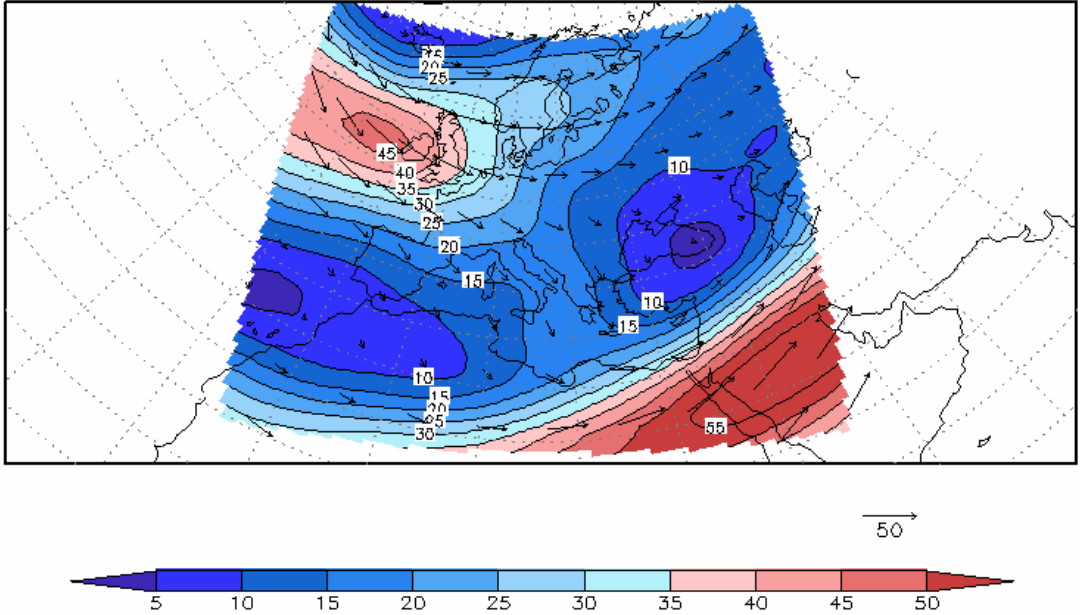
EK.A.26 1990 Şubat NCEP 300mb Rüzgar Vektörleri

1990 Subat Ayi 250mb Ruzgar Vektorleri (m/sn)



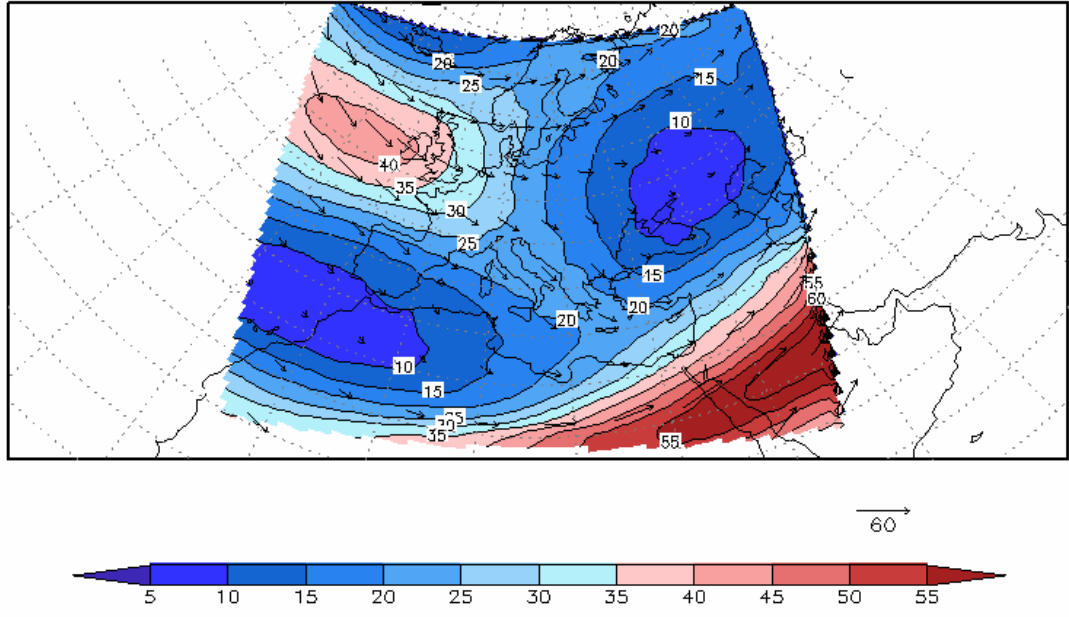
EK.A.27 1990 Şubat Model 250mb Rüzgar Vektörleri

1990 Subat 250mb Ruzgar Vektorleri (m/sn) (NCEP)



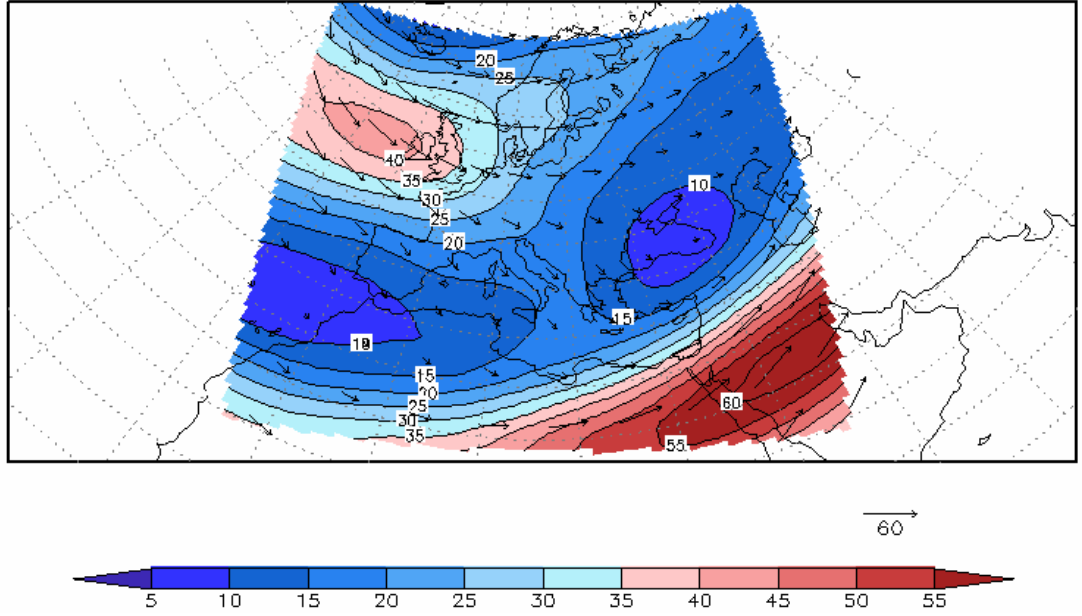
EK.A.28 1990 Şubat NCEP 250mb Rüzgar Vektörleri

1990 Subat Ayi 200mb Ruzgar Vektorleri (m/sn)



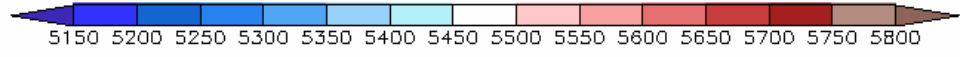
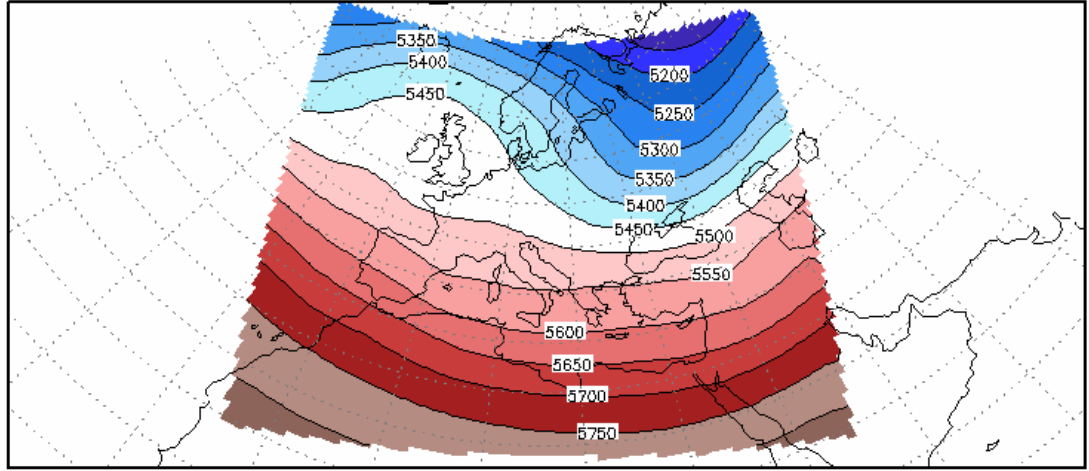
EK.A.29 1990 Şubat Model 200mb Rüzgar Vektörleri

1990 Subat 200mb Ruzgar Vektorleri (m/sn) (NCEP)



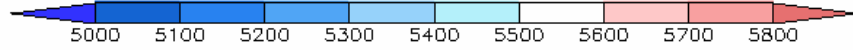
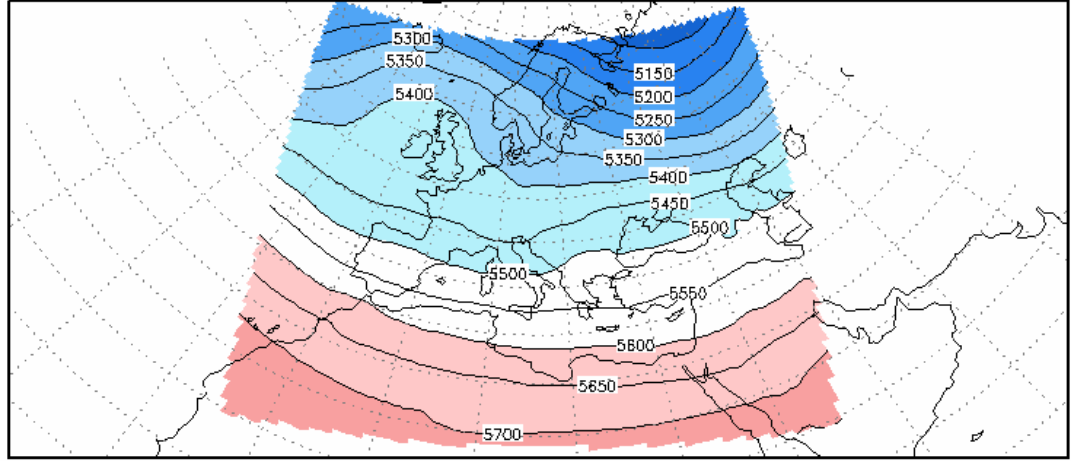
EK.A.30 1990 Şubat NCEP 200mb Rüzgar Vektörleri

1995 Aralık 500mb Jeopotansiyel Yüksekliği



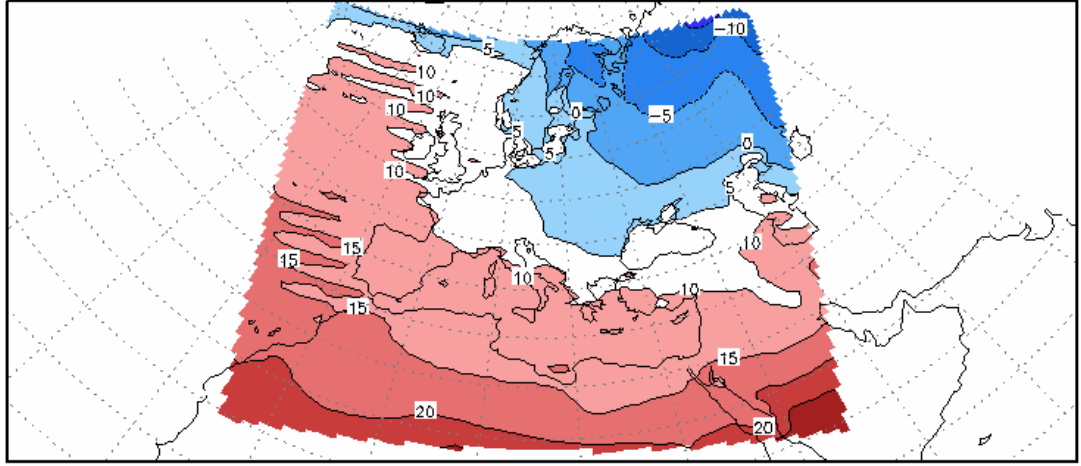
EK.A.31 1995 Aralık Model 500mb Jeopotansiyel Yüksekliği

1995 Aralık 500mb Jeopotansiyel Yüksekliği (NCEP)



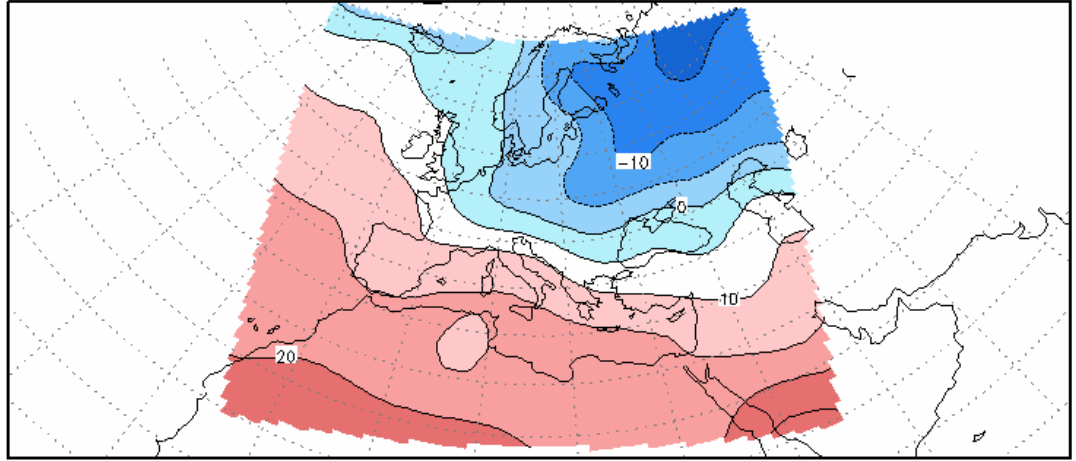
EK.A.32 1995 Aralık NCEP 500mb Jeopotansiyel Yüksekliği

1995 Aralık Hava sicakligi



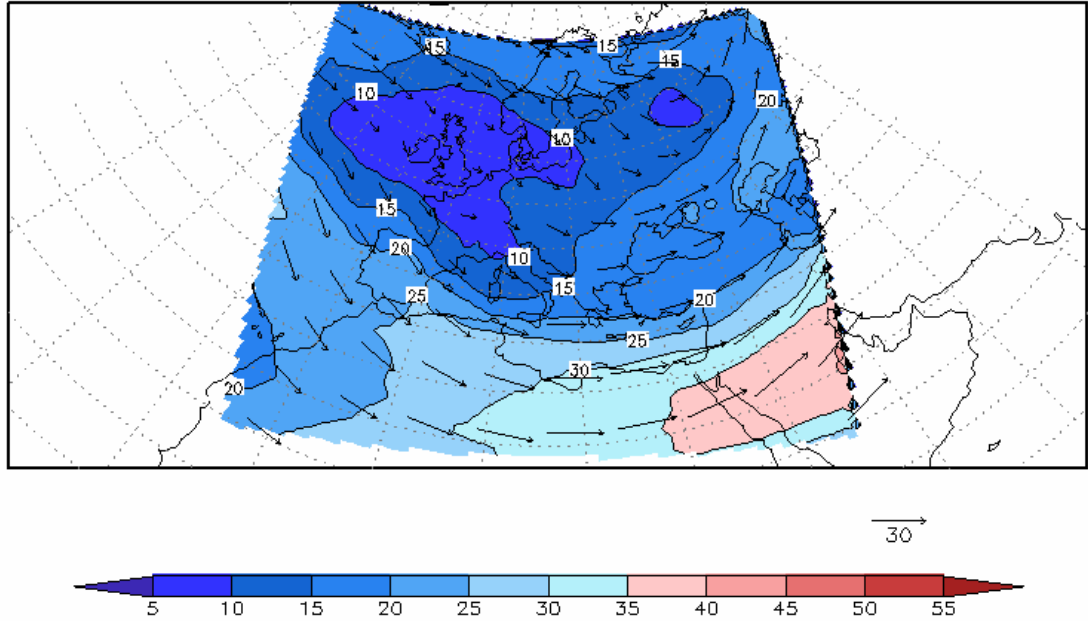
EK.A.33 1995 Aralık Model 1000mb Hava Sıcaklığı

1995 Aralık Hava Sıcakligi (NCEP)



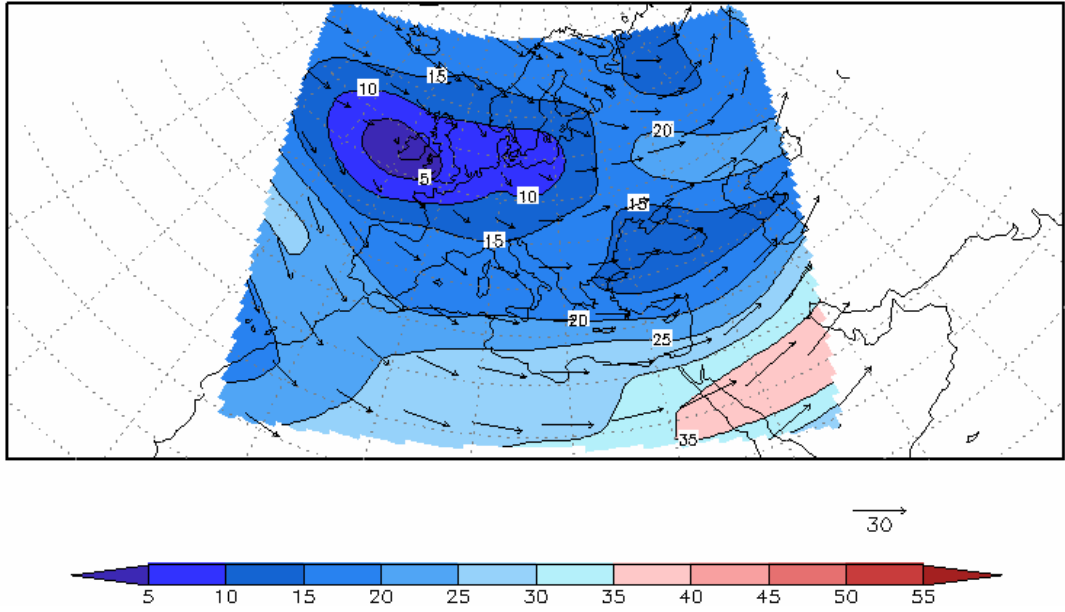
EK.A.34 1995 Aralık NCEP 1000mb Hava Sıcaklığı

1995 Aralık Ayi 300mb Ruzgar Vektorleri (m/sn)



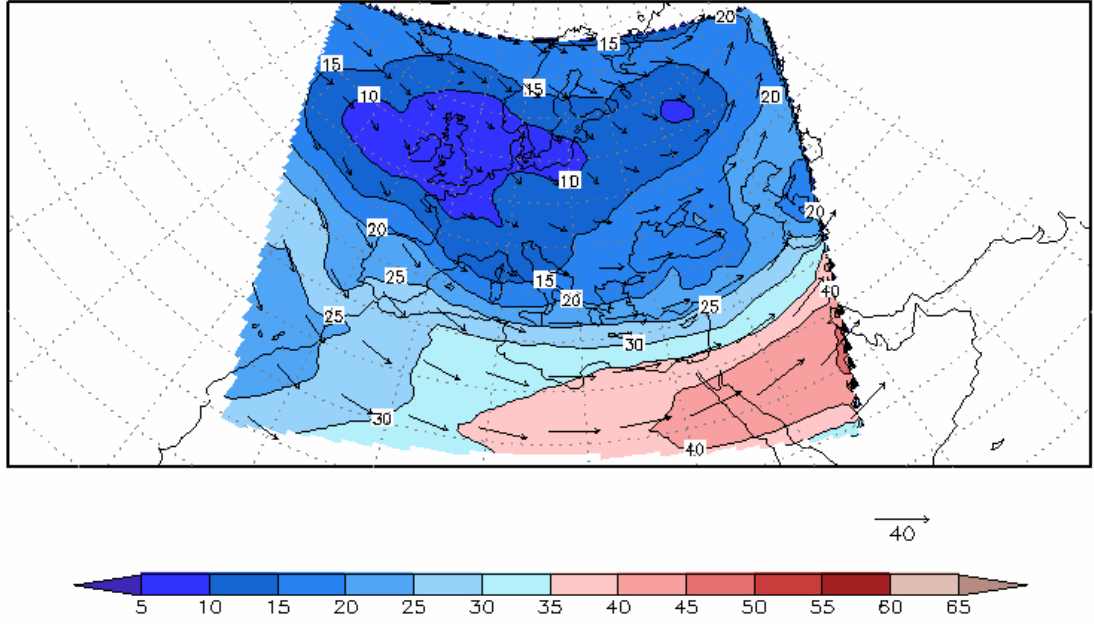
EK.A.35 1995 Aralık Model 300mb Rüzgar Vektörleri

1995 Aralık 300mb Ruzgar Vektorleri (m/sn) (NCEP)



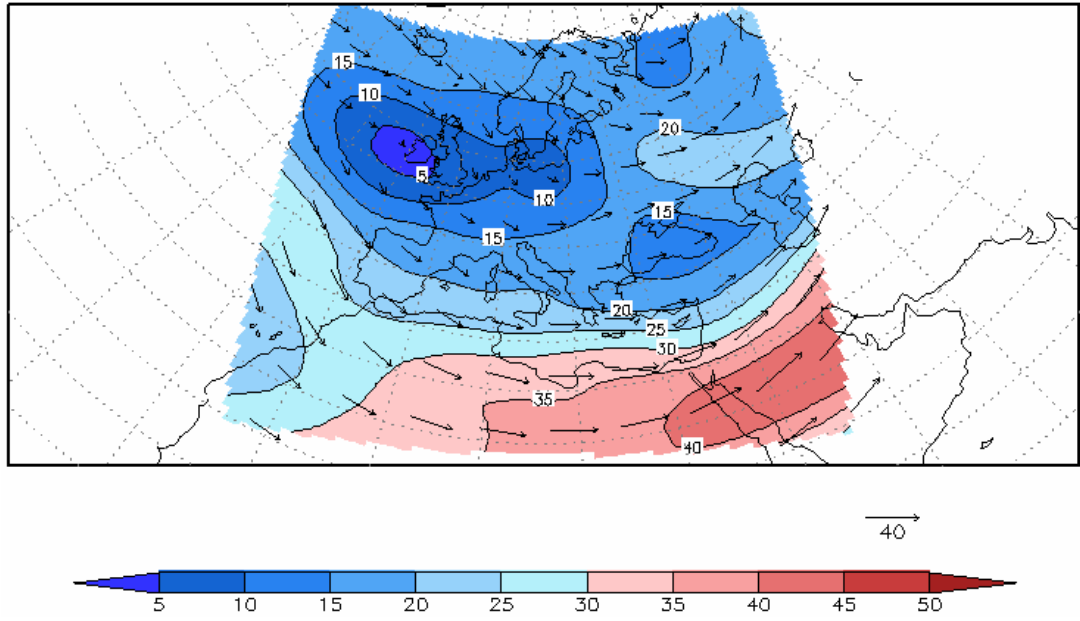
EK.A.36 1995 Aralık NCEP 300mb Rüzgar Vektörleri

1995 Aralık Ayi 250mb Ruzgar Vektorleri (m/sn)



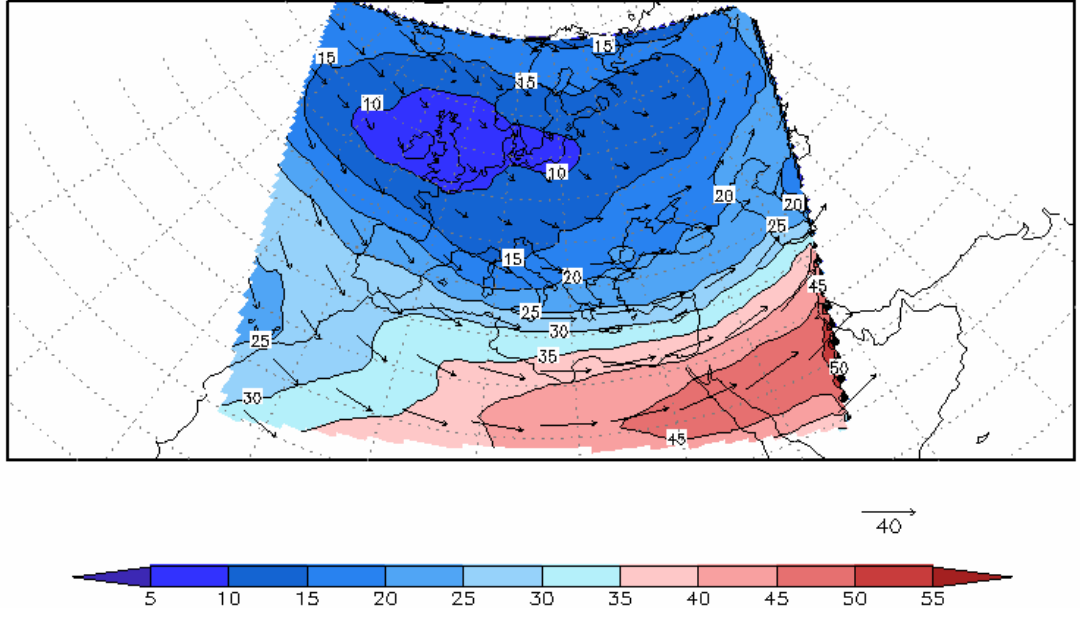
EK.A.37 1995 Aralık Model 250mb Rüzgar Vektörleri

1995 Aralık 250mb Ruzgar Vektorleri (m/sn) (NCEP)



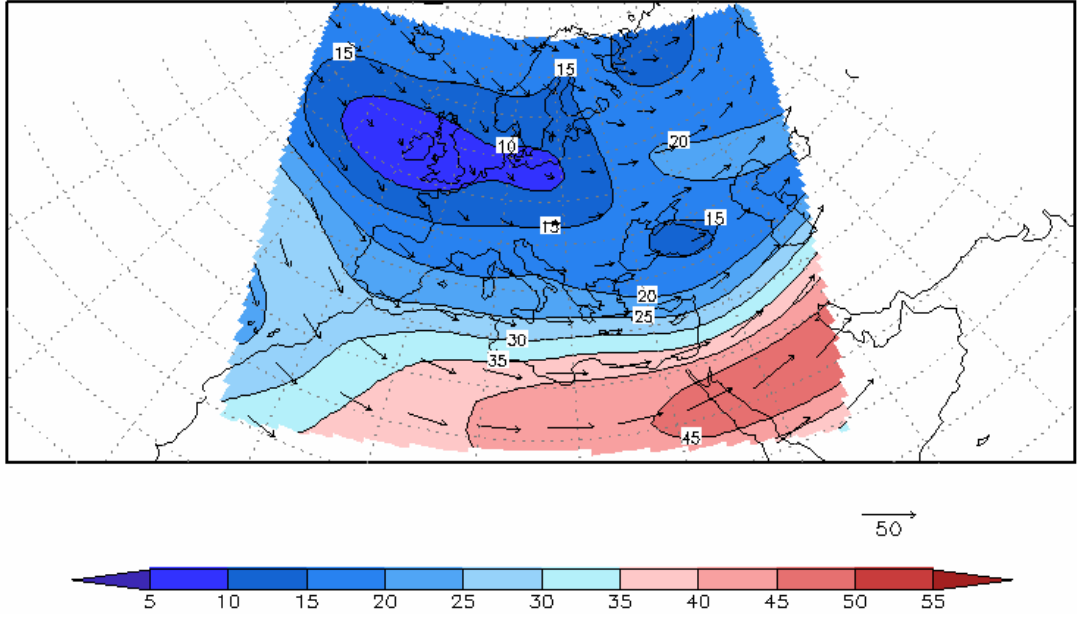
EK.A.38 1995 Aralık NCEP 250mb Rüzgar Vektörleri

1995 Aralık Ayi 200mb Ruzgar Vektorleri (m/sn)



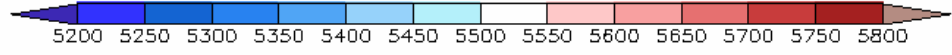
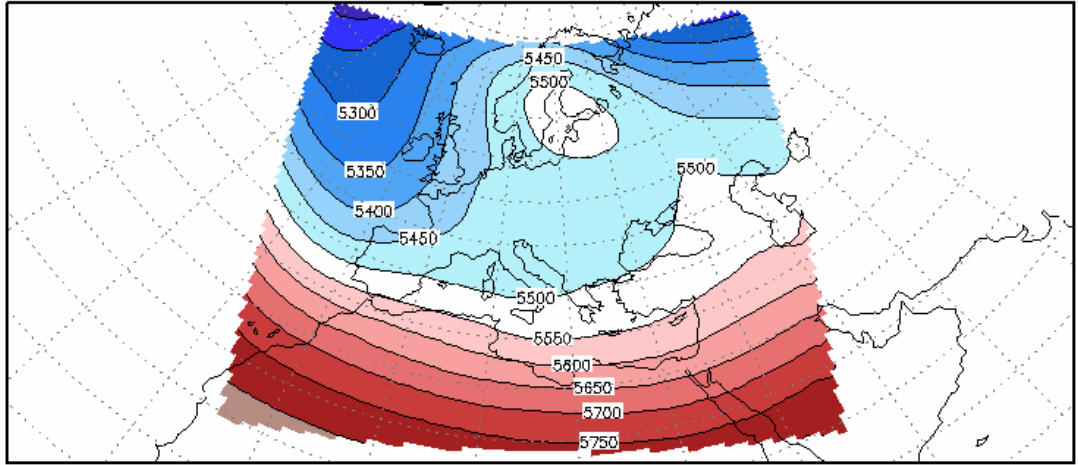
EK.A.39 1995 Aralık Model 200mb Rüzgar Vektörleri

1995 Aralık 200mb Ruzgar Vektorleri (m/sn) (NCEP)



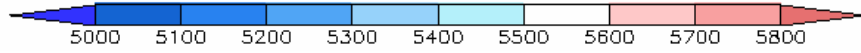
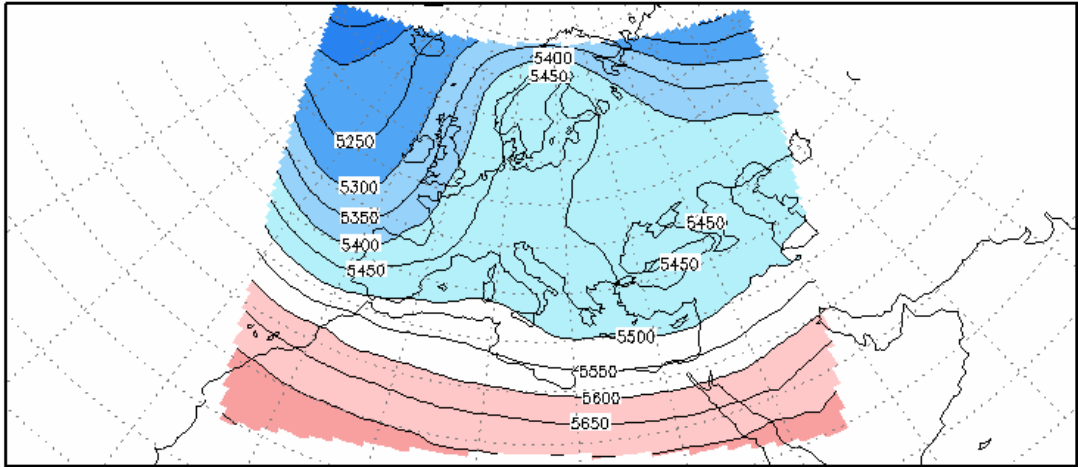
EK.A.40 1995 Aralık NCEP 200mb Rüzgar Vektörleri

1996 Ocak 500mb Jeopotansiyel Yüksekliği



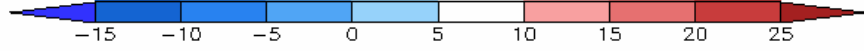
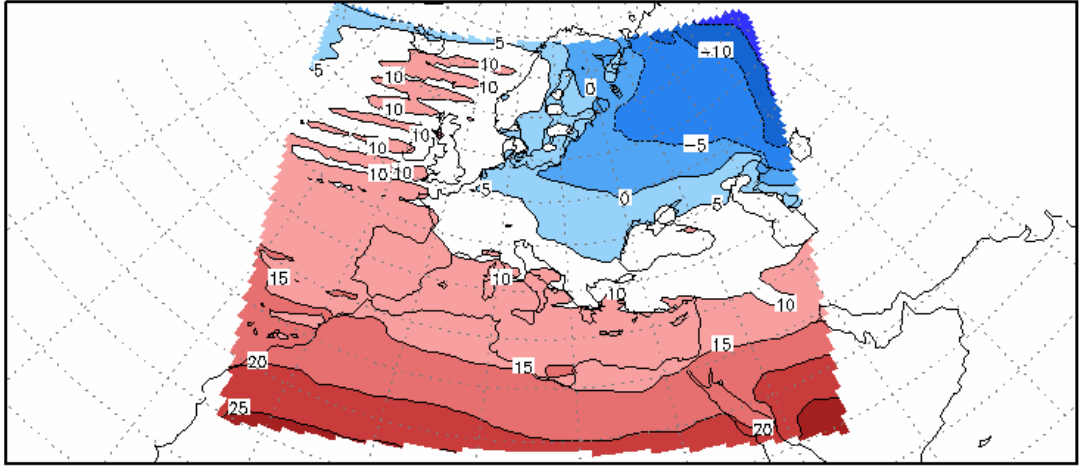
EK.A.41 1996 Ocak Model 500mb Jeopotansiyel Yüksekliği

1996 Ocak 500mb Jeopotansiyel Yüksekliği (NCEP)



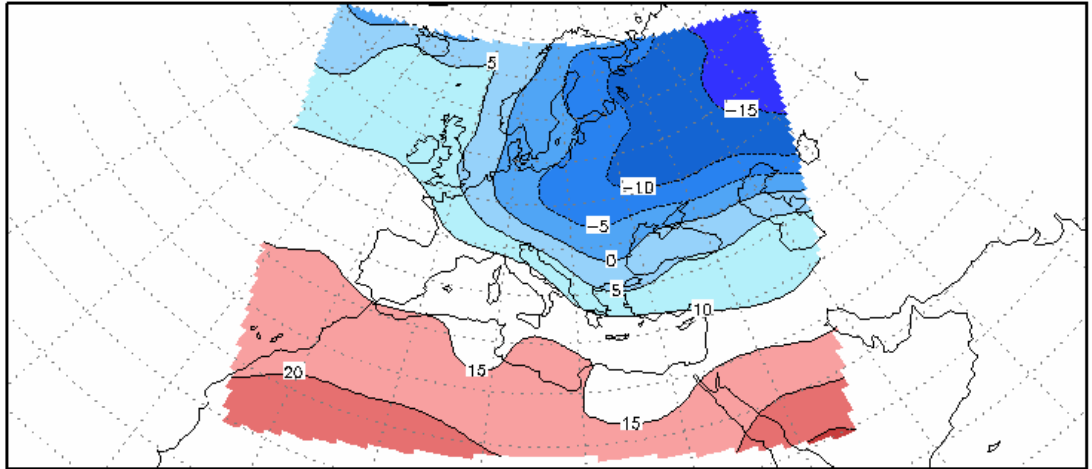
EK.A.42 1996 Ocak NCEP 500mb Jeopotansiyel Yüksekliği

1996 Ocak Hava sicakligi



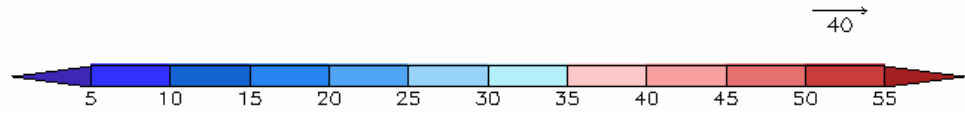
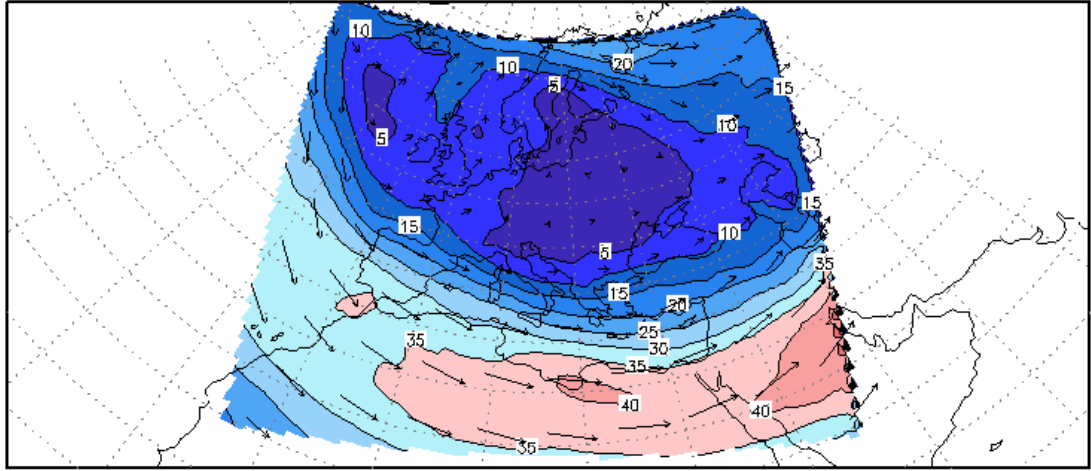
EK.A.43 1996 Ocak Model 1000mb Hava Sıcaklığı

1996 Ocak Hava sicakligi (NCEP)



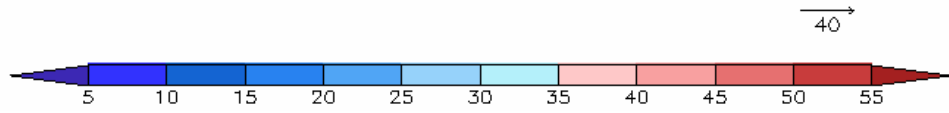
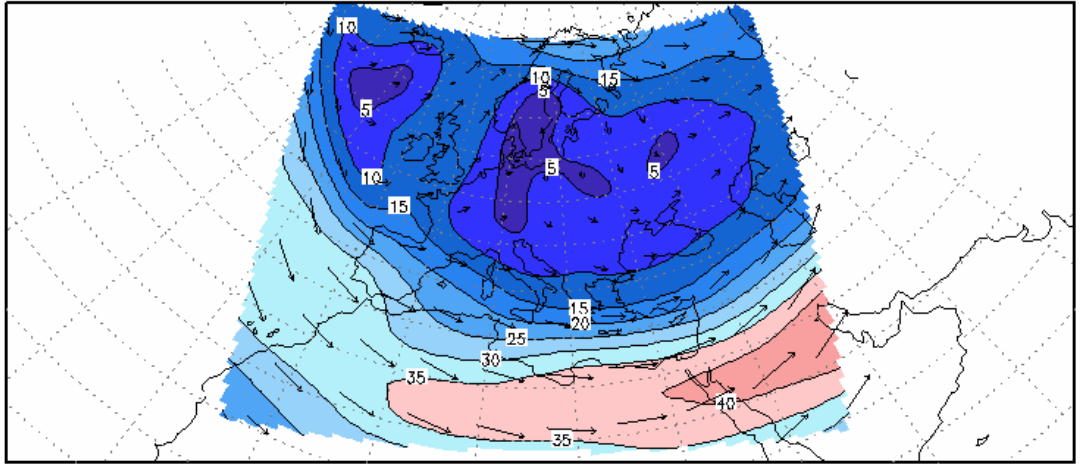
EK.A.44 1996 Ocak NCEP 1000mb Hava Sıcaklığı

1996 Ocak Ayi 300mb Ruzgar Vektorleri (m/sn)



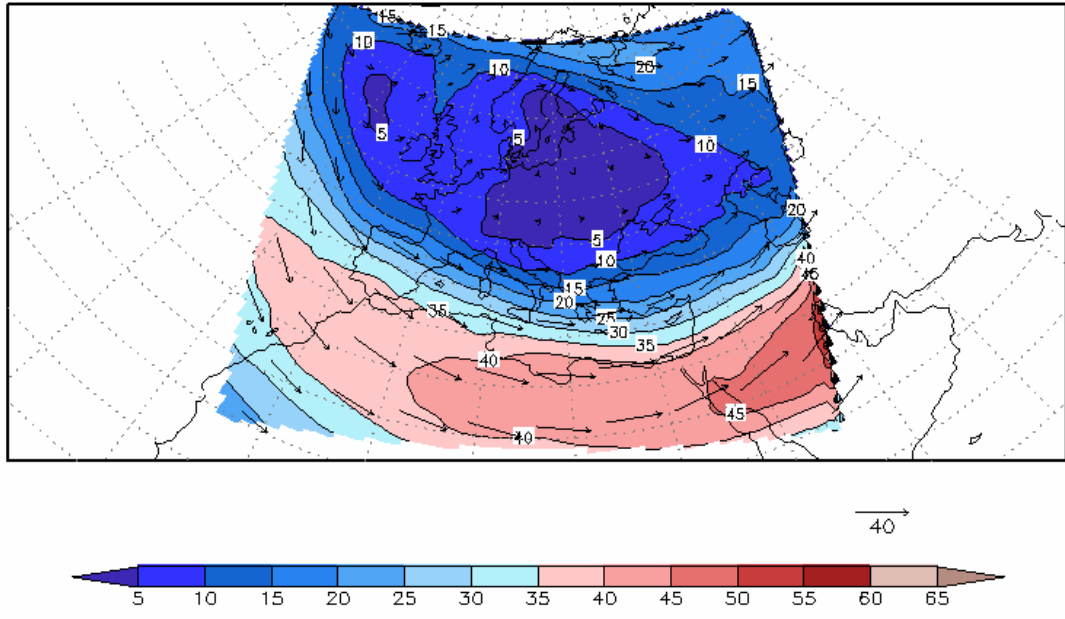
EK.A.45 1996 Ocak Model 300mb Rüzgar Vektörleri

1996 Ocak 300mb Ruzgar Vektorleri (m/sn) (NCEP)



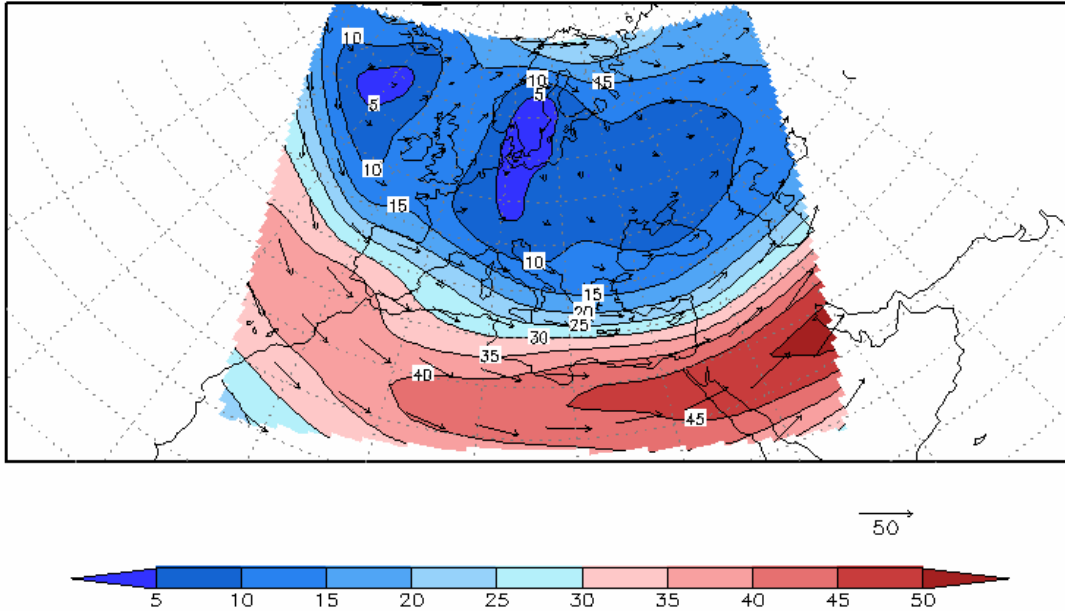
EK.A.46 1996 Ocak NCEP 300mb Rüzgar Vektörleri

1996 Ocak Ayi 250mb Ruzgar Vektorleri (m/sn)



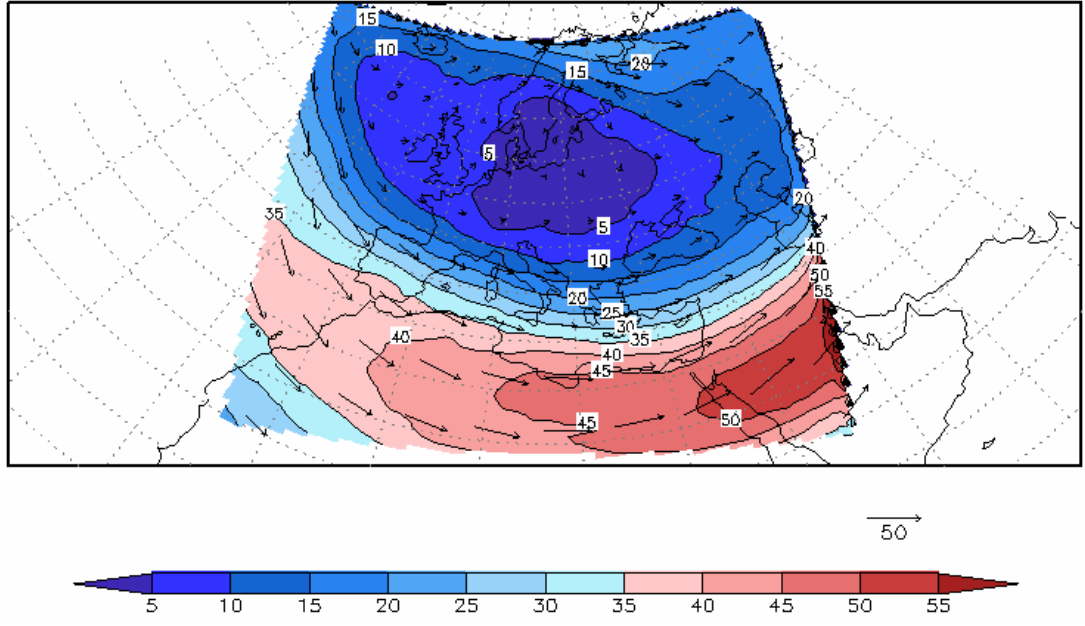
EK.A.47 1996 Ocak Model 250mb Rüzgar Vektörleri

1996 Ocak 250mb Ruzgar Vektorleri (m/sn) (NCEP)



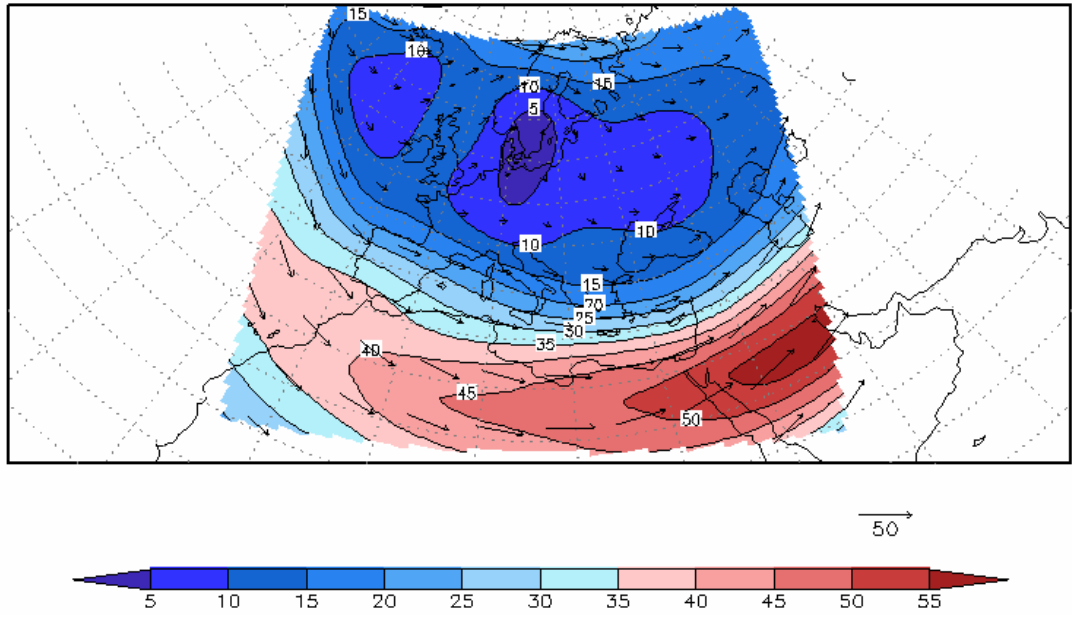
EK.A.48 1996 Ocak NCEP 250mb Rüzgar Vektörleri

1996 Ocak Ayi 200mb Ruzgar Vektorleri (m/sn)



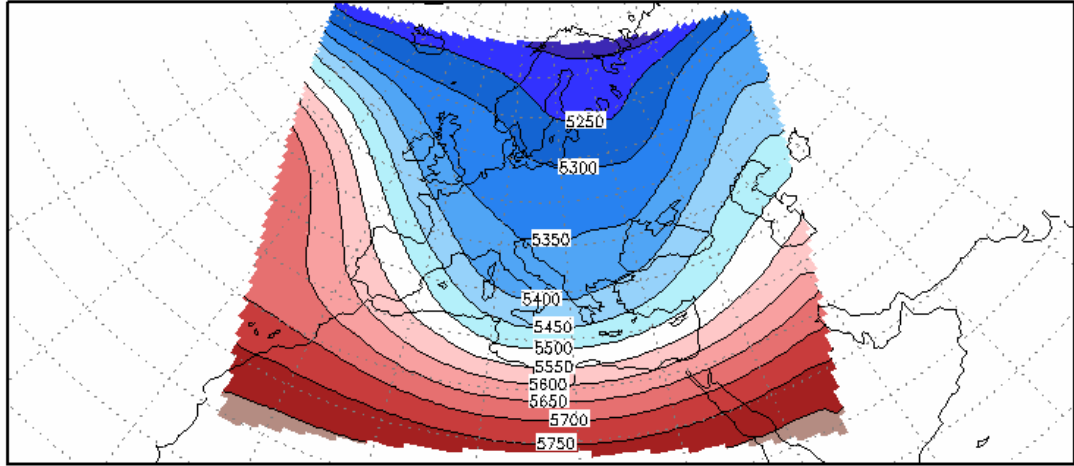
EK.A.49 1996 Ocak Model 200mb Rüzgar Vektörleri

1996 Ocak 200mb Ruzgar Vektorleri (m/sn) (NCEP)



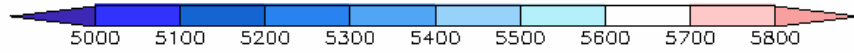
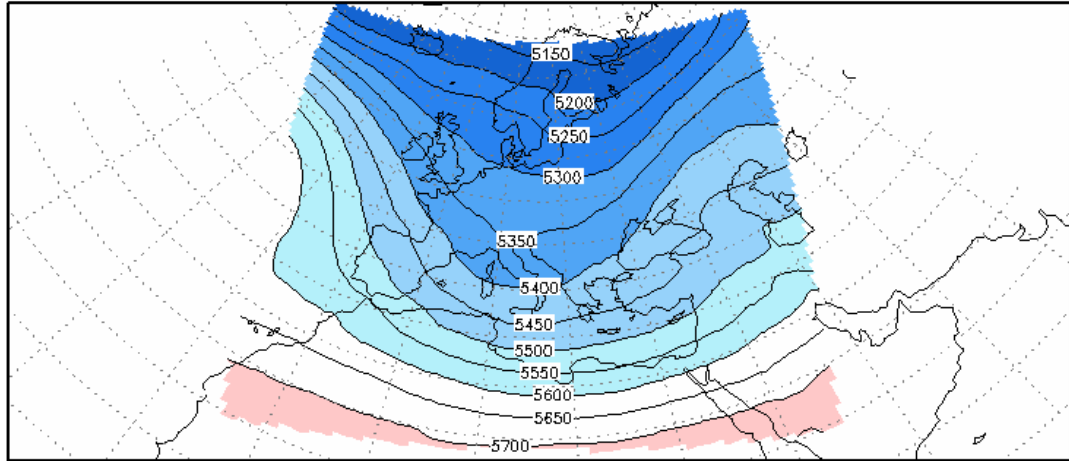
EK.A.50 1996 Ocak NCEP 200mb Rüzgar Vektörleri

1996 Subat 500mb Jeopotansiyel Yüksekliği



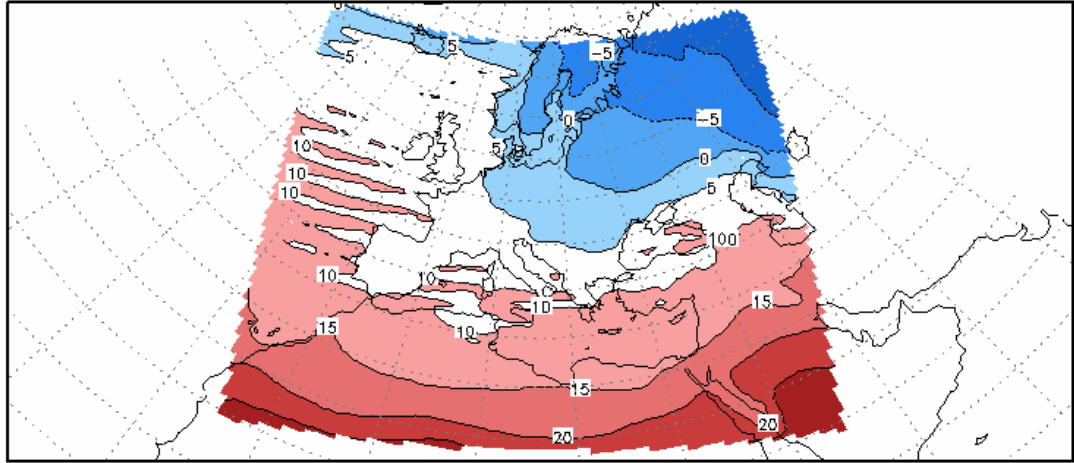
EK.A.51 1996 Şubat Model 500 mb Jeopotansiyel Yüksekliği

1996 Subat 500mb Jeopotansiyel Yüksekliği (NCEP)



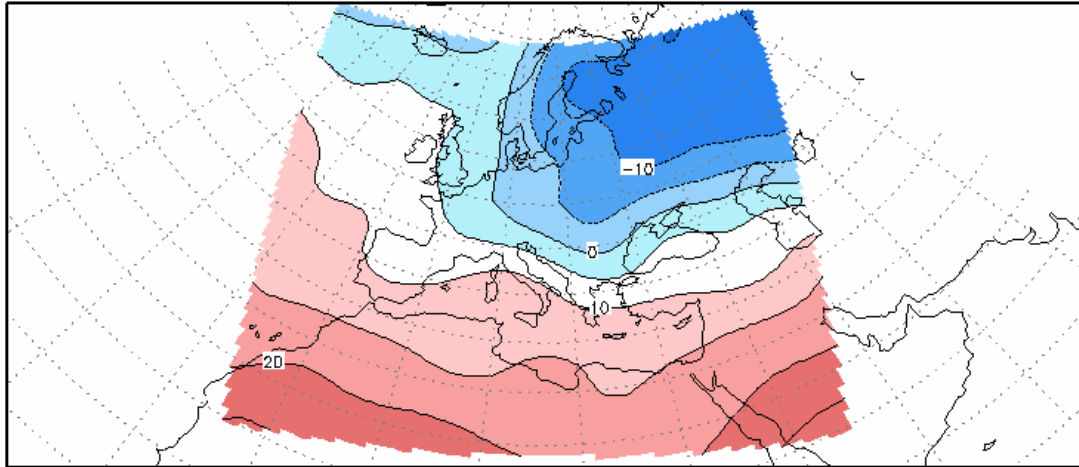
EK.A.52 1996 Şubat NCEP 500 mb Jeopotansiyel Yüksekliği

1996 Şubat Hava sıcaklığı



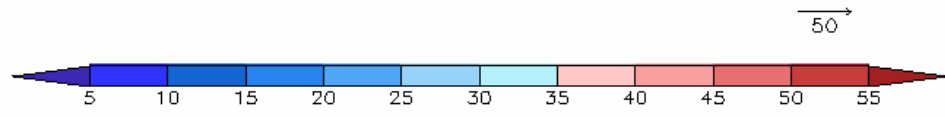
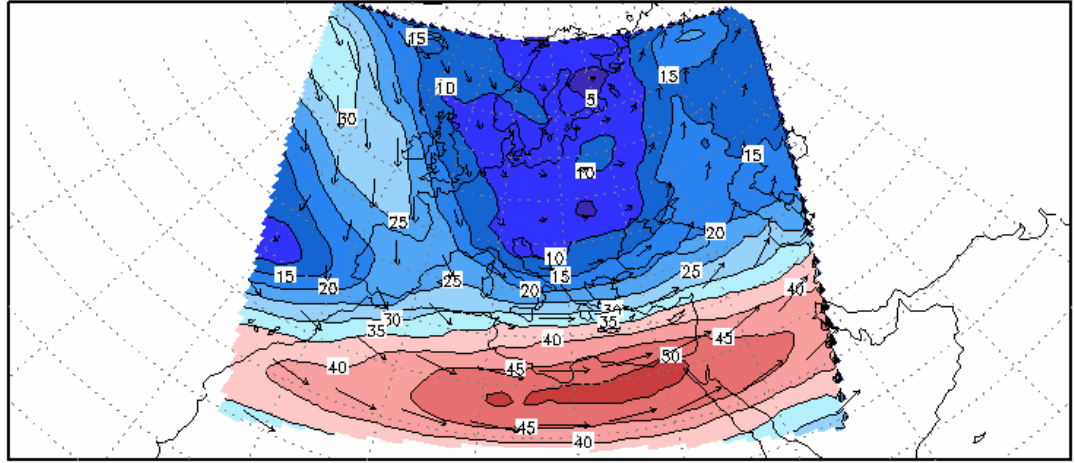
EK.A.53 1996 Şubat Model 1000mb Hava Sıcaklığı

1996 Şubat Hava Sıcaklığı (NCEP)



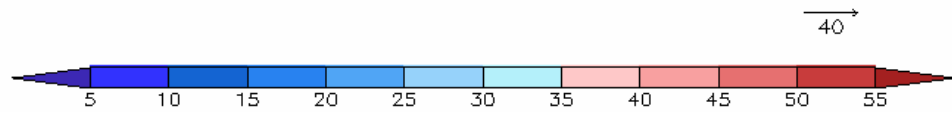
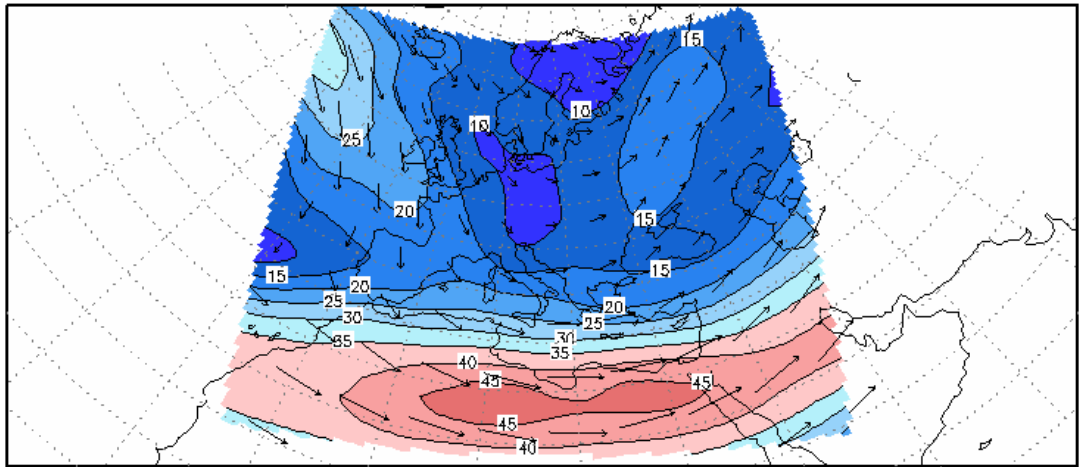
EK.A.54 1996 Şubat NCEP 1000mb Hava Sıcaklığı

1996 Subat Ayi 300mb Ruzgar Vektorleri (m/sn)



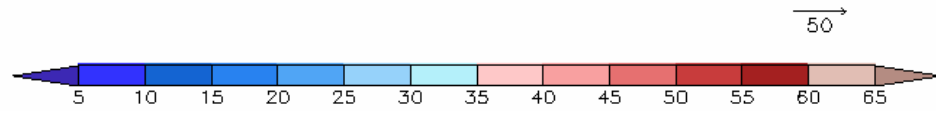
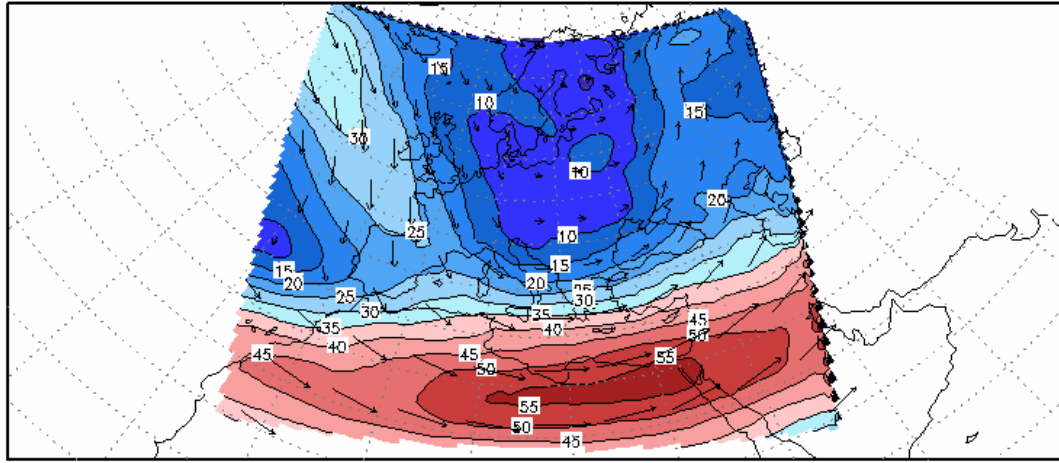
EK.A.55 1996 Şubat Model 300mb Rüzgar Vektörleri

1996 Subat 300mb Ruzgar Vektorleri (m/sn) (NCEP)



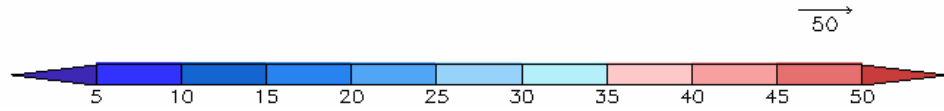
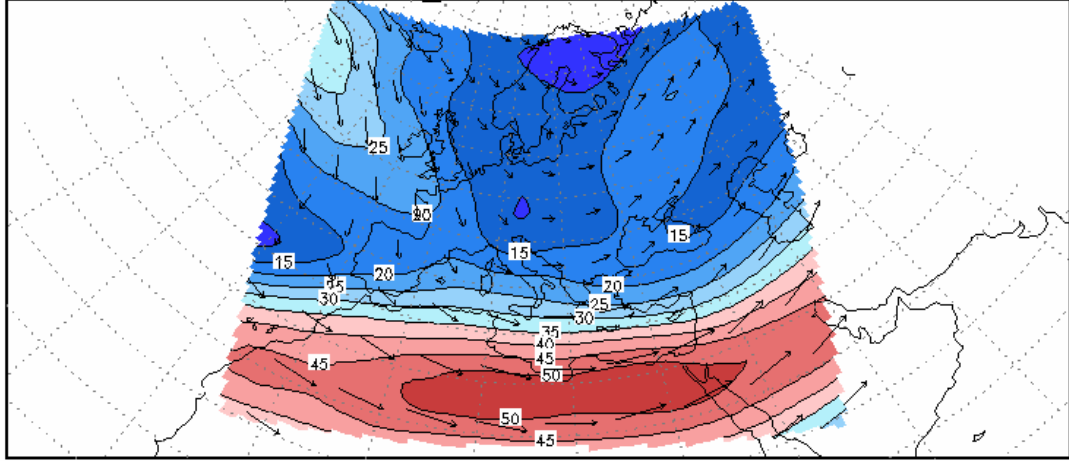
EK.A.56 1996 Şubat NCEP 300mb Rüzgar Vektörleri

1996 Subat Ayi 250mb Ruzgar Vektorleri (m/sn)



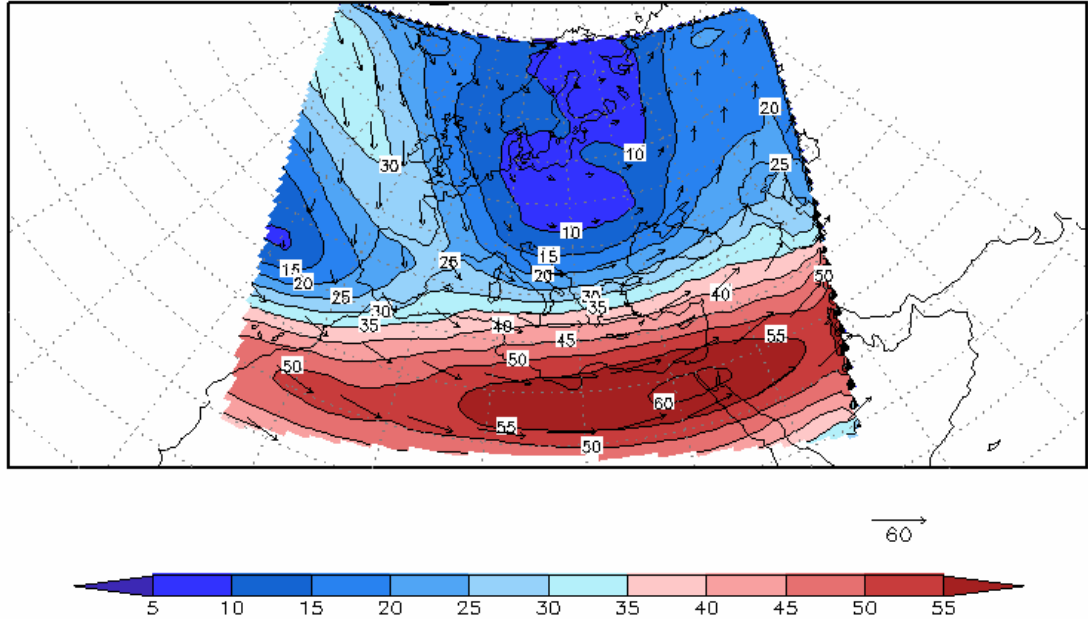
EK.A.57 1996 Şubat Model 250mb Rüzgar Vektörleri

1996 Subat 250mb Ruzgar Vektorleri (m/sn) (NCEP)



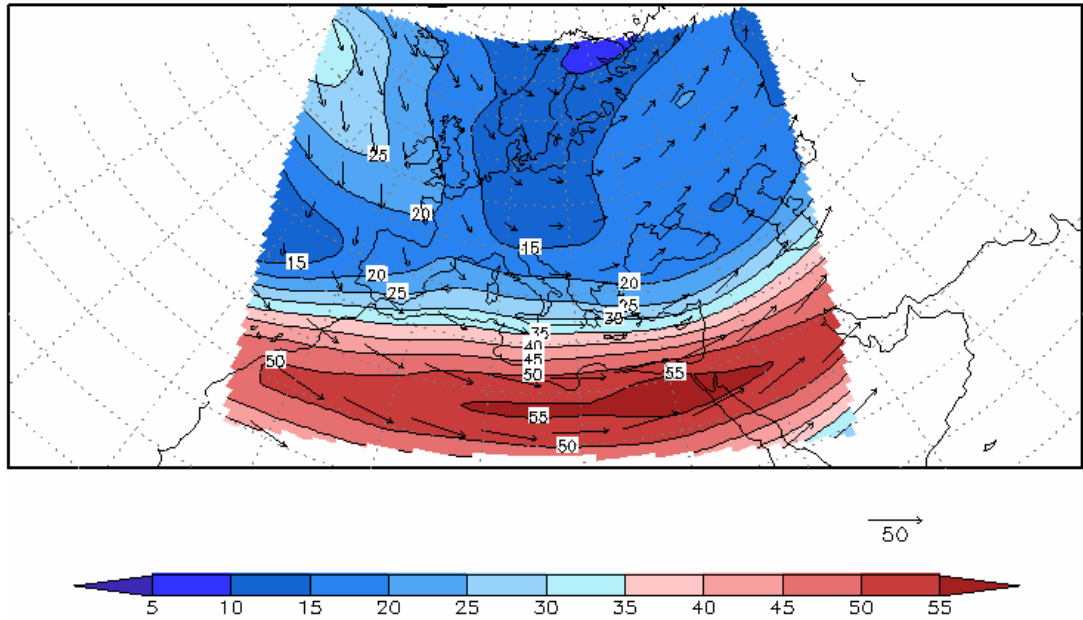
EK.A.58 1996 Şubat NCEP 250mb Rüzgar Vektörleri

1996 Subat Ayi 200mb Ruzgar Vektorleri (m/sn)



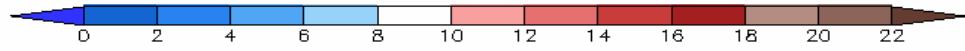
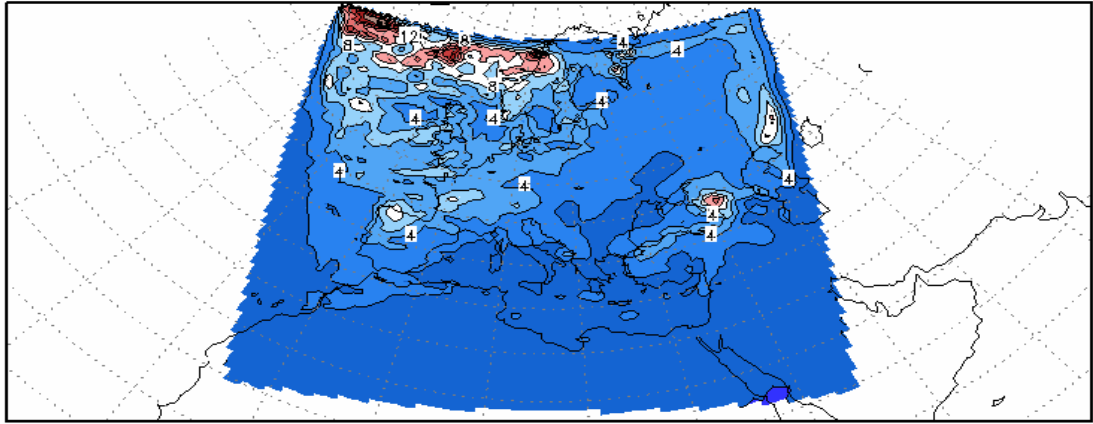
EK.A.59 1996 Şubat Model 200mb Rüzgar

1996 Subat 200mb Ruzgar Vektorleri (m/sn) (NCEP)



EK.A.60 1996 Şubat NCEP 200mb Rüzgar

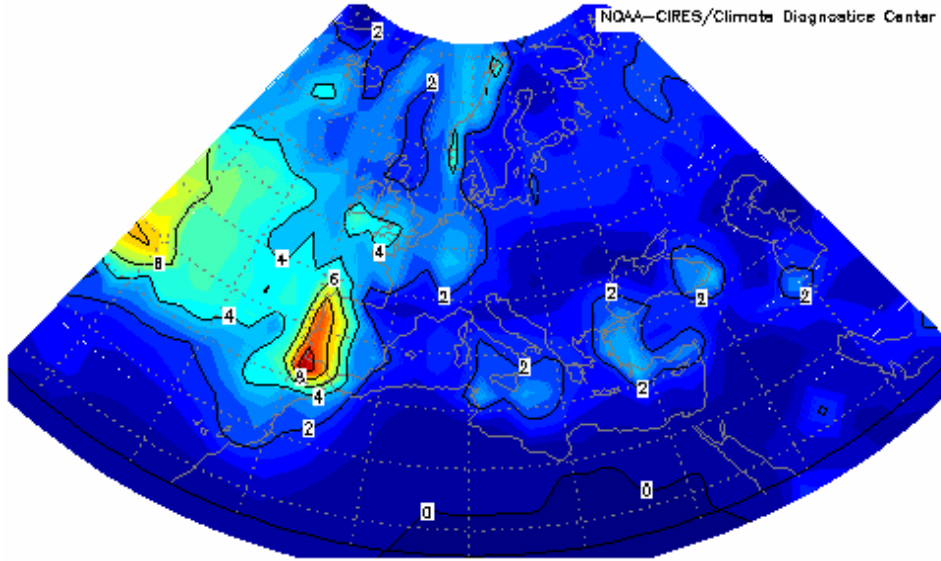
1989 Aralık Yağısi (mm/gun)



EK.A.61 1989 Aralık Model Aylık Ortalama Toplam Yağışı

lon: plotted from -33 to 54.1
lat: plotted from 23 to 70.2
t: Dec 1989
lev: 0

Mean precip mm/day

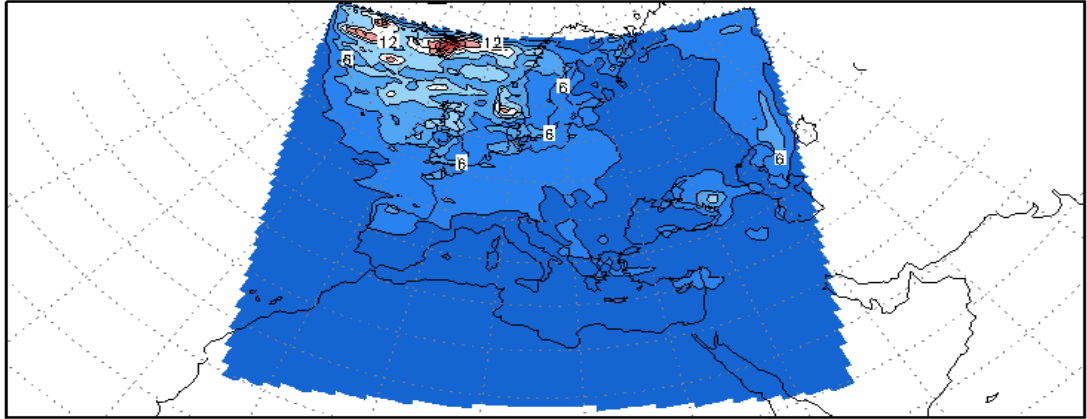


MAX=11.45
MIN=0

GrADS image

EK.A.62 1989 Aralık CDC Aylık Ortalama Toplam Yağışı

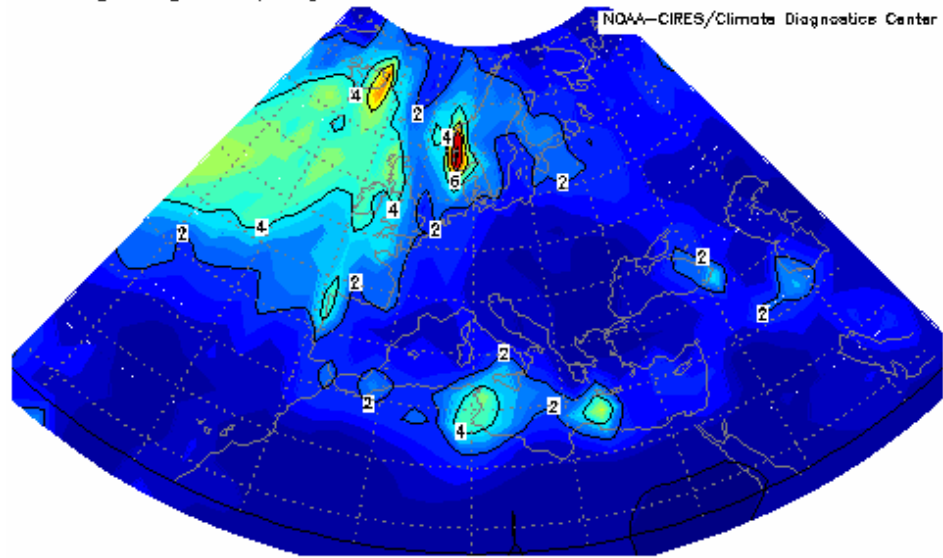
1990 Ocak Yağısı (mm/gün)



EK.A.63 1990 Ocak Model Aylık Ortalama Toplam Yağışı

lon: plotted from -33 to 54.1
lat: plotted from 23 to 70.2
t: Jan 1990
lev: 0

Mean precip mm/day

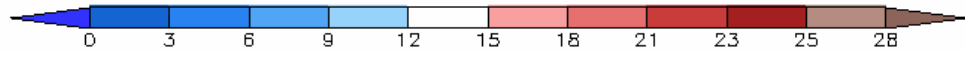
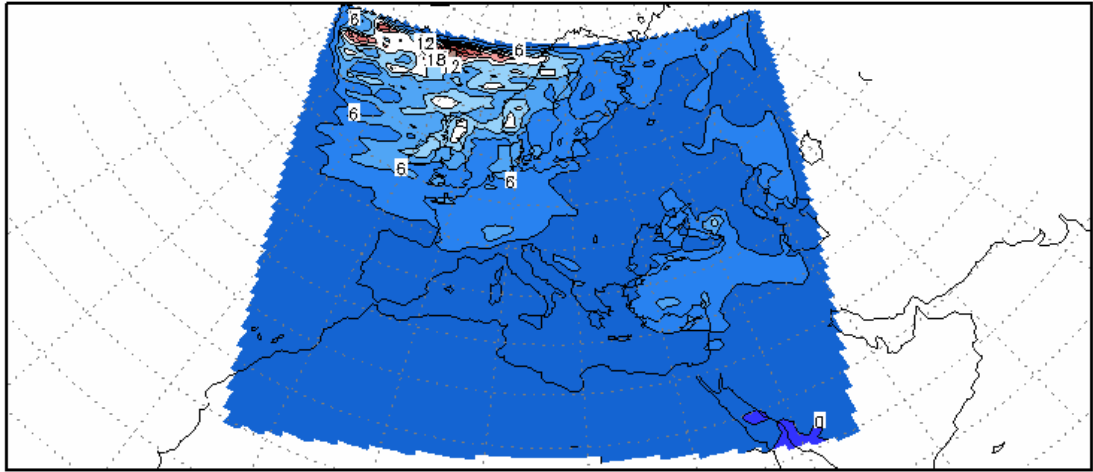


MAX=10.27
MIN=0

GrADS image

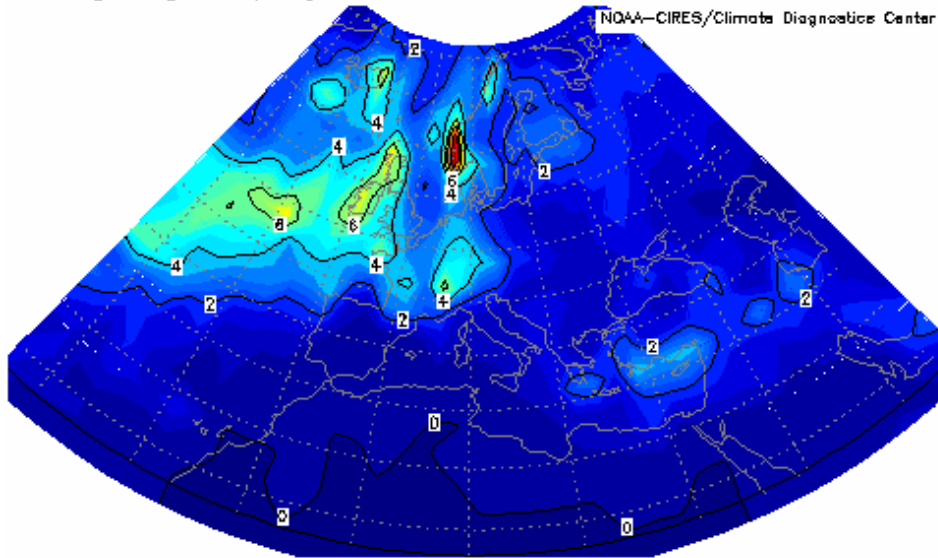
EK.A.64 1990 Ocak CDC Aylık Ortalama Toplam Yağışı

1990 Şubat Yağışı (mm/gün)



EK.A.65 1990 Şubat Model Aylık Ortalama Toplam Yağışı

lon: plotted from -33 to 54.1
lat: plotted from 23 to 70.2
t: Feb 1990
lev: 0
Mean precip mm/day

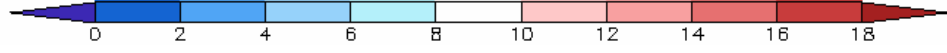
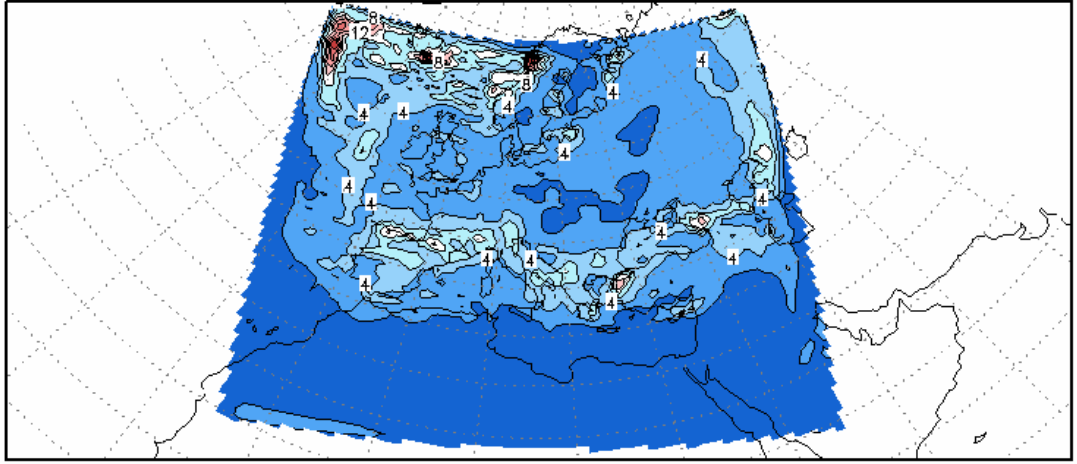


MAX=11.98
MIN=0

GrADS image

EK.A.66 1990 Şubat CDC Aylık Ortalama Toplam Yağışı

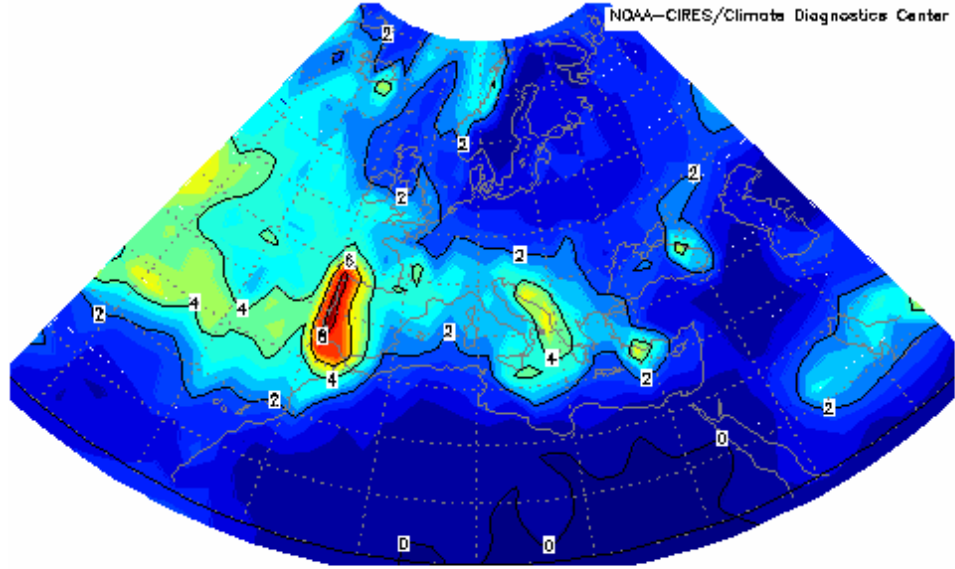
1995 Aralık Yağışı (mm/gün)



EK.A.67 1995Aralık Model Aylık Ortalama Toplam Yağışı

lon: plotted from -33 to 54.1
lat: plotted from 20 to 70.2
t: Dec 1995
lev: 0

Mean precip mm/day

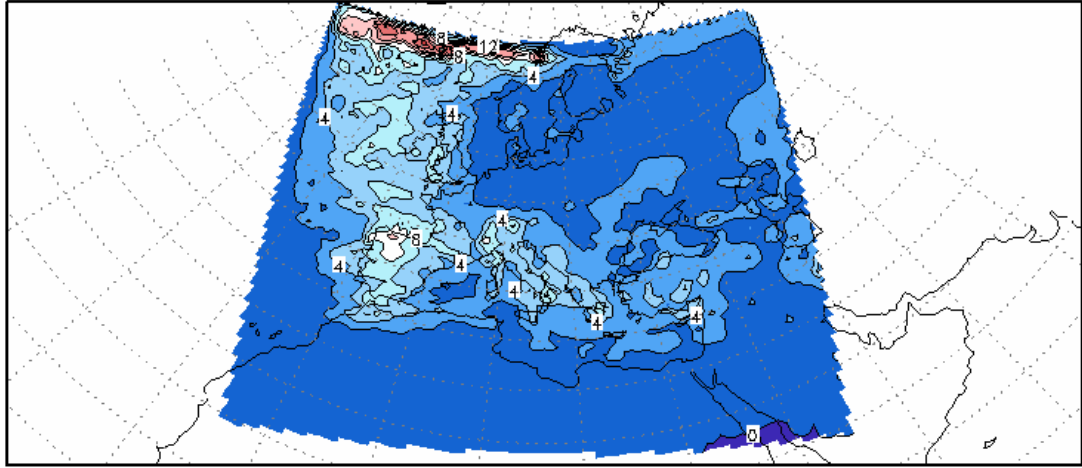


MAX=8.65
MIN=0

GrADS image

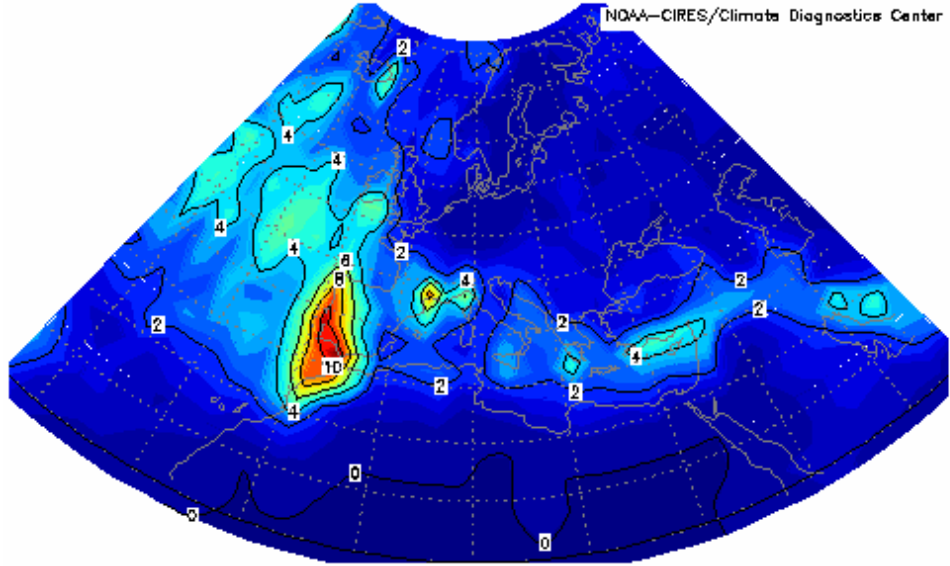
EK.A.68 1995Aralık CDC Aylık Ortalama Toplam Yağışı

1996 Ocak Yağışı (mm/gün)



EK.A.69 1996 Ocak Model Aylık Ortalama Toplam Yağışı

lon: plotted from -33 to 54.1
lat: plotted from 20 to 70.2
t: Jan 1996
lev: 0
Mean precip mm/day

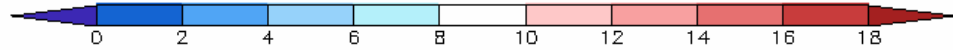
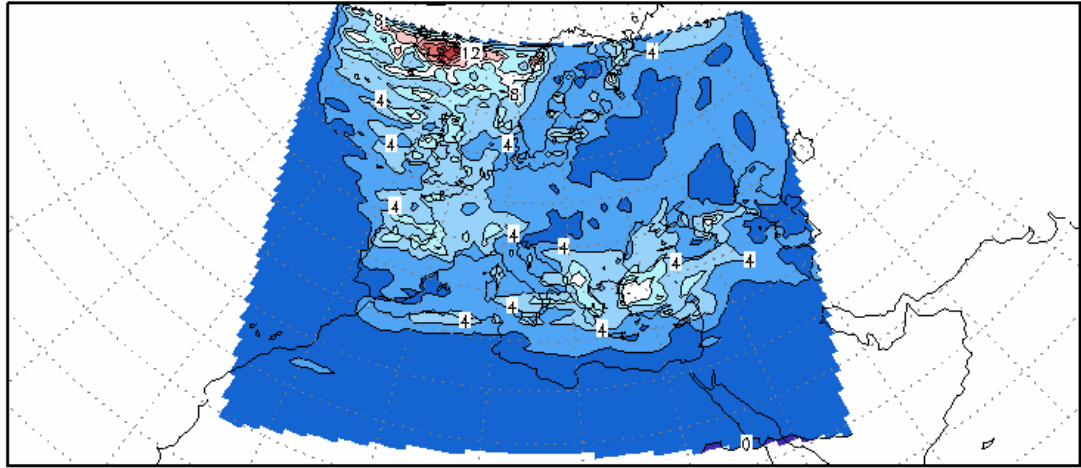


MAX=11.63
MIN=0

GrADS image

EK.A.70 1996 Ocak CDC Aylık Ortalama Toplam Yağışı

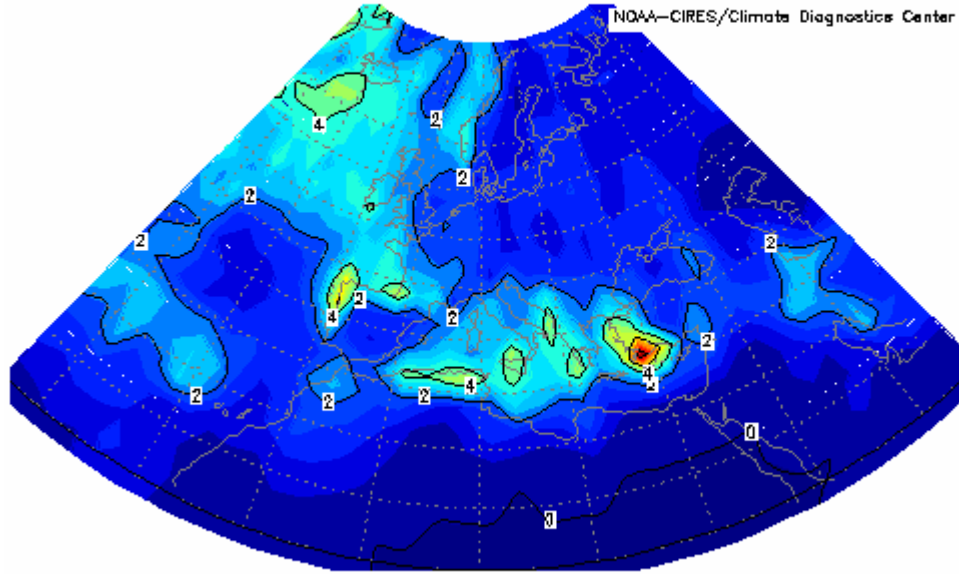
1996 Şubat Yağışı (mm/gün)



EK.A.71 1996 Şubat Model Aylık Ortalama Toplam Yağışı

lon: plotted from -33 to 54.1
lat: plotted from 20 to 70.2
t: Feb 1996
lev: 0

Mean precip mm/day

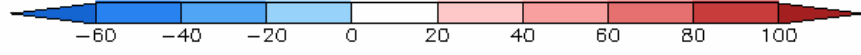
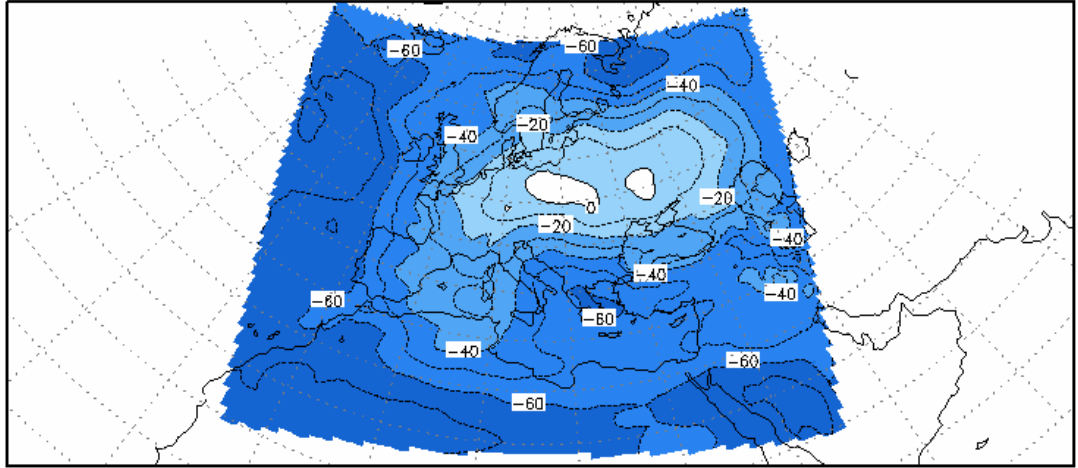


MAX=8.88
MIN=0

GRADS image

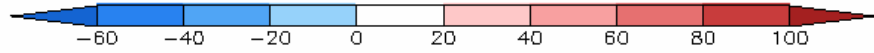
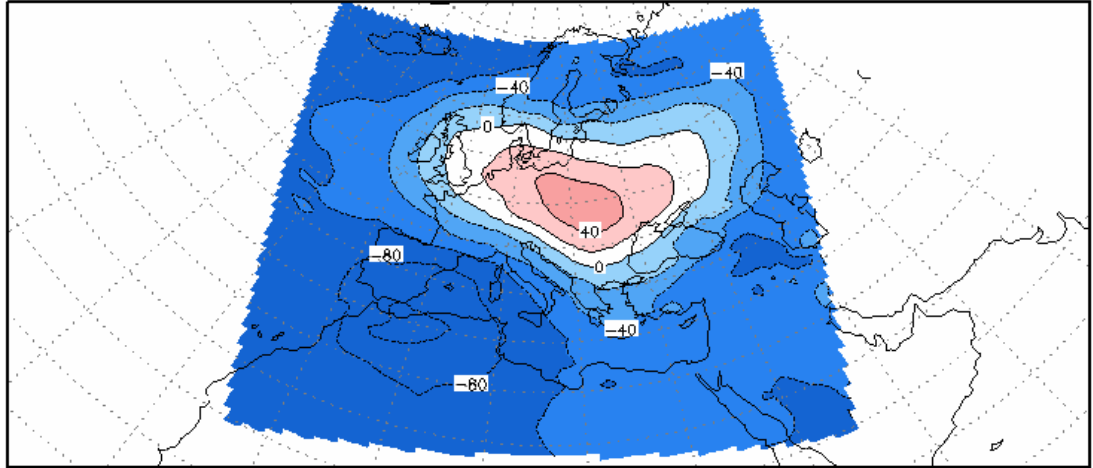
EK.A.72 1996 Şubat CDC Aylık Ortalama Toplam Yağışı

1989 Aralık 500hPa NCEP-MODEL yükseklik



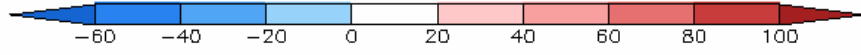
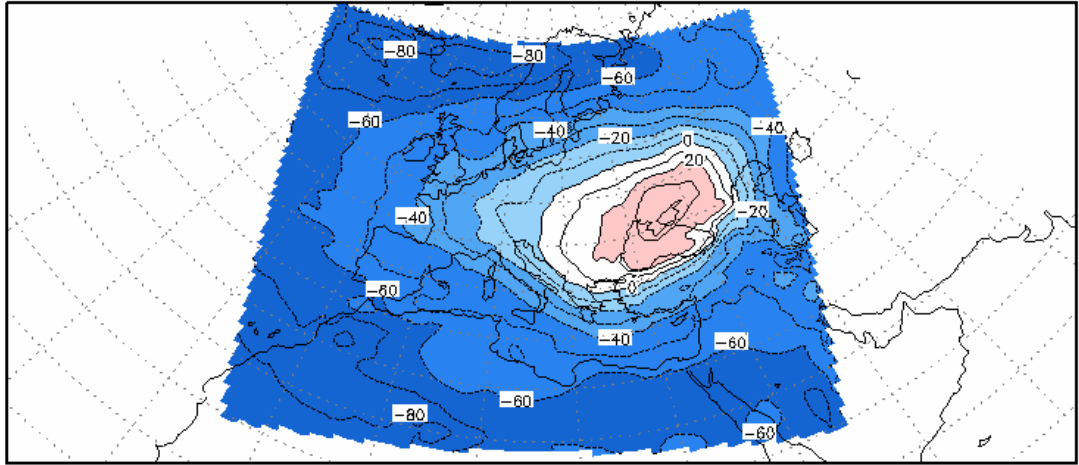
EK.A.73 1989 Aralık NCEP ve Model arasındaki 500mb Jeopotansiyel Yükseklik Fark Haritaları

1990 Ocak 500hPa NCEP-MODEL yükseklik



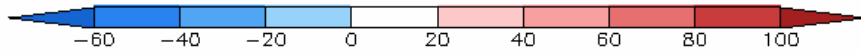
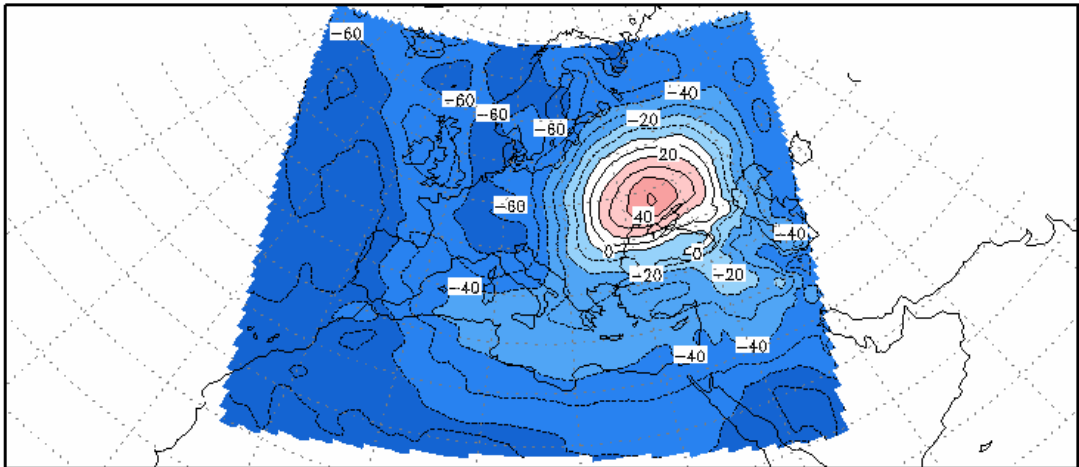
EK.A.74 1990 Ocak NCEP ve Model arasındaki 500mb Jeopotansiyel Yükseklik Fark Haritaları

1990 Subat 500hPa NCEP–MODEL yukseklik



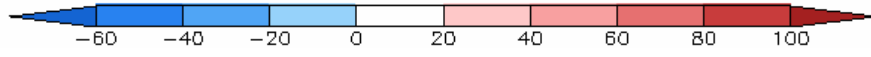
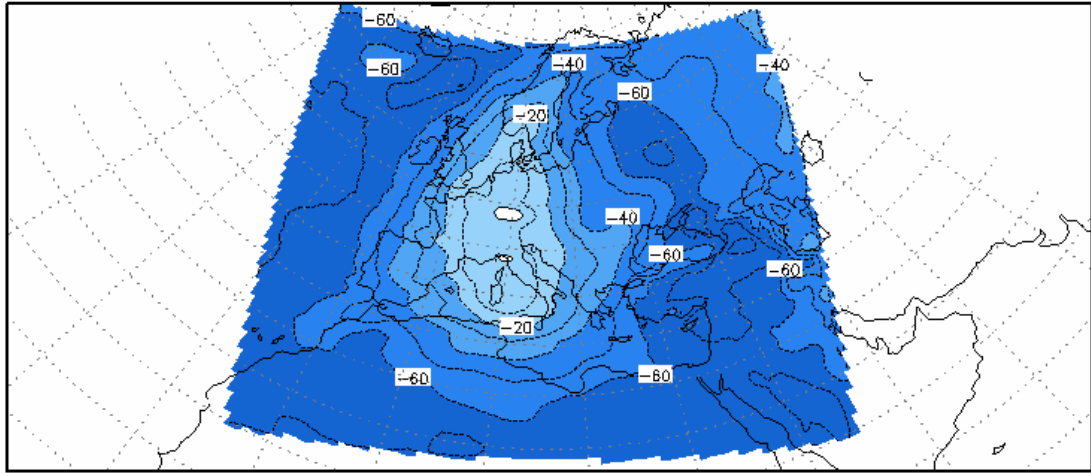
EK.A.75 1990 Şubat NCEP ve Model arasındaki 500mb Jeopotansiyel Yükseklik Fark Haritaları

1995 Aralık 500hPa NCEP–MODEL yukseklik



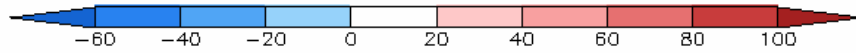
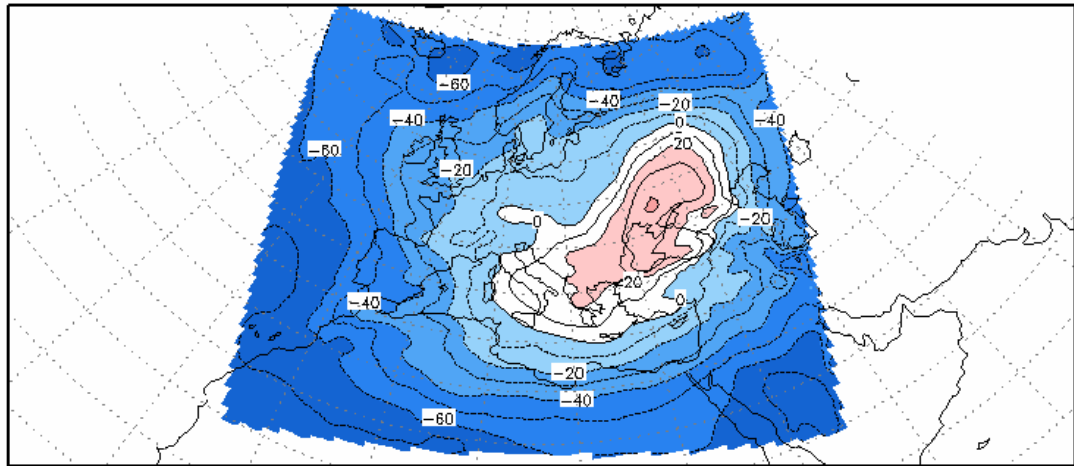
EK.A.76 1995 Aralık NCEP ve Model arasındaki 500mb Jeopotansiyel Yükseklik Fark Haritaları

1996 Ocak 500hPa NCEP–MODEL yükseklik



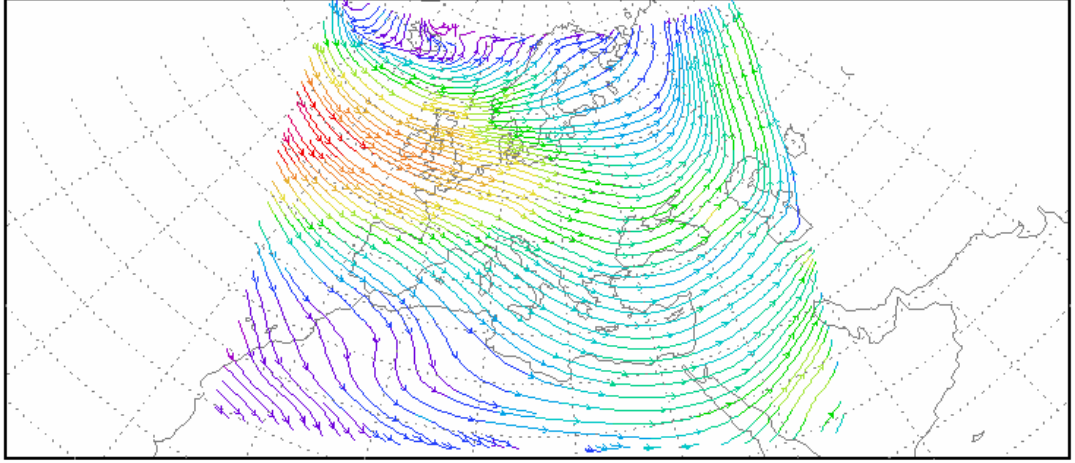
EK.A.77 1996 Ocak NCEP ve Model arasındaki 500mb Jeopotansiyel Yükseklik Fark Haritaları

1996 Şubat 500hPa NCEP–MODEL yükseklik



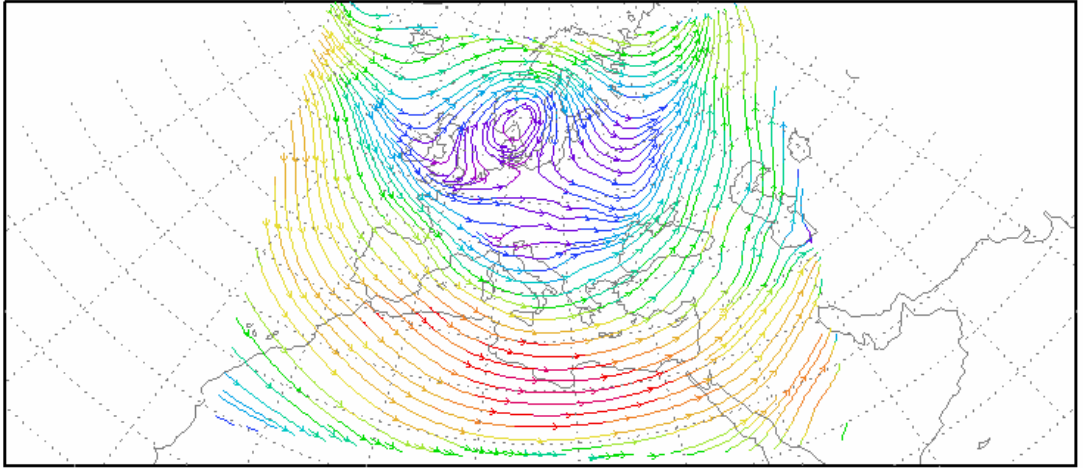
EK.A.78 1996 Şubat NCEP ve Model arasındaki 500mb Jeopotansiyel Yükseklik Fark Haritaları

Pozitif İndeks 700mb Akım Çizgileri



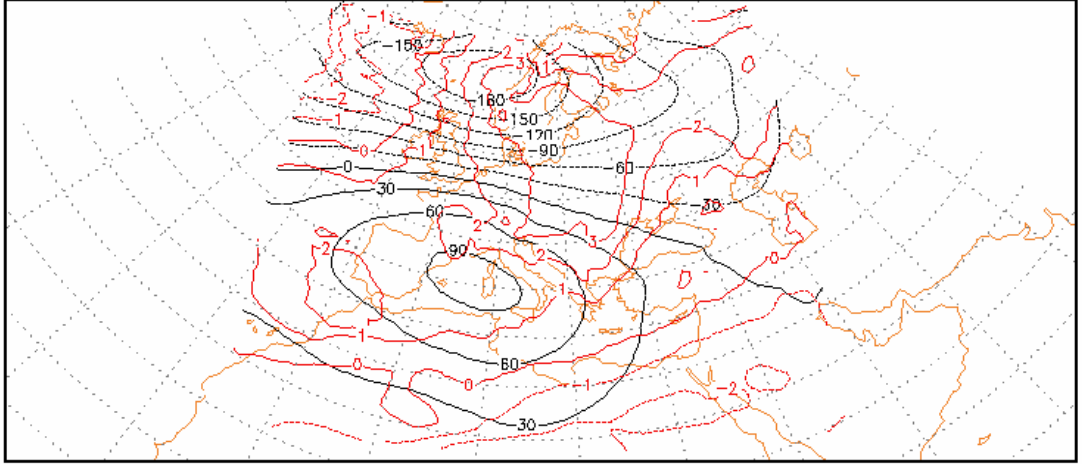
EK.A.79 Pozitif İndeks 700mb Akım Çizgileri

Negatif İndeks 700mb Akım Çizgileri



EK.A.80 Negatif İndeks 700mb Akım Çizgileri

Pozitif–Negatif İndeks 850mb Jeopotansiyel Yükseklik–Sıcaklık



EK.A.81 850mb Pozitif ve Negatif İndeks Jeopotansiyel Yükseklik ve Sıcaklık Fark Haritası

ÖZGEÇMİŞ

Yasemin Ezber 09/04/1977 yılında İstanbul'da doğdu. İlköğrenimini Sarıyer İlköğretim Okulu'nda tamamladı. Lise öğrenimini, 1995 yılında Maçka Akif Tuncel Teknik Lisesi Elektronik Bölümü'nde tamamladı. Aynı yıl İstanbul Üniversitesi Teknik Bilimler Meslek Yüksekokulu Kontrol Sistemleri Teknolojisi Bölümü'ne girdi. 1997 yılında mezun olup yine aynı yıl İstanbul Teknik Üniversitesi Meteoroloji Mühendisliği Bölümü'ne girdi ve 2000 yılında mezun oldu. Aynı yıl Meteoroloji Mühendisliği Bölümü'nde Yüksek Lisans öğrenimine başladı. 2001 yılında Yüksek Lisans öğrenimine Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü'nde devam etti. 2002 yılında aynı enstitüde Araştırma Görevlisi olarak çalışmaya başladı ve halen bu enstitüde öğrenimine devam etmektedir.