

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**AVRUPA ORTA ENLEMLERİNDE
OZONUN LAMİNE YAPISI ÜZERİNDEKİ
DİNAMİK ETKİLERİN ARAŞTIRILMASI**

**DOKTORA TEZİ
Ceyhan KAHYA**

Anabilim Dalı : Meteoroloji Mühendisliği

Programı : Meteoroloji Mühendisliği

MAYIS 2010

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**AVRUPA ORTA ENLEMLERİNDE
OZONUN LAMİNE YAPISI ÜZERİNDEKİ
DİNAMİK ETKİLERİN ARAŞTIRILMASI**

**DOKTORA TEZİ
Ceyhan KAHYA
(511002200)**

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 30 Mart 2010

Tezin Savunulduğu Tarih : 31 Mayıs 2010

**Tez Danışmanı : Prof. Dr. Selahattin İNCECİK (İTÜ)
Diğer Jüri Üyeleri : Prof. Dr. Mete TAYANÇ (UKÜ)
Prof. Dr. Sema TOPÇU (İTÜ)
Prof. Dr. Zafer ASLAN (İAÜ)
Doç. Dr. Ş. Sibel MENTEŞ (İTÜ)**

MAYIS 2010

Babama...

ÖNSÖZ

Ozon, aşağı troposferin oksidasyon kapasitesinin kontrolü ve sera etkisi nedeniyle troposferin termal ve kimyasal dengesi açısından önemli bir yere sahiptir. Ozonsonde ölçümleri aşağı stratosferde ozonun düşey dağılımının yanısıra serbest troposferde bulunan ozon miktarı hakkında da bilgi vermektedir. Ozonsonde ile ölçülen ozon verileri ozon tabakasının maksimum değeri altında düz bir profile sahip değildir. Bu çalışmada Avrupa orta enlemlerinde bulunan, Ankara-Türkiye ve İsfahan-İran'ı da içerisine alan sekiz ozonsonde istasyonundan alınan 1997-2008 arasındaki döneme ait ozon profilleri incelenmiş, lamine ya da filament yapı olarak adlandırılan bu bozulmanın ortaya çıkış nedenleri, görülme zamanları, frekansı ve görülme seviyeleri ile bu yapıyı etkileyen dinamik faktörler üzerinde durulmuştur. Özellikle kış mevsimi sonu ve ilkbahar mevsimi başında artan lamine yapı frekansının, polar vorteks etkisi, salınımlar ve jet rüzgarları gibi dinamik faktörlerin bir sonucu olduğu belirlenmiştir.

Bilgi ve deneyimi ile konunun belirlenmesi ve çalışmanın sürdürülmesi sırasındaki değerli katkılarının yanısıra, tüm desteğini her zaman yanımda hissettiğim danışmanım Prof. Dr. Selahattin İNCECİK'e,

Çalışmayı her aşamasında titizlikle yönlendirmiş olan Prof. Dr. Mete TAYANÇ ve Prof. Dr. Sema TOPÇU'ya,

Değerli katkılarından dolayı Prof. Dr. Zafer ASLAN, Doç. Dr. Ş. Sibel MENTEŞ, Prof. Dr. Jan Lastovicka, Dr. Hüseyin TOROS ve Yılmaz ACAR'a; yönlendirici katkıları ve desteği için Dr. Hikmet İSKENDER'e,

Her zaman yanımda olan ailem, Doç. Dr. Yegan KAHYA, Prof. Dr. Seyhan ALTUN, Prof. Dr. Ömer ALTUN, Prof. Dr. Mustafa H. SAYAR, Günkut ALTUN ve özellikle annem Gülserin KAHYA'ya sonsuz teşekkürlerimle.

Mayıs 2010

Ceyhan Kahya

Meteoroloji Yüksek Mühendisi

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ	v
İÇİNDEKİLER	vii
KISALTMALAR	ix
ÇİZELGE LİSTESİ	xi
ŞEKİL LİSTESİ	xiii
ÖZET	xix
SUMMARY	xxi
1. GİRİŞ	1
1.1 Literatür Özeti	2
1.2 Tez Çalışmasının Amacı	5
2. AŞAĞI STRATOSFERDE OZON PROFİLLERİNDE LAMİNE (FİLAMENT) YAPIYI ETKİLEYEN SÜREÇLER	7
2.1 Atmosferin Düşey Yapısı: Troposfer ve Stratosfer	8
2.1.1 Aşağı ve orta atmosfer klimatolojisi	11
2.1.2 Döngüler	13
2.1.2.1 Yıllık Döngü	13
2.1.2.2 Altı aylık döngü (semi-annual oscillation – SAO)	13
2.1.3 Yıllar arası ve mevsimler arası salınımlar	13
2.1.4 Jet akımları	14
2.1.5 Meridyonel rüzgarlar ve kütle sirkülasyonu	15
2.1.6 Polar vorteks	16
2.1.7 Arktik Salınım (AO)	19
2.1.8 Kuzey Atlantik Salınımı (NAO)	21
2.1.8.1 Pozitif NAO durumu (NAO+)	23
2.1.8.2 Negatif NAO durumu (NAO-)	23
2.1.9 Quasi-Biennial Salınım (QBO)	25
2.1.9.1 Ozonun taşınımında QBO etkisi	28
2.1.10 Solar Döngü	28
2.2 Kuzey Yarıkürede Toplam Ozon ve İzentropik Analiz	30
2.2.1 Toplam ozon	30
2.2.2 İzentropik analiz	30
2.2.3 Potansiyel vortisiti (PV)	35
3. ECC OZONSONDE, TOMS-OMI TOPLAM OZON VE ENVISAT- SCIAMACHY	39
3.1 ECC Ozonsonde	39
3.2 TOMS-OMI Toplam ozon	40
3.3 ENVISAT-SCIAMACHY	40
3.3.1 SCIAMACHY	42
3.3.2 SCIAMACHY ölçüm özellikleri	43

4. KUZHEY YARIKÜRE AVRUPA ORTA ENLEMLERİNDE OZONUN LAMİNE ÖZELLİKLERİ.....	45
4.1 Giriş.....	45
4.2 Pozitif lamine.....	47
4.3 Negatif lamine	47
4.4 Çalışma bölgesi ve kullanılan veri	49
4.4.1 ECC ve ozon profillerinin düzenlenmesi.....	49
4.5 Avrupa orta enlemlerinde lamine özellikleri.....	51
4.5.1 Mevsimsel dağılım.....	52
5. OZON PROFİLLERİNDE ORTAYA ÇIKAN LAMİNE YAPI ÜZERİNDE DİNAMİK SÜREÇLER.....	57
5.1 AO-NAO etkisi.....	59
5.2 QBO-Solar döngü etkisi.....	62
5.3 Potansiyel vortisiti ve izentropik analiz etkisi.....	71
5.4 Yüksek lamine günlerinde SCIAMACHY gözlemleri.....	72
6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER.....	73
KAYNAKLAR.....	79
EKLER.....	91
EK A.....	93
EK B.....	125
EK C.....	141
EK D.....	177

KISALTMALAR

nbar	: nanobar
AO	: Arktik salınım
AO	: Yıllık döngü
AOİ	: Arktik salınım indeksi
CPT	: Soğuk nokta tropopozu
CSRT	: Açık gökyüzü radyatif tropopozu
DMİ	: Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü
DU	: Dobson birimi
ECC	: Elektrokimyasal konsantrasyon hücresi
EOF	: Ampirik ortogonal fonksiyon analizi
ESA	: Avrupa Uzay Ajansı
ITCZ	: İntertropikal konverjans bölgesi
LRT	: Lapse rate tropopozu
NAO	: Kuzey Atlantik salınım indeksi
NIR	: Yakın infrared
OMI	: Ozon haritalama spektrometresi
PFJ	: Polar cephe jeti
PV	: Potansiyel vortisiti
PVU	: Potansiyel vortisiti birimi
QBO	: Quasi-Biennial salınım
SAO	: Altı aylık döngü
SCIAMACHY	: SCanning Imaging Absorption spectroMeter for Atmospheric ChartograhY
SLP	: Deniz seviyesi basıncı
STJ	: Subtropikal jet
STT	: İkincil tropikal tropopoz
TEJ	: Tropikal doğulu jet akımı
TOMS	: Toplam ozon haritalama spektrometresi
TTT	: Tropikal termal tropopoz
UV	: Ultraviyole
WMO	: Dünya Meteoroloji Örgütü
WOUDC	: Dünya Ozon ve Ultraviyole Radyasyon Verisi Merkezi

ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

Çizelge 2.1 : Farklı enlem bölgelerinde tropopoz özellikleri.	10
Çizelge 2.2 : İzentropik seviyeler ile bunlara karşılık gelen basınç ve yükseklik değerleri.....	32
Çizelge 2.3 : İzentropik yüzey seçimi.....	35
Çizelge 4.1 : Boylam derecelerine göre istasyonlara ait ölçüm bilgileri.....	50
Çizelge 5.1 : 1997-2008 yılları arasında toplam ozon değerleri (TOMS-OMI) ile aynı zamana karşılık gelen AO Arktik Salınım) ve NAO (Kuzey Atlantik Salınımı) indis değerlerinin 12 yıllık mevsimsel değişimi arasındaki korelasyon katsayıları.	60
Çizelge 5.2 : QBO'nun 1997-2008 döneminde mevsimsel değişimi.	67
Çizelge 5.3 : Solar döngünün 1997-2008 yılları arasındaki değişimi.	70

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 2.1 : Dünya atmosferinin düşey sıcaklık yapısı.....	9
Şekil 2.2 : Meridyonel sirkülasyonda jet akımları.....	15
Şekil 2.3 : Atmosferde meridyonel kütle taşınımı.....	16
Şekil 2.4 : Polar vorteks.....	17
Şekil 2.5 : 90-50° N 10 hPa’da görülen stratosferik sıcaklık değişimi.....	19
Şekil 2.6 : Arktik Salınımın pozitif ve negatif safhaları.....	20
Şekil 2.7 : Son 40 yıla ait üç aylık ortalamaları alınmış AO indeksi	21
Şekil 2.8 : Kuzey Atlantik Salınımının negatif; NAO- ve pozitif; NAO+ safhaları.....	23
Şekil 2.9 : Son 40 yıla ait üç aylık ortalamaları alınmış NAO indeksi.....	24
Şekil 2.10: SAO ve QBO sıcaklık genliklerinin düşey değişimi.....	26
Şekil 2.11: SAO ve QBO bölgesel rüzgar genliklerinin düşey değişimi.....	27
Şekil 2.12: Aylık ortalama güneş lekelerinin 11 yıllık döngüsü.	28
Şekil 2.13: 300 K izentropik yüzeyinin üç boyutlu yapısı	34
Şekil 2.14: Potansiyel vortisiti anomalisi	37
Şekil 3.1 : SCIAMACHY dalgaboyu aralığı.	43
Şekil 3.2 : SCIAMACHY tarafından ölçülen elementler.	44
Şekil 4.1 : Ozon profilindeki lamine yapının genliği ve derinliği.	45
Şekil 4.2 : Ozon profilinde pozitif ve negatif lamine	48
Şekil 4.3 : ECC ölçümü yapılan ozonsonde istasyonlarının dağılımı.	49
Şekil 4.4 : Lamine profilindeki toplam ozon içeriği.....	51
Şekil 4.5 : 1997-2008 arasındaki ozonsonde profillerinde lamine sayılarının istasyonlara göre mevsimsel dağılımı	52
Şekil 4.6 : Ozonsondelerden elde edilen ozon kısmi basıncına göre troposfer ile aşağı ve yukarı stratosferdeki değişimler	54
Şekil 5.1 : 1997-2008 yılları arasında kış mevsimi toplam ozon değerlerinin ortalamadan farkı	58
Şekil 5.2 : 1997-2008 yılları arasında ilkbahar mevsimi toplam ozon değerlerinin ortalamadan farkı	58
Şekil 5.3 : 1997-2008 arasında (a)Uccle, (b)DeBilt, (c)Payern, (d)Lindenberg, (e)Prag, (f)Legionowo, (g)Ankara, (h)İsfahan istasyonlarının x-ekseni ozon profillerinde lamine içeriği olmak üzere; batılı ve doğulu QBolar ile maksimum ve minimum solar döngü ile karşılaştırılması....	63
Şekil 5.4 : Toplam ozon değişimi (a) QBO10, (b) QBO30 (c) Solar döngü.	68
Şekil 5.5 : Ozon kısmi basıncında değişime olan yıllık ortalama etki (a) QBO10, (b) QBO30, (c) Solar döngü	69
Şekil 5.6 : 11 yıllık solar döngü etkisi.	71
Şekil A.1 : Ocak 2005’e ait Ankara, Legionowo, Uccle ve Isfahan ozon profilleri..	91
Şekil A.2 : Şubat 2005’e ait Ankara, Legionowo, Uccle ve Isfahan ozon profilleri .	92
Şekil A.3 : Mart 2005’e ait Ankara, Legionowo, Uccle ve Isfahan ozon profilleri ..	93
Şekil A.4 : Nisan 2005’e ait Ankara, Legionowo, Uccle ve Isfahan ozon profilleri.	94
Şekil A.5 : Mayıs 2005’e ait Ankara, Legionowo, Uccle ve Isfahan ozon profilleri.	95
Şekil A.6 : Temmuz 2005’e ait Ankara, Legionowo, Uccle ozon profilleri.	96

Şekil A.7 : Ağustos 2005'e ait Ankara, Legionowo, Uccle ve Isfahan ozon profilleri	97
Şekil A.8 : Eylül 2005'e ait Ankara, Legionowo, Uccle ve Isfahan ozon profilleri.....	98
Şekil A.9 : Ekim 2005'e ait Ankara, Legionowo, Uccle ve Isfahan ozon profilleri.....	99
Şekil A.10: Kasım 2005'e ait Ankara, Legionowo, Uccle ve Isfahan ozon profilleri.....	100
Şekil A.11: Aralık 2005'e ait Ankara, Legionowo, Uccle ozon profilleri.....	101
Şekil A.12: Ocak 2006'ya ait Ankara, Legionowo, Uccle ve Isfahan ozon profilleri.....	102
Şekil A.13: Şubat 2006'ya ait Ankara, Legionowo, Uccle ozon profilleri.....	103
Şekil A.14: Mart 2006'ya ait Ankara, Legionowo, Uccle ozon profilleri	104
Şekil A.15: Nisan 2006'ya ait Ankara, Legionowo, Uccle ozon profilleri.	105
Şekil A.16: Mayıs 2006'ya ait Ankara, Legionowo, Uccle ozon profilleri.....	106
Şekil A.17: Haziran 2006'ya ait Ankara, Legionowo, Uccle ozon profilleri	107
Şekil A.18: Temmuz 2006'ya ait Ankara, Legionowo, Uccle ve Isfahan ozon profilleri.....	108
Şekil A.19: Ağustos 2006'ya ait Ankara, Uccle ve Isfahan ozon profilleri	109
Şekil A.20: Eylül 2006'ya ait Ankara, Legionowo,Uccle ve Isfahan ozon profilleri	110
Şekil A.21: Ekim 2006'ya ait Ankara, Legionowo,Uccle ve Isfahan ozon profilleri.....	111
Şekil A.22: Kasım 2006'ya ait Ankara, Legionowo,Uccle ozon profilleri.	112
Şekil A.23: Aralık 2006'ya ait Legionowo ve Uccle ozon profilleri.....	113
Şekil A.24: Ocak 2007'ye ait Legionowo ve Uccle ozon profilleri	113
Şekil A.25: Şubat 2007'ye ait Legionowo ve Uccle ozon profilleri.....	114
Şekil A.26: Mart 2007'ye ait Ankara, Legionowo ve Uccle ozon profilleri.	115
Şekil A.27: Nisan 2007'ye ait Ankara, Legionowo ve Uccle ozon profilleri	116
Şekil A.28: Mayıs 2007'ye ait Ankara, Legionowo ve Uccle ozon profilleri	117
Şekil A.29: Haziran 2007'ye ait Ankara, Legionowo ve Uccle ozon profilleri	118
Şekil A.30: Temmuz 2007'ye ait Ankara, Legionowo ozon profilleri	119
Şekil A.31: Ağustos-Eylül-Ekim-Kasım 2007 dönemine ait Legionowo ozon profilleri.....	120
Şekil A.32: Aralık 2007'ye ait Ankara, Legionowo ozon profilleri.....	121
Şekil B.1: 1997-2008 arasında DeBilt istasyonu ozonsonde verilerinin (a)100-30 hPa (b) 158-100 hPa (c) 250-158 hPa (d) 400-250 hPa (e) 630-400 hPa ve (f) Yer-630 hPa arasındaki değişimi.....	123
Şekil B.2: 1997-2008 arasında Lindenberg istasyonu ozonsonde verilerinin (a)100-30 hPa (b) 158-100 hPa (c) 250-158 hPa (d) 400-250 hPa (e) 630-400 hPa ve (f) Yer-630 hPa arasındaki değişimi.....	125
Şekil B.3: 1997-2008 arasında Payern istasyonu ozonsonde verilerinin (a)100-30 hPa (b) 158-100 hPa (c) 250-158 hPa (d) 400-250 hPa (e) 630-400 hPa ve (f) Yer-630 hPa arasındaki değişimi.....	127
Şekil B.4: 1997-2008 arasında Uccle istasyonu ozonsonde verilerinin (a)100-30 hPa (b) 158-100 hPa (c) 250-158 hPa (d) 400-250 hPa (e) 630-400 hPa ve (f) Yer-630 hPa arasındaki değişimi.....	129
Şekil B.5: 1997-2008 arasında Prag istasyonu ozonsonde verilerinin (a)100-30 hPa (b) 158-100 hPa (c) 250-158 hPa (d) 400-250 hPa (e) 630-400 hPa ve (f) Yer-630 hPa arasındaki değişimi.....	131

Şekil B.6: 1997-2008 arasında Legionowo istasyonu ozonsonde verilerinin (a)100-30 hPa (b) 158-100 hPa (c) 250-158 hPa (d) 400-250 hPa (e) 630-400 hPa ve (f) Yer-630 hPa arasındaki değişimi.....	133
Şekil B.7: 1997-2001 ve 2004-2008 arasında Ankara istasyonu ozonsonde verilerinin (a)100-30 hPa (b) 158-100 hPa (c) 250-158 hPa (d) 400-250 hPa (e) 630-400 hPa ve (f) Yer-630 hPa arasındaki değişimi.....	135
Şekil B.8: 1997-2008 arasında İsfahan istasyonu ozonsonde verilerinin (a)100-30 hPa (b) 158-100 hPa (c) 250-158 hPa (d) 400-250 hPa (e) 630-400 hPa ve (f) Yer-630 hPa arasındaki değişimi.....	137
Şekil C.1 : 12.01.2005 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.	139
Şekil C.2 : 16.02.2005 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları	140
Şekil C.3 : 09.03.2005 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.	141
Şekil C.4 : 13.04.2005 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.	142
Şekil C.5 : 18.05.2005 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.....	143
Şekil C.6 : 01.06.2005 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.....	144
Şekil C.7 : 06.07.2005 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.	145
Şekil C.8 : 03.08.2005 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.	146
Şekil C.9 : 07.09.2005 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.....	147
Şekil C.10: 05.10.2005 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.....	148
Şekil C.11: 09.11.2005 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.	149
Şekil C.12: 07.12.2005 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları	150
Şekil C.13: 04.01.2006 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları	151
Şekil C.14: 08.02.2006 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları	152
Şekil C.15: 08.03.2006 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.	153
Şekil C.16: 05.04.2006 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.	154
Şekil C.17: 03.05.2006 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.	155
Şekil C.18: 21.06.2006 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.	156
Şekil C.19: 05.07.2006 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları	157
Şekil C.20: 09.08.2006 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları	158

Şekil C.21: 13.09.2006 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.	159
Şekil C.22: 18.10.2006 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.	160
Şekil C.23: 08.11.2006 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.	161
Şekil C.24: 06.12.2006 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.	162
Şekil C.25: 10.01.2007 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.	163
Şekil C.26: 07.02.2007 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.	164
Şekil C.27: 21.03.2007 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.	165
Şekil C.28: 18.04.2007 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.....	166
Şekil C.29: 09.05.2007 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.	167
Şekil C.30: 06.06.2007 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.	168
Şekil C.31: 18.07.2007 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.	169
Şekil C.32: 08.08.2007 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.	170
Şekil C.33: 05.09.2007 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.	171
Şekil C.34: 03.10.2007 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.	172
Şekil C.35: 07.11.2007 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.	173
Şekil C.36: 12.12.2007 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.	174
Şekil D.1 : 12 Ocak 2005 SCIAMACHY ozon profillerinin (a)İsfahan (b)Ankara (c) Avrupa üzerindeki yükseklik haritaları.....	175
Şekil D.2 : 16 Şubat 2005 SCIAMACHY ozon profillerinin (a)İsfahan (b)Ankara (c) Avrupa üzerindeki yükseklik haritaları	176
Şekil D.3 : 9 Mart 2005 SCIAMACHY ozon profillerinin (a)İsfahan (b)Ankara (c) Avrupa üzerindeki yükseklik haritaları	177
Şekil D.4 : 13 Nisan 2005 SCIAMACHY ozon profillerinin (a)İsfahan (b)Ankara (c) Avrupa üzerindeki yükseklik haritaları	178
Şekil D.5 : 18 Mayıs 2005 CIAMACHY ozon profillerinin (a)İsfahan (b)Ankara (c) Avrupa üzerindeki yükseklik haritaları	179
Şekil D.6 : 6 Haziran 2005 SCIAMACHY ozon profillerinin (a)İsfahan (b)Ankara (c) Avrupa üzerindeki yükseklik haritaları.....	180
Şekil D.7 : 7 Temmuz 2005 SCIAMACHY ozon profillerinin (a)İsfahan (b)Ankara (c) Avrupa üzerindeki yükseklik haritaları.....	181
Şekil D.8 : 8 Ağustos 2005 SCIAMACHY ozon profillerinin (a)İsfahan (b)Ankara (c) Avrupa üzerindeki yükseklik haritaları	182
Şekil D.9 : 6 Eylül 2005 SCIAMACHY ozon profillerinin (a)İsfahan (b)Ankara (c) Avrupa üzerindeki yükseklik haritaları.....	183

Şekil D.10 : 5 Ekim 2005 SCIAMACHY ozon profillerinin (a)İsfahan (b)Ankara (c) Avrupa üzerindeki yükseklik haritaları.	184
Şekil D.11 : 9 Kasım 2005 SCIAMACHY ozon profillerinin (a)İsfahan (b)Ankara (c) Avrupa üzerindeki yükseklik haritaları	185
Şekil D.12 : 7 Aralık 2005 SCIAMACHY ozon profillerinin (a)İsfahan (b)Ankara (c) Avrupa üzerindeki yükseklik haritaları	186

AVRUPA ORTA ENLEMLERİNDE OZONUN LAMİNE YAPISI ÜZERİNDEKİ DİNAMİK ETKİLERİN ARAŞTIRILMASI

ÖZET

Günümüzde Montreal Protokolü ile kontrol altına alınan klor ve brom içeren ve ozona zarar veren kimyasal bileşikler nedeniyle son 30 yıldır stratosferik ozon azalmaktadır.

Stratosferik ozon ve iklim arasında oldukça karmaşık etkileşimler bulunmaktadır. Stratosferik sıcaklık ve taşınımında meydana gelen değişimler stratosferik ozonun dağılımına ve konsantrasyonuna etki etmekte; iklim değişimleri stratosferik sirkülasyonu etkilemekte; stratosferik ozonda meydana gelen değişimler atmosferin radyatif bütçesini ve buna bağlı olarak da iklimini etkilemektedir.

Kuzey yarıküre orta enlemleri ve Arktik bölgede ozon dinamik etkilere duyarlıdır. Kış sonu ilkbahar başında hem aşağı stratosferden düşey taşınım hem de yatay izentropik taşınım orta enlem aşağı stratosfer bölgelerinde ozon değişkenliği üzerine katkı yapmaktadır.

Ozonsonde ile ölçülen ozon verileri ozon tabakası maksimum değeri altında düz bir profile sahip değildir. Özellikle kış mevsimi ya da ilkbaharda elde edilen ozon profillerinde ozon konsantrasyonunun bir sonucu olarak artan ya da azalan ince bir tabaka şeklinde gözlenen bu yapıya lamine ya da filament adı verilir. Lamine yapıyı etkileyen olası termik ve dinamik etkenlerin, seçilen bölge üzerinde etkili olan parametreleri ve bu parametrelerin etki şekillerinin ortaya çıkarılması hedeflenmektedir. Genel olarak yukarı seviye sıcaklık değerleri, basınç yüksekliği, potansiyel vortisiti, salınım indeksleri, solar döngü, polar vorteks ve jetler gibi parametreler en yüksek etkiyi oluşturmaktadır.

Bu çalışmada Avrupa orta enlemlerinde bulunan sekiz ozonsonde istasyonundan alınan 1997-2008 dönemine ait ozon profillerinin pozitif ve negatif lamine yapıları ile troposferik ve stratosferik davranışları incelenmiştir. Elde edilen sonuçlar bu bölgede hakim olan potansiyel vortisiti, salınımlar, solar döngü gibi dinamik etkiler yardımıyla incelenmiş; troposfer, aşağı ve orta stratosfer için 395, 475 ve 600 K seviyeleri izentropik analizleri yapılmıştır. Ozon profillerinin 2005-2008 arasındaki değişimleri ENVISAT'a ait SCIAMACHY uydusundan alınan aynı döneme ait ozon profilleriyle de karşılaştırılmıştır.

Elde edilen sonuçlar lamine yapının özellikle kış ve ilkbahar mevsiminde görüldüğünü ortaya koymaktadır. Lamine yapıdaki artış toplam ozonda da artışa neden olmaktadır. Aşağı stratosferik bir yapı olan lamine ağırlıklı olarak jet rüzgarları ve polar vorteksten etkilenmektedir.

DYNAMICAL EFFECTS ON THE LAMINAR STRUCTURE OF OZONE AT EUROPEAN MID-LATITUDES

SUMMARY

Stratospheric ozone has been depleted over the last 30 years due to chlorine and bromine containing chemicals that are regulated under the Montreal Protocol nowadays.

There is a complex interaction between stratospheric ozone and climate. Changes in stratospheric transport and temperature effect the concentration and distribution of stratospheric ozone; changes in climate effect stratospheric circulation; changes in stratospheric ozone influence radiation budget of the atmosphere and climate.

Ozone in the mid-latitudes of Northern Hemisphere and Arctic is sensitive to dynamical effects. During late winter and early spring both vertical transport and horizontal isentropic transport from the lower stratosphere contribute to ozone variability in the lower stratosphere over mid-latitudes.

The ozone profiles measured by ozonesondes do not display a smooth shape below the maximum of the ozone layer. Relatively narrow layers of substantially increased or depressed ozone observed in the measured ozone profiles in the late winter and early spring is called laminae or filament. In this study it is aimed to examine the thermal and dynamical effects on the laminar structure and the parameters effecting the study area. Upper level temperatures, pressure heights, potential vorticity, oscillation indices, solar cycle, polar vortex and jet winds are the most effective of all parameters. The relation between the indices of the Arctic and North Atlantic Oscillation and the total ozone content obtained from TOMS-OMI measurements is examined for the selected ECC stations.

In this study ozone profiles of eight ozone sounding stations from the European mid-latitudes for the period 1997-2008 were processed and the positive and negative laminar structure of the profiles were examined. The results were compared with the dynamical effects of the region and isentropic analysis were made for the 395, 475 and 600 K isentropic levels respectively. The variation of the profiles for the 2005-2008 period were compared with ENVISAT SCIAMACHY data.

The results show that the overall ozone content in laminae has a strong seasonal variation with a maximum in late winter/early spring. Laminae seem to contribute to seasonal increase of trends in total ozone. Laminae as a lower stratospheric structure is mostly effected by the jet winds and polar vortex.

1. GİRİŞ

Stratosferik süreçler arz sisteminde hava ve iklim bakımından son derece karmaşık mekanizmalar içeren bir yapıya sahiptir. Troposferik hava sistemleri açısından temel enerji kaynağı olan güneş radyasyonunun stratosferden geçişi sırasında ozon tarafından absorblanması, troposfere ulaşan enerjinin miktarını azaltmaktadır. Buna bağlı olarak aşağı atmosferde su buharı, karbondioksit ve ozon gibi güneş radyasyonuna duyarlı sera gazı konsantrasyonlarının bulunması, stratosfer ve troposfer arasında iki yönlü bir etkileşime neden olmakta ve atmosferin radyasyon dengesinin kontrolü bu gazlar tarafından sağlanmaktadır.

Ozon, ultraviyole (UV) radyasyonun arz atmosferine nüfuz etmesini önleyerek, arzın radyasyon bütçesinde önemli bir rol oynar. Ultraviyole radyasyonu emme özelliğine bağlı olarak, aşağı troposferin oksidasyon kapasitesinin kontrolü ve sera etkisi nedeniyle troposferin termal ve kimyasal dengesi açısından önemli bir yere sahiptir. Ozon tarafından emilen ultraviyole radyasyon tropopoz (10-15 km) ile stratopoz (50 km) arasında atmosfer ısısının ana kaynağıdır. 1980'lerden itibaren küresel ozondaki değişimin nedenlerinin araştırılmasına dayalı olarak uzun dönem ozon trendi önem kazanmıştır. Stratosfer arz atmosferinde maksimum ozon konsantrasyonunun ortaya çıktığı atmosfer bölgesidir. Bu atmosfer tabakası UV radyasyonun dünya atmosferini ve yüzeyini etkilemesini önlemektedir. Diğer taraftan tropopoz bölgesindeki ozon konsantrasyonu ise bir atmosferik kirletici olarak küresel ısınmaya yol açar. Bundan dolayı stratosfer ve troposferde ozon konsantrasyon değişimlerinin anlaşılması atmosfer bilimleri alanında büyük öneme sahiptir.

Düşey ozon profillerini elde etmek üzere spektrofotometre, ozonsonde, lidar ve vb çeşitli uzaktan algılama cihazları kullanılmaktadır. Ozonsondeler troposferde ve stratosferin önemli bir kısmında ozon ölçümü için kullanılan en etkin aletler olarak bilinmektedirler (Beekman ve diğ., 1994; Logan, 1999; Sivakumar ve diğ., 2007).

Yukarı atmosferde yapılan araştırmalar, toplam ozon dağılımının hava paternleri ya da bunları etkileyen dinamik sistemlerle değiştiğini göstermektedir. Özellikle orta enlemlerde aşağı stratosfer ile, orta ve yukarı troposferde jeopotansiyel yükseklik,

potansiyel vortisiti, daha yukarı enlemlerde ise polar vorteks ile ozon arasında belirgin bir ilişkinin varlığı doğrulanmaktadır. Bu durum ozonun düşey profili üzerinde yapılan araştırmalarda ortaya çıkan ozonun lamine (filament) yapısı ve bunu etkileyen süreçlerle de doğrulanmaktadır. (Hering ve Borden, 1964; Hering, 1966; Reid ve Vaughan, 1991; Reid ve diğ.,1993; Logan, 1994; Varotsos ve diğ., 1994; Halenka ve diğ.,1994; Teitelbaum ve diğ.,1996; Mlch ve Lastovicka, 1996; Appenzeller ve Holton, 1997; Manney ve diğ.,1998; Reid ve diğ., 1998; Reid ve diğ., 2000).

Ozon profillerinde gözlenen bu filament yapı, konsantrasyonun maksimum ya da minimum olarak düşeyde birkaç yüz metreye kadar genişleyebileceği bir yapı olarak ifade edilebilir. Tek bir ozon profilinde birden fazla lamine yapı görülebilir ve bu tür durumlarda ozon açısından zengin ya da fakir havanın varlığından sözedilebilir (Lemoine, 2004). Çalışmalar aşağı stratosferdeki hava kütlelerinin troposferik hava kütlelerinden yüksek oranda etkilendiğini göstermektedir (Grewe ve diğ., 2002). Aşağı stratosferdeki dinamik süreçlerin ozonun karışma oranı üzerinde etkili olduğu sonucu varılan ortak noktadır. Bu etkilerin yeri, zamanı ve şiddeti ise son yıllarda bilimsel olarak ilgi çeken konulardan biridir.

1.1 Literatür Özeti

Ozonun stratosferdeki lamine yapısına ilişkin ilk çalışma Dobson (1973) tarafından Kuzey Amerika ve İsviçre'deki 2200 ozon düşey profili verileri kullanılarak yapılmıştır. Bu çalışmada lamine yapının varlığı ozonun belirli aralıklarla 3 mPa'dan (30 nb) daha fazla değişim göstermesi temeline dayandırılmıştır. Dobson bu çalışmada lamine yapının enlem derecesi ve mevsimlere göre de değiştiğini göstermiştir. Özellikle ilkbahar mevsiminde yukarı enlemlerde kısmi basınç profillerine dayalı belirgin bir lamine yapının varlığından söz edilmektedir. Genel olarak kuzey yarıkürede lamine yapıya Ocak-Nisan ayları arasında rastlanmaktadır. Dobson (1973) Avrupa'dan sadece Thalwil istasyonunu kullanmış olmasına rağmen, lamine yapının Avrupa üzerinde Kuzey Amerika'dakinden daha fazla olduğunu ortaya koymuştur. Dobson, lamine yapının subtropikal jet akımının yakınında gözlenen stratosfer-troposfer alışverişinin bir sonucu olduğunu ifade etmektedir.

Reid ve Vaughan (1991 ve 1993) ise yaptıkları çalışmada 9.5 ile 21.5 km arasındaki ozonun lamine yapısını incelemişlerdir. Dünya genelinde farklı ozonsonde cihazları

ile ölçüm yapan 20 istasyon almışlar, bu istasyonların ozon profillerinde 20 nb'den daha büyük genliğe sahip lamineleri incelemişlerdir. Elde edilen sonuçlarda lamine olayının polar vorteks etkisi altında filament yapıyı değiştiren bir süreci işaret edebileceğini belirtmişlerdir. Ayrıca lamine olayının subtropiklerden kutuplara kadar her iki yarıküre için de kış-ilkbahar mevsimine ait bir olay olduğunu, daha sıklıkla 12-18 km arasında görüldüğünü ve polar vorteksin varlığıyla ilişkilendirilebileceğini ifade etmişlerdir. Dünyanın çeşitli bölgelerinde ozon profillerinde pozitif ve negatif yönde değişen ince tabakaların yeraldığını göstermişlerdir. Dobson'dan (1973) farklı olarak Reid ve Vaughan'a (1991) göre lamine yapının varlığı izentropik yüzeyler üzerinde ani artış gösteren ozon kısmi basıncının gözlemlendiği polar vorteksin alt kenarında oluşan polar gece jetlerinin bir sonucudur. Polar vorteksin alt kenarında gözlenen bu mekanizmanın ozonu orta enlemlere özellikle polar vorteksin etkisini yitirdiği ilkbahar mevsiminde lamine yapı olarak taşıdığı öne sürülmüştür (Lemoine, 2004). Subtropiklerde az da olsa karşılaşılan lamine yapıya tropiklerde rastlanmamıştır. Bunun yanısıra aşağı stratosferin bir bölümünün tropopoz tarafından etkilenmesi de beklenmektedir. Bu etki subtropikal aşağı stratosferde güçlü düşey kaymalarla karakterize edilmektedir.

Lamine yapı konusunda Varotsos ve diğ. (1994) tarafından 29 istasyondan elde edilen 1991-92 kış dönemi ozonsonde verileri kullanılarak yapılan çalışmada, lamine yapıya aşağı stratosfer ağırlıklı olarak sıklıkla rastlandığı belirtilmiştir. Bunun yanısıra 14-17 km arasında ozon kısmi basıncında belirgin bir minimumdan bahsedilmektedir. Varotsos çalışmasında ozon profillerindeki lamine yapının aşağı stratosferdeki kuzey-kuzeybatı sirkülasyonu ile ilişkili olduğu ve ozon minimumundaki belirgin azalmanın subtropikal jet akımı sirkülasyonu ile bağlantılı olduğu sonucuna varmıştır.

Halenka ve diğ. (1994) güçlü soğuk cephe girişlerinin Avrupa'nın merkezinde lamine yapıya sebep olduğunu göstermişlerdir. Varotsos ve diğ. (1994 ve 1999) subtropikal atmosferdeki lamine yapı üzerinde ozona bağlantılı olarak, aşağı stratosferdeki atmosfer sirkülasyonunun etkisini incelemişlerdir. Bu amaçla 1991-92 yıllarının kış mevsiminde 29 ozonsonde istasyonunda yaptıkları çalışmalarda aşağı stratosferdeki ozon profillerinde görülen lamine yapıya sıklıkla rastlandığını göstermişlerdir. Sonuç olarak 50 hPa seviyesinin altında yeralan subtropikal havanın orta enlemlere taşınmasının ozon sütununda bir azalmaya neden olacağı ve bu tür bir taşınım

oranında gözlenecek değişimin gözlenen ozon azalmasıyla ilişkilendirilebileceği beklenmektedir. Bu taşınımın yapısı ve orta enlem ozon konsantrasyonlarına olan etkisi hakkında çok fazla bilgi bulunmamaktadır.

Logan (1994) 1970'lerden başlamak üzere yaklaşık 20 yıllık bir süreçte ozon profillerinin trendini analiz etmiş, troposferik ozondaki değişimi incelemiş, stratosferik ozondaki değişimi TOMS ve SAGE uydu verileriyle karşılaştırmıştır. Orta enlemlerin kuzeyinde troposferik ozonda bir artış gözlenirken, Kanada üzerinde uzun dönem değişimine rastlanmamış, Japonya'da ise sadece 5.5 km altında bir artış belirlenmiştir. Troposfer içerisindeki ozondaki değişimin, bazı istasyonların sütun ozonunu etkilediği gözlenmiştir. Özellikle Avrupa üzerinde kışın gözlenen stratosferik ozon azalmasının ilkbahardan daha fazla olduğu ortaya çıkmıştır.

Logan (1999) kuzey yarıküre ozonsonde verisini kullanarak aşağı stratosferde ozon değişimini araştırmıştır. Mart ayından Eylül'e kadar tropopoz ve 100 hPa seviyeler arasında, tropopoz yüksekliğindeki artış sebebiyle ozon miktarında azalma gözlemiştir.

Fujiwara ve diğ. (2000) ise Endonezya üzerinde beş yıllık ozonsonde ölçümlerini kullanarak troposferik ozonun mevsimsel değişimlerini ortaya koymuştur. Bu mevsimsel değişimler kuru mevsimde ozonun diğer mevsimlere göre arttığını ortaya koymuştur.

Tarasick ve diğ. (2005) Kanada'da bulunan altı ECC (Electrochemical Concentration Cell) ozonsonde istasyonundan elde edilen 1980-2001 dönemine ait ozon verilerini kullanarak yaptıkları çalışmada, 20 hPa altındaki ozonda genel bir düşüş gözlenirken, 1993'ten başlamak üzere troposferik ve stratosferik ozonda pozitif bir trendin varlığı belirlenmiştir. Bu artış trendinin ortalama tropopoz yüksekliğiyle değil, kış dönemi lamine yapı oluşma frekansı ile ilişkili olduğu ortaya konmuştur.

Lastovicka ve Krizan (2006) ise ozon profillerindeki lamine yapı trendi ile orta enlem atmosferik parametreleri arasında bir bağlantı araştırmıştır. Elde edilen sonuçlarda 1990lardan itibaren kuzey yarıkürenin lamine yapısındaki genel ozon içeriğinin ve orta enlemlerdeki toplam ozon miktarının kuvvetli negatiften pozitifte döndüğü ve bu durumun bu dönemdeki lamine yapı ve toplam ozon trendlerinin kimyasal etkilerden çok dinamik etkilerin bir sonucu olduğu, kuzey yarıkürede üst

orta enlemlerde 90-95 km civarında zonal rüzgar trendinin negatif safhadan pozitif geçtiği gösterilmiştir.

1.2 Tez Çalışmasının Amacı

Düşey ozon profillerinde ortaya çıkan filament yapı ile ilgili olarak 1970lerde başlayan çalışmalara rağmen lamine yapı oluşum mekanizmasının anlaşılması ve etki mekanizmaları konusunda belirsizlikler bulunmaktadır. Daha önceki çalışmalarda orta enlemlerde yeralan Türkiye'yi de içerisine alacak araştırmaların sınırlı olması, bu yapının Türkiye üzerindeki davranışının ayrıntılı incelenmesine olanak tanımamıştır. Bu nedenle bu tez çalışmasında daha önce yapılan çalışmalara paralel olarak Avrupa'daki orta enlemlerde bulunan ECC ozonsonde istasyonları ile daha önceki çalışmalardan farklı olarak önemli bir eksiği gidermek adına Ankara-Türkiye ve İsfahan-İran ECC ozonsonde istasyonları da ele alınmıştır. Daha önceki çalışmalar geliştirilerek çalışma aralığı ozonun yenilenme (recovery) sürecini de kapsayan 1997-2008 dönemini içine alacak şekilde güncelleştirilmiştir. Ozonsonde ölçümlerinin ozonda görülen değişimlerin hangi yüksekliklerde meydana geldiğinin tespiti açısından en doğru ölçümü veren sistem olması, lamine yapı gibi ince bir tabakanın yerinin belirlenebilmesi açısından bu ölçüm sisteminin kullanılmasını gerektirmiştir.

Bölüm II'de yukarı atmosferde ozonun lamine (filament) yapısı üzerinde etkin olabilecek salınımlar, jet rüzgarları, polar vorteks, solar döngü, izentropik analiz vb. termik ve dinamik faktörler ele alınmış, bu faktörlerin troposferik ve stratosferik davranışları üzerinde durulmuştur.

III. Bölüm'de ozon ölçümleri sistemlerinin genel tanımları yapılmış, ozon ölçümlerinde kullanılan ozonsonde ve uzaktan algılamaya dayanan uydu ölçümleri hakkında bilgiler verilmiştir.

IV. Bölüm'de ozon profillerinde ortaya çıkan lamine yapının özellikleri, farklı davranışa sahip pozitif ve negatif karakteristikleri üzerinde durulmuş, gözlenen profillerdeki pozitif ya da negatif laminelerin sınıflandırmaları yapılmıştır. Lamine yapının trendleri, oluşum zamanları ve sıklıkları ile görülme yükseklikleri incelenmiş, elde edilen tropopoz seviyelerine dayalı olarak, aşağı ve yukarı

stratosferik dağılımları gözlenmiştir. Elde edilen sonuçlara dayalı olarak lamine yapının görüldüğü günler tespit edilmiştir.

V. Bölüm’de ozon ile aynı döneme karşılık gelen salınımlar, potansiyel vortisiti, solar döngü gibi II. Bölüm’de ele alınmış olan dinamik faktörlerin karşılaştırması yapılmış, elde edilen sonuçlara dayalı olarak lamine yapının sıklıkla görüldüğü günlerdeki değişimler araştırılmıştır. Birden fazla lamine görülen günler ENVISAT’a ait SCIAMACHY uydu ölçümleriyle de karşılaştırılmıştır. SCIAMACHY uydu ölçümlerinin 2004 yılı sonlarından itibaren düzenli yapıyor olmasına bağlantılı olarak bu karşılaştırma 2005-2008 arasındaki dört yıllık dönemi kapsayacak şekilde düzenlenmiştir.

VI. Bölüm’de ise çalışma boyunca elde edilen sonuçlar ortaya konulmuş ve bu doğrultuda Avrupa orta enlemlerindeki lamine yapının davranış şekli ve bu yapıyı etkileyen temel faktörlerin gelecekteki yapısı hakkında görüşler sunulmuştur.

2. AŞAĞI STRATOSFERDE OZON PROFİLLERİNDE LAMİNE (FİLAMENT) YAPIYI ETKİLEYEN SÜREÇLER

Bu tez çalışmasının temel amaçlarından biri, aşağı stratosferde ozon profillerinde ortaya çıkan lamine (filament) yapının atmosfer dinamiği ile olan ilişkisini açıklamaktır. Buna bağlı olarak lamine yapıyı etkileyen olası termik ve dinamik etkenlerin, seçilen bölge üzerinde etkili olan parametreleri ve bu parametrelerin etki şekillerinin ortaya çıkarılması hedeflenmiştir. Toplam ozon sütununda günümüze dek meydana gelen değişimlerin araştırılması çeşitli atmosferik süreçleri kapsamaktadır. Örneğin atmosfer dinamiğindeki değişimler, gözlenen ozon trendlerini farklı şekillerde etkileyebilmektedir. Genel olarak atmosferin yukarı seviyelerinde sıcaklıklar, tropopoz yüksekliği, potansiyel vortisiti, Kuzey Atlantik Salınımı (NAO), Arktik Salınım (AO), Quasi-biennial salınım (QBO), solar döngü, potansiyel vortisiti, gibi parametreler bu süreçte yer almaktadır (Hoskins ve diğ., 1985; Hood ve Zaff, 1995; Peters ve Entzian, 1996; Steinbrecht ve diğ., 1998). Bu nedenle ozon profilinde ortaya çıkan ve özel bir karakteristiğe sahip filament-lamine yapının anlaşılabilmesi için atmosferde meydana gelen bu olayların ayrıntılı olarak incelenmesi gerekmektedir.

Ozon profillerinin lamine yapısı ilk kez Dobson (1973) tarafından açıklanmıştır. Lamine yapı ayrıca lidar ve uydu ozon profillerinde de oluşabilmektedir (Appenzeller ve Holton, 1997; Manney ve diğ., 2001). Ancak yükseklik çözünürlüğünün çok zayıf olması ve ozonsonde verisine göre daha kısa seriye sahip olması nedeniyle ECC ozonsonde verileri halen en uygun araştırma veri setini oluşturmaktadır. Reid ve Vaughan (1991) lamine yapıların ekstras tropikal bölgelerde en belirgin şekilde kış ve ilkbahar mevsiminde ortaya çıktığını göstermişlerdir. Mlch ve Lastovicka (1996) ise Avrupa orta enlemlerinde lamine yapının mevsimsel değişimini inceleyerek en yüksek oranda ilkbahar öncesinde meydana geldiğini bulmuşlardır. Buna karşın yaz sonu ve sonbahar başlarında gözlenen pek çok profilde kuvvetli lamine yapının fazla görülmediğini belirlemişlerdir. Krizan ve

Lastovicka (2005) kuzey yarıkürede 1990ların ortalarında lamine yapı trendinin dinamik kaynaklı olabileceğini öne sürmüşlerdir.

2.1 Atmosferin Düşey Yapısı: Troposfer ve Stratosfer

Atmosfer içerisindeki gazların çoğu karışmış olarak bulunmaktadır. Bununla beraber atmosferde sıcaklık ve basınç yükseklikle önemli bir değişime sahiptir. Şekil 2.1 sıcaklık profili ile tanımlanan atmosferin tabakalarını göstermektedir.

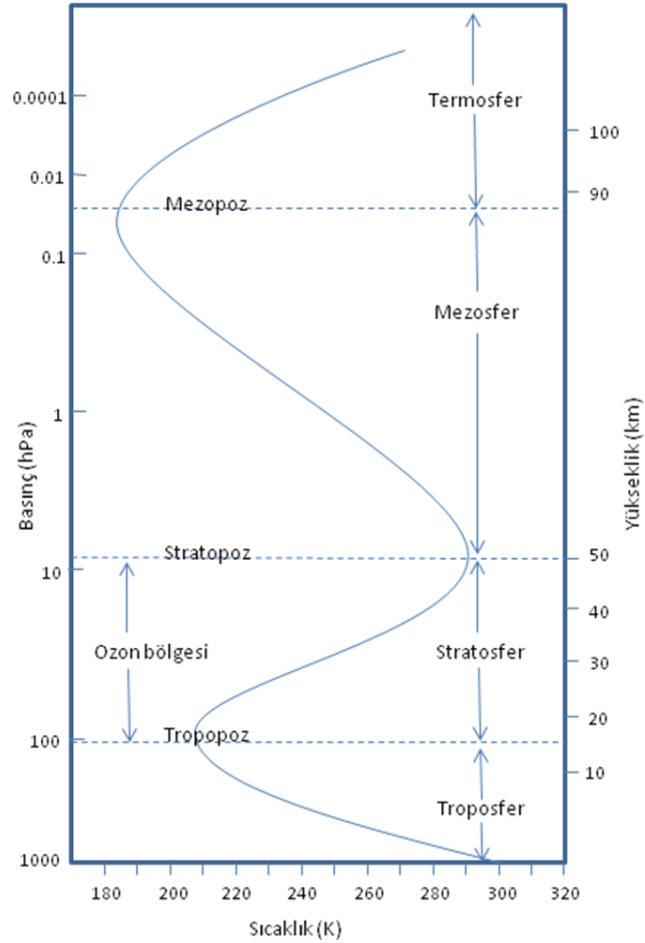
Atmosferin troposfer olarak bilinen en alt tabakası oluşan farklı enerji bütçelerinin bir sonucu olarak kutuplarda 8 km, ekvatorunda 16 km kalınlığa kadar değişiklik gösterir. Bunun yanı sıra yüksekliğe bağlı olarak ortalama sıcaklıktaki azalma (lapse rate) kilometrede yaklaşık olarak 6.5°C 'dir. Troposferin atmosferdeki gaz kütlelerinin %75'ini içermesinin yanı sıra atmosfer kütlelerinin %99'u da en alt 30 km içinde yer almaktadır (Barry ve Chorler, 1992).

Troposfer aynı zamanda hava sistemlerinin çoğunun yer aldığı bir atmosfer bölgesidir. Bu sistemler kısmen arz yüzeyinin ısınması sonucu oluşan konvektif süreçlerle yönlendirilir ve gelişirler. Tropopoz ise troposferin üst sınırını belirleyen ve sıcaklığın tekrar yükselmeden önce sabit kaldığı bir tabakadır.

Tropopoz, stratosfer tabakasına geçiş olarak adlandırılan ve düşey karışımı önleyen geniş enverziyon tabakasının tabanı olarak da ifade edilebilir. Dünya yüzeyinden buharlaşma sonucu meydana gelen su buharı konsantrasyonu tropopoz üzerinde belirgin bir azalma gösterirken, ozon konsantrasyonu ise artmaktadır. Nemli ve ozon açısından fakir olan troposferik hava, kuru ve ozon açısından zengin olan stratosferik havayla karışmamaktadır (Mohanakumar, 2008).

Tropopozun üzerinde sıcaklığın yükselişe geçtiği yaklaşık 50 km'ye kadar uzanan stratosfer, atmosferin en büyük ikinci tabakasıdır. (Şekil 2.1). Stratosferdeki su buharı çok düşüktür ve bu tabakanın termal özelliğinin korunumu bakımından ozon önemli rol oynar. Sıcaklık bu tabakada ozon konsantrasyonu ile birlikte artar. Ozon molekülleri ultraviyole radyasyonu absorblayarak güneş enerjisini kinetik enerjiye çevirir ve stratosferin ısınmasına neden olur ve böylece stratosfer troposferin üst kısmından daha sıcak olur. Troposferde olduğunun tersine düşey sıcaklık gradyanı stratosferdeki düşey karışımı önlemektedir. Stratosferin kimyasal yapısı bazı farklılıklar dışında troposferle çeşitli benzerlikler de gösterir. Bu iki tabaka

arasındaki en belirgin farklılık ozon ve su buharında görülür. Hemen hemen kuru bir yapıya sahip olan stratosfer, ozon üretiminin ana bölgesi olması nedeniyle ozon bakımından oldukça zengindir. Yukarı stratosferdeki ozon adeta bir ısı kaynağı gibi davranır ve bu ısının bir kısmı sübsidans ya da radyasyonla aşağı tabakalara doğru transfer edilir. Sonuç olarak stratosferin üst tabakaları daha sıcakken, alt tabaka soğuk ve kararlı bir yapıya sahip olmaktadır (Mohanakumar, 2008).



Şekil 2.1 : Dünya atmosferinin düşey sıcaklık yapısı (Brasseur ve Soloman, 1984).

Troposfer ve stratosferi birbirinden ayıran tropopoz meteorolojik açıdan önemli bir yere sahiptir. Bu bölgede hava soğumasını durdurmakta ve hemen hemen kuru hale gelmektedir. Tropopoz, yukarı troposfer ile aşağı stratosfer arasında kutuplarda ve ekvatorlarda kalınlığı farklılık gösteren bir sınır tabakadır. Tropopoz düşey sıcaklık gradyanında (lapse rate) ani değişimin gözlemlendiği bir geçiş bölgesidir. Dünya Meteoroloji Örgütü (WMO) tarafından lapse rate'in 2 K km^{-1} ya da daha az bir değere düştüğü en alt seviye olarak tanımlanır. Belirtilen bu seviye ile 2 km içerisindeki daha yukarı seviyeler arasındaki ortalama lapse rate 2 K km^{-1} 'yi

geçmemektedir. Tropopoz kuşkusuz sabit bir sınır da değildir, intertropikal konverjans bölgesindeki (ITCZ) ve yazın orta enlemlerin üzerindeki şiddetli fırtınalar tropopozu yukarı itmekte ve troposferi derinleştirmektedir. Tropopozun 1 km yukarı ötelenmesi tropopoz sıcaklığını 10 K azaltmaktadır. Tropopoz yüksekliği arttıkça sıcaklıklar düşmekte ve 190 K'nin altında sıcaklıklar görülmektedir. Tropopoz yüksekliği enlem, mevsim ve hatta günler mertebesinde değişiklik gösterir. Tropopoz yüksekliği kutuplarda 7-10 km, ekvatorda ise 16-18 km'dir. Tropikal tropopoz yüksek ve soğukken, kutupsal tropopoz düşük ve sıcaktır. Tropikler, orta enlemler ve kutuplardaki tropopoz özellikleri Çizelge 2.1'de verilmiştir. Tropopoz yüksekliği oluk ve sırtlara bağlı olarak da değişim gösterir; soğuk oluklarda alçak tropopoz, sıcak sırtlarda ise yüksek tropopoz görülür. Bu oluk ve sırtlar yayılım gösterdikleri için orta enlem kış mevsimi sırasında tropopoz yüksekliği bazı bölgelerde çalkantılara neden olur (Mohanakumar, 2008).

Çizelge 2.1 : Farklı enlem bölgelerinde tropopoz özellikleri.

Özellikler	Tropikal tropopoz	Orta enlem tropopozu	Kutupsal tropopoz
Yer	Tropikler üstünde, iki subtropikal jet akımı arasında	Polar ve subtropikal jet akımları arasında	Polar jetin kuzeyinde
Kalınlık	~ 18 km	~ 12 km	6-9 km
Yükseklik	~ 80 - 100 hPa	~ 200 hPa	~ 300-400 hPa
Sıcaklık	~ - 80°C	~ - 60°C	~ - 45 °C
Potansiyel sıcaklık	~375-400 K	~ 325-340 K	~ 300-310 K
Yapı	Keskin ayırım, en yüksek ve en soğuk	Yazın yüksek, kışın alçak	Kolay tanımlanamayan

Tropopoz bölgesi dinamikler, taşınım, radyasyon, kimya ve mikrofizik arasındaki karmaşık rolü nedeniyle iklim açısından kritik bölge olarak tanımlanır ve birden fazla tropopoz tanımı vardır.

Lapse rate tropopozu (LRT); tropopoz tanımı açısından en fazla kullanılan tanımdır. Tropik ve ekstratropiklerde tabaka tabanı en az 2 km kalın olmak üzere yükseklikle sıcaklık azalması 2 K km^{-1} 'den az olmaktadır. Soğuk nokta tropopozu (CPT); en düşük sıcaklık seviyesi olarak tropik bölgelere daha uygundur. Tropikal termal tropopoz (TTT); tropiklerde LRT ve CPT arasındaki uzaklığın 0.5 km'den daha az

olması halinde bu fark gözönüne alınmaz ve TTT olarak ifade edilir. TTT yüksekliği ise 16-17 km civarındadır. İkincil tropikal tropopoz (STT); maksimum konvektif dış akış seviyesidir. Bu tabakanın hemen üzerinde lapse rate nem adyabattan uzaklaşır. 11-12 km civarındadır. Açık gökyüzü radyatif tropopozu (CSRT) açık gökyüzü ısınmasının sıfır olduğu seviyedir. Alt kısmında konvektif bulutların dışında ortalama azalma, üst kısmında ise artma görülür. 14-16 km'dedir. Dinamik tropopoz; dinamik tropopozda belirleyici değişken olarak düşey sıcaklık gradyanı yerine potansiyel vortisiti kullanılır. Genel bir tanımla olmamakla birlikte dinamik tropopoz 2 PVU (potansiyel vortisiti birimi) ya da 1.5 PVU yüzeyinde gözlenir. Ozon tropopozu; termal ve dinamik tropopoz dışında, ozon içeriğine bağlı ozon tropopozu da bulunmaktadır (Bethan ve diğ., 1996). Potansiyel vortisiteye benzer şekilde birçok mevsimdeki ozon karışma oranı da tropopoz bölgesinde belirli bir yükseklikte keskin pozitif düşey gradyanı özelliğine sahiptir ve yine potansiyel vortisiteye benzer şekilde sinoptik zaman ölçeğinde yaklaşık korunumludur. Bu nedenle ozon tropopozunun dinamik tropopozla benzediği belirtilebilir.

2.1.1 Aşağı ve orta atmosfer klimatolojisi

Aşağı ve orta atmosferin düşey sıcaklık ve rüzgar dağılımı çeşitli tekniklerin kullanıldığı bir çok çalışmaya konu olmuştur. Bu bölümde troposfer ve stratosferdeki sıcaklık ve rüzgar klimatolojisi üzerinde durulmaktadır.

Zamansal ve enlemsel ortalama sıcaklık profili dağılımı belirgin enlemsel ve mevsimsel çeşitliliğin varlığını ortaya koymaktadır. Troposferde sıcaklık enlemle azalmakta, tropikler üzerinde tropopoz polar bölgedekinden daha yüksek ve soğuk olmaktadır. Kış yarıküresindeki enlemsel gradyan ise yaz yarıküresine oranla iki katı daha keskin olarak görülmektedir. Sıcaklığın aşağı stratosferdeki enlemsel dağılımı nispeten karmaşık yapıdadır. Yaz yarıküresi soğuk ekvator, sıcak kutup özelliği gösterirken, kış yarıküresi hem ekvator hem kutuplarda soğuk, orta enlemlerde ise sıcak özelliktedir. Stratosferik havanın kış kutup noktasındaki soğuk yapısı kış mevsimi esnasında birkaç hafta mertebesinde kaybolmakta, stratosferik sıcaklıklar bu süre içinde 70°K'ya çıkmakta ve bu dönem ani stratosferik ısınma olarak adlandırılmaktadır (Labitzke ve Van Loon, 1997).

Stratopozdaki küçük fakat belirgin çalkantılar yukarı atmosferde güçlü gelgitsel hareketlerin artmasına neden olmaktadır. Bu gelgitsel hareketler yüzey basıncında

salınımlar olarak ifade edilmekte ve özellikle tropik bölgelerde göze çarpmaktadır. Orta ve yukarı troposferde gece-gündüz sıcaklık farkı bir dereceden az olmakta, ancak yer yüzeyine en yakın birkaç kilometrede bu fark artmaktadır (Mohanakumar, 2008).

Kış yarıküresinde 40° enleminde ekvatora doğru olan ortalama zonal akış, 200 hPa seviyesindeki 40 m/s'lik güçlü batılı rüzgarlarla benzer özelliktedir. Güney yarıküredeki en yüksek rüzgar hızı ekvatora enlemsel olarak $2-3^{\circ}$ uzaklıkta görülür ve bu rüzgar hızı kuzey yarıküre kışında görülen maksimum rüzgar hızından 5 m/s daha yavaştır. Rüzgar hızı dağılımı yaz yarıküreleri arasında belirgin şekilde farklılık gösterir. Yukarı troposfer maksimum batılı rüzgarı, güney yarıkürede yaklaşık olarak iki katı hızda esmekte ve kuzey yarıküredeki göre kutuptan daha uzakta görülmektedir. Orta ve yukarı troposferde tropikal doğulu rüzgarlar kuzey yarıkürede daha kuvvetlidir. Orta enlemlerde yaklaşık olarak 10 km yükseklikte görülen kuvvetli batılı rüzgar merkezleri bu bölge için en belirgin özelliklerden biridir. Fakat en güçlü zonal rüzgarlar mezosferde 60 km civarında görülür. Orta enlemlerde iki jet çekirdeği bulunur. Bunlardan birbirlerine göre daha kuvvetli olan jet çekirdeği kış yarıküresinde görülür ve batılıdır, daha zayıf olan diğer çekirdek ise yaz yarıküresinde görülür ve doğuludur. Ekinokslar süresince bu jet çekirdekleri enlemsel sıcaklık gradyanının tersine dönmesine bağlı olarak belirgin değişiklikler gösterir. Gözlenen ani stratosferik ısınmanın ardından kış stratosferinde yukarı enlemlerde enlemsel olarak ortalanmış zonal rüzgarlar büyük değişimlere uğrar. Kış ortasında görülen ısınmaların ardından da stratosferik seviyede batılı rüzgarların zayıflamasından bahsedilebilir. Bazı durumlarda tüm batılı rüzgarların ortadan kaybolması da rastlanan bir durumdur. Fakat stratosferdeki bu değişimler troposferdeki rüzgar yapısını fazla etkilemez (Mohanakumar, 2008).

Orta enlemlerde kış yarıküresindeki ortalama zonal rüzgar 40° enleminde 65 km yükseklikte 80 m/s en yüksek hızında görülür ve batılıdır. Yaz yarıküresinde ise 40° enleminde 65 km yükseklikte 50 m/s hızda görülmekte ve doğulu olmaktadır. Kuzey yarıkürede bölgesel ortalama rüzgarların batılıdan doğuluya dönme dönemi Mayıs ayına rastlamakta, bu dönüş en üst enlemlerde başlayıp aşağıya doğru tropiklere kadar uzanmaktadır. Doğuludan batılıya dönüş ise Eylül ayında olmakta ve yine aynı yörüngeyi izlemektedir.

Troposferdekine benzer şekilde stratosferde de rüzgarların belirgin meridyonel bileşenleri vardır ve orta enlemlerdeki hava parselleri yerlerine ve oluşum şartlarına bağlı olarak dünyanın etrafını 1-2 haftada dolaşmaktadır (Mohanakumar, 2008).

2.1.2 Döngüler

Atmosferin zamansal değişiminde, dünyanın dönüşüne bağlı olarak ortaya çıkan dış etkenlerin periyodik dağılımı ve güneş etrafındaki dönüşe göre, günlük ve yıllık olmak üzere iki bileşen vardır. Kara ve deniz meltemi, dağ ve vadi rüzgarları, termal dalgalar güneş tarafından günlük ısınmaya dayalı olarak ortaya çıkan etkenlerdir. Kuru ve yağışlı mevsimlerle görülen muson iklimi ise yıllık döngüyle açıklanabilir.

2.1.2.1 Yıllık döngü (Annual oscillation - AO)

Yıllık döngü, aşağı seviye stratosferik rüzgarların yaz yarıküresinde doğulu, kış yarıküresinde ise batılı olabilme eğilimi olarak ifade edilir. Gerçekte AO ekstrapopikal bir olaydır ve tropikal sirkülasyon sistemleri ile kuvvetli bir etkileşimi yoktur. Stratosferik sirkülasyonun mevsimsel ve yıldan yıla olan değişimi kuzey ve güney yarıkürede birbirinden farklıdır. Kuzey yarıkürede aylık ortalama planetar dalgalar ani ısınmalara bağlı olarak en büyük genliği kış ortasında gösterirken, genelde doğu-batı dalgaboyu sayısı olan 1 safhası yüzeydeki topoğrafik etkiye bağlı olarak hemen hemen sabittir.

2.1.2.2 Altı aylık döngü (Semi-annual oscillation – SAO)

Aşağı enlemler üst stratosferinin en belirgin özelliklerinden biri bölgesel rüzgarların altı aylık döngüsüdür. Yukarı stratosferde bölgesel rüzgarlara depolanmış olan eddy momentumundaki değişimler, ekinoksların hemen ardından görülen SAO'nun ekvatordaki batıya doğru akım safhasının nedenidirler.

2.1.3 Yıllar arası ve mevsimler arası salınımlar

Yıldan yıla değişim meteorolojik bir büyüklüğün iklimsel yıllık döngüsünün sapması olarak ifade edilir ve atmosferik sirkülasyon çevriminin dıştan etkilenmesi sonucu oluşur ya da sistemin kendi içinde görülen bir değişimdir. Mevsimler arası salınım ise mevsim boyunca görülen düşük frekans değişimidir ve belirli dış koşullar altında dahi oluşan iç süreçlerin bir sonucudur. Her iki salınım da periyodik yıllık tepkideki sapmalardır.

Troposfer ve stratosferdeki değişimler, tabakalar ile buna yakın okyanus ve karalar arasındaki ısı değişimlerinin farklı olması nedeniyle birbirinden bağımsız olarak ele alınır. Son yıllarda ise troposfer ve stratosfer arasındaki yıllar arası ve mevsimler arası zaman ölçeklerindeki etkileşimler, iklimde stratosferin önemine dikkat çekmektedir (Mohanakumar, 2008).

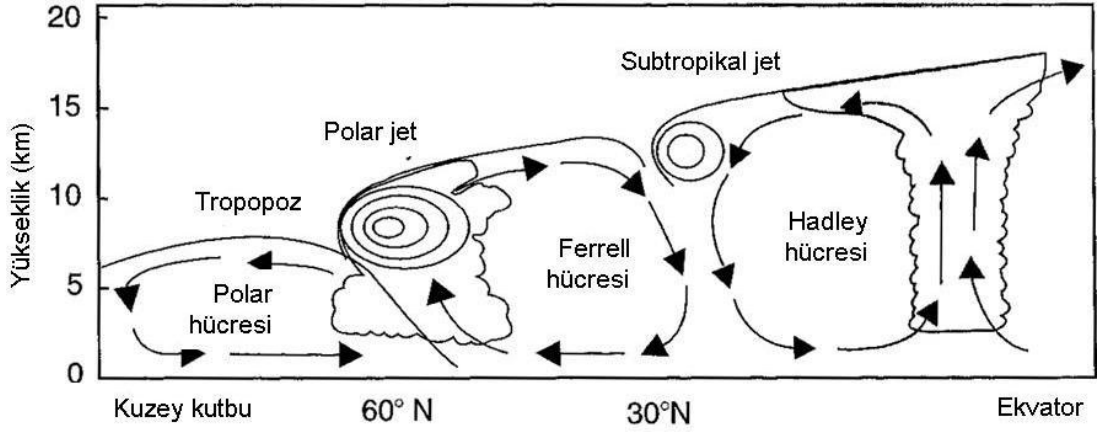
2.1.4 Jet akımları

Jet akımları süreklilik göstermeyen ve 30 m/s'den daha kuvvetli rüzgarlarla ifade edilen yukarı seviye hava sirkülasyonlarıdır. Bunlar çok yüksek hızla tropopoz seviyesinde dünyanın etrafında dolaşan ince bir hava tabakasıdır. Jet akımlarının bulunduğu yerler etrafında kuvvetli düşey kaymalara rastlanır. Kuvvetli sıcaklık gradyanlarının üzerindeki bölgelerde görülür. Bu nedenle yükseklikle doğru orantılı olarak artan diğer rüzgar profilleri gibi jet akımları da termal rüzgar denklemi ile ifade edilir. Bu bölgelerde basınç gradyanı ve rüzgar hızları artan yükseklikle artmaktadır. Genel olarak bu artış, sıcaklık gradyanının yön değiştirmesi ve rüzgar hızının azalmasını takiben tropopoza kadar devam eder. Dolayısıyla jet akımlarının yukarı troposferde 9-18 km arasında bulunduğu belirtilebilir.

En bilinen jet akımlarından biri polar cephe jet (polar-front jet; PFJ) akımıdır (Şekil 2.2). Polar cephe polar hava ile orta enlemlerdeki hava arasındaki sınır olarak ifade edilir. Kış mevsiminde bu sınır ekvatora doğru 30° enlemine kadar inebilirken, yaz mevsiminde 50-60° civarındadır. Kış cepheleri yaz cephelerinden kuvvetli sıcaklık farkları ile ayrılır. Bu nedenle kış mevsimindeki jet akımları ekvatora doğru olan bölgelerde 75 m/s'yi geçen hızlarda ve kalıcı nitelikte görülür.

Diğer jet akımı olan subtropikal jet (subtropical jet; STJ) ise tropikal hava ile orta enlemlerdeki hava arasındaki geçiş bölgesinin üzerinde ekvatoryal tropikal havanın kutba doğru olan kenarındadır. Batılı akışta genel olarak 30-40° enlemleri civarında görülür. Bu jet akımı da orta troposferdeki kuvvetli sıcaklık gradyanları ile belirlenir. Polar cephe jetinin subtropikal enlemlere kadar indiğı durumlarda, tek bir akım oluşturacak şekilde subtropikal jet ile birleşmesi mümkündür.

Yaklaşık olarak 15°N enlemlerinde görülen tropikal doğulu jet akımı (tropical easterly jet stream; TEJ) da enlemsel ısınma farklarına dayalı olarak okyanus üzerinde değil, karalar üzerinde görülen jet akımıdır.

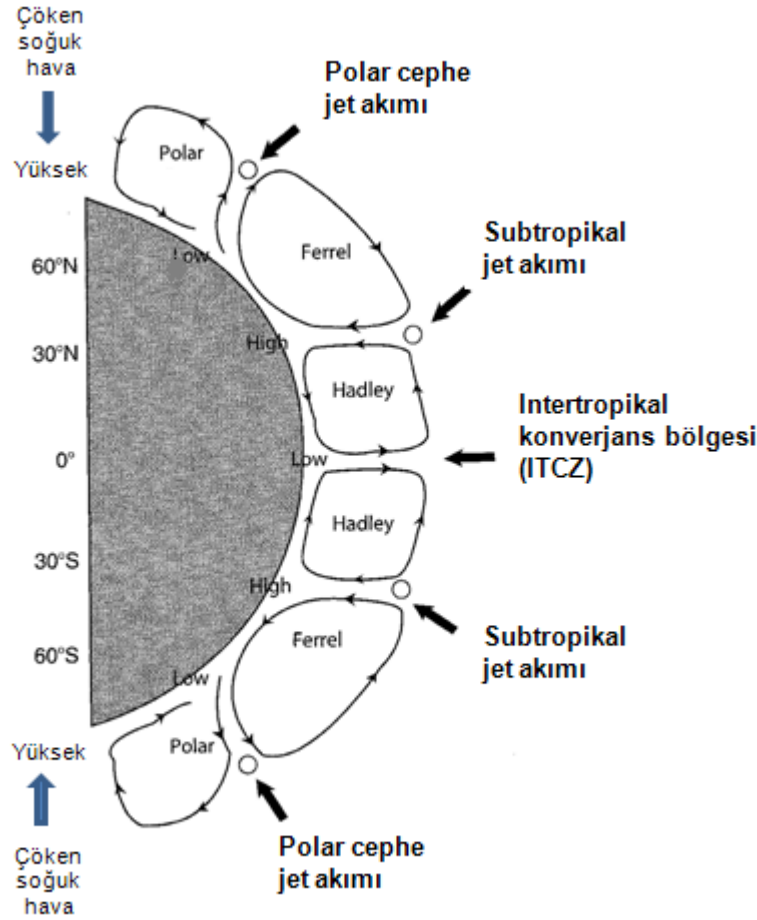


Şekil 2.2 : Meridyonel sirkülasyonda jet akımları (NOAA).

2.1.5 Meridyonel rüzgarlar ve kütle sirkülasyonu

Meridyonel rüzgarlar bölgesel rüzgarlardan daha zayıftır. Hava parsellerinin tropiklerden kutuplara taşınımı aşağı stratosferde aylarla ifade edilirken, daha yüksek seviyelerde ise troposferik hava stratosfere tropikal tropopoz seviyesinde girdiği ve stratosferi 60° enlemi yakınında ya da üzerinde terk ettiği için taşınım görülmez. Ortalama bölgesel rüzgar hızı 20 m/s'dir ve bu değer bölgesel rüzgarın stratosferi 1700 km/gün hızda dolaştığını gösterir. Tüm dünyayı dolaşması ise yaklaşık olarak on gün gereklidir. Diğer taraftan meridyonel stratosferik rüzgar daha zayıftır, 0.1 m/s hızla 6000 km'yi dolaşması yaklaşık olarak üç yıl sürmektedir.

Kütle devamlılığı kuralı havanın tropiklerde kuzey ya da güney yönlü olarak taşınmasını gerektirir (Şekil 2.3).



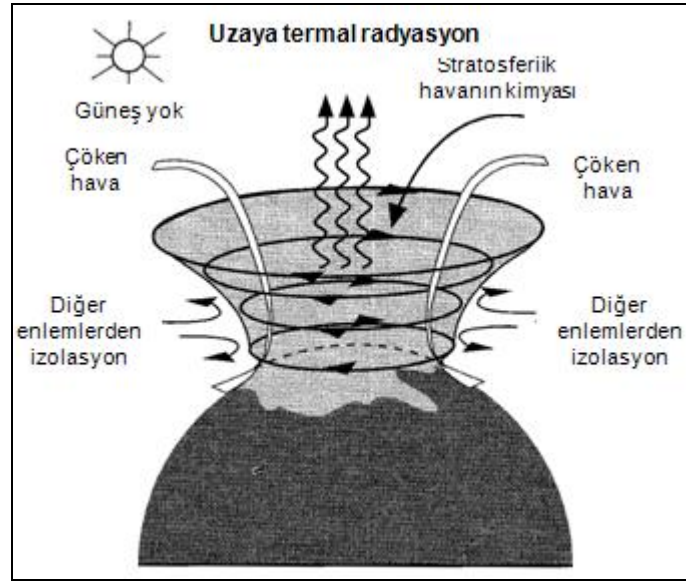
Şekil 2.3 : Atmosferde meridyonal kütle taşınımı.

Bu hareket yukarı seviye kütle diverjansına sebep olur ve yükselen yukarı seviye tropikal havası ekvatorun kutup tarafından yüzeye dönmek zorunda kalır. Yüzeydeki kütle devamlılığı da aşağı seviye konverjansını ve havanın ekvatora doğru hareketini gerektirir (Andrews ve diğ., 1987; McPhaden ve diğ. 1998).

2.1.6 Polar vorteks

Kutuplardaki kış mevsimi gecelerinde güneş ışığı güney kutup noktasına ulaşamaz. Orta ve daha aşağı stratosferde çok kuvvetli kutupsal bir rüzgar gelişir ve bu kuvvetli rüzgarlar polar vorteksi oluşturur (Şekil 2.4). Polar vorteks, yarıkürenin polar bölgelerinde merkezlenen, orta ve yukarı troposfer ile stratosferdeki büyük ölçek sürekli siklonik sirkülasyon paterni olarak tanımlanmaktadır. Polar vorteks etrafındaki rüzgar hızı 100 m/s'ye ulaşır. Orta ve aşağı stratosferde konumlanan bu vorteks çok soğuk havayı içerisinde hapsedmesi açısından önem taşır. Güneş ışığının olmadığı durumlarda polar vorteks içerisindeki hava daha da soğur ve -80°C altına

düşen hava sıcaklığı özel nitelikte bulutların oluşumuna neden olur. Arktik bölgesindeki stratosferik hava Antarktik'teki stratosferik havadan daha sıcak olduğu için polar vorteks bu bölgede daha az şiddetlidir (Mohanakumar, 2008). Arktik bölgede vorteks asimetrik yapıdadır ve Kuzey Amerika'nın doğusu üzerinde oluk etkisi yaratmaktadır. Polar vorteksin yüzey paterni olmadığının altı önemle çizilmelidir. Polar vorteks yaklaşık 5 km. üzerindeki yukarı seviyelerde daha iyi ifade edilebilmektedir.



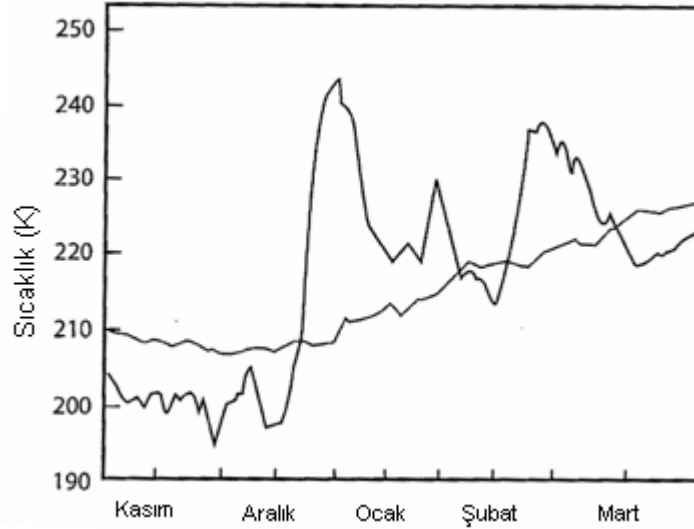
Şekil 2.4 : Polar vorteks (Hays ve de Menocal, 2009).

Stratosfer sera gazları tarafından soğutulan bir yapıya sahiptir. Stratosferin yukarı seviyelerinde soğuma derecesi daha da artar. 1970lere kadar polar vorteks hafta ya da ay mertebesinde kuvvetlenme ya da zayıflama gösterirken, 1970lerden sonra polar vorteks etkisi gözle görülür şekilde kuvvetlenme yönündedir. Dış etkenlere izole haldeki polar hava, orta enlemlerden ozon açısından zengin havanın karışımına maruz kalmadan ozon kaybı süreçlerinin hızlanmasına neden olur. Bu nedenle daha korunumlu olan orta enlem kimyası tarafından bozulmadığı için izole polar vorteks polar ozon kaybının temel nedenidir. Arktik üzerindeki polar gece jeti ise ozon bakımından zengin ve ılık orta enlem havasını Antarktik'teki kadar uzak tutacak boyutta etkili değildir. Bunun temel nedeni ise kuzey kutbunda daha fazla dalga aktivitesi ve kuzey-güney hava karışımının güney kutba göre daha fazla olmasıdır.

Ozonun kimyasal bileşenler ile karışımı ve kış mevsimi polar vorteksinden orta enlemler stratosferine taşınımının daha iyi anlaşılabilmesi için orta enlem ozonunun

azalmasının incelenmesi gerekmektedir (Durry ve Hauchecorne, 2005). Polar vorteks yüksek mutlak PV değerleri ile tanımlanır ve sınırları polar gece jeti ile ilgili kuvvetli izentropik PV gradyan bölgesi ile belirlenebilir. Seçilmiş izentropik yüzeyler üzerinde yüksek çözünürlüklü PV ve O₃ haritaları ters yörüngeler kullanılarak oluşturulabilir (Brinksma ve diğ., 1998). Polar vorteks, ozon ısınmasında enlemsel gradyanın bir sonucu olarak kış mevsiminde gelişen kuvvetli, orta enlemsel, quasi-zonal, stratosferik rüzgar sistemidir. Jetin polar ya da siklonik tarafındaki hava orta enlemlerdeki havadan izole durumdadır, ancak planeter dalgalar vorteks geliştikçe dış kenardan süpürdükleri parçaları orta enlemlere transfer ederler. Bu süpürme ya da erozyona benzer süreç sırasında potansiyel vortisiti ve iz gradyanları keskinleşerek vorteks sınırını meydana getirir (Schoeberl ve diğ., 1992). Vorteks kenarı oluşumu ve kışın süpürme/erozyon sonucu gözlenen polar vorteks alanının daralması Butchart ve Remsberg (1986) tarafından da ortaya konmuştur. Gittikçe artan hızda meydana gelen bu erozyona benzer süreç planeter dalga aktivitesinin bir sonucu olarak görülmekte ve özellikle ani stratosferik ısınmalarda hızı artmaktadır (Schoeberl ve diğ., 1992).

Ani stratosferik ısınma olayı, kuzey kış yarıküresindeki batılı rüzgarların polar vorteksin birkaç gün mertebesinde yavaşlaması ya da yön değiştirmesiyle birlikte stratosferik sıcaklığın birkaç on derece artmasıyla görülür. İlk stratosferik ısınma olayı Sherhag (1952) tarafından rapor edilmiş, ilk teorik açıklaması ise Matsuno (1971) tarafından yapılmıştır. Kuzey yarıküre kışı boyunca sirkülasyonun düzeni sıklıkla bozulmakta ve planeter dalga genliği gözle görülür derecede artmaktadır. Bozulan bu hareket bölgesel ortalama batılı rüzgarların yavaşlaması ya da yön değiştirerek bölgesel ortalama doğulu rüzgarlar olmasıyla anlaşılmaktadır. Aynı zamanda kutup üzerindeki sıcaklığın 50 K mertebesinde artması da, karanlık kış kutbunun güneş alan tropiklerden daha sıcak hale gelmesine neden olmaktadır. Bir kaç gün içinde görülen bu değişimler ani stratosferik ısınma adını almaktadır (Şekil 2.5).



Şekil 2.5 : 90-50° N 10 hPa’da görülen stratosferik sıcaklık değişimi. (Kalın çizgi günlük değişimi, ince çizgi 1958-2002 NCEP/NCAR re-analiz verilerine dayalı ortalama sıcaklık (Charlton ve Polvani, 2006).

Meridyonel sıcaklık gradyanının tersine dönmesi sonucu görülen ani stratosferik sıcaklık değişimi kuzey kutbunun ısınmasına ve polar vorteksin parçalanmasına neden olmaktadır. Polar vorteks ya ikiye bölünmekte ya da tamamen yer değiştirmektedir. Antarktika’da bu tip ısınmaya 2002 yılı hariç rastlanmamıştır. Ani stratosferik ısınmanın sadece kuzey kutbunda görülmesi, topoğrafik etkinin önemini ortaya koymaktadır.

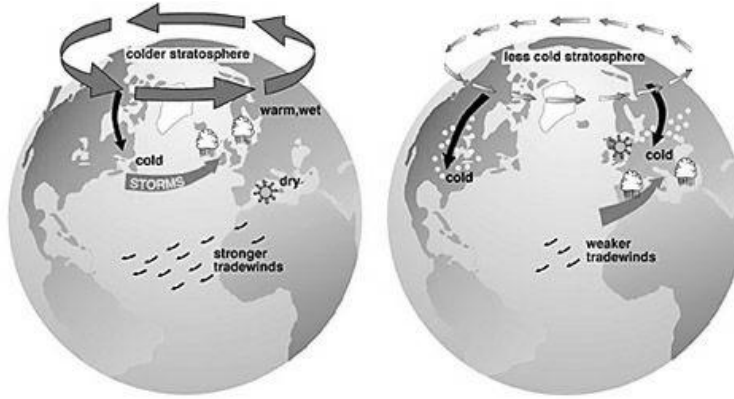
Ani stratosferik ısınma ile QBO arasında da bir ilişki bulunmaktadır (Labitzke ve van Loon, 1997). QBO doğulu evredeyken atmosferik dalga yukarı doğru gelişen Rossby dalgalarının polar vorteks üzerine olan etkisini artıracak şekilde yenilenmektedir. Ani stratosferik ısınma episodlarının sayısı ekvator üzerindeki aşağı stratosferde görülen QBO döngüleri sayısı ile uyum sağlamaktadır. Aynı zamanda yukarı seviyelerde ani stratosferik sıcaklıkların görülme sıklığı ile ekvatordeki QBO’nun değişim evreleri arasında belirgin istatistiksel bir ilişki bulunmaktadır (Holton ve diğ., 1995; Baldwin ve diğ., 2001).

2.1.7 Arktik salınım (AO)

Arktik salınım polar bölgeler üzerindeki atmosferik basıncın orta enlemler üzerindeki göre haftalardan on yıllar mertebesine uzanan zaman aralığındaki değişimini veren atmosferik sirkülasyon paternidir. Salınım troposfer derinliği

boyunca uzanır. Kış mevsimi sonu ve ilkbahar mevsimi başında (Ocak-Mart) stratosferde de görülür.

Arktik salınımın negatif evresi polar bölgede yüksek basınç, orta enlemlerde alçak basınç olarak görülürken; pozitif evresi ise tam tersi olarak polar bölgede alçak basınç, orta enlemlerde yüksek basınç olarak kendisini gösterir (Şekil 2.6).

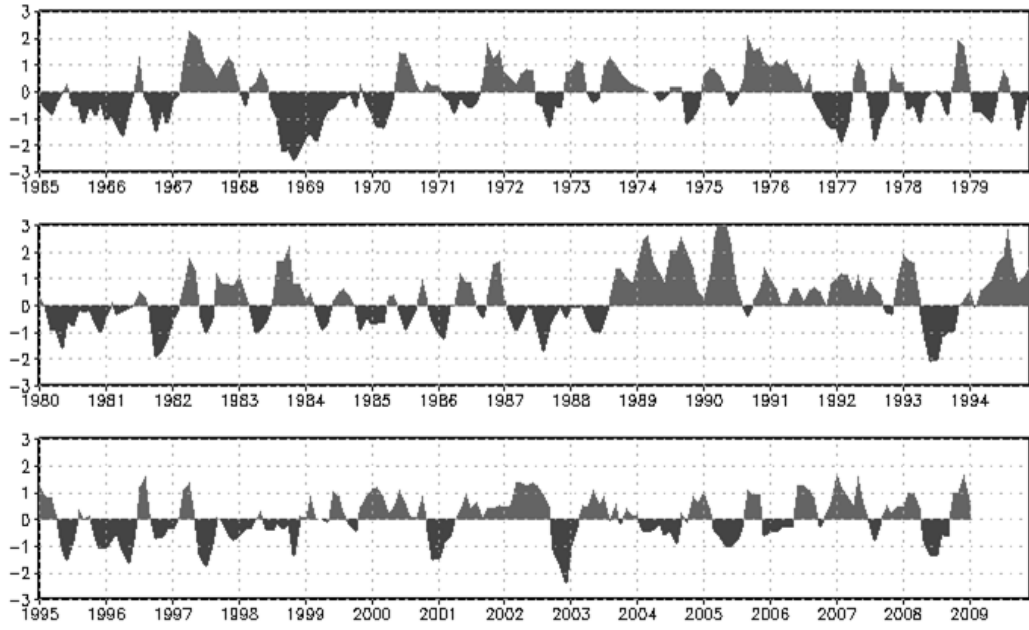


Şekil 2.6 : Arktik Salınımın pozitif (sol şekil) ve negatif (sağ şekil) safhaları (Stewart, 2005).

Pozitif evrede orta enlemlerdeki yüksek basınç okyanus fırtınalarının daha kuzeyde oluşmasına neden olurken, sirkülasyon paternindeki değişimler Alaska, İskoçya ve İskandinavya'ya yağışlı; batı Amerika ve Akdeniz'e de kuru hava taşır. Soğuk kış havası, salınımın pozitif evresinde Kuzey Amerika'nın iç kısımlarına negatif evredeki kadar ilerleyemez ve bu durum Rocky Dağlarının normalden daha sıcak; Grönland ve Newfoundland'ın de normalden daha soğuk olmasına neden olur (Mohanakumar, 2008).

Arktik salınım geçen yüzyılın büyük kısmında negatif ile pozitif safha arasında değişim göstermiştir. Salınım 1970'lerden başlayarak pozitif safhada kalmış, bu durum normal arktik hava basıncının daha düşük olmasına, Amerika'nın büyük bölümüyle Avrupa-Asya tarafındaki sıcaklıkların da normalden daha yüksek seyretmesine neden olmuştur (Kodera ve Kuroda, 2000).

Daha önceki 40 yıla göre 1990'larda daha yüksek olan AO indeksi, son 9 yılda düşük ve değişken bir görüntü sergilemektedir (Şekil 2.7).



Şekil 2.7 : Son 40 yıla ait üç aylık ortalamaları alınmış AO indeksi (Gri-pozitif, siyah-negatif) (Url-1).

2.1.8 Kuzey Atlantik salınımı (NAO)

Atlantik Okyanusu'ndaki Azor subtropikal yüksek basınç sistemi ile İzlanda civarındaki subpolar alçak basınç sistemi arasındaki atmosfer basıncında ortaya çıkan büyük ölçek değişime Kuzey Atlantik Salınımı adı verilir. Bu salınım yüzey rüzgarlarını ve kış fırtınalarını Kuzey Atlantik boyunca batıdan doğuya iter ve İngiltere'den Batı Avrupa'ya, Sibirya'dan doğu Akdeniz'e ve Batı Afrika'ya kadar iklimi etkiler.

Orta enlemlerde NAO, Atlantik bölgesindeki değişimin de temel nedeni olarak bilinir. Kısaca NAO ve AO aynı olayın farklı açıklama şekillerini ifade eder (Mohanakumar, 2008).

Kuzey Atlantik Salınımı (NAO), mevsimsel değişkenlikten on yıllık değişkenliğe uzanan atmosferik sirkülasyonun ana kaynağı olarak tanımlanırken, bir çok bilim adamı tarafından anomali paterni olarak tanımlanan ve çoğunlukla kış mevsiminde meydana gelen Kuzey Atlantik-Avrupa bölgesindeki bağlantıyı temsil eder.

Uzun dönemli NAO dinamiği, buharlaşma, yağış ve ısınma süreçleriyle atmosfere iletilen deniz yüzeyi sıcaklıklarının kontrol ettiği nem, ısı alışverişleri ve yağış süreçlerinden etkilenmektedir. NAO indeksleri, kış mevsimi ortalama basıncı (Kasım-Mart, Aralık-Şubat), aylık ortalama basınç ya da 1 ya da 5 günlük daha kısa

dönem için ifade edilebilir. Bu salınım ilk olarak 1924'te Walker tarafından keşfedilmiş ve 5 istasyonun yüzey sıcaklığı ve 4 istasyonun deniz seviyesi basıncı (SLP) zaman serilerinin kullanıldığı ilk NAO indeksi bulunmuştur (Walker ve Bliss 1932; van Loon ve Rogers, 1978; Rogers ve van Loon 1979). Bu karmaşık indeks daha sonra Ponta Delgados, Azor ve İzlanda deniz seviyesi basıncı anomalileri kullanılarak Rogers (1984, 1990) tarafından basitleştirilmiştir. Bir çok bilim adamı Rogers'ı takiben aletsel kayıtlara dayalı bir çok indeks basitleştirmesi yapmıştır. Günümüzde sıklıkla kullanılan ve en çok kabul gören indeks Hurrell indeksidir (Hurrell, 1995). Aletsel kayıtlara dayalı NAO indisleri 3 değişkenle bağlantılıdır:

- Deniz Seviyesi Basıncı – SLP
- Yüzey Hava Sıcaklığı – SAT
- Deniz Yüzeyi Sıcaklığı – SST

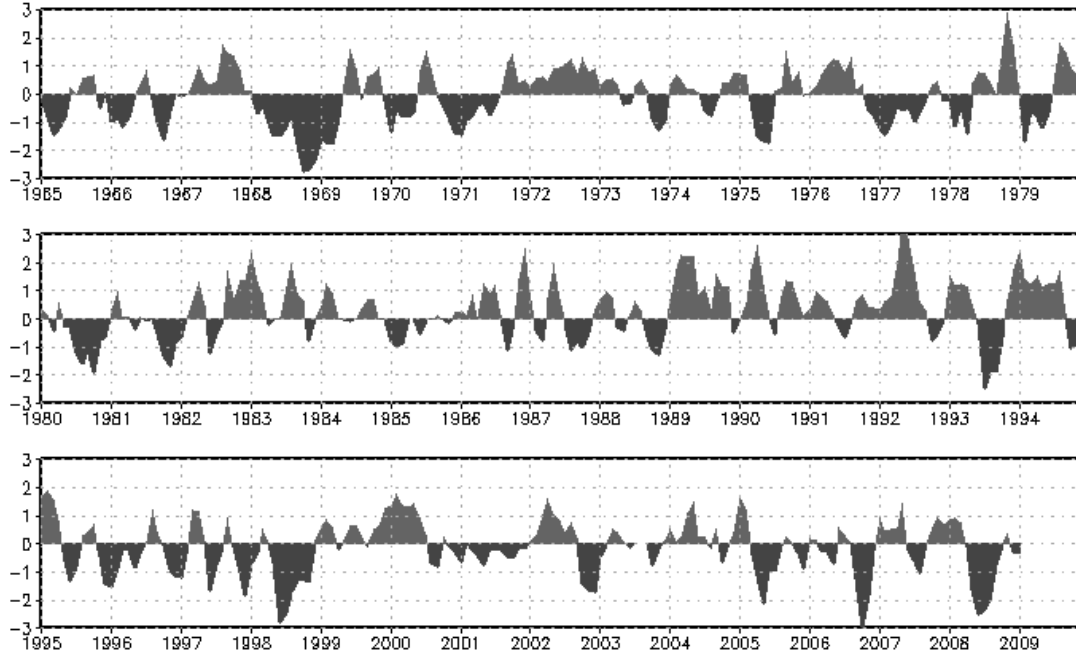
İstasyon verilerine dayalı NAO indeksi, İzlanda ve Azor adaları üzerinde ele alınacak bölge merkezine en yakın mesafedeki iki istasyonun normalize edilmiş deniz seviyesi basınçları arasındaki fark olarak tanımlanırken, kuzeydeki istasyon İzlanda, güneydeki istasyon ise Ponta Delgada-Azor, Lizbon-Portekiz, ya da Cebelitarık olmaktadır. Güneydeki istasyonlar arasında çok büyük mesafe ve buna bağlı farklılıklar olmasına dayalı olarak, Kuzey Atlantik Salınımıyla ilişkilendirilecek olan sirkülasyon özellikleri tanımlarında istasyon seçiminin önemi artmaktadır.

Analize dayalı NAO indeksi ise objektif olarak analiz edilen deniz seviyesi basıncı (SLP), ampirik ortogonal fonksiyon analizi (EOF) kullanılarak döndürülmüş ana bileşen analizi ya da iki bölge arasındaki ortalama deniz seviyesi basıncı farkı ile bulunmaktadır. Ancak bu indeksin karmaşık sayısal analizlere dayalı olması nedeniyle kullanışlı olmadığı fikrinde birleşilmektedir. Pozitif ve negatif NAO indeksine karşılık gelen atmosferik yapı Şekil 2.10'da şematik olarak gösterilmektedir.

Pozitif NAO (NAO+) safhasında Kuzey Atlantik'teki deniz seviyesi basıncı dağılımı, normalden daha derin İzlanda Alçak ve daha yüksek Azor Yüksek Basıncına sahiptir, bu durum Kuzey Atlantik'in doğusunda ve Avrupa kıtası üzerinde çok kuvvetli batılı akışa neden olmaktadır. Negatif NAO (NAO-) safhasında ise İzlanda Alçağı ve Azor Yüksekliği çok daha zayıftır (Rogers, 1984).

- Grönland’da daha ılık kış mevsimi sıcaklıkları

Şekil 2.9’dan görüleceği gibi 1940’lardan 1970’lere dek NAO indeksinde kuvvetli negatif indeks değerleri görülürken, son 25 yıldır pozitif indeks değerlerine rastlanmaktadır. Benzer pozitif değerler 1900-1930 arasında da gözlenmiştir. Hurrell’e (1995) göre bu pozitif indeks, Avrupa’da yaşanan kış mevsiminin daha sıcak geçmesine neden olmuştur.



Şekil 2.9 : Son 40 yıla ait üç aylık ortalamaları alınmış NAO indeksi (Gri-pozitif, siyah-negatif) (Url-2).

Bu durumdan Avrupa’nın atmosferik nem bütçesi de büyük ölçüde etkilenmektedir. Bunun sonucunda Güney Avrupa ve Akdeniz üzerinde kuraklığa yakın durumlar gözlenirken, İskandinavya ve Kuzey Avrupa normal şartlardan daha nemli olmaktadır. Genel olarak NAO etkileri;

- Subpolar batılı rüzgarlarda yüzeyden aşağı stratosfere doğru kuvvetlenme,
- Yağış paternlerinde bölgesel değişiklikler, bazı Kuzey Avrupa buzullarında artma, Alplerdeki buzullarda azalma,
- Labrador, Grönland ve Arktik denizlerindeki deniz yüzeyi buz örtüsünde değişiklik,
- Arktik’teki ortalama deniz seviyesi basıncında belirgin farklılık,

- Polar bölgede stratosferik soğuma ve 40°N enleminde kutuplara doğru toplam ozon kolonunda azalma,
- Atlantik fırtına aktivitesinde ve fırtına yörüngelerinde değişim,
- Plankton üretimi ve balıkların dağılımında değişiklik,
- Kuzey Atlantik yüzey dalga yükseklikleri trendi,
- Labrador, Grönland- İzlanda denizlerinde konveksiyon yoğunluğunun değişiminin Atlantik Meridyonel Sirkülasyonunun karakterini ve gücünü etkilemesi şeklinde özetlenebilir.

10 yıllık zamandan yüzyıllık zamana Kuzey Atlantik Salınımı değişiminin anlaşılabilmesi için, uzun döneme dayalı yeni indekslerin tanımlanması, modeller geliştirilmesi ve temel teşkil edecek yüksek frekanstan alçak frekansa mekanizmaların ortaya konduğu çalışmaların yapılması gerekmektedir.

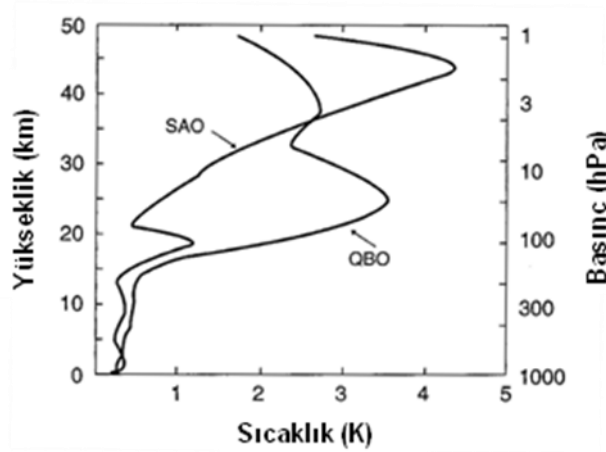
Orta enlem toplam ozonundaki değişimler, bu bölgedeki alçak ve yüksek basınç sistemlerinin geçişi sonucu meydana gelmektedir. Büyük ölçekli akış üzerindeki zorlamalardan dolayı alçak ve yüksek basınç sistemleri, yukarı troposfer ve aşağı stratosferdeki yapıyı değişik şekillerde etkilemektedir.

2.1.9 Quasi-Biennial salınım (QBO)

İlk olarak 1950'lerde keşfedilen quasibiennial salınımın oluşum mekanizması uzun bir süre tam anlamıyla açıklanamamıştır. Yapılan radyozonde ölçümleri QBO safhasının diğer stratosferik sirkülasyon paternlerinde olduğu gibi yıllık döngüye bağlı olmadığını ortaya koymuştur. 1970'lerde yapılan çalışmalarda tropikal troposferden yukarıya doğru yol alan atmosferik dalgaların stratosferde radyatif soğumaya bağlı olarak kaybolduğu ve bu süreç boyunca dönemsel rüzgar değişimlerinin olduğu bulunmuştur. QBO stratosferik rüzgarlarda ortalama 28 aylık süreçlerle karakterize edilebilen doğu-batı salınımı olarak ifade edilir. QBO maksimum genliği 10 hPa'da olmak üzere 100 hPa ile 2hPa arasında görülür (Hamilton ve ark, 2004). QBO her iki yarıkürede de ekvator dan 10-15° enlemlerine kadar uzanır fakat etkisini subtropiklerden 30° ve daha yukarıdaki enlemlere kadar gösterir. QBO'nun ortalama salınımı 28 ay olarak belirtilse de QBO süreci 20-30 ay arasında değişir. QBO'nun hakim olduğu ekvator bölgesinde en kuvvetli doğulu rüzgarlar 30 m/s, en kuvvetli batılı rüzgarlar ise 20 m/s hızdadır. Kesin bir kural

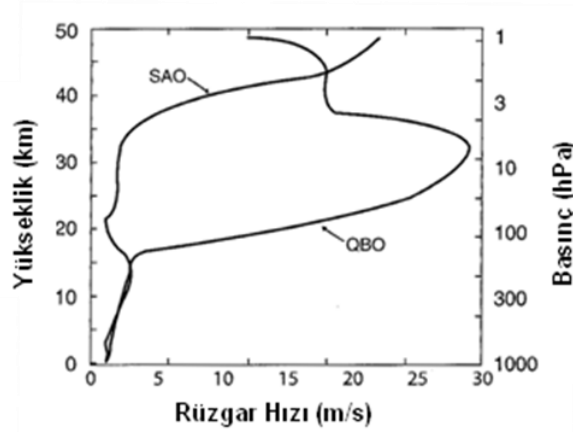
olmamakla birlikte batılı rüzgarlar Haziran ayından Ağustos'a kadar olan sürede etkisini yitirir (Mohanakumar, 2008).

Holton and Lindzen (1972) düşey gelişimli dalgalara dayalı olarak Quasi-biennial salınımını ilk ortaya koyan araştırmacılardan olmuştur. Genel olarak yukarı stratosferdeki altı aylık salınımın (SAO), quasi-biennial salınımda önemli bir rol oynadığı düşünülmüştür. Ancak daha sonra yapılan çalışmalarda SAO'nun önemli olduğu, fakat QBO'nun oluşması için gerekli olmadığı anlaşılmıştır (Mohanakumar, 2008). Sıcaklık açısından QBO ve SAO'nun genlikleri zayıf, fakat troposferdeki evreleri aynıdır. Aşağı stratosferde QBO genliği yavaş yavaş artarak 25 km'de maksimuma ulaşmakta, 25 km üzerinde ise genlik yükseklikle azalmaktadır. SAO genliği ise aşağı stratosferden başlayarak 40 km'ye kadar artmakta, bu seviye üzerinde ise QBO gibi azalmaktadır. 40 km maksimumundaki SAO sıcaklık genliği, 25 km'deki maksimum QBO genliğinden daha büyük olmaktadır (Şekil 2.10).



Şekil 2.10 : SAO ve QBO sıcaklık genliklerinin düşey değişimi (Randel, 2004).

QBO ve SAO'nun bölgesel rüzgar genlikleri karşılaştırıldığında ise sıcaklık genliğine benzer şekilde her iki salınımın da troposferdeki genliklerinin zayıf ve aynı evrede olduğu görülür (Şekil 2.11). QBO genliği aşağı stratosferde yükseklikle hızla artar, 30 km'de maksimuma ulaşır ve yukarı stratosferde azalmaya başlar. SAO ise aşağı ve orta stratosferde zayıfken, yukarı stratosferde hızla artar (Mohanakumar, 2008).



Şekil 2.11 : SAO ve QBO bölgesel rüzgar genliklerinin düşey değişimi (Randel, 2004).

Bu mekanizma Plumb (1977) tarafından ayrıntılı bir şekilde açıklanmıştır. Plumb (1977) maksimum hızlanmanın maksimum hız safhası altında oluştuğunu ve bunun da maksimumun zamanla azalmasına neden olduğunu göstermiştir. Günümüzde quasi-biennial salınımın oluşmasında ekvatorial olarak hapsedilen Kelvin dalgalarının batılı momentuma, Rossby yerçekimi dalgalarının ise doğulu momentuma neden olduğu bilinmektedir.

Deniz yüzeyi sıcaklıkları ile birlikte quasi-biennial salınımın ve El Niño güney salınımının musonları etkilediği düşünülmektedir. Kuzeydoğu Pasifik'teki tropikal siklon frekansı QBO'nun batılı safhasında artmaktadır. Güneybatı Hint Okyanusu'nda ise tropikal siklon frekansı QBO'nun doğulu safhasında artmaktadır. Kışın meydana gelen ana stratosferik ısınmalar QBO'nun doğulu safhasında görülmektedir (Holton ve Tan, 1980). ENSO öngörüsünde olayın gücü ve zamanlamasının tahmininde 30 mb ve 50 mb rüzgar anomalileri kullanılmaktadır. El Chichon ve Pinatubo yanardağı patlamalarının ardından yaşanan 10 yıllık aerosol depolanması da QBO'nun safhalarının bir sonucu olarak kabul edilmektedir.

QBO kış mevsimi boyunca özellikle planetar dalgaların genliğinin büyük olduğu kuzey yarıküredeki ekstras tropikal stratosferi etkilemekte ve bu etki ozon gibi unsurlarda da görülmektedir. Tropikal troposferik çalışmalar stratosferik QBO ile ilişkilendirilebilecek quasi-biennial oluşumları işaret etmektedir (Baldwin ve diğ., 2001). Aynı zamanda QBO yukarı stratosfer, mezosfer ve iyonosferik F tabakasındaki değişimle de ilişkilendirilmektedir.

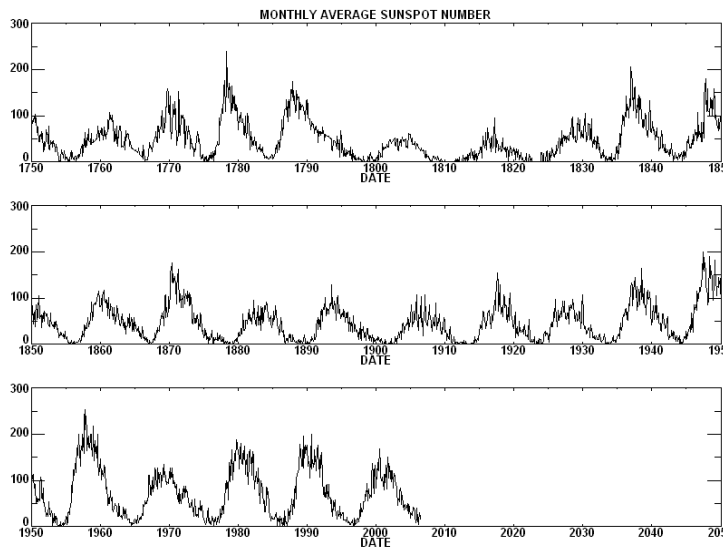
2.1.9.1 Ozonun taşınımında QBO etkisi

QBO, aşağı stratosferde ozon değişiminin ana kaynağı açısından önemli bir yere sahiptir. QBO ile ilişkilendirilen ekvatoryal stratosferde ozon hem taşınım hem de fotokimyasal etkilerle kontrol edilmektedir. Tropiklerde ise 30 km'nin altında ise ozon dinamik kontrol altında bulunmakta ve QBO kaynaklı sirkülasyondan etkilenmektedir. 30 km'nin üzerinde ise ozon fotokimyasal süreçlerin etkisine girmekte ve taşınım etkileri yerine QBO kaynaklı sıcaklık anomalilerine karşılık vermektedir (Mohanakumar, 2008).

2.1.10 Solar döngü

Güneş lekeleri manyetik kuvvetlerin etkilediği sıcak iç bölgeden yüzeye doğru enerji transferinin azaldığı bölgelerdir. Manyetik alan koronanın aşırı ısınmasına sebep olur ve korona da güneş püskürtmeleri ile etkin bölgeler oluşturur. Güneş üzerinde güneş lekelerinin sayısı sabit değildir. Ancak solar döngü 11 yıllık döngü içinde değişiklik gösterir.

Güneş lekelerinin sayısı olarak nitelendirilen sayılar; tek tek elde edilen güneş lekesi sayısının, grup sayısının 10 katı ile toplanmış ifadesidir. Birçok güneş lekeleri grubu ortalama olarak 10 lekeden meydana geldiği için, kullanılan bu formül gözlenmesi zor küçük lekelerin olması durumunda ya da gözlem koşulları uygun olmadığında da başarılı sonuçlar vermektedir. Güneş lekelerinin aylık ortalama değeri güneşte görülebilen lekelerin yaklaşık 11 yıllık döngüsünü vermektedir (Şekil 2.12).



Şekil 2.12 : Aylık ortalama güneş lekelerinin 11 yıllık döngüsü (NOAA).

Stratosferle ilgili yapılan gözlemsel çalışmalar ve modelleme çalışmaları 1990ların sonunda güneşin troposferik hava ve iklim üzerine olan etkisine dikkat çekmiştir (Labitzke ve van Loon, 1997). Güneş ışıınımı değişimi ultraviyole değişimleri artırmakta, bu artış fotokimyasal ozon değişimlerine neden olmakta ve varolan ozon miktarına dayalı stratosferik ısınma oranını değiştirmektedir (Haigh, 1996; Shindell ve diğ., 1999). Güneşten gelen UV radyasyonu miktarı (özellikle UV-B) solar döngü sırasında değişime uğramaktadır. Güneş lekesi maksimumu görüldüğü durumlarda UV-B radyasyonu miktarı, güneş lekesi minimumu görüldüğü durumdan yaklaşık olarak %0.1 daha fazladır. Yapılan çalışmalar solar döngünün ozon konsantrasyonunda %2'lik bir değişime neden olduğunu göstermektedir (Shindell ve diğ., 1999).

11-yıllık döngüdeki güneş aktivitesi dünyanın aşağı stratosferindeki sıcaklık ve basınç yüksekliklerindeki periyodik değişimi ortaya çıkaran kuvvetlerden biri olarak kabul edilir. 11-yıllık döngünün orta atmosfer sıcaklıklarındaki değişime olan etkisi stratosferde negatif olarak görülmüştür (Mohanakumar, 1995). Stratosferde sıcaklıklar ortalama değerinden %2-3 oranında daha düşük ölçülmüştür.

Kuzey yarıküre stratosferindeki 10 ila 12 yıllık salınımlar 1958'den başlayan dört 11-yıllık solar döngüye karşılık gelmektedir (Labitzke, 2002). Solar döngü ile aşağı stratosferin ortalama sıcaklıkları ile deniz seviyesi üzerindeki sabit basınç yüksekliklerinin 12 yıllık salınımı arasında çok kuvvetli bir korelasyon bulunmaktadır. Her iki yarıküre yaz mevsiminde aşağı stratosfer ortalama sıcaklıkları güneşin 11-yıllık döngüsündeki enerji çıkışına dayalı olarak artmakta ya da azalmaktadır. Bu nedenle aşağı stratosferin yıllık ortalama sıcaklıkları ile her iki yarıküredeki yaz solar döngüsü arasındaki korelasyon yüksek iken, kış solar döngüsü arasındaki korelasyon zayıftır.

TOMS'dan elde edilen toplam sütun ozonu ile 11 yıllık solar döngü arasındaki korelasyonlar, ozonun meydana geldiği ekvatorial bölgede minimum, subpolar bölgede ise maksimum olmaktadır. Yıllık ortalama ise istatistiksel olarak en yüksek korelasyonlara 5° ile 30° enlemleri arasında rastlanmaktadır. Bu büyük korelasyon miktarları, güneş ile ozon arasındaki etkileşimin direkt değil radyatif olduğunu göstermekte ve atmosferik sirkülasyonda değişimlere neden olmaktadır. En yüksek tropikal-subtropikal korelasyonlar yaz yarıkürsinden yaz yarıkürsine güneşle birlikte hareket etmektedir. Ozon tabakasındaki subtropikal jeopotansiyel

yükseklikler 11 yıllık solar döngünün pik noktalarında çukur noktalarından daha yüksek olmaktadır. Solar maksimumdaki yüksek subtropikal jeopotansiyel değerleri ozonun subtropikler boyunca kutupsal taşınımını zayıflatmakta, bu durum da solar minimuma bağlı tropiklerde ozon artışına neden olmaktadır. Bu sonuçlar 15 yıllık ozon gözlemlerine dayalı olarak elde edilmiştir (Labitzke ve van Loon, 1997).

2.2 Kuzey Yarıkürede Toplam Ozon ve İzentropik Analiz

2.2.1 Toplam ozon

Dünya yüzeyindeki herhangi bir noktadan o nokta üzerindeki atmosfer sütunu boyunca ölçülen tüm ozon, toplam ozon adını alır. Troposferdeki ozonun toplam ozona katkısı %10 civarındadır. Ölçülen toplam ozonun yaklaşık %90'lık bölümü ise stratosfer kaynaklıdır. Toplam ozon 200-500 DU (Dobson birimi) arasındadır ve dünya ortalaması 300 DU'dur. 1 DU yeryüzeyi üzerinde ozonun 0°C ve 1 atmosfer basınçta 0.001 cm'lik kalınlığına karşılık gelir. Kısaca 3 mm'lik bir kalınlık 300 DU'ya karşılık gelmektedir. Atmosferdeki toplam ozon miktarı günden güne, mevsime ve enleme göre değişir. Değişimler; stratosferik rüzgarlara, kimyasal üretime ve ozonun bozulması nedenlerine bağlıdır. Ozon bütün yıl boyunca ekvator kuşağı üzerindeki stratosfer tabakasında üretilmektedir. Stratosferdeki hava hareketleriyle (mevsimsel rüzgarlar) kutuplara doğru taşınmakta ve kutba yakın bölgelerde de toplam ozon en yüksek seviyelere ulaşmaktadır. Troposfer yüksekliğinin artmasıyla paralel olarak tropiklerde ise en düşük toplam ozon değerleri görülmektedir. Güneşin 11-yıllık döngüsü sırasında gelen ultraviyole radyasyondaki azalma da ozon üretimini azaltmaktadır. Ozon tabakasında şiddetli incelmenin oluşumuna neden olan mekanizmalar son derece karmaşıktır. Bu mekanizmalar, dünyaya daha çok zarar veren ve özellikle de bu alan üzerinde oluşan fiziko-kimyasal tepkimelere bağlıdır (Bojkov, 1995). Uydu ölçümleri ya da yere dayalı ölçümlerden elde edilen sonuçlara bağlı olarak ozon değişimlerinin takibi yapılmaktadır (Url-5).

2.2.2 İzentropik analiz

Yapılan bir çok sayısal modelleme çalışması polar vorteks kenarında ve antisiklonlarda (Aleutian yüksek) küçük yatay ölçek oluşumlardan bahsetmektedir (Pierce ve Fairlie, 1993; Waugh ve diğ., 1994; Sutton ve diğ., 1994; Mariotti ve diğ.,

1997; Harvey ve diğ., 1999). Model başlangıcı olarak alınan gözlenmiş iz gazı alanlarının kullanıldığı çalışmalarda düşey ölçekteki lamine yapının, vorteksten kopan ya da aşağı enlemlerden yukarı doğru sürüklenen filamentlerden oluştuğu ortaya konmuştur (Orsolini ve diğ., 1997, 1998; Manney ve diğ., 1998). Stratosferik polar vorteks sonbaharda gelişim aşamasındayken, Aralık'tan Mart'a kadar olan dönemde gelişimini tamamlar (Manney ve diğ., 2000). Pierce ve Grant (1998) kuzey yarıküre orta enlemlerinin aşağı stratosferinde büyük ölçek izentropik hareketlere bağlı olarak ozondaki lamine yapının Ekim sonu Kasım başlarında ortaya çıktığını belirtmiştir. Filament yapılaşma ile ilişkilendirilen dalga aktivitesi ve Rossby dalga kırılması da bu dönemde artmaya başlamaktadır (Baldwin ve Holton, 1988). Bir çok çalışma aşağı enlemlerdeki havanın vortekse doğru yukarı taşındığını ve vorteksten Aralık ayında büyük parçalar halinde koptuğunu göstermiştir (Juckes ve O'Neill, 1988; Harvey ve diğ., 1999). Bu sürecin vorteks kenarı ve subtropiklerdeki potansiyel vortisiti ve iz gradyanlarının güçlenmesine dayalı olarak ana vorteks oluşumuna katıldığı düşünülmüştür (Juckes ve O'Neill, 1988).

Kuzey yarıküre orta enlemlerindeki lamine yapının incelenmesi için izentropik analiz, potansiyel vortisiti ve polar vorteksin davranışının belirlenmesi gerekir.

Troposferin farklı seviyelerindeki durum hakkında bilgi vermesi açısından meteorolojide genel olarak izobarik analiz kullanılmaktadır. Ancak atmosferde meydana gelen bir çok olayın da izobarik şartlarda gerçekleşmediği gözönüne alındığında basıncın korunumlu olmadığı ve düşey hareketlerin ihmal edilemediği, sonuç olarak izobarik analizin kullanılmadığı şartlarda izentropik analiz öne çıkmaktadır. İzentropik analiz izentropik yüzeylerin yeri ve görünüşü, sıcaklık ve karışma oranı gibi atmosferik özelliklerin dağılımı ve bunlar üzerindeki hareketine dayanarak serbest atmosferde meydana gelen fiziksel ve dinamik işlemler analizidir. Bu tür analizlerde yukarıdaki nedenlere bağlı olarak sıklıkla izentropik haritalar kullanılır. Troposfer, dar ve sık bölgeler dışında kuru süreçler açısından kararlı olduğundan sinoptik analiz amaçlı olarak bu alanlar ihmal edilmekte, düşey koordinat eksenini potansiyel sıcaklık kullanılmaktadır. İzentropik analiz de sabit potansiyel sıcaklıkta yapılmaktadır. İzentropik yüzey 15 alana ayrılmıştır (Çizelge 2.2) (Url-6).

Çizelge 2.2 : İzentropik seviyeler ile bunlara karşılık gelen basınç ve yükseklik değerleri.

Θ (K)	P (hPa)	Z (km)
265	815	1.5
275	716	2.4
285	632	3.4
300	528	4.7
315	445	5.9
330	378	7.1
350	308	8.6
370	254	10.0
395	202	11.7
430	150	13.9
475	106	16.4
530	72	19.2
600	47	22.4
700	27	26.4
850	14	31.3

Potansiyel sıcaklık (Θ), belirli bir hava parselinin kuru adyabatik lapse rate boyunca 1000 hPa’lık standart basınca indirilmesi halinde elde edeceği sıcaklıktır. P; hava basıncını, T; mutlak sıcaklığını ve sabit basınçtaki havanın özgül ısısının sabit hacimdeki havanın özgül ısısına oranı γ ise, potansiyel sıcaklık (2.1);

$$\Theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} = T \left(\frac{1000}{p} \right)^k \quad (2.1)$$

şeklindedir. Burada k (2.2);

$$k = \frac{R_d}{C_p} \quad (2.2)$$

ile ifade edilir. C_p , kuru havanın özgül ısısı, R_d ; kuru hava için gaz sabitidir.

Ozon bakımından zengin stratosferik hava troposfere büyük ölçekli siklojenezle tropopoz kesişmelerinden girer. Cut-off alçak basınç bölgeleri ve izentropik yüzeyler

boyunca quasi-adyabatik taşınım ile bağlantılı olarak bu hava subtropiklerden büyük ölçekli çökme ile getirilir (Holton ve diğ., 1996). Sıcaklık artan yükseklikle azalırken, potansiyel sıcaklık artan yükseklikle artmaktadır. Bu nedenle izentropik sıcak havaya doğru aşağı yönlü bir eğim kazanırken, soğuk havaya doğru tam tersi şekilde yukarı doğru eğimlenmektedir. Fakat bu eğimlenme sıcaklık lapse rate'inin super adyabatik olduğu durum için geçerli değildir. İzentropik yüzey üzerinde (2.3)

$$P = R_d T \quad (2.3)$$

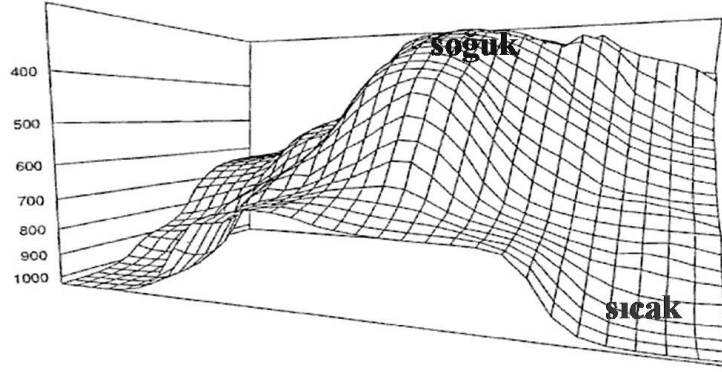
denkleminde dayalı olarak izoterm, izobar ve izopiknik birbirine eşit olur. İzentropik analizler cephenin düşey ve yatay yapısını daha iyi anlamaya yardımcı olurken, izentropik haritalar da adyabatik düşey hareketin ve nem taşınımının yeri hakkında bilgi vermektedir.

Atmosferde bir çok olay izentropik şartlarda ya da bu şartlara yakın koşullarda meydana gelir. Sinoptik ölçekli hareketler için diyabatik süreçlerin yokluğunda izentropik yüzeyler üç boyutlu hareketlerin tanımı ile önemli bir süreklilik sağlar. Bir izentropik yüzey boyunca yatay akış Z ya da P referans sisteminde düşey hareketin adyabatik bileşenini ihmal eder (Moore, 1992). İzentropik analiz sadece yere yakın ve/veya potansiyel sıcaklığın korunumlu olmadığı diyabatik ısınmanın olduğu şartlarda kullanılamamaktadır.

- İzentropik yüzey üzerinde nem taşınımı üç boyutludur ve paternler yersel ve zamansal olarak basınç yüzeylerindekiinden daha uyumludur (Moore, 1992).
- İzentropik yüzeyler üzerindeki düşey aralıklar kuru statik stabilitenin bir ölçüsüdür. İki izentropik yüzey arasındaki konverjans (diverjans) tabakadaki statik stabiliteyi azaltmaktadır (artırmaktadır).
- İzentropik yüzeyin ya da yanındaki basınç gradyanının eğimi direkt olarak termal rüzgarla ilişkilidir.
- İzentropik yüzeyler üzerindeki parsel yörüngeleri kolayca hesaplanabilmektedir.

İzentropik analizin avantajları yanında dezavantajları da bulunmaktadır. Direkt olarak ölçülememesi, her zaman sabit düşey koordinat olmaması ve ortamdaki nemin karışıklık yaratması izentropik analizin sıklıkla kullanılmama nedenlerinin başında gelir. Nem diyabatik zorlama nedeniyle potansiyel sıcaklığın korunumsuz hale

geçmesine sebep olabilmektedir. Fakat bunun yanısıra izentropik yüzey boyunca meydana gelen nem taşınımı da izentropik yüzeyin üç boyutlu yapısının analiz edilmesini sağlamaktadır (Şekil 2.13).



Şekil 2.13 : 300 K izentropik yüzeyinin üç boyutlu yapısı (Moore, 1992).

- İzentropik yüzeyler nötr ya da süperadyabatik lapse rate alanlarında iyi tanımlanmamışlardır.
- Nötr lapse rate alanlarının yakınında atmosferik özelliklerin düşey çözünürlüğü zayıftır. Kararlı cephesel alanlarda ise düşey çözünürlük mükemmele yakındır.
- Genel olarak diyabatik süreçler izentropik yüzeylerin devamlılığını bozmaktadır. Belli başlı diyabatik süreçler ise gizli ısı, buharlaşmaya bağlı soğuma, infrared soğuma ve solar ısınmadır.
- Belirli bir günün analizi için en doğru izentropik yüzey seçimi, mevsim, enlem ve saatle değişim gösterir. Sabit basınç analizindeki gibi belirli seviyeler bulunmamaktadır. En uygun izentropik yüzey seçimi Namias (1940) tarafından ortaya konmuştur ve bu yöntem kullanılmaya devam etmektedir (Çizelge 2.7) (Moore, 1992).

Çizelge 2.3 : İzentropik yüzey seçimi.

Mevsim	Aşağı seviye izentropik yüzeyi
Kış	290-295 K
İlkbahar	295-300 K
Yaz	310-315 K
Sonbahar	300-305 K

2.2.3 Potansiyel vortisiti (PV)

İzentropik yüzeyler üzerinde potansiyel vortisiti (PV) diyabatik etkenlerin yokluğunda dinamik bir izleyici gibi davranış gösterir. Bu nedenle PV ozonu etkileyen taşınım süreçlerinin anlaşılmasında güçlü bir yöntemdir (Hoskins ve diğ., 1985; Brinksma ve diğ., 1998). Polar vorteks ise yüksek mutlak PV değerleri ve polar jet ile bağlantılı kuvvetli izentropik PV gradyanlarının bulunduğu bölge içerisinde tanımlanır.

PV rüzgar ile basınç ve sıcaklığın düşey dağılımı gibi çeşitli büyüklüklerin farklarının alınması prensibine dayalı olarak hesaplanır. Potansiyel vortisiti (2.4) hidrostatik yaklaşım kullanılarak izentropik koordinatlarda;

$$P = \frac{k \cdot \nabla \times V + f}{\sigma} \quad (2.4)$$

şeklinde ifade edilir. Burada; $V=(u, v, 0)$ yatay rüzgar ve f : Coriolis parametresidir.

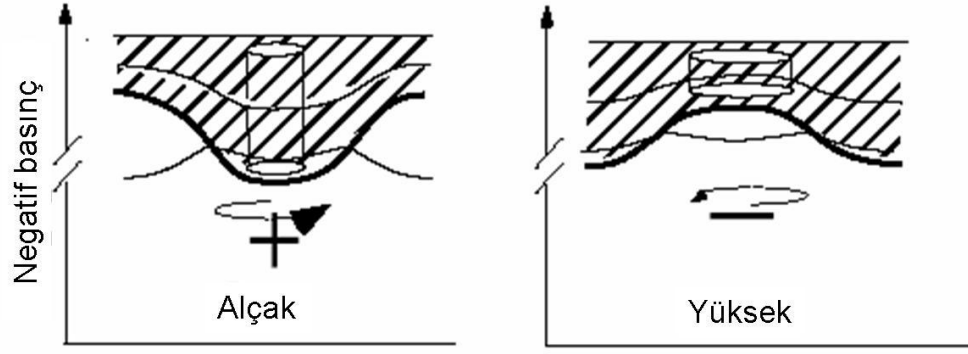
Coriolis parametresine bağlı bir denklem olması nedeniyle PV kuzey yarıkürede pozitif, güney yarıkürede ise negatif değerler alır. Ekvator yakınında stratosferik ekvatoryal bölgelerde kuvvetli yatay gradyanlar ve $P=0$ değeri bulunmaktadır.

Potansiyel vortisiti teoremine göre, bir hava sütununun adyabatik hareketinde hava sütunu mutlak vortisitisinin $(\xi + f)$ sütunun tepe ve tavan arasındaki basınç farkına (ΔP) oranı sabittir (2.5).

$$\frac{\xi + f}{\Delta P} = \text{sabit} \quad (2.5)$$

Bu eşitlikte ξ : Hava sütunu bağıl vortisitisi ve f : Coriolis parametresidir.

Standart bir ΔP değerine karşı gelen bir hava sütununun mutlak vortisiti değeri ise potansiyel vortisiti (PV) olarak tanımlanır. PV iz bırakma özelliği nedeniyle atmosferik bir bileşen gibi bir yerden diğerine taşınır. Fakat bu süreç izentropik yüzeyler üzerinde hava parselinin ısınmadığı ve sürtünmeye maruz kalmadığı durumlar için geçerlidir (Edouard ve diğ., 1997). Diyabatik akışlarda PV değerleri diyabatik kaynaklar tarafından yönlendirilen izentropik kesen kütle transferi ile artmakta ya da azalmaktadır. Her bir izentropik yüzeyin altındaki kütle ve planetar sınır tabakanın üstündeki potansiyel sıcaklık dağılımının tahmin edilmesiyle, rüzgar, sıcaklık, basınç ve PV alanından izentropik yüzeye olan yükseklik gibi dinamik alanların bulunması mümkündür. PV doğrudan ölçülebilen bir büyüklük değildir ve ölçümü için geniş coğrafi alandaki meteorolojik analizlerin kullanımını gerektirir. PV'nin tercih edilmesinin en önemli nedeni ise korunum denkleminin dinamik süreçler ile fiziksel diyabatik süreçler arasında çok net bir ayırım yapılmasına olanak tanınmasıdır. Bunun yanı sıra PV troposferdeki konverjans ve diverjans bölgelerini en iyi şekilde tanımlamakta, ozonun değişiminin meydana geldiği bölgelerin belirlenmesini de sağlamaktadır. Stratosfer ve troposfer arasındaki alışveriş, potansiyel vortisitinin en yüksek olduğu değerlere karşı gelmektedir. Dolayısıyla bu bölgelerde stratosfer ve troposfer arasındaki taşınımdan dolayı toplam ozonda pozitif sapmalar beklenmelidir. Ancak yüksek basınç merkezlerinde meydana gelen düşük potansiyel vortisitiye karşılık toplam ozonda negatif sapma görülmemektedir. Bazı durumlarda ozon miktarında değişim meydana gelmemektedir. Böylece yüksek basınç merkezinin bulunduğu bölgelerde potansiyel vortisiti ile toplam ozon arasındaki ilişki daha zayıftır. Örneğin yer yüzeyindeki bir alçak basınç sistemi gerisinde toplam ozon değerinde pozitif bir değişimin olduğu saptanmıştır. Yukarı seviye olukları ile birlikte olan çökme hareketi ozonun artışına, tersine olarak yukarı seviye sırtlarındaki yükselme hareketi ozonun azalmasına neden olmaktadır. Düşey hareketler ve yatay adveksiyon yukarı seviye oluklarında toplam ozonda pozitif yönde bir değişime yukarı seviye sırtlarında ise negatif yönde bir değişime yol açmaktadır. Sonuç olarak pozitif sapmalar alçak basınç merkezini takiben yukarı seviyelerde oluşan oluk civarında, negatif sapmalar ise yüksek basınç merkezini takiben yukarı seviyelerde oluşan sırt alanları civarında yer almaktadır (Şekil 2.14).



Şekil 2.14 : Potansiyel vortisite anomalisi. Aşağı stratosferdeki genişleyen ve daralan hava kolonu yüzeydeki alçak ve yüksek basınç sistemi ile ilişkilidir. Stratosferik hava (yüksek potansiyel vortisite) taranmış, tropopoz kalın çizgi ile gösterilmiştir. Vortisite ise ince çizgilerle verilmiştir.

Pozitif potansiyel vortisite anomalisinde, düşey vorteks sütunu genişler ve böylece kütle korunumundan dolayı birim alan üzerindeki toplam ozon kütlesi artar, dolayısıyla tropopoz basıncında artış meydana gelir. Negatif potansiyel vortisite anomalisinde ise, düşey vorteks sütunu sıkışır ve böylece kütle korunumundan dolayı birim alan üzerindeki toplam ozon kütlesi azalır, dolayısıyla tropopoz basıncında azalma meydana gelir. Bu dinamik oluşum aşağı stratosferdeki toplam ozon kütlesi ve tropopoz basınç değişimi arasında basit ilişkiler ortaya koyar. Toplam ozon ve tropopoz değişkenliği ile ilgili Ziemke ve diğ., (1997) tarafından yapılan çalışma toplam ozon ve diğer aşağı stratosferik, yukarı troposferik parametreler arasındaki ilişkilerle ilgilidir.

3. ECC OZONSONDE, TOMS-OMI TOPLAM OZON VE ENVISAT-SCIAMACHY

Bu çalışmada ozonsonde profillerinin elde edilmesinde ECC ozon profilleri, dinamik sürelerle karşılaştırmada TOMS-OMI toplam ozon değerleri ve 2003 yılında ölçüm işlemlerine başlayan ESA ENVISAT uydusu üzerinde yeralan spektrofotometre sistemlerinden biri olan SCIAMACHY ozon profilleri kullanılmıştır.

3.1 ECC Ozonsonde

Bu tez çalışmasında ECC ozonsonde cihazından elde edilen ozonsonde ölçümleri ile ozonun düşey değişimi kullanılmıştır. Bu ölçüm sistemi ozonsonde, ozonölçer ve ozonölçer verici ünitesiyle birlikte 1200 gr'lık hidrojen gazı doldurulan bir balondan ibarettir. Tüm ozonsondeler küçük bir pompa yardımıyla havanın geçmesine olanak tanıyan potasyumiyodür (KI) çözeltisi içeren bir hücreye sahiptir. Yapısal olarak ise birbirinden farklı özelliktedirler. ECC, bir iyon köprüsü ile bağlanmış farklı konsantrasyonlarda iki potasyumiyodür hücresinden meydana gelmiştir ve teflondur. Çözeltide bulunan elektrotlar ozon konsantrasyonu ile doğru orantılı küçük elektrik akımları meydana getirir. Ozon alıcısına bağlı bulunan radyozonde cihazı balon yükseldikçe bulunduğu seviyeye ait ozon, basınç, sıcaklık ve yükseklik bilgilerini yeryüzünde bulunan istasyona gönderir ve alınan bu bilgiler istasyonda kaydedilir. ECC yeryüzeyinden 5 ila 30 mb seviyeye kadar ölçüm yapar. Her bir ölçümde ortalama 90 dakikalık bilgi mevcuttur ve bu bilgiler dakikada 120 sıklıktadır. Çalışma prensibi bir reaksiyona bağlıdır (3.1; 3.2):



Her bir ozon molekülüne karşılık dış devrede iki elektron akışı gerçekleşmektedir. Buna bağlı olarak ölçüm mutlaktır. Fakat yine de pompada ozon kaybı, sensör hücresinde ozon ya da iyodür kaybı, iyodür buharlaşması ve platin katoda adsorpsiyon gibi kayıplar görülmektedir (Tarasick ve diğ., 2002). Düşük basınçlarda

pompa verimliliği azalmasına dayalı olarak düzeltme yapılması gerekmektedir. Özellikle kirleticilerin bulunduğu bölgelerdeki diğer gazlar da ozonsondeleri olumsuz yönde etkilemektedir. SO₂ ozonu engellemesi açısından negatif bir etkiye sahipken, NO₂ ise daha az ve pozitif etkiye sahiptir (Schenkel ve Broder, 1982; Tarasick ve diğ., 2000). ECC ozonsondeler karışıma neden olabilecek gazların yokluğunda troposferde %3-5 hassasiyet ve %10 mutlak doğruluktadırlar (Kerr ve diğ., 1994; World Climate Research Programme, 1998; Smit ve diğ., 2007; Thompson ve diğ., 2007; Deshler ve diğ., 2008). Troposferik olarak sondelerin üretimi ve hazırlanmasındaki farklılıklara dayalı olarak yaklaşık %±5 oranında bir sapma söz konusudur. ECClerin cevap verme süresi (e⁻¹) yaklaşık olarak 25 saniyedir (Smit ve Kley, 1998). Bu süre düzeyinde yaklaşık olarak 100-125 m ile 160-200 m'ye karşılık gelmektedir. Ölçülen veri 10 saniye ya da daha az sürede kaydedilmektedir (De Muer ve Malcorps, 1984).

Ozonsonde halen ozon değişimi açısından en güvenilir ve doğru bilgiyi veren ölçüm sistemi olarak kabul edilmektedir.

3.2 TOMS-OMI Toplam Ozon

TOMS dünya yüzeyi üzerindeki birim alanda bulunan sütun ozonunu ya da diğer bir deyişle toplam ozonu ölçmek için kullanılan ve uydu ölçümüne dayanan bir sistemdir. TOMS ölçümleri Dobson birimi (DU) cinsinden verilmektedir. TOMS ölçümleri küresel olarak -90° ile +90° enlemleri ve -180° ile +180° boylamları arasındaki bölgeyi tarayacak kapasiteye sahiptir. Bu ölçüm sistemi 2004 yılına kadar kullanılmış. 2004 yılından itibaren yerini OMI'ye bırakmıştır. OMI, TOMS ölçüm sisteminin devamı şeklindedir ve ozon kimyası ve iklim ile ilgili diğer parametrelerin de ölçümünü yapmaktadır.

3.3 ENVISAT SCIAMACHY

Avrupa Uzay Ajansı (ESA), Mart 2002'de ileri polar yörüngeli bir gözlem uydusu olan ve atmosfer, okyanus, kara ve buz ölçümlerini verecek ENVISAT uydusunu Fransız Guinea'sinden fırlatarak yörüngeye yerleştirmiştir. İlk dijital veriler Envisat'ın yörüngeye yerleştirilmesiyle birlikte yavaş yavaş elde edilmeye başlamıştır. ESA'nın bu en yeni uydusu bugüne kadar yapılan dünya gözlemi amaçlı

uyduların en ağır ve en karmaşık yapıda olanıdır. Uyduda, gece ve gündüz olmak üzere her atmosferik koşulda çalışma özelliğine sahip 10 adet sensör bulunmaktadır. Okyanuslar, karalar, krayosfer ve atmosferin tüm katmanları (troposfer, stratosfer, mezosfer) dünya sisteminde birbiriyle bağlantılı elemanlardır. Herhangi birindeki değişim diğerlerini de etkilemektedir. ENVISAT işte bu etkileri ve sonuçlarını öngörmek amacıyla geliştirilmiştir. ENVISAT verileri yer bilimi araştırmalarını destekleyecek, çevresel ve iklimsel değişimlerin gelişim sürecinin gözlenmesini sağlayacak amaca hizmet etmek üzere tasarlanmıştır ve operasyonel sürecin de gelişimini sağlayacak özelliktedir. Atmosfer ve okyanuslarla çevrili anlık ve uzun süreli etkileşimlerin görüldüğü karmaşık bir sistem olan dünyanın ve çevresinin tam anlamıyla gözlenmesi ya da ölçülmesi mümkün değildir. Bu nedenle en kullanışlı sistemin yaratılması amacıyla ENVISAT'a yerleştirilen her parça bilimsel komitelerin de yardımıyla özenle seçilmiştir. Atmosferi ölçen sistemlerin yanısıra atmosfer boyunca yüzey ölçümleri yapan sistemler de bulunmaktadır (2 radar, 3 farklı tip ve ölçüm özelliğine sahip spektrometre, 2 farklı radyometre, uzun dönem gözlemleri için yüksek çözünürlükte ilk interferometre). Bu çalışmada ENVISAT üzerinde bulunan üç spektrofotometreden biri olan SCIAMACHY kullanılmıştır. SCIAMACHY uydusunun seçilmesinin en önemli nedenlerinden biri çalışılan bölge ve seçilen enlem aralığı için ozonun atmosferden gözlenen 2002 sonrasına ait düşey ve stratosferik profillerini vermesidir.

Çalışmanın başında ENVISAT üzerinde bulunan ve MIPAS adı verilen Envisat'ın atmosfer kimyası ve iklim araştırmaları için kullanacağı atmosfer bileşenlerinin ve atmosferik iz türlerinin global ölçekte konsantrasyon profillerini ölçmek amacıyla geliştirilmiş yüksek rezolasyonlu Fourier dönüşümü spektrometrenin kullanılması amaçlanmıştır. MIPAS, orta infrared bölgesinde yüksek spektral rezolasyona dayalı olarak geniş bir aralıkta atmosferik limb emisyonlarının tespitini gerçekleştirmektedir. IR spektrumu bir çok gazın karakteristik emisyon özelliklerini taşımaktadır. Buna bağlı olarak çeşitli yüksekliklerdeki limb spektrumu dizileri tüm NOy grubunu, O₃, H₂O, CH₄, N₂O, HNO₃, CFC'leri, atmosferik sıcaklığı ve basıncı, aerosol partiküllerinin dağılımını, troposferik Sırrüs ve stratosferik bulutların konsantrasyon profillerinin ölçümünü mümkün hale getirmektedir. Bunun yanısıra stratosferik kimyanın önemli değişimlerinin gözlenmeye başladığı belirli kutup bölgelerini de içine alan çok geniş bir alana yönelik verinin elde edilmesi mümkün

olmaktadır (Endeman, 1999). Fakat MIPAS spektrofotometre kalibrasyonunda karşılaşılan problemler, süreç içerisinde bu problemlerin sıklığının artması, spektrofotometrenin bir çok defa kapatılması ve sorunun giderilmeye çalışılması gibi nedenlere bağlı olarak, çalışma alanına ve kapsamına yönelik olarak SCIAMACHY spektrofotometresinin kullanımı tercih edilmiştir.

3.3.1 SCIAMACHY

SCIAMACHY (SCanning Imaging Absorption spectroMeter for Atmospheric ChartographY) troposfer ve stratosferdeki iz gazlarının küresel ölçümlerini yapmak üzere kullanılan bir görüntüleme spektrofotometredir. 240-2400 nm arasındaki ultraviyole (UV), görünür ya da yakın infrared (NIR) dalgaboylarındaki yüzeyden ya da dünya atmosferinden gelen, geri saçılan ve yansıyan güneş radyasyonunu 0.2-1.5 nm çözünürlükte kaydeder. 100 dakikalık yörünge periyodu ile SCIAMACHY tüm dünyayı gözleyebilme özelliğine sahiptir (Url-7). SCIAMACHY aynı zamanda yüksek çözünürlük ve geniş dalgaboyu aralığı düşük konsantrasyonlu birçok farklı iz gazlarının tespitine de olanak sağlar. Doğruluğu radyometrik $<4\%$, uzaysal çözünürlüğü Limb olarak düşeyde 3×132 km, Nadir olarak yatayda 32×215 km, süpürme aralığı ise Limb ve Nadir maksimum 1000 km'dir. Dalgaboyu ise UV (ultraviyole)-SWIR (infrared kısa dalgaboyu): 240-314, 309-3405, 394-620, 604-805, 785-1050, 1000-1750, 1940-2040 ve 2265-2380 nm'dir (Şekil 3.1).

Dalgaboyu aralığının büyük olması, bulut ve aerosollerin bulunmasında da kolaylık sağlamaktadır. SCIAMACHY iz gazları ve aerosollerin toplam sütun değerleri ile stratosfer ve troposferdeki dağılım profillerini veren en önemli iki geometride görüntüleme sağlar:

1. Nadir

Nadir geometrisinde uydunun hemen altındaki atmosferik hacim ölçülür. Atmosferik iz gazlarının ve aerosollerin toplam sütun değerlerine dayalı olarak küresel dağılımları ve bulut ölçümleri elde edilir. Bu yöntemde alt uydu yörüngesine göre 500 km'lik süpürme genişliği ile yörünge karşısında tarama yapmaktadır. Her tarama $26 \text{ km} \times 15 \text{ km}$ maksimum çözünürlüğünde yeryüzeyinden 960 km yüksekliğe kadar bir alanı kaplar.

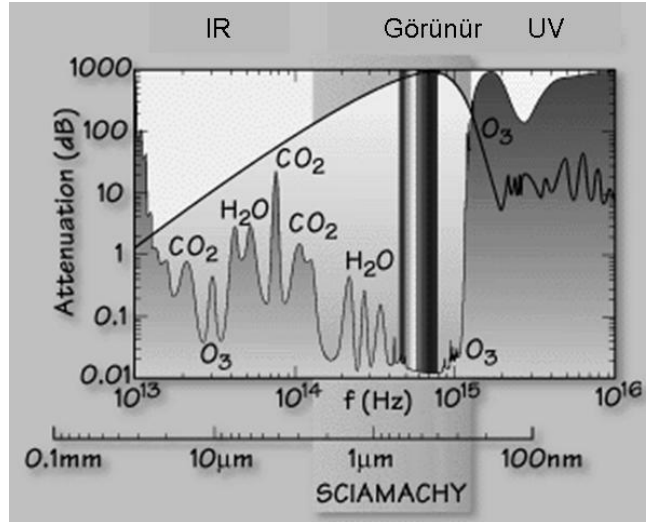
2. Limb

Limb geometrisinde uydu atmosferin kenarında görünür. İz gazlarının yükseklik dağılımını yakalayabilmek için 100 km yüksekliği üzerinde gözlem yapar ve geometrik düşey rezolasyonu yaklaşık olarak 2.6 km olmak üzere yatay yönde 960 km'ye kadar farklı tanjant yüksekliklerini tarar.

SCIAMACHY'nin en önemli özelliklerinden biri de aynı atmosferik hacmi önce Limb yönteminde, yedi dakika sonra ise Nadir yönteminde ölçebilmesidir. Limb/Nadir uyumu kullanılarak atmosferin üç boyutlu yapısı hakkında bilgi edinilebilir.

SCIAMACHY ölçümleri troposferde biokütle yanması, kirlilik, orman yangınları, toz fırtınaları, endüstriyel hüzme, stratosferde ise ozon kimyası, volkanik olaylar ve güneş protonu olayları gibi atmosfer kimyasının araştırılmasına yönelik araştırmaların yapılmasını da sağlamaktadır.

Ekvatordaki küresel yörünge standart Limb/Nadir tarama seçeneği ile 6 günde tamamlanabilmektedir. Nadir ya da Limb yönteminden sadece birinin kullanıldığı küresel yörüngede bu tarama üç güne inmektedir. Sıcaklık ve çeşitli uzun ömürlü iz gazlarının düşey profili yüksek uzaysal çözünürlükte ölçülür.

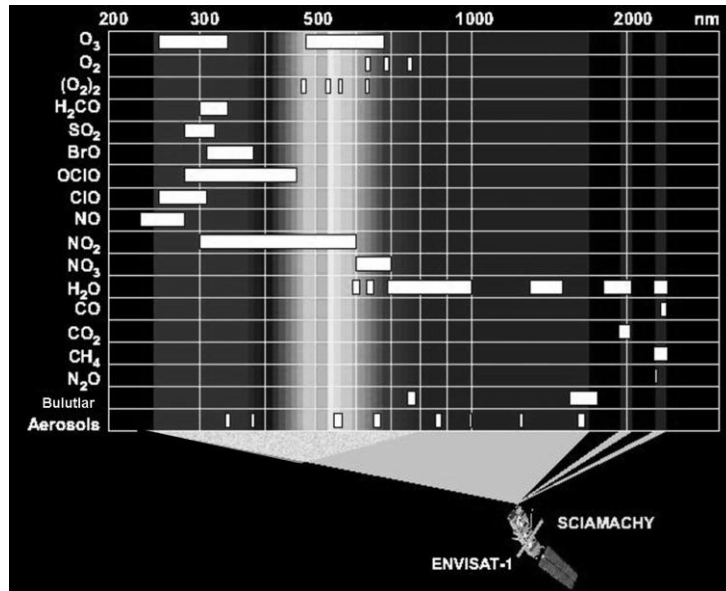


Şekil 3.1 : SCIAMACHY dalgaboyu aralığı.

3.3.2 SCIAMACHY ölçüm özellikleri

SCIAMACHY ölçümleri troposfer kimyası, troposfer-stratosfer alışverişi, stratosfer kimyası ve dinamiği, mezosfer kimyası ve dinamiği, iklim bileşenleri ile

açıklanmaktadır. Troposfer kimyası, troposfer kaynaklı fotokimyasal ozon üretimi ve yıkımı ile troposferik kirlenmeden oluşur. Troposferdeki aktif fotokimyasal çevrenin karakterizasyonunu, Ozon (O_3), karbonmonoksit (CO), metan (CH_4), azotdioksit (CO_2), kükürtdioksit (SO_2), suyun (H_2O) troposferik sütun ölçümlerini içermektedir. Stratosfer-troposfer alışverişi ise stratosferik ozonun aşağı yönlü taşınımı, O_3 , H_2O , N_2O ve CH_4 gibi iz gazlarının profil ölçümlerinden oluşmaktadır. Stratosfer kimyası ve dinamiği; Arktik ve Antarktik üzerindeki ozon azalmasının görüntülenmesi, stratosferik halojen miktarının görüntülenmesi, orta enlemlerdeki küresel ozon bütçesi, fotokimyasal modelleme testi ve model öngörüsü ile O_3 , H_2O , N_2O , CH_4 ve BrO (brommonoksit) gazlarının stratosferik profil ve sıcaklık alanları ölçümlerinden meydana gelmektedir. Mezosferik kimya ve dinamik ise O_3 ve H_2O dağılımı ve küresel sirkülasyon, mezosferik ve stratosferik NO'ya dayalı ozon yıkımı, mezosferde O_3 , H_2O , N_2O , NO (azotmonoksit), O_2 (oksijen) profillerinin ölçümünü kapsamaktadır. İklim bileşeni de sera gazlarının görüntülenmesi, UV-NIR'de radyasyon dengesinin görüntülenmesi, sera gazlarının (O_3 , H_2O , N_2O , CH_4), aerosol ve bulut verisinin, yüzey spektral yansım oranının, basınç ve sıcaklık profillerinin ölçümünü etkilemektedir (Şekil 3.2).

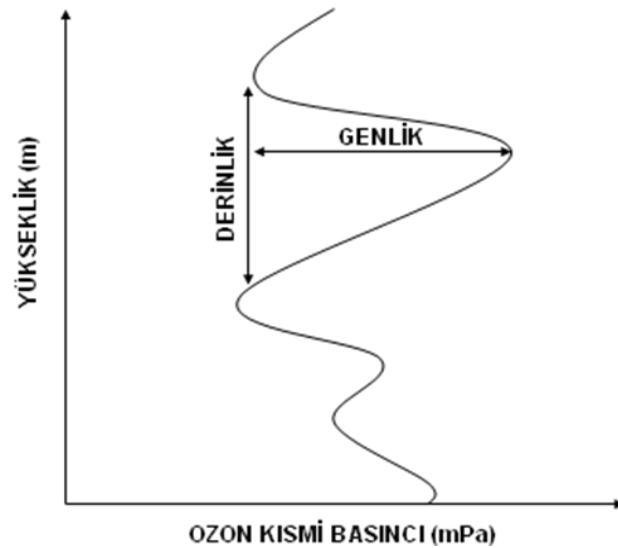


Şekil 3.2 : SCIAMACHY tarafından ölçülen elementler.

4. KUZEY YARIKÜRE AVRUPA ORTA ENLEMLERİNDE OZONUN LAMİNE ÖZELLİKLERİ

4.1 Giriş

Ozonsonde ölçümleri aşağı stratosferde ozonun düşey dağılımının yanısıra serbest troposferde bulunan ozon miktarı hakkında da bilgi vermektedir. Ozonsonde ile ölçülen ozon verileri 22-25 km’lerde ölçülen maksimum değeri altındaki seviyelerde düz bir profile sahip değildir. Ozon profillerinde artan ya da azalan ince bir tabaka şeklinde gözlenen bu yapıya lamine ya da filament adı verilir (Krizan ve Lastovicka, 2004). Buna göre artan yapı pozitif, azalan ise negatif lamine olarak adlandırılır. Lamine yapı kısaca ozon profillerinde rastlanan üç boyutlu yapı olarak da ifade edilebilir. Lamine yapının üç boyutlu olmasına dayalı olarak genliğinden ve derinliğinden bahsedilebilir (Şekil 4.1). Laminenin genliği ozonun kısmi basıncındaki fark olarak nitelendirilebilirken, derinlik bu genliğe karşılık gelen yükseklik farkı ya da dönüş noktaları olarak tanımlanabilmektedir.



Şekil 4.1 : Ozon profilindeki lamine yapının genliği ve derinliği.

Orta enlemlerde bazı parametrelerin uzun dönem trendlerinde 1990’lardan başlayarak çeşitli değişimler olduğu öne sürülmektedir, bu değişim 1970’lerden 1990

ortalarına kadar negatif eğilimdeyken, 1990 ortalarından itibaren eğilim pozitif yöndedir (Lastovicka ve Krizan, 2006). Bu parametrelerden biri olan lamine yapının araştırılmasındaki en önemli nedenlerden biri orta enlemlerde 1960'lardan 1990'lara kadar başka hiçbir parametrede bu yapıda karşılaşılan kadar pozitif ve negatif trende rastlanılmamış olmasıdır. Bulunan her bir laminede görülen ozon miktarına karşılık, toplam olarak laminede gözlenen güçlü trendlerin, orta enlemlerde toplam ozonda karşılaşılan güçlü trendlere neden olabilmesi ve lamine trendlerinin sirkülasyon ve taşınımındaki uzun dönem değişimleriyle ilişkili olduğunun düşünülmesi de lamine yapının önemini ortaya çıkarmaktadır (Krizan ve Lastovicka, 2005).

Pozitif ya da negatif olsun tüm ince lamine yapıları izentropik sarmalın ve benzer iz tabakalarının düşey bozunumu sonucunda ozonun düşey profilinde ortaya çıkmaktadırlar (Orsolini ve diğ., 1995; Orsolini, 1995). Lamine yapı tropopoz ile ozon maksimumu arasındaki yüksekliklerde görüldüğü için aşağı stratosferik bir yapı olarak değerlendirilmektedir (Lastovicka, 2001). Lastovicka ve Krizan (2006) Avrupa'da görülen lamineyi polar vorteks sınırı ile ilişkilendirmişlerdir. Yüksek çözünürlüğe sahip modeller ozon profilindeki laminenin ozon tabakalarının vorteks yakınındaki deformasyonu sonucunda oluştuğunu doğrulamaktadırlar (Orsolini ve diğ., 1997). Orta enlemlerin üst kısımlarında lamine yapı vorteks kenarındaki değişim süreçlerine dayalı olarak vorteks kaynaklı polar havanın orta enlemlere filament şeklinde taşınmasına dayandırılmıştır. Yapılan ozonsonde ölçümleri de vorteks kenarında iyi çözümlenmiş lamine yapının varlığını doğrulamaktadır. Yukarı enlemlerde polar vorteks içerisinde lamine oluşumuna neden olan iki mekanizmanın varlığından söz edilmektedir. Bu mekanizmalardan biri vortekse olan girişler, diğeri ise bölgesel ozon anomalilerinin diferansiyel adveksiyonudur (Lastovicka ve Krizan, 2006). Ayrıca filamentlerin kutup yönlü hareketi Antarktik ozon boşluğunda pozitif süper lamine oluşturabilmektedir (Moustaoui ve diğ., 2003).

Lamine yapı aynı güne ait lamine yapının görülmediği bir referans profiline sahip olmadığı için, tam olarak belirlenebilmesi mümkün olmayan bir parametredir. Lamine yapının belirlenmesinde farklı yöntemler kullanılmaktadır. Lamine yapıda görülen ozon içeriği kullanılan lamine yapı belirleme yöntemine göre değişiklik gösterse de, uzun dönem lamine değişimleri hemen hemen yöntemden bağımsız olmakta ve birbirleriyle paralellik göstermektedir (Krizan ve Lastovicka, 2006).

Ozon profillerinde artan ya da azalan ozon konsantrasyonunda görülen zayıf tabakalar, yerçekimi dalgalarının sonucunda görülebilmektedir. (Reid ve diğ., 1994; Pierce ve Grant, 1998). Bu nedenle yapılan bu tür lamine ağırlıklı çalışmalarda lamine yapıdan bahsedilebilmesi ve yerçekimi dalgalarının etkisiyle karıştırılmaması için etkili bir büyüklük olan 30 nbar ya da daha kuzeydeki enlemler için 40 nbar üstü değerler alınmaktadır (Dobson, 1973; Lastovicka ve Krizan, 2006). Bu çalışmada da gözlenen lamine tabakanın genliğinin 30 nbar'a (3 mPa) eşit ya da daha büyük olduğu durumlar ele alınmıştır. Benzer şekilde lamine yapıdan bahsedilebilmesi için lamine derinliğinin 0.5-3.5 km arasındaki değerleri kullanılmıştır.

4.2 Pozitif Lamine

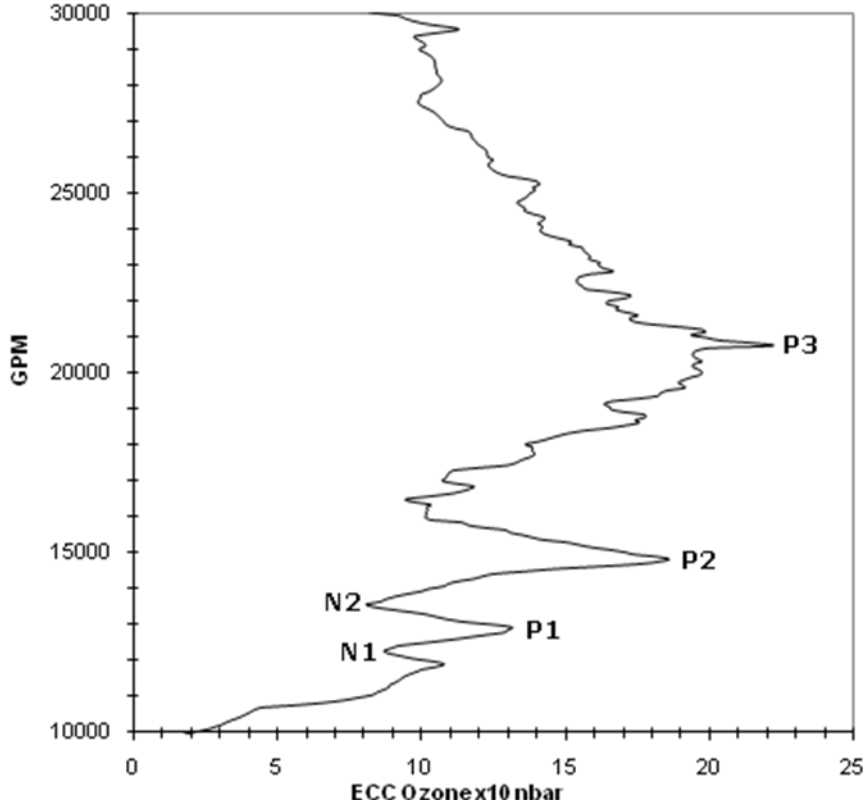
Pozitif lamine yapı genel olarak tropopoz ile ozon maksimumu arasında görülür ve aşağı stratosferik tabakayla ilişkilendirilir (Şekil 4.2). Pozitif lamine yapının görülme sıklığı ilkbahar başında maksimum, sonbaharda ise minimum olmak üzere kuvvetli mevsimsel değişimlerle ifade edilir. Yapılan uzun dönemli değişim çalışmalarında; profil başına görülen lamine sayısı ya da diğer bir deyişle laminenin görülme sıklığı, toplam ozon içeriği gibi veriler elde edilmektedir.

Pozitif lamine yapıda görülen negatif değişim, özellikle kış mevsimi sonu, ilkbahar mevsimi başında orta enlemlerdeki toplam ozon miktarında bir azalmaya neden olmaktadır. Bunun yanı sıra laminenin kuvvetli mevsimsel salınımı ile pozitif lamine yapıda görülen negatif değişim, trendlerde gözlenen mevsimsel değişimlerle ilişkilendirilmektedir. Bu ilişkilendirme orta enlemlerde stratosferin en alt tabakasındaki kuvvetli mevsimsel değişimin bir sonucudur. Orta enlemlerde gözlenen başka hiçbir parametre pozitif lamine yapıda görülen kuvvetli negatif trende sahip değildir (Lastovicka, 2002).

4.3 Negatif Lamine

Ozon profillerindeki bir diğer yapı olan negatif lamine, pozitif laminenin görülme sıklığına sahip değildir (Şekil 4.2). Bu nedenle negatif lamine çalışmaları son yıllarda önem kazanmıştır. Negatif lamine, en alt stratosfer seviyesi ya da tropiklerdeki yukarı troposfer kaynaklı ozon açısından zayıf olan havanın hızlı izentropik taşınımı sonucu ortaya çıkmaktadır (Reid ve diğ., 2000). Negatif lamine profillerde düşük

ozon konsantrasyonları olarak görülmekte ve genel olarak 14-15 km seviyelerinde bulunmaktadır. Negatif lamine frekansındaki artış, Avrupa üzerinde toplam ozon açısından bir azalmaya, Kanada üzerinde ise artışa neden olmaktadır (Reid ve diğ., 2000).

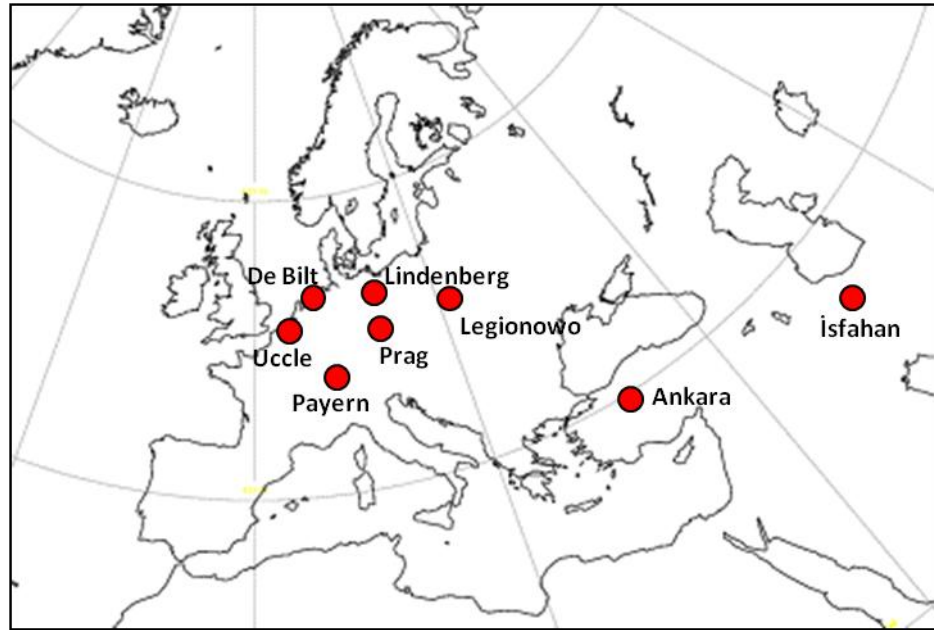


Şekil 4.2 : Ozon profilinde pozitif ve negatif lamine
(P: Pozitif, N: Negatif lamine).

Lamine yapının Türkiye'yi de içersine alacak şekilde, orta enlemler üzerindeki etkilerinin ortaya konması önem taşımaktadır. Ozonsonde ölçümlerinin ozonda görülen değişimlerin hangi yüksekliklerde meydana geldiğinin tespiti açısından en doğru ölçümü veren sistem olmasına dayalı olarak, araştırma bölgesinde bulunan ve ECC ozonsonde ölçümü yapılan istasyonlardan alınan veriler yardımıyla ozonsonde profilleri elde edilmekte ve bu profillerin elde edilmesinde ozonun karışma oranı yerine ozon kısmi basıncı kullanılmaktadır. Ozonun kısmi basıncının seçilmesiyle elde edilen profillerde görülen güçlü lamineler ozon profili maksimumu altında oluşurken, ozon karışma oranının seçilmesiyle elde edilen profillerdeki güçlü laminelerin görülme yüksekliği üst stratosfere kadar ulaşmaktadır.

4.4 Çalışma Bölgesi ve Kullanılan Veri

Bu çalışmada, kuzey yarıkürede Avrupa orta enlem bölgeleri içinde yer alan 32.43°N-52.37°N ile 4.32°E-51.1°E arasında kalan ve ECC ozonsonde ölçümü yapan istasyonların 1997-2008 arasındaki 12 yıllık döneme ait 12.00 GMT ozon verileri kullanılmıştır. Araştırma bölgesi ve gözönüne alınan ECC istasyonları Şekil 4.3'te gösterilmiştir. Çalışmada kullanılan ozonsonde verileri Toronto-Kanada'da bulunan Dünya Ozon ve Ultraviyole Radyasyon Verisi Merkezi (World Ozone and Ultraviolet Radiation Data Center-WOUDC) veri tabanından temin edilmiştir. Ankara ozonsonde istasyonunun 2001 yılına kadar olan verileri ile 2005-2008 dönemine ait verileri de yine aynı merkezden elde edilmiştir. Ancak Ankara'ya ait ozonsonde verilerinin 2002-2004 yılları arasını kapsayan bölümünde, ozonsonde ölçümünü yapan Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü ile WOUDC arasında meydana gelen yazılım uyumsuzluğu nedeniyle 2002-2003 yıllarındaki veriler kullanılamamış, 2004 yılı verileri ise WOUDC yerine doğrudan Ankara'da bulunan Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü (DMİ) veri tabanından temin edilmiştir.



Şekil 4.3 : ECC ölçümü yapılan ozonsonde istasyonlarının dağılımı.

4.4.1 ECC ile ozon profillerinin düzenlenmesi

Ozonsondeler her ne kadar stratosferin görüntülenmesi için üretilmiş olsalar da, troposferik ozon ölçümlerinde de çok yararlıdırlar. Daha önceki yıllarda olduğu kadar yaygın olmamakla birlikte Brewer-Mast (BM) (Brewer ve Milford, 1960)

ozonsondesi halen kullanılmaya devam etmektedir. Fakat günümüzde ozonsonde ölçümlerinin çoğu ECC ile yapılmaktadır (Komhyr, 1969). Dünya üzerinde çoğu kuzey yarıküre orta enlemlerinde yer alan yaklaşık 60 ozonsonde istasyonu bulunmaktadır ve bu istasyonlar elde ettikleri ozon bilgilerini Toronto-Kanada'da bulunan Dünya Ozon ve Ultraviyole Radyasyon Verisi Merkezi'ne (World Ozone and Ultraviolet Radiation Data Center-WOUDC) göndermektedirler. Ölçümler genel olarak haftada bir yapılmakta, özel durumlarda bu sayı artmaktadır (Tarasick ve Slater, 2008).

Bu tez çalışmasında kullanılan ECC ozon profilleri için Ankara'da Ocak 1994'ten itibaren yapılan bu ölçüm programında, ölçümler başlangıçta haftalık daha sonraları ise yüksek ölçüm maliyetleri nedeniyle aylık ya da ayda iki kez olmak üzere yapılmışlardır.

Çalışmada ele alınan diğer istasyonlara ait ECC ozonsonde profilleri ortalama olarak ayda en az bir kez yapılmıştır. Bunun yanı sıra bu ölçümlerin Nisan-Ekim döneminde Avrupa'da bulunan istasyonlarda hemen her gün yapılmış olduğunu görmek mümkündür. Ancak İsfahan-İran istasyonu ise çalışma bölgesi içerisinde ayda bir ya da daha az olmak üzere en az ölçümün alındığı istasyon olmuştur. Tüm ölçümlerde olağanüstü durumlar dışında ozon profilinin 25-30 km yüksekliğe kadar çıktığı tespit edilmiştir. Ölçümlerin yapıldığı istasyonlar ve bu istasyonlara ait ölçüm dönemleri ile işleme tabi tutulan veri sayıları Çizelge 4.1'de verilmiştir.

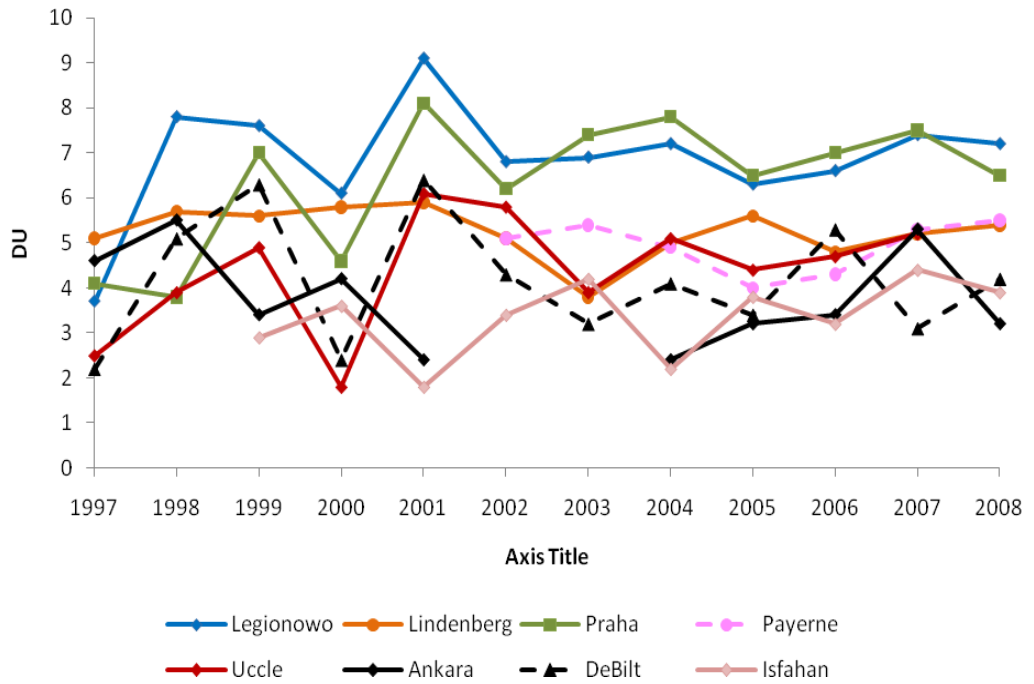
Çizelge 4.1 : Boylam derecelerine göre istasyonlara ait ölçüm bilgileri.

İstasyon	Ülke	Enlem	Boylam	Ölçüm Dönemi	Veri sayısı
Uccle	Belçika	50.77° N	4.32°E	1997-2007	1519
De Bilt	Hollanda	52.1°N	5.18°E	1997-2008	626
Payern	İsviçre	46.46°N	6.54°E	2002-2008	945
Lindenberg	Almanya	52.18°N	14.09°E	1997-2008	606
Prag	Çek Cum.	49.99°N	14.42°E	1997-2008	586
Legionowo	Polonya	52.37°N	20.33°E	1997-2008	701
Ankara	Türkiye	39.92°N	32.85°E	1997-2001 2004-2008	248
İsfahan	İran	32.43°N	51.1°E	1999-2008	107

Genel olarak ozonsonde ölçümlerinde basınç, ozon kısmi basıncı, sıcaklık, rüzgar hızı ve yönü, jeopotansiyel yükseklik ve bağıl nem gibi meteorolojik parametreler elde edilmektedir. Ham olarak elde edilen bu veriler profil analizine uygulanabilir hale getirilmiş ve öncelikli olarak jeopotansiyel yükseklik, ozon kısmi basıncı, basınç ve sıcaklık değerleri kullanılarak ozon profilleri elde edilmiş ve lamine yapı araştırılmıştır (Şekil A.1-A.32).

4.5 Avrupa Orta Enlemlerinde Lamine Özellikleri

Şekil 4.4'te bu çalışmada ele alınan istasyonlarda 30 hPa'dan büyük laminelerin görüldüğü ozon profillerindeki tüm ozon içeriğinin dağılımı verilmektedir. Lamine profilindeki tüm ozon içeriği 1990'larda 1970'lerdeki değerinin yaklaşık olarak $\frac{1}{2}$ 'sine inmiş, fakat hemen ardından artmaya başlamış ve 2003 yılında minimum değerini hemen hemen ikiye katlamıştır (Lastovicka ve diğ., 2010). Lamine yapının tüm ozon içeriğindeki bu değişimler toplam ozonda gözlenen değişim zamanlarına rastlamaktadır. Şekilden de görüleceği gibi Avrupa'da birbirine yakın istasyonlardan elde edilen grafikler birbiriyle paralellik gösterirken, Ankara ve İsfahan'daki dağılım kendi içinde paralellik göstermekte fakat Avrupa'daki durumdan farklı bir dağılım vermektedir.

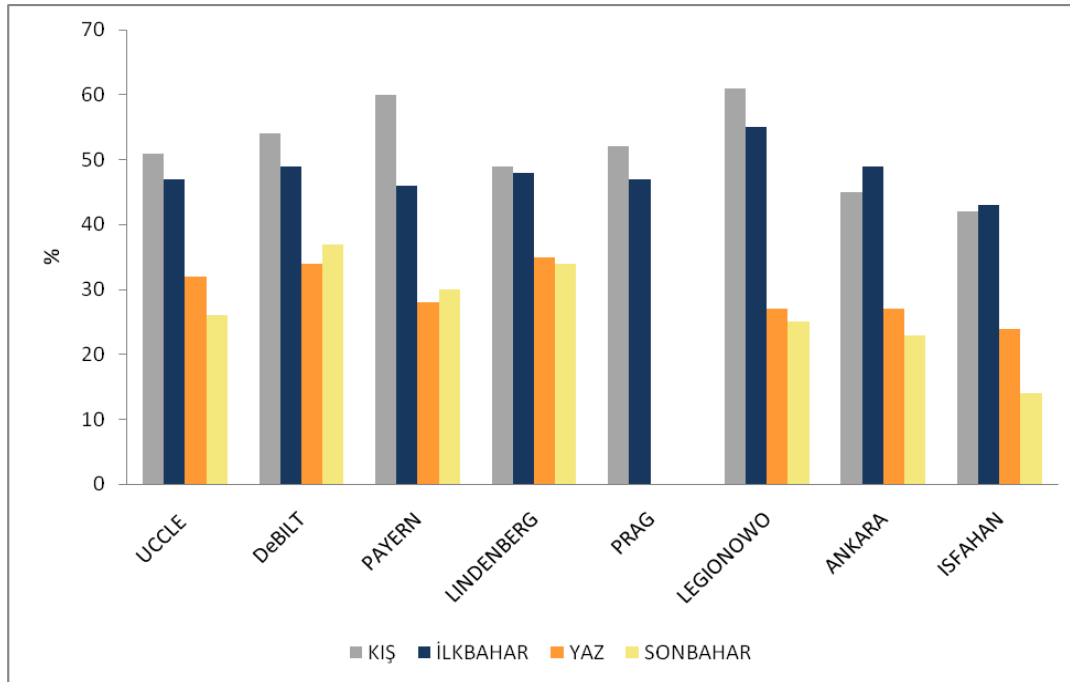


Şekil 4.4: Lamine profilindeki toplam ozon içeriği.

Avrupa'daki ozonsonde istasyonlarından elde edilen büyük lamineler filament şeklinde polar vorteksin bir sonucu olarak görülmektedir. ECC ölçümleri vorteks kenarında kapsamlı laminelerin varlığını işaret etmektedir (Orsolini ve diğ., 1998). Vorteksin daha kararlı olduğu dönemde kararsız olduğu döneme göre daha zayıf lamineler oluşmakta ve bunların meridyonel taşınım şartları kuvvetli zonal rüzgarlar nedeniyle sağlanamamaktadır (Lastovicka ve diğ., 2010). 1997/1998 ve 2003/2004 kış mevsimi beklenenden daha sıcak geçmiştir (Manney ve diğ., 2005). Bu süreçte lamine profillerindeki toplam ozon içeriği de pozitif bir trend göstermiştir. Dolayısıyla dinamik etkilerin belirleyicisi olan Arktik polar vorteksin, lamine profillerindeki tüm ozon içeriği trendine olan etkisi ortaya konmuştur. Buna ek olarak Kuzey Atlantik Salınımı trendindeki değişimlerin de toplam ozon ve laminedeki değişimlerle ilişkilendirilebileceği elde edilen sonuçlardandır (Krizan ve Lastovicka, 2006).

4.5.1 Mevsimsel dağılım

Ozonsonde profillerinden elde edilen lamine sayıları mevsimsel olarak ve normalize edilerek sınıflandırılmıştır (Şekil 4.5). Elde edilen sonuçlarda daha önce yapılan çalışmalara paralel olarak laminenin kış-ilkbahar ağırlıklı bir yapı olduğu gözlenmiştir (Reid ve Vaughan, 1991; Krizan ve Lastovicka, 2004; 2005; 2006).



Şekil 4.5: 1997-2008 arasındaki ozonsonde profillerinde lamine sayılarının istasyonlara göre mevsimsel dağılımı.

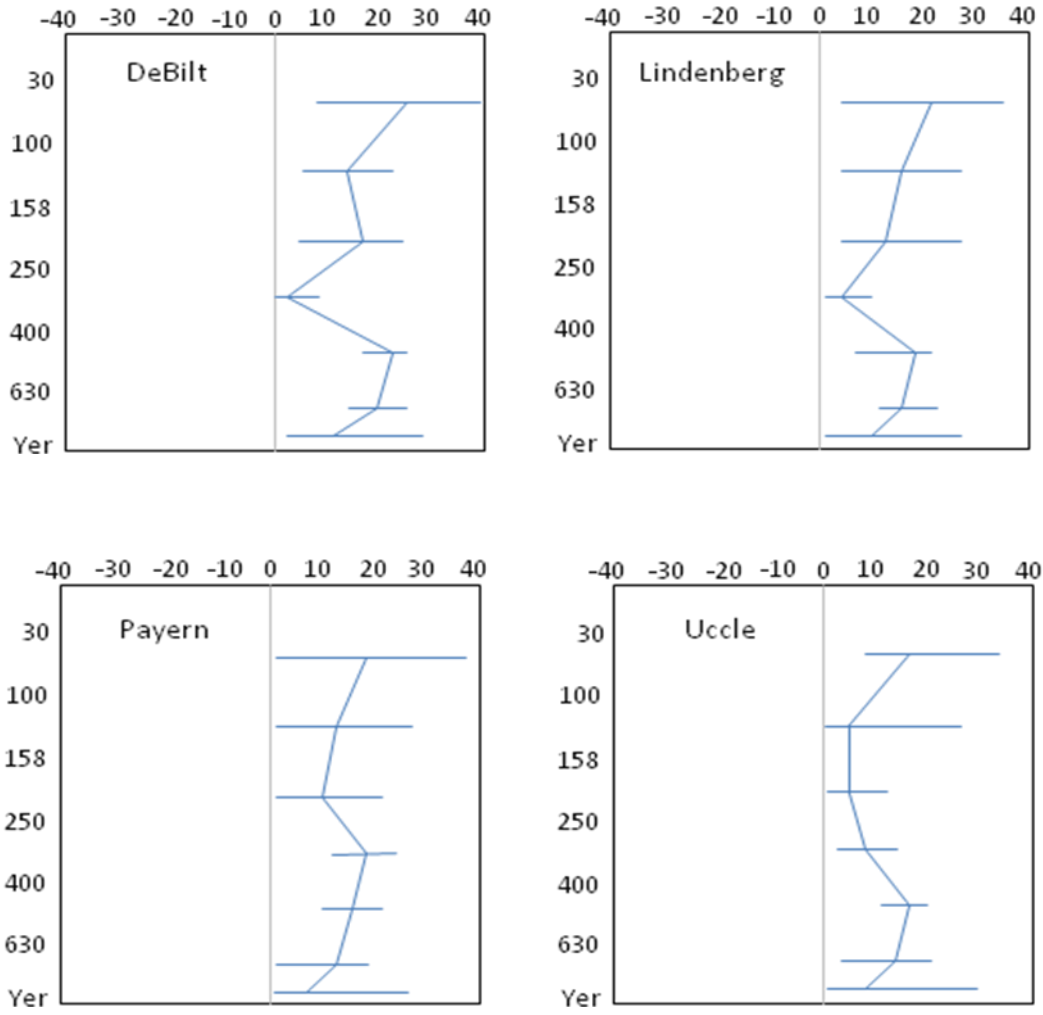
Şekil 4.5'ten görülebildiği gibi en farklı lamine oranı kışın %59 ve ilkbaharda %55 ile Legionowo istasyonundadır. Ankara ve İsfahan gibi daha doğuda yeralan istasyonlarda ilkbahar mevsiminin lamine açısından daha zengin bir mevsim olduğu görülmektedir. Oysa Avrupa'daki diğer istasyonlarda kış mevsimi ilkbahara göre lamine oranının daha fazla görüldüğü mevsim olarak öne çıkmaktadır.

Lamine yapı hemen hemen tüm istasyonlarda aşağı stratosfer ağırlıklı olarak görülmektedir. Troposferde lamine yapı görülme sıklığı sıfıra yakın bir değerdedir. Genel olarak lamine yapıya 15-20 kmler arasında %75 sıklıkla rastlanmaktadır. Avrupa'da bulunan Legionowo, Prag, Payern, DeBilt ve Uccle istasyonlarında 20 kmler üzerinde yukarı stratosferde lamine yapı görülme oranı %20 civarındadır. Ancak Ankara ve İsfahan üzerinde bu oran çok daha düşüktür ve bu bölgeler üzerinde yukarı stratosferde lamine yapı görülme oranı %5 mertebesini geçmemektedir.

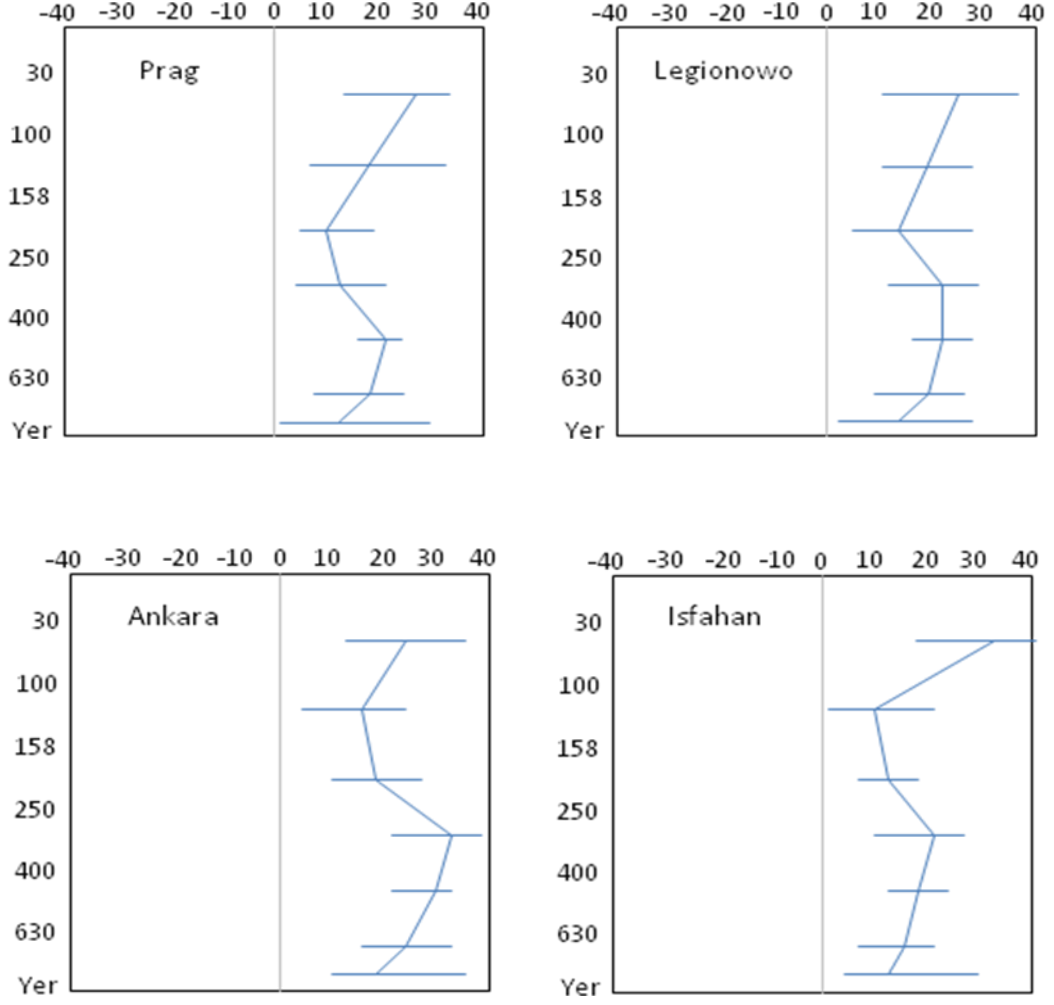
Bu tez çalışmasında filamentlerin yerçekimi dalgaları ile karıştırılmaması için 30 nbar'dan büyük lamineler gözönüne alınmıştır. Elde edilen laminelerde lamine boyutu Ankara ve İsfahan üzerinde % 82 oranında 30-35 nbar civarındayken, Avrupa'daki istasyonlarda % 15 oranında 40-50 nbar ve daha büyük boyuttaki laminelerin varlığından da sözedilebilmektedir. Benzer şekilde Avrupa'daki ozonsonde istasyonlarından elde edilen profillerde bir gün içerisinde 3'den fazla lamine görülme oranı % 45 oranındayken, bu değer Ankara ve İsfahan üzerinde % 10'lar civarında tespit edilmiştir.

Şekil B.1-B.8'de yerden başlayarak 30 hPa'ya kadar olan aralıktaki 6 tabakada ozonsonde profillerinin genel değişimi verilmektedir. Bu tabakalar yer-630 hPa; 630-400 hPa; 400-250 hPa; 250-158 hPa; 158-100 hPa ve 100-30 hPa olarak sınıflandırılmıştır (Tarasick ve diğ., 2005). Bu seviyelerden yer ile 250 hPa arasında kalan alan troposferi, 250-100 hPa arasındaki alan aşağı stratosferi ve 100 hPa üzeri de yukarı stratosferi temsil etmektedir. Genel olarak incelendiğinde troposferdeki ozon dağılımının stratosferdekine göre daha karmaşık bir yapıda olduğu görülmektedir. Yer seviyesine yakın gözlenen bu durumun yer yüzeyindeki kirleticiler kaynaklı olduğu ifade edilebilir.

Özellikle ozonun yenilenme sürecine girdiği 2000’li yıllardan sonra ozondaki değişim net bir şekilde görülmektedir (Şekil B.1-B.8). Seçilen tüm istasyonlarda gözlenen değişim ozonun azalma sürecinden artma sürecine doğru değiştiğini göstermektedir. Yukarı stratosfere çıkıldıkça ozonda gözlenen değişim azalmakta ve daha kararlı bir ozon dağılımı gözlenmektedir. Benzer şekilde seçilen istasyonlardan alınan ozonsonde verilerinden hesaplanan değişim oranları altı basınç seviyesi için ayrı ayrı hesaplanmıştır (Şekil 4.6 ve 4.7).



Şekil 4.6 : Ozonsondelerden elde edilen ozon kısmi basıncına göre troposfer ile aşağı ve yukarı stratosferdeki değişimler (x-ekseni değişim oranı, y-ekseni basınç seviyeleri olmak üzere).



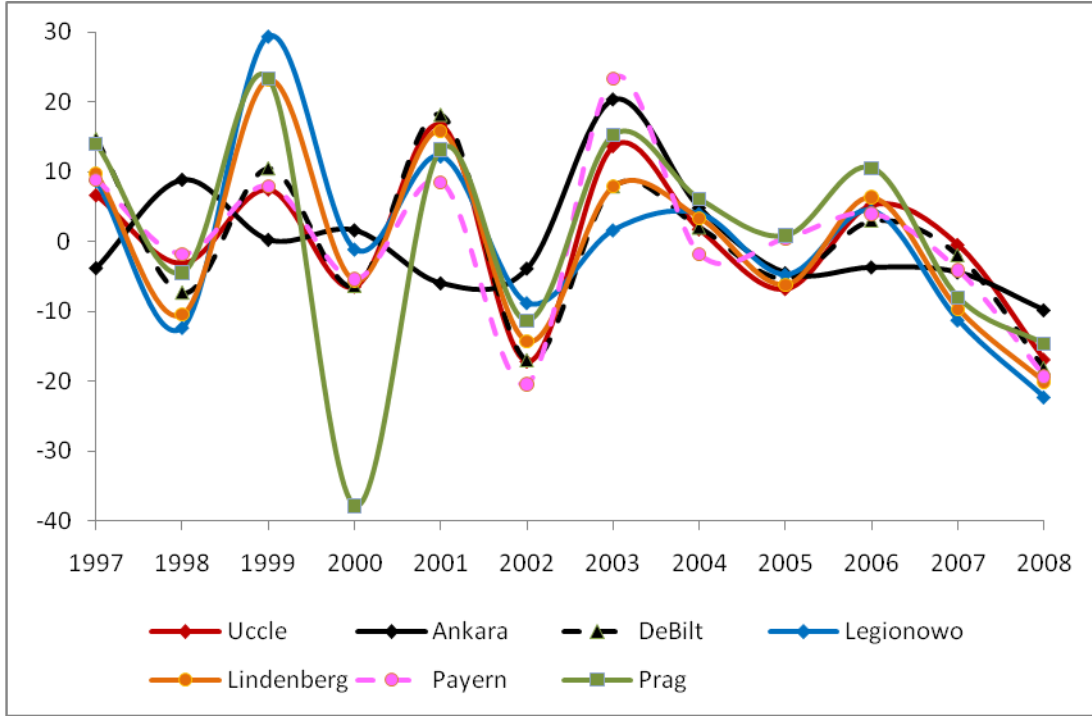
Şekil 4.6 (devam) : Ozonsondelerden elde edilen ozon kısmi basıncına göre troposfer ile aşağı ve yukarı stratosferdeki değişimler (x-ekseni değişim oranı, y-ekseni basınç seviyeleri olmak üzere).

Seçilen 12 yıllık süreçte tüm istasyonlarda ve tüm seviyelerde değişim oranının pozitif olduğu görülmektedir. Bu oran özellikle yer seviyesinde diğer seviyelere oranla çok daha yüksektir. Bu durumun yeryüzeyi kirleticileri kaynaklı olduğu düşünülmektedir. Yukarı enlemlerde bulunan Legionowo, Prag, Payern, DeBilt gibi istasyonlarda aşağı stratosferde de belirgin bir artış olduğu görülmektedir. Elde edilen bulgular Tarasick ve diğ. (2005) çalışmasından elde edilen sonuçlarla paralellik göstermektedir.

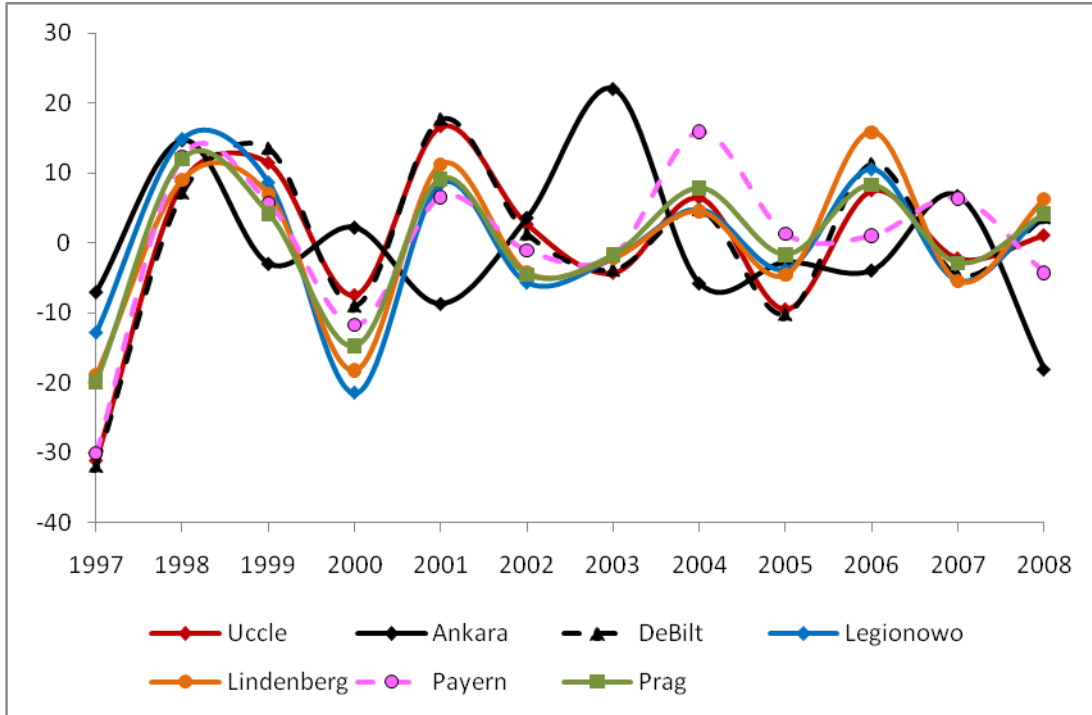
5. OZON PROFİLLERİNDE ORTAYA ÇIKAN LAMİNE YAPI ÜZERİNDE DİNAMİK SÜREÇLER

Kuzey yarıkürede düşey ozon dağılımı ve toplam ozon miktarındaki değişimlerin ve bunlara ait sebeplerin anlaşılması önemli araştırma konulardan birini oluşturmaktadır. Bu değişimlerin atmosferik sirkülasyonlarla küresel ya da en azından yarıküre ölçeğindeki ilgisinin, özellikle son 10 yılda ortaya çıkmaya başlayan ozondaki azalmanın yavaşlama süreci boyunca araştırılması özel bir öneme sahiptir.

Kuzey yarıküre orta enlem bölgesinde toplam sütun ozonunda 1980'li yıllardan bu yana görülen azalmanın, 1990'lı yılların ortalarından itibaren değişimi pek çok araştırmacı tarafından ortaya konmuştur (Staehelin ve diğ., 2001; Reinsel ve diğ., 2005; Andersen ve diğ., 2006; Krzyscin, 2006; Harris ve diğ., 2008). Bu değişime ait 1997-2008 yıllarını kapsayan kış ve ilkbahar toplam ozon değişimleri Şekil 5.1 ve 5.2'de verilmektedir.



Şekil 5.1: 1997-2008 yılları arasında kış mevsimi toplam ozon değerlerinin ortalamadan farkı.



Şekil 5.2: 1997-2008 yılları arasında ilkbahar mevsimi toplam ozon değerlerinin ortalamadan farkı.

Her iki grafikten de Ankara istasyonuna ait değişimlerin diğer istasyonlardan farklı bir yörünge izlediği görülebilir. Bu fark Ankara istasyonunun diğer istasyonlara göre daha güneydoğuda yer alması, Avrupa'yı etkileyen dinamik süreçlerin daha uzakta bulunması nedeniyle Ankara üzerine etkisinin farklı olması gibi nedenlere dayalı olarak açıklanabilmektedir. Ankara üzerindeki değişimin bu bölge üzerinde etkili olan subtropikal jet akımları ile de ilişkili olabileceği düşünülmektedir. Özellikle 200 hPa haritalarına dayalı olarak Ankara üzerinde jet akımlarının görüldüğü günlerde lamine ve buna dayalı olarak toplam ozonda bir artıştan bahsetmek mümkündür (Kahya ve diğ., 2005).

Benzer şekilde orta enlemlerdeki aşığı stratosferik sıcaklık trendleri de 1990'lı yılların ortalarından itibaren değişim göstermiştir. 1979-2007 arasındaki dönemde global sıcaklıkta yaklaşık olarak 0.5K/10 yıl değerinde negatif bir eğilim varken 1995 sonrasında herhangi bir soğumaya rastlanmamıştır (Randel, 2009). Bu durumun toplam ozon eğilimindeki değişim ile açıklanması beklenmektedir. Lastovicka ve diğ. (2010) yaptıkları çalışmaya göre, 1979-1995 dönemi arasında sıcaklığa etki eden ozon trendi sera gazı konsantrasyonlarının ısıtma etkisini destekler niteliktedir.

Özellikle kuzey enlemlerinde ozon trendinde meydana gelen değişimlerin doğrudan dinamik etkenlerle ilişkili olması, toplam ozona göre dinamik değişimlere daha hassas olan lamine yapının gözönüne alınmasını gerektirmektedir. Daha önce de belirtildiği gibi lamine yapı Ocak-Mayıs arasında güçlü bir mevsimsel farklılığa sahip olup, Şubat-Mart ayında en yüksek seviyesine ulaşmaktadır. Ozonun lamine yapısının uzun dönem değişimlerinin 35-75°N enlemleri için Avrupa, Kuzey Amerika ve Japonya için benzer özellikler taşıdığı belirlenmiştir (Krizan ve Lastovicka, 2005).

5.1 AO-NAO Etkisi

Bu tez çalışmasında lamine yapı özelliklerinin belirlenmesi için seçilen sekiz ECC ozonsonde istasyonun yedisinde toplam ozon verileri kullanılarak AO ve NAO ilişkisi araştırılmıştır. İsfahan istasyonuna ait toplam ozon verisi bulunmadığı için bu istasyon değerlendirmeye alınmamıştır.

Bu çalışmada NAO ve AO'nun 1997-2008 yılları arasındaki indis değerleri (Url-1; Url-2) ile aynı döneme karşılık gelen toplam ozon (TOMS ve OMI) (Url-3; Url-4)

arasında regresyon analizi ile ilişkiler araştırılmıştır. NAO ve AO'nun toplam ozona olan etkisinin mevsimsel değişimi Çizelge5.1'de verilmiştir.

Çizelge 5.1: 1997-2008 yılları arasında toplam ozon değerleri (TOMS-OMI) ile aynı zamana karşılık gelen AO ve NAO indis değerlerinin 12 yıllık mevsimsel değişimi arasındaki korelasyon katsayıları.

İstasyon		Mevsim	AO-	AO+	NAO-	NAO+
Uccle		Kış	0.23	0.13	0.94	0.23
50.77° N 4.32°E		İlkbahar	0.79	0.25	0.9	0.29
		Yaz	0.01	0.61	0.15	0.17
		Sonbahar	0.43	0.68	0.28	0.34
DeBilt		Kış	0.03	0.03	0.93	0.36
52.1°N 5.18°E		İlkbahar	0.69	0.25	0.89	0.19
		Yaz	0.12	0.34	0.15	0.41
		Sonbahar	0.37	0.07	0.32	0.56
Payern		Kış	0.24	0.11	0.86	0.15
46.46°N 6.54°E		İlkbahar	0.66	0.35	0.59	0.48
		Yaz	0.29	0.69	0.10	0.57
		Sonbahar	0.72	0.21	0.24	0.11
Lindenberg		Kış	0.10	0.09	0.99	0.27
52.18°N 14.09°E		İlkbahar	0.47	0.18	0.89	0.01
		Yaz	0.40	0.15	0.05	0.51
		Sonbahar	0.72	0.10	0.12	0.39
Prag		Kış	0.17	0.53	1.00	0.60
49.99°N 14.42°E		İlkbahar	0.82	0.13	0.96	0.14
		Yaz	0.35	0.75	0.20	0.11
		Sonbahar	0.59	0.11	0.06	0.50

Çizelge 5.1(devam): 1997-2008 yılları arasında toplam ozon değerleri (TOMS-OMI) ile aynı zamana karşılık gelen AO ve NAO indis değerlerinin 12 yıllık mevsimsel değişimi arasındaki korelasyon katsayıları.

İstasyon		Mevsim	AO-	AO+	NAO-	NAO+
Legionowo		Kış	0.09	0.12	0.92	0.14
52.37°N 20.33°E		İlkbahar	0.58	0.02	0.96	0.22
		Yaz	0.43	0.61	0.28	0.01
		Sonbahar	0.86	0.25	0.03	0.33
Ankara		Kış	0.11	0.18	0.04	0.08
39.92°N 32.85°E		İlkbahar	0.24	0.23	0.43	0.16
		Yaz	0.03	0.25	0.64	0.91
		Sonbahar	0.07	0.24	0.71	0.93

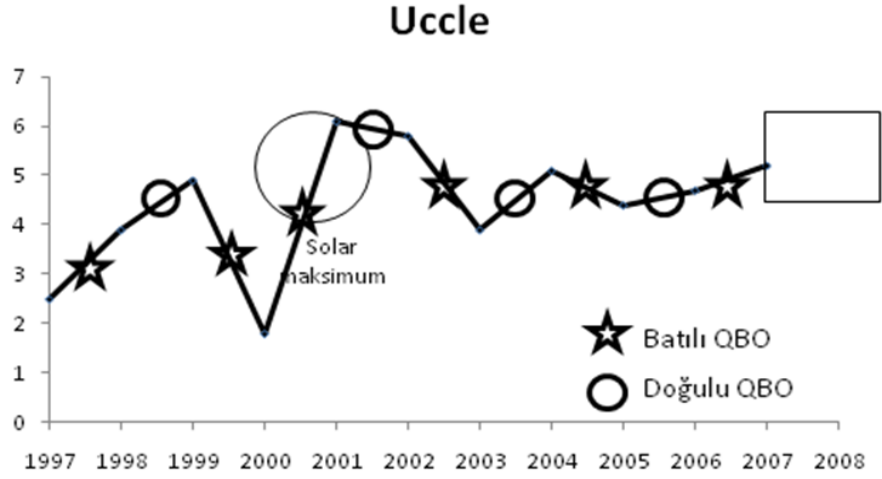
NAO ve AO kış-ilkbahar mevsimlerinde etkili olan salınımlardır. Elde edilen NAO ve AO indisleri ile toplam ozon değerleri arasındaki korelasyon katsayıları beklendiği şekilde kış-ilkbahar mevsiminde yüksek ilişkileri ortaya koymaktadır. Mevsimsel etkiler incelendiğinde Kuzey Atlantik Salınımı'nın beklendiği gibi yukarı enlemler üzerinde Arktik Salınım'a göre daha etkili olduğu görülmektedir. Seçilen ozonsonde istasyonları arasında en batıda yeralan Uccle istasyonu ile yerden yüksekliği diğer istasyonlardan daha fazla olan Payern istasyonu ilkbahar mevsimi analizleri ise Arktik Salınım'ın etkisinin daha fazla olduğuna işaret etmektedir. Gözönüne alınan istasyonlar arasında en düşük enlem derecesine sahip Ankara istasyonunda ise (39.92°N) kış trendinde çok düşük de (0.18) olsa diğer istasyonlardan farklı olarak (Uccle ve Payern hariç olmak üzere) Arktik Salınım etkisinden bahsetmek mümkündür. DeBilt, Lindenberg, Prag ve Legionowo istasyonlarında ise Kuzey Atlantik Salınımı oldukça belirgindir. Bu istasyonlardaki korelasyon katsayıları 0.89-1.00 arasında değişen değerlerdedir.

Bu sonuçlar düşey ozon profillerinde ortaya çıkan daha önce yapılan çalışmalara paralel olarak lamine yapının en çok görüldüğü kış-ilkbahar mevsiminde toplam ozon miktarının NAO ve AO indislerinden yüksek oranda etkilendiğini göstermektedir. Weiss ve diğ. (2001), Zvyagintsev ve Kruchenitskii'nin (2003) de kuzey yarıküre için benzer bulguları elde ettiği görülmüştür.

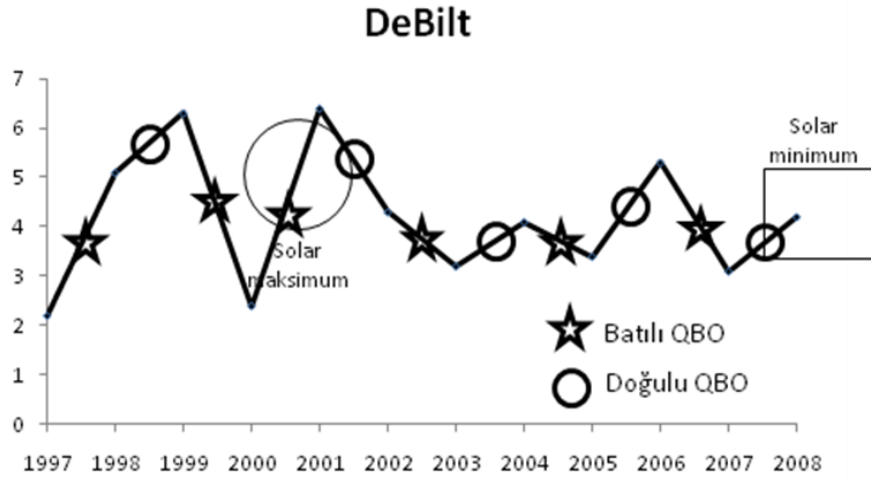
5.2 QBO-Solar Döngü Etkisi

1990larda ozon trendi üzerine yapılan çalışmalarda değişimlerin sadece antropojenik ozon azalmasına dayalı olmadığını aynı zamanda iklimsel ölçekte ön plana çıkan Kuzey Atlantik Salınımı (Appenzeller, 2000), Arktik Salınım, Brewer-Dobson sirkülasyonundaki değişimler (Fusco ve Salby, 1999; Hadjinicolaou ve diğ. 2002) gibi süreçlerle de ilişkili olduğunu ortaya koymuştur. Benzer şekilde Quasi-biennial salınım, solar döngü ve volkanik patlamaların da trend üzerine etkisi bulunmaktadır. Montreal protokolünün kabul edilmesinin ardından ozon azalmasına neden olan maddelerin kullanımı düşüş göstermiştir. Dolayısıyla kimyasal ozon bozulmasının 1990'larda en üst seviyeye ulaştığı ve CFClerin kullanımının azaltılmasını takiben yavaş bir süreç olmakla birlikte düşüşe geçtiği ifade edilebilir. Toplam sütun ozonundaki lineer trendin 1996 yılından itibaren 40° kutup yönlü olmak üzere belirgin şekilde değiştiği belirtilmektedir (Reinsel ve diğ., 2005). Bu çalışmalardaki en önemli problemlerden biri de belirli bir istatistiksel modele uyarlanmak istenen ozonun zaman serisinin modelde kullanılacak diğer değişkenlerle aynı zaman ölçeğinde biraraya getirilmesinin çok kolay olmamasıdır. Buna ek olarak bu değişkenlerden elde edilen korelasyonlar da farklı etkilerin ortaya konmasını zorlaştırmaktadır (Solomon ve diğ., 1996). Bu çalışmada zaman serisinin 1997-2008 arasında olması da QBO, solar döngü gibi uzun dönemli dinamik etkilerin birbirinden ayırt edilebilmesini ve tam olarak açıklanabilmesini zorlaştırmaktadır.

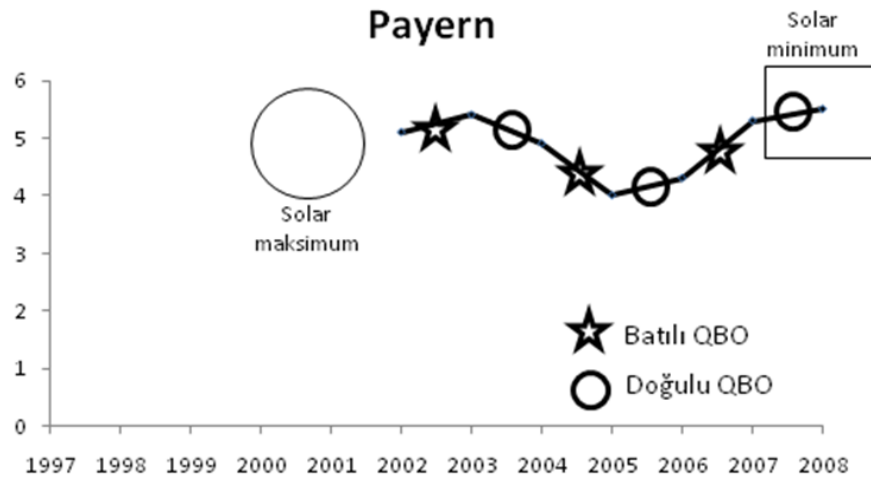
Bu çalışmada ozon profillerinde ortaya çıkan lamine etkisinin araştırıldığı ECC istasyonlarından elde edilen ozon profillerindeki lamine içeriğine dayalı olarak elde edilen grafiklerde batılı ve doğulu QBO'lar ile maksimum ve minimum solar döngü yılları karşılaştırılmıştır (Şekil 5.3).



(a)

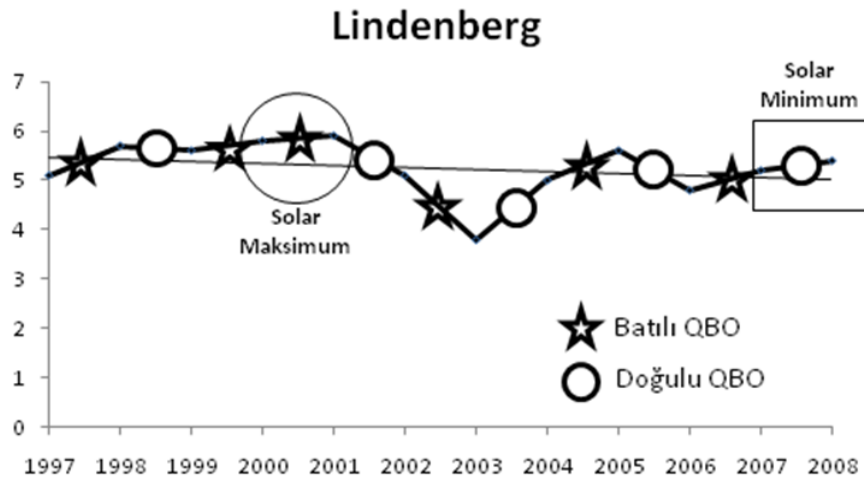


(b)

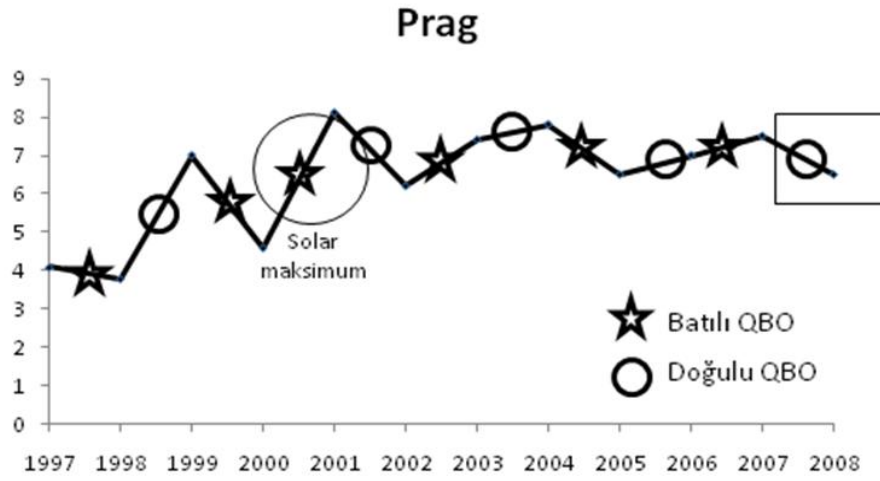


(c)

Şekil 5.3: 1997-2008 arasında (a)Uccle, (b)DeBilt, (c)Payern, (d)Lindenberg, (e)Prag, (f)Legionowo, (g)Ankara, (h)İsfahan istasyonlarının x-ekseni ozon profillerinde lamine içeriği olmak üzere; batılı ve doğulu QBolar ile maksimum ve minimum solar döngü ile karşılaştırılması.

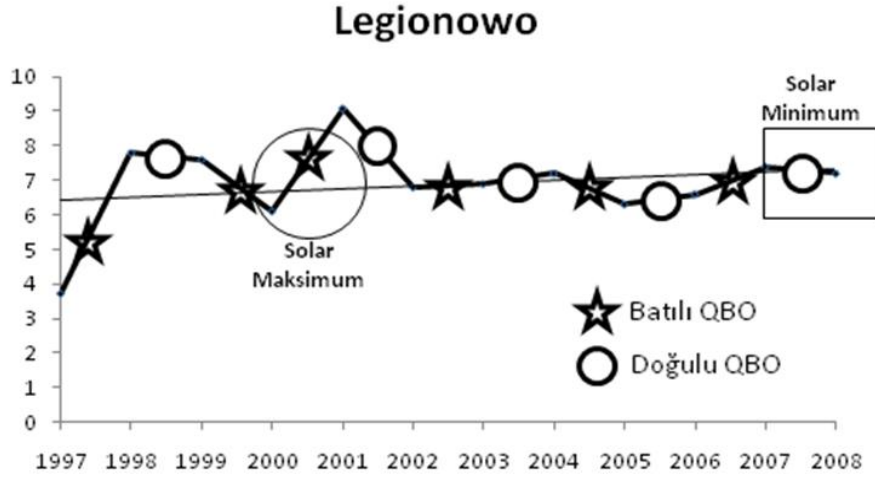


(d)

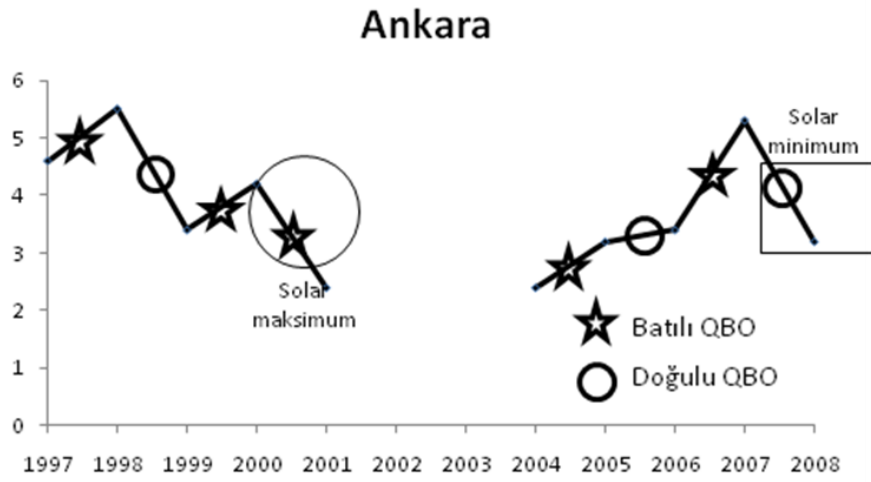


(e)

Şekil 5.3 (devam): 1997-2008 arasında (a)Uccle, (b)DeBilt, (c)Payern, (d)Lindenberg, (e)Prag, (f)Legionowo, (g)Ankara, (h)İsfahan istasyonlarının x-ekseni ozon profillerinde lamine içeriği olmak üzere; batılı ve doğulu QBolar ile maksimum ve minimum solar döngü ile karşılaştırılması.

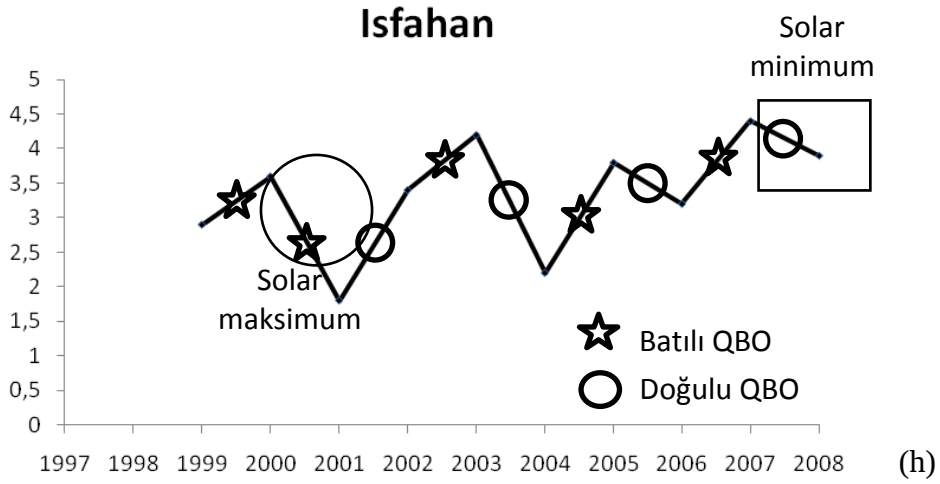


(f)



(g)

Şekil 5.3 (devam): 1997-2008 arasında (a)Uccle, (b)DeBilt, (c)Payern, (d)Lindenberg, (e)Prag, (f)Legionowo, (g)Ankara, (h)İsfahan istasyonlarının x-ekseni ozon profillerinde lamine içeriği olmak üzere; batılı ve doğulu QBolar ile maksimum ve minimum solar döngü ile karşılaştırılması.



Şekil 5.3 (devam) : 1997-2008 arasında (a)Uccle, (b)DeBilt, (c)Payern, (d)Lindenberg, (e)Prag, (f)Legionowo, (g)Ankara, (h)İsfahan istasyonlarının x-ekseni ozon profillerinde lamine içeriği olmak üzere; batılı ve doğulu QBolar ile maksimum ve minimum solar döngü ile karşılaştırılması.

Bu değişimleri sayısal olarak belirlemek amacıyla 1997-2008 dönemine ait ozon sütunundan elde edilen değişimi analiz etmek üzere çoklu lineer regresyon modeli kullanılmıştır. Bu regresyon modeli quasi-biennial salınım ve solar döngü gibi dinamik etkileri ortaya koyan açıklayıcı değişkenleri içermektedir. Seçilen çoklu lineer regresyon modelinde açıklayıcı değişkenler solar döngü ve QBO'nun etkisini ortaya koyacak şekildedir. Ozonun lineer tepkisinin aylık farklılıklar göstereceği gözönüne alınmış ve değişkenler buna dayalı olarak seçilmiştir (Wohlmann ve diğ., 2006). Bu modelde Kuzey Atlantik Salınımı ve Arktik Salınım yer almamaktadır. Genel olarak model (5.1);

$$Y(t) = a(t) + b(t).t + \sum_{j=1}^N C_j(t).X_j(t) + \varepsilon(t) \quad (5.1)$$

t: Ocak 1997'den başlayarak alınan döneme ait ay sayısı

Y(t): t ayındaki ozon kısmi basıncı

a(t): Ozonun mevsimsel değişim zaman serisi kesişim değeri

b(t): Trend katsayısı

X_j(t): j değişkeninin zaman serisi (j=1,...,N)

C_j(t): j değişkeninin etkisini açıklayan mevsimsel değişim katsayısı

N: Değişken sayısı

$\varepsilon(t)$: Model tarafından açıklanmayan residual değişkenleri

Yıllık ortalama etkilerle ilgilenildiğinden $a(t)$, $b(t)$ ve $C_j(t)$ regresyon katsayıları aya bağlıdır. Bu zaman bağımlılığı 12, 6 ve 4 aylık sin ve cos harmonik serileri araştırılmıştır (5.2).

$$C_j(t) = C_{j,1} + \sum_{k=1}^3 C_{j,2k} \cdot \cos(2\pi kt/12) + C_{j,2k+1} \cdot \sin(2\pi kt/12) \quad (5.2)$$

Yukarıdaki formül $a(t)$ ve $b(t)$ için de kullanılmaktadır.

Genel değişim azalan yönde % 7 olarak görülmektedir (Çizelge 5.2). Elde edilen sonuçlarda en yüksek negatif değişim 10 yıllık süreçte % 9 azalma ile Şubat ve Mart aylarındadır. Mart ayındaki bu yüksek değer polar maksimumunun bir sonucu olarak görülmekte fakat vorteks havasıyla karışmış olması açıklamasının yapılabilmesi için de çok erken olmaktadır. Solomon ve diğ. (1996) ilkbahardaki bu maksimumu heterojen kimya tarafından kontrol edilen orta enlem ozon azalmasıyla açıklamıştır. 1997 yılından itibaren ozon artışının yaklaşık olarak 4 DU civarında olduğu görülmektedir. Brunner ve diğ. (2006) ozondaki bu artışın Arktik ve Antarktik bölgede daha fazla olduğunu bulmuştur.

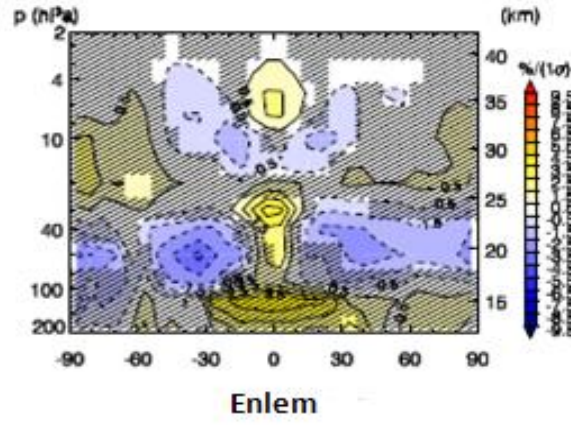
Çizelge 5.2 : QBO'nun 1997-2008 döneminde mevsimsel değişimi.

	Yıllık	Kış	İlkbahar	Yaz	Sonbahar
QBO10	-6.7	-7.6	-8.1	-4.5	-5.8
QBO30	-6.3	-7.4	-7.8	-3.6	-5.5

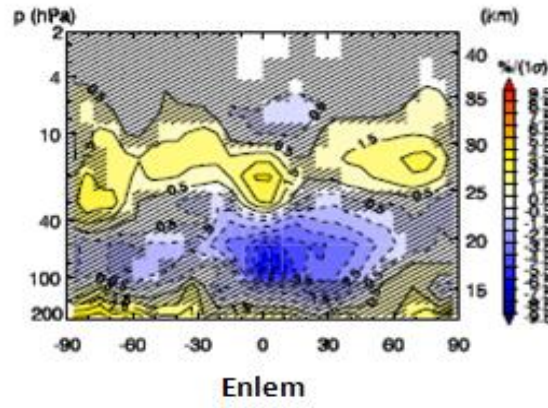
Daha önce yapılan çalışmalarda QBO'nun dar bir bantta tropiklerde ve ekstrapiklerde belirgin, kuzey kutbu kış/ilkbaharında ise çok belirgin olmayan etkisinin olduğu bulunmuştur (Oltmans ve London, 1982).

Burada elde edilen sonuçlarda ise diğer çalışmalardan farklı olarak orta enlemlerde toplam ozon ile QBO arasındaki faz gecikmesinin sabit olmadığı, ancak mevsim boyunca devam ettiği görülmektedir (Şekil 5.4). Temmuz-Eylül ayları arasında toplam ozon anomalileri QBO ile aynı fazda, Aralık-Mart arasında ise tam tersi fazda bulunmaktadır. QBO'nun tüm stratosferde stratosferik ozona az ya da çok etkisinin

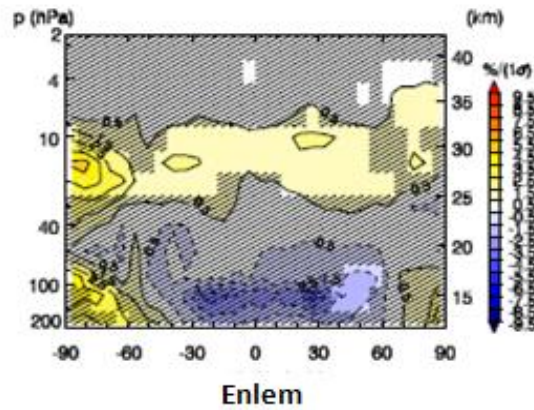
olduğu daha önce yapılan çalışmalardan elde edilen bir sonuçtur. Ancak bu etki farklı yüksekliklerde kendisini pozitif ya da negatif olarak göstermektedir .



(a)



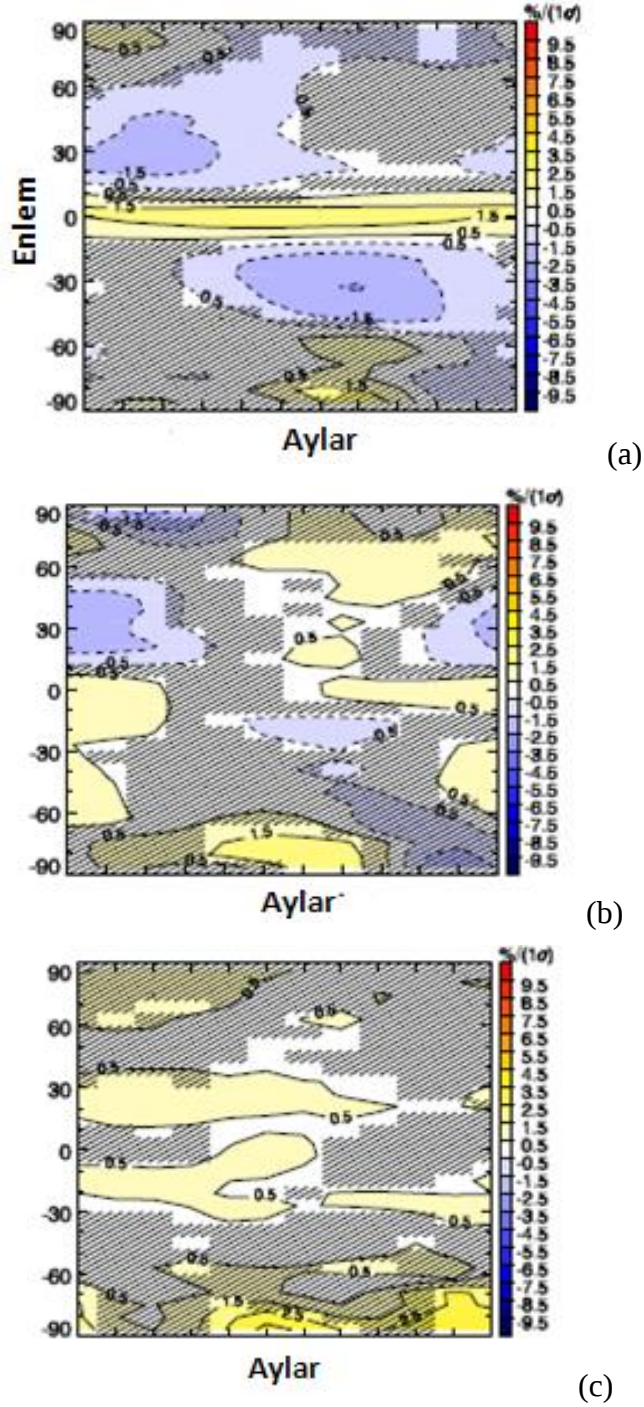
(b)



(c)

Şekil 5.4 : Toplam ozon değişimi (a) QBO10, (b) QBO30, (c) Solar döngü.

Aşağı stratosferde (20-25 km) ve yukarı stratosferde (33 km) pozitif QBO anomalileri görülürken, 27-32 km civarında negatif anomaliye rastlanmaktadır (Şekil 5.5). Bu çift hücreli yapı Chipperfield ve diğ. (1994) tarafından aşağı stratosferde ozonun ortalama düşey taşınımı ve yukarı stratosferde NO_y 'nin yer aldığı model çalışmaları ile açıklanmıştır. 30 km üzerinde azalan NO_y daha az NO_x 'e, kısaca katalize olmuş ozon kaybına ve daha yüksek O_3 'e neden olmaktadır.



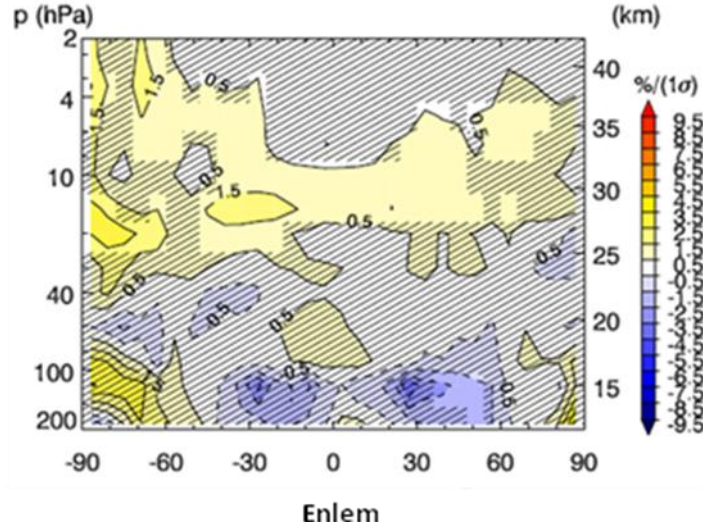
Şekil 5.5 : Ozon kısmi basıncında değişime olan yıllık ortalama etki
(a) QBO10, (b) QBO30, (c) Solar döngü.

11 yıllık solar döngü etkisi solar UV çıktısı değişimini en iyi tanımlayan MG II solar indisi kullanılarak hesaplanmıştır (Çizelge 3.6) (Viereck ve diğ., 2001). Yükseklik ve enleme dayalı olarak ozon etkisi zamansal gecikmeler meydana getirdiğinden QBO 10 hPa ve 30 hPa'daki zonal rüzgarlar şeklinde iki ayrı bileşen ile tanımlanmıştır. Fazda meydana gelebilecek değişiklikler $\sin(\omega t)$ ve $\sin(\omega t + \pi/2)$ lineer kombinasyonu ile açıklanabileceğinden model zamansal gecikmeleri otomatik olarak algılamaktadır (Bojkov ve diğ., 1995). Daha önce yapılan çalışmalarda ozondaki solar döngü değişimlerinin QBO'nun doğulu evresinde batılı evresindeki göre daha yüksek olduğu bulunmuştur (Steinbrecht ve diğ., 2004). Bu durum QBO'nun da solar döngüden etkilenebileceği gerçeğini ortaya koymaktadır (Salby ve Callaghan, 2000).

Çizelge 5.3 : Solar döngünün 1997-2008 yılları arasındaki değişimi.

	Ortalama	Minimum	Maksimum
Solar	1354	676	3478

Yukarıdaki sonuçlar ışığında toplam ozonun maksimum solar döngü aktivitesi sırasında artış gösterdiği açıkça görülmektedir. Aşağı enlemlerdeki bu ilişki Ocak-Temmuz arasında daha yüksek olmakla birlikte mevsimsel farklılıklar genel olarak azdır. En belirgin regresyon katsayıları ise 35° civarındadır. Orta enlemlerde solar döngü etkisi çok zayıf ve belirgin değildir. Solar döngünün etkisinin 28-32 km civarında pozitif olduğu ifade edilebilir (Şekil 5.6). Bu sonuç daha önce elde edilen bazı çalışmalardaki sonuçlardan (Brasseur, 1993; Lee ve Smith, 2003) biraz daha düşük olmakla birlikte, Egorova ve diğ. (2005)'nin elde ettiği sonuçlarla benzerlik göstermektedir. Genel olarak uydu ölçümlerine dayalı olarak yapılan çalışmalarda orta enlemlerde stratopoz bölgesine yakın 40-50 km arasında solar minimumdan maksimuma artan paralellikte ozon miktarında da belirgin bir artış olduğu kaydedilmiştir (MacCormack ve Hood, 1996; Wang ve diğ., 1996; Lee ve Smith, 2003; Zerefos ve diğ., 2005).



Şekil 5.6 : 11 yıllık solar döngü etkisi.

İlkbahar mevsimi toplam ozonu beklenen değerlerden 5-10 DU daha yüksek bulunmakta ancak bu durum henüz tam anlamıyla açıklanamamaktadır (Brunner ve diğ., 2006).

5.3 Potansiyel Vortisiti ve İzentropik Analiz Etkisi

Bu çalışmada kullanılan ECC profillerinde gözlenen lamine sayıları ile lamine derinliği ve genlikleri sınıflandırılmıştır. Elde edilen bulgular ise ECMWF ERA-40 verilerine dayalı olarak izentropik analiz ışığında değerlendirilmiştir. İzentropik analiz sonucu bulunan potansiyel vortisitilerin troposfer seviyesi olan 395 K, alt stratosfer seviyesi olan 475 K ve orta stratosfer seviyesi olan 600 K seviyeleri gözönüne alınarak haritaları hazırlanmıştır (Şekil C.1-C.36).

İzentropik analiz haritalarında koyu kırmızının en sıcak, koyu mavinin ise en soğuk alındığı bir skala kullanılmaktadır. Çalışmada ele alınan istasyonların izentropik harita üzerindeki yerleşimlerine dayalı olarak genel olarak bakıldığında yukarı troposfer aşağı stratosfer bölgesinde pozitif potansiyel vortisiti değişimleri görülmektedir. Bu bölgelerdeki cephe sistemleri ya da yukarı seviye hava sistemlerinin meydana getirdiği oluklarda ise negatif değerlere rastlanmaktadır. Potansiyel vortisiti haritaları troposfer-stratosfer etkileşimini doğrular niteliktedir ve beklendiği gibi aşağı stratosferde etkin bir yapının varlığından söz etmek mümkündür (Narayana ve diğ., 2003). Bu etki troposferde daha zayıf olarak görülmektedir. Kış-

ilkbahar mevsiminde lamine yapının görülme sıklığına benzer şekilde potansiyel vortisiti haritalarında da benzer bir etkileşimden söz etmek mümkündür.

5.4 Yüksek Lamine Günlerinde SCIAMACHY Gözlemleri

Elde edilen ozon profilleri ENVISAT'ın SCIAMACHY uydusundan alınan ozon haritaları ile de karşılaştırılmıştır (Şekil D.1-D.12). Lamine yapının en fazla görüldüğü günlerdeki SCIAMACHY gözlemlerinin biraraya getirilmeye çalışıldığı incelemeye bağlı olarak elde edilen sonuçlar, izentropik analiz haritalarından elde edilen sonuçlarla paralellik göstermektedir.

SCIAMACHY gözlemleri uydunun gün içerisinde geçtiği yörünge baz alınarak elde edilen haritalara dayanmaktadır. Bu haritalarda yörüngeyi takiben ozon miktarı verilmekte ve artış ya da azalmanın görüldüğü bölgeler için aynı harita üzerinde renklendirme aralığı verilmektedir. Ele alınan günler için lamine yapının çoğunun aşağı stratosferde bulunduğu belirlenmiştir. Aşağı stratosferde görülen lamine yapı frekansının büyüklüğü aynı süreçteki stratosferik ozon miktarının artmasına neden olmaktadır. Özellikle Mart-Mayıs ayları arasında bu artış en yüksek seviyesine ulaşmaktadır. SCIAMACHY ölçümlerinden de görülebileceği gibi kış-ilkbahar mevsimlerinde ozonsondeden elde edilen lamine yapı istatistiklerine paralel olarak ozon miktarında bir artıştan bahsetmek mümkündür. Bu artış özellikle aşağı stratosferde daha fazla görülmektedir. Troposferde ve yukarı stratosferdeki artış miktarı ise hemen hemen birbirine paraleldir.

6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Yukarı atmosferde yapılan araştırmalar toplam ozon dağılımının hava paternleri ya da bunları etkileyen dinamik sistemlerle değiştiğini göstermektedir. Orta enlemlerde aşağı stratosfer ile, orta ve yukarı troposferde jeopotansiyel yükseklik, potansiyel vortisiti, daha yukarı enlemlerde ise polar vorteks ile ozon arasında belirgin bir ilişkinin varlığı bilinmekte, bu durum ozonun düşey profili üzerinde yapılan araştırmalarda ortaya çıkan ozonun düşey yapısı ve bunu etkileyen süreçlerle de doğrulanmaktadır. Atmosferde ozonun davranışının daha iyi anlaşılabilmesi içinozon değişimleri ve ozonun düşey yapısı üzerindeki dinamik süreçlerin daha iyi anlaşılmasını sağlamak gerekmektedir.

Ozonun düşey değişiminde ortaya çıkan lamine yapı üzerindeki bu etkilerin anlaşılması anahtar noktalardan biri olmaktadır. Ozonun düşey profilinde artan ya da azalan ince bir tabaka şeklinde gözlenen lamine yapı, toplam sütun ozonunu da etkilemektedir. Bir ozon profilinde birden fazla lamine yapı gözlenmesi halinde ozon bakımından zengin ya da fakir havanın varlığından sözedilmektedir.

Bu tez çalışmasında Avrupa orta enlemlerinde ozon profillerinde görülen lamine yapı üzerindeki dinamik süreçlerin etkilerinin ortaya konması amaçlanarak Avrupa orta enlemlerinde bulunan Uccle, DeBilt, Lindenberg, Payern, Prag, Legionowo, Ankara ve İsfahan olmak üzere sekiz ozonsonde istasyonu alınmış ve bu istasyonların ozon yenilenme periyodunu da içeren 1997-2008 yılları arasındaki 5186 ozon profili üzerinde çalışılmıştır ve 30 nbar'dan büyük olan lamine yapılar gözönüne alınmıştır.

Bu tez çalışmasında lamine yapının analizinde orta ve yukarı Avrupa orta enlemlerinde yer alan ECC istasyonlarına ek olarak, orta enlemlerin daha doğusunu temsil eden Ankara ve İsfahan gibi iki istasyon da çalışmaya dahil edilmiştir. Ankara üzerindeki lamine yapı ile ilgili olarak daha önce çalışmalar yapılmış olmasına

rağmen (Kahya ve diğ., 2005), literatürde kapsamlı ve İsfahan'ın da dahil edildiği bir çalışma bulunmamaktadır.

Troposfer ve stratosferi etkileyen dinamik süreçlerin lamine yapı üzerine etkisi beklenen bir sonuçtur. Buna bağlı olarak öncelikle orta enlemler üzerinde etkili olan Kuzey Atlantik Salınımı, polar ve subtropikal jet rüzgarları, polar vorteks ve solar döngü gibi dinamik süreçlerin tanımlanmasına ve kısa ya da uzun dönemdeki etkilerinin belirlenmesine çalışılmıştır.

Ozon profillerinin troposferik ve stratosferik olarak iki ayrı seviyede incelenmesi, bu seviyelerin izentropik analizinin de yapılmasına olanak tanımıştır. 2002 yılından itibaren yörüngede bulunan ENVISAT uydusunun SCIAMACHY spektrofotometresinden elde edilen uydu ozon profilleri ile gözönüne alınan bölgeye ait ozonsonde profillerinin karşılaştırılmasıyla, farklı ölçüm sistemlerinin birbirlerini tamamlamasına çalışılmıştır.

Genel olarak incelendiğinde lamine yapının özellikle Avrupa orta enlemlerinde kış mevsimi ağırlıklı bir yapı olduğu görülmüştür. Avrupa orta enlemlerinden daha doğuya Ankara ve İsfahan'a gelindiğinde ise lamine yapı ilkbahar mevsimi ağırlıklı bir yapı olarak ortaya çıkmaktadır.

Ele alınan istasyonlardaki veri sayısı ve lamine yapı sayısı normalize edildiğinde en farklı lamine oranının hem kış (% 60) hem de ilkbahar (% 55) mevsiminde Legionowo istasyonunda olduğu görülmektedir. Legionowo istasyonunun en kuzeyde yer alan istasyon olmasına dayalı olarak bu bölge üzerindeki dinamik süreçlerden daha fazla etkilendiği düşünülmektedir.

Lamine yapı hemen hemen tüm istasyonlarda aşağı stratosfer ağırlıklı olarak görülmektedir. Buna karşılık troposferde lamine yapı görülme sıklığı sıfıra yakın bir değerdedir.

Elde edilen laminelerde, lamine boyutu Ankara ve İsfahan üzerinde %82 oranında olmak üzere 30-35 nbar civarındadır. Oysa Avrupa'daki istasyonlardan alınan ozon profillerinde % 15 oranında 40-50 nbar ve daha büyük boyutta lamineler görülmektedir.

Lamine yapı görülme sıklığı stratosferde 15-20 km'ler arasında % 75 oranındadır. Avrupa'da bulunan Legionowo, Prag, Payern, DeBilt ve Uccle istasyonlarında 20 km'ler üzerinde yukarı stratosferde lamine yapı görülme oranı % 20 civarındayken,

Ankara ve İsfahan üzerinde yukarı stratosferde lamine yapı görülme oranı % 5 mertebesini geçmemektedir.

Avrupa'daki ozonsonde istasyonlarından elde edilen profillerde bir günlük profil incelendiğine 3'den fazla lamine görülme oranı % 45 oranındadır. Buna karşı Ankara ve İsfahan ozonsonde istasyonlarından elde edilen profillerde bir gün içerisinde 3'den fazla lamine görülme oranı % 9'lar civarında kalmaktadır.

Genel ozon dağılımına bakıldığında ise seçilen 1997-2008 arasındaki 12 yıllık süreçte tüm istasyonların troposferdeki dağılımının stratosferdekine göre daha karmaşık bir yapıda olduğu görülmektedir. Yer seviyesine yakın gözlenen bu durumun yer yüzeyindeki kirleticiler kaynaklı olduğu düşünülmektedir. Yukarı stratosfere çıkıldıkça ozonda gözlenen değişim oranı azalmakta ve daha kararlı bir ozon dağılımı gözlenmektedir. Buna karşılık 1997 yılında önceki 10 yıllık ve daha uzun dönemde bu değişim oranının negatif olarak bulunduğu gözardı edilmemelidir.

Yukarı enlemlerde bulunan Legionowo, Prag, Payern, DeBilt gibi istasyonlarda aşağı stratosferde de ozon değişim miktarında belirgin bir artış olduğu görülmektedir.

Seçilen istasyonlardaki toplam ozon değerlerinin kış ve ilkbahar mevsimi için ortalama farkları alındığında, Ankara istasyonuna ait değişimlerin diğer istasyonlardan farklı bir yörünge izlediği görülmektedir. Bu fark Ankara istasyonunun diğer istasyonlara göre daha güneydoğuda yer alması, Avrupa'yı etkileyen dinamik süreçlerin daha uzağında bulunması gibi nedenlere dayalı olarak açıklanabilmektedir. Ankara üzerindeki değişimin bu bölge üzerinde etkili olan subtropikal jet akımları ile de ilişkili olabileceği de düşünülmektedir.

Ele alınan ozonsonde istasyonlarının toplam ozon değerleri ile NAO ve AO indisleri arasındaki korelasyon katsayıları beklendiği şekilde kış-ilkbahar mevsiminde yüksektir.

Kuzey Atlantik Salınımı'nın beklendiği gibi yukarı enlemler üzerinde Arktik Salınım'a göre daha etkili olduğu görülmektedir.

Seçilen ozonsonde istasyonları arasında en batıda yeralan Uccle istasyonu ile yerden yüksekliği diğer istasyonlardan daha fazla olan Payern istasyonu ilkbahar mevsimi analizleri ise Arktik Salınım'ın etkisinin daha fazla olduğuna işaret etmektedir.

Gözönüne alınan istasyonlar arasında en düşük enlem derecesine sahip Ankara istasyonunda ise (39.92°N) kış trendinde diğer istasyonlardan farklı olarak (Uccle ve Payern hariç olmak üzere) çok düşük de (0.18) olsa Arktik Salınım etkisinden bahsetmek mümkündür.

DeBilt, Lindenberg, Prag ve Legionowo istasyonlarında ise Kuzey Atlantik Salınımı oldukça belirgindir. Bu istasyonlardaki korelasyon katsayıları 0.89-1.00 arasında değişen değerlerdedir.

Bu çalışmada ozon profillerinde ortaya çıkan lamine etkisinin araştırıldığı ECC istasyonlarından elde edilen ozon profillerindeki lamine içeriğine dayalı olarak elde edilen grafiklerde batılı ve doğulu QBolar ile maksimum ve minimum solar döngü yılları karşılaştırılmıştır. QBOlardan elde edilen genel değişim oranı azalan yönde ve % 7 olarak bulunmuştur.

Aşağı stratosferde (20-25 km) ve yukarı stratosferde (33 km) pozitif QBO anomalileri görülürken, 27-32 km civarında negatif anomaliye rastlanmaktadır.

Toplam ozonun maksimum solar döngü aktivitesi sırasında artış gösterdiği açıkça görülmektedir. Aşağı enlemlerdeki bu ilişki Ocak-Temmuz arasında daha yüksek olmakla birlikte mevsimsel farklılıklar genel olarak azdır.

Bu çalışmada kullanılan ECC profillerinde gözlenen lamine sayıları ile lamine derinliği ve genlikleri sınıflandırılmıştır. Elde edilen bulgular ise ECMWF ERA-40 verilerine dayalı olarak izentropik analiz ışığında değerlendirilmiştir. İzentropik analiz sonucu bulunan potansiyel vortisitelerin troposfer seviyesi olan 395 K, alt stratosfer seviyesi olan 475 K ve orta stratosfer seviyesi olan 600 K seviyeleri gözönüne alınarak haritaları hazırlanmıştır. Yukarı troposfer aşağı stratosfer bölgesinde pozitif potansiyel vortisiti değişimleri görülmektedir. Kış-ilkbahar mevsiminde lamine yapının görülme sıklığına benzer şekilde potansiyel vortisiti haritalarında da benzer bir etkileşimden söz etmek mümkündür.

Elde edilen ozon profilleri ENVISAT'ın SCIAMACHY uydusundan alınan ozon haritaları ile de karşılaştırılmıştır. Lamine yapının çoğunun aşağı stratosferde bulunduğu belirlenmiştir. Aşağı stratosferde görülen lamine yapı frekansının büyüklüğünün aynı süreçteki stratosferik ozon miktarıyla doğru orantılı olduğu ifade edilebilir. Mart-Mayıs ayları arasında stratosferik ozon miktarı en yüksek seviyesine ulaşmaktadır.

Orta enlemlerde farklı boylamlarda bulunan istasyonlardan elde edilen sonuçlar kısa dönemde küçük farklılıklar gösterse de, uzun dönem değişimleri incelendiğinde genel trendin aynı olduğu görülmektedir. Gerek ozonsonde ölçümlerinden gerekse uydu profillerinden elde edilen sonuçlar kış mevsimi sonu, ilkbahar mevsimi başında lamine etkisinin diğer mevsimlere oranla çok daha yüksek olduğunu göstermektedir. Toplam ozon miktarı da artan lamine ile paralel olarak artmaktadır. Bu dönem polar vorteks ve jet rüzgarları açısından da etkin bir dönem olarak belirtilebilir.

Lamine referans noktası bulunmaması nedeniyle tahmin edilmesi zor bir yapıdır. Orta enlemleri etkileyen dinamik süreçlerin bir sonucu olan laminenin daha iyi anlaşılabilmesi için çalışma bölgesi ve veri sayısı mümkün olduğunca genişletilmeli, uzun dönemde laminenin ozonun yenilenme sürecini nasıl etkilediği araştırılmalıdır.

.

KAYNAKLAR

- Andrews, D.G., J. R. Holton, C.B. Leovy**, 1987: *Middle Atmosphere Dynamics*, Academic, New York
- Andersen, S. B., E. C. Weatherhead, A. Stevermer, J. Austin, C. Brühl, E. L. Fleming, J. de Grandpré, V. Grewe, I. Isaksen, G. Pitari, R. W. Portmann, B. Rognerud, J. E. Rosenfield, S. Smyshlyaev, T. Nagashima, G. J. M. Velders, D. K. Weisenstein, J. Xia**, 2006: Comparison of recent modeled and observed trends in total column ozone, *Journal of Geophysical Research*, **111**, D02303.
- Appenzeller, C., J. R. Holton**, 1997: Tracer lamination in the stratosphere: a global climatology, *Journal of Geophysical Research*, **102**, 13555-13569.
- Appenzeller, C., A. K. Weiss, J. Staehelin**, 2000: North Atlantic Oscillation modulates total ozone winter trends, *Geophysical Research Letters*, **27**(8), 1131–1134.
- Asnani, G.C.**, 2005: *Tropical Meteorology*, second edition, **2**, Pune, India.
- Baldwin, M.P., J.R. Holton**, 1988. Climatology of the stratospheric polar vortex and planetary wave breaking, *Journal of Atmospheric Science*, **45**, 1123-1142.
- Baldwin, M.P., L.J. Gray, T.J. Dunkerton, K. Hasmlton, P.H. Haynes, W.J. Randel, J.R. Holton, M.J. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D.B.A. Jones, J.S. Kinnnersley, C. Marquardt, K. Sato, M. Takahashi**, 2001: The quasibiennial oscillation, *Review of Geophysics*, **39**, 179-229.
- Barry, R.G. ve R.J. Chorley**, 1992: *Atmosphere, Weather and Climate*, Routledge, Londra, 6. Ed. ISBN 0415077613, 394 pp.
- Beekman, M., G. Ancellet, G. Megie, J. Smit, D. Kley**, 1994: Intercomparison campaign of vertical ozone profiles including electrochemical sondes of ECC and Brewer-Mast type and a ground-based UV-differential absorption lidar, *Journal of Atmospheric Chemistry*, **19**, 259–288.
- Bethan, S., G. Vaughan, S.J. Reid**, 1996: A comparison of ozone and thermal tropopause heights and the impact of tropopause definition on quantifying the ozone content of the troposphere, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **122**, 929-944.
- Bojkov, R.D.**, 1995: The Chancing Ozone Layer, *World Meteorological Organization (WMO) and United Nations Environment Programme (UNEP) Note*.

- Bojkov, R.D., E. Kosmidis, J.J. Deluisi, I. Petropavlovskikh, V.E. Fioletov, S. Godin, C. Zerefos**, 2002: Vertical ozone distribution characteristics deduced from similar to 44000 re-evaluated Umkehr profiles (1957-2000), *Meteorology and Atmospheric Physics*, **79**, 127-158.
- Bowman, K.P., A.J. Kruger**, 1985: A global climatology of total ozone from the Nimbus 7 total ozone mapping spectrometer, *Journal of Geophysical Research*, **90**, 7967-7976.
- Brasseur, G., S. Solomon**, 1984: *Aeronomy of the Middle Atmosphere*, D Riedel Publishing Company, Dordrecht.
- Brasseur, G.**, 1993: The Response of the Middle Atmosphere to Long-Term and Short-Term Solar Variability: A Two-Dimensional Model, *Journal of Geophysical Research*, **98**, 23.079–23.090.
- Brewer, A.W., J.R. Milford**, 1960: The Oxford-Kew ozonsonde, *Proceedings of Royal Society London*, Ser. A, **256**, 470-495.
- Brinksma, E.J., Y.J. Meijer, B.J. Connor, G.L. Manney, J.B. Bergwerff, G.E. Bodeker, I.S. Boyd, J.B., Liley, W. Hogervorst, J.W. Hovenier, N.J. Livesey, D.P.J. Swart**, 1998: Analysis of record-low ozone values during the 1997 winter over Lauder, New Zealand, *Geophysical Research Letters*, **25**, 15, 2785-2788.
- Brunner, D., J. Staehelin, H.-R. Künsch, G. E. Bodeker**, 2006: A Kalman filter reconstruction of the vertical ozone distribution in an equivalent latitude–potential temperature framework from TOMS/GOME/SBUV total ozone observations, *Journal of Geophysical Research*, **111**, D12308.
- Butchart N., E.E. Remsberg**, 1986: The area of the stratospheric polar vortex as a diagnostic for tracer transport on an isentropic surface. *Journal of Atmospheric Science*, **43**, 1319–1339.
- Charlton, A., L. Polvani**, 2006: *Algorithm for identifying sudden stratospheric warming*. Department of Applied Physics and Applied Mathematics, Columbia University.
- Chipperfield, M. P., A. M. Lee, and J. A. Pyle**, 1996: Model calculations of ozone depletion in the Arctic Polar Vortex for 1991/92 to 1994/95, *Geophysical Research Letters*, **23**(5), 559–562
- Cohen, J., M. Barlow**, 2005: The NAO, the AO and global warming: How closely related? *Journal of Climate*, **18**, 21, 4498-4513.
- De Muer, D., H. Malcorps**, 1984: The frequency response of an electrochemical ozone sonde and its application to the deconvolution of ozone profiles, *Journal of Geophysical Research*, **89**, 1361-1372.
- Deshler, T., J. Mercer, H.G.J. Smit, R. Stuebi, G. Levrat, B.J. Johnson, S.J. Oltmans, R. Kivi, A.M. Thompson, J. Witte, J. Davies, F.J. Schmidlin, G. Brothers, T. Sasaki**, 2008: Field test of ECC-ozonesondes from different manufacturers, and with different cathode solution strengths, and of KC96 ozonesondes: Results of the BESOS balloon flight, *Journal of Geophysical Research*, **113**, D04307.

- Dobson G.M.B.**, 1973: The laminated structure of the ozone in the atmosphere. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **99**, 599-607.
- Durry, G., A. Hauchecorne**, 2005: Evidence for long-lived polar vortex air in the mid-latitude summer stratosphere from in situ laser diode CH₄ and H₂O measurements, *Atmospheric Chemistry and Physics*, **5**, 1467-1472.
- Edouard, S., R. Vautard, G. Brunet**, 1997: On the maintenance of potential vorticity in isentropic coordinates, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **123**, 2069-2094.
- Egorova, T., Rozanov, E., Zubov, V., Schmutz, W., Peter, T.**, 2005: Influence of solar 11-year variability on chemical composition of the stratosphere and mesosphere simulated with a chemistry-climate model, *Advances in Space Research*, **35**, 451-457.
- Endemann, M**, 1999: MIPAS Instrument concept and performance. *European Symposium on Atmospheric Measurements from Space*, Noordwijk, Hollanda, 1999.
- Fioletov, V.E.**, 2008: Ozoneclimatology, trends and substances that control ozone, *Atmosphere-Ocean*, **46**(1), 39-67.
- Fortuin, J.P.F., H. Kelder**, 1998: An ozone climatology based on ozonesonde and satellite measurements, *Journal of Geophysical Research*, **103**, 31709-31734.
- Fujiwara, M., K. Kita, S. Kawakami, T. Ogawa, N. Komala, S. Saraspriya, A. Suripto**, 2000: Seasonal variation of tropospheric ozone in Indonesia revealed by 5-year ground-based observations. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 1879–1888
- Fusco, A. ve M.L. Salby**, 1999: Interannual variations of total ozone and their relationship to variations of planetary wave activity. *Journal of Climate*, **12**, 1619.
- Gettelman, A., P.M. de F. Forster**, 2002: A climatology of the tropical tropopause layer, *Journal of Meteorological Society Japan*, **80** (4B), 911-924.
- Grewe, V., C. Reithmeier, d.T. Shindell**, 2002: Dynamic-chemical coupling of the upper troposphere and lower stratosphere region, *Chemosphere*, **47**, 851-861.
- Hadjinicolaou, P., A. Jrrar, J.A. Pyle, L. Bishop**, 2002: The dynamically driven long-term trend in stratospheric ozone over northern middle latitudes. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **128**, 1393-1412
- Haig, J.D.**, 1996: The impact of solar variability on climate, *Science*, **272**, 981-983.
- Halenka T, J. Lastovicka, S. Radicella**, 1994: The effect of the passage of cold fronts on the vertical distribution of ozone at the CHMI observatory at Prague-Libus. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **120**, 1415.

- Harris, N. R. P., Kyrö, E., Staehelin, J., Brunner, D., Andersen, S.-B., Godin-Beekmann, S., Dhomse, S., Hadjinicolaou, P., Hansen, G., Isaksen, I., Jrrar, A., Karpetchko, A., Kivi, R., Knudsen, B., Krizan, P., Lastovicka, J., Maeder, J., Orsolini, Y., Pyle, J. A., Rex, M., Vanicek, K., Weber, M., Wohltmann, I., Zanis, P., Zerefos, C.,** 2006: Ozone trends at northern mid- and high latitudes – a European perspective, *Annales Geophysicae*, **26**, 1207-1220.
- Harvey, V.L., M.H. Hitchman, R.B. Pierce, T.D. Fairlie,** 1999: Tropikal aerosol in the Aleutien High, *Journal of Geophysical Research*, **104**, 6281-6290.
- Haynes, P., T. Shepherd,** 2001: *Report on the SPARC tropopause workshop*, Bad Tolz, Germany, 17-21 Nisan 2001.
- Hays, J., P. de Menocal,** 2009: *Lecture notes on the seasonality of ozone*, section 1.5, Columbia University.
- Hering, W.S., T.R. Borden,** 1964: Ozonesonde observations over NorthAmerica, vol. 2, *Environmental Research Papers*, **38**, Air Force Cambridge Research Lab., Bedford, Mass.
- Hering, W. S.,** 1966: Ozone and transport processes, *Tellus*, **18**, 329-336.
- Hood, L.L., D.A. Zaff,** 1995: Lower stratospheric stationary waves and the longitude dependence of ozone trends in winter, *Journal of Geophysical Research*, **100**, 25.791-25.800
- Holton, J.R., R.S.Lindzen,** 1972: An updated theory for the Quasi-Biennial cycle of the tropical stratosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **29**, 1076-1080.
- Holton, J.R., H.C.Tan,** 1980: The influence of the equatorial Quasi-Biennial Oscillation on the global atmospheric circulation at 50mb. *Journal of Atmospheric Science*, **37**, 2200-2208.
- Holton, J.R, P.H. Haynes, M.E. McIntyre, A.R. Douglass, R.B. Rood, L. Pfister,** 1995: Stratosphere-troposphere exchange, *Review of Geophysics*, **33**, 403-440.
- Hoskins B.J., M.E. McIntyre, A. W. Robertson,** 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **111**, 877–946.
- Hurrell, J.W.,** 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *Science*, **269**, 676-679
- Juckes, M.N., A. O'Neill,** 1988: Early winter in the northern hemisphere. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **114**, 1111-1125.
- Kahya, C., D. Demirhan, S. Topcu, S. Incecik,** 2005: An Examination of the Laminae Characteristics in Ozone Profiles in Eastern and South Eastern Europe, *International Journal of Remote Sensing*, **26**, 16, 3455-3466.

- Kerr, J.B., H. Fast, C.T. McElroy, S.J. Oltmans, J.A. Lathrop, E. Kyro, A. Paukkunen, H. Claude, U. Köhler, C.R. Sreedharan, T. Takao, Y. Tsugakoshi, 1994: The 1991 WMO International ozonesonde intercomparison at Vanscoy Canada, *Atmosphere-Ocean*, **32**, 685-716.
- Kodera, K., Y. Kuroda, 2000: Tropospheric and stratospheric aspects of the Arctic Oscillation, *Geophysical Research Letters*, **27**, 3349-3352.
- Komhyr, W.D., 1969: Electrochemical concentration cells for gas analysis. *Annales Geophysicae*, **25**, 203-210.
- Križan, P., J. Laštovička, 2004: Definition and determination of laminae in ozone profiles, *Stud. Geophys. Geod.*, **48**, 777-789.
- Križan, P., J. Laštovička, 2005: Trends in positive and negative ozone laminae in the Northern Hemisphere, *Journal of Geophysical Research*, **110**, D10107.
- Križan, P., J. Laštovička, 2006: Ozone laminae: Comparison of the southern and northern hemisphere, and tentative explanation of trends, *Journal of Atmospheric and Solar-terrestrial Physics*, **68**, 1962-1972.
- Krzyscin, J. W., 2006: Change in ozone depletion rates beginning in the mid 1990s: trend analyses of the TOMS/ SBUV merged total ozone data, 1978-2003, *Annales Geophysicae*, **24**, 493-502.
- Labitzke, K., H. van Loon, 1997: The signal of the 11-year sunspot cycle in the upper troposphere-lower stratosphere, *Space Science Reviews*, **80**, 393-480.
- Labitzke, K., 2002: The solar signal of the 11-year sunspot cycle in the stratosphere differences between the northern and southern summers, *Journal of Meteorological Society Japan*, **80**, 963-971.
- Lamarque, J.-F., P. G. Hess, 2004: Arctic Oscillation modulation of the Northern Hemisphere spring tropospheric ozone, *Geophysical Research Letters*, **31**, L06127.
- Laštovička, J., 2002: Very strong negative trends in laminae in ozone profiles, *Physics and Chemistry of the Earth*, **27**, 477-483.
- Laštovička, J., ve P. Križan, 2006: Trends in laminae in ozone profiles in relation to trends in some other middle atmospheric parameters, *Physics and Chemistry of the Earth*, **32**, 46-53.
- Laštovička, J., P. Križan, M. Kozubek, 2010: Long-term trends in the middle atmosphere dynamics at northern middle latitudes-one regime or two different regimes? *Atmospheric Chemistry and Physics Discussion*, **10**, 2633-2668.
- Lee, H. ve A. Smith, 2003: Simulation of the combined effects of solar cycle, quasi-biennial oscillation, and volcanic forcing on stratospheric ozone changes in recent decades, *Journal of Geophysical Research*, **108**(D2), 4049.
- Lemoine, R., 2004: Secondary maxima in ozone profiles, *Atmospheric Chemistry and Physics*, **4**, 1085-1096.

- Logan, J.A.**, 1994: Trends in the vertical distribution of ozone: An analysis of ozonesonde data, *Journal of Geophysical Research*, **99**, D12, 25553-25585.
- Logan, J.A.**, 1999: An analysis of ozonesonde data for the troposphere: recommendations for testing 3-D models and development of a gridded climatology for tropospheric ozone. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 16115–16149.
- McCormack, J. P. ve L. L. Hood**, 1996: Apparent solar cycle variations of upper stratospheric ozone and temperature: Latitude and seasonal dependences, *Journal of Geophysical Research*, **101**, 20.933–20.944.
- Manney, G. L., J. C. Bird, D. P. Donovan, T. J. Duck, J. A. Whiteway, S. R. Pal, A. I. Carswell**, 1998: Modelling ozone laminae in ground-based Arctic wintertime observations using trajectory calculations and satellite data. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 5797-5814.
- Manney, G.L., H.A. Michelsen, M.L. Santee, M.R. Gunson, F.W. Irion, A.E. Roche, N.J. Livesey**, 1999: Polar vortex dynamics during spring and fall diagnosed using trace gas observations from the Atmospheric Trace Molecule Spectroscopy instrument. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 18841-18866.
- Manney, G.L., H.A. Michelsen, F.W. Irion, G.C. Toon, M.R. Gunson, A.E. Roche**, 2000: Lamination and polar vortex development in fall from ATMOS long-lived trace gases observed during November 1994. *Journal of Geophysical Research*, **105**, D23, 29023-29038.
- Mariotti A., M. Moustauoui, B. Legras, and H. Teitelbaum**, 1997: Comparison between vertical ozone soundings and reconstructed potential vorticity maps by contour advection with surgery. *Journal Geophysical Research*, **102**(D5), 6131–6142.
- Matsumo, T.**, 1971: A dynamical model of stratospheric warmings. *Journal of Atmospheric Science*, **28**, 1479-1494.
- McConnell, J.C., J. Jin**, 2008: Stratospheric ozone chemistry. *Atmosphere-Ocean*, **46**, 69-92.
- McPeters, R.D., G.J. Labow, B.J. Johnson**, 1997: A satellite-derived ozone climatology for balloonsonde estimation of total column ozone. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 8875-8885.
- McPhaden, M.J., A.J. Busalacchi, R. Chaney, J. Donguy, K.S. Gage, D. Halpern, M. Ji, Julian, P.G. Meyers, G.T. Mitchum, P.P., Niiler, J. Picaut, R.W. Reynolds, N. Smith, K. Takeuchi**, 1998: The Tropical ocean-global atmosphere observing system: A decade of progress. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 14169-14240.
- Mohanakumar, K.**, 2008: *Stratosphere Troposphere Interactions, An Introduction*, Springer, ISBN 978-1-4020-8216-0, 416 pp.
- Moore, J.T.**, 1992: *Isentropic analysis and interpretation: Operational applications to synoptic and mesoscale forecast problems*, Saint Louis University, Department of Earth and Atmospheric Sciences, Review edition, 88 pp.

- Moustaoui, M., H. Teitelbaum, F.P.J. Valero**, 2003: Ozone laminae inside the Antarctic vortex produced by poleward filaments. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **129**, 3121-3136.
- Narayana, R.T., S. Kirkwood, J. Arvelius, P. Von der Gathen, R. Kivi**, 2003: Climatology of UTLS ozone and the ratio of ozone and potential vorticity over northern Europe. *Journal of Geophysical Research*, **108**, 148-227.
- Mich, P., J. Lastovicka**, 1996: Analysis of laminated structures in ozone vertical profiles in Central Europe, *Annale Geophysicae*, **14**, 744-752.
- Oltmans, S., J. London**, 1982: The Quasi-Biennial Oscillation in Atmospheric Ozone, *Journal of Geophysical Research*, **87**, 8981-8989
- Orsolini, Y.**, 1995: On the formation of ozone laminae at the edge of Arctic polar vortex. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **121**, 1923-1941.
- Orsolini, Y.J., G. Hansen, U. Hoppe, G. Manney, K. Fricke**, 1997: Dynamical modelling of wintertime lidar observations in the Arctic: Ozone laminae, and ozone depletion. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **123**, 785-800.
- Orsolini, Y.J., G.L. Manney, A. Engel, J. Ovarlez, C. Claud, L. Coy**, 1998: Layering in stratospheric profiles of long-lived trace species: Balloon-borne observations and modeling, *Journal of Geophysical Research*, **103**, 5815-5825.
- Peters, D., G. Entzian**, 1996: January ozone anomaly over the North Atlantic-European region: Longitude dependent decadal change in total ozone during 1979-1992. *Meteorolog. Zeitschr. NF*, **5**, 41-44.
- Pierce, R.B., T.D.A. Fairlie**, 1993: Chaotic advection in the stratosphere: Implications for the dispersal of chemically perturbed air from the polar vortex. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 18589-18595.
- Pierce, R.B., W.B. Grant**, 1998: Seasonal evolution of Rossby and gravity wave induced laminae in ozonesonde data obtained from Wallops Island, Virginia, *Geophysical Research Letters*, **25**, 1859-1862.
- Plumb, R.A.**, 1977: The Interaction of two internal waves with the mean flow: implications for the theory of the quasi-biennial oscillation. *Journal of Atmospheric Sciences*, **34**, 1847-1858.
- Randel, W.J., F. Wu**, 1995: Climatology of stratospheric ozone based on SBUV and SBUV/2 data: 1978-1994. *NCAR Technical Note NCRA/TN412+STR*, Boulder.
- Randel, W. J., Keith P. Shine, John Austin, John Barnett, Chantal Claud, Nathan P. Gillett, Philippe Keckhut, Ulrike Langematz, Roger Lin, Craig Long, Carl Mears, Alvin Miller, John Nash, Dian J. Seidel, David W. J. Thompson, Fei Wu, Shigeo Yoden**, 2009: An update of observed stratospheric temperature trends, *Journal of Geophysical Research*, **114**, D02107

- Reed, R.G., W.J. Campbell, L.A. Rasmussen ve D.G. Rogers**, 1961: Evidence of downward-propagating annual wind reversal in the equatorial stratosphere. *Journal of Geophysical Research*, **66**, 813-818.
- Reid, S.J., G. Vaughan**, 1991: Lamination in ozone profiles in the lower stratosphere, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **117**, 825-844.
- Reid, S.J., G. Vaughan**, 1993: Ozone laminae near the edge of the stratospheric polar vortex. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 8883-8890.
- Reid, S.J., Vaughan, G., Mitchell, N., Prichard, I.T., Smith, H.G.J., Jorgensen, T.S., Varotsos, C. H. de Backer**, 1993: Distribution of ozone laminae during EASOE and the possible influence of inertia-gravity waves. *Geophysical Research Letters*, **21**(13), 1479–1482.
- Reid, S.J., Rex, M., Gathen, P. von der, Fløisand, I., Stordal, F., Carver, G. D., Beck, A., Reimer, E., Krüger-Carstensen, R., Haan, L. L. De, Braathen, G. O., Dorokhov, V., Fast, H., Kyrö, E., Gil, M., Litynska, Z., Molyneux, M., Murphy, G., O'Connor, F., Ravegnani, F., Varotsos, C., Wenger, J., Zerefos, C.**, 1998: A study of ozone laminae using diabatic trajectories, contour advection and photochemical trajectory model simulations, *Journal of Atmospheric Chemistry*, **30**/1, 187-207.
- Reid, S. , A. Tuck, G. Kladis**, 2000: On the changing abundance of ozone minima at northern midlatitudes. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 12169-12180.
- Reinsel, G. C., A. J. Miller, E. C. Weatherhead, L. E. Flynn, R. M. Nagatani, G. C. Tiao, D. J. Wuebbles**, 2005: Trend analysis of total ozone data for turnaround and dynamical contributions, *Journal of Geophysical Research*, **110**, D16306
- Rogers, J.C.**, 1984: The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, **112**, 1999–2015.
- Rogers, J.C.**, 1990: Patterns of low-frequency monthly sea level pressure variability (1899–1986) and associated wave cyclone frequencies. *Journal of Climate*, **3**, 1364–1379.
- Rogers, J.C.**, 1997: North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability over Northern Europe. *Journal of Climate*, **10**, 1635-1647.
- Rogers, J.C., H. van Loon**, 1979: The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part II: Some ocean and atmospheric effects in middle and high latitudes. *Monthly Weather Review*, **107**, 509–519.
- Salby, M. ve P. Callaghan**, 2000: Connection between the Solar Cycle and the QBO: The Missing Link. *Journal of Climate*, **13**, 2, 328-338.
- Schenkel, A. ve B. Broder**, 1982: Interference of some trace gases with ozone measurements by the KI method, *Atmospheric Environment*, **16**, 2187-2190.

- Schoeberl, M.R., L.R. Lait, P.A. Newman, J.E. Rosenfield**, 1992: The structure of the polar vortex, *Journal of Geophysical Research*, **97**, D8, 7859-7882.
- Sherhag, R.**, 1952: Die explosionsartigen stratosphärischen Erwärmungen des Spätwinters, 1951-1952, *Der Deutsche Wetterdienst*, **6**, 51-53.
- Shindell, D., D. Rind, N. Balachandran, J. Lean, and P. Lonergan**, 1999: Solar Cycle Variability, Ozone, and Climate, *Journal of Science*, **284**, 305-308.
- Sivakumar, V., T. Portafaix, H. Bencherif, S. Godin-Beekmann, S. Baldy**, 2007: Stratospheric ozone climatology and variability over a southern subtropical site: Reunion Island (21° S; 55° E), *Annale Geophysicae*, **25**, 2321-2334.
- Smit, H.G.J., W. Straeter, M. Helten, D. Kely, D. Ciupa, H.J. Claude, U. Köhler, B. Hoegger, G. Levrat, B. Johnson, S.J. Oltmans, J.B. Kerr, D.W. Tarasick, J. Davies, M. Shitamichi, S.K. Srivastava, C. Vialle**, 1996: JOSIE: The 1996 WMO international intercomparison of ozonesondes under quasi-flight conditions in the environmental chamber at Jülich, Atmospheric Ozone, *Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium*, L'Aquila, Italy, 971-974.
- Smit, H.G.J., W. Straeter, B. Johnson, S.J. Oltmans, J. Davies, D.W. Tarasick, B. Hoegger, R. Stubi, F. Schmidlin, T. Northam, A. Thompson, J. Witte, I. Boyd, F. Posny**, 2007: Assessment of the performance of ECC-ozonesondes under quasi-flight conditions in the environmental simulation chamber: Insights from the Jülich Ozonesonde Intercomparison Experiment (Josie), *Journal of Geophysical Research*, **112**, D19306.
- Smit, H.G.J., D. Kley**, 1998: Jülich Ozonesonde Intercomparison Experiment 2000. The 2000 WMO international intercomparison of operating procedures for ECC-ozonesondes at the environmental simulation facility at Jülich. WMO global Atmosphere watch report series, No. 158 (Technical Document 1225), *World Meteorological Organization*, Geneva.
- Solomon, S., R. W. Portmann, R. R. Garcia, L. W. Thomason, L. R. Poole, M. P. McCormick**, 1996: The role of aerosol variations in anthropogenic ozone depletion at northern midlatitudes, *Journal of Geophysical Research*, **101**, 6713-6727.
- Staehelin, J., N. R. P. Harris, C. Appenzeller, J. Eberhard**, 2001: Ozone trends: A review, *Reviews of Geophysics*, **39**(2), 231-290.
- Steinbrecht, W., H. Claude, U. Köhler, K. P. Hoinka**, 1998: Correlation between tropopause height and total ozone: Implications for long-term trends, *Journal of Geophysical Research*, **103**, 19,183-19,192.
- Steinbrecht, W., H. Claude, P. Winkler**, 2004: Enhanced upper stratospheric ozone: Sign of recovery or solar cycle effect?, *Journal of Geophysical Research*, **109**, D02308.

- Stewart, R.R.**, 2005: *The oceanic influence on North American drought, in Oceanography in the 21st Century-An Online Textbook*, Department of Oceanography, Texas A&M University.
- Sutton, R.T., H. MacLean, R. Swinbank, A. O'Neill, F.W. Taylor**, 1994: High-resolution stratospheric tracer fields estimated from satellite observations using Lagrangian trajectory calculations, *Journal of Atmospheric Science*, **51**, 2995-3005.
- Tarasick, D.W., J. Davies, K. Anlauf, M. Watt**, 2000: Response of ECC and Brewer-Mast ozonesondes to sulfur dioxide interference, *Proceedings of Quadrennial Ozone Symposium 2000*, 3-8 Temmuz 2000, Sapporo, Japonya, 675-676.
- Tarasick, D.W., J. Davies, K. Anlauf, M. Watt, W. Steinbrecht, H.J. Claude**, 2002: Laboratory investigations of the response of Brewer-Mast sondesto tropospheric ozone, *Journal of Geophysical Research*, **107**(D16), 4308.
- Tarasick, D. W., V. E. Fioletov, D.I. Wardle, J.B. Kerr, J. Davies**, 2005: Changes in the vertical distribution of ozone over Canada from ozonesondes: 1980-2001, *Journal of Geophysical Research*, **110**, D02304.
- Tarasick, D.W., R. Slater**, 2008: Ozone in the troposphere: Measurements, climatology, budget and trends, *Atmosphere-Ocean*, **46** (1), 93-115.
- Teitelbaum, H., M. Moustauoi, J. Ovarlez, ve H. Kelder**, 1996: The role of atmospheric waves in the laminated structure of ozone profiles at high latitude, *Tellus*, **48A**, 422-455.
- Thompson, A.M., J.C. Witte, H.G.J. Smit, S.J. Oltmans, B.J. Johnson, V.W.J.H. Kirchoff, F.J. Schmidlin**, 2007: Southern hemisphere Additional ozonesondes (SHADOZ) 1998-2004 tropical ozone climatology: 3, Instrumentation, station to station variability, and evaluation with simulated flight profiles. *Journal of Geophysical Research*, **112**, D03304.
- Url-1** <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/month_ao_index.shtml>, alındığı tarih 11.03.2010.
- Url-2** <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/month_nao_index.shtml>, alındığı tarih 10.03.2010.
- Url-3** <http://toms.gsfc.nasa.gov/eptoms/ep_ovplist_a.html> alındığı tarih 08.03.2010.
- Url-4** <<ftp://toms.gsfc.nasa.gov/pub/omi/data/ozone/>> alındığı tarih 08.03.2010.
- Url-5** <<http://www.esrl.noaa.gov/csd/assessments/2006/chapters/Q4.pdf>> alındığı tarih 09.03.2010.
- Url-6** <http://www.ecmwf.int/products/data/archive/descriptions/other/isentropic_PV.html>, alındığı tarih 05.02.2010.
- Url-7** <<http://www.iup.physik.uni-bremen.de/sciamachy/instrument/index.html>>, alındığı tarih 10.01.2009.

- Van Loon, H., J. C. Rogers**, 1978: The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part I: General description. *Monthly Weather Review*, **106**, 296–310.
- Varotsos, C, P. Kalabokas, G. Chronopoulos**, 1994: Association of the laminated vertical ozone structure with the lower-stratospheric circulation, *Journal of Applied Meteorology*, **33**, 473-476.
- Varotsos, C, D.Alexandris, G.Chronopoulos**, 1999: On the role of the lower-stratospheric circulation to the vertical ozone structure, *Physics, Chemistry of Earth*, **24**, 481-485.
- Veryard, R.G., R.A. Ebdon**, 1961: Fluctuations in tropical stratospheric winds. *The Meteorological Magazine*, **90**, 125-143.
- Viereck, R., L. Puga, D. McMullin, D. Judge, M. Weber, W. K. Tobiska**, 2001: The Mg II index: A proxy for solar EUV, *Geophysical Research Letters*, **28**(7), 1343–1346.
- Walker, G. T., E. W. Bliss**, 1932: World Weather V. *Mem. Roy. Meteor. Soc.*, **4** (36), 53–84.
- Wang, H. J., D. M. Cunnold ve X. Bao**, 1996: A critical analysis of Stratospheric Aerosol and Gas Experiment ozone trends, *Journal of Geophysical Research*, **101**, 12.495–12.514.
- Waugh, D.W., R. A. Plumb, R. J. Atkinson, M. R. Schoeberl, L. R. Lait, P. A. Newman, M. Loewenstein, D. W. Toohey, L. M. Avallone, C. R. Webster, R. D. May**, 1994: Transport out of the lower stratospheric Arctic vortex by Rossby wave breaking, *Journal of Geophysical Research*, **99**, 1071-1088
- Weiss, A.K., J. Staehelin, C. Appenzeller, N.R.P.Harris**, 2001: Chemical and dynamical contributions to ozone profile trends of the Payerne (Switzerland) balloon soundings, *Journal of Geophysical Research*, **106**, 19, 22685-22694.
- World Climate Research Programme**, 1998: SPARC/IOC/GAW Assessment of trends in the vertical distribution of ozone, stratospheric processes and their role in climate, World Meteorological Organization, *Global ozone Research Monitoring Project*, **43**, Cenevre, İsviçre.
- Zerefos, C. S., K. Tourpali ve D. Balis**, 2005: Solar activity-ozone relationships in the vertical distribution of ozone, *International Journal of Remote Sensing*, **26**, 3449– 3454.
- Ziemke, J. R., S. Chandra, R. D. McPeters, P. A. Newman**, 1997: Dynamical proxies of column ozone with applications to global trend models, *Journal of Geophysical Research*, **102**, 6117-6129.
- Zvyagintsev, A.M., G.M. Kruchenitskii**, 2003: Relationship between Total Ozone Content in the Northern Hemisphere and the Arctic and North Atlantic Oscillations, *Atmospheric and Oceanic Physics*, **39**, 4, 456-460.

EKLER

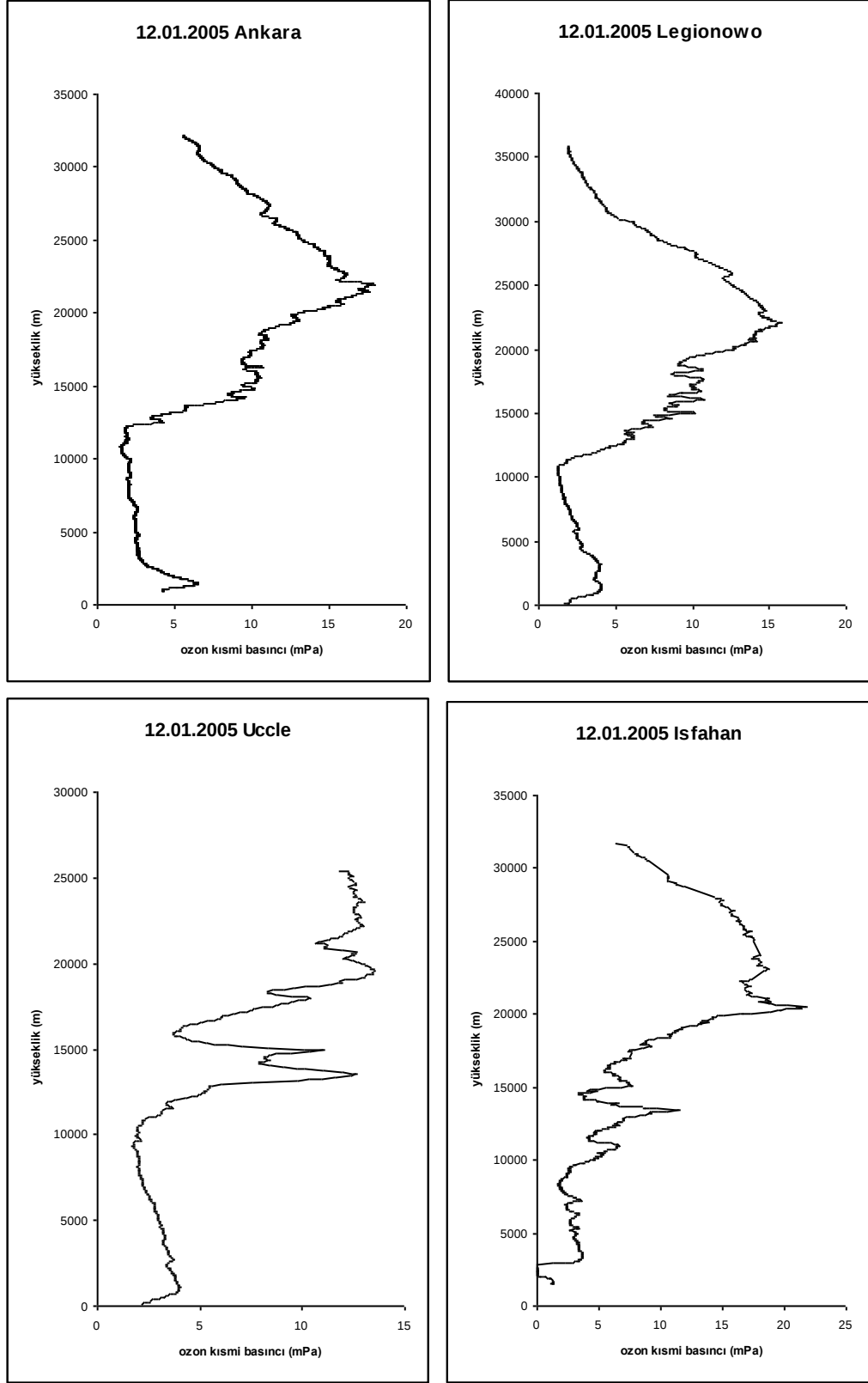
EK A : Ozon Profilleri

EK B : Basınç seviyeleri haritaları

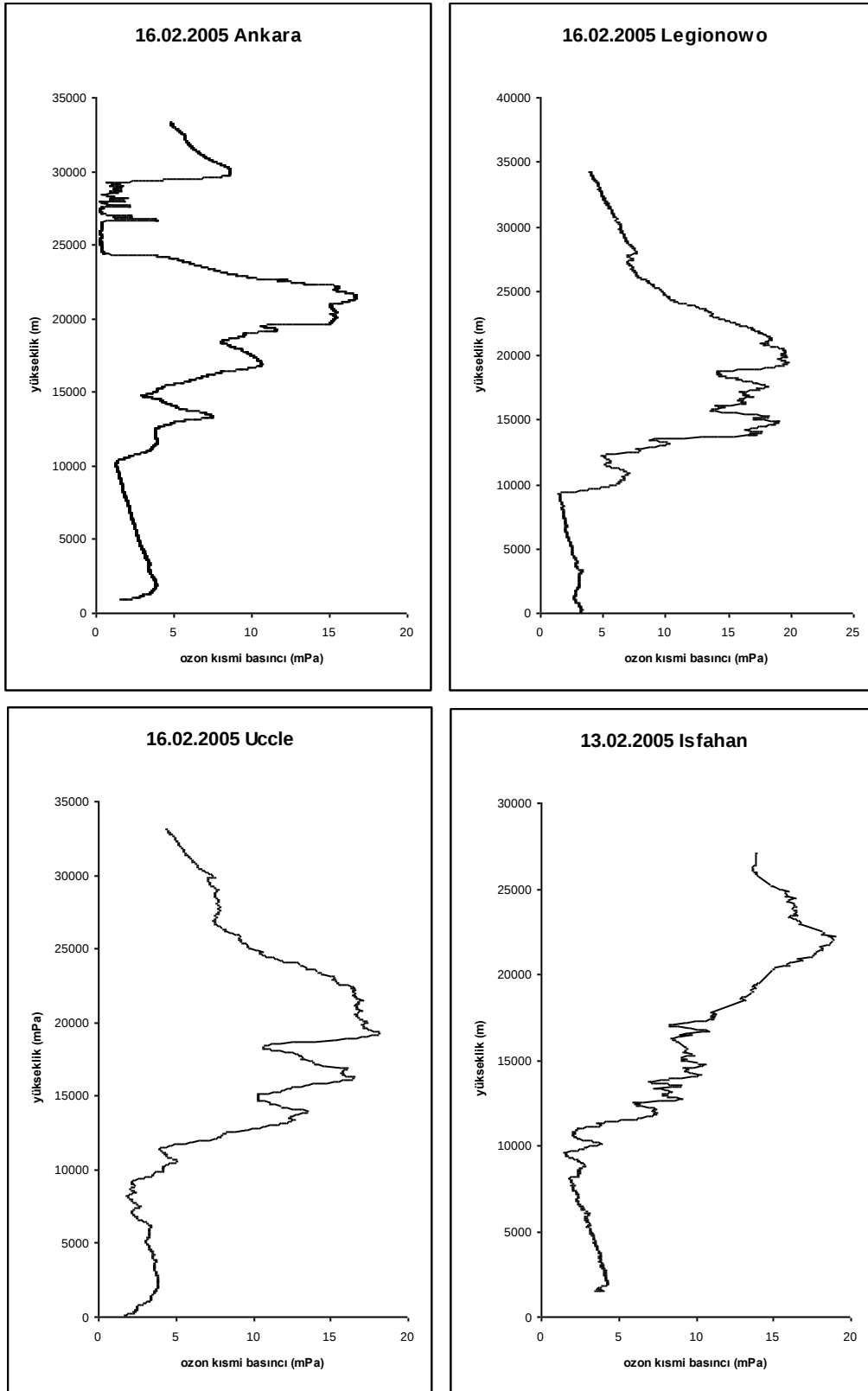
EK C : İzentropik analiz haritaları

EK D : SCIAMACHY haritaları

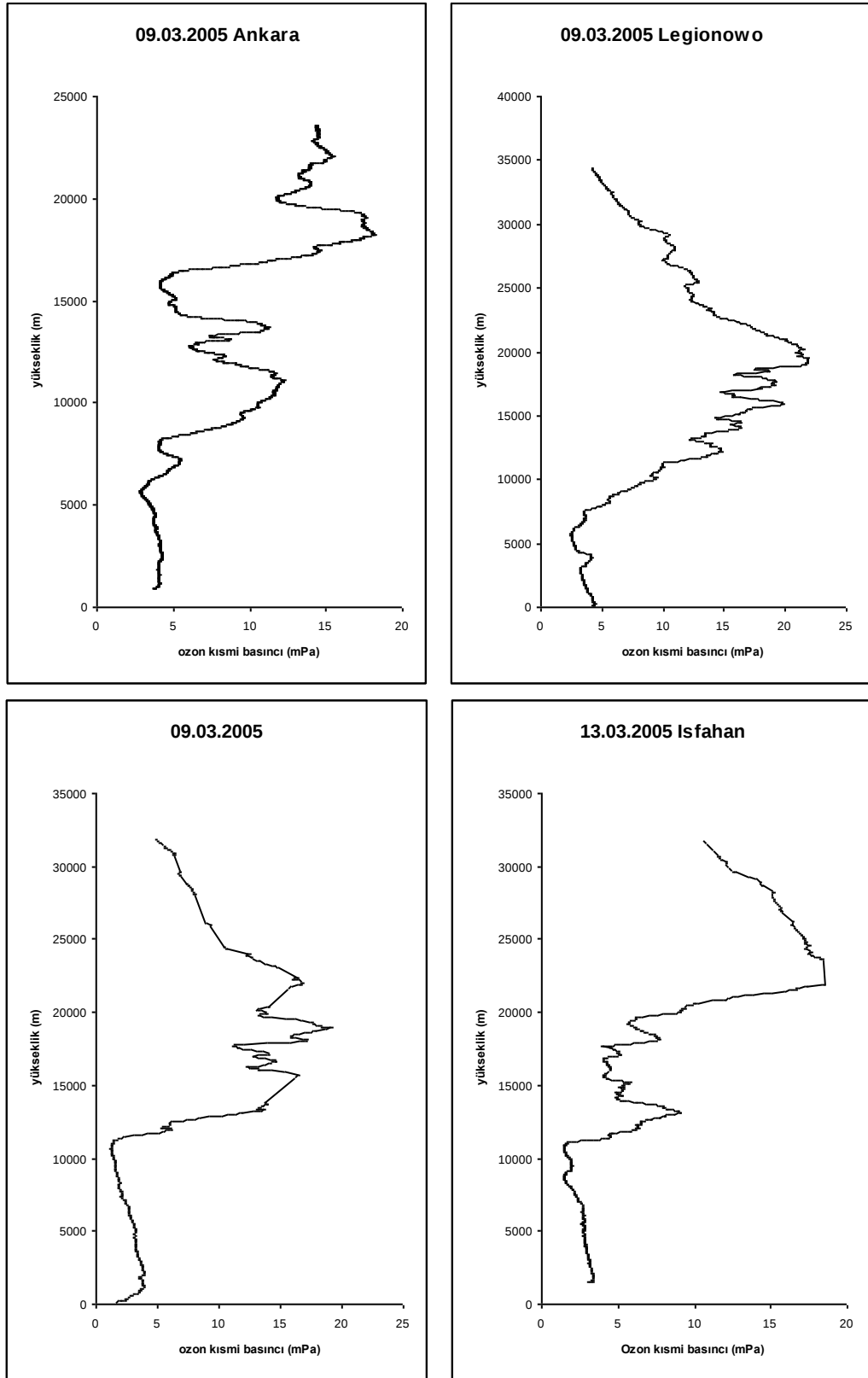
EK A : Ozon Profilleri



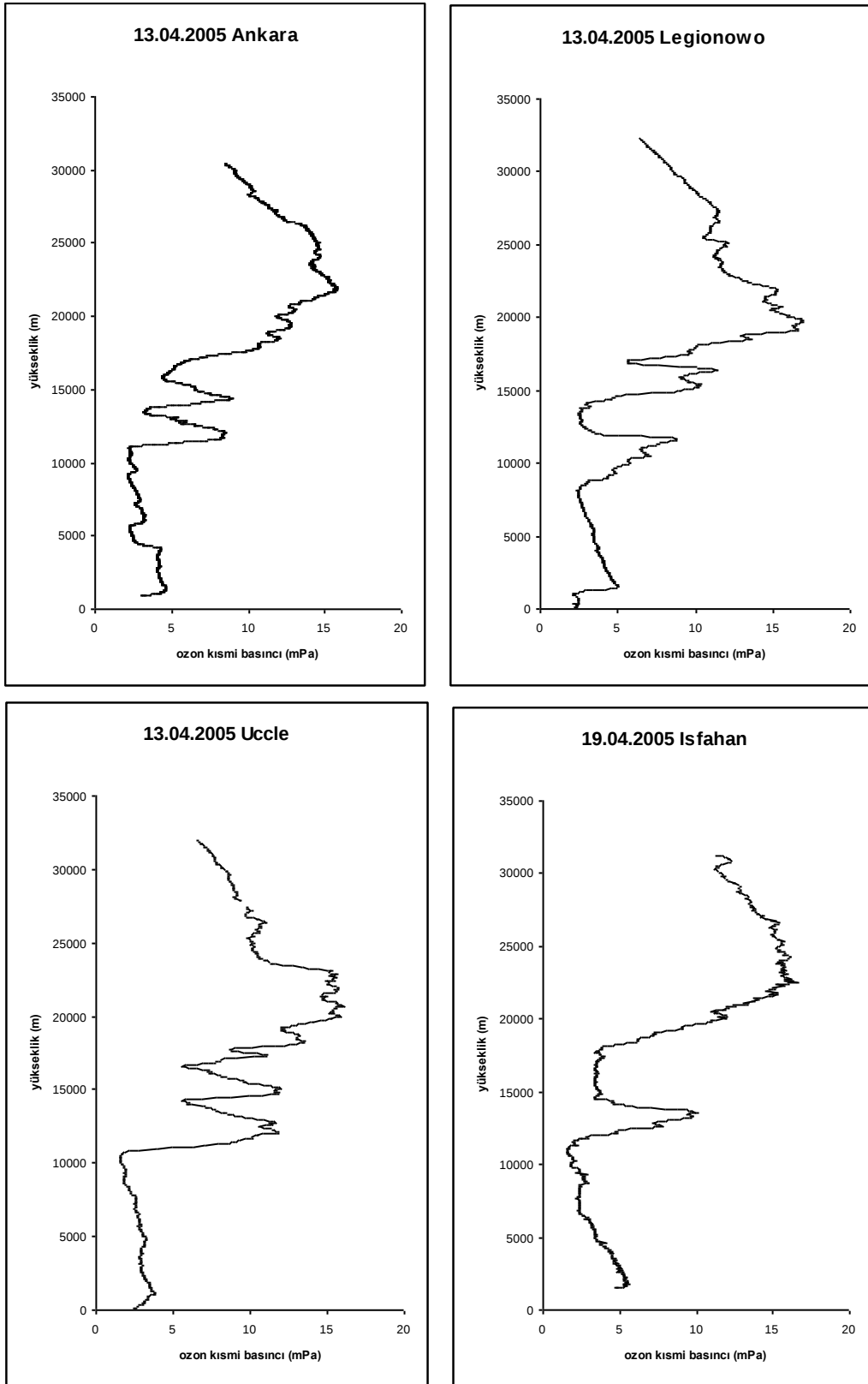
Şekil A.1 : Ocak 2005'e ait Ankara, Legionowo, Uccle ve Isfahan ozon profilleri.



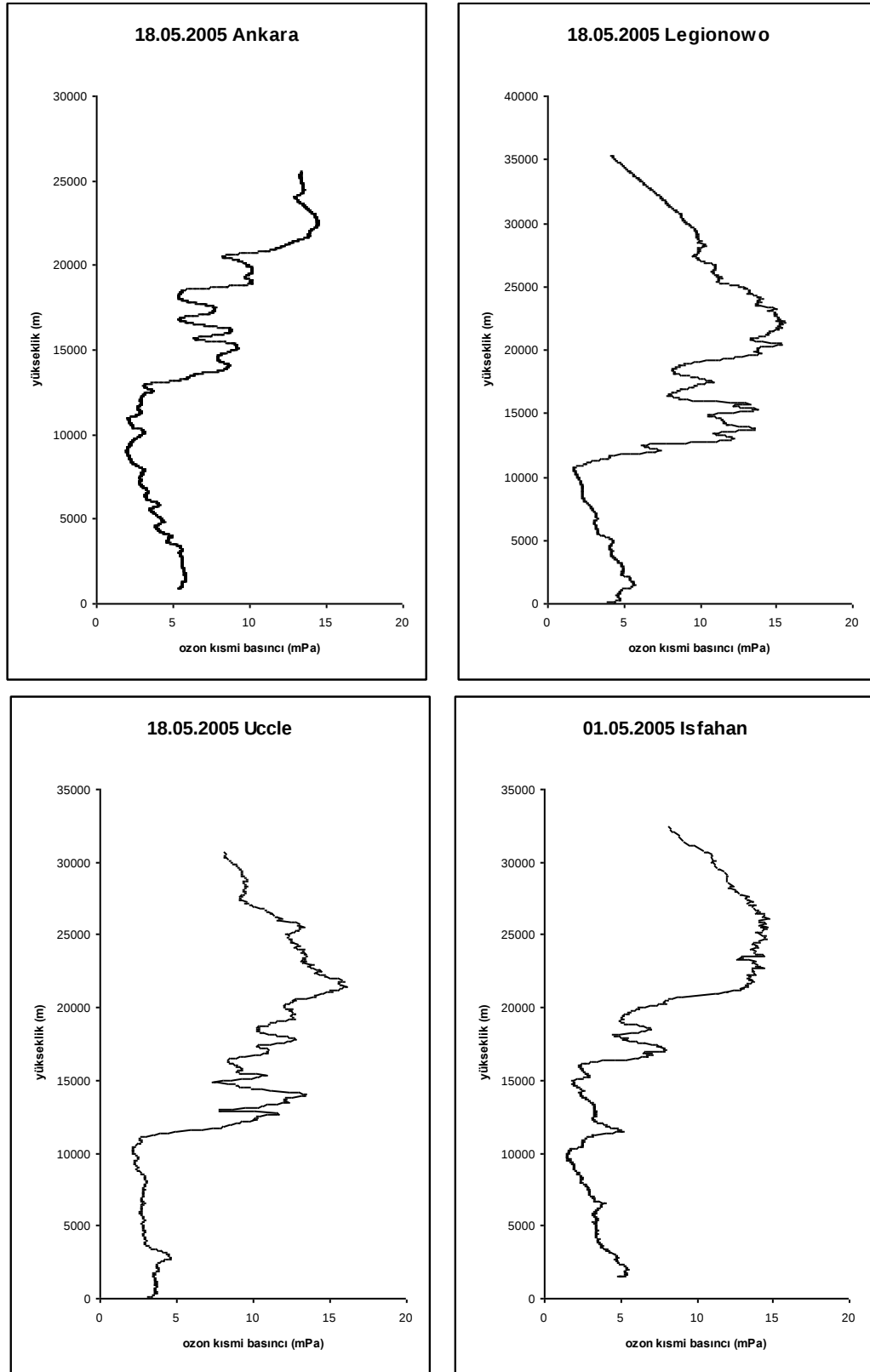
Şekil A.2 : Şubat 2005'e ait Ankara, Legionowo, Uccle ve Isfahan ozon profilleri.



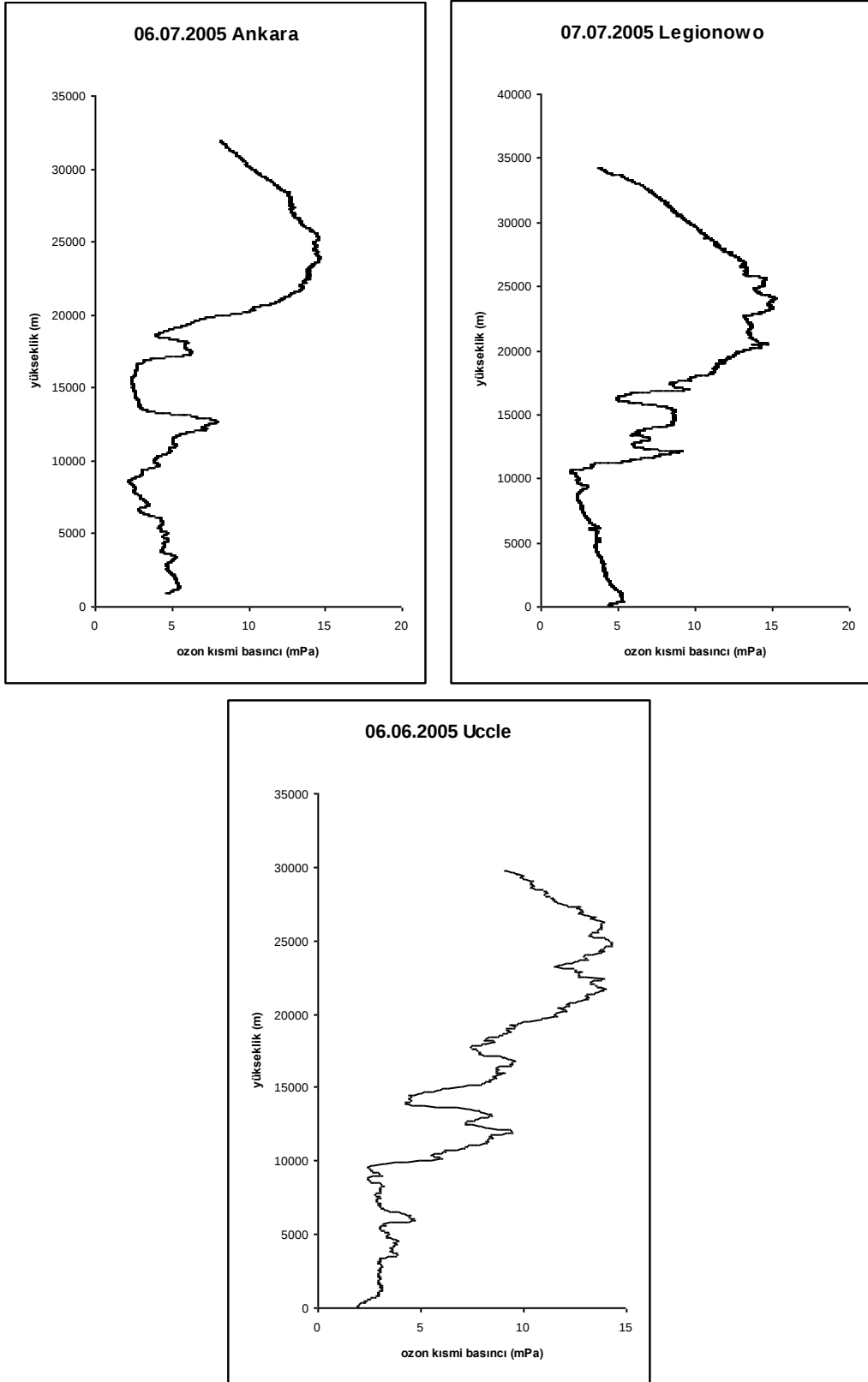
Şekil A.3 : Mart 2005'e ait Ankara, Legionowo, Uccle ve Isfahan ozon profilleri.



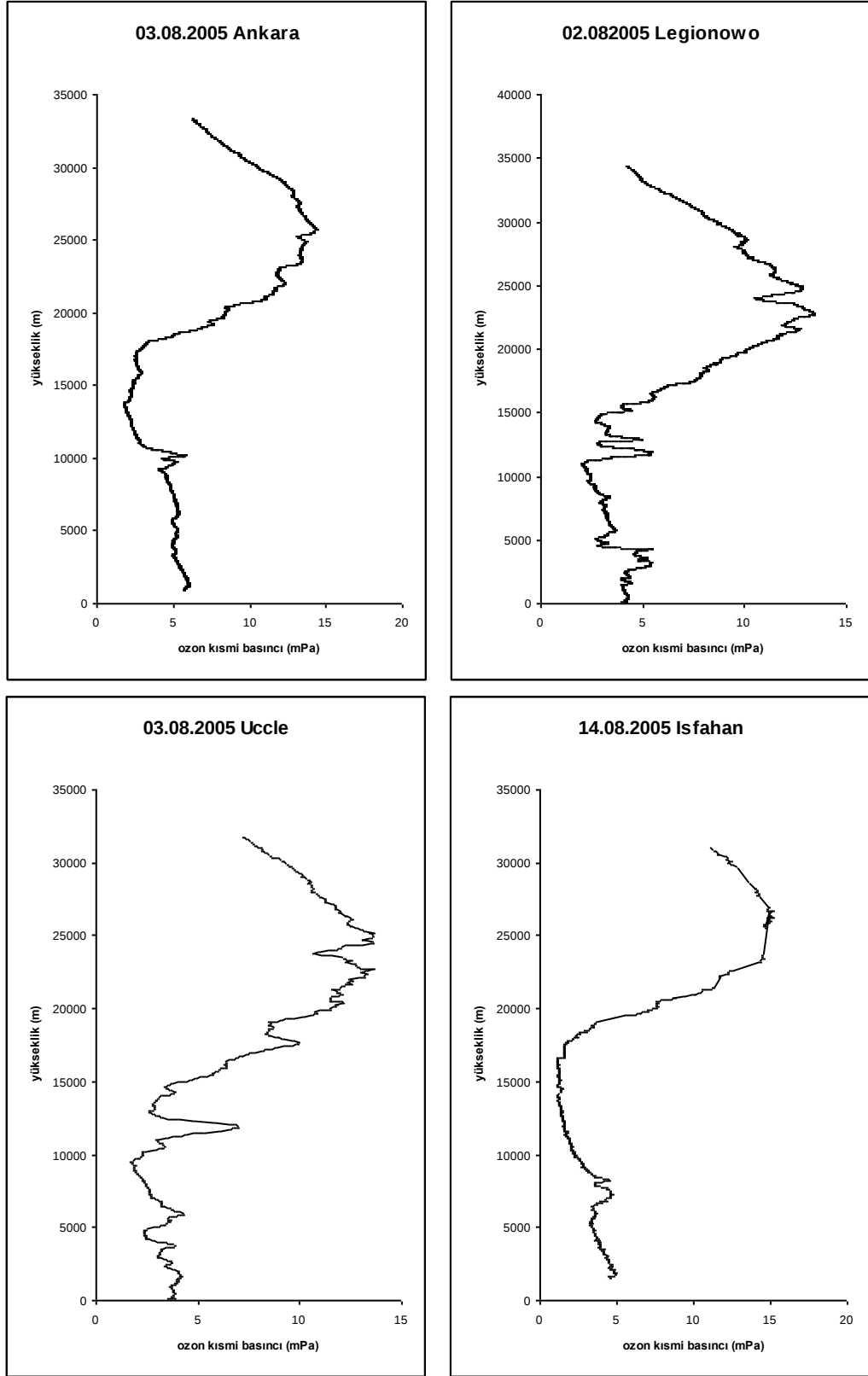
Şekil A.4 : Nisan 2005'e ait Ankara, Legionowo, Uccle ve Isfahan ozon profilleri.



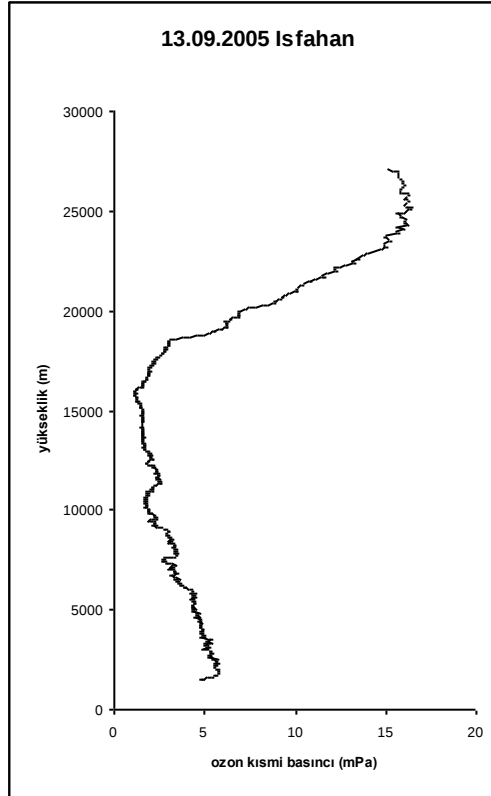
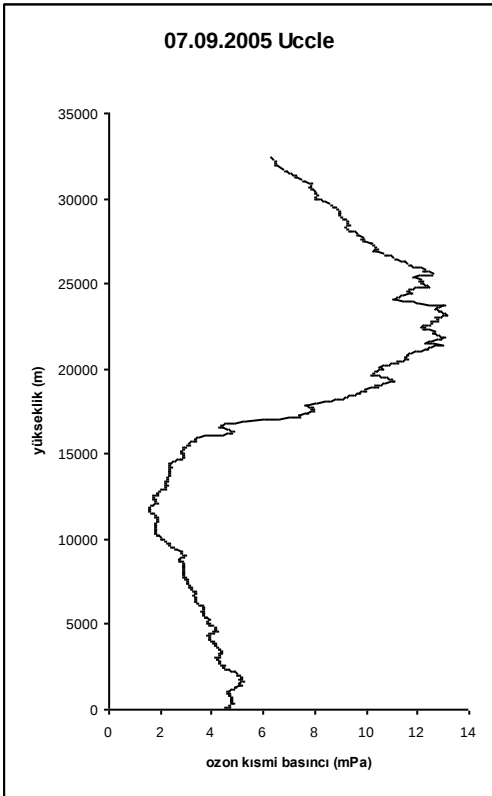
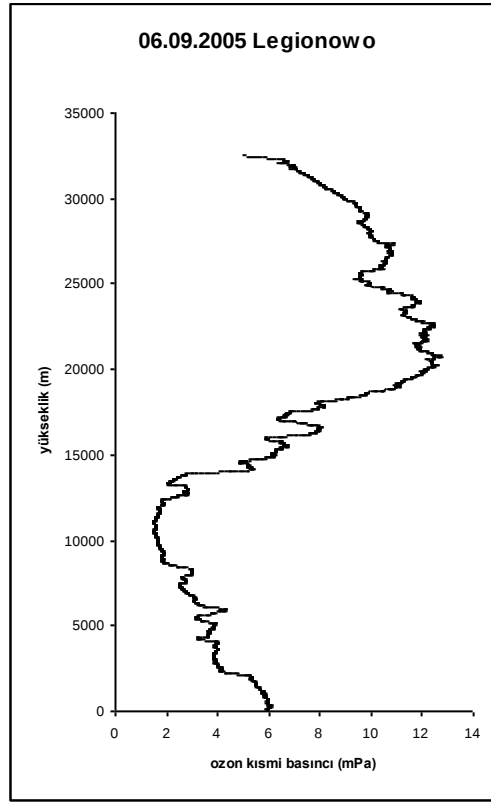
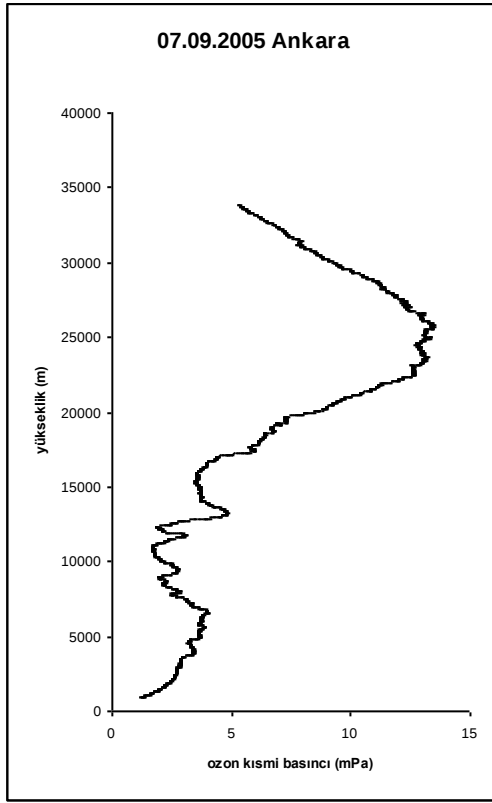
Şekil A.5 : Mayıs 2005'e ait Ankara, Legionowo, Uccle ve Isfahan ozon profilleri.



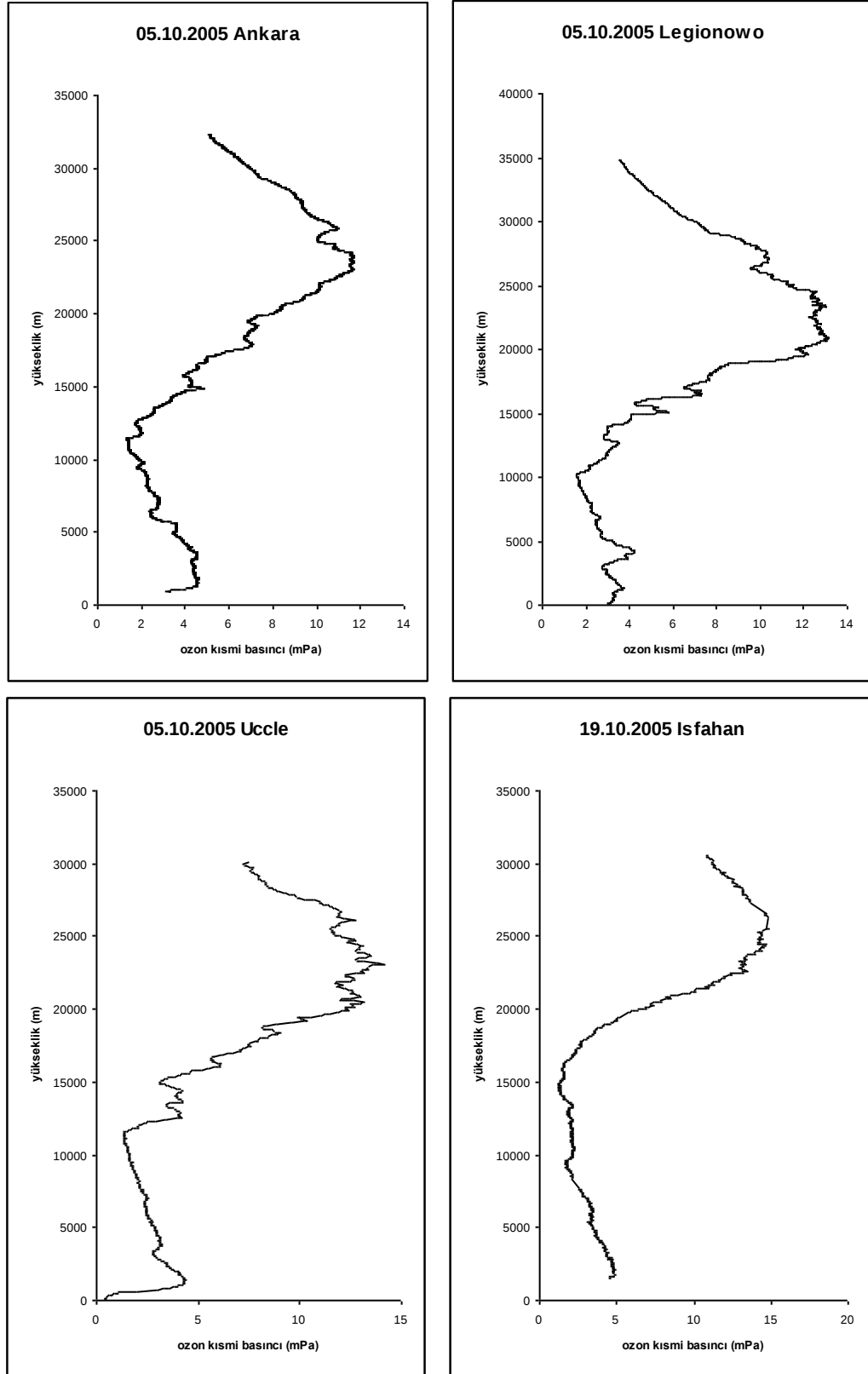
Şekil A.6 : Temmuz 2005'e ait Ankara, Legionowo, Uccle ozon profilleri.



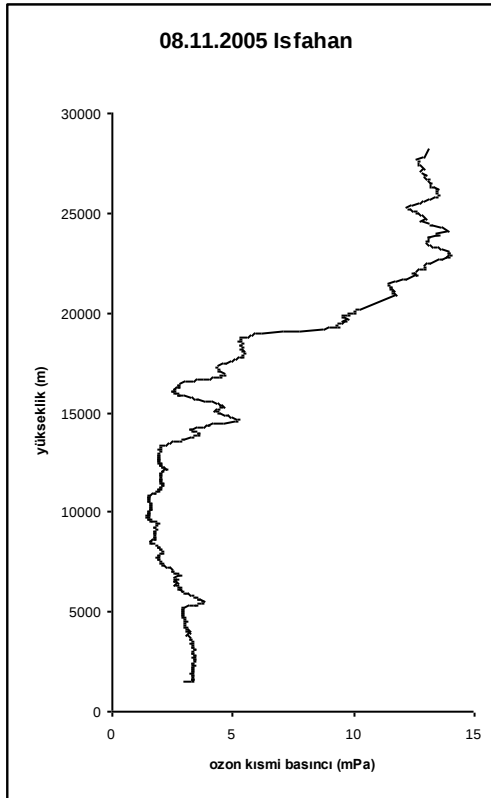
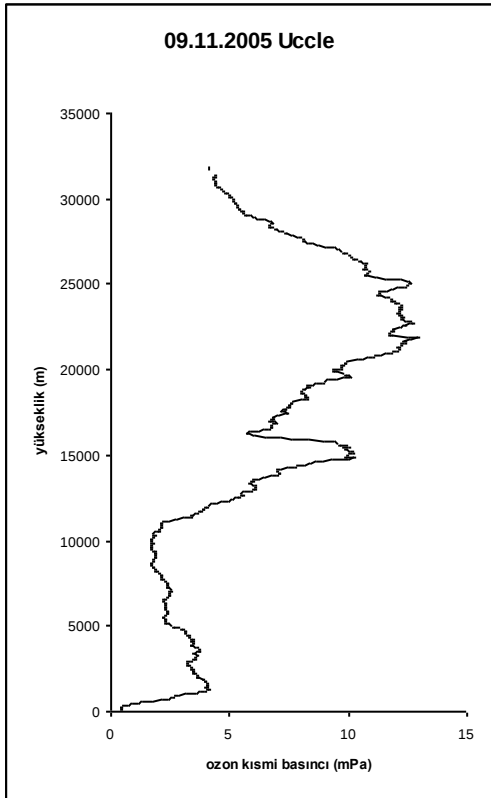
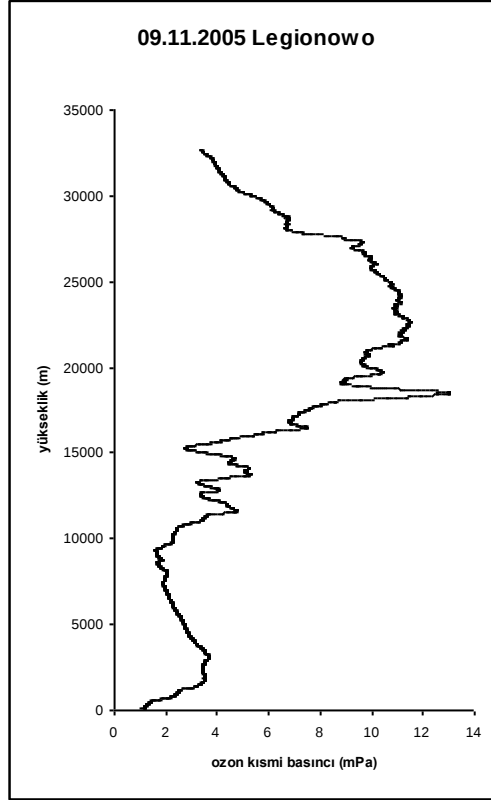
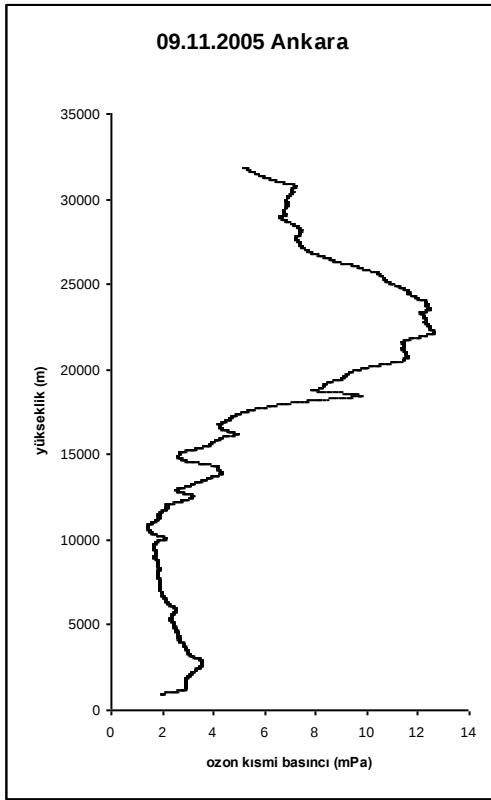
Şekil A.7: Ağustos 2005'e ait Ankara, Legionowo, Uccle ve Isfahan ozon profilleri.



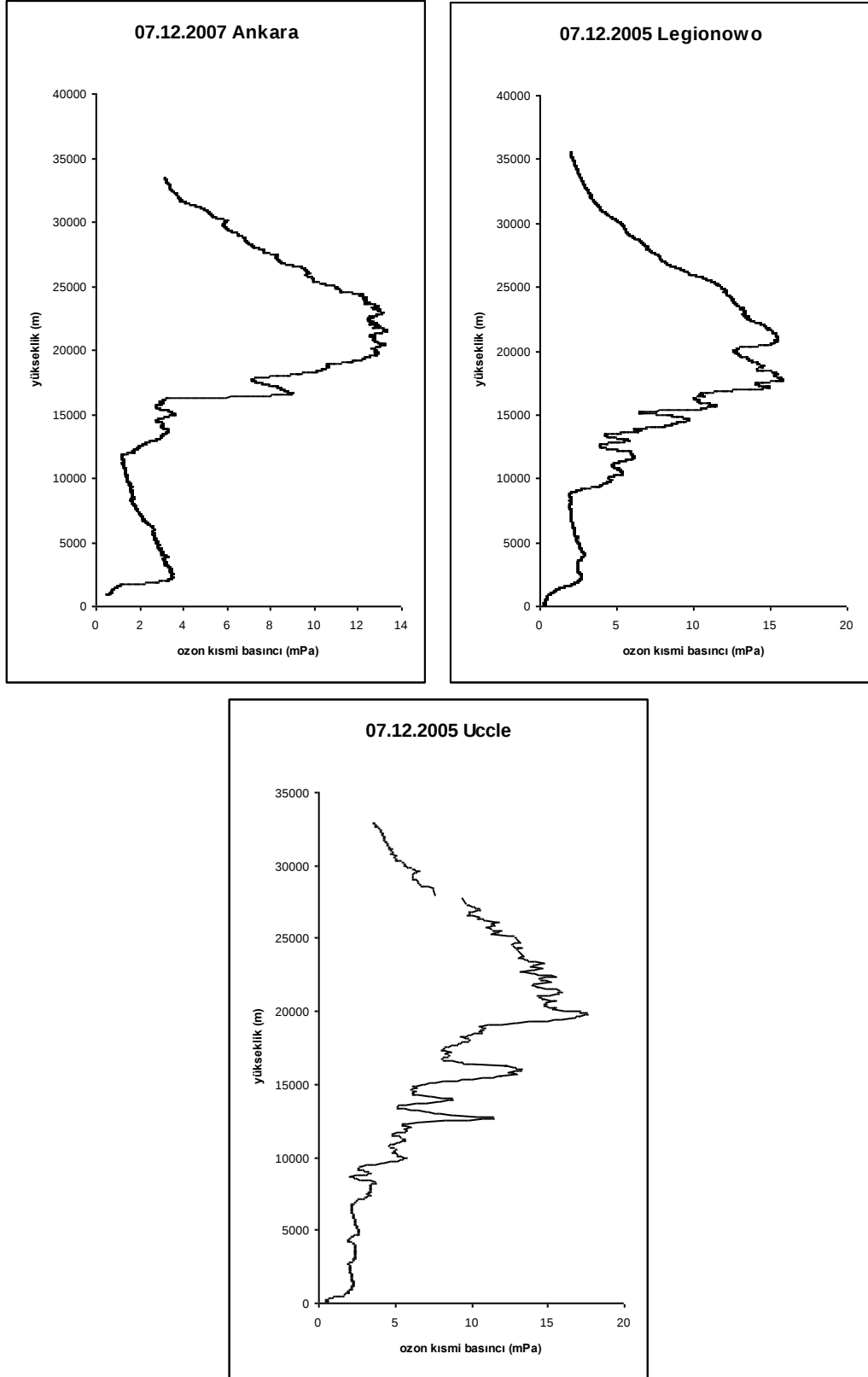
Şekil A.8 : Eylül 2005'e ait Ankara, Legionowo, Uccle ve Isfahan ozon profilleri.



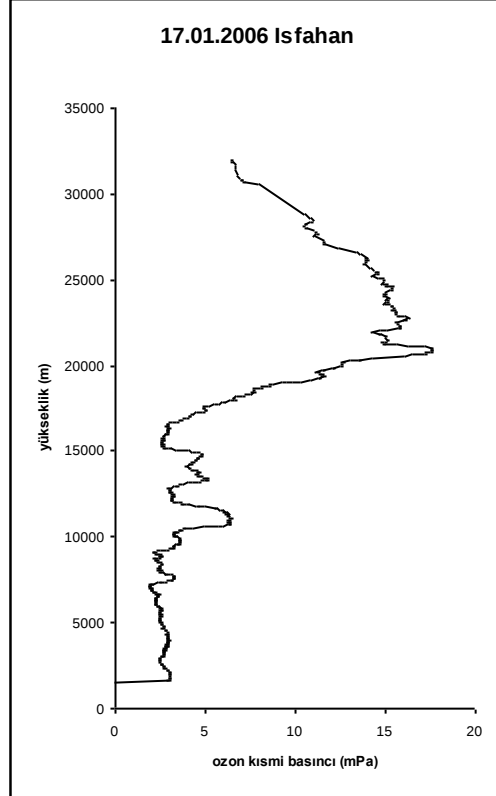
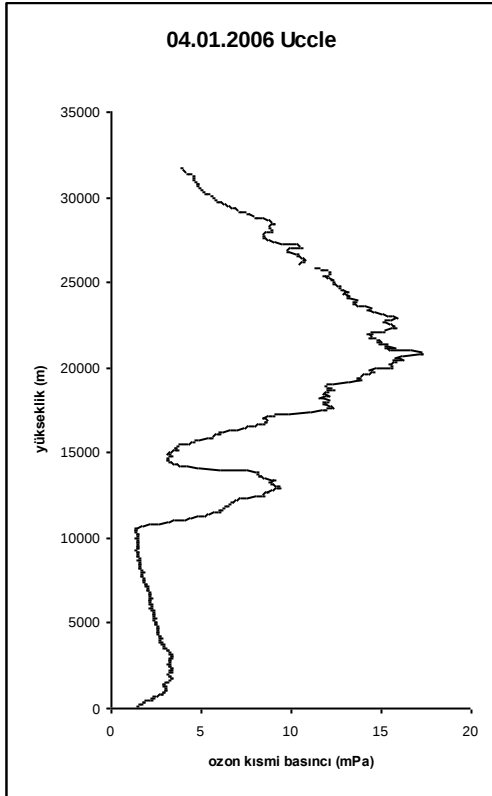
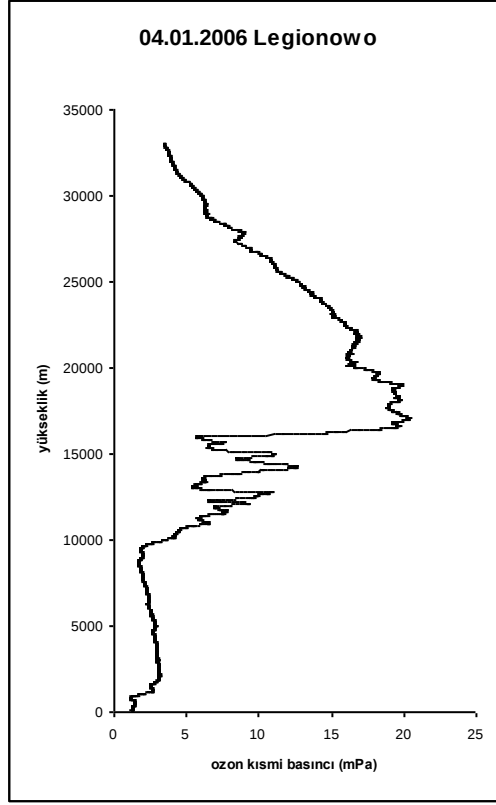
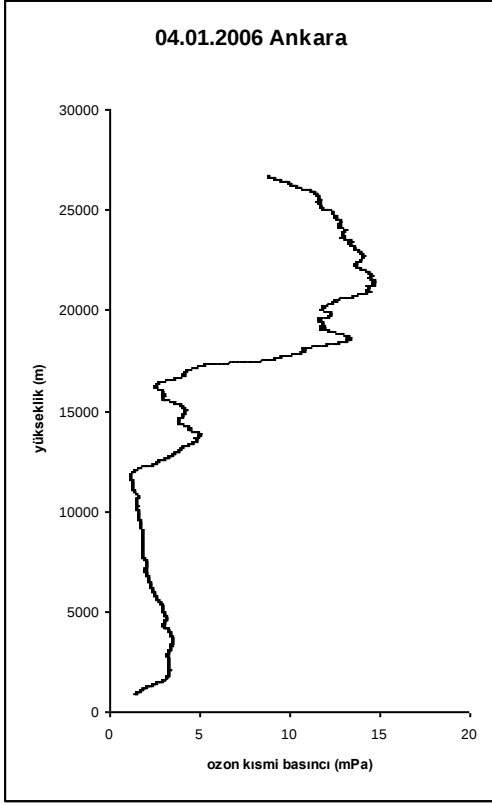
Şekil A.9 : Ekim 2005'e ait Ankara, Legionowo, Uccle ve Isfahan ozon profilleri.



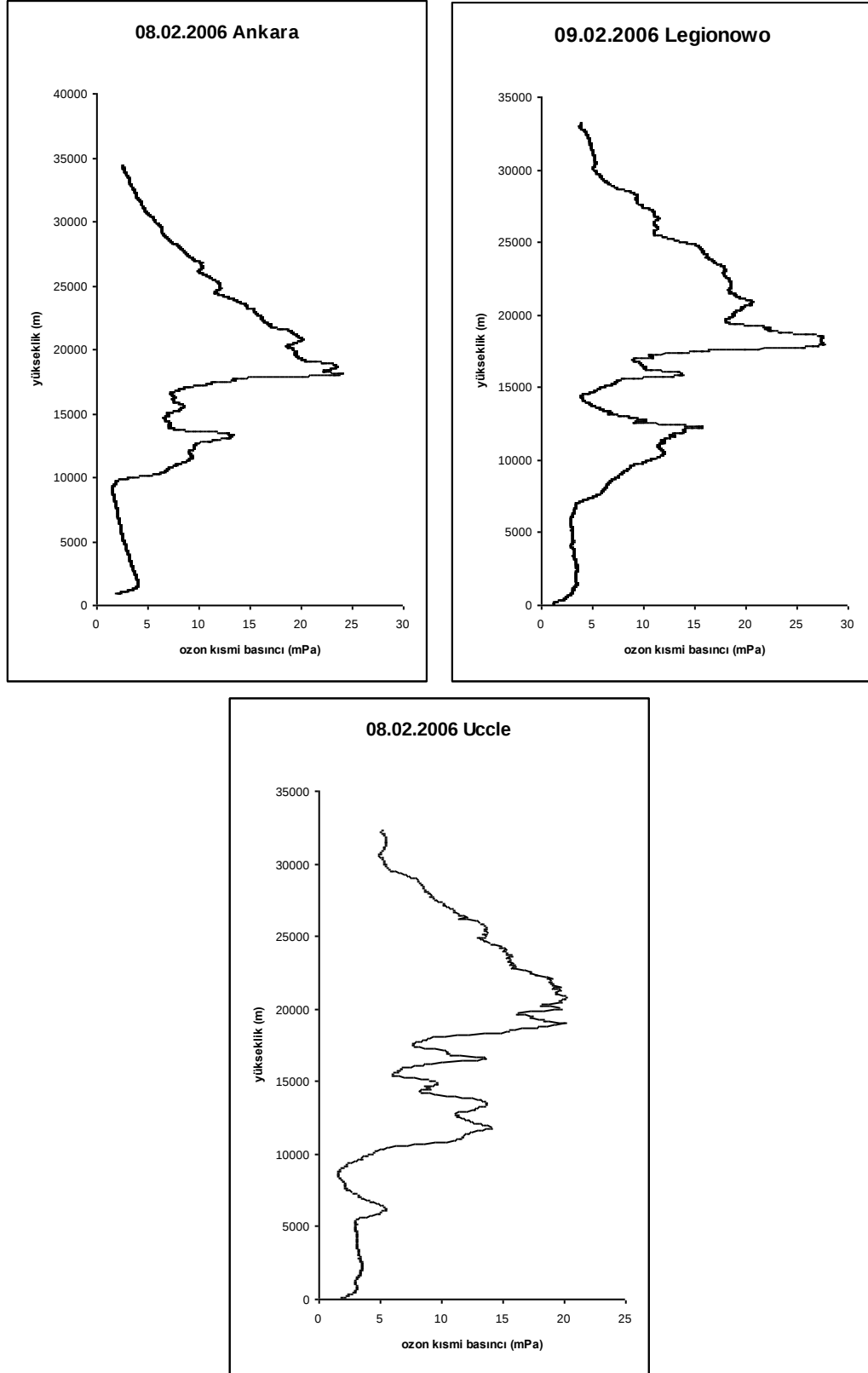
Şekil A.10 : Kasım 2005'e ait Ankara, Legionowo, Uccle ve Isfahan ozon profilleri.



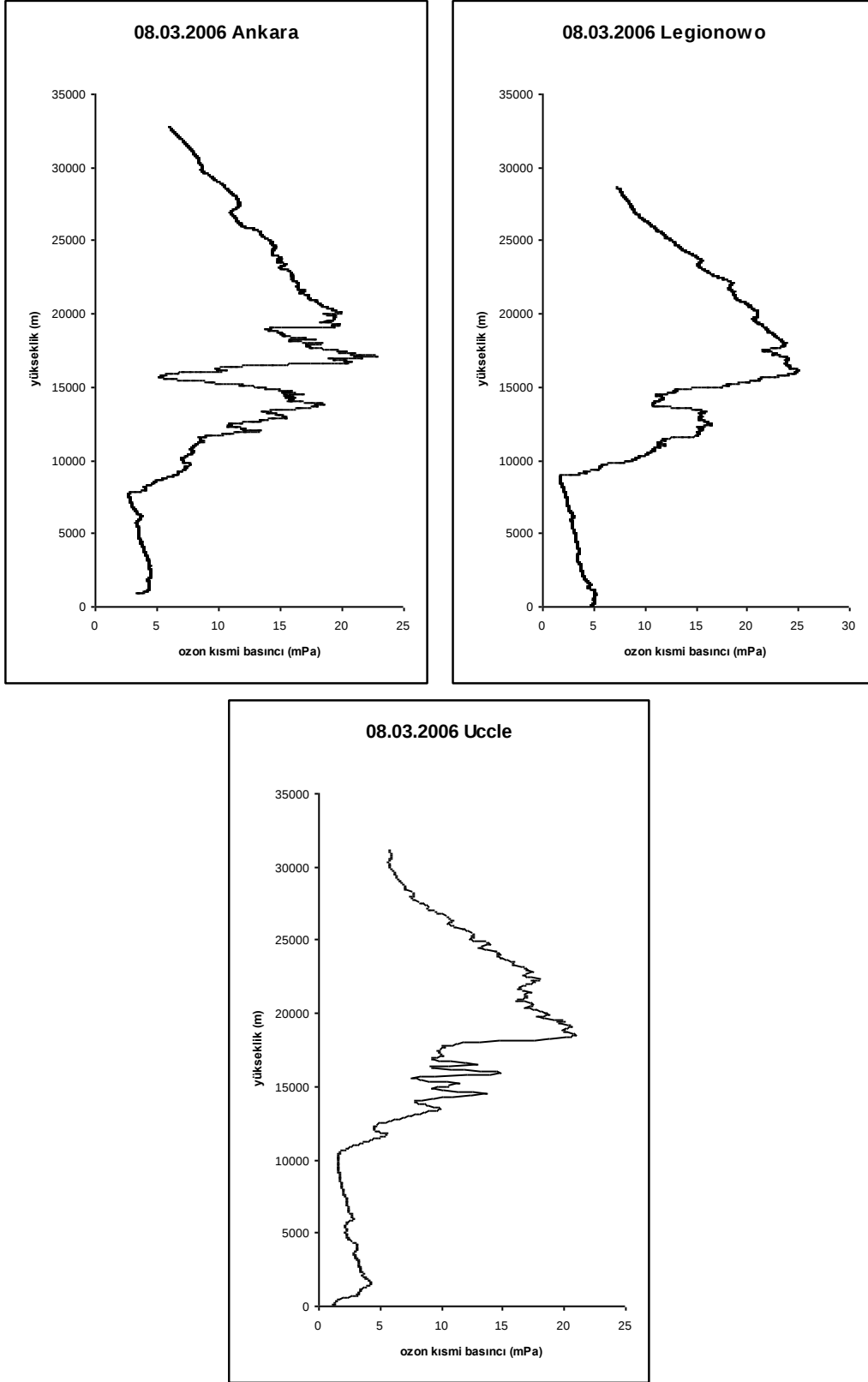
Şekil A.11 : Aralık 2005'e ait Ankara, Legionowo, Uccle ozon profilleri.



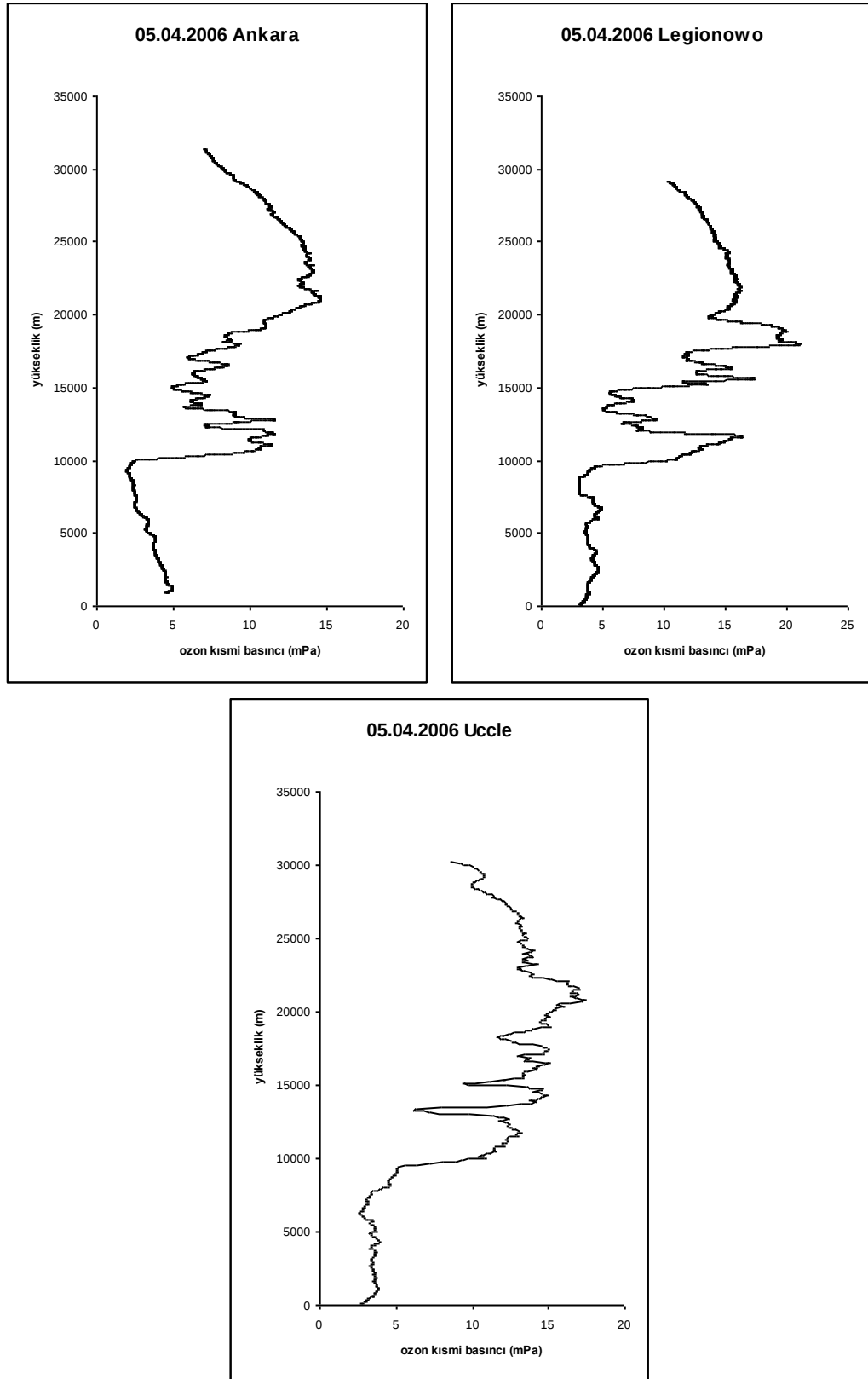
Şekil A.12 : Ocak 2006'ya ait Ankara, Legionowo, Uccle ve İsfahan ozon profilleri.



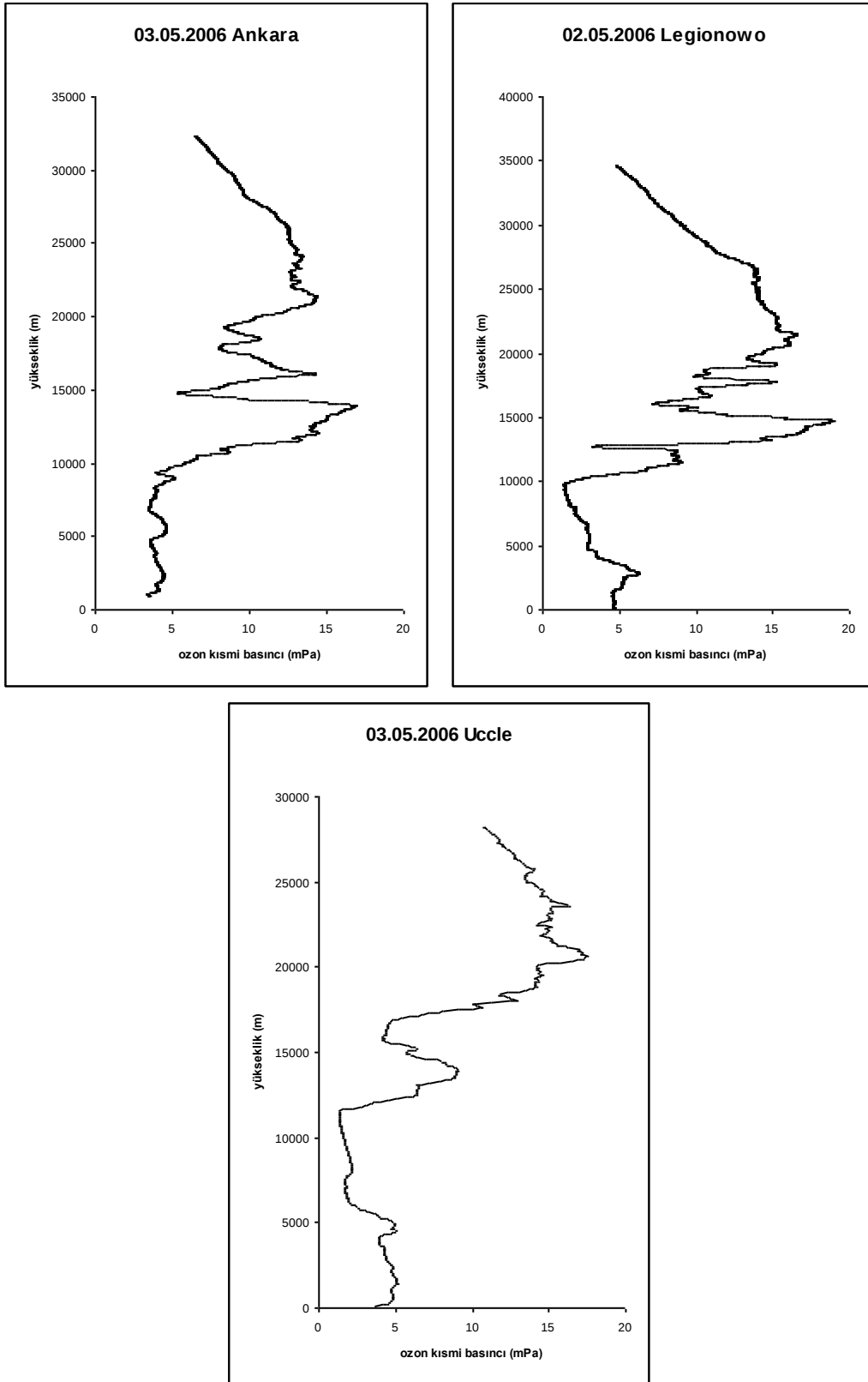
Şekil A.13 : Şubat 2006'ya ait Ankara, Legionowo, Uccle ozon profilleri.



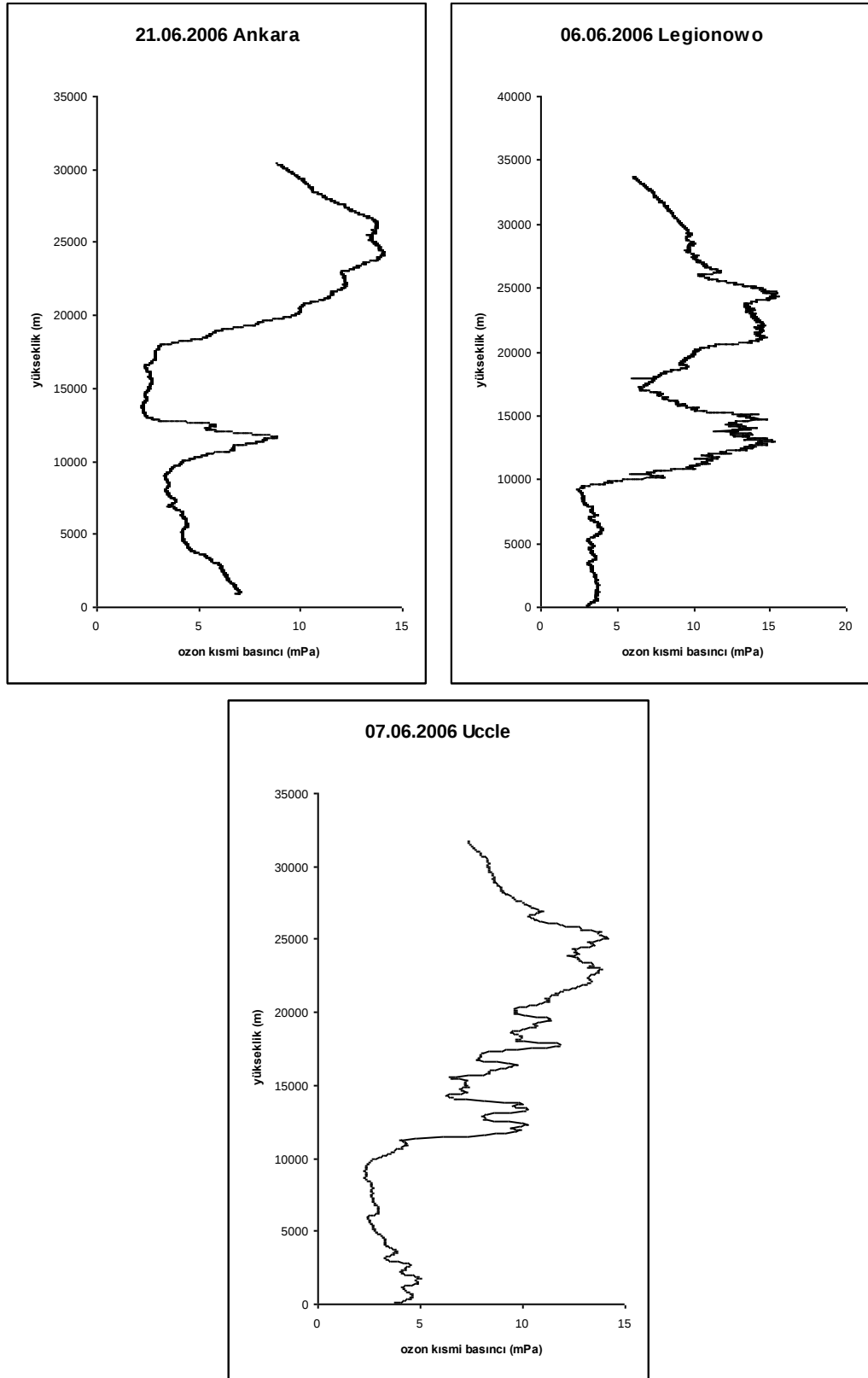
Şekil A.14 : Mart 2006'ya ait Ankara, Legionowo, Uccle ozon profilleri.



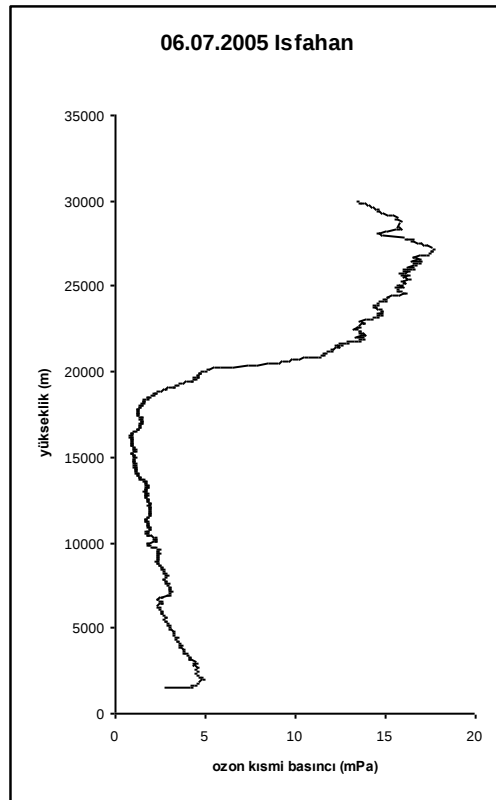
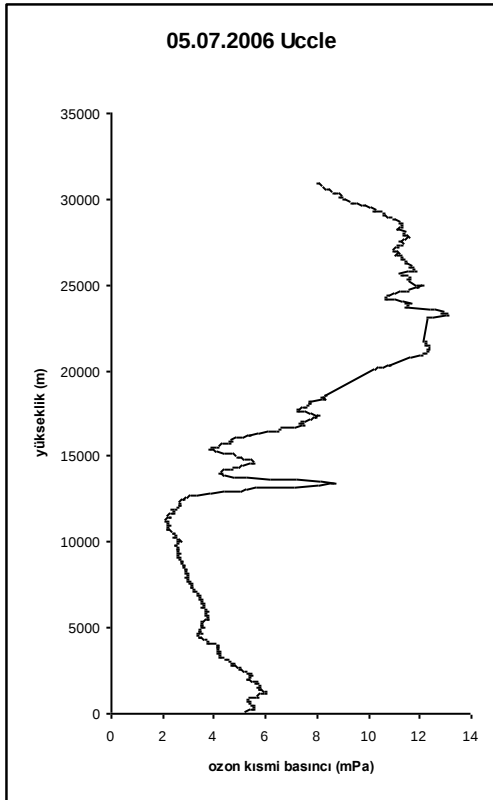
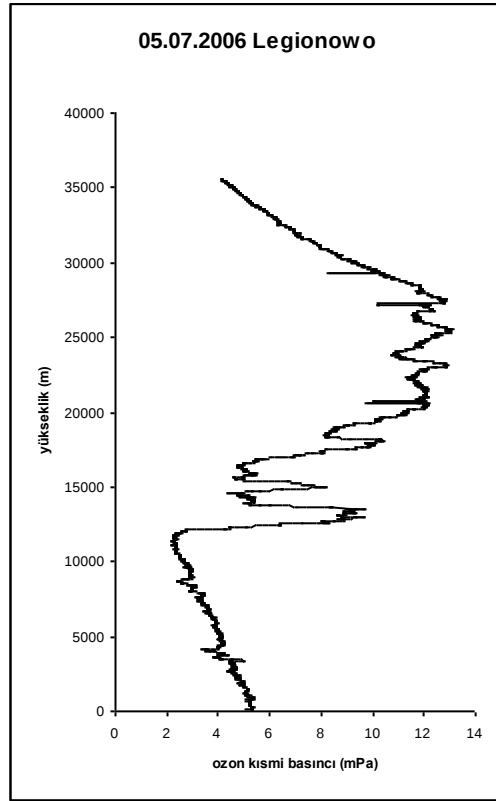
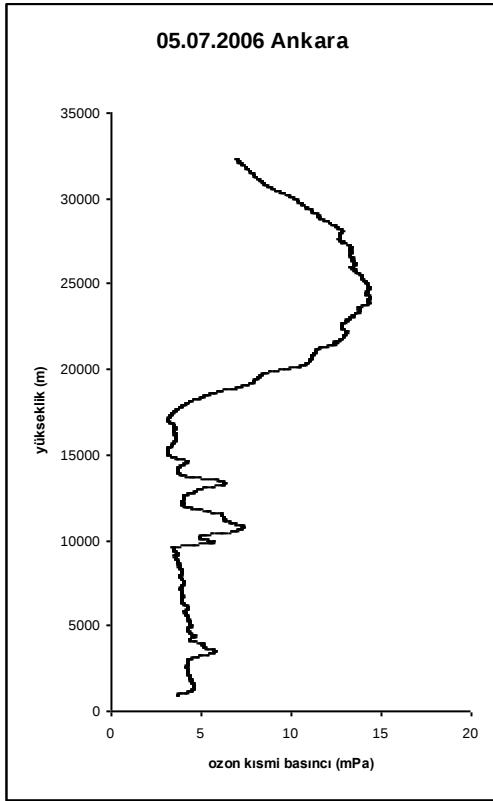
Şekil A.15 : Nisan 2006'ya ait Ankara, Legionowo, Uccle ozon profilleri.



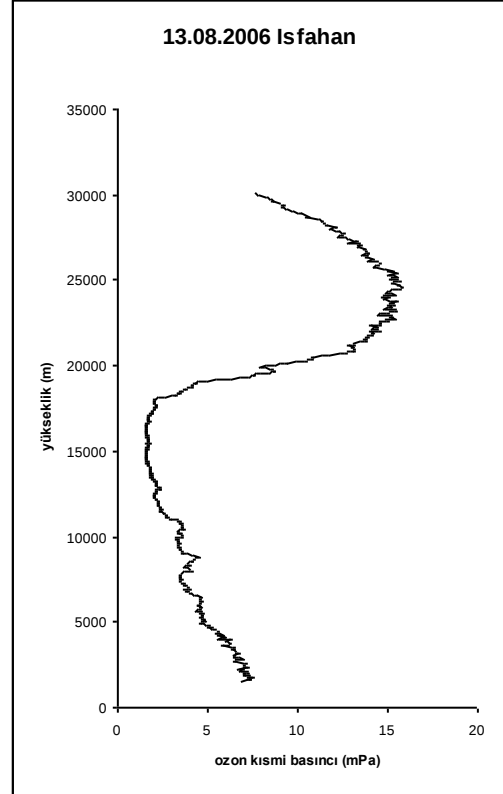
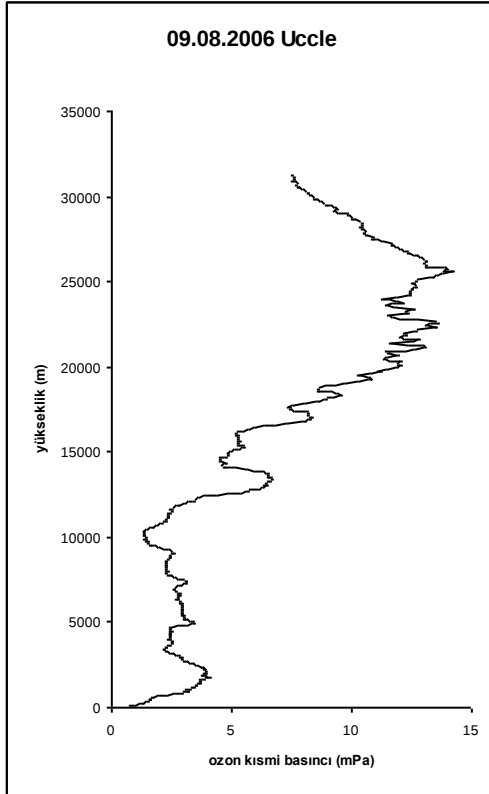
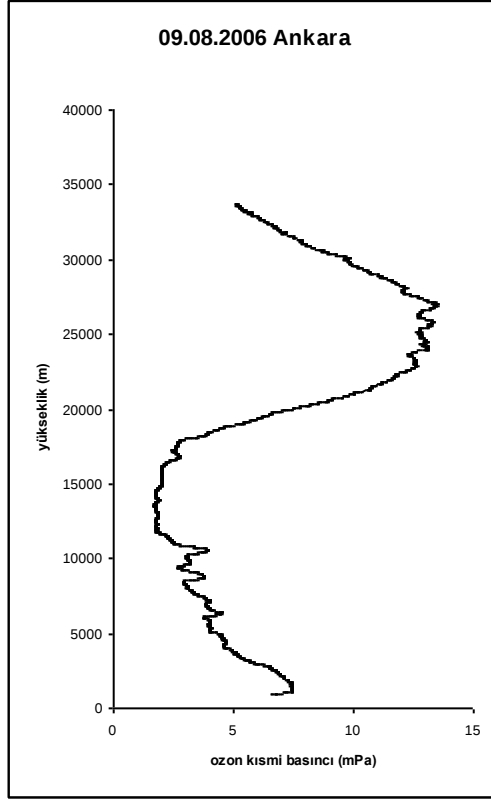
Şekil A.16 : Mayıs 2006'ya ait Ankara, Legionowo, Uccle ozon profilleri.



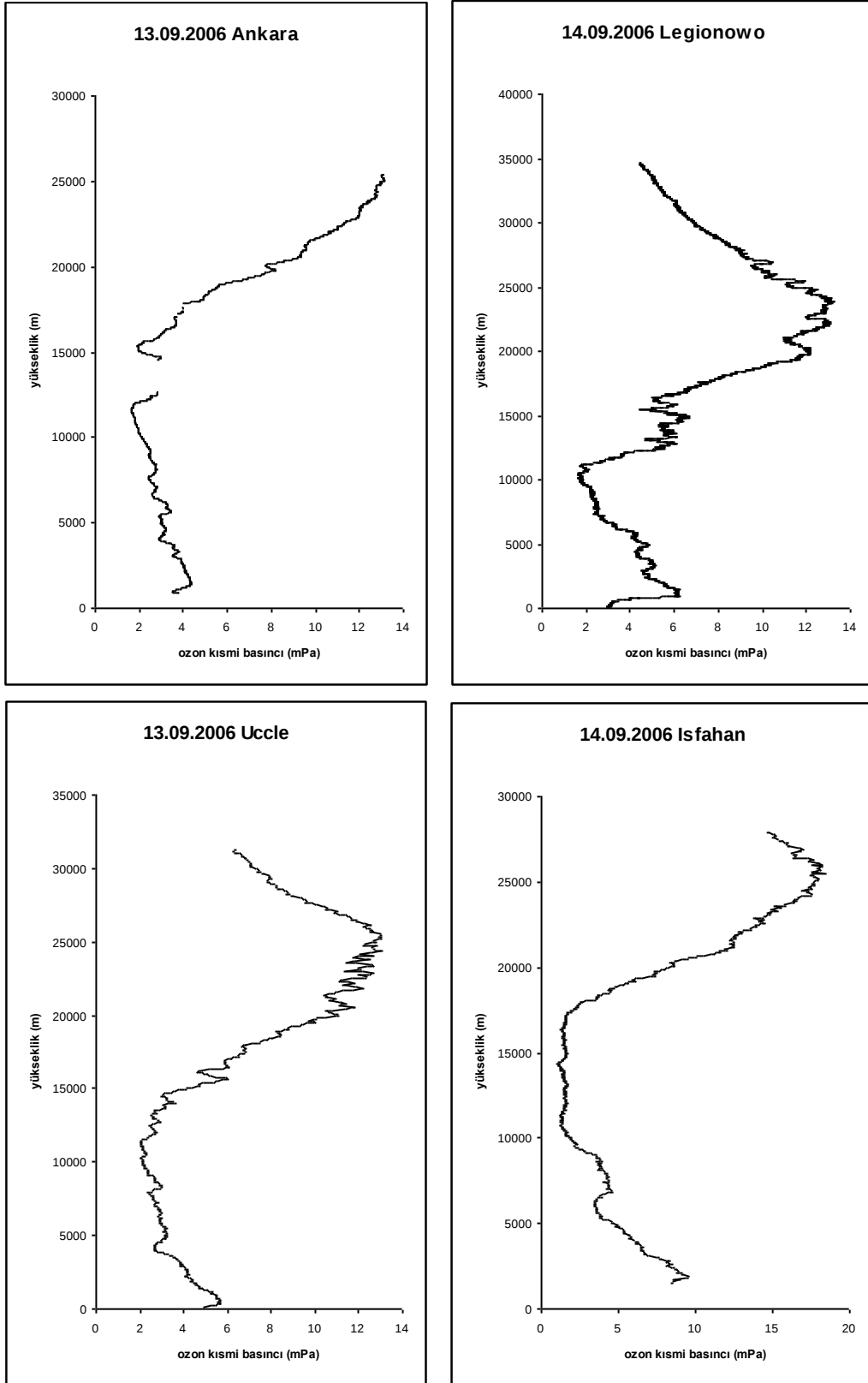
Şekil A.17 : Haziran 2006'ya ait Ankara, Legionowo, Uccle ozon profilleri.



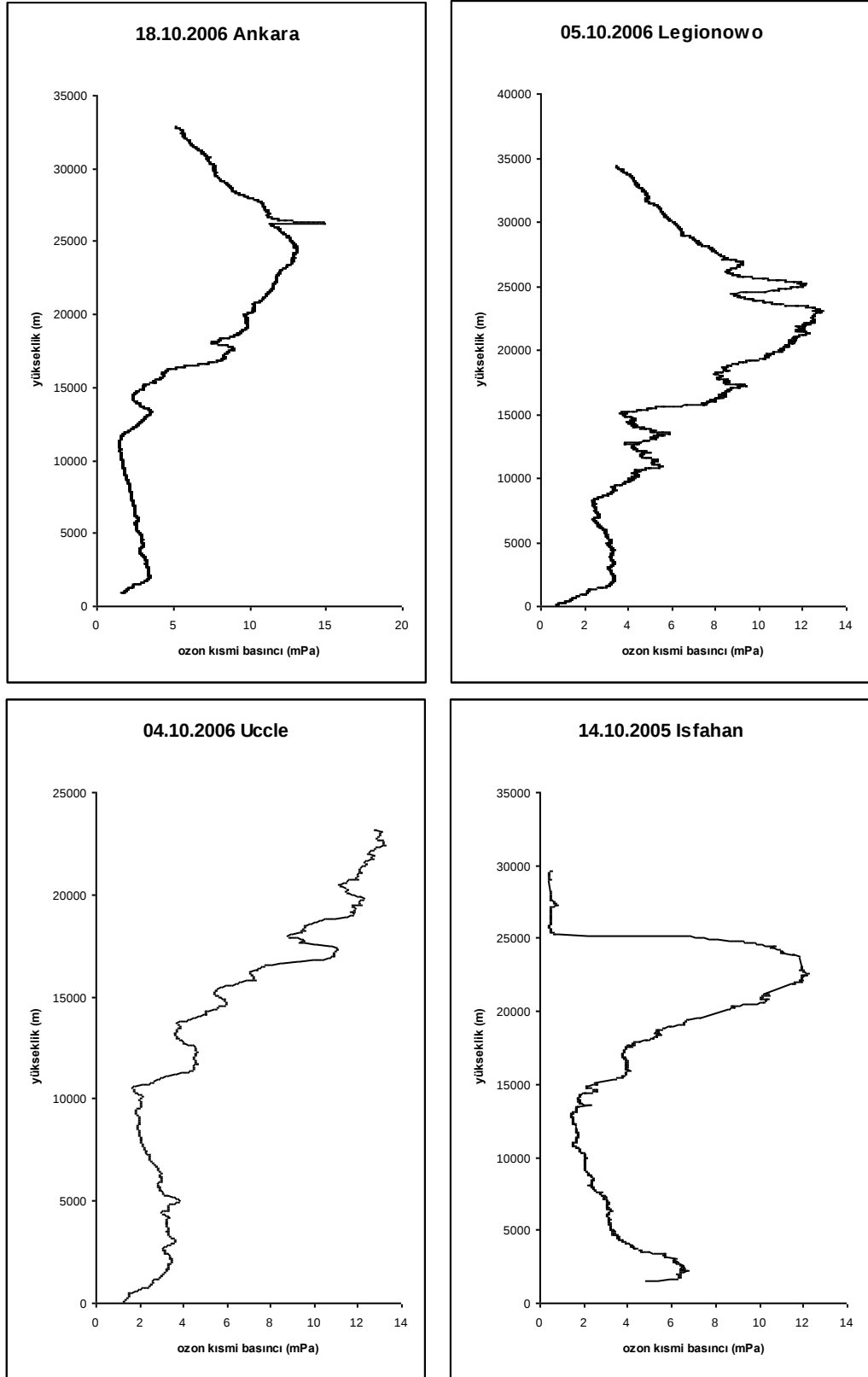
Şekil A.18 : Temmuz 2006'ya ait Ankara, Legionowo, Uccle ve Isfahan ozon profilleri.



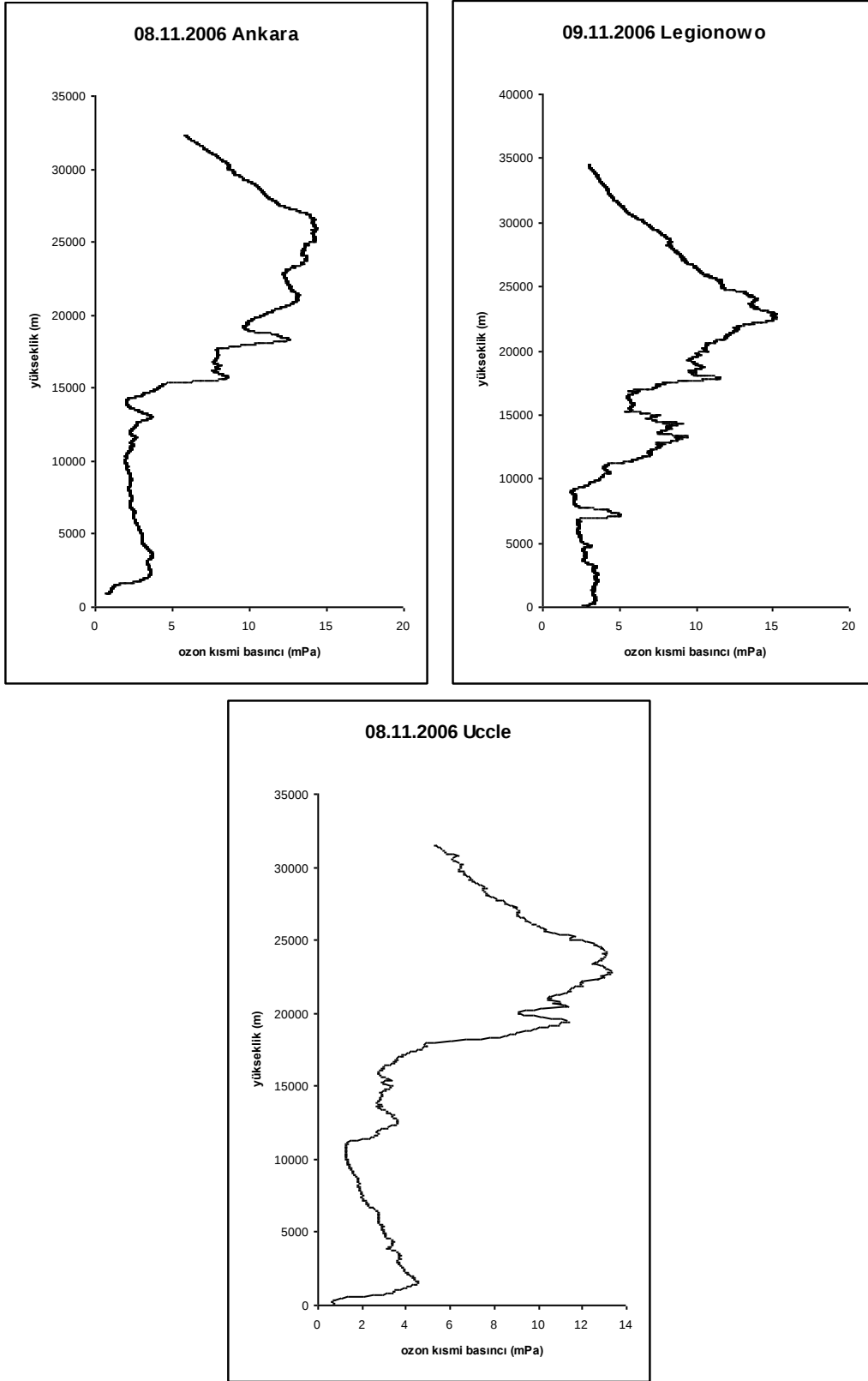
Şekil A.19 : Ağustos 2006'ya ait Ankara, Uccle ve Isfahan ozon profilleri.



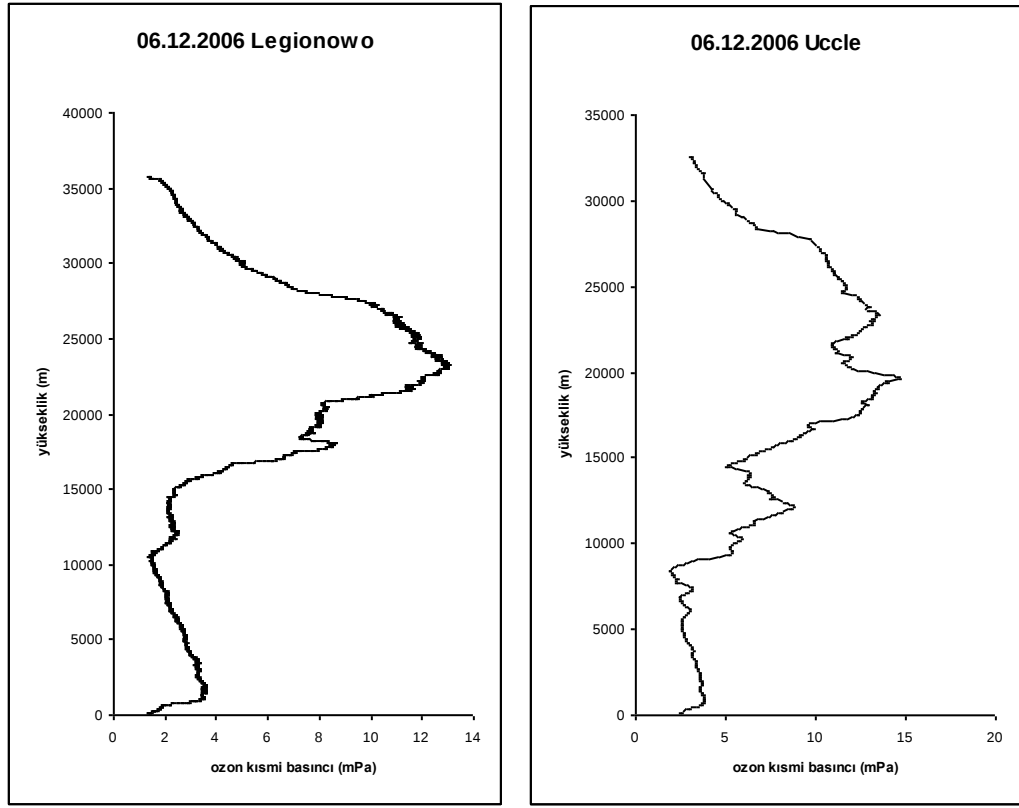
Şekil A.20 : Eylül 2006'ya ait Ankara, Legionowo,Uccle ve Isfahan ozon profilleri.



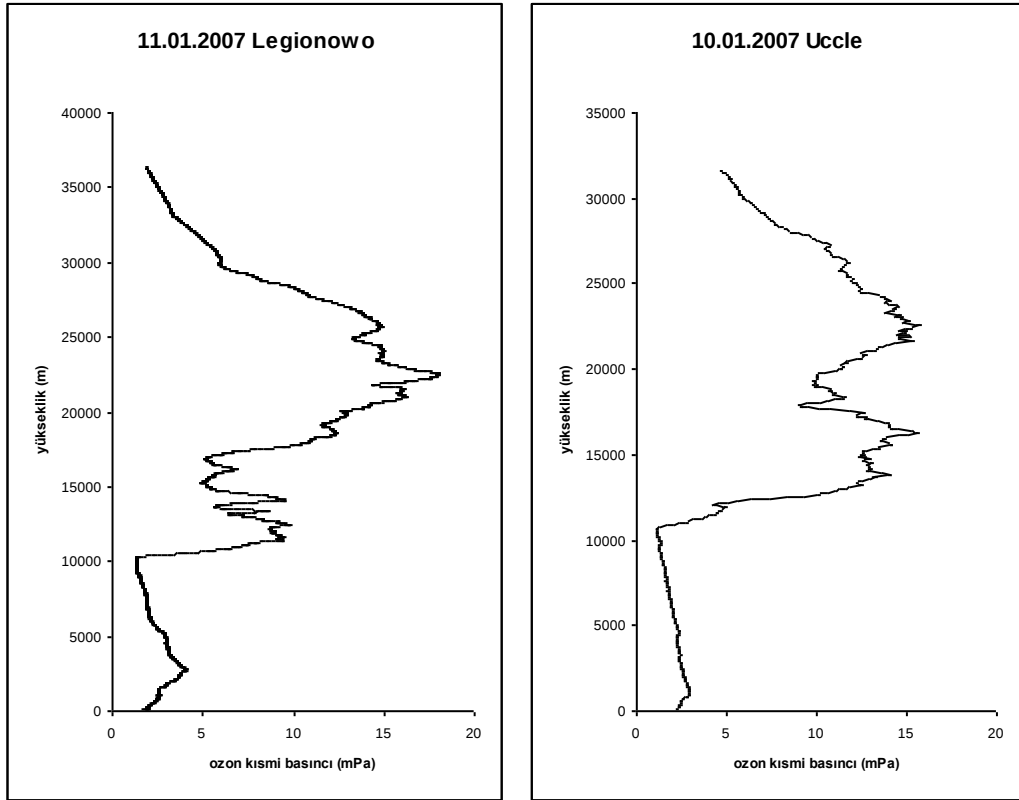
Şekil A.21 : Ekim 2006'ya ait Ankara, Legionowo, Uccle ve Isfahan ozon profilleri.



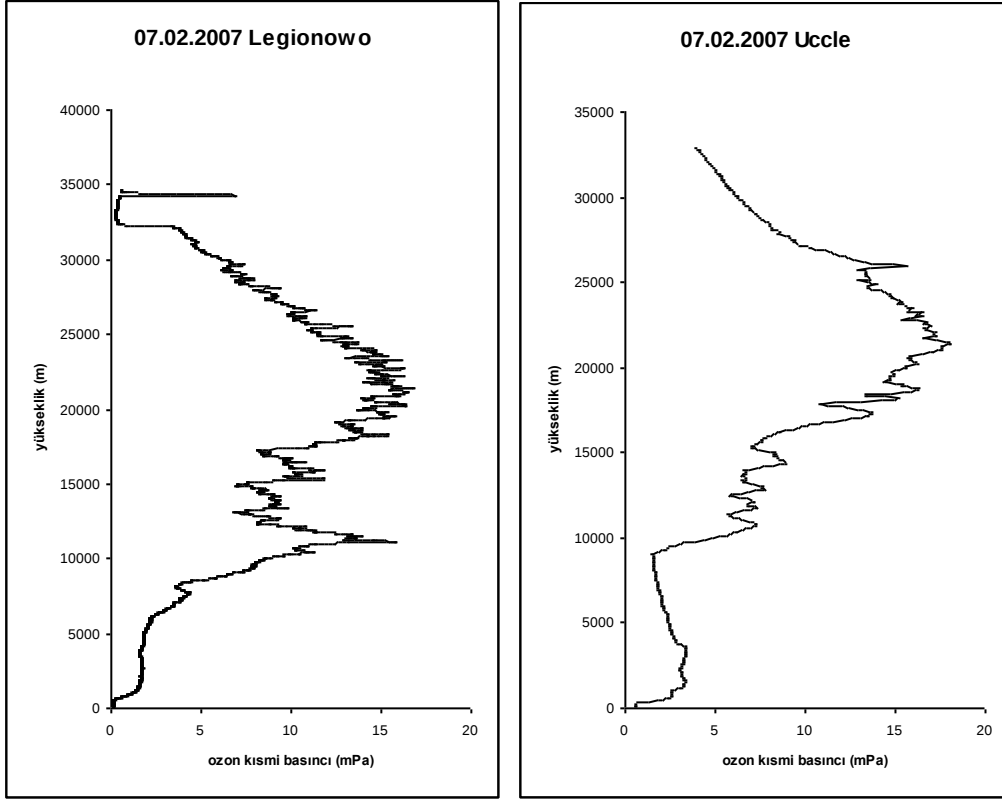
Şekil A.22 : Kasım 2006'ya ait Ankara, Legionowo,Uccle ozon profilleri.



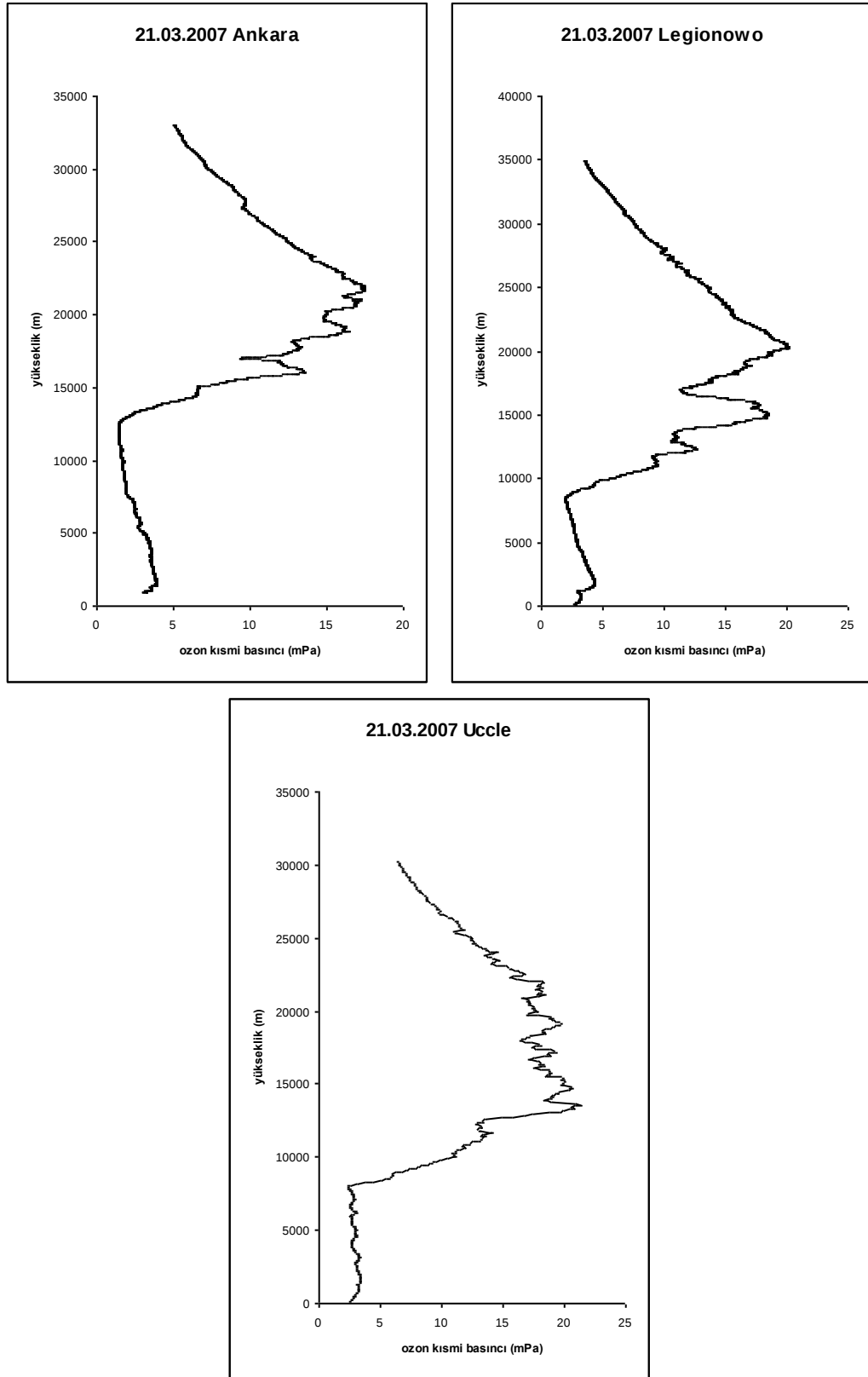
Şekil A.23 : Aralık 2006'ya ait Legionowo ve Uccle ozon profilleri.



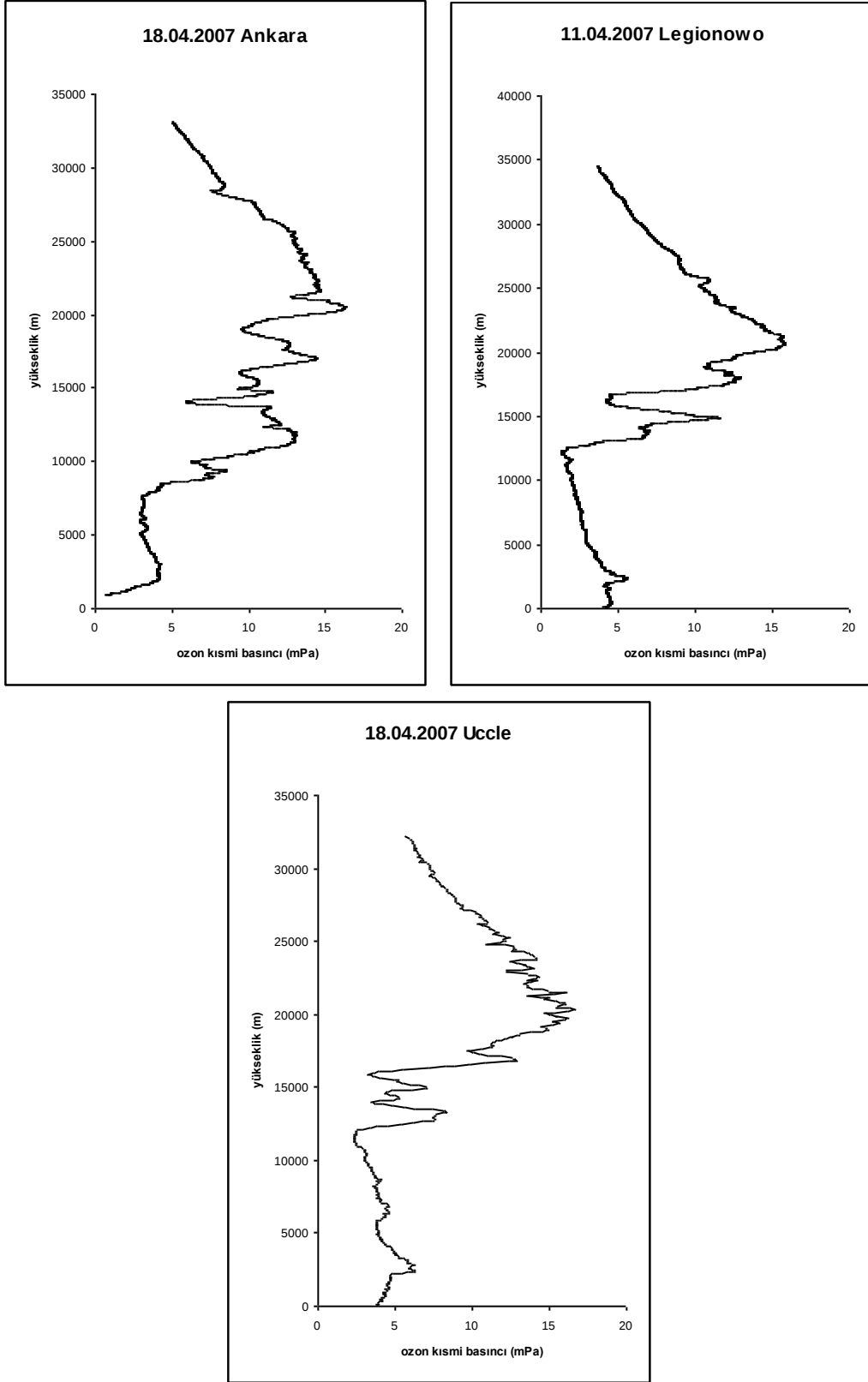
Şekil A.24 : Ocak 2007'ye ait Legionowo ve Uccle ozon profilleri.



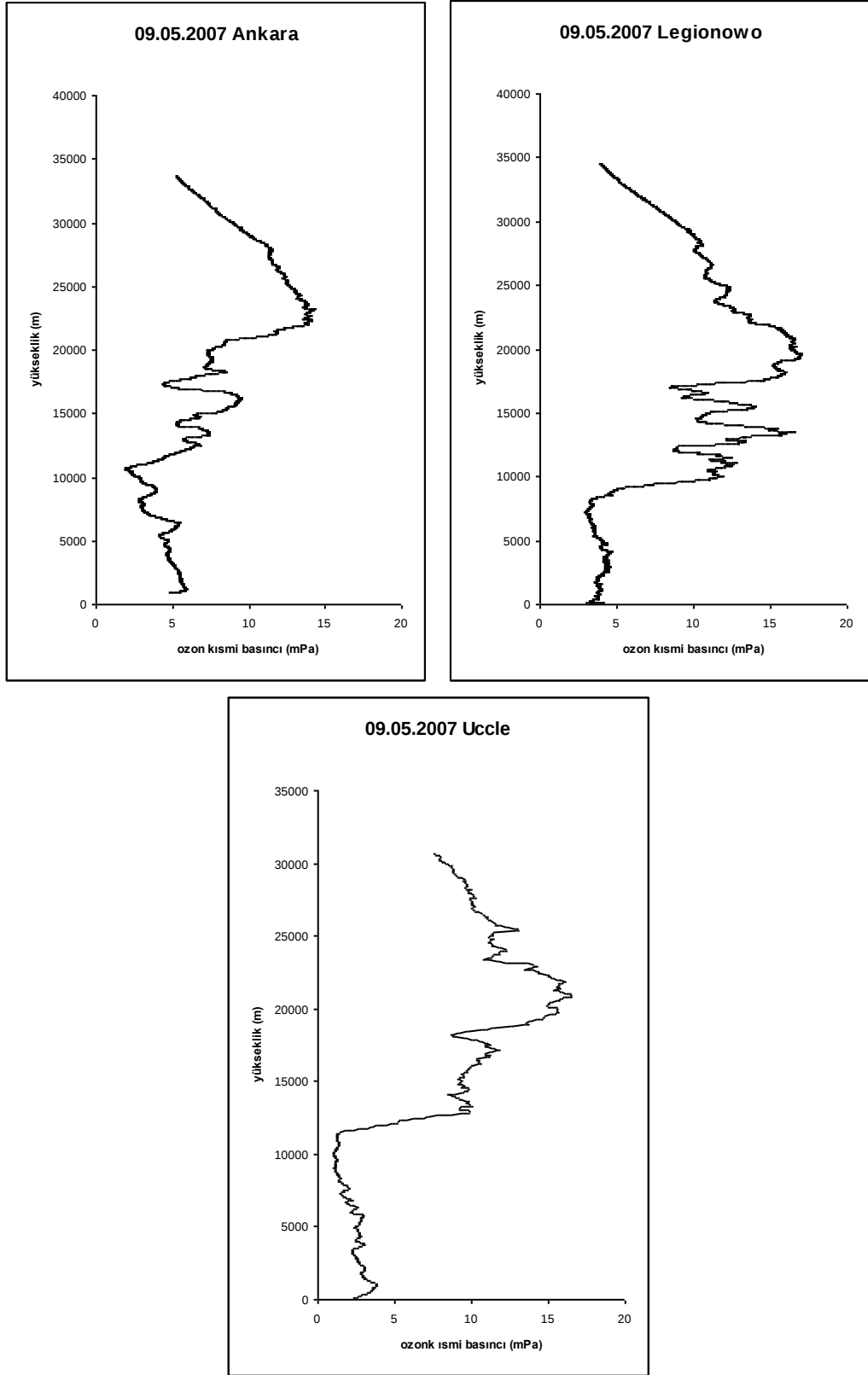
Şekil A.25 : Şubat 2007'ye ait Legionowo ve Uccle ozon profilleri.



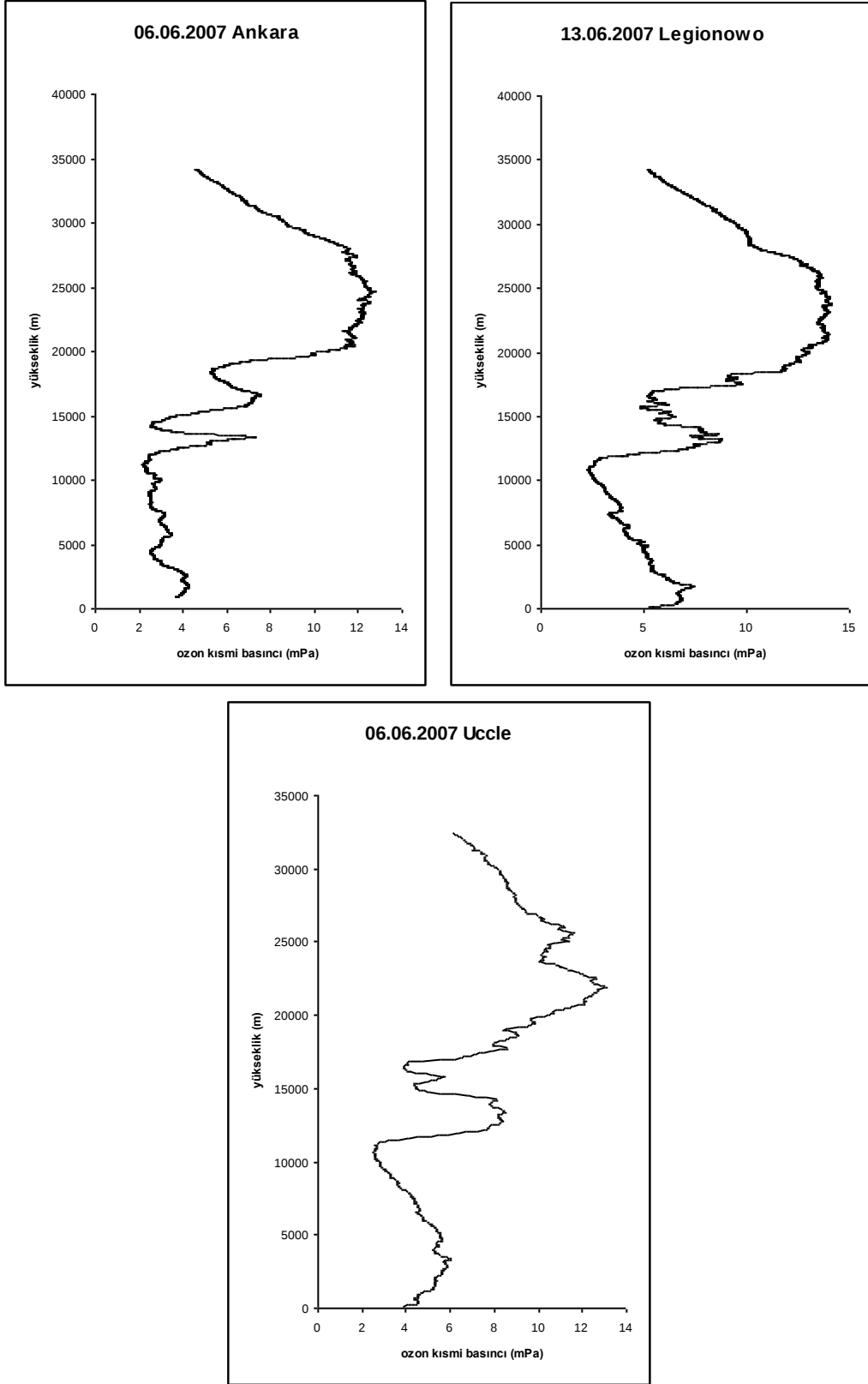
Şekil A.26 : Mart 2007’ye ait Ankara, Legionowo ve Uccle ozon profilleri.



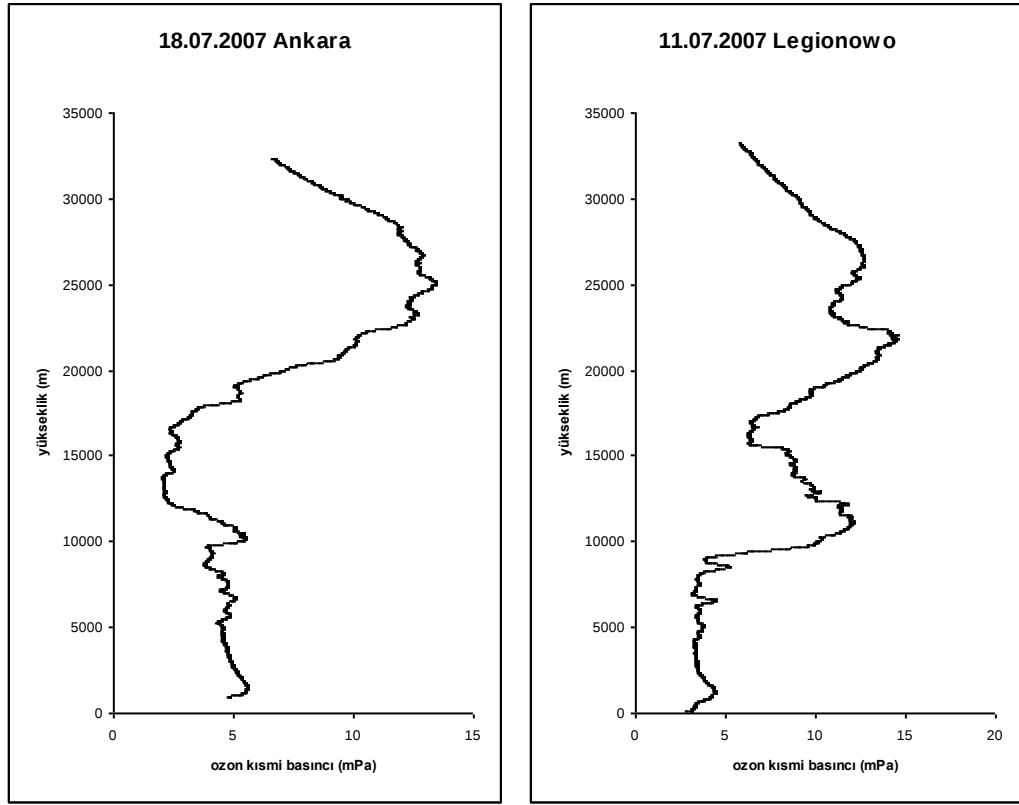
Şekil A.27 : Nisan 2007'ye ait Ankara, Legionowo ve Uccle ozon profilleri.



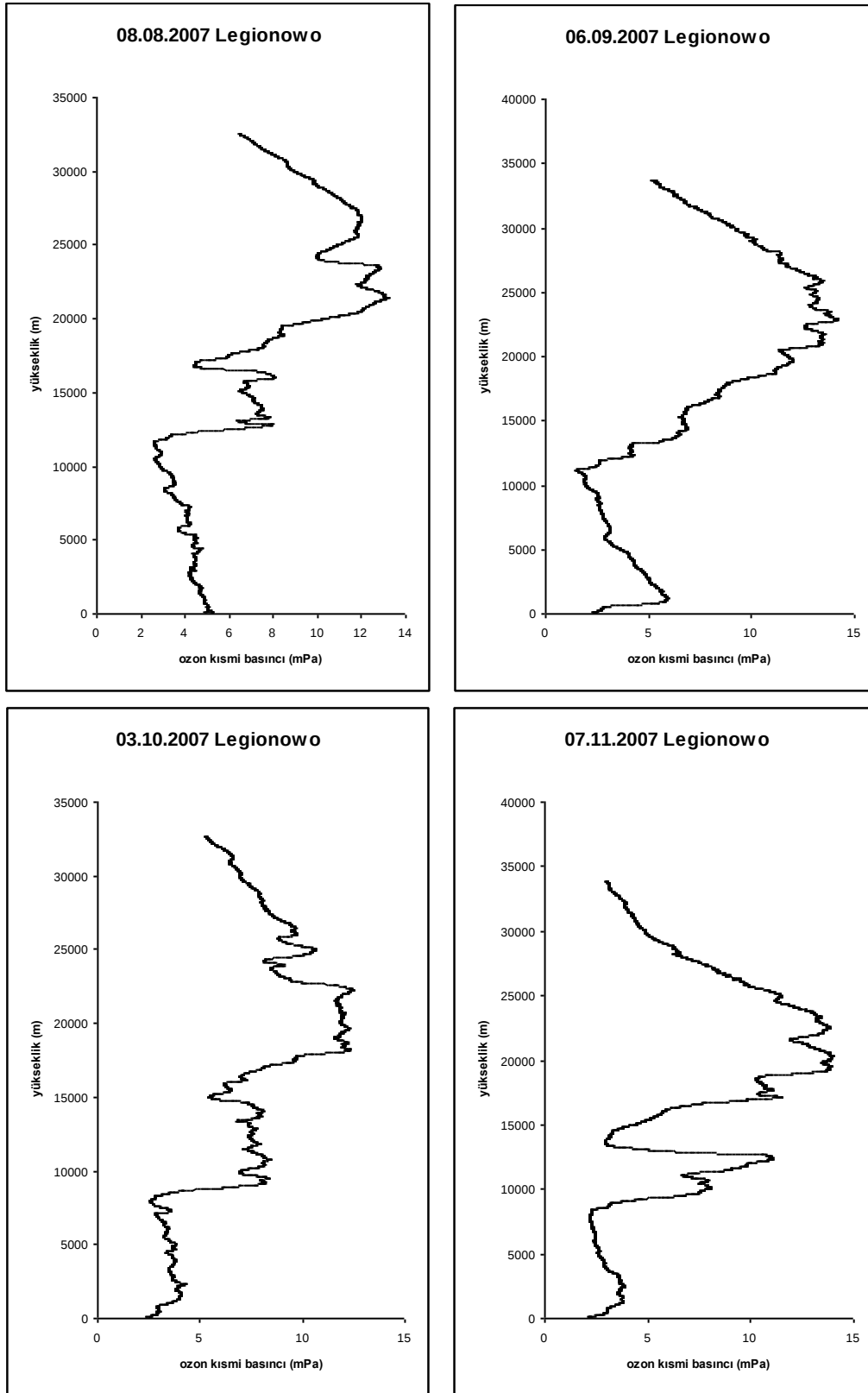
Şekil A.28 : Mayıs 2007’ye ait Ankara, Legionowo ve Uccle ozon profilleri.



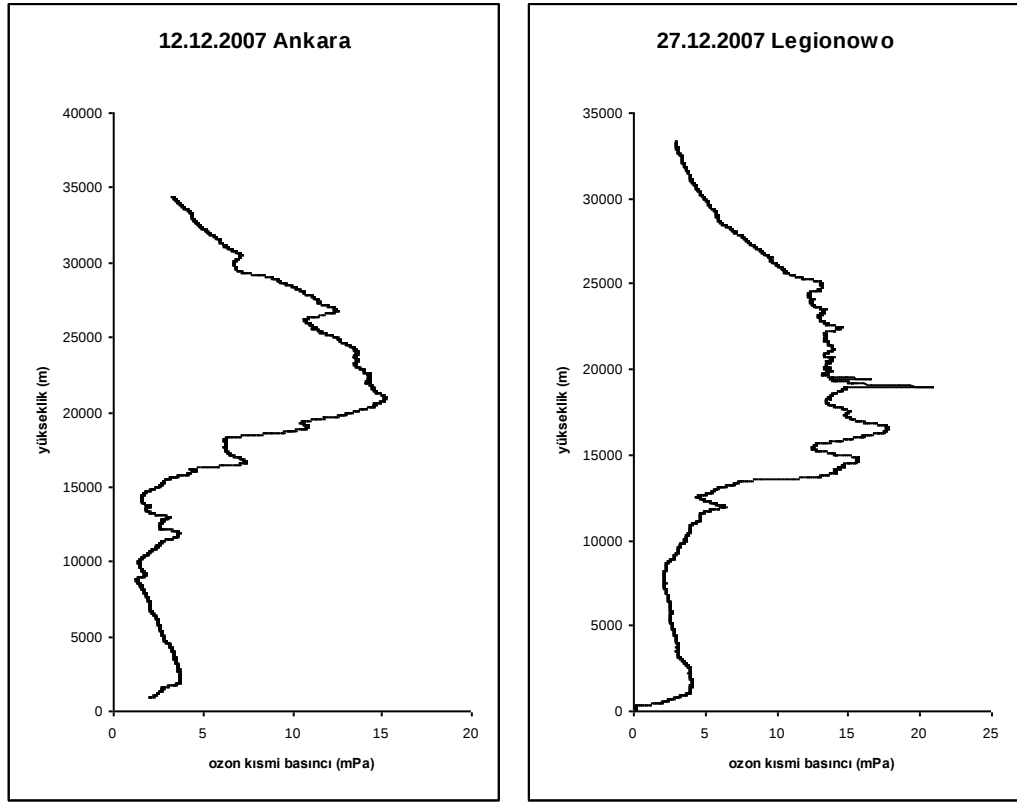
Şekil A.29 : Haziran 2007’ye ait Ankara, Legionowo ve Uccle ozon profilleri.



Şekil A.30 : Temmuz 2007'ye ait Ankara, Legionowo ozon profilleri.

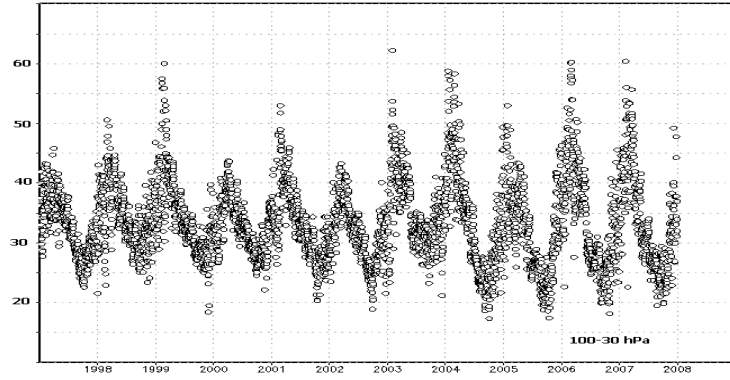


Şekil A.31 : Ağustos-Eylül-Ekim-Kasım 2007 dönemine ait Legionowo ozon profilleri.

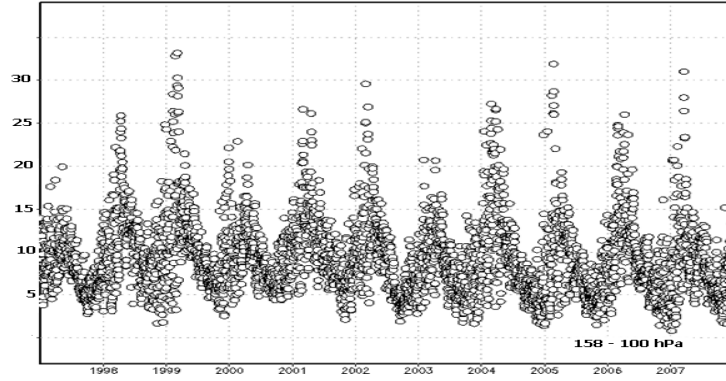


Şekil A.32 : Aralık 2007'ye ait Ankara, Legionowo ozon profilleri.

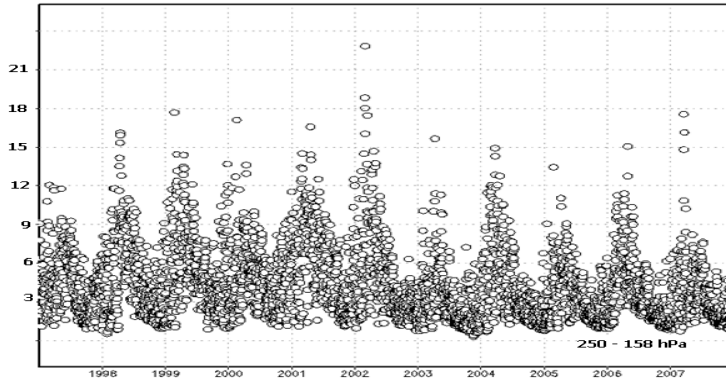
EK B : Basınç seviyeleri haritaları



(a)

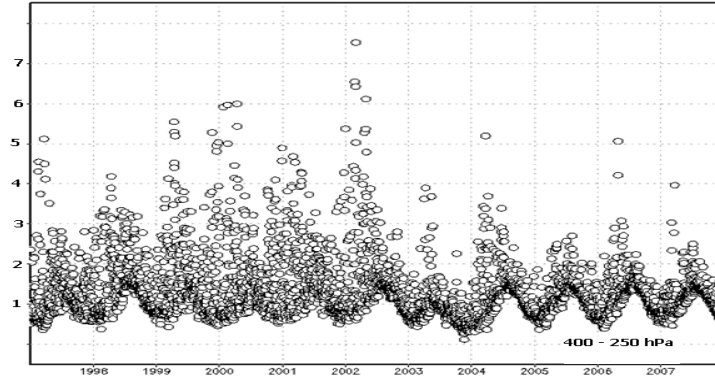


(b)

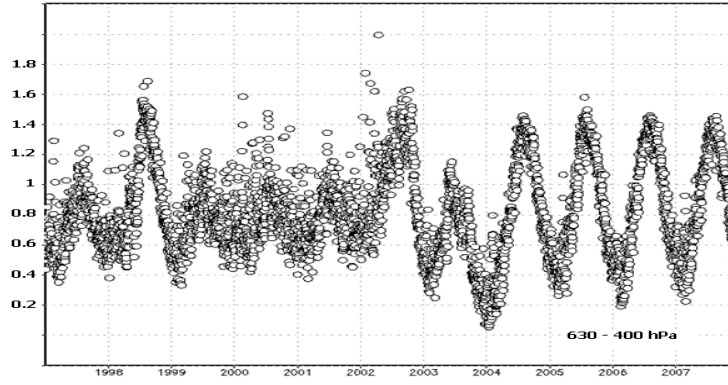


(c)

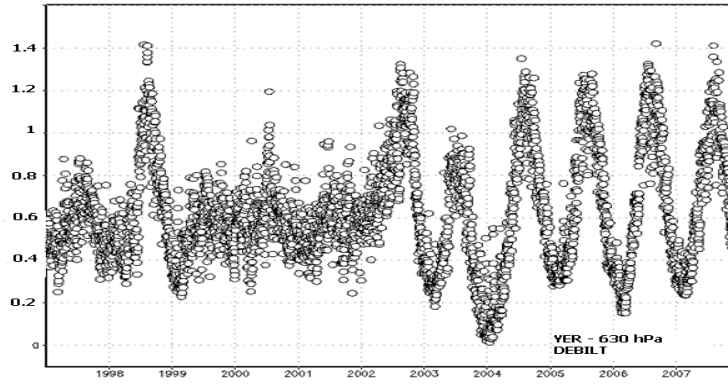
Şekil B.1 : 1997-2008 arasında DeBilt istasyonu ozonsonde verilerinin (a) 100-30 hPa (b) 158-100 hPa (c) 250-158 hPa (d) 400-250 hPa (e) 630-400 hPa ve (f) Yer-630 hPa arasındaki değişimi.



(d)

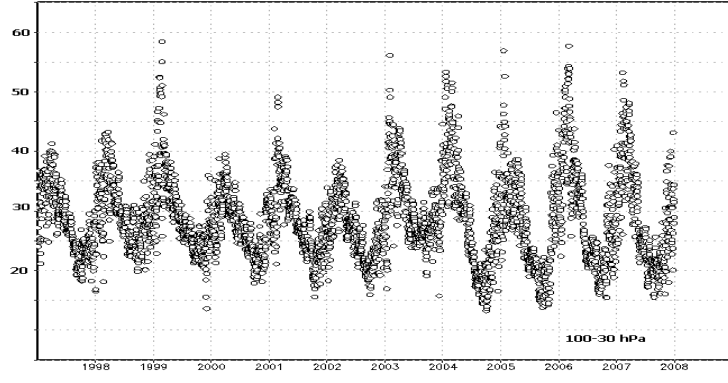


(e)

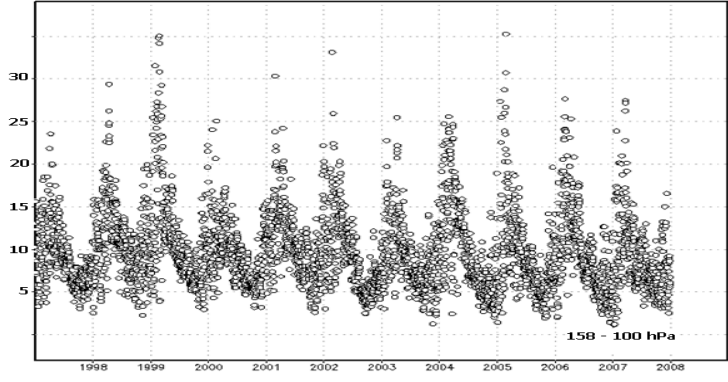


(f)

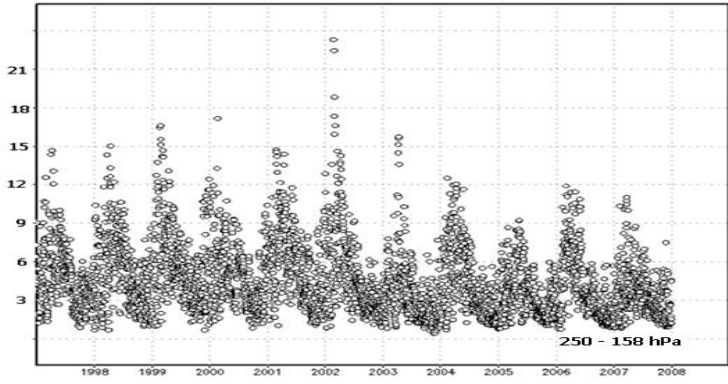
Şekil B.1 (devam) : 1997-2008 arasında DeBilt istasyonu ozonsonde verilerinin (a)100-30 hPa (b) 158-100 hPa (c) 250-158 hPa (d) 400-250 hPa (e) 630-400 hPa ve (f) Yer-630 hPa arasındaki değişimi.



(a)

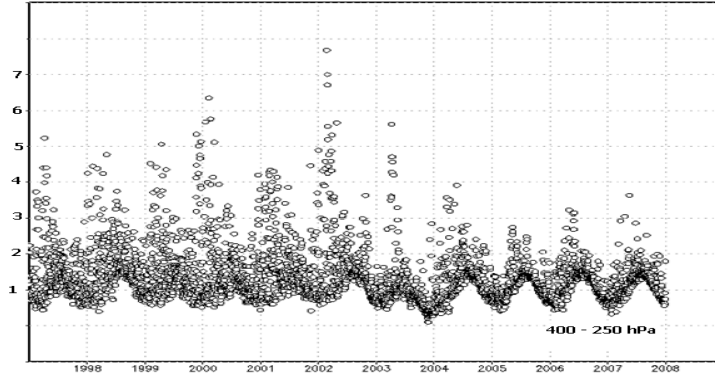


(b)

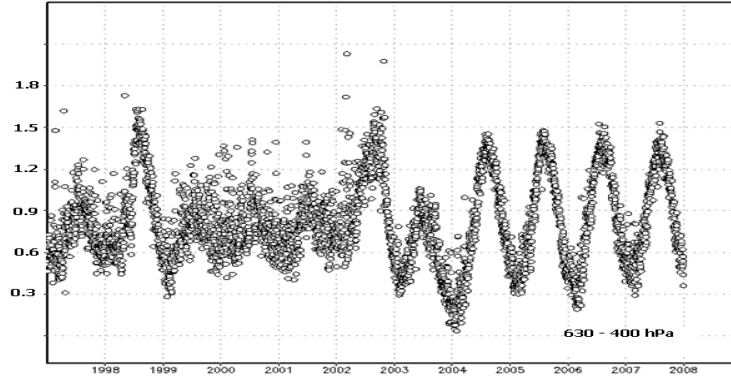


(c)

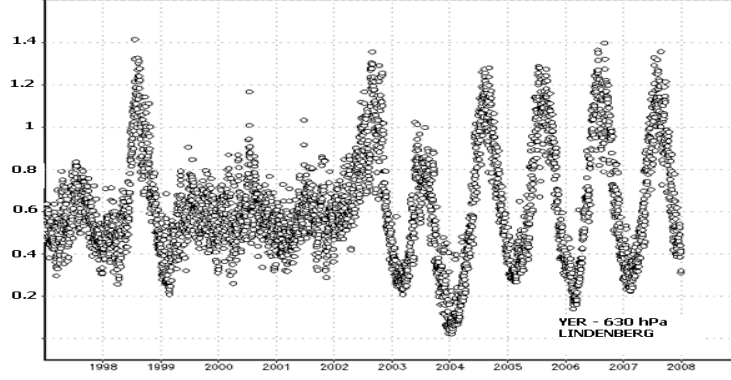
Şekil B.2 : 1997-2008 arasında Lindenberg istasyonu ozonsonde verilerinin (a) 100-30 hPa (b) 158-100 hPa (c) 250-158 hPa (d) 400-250 hPa (e) 630-400 hPa ve (f) Yer-630 hPa arasındaki değişimi.



(d)

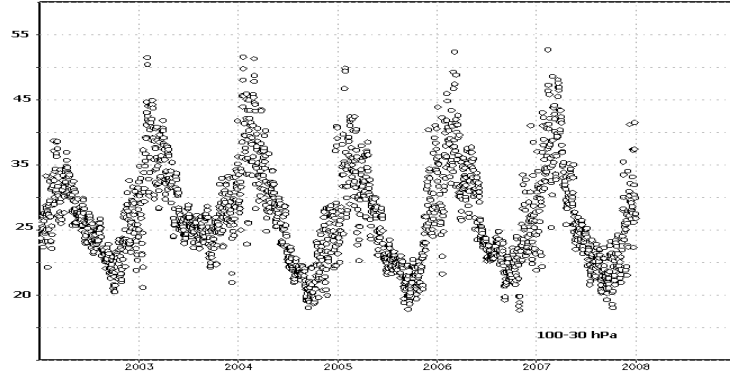


(e)

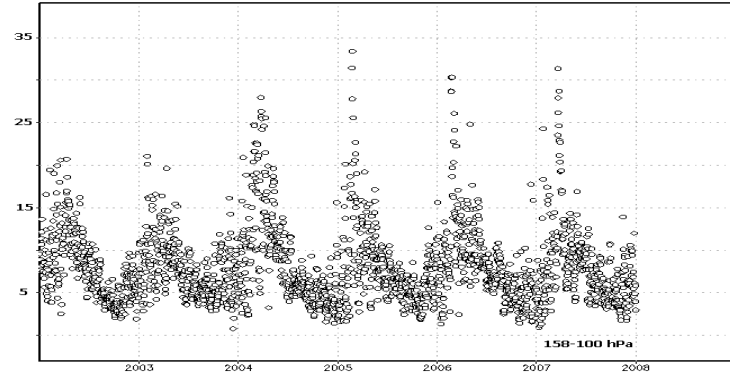


(f)

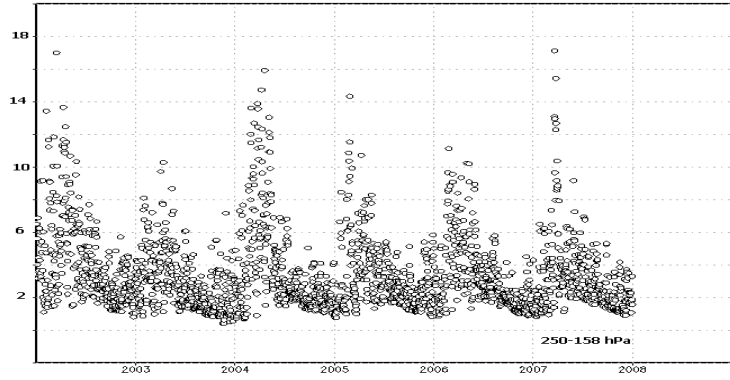
Şekil B.2 (devam) : 1997-2008 arasında Lindenberg istasyonu ozonsonde verilerinin (a)100-30 hPa (b) 158-100 hPa (c) 250-158 hPa (d) 400-250 hPa (e) 630-400 hPa ve (f) Yer-630 hPa arasındaki değişimi.



(a)

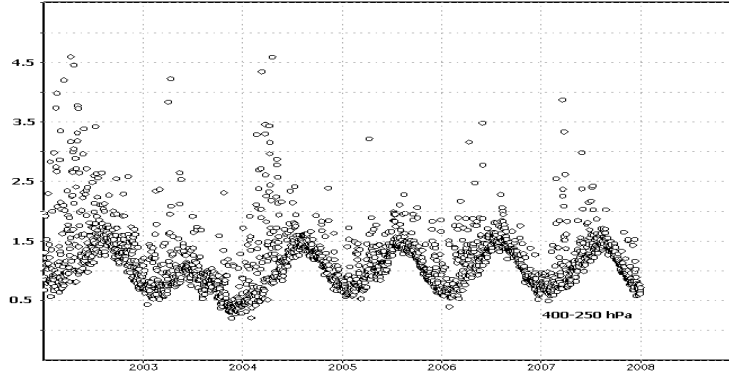


(b)

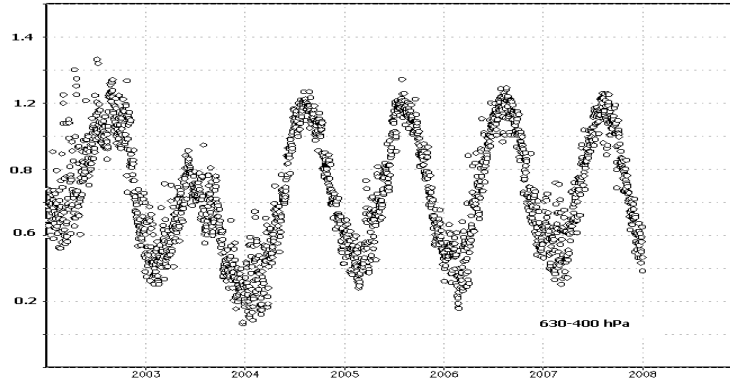


(c)

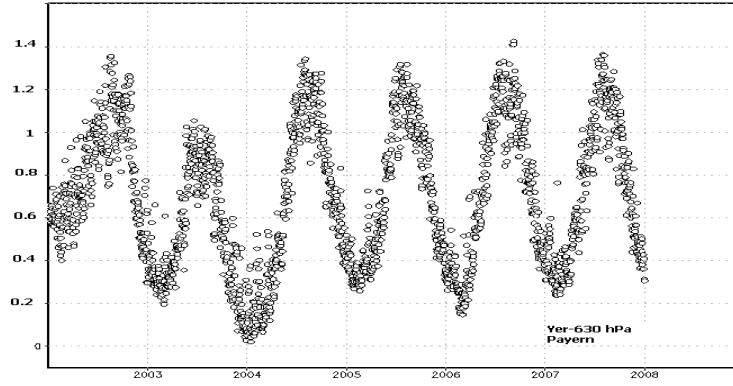
Şekil B.3 : 1997-2008 arasında Payern istasyonu ozonsonde verilerinin (a) 100-30 hPa (b) 158-100 hPa (c) 250-158 hPa (d) 400-250 hPa (e) 630-400 hPa ve (f) Yer-630 hPa arasındaki değişimi.



(d)

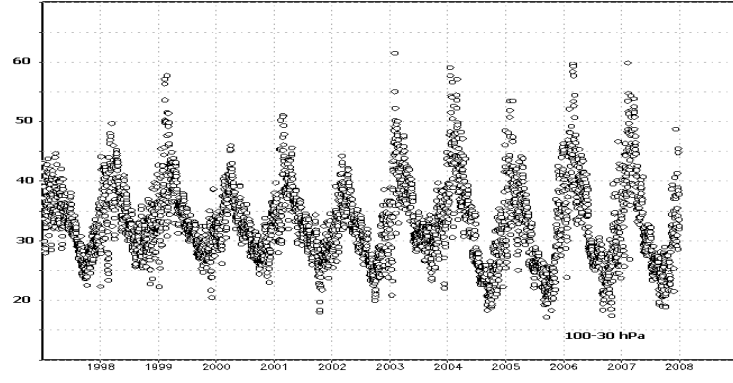


(e)

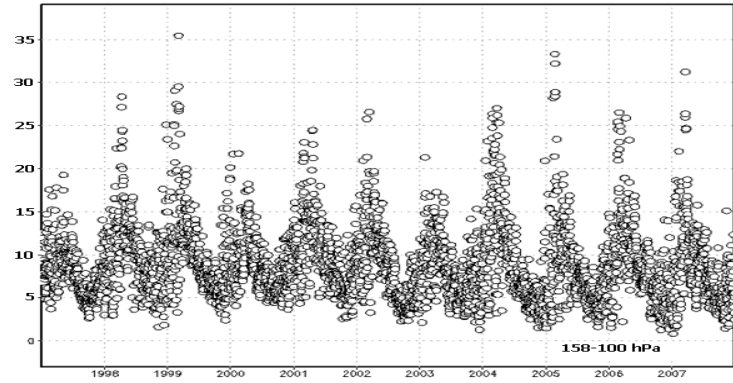


(f)

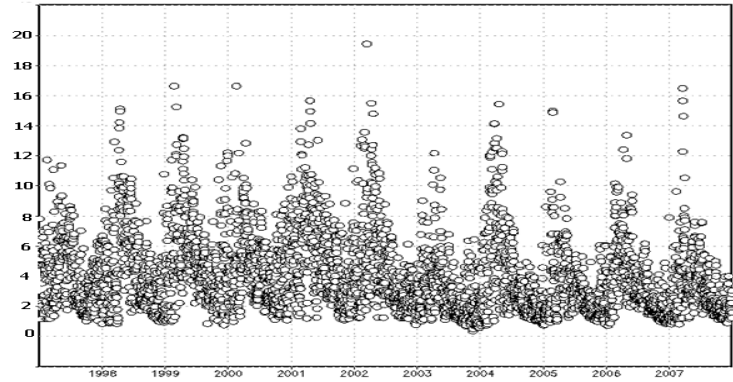
Şekil B.3 (devam) : 1997-2008 arasında Payern istasyonu ozonsonde verilerinin (a)100-30 hPa (b) 158-100 hPa (c) 250-158 hPa (d) 400-250 hPa (e) 630-400 hPa ve (f) Yer-630 hPa arasındaki değişimi.



(a)

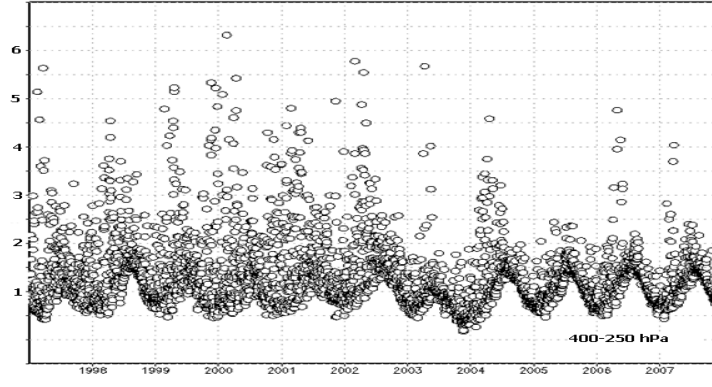


(b)

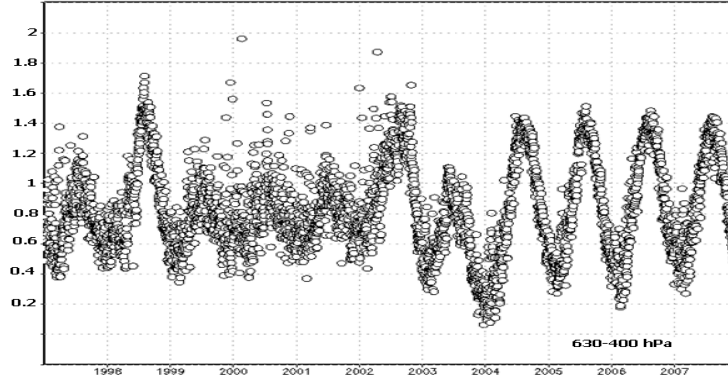


(c)

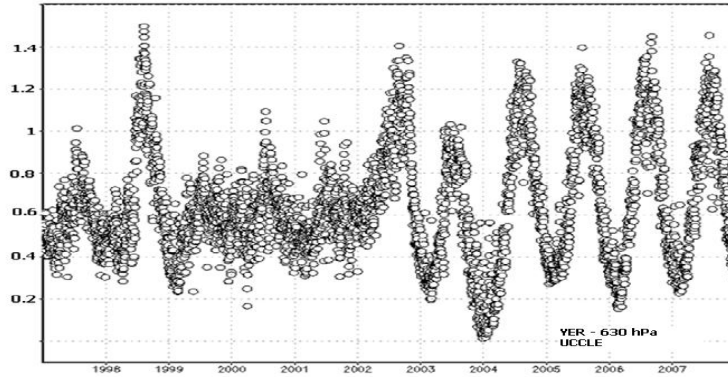
Şekil B.4: 1997-2008 arasında Uccle istasyonu ozonsonde verilerinin
 (a)100-30 hPa (b) 158-100 hPa (c) 250-158 hPa (d) 400-250
 hPa (e) 630-400 hPa ve (f) Yer-630 hPa arasındaki değişimi.



(d)

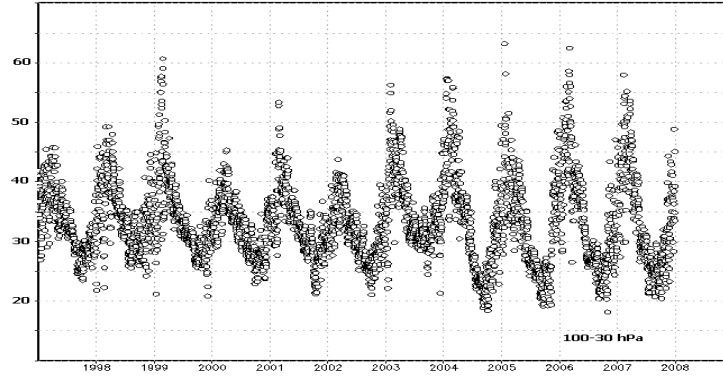


(e)

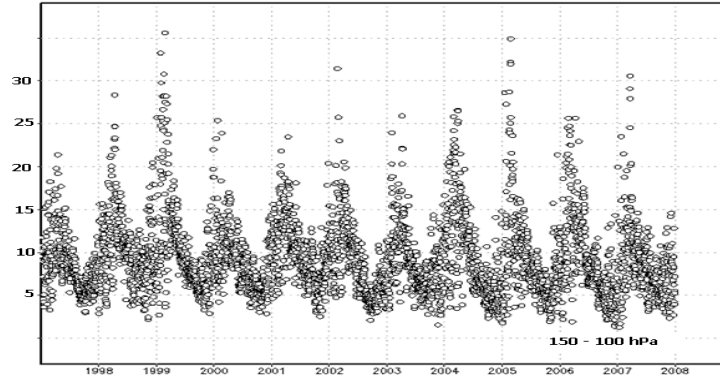


(f)

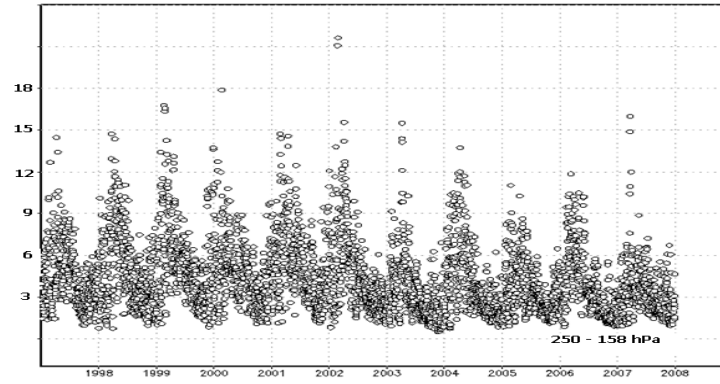
Şekil B.4 (devam) : 1997-2008 arasında Uccle istasyonu ozonsonde verilerinin (a)100-30 hPa (b) 158-100 hPa (c) 250-158 hPa (d) 400-250 hPa (e) 630-400 hPa ve (f) Yer-630 hPa arasındaki değişimi.



(a)

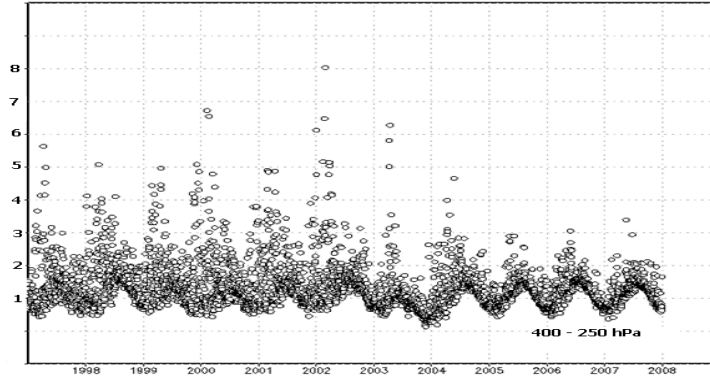


(b)

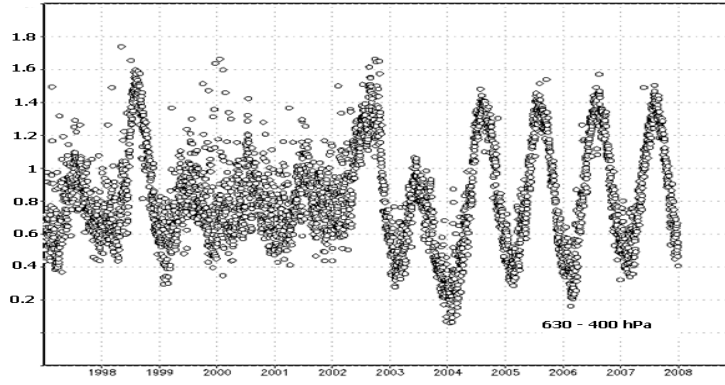


(c)

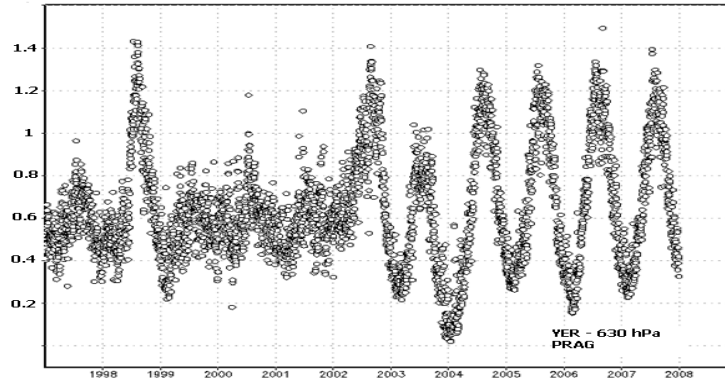
Şekil B.5 : 1997-2008 arasında Prag istasyonu ozonsonde verilerinin
 (a)100-30 hPa (b) 158-100 hPa (c) 250-158 hPa (d) 400-250
 hPa (e) 630-400 hPa ve (f) Yer-630 hPa arasındaki değişimi.



(a)

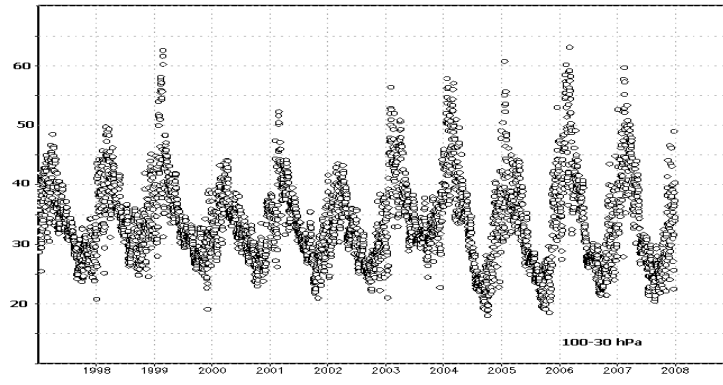


(b)

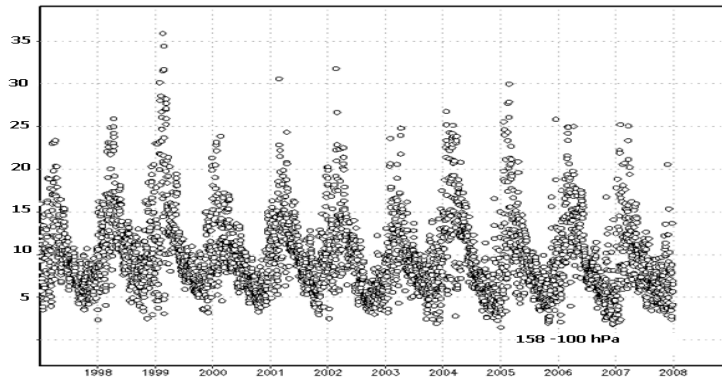


(c)

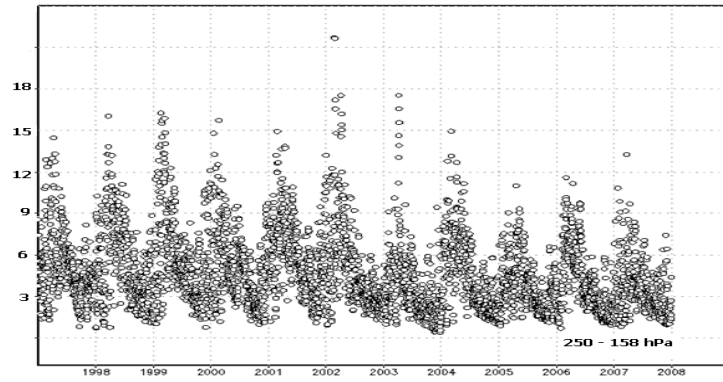
Şekil B.5 (devam) : 1997-2008 arasında Prag istasyonu ozonsonde verilerinin
 (a)100-30 hPa (b) 158-100 hPa (c) 250-158 hPa (d) 400-250
 hPa (e) 630-400 hPa ve (f) Yer-630 hPa arasındaki değişimi.



(a)

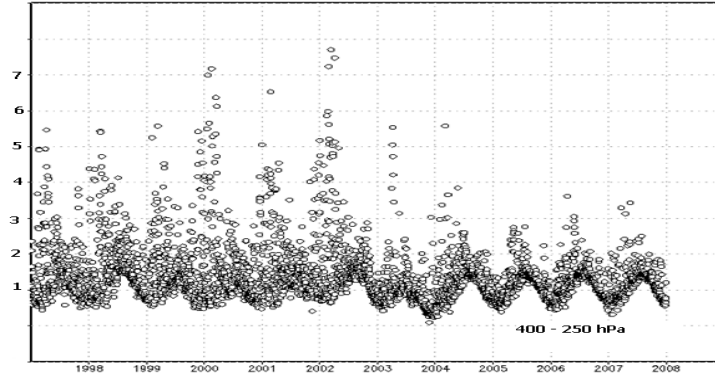


(b)

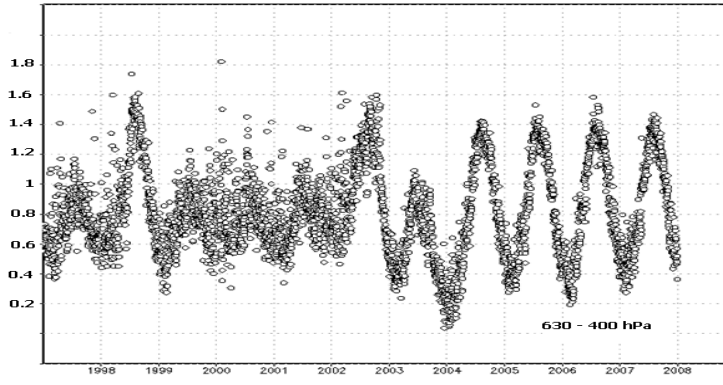


(c)

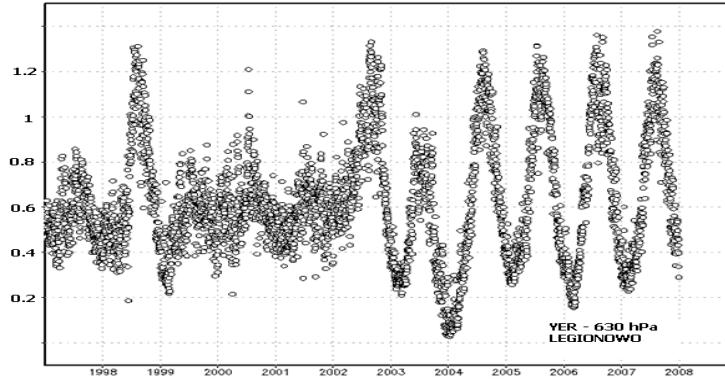
Şekil B.6 : 1997-2008 arasında Legionowo istasyonu ozonsonde verilerinin (a)100-30 hPa (b) 158-100 hPa (c) 250-158 hPa (d) 400-250 hPa (e) 630-400 hPa ve (f) Yer-630 hPa arasındaki değişimi.



(d)

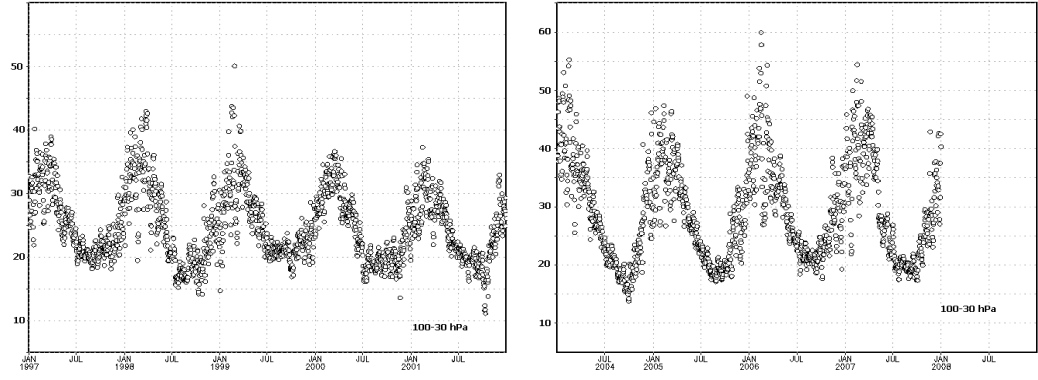


(e)

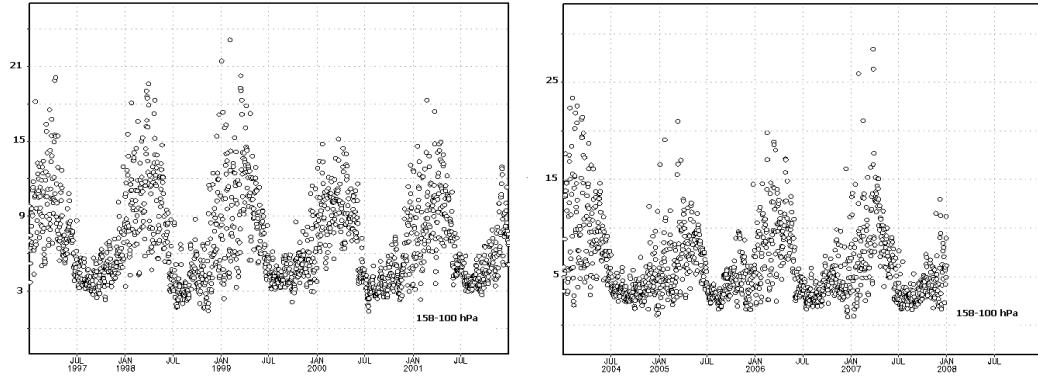


(f)

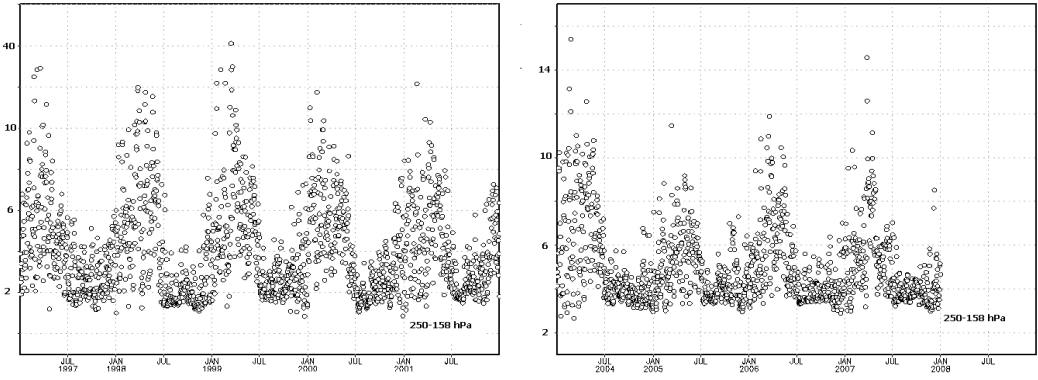
Şekil B.6 (devam) : 1997-2008 arasında Legionowo istasyonu ozonsonde verilerinin (a)100-30 hPa (b) 158-100 hPa (c) 250-158 hPa (d) 400-250 hPa (e) 630-400 hPa ve (f) Yer-630 hPa arasındaki değişimi.



(a)

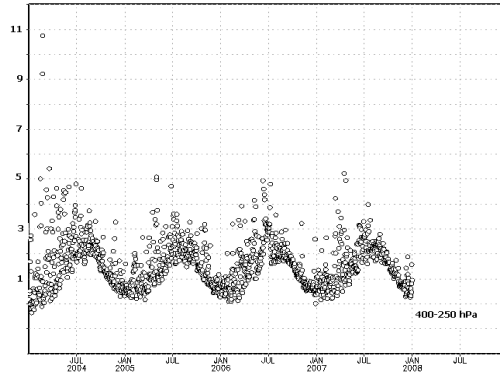
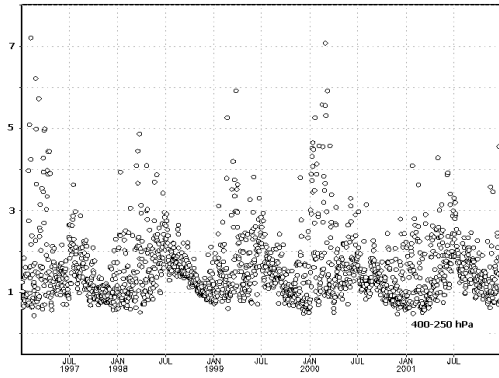


(b)

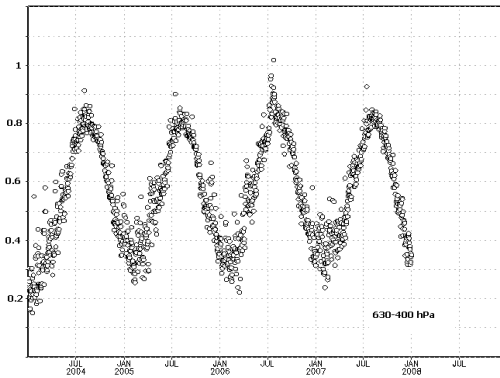
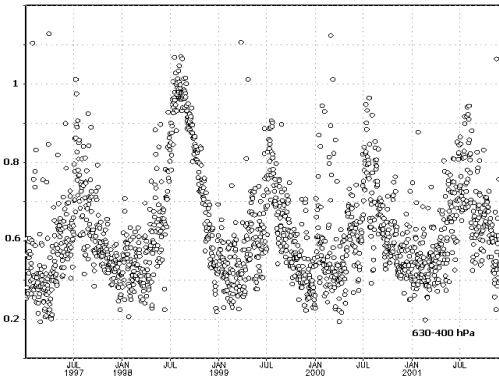


(c)

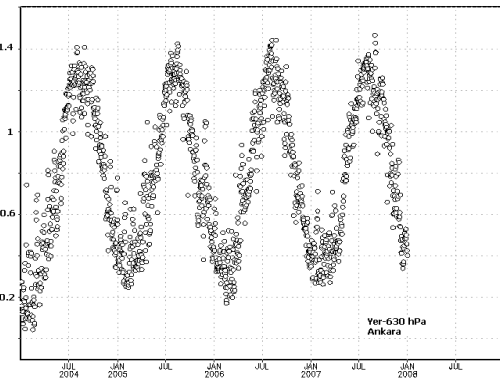
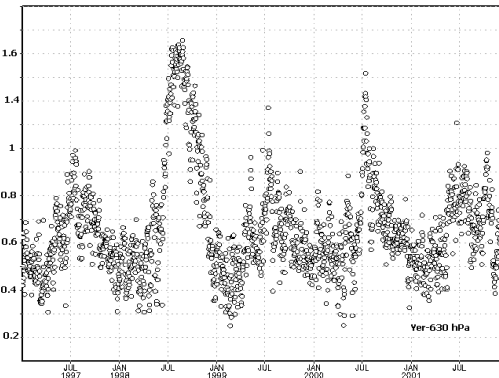
Şekil B.7 : 1997-2001 ve 2004-2008 arasında Ankara istasyonu ozonsonde verilerinin (a)100-30 hPa (b) 158-100 hPa (c) 250-158 hPa (d) 400-250 hPa (e) 630-400 hPa ve (f) Yer-630 hPa arasındaki değişimi.



(d)

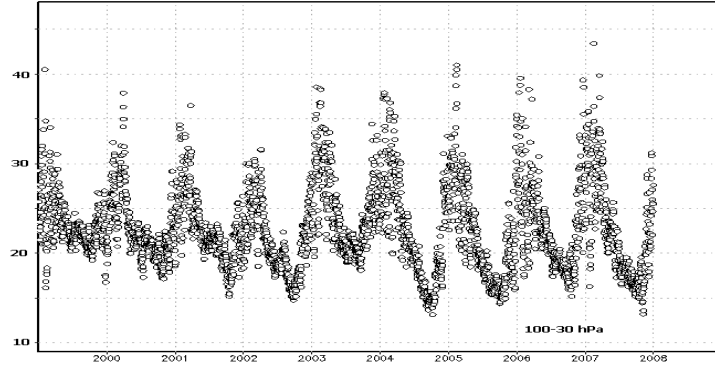


(e)

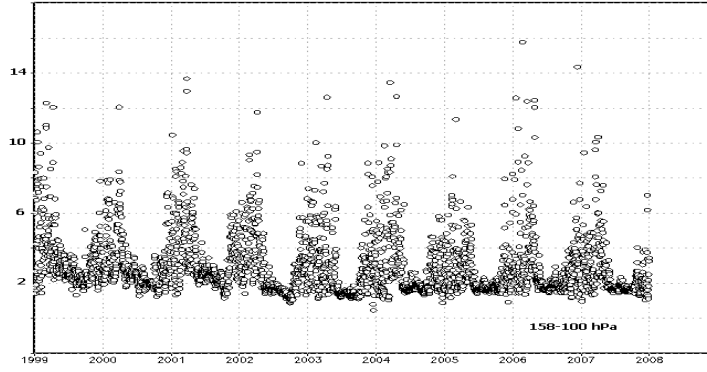


(f)

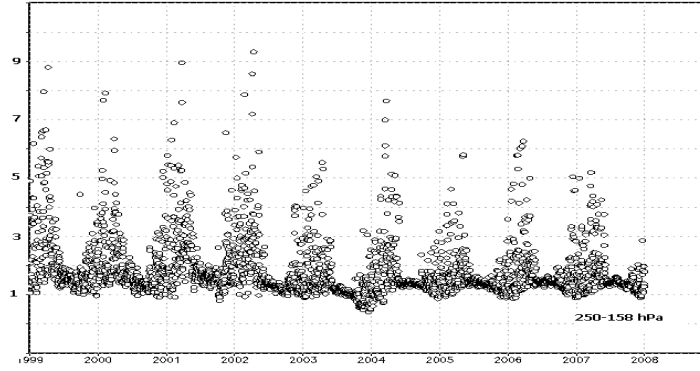
Şekil B.7 (devam) : 1997-2001 ve 2004-2008 arasında Ankara istasyonu ozonsonde verilerinin (a)100-30 hPa (b) 158-100 hPa (c) 250-158 hPa (d) 400-250 hPa (e) 630-400 hPa ve (f) Yer-630 hPa arasındaki değişimi.



(a)

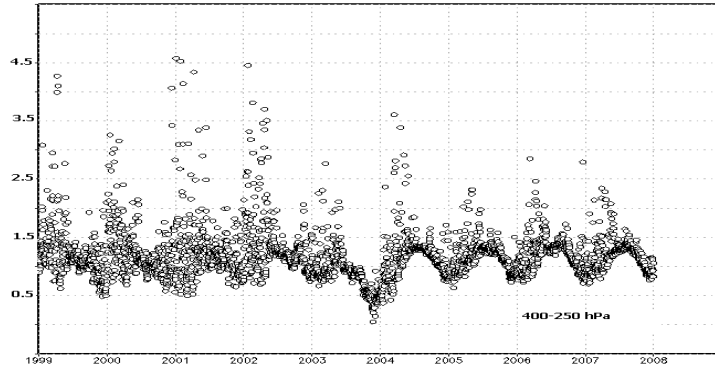


(b)

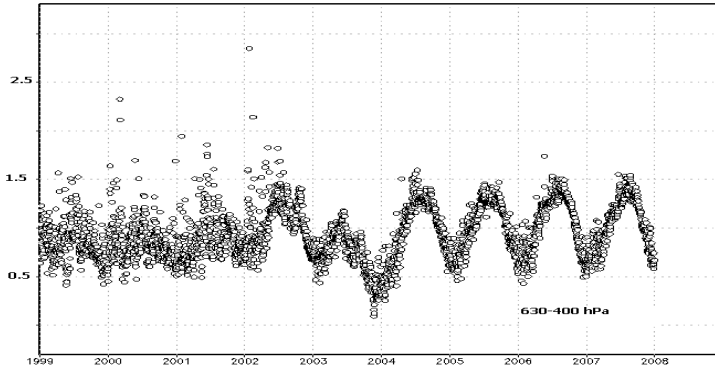


(c)

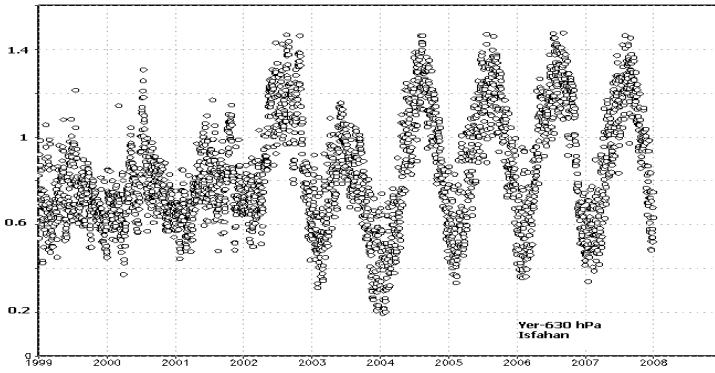
Şekil B.8 : 1997-2008 arasında İsfahan istasyonu ozonsonde verilerinin (a)100-30 hPa (b) 158-100 hPa (c) 250-158 hPa (d) 400-250 hPa (e) 630-400 hPa ve (f) Yer-630 hPa arasındaki değişimi.



(d)



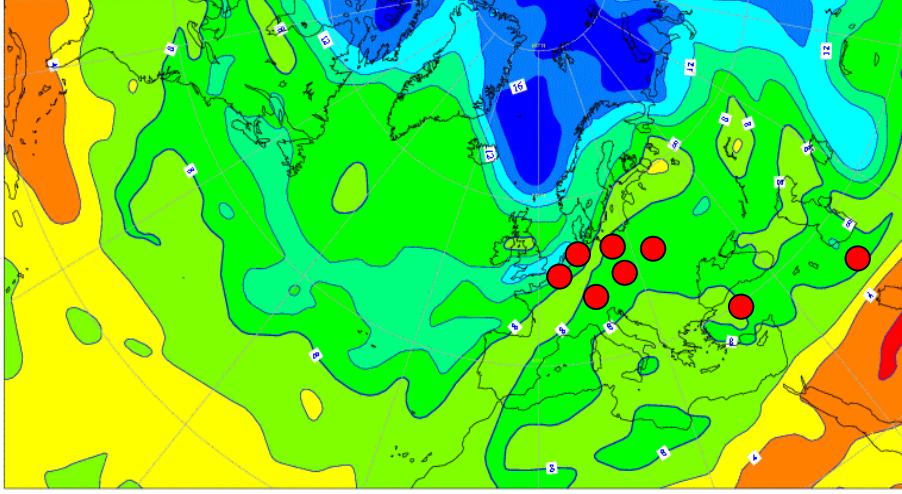
(e)



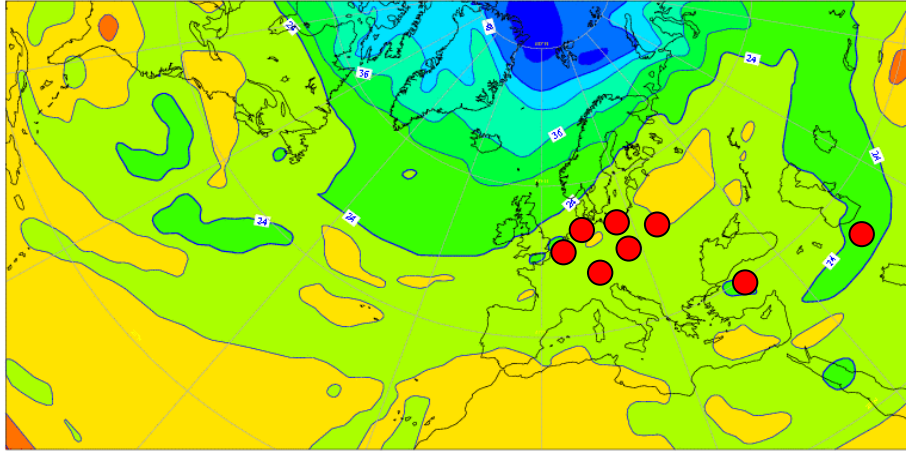
(f)

Şekil B.8 (devam) : 1997-2008 arasında İsfahan istasyonu ozonsonde verilerinin (a)100-30 hPa (b) 158-100 hPa (c) 250-158 hPa (d) 400-250 hPa (e) 630-400 hPa ve (f) Yer-630 hPa arasındaki değişimi.

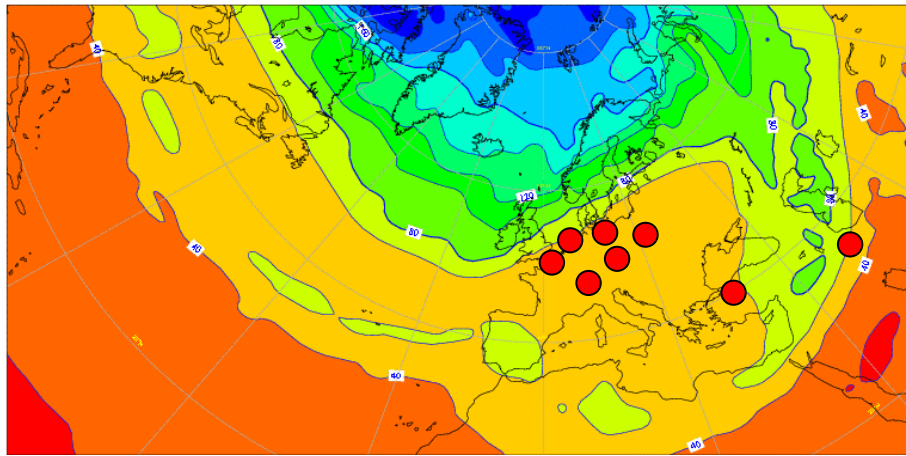
EK C : İzentropik analiz haritaları



(a)

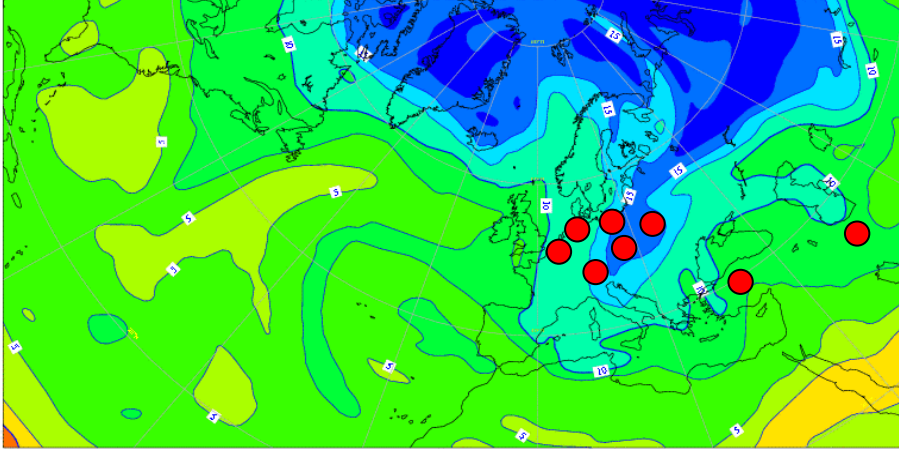


(b)

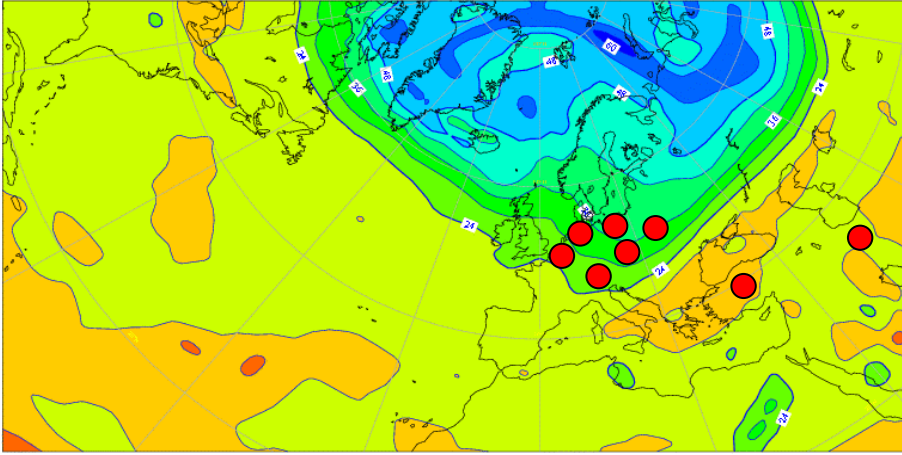


(c)

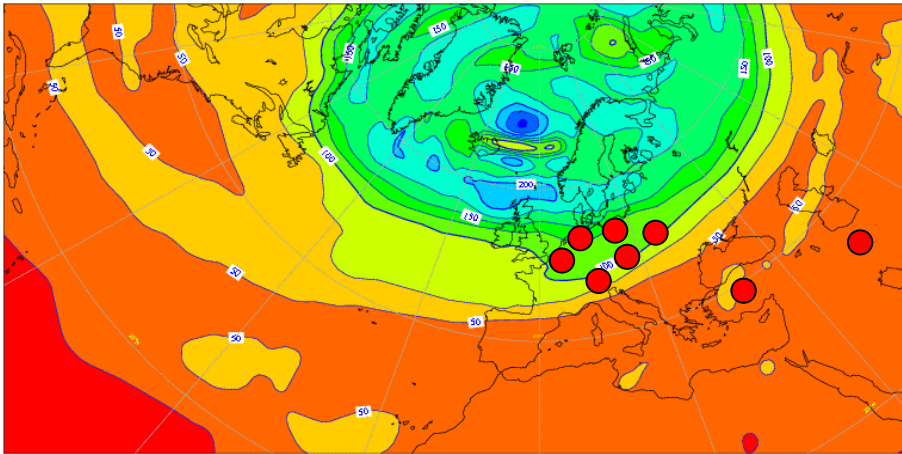
Şekil C.1 : 12.01.2005 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

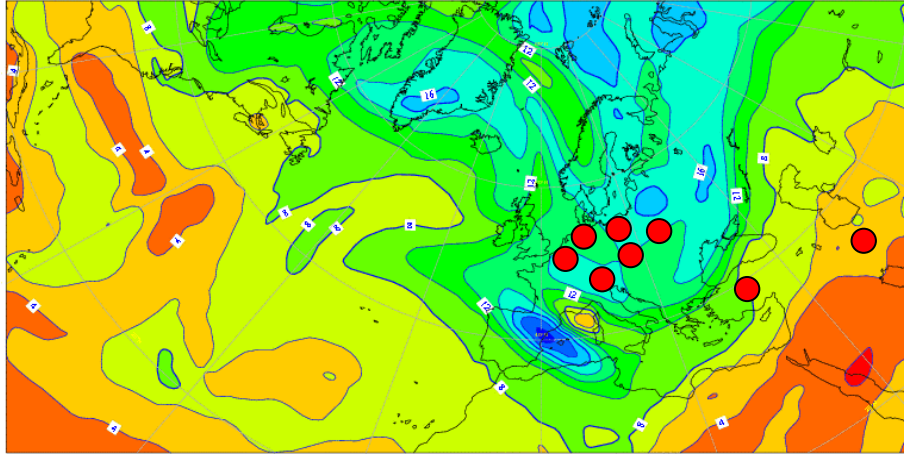


(b)

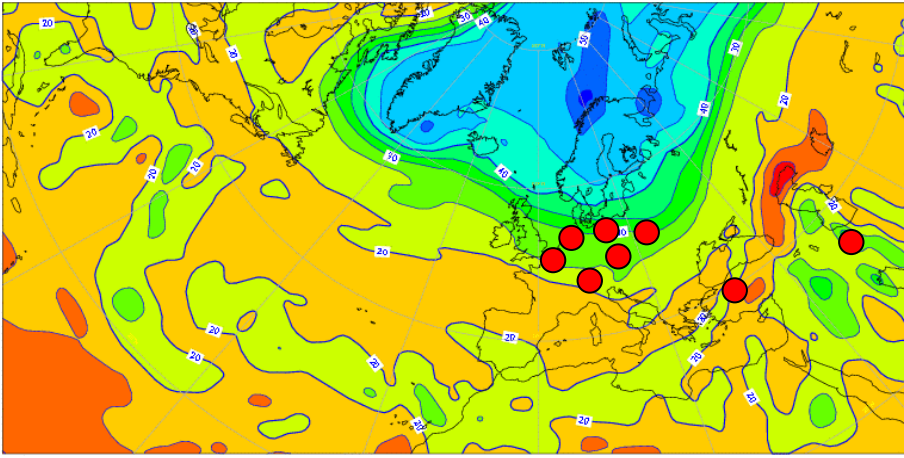


(c)

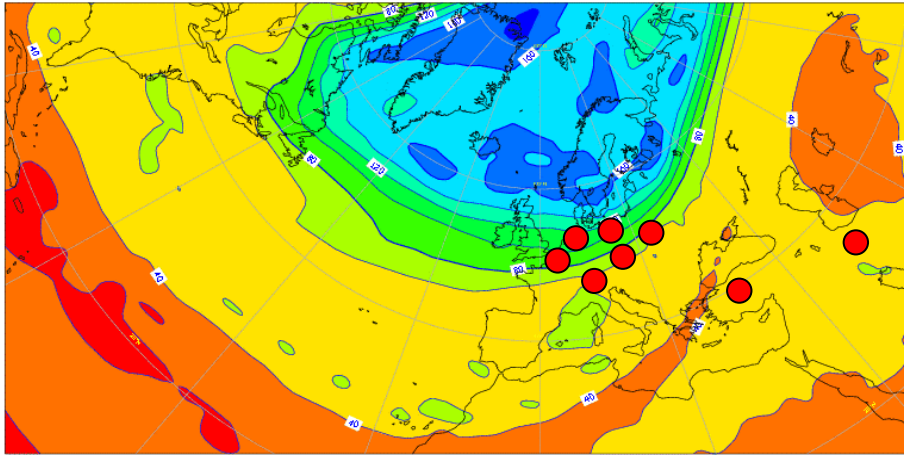
Şekil C.2 : 16.02.2005 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

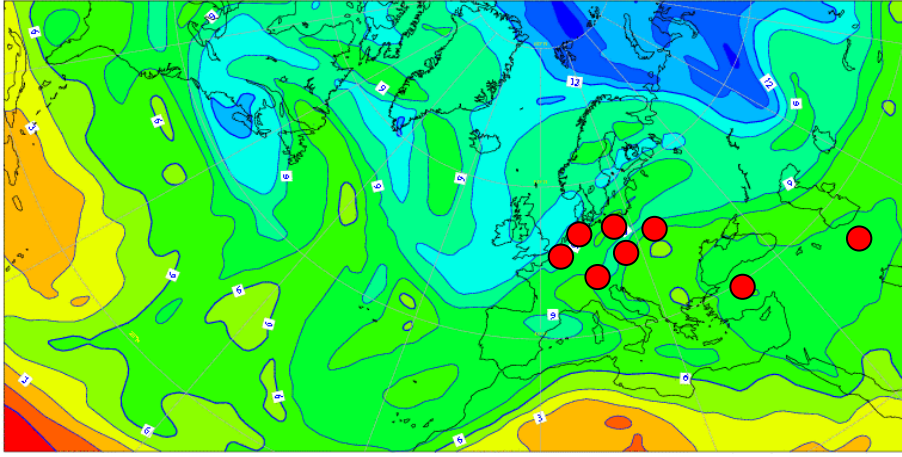


(b)

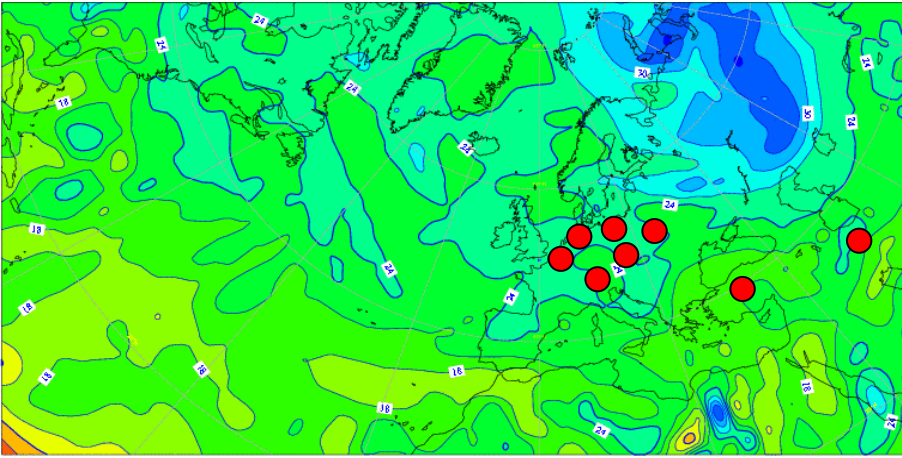


(c)

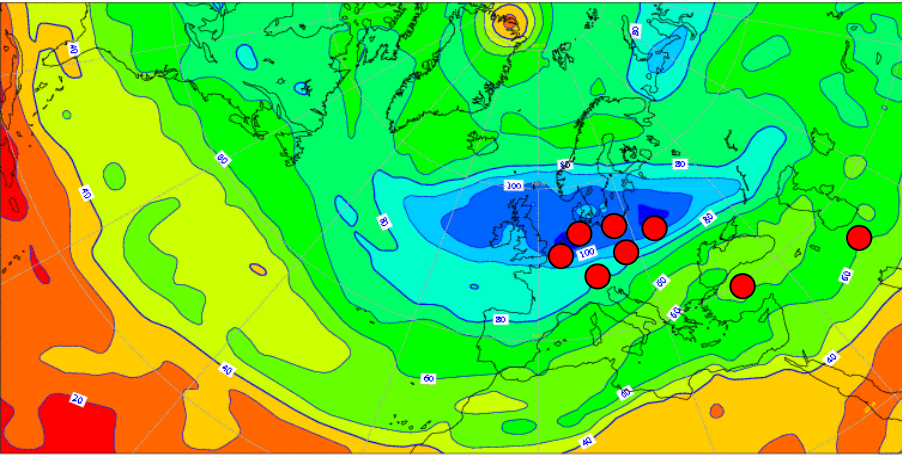
Şekil C.3 : 09.03.2005 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

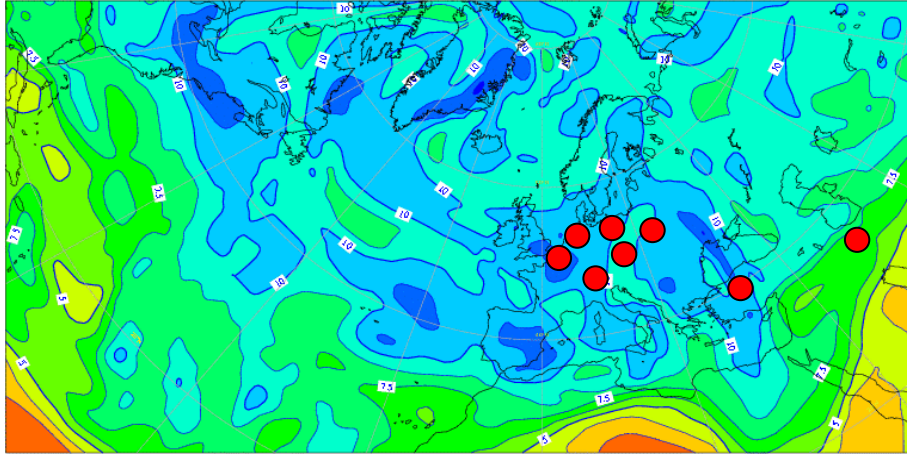


(b)

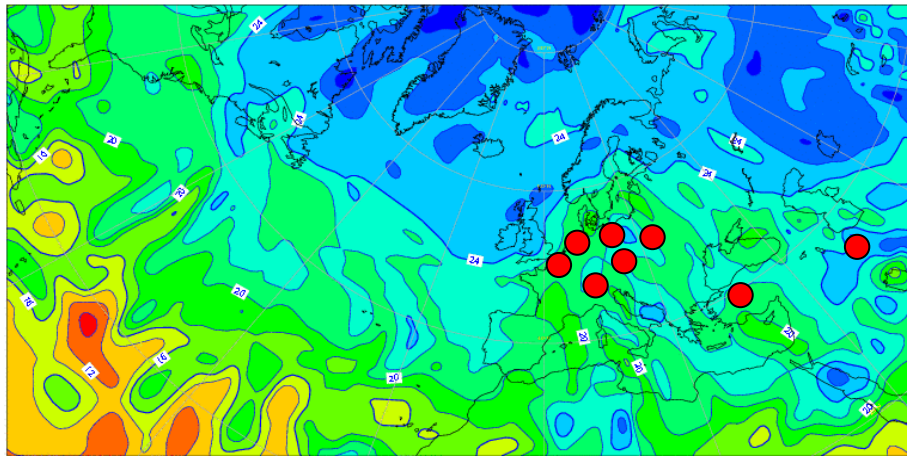


(c)

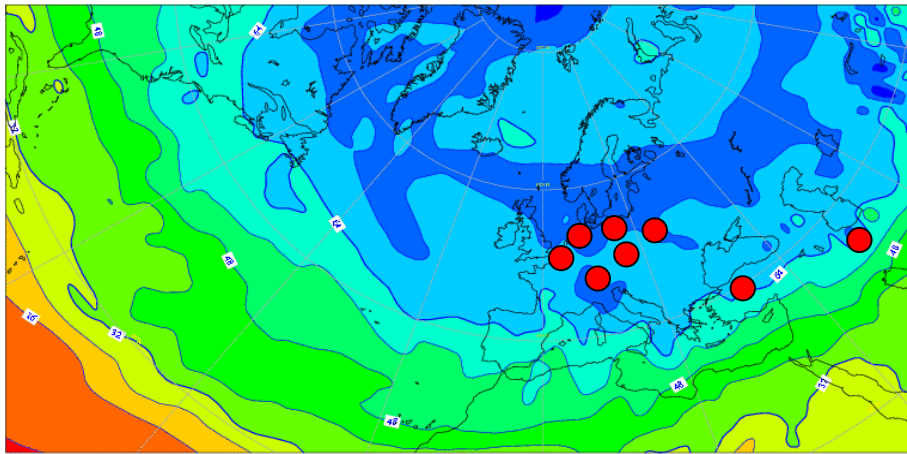
Şekil C.4 : 13.04.2005 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

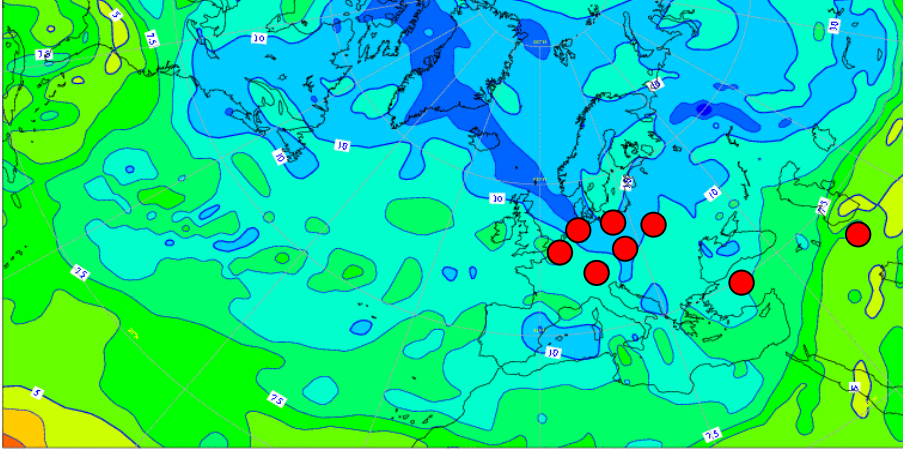


(b)

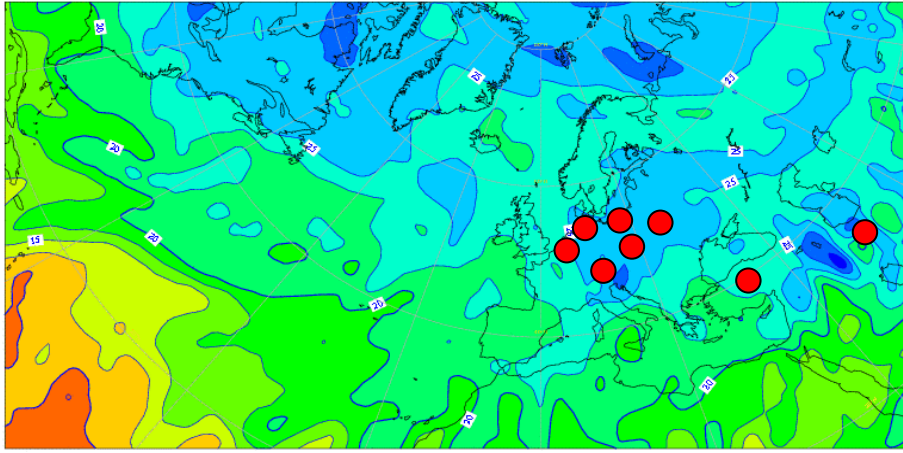


(c)

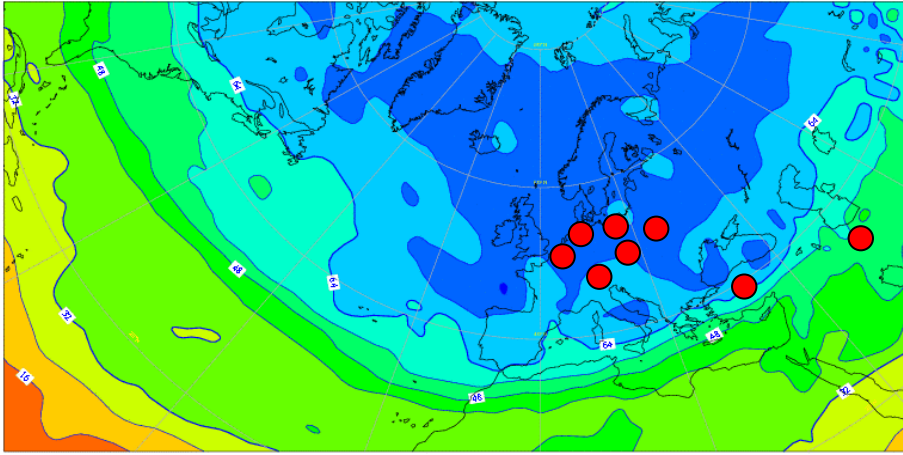
Şekil C.5 : 18.05.2005 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

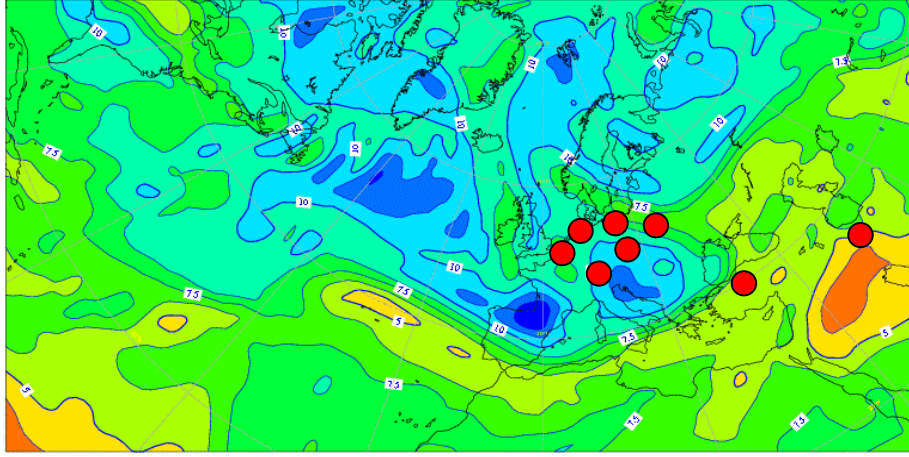


(b)

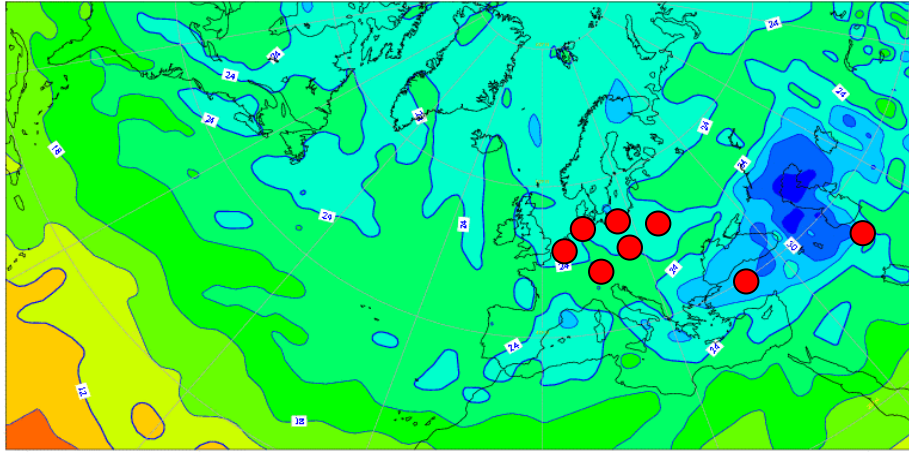


(c)

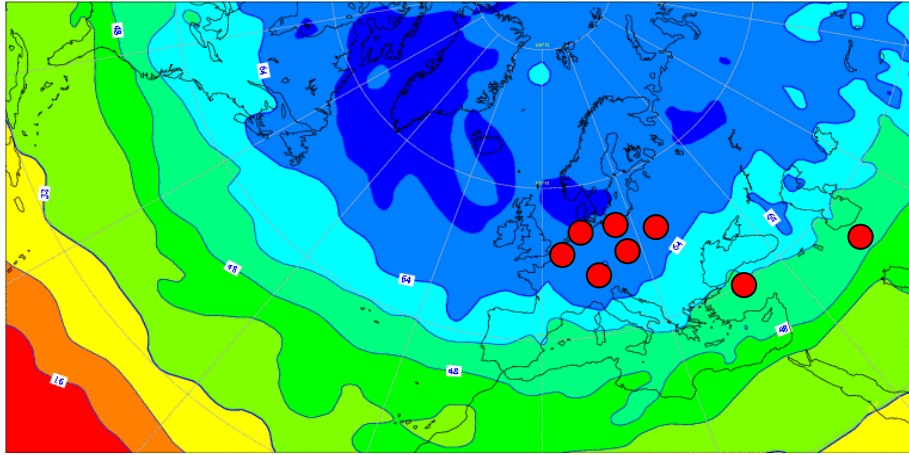
Şekil C.6 : 01.06.2005 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

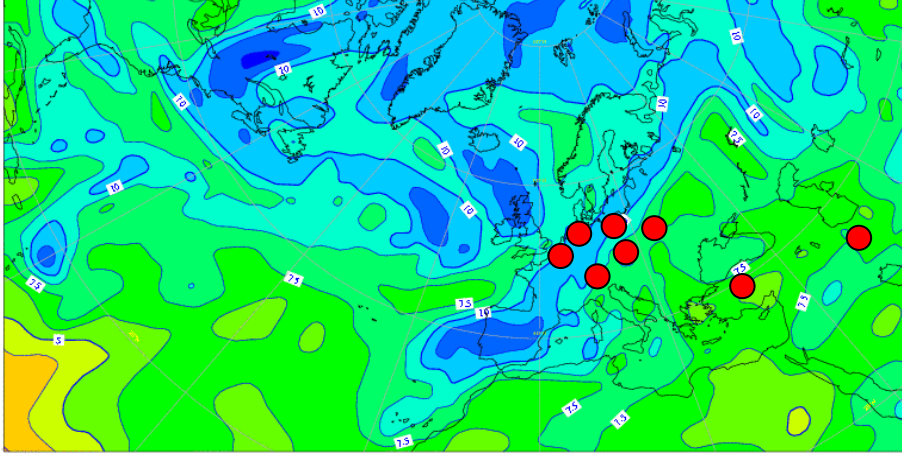


(b)

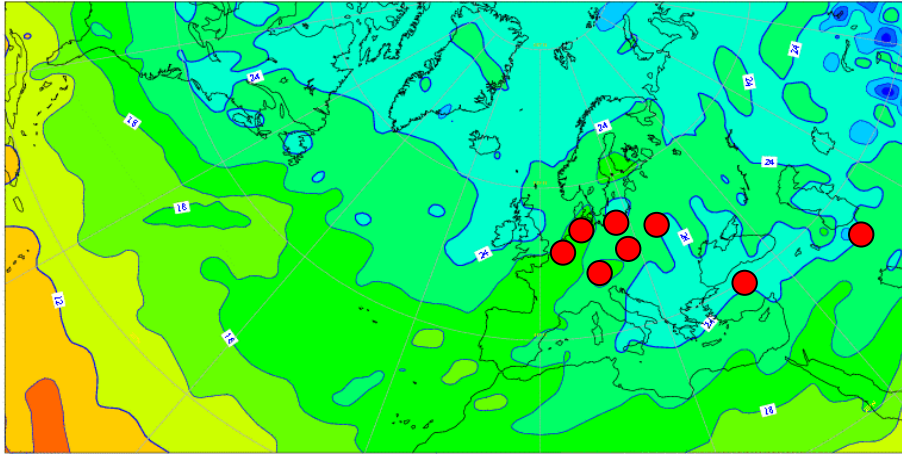


(c)

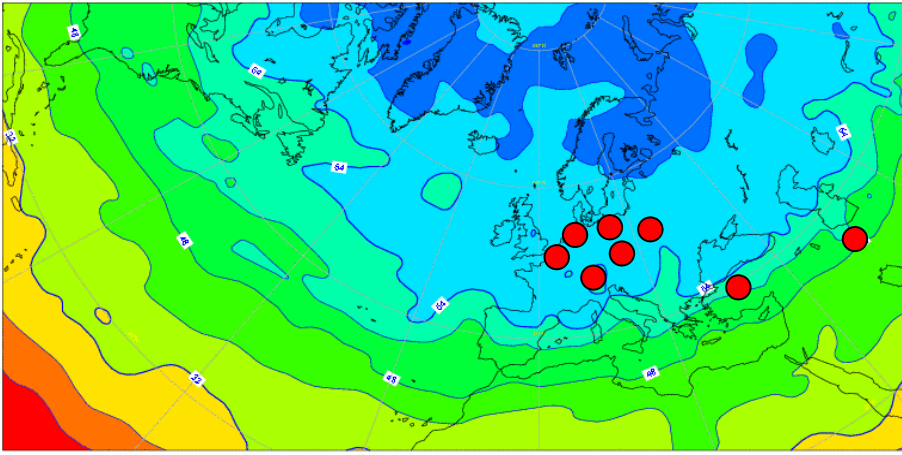
Şekil C.7 : 06.07.2005 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

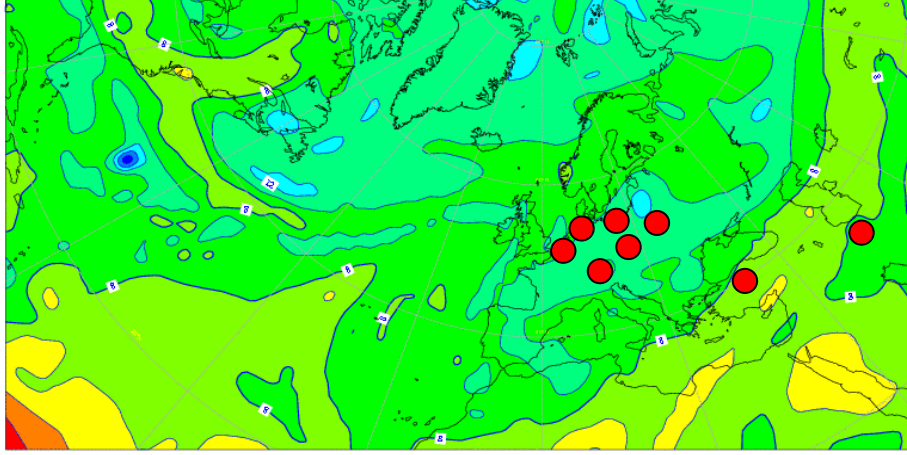


(b)

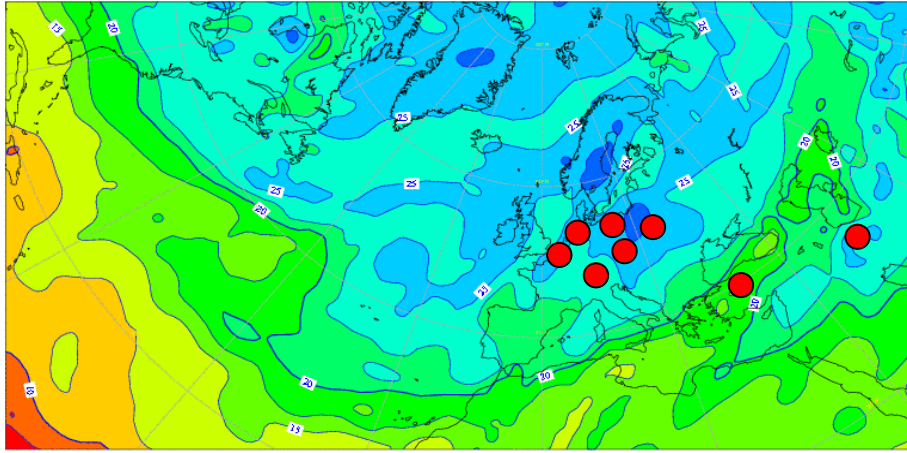


(c)

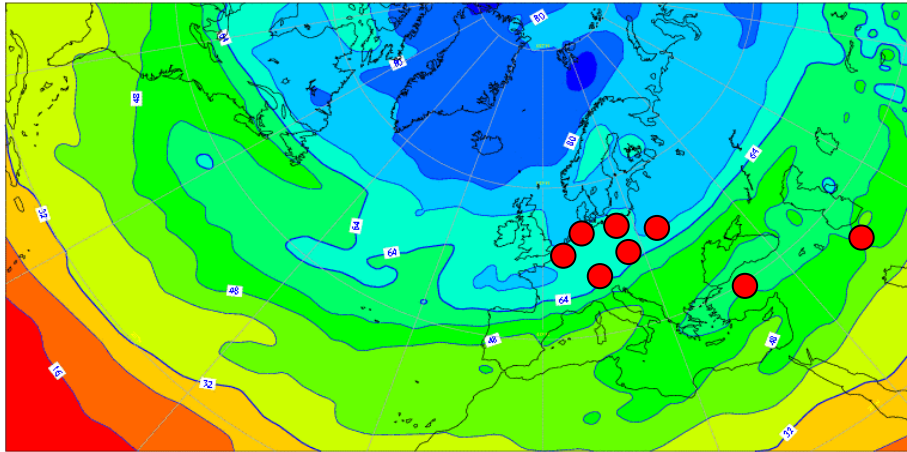
Şekil C.8: 03.08.2005 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

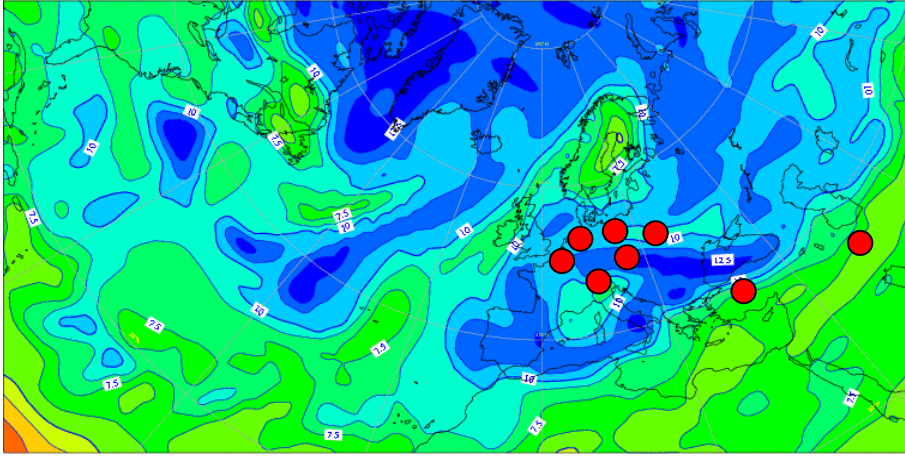


(b)

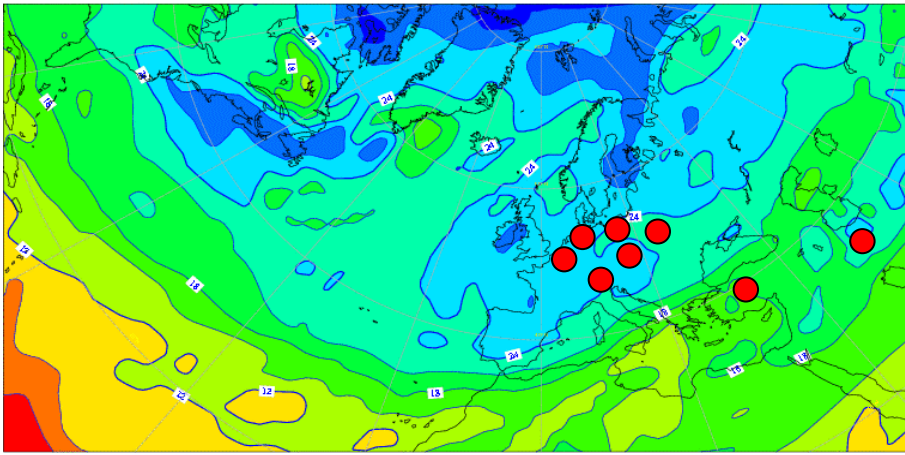


(c)

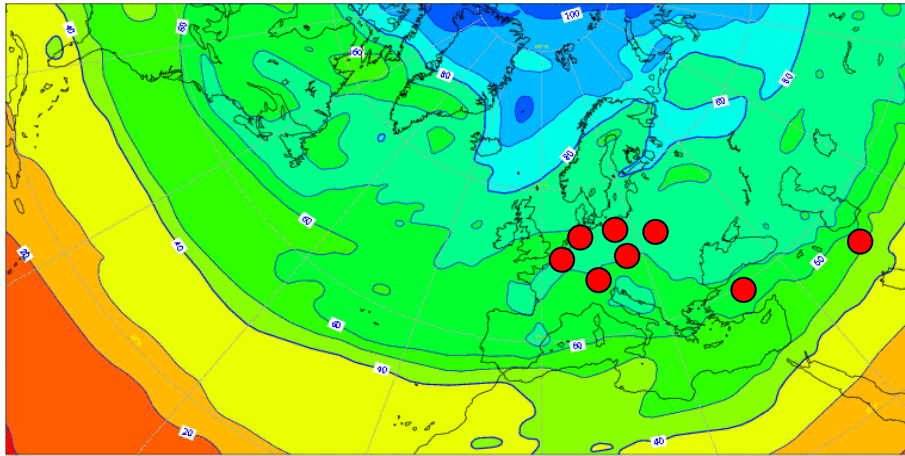
Şekil C.9 : 07.09.2005 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

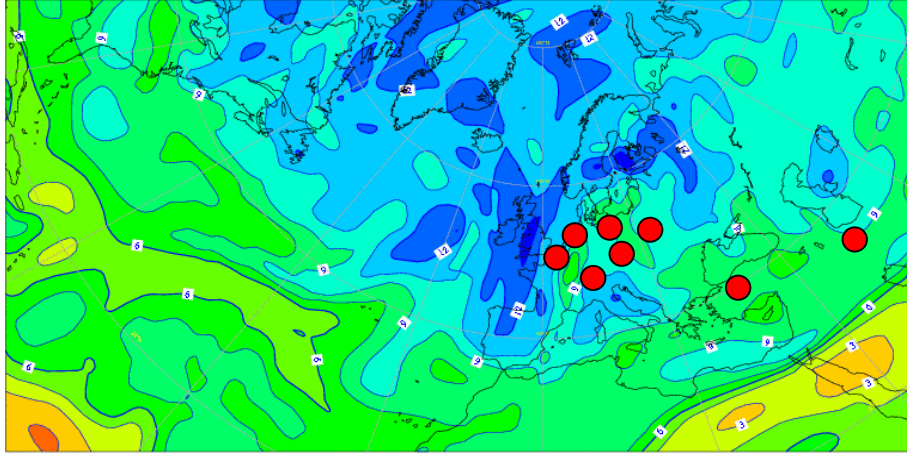


(b)

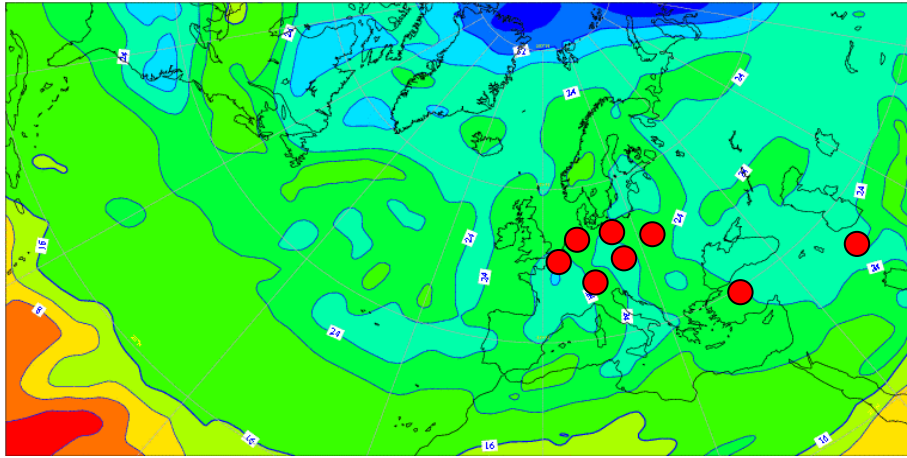


(c)

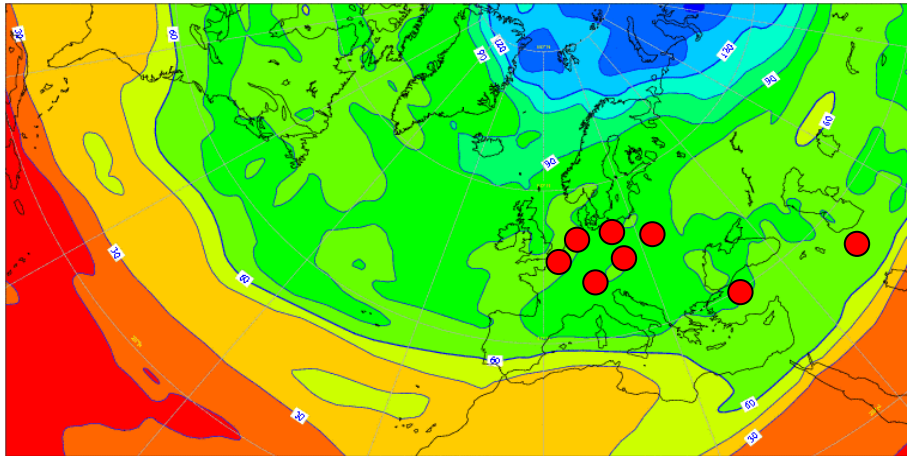
Şekil C.10 : 05.10.2005 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

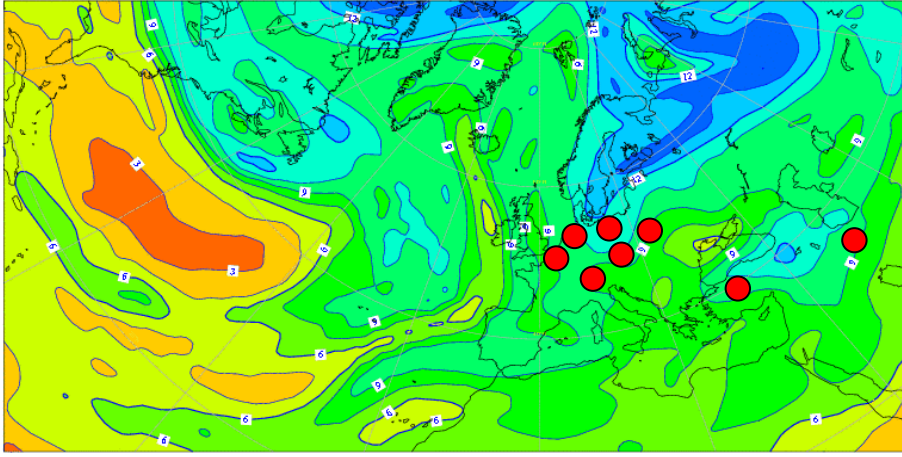


(b)

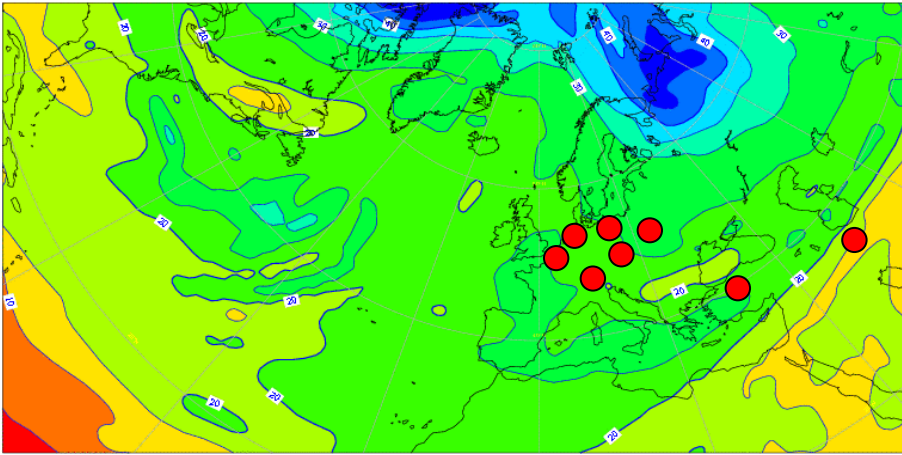


(c)

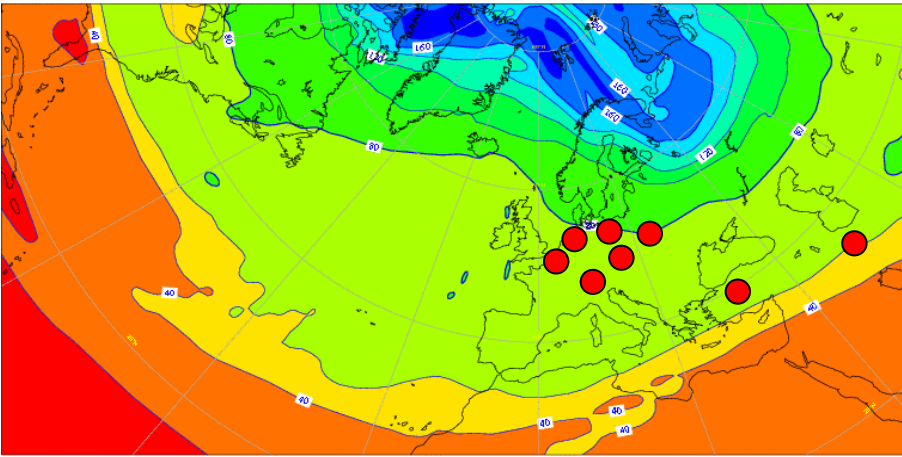
Şekil C.11 : 09.11.2005 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

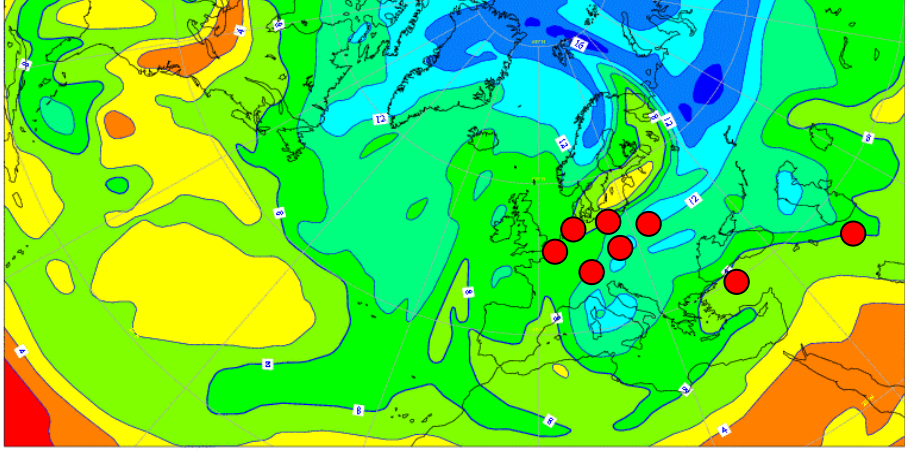


(b)

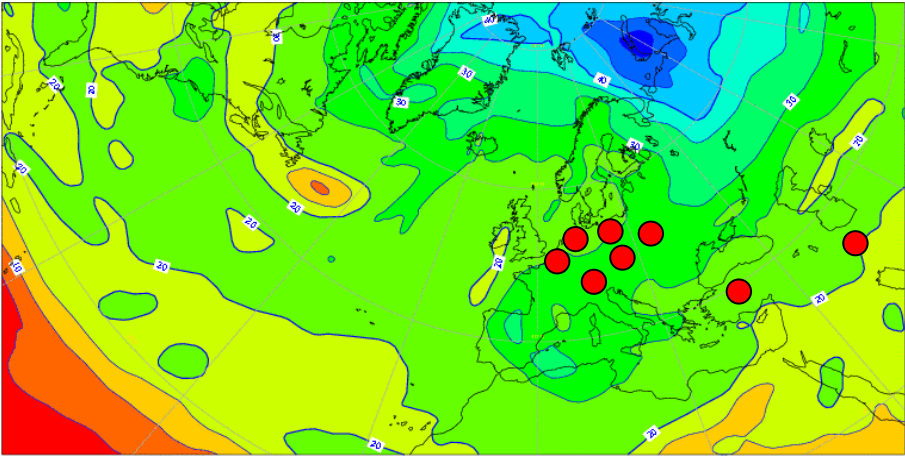


(c)

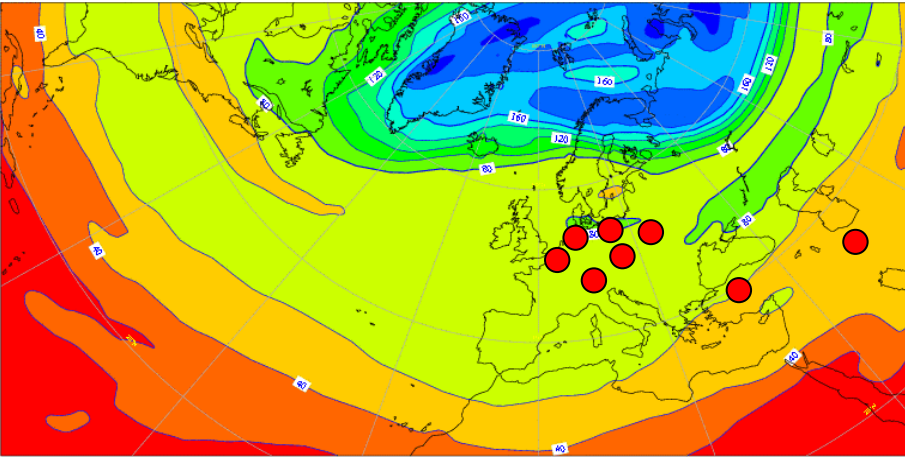
Şekil C.12: 07.12.2005 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

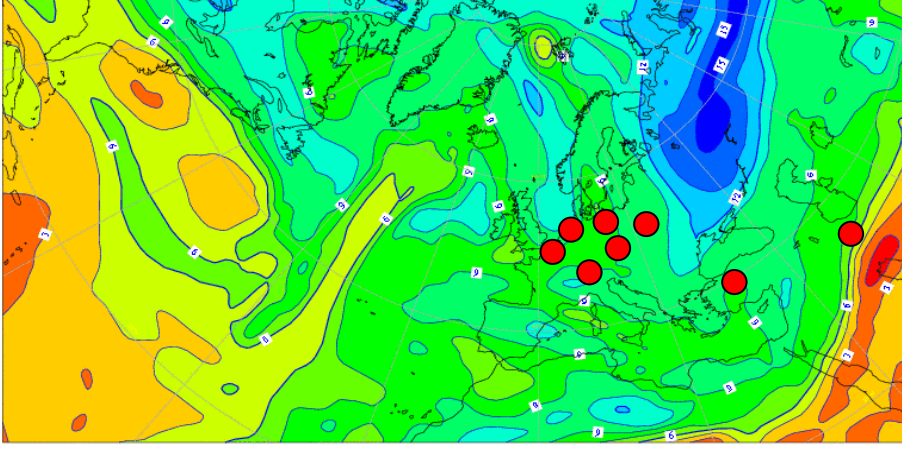


(b)

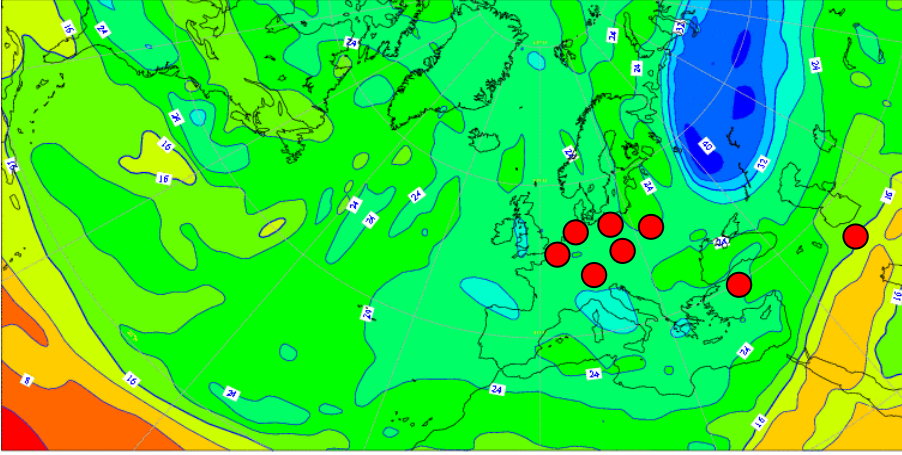


(c)

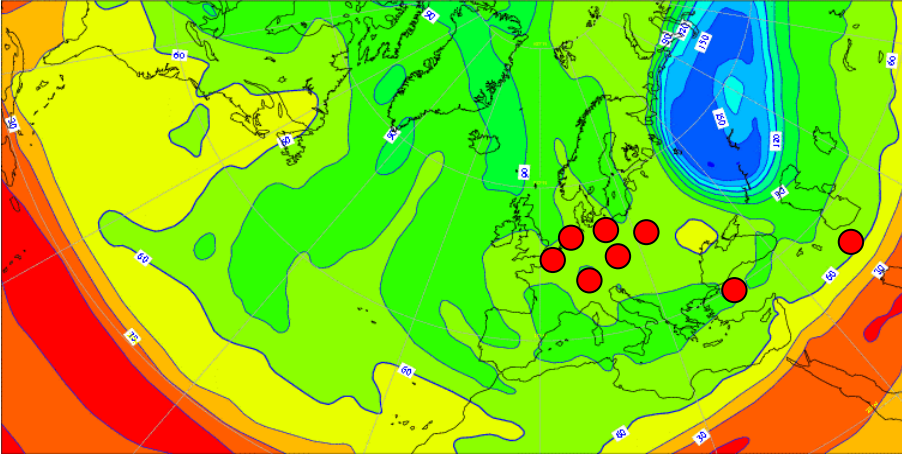
Şekil C.13: 04.01.2006 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

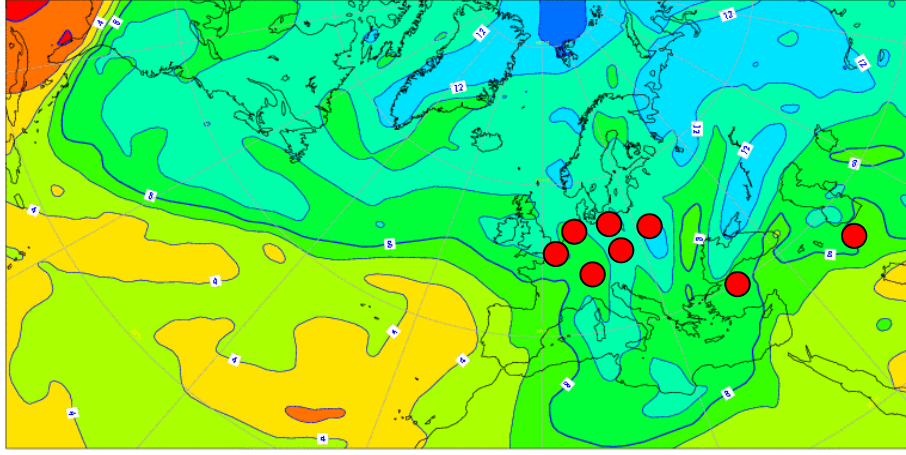


(b)

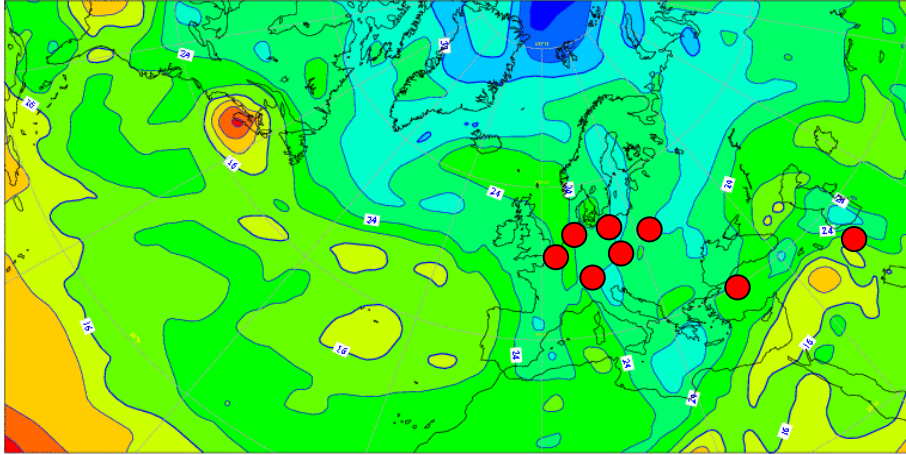


(c)

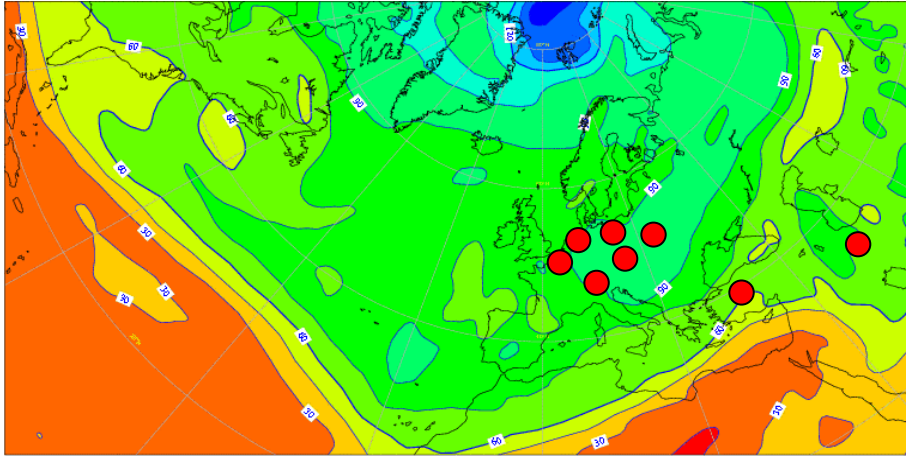
Şekil C.14: 08.02.2006 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

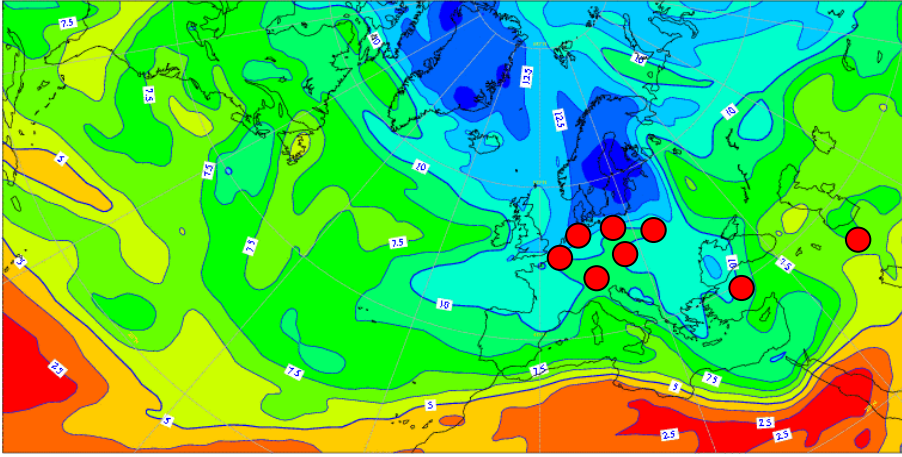


(b)

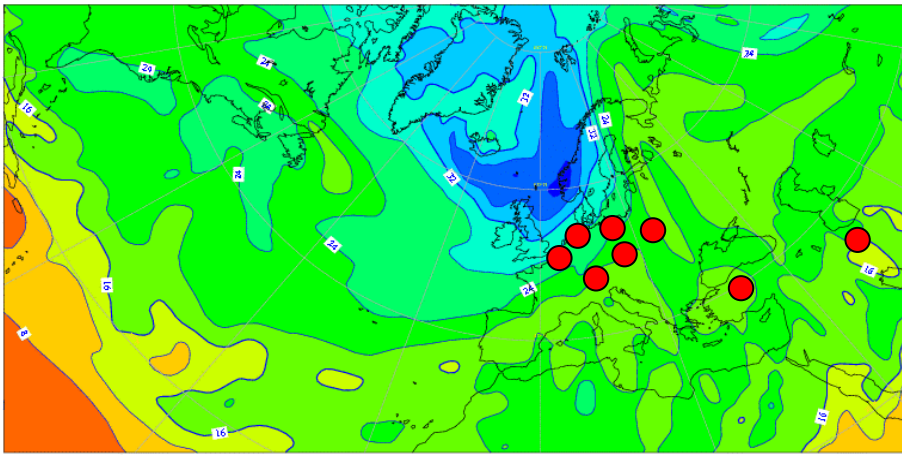


(c)

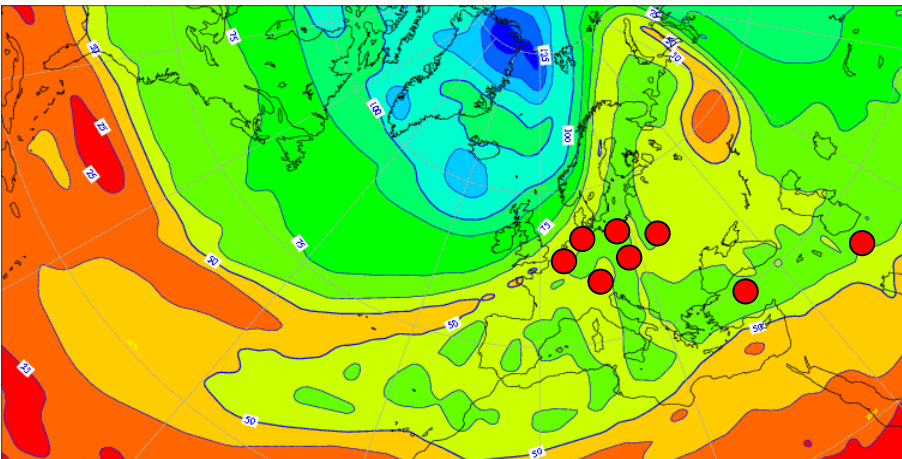
Şekil C.15: 08.03.2006 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

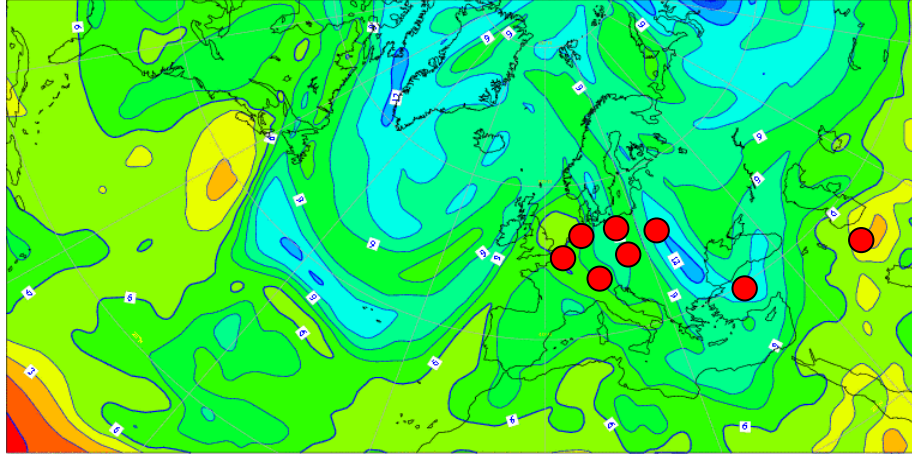


(b)

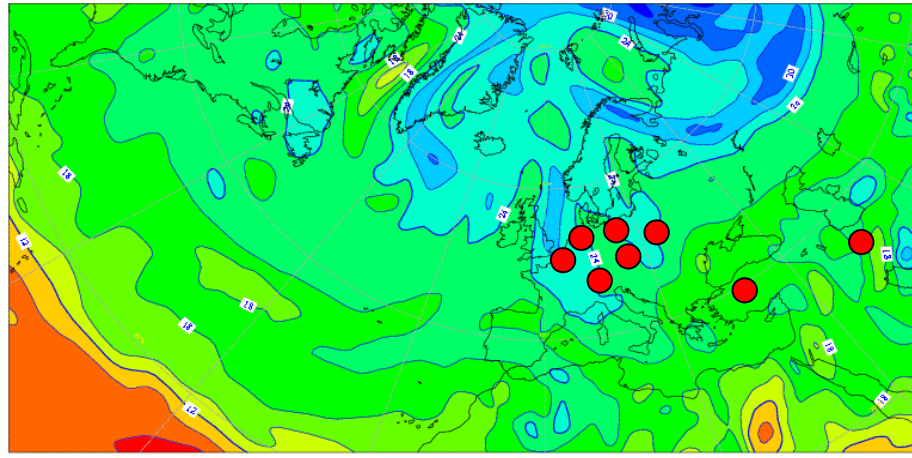


(c)

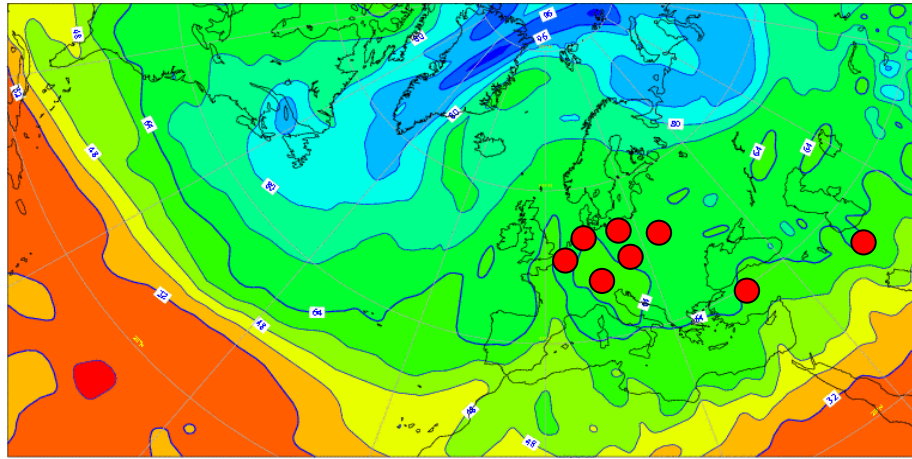
Şekil C.16: 05.04.2006 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

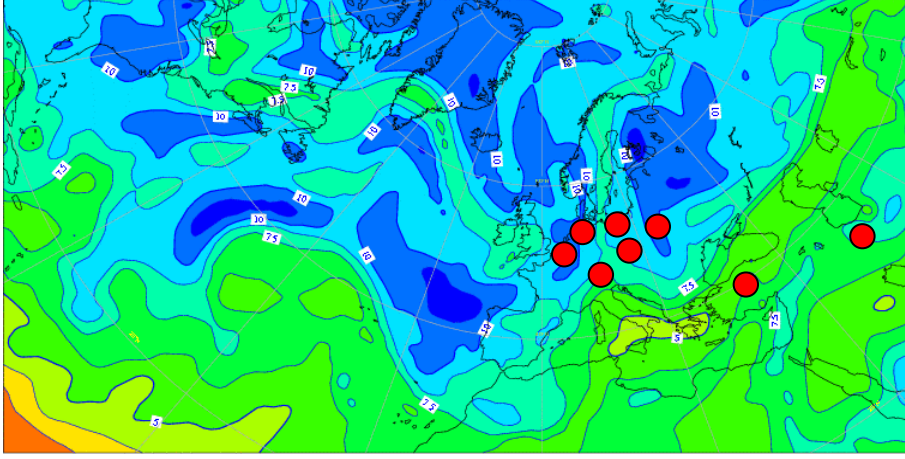


(b)

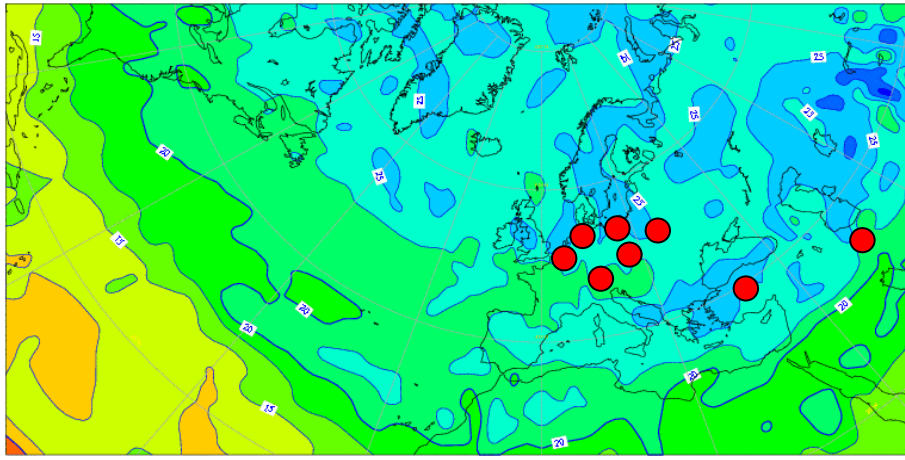


(c)

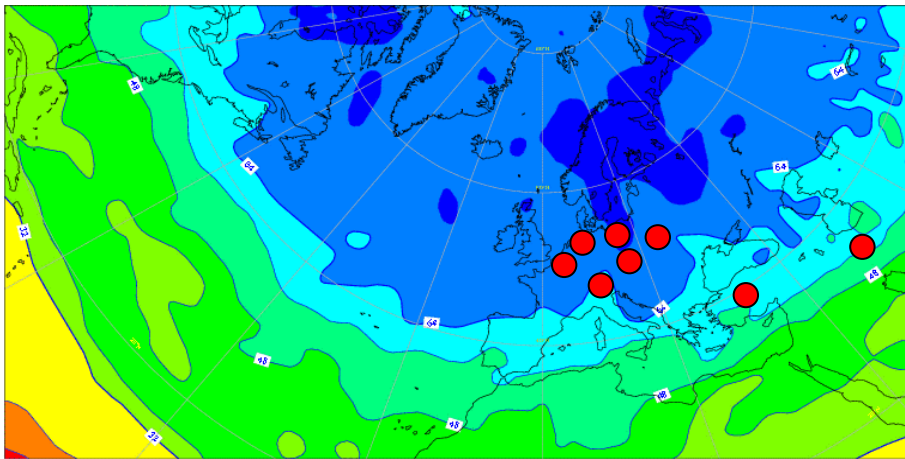
Şekil C.17: 03.05.2006 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

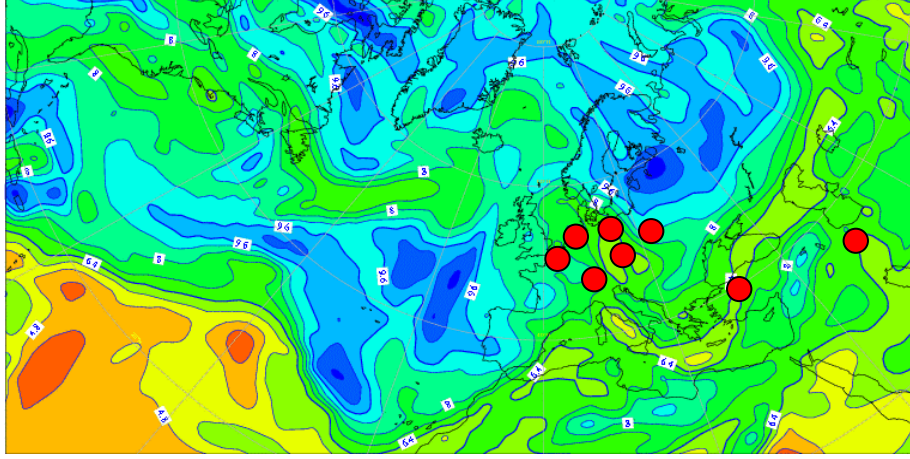


(b)

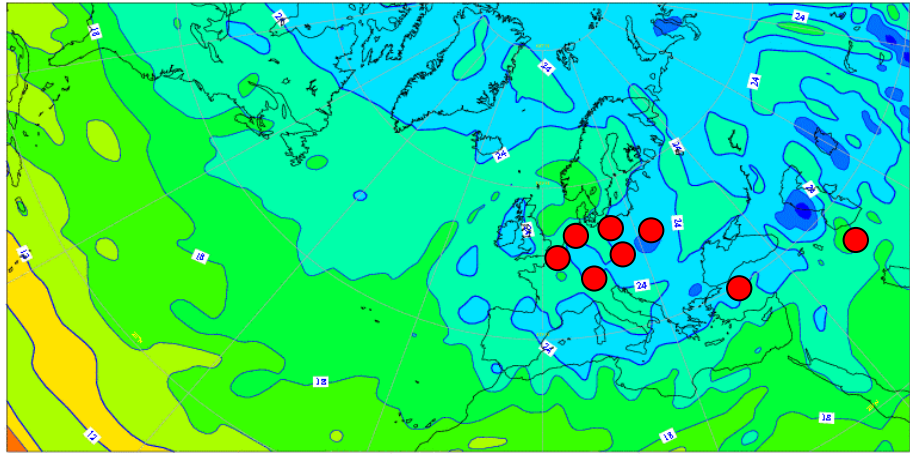


(c)

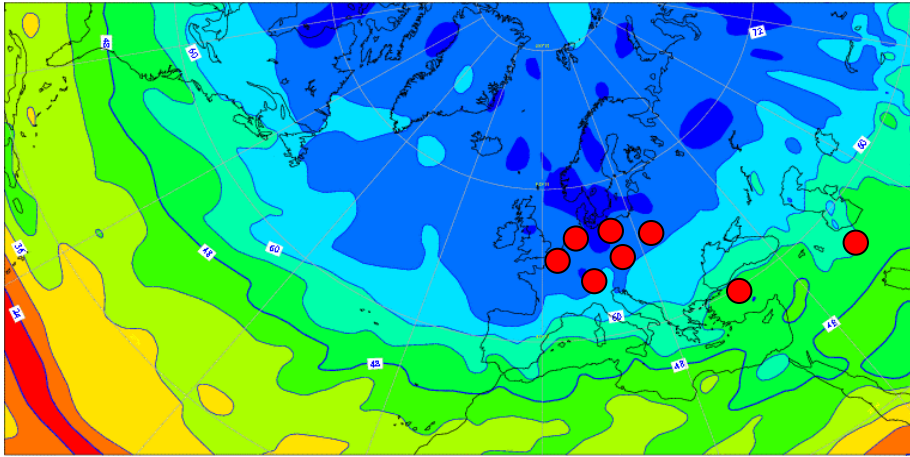
Şekil C.18 : 21.06.2006 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

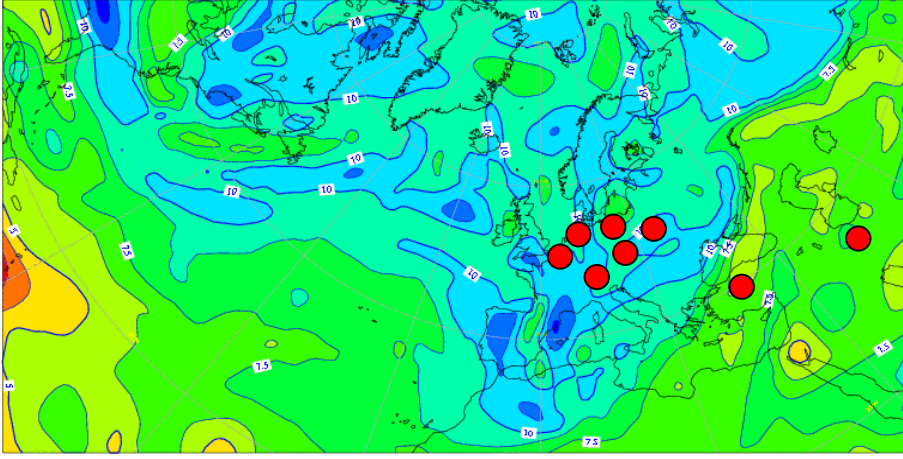


(b)

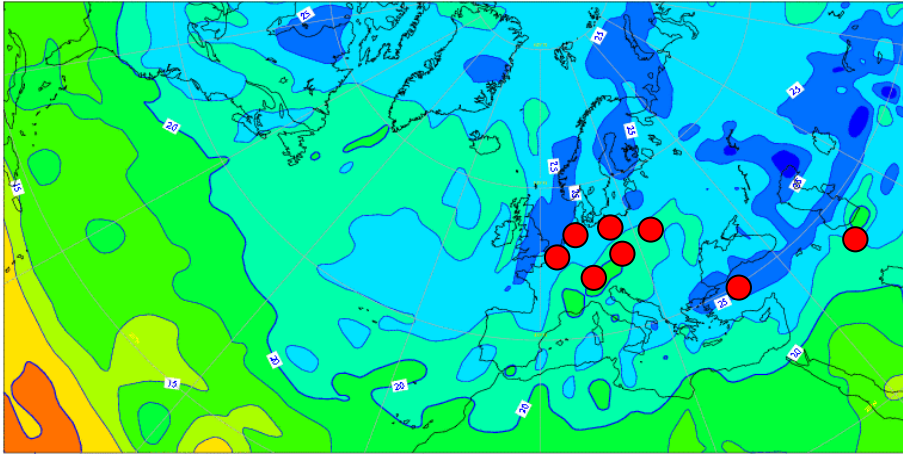


(c)

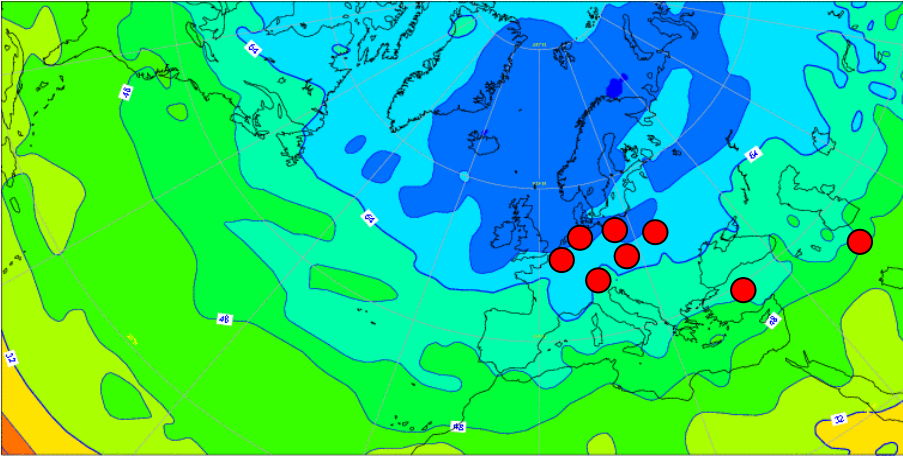
Şekil C.19: 05.07.2006 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

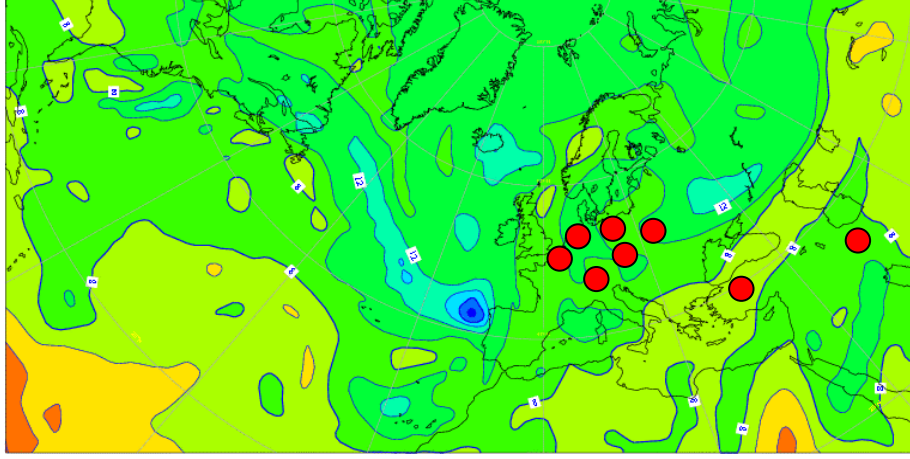


(b)

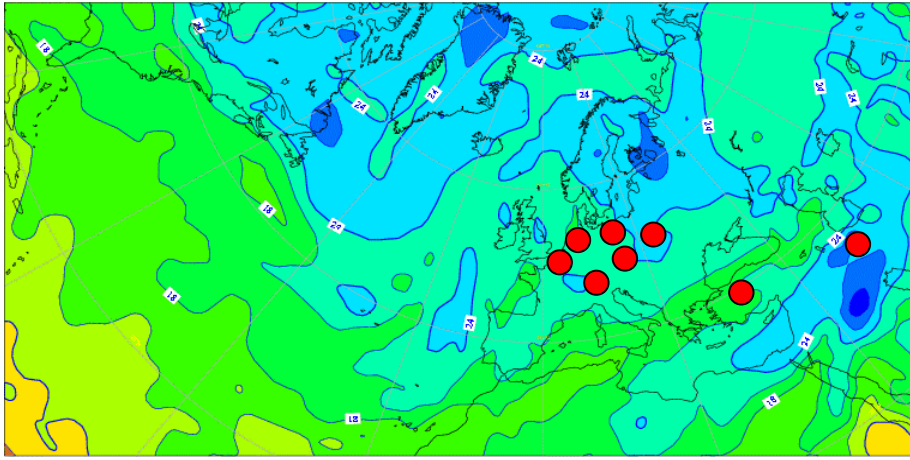


(c)

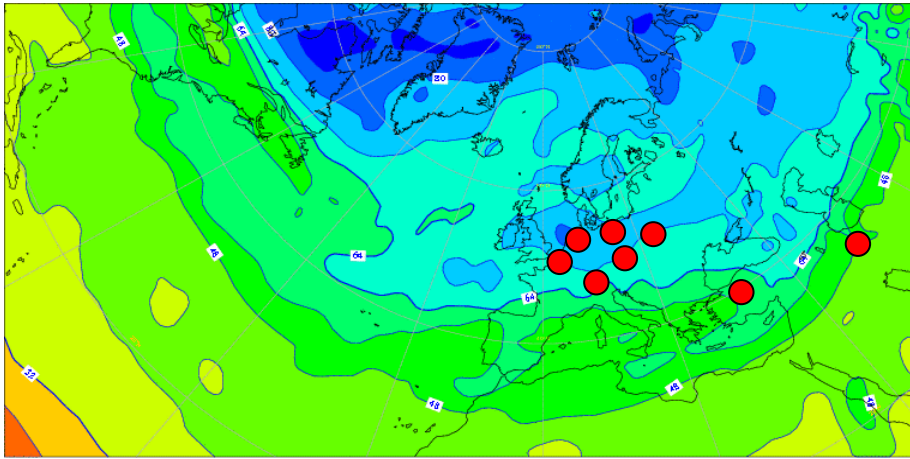
Şekil C.20 : 09.08.2006 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

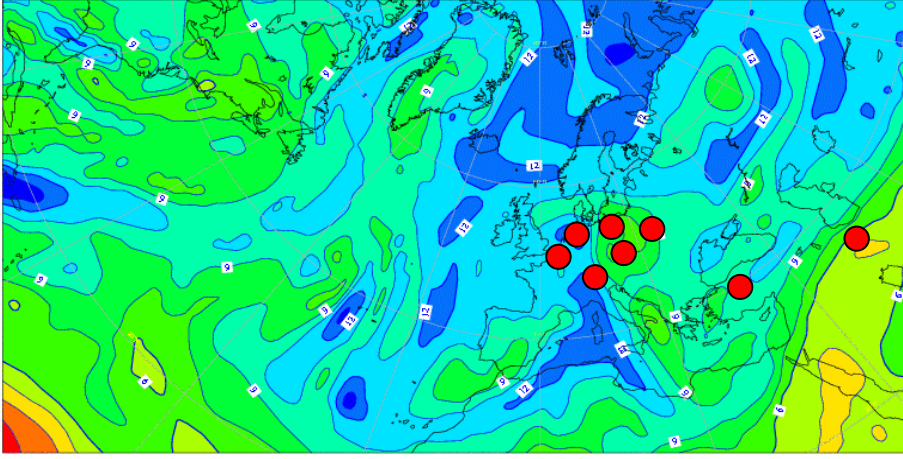


(b)

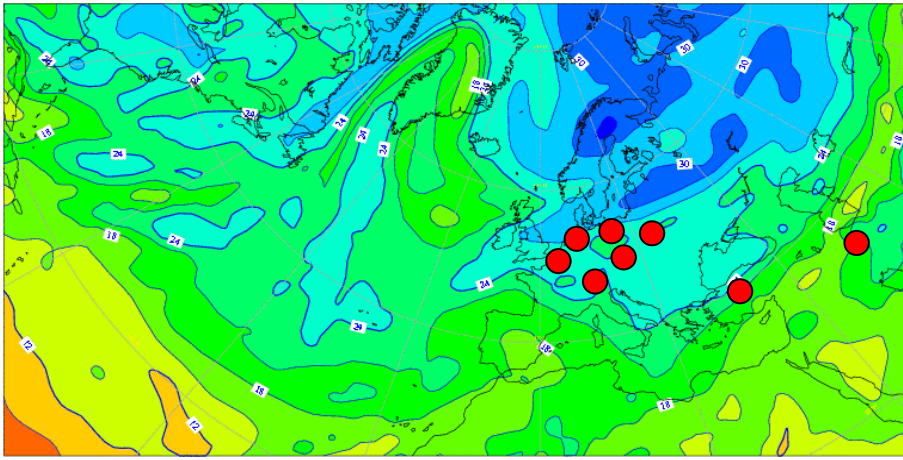


(c)

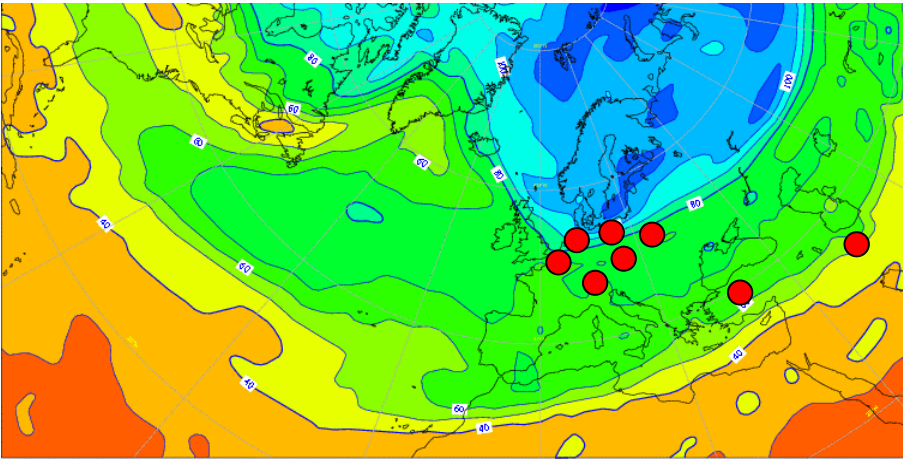
Şekil C.21 : 13.09.2006 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

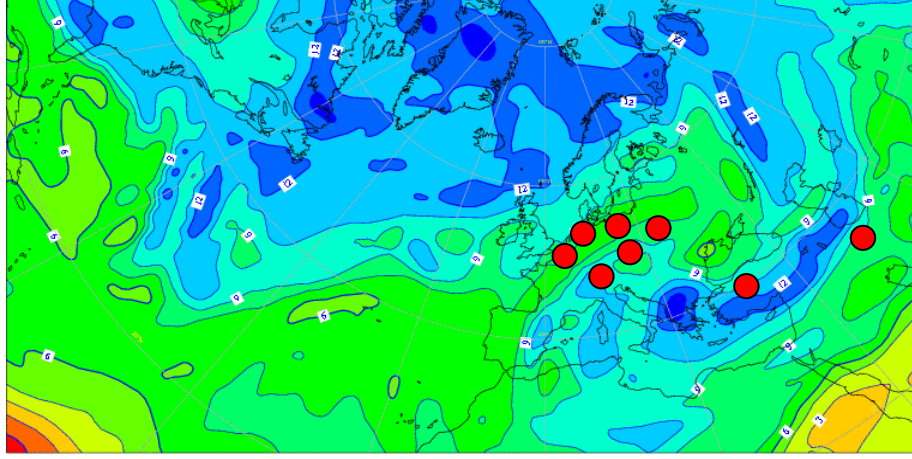


(b)

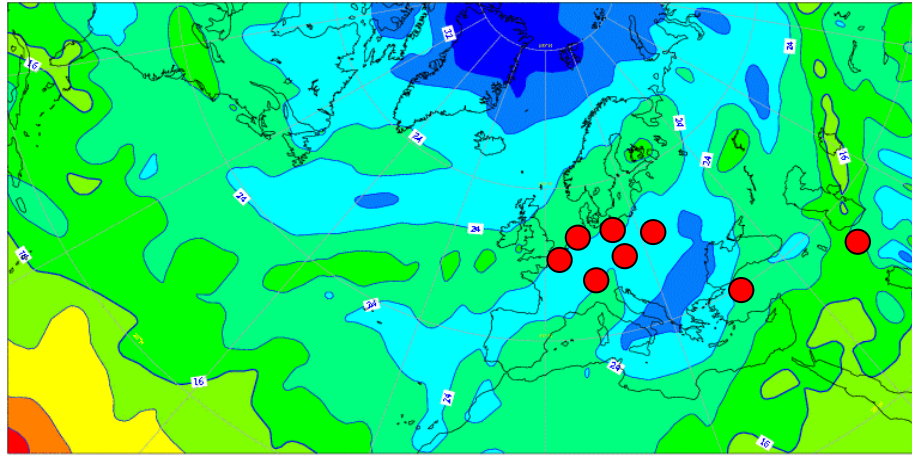


(c)

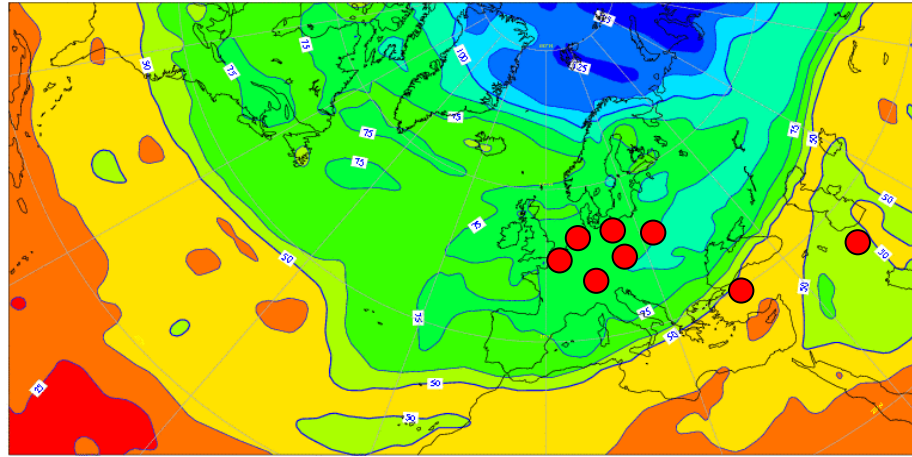
Şekil C.22 : 18.10.2006 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

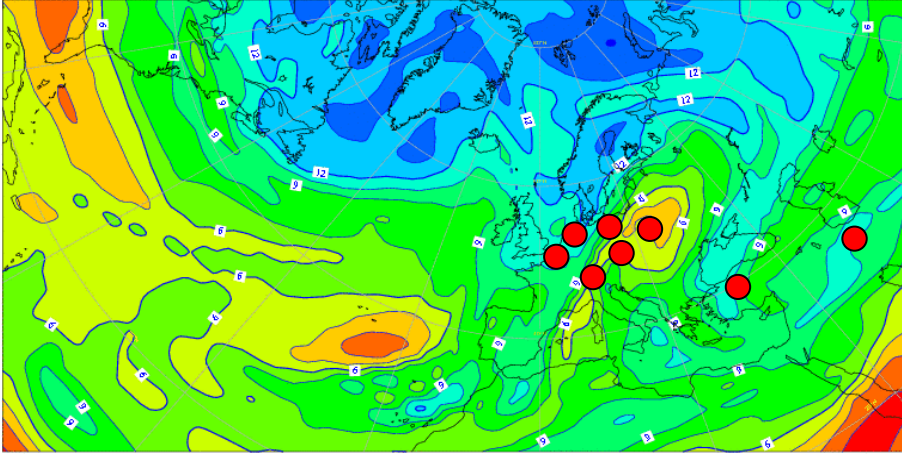


(b)

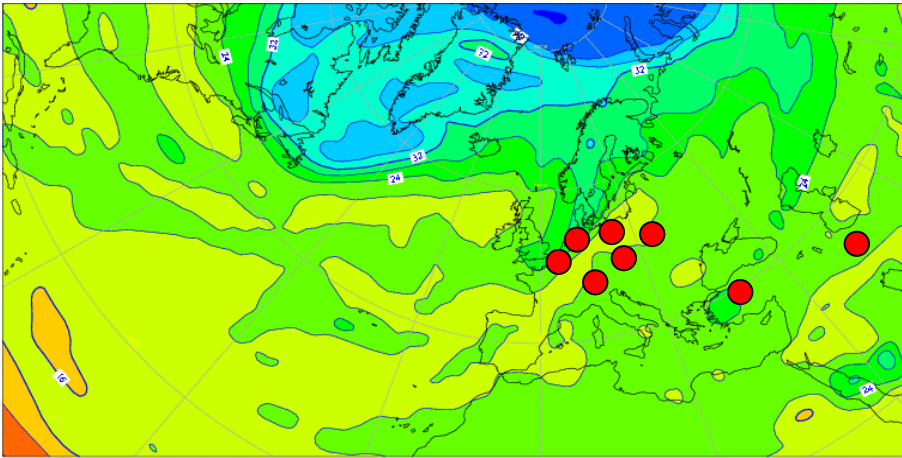


(c)

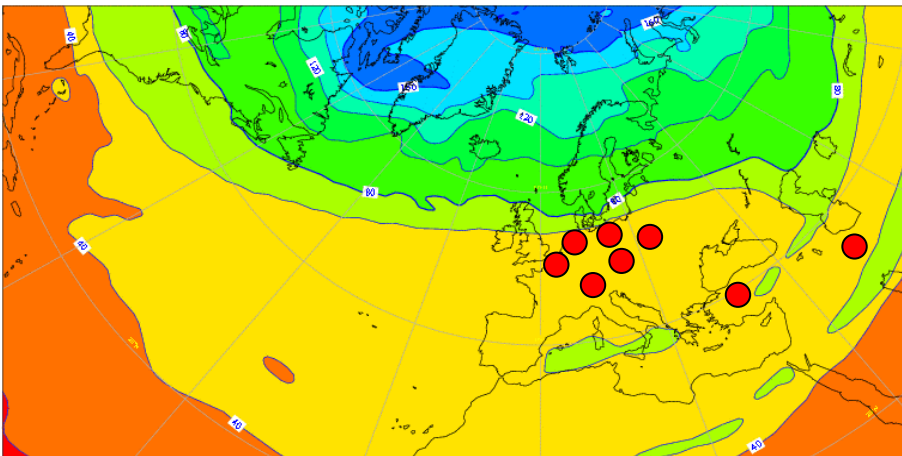
Şekil C.23 : 08.11.2006 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

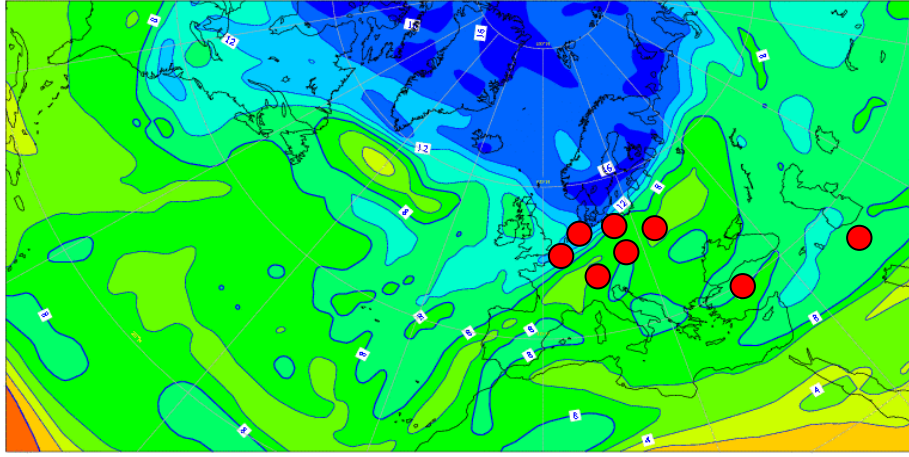


(b)

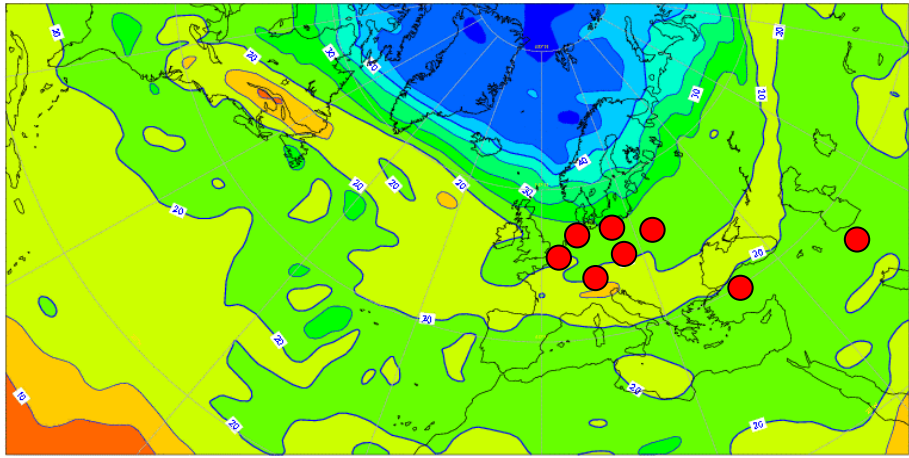


(c)

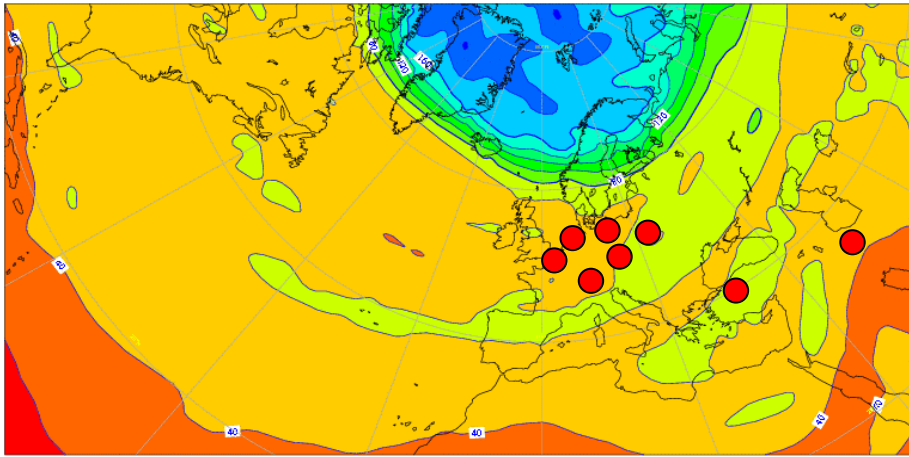
Şekil C.24: 06.12.2006 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

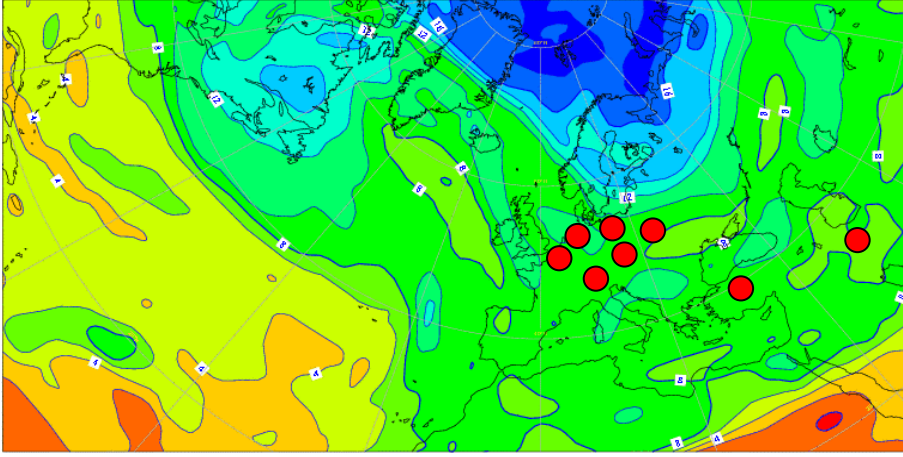


(b)

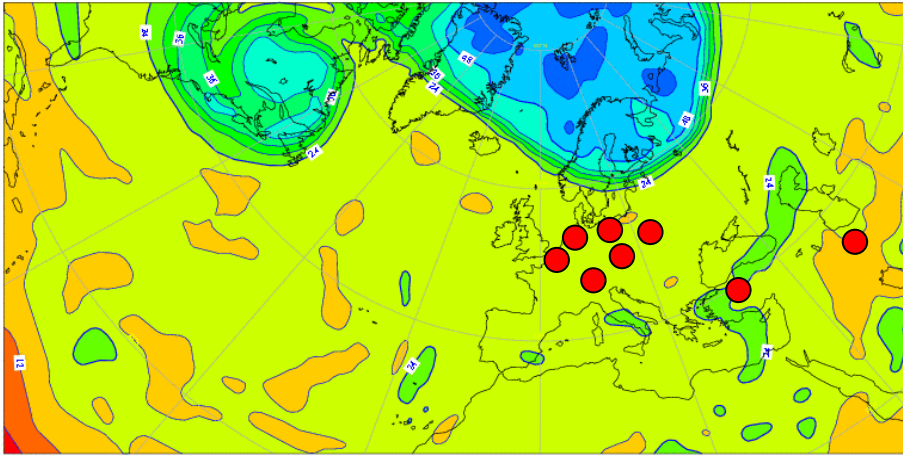


(c)

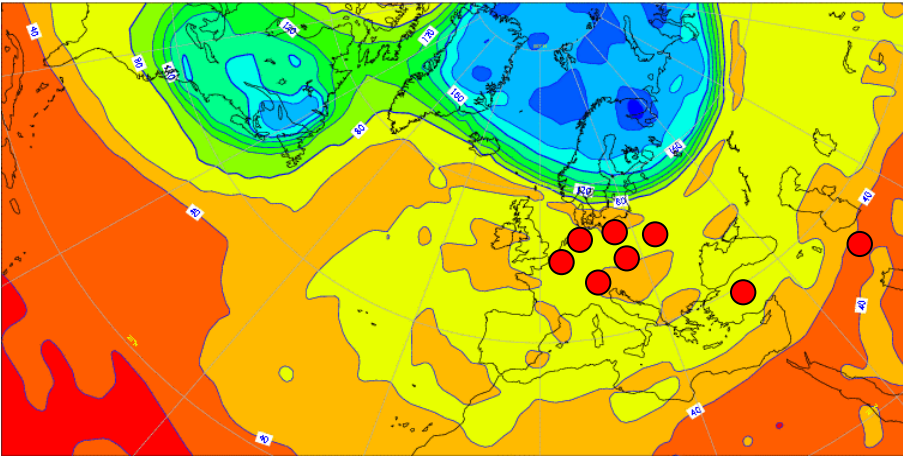
Şekil C.25 : 10.01.2007 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

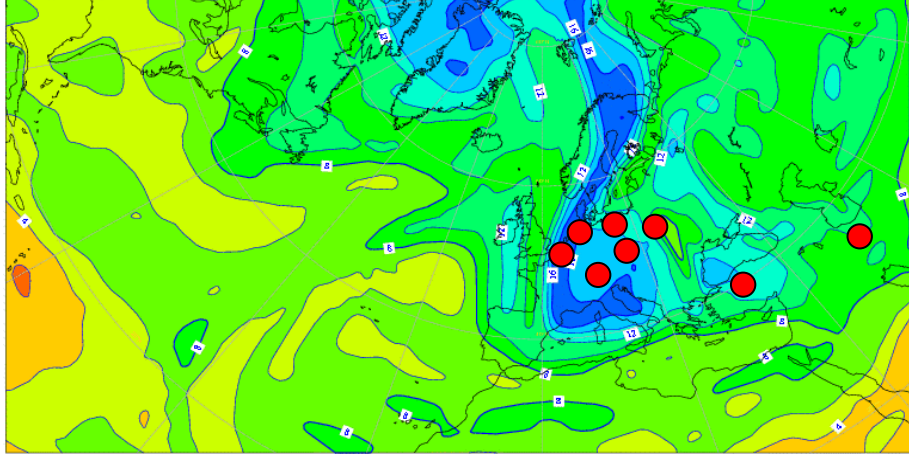


(b)

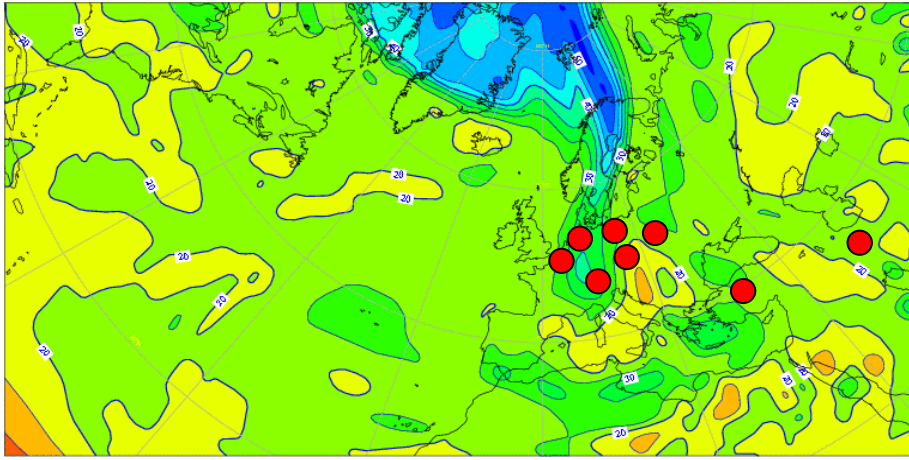


(c)

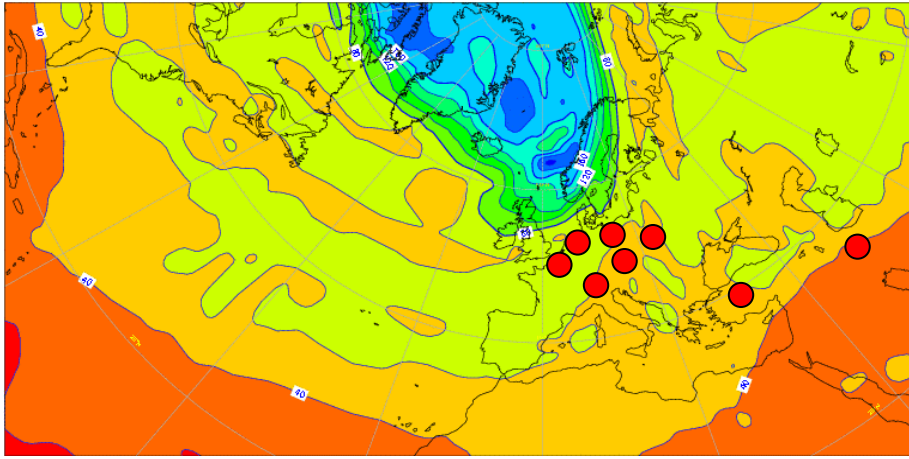
Şekil C.26 : 07.02.2007 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

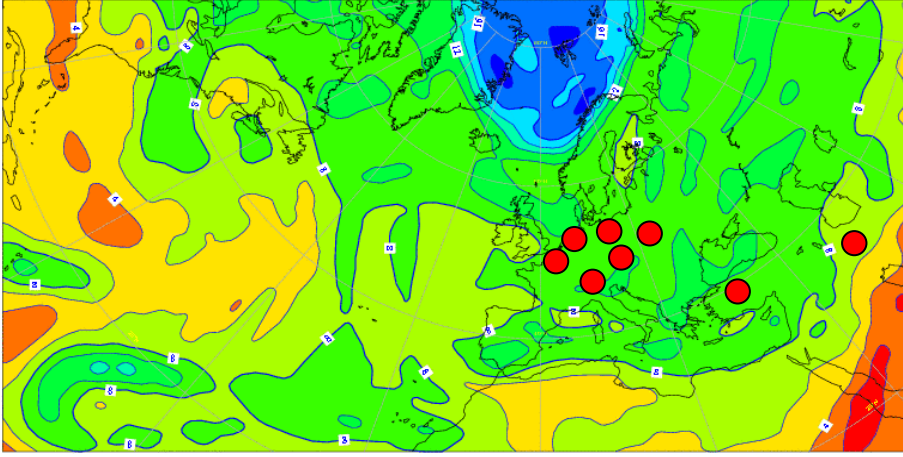


(b)

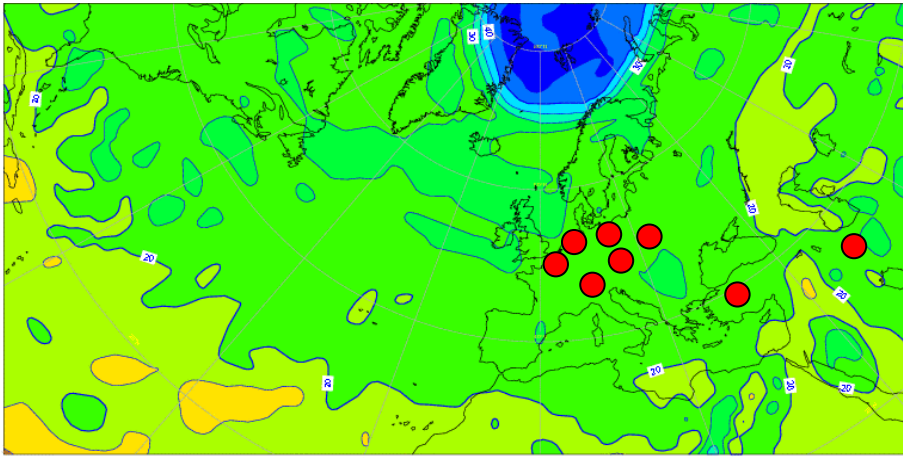


(c)

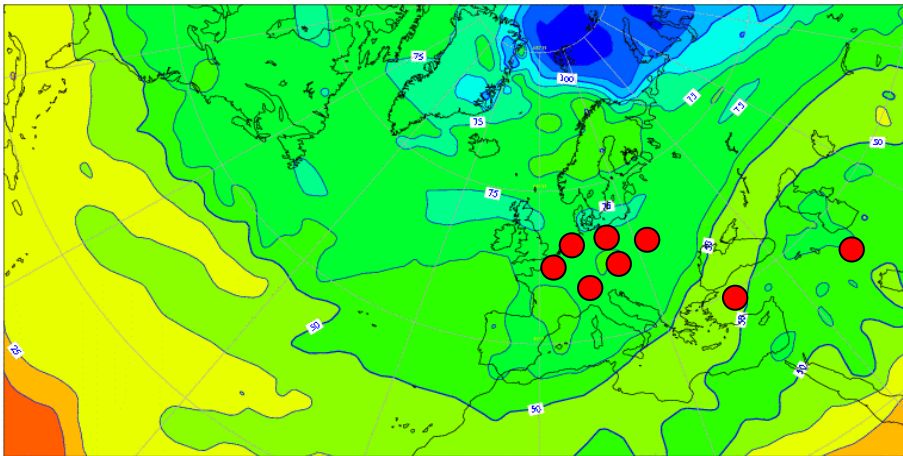
Şekil C.27 : 21.03.2007 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

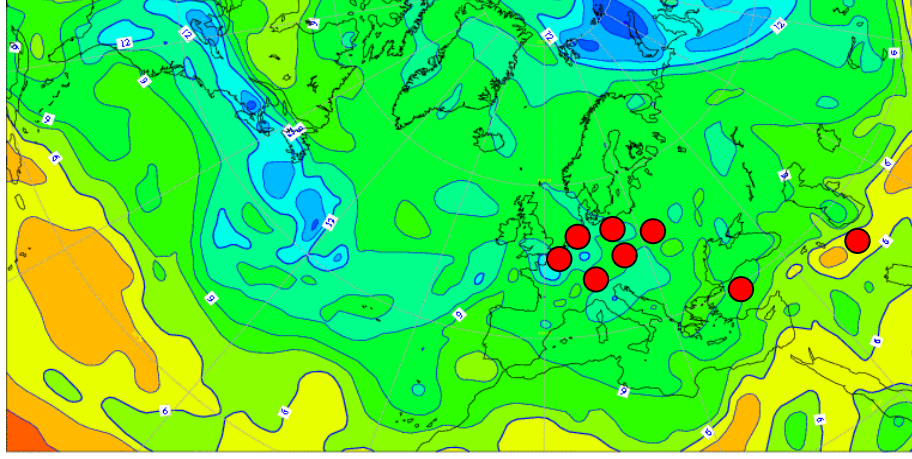


(b)

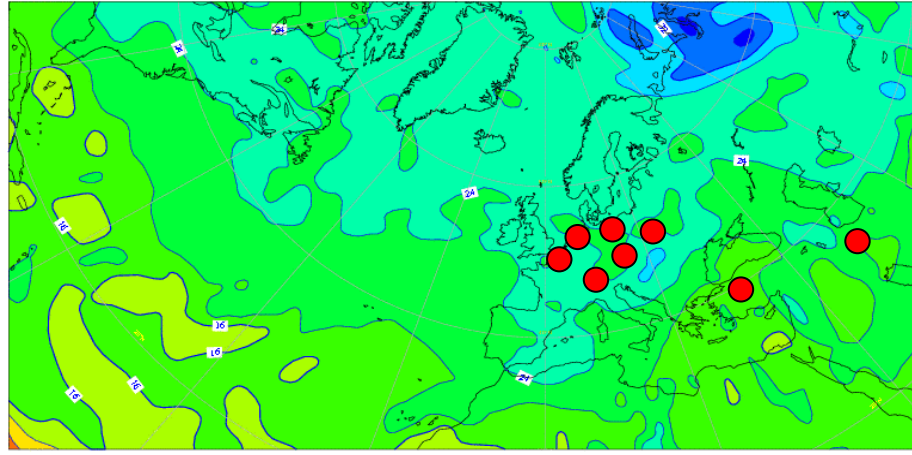


(c)

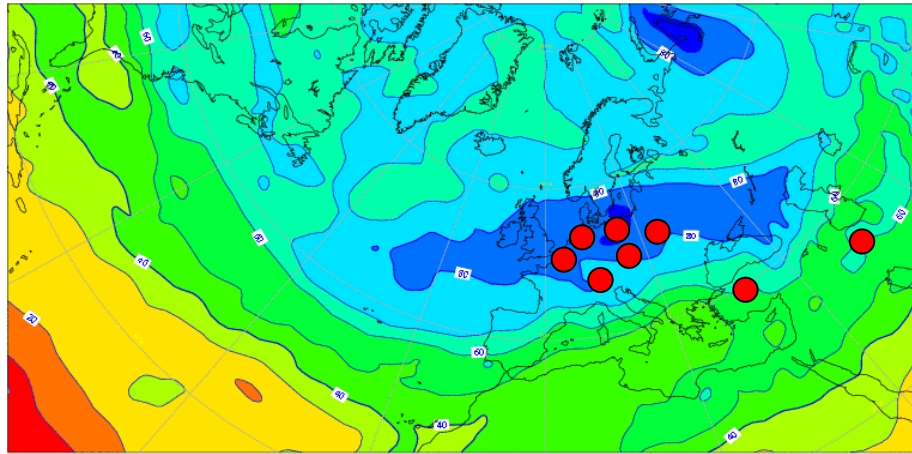
Şekil C.28 : 18.04.2007 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

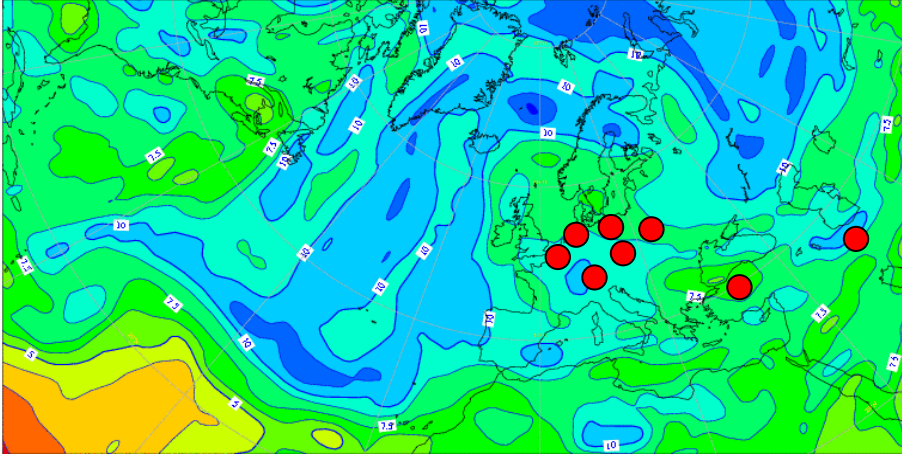


(b)

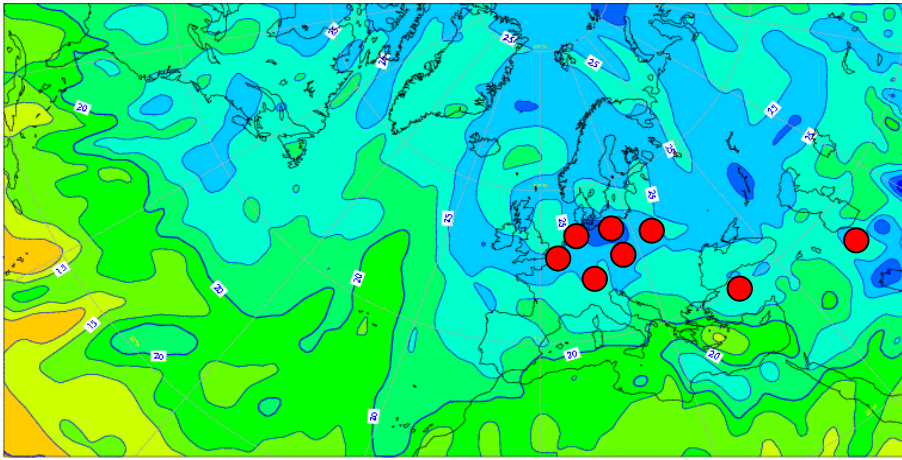


(c)

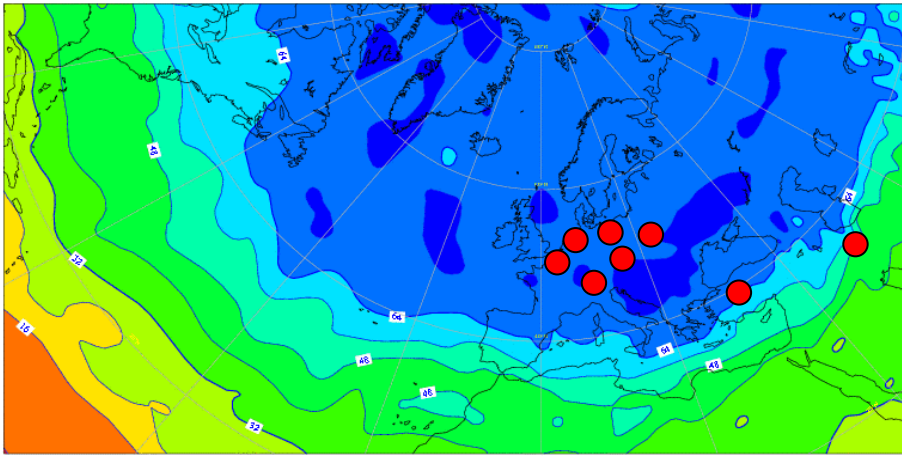
Şekil C.29 : 09.05.2007 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

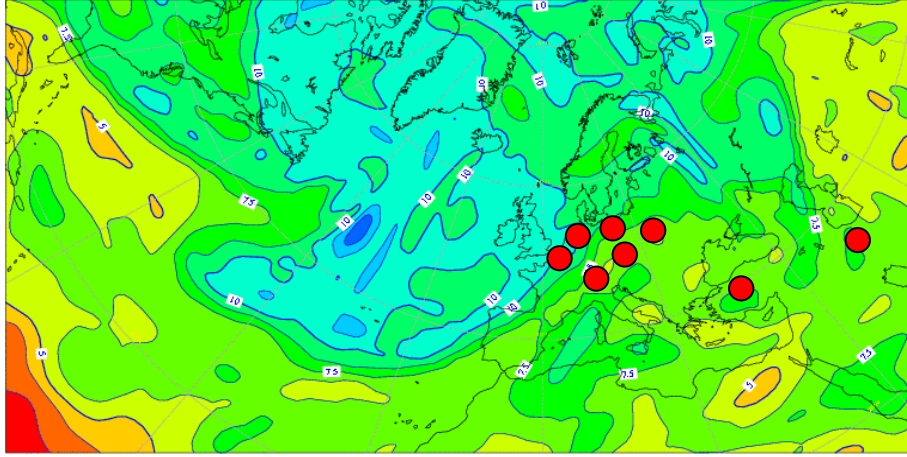


(b)

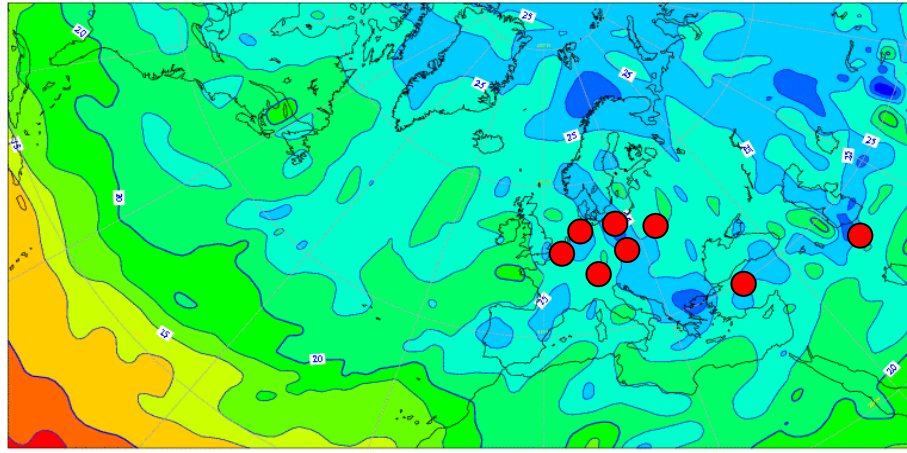


(c)

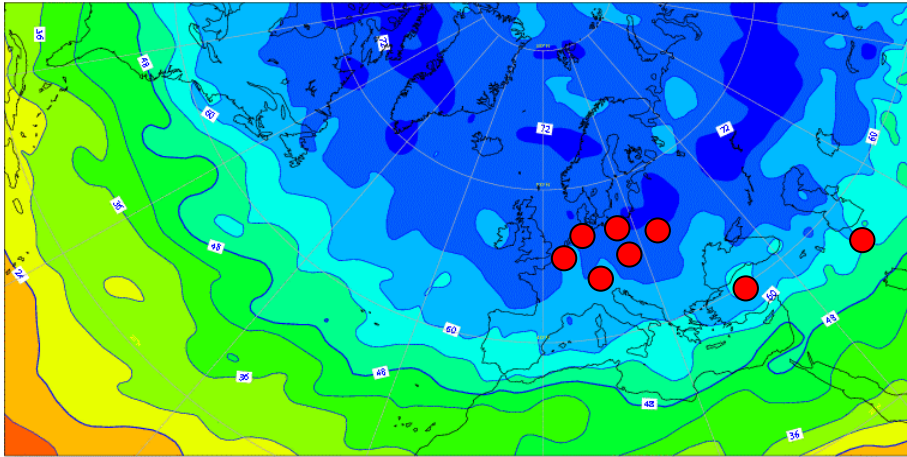
Şekil C.30 : 06.06.2007 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

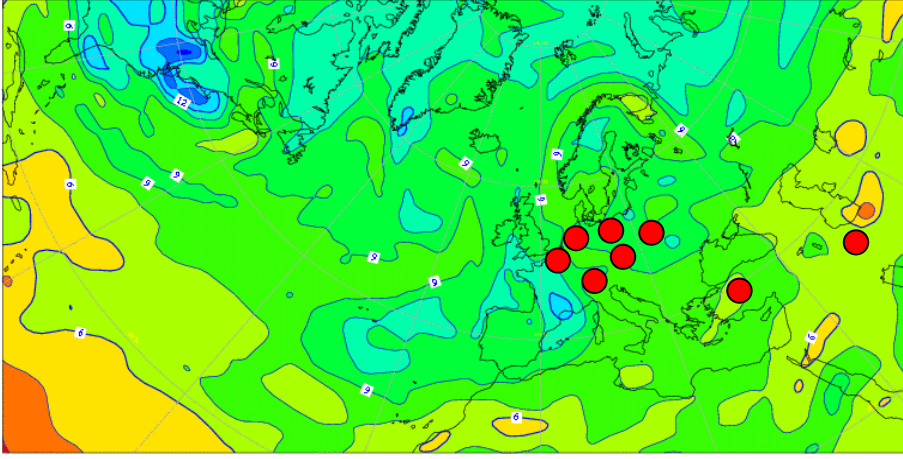


(b)

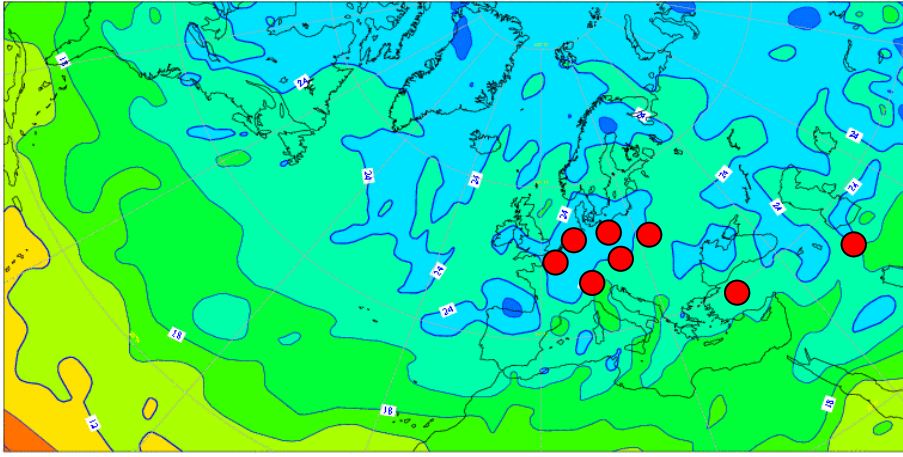


(c)

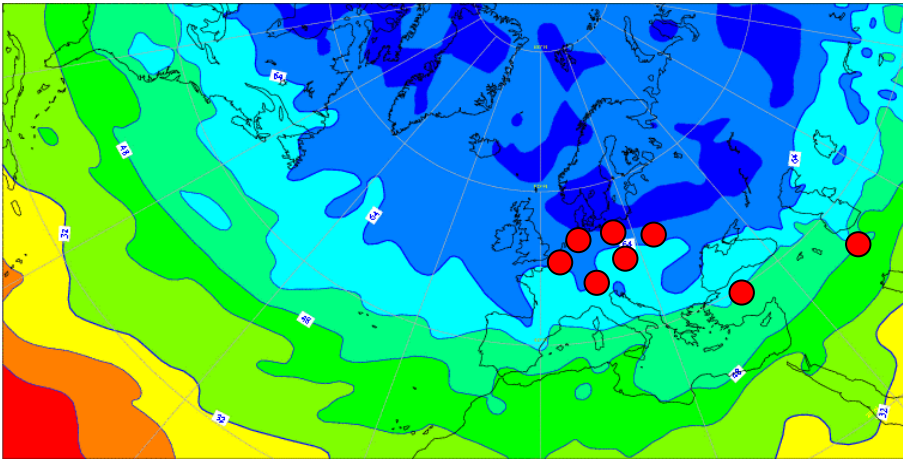
Şekil C.31 : 18.07.2007 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

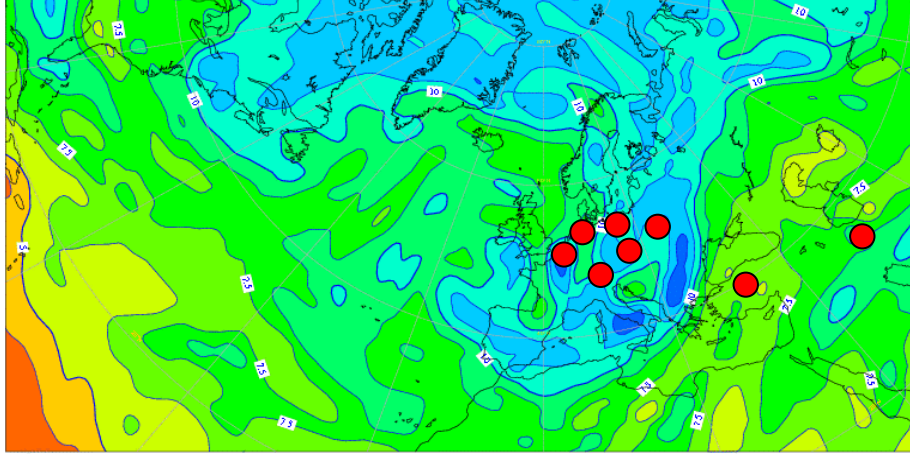


(b)

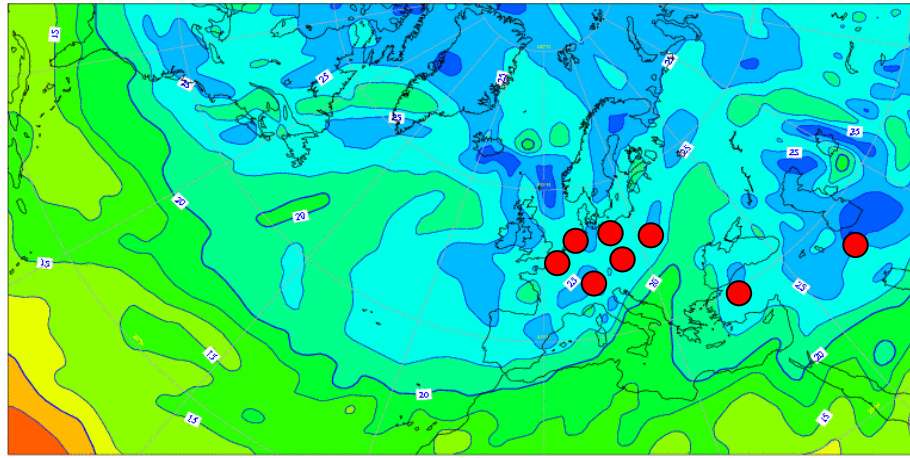


(c)

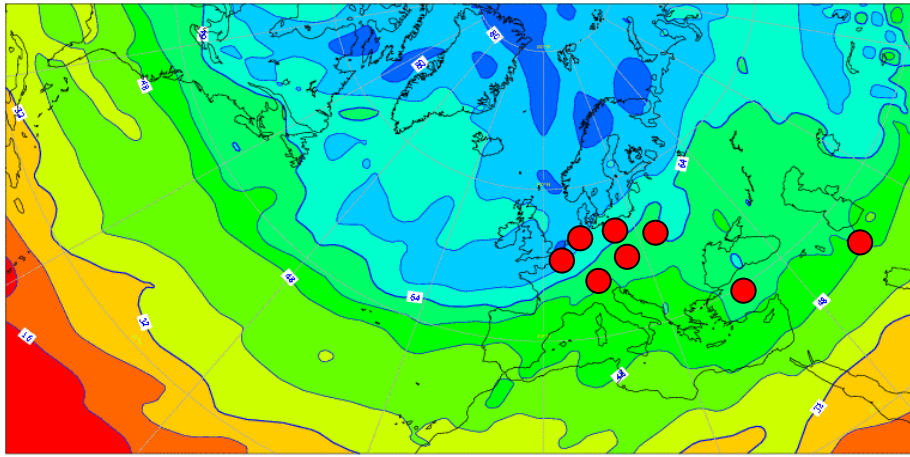
Şekil C.32 : 08.08.2007 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

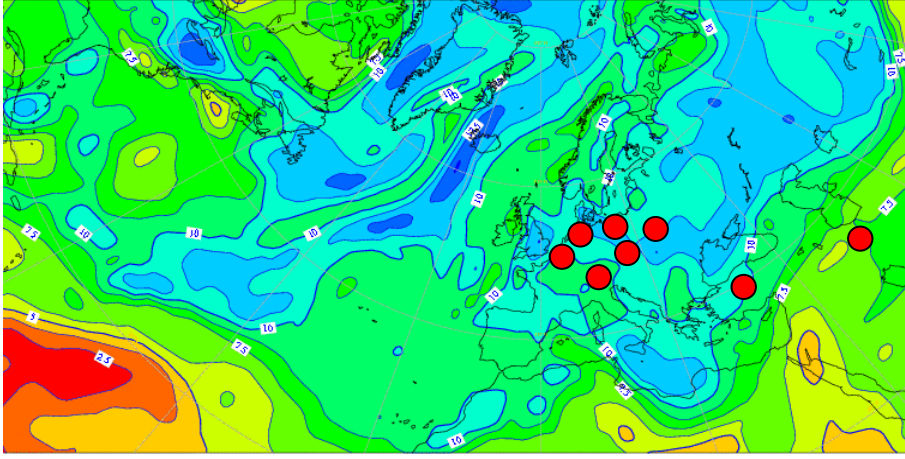


(b)

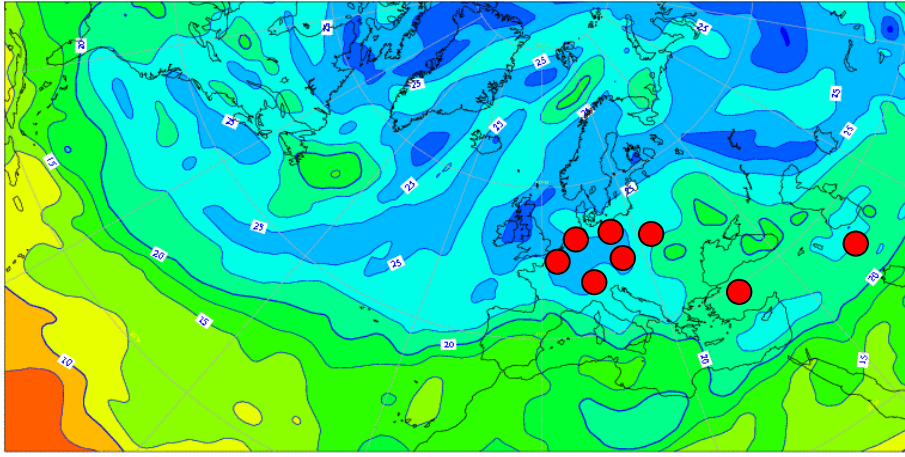


(c)

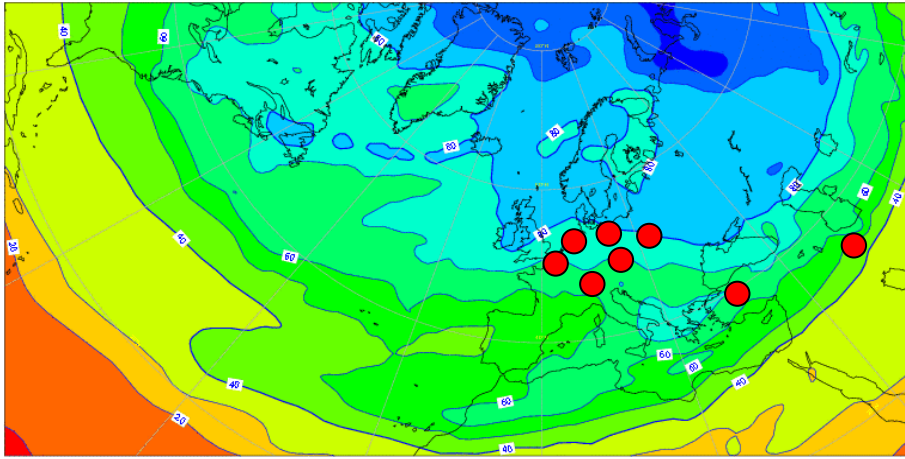
Şekil C.33 : 05.09.2007 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

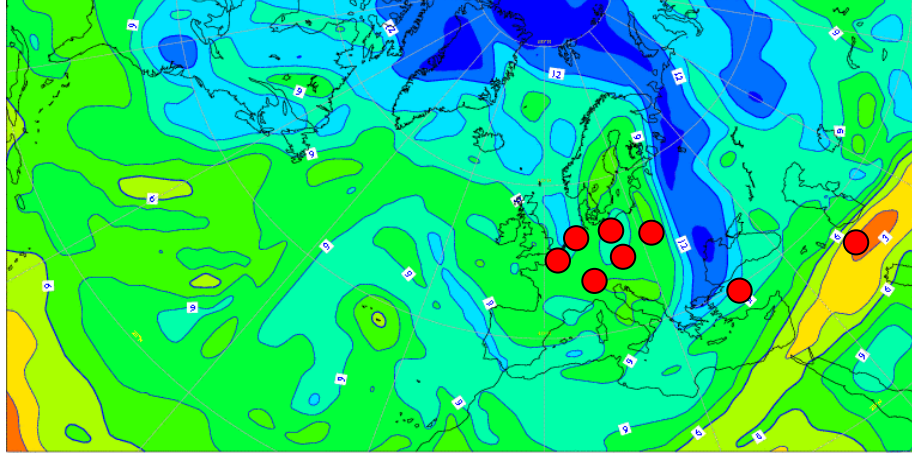


(b)

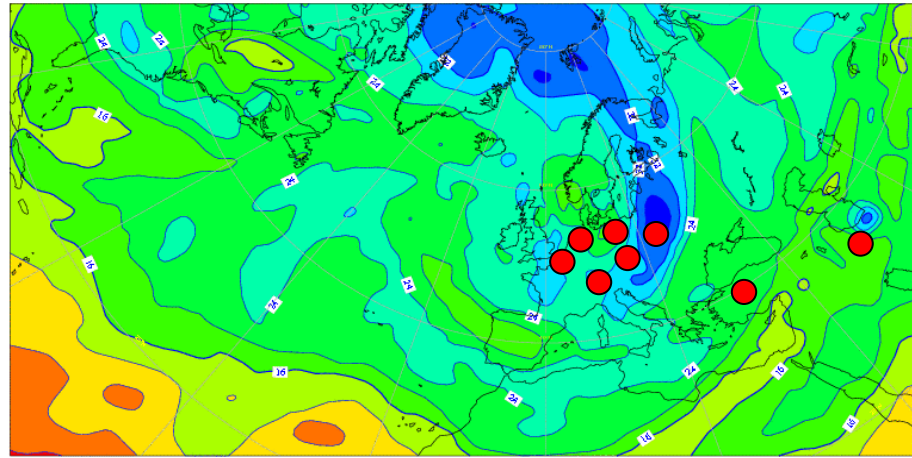


(c)

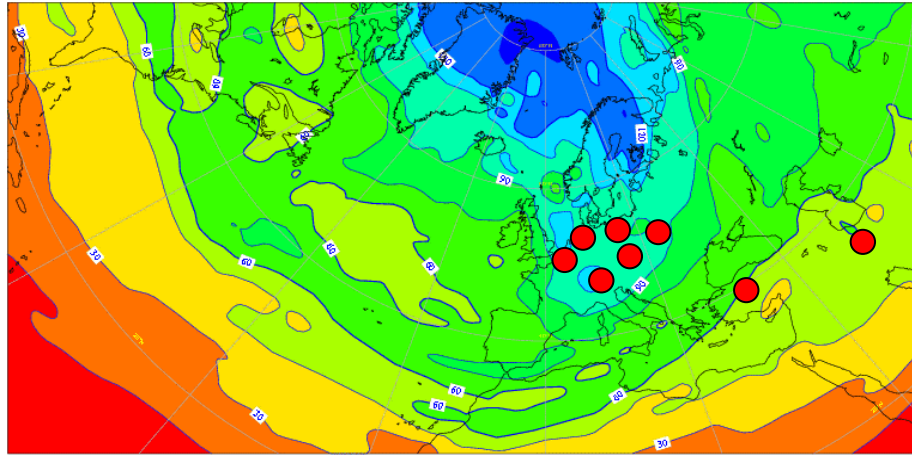
Şekil C.34: 03.10.2007 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)

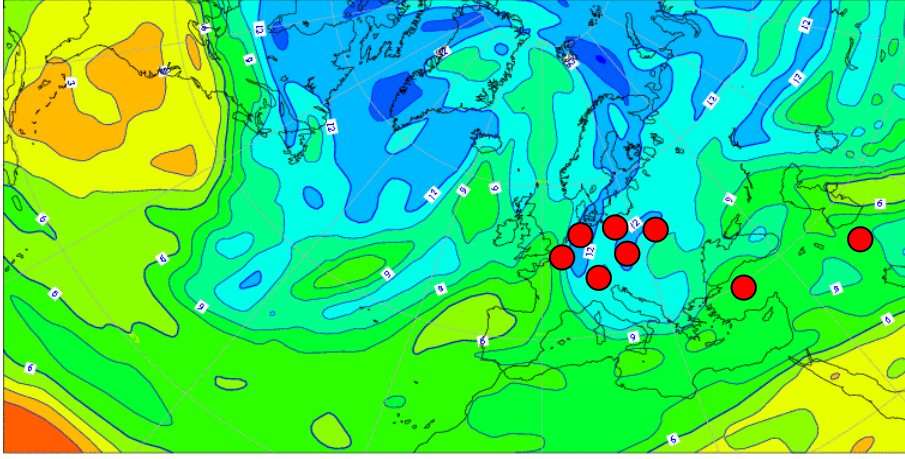


(b)

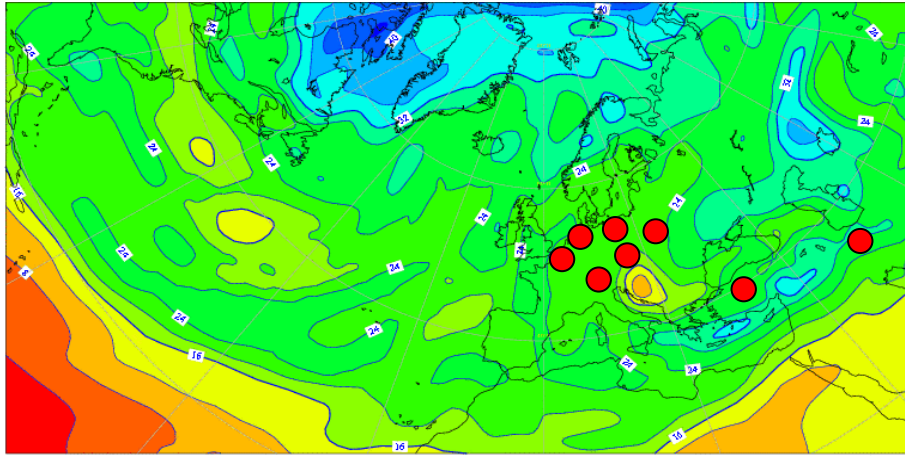


(c)

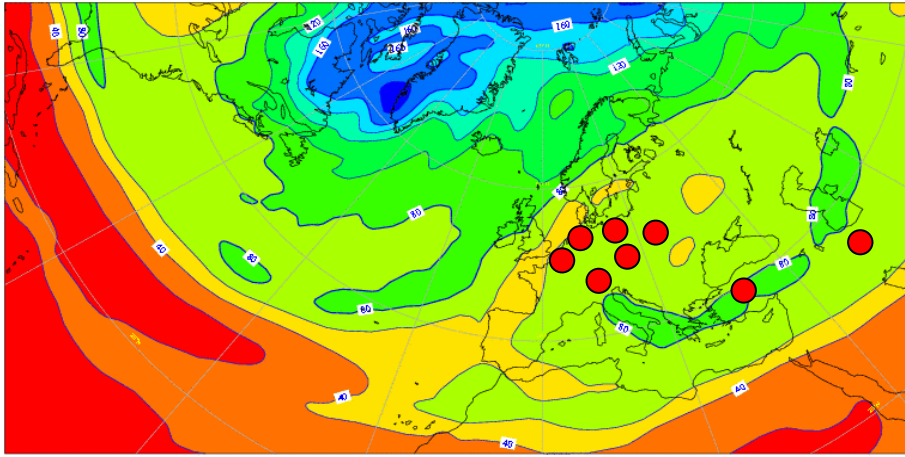
Şekil C.35 : 07.11.2007 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.



(a)



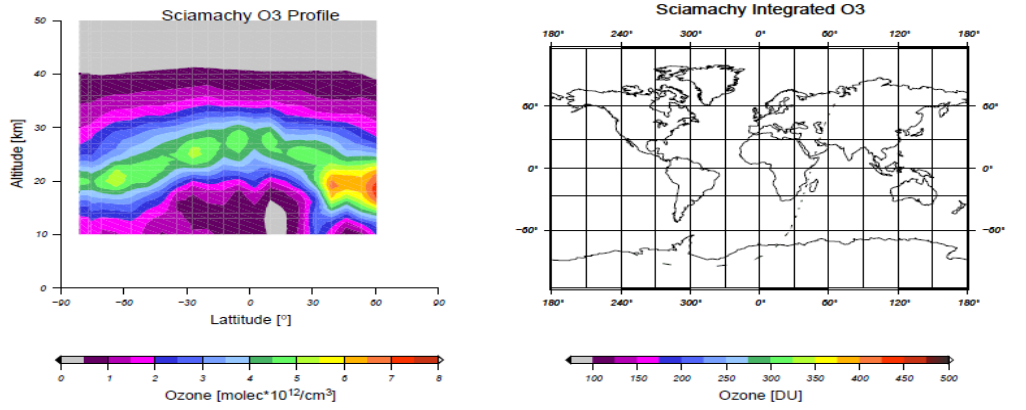
(b)



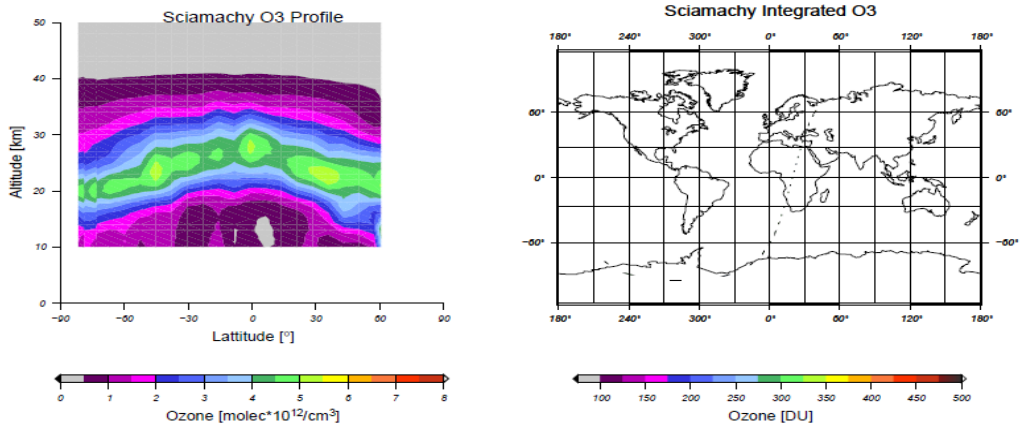
(c)

Şekil C.36 : 12.12.2007 tarihine ait (a) 395 K (b) 475 K (c) 600 K izentropik seviyeleri potansiyel vortisiti haritaları.

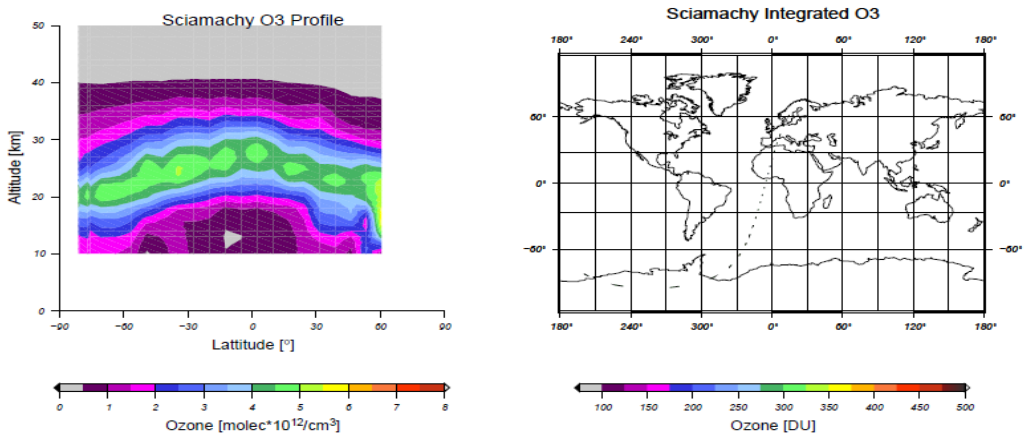
EK D : SCIAMACHY haritaları



(a)

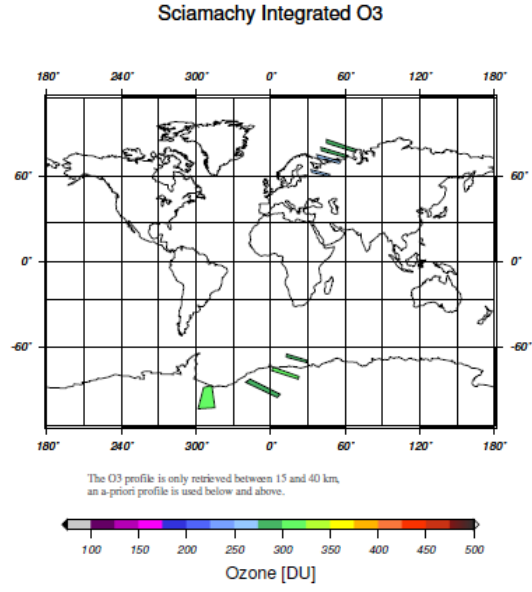
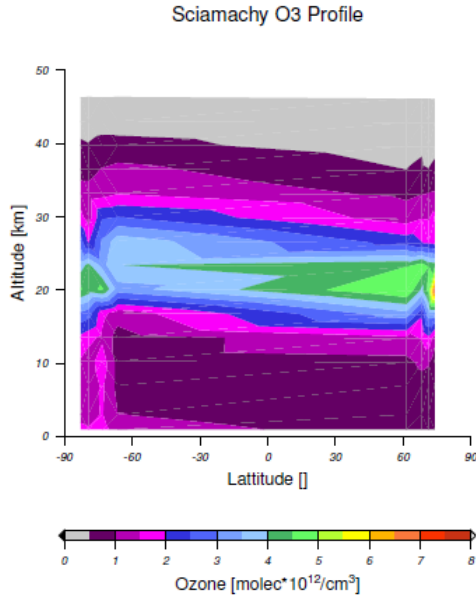


(b)

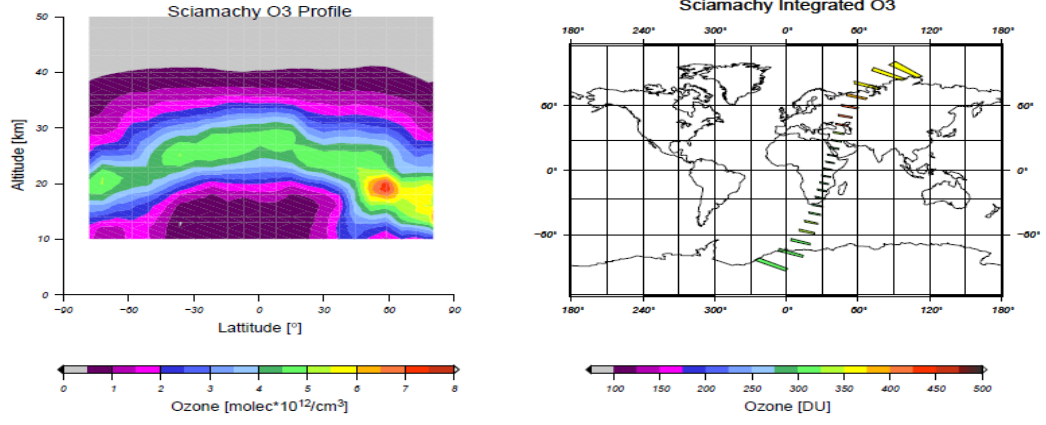


(c)

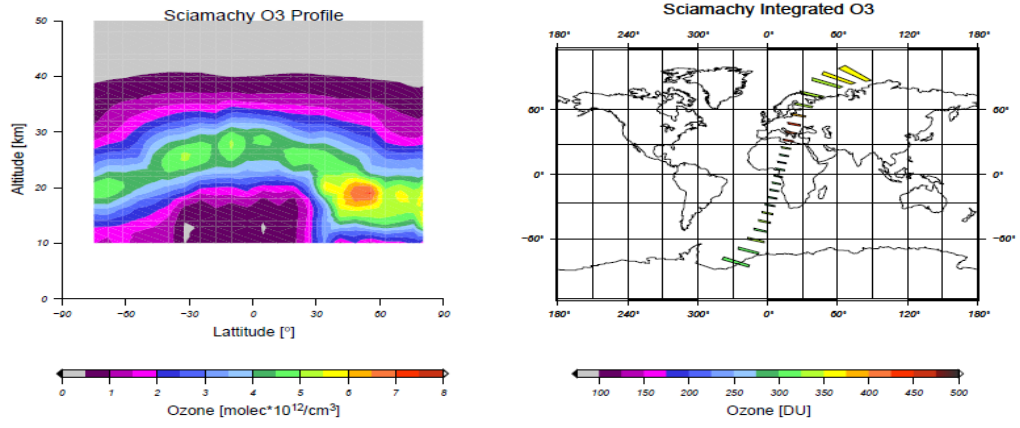
Şekil D.1 : 12 Ocak 2005 SCIAMACHY ozon profillerinin (a) İsfahan (b) Ankara (c) Avrupa üzerindeki yükseklik haritaları.



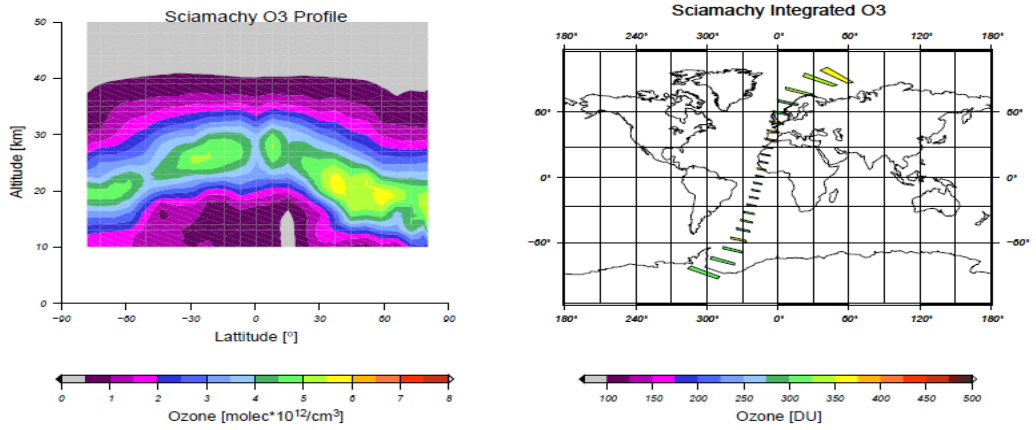
Şekil D.2 : 16 Şubat 2005 SCIAMACHY ozon profillerinin Avrupa üzerindeki yükseklik haritası.



(a)

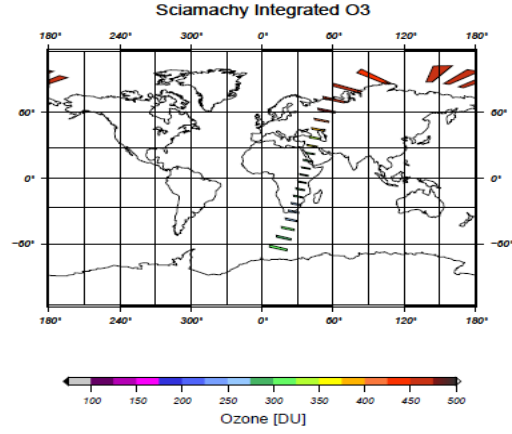
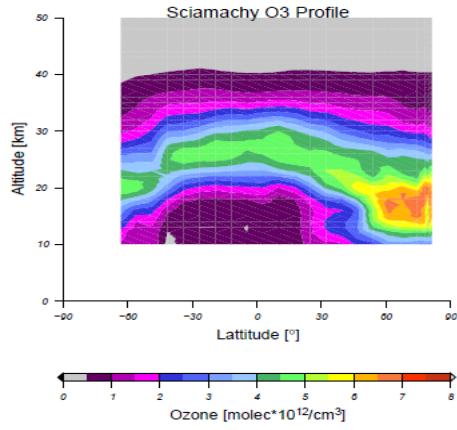


(b)

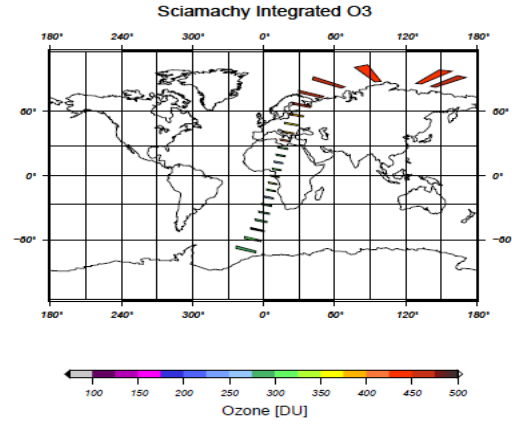
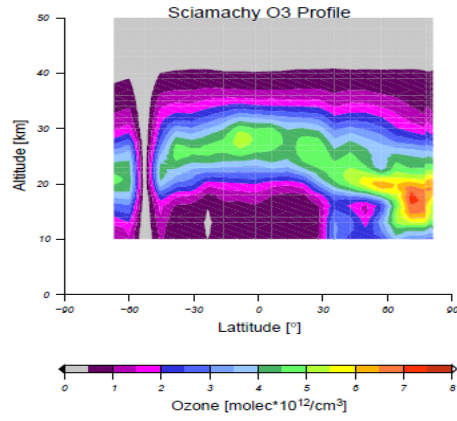


(c)

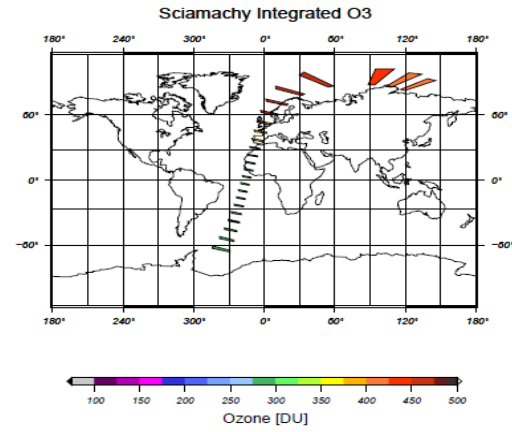
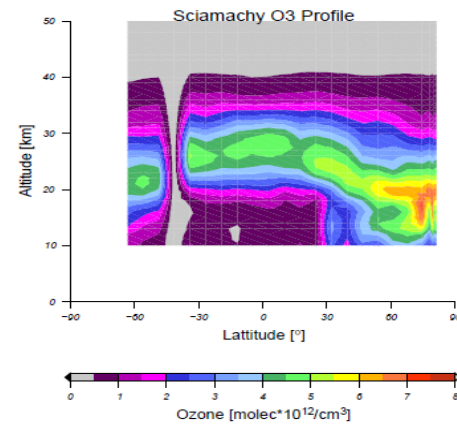
Şekil D.3 : 09 Mart 2005 SCIAMACHY ozon profillerinin (a) İsfahan (b) Ankara (c) Avrupa üzerindeki yükseklik haritaları.



(a)

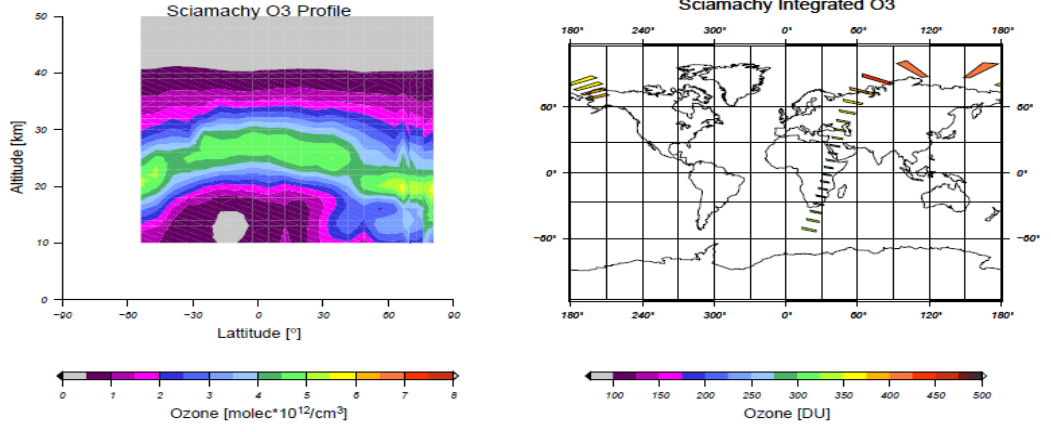


(b)

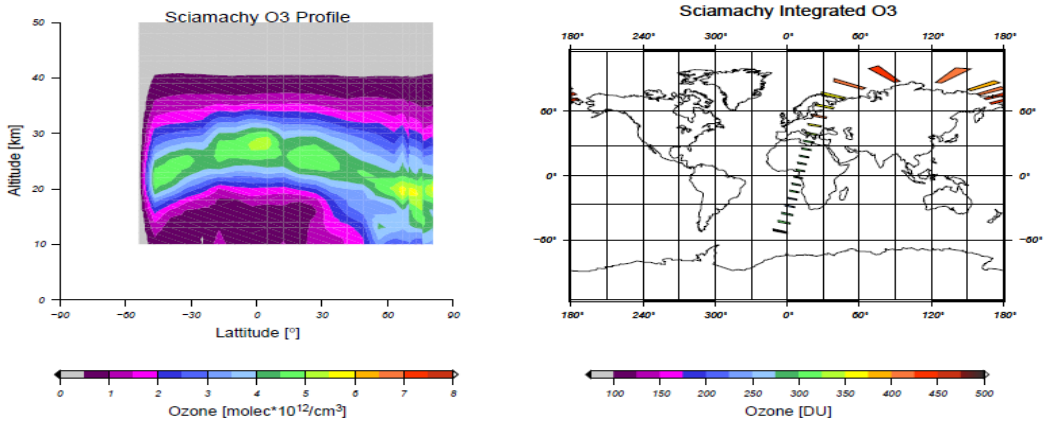


(c)

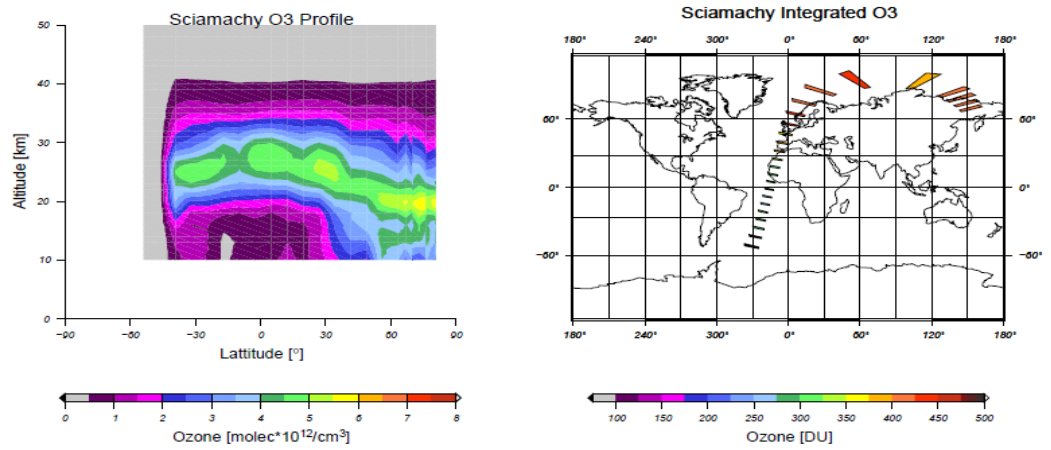
Şekil D.4 : 13 Nisan 2005 SCIAMACHY ozon profillerinin (a)İsfahan (b) Ankara (c) Avrupa üzerindeki yükseklik haritaları.



(a)

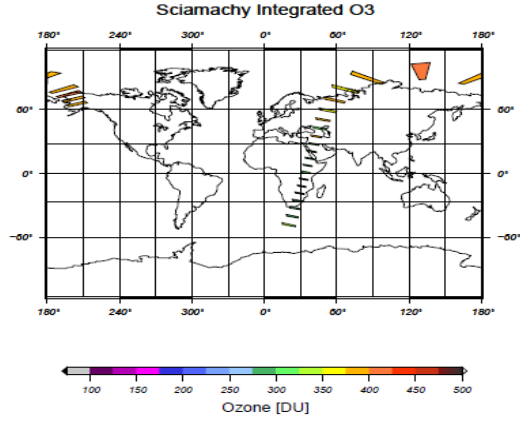
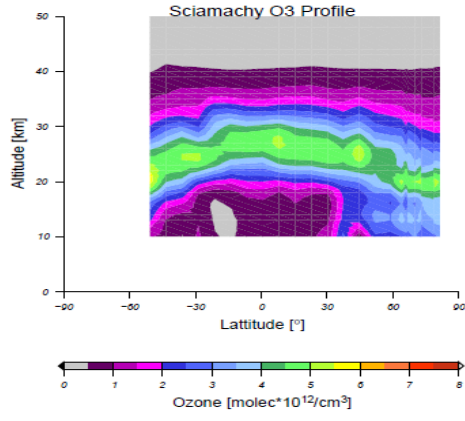


(b)

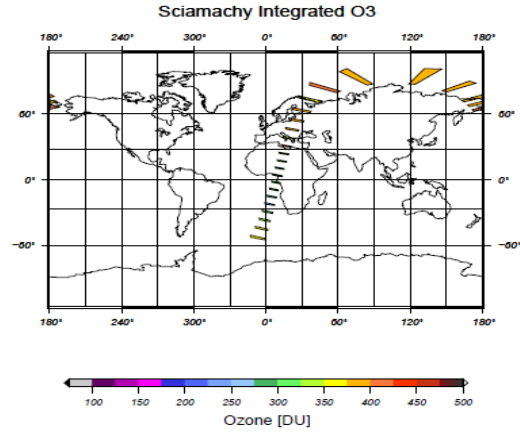
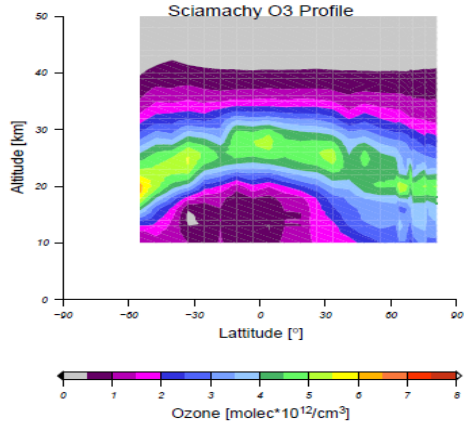


(c)

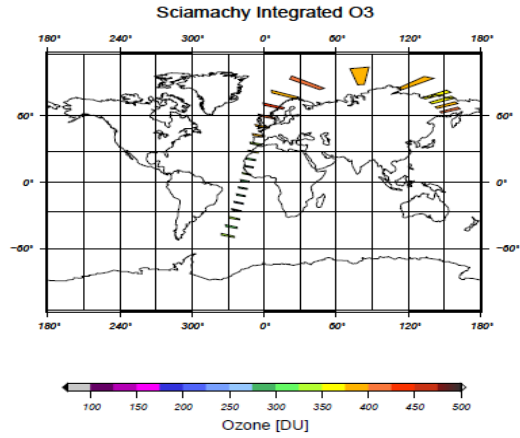
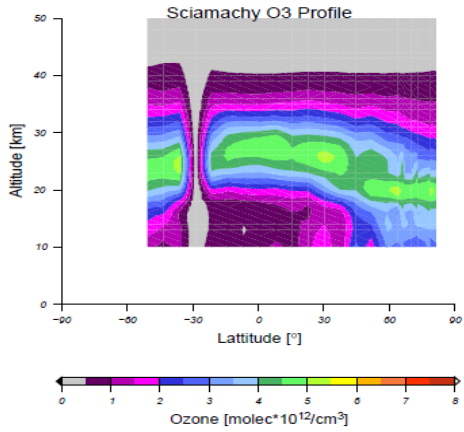
Şekil D.5 : 18 Mayıs 2005 SCIAMACHY ozon profillerinin (a)İsfahan (b) Ankara (c) Avrupa üzerindeki yükseklik haritaları.



(a)

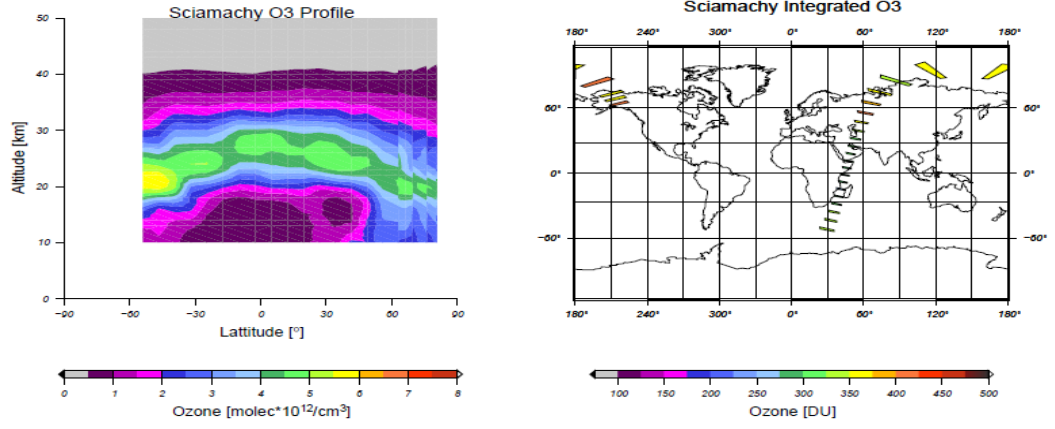


(b)

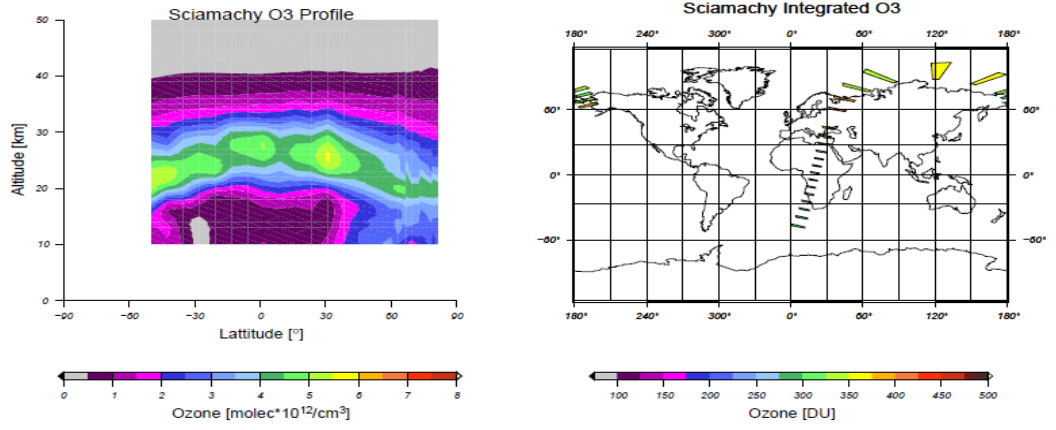


(c)

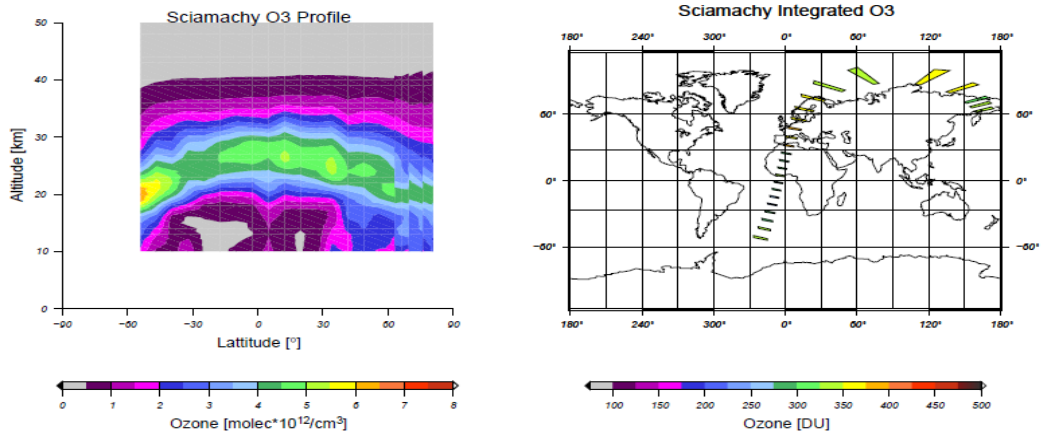
Şekil D.6 : 06 Haziran 2005 SCIAMACHY ozon profillerinin (a) İsfahan (b) Ankara (c) Avrupa üzerindeki yükseklik haritaları.



(a)

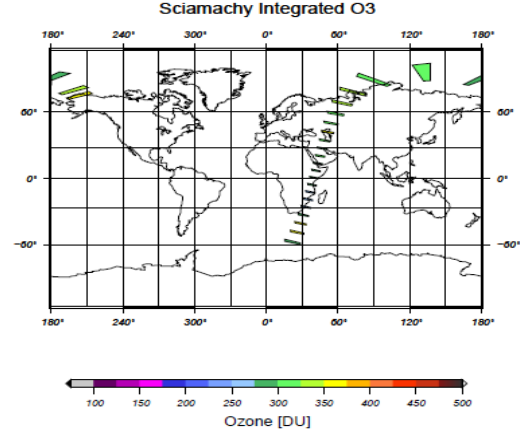
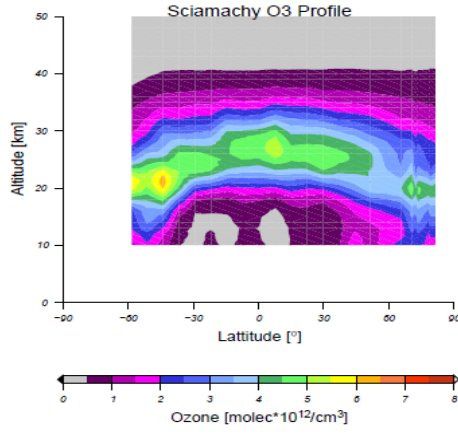


(b)

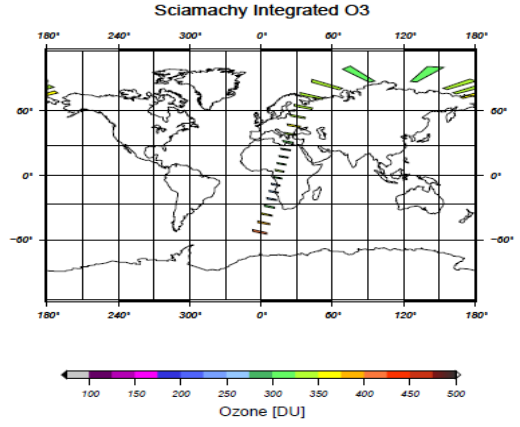
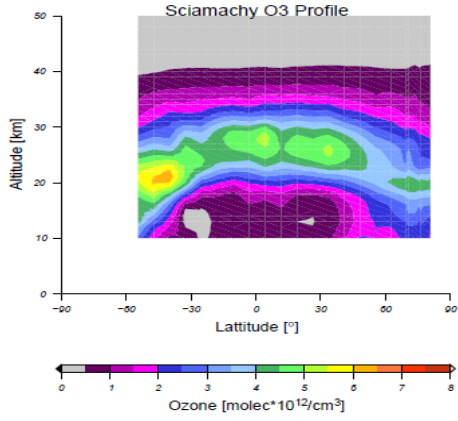


(c)

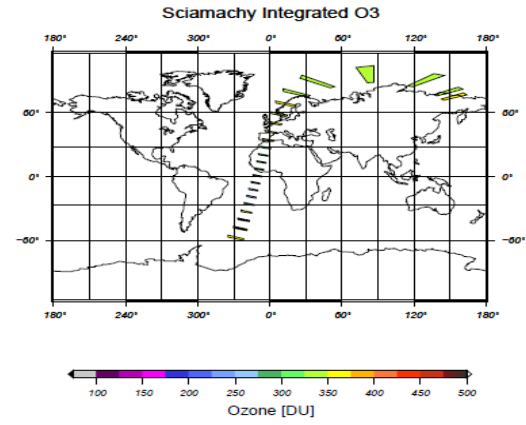
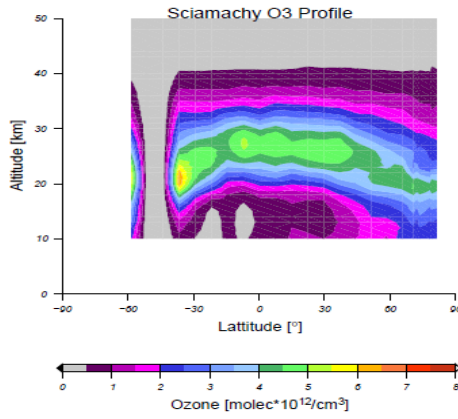
Şekil D.7 : 07 Temmuz 2005 SCIAMACHY ozon profillerinin (a) İsfahan (b) Ankara (c) Avrupa üzerindeki yükseklik haritaları.



(a)

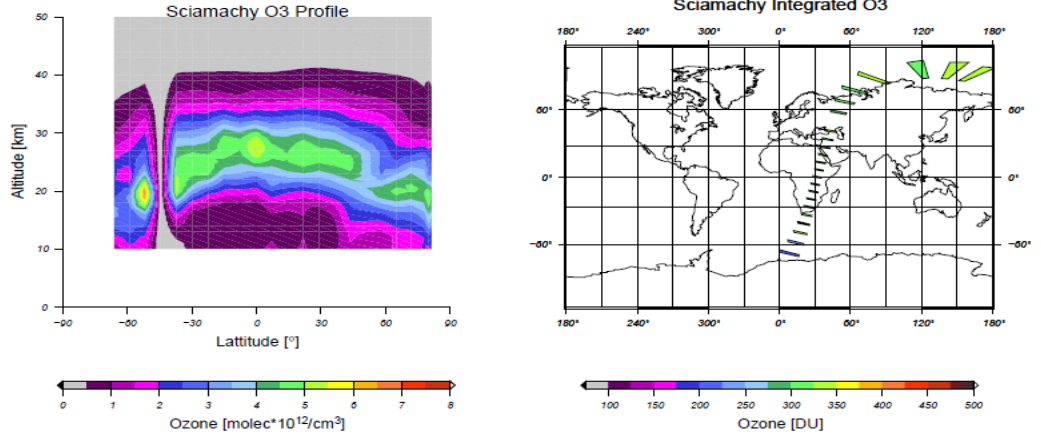


(b)

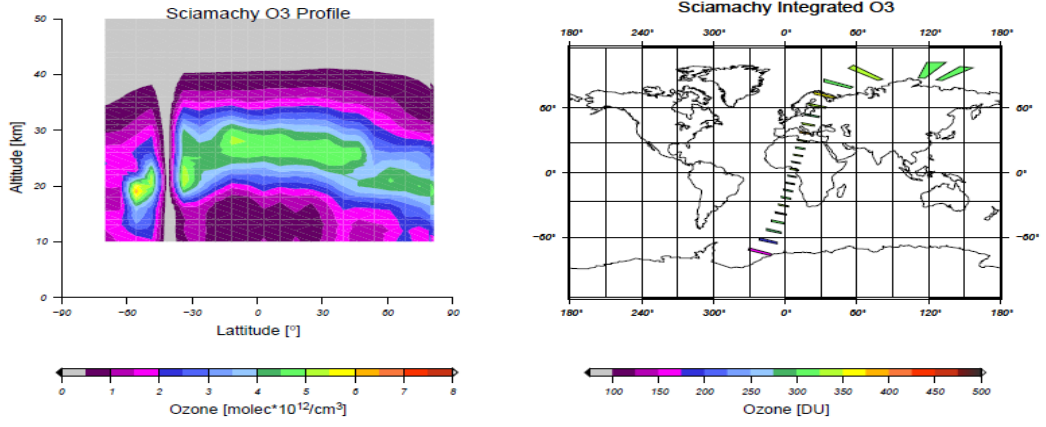


(c)

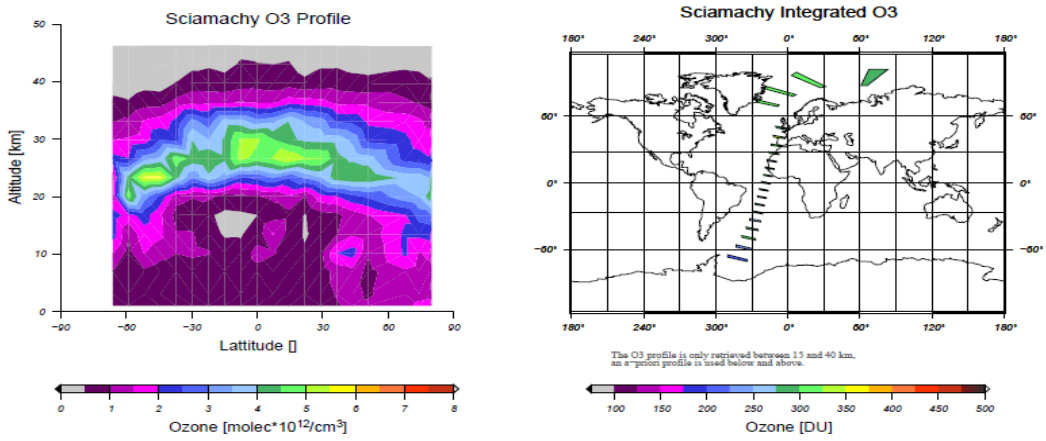
Şekil D.8 : 08 Ağustos 2005 SCIAMACHY ozon profillerinin (a) İsfahan (b) Ankara (c) Avrupa üzerindeki yükseklik haritaları.



(a)

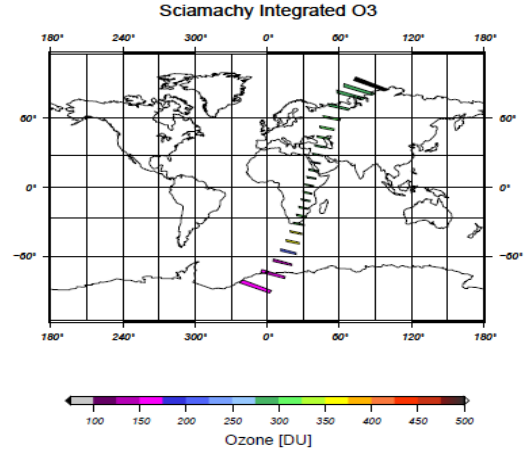
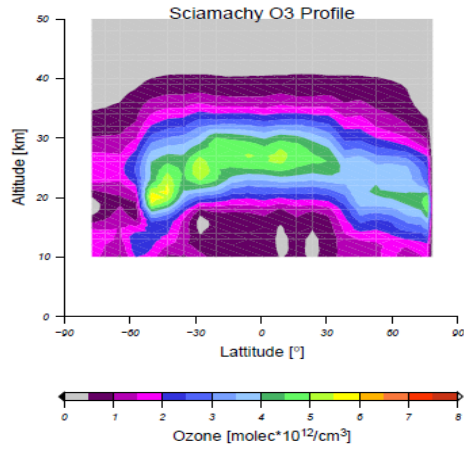


(b)

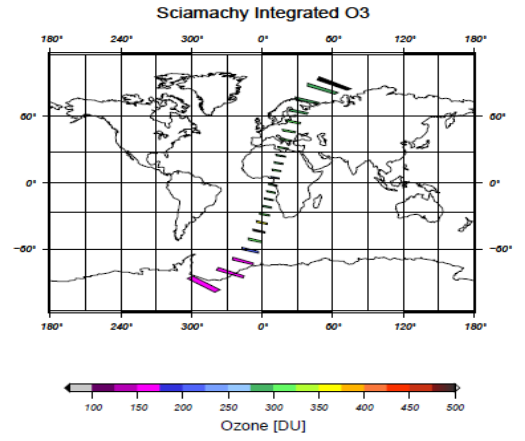
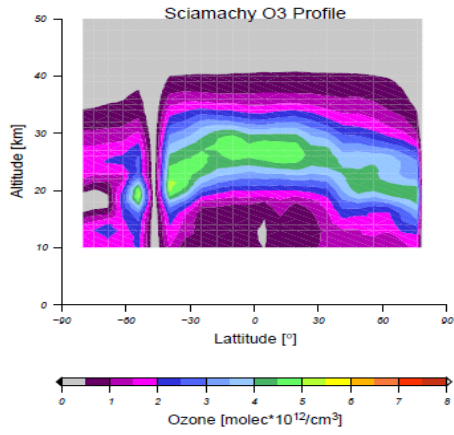


(c)

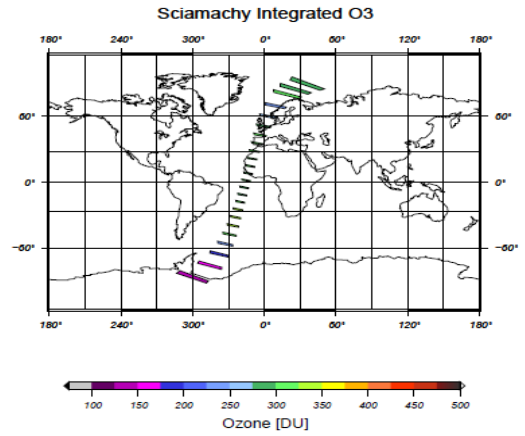
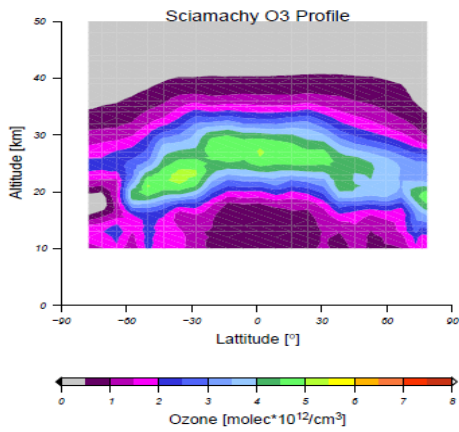
Şekil D.9 : 06 Eylül 2005 SCIAMACHY ozon profillerinin (a) İsfahan (b) Ankara (c) Avrupa üzerindeki yükseklik haritaları.



(a)

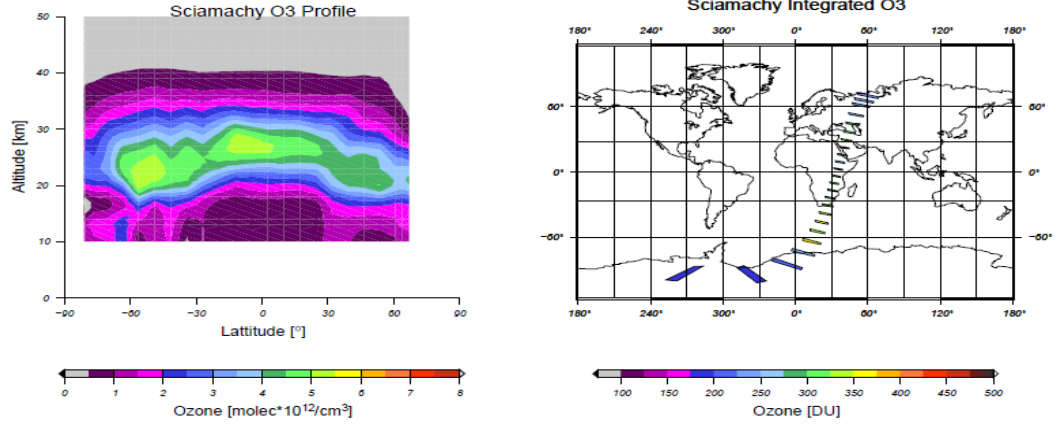


(b)

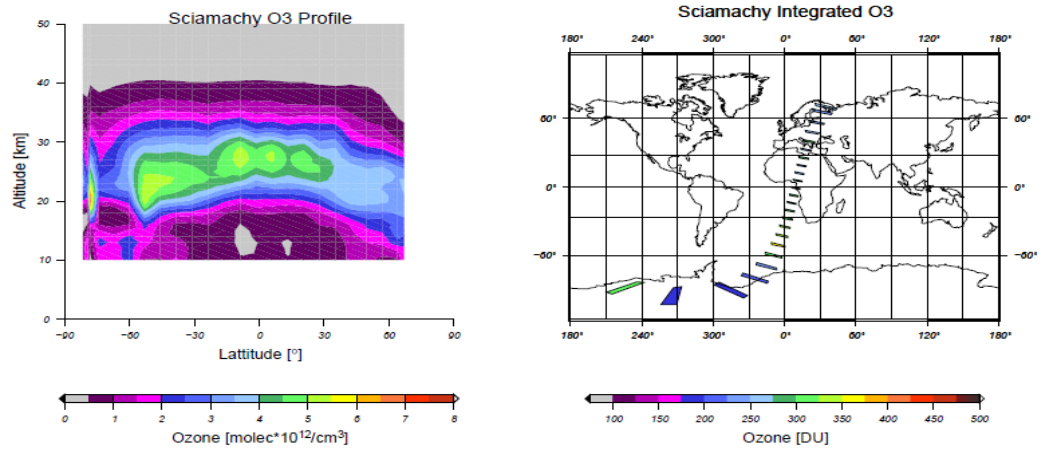


(c)

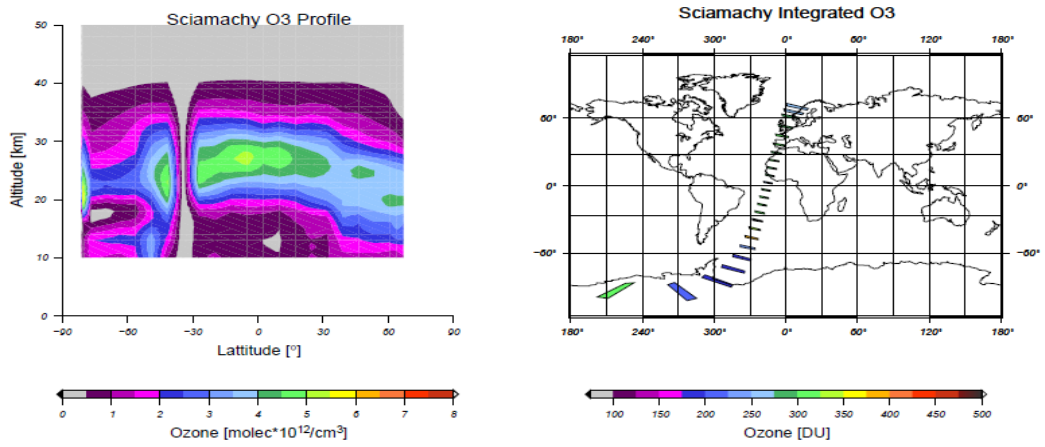
Şekil D.10 : 05 Ekim 2005 SCIAMACHY ozon profillerinin (a) İsfahan (b) Ankara (c) Avrupa üzerindeki yükseklik haritaları.



(a)

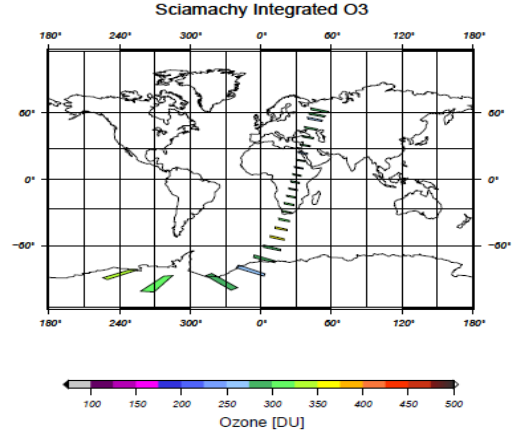
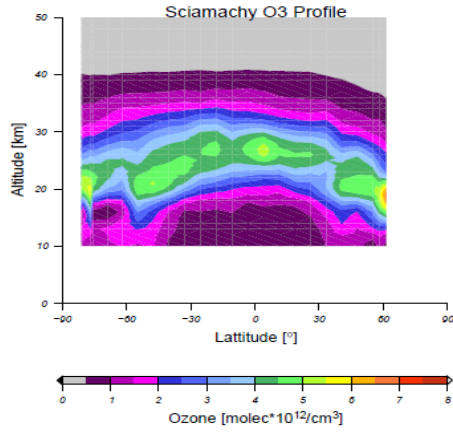


(b)

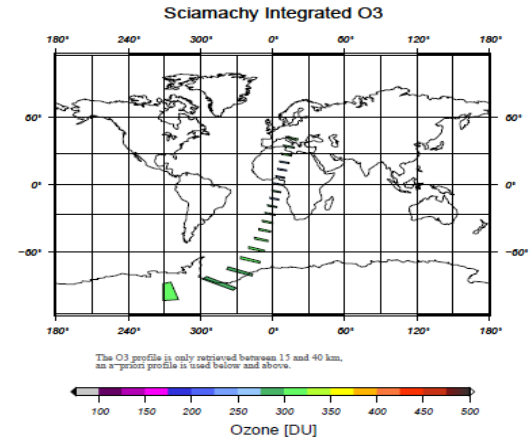
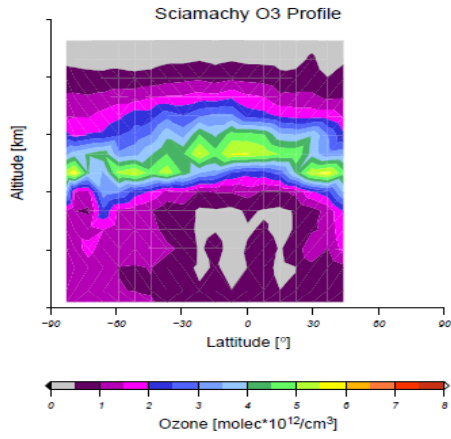


(c)

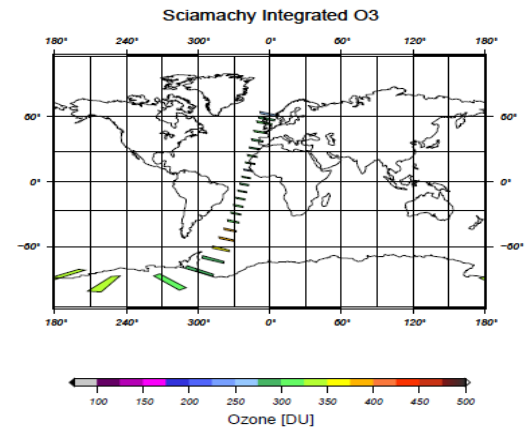
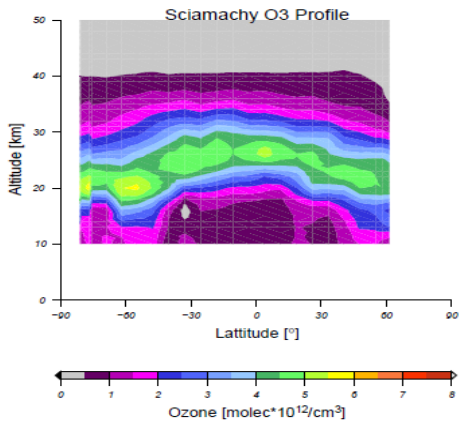
Şekil D.11 : 09 Kasım 2005 SCIAMACHY ozon profillerinin (a) İsfahan (b) Ankara (c) Avrupa üzerindeki yükseklik haritaları.



(a)



(b)



(c)

Şekil D.12 : 07 Aralık 2005 SCIAMACHY ozon profillerinin (a)İsfahan (b) Ankara (c) Avrupa üzerindeki yükseklik haritaları.

ÖZGEÇMİŞ

Ad Soyad: Ceyhan KAHYA

Doğum Yeri ve Tarihi: İstanbul, 1974

Lisans Üniversitesi: İstanbul Teknik Üniversitesi, Meteoroloji Mühendisliği Bölümü

Yayın Listesi:

- **Kahya, C.**, D. Demirhan, S. Topcu, S. Incecik, 2005: An Examination of the Laminae Characteristics in Ozone Profiles in Eastern and South Eastern Europe, *International Journal of Remote Sensing*, **26**, 16, 3455-3466.
- Demirhan, D., **C. Kahya**, S. Topcu, S. Incecik, 2005: Total ozone variation in South Eastern Europe, *International Journal of Remote Sensing*, **26**, 16, 3479-3486.
- B. Aksoy, S. Incecik, S. Topcu, D. Demirhan Bari, **C. Kahya**, Y.Acar, M. Ozunlu, M. Ekici, 2009: “Total Ozone over Ankara and its Forecasting using Regression Models”, *International Journal of Remote Sensing*, **30**, 17, 4387-4400.
- Demirhan Bari, D., **C. Kahya**, S. Topcu, S. Incecik, 2010: Stratospheric Ozone Climatology and its Variability Over Ankara 2003, *Advances in Geosciences*, **16**, *basında*.

