

Proje No: 108Y114

**İklim Değişikliğinin Karadeniz ve Ege Denizi
Ekosistemi ve Dinamiğine Etkileri**

Yard. Doç. Dr. Barış Salihoğlu (Yönetici)

Yard. Doç. Dr. Bettina Fach Salihoğlu

Prof. Dr. Temel Oğuz

Temmuz 2011
ERDEMLİ-MERSİN

Önsöz

TÜBİTAK ÇAYDAG Grubu tarafından Tübitak-Rusya Temel Araştırmalar Vakfı (RFBR) işbirliği programı çerçevesinde desteklenen 108Y114 nolu projenin amacı Karadeniz ve Ege Denizi iklim-deniz ilişkilerinin geçmişteki (onyıllar mertebesindeki) etkileşimlerinin eldeki bulgular yardımı ile aydınlatılması ve ayrıca farklı iklim koşulları altındaki Karadeniz hidrodinamik ve ekosistem özelliklerinin model simülasyonları ile belirlenmesidir. Proje özellikle son yıllarda önem kazanan iklim değişiklikleri ve bunların ülkemizi çevreleyen denizlerimiz üzerindeki etkilerine yönelik araştırmalara bir ivme kazandırmasına katkıda bulunmuştur.

İçindekiler

Sayfa no

1. İKLİM DEĞİŞİMLERİNİN KARADENİZ VE EGE DENİZİ EKOSİSTEMİ VE DİNAMİĞİNE ETKİLERİ PROJESİ'NE GENEL BAKIŞ	1
2. MATERYAL ve METOD	4
3. KARADENİZDEKİ İKLİM DEĞİŞİMLERİ	5
3.1. Karadeniz'in genel özellikleri	5
3.2. Karadeniz'in fiziksel özellikleri	6
3.3. Su kolonunun genel kimyasal özellikleri	11
3.4. Su bütçesi değişimleri	16
3.5. Yüzey suyu sıcaklığı değişimleri	17
3.6. Su seviyesi anomali değişimleri	20
3.7. Yüzey hava sıcaklığı ve atmosfer basıncı	22
3.8. Besin tuzu girdileri ve konsantrasyonları değişimleri	23
3.9. Oksijen konsantrasyonu değişimleri	26
3.10. Kuzeybatı Karadeniz Baseni'ndeki besin limitasyonuna iklimsel değişkenliğin katkısı	27
3.11. İklimsel değişkenliğin kokkolitofor bolluğuna etkisi:	28
3.12. İklimsel değişkenliklerin iç basendeki mesozooplankton ve fitoplankton bolluğuna etkisi	28
3.13. Fitoplankton fenolojik (sezon maximum biyokütle) değişimleri	30
3.14. İklimsel değişikliklerin planktivor balık stoklarına etkisi	32
3.15. İklimsel değişikliklerin Kuzeybatı Karadeniz'de denizanası ve istilacı türler üzerine etkisi	34
4. EGE DENİZİNDEKİ İKLİM DEĞİŞİMLERİ	35
4.1. Giriş	35
4.2. Tipik dikey fiziksel ve biyokimyasal karakteristikler	38
4.3. Uzun dönem karakteristikleri	40
5. İSTATİKSEL YÖNTEMLER İLE YAPILAN ANALİZLER: KARADENİZ EKOSİSTEMİNDEKİ REJİM DEĞİŞİMLERİ	65
5.1. Özet	65
5.2. Giriş	65
5.3. Bulgular ve method	66
5.4. Bulgular ve yöntemler	67
5.5. Analizler ve sonuçlar	71
5.5.1. Biyotik sistemdeki rejim değişimlerinin saptanması	71
5.5.2. Rejim değişimleri ile çevresel koşullar arasındaki ilişkilerin saptanması	76
5.6. Tartışma ve sonuçlar	79

6. DİYAGNOSTİK YÖNTEMLER VE İNDİKATÖRLER İLE YAPILAN ANALİZLER: KARADENİZ BALIKÇILIĞININ GÜNÜMÜZDEKİ DURUMUNUN SAPTANMASI	84
6.1. Özet	84
6.2. Giriş	84
6.3. Materyal ve method	86
6.4. Sonuçlar	89
6.4.1. Av miktarının bölgesel ve zamansal değişimleri	89
6.4.2. Balıkçılığın durumunun bazı indeksler ile yorumlanması	92
6.5. Tartışma ve sonsözler	100
7. İKLİM DEĞİŞİMLERİ - KARADENİZ EKOSİSTEMİ ETKİLEŞİMLERİNİN ÜÇ BOYUTLU FİZİKSEL-BİYOKİMYASAL MODEL YARDIMIYLA AÇIKLANMASINA YÖNELİK ÇALIŞMALAR	103
7.1. Giriş	103
7.2. Model formülasyonu	103
7.3. Model simülasyonları ve sonuçlar	107
7.3.1. Hidrodinamik	107
7.3.2. Ekosistem dinamiği	111
7.4. Tartışma ve sonsözler	118
8. PROJENİN GENEL DEĞERLENDİRMESİ, ÖZGÜN DEĞERİ VE BEKLENEN ETKİLERİ	119
KAYNAKÇA	120

Tablolar

	Sayfa no
Tablo 5.1. Adım değışikliklerinin zamanlaması, rejim değışikliğı indeksi değeri (RSI), adım değışikliğinden önceki ve sonraki ortalama değeri sırasıyla ORT1 ve ORT2 ile gösterilmiştir, ve bütün biyotik durum değışkenleri değışimlerinin istatistiksel anlam değeri. $ 0.5 $ değeriinden daha küçük RSI değeriine sahip olanlar ve/veya 0.1'den daha yüksek anlam değeriine sahip olan adım değışiklikleri deniz anası dışında gerçek rejim değışikliğı olarak kabul edilmediğinden listeye dahil edilmemiştir.	73
Tablo 5.2. Biyotik değışkenler ve temel bileşenler (Principal Component - PC) arasındaki ilişkileri gösteren korelasyon değeri. En yüksek ilişkiler koyu renk ile işaretlenmiştir.	73
Tablo 5.3. Abiyotik değışkenler ve temel bileşenler arasındaki korelasyonları gösteren ilişkiler. Yüksek korelasyonlar koyu karakterler ile gösterilmiştir.	77
Tablo 7.1. Trofik seviyelere göre ayrılmış model kompartımanları.	105
Tablo 7.2. Karadeniz ekosistemi ile ilgili değışkenlerin zaman içerisindeki değışimlerin eldeki veriler ile özetlenmiş hali.	112

Şekiller

	Sayfa no
Şekil 3.1. Karadenizin topoğrafyası ve bulunduğu bölgenin coğrafik konumu.	5
Şekil 3.2. Bir Argo float ile haftalık aralıklarla basenin çeşitli konumlarında Kasım 2007 – Eylül 2008 döneminde ölçülen sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$), tuzluluk (psu), ve yoğunluk (sigma-t cinsinden, kg m^{-3}) profilleri.	7
Şekil 3.3. Tüm su kolonu için gösterilen profillerin en üstteki 200 metrelik bölümünün büyütülmüş hali.	8
Şekil 3.4. Basenin çeşitli konumlarında çeşitli dönemlerde ODTÜ-DBE tarafından gerçekleştirilen ölçümler sonucu elde edilen ve çeşitli mevsimlerdeki su kütlelerinin	9
Şekil 3. 5. Karadeniz’de su kolonunda ışığın ulaşımı (Semboller: Yuvarlak= Temmuz 1997, Eşkenar Dörtgen= Mart 1998, Üçgen=Nisan 1998, Kare=Eylül 1998; İçi boş semboller kıyıda ve kıyı akıntısında yer alan, içi dolu semboller açık istasyonları temsil etmektedir)	11
Şekil 3. 6. Sudaki çözünmüş oksijen (O_2), H_2S (soldaki grafikler) ile NO_3 , NO_2 and NH_4 (sağdaki grafikler) de gösterilen profillerin yoğunluğa karşı (kg m^{-3}) Mayıs 2003 tarihinde orta basenin iç bölgelerindeki değişimlerini gösteren çeşitli tarihlerdeki profiller. Bulgular http://www.ocean.washington.edu/cruises/Knorr2003/index.html web sitesinden elde edilmiştir.	12
Şekil 3.7. 44.52°K , 37.32°D (sol) ve 44.52°K , 37.87°D noktalarında sırasıyla 26 Ocak 2004 ve 2 Temmuz 2002 gerçekleştirilen ölçümlerden elde edilen sıcaklık (T), tuzluluk (S), ışık geçirgenliği (X_{miss}), oksijen (O_2), hidrojen sülfür (H_2S), toplam manganerz (Mn^{2+}) konsantrasyonlarının (μM) derinliğe ve yoğunluğa göre değişimleri (bak. Yakushev ve diğ. 2005).	13
Şekil 3.8. 43°K , 34°D noktasında 13 Haziran-25 Temmuz 1988 döneminde gerçekleştirilen ölçümlerde yoğunluk (kg m^{-3}) ve oksijenin (μM) derinliğe göre değişimleri.	14
Şekil 3.9. Hidrojen sülfürlü tabakanın başlangıç derinliğinin 1924–1995 dönemindeki yapılan ölçümlere göre yıllık ortalama değişimleri. Orjinal değerler 10 senelik bir filtre kullanılarak düzeltilmiştir. Kesik çizgiler 1942 deki en derin (153 m), 1988 deki en sığ (129 m) ve 1969 daki ortalama (145 m) konumunu göstermektedir (bak. Konovalov ve diğ., 1999).	15
Şekil 3.10. Karadeniz’e giren yıllık toplam nehir debisi, toplam yağış miktarı, toplam buharlaşma miktarı ve bunların toplamını gösteren net tatlı su girdisinin 1924-2000 yılları arasındaki değişimleri.	16
Şekil 3.11. Tuna Nehri debisinin 1960-2005 yılları arasındaki ($\text{km}^3 \text{ y}^{-1}$) cinsinden yıllık değişimleri.	17

Şekil 3.12. Tuna Nehri debisinin $\text{km}^3 \text{ y}^{-1}$ cinsinden aylık değişimleri (mavi renk), yıllık değişimleri (yeşil renk). Sarı ve kırmızı rekler ile gösterilen çizgiler çeşitli dönemlere ait trendlerdir.	17
Şekil 3.13. Çeşitli kaynaklardan elde edilen Karadeniz kış (Aralık-Mart) mevsimi ortalama yüzey suyu sıcaklık değişimleri. Bütün veriler 3lü hareketli ortalama tekniği uygulanarak filtrelenmiştir.	18
Şekil 3.14. NCEP-Reynolds 1° çözünürlüklü AVHRR bulgu setinden türetilmiş Karadenizin 1982-2007 yılları arasındaki aylık ortalama yüzey suyu sıcaklık değişimleri.	19
Şekil 3.15. NOASS/NASA AVHRR Oceans Pathfinder bulgu setinden elde edilen Karadeniz Şubat 2001 ve Şubat 2003 dönemlerine ait ortalama yüzey suyu sıcaklık dağılımı. Beyaz çizgiler 2000 metre derinlik konturunu göstermektedir.	20
Şekil 3.16. Karadeniz'deki 12 kıyısız istasyonda gerçekleştirilen uzun süreli ölçümlerin ortalaması alınarak ve trendi çıkarılarak hesaplanmış su seviyesi anomalisi değişimleri (mavi renk) ile altimetre uydularından elde edilen anomali değişimleri (yeşil renk).	21
Şekil 3.17. Altimetre uydusu ile 12 kıyısız ölçüm istasyonlarındaki verilerden elde edilen Karadeniz için aylık ortalama su seviyesi değişimlerinin mukayesesi.	21
Şekil 3.18. Altimetre uydusundan elde edilen ortalama su seviyesi anomalisinin 1992-2006 yılları arasındaki değişik zaman süreçlerindeki trenleri.	22
Şekil 3.19. Karadeniz geneli ile kuzeybatı ve güneydoğu bölgelerindeki 2 noktadaki Kış ayları (Aralık-Mart) ortalama hava sıcaklığı anomalisi ve yüzey basınç anomali değişimleri. Hava sıcaklığı verileri GISST bulgu setinden (ftp://data.giss.nasa.gov/pub/gistemp/txt/), basınç değerleri ise ERA40 bulgu setinden derlenmiştir. Tüm veriler üçlü hareketli ortalama yöntemi ile filtrelenmiştir.	23
Şekil 3.20. Karadeniz Kış ayları (Aralık-Mart) ortalama yüzey suyu (yeşil) ve hava sıcaklığı (mavi) anomalileri ile Karadeniz ve global yıllık ortalama yüzey suyu sıcaklığı (mor ve siyah) ve kış mevsimi Kuzey Atlantik salınımı (turuncu) değişimleri.	23
Şekil 3. 21. Tuna Nehri'nin Sulina deşarj kesitinden Karadenize giren nitrat ve fosfat yüklerinin yıllık değişimleri.	24
Şekil 3.22. Romanya+Ukrayna kıyı sularında ölçülen yıllık ortalama yüzey nitrat ve fosfat konsantrasyonları ile Tuna Nehri debisinin (standardize edilmiş) uzun ölçekli değişimleri.	25
Şekil 3.23. Nitrat, fosfat ve silikat limitasyon fonksiyonları ile standardize edilmiş Tuna Nehri debisi nin uzun süreli değişimleri.	25
Şekil 3.24. Tuna Nehri'nin Sulina deşarj kesitinden Karadenize giren besin tuzu konsantrasyonlarının nitrat/fosfat (siyah) ve silikat/nitrat (mavi) oranlarının yıllık değişimleri.	26

Şekil 3.25. Karadeniz'in 1500 metreden daha derin iç bölgelerinde kemoklin tabakası içindeki maksimum nitrat konsantrasyonları değişimleri.	26
Şekil 3.26. Karadenizin 1500 metreden daha derin bölgelerindeki 14.45 ve 14.6 kg m ⁻³ yoğunluk ara yüzeylerindeki oksijen konsantrasyon değerlerinin yıllık ve Soğuk Ara tabaka Suyu sıcaklığının Mayıs-Kasım dönemindeki değişimleri.	27
Şekil 3.27. İklimsel kontrolün fitoplankton besin alımına etkisini göstermektedir.	27
Şekil 3.28. Karadeniz'in iç baseninde farklı ekosistem fazlarında total fitoplankton biyokütlesi içerisindeki 5 taksonomik grubun kokkolitoforların egemen olduğu Mayıs-Haziran döneminde diğer aylara/mevsimlere göre yüzde (%) dağılımı.	28
Şekil 3.29. Kuzeydoğu Karadeniz iç basenindeki tüm istasyonlardan Hadley2, NCEP-Reynolds and Pathfinder5 veri setlerinden ortalaması alınmış yıllık ortalama zooplankton biyokütlesinin Kuzeydoğu Karadeniz'de uzun zamanlı değişimi (g m ⁻²), ortalama SAT sıcaklığı (°C) değişimleri (mavi noktalar; Belikopitov, 2005) ve ortalama kış (Aralık-Mart) yüzey deniz suyu sıcaklığı (°C) değerleri.	29
Şekil 3.30. Kuzeydoğu Karadeniz iç basenindeki tüm istasyonlardan Hadley2, NCEP-Reynolds and Pathfinder5 veri setlerinden ortalaması alınmış yaz-sonbahar fitoplankton ortalama biyokütlesinin (g m ⁻²) Kuzeydoğu Karadeniz'de uzun zamanlı değişimi (dikey çubuklar; Mikaelyan, 2005), ortalama SAT sıcaklığı (°C) değişimleri (mavi noktalar; Belikopitov, 2005) ve ortalama kış (Aralık-Mart) yüzey deniz suyu sıcaklığı (°C) değerleri. Fitoplankton değerleri ışıklı tabakadan entegre edilmiş olarak verilmiştir.	30
Şekil 3.31. İç basen (mavi) ve kuzeydoğu (yeşil) sahanlığında 1997-2007 yılları 9 km çözünürlüklü SeaWIFS uydu aylık-ortalama yüzey klorofil konsantrasyonu (mg m ⁻³) değişimi. Bu iki bölgede kırmızı ile gösterilen üzerine ilave edilmiş 2002-2007 MODIS klorofil datası. İç basen 31 - 41°E boylam ve 41.5 - 44°N enlem ile ve kuzeybatı bölgesi 28 - 33°E enlem ve 43 - 46.5°N boylam ile ifade edilmektedir.	31
Şekil 3.32. İç basen 1997-2007 yıllarında 9 km çözünürlüklü SeaWIFS uydu aylık-ortalama, yüzey klorofil konsantrasyonu (mavi) ve 443 nm'de normalize edilmiş sudan ayrılan radyasyon (kırmızı) değişkenliği, aylık-ortalama yüzey klorofil konsantrasyonu (mg m ⁻³) değişimi. İç basen 31 - 41°E boylam ve 41.5 - 44°N enlem ifade edilmektedir.	31
Şekil 3.33a. Yıllık-ortalama ve basen-ortalama deniz yüzey sıcaklığı ve çaça stok anomalileri. Şekil çaça stok değişimleri ile iklimsel soğuk yıllar arasında pozitif korelasyon vermektedir.	32
Şekil 3.33b. Yıllık-ortalama ve basen-ortalama deniz yüzey sıcaklığı ve çaça yağ içeriği. Şekil çaça yağ içeriği değişimleri ile iklimsel soğuk yıllar arasında pozitif korelasyon vermektedir.	33
Şekil 3.33c. Yıllık-ortalama ve basen-ortalama deniz yüzey sıcaklığı ve hamsi stok anomalileri. Şekil hamsi stok değişimleri ile iklimsel sıcak yıllar arasında pozitif korelasyon vermektedir.	33

Şekil 3.34a. Odesa'daki <i>Aurelia</i> ve <i>Mnemiopsis</i> biyokütlesi ve yıllık-ortalama deniz yüzey sıcaklığının uzun zamanlı değişimleri. Artan (azalan) jelatinimsi organizma biyokütlesi azalan (artan) sıcaklıklara tekabül ediyor.	34
Şekil 3.34b. Bulgaristan sahanlığındaki uzun zamanlı <i>Noctiluca scintillans</i> biyokütlesi ve Galata'daki yıllık-ortalama denizsuyu sıcaklığı değişimi. Soğuyan sıcaklık trendi artan <i>Noctiluca</i> 'ya tekabül ediyor.	35
Şekil 4.1. Ege Denizi'nin temel topografik özellikleri. Düz çizgi, Ege Denizi'ndeki iki alt basenin (Kuzey ve Güney) ayrımını göstermektedir.	37
Şekil 4.2. Ege Denizi'nin önemli üst tabaka akıntılarının şematik gösterimi (Lykousis ve ark., 2002 ve Olson ve ark., 2007).	37
Şekil 4.3. Kuzey ve Güney Ege'de ortalama sıcaklık ve tuzluluk profilleri (standart sapmalar yatay çizgilerle gösterilmiştir).	39
Şekil 4.4. Kuzey ve Güney Ege'de klorofil-a (mg m^{-3}) ve birincil üretim $\text{mg (C m}^{-3} \text{ h}^{-1})$ oranlarının dikey dağılımı. [pikoplankton (0.2–1.2 μm), ultraplankton (1.2–3.0 μm), nano+mikroplankton (>3.0 μm)].	39
Şekil 4.5. Ege Denizi için (a) aylık ortalama (1985–2003) bölgesel su sıcaklığı (düz çizgi) ve hava sıcaklığı (kesikli çizgi), ve (b, c) 24 aylık hareketli ortalama şeklinde verilen 1 ve 2 aylık ertelemeli deniz yüzeyi sıcaklığına karşı hava sıcaklığı dağılım grafikleri. En yüksek korelasyon 1 aylık ertelemelerde (sol) görülmekte ve su sıcaklığının hav sıcaklığındaki değişimi bir ay sonra takip ettiğini göstermektedir.	47
Şekil 4.6. Bölgesel ve küresel aylık ortalama sıcaklıklarının yıldan yıla veya uzun dönemli değişimleri; x ekseninde aylar (1-12) görülebilir, (a) Ege ve İyonya Denizleri için uydudan türetilmiş SST (1985–2007), (b) Kuzey yarımküre sıcaklık (NHT) anomalileri (1985–2007), (c) 1850–2007 dönemi için NHT anomalileri. 1998 yılındaki mavi çizgi son 158 yıldaki en anormal değişiklik olarak görünen sıcaklık rejim değişikliğini gösterir. Bütün veri anomaliler şeklinde çizilerek karşılaştırma kolaylığı sağlanmıştır; farklı renk skalalarına dikkat edilmelidir.	48
Şekil 4.7. Deniz yüzeyi sıcaklığı (SST) veri seti (1998–2005) istatistiği: (a) zamansal ortalamının uzaysal dağılımı, (b) mekansal ortalamının zamansal değişimi.	49
Şekil 4.8. 1985-2005 veri setinden hesaplanan uzun dönem ortalama SST ($^{\circ}\text{C}$) verilerinin mevsimsel alanları; (a) kış (Ocak–Şubat_Mart); (b) ilkbahar (Nisan–Mayıs–Haziran); (c) yaz (Temmuz–Ağustos–Eylül) ve (d) sonbahar (Ekim–Kasım–Aralık). Yatay değişkenliği daha iyi yansıtmak için kullanılan farklı renk skalasına dikkat edilmelidir.	50
Şekil 4.9. 1985-2005 veri setinden hesaplanan mevsimsel ortalama rüzgar stresi (N/m^2); (a) kış (Ocak–Şubat_Mart); (b) ilkbahar (Nisan–Mayıs–Haziran); (c) yaz (Temmuz–Ağustos–Eylül) ve (d) sonbahar (Ekim–Kasım–Aralık).	51
Şekil 4.10. SST anomalisi veri setinin (1998–2005) EOF açılımı; (a) birinci EOF uzaysal genliği; (b) birinci zamansal mod; (c) ikinci EOF uzaysal genliği; (d) ikinci	52

zamansal mod; (e) üçüncü EOF uzaysal genliği ve (f) üçüncü zamansal mod. Her EOF modunun açıkladığı değişim de eklenmiştir. Filtrelenmemiş zaman serisi (Açık çizgiler) hem yıl içi hem de yıllar arası değişimi gösterirken 22 noktalı (176 gün) hareketli ortalama (koyu çizgiler) bir yıldan daha kısa zaman ölçekleri ile sinyali baskılayarak yıllar arası değişkenliği gösterir.

Şekil 4.11. 8 günlük birleşik SST ($^{\circ}\text{C}$) ve rüzgar stresi (N/m^2) dağılımı; (a) 11-18 Temmuz 1998 (b) 4-11 Ağustos 1998. 53

Şekil 4.12. 1000 metre derinlikteki sıcaklık (a) tuzluluk (b) ve yoğunluk (c) verilerinin ortalama değerlerinin zamansal serisi, Girit Denizi'ndeki bütün uygun istasyonlardan alınmıştır. Veri, MODB-MED5 veri setinden alınmıştır (Brasseur ve ark., 1996). 54

Şekil 4.13. a) ortalama hava sıcaklığı (merkezi ve Güney Ege'deki 9 meteorolojik istasyondan kış ortalaması), b) Girit Denizi'ndeki iki tabakanın potansiyel sıcaklıkları, c) aynı 9 istasyondan yağış, d) 4b'deki aynı istasyonların ortalama tuzlulukları ve e) aynı tabakaların ortalama sigma teta değerleri. Meteorolojik veri Helenik Ulusal Meteoroloji Servisi'nden alınmıştır. 55

Şekil 4.14. Karadeniz (kesikli çizgi) ve Ege Denizi (kalın düz çizgi) 1982-2004 dönemi üç yıllık hareketli ortalama ile filtrelenmiş SST anomalileri ($\text{SSTA}, ^{\circ}\text{C}$) ve NAO (noktalı çizgi) ile EAWR (düz çizgi) indeksleri (birimsiz). 56

Şekil 4.15. Ege Denizi için 1982-2004 yılları arası üç yıllık hareketli ortalama ile filtrelenmiş kış basen ortalamaları; SST ($\text{SSTA}, ^{\circ}\text{C}$, kalın düz çizgi), yüzey atmosfer sıcaklığı ($\text{SATA}, ^{\circ}\text{C}$, düz çizgi) ve yüzey rüzgarının dikey bileşeni ($\text{VA}, \text{m/s}$, kesikli çizgi). 57

Şekil 4.16. Ege Denizi için SAT ($^{\circ}\text{C}$) ile SST ($^{\circ}\text{C}$, sol panel) ve yüzey rüzgarının dikey birleşeni ($\text{V}, \text{m/s}$) ile SAT ($^{\circ}\text{C}$, sağ panel) arasındaki dağılım grafikleri. Düz çizgiler 0,75(sol) ve 0,67 (sağ) korelasyon katsayısı ile lineer regresyon eğrilerini göstermektedir. 58

Şekil 4.17. NAO ve EAWR indeksleri (birimsiz; yatay eksen) ile Kuzey-Güney doğrultulu ($\text{V}; \text{m/s}$, dikey eksen; sol paneller) ve Doğu-Batı doğrultulu ($\text{U}; \text{m/s}$, dikey eksen; sağ paneller) Ege Denizi üzerindeki rüzgar bileşenlerinin dağılım grafikleri. Düz çizgiler NAO ve EAWR ile Kuzey-Güney doğrultulu rüzgar bileşeni arasındaki sırayla -0,89 ve -0,86 değerindeki korelasyon katsayılarına sahip lineer regresyon eğrilerini göstermektedir. 59

Şekil 4.18. 1993-2001 yılları arası ortalama su seviyesi ile anlık su seviyesi arasındaki farkın değişimleri. 60

Şekil 4.19. 1998-2005 veri setinden hesaplanan mevsimsel ortalama yüzey klorofil konsantrasyonu (mg/m^3) alanları; (a) kış (Ocak-Şubat-Mart); (b) ilkbahar (Nisan-Mayıs-Haziran); (c) yaz (Temmuz-Ağustos-Eylül) ve (d) sonbahar (Ekim-Kasım-Aralık). 61

Şekil 4.20. Klorofil anomalisi veri setinin (1998–2005) EOF açılımı; (a) birinci EOF uzaysal genliği; (b) birinci zamansal mod; (c) ikinci EOF uzaysal genliği; (d) ikinci zamansal mod; (e) üçüncü EOF uzaysal genliği ve (f) üçüncü zamansal mod. Her EOF modunun açıkladığı değişim de eklenmiştir. Filtrelenmemiş zaman serisi (Açık çizgiler) hem yıl içi hem de yıllar arası değişimi gösterirken 22 noktalı (176 gün) hareketli ortalama (koyu çizgiler) bir yıldan daha kısa zaman ölçekleri ile sinyali baskılayarak yıllar arası değişkenliği gösterir.	62
FŞekil 4.21. Seçilmiş yıllar için yıllık Chl (mg/m ³) anomalisinin uzaysal dağılımı (1998–2005 ortalaması yıllık ortalamadan çıkarılmıştır): (a) 1999; (b) 2001 ve (c) 2004.	63
Şekil 4.22. Yeni yabancı türlerin gelişine karşı deniz ve hava sıcaklıkları (anomaliler şeklinde) yıldan yıla ve uzun dönem değişimleri. (a) Yabancı türler uydudan türetilmiş bölgesel SST (yıllık ortalama) değerlerine karşı. (b) Yabancı türler bölgesel hava sıcaklığı (yıllık ortalama) değerlerine karşı. (c) 2 yıl ertelemeli uzun dönem yabancı tür 4-yıllık ortalaması Kuzey yarım küre sıcaklığına karşı. (a, b) Çapraz korelasyon analizi değişen sıcaklıkla (hava ve deniz) birlikte yabancı türlerin sayısının iki yıllık bir gecikmeyle pozitif olarak değişkenliğini gösterdiği için iki yıllık bir erteleme ile sunulmuştur. Düz siyah çizgi yabancı türleri kesikli gri çizgi sıcaklık verisini göstermektedir. Dik çizgi 1998 yılındaki sıcaklık kaymasını göstermektedir. Lineer korelasyon (r) ve onunla ilişkili ihtimal (p) şekillerin üzerinde verilmiştir.	64
Şekil 5.1. Batı Karadeniz'in temel coğrafi ve topografik özellikleri ve Bulgaristan, Romanya ve Ukrayna kıta sahanlığındaki uzun süreli düzenli istasyon ölçüm ağı (●). 1998 – 2008 yılları arasındaki ortalama yüzey klorofil konsantrasyonu değerinin 2.5 g m ⁻³ sınır çizgisi iç ve dış kıyı bölgelerini birbirinden ayırır. Yüzey klorofil konsantrasyonu 9 km aylık SeaWiFS verilerinden oluşturulmuştur (http://reason.gsfc.nasa.gov/OPS/Giovanni/ocean.seawifs.2.shtml).	68
Şekil 5.2. Zaman serilerinden (a) kıyı boyunca ölçülen ve 29-32°E boylamları ve 44-46°N enlemlerinde yer alan bölge için ortalaması hesaplanan deniz yüzey sıcaklığı (Sea Surface Temperature - SST) anomalisi (°C) ve Kuzey Atlantik salınım (NAO) indeksi. (b) Net sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonu ve eski Sovyetler Birliği ülkelerinin azot ve fosfor içeren gübre kullanım oranları (milyon ton). (c) pelajik planktivör ve piskivör balıkların avcılık mortalitesi oranlarının yıllık ortalama değişimleri	70
Şekil 5.3. Biyotik değişkenler, biyotik değişkenlerin yıllık biyokütle değişimleri (sürekli çizgiler) ve STARS algoritması ile belirlenen adım değişiklikleri (koyu çizgiler)	74
Şekil 5.4. Biyotik değişkenlerin ilk üç temel bileşen skorlarının (Principle component – PC) zaman serisi (düz çizgiler) ve değişkenlerin STARS algoritması ile belirlenen adım değişiklikleri (kesikli çizgiler).	75
Şekil 5.5. Abiyotik değişkenlerin ilk 3 temel bileşeninin skorları için zaman serisi	78
Şekil 5.6. İklimsel değişkenlere (DYS ve NAO indeksi) bağlı PC1 ve PC2 skorlarının zaman serisi. Koyu düz çizgiler basamak benzeri geçişler ile birbirinden ayrılan	79

ortalama durumları temsil etmektedir.

Şekil 5.7. Değişik dönemlere ait 1960-1972 (■), 1973-1991 (▲), 1992-2005 (●), biyolojik durum değişkenlerinin 3 farklı grupta kümelenmesini gösteren PC1'e karşı PC2 skorlarının gösterimi. 81

Şekil 5.8. 1960 ve 2005 yılları arasında Karadeniz'in batı kıyısındaki 3 farklı besin ağı oluşumunun şematik gösterimi. 82

Şekil 5.9. Batı Karadeniz'in Romanya ve Bulgaristan kıyısındaki toplam avcılık üretimi zaman serisi. Avcılık üretimi verisi ticari, endüstriyel, eğlence ve yeme amaçlı yapılan balık, krustase, yumuşakca, deniz memelisi ve diğer su canlıları avını kapsamaktadır. İç sulardan, balık yetiştiriciliğinden ve diğer yetiştiricilik türlerinden elde edilen üretim hariç tutulmuştur. Bu veri aşağıdaki adresten indirilebilir.
http://earthtrends.wri.org/searchable_db/index.php?theme=1&variable_ID=840&action=select_countries 82

Şekil 5.10. Değişik dönemlere ait 1960-1972 (■), 1973-1991 (▲), 1992-2005 (●), PC1 ve PC2 analizi sonuçlarına karşılık biyolojik durum değişkenlerinin 3 farklı grupta kümelenmesini gösteren besin tuzu sınırlama fonksiyonu çizimi. Not: Sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonunun 0.6 altındaki değerleri iki farklı alternatif duruma karşılık geliyor. 83

Şekil 6.1. Karadeniz'e kıyısı olan ülkelerin takribi münhasır ekonomik bölgelerini kesikli çizgiler ile, 1998-2008 yılları ortalama klorofil konsantrasyonunu renkli skala ile ve derinlik kontürünün devamlı çizgiler ile gösterildiği Karadeniz haritası. BU, GE, RO, RU, TU, UK sırasıyla Bulgaristan, Gürcistan, Romanya, Rusya, Türkiye ve Ukrayna'yı temsil etmektedir. Klorofil 9 km çözünürlükteki aylık SeaWiFS verisi ile çizilmiştir.
<http://reason.gsfc.nasa.gov/OPS/Giovanni/ocean.seawifs.2.shtml> 88

Şekil 6.2. Karadenizdeki toplam av miktarlarının ülkelere göre zamansal değişimleri 90

Şekil 6.3. Karadenizdeki av miktarlarının balık büyüklüklerine ve gruplarına göre (a) Türkiye ve (b) eski Sovyetler Birliği Ülkelerindeki değişimleri 91

Şekil 6.4. Karadenizde Türkiye ve eski Sovyetler Birliği ülkelerindeki toplam avların ortalama boy değişimlerini gösteren MTL indeksindeki değişimler. 92

Şekil 6.5. Karadenizde Türkiye tarafından avlanan farklı balık gruplarına ait MTL indeksinin toplam av miktarlarına göre değişimleri. 96

Şekil 6.6. Karadenizde Türkiye ve eski Sovyetler Birliği Ülkelerindeki toplam avların FiB indeksi değişimleri. 97

Şekil 6.7. Karadenizde Türkiye tarafından avlanan toplam av miktarının MTL indeksine göre değişimleri. Catch_R ve MTL_R 1956 yılını gösteren referans değerlerdir. 97

Şekil 6.8. Karadeniz'de Türkiye tarafından elde edilen toplam av miktarının birincil 98

üretim cinsinden ifade edilmesini sağlayan %PPR indeksi ile birincil üretim (PP) nin değişimleri.	
Şekil 6.9. Karadeniz’de Türkiye tarafından elde edilen toplam av miktarının birincil üretim cinsinden ifade edilmesini sağlayan %PPR indeksinin balık boyları indeksi (MTL) ye göre değişimleri.	98
Şekil 6.10. Türkiyedeki avcılık tarafından ortaya çıkan ölüm oranlarının toplam ölüm oranlarına göre durumunu gösteren işletme oranı değişimleri	99
Şekil 6.11. Karadenizde Türkiye tarafından farklı balık gruplarındaki av miktarlarının ekonomik girdi olarak değişimlerini	99
Şekil 7.1. İlk model çıktısı (mavi), ikinci model çıktısı (kırmızı), HADSST ölçümleri (mavi-yeşil), AVHRR ölçümleri (yeşil) yıllık ortalama yüzey suyu sıcaklığı karşılaştırması. Değerler ilk model ortalamasına (14,5 °C) göre değişimler şeklinde gösterilmiştir (Korkmaz,2011).	106
Şekil 7.2. Sıcaklık (deltoid), tuzluluk (yıldız) ve yoğunluk (üçgen) değerlerine göre ilk model çıktısı (mavi) ve ikinci model çıktısı (kırmızı) ile ölçülen CTD gözlemlerinin arasındaki korelasyon ve standart sapma ilişkilerini gösteren Taylor diyagramı (Korkmaz,2011).	106
Şekil 7.3. Modeldeki kompartımanlar ve aralarındaki biyokimyasal ilişkilerin şeması	107
Şekil 7.4. Yıllık ortalama yüzey sıcaklığı değişimi (Korkmaz,2011)	108
Şekil 7.5. Yıllık ortalama yüzey tuzluluğu değişimi (Korkmaz,2011)	109
Şekil 7.6. Yıllık ortalama karışmış tabaka derinliği değişimi (Korkmaz,2011)	109
Şekil 7.7. Yıllık ortalama soğuk ara tabaka kalınlığı değişimi (Korkmaz,2011)	110
Şekil 7.8. 1971-1993 yılları ortalama akıntı ve yüzey yoğunluğu (Korkmaz,2011)	110
Şekil 7.9. Yıllık ortalama rüzgar stresi değişimi (Korkmaz,2011)	111
Şekil 7.10. Karadeniz’in iç baseninde ölçülen <i>Aurelia</i> , <i>Mnemiopsis</i> , trofik zooplankton ve fitoplankton ortalama biyokütle değerlerinin eldeki veriler ışığında yıllara göre değişimi.	113
Şekil 7.11. Karadeniz’in Kuzeybatı sahanlığında ölçülen <i>Aurelia</i> , <i>Mnemiopsis</i> , trofik zooplankton ve fitoplankton ortalama biyokütle değerlerinin eldeki veriler ışığında yıllara göre değişimi	113
Şekil 7.12. Yıl içerisindeki karışmış ara tabaka derinliği değişiminin model sonuçlarına göre 1992 – 2001 yılları arasındaki iklimsel ortalaması.	114
Şekil 7.13. Yıl içerisindeki yüzey Nitrat yoğunluğu değişiminin model sonuçlarına göre 1992 – 2001 yılları arasındaki iklimsel ortalaması.	114

Şekil 7.14. Su kolonundaki Nitrat yoğunluğu değişiminin model sonuçlarına göre 1992- 2001 yılları arasındaki iklimsel ortalamasının aylara göre dağılımı.	115
Şekil 7.15. Yıllık basen ortalaması Chl-a yoğunluğu değişimi (1992 -2001 yılları arasındaki 0,9 mg/m ³ ortalamasına göre çizilmiştir, model sonuçları).	116
Şekil 7.16. Model yıllık ortalama Chl-a yoğunluğu değişimi (1993-2001)	116
Şekil 7.17. Yıllık basen ortalaması model sonucu zooplankton biyokütle yoğunluğu değişimi (1992 -2001 yılları arasındaki 0,15 g/m ³ ortalamasına göre çizilmiştir).	117
Şekil 7.18. Yıllık ortalama model sonucu zooplankton biyokütle yoğunluğu değişimi (1993-2001)	117
Şekil 7.19. Yıllık ortalama model sonucu <i>Aurelia</i> ve <i>Mnemiopsis</i> biyokütle yoğunluğu değişimi (1993-2001)	118

Özet

Projedeki temel yaklaşım, geçmişteki Ege ve Karadeniz iklim-deniz etkileşimlerinin aydınlatılması, atmosfer ve deniz sistemlerinin önemli değişkenliklerinin saptanması, yeterli istatistikî veri bulunanların ne kadar düzenli veya düzensiz olduklarının tespiti ve farklı iklim koşullarındaki sistem özelliklerinin model simülasyonlarıyla belirlenmesidir.

İki yıl süren proje kapsamında Oğuz ve diğ. (2006) ile Kazmin ve Zatsepin (2007)'nin çalışmaları ve daha önce konunun bazı detayları üzerinde gerçekleştirilen çalışmalar çerçevesinde Karadeniz ve Ege Denizi için deniz-atmosfer-iklim etkileşimlerini kapsamlı olarak açıklamaya yönelik bulgu analizlerine ve matematiksel model simülasyonlarına dayalı çalışmalar gerçekleştirilmiştir.

Projenin özgün değeri, son yıllarda açıkça ortaya çıkan iklim değişiklikleri ve bunların denizlerimiz üzerindeki etkilerine yönelik araştırmalara ivme kazandırması ve konunun şimdiye kadar büyük ölçüde ihmal edilen bilimsel bir zemine oturtulmasına katkıda bulunmasıdır. Özetle, Ege Denizi'nde yapılan veri analizlerinin önemli sonuçlarından biri yakın dönemde gözlenen su sıcaklığı artışıyla birlikte artan yeni yabancı tür girişidir. Yabancı türlerin girişindeki yıllar arası değişimler sıcaklık artışıyla paraleldir. Karadeniz'de birlikte yürütülen veri ve model analizleri sonuçları 1992-1993 yıllarındaki karasal kökenli besin tuzu girdisindeki azalma ve iklimsel soğumayla Karadeniz sisteminin istenmeyen dirençli, az üretken bir evreye girmiş olduğunu göstermektedir. Bu evre, dünyadaki deniz ekosistemleri arasında gösterilebilecek en kötü örneklerden biri olarak; deniz analarının baskın olduğu, ekotrofik olarak yetersiz ve kayda değer balık popülasyonu içermeyen bir besin ağı oluşumunu desteklemektedir. Günümüzde bilimin ve politikanın ana meselelerinden birisi yabancı tür ve özellikle deniz anasının etkilediği bu sistemleri balık baskın hale dönüştürebilmek için yollar bulmaya çalışmak olmalıdır.

Anahtar Kelimeler: Karadeniz, Ege Denizi, hidro-fiziksel ve biojeokimyasal özellikler, bölgesel özellikler ile büyük ölçekli atmosfer sistemleri arasındaki bağıntılar, iklimsel değişimlerin ekosistemler üzerindeki etkileri

Abstract

The main approach in the current project is to provide explanations for the past climate-ocean interactions, to define the major variations in atmosphere and sea systems and to determine how systematic/non-systematic are these variabilities and to simulate the system characteristics under different climate conditions.

Within the scope of this 2-year project, in the framework of what has been done by Oğuz et al. (2006) and Kazmin and Zatsepin (2007), and the works that have been published previously (Polonsky et al., 1997; Reva, 1997; Belokopytov, 1998; Özsoy, 1999; Stanev ve Peneva, 2002; Tsimplis and Rixen, 2003; Tsimplis et al., 2004; Gündüz and Özsoy, 2006) concentrating on a variety of details of the current work are reviewed to provide an extensive explanation on sea-atmosphere-climate interactions over the Black Sea and Aegean Sea via data analysis and mathematical model simulations.

The project's value comes from the fact that it contributes to the work done on 2000's hotly debated phenomena, Global Climate Change, based on how it would effect our seas which is, indeed, a highly disregarded scientific topic in our country up to now. The major affect could be as the results of the data analysis done on the Aegean Sea has shown that there has been a significant introduction of the alien species with the increase in sea water temperature in the recent years. Besides, there is a high correlation between the interannual alien species biomass and the temperature anomalies. Moreover, in the Black Sea the results of the observational and model data reveal that in the cooling period between 1992-1993 there is a decrease in the terrestrial/antropogenic nutrient input. This situation led to an unfavorable low productive state in the Black Sea ecosystem. Furthermore, this state is one of the worst examples of environmental degradation in the whole world history with the foodweb structure of jelly fish dominating the system and with ecotrophically low amount of fish stocks. Nowadays, the major subject of the politics and science should be finding ways to recover a marine ecosystem (such as the Black Sea) invaded by alien species into a fish dominated ecosystem.

Key words: the Black Sea, Aegean Sea, hydro-physical and biogeochemical properties, connections between regional characteristics and large-scale atmosphere systems, the impact of climate variations on ecosystems.

BÖLÜM 1

İklim Değişimlerinin Karadeniz ve Ege Denizi Ekosistemi ve Dinamiğine Etkileri Projesi'ne Genel Bakış

Son 10-15 yıl içinde insanlığın temel ekolojik sorunlarına “küresel ısınma ve küresel iklim değişimi” gibi “yeni bir atmosferik tehlike”, “dünyanın ateşi yükseliyor” gibi ifadelerle vurgulanan bir yenisi eklenmiştir. İnsan etkisinden kaynaklanan ve “yapay iklim değişimi” olarak da nitelenen bu sürecin, tüm canlılar ve cansız çevre için potansiyel tehlikelerle dolu olduğuna ve bu değişimin artık geriye çevrilemeyeceğine inanılmaktadır. Yerküre'nin 4.6 milyar yıllık çok uzun jeolojik tarihi boyunca iklim sisteminde milyonlarca yıldan on yıllara kadar tüm zaman ölçeklerinde doğal etmenler ve süreçlerle birçok değişiklik olmuştur. Jeolojik devirlerdeki iklim değişiklikleri, özellikle buzul hareketleri ve deniz seviyesindeki değişimler yoluyla yalnız dünya coğrafyasını değiştirmekle kalmamış, ekolojik sistemlerde de kalıcı değişiklikler oluşturmuştur. Ancak, yüzbini-milyon yıllar ölçeğinde doğal olarak gelişen bu tür iklim değişimleri, günümüzde insan nesli tarafından birkaç yüzyıl içinde gerçekleştirilmiştir.

İklim, günlük-mevsimlik-yıllık gibi göreceli olarak kısa tabii süreçler içinde oluşan atmosferik olayların ve hava koşullarının, onyıllık ve daha uzun zaman süreçleri içindeki ortalama yapısal özelliklerinin ve değişkenliklerindeki istatistiksel olarak anlamlı değişimlerinin tanımlanması ve atmosfer (hava), hidrosfer (okyanus, deniz), hidrosfer (göl, nehir), biyosfer (canlı ekosistemler), krayosfer (kar, buzul, aysberg) kapsayan bir yerküre sistemi kapsamında açıklanmasıdır. Bunun için yerküre sistemin oluşturan birimlerin kendi iç bünyelerindeki karmaşık olaylar ve bunların oluşum mekanizmaları ile birimler arasındaki etkileşimler bu sistemin oluşumuna ve değişimlerine yol açan dış etkenler ile bunların sistemin iç bünyesinde yarattığı dinamik olayların gözönüne alınması ve bütünsel olarak incelenmesi gerekmektedir.

Atmosferik olaylara bağlı iklimsel değişimler ile okyanuslar ve denizlerdeki dinamik, biyojeokimyasal olaylar arasındaki ilişkiler üzerindeki araştırmalar, son yıllarda giderek önem kazanan küresel ısınma ve bunun önümüzdeki onyıllar ve yüzyıllar içindeki olası etkilerini araştırmak üzere ortaya çıkan Yer Küre Bilimleri (Earth System Science)'nin odak konularından birisi durumundadır. Buradaki temel yaklaşım iklim-deniz ilişkilerinin geçmişteki (onyıllar mertebesindeki) etkileşimlerinin elde bulgular yardımı ile aydınlatılması, atmosfer ve deniz sistemlerinin birinci dereceden önemli değişkenliklerinin saptanması, bu olayların ne dereceye kadar düzenli veya düzensiz olduklarının belirlenmesi, bu sayede bu sistemlerin ileriye dönük olası davranış biçimlerinin ve bunların yol açacağı ekolojik - ekonomik etkilerinin kestirilmeye çalışılması ve çeşitli senaryolar altındaki sistem özelliklerinin model simülasyonları ile belirlenmesidir.

Küresel İklim değişimi ekolojik, ekonomik ve sosyal boyutları olan günümüzde dünyanın en önemli problemlerinden biridir. Ülkelerarası İklim Değişim Paneli'nin (IPCC) 2007 yılı raporunda da belirtildiği gibi, sera gazlarının atmosferde yarattığı etkiler nedeniyle 20. yüzyılda hava sıcaklıklarında giderek artan bir eğilim ortaya çıkmıştır (IPCC, 2007). Bu eğilimin küresel yüzyıllık ortalaması $0.6 \pm 0.2^{\circ}\text{C}$ gibi çok yüksek bir rakamdır. Bu eğilimin aynı ivmede devam etmesi durumunda 2100 yılında, bugüne göre, yaklaşık 3°C civarında bir sıcaklık artışının olacağı, yağış-buharlaşma gibi meteorolojik

olayların büyük ölçüde değişeceği beklenmektedir. Ayrıca, bu eğilim üzerinde yıllar-arası değişimlerden başlayarak onyıllar-arası değişimlere kadar uzanan farklı periyotlarda salınımlar bulunmaktadır. Bu tür salınımlar dünyanın çeşitli bölgelerinde hava sıcaklığı ve basıncı, yağış ve buharlaşma miktarı gibi meteorolojik verilerde, su sıcaklığı ve tuzluluğu, su seviyesi, nehir akılarındaki değişimler gibi deniz ve iç suların fiziksel özelliklerinde, plankton biyokütlesi, balık stokları vs gibi biyolojik özelliklerinde saptanmıştır. Bu salınımlardan bazıları, bölgesel meteoroloji ve su dinamiklerine bağlı olarak, daha baskın bir şekilde ortaya çıkmaktadır. Bunun yanında, bu tür baskın salınımların periyotlarının genellikle bazı atmosferik olaylara bağlı olarak geliştirilen indeks'lerin salınım periyotları ile de bire-bir örtüştüğü görülmüştür. Bunların içinde Pasifik Okyanusundaki El-Nino-Güney Salınımı (El-Nino Southern Oscillation-ENSO) (Allan & Parker,1996), Pasifik Onyıllık salınımı (Pacific Decadal Oscillation-PDO), ve Türkiye coğrafyası üzerinde önemli etkilere sebep olan Kuzey Atlantik Salınımı (North Atlantic Oscillation-NAO) (Hurrell, 1996) en belli başlı olanlarıdır.

Kuzey Yarım Küredeki en temel yarı-durağan atmosferik sistem Kuzey Atlantik Salınımı (North Atlantic Oscillation-NAO) olarak bilinen hava akımı ve buna bağlı meteorolojik olaylardır (Hurrell ve diğ., 2003). NAO salınımı Kuzey Yarımküredeki atmosfer sisteminin şiddetinin ve değişkenliğinin bir ölçüsüdür. Bu sistemin gerek Kuzey Amerika gerek Avrasya kıtalarındaki kara ekosistemleri ile bu bölgelerin kapsamı alanındaki denizlerin dinamikleri ve ekosistemleri üzerindeki belirgin etkilerini belgeleyen dinamik bazlı çalışmalara örnek olarak Marshall ve diğ. (1997), Cullen ve deMenocal (2000), Sirabella ve diğ. (2001), Lu ve Greatbatch (2002), Hurrell ve diğ. (2003), Polonsky ve diğ. (2004), Oguz ve diğ. (2006), Kazmin ve Zatespin (2007) verilebilir. Ayrıca bu ve buna benzer diğer sistemlerin deniz ekosistemleri ile iç sular ve kara ekosistemlerinin davranış biçimlerini kontrol ettiğini gösteren çok sayıda kanıt bulunmaktadır (Ottersen ve diğ., 2001; Weyhenmeyer ve diğ., 1999; George 2000; Straile ve Adrian, 2001; Richardson ve Schoeman, 2004). İklim değişimlerinin açık deniz plankton ve balık stokları üzerindeki etkileri üzerindeki araştırmalar arasında ise Drinkwater ve diğ. (2003), Chavez ve diğ. (2003), kıyı ve sığ denizler üzerindeki etkilerine yönelik araştırmalar arasında ise Dippner ve Ottersen (2001), Hunt ve diğ. (2002), Reid ve diğ. (2001), Kang ve diğ. (2002), Conversi ve diğ. (2001), Sirabella ve diğ. (2001), Molinero ve diğ. (2005) bulunmaktadır.

Ülkemizde sucul ekosistemler ile iklimsel değişimlerin ilişkileri üzerindeki araştırmalar oldukça sınırlıdır. Oguz ve diğ. (2003, 2006) ve Oguz (2005a,b) Karadeniz'in fiziksel, kimyasal ve biyolojik özelliklerindeki değişimlerin NAO indeks'indeki salınımlar ile ilişkili olduğunu göstermiştir. Özsoy (1999)'de Akdeniz-Karadeniz-Hazar Denizi üçlüsünün fiziksel özelliklerinin bazı büyük ölçekli iklimsel değişimler ile ilişkileri verilmiştir. Bu tür ilişkilerin varlığı ve önemi, en son olarak, Nisan 2005 de Mersin'de gerçekleştirilen 3 günlük Ulusal İklim Kollokyumu'nda da dile getirilmiş, konunun önemi sonuç bildirgesinde açık bir biçimde vurgulanmıştır (Özsoy ve Karaca, 2005). Yaklaşık 8000 km lik bir kıyı şeridinde sahip ülkemiz denizlerindeki iklimsel etkiler bugüne kadar maalesef yeterince gündeme getirilmemiştir. Burada önerilen çalışmanın ana teması bu tür ilişkilerin varlığının ve etkilerinin incelenmesidir.

Bu proje çalışmasında başlıca iki amaç belirlenmiştir. Uzun vadeli amaç şimdiye kadar üzerinde yeteri kadar çalışma olanağı bulunmayan deniz ekosistemleri - iklim etkileşimlerini inceleyerek uzun ölçekli değişim süreçlerini tanımaya yönelik bir çalışma programının çekirdeğini oluşturmaktır. Böylece, daha ileri yıllarda bu konunun ve çalışma programının disiplinlerarası, daha geniş kapsamlı ve ulusal ve uluslararası katılımlı hale dönüştürmesi sağlanabilecektir. Kısa vadeli ve daha özel olarak tanımlanabilecek amaçlar ise (1) fiziko-kimyasal ve biyolojik değişimlerinin incelenmesine yönelik gerek ülkemizde

gerekse komşu ülkelerde ve uluslararası veri bankalarındaki verilerin bir envanterinin çıkarılması, bunların olabildiğince bir veri bankası altında toplanması, (2) kuzey yarımkürenin önemli atmosferik sistemlerindeki yıllararası ve daha uzun ölçeklerdeki değişimlerinin ülkemizdeki ekonomik potansiyeli olan ve/veya olabilecek etkileşimlerinin saptanması, (3) bu tür iklimsel bazlı ekolojik etkilerin kirlilik ve diğer insan kaynaklı etkilere göre olan göreceli katkılarının belirlenmesi, (4) ekosistemlerdeki alternatif ortamların iklimsel değişimlere bağlı olarak ortaya çıkabilecek dönüşüm mekanizmalarının matematiksel modeller yardımı ile incelemesidir.

Final Raporu 8 bölümden oluşmaktadır. Projenin genel tanıtımının verildiği Birinci bölümde sonra, İkinci bölümde kullanılan bulguların tanımı, özellikleri ve elde edilen kaynaklara ilişkin bilgiler verilmektedir. Üçüncü bölümde Karadeniz'deki iklim değişimlerine ait bulgular incelenmiştir. Benzer şekilde, Dördüncü bölüm Ege Denizi'ndeki iklim değişimlerini incelemiştir. Beşinci ve altıncı bölümler, bulgu setlerinin istatistiksel ve diyagnostik yöntemler kullanılarak işlenmesi ve bunların sonucunda elde edilen bilimsel değerlendirmeleri içermektedir. Yedinci bölümde ise, bu proje kapsamında oluşturulmaya başlanan ve ayrıca Avrupa Birliği 6. Çerçeve MEECE projesi kapsamında yürütülen model simülasyon çalışmalarından kesitler sunulmaktadır. Sekizinci bölüm projenin özgünlük, beklentiler ve etkiler açısından kısa bir değerlendirmesini kapsamaktadır.

BÖLÜM 2

MATERYAL ve METOD

Bu proje kapsamında Ege Denizi ve Karadeniz için çok çeşitli kaynaklar taranarak mümkün olabildiğince fazla fiziksel ve biyojeokimyasal bulgu setleri oluşturulmaya çalışılmıştır. Söz konusu kaynaklar raporun ilgili bölümlerinde atıflar şeklinde belirtilmiştir. Ancak önemli olanları ve elde edildiği kaynaklardan bazıları aşağıda sıralanmıştır. İstatistiksel analizler ve model detayları ile ilgili materyal ve metod ilgili bölümlerin içinde verilmiştir.

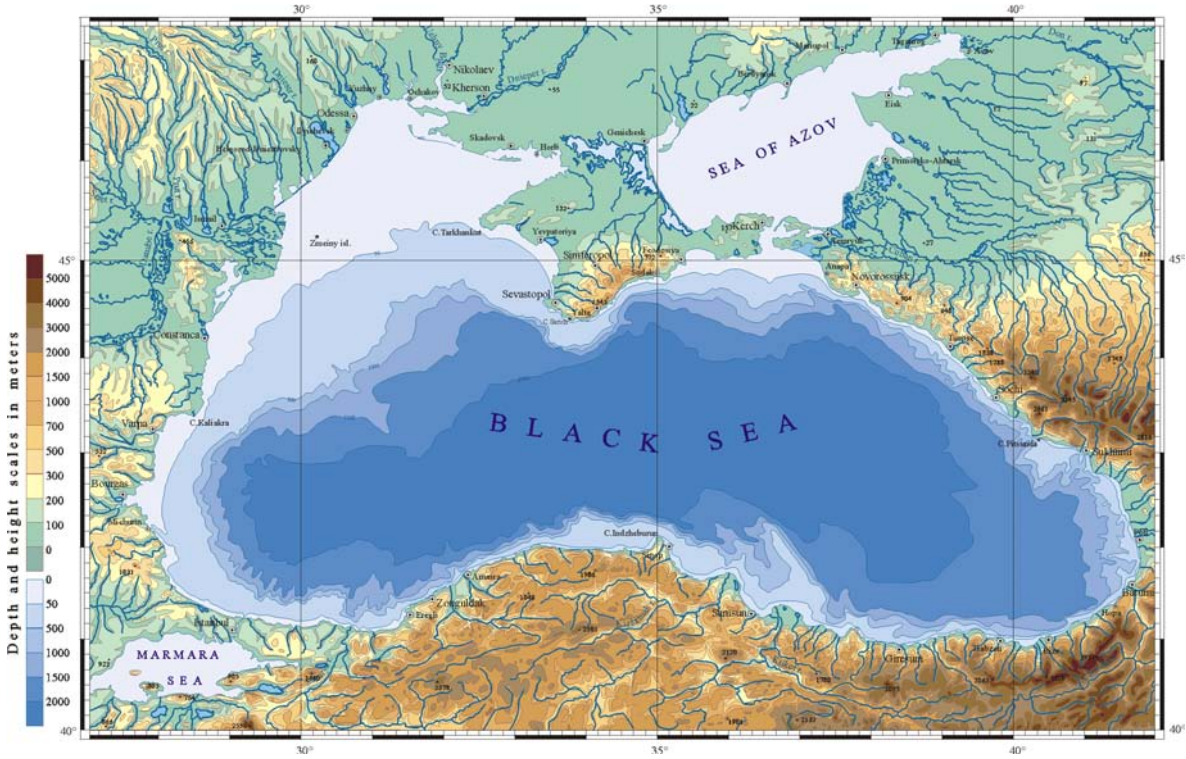
- ODTÜ-Deniz Bilimleri Enstitüsü veri merkezi:
<http://sfp1.www.ims.metu.tr/ODBMSDB/>
- Su bütçesi değişimleri (Ilyin ve diğ. 2006)
- Tuna Nehri debisi değişimleri (Cociasu ve diğ. 2008)
- Kış dönemi yüzey suyu değişimleri (Belokopytov 1998; Rayner ve diğ. 2003; Krivosheya et al., 2005; Kazmin ve Zatsepin 2007)
- Su seviyesi anomalisi değişimleri (Reva 1997; Tsimplis ve Josey 2001; Stanev ve Peneva 2002; Goryachkin ve diğ. 2003)
- daNUbs Project Final Report (2005)
- GEF-UNDP Project Report (2006)
- Karadeniz Komisyonu tarafından hazırlanan “The State of the Environment” Raporu (BSC, 2008)
- 10m yükseklikteki kış mevsimi hava sıcaklığı değişimleri (Titov, 2000; 2002;
<ftp://data.giss.nasa.gov/pub/gistemp/txt/>)
- Uydu verilerinden elde edilen yüzey suyu sıcaklıkları için Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) algılayıcısından elde edilen ve Pathfinder5 olarak adlandırılan aylık ortalamalı, 4 km çözünürlü küresel bulgu seti
<http://podaac.jpl.nasa.gov/DATA CATALOG/sst.html>.
- Aylık ortalama hava sıcaklıkları, rüzgar hızları ve yönleri için 2.5° çözünürlüğü olan <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.html> tarafından verilen global bulgu seti
- NAO indeksi için <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao.htm> tarafından verilen kış ayları (Aralık-Şubat) için seçilmiş aylık ortalamalı bulgu seti
- EAWR indeksi için ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/wd52dg/data/indices/tele_index.nh tarafından verilen kış ayları (Aralık-Şubat) için seçilmiş aylık ortalamalı bulgu seti
- SeaWiFS uzaktan algılayıcısından elde edilen ve <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov> tarafından verilen klorofil değerleri için 9 km çözünürlü aylık ortalamalı bulgu seti

BÖLÜM 3

KARADENİZDEKİ İKLİM DEĞİŞİMLERİ

1. Karadeniz'in genel özellikleri

Oval bir yapıya sahip ve Avrupa'nın güneydoğusunda, 40° 54' 40" - 46° 34' 30" kuzey enlemleri ile 27° 27' - 41° 46' 30" doğu boylamları arasında bulunan 420 bin km² lik alanı, 2.212 m derinliği ve 534,000 km³ toplam su hacmi ile Karadeniz dünyadaki en büyük iç denizlerinden biri konumundadır (Şekil 3.1). Doğu-batı yönündeki maksimum uzunluğu yaklaşık 1175 km, kuzey-güney yönündeki en kısa uzunluğu (Kerempe burnu ile Kırım Yarımadasının en güney ucu arasındaki yaklaşık ~33.5° doğu enlemi boyunca olan mesafe) 260 km dir. Ancak bu uzunluk, 30-32° doğu enlemleri arasında yaklaşık iki katına çıkmaktadır. Karadeniz, İstanbul-Çanakkale Boğazları ve Marmara Denizinden oluşan Türk Boğazlar Sistemi (TBS) ile Ege ve Akdeniz'e bağlanmaktadır. Ayrıca, Kerch Boğazı ile Kırım Yarımadası'nın doğusundaki Azov Denizi ile etkileşim içindedir.



Şekil 3.1. Karadeniz'in topoğrafyası ve bulunduğu bölgenin coğrafik konumu.

Karadeniz toplam yüzeyi 2 milyon km²'yi aşan ve tüm Doğu Avrupa'yı kaplayan nehir girdilerinin oluşturduğu bir drenaj bölgesine sahiptir. Nehir kaynaklı tatlısu girdilerinin büyük bir bölümü kuzeybatı bölgesinde gerçekleşmektedir. Sadece Tuna Nehri ortalama olarak yılda 200 km³ lük bir debiye sahiptir. Bu bölgeye akan Dniepr, Güney Bug ve Dniestr gibi diğer nehirler ise toplam 65 km³/yıl civarında bir tatlı su girdisi sağlamaktadır. Karadeniz kıyıları boyunca irili-ufaklı diğer nehirlerin toplam girdisi ise 25 km³/yıl kadardır. Karadeniz baseni, derinliği 200m den az ve toplam alanın 29.9% nu kaplayan kıta sahanlığı, 27.3% alanı kaplayan kıta yamacı, 30.6% lık kıta eğimi ve 12.2% lik derin basen (>2000 m) olmak üzere toplam dört fizyografik bölgeye ayrılabilir. Toplam yüzölçümün 25 % ne karşılık gelen ve en fazla nehir girdilerinin olduğu en geniş kıta

sahanlığı kuzeybatı kıta sahanlığı (KBKS) dır (Şekil 3.1). Kırım, Kafkasya ve kıyılarımız ise çok dar bir kıta sahanlığına sahip olup kıyısal kesim çok dik bir kıta yamacı ile derin basene bağlanmaktadır. Ayrıca, basenin çevresi boyunca kıta sahanlığı ile kıta yamacı arasında çok sayıda denizdibi kanyonları bulunmaktadır. Sinop etrafındaki kıyısal bölge ise göreceli olarak geniş bir kıta sahanlığına sahiptir (Şekil 3.1).

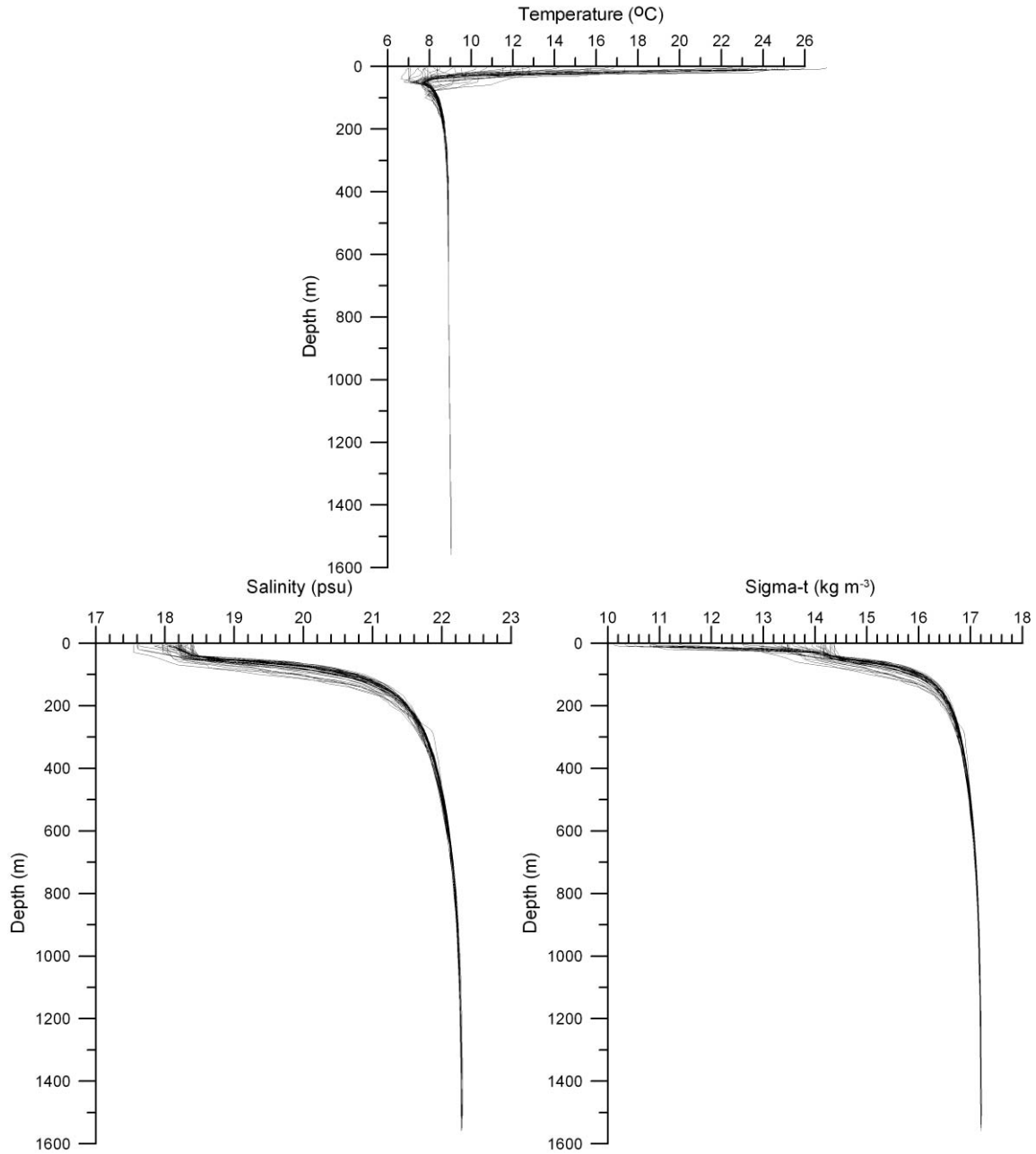
Karadeniz'in bugünkü yapısına kavuşuncaya kadar geçen binlerce yıllık zaman içinde "Quaternary" dönemi özel bir öneme sahiptir. Yaklaşık 19 - 16 bin sene kadar önceki buzul çağında su seviyesi 120 metre kadar azalarak Akdeniz ile olan ilişkisini kaybetmiş, sadece Manyet vadisi kanalıyla aralıklı olarak Hazar Denizi ile bağlantısı kalmıştır. Su seviyesinin İstanbul Boğazı'nın eşik seviyesinin altına düştüğü bu dönemde Karadeniz tuzluluğu binde 3-7 olan büyük bir tatlı su basenine dönüşmüştür. Buzul dönemi takip eden ve günümüzden 16-15 bin sene önce başlayan ısınma döneminde ise buzların erimesiyle Dniepr, Dniestr and Danube Nehirleri tarafından Karadenize taşınan sular deniz seviyesini tekrar yükselterek yaklaşık 12 bin sene önce İstanbul Boğazının eşik seviyesinin üzerine çıkarmış ve böylece Karadeniz'den Ege Denizine doğru yaklaşık $190 \text{ km}^3 \text{ y}^{-1}$ lık bir debi ile su akışı başlamıştır. 9-7.5 bin yıl önceki "Holocene" döneminin başlangıcında ise, Akdeniz ve Karadeniz'in aynı su seviyesine ulaşmasıyla, daha tuzlu Akdeniz kaynaklı sular TBS'den geçerek Karadenize akmaya başlamış ve böylece, günümüzdeki yapıya benzer iki tabakalı bir akım sisteminin ilk oluşumları ortaya çıkmıştır. Daha tuzlu olan Akdeniz sularının girmesi sonucu, Karadenizin katmanlaşma yapısı değişmeye başlamış, iki tabakalı bir sistemin ortaya çıkmasından sonra ise derin sular giderek oksijensizleşerek hidrojen sülfürlü tabaka oluşumu başlamıştır.

Ryan ve diğerleri (1997) tarafından öne sürülen diğer bir görüşe göre, buzulların erime döneminde, Karadeniz su seviyesinin yükselerek Ege Denizine doğru bir su akımının ortaya çıkmasından sonraki dönemde, yani günümüzden yaklaşık 11-9 bin yıl önceki soğuk ve kuru iklimin hüküm sürdüğü "Younger Dryas" döneminde, nehir suyu girdilerinin azalması ile su seviyesi tekrar azalarak İstanbul Boğazı (İB) eşik seviyesinin altına düşmüş ve Akdenize doğru olan su akışı kesilmiştir. Ancak, bu dönemde Akdeniz yükselmeye devam etmiş ve İB eşik seviyesinin üzerine çıkarak günümüzden yaklaşık 7.5 bin yıl önce Karadenize aşırı bir tuzlu su girdine yol açmıştır. Yüksek debili bu su girdisi, Karadenizin su seviyesinin kısa sürede yükselmesine neden olmuştur. Ancak TBS ve Karadeniz'in çeşitli kesimlerinden daha sonraki yıllarda toplanan yeni bulgular, Ryan ve arkadaşlarının görüşünü desteklememekte, bunun yerine yukarıda anlatılan klasik görüşün geçerliliğini ortaya koymaktadır.

2. Karadeniz'in fiziksel özellikleri

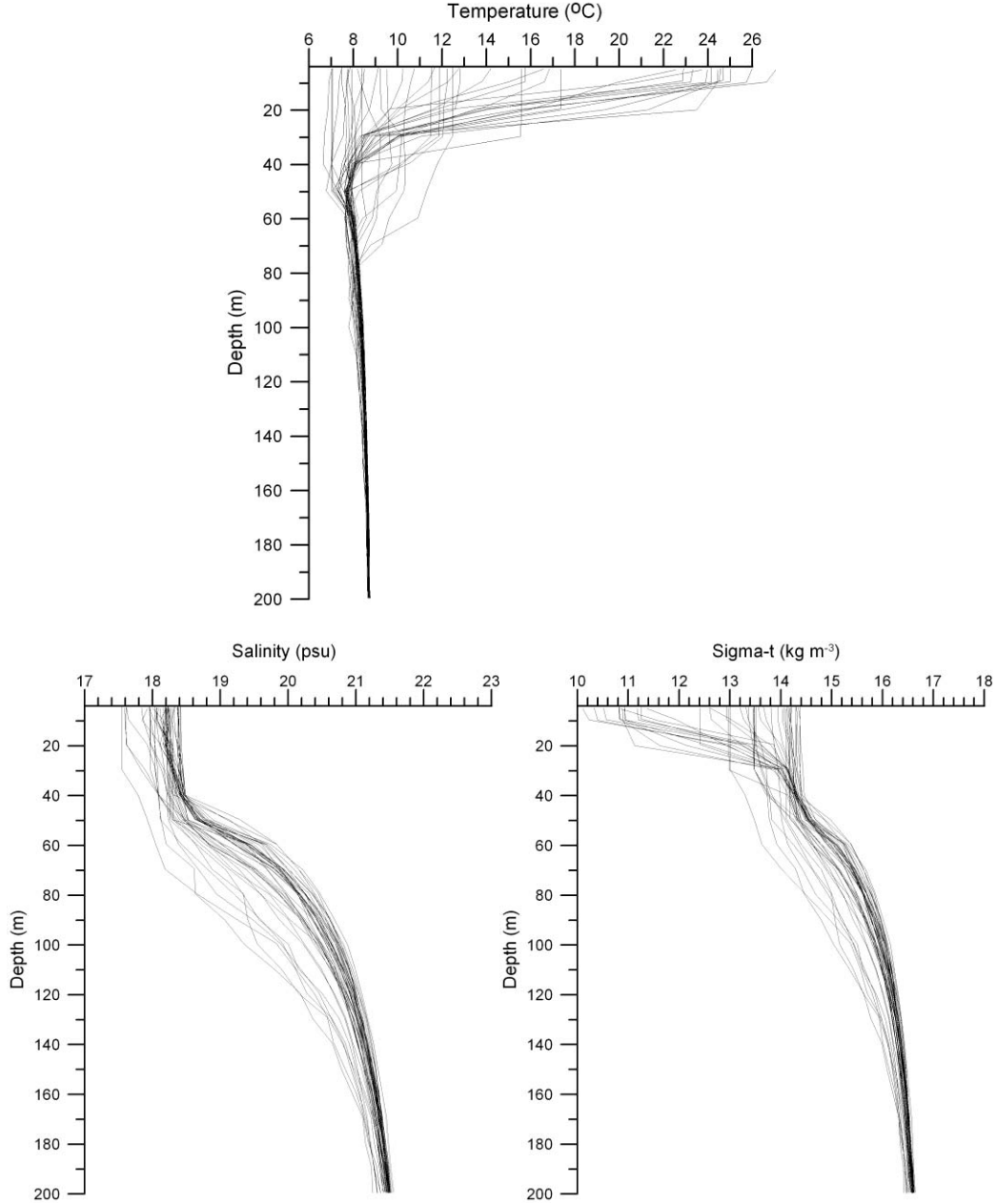
Karadeniz, dünyaki en kararlı ve kuvvetli yoğunluk katmanlaşmasına sahip denizlerden birisidir. 2000 m lik su kolunun en üstteki 200 m lik bölümünde yoğunluk farkı yıl içinde Akdenize göre yaklaşık 10 kat fazla olarak $3-6 \text{ kg m}^{-3}$ arasında değişmektedir. Kasım 2007-Ekim 2008 dönemine ait Argo float'larından birer hafta ara ile elde edilen sıcaklık, tuzluluk ve yoğunluk bulguları kullanılarak elde edilen su kolunun katmanlaşma özelliklerini gösteren profiller Şekil 3. 2'de gösterilmektedir. Bu profillerde, sıcaklığın yıl içindeki değişimine bağlı olarak üst tabakalardaki yoğunluk katmanlaşma özelliklerindeki aşırı değişimler açıkça izlenmektedir. Ancak, bu değişimler 200 metrenin altındaki su tabakalarını etkilememektedir. Bu nedenle derin su katmanları yıl boyunca değişmeyen kararlı sıcaklık ve tuzluluk yapısına sahiptir. Kararlı alt tabaka suları ile yıl içinde fiziksel yapısı değişen üst tabaka suları arasında kalan ve "Kararlı Piknoklin" olarak isimlendirilen ara tabakanın alt sınırı genellikle $\sigma_t \sim 16.2 \text{ kg m}^{-3}$ yoğunluk yüzeyi ile tarif

edilmektedir. Akıntı sistemlerinin yapısına bağı olarak bu yüzey siklonik bölgelerde 100-150 m, antisiklonik karakterli kıyı bölgelerinde ise 150-200 m derinlikleri arasında değişmektedir. Yaklaşık 14.5 kg m^{-3} yoğunluk yüzeyi ile belirtilen Kararlı Piknoklin tabakasının üst sınırı ise siklonik bölgelerde 50-60 metre, antisiklonik kıyı bölgelerinde ise 70-80 metre derinliklerde konumlanmıştır.



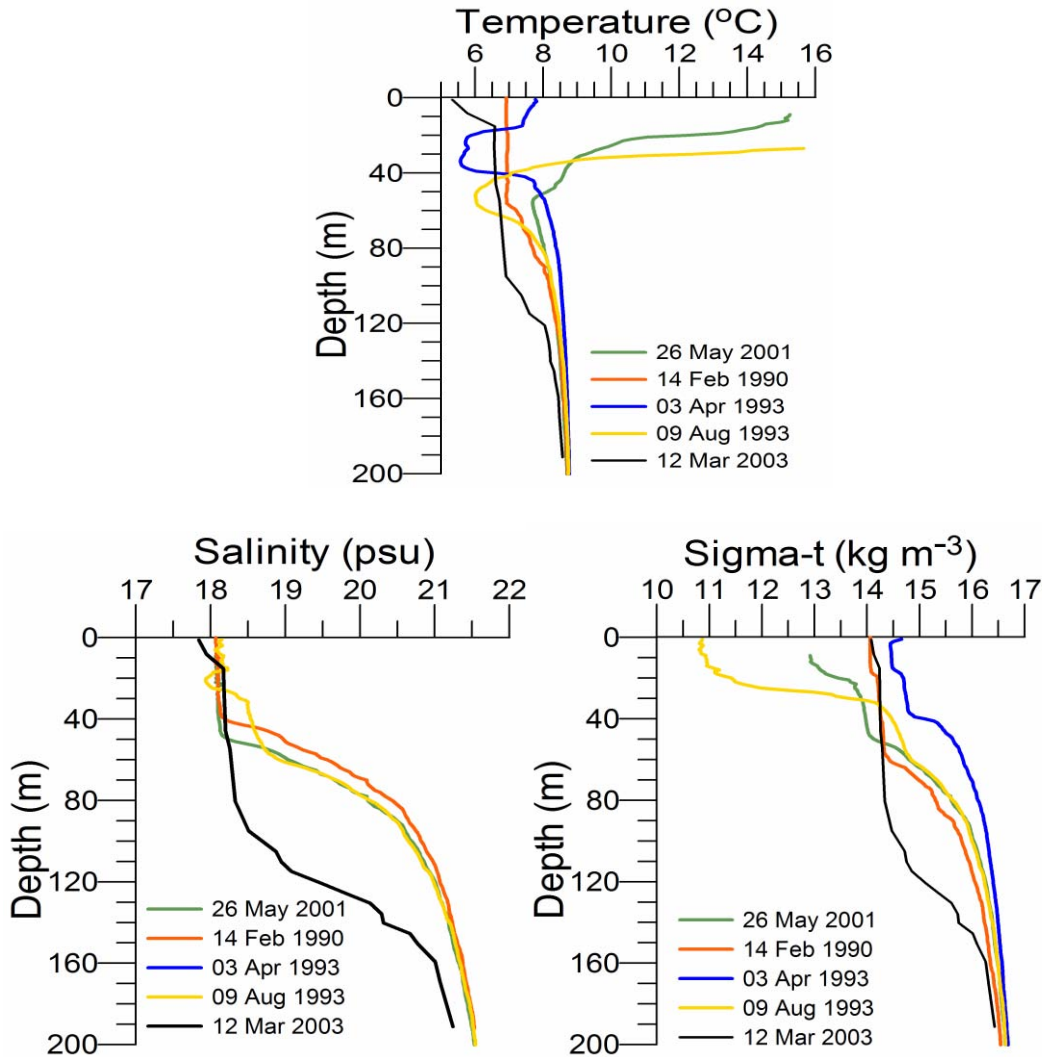
Şekil 3.2. Bir Argo flot ile haftalık aralıklarla basenin çeşitli konumlarında Kasım 2007 – Eylül 2008 döneminde ölçülen sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$), tuzluluk (psu), ve yoğunluk (sigma-t cinsinden, kg m^{-3}) profilleri.

Şekil 3. 2'deki profillerden görüleceği gibi, piknoklinin altındaki su katmanlarında fiziksel özellikler çok sınırlı ölçülerde değişmektedir. 250 m su derinliğinde sıcaklık ~ 8.75 - 8.80°C , tuzluluk ~ 21.65 - 21.75 psu, ve yoğunluk ~ 16.7 - 16.8 kg m^{-3} değerleri; 500 m derinlikte ~ 8.85 - 8.90°C , ~ 22.00 - 22.05 psu, ~ 16.95 - 17.0 kg m^{-3} ; 1000m derinlikte ise 8.95 - 9.0°C , ~ 22.20 - 22.25 psu, ~ 17.15 kg m^{-3} değerleri ile tanımlanmaktadır. 1000 metrenin altındaki derinliklerde ise bu değerler sırasıyla ~ 9.0 - 9.1°C , ~ 22.1 - 22.2 , ~ 17.15 - 17.25 kg m^{-3} civarındadır. 1700 metrenin altındaki en derin tabaka, birkaç bin yıldır süregelen jeotermal ısınmanın etkisi ile homojen bir katmanlaşma özelliği göstermektedir (Murray ve diğ., 1991).



Şekil 3.3. Tüm su kolonu için gösterilen profillerin en üstteki 200 metrelik bölümünün büyütülmüş hali.

Öte yandan, üst tabaka suları sıcaklık açısından yıl boyunca önemli değişimlere uğramaktadır (Şekil 3.3). Kış aylarında, soğuk hava kütlelerinin bölgeyi sık aralıklarla etkilemesi ve buna bağlı olarak atmosferin soğuması ve şiddetli rüzgar gerilimi sonucunda oluşan kuvvetli karışım olayları nedeniyle yüzeye yakın 50-60 metrelik su kolonu $\sim 6-7^{\circ}\text{C}$, $\sim 18.3-18.5$ psu, $\sim 14.0-14.4$ kg m^{-3} ile tanımlanan homojen bir yapıya dönüşmektedir. Bu tür bir yapının en belirgin örnekleri arasında 14 Şubat 1990 ve 3 Nisan 1993 de ODTÜ-DBE tarafından gerçekleştirilen ölçümler ile saptanan $\sim 5.5^{\circ}\text{C}$ lik sıcaklık yapılanması Şekil 3. 4a de gösterilmiştir. Kıyıya daha yakın bir noktada (41.39°K, 30°D) Mart 2003 de elde edilen başka bir örnekte ise 90 metrelik bir su tabakasının 6.5°C ye kadar homojen bir Şekil 3.de soğuduğu görülmektedir. Kıyısız bölgedeki bu örnekteki homojen tabakanın siklonik karakterli derin basen içindeki diğer profil örneklerine göre yaklaşık 2 kat daha kalın olduğu görülmektedir. Sıcaklık açısından homojen bir yapıya sahip su tabakası, ayrıca 18.2-18.3 psu tuzluluk (Şekil 3. 4b) ve 14.2-14.4 kg m^{-3} yoğunluk değerleri ile homojen bir yapı göstermektedir (Şekil 3. 4c).

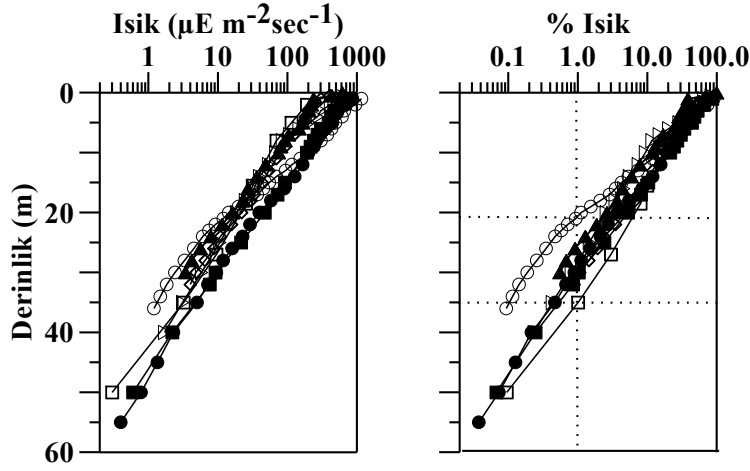


Şekil 3.4. Basenin çeşitli konumlarında çeşitli dönemlerde ODTÜ-DBE tarafından gerçekleştirilen ölçümler sonucu elde edilen ve çeşitli mevsimlerdeki su kütlelerinin değişimi ve oluşumunu gösteren sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$), tuzluluk (psu), ve yoğunluk (sigma-t cinsinden, kg m^{-3}) profilleri. (Profiller ODTÜ-DBE deki <http://sfp1.www.ims.metu.tr/ODBMSDB/> adresindeki verilerden derlenerek elde edilmiştir).

İlkbahar döneminde yüzey sularının ısınmaya başlaması ile birlikte, yüzeye yakın yaklaşık 20 m lik tabakanın sıcaklığı artarken yaz aylarında genellikle 20-25°C sıcaklık, 18-18.5 tuzluluk, ve 10.5-11.5 kg m⁻³ yoğunluk değerleriyle belirlenen bir üst tabaka suyu oluşmaktadır (bak. 3a-c ve Şekil 3. 4a-c). Söz konusu yüzey tabakasının hemen altında ise kışın oluşan soğuk suyu kütlesi (Soğuk Ara Tabaka, SAT, suyu) varlığını korumaktadır (Şekil 3. 3a ve 4a). Oldukça soğuk geçen kış şartlarından sonraki yaz mevsimlerinde SAT suyu daha belirgin olarak varlığının korurken, ılıman kış dönemlerinden sonraki yaz mevsimlerinde SAT suyunun özellikleri daha az belirgin olmakta, bazen ise eriyerek kaybolmaktadır. Bu tür alternative yapılar Şekil 3. 4a daki 3 Nisan 1993, 9 Ağustos 1993, and 26 Mayıs 2001 tarihli profillerde açıkça görülmektedir. Bu nedenlerle, 7-8°C civarındaki SAT suyu ile yüzeydeki 20-25°C lik sıcak su arasında çok keskin bir mevsimsel termoklin ve buna bağlı olarak mevsimsel piknoklin tabakaları oluşmaktadır. Buna karşılık su kütlelerinin tuzluluk yapısında herhangi bir keskin haloklin tabakası ortaya çıkmamaktadır (Şekil 3. 3b ve 4b). Bu keskin sıcaklık ve yoğunluk tabakalaşması söz konusu farklı su kütlelerinin kimyasal ve biyolojik açıdan etkileşimini büyük ölçüde engellemektedir.

100 metrelik üst tabaka suyunun en önemli özelliklerinden birisi ise dikey karışım katsayısı sabitinin değerlerindeki su kütlelerinin katmanlaşma özelliklerine bağlı olarak ortaya çıkan değişimlerdir. Bu katsayı, özellikle kış aylarında, SAT suyu ile bunun hemen altındaki oksijeni giderek azalan su kütlelerinin yenilenme olayının şiddetini kontrol etmektedir. Son yıllarda yapılan ölçümlere göre (Gregg ve Yakushev, 2005; Zatsepin ve diğ., 2007), dikey difüzyon katsayı değeri yüzey tabakası içinde (0-15 m) 10⁻³-10⁻⁴ m² s⁻¹ ile en yüksek değerlerini almakta, mevsimsel termoklin tabakasında (15-30 m) 10⁻⁵-10⁻⁶ m² s⁻¹ değerlerine kadar azalmakta ve SAT içinde bir miktar artarak 2-6 x 10⁻⁵ m² s⁻¹ değerlerine ulaşmaktadır. Kararlı piknoklin tabakasının üst sınırına karşılık gelen SAT suyunun altında ise dikey difüzyon katsayısı hızla azalarak 1-4 x 10⁻⁶ m² s⁻¹ değerlerine inmektedir. Bunun sonucu olarak, türbülans olaylarının zayıflığı nedeniyle SAT suyunun altındaki oksijeni az su kütlesi kış mevsimlerinde yeterince yenilenememekte ve oksijence beslenememektedir.

Karadeniz’de ışıklı tabakanın kalınlığı veya pratik olarak ışığın yüzeydeki değere göre %1’e indiği derinlik 997-1998 dönemi için 20-35m olarak belirlenmiştir (Şekil 3. 5). Fotosenteze bağlı biyolojik aktivite bu tabakada yoğunken, ışığın %0.1-1 aralığında da (50-60m’ye kadar) aktivite devam edebilmekte hatta bu sınırı da zorlayarak <%0.1 ışık derinliklerde (70-90m) fitoplankton popülasyonları gözlenebilmektedir. Fotosentetik aktif proseslerin gözleendiği bu tabakada ışık sönüm katsayısı (K_d), ise 0.1-0.25 m⁻¹ aralığında hesaplanmıştır.



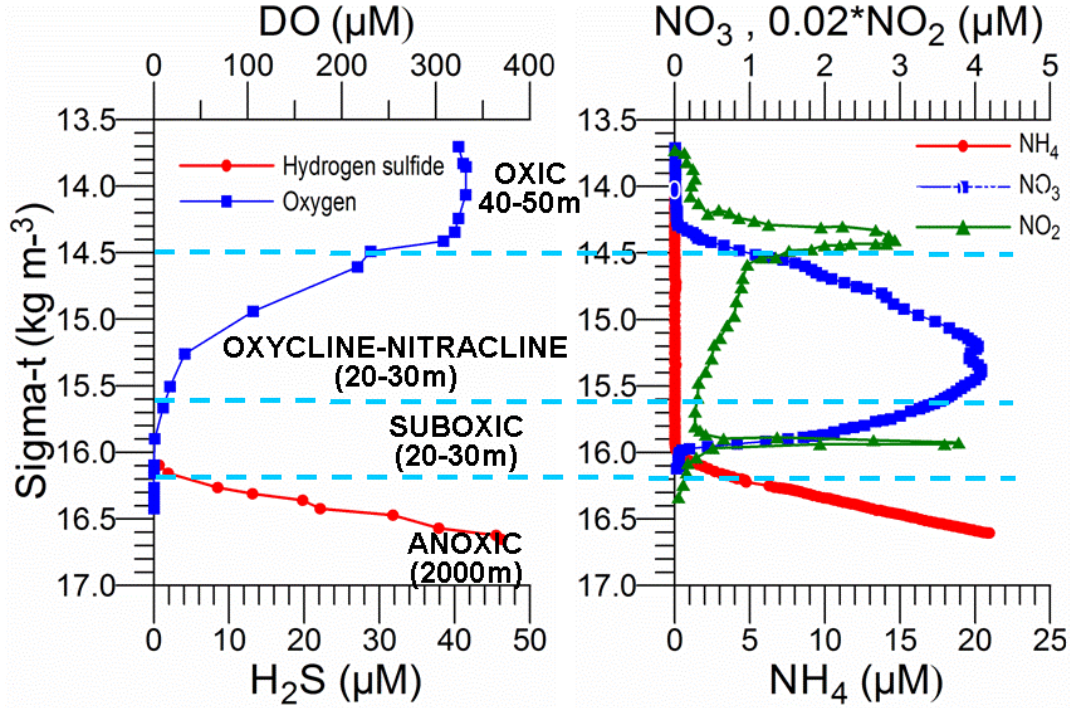
Şekil 3. 5. Karadeniz’de su kolonunda ışığın ulaşımı (Semboller: Yuvarlak= Temmuz 1997, Eşkenar Dörtgen= Mart 1998, Üçgen=Nisan 1998, Kare=Eylül 1998; İçi boş semboller kıyıda ve kıyı akıntısında yer alan, içi dolu semboller açık istasyonları temsil etmektedir)

3. Su kolonunun genel kimyasal özellikleri

Karadeniz, binlerce yıldan beri oluşan fiziksel ve biyokimyasal olaylar neticesinde yaklaşık 100-150 m derinliklere karşılık gelen ve basenin yaklaşık %90 nını kaplayan piknoklin ara yüzeyinin altındaki su kütlelerinin oksijence yenilenmemesi sonucu günümüzdeki en büyük oksijensiz su kütlesine sahip bir iç denizdir. Hidrojen sülfürlü tabakanın üzerindeki 100-150 metrelik ince tabaka ise biyokimyasal açıdan oldukça değişken bir yapı göstermektedir (Şekil 3. 6). Bakteriyel açıdan çeşitli tepkimelerin olduğu piknoklin ara yüzey tabakası nitrat ve oksijen akılarının aşağıya doğru, amonyak ve hidrojen sülfür akılarının üst tabakalara doğru olan hareketini kontrol etmektedir. Su kütlelerinin kararlı fiziksel yapısının yanında, su kolonunun bu bölgesindeki biyokimyasal olaylar hidrojen sülfür içeren alt tabaka sularının yukarı çıkarak biyolojik yaşamı yok etmesini önlemektedir. 1988 yılında Knorr araştırma gemisi ile başlayan ve daha sonraki yıllarda devam eden çeşitli seferlerde gerçekleştirilen ölçümler Karadenizin keskin katmanlaşma özelliği nedeniyle kimyasal özelliklerinin derinliğe bağlı olarak basen içinde değişse bile yoğunluğa göre değişmediğini göstermiştir (Murray ve diğ., 1989; Codispoti ve diğ., 1991). Bu olgu özellikle basenin 70% ini kaplayan derin ve siklonik karakterli sular için geçerlidir. Bu nedenle, Karadeniz kimyasal özelliklerinin su kolonu içindeki değişimleri çoğunlukla yoğunluk eksenini ifade edilmektedir.

Hidrojen sülfürlü tabakanın üzerindeki kimyasal yapı belli başlı dört tabakadan oluşmaktadır (Şekil 3. 6). En üstteki ışığın 1% seviyesine düştüğü yaklaşık 50 m lik tabakaya ufotik tabaka adı verilmektedir. Bu tabakada yüksek oksijen konsantrasyonu (~300 μM), yıl içinde konsantrasyonları değişen besin tuzları ve organik maddeler ile aktif biyolojik yaşam ve buna bağlı çeşitli biyokimyasal dönüşümler olmaktadır. Kuzeybatı kıta sahanlığı dışında, besin tuzları bu tabakada genellikle aşırı tüketim sonucu az miktarda bulunmaktadır. Ancak üfotik tabakanın alt kesimlerinde (30-50m) besin tuzları konsantrasyonları organik maddelerin parçalanması ve yüzeye göre biyolojik üretimde daha az kullanılmaları nedeniyle göreceli olarak artmaktadır. Bu nedenle yaz aylarında en üstteki yüzey karışım tabakasında biyolojik üretim görülmezken mevsimsel termoklinin altında önemli miktarda biyolojik üretim ve buna bağlı aktif yaşam ortaya çıkmaktadır. Yüzey karışım tabakası içindeki üretim ise karışım olaylarının kış aylarında kuvvetlenmesi ve üfotik tabakanın daha altındaki derinliklerde depolanan besin tuzlarının üst tabakaya

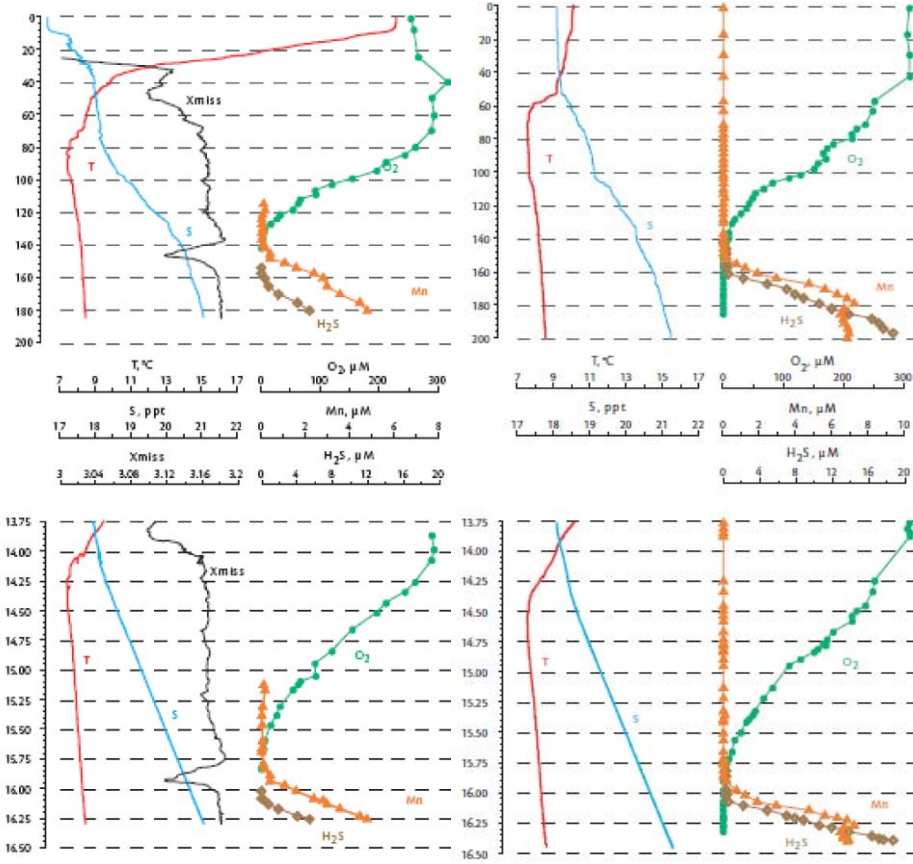
taşınmasını takiben ilkbahar aylarında ortaya çıkmaktadır. Aynı nedenlerle sonbahar döneminde de yüzey tabakası içinde bir üretim artışı görülmektedir. Su kolonunun oksijen, nitrate, fosfat, silikat, pH özellikleri hem basen genelinde hem de Sinop bölgesi için kapsamlı olarak aşağıdaki bölümlerde değerlendirilmektedir.



Şekil 3.6. Sudaki çözünmüş oksijen (O_2), H_2S (soldaki grafikler) ile NO_3 , NO_2 and NH_4 (sağdaki grafikler) de gösterilen profillerin yoğunluğa karşı ($kg\ m^{-3}$) Mayıs 2003 tarihinde orta basenin iç bölgelerindeki değişimlerini gösteren çeşitli tarihlerdeki profiller. Bulgular <http://www.ocean.washington.edu/cruises/Knorr2003/index.html> web sitesinden elde edilmiştir.

Oksijen konsantrasyonları ışıklı tabaka içinde yıl boyunca genellikle 250 to 350 μM arasında değişmektedir. Ocak ayından başlayarak Mart ortalarına kadar devam eden şiddetli karışım olaylarının meydana geldiği kış aylarında ~50 m lik tabakada oksijen ~300-350 μM değerlerinde homojen bir yapı göstermektedir (Şekil 3. 7, sol). Bu mevsimdeki artış oksijenin saturasyon konsantrasyonunun oksijen konsantrasyonundan daha fazla olması nedeniyle atmosfer girdileri sonucu oluşmaktadır. Bu olayların en etkin olarak ortaya çıktığı dönem ise deniz suyu sıcaklığının en düşük ve karışım mekanizmasının en etkin olduğu Şubat ayıdır. Mart ayından sonraki ilkbahar ve yaz aylarında ısınmanın başlaması ile birlikte yüzeye yakın 20 m lik tabaka içinde (mevsimsel termoklinin bulunduğu derinliğe kadar) atmosfere oksijen kaybının başlaması ve organik madde parçalanması olayındaki oksijen kullanımı sonucu konsantrasyon 250 μM seviyesine inmektedir (Şekil 3. 7, sağ). Mevsimsel termoklinin altındaki üfotik tabaka içinde ise biyolojik üretim sonucu ortaya çıkan oksijen nedeniyle oksijen konsantrasyonları kış şartlarındaki değerlerini (350 μM) koruyabilmektedir (Şekil 3. 7, sağ).

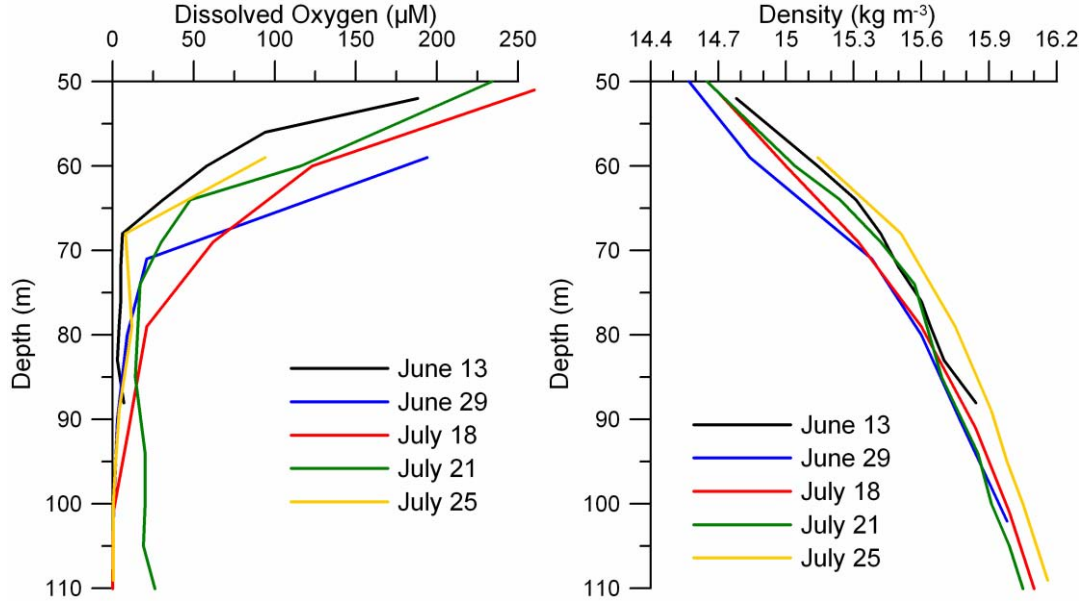
Kış şartları (26 Ocak 2004, 44.52°K, 37.32°D) Yaz şartları (2 Temmuz 2002, 44.52°K, 37.87°D)



Şekil 3.7. 44.52°K, 37.32°D (sol) ve 44.52°K, 37.87°D noktalarında sırasıyla 26 Ocak 2004 ve 2 Temmuz 2002 gerçekleştirilen ölçümlerden elde edilen sıcaklık (T), tuzluluk (S), ışık geçirgenliği (X_{miss}), oksijen (O_2), hidrojen sülfür (H_2S), toplam manganez (Mn^{2+}) konsantrasyonlarının (μM) derinliğe ve yoğunluğa göre değişimleri (bak. Yakushev ve diğ. 2005).

Üfotik tabakanın altındaki 20-40 metrelik kesimde oksijen konsantrasyonları hızlı bir biçimde azalma göstermektedir. Bu azalmanın başladığı $\sim 300 \mu M$ değeri siklonik karakterli bölgelerde genellikle 35–40 m derinliğinde olup $14.4\text{--}14.5 \text{ kg m}^{-3}$ yoğunluk yüzeyine karşılık gelmektedir (Şekil 3. 6). Antisiklonik karakterli bölgelerde ise 70–100 m ve $14.0\text{--}14.2 \text{ kg m}^{-3}$ yoğunluk yüzeyidir (Şekil 3. 7). Oksijen konsantrasyonu 15.6 kg m^{-3} yoğunluk yüzeyine karşılık gelen derinliklerde ise tipik olarak $10 \mu M$ değerine inmekte ve 16.2 kg m^{-3} yoğunluk yüzeyinde ise tamamen tükenmektedir. Bu yüzey aynı zamanda hidrojen sülfürlü tabakanın başlama derinliğidir. Oksijen konsantrasyonlarının $300 \mu M$ dan $10 \mu M$ kadar azaldığı derinliklere oksiklin tabakası, $10 \mu M$ dan hidrojen sülfürün başladığı derinliğe kadar olan tabakaya ise suboksik tabakası adı verilmektedir. Suboksik tabakasının kalınlığı, yoğunluk farklılıkları nedeniyle siklonik bölgelerde 40 m, kıyasal antisiklonik bölgelerde ise 20 m civarındadır. Bu yapı ilk olarak Murray ve diğ. (1989) tarafından 1988 de yapılan ölçümlerde saptanmış daha sonraki ölçümler ile doğrulanmıştır. Daha önceki yıllarda yapılan ölçümlerde (Sorokin, 1983; Faschuk ve Aizatulin, 1986;

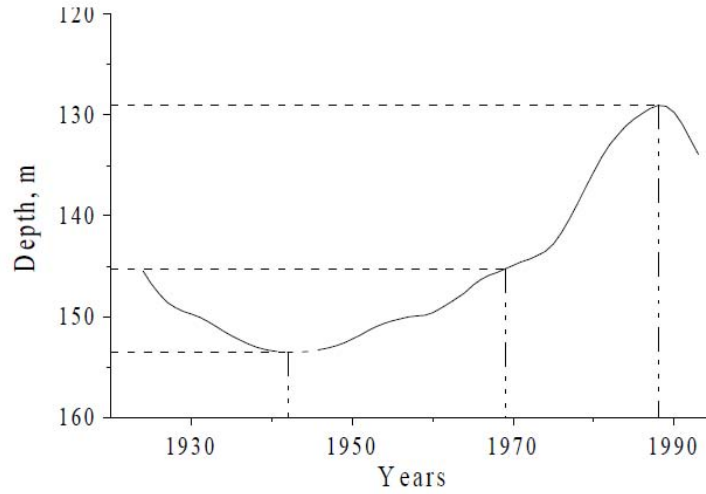
Rozanov ve diğ., 1998) ise düşük oksijenli sularda bulgu toplama tekniklerindeki eksiklikler sonucu atmosferik kontaminasyon nedeniyle bu tabaka tesbit edilememiştir (Tugrul ve diğ. 1992; Buesseler ve diğ., 1994; Kononov ve Murray, 2001). Önceki ölçümler suboksik tabakası yerine, hidrojen sulphur ve oksijenin beraberce bulunduğu bir tabakanın varlığına işaret etmektedir.



Şekil 3.8. 43°K, 34°D noktasında 13 Haziran-25 Temmuz 1988 döneminde gerçekleştirilen ölçümlerde yoğunluk (kg m^{-3}) ve oksijenin (μM) derinliğe göre değişimleri.

Son yıllarda yapılan çalışmalar (Oguz, 2002; Oguz ve Ediger 2007), suboksik tabakası üst sınırının her zaman $\sim 15.6 \text{ kg m}^{-3}$ yoğunluk yüzeyi ile çakışmadığını, dönemsel ve yöresel olarak farklılıklar gösterebileceğine işaret etmektedir. Fitoplankton üretiminin çok olduğu dönemleri takip eden organik madde parçalanma sürecinde yoğun oksijen kullanımı nedeniyle suboksik tabakası daha az yoğunluk yüzeylerine doğru genişlediği, yani bu az oksijenli tabakanın yüzeye doğru kalınlaştığı gözlenmiştir. Örneğin Mayıs 2001’de batı baseninin derin bölgesinde bu sınır bir ay içinde 15.15 kg m^{-3} yoğunluğuna kadar çıkmıştır (Oguz ve Ediger, 2007). Aynı Şekil 3.de, 43°K, 34°D noktasında 13 Haziran - 25 Temmuz 1988 dönemini kapsayan 1.5 aylık süreç içinde yapılan ardışık ölçümlerde oksiklin tabakasının ve suboksik tabakanın üst sınırının sirkülasyon dinamiğindeki değişimlere bağlı olarak ortaya çıkan yoğunluk değişimleri neticesinde sürekli farklılıklar gösterdiği gözlenmiştir (Şekil 3. 8). Bunun karşılığında, suboksik tabakanın alt sınırının (bir başka deyişle, hidrojen sülfürlü tabakanın başlangıcının) yoğunluğa göre değişiminde farklılıklar ortaya çıkmamıştır. Yani, hidrojen sülfürlü tabakanın başlangıcı olan 16.2 yoğunluk değeri günümüz koşullarında oldukça karalı bir yapıya sahiptir. Fakat yaklaşık 100 yıllık bir dönem gözönüne alındığında hidrojen sülfürlü tabakanın başlangıç ara yüzeyinin yıllar içinde derinliğe göre önemli ölçüde salınımlay yaptığı gözlenmektedir (Şekil 3. 9). Karadenizde gerçekleştirilen mevcut tüm ölçümlerin yıllara göre ortalaması alındığında, bu değişim toplam 24 m kadardır. 153 m ye karşılık gelen en derin konumunu 1942’de, 129 m ye karşılık gelen en sığ konumunu ise 1988 de almıştır. Bu iki dönem arasında ise, 1969-1988 arasında toplam 16 m ve 1942-1969 arasında 8 m artmıştır. 1969-1988 deki hızlı değişimin, Karadenizin bu dönemde uğradığı şiddetli ütfokikasyon olaylarına bağlı olarak daha fazla biyolojik üretim sonucu

daha fazla oksijen tüketimi ve hidrojen sülfür üretimi olduğu düşünülmektedir (Murray ve diğ., 1989; Konovalov ve diğ., 1999). Bu dönemdeki nitrat konsantrasyonlarındaki artış, suboksik tabakasının genişlemesi, görünürlüğün azalması gibi bulgular bu görüşü desteklemektedir (Tugrul ve diğ., 1992; Murray ve diğ., 1989; Vladimirov ve diğ., 1997).



Şekil 3.9. Hidrojen sülfürlü tabakanın başlangıç derinliğinin 1924–1995 dönemindeki yapılan ölçümlere göre yıllık ortalama değişimleri. Orjinal değerler 10 senelik bir filter kullanılarak düzeltilmiştir. Kesik çizgiler 1942 deki en derin (153 m), 1988 deki en sığ (129 m) ve 1969 daki ortalama (145 m) konumunu göstermektedir (bak. Konovalov ve diğ., 1999).

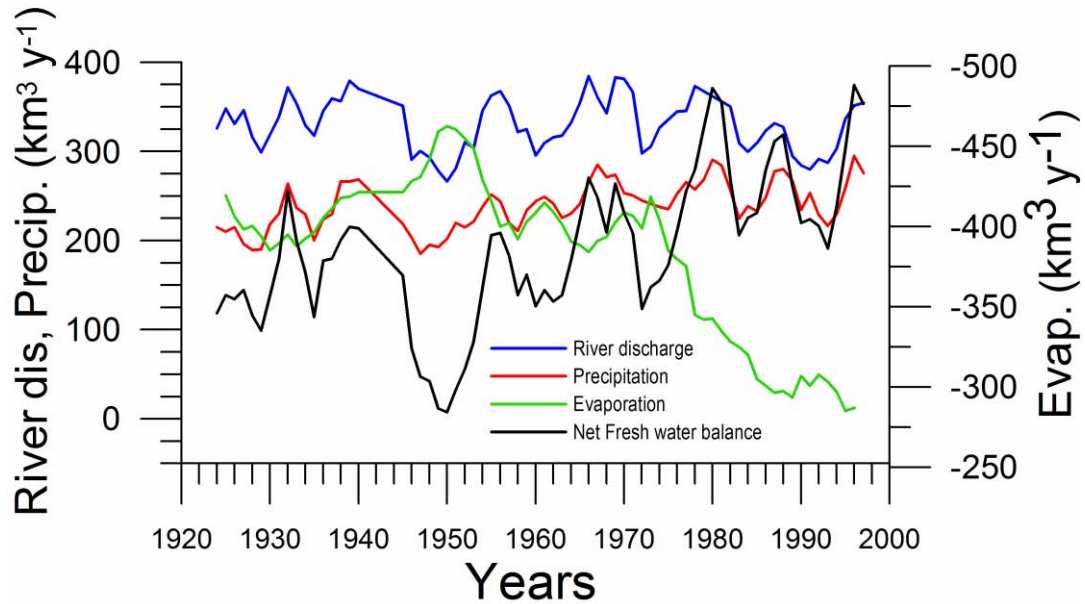
Karmaşık bir takım oksidasyon-reduksiyon tepkimelerinin sonucu olarak oksijen, nitrate, H_2S ve amonyak hidrojen sülfür tabakasının üst sınırında yok denecek kadar az konsantrasyonlarda bulunmaktadır. Suboksik tabaka içinde bu ara yüzeye doğru oksijen ve nitrat giderek tükenmekte, ara yüzeyden daha derinlere doğru ise H_2S ve amonyak konsantrasyonları giderek artmaktadır (Şekil 3. 6). Hidrojen sülfürlü tabaka içindeki bu artışlar son 5000 yıllık süreç içinde organik madde parçalanması olaylarının bir sonucudur. Ayrıca, ara yüzey civarındaki oluşan tepkimeler bu yüzeyin bir dereceye kadar sabit kalmasını ve su yüzeyine doğru olabilecek hidrojen sülfür girdisini önlemektedir. $Mn(II)$ ve $Fe(II)$ 'nin nitrat ile suboksik tabaka içinde (ara yüzeyin üst tarafında) tepkimesi sonucu ortaya çıkan $Mn(III, IV)$ and $Fe(III)$ partikülleri ara yüzeyin altına doğru düşerken hidrojen sülfür ve amonyak ile tepkimeye uğrayarak bunların tüketimine neden olmaktadır (Trouwborst ve diğ., 2006). Ayrıca, amonyak ara yüzey civarında bulunan NO_2^- ile de oksitlenerek nitrojen gazına dönüşebilmektedir (Kuypers ve diğ., 2003). Tüm bu tepkimeler ortamda bulunan çeşitli bakteri cinsleri yardımı ile oluşmaktadır.

Oksijensiz ve çok az ışıklı ortamdaki fotosentez olayı da hidrojen sülfür arayüzeyindeki oluşan tepkimelere katkıda bulunmaktadır. Buradaki HS^- , Mn^{2+} , Fe^{2+} gibi kimyasallar oksijensiz ortamda ve çok düşük ışık şiddetinde (yüzeydeki ışık şiddetinin %0.1den çok daha az) yaşayan bakteriler tarafından oksitlenebilmektedir (Repeta ve diğ., 1989; Repeta ve Simpson, 1991; Jorgensen ve diğ., 1991; Jannasch ve diğ., 1991). Bu tür olaylara daha çok hidrojen sülfür geçiş tabakasının su yüzeyine daha yakın olduğu ve dolayısıyla ışığın bu derinliklere kadar ulaşabildiği siklonik bölgelerde rastlanmaktadır. Üçüncü bir mekanizma ise H_2S ve oksijenin partikül halindeki mangan ile oksitlenmesidir. Konovalov ve Murray (2001)'ye göre bu mekanizma sülfür miktarının %50 sini tüketebilmektedir.

4. Su bütçesi değişimleri

Şekil 3. 10'da 1925-2000 yılları arasındaki Karadeniz'e giren yıllık toplam nehir debisi, toplam yağış miktarı, toplam buharlaşma miktarı ve bunların toplamını gösteren net tatlı su girdisi değişimleri gösterilmektedir. Bu bulgular Ilyin ve diğ. (2006) tarafından derlenmiştir. Nehir girdisi ve yağış miktarındaki değişimler göreceli olarak az olup en belirgin değişim buharlaşma miktarındaki 1970'den sonra görülen azalma sürecidir. 1970 den önceki yaklaşık $420 \text{ km}^3 \text{ y}^{-1}$ mertebesindeki buharlaşma miktarı daha sonraki 20 yıl içinde doğrusal olarak $300 \text{ km}^3 \text{ y}^{-1}$ mertebesine kadar düşmüştür. Bu nedenle toplam tatlı su girdisi aynı dönem içinde yaklaşık $120 \text{ km}^3 \text{ y}^{-1}$ den $300 \text{ km}^3 \text{ y}^{-1}$ ye yükselmiştir. Söz konusu doğrusal artışın üzerinde büyüklüğü yaklaşık $100 \text{ km}^3 \text{ y}^{-1}$ bulan yıllararası oynamalar da görülmektedir. Yani net su girdisinde 1970-2000 döneminde yaklaşık iki kat bir artış ortaya çıkmıştır. Bu artış ise İstanbul Boğazından Ege Denizine doğru olan üst su akımının debisinde bir artışa neden olmuştur.

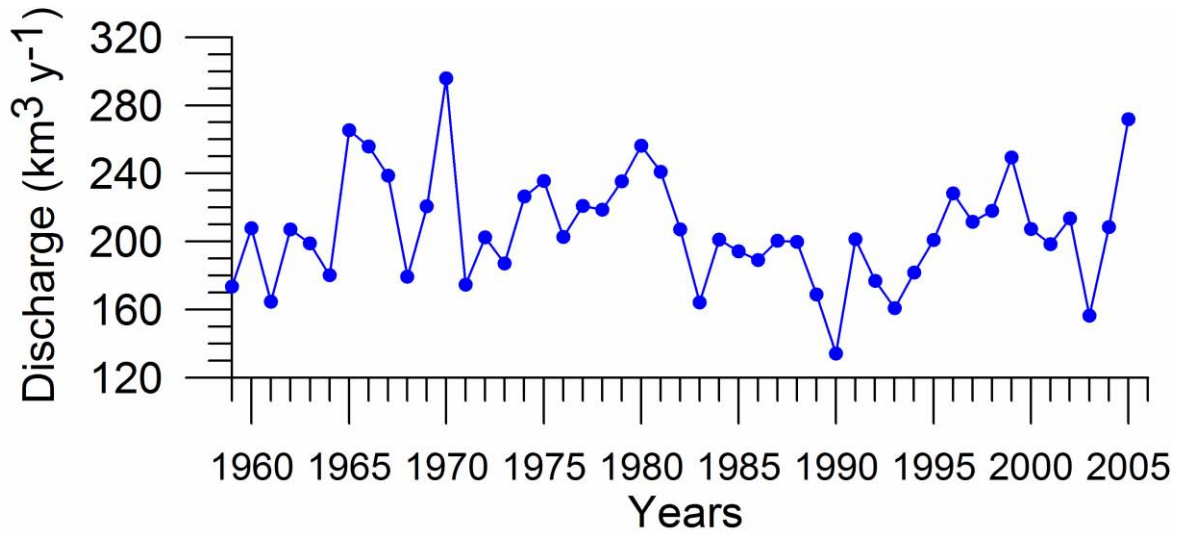
Şekil 3. 10 da gösterilen su bütçesi değişimleri daha yakından incelendiğinde 1980 lerin başından 1990'ların ortalarına kadar olan süreç içinde bir azalma, daha sonraki yıllarda ise bir artış görülmektedir. Bu değişimlerdeki en büyük rol Tuna Nehri tarafından oynanmaktadır. Tuna'nın debisi Karadenize olan toplam nehir debisinin %75'ini oluşturmaktadır. Şekil 3. 7 de gösterildiği gibi Tuna debisi 1980'den 1993'e kadar yaklaşık $100 \text{ km}^3 \text{ y}^{-1}$ azalmış fakat 1993'den sonra 2005'e kadar geçen dönem içinde ise aynı miktarda artmıştır. Ayrıca, 2002-2004 döneminde belirgin bir azalma da göze çarpmaktadır. Bu azalmayı takiben debi 2005'de tekrar 1999'daki değerine ulaşmıştır



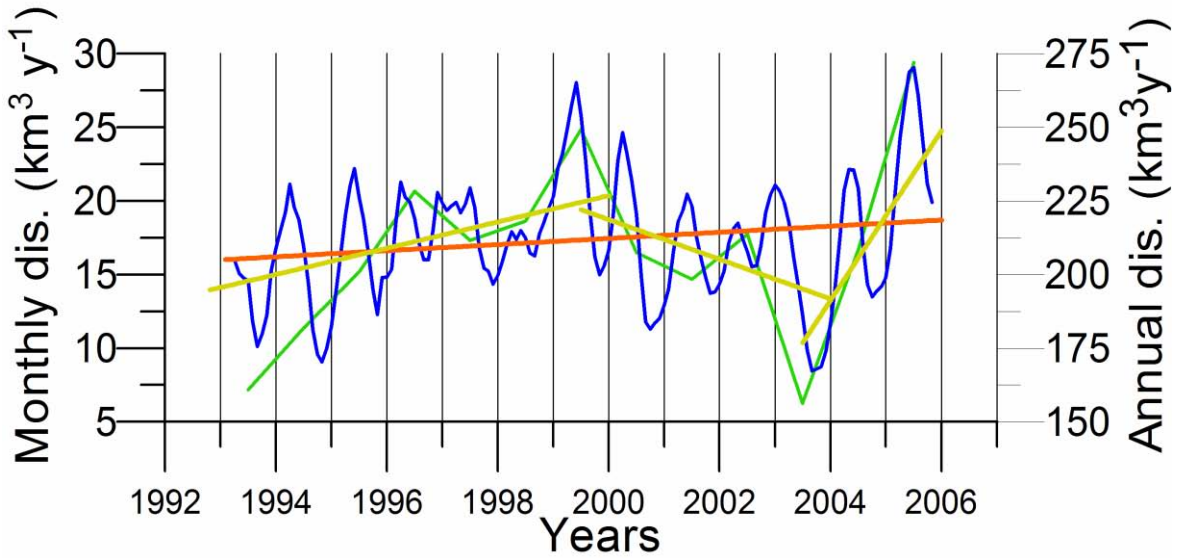
Şekil 3.10. Karadeniz'e giren yıllık toplam nehir debisi, toplam yağış miktarı, toplam buharlaşma miktarı ve bunların toplamını gösteren net tatlı su girdisinin 1924-2000 yılları arasındaki değişimleri.

Tuna debisinin aylık değişimleri (Şekil 3. 8) incelendiğinde gerçekte iki farklı değişim trendinin varlığı belirgin olarak göze çarpmaktadır. Örneğin 1993, 1995, 2000, 2001, 2002, 2004, 2005 yıllarında debi artışının sadece ilkbahar yıllarında ortaya çıktığı görülmekte iken 1994, 1996-1999 yıllarında hem ilkbahar hem kış aylarını kapsayan daha

uzun ölçekli bir debi artışı görülmektedir. 2003’de ise Tuna’nın 1990’dan sonra en az debiye sahip olduğu yıl olmuştur.



Şekil 3.11. Tuna Nehri debisinin 1960-2005 yılları arasındaki ($\text{km}^3 \text{y}^{-1}$) cinsinden yıllık değişimleri.

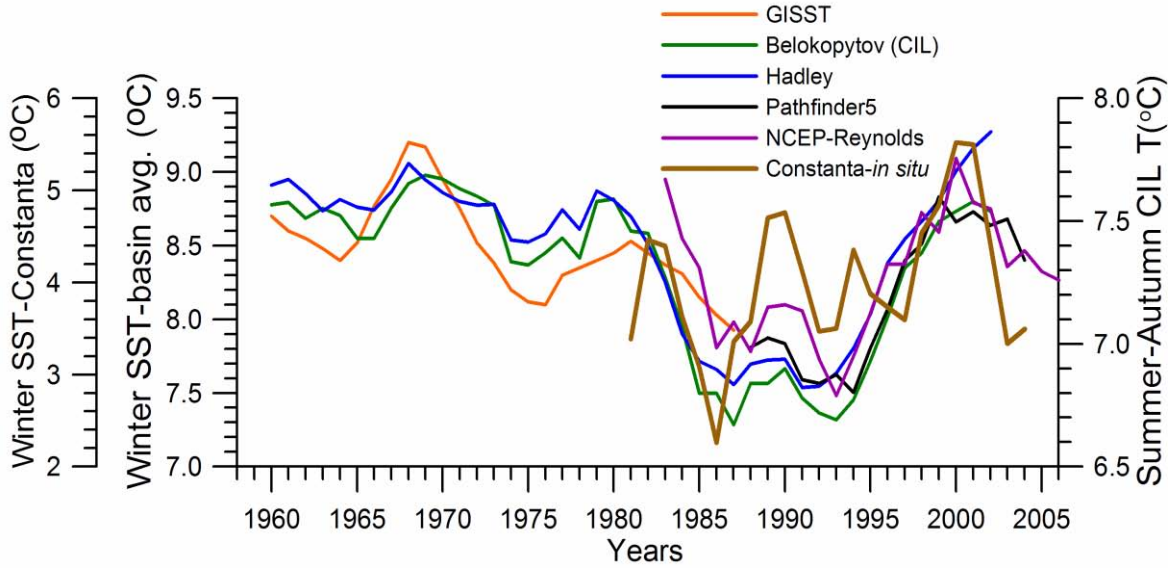


Şekil 3.12. Tuna Nehri debisinin $\text{km}^3 \text{y}^{-1}$ cinsinden aylık değişimleri (mavi renk), yıllık değişimleri (yeşil renk). Sarı ve kırmızı renkler ile gösterilen çizgiler çeşitli dönemlere ait trendlerdir.

5. Yüzey suyu sıcaklığı değişimleri

Çeşitli kaynaklardan elde edilen Aralık-Mart dönemine ait Karadeniz kış mevsimi yüzey suyu sıcaklık (YSS) değişimleri Şekil 3. 13’de verilmektedir. Söz konusu bulgu setleri içinde en yaygın olarak kullanılan İngiltere Meteoroloji Dairesi Hadley Centre tarafından çeşitli grupların 1500 metreden daha derin bölgelerde gerçekleştirdiği ölçümler kullanılarak oluşturulan bulgu setidir (Rayner ve diğ. 2003). Bu bulgu seti ayrıca Advanced Very High Resolution Radiation (AVHRR) algılayıcı uydulardan elde edilen

YSS verilerini de kapsamaktadır. Diğer bir bulgu seti “Global sea-Ice and Sea Surface Temperature Version 2.2 (GISST2.2)” tarafından verilen ve 1950–1994 yılları için 42°–44°K enlemleri ve 29°–39°D boylamları arasındaki bölgeyi kapsayan verilerdir (Kazmin ve Zatsepin, 2007). Diğer bulgu setleri ise NCEP-Reynolds 1° çözünürlü 1983–2006 dönemi için aylık AVHRR uydu ölçümleri ile 1987–2005 dönemi için 4 km çözünürlüklü haftalık Pathfinder5 AVHRR ölçümleridir. Bu bulgu setlerinde sadece uyduların gece ölçümleri kullanılmıştır. YYS verilerine ek olarak Şekil 3. 9’da Mayıs-Kasım dönemine ait mevsimsel termoklin tabakasının altındaki Soğuk Aratabaka Suyu (SATS) nun ortalama sıcaklığı değişimleri de gösterilmektedir. Bu bulgulardan 1950-1995 dönemini kapsayanı Belokopytov (1998) tarafından, 1990-2004 dönemini kapsayanı da Krivosheya ve diğ. (2005) tarafından derlenmiştir.

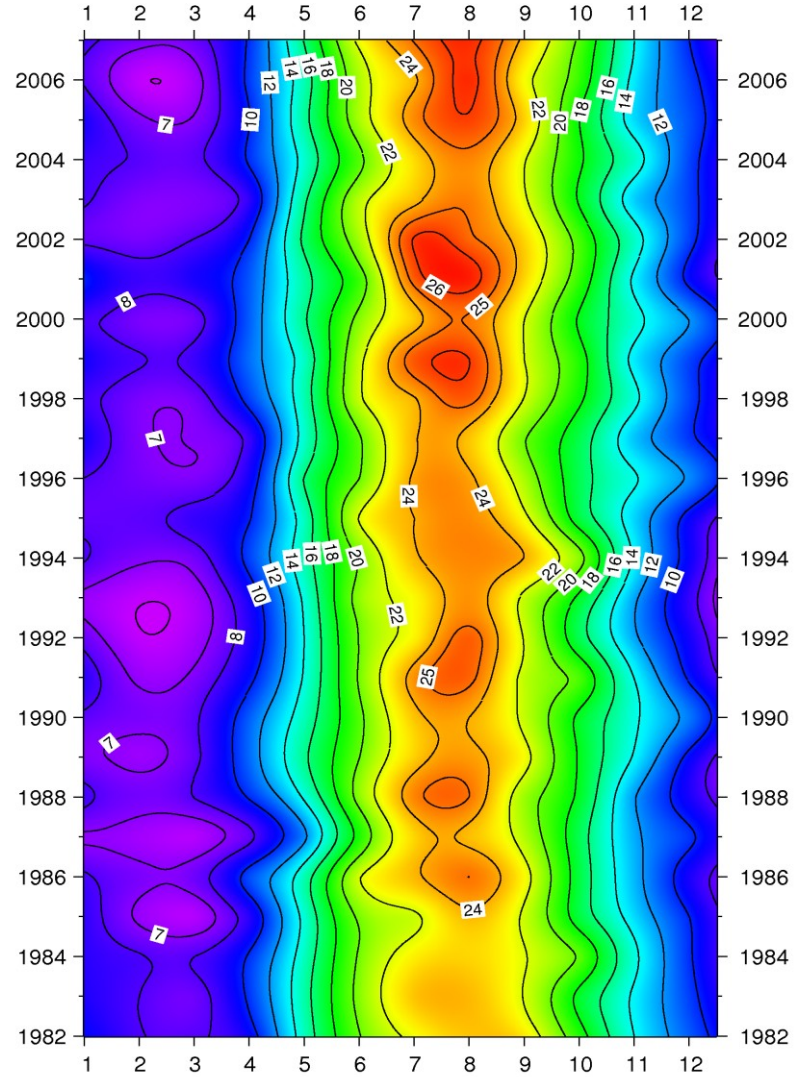


Şekil 3.13. Çeşitli kaynaklardan elde edilen Karadeniz kış (Aralık-Mart) mevsimi ortalama yüzey suyu sıcaklık değişimleri. Bütün veriler üçlü hareketli ortalama tekniği uygulanarak filtrelenmiştir.

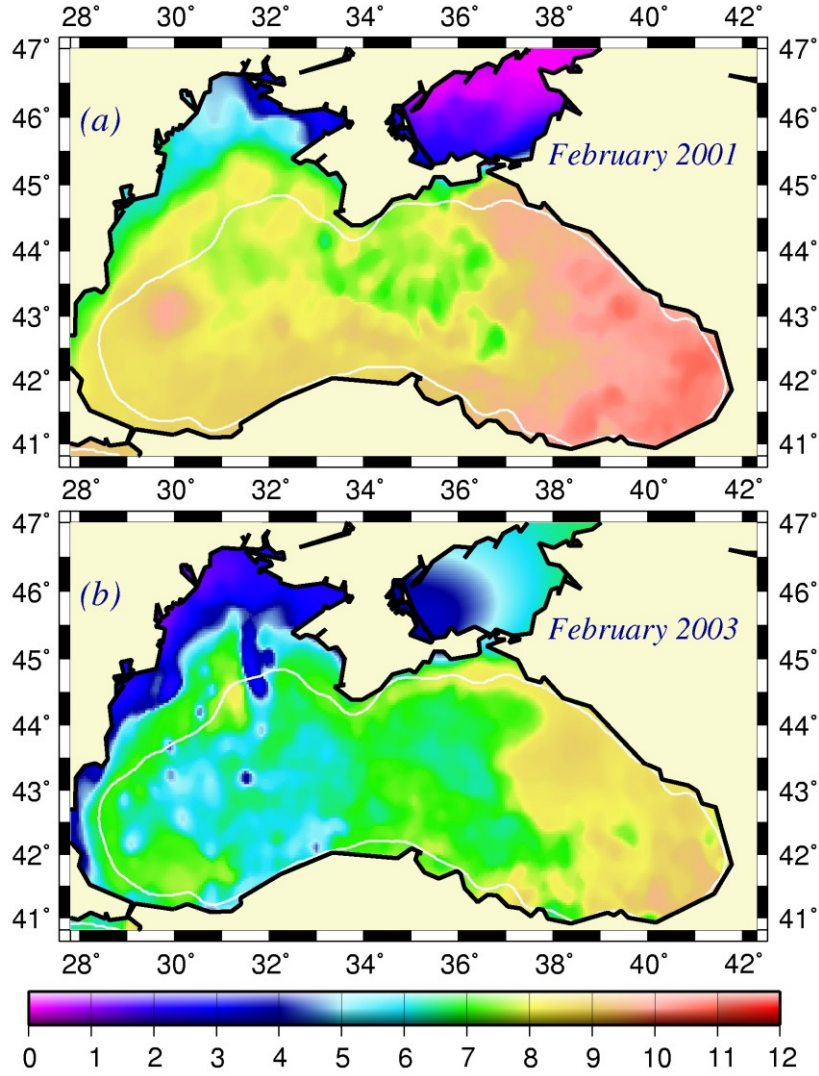
Şekil 3. 12 ve Şekil 3. 13’de görüleceği gibi GISST verileri 1960’lı yıllarda 8.5-9.2°C aralığında, 1970’li yılların başından itibaren ise giderek soğuyan ve 1980’li yılların başında 8.0°C ye kadar inen bir değişimin varlığına işaret etmektedir. Hadley Center verileri ise 1960 ve 1970’li yıllarda 8.7±0.1°C aralığında sabit bir YYS ile 1981’deki 8.5 °C den 1984’deki 7.7 °C kadar inen bir sıcaklık değişimini göstermektedir. Bu verilere göre, soğuk dönem 1994’e kadar devam etmekte ve daha sonra yerini 2002’ye kadar sürecek bir sıcak döneme bırakmaktadır. 2002’den sonraki 2006’ya kadar geçen süreç tekrar soğuk bir dönemdir. Pathfinder ve NCEP-Reynolds uydu ölçümleri de aynı tür değişimlerin varlığını desteklemektedir. Ayrıca, SATS sıcaklığı değişimleri Hadley Center tarafından verilen kış ayları YYS değişimleri ile büyük benzerlik göstermektedir.

Yıllık değişimlerin yanı sıra ortaya çıkan bölgesel farklılıklar iklimsel açıdan Karadeniz’in en önemli özelliklerinden birisidir. Örneğin, kış mevsiminde daha soğuk olan iç bölgeler ile daha sıcak olan kıyısız kuşak arasında yaklaşık 2 °C gibi bir sıcaklık farkı bulunmaktadır (Şekil 3.14). Yörenin meteorolojik koşullarının sonucu Doğu Karadeniz göreceli olarak daha sıcaktır. Bu nedenle, 1990’lı yıllardaki 10 yıllık sıcaklık artışı bu bölgede daha belirgin olarak ortaya çıkmaktadır. Tuna, Dinyaper, Dinyester gibi büyük nehir girdilerinin etkisi altındaki batı kıyısız kesim Karadenizin en soğuk bölgeleri

arasındadır. Şekil 3. 15'den bu bölgenin Güneydoğu Karadeniz'e göre yaklaşık 2 kat daha soğuk olduğu görülebilir. YSS ile SATS sıcaklıkları arasında yukarıda anlatılan benzerlikler (korelasyon katsayısı = 0.89) iklimsel etkilerin Karadeniz'in özellikle kararlı piknoklin tabakasının üzerindeki 100 metrelik su kütlesinde etkili olduğuna işaret etmektedir.



Şekil 3.14. NCEP-Reynolds 1° çözünürlüklü AVHRR veri setinden türetilmiş Karadenizin 1982-2007 yılları arasındaki aylık ortalama yüzey suyu sıcaklık değişimleri.



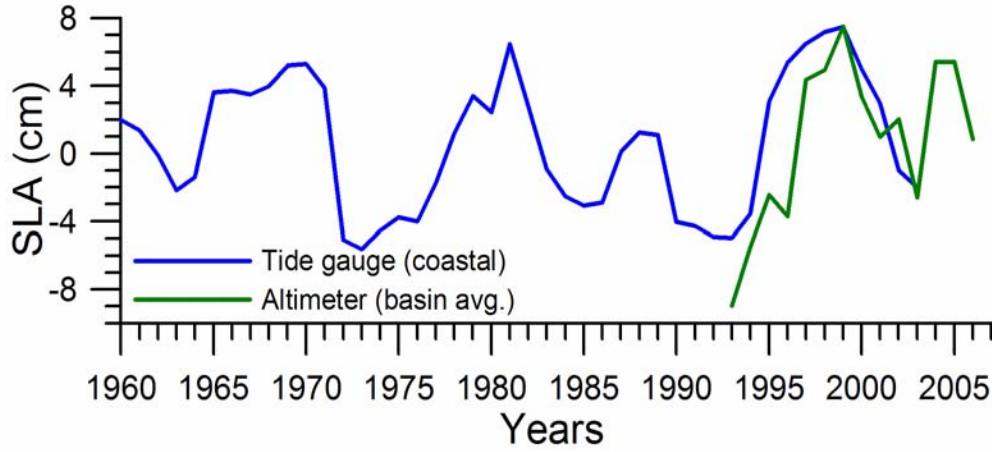
Şekil 3.15. NOASS/NASA AVHRR Oceans Pathfinder veri setinden elde edilen Karadeniz Şubat 2001 ve Şubat 2003 dönemlerine ait ortalama yüzey suyu sıcaklık dağılımı. Beyaz çizgiler 2000 metre derinlik konturunu göstermektedir.

6. Su seviyesi anomali değişimleri

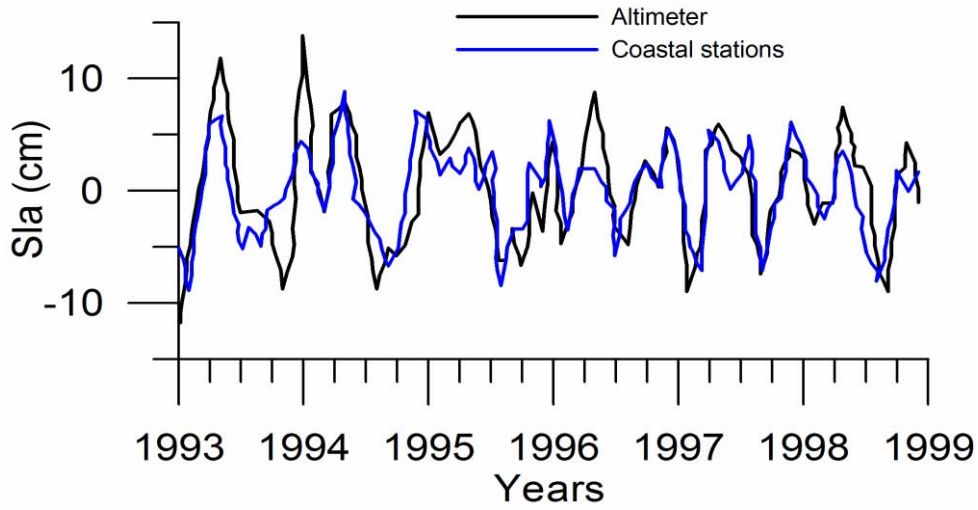
Su seviyesi değişimleri sıcaklık ve tuzluluk nedeniyle olan yoğunluk değişimleri ile su bütçesindeki değişimler sonucu ortaya çıkan iklimsel değişimlerin varlığının en temel göstergelerinden biridir. Örneğin Şekil 3. 16-18’de verilen su seviyesi değişimleri daha önce gösterilen nehir debileri değişimleri ile uyum içindedir.

12 kıyıl istasyondaki su seviyesi ölçümlerinden elde edilen Karadeniz için yıllık ortalama su seviyesi anomali değişimleri yaklaşık ± 10 cm civarında oynamalar göstermektedir (Şekil 3. 16, 17). Yükselen su seviyesi anomali değerleri göreceli sıcak yıllara, azalan su seviyesi değişimleri ise soğuk iklim koşullarının hüküm sürdüğü yıllara karşılık gelmektedir. Kıyıl ölçüm sonuçları ayrıca altimetre ölçümlerinden Karadeniz geneli için türetilen zaman serisi ile çok iyi bir uyum göstermektedir (Şekil 3. 17). Bunların her ikisi de 1993 den 1999 un ortasına kadar 3 cm y^{-1} gibi yükselen bir trend ile 07/1999–12/2003 arasında $- 3.0 \text{ cm y}^{-1}$ gibi azalan bir trend göstermektedir. Aylık değişimler göz

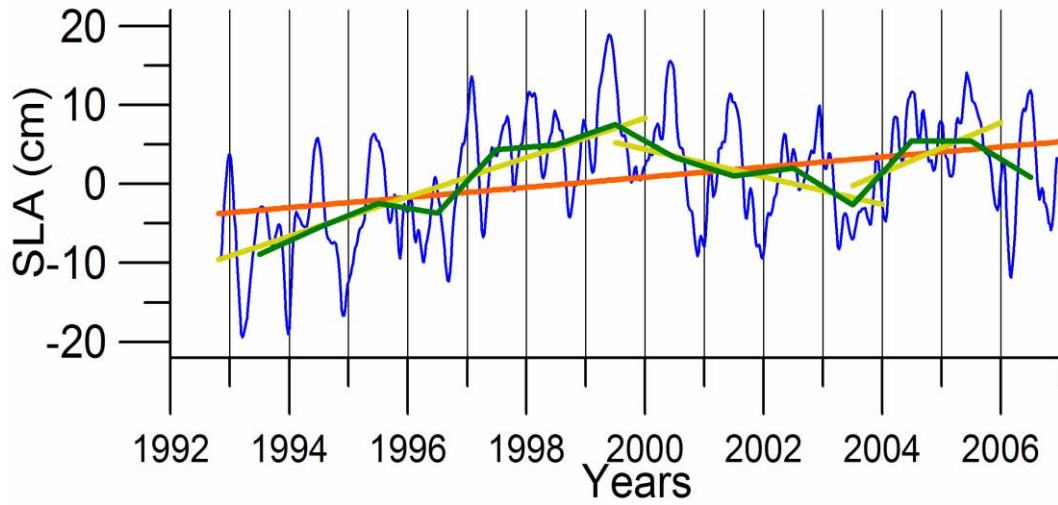
önüne alındığında ise anomali değişimlerinin aslında çok daha fazla olduğu ve 20 cm'ye kadar ulaştığı gözlenmektedir (Şekil 3. 18).



Şekil 3.16. Karadeniz'deki 12 kıyısal istasyonda gerçekleştirilen uzun süreli ölçümlerin ortalaması alınarak ve trendi çıkarılarak hesaplanmış su seviyesi anomali değişimleri (mavi renk) ile altimetre uydularından elde edilen anomali değişimleri (yeşil renk).



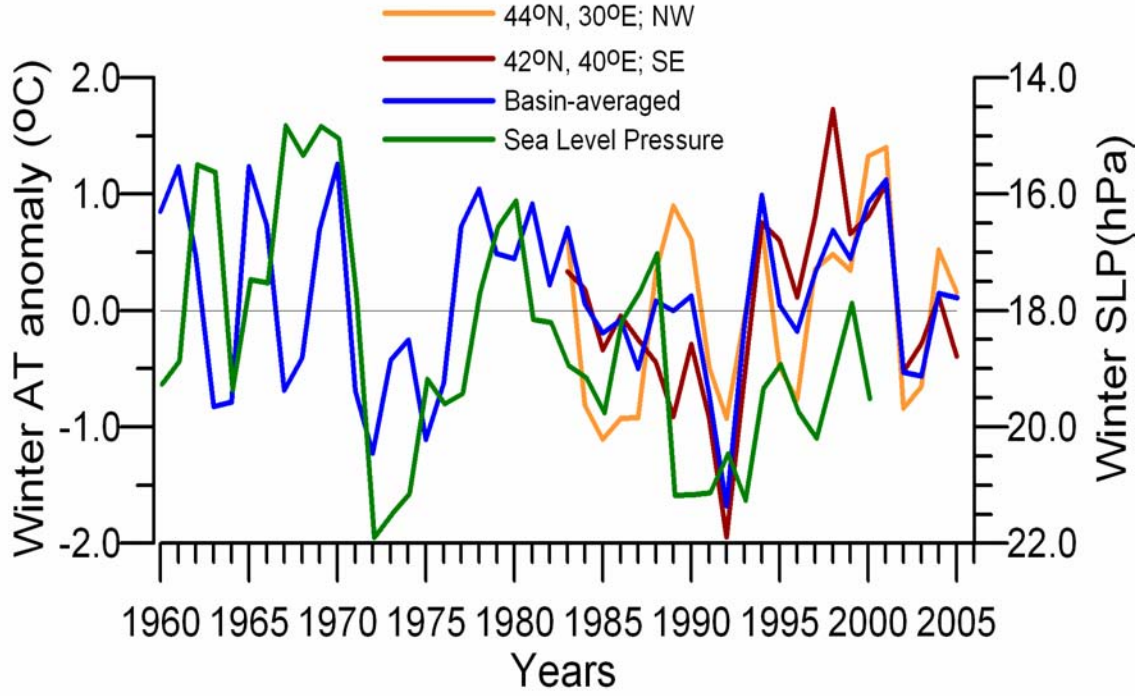
Şekil 3.17. Altimetre uydusu ile 12 kıyısal ölçüm istasyonlarındaki verilerden elde edilen Karadeniz için aylık ortalama su seviyesi değişimlerinin mukayesesi.



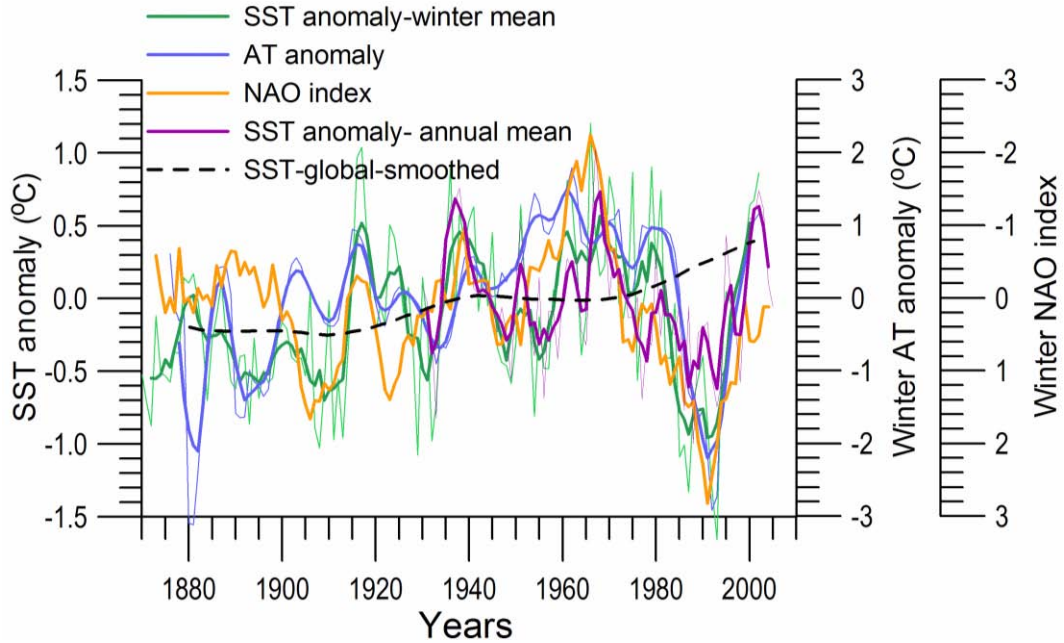
Şekil 3.18. Altimetre uydusundan elde edilen ortalama su seviyesi anomalisinin 1992-2006 yılları arasındaki değişik zaman süreçlerindeki trenleri.

7. Yüzey hava sıcaklığı ve atmosfer basıncı

Karadeniz geneli ile kuzeybatı ve güneydoğu bölgelerindeki 2 noktadaki Kış ayları (Aralık-Mart) ortalama hava sıcaklığı anomali ve yüzey basınç anomali değişimleri Şekil 3. 19 ve 20’de verilmektedir. Daha önce gösterilen yüzey suyu sıcaklık değişimlerine uygun olarak hava sıcaklıkları 1980’lerde 2°C’ye varan bir azalma göstererek 1992 de en düşük değerlerine ulaşmakta, daha sonraki yıllarda ise aynı oranda artarak 1980 öncesi değerlerine ulaşmakta fakat 2002-2003 dönemindeki soğuma 1990’lı yıllardaki ısınma dönemini sonlandırmaktadır. Kış dönemi yüzey basınç değişimlerinin hava sıcaklık değişimleri ile olan benzerliği kış mevsiminin göreceli daha soğuk ve sert olduğu dönemlerin daha yüksek basınç değerlerine karşılıklı geldiği görülmektedir (Şekil 3. 19). Şekil 3. 20’de gösterildiği gibi 1970’li yılların sonundan 1993’e kadar olan soğuk dönem Kuzey Atlantik salınımı (KAS)’nın kuvvetlenmesi ve bunun sonucu olarak Karadeniz yöresinde soğuk ve az yağışlı kış şartlarının oluşması ile açıklanmaktadır (Hurrell, 1995).



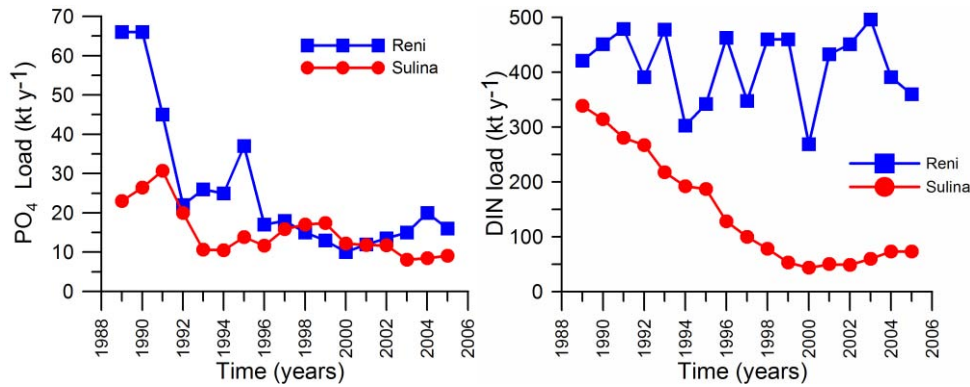
Şekil 3.19. Karadeniz geneli ile kuzeybatı ve güneydoğu bölgelerindeki 2 noktadaki Kış ayları (Aralık-Mart) ortalama hava sıcaklığı anomalisi ve yüzey basınç anomalisi değişimleri. Hava sıcaklığı verileri GISST bulgu setinden (<ftp://data.giss.nasa.gov/pub/gistemp/txt/>), basınç değerleri ise ERA40 bulgu setinden derlenmiştir. Tüm veriler üçlü hareketli ortalama yöntemi ile filtrelenmiştir.



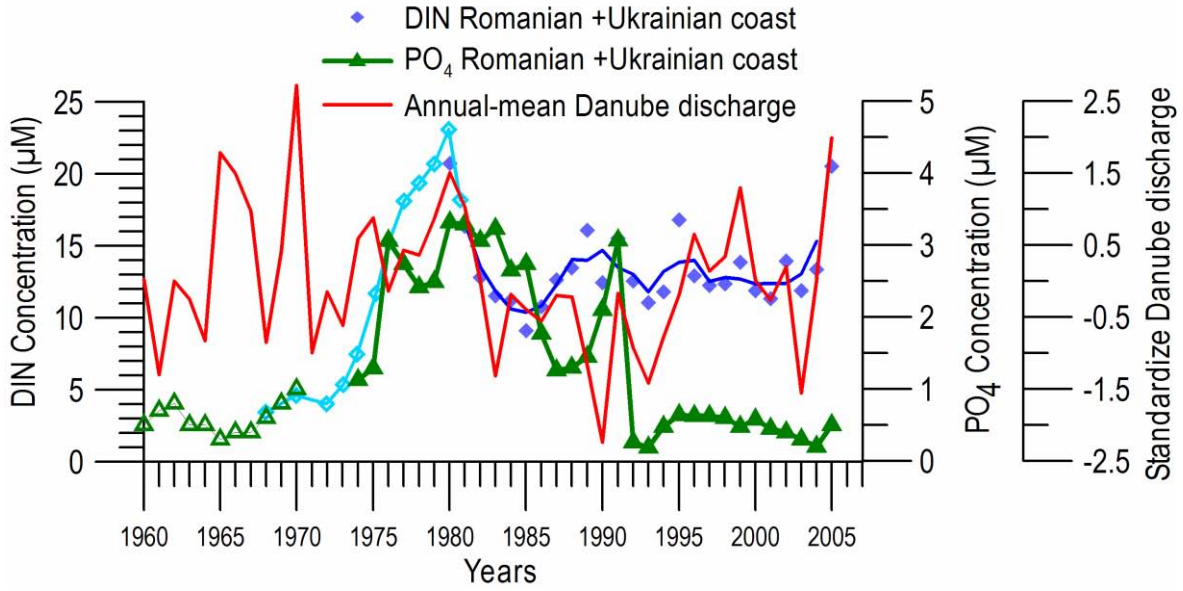
Şekil 3.20. Karadeniz Kış ayları (Aralık-Mart) ortalama yüzey suyu (yeşil) ve hava sıcaklığı (mavi) anomalileri ile Karadeniz ve global yıllık ortalama yüzeysuyu sıcaklığı (mor ve siyah) ve kış mevsimi Kuzey Atlantik salınımı (turuncu) değişimleri.

8. Besin tuzu girdileri ve konsantrasyonları değişimleri

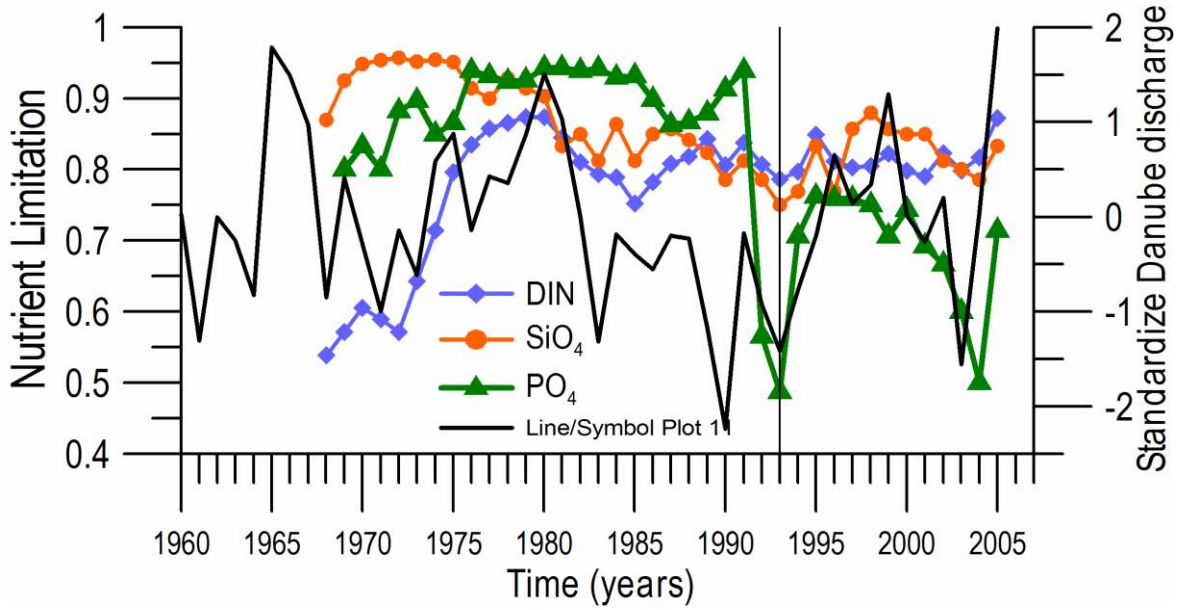
Tuna Nehri yoluyla Karadenize giren nitrat ve fosfat yüklerinin Sulina deşarj kesiti ve bu kesitin yaklaşık 100 km içerisindeki Reni kesitindeki 1998-2005 yılları arasındaki değişimleri Şekil 3. 21’de gösterilmektedir. Reni ve Sulina ölçümleri arasında büyük farklılıklar görülmektedir. Ancak bu farklılığın nedenleri konusunda şimdiye kadar tatmin edici açıklamalar olmamıştır. Bu ölçümlerin Romanya’daki farklı kurumlar tarafından gerçekleştirilmesi ölçüm hataları ve uygulanan yöntemlerin farklılıklarına işaret etmektedir. Fosfat yüklerindeki farklılık özellikle 1980’li yılların sonunda ortaya çıkmakta, ancak 1990’lı yılların başında Sovyetler Birliği’nin çökmesi ve bu na bağlı olarak tarımdaki gübre kullanımının azalması, ve diğer antropojenik kökenli kirlenici girdilerinin kısıtlanması fosfat yükünün 1990’lı yıllarda ve daha sonraki dönemde yaklaşık 10-20 kton/yıl mertebesine inmesine neden olmuştur. Sulina kesitindeki nitrat yükündeki görülen azalma da aynı nedenlere bağlı olmakla birlikte bunun daha yavaş biçimde gerçekleşmesi Tuna Nehri havzasındaki topraklarda depolanan nitrat yükünün yağışlar ile taşınarak Tuna nehri yoluyla Karadenize girmekte olduğuna işaret etmektedir. Ancak, nitrat girdisinde de yaklaşık 1/3 oranında bir azalma ortaya çıkmıştır. Nitrat girdisindeki azalma benzer şekilde Konstanz kıyı şeridindeki bir noktada sürekli gerçekleştirilen ölçümlerde de izlenmektedir. Fakat, nitrat ve amonyak toplamının yıllık ortalama değerinin 10 μM dan fazla olması bu kıyı kesitindeki kirliliğin devam ettiğine işaret etmektedir. Şekil 3. 22’ye göre besin tuzlarındaki en önemli artışın 1970’li yıllarda ortaya çıkmıştır. Ayrıca konsantrasyonların Tuna Nehri debisindeki değişimlere bağlı olarak değiştiği görülmektedir. Besin tuzlarının limitasyon fonksiyonlarındaki değişimler konsantrasyon değişimleri ile benzer olduğu görülmektedir (Şekil 3. 23 ve 24). 1992 yılına kadar nitrat bu dönemden sonra ise fosfatın batı Karadeniz sularında sınırlayıcı besin tuzlarıdır. Silikat’ın kuvvetli bir üretimi sınırlayıcı rolü bulunmamaktadır. Karadeniz’in 1500 metreden daha derin iç bölgelerinde kemoklin tabakası içindeki maksimum nitrat konsantrasyonu giderek artan ötrofikasyon etkisine paralel olarak 1960’lı yıllardaki 2 μM değerlerinden 1980’li yıllardaki 8 μM değerlerine yükselmiş daha sonraki dönemde ise ötrofikasyon etkisinin bir dereceye kadar azalması ile 4-5 μM kadar azalmıştır (Şekil 3. 25).



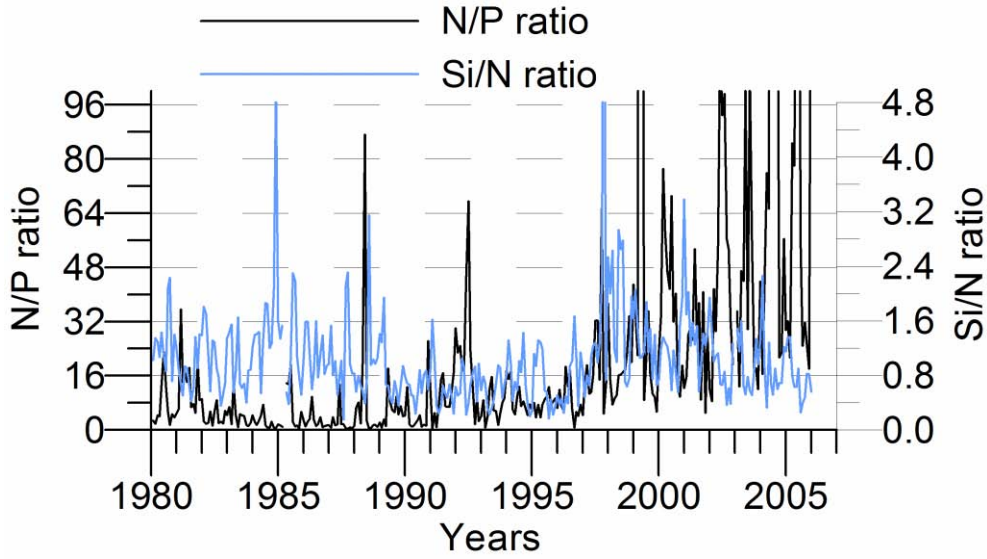
Şekil 3. 21. Tuna Nehri'nin Sulina deşarj kesitinden Karadenize giren nitrat ve fosfat yüklerinin yıllık değişimleri.



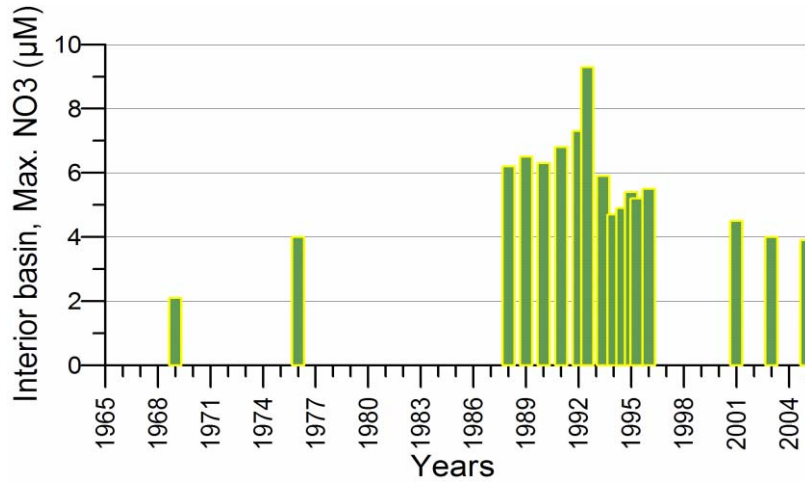
Şekil 3.22. Romanya+Ukrayna kıyı sularında ölçülen yıllık ortalama yüzey nitrat ve fosfat konsantrasyonları ile Tuna Nehri debisinin (standardize edilmiş) uzun ölçekli değişimleri.



Şekil 3.23. Nitrat, fosfat ve silikat limitasyon fonksiyonları ile standardize edilmiş Tuna Nehri debisinin uzun süreli değişimleri.



Şekil 3.24. Tuna Nehri'nin Sulina deşarj kesitinden Karadenize giren besin tuzu konsantrasyonlarının nitrat/fosfat (siyah) ve silikat/nitrat (mavi) oranlarının yıllık değişimleri.



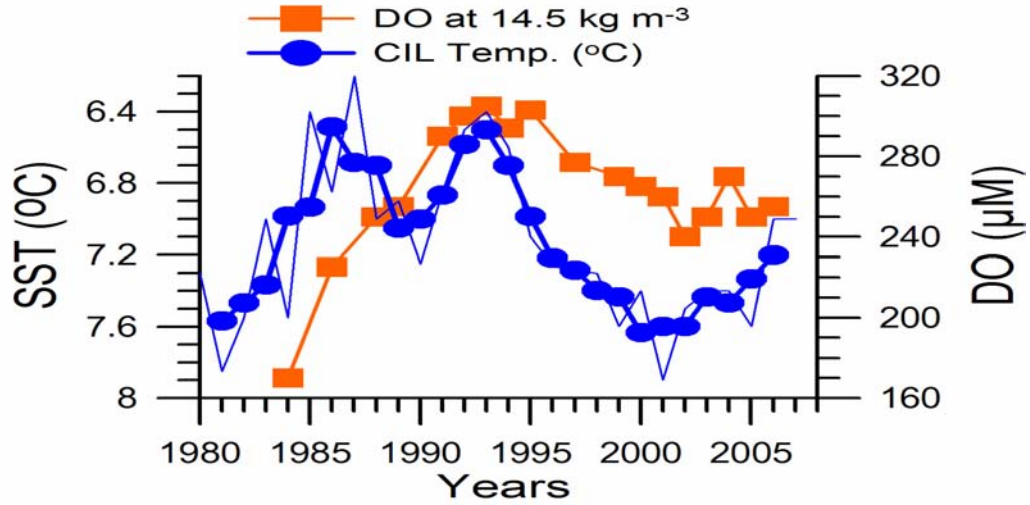
Şekil 3.25. Karadeniz'in 1500 metreden daha derin iç bölgelerinde kemoklin tabakası içindeki maksimum nitrat konsantrasyonları değişimleri.

9. Oksijen konsantrasyonu değişimleri

Şekil 3. 26, yoğunluğu (σ_t) ~ 14.45 and 14.6 kg m^{-3} arasında değişen tabakalardaki uzun zamanlı yıllık ortalama oksijen konsantrasyonlarının ve Soğuk Ara Tabaka (SAT) derinliğinin Mayıs-Kasım dönemindeki değişimlerini göstermektedir.

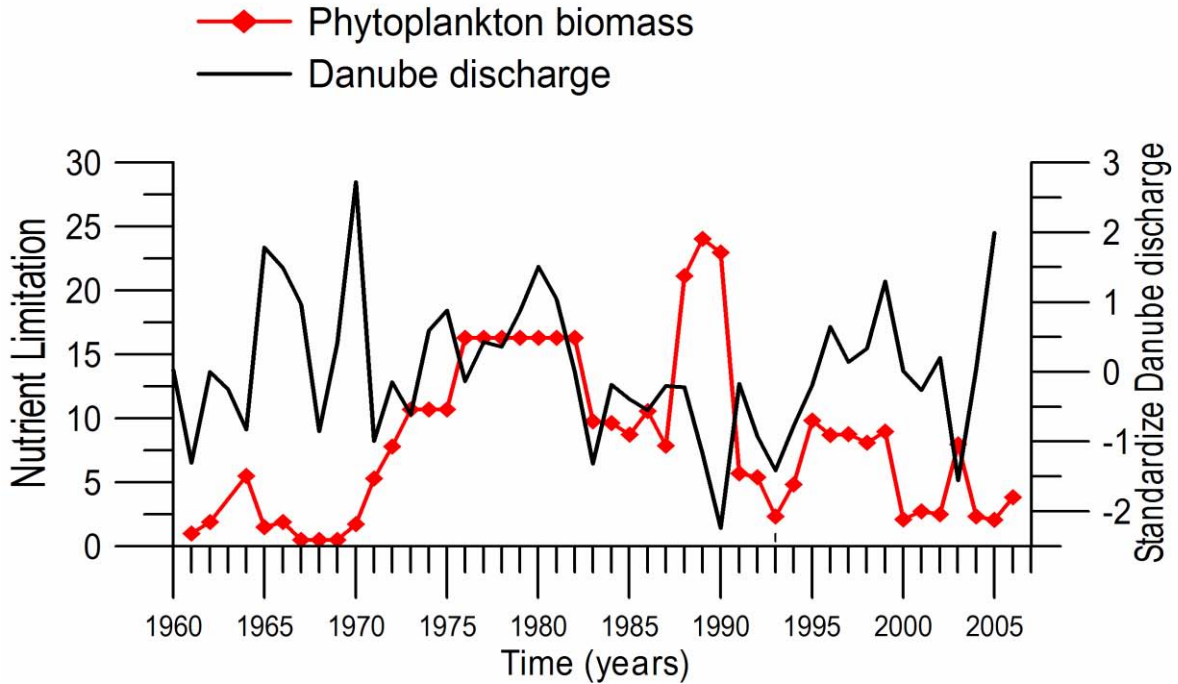
Bu veriler doğu basenindeki tüm derin istasyonlardan toplanmış olup, subsurface çözünmüş oksijen (ÇO) konsantrasyonu 1980'li yıllarda ve en yüksek birincil üretimin görüldüğü 1990'lı yılların başında $170 \mu\text{M}$ to $\sim 300 \mu\text{M}$ değerleri arasında yükselme trendi göstermekte ve sonrasında azalan fitoplankton üretimiyle beraber düşüş trendi göstermektedir. Bu durum beklenenin aksine, zıt korelasyondan değil, iklim değişkenliğinin etkisinden kaynaklanmaktadır. SAT sıcaklığıyla (ya da yıllık/kış ortalama yüzey sıcaklıkları ile) pozitif korelasyon subsurface tabakasının sert kış dönemindeki soğuk sıcaklıklar ve artan karışım neticesinde daha iyi bir şekilde havalandırıldığını

göstermektedir. Benzer şekilde, ÇO nispeten ılık sıcaklıkların görüldüğü yıllarda, azalan havalandırma durumu ile yüzey tabakasındaki ÇO azalmaktadır.



Şekil 3.26. Karadenizin 1500 metreden daha derin bölgelerindeki 14.45 ve 14.6 kg m⁻³ yoğunluk ara yüzeylerindeki oksijen konsantrasyon değerlerinin yıllık ve Soğuk Ara tabaka Suyu sıcaklığınının Mayıs-Kasım dönemindeki değişimleri.

10. Kuzeybatı Karadeniz Baseni'ndeki besin limitasyonuna iklimsel değişkenliğin katkısı



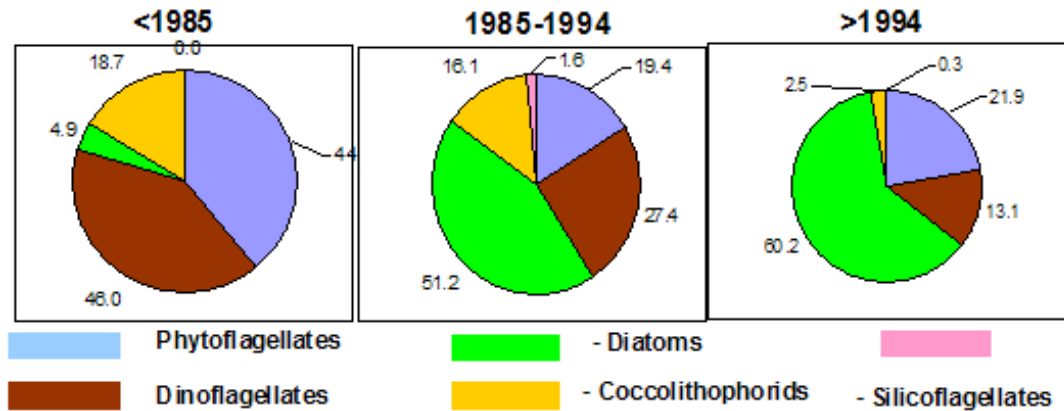
Şekil 3.27. İklimsel kontrolün fitoplankton besin alımına etkisini göstermektedir.

Nehir girdisi 1970lerde birincil üretim üzerindeki nitrojen limitasyonu kontrolünü zayıflatma yönünde katkıda bulunurken, 1992-1993 yılları arasında çok kısıtlı bir kontrol sağlamıştır. 1990lı yıllarda fosfat besin tuzu limitasyonu Tuna Nehri girdisine bağlı olarak değişmektedir.

11. İklimsel değişkenliğin kokkolitofor bolluğuna etkisi:

Günümüzde, kokkolitofor hücrelerinin yüksek karbondioksit derişimleri karşısındaki adaptasyon şansları hakkında birbiri ile çelişen görüşler ileri sürülmektedir. Kültür ortamındaki deneyler kalsifikasyon hızı değişimi ve morfolojik değişimleri arasında yüksek korelasyon olduğu, buna rağmen Atlas Okyanusundaki farklı enlemlerden alınan altı sediman karotunun elektron mikrografisi ile analizinin sonuçları kokkolit morfolojisinin değişen karbonat kimyasına adapte olabildiğini ortaya koymuştur (Langer ve diğ., 2006). Son dönemdeki çalışmalar, insan kaynaklı karbondioksitin okyanus tarafından absorbe edilmesini ve buna bağlı olarak deniz suyunda meydana gelen değişikliklerin, kalsifikasyon yapan organizmalar (mercanlar, yumuşakçalar, derisidikenliler ve kabuklular) açısından, biyolojik çeşitliliği, trofik etkileşimleri ve diğer ekosistem mekanizmalarını etkileyerek çok tehlikeli sonuçlara neden olabileceğini ortaya koymaktadır (Kleypas ve diğ., 2006; Fabry ve diğ., 2008). Artan deniz suyu kısmi CO₂ basıncı, kalsiyum karbonat çözünürlük ve kalsifikasyon hızını değiştirerek deniz canlılarını etkiler. Karbon dioksitin deniz suyu ile tepkimesi, kalsifikasyon yapan canlıların kabuklarını ve iskeletlerini oluşturabilmek için ihtiyaç duyduğu çözünmüş karbonat iyonlarının sayısını azaltır. Öte yandan, bazı güncel bulgulara göre, kokkolitoforların kalsifikasyon hızları artan karbon dioksit kısmi basıncına çok da duyarlı olmayabilir. Özetle, farklı türler değişen deniz suyu karbonat kimyasına farklı şekilde tepki vermektedir (Langer ve diğ., 2006).

Karadeniz'in iç baseninde toplanan uzun zamanlı veri, Mayıs-Haziran ayları arasındaki kokkolitofor biyokütlesinin oranının geçtiğimiz otuz sene içerisinde belirgin bir şekilde değiştiğini göstermektedir. Bu oran 1985'te %19, 1984-1994 arasında %16 ve 1994-2002 arasındaki ısınma trendinde %2.5 olarak ölçülmüştür (Şekil 3. 28). Bu nedenle, Karadeniz verisi kokkolitofor biyokütlesinin küresel ısınma ve okyanus asidifikasyonu durumunda düşen kalsifikasyon hızıyla olumsuz olarak etkileneceğini göstermektedir.



Şekil 3.28. Karadeniz'in iç baseninde farklı ekosistem fazlarında total fitoplankton biyokütlesi içerisindeki 5 taksonomik grubun kokkolitoforların egemen olduğu Mayıs-Haziran döneminde diğer aylara/mevsimlere göre yüzde (%) dağılımı.

12. İklimsel değişkenliklerin iç basendeki mesozooplankton ve fitoplankton bolluğuna etkisi:

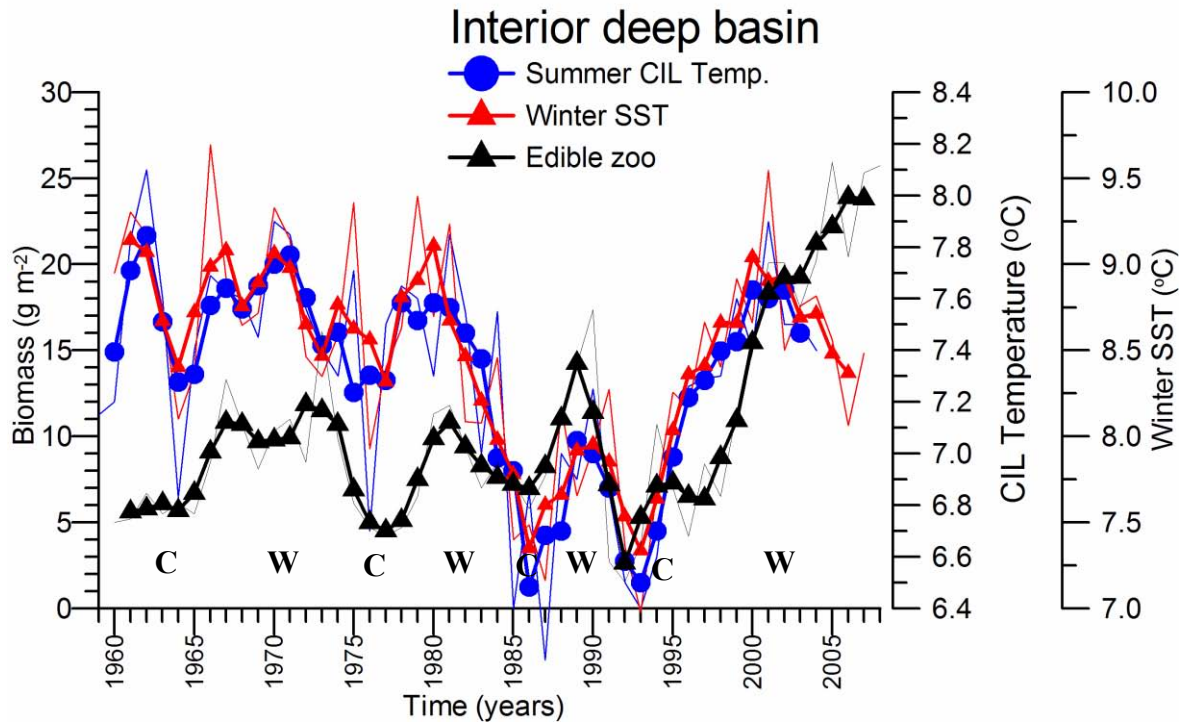
Kuzeydoğu Karadeniz'deki zooplankton biyokütlesi denizsuyundaki sıcaklık değişimleri ile doğrudan ilintilidir. Biyokütle değerleri yıllık ortalama deniz suyu sıcaklık trendlerinin değişerek yükselmesi/düşmesi ile artar/azalır. Karşılık gelen yüksek (alçak)

fitoplankton biyokütlesi yüksel (alçak) sıcaklıklarla belirlenen iklimsel değişiklikleri takip ederek yakın korelasyon gösterir Şekil 3. 30.

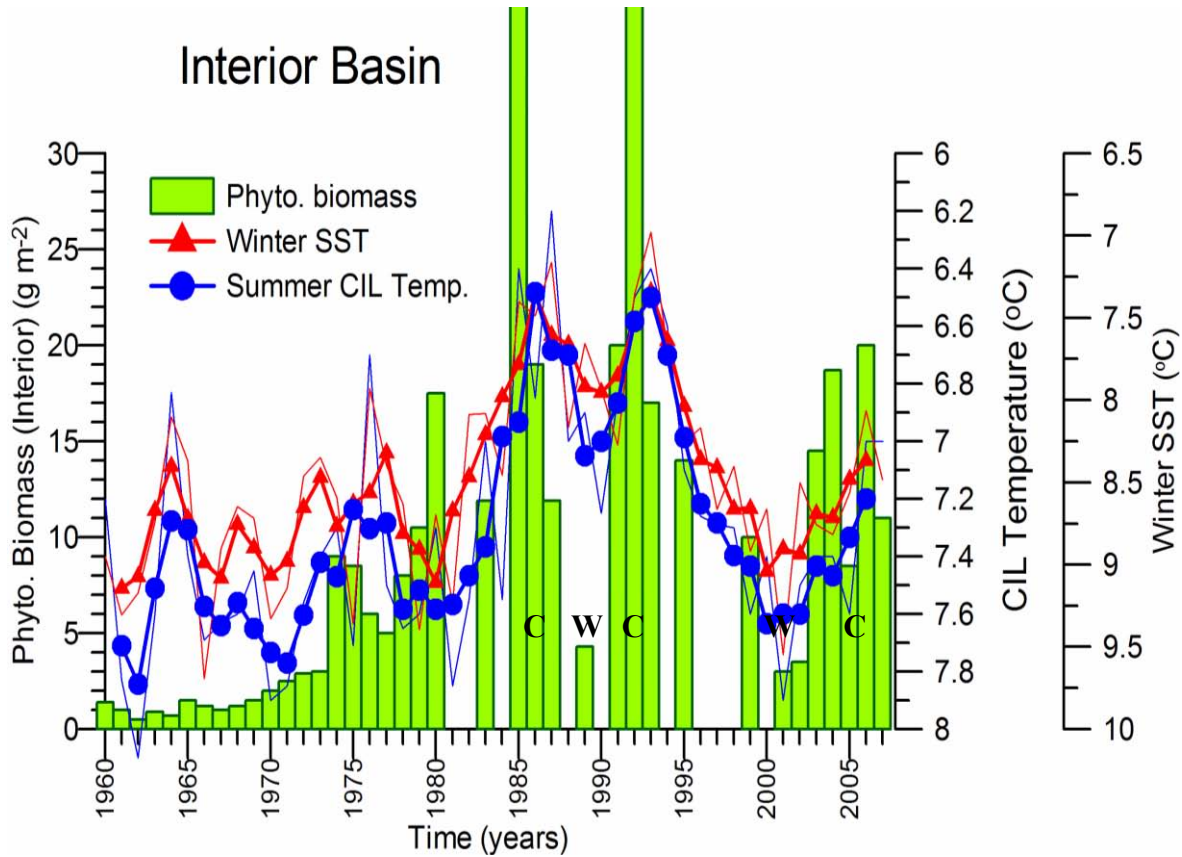
Fitoplankton ve zooplankton biyokütlesel değişimleri arasında sıcaklığa olan duyarlılıklarına bağlı olarak faz gecikmesi görülür. Bu faz dalgalanmaları içerisinde/dışında trofik geçişmelerin de payı vardır.

1960-1980 yılları arası Karadeniz’de oligotrofik ve ötrofik düzenin hakim olduğu yıllara denk gelir. 1960-1970 yılları arası 2-3 g m⁻² değerleriyle ötrofikasyon öncesi duruma işaret etmektedir. 1970-1980 arasındaki dönem de yüksek besin gübrenmesi ve buna bağlı olarak fitoplankton biyokütlesine yansıyan muazzam artış ile (>10 g m⁻²) aşırı gübrenme dönemini temsil eder.

Bu nedenlerden dolayı, iklimsel kaynaklı etkiler ötrofikasyon kaynaklı değişimler tarafından bastırılmış olsa da, 1980-1990 dönemlerinde belirgin olarak karşımıza çıkar.



Şekil 3.29. Kuzeydoğu Karadeniz iç basenindeki tüm istasyonlardan Hadley2, NCEP-Reynolds and Pathfinder5 veri setlerinden ortalaması alınmış yıllık ortalama zooplankton biyokütlesinin Kuzeydoğu Karadeniz’de uzun zamanlı değişimi (g m⁻²), ortalama SAT sıcaklığı (°C) değişimleri mavi noktalar; after Belikopitov, 2005) ve ortalama kış (Aralık-Mart) yüzey deniz suyu sıcaklığı (°C) değerleri.

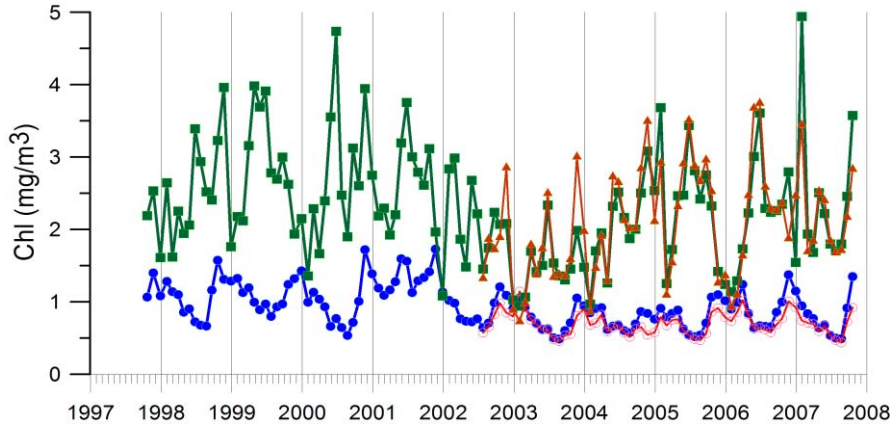


Şekil 3.30. Kuzeydoğu Karadeniz iç basenindeki tüm istasyonlardan Hadley2, NCEP-Reynolds and Pathfinder5 veri setlerinden ortalaması alınmış yaz-sonbahar fitoplankton ortalama biyokütlesinin (g m^{-2}) Kuzeydoğu Karadeniz’de uzun zamanlı değişimi (dikey çubuklar; Mikaelyan, 2005), ortalama SAT sıcaklığı ($^{\circ}\text{C}$) değişimleri (mavi noktalar; Belikopitov, 2005) ve ortalama kış (Aralık-Mart) yüzey deniz suyu sıcaklığı ($^{\circ}\text{C}$) değerleri. Fitoplankton değerleri ışıklı tabakadan entegre edilmiş olarak verilmiştir.

13. Fitoplankton fenolojik (sezon maximum biyokütle) değişimleri:

Karadeniz iç basen için alınmış 9 km çözünürlüklü SeaWiFS uydu verisi aylık ortalama klorofil (Chl-a) konsantrasyonu 1997-2007 yılları içinde her yıl düzenli bir sezonsal azalma trendi (Kasım-Haziran) ve yükselme trendi (Ağustos-Kasım) göstermektedir (Şekil 3. 31; mavi). Bu yapıda fitoplankton üretimi Eylül’de başlar ve Ekim’de basene yayılarak Kasım’da patlama fazına gelir. Sonbahar fitoplankton patlamaları 1996, 1998, 2000 ve 2001’de 0.9 mg m^{-3} seviyesinde görülür. Kasım’da görülen sonbahar patlamasının 1998’de Ekim’e kaydığı ve 1999’da ise patlamanın pikinin daha uzun sürdüğü tespit edilmiştir. Sonbahar fitoplankton patlama dönemi genellikle Ocak’ta sonbulur.

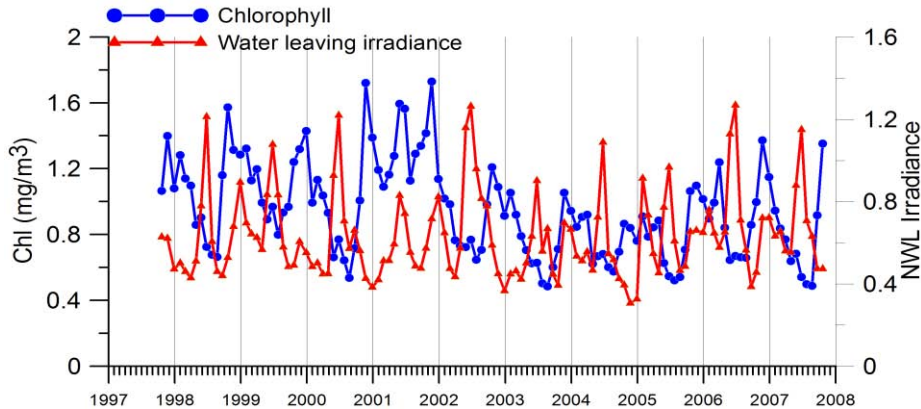
İç basen için verilen uydu pigment veri setine göre, 1980’lerde her yıl Şubat/Mart aylarında görülen ve yıllık döngünün belirgin bir parçası olan güçlü klorofil sinyali, 1998’de Ocak/Şubat aylarında $0.1\text{-}0.2 \text{ mg m}^{-3}$ ’lük bir artışla yer değiştirmiştir. Klorofil konsantrasyonu ise kışın ve ilkbaharda düzgün olarak azalan bir trend ile yer değiştirmiştir. Tek istisna 2001 yılında görülmüştür, alışılmadık bir yaz (Haziran-Ağustos) klorofil maksimum değeri ortaya çıkmıştır.



Şekil 3.31. İç basen (mavi) ve kuzeydoğu (yeşil) sahanlığında 1997-2007 yılları 9 km çözünürlüklü SeaWIFS uydu aylık-ortalama yüzey klorofil konsantrasyonu (mg m^{-3}) değişimi. Bu iki bölgede kırmızı ile gösterilen üzerine ilave edilmiş 2002-2007 MODIS klorofil datası. İç basen 31 - 41°E boylam ve 41.5 - 44°N enlem ile ve kuzeybatı bölgesi 28 - 33°E enlem ve 43 - 46.5°N boylam ile ifade edilmektedir.

Kuzeybatı sahanlığında klorofil konsantrasyonu iç basendekinden tipik olarak üç kat daha fazladır ve çok daha karmaşık bir yapısı vardır (Şekil 3. 31; yeşil). Üç adet pik patlama konsantrasyonu ile ifade edilir. Bunlardan en zayıf olanı (2002, 2007 dışında) kış sonu-ilkbahar başında (Şubat-Mart) gerçekleşir ve tipik fitoplankton patlaması karakterini gösterir. Ancak bu patlama bazı yıllarda (örn. 2006) gerçekleşmez. Yaz aylarında (Haziran-Temmuz) ikinci bir patlama gerçekleşir ve nadiren ilkbahar sonuna doğru (Mayıs-Haziran) kayar (örn. 1999, 2006). Üçüncü patlama sonbaharda gerçekleşir, ve öncekilerden görece düşük yaz sonrası pik konsantrasyon değerleriyle ayrılır.

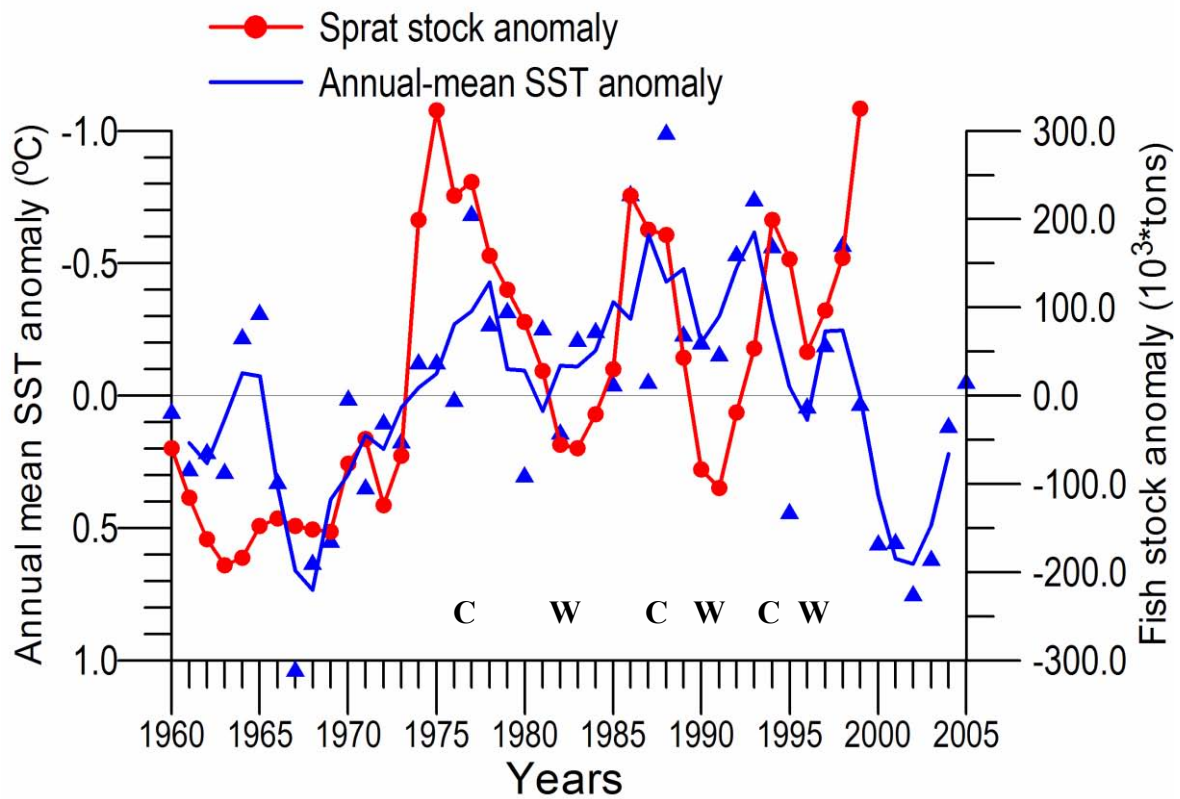
İç basen aylık normalize edilmiş sudan-ayrılan radyasyon değişimleri 443 nm'de (Şekil 3. 32; kırmızı) her Mayıs-Haziran ayında düşük klorofil konsantrasyonlarında gerçekleşen *Emiliania huxleyi* patlamalarını işaret eder (Cokacar ve diğ., 2001; Cokacar ve diğ., 2004). Bu özellik 2001 yılı verisi harici bütün veri setinde geçerlidir. 2001'deki fitoplankton patlaması karışık tür kompozisyonları içermektedir. Yüksek *Emiliania huxleyi* bolluğu nadiren sıcaklıkların çok düşük olmadığı kış aylarında da görülür (örn. 2003, 2004).



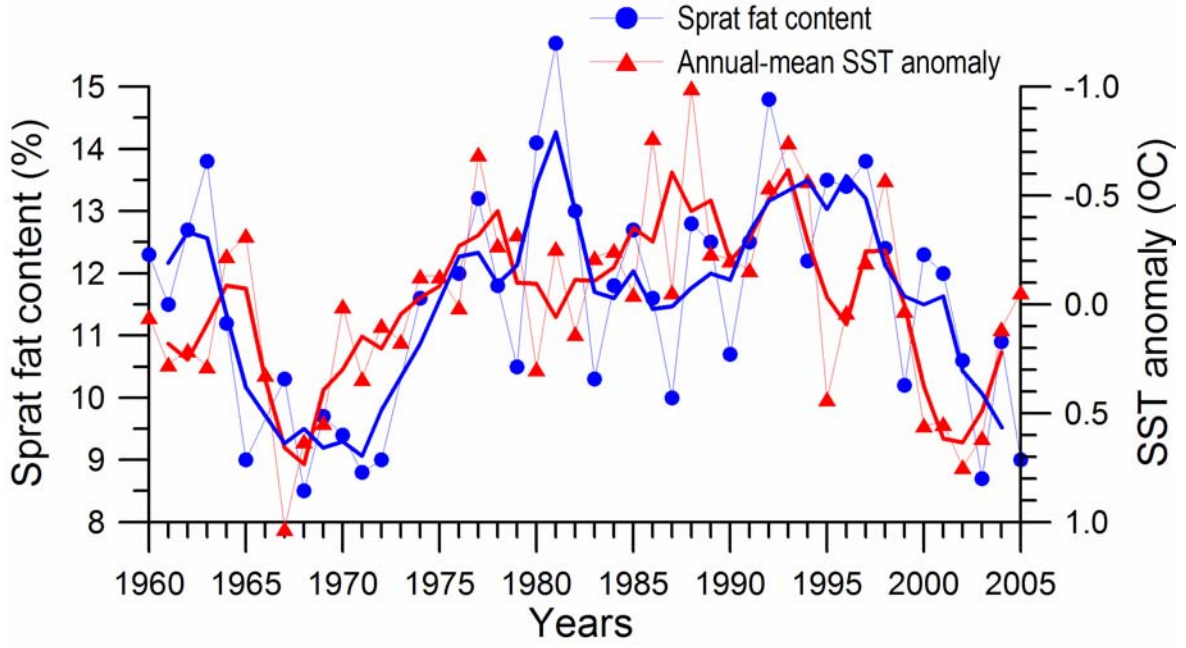
Şekil 3.32. İç basen 1997-2007 yıllarında 9 km çözünürlüklü SeaWIFS uydu aylık-ortalama, yüzey klorofil konsantrasyonu (mavi) ve 443 nm'de normalize edilmiş sudan ayrılan radyasyon (kırmızı) değişkenliği, aylık-ortalama yüzey klorofil konsantrasyonu (mg m^{-3}) değişimi. İç basen 31 - 41°E boylam ve 41.5 - 44°N enlem ifade edilmektedir.

14. İklimsel değışikliklerin planktivor balık stoklarına etkisi:

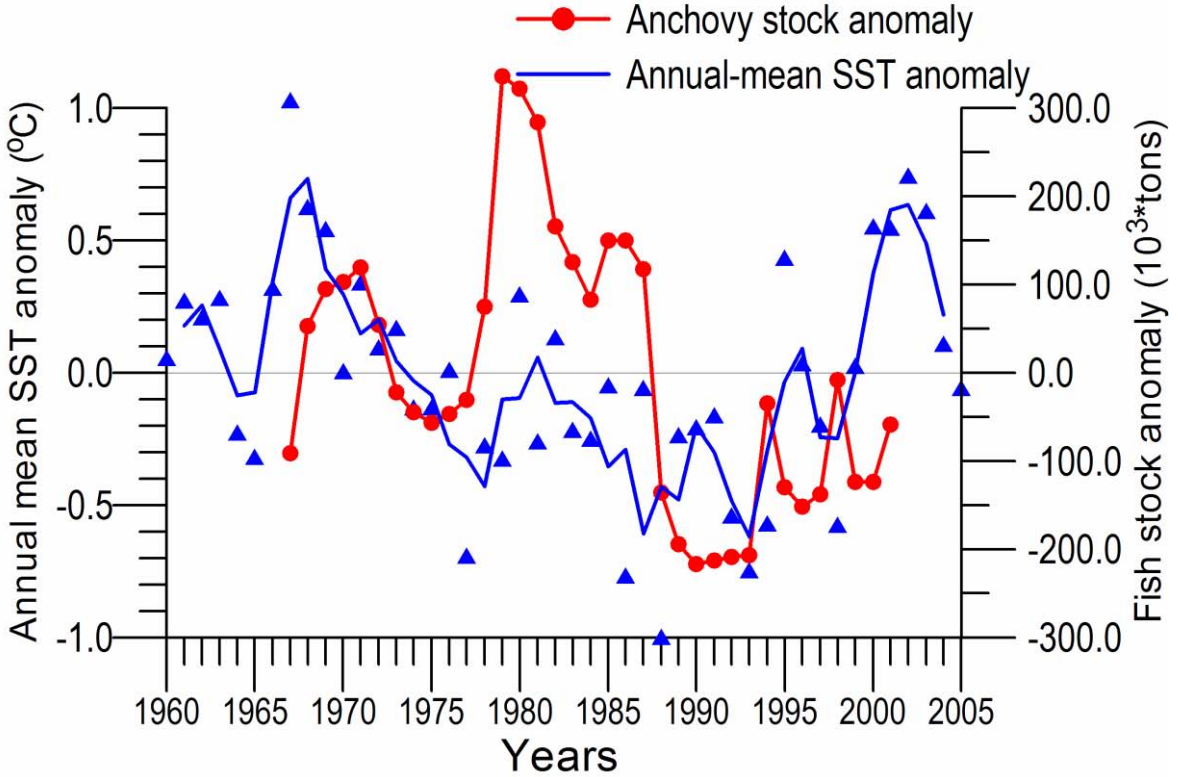
Çaça ve hamsi stok tahminleri yıllık ortalama yüzey deniz suyu sıcaklığı ile birbirini yakın takip eder, buna göre iklimsel modülasyonun en bariz izini taşır. Çaça bir soğuk deniz balığı türüdür ve özellikle soğuk yıllarda çok yüksek biyokütle değerine ulaşır (Şekil 3. 33a). Buna bağlı olarak, fitoplankton dalgalanmasına benzer dalgalanma izini taşır, zooplanktonun tersi bir dalgalanma yapısı gösterir ki bu da trofik geçişme sinyali olduğu anlamına gelir. Benzer korelasyon çaça yağ içeriğinden de görülebilir. Düşen sıcaklık trendine karşılık çaça biyokütlesi artan bir trend gösterir (Şekil 3. 33b). Özellikle 1980’lerde çaça popülasyonlarının artan soğuklar karşısında en yüksek yağ içeriğine sahip oldukları tespit edilmiştir. Öteyandan, hamsi çaçaya göre ters bir trend göstermiştir. Sonuç olarak hamsinin biyokütlesi artan sıcaklık trendiyle artmış, azalan sıcaklık trendi ile azalmıştır (Şekil 3. 33c).



Şekil 3.33a. Yıllık-ortalama ve basen-ortalamalı deniz yüzey sıcaklığı ve çaça stok anomalileri. Şekil çaça stok değışimleri ile iklimsel soğuk yıllar arasında pozitif korelasyon vermektedir.



Şekil 3.33b. Yıllık-ortalama ve basen-ortalamalı deniz yüzey sıcaklığı ve çaça yağ içeriği. Şekil çaça yağ içeriği değişimleri ile iklimsel soğuk yıllar arasında pozitif korelasyon vermektedir.

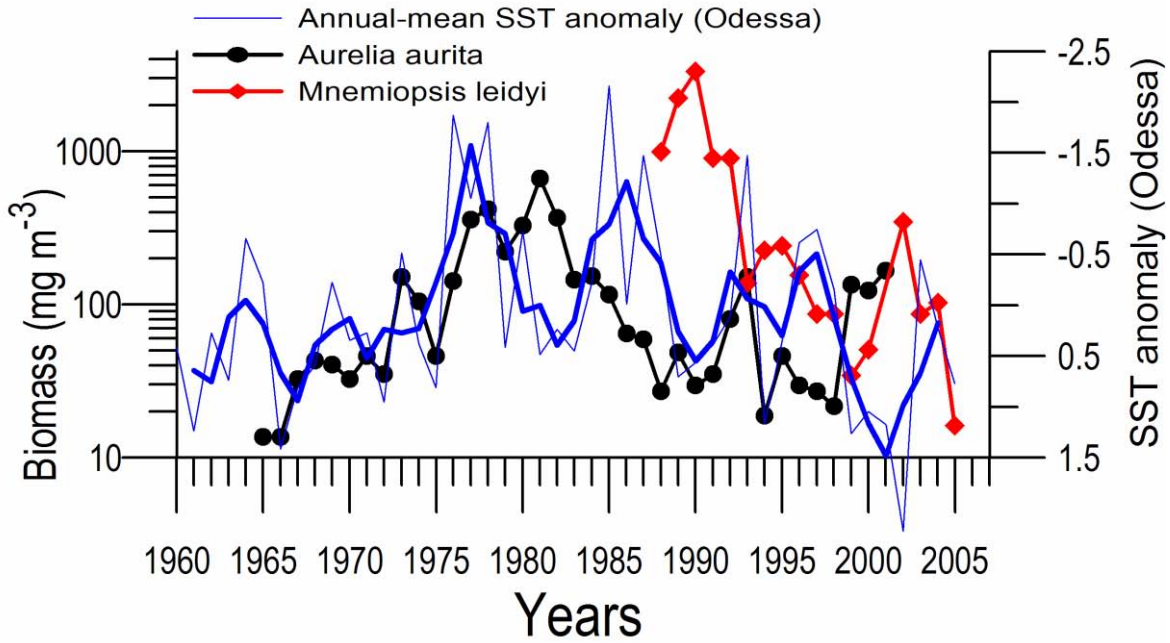


Şekil 3.33c. Yıllık-ortalama ve basen-ortalamalı deniz yüzey sıcaklığı ve hamsi stok anomalileri. Şekil hamsi stok değişimleri ile iklimsel sıcak yıllar arasında pozitif korelasyon vermektedir.

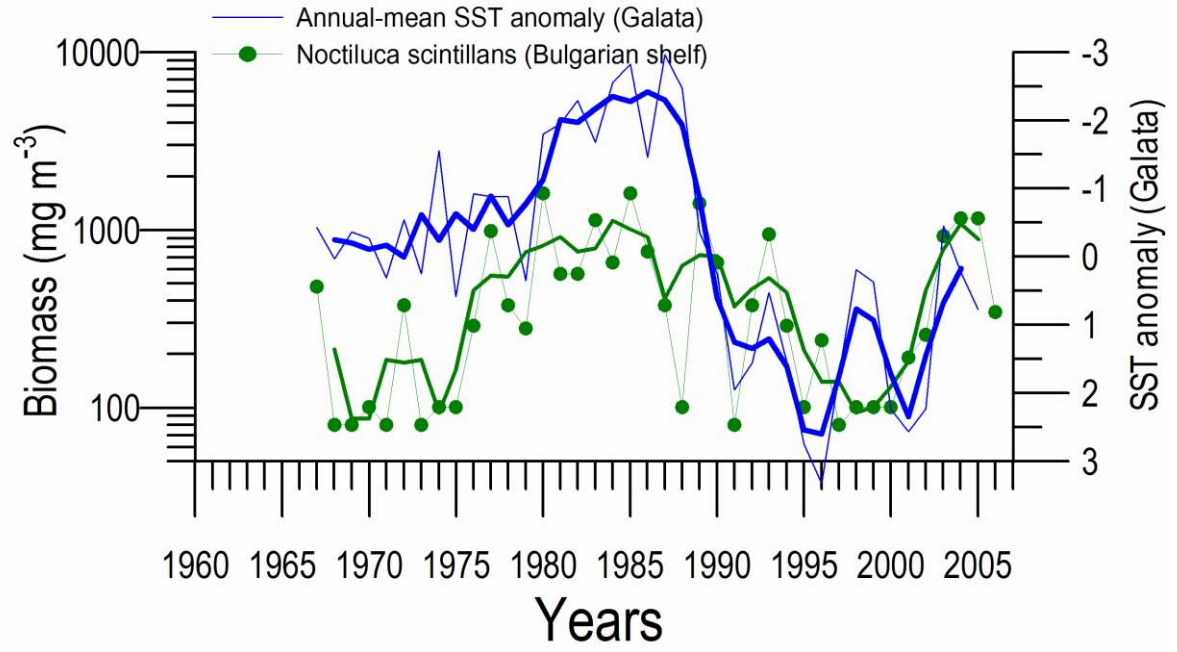
15. İklimsel değışkenliklerin Kuzeybatı Karadeniz’de denizanası ve istilacı türler üzerine etkisi:

Aurelia aurita bir soğuk-su türüdür ve kuzey enlemlerdeki denizlerde sıklıkla görülür. Şekil 3.34’te bolluğunun soğuk yıllarda daha fazla olduğu görülüyor çünkü soğuk sular yavru gelişimi için daha uygundur. Bireyler termoklinin altına SAT’a yayılır. Burada sıcaklık 10 °C’den düşüktür ve bahar ve yaz aylarında 6-7 °C’ye inebilir. Kıyıya yakın bölgelerde, sıcak dönemlerde dipteki soğuk sulara yerleşirler (Gomoiu and Kupriyanov, 1980; Zaitsev, 1998; Shiganova, 2000). Karşılık olarak, *Mnemiopsis leidyi* ılık-su türüdür ve termoklinin üzerinde ılık yüzey tabakasında bulunur, ılık sıcaklıklarda üremek onlar için avantajlıdır.

Populasyon patlaması soğuk geçen 1980’ler sonrası, 1989-1990 arasındaki görece ılık döneme tekabül eder. Bu soğuk iklimsel faz, *M. leidyi* popülasyon patlamasının Karadenize yerleştiği 1982’de hemen gerçekleşmeyip, 1989’a ertelenmesinde çok önemli bir rol oynar. Populasyonu patlama konsantrasyonlarından 1991-1993 yıllarındaki soğuma trendi döneminde ciddi bir biçimde düşmüştür. Öteyandan, bir başka kuzey denizi soğuk-su türü *N. scintillans*’ın sert kışları takip eden soğuk ilkbahar sonu sıcaklıklarında üreme avantajı vardır (Şekil 3. 34b).



Şekil 3.34a. Odesa’daki Aurelia ve Mnemiopsis biyokütlesi ve yıllık-ortalama deniz yüzey sıcaklığının uzun zamanlı değışimleri. Artan (azalan) jelatinimsi organizma biyokütlesi azalan (artan) sıcaklıklara tekabül ediyor.



Şekil 3.34b. Bulgaristan sahanlığındaki uzun zamanlı *Noctiluca scintillans* biyokütlesi ve Galata'daki yıllık-ortalama denizsuyu sıcaklığı değişimi. Soğuyan sıcaklık trendi artan *Noctiluca*'ya tekabül ediyor.

BÖLÜM 4

EGE DENİZİNDEKİ İKLİM DEĞİŞİMLERİ

Giriş

Ege Denizi, kuzeydoğu Akdeniz'de Levant Denizinin kuzey batısında ve İyonya Denizinin doğusunda yer almaktadır. Kuzey ve batıda Yunan anakarası, doğuda Türk kıyıları ve güneyde Girit yayı adaları tarafından çevriliyken Marmara ve Karadeniz'e Çanakkale ve İstanbul boğazları yoluyla bağlıdır (Şekil 4.1). Ege denizi deniz tabanı morfolojisi ve ada dağılımı açısından karmaşık bir yapı göstermektedir (Stanley and Perissoratis, 1977) (Şekil 4.1). Kuzey Ege'nin deniz tabanı topografisi güney batı - kuzey doğu doğrultusunda sıralanmış sığ şelf ve eşiklerle ayrılmış, derinliği 1500 metreye ulaşan derin oyuk ve kanallarla karakterize edilir (Şekil 4.1). Batıda Kuzey Sporades Baseni (1470 m), doğuda Athos Baseni (1149 m), Limnos Baseni (1590 m) ve daha sığ Saros Baseni (1061 m) bulunur. 500 metre derinliğindeki bir eşik Athos ve Limnos basenlerini ayırır. 350 metrelik sığ eşik Kuzey Ege Kanalı'nı 800 metre derinliğindeki Kuzey Skyros Baseni'nden (Merkezi Ege) ayırır. 350 metre derinliği geçmeyen Cyclades Platosu ve eşikleri Merkezi Ege'yi Güney Ege'den ayırır. Kuzey Ege nehirleri ve delta sistemi ile Çanakkale Boğazı'ndan gelen düşük tuzluluk değerli Karadeniz suyu (KDS), hava – deniz etkileşim süreçleri ile birlikte, Ege Denizi'nde hidrolojisi, su kütlesi dolaşımı, biyolojik, kimyasal ve sedimantolojik süreçleri hususunda karmaşık bir sistem oluşturur.

Ege Denizi üç önemli su kütlesinden oluşur, bunlar: Karadeniz kaynaklı az tuzlu soğuk sul kütleleri, Levant kaynaklı çok tuzlu sıcak su kütleleri ve çeşitli derin basenleri dolduran çok yoğun derin su kütleleridir. Bu derin sular güçlü yıllar arası değişimler göstererek bölgesel olarak oluşmaktadır (Ege Denizi derin sularının oluşumunda hem sığlık alanlar hem de açık denizde olan konveksiyon süreçlerinin etkili olduğu varsayılmıştır) (Theocharis ve Georgopoulos, 1993; Lascaratos ve diğ., 1999; Zervakis ve diğ., 2000; Zervakis ve diğ., 2002). Bölgenin çeşitli kısımlarını kapsayan seferler, yüzer akıntı takipçileri ve modelleme teknikleri ile çıkan sonuca göre, üst tabaka akıntı düzeni, karmaşık rüzgâr alanı ve termohalin akıntısı etkileri ile bunların çok karmaşık topografi ile olan etkileşimi sonucunda orta ölçekli birçok siklonik ve anti-siklonik ediler ile birlikte genel bir siklonik yapıya sahiptir (Şekil. 2) (Lykousis ve diğ., 2002; Sofianos ve diğ., 2004; Kourafalou ve Tsiaras, 2007; Olson ve diğ., 2007). Kuzey Ege dolaşım sisteminin en karakteristik özelliği, ortamdaki Levant kökenli tuzlu ve sıcak sular ile yüzeyden Çanakkale Boğazı aracılığıyla gelen acı Karadeniz suyun karşılaşmasıyla oluşan güçlü cephe (e.g. Zodiatis ve diğ., 1996; Poulos ve diğ., 1997; Lykousis ve diğ., 2002). Cephenin konumu Kuzey Ege dolaşımını büyük ölçüde etkileyen güçlü bir akım üreterek, Limni adasının etrafında mevsimsel olarak değişiklik gösterir. Bu akımın düşük tuzluluğa sahip kuzeye doğru olan kolu ortam sularına göre yüksek yüzerlik içeriği nedeniyle bir anti-siklonik girdap oluşturur. Kuzeydoğu baseninde Samothraki anti-siklonu (Zervakis ve Georgopoulos, 2002) olarak bilinen kalıcı bir anti-siklonik dolaşımı ile sonuçlanan ek bir kuvvet de yerel anti-siklonik rüzgar kıvrımıdır (Demirov ve Pinardi, 2002). Üst kolunun negatif termoklini ve Kuzey Ege bölgesinin tuzlulukla belirlenen yoğunluğu sebebiyle bu anti-siklonun sinyali sıcak yerine soğuk bir merkeze sahiptir. Limni'nin batısında akıntı, Evia adası boyunca görece soğuk ve az tuzlu Karadeniz kaynaklı suları Güney Ege

Denizi'ne taşıyan güçlü bir kıyı akıntısı oluşturarak Güneybatıya doğru bir rota izler. Güney Ege (Girit Denizi), genel akıntı komşu basenler ile olan değişimlerden fazlaca etkilenmesine rağmen, geçici ve/veya tekrarlayan siklonik ve anti-siklonik ediler dahil olmak üzere orta ölçekli değişkenlikler sergiler (Lykousis ve diğ., 2002). Atmosferik kuvvet ile mekansal ve zamansal değişkenliği, çoğunlukla kuzeyden gelen hakim rüzgarlar ile ilişkili olan kıyısal alçalma ve yükselme bölgelerinin oluşmasında da önem taşımaktadır.

Ege Denizi'nin önemli bir özelliği de derin su kütlesi oluşum sürecidir. Tuzluluk artışı (1987-92) ve sıcaklık düşüşü (1992-94), Doğu Akdeniz termohalin dolaşımını önemli ölçüde etkileyecek şekilde, kütsel yoğun su oluşumu ile Doğu Akdeniz'in derin ve alt kısımlarına doğru güçlü bir akıntıya sebep olmuştur. Havzadaki gözlemlerin başlangıcından beri olan bu en önemli iklim değişikliği, büyük ölçekli eğilimler üzerine eklenmiş aşırı meteorolojik olayların birleştirilmiş bir etkisidir. Sırası ile (i) 1987'nin soğuk kışı; (ii) çok 'kuru' yıllar, 1989-90 ve 1992-93; ve (iii) 1992-93'ün çok soğuk kışları açıkça bütün Doğu Akdeniz'i ve özellikle Ege Denizi'ni etkilemiş ve anormal miktarda derin su oluşum sürecini zorlamıştır. Bu durum Akdeniz Kuzey Atlantik Okyanusuna akışı üzerinde muhtemel etkilerle birlikte bütün Doğu Akdeniz hidrolojisi ve dinamiklerinde bir dizi değişiklik başlatmıştır. 1995'e kadar Adriyatik'ten çıkan ortalama akıntı yaklaşık 1,2 Sv (Roether ve diğ., 1996) iken bu akıntı daha eskiden bu değerin üçte birinden daha azdı (Schlitzer ve diğ., 1991). Bu olay Girit Denizi'nde güçlü bir tuzluluk artışıyla başlamış ve daha sonra sıcaklığın daha da azalmasıyla devam etmiştir. Geçmişte gözlemlenen sıcaklık-tuzluluk özelliklerindeki kararlı ötelemelerle bazı ilişkiler olma ihtimaline rağmen, endikasyonları tetikleyen temel faktörler: (a) kendine özgü atmosferik koşullarla ilişkilendirilen hava-su ısı ve tatlı su bütçesindeki önemli anomaliler; ve (b) Girit Geçidi'nde gelişen özel akıntı rejiminin sonucu olarak İyonya ve Levant basenleri arasındaki normal iletişimin bozulması (Malanotte-Rizzoli ve diğ., 1998).

Artan derin su üretimi dip ve derinlerde artan tuz birikimiyle birlikte yükseklerde tuzluluk azalmasını işaret etmektedir. 1200 metrenin altındaki suların yenilenme oranının 100 yılı aştığı tahmin edildiği için (Roether ve Schlitzer, 1991) bu fazla tuzun üst seviyelere ulaşması onlarca yıl alacaktır. Fakat bunun geri dönüşü, iki potansiyel derin su kaynağının tuzluluk önkoşuluna bağlılığı göz önüne alındığında, termohalin dolaşımında değişikliklere neden olabilir. Bu yüzden Doğu Akdeniz'in yeni bir yarı-kararlı duruma dönmesi onlarca yıl alacaktır. Bu bağlamda ilginç bir soru da, sistemin eski işler durumuna Adriyatik'teki tek kaynaklı bir derin su oluşumuyla dönüp dönemeyeceği ya da tamamen farklı hatta belki de öngörülemeyen bir yöne doğru değişip değişmeyeceğidir.

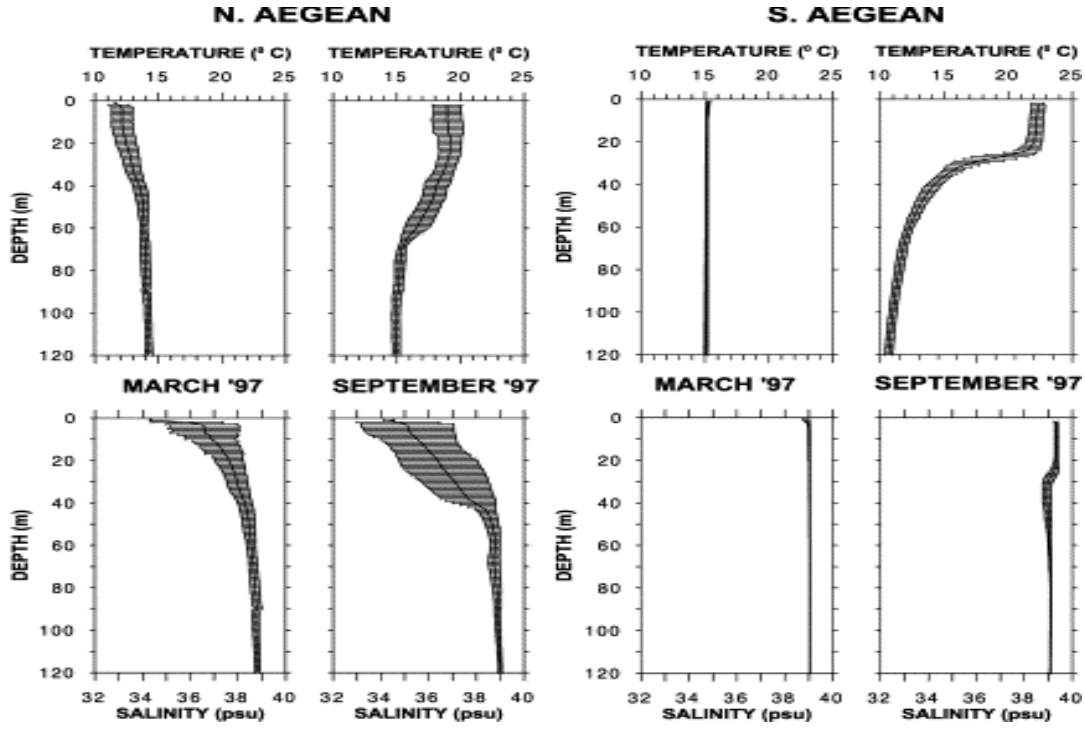
Güçlü baroklinik ve topografi-yönlendirmeli akıntılar, orta ölçekli ediler, yükselme bölgeleri ve cephe bölgeleri gibi hidrodinamik özellikler plankton ekosistemi dinamikleri üzerinde önemli etkilere sahiptir (Lykousis ve ark, 2002). Ege Denizi oligotrofik bir havza olarak karakterize edilebilir olsa da, plankton biyokütlesinde ve verimlilikte güçlü gradyanlar gösterir (Psarra ve ark, 2000; Lykousis ve ark, 2002; Siokou-Frangou ve ark, 2002). Düzensiz bir kıyı şeridi (körfezler, adalar, Boğazlar) ve karmaşık hidroloji ve dolaşım sistemi ile birlikte karmaşık tban topografisi plankton üretiminde büyük değişkenliklere sebep olur. Kuzey Ege, nehirlerden gelen büyük nütrient girdilerinin yanı sıra Karadeniz'den gelen büyük miktarda plankton girişi ve Karadeniz suyu ile ilişkilendirilen hidrolojik cephenin varlığı sayesinde güneye göre daha daha üretkendir. Karadeniz suları tarafından etkilenen bölge ototrofik ve heterotrofik planktonun her ikisi için de sadece Ege Denizi'nin değil aynı zamanda Doğu Akdeniz'in de en üretken bölgesi

Tipik dikey fiziksel ve biyokimyasal karakteristikler

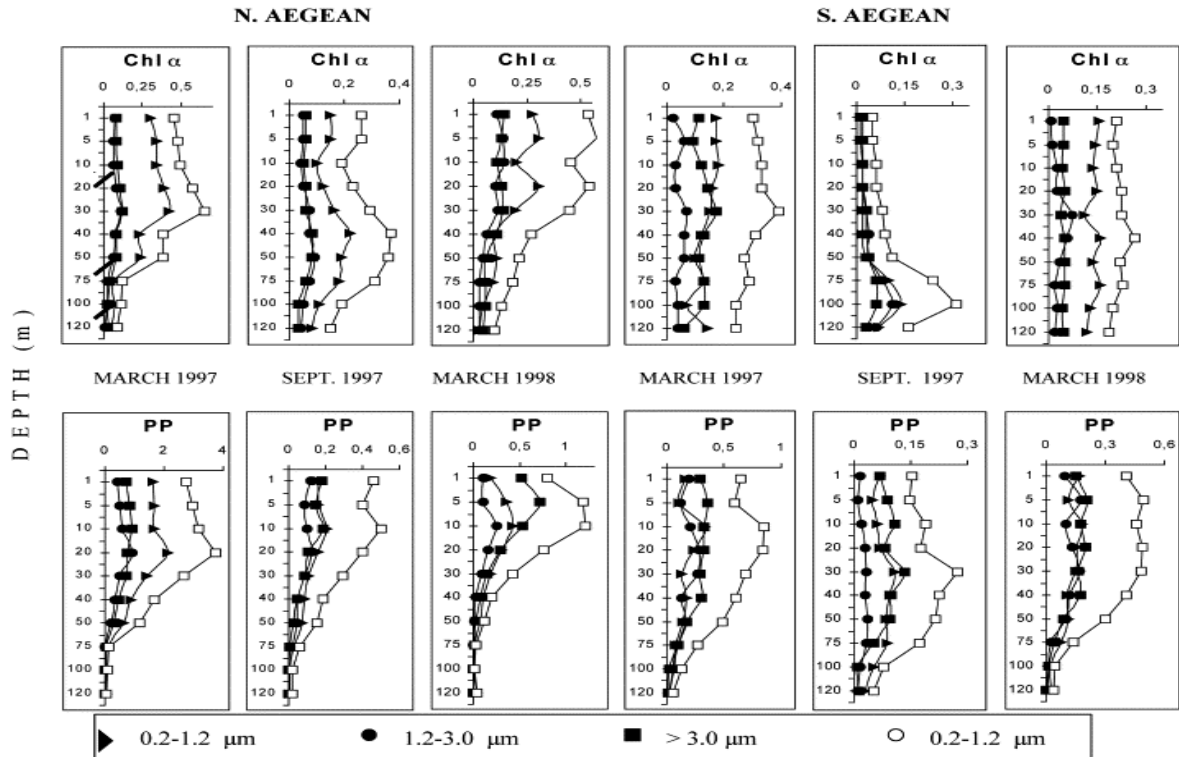
Kuzey ve Güney Ege'nin 1997 ilkbahar ve yazı için ortalama sıcaklık ve tuzluluk profilleri (standart sapmaları ile birlikte) Şekil 4.3'te gösterilmiştir. İlkbaharda, Kuzey Ege'nin yüzey tabakası Karadeniz'den gelen görece soğuk akıntının etkisini yansıtarak 100 metre (~14 °C) derinliği göre daha soğuk sıcaklıklarla (11–13 °C) karakterize edilir. Buna karşın, kış karışımı sebebiyle Güney Ege'nin ilk 100 metresi 15 °C'lık sıcaklıkla tamamen homojenizedir. Sonbaharda, Kuzey ve Güney Ege'de mevsimsel termoklin oluşur fakat soğuk yüzey Karadeniz suyu tarafından emilen büyük miktarda ısı sebebiyle, Kuzeyin üst tabakası (18–20 °C) güneyden (23 °C) önemli ölçüde daha soğuktur.

Tuzluluk profilleri de dikey bir yapı ve zamansal değişkenlik gösteriyor. Her iki mevsimde de Kuzey Ege'nin yüzey tabakası 33 ile 36 arasında değişen düşük tuzluluk değerleri ile karakterize olur. Levant ve Güney Ege'nin su kolonuna katkıda bulunduğu yerler olan 40 metrenin altında tuzluluk 38 değerlerini aşacak şekilde derinlikle birlikte artar. Buna karşın, Güney Ege ilkbaharda 39 tuzluluk değeriyle 120 metreye kadar homojenizedir. Sonbaharda, 25 metre kalınlığındaki üst tabaka, bölgede artan buharlaşma nedeniyle, 39.2 değerlerine çıkan tuzlulukla karakterize edilir.

Toplam chl- α değerlerinin dikey profilleri (Şekil 4.4) Kuzey Ege'de 20 - 30 metrede (0.54–0.65 mg m⁻³) Güney Ege'de 30 - 40 metrede (0.25–0.39 mg m⁻³) ilkbahar maksimumu gösterir fakat her iki bölgenin de sonbahar maksimumları daha derinde bulunur (örnek olarak, Kuzey için 40 metre civarlarında (0.37 mg m⁻³) ve Güney için 100 metre civarlarında (0.31 mg m⁻³)). Pikoplankton, toplam chl- α değerlerinin %71-75'ini oluşturarak her iki bölgede de asıl iştirakçidir ve çoğu derinlikte bütün fraksiyonlara hakimdir. Ultraplankton ve nano+microplankton algılanabilir bir dikey yapı göstermemektedir. Kuzey Ege'de, toplam birincil üretimin yapısı ilkbaharda 20 metre derinlikte maksimum 3.76 mg C m⁻³ h⁻¹ ve sonbaharda 10 metrede maksimum 0.52 mg C m⁻³ h⁻¹ değerleri ile her iki mevsimde de benzer bir yapı gösterir. Güney Ege'de, toplam birincil üretim maksimumu ilk baharda 10 metrede (0.84 mg C m⁻³ h⁻¹) ve sonbaharda 30 metrede (0.27 mg C m⁻³ h⁻¹) kaydedilmiştir.



Şekil 4.3. Kuzey ve Güney Ege’de ortalama sıcaklık ve tuzluluk profilleri (standart sapmalar yatay çizgilerle gösterilmiştir; Ignatiades ve diğ., 2002).



Şekil 4.4. Kuzey ve Güney Ege’de klorofil-a (mg m^{-3}) ve birincil üretim $\text{mg C m}^{-3} \text{h}^{-1}$) oranlarının dikey dağılımı. [pikoplankton ($0.2\text{--}1.2 \mu\text{m}$), ultraplankton ($1.2\text{--}3.0 \mu\text{m}$), nano+mikroplankton ($>3.0 \mu\text{m}$) ; Ignatiades ve diğ., 2002].

Uzun dönem karakteristikleri

Aşağıda verilen uzun dönem karakteristiklikleri, Rus ve Türk tarafının ortak çabaları ile biraraya getirilmiş ve sentezlenmiştir. Aşağıda verilen analizler ağırlıklı olarak bölüm sonunda belirtilen referanslar ve Rus tarafının ikili işbirliği çerçevesinde bizlerle paylaştığı rapordan derlenmiştir. Şekil 4.5a trendleri daha rahat gözlemleyebilmek amacıyla 24 aylık ilerleyen ortalama yöntemi kullanılarak elde edilmiş 23 yıllık (1985-2003) aylık ortalama deniz yüzey ve hava sıcaklığı değişimlerini zaman serisini göstermektedir. Bu sıcaklıkların ikisinin de birbirine paralel değiştiği ve aylık ve yıllık ortalamalarda pozitif korelasyonun göze çarptığı görülmektedir (sırasıyla, $r = 0.92$, $p < 0.0001$ and $r = 0.82$, $p < 0.0001$). Deniz yüzeyi ve hava sıcaklığı değişimleri benzer trend gösterse de bir çok durumda iki trend arasında bir ay ertelenme meydana gelmektedir. Buna göre hava sıcaklığı deniz sıcaklığından öncelikli olarak değişmektedir (Şekil 4.5b,c). Bu yönüyle hava sıcaklığının su sıcaklığını belirleyen anahtar parametre olduğu anlaşılıyor. 1987-1993'te iki sıcaklık grafiği de görece zayıf bir düşüş trendi (soğuma) göstermektedir, 1993-2003'te ise sonunda SST'nin 1°C ve hava sıcaklığının 2°C arttığı daha güçlü bir ısınma trendi görülmektedir.

Şekil 4.6a'da SST'nin 1998'de çok belirgin bir değişim gösterdiği görülmektedir. Bölgesel sıcaklık değişimleri Kuzey Yarıküre Sıcaklık (NHT) anomalileriyle bağlantılıdır ve yıllık ($r = 0.68$, $p < 0.0101$) ve aylık ($r = 0.38$, $p < 0.0146$) ölçekte pozitif korelasyon içindedir. Ön-değişim döneminde (1985-1997) ortalama yıllık SST değeri 18.5°C ve değişim-ardı dönemde (1998 sonrası) ortalama SST 0.8°C yükselerek 19.3°C ye ulaşmıştır. Sıcaklıktaki en belirgin değişimler yaz ayları boyunca (değişim sonrası 0.93°C 'lik ısınma) ve özellikle Ağustos ayında (1.27°C 'lik artış ile) meydana gelmiştir. Aylık NHT anomalisindeki uzun zamanlı değişimler 1990'ların sonunda gerçekleşen sıcaklık değişiminin son 158 yılda gerçekleşen değişimler arasında en güçlü sinyale sahip olanı olduğunu ortaya koymuştur (Şekil 4.6c).

Şekil 4.7a 1998-2005 döneminde SST'nin ortalamasının ve standart sapmasının yerel dağılımlarını göstermektedir. Bu dağılımlar güney yönünde pozitif bir değişim içerir, en düşük değerler Çanakkale Boğazı civarında ve Ege Denizi'nin kuzeydoğusunda, en yüksek değerler ise Ege Denizi'nin güneyinde görülür. En yüksek standart sapma baseninin kuzeydoğu yakasında daha soğuk Karadeniz sularının etkisi ile görülür. Karadeniz çıkışında Çanakkale'ye doğru doğu-kuzeydoğu yönünde güçlü bir termoklin cephe etkisi oluşur. Bu etki soğuk suların Karadeniz'in kuzeydoğu baseninde biriktiği sonucunu doğurur. 1998-2005 döneminde SST değerlerinin yerel ortalamasının zamansal değişimi sinüs eğrisi biçiminde bir mevsimlik döngü verir. Bu döngüdeki en yüksek ve en düşük değerler sırasıyla, Ağustos ortasındaki 26°C ve Şubat ayı ortasındaki 15°C 'dir. SST'nin yerel değişimi yükselme eğilimindedir ($\sim 0.11^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$) ve dış kaynaklı su kütlelerinin katılımına ve alt tabakalardaki soğuk suyun türbülans yada kış karışımı sonucu dikey olarak taşınımına bağlıdır.

Şekil 4.8 1998-2005 dönemi için hesaplanan uzun zamanlı ortalama SST ($^{\circ}\text{C}$) değerlerinin sezonluk değişimini vermektedir. Sezonluk ortalama haritaları SST değişimi için iki farklı dönem arz etmektedir. Bu periyotlar farklı dinamiklerin etkilediği işlemlerdeki farklı geniş ölçekli yerel değişimlerle ayırt edilir. Sonbaharda, kışın ve ilk baharda kuzey-güney yönündeki SST pozitif değişim arz eder. Kuzey baseni en düşük sıcaklık değerleri ile ifade edilir, Karadeniz baseninin görece en soğuk sularıyla kaplıdır. Buna karşın, güney basen Levant baseninde oluşarak buraya gelen görece daha ılık sıcaklık

değerlerine sahiptir. Dahası, Kuzey Ege sahanlığı üzerinde kışın görülen güçlü soğumanın etkisiyle oluşan ağır suyun da su kütlelerinin oluşumunda etkili olduğu söylenmektedir (Zervakis ve diğ., 2000). Yazları bu iki su kütlesi kaynağı kaybolurken doğu-batı yönünü pozitif bir SST farkı oluşur. Düşük sıcaklıklar yazın kuzeyden gelen devamlı ve güçlü rüzgarların karşımı tetiklemesiyle Doğu Ege bölgesi boyunca gözlemlenir (Şekil 4.9). Öte yandan, bu yolla oluşan rüzgarlar Batı Ege kıyısında batma hareketine neden olur (örn. Yunanistan'nın doğu ve batı kıyısında yaklaşık 3 °C'lik sıcaklık farkının doğmasına sebep olur).

SST anomalisi veri setinin her iki moddaki orjinal 8-günlük birleşik 1998-2005 dönemi yerel şekillenme ve genlik zaman serisi EOF analizi Şekil 4.10'da gösterilmektedir. Sezonluk sinyal ilk moddaki baskınlığı ile ileri derecede güçlüdür. İlk mod tek başına bu datanın %66'sını açıklarken ilk üç SST EOF modu toplam sezonluk olmayan datadaki sapmanın %84'lük bölümünü açıklar. Birinci modun yerel düzeni domain üzerinde pozitif değerler veriyor olup, tüm basende durgun-durum ortalamasında arafaz salınım gösterir (Şekil 4.10a). En yüksek SST değişkenliği basenin kuzey ve merkez kesimi arasındaki açık denizde bulunur. Birinci moddaki zaman serisinin amplitüdü (Şekil 4.10b) yıl süresince pozitif ve negatif piklerin birbirini izlediği bir değişim gösterir ve Ege Denizi'ndeki sinoptic hava durumunun değişkenliğine bağlıdır. Sinoptic hava durumu değişkenliği fazda ve mevsimsel SST döngüsü kuvvetinde değişkenlik yaratarak mevsimsel olmayan anomalilerin oluşmasına neden olur. İlk EOF zaman serisi genliği aynı periyoddaki 8 günlük birleşik hava sıcaklığı anomalisi zaman serisiyle pozitif korelasyon vermiştir ($r=0.52$ bir zaman aralığı gecikmesinde, istatistiksel olarak kayda değer, %95 güvenlik aralığında). EOF genliği ayrıca mersimsel döngünün gücünde yıllar arası modülasyonlar gösterir. Bu moddaki yıllar arası değişkenlikteki en büyük pozitif pikler en ılık iki yılda (1999 ve 2002) görülmüştür.

İkinci SST EOF modu sezonluk olmayan sapmanın totalde %11'ine denk gelmektedir. Bunun yerel paterni (Şekil 4.10c) basenin doğu ve batısında zıt değişim gösteren bir dipoldür. Bu modun yerel dağılımı kuzeyden gelen sert rüzgarların Ege'nin doğusunda denizde derinlerdeki suyu yükselterek yüzeye getirmesiyle etkilenen ortalama yazlık SST'ler ile doğrudan ilişkilidir. Bu modun zamanseri genliği değişkenlik piklerini yalnızca yaz döneminde verir ve sekiz günlük birleşik ECMWF kaynaklı rüzgar-direncinin güney-kuzey yönlü anomalisinin zamanseri ile yüksek korelasyon içerisindedir (0.3, %95 güvenlik aralığında istatistiksel olarak anlamlı). Ege Denizi doğu kıyısındaki yüksek SST negatif anomalileri kuzeyden gelen güçlü rüzgarlarla ilişkilidir. Buna karşılık olarak, SST pozitif anomalileri de güneyden gelen rüzgarlar ya da yüksek pozitif hava sıcaklığı anomalileriyle alakalıdır. Ayrıca EOF genliği zaman serisi modülasyonları 1999 ve 2003 yazı ve sonbaharında güney yönündeki rüzgar basıncının pozitif anomalisiyle negatif SST anomalilerinin güçlü sinyallerini verir ki bu da kıyısız yükselmenin varlığına işaret eder.

Üçüncü SST EOF modu mevsimsel olmayan varyansın totalde %7'sine tekabül eder. Bu modun yerel dağılımı basenin kuzey ve güneydoğusundaki zıt varyasyon pikleriyle faz-dışı salınım (Şekil 4.10e) gösterir. Başlıca değişkenlik piklerini incelediğimizde bu modun (8-16 günlük zaman skalasında) kısa süreli değişkenlikle rüzgar geriliminin yatay yöndeki bileşeniyle domine edildiğini görürüz (Şekil 4.10f). Yazları kuzeyden gelen sert rüzgarların olduğu dönemde maksimum SST negatif anomalisinin merkezi maksimum rüzgar geriliminin anomalisi merkezi ile korelasyon içindedir. Rüzgar geriliminin maksimum seviyede gözlemlendiği yer basenin kuzey/merkez (negatif SST anomalisinin olduğu) bölümündedir ve minimum rüzgar geriliminin gözlemlendiği yer ise

basenin güneydoğu (pozitif SST anomalisinin olduğu) bölümündedir (Şekil 4.11). Filtrelenmiş EOF genliği zaman serisi pozitif yıllar arası trend gösteren ilk iki modla karşılaştırılınca yüksek frekanslı değişkenlik göstermektedir.

SST anomalisi veri setinin EOF analizi Ege Denizi'nde mevsimsel olmayan değişkenliği idare eden atmosfer kuvvetinin sinoptic skala değişimlerini gösterir. Çanakkale çıkışında SST'nin zamansal değişimi çok düşük yıl içi ve yıllar arası değişkenlik gösterirken Çanakkale'nin içine olan akıntının görülen değişkenliği yönlendiren başlıca etken olmadığına işaret etmektedir.

1000 metrede su kütlesi karakterlerindeki uzun zamanlı değişimler (tuzluluk, sıcaklık ve yoğunluk) ve Güney Ege'deki meteorolojik durumlar (Şekil 4.12 ve Şekil13) 1987-1995 döneminde derin su kütlelerinin nasıl sürekli bir yoğunluk artışına sebep olduğunu açıkça göstermektedir. Bu değişim periyodu iki farklı dış kuvvetin etki ettiği iki farklı dönemi kapsamaktadır. Bunlardan ilk dönem, tuzluluğun artmasıyla 1987-88 yıllarındaki 0.05'lik yoğunluk artışını ve yağışların azalmasıyla 1989-92 yılları arasındaki 0.1'lik yoğunluk artışını temsil eden 1987-1992 dönemidir. İkinci periyodda, 1992 ve 1993'te geçen sert kış döneminde hava sıcaklıkları ortalama 2°C düşerek soğuk derin sularda 0.35 °C'lik bir soğuma gözlenmiştir. Sonuç olarak ağır su oluşumunda bir artış meydana gelmiştir. Bu artış su kütlelerinin derin tabakalardan yüzeye doğru taşınmasına neden olarak orta derinliklerde ve yüzey sularında artışa neden olmuştur. Dahası, Levant orijininde oluşan ve yüksek tuzluluk değerine sahip olan bu giren su kütlelerinin, 1987-1992 arası 0.2-0.3 birim tuzluluk artışını teşvik ettiği ve sadece Ege'de değil çevre denizlerde de uzun bir kuru döneme işaret ettiği anlaşılmaktadır. Sonuç olarak Ege Denizi'ne doğu boğazlardan üst tabakalarda tuz transferi 1987-1994'te 1-4 kat arası artmıştır. Bu, basene giren yüzey suları aynı derinliklerdeki Girit baseni sularından daha yoğun tuzluluğa sahip oldukları için, yoğun su oluşumunda meydana gelen tuz girdisinin ikinci kaynağıdır.

Üç yıllık hareketli ortalama ile filtrelenmiş Karadeniz ve Ege Denizi kış SST anomalisi zaman serisi (SSTA), NAO ve EAWR indeksleriyle birlikte Şekil 4.14'te gösterilmektedir. İstisnalar olsa da, SST trendlerindeki genel eğilim az çok benzerdir. SST, gözlem döneminin başında yalnız iklimsel ortalama çevresinde hafifçe oynar (Karadeniz'de 1982-1986 arası ve Ege Denizi'nde 1982-1987 arası dönemde). Ege Denizi'nde en düşük kış SST değerleri 1991-1995 arasında ölçülmüştür, ayrıca keskin soğuma eğilimi gözlem periyodunun sonunda da gözlenmiştir. Ege'de SST değerlerinin düştüğü bu periyod, 1994'ten başlayıp 1997'ye kadar SST'nin yükseldiği bir periyodla takip edilmiştir. En yüksek değerine ulaştığında SST giderek azaldığı bir periyoda girmiştir. SST düşüşünün genliği Ege Denizi'nde (yaklaşık 1 °C) Karadeniz'e (<0.6 °C) göre daha fazladır. Buna rağmen, Karadeniz'de ısınma genliği Ege Denizi'ne göre çok daha fazla olmuştur (1.6 °C'ye karşın 0.7 °C). SST düşüşünün (yükselmesinin) ortalama hızları Karadeniz'de -0.06 °C yıl⁻¹ (0.27 °C yıl⁻¹) ve Ege Denizi'nde -0.25 °C yıl⁻¹ (0.3 °C yıl⁻¹) olarak gözlenmiştir. 1986-1991 dönemi haricinde SSTA işaretinin her iki basende de aynı olduğunu not etmekte fayda vardır. 1986-1991 döneminde SSTA işareti zıttır, ve Ege için pozitif, Karadeniz için negatiftir. Yine de, SST değişimlerinin yönelimleri benzerdir: 1986-1987 arasında SST azalır, 1987-1990 arasında hafifçe yükselir ve 1990-1991 arasında ise düşer.

Üç yıllık hareketli ortalama yöntemi ile filtrelenmiş SST kış anomalisi, yüzey-hava sıcaklıkları (SATA) ve yüzey rüzgarının meridyensel bileşeni zaman serisi Şekil 4.15'te gösterilmektedir. Burada SAT değerlerinin meridyensel artışı bölgesel artıştan oldukça fazladır (Legates ve Willmott, 1990). Rüzgarın meridyensel bileşeni SAT ve SST değişimlerinde önemli rol oynar. Yüzey rüzgarının Ege Denizi meridyensel bileşeni kuzey

kaynaklı olduğundan, negatif anomali kuzey rüzgarının şiddetlendiği anlamına gelir (Şekil 4.15). Gözlem periyodunun başında ve sonunda aykırılıklar olsa da, başlıca iklimsel olayların ve bunların atmosfer etkisiyle (VA ve SATA) bağlantısı aşıkardır.

SAT ve SST'nin birbirine karşı çizdirildiği diyagramda (Figür 16, sol kolon) 0.67'lik korelasyon kaysayısıyla iyi bir korelasyon içerisindedir. Ayrıca SAT yüzey rüzgar kuvvetinin dikey bileşeniyle 0.82'lik korelasyon kaysayısıyla iyi bir korelasyon sağlamaktadır (Şekil 8, sağ panel). Bununla beraber, SAT değerlerindeki yükselme/alçalma kuzeyden gelen rüzgarlardaki zayıflama/güçlenme ile ilgilidir. 1990-1993 yılları arasında Ege Denizi üzerindeki ortalama kış kuzey rüzgarı şiddetinin güçlenmesi Samuel ve diğ. (1999) tarafından işaret edilmiştir ve bizim gözlemlerimizle de tutarlılık içerisindedir (Şekil 4.15). Samuel ve diğ. (1999), Kutiel ve Benaroch (2002), Kutiel ve diğ. (2002)'na göre Doğu Akdeniz üzerinde EAWR (NCP) indeksleri pozitif fazındayken artan kuzeydoğu rüzgarının anomalisi normal SAT'ın altında sonuç vermelidir ki, yaptığımız çalışma bu bilgileri desteklemektedir. İki basen için yüzey rüzgarının zonal bileşenini ve SAT değerini içeren benzer diyagramlar (data gösterilmedi) göze çarpar nitelikte bir korelasyon göstermemektedir.

Yüzey rüzgar alanı yapısının büyük özellikleri ve atmosfer geniş ölçekli prosesleri arasında ilişki kurmak amacıyla NAO ve EAWR indekslerine ve Ege Denizi yüzey rüzgar bileşenlerine ait diyagramlar çizdirildi (Şekil 4.17, sol kolon). NAO ve EAWR indekslerinin yüksek olduğu durumda ($NAO > 0.8$ ve $EAWR > 0$), yüzey rüzgarının dikey (kuzey) bileşeni devreye girer ve bu NAO ($r=-0.89$) ve EAWR ($r=-0.86$) indekslerinin ikisiyle de yüksek derecede korelasyon içerisindedir ki bu sonuçlar Kutiel ve diğ. (2002) 'nın bulgularıyla örtüşmektedir. Demek oluyor ki, NAO ve EAWR güçlenmesi/zayıflaması kuzey rüzgarının atışına/azalmasına neden olmaktadır. NAO ve EAWR indekslerinin düşük olduğu durumda ($NAO < 0.8$ ve $EAWR < 0$), rüzgar şiddetinin çok azaldığı ($0-0.5 \text{ m s}^{-1}$) ve NAO/EAWR ve kuzey rüzgarı arasında hiç korelasyon olmadığı görülmektedir. Ege Denizi üzerindeki yüzey rüzgarının zonal (doğu) bileşeni zayıf değişkenlik göstermektedir ($0.4-1.1 \text{ m s}^{-1}$ aralığında) ve NAO ve EAWR indeksleri arasında korelasyon vermemektedir (Şekil 4.17, sağ kolon). V ile NAO indeksinin ölçülmüş yüksek korelasyonu (1) gözlemlenen periyotta NAO ve EAWR indekslerinin genelde aynı faz içinde ve iyi korelasyon içinde olmasından dolayı rastlantısal olarak, (2) yüksek NAO fazında atmosferdeki sirkülasyonun genel olarak artmasıyla, (3) NAO ve EAWR düzenlerinin etkileşiminde rol oynayan bazı derin fiziksel altyapılar ile açıklanabilir. Bu yüzden, yukarıdaki analizin ana fikri büyük-ölçekli atmosferik telebağlantıların (NAO ve EAWR) her iki basendeki yüzey rüzgar şiddetinin dikey bileşeninin değişkenliğini etkilediğidir. Ege Denizi'nde, EAWR/NAO şiddetlenişi/zayıflayışı kuzey rüzgarının artışı/azalışına neden olmaktadır. Önceki analiz çerçevesinde bakarak, NAO ve EAWR indeksleri pozitif fazdayken bu büyük ölçekli atmosfer düzenlerinin uzun-zamanlı SST değişkenliğini nasıl etkilediği konusunda basit ve şematik bir önerme yapabiliriz. EAWR (NAO) indekslerinde bir artış kuzeyden gelen rüzgarlarda şiddetlenmeye neden olur ve böylelikle hem SAT hem de SST'yi düşürür. Öte yandan, EAWR (NAO) indekslerinde bir zayıflama kuzeyden gelen rüzgarı zayıflatır ve buna bağlı olarak SAT ve SST'yi artırır.

Şekil 4.18 Ocak 1993 ve Ocak 2001 arasındaki dönemdeki aylık T/P veri setleriyle ortalama deniz yüzeyi (MSS) arasındaki farkların standart sapmasını göstermektedir. Siyah daireler her senedeki en yüksek değerleri gösterirken gri daireler en düşük değerleri göstermektedir. Deniz seviyesi değişiminde çok güçlü mevsimsel bir etki olduğu açıkça görülmektedir. Her sene en yüksek değerler Ocak'ta, en düşükleri ise Haziran ve

Temmuz'da görülmektedir. Buna ek olarak, verilen periyotta deniz seviyesindeki en yüksek çıkış 1998 yılının Şubat ayında meydana gelmiştir ve El Nino olayı ile aynı zamana denk gelmiştir (diğer yıllık piklerden yaklaşık 1 cm daha yüksek). Aralık 1998'de gerçekleşen La Nina bölgedeki deniz seviyesini fazla etkilememiştir. Bu da beklenir niteliktedir, zira Ege Denizi hemen hemen kapalı bir basendir, ve özellikle La Nina'nın etkisi şiddetli değil ise ENSO olaylarından daha az etkilenir. Sonuç olarak, her yıldaki piklerin Ocak'ta olduğunu ancak El Nino olayları sırasında bu piklerin Şubat'a kaydığını farketmek ilginçtir. Deniz seviyesi değişimleri iklim değişiminin gözlenmesinde güçlü ve elverişli bir alettir, zira okyanus ENSO'dan kaynaklanan, sıcaklık artışı ve azalışı gibi büyük ölçekli değişimlere neredeyse anında tepki vermektedir.

Şekil 4.19'da görülen mevsimsel ortalama yüzey klorofil haritaları güney yönünde negatif gradient vermekte olup, yıl içerisinde Kuzey Ege'de in-sitü datalarıyla da desteklenen çok yüksek klorofil konsantrasyonları vermektedir (Psarra ve diğ., 2000; Ignatiades ve diğ., 2002; Siokou-Frangou ve diğ., 2002). Ortalama olarak bakarsak, kuzey baseninde yüzey klorofili güney baseninkinden üç kat daha fazla konsantrasyonlar vermektedir. Kuzey baseninde hidrolojik cephenin hakim olduğu önemli nehir/insan-kaynaklı besin girdilerinin olduğu bölgeyi saymazsak, Ege'nin başlıca noktalarında yaz boyunca aşırı derecede düşük klorofil değerleri ölçülmektedir ($<0.1 \text{ mg m}^{-3}$). SST değerlerinin aksine, yüzey klorofil haritalarından yaz döneminde doğu-batı yönünde aktif olan derin suyun yüzeye taşınımı hareketi öngörülememektedir. Oligotrafik sularda birincil üretimi kontrol eden esas faktör yüzey su kolonundaki besin miktarıdır ve bu besin miktarı turbülans karışımı ve rüzgar kuvveti etkisindeki yukarı su taşınımının şiddeti ile alakalıdır (Legendre ve diğ., 1986). Çalışma bölgemizde yüzey klorofil maksimumu kış sonunda, fitoplankton kış karışımı esnasında yüzeye taşınan besinlerin büyük bir kısmını tükettiği zaman ölçülmektedir. Bunu takiben, yüzey tabakasında fitoplankton, besin sınırlaması ve otçul beslenme ile giderek artan bir biçimde tüketilir ve subsurface maksimumu oluşur.

MEDATLAS iklimsel veri tabanında (MEDAR/MEDATLAS group, 2002) fitoplankton patlamasından sonra klorofil subsurface maksimumu nutrikilini takiben giderek derinleşir (iklimsel ortalama yaz klorofil maksimum derinliği 80 m.'dir). Nutrikilin ve subsurface klorofil maksimum termoklinden çok daha derinde bulunduğu halde, zengin besin ve klorofil ihtiva eden su kütlelerinin biyolojik faaliyetlerin gerçekleştiği yüzey tabakasına taşınması için çok güçlü kış karışımına müsaade edecek rüzgarların varlığına ihtiyaç vardır. Altındaki suların yüzeye transferini tetikleyecek orta-ölçekli (birkaç saat ila gün süresince) rüzgarlar yazları kış aylarındakinden daha sık görülüyor olsa da, yine de düzensizdir ve izleri dönemsel ortalama rüzgar alanları ile silinir. Yukarıdaki tartışmadan anlaşılıyor ki analiz sonuçlarımız yüzey klorofil değişkenliği için yeterli olsa da, derin sulardaki klorofil değişkenliğini temsil etmemektedirler zira derin su klorofil miktarı uydu tarafından da algılanmamıştır. Doğu Ege Denizi'nde Karadeniz orijinininden gelerek yüksek klorofil ihtiva eden yüzey suyunun noksanlığı basende çok düşük klorofil konsantrasyonuna sebep oluyor olabilir. Diğer taraftan, yüksek klorofilli Karadeniz yüzey suyunun (BSW) sinyali yaz süresince Çanakkale Boğazı civarında Ege Denizi'nin oligotrofik sularına güçlü bir kontrast sağlayarak ortaya çıkmaktadır. Marmara Denizi'nde yüzey klorofil mevsimsel döngüsü genellikle Kuzey Ege Denizi'ninkini takip ediyor olsa da Çanakkale suyu çıkışı en yüksek klorofil değerini bahar sonu/yaz başında alır (Ünlüata ve diğ., 1990) ve Çanakkale Boğazı'ndan yüksek klorofil girdisi alır.

Mevsimsel olmayan klorofil anomalisinin EOF ayrışımı Şekil 4.20'de görülmektedir. İlk mod sadece %23'ünü açıklarken, ilk üç klorofil EOF modu mevsimsel olmayan varyansın totalde %46'sını açıklar. İlk modun yerel paterni sürekli-durum ortalaması etrafında bütün basende faz-ıçer salınım gösterir. En yüksek değerler basenin bütün kuzeydoğu bölümünde ve Thermaikos Anaforu'nda, yani Ege Denizi'nin üretimi en yüksek yerlerinden elde edilir. Bu modun genlik zaman serisi (Şekil 4.20b) özellikle fitoplankton patlaması döneminde mevsimsel döngünün zamanına ve kuvvetine bağılı olarak değişkenlikte yüksek pikler gösterir. İlginç olarak 1999 kış döneminin sonunda büyük bir pozitif anomali fark edilmiştir. Ayrıca, aynı yıl EOF zaman serisi yıllar arası açıkça yüksek klorofil sinyali göstermiştir. Yıllık ortalama basen-averajlı yüzey klorofil konsantrasyonu 1999'da 8-yıllık uzun zamanlı ortalamadan (1998–2005) %20 daha fazladır (Şekil 4.21). Aynı yıl Kuzey Ege'deki büyük klorofil yükselmesinin, belirgin bir değişim göstermeyen Çanakkale Boğazı'ndan gelen klorofil yükü ile ilgili olmadığı sanılmaktadır. Hem 1999 yıllık anomali ve ilk EOF yerel haritaları en yüksek klorofil artışı (Thermaikos Anaforu ve Evro Nehri ağızı gibi) yüksek nehir besin yükünün geldiği yerlerdedir. Bu durum 1999'da gözlemlenen Kuzey Ege Denizi'ndeki klorofil değişkenliğinin başlıca etkeninin nehir deşarjındaki değişkenlik olduğuna işaret etmektedir. Buna rağmen, bu öneriyi destekleyecek, belirtilen döneme ait nehir girdisi ve/veya besin yükü verisi bulunmamaktadır. Takip eden üç yıllık süreçte (2000–2003) zamansal mod negatif anomaliler gösterir ve en büyük negatif uç değişkenliği 2001'de gözlenmiştir. 2001'de Kuzey Ege Denizi ve Çanakkale Denizi çıkışında istisnai bir biçimde düşük yüzey klorofil konsantrasyonları ile karşılaşmıştır. Marmara Denizi'nde 2001'de SeaWIFS uydusu-kaynaklı klorofilde yüksek negatif yıllık anomali gözlenmiştir (Barale ve diğ., 2008), ve bu durum muhtemelen Çanakkale Boğazı'ndan düşük klorofil girişine neden olmuştur.

İkinci Chl EOF modu toplam mevsimsel olmayan değişkenliğin %14'ünü açıklamaktadır. Mekansal deseni (Şekil 4.20c) havzanın kuzeydoğu kesiminde Thermaikos Körfezinde pozitif değerler ve kuzeydoğu tarafında negatif değerler göstererek Kuzey Ege'de faz dışı salınımlar sergiler. Ayrıca, Çanakkale Boğazı'na yakın bir bölgede pozitif / negatif mekansal değişkenlik gösteren bir dipolün varlığı dikkat çekicidir. Bu desen, hidrolojik cephenin kuzey/güney değişimi ve genel Karadeniz suyunun Samothraki antisiklonu boyunca kuzeybatıya doğru değişiklik göstermesini öne sürmektedir. 8-günlük rüzgar ve klorofil birleşik haritaları ile ilişkili olarak başlıca değişkenlik uçlarının incelenmesi klorofil zengini Karadeniz sularının zayıf rüzgarlarda güneye yöneldiğini işaret etmektedir. Daha önce de belirtildiği gibi, yerel rüzgar stres kıvrımı havzanın kuzeydoğu bölgesindeki antisiklonik vortisitenin önemli bir kaynağıdır (Demirov ve Pinardi, 2002). Bu nedenle bu özellik, rüzgar gevşeme dönemlerinde rüzgar alanından giren daha zayıf antisiklonik vortisiteyle ilgili olabilir. Değişkenliğin diğer büyük uçları önemli Kuzey Ege nehirlerinin ağzının yakınlarındaki olağandışı yüksek klorofil konsantrasyonu dönemleri ile ilişkilendirilmiştir (örnek olarak, Basenin kuzeydousundaki Evros nehri ve Thermaikos körfezi). İkinci mod (Şekil 4.20d) ilk moda göre yüksek frekanslı (8–16 gün) zamansal değişkenlik ve daha az yıllar arası değişkenlik gösterir.

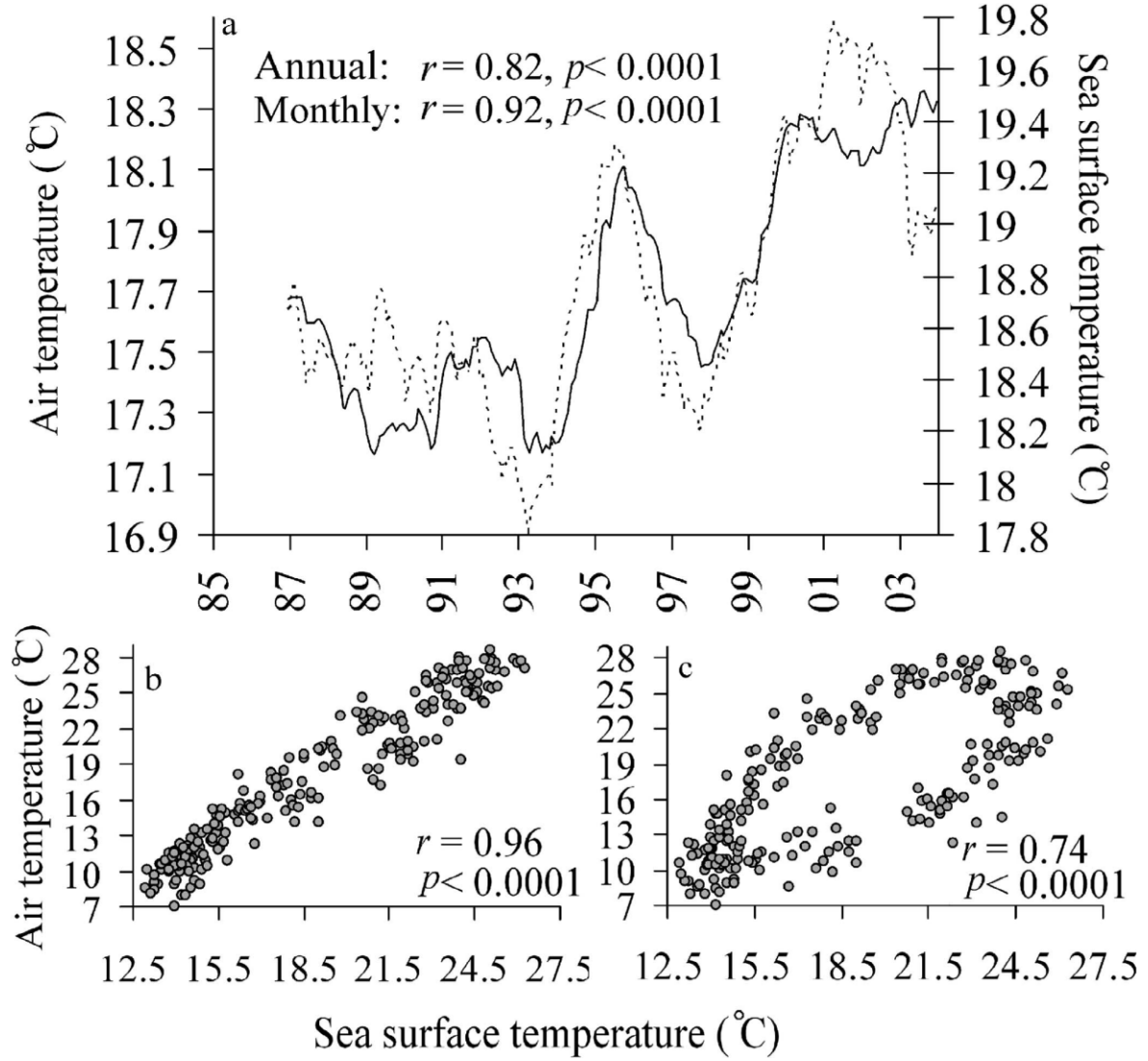
Üçüncü Chl EOF modu toplam mevsimsel olmayan değişkenliğin %9'unu açıklamaktadır. Mekansal deseni (Şekil 4.20e) Kuzey Ege'de Karadeniz suyu dolaşımından etkilenen açık deniz suları ile nehir girdisinden etkilenen kıyı sığlık suları arasında ters değişkenlikli dipol gösterir. Bu modun genlik zamansal serisi (Şekil 4.20f) EOF uzaysal deseninin Çanakkale Boğazı çıkışında ve hidrolojik cephede, kıyı sığlığının kuzeydoğu kesimine göre daha yüksek değerlerle karakterize edildiği 2004 kışında büyük pozitif

uçlar gösterir. 2004 yılında Kuzey Ege Denizi'nde artan Chl düzeyleri, yıl boyunca Çanakkale Boğazı'ndan gelen olağan dışı yüksek Chl girdisi ile ilişkili olduğu görünüyor. 2004 yılı anomali haritası, Karadeniz suyu girdisinin yıl boyunca Kuzey Ege'de Chl değişkenliğinin başlıca itici gücü olduğunu tekrar önererek Çanakkale Boğazı çevresinde büyük bir Chl yükselmesi göstermektedir. Genel olarak, EOF ile genlik zaman serisi incelenmesi gösteriyor ki üç Chl modunun toplam sonucu 1999 ve 2002 arasında büyük bir yıllararası azalma ve sonrasında daha kayıtların geri kalanı boyunca özellikle 1999 ve 2004'teki artan üretimle küçük bir artış göstermesidir. (Şekil 4.21).

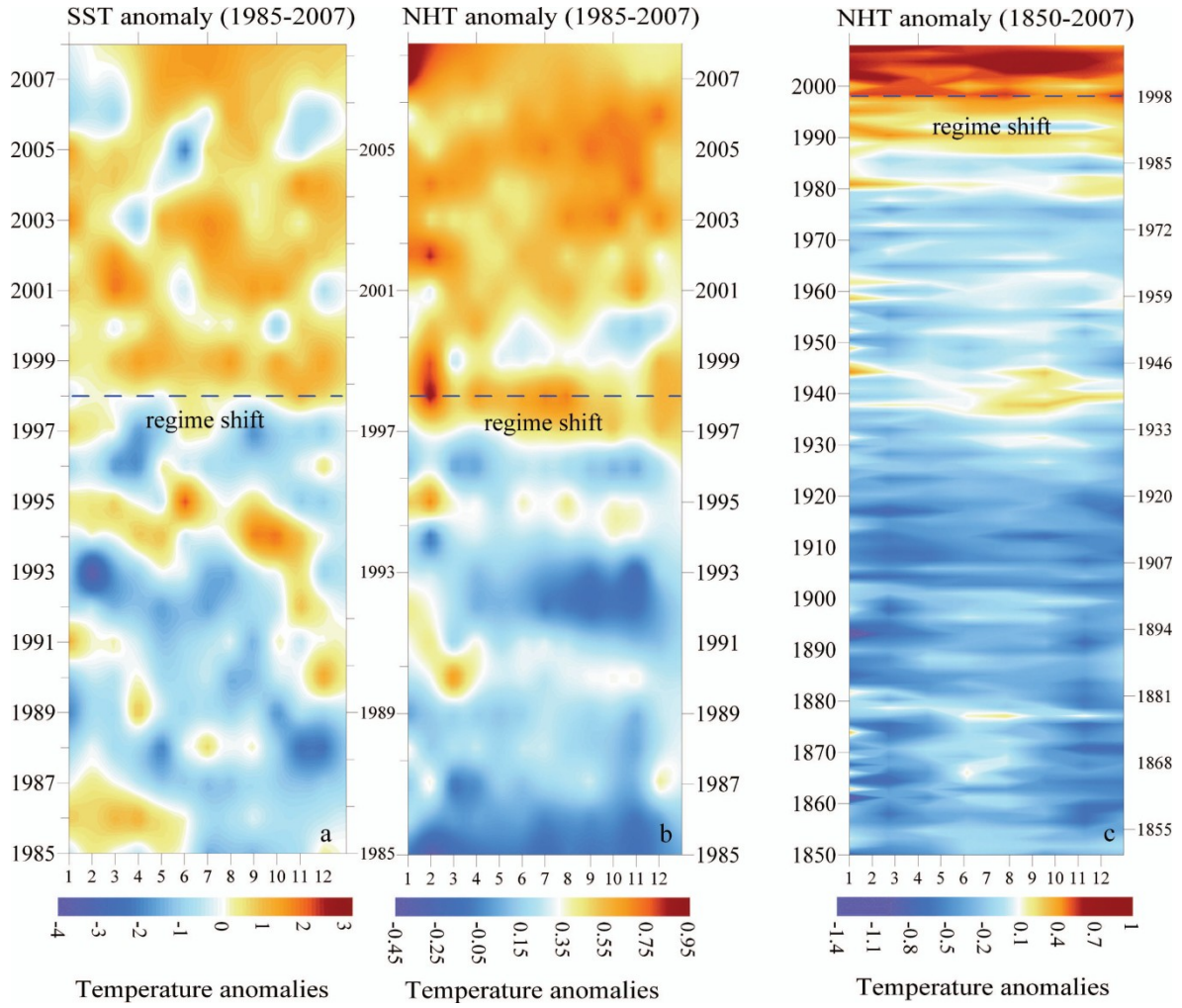
EOF analizi sonuçları Chl'in deniz yüzeyi sıcaklığından daha fazla yıl içi ve yıllar arası değişkenliğe sahip olduğunu gösteriyor. Bu, genellikle Kuzey baseninin Chl içeriğinin büyük miktarda artması ile sonuçlanan Çanakkale Boğazı'ndan gelen sıradışı yüksek Chl yüklemesi ve/veya nehirlerden gelen yüksek besin tuzu yüklemesi ile değiştirilen bölgenin genel oligotrofik yapısıyla ilgilidir. Öte yandan, Karadeniz suyunun yüzey suyu sıcaklığı değişimleri Kuzey Ege Denizi'nde mevsimsel olmayan yüzey suyu sıcaklığı değişimlerini etkileyemeyecek kadar az görünüyor. Yüzey suyu sıcaklığı ile karşılaştırıldığında muhtemelen mevsimsel olmayan yüzey Chl değerlerinin değişkenliğine büyük katkıda bulunan bir diğer faktör, erken ilkbaharda yüzey altı klorofil maksimumunun oluşumundan sonra daha yüksek konsantrasyonlara sahip olan daha derin sular ile klorofil fakiri yüzey sularının rüzgar kaynaklı türbülant karışımıdır. Ancak, rüzgar karıştırması genellikle yüzey altı maksimumu henüz yüzeye yakın yerlerdeyken etkilidir. Daha önce de belirtildiği gibi yaz boyunca yüzey altı maksimumu 80 metre civarlarında konumlanmış olup tabakalaşma daha güçlü olması sebebiyle su kolonunu verimli bir şekilde karıştırabilmek için daha güçlü rüzgar olaylarına ihtiyaç duyulur.

Yunan sularının su, hava (bölgesel), ve küresel sıcaklıklarla birlikte sıcak-tropik yabancı türlerinin uzun dönem değişimi Şekil 4.22'de gösterilmiştir. Şekil 4.22 Ege Denizi'nde yakın dönemde gözlenen su sıcaklığı artışı ile birlikte artan yeni yabancı tür girişine dikkat çekmektedir. Yabancı türlerin girişindeki yıldan yıla olan değişimler sıcaklık artışıyla paralellik göstermektedir (Şekil 4.22a). Çapraz ilişki analizi 2 yıl ertelenmiş uydudan türetilmiş yüzey sıcaklığı verisi ile pozitif ilişki gösteriyor (2 yıl gecikmeli yabancı tür tepkisi, $r = 0.6$, $p < 0.01$; asıl zaman serisi, $r = 0.37$, $p < 0.13$, yeterince anlamlı değil). Deniz yabancı türleri 2 yıl ertelenmiş deniz yüzeyi sıcaklığı ile de önemli derecede pozitif ilişki göstermektedir (Şekil 4.22b; 2 yıl gecikmeli yabancı tür tepkisi, 0.5 , $p < 0.02$; asıl zaman serisi, $r = 0.11$, $p < 0.62$, yeterince anlamlı değil). Sıcaklık ile yabancı türlerin girişi, çoğalması ve belirlenebilecek kadar yayılması arasında 2 yıllık bir gecikme bulunmuş olmasına rağmen, durum hep böyle değildir. Görece çok sayıda yabancı türün girişiyle ilişkilendirilen 1989 ve 1993 arasındaki soğuk dönemde olduğu gibi bu ilişki bazı dönemlerde başarısız olur (Şekil 4.22a). Kuzey yarımküre sıcaklıkları ile yeni tür girişi arasındaki ilişki 10 yıllık ölçekte (1924–2007) incelenmiştir. Yabancı tür verisindeki boşluklar nedeniyle yıllık yerine 4 yıllık ortalama kullanılmıştır. 4 yıllık ortalama seçimi en az sayıda boşluk ile fazla ortalama veya datanın pürüssüzleşmesi arasında en iyi uzlaşmayı sağlamıştır. Yabancı türler ile kuzey yarımküre sıcaklıkları arasındaki ilişki açıktır (Şekil 4.22c; $r = 0.89$, $p < 0.0015$). Hem sıcaklık hem de yabancı türler 1924 ile 1979 arasında neredeyse sabit (küçük dalgalanmalar) kalmıştır ve bu dönem için önemli bir ilişki bulunamamıştır. 1970lerin sonlarından sonraher iki zaman serisinde birbirine eşlik eden hızlı değişimler gözlenmiştir. 1980 yılı, özellikle kış aylarında yabancı türlerin hayatta kalabilmesi için kritik bir durum olarak telaffuz edilirken, 1850 yılından bu yana yoğun ısınmanın ilk örneği oldu. (Ben-Tuvia 1966). 1924 yılından 1997 yılına kadar

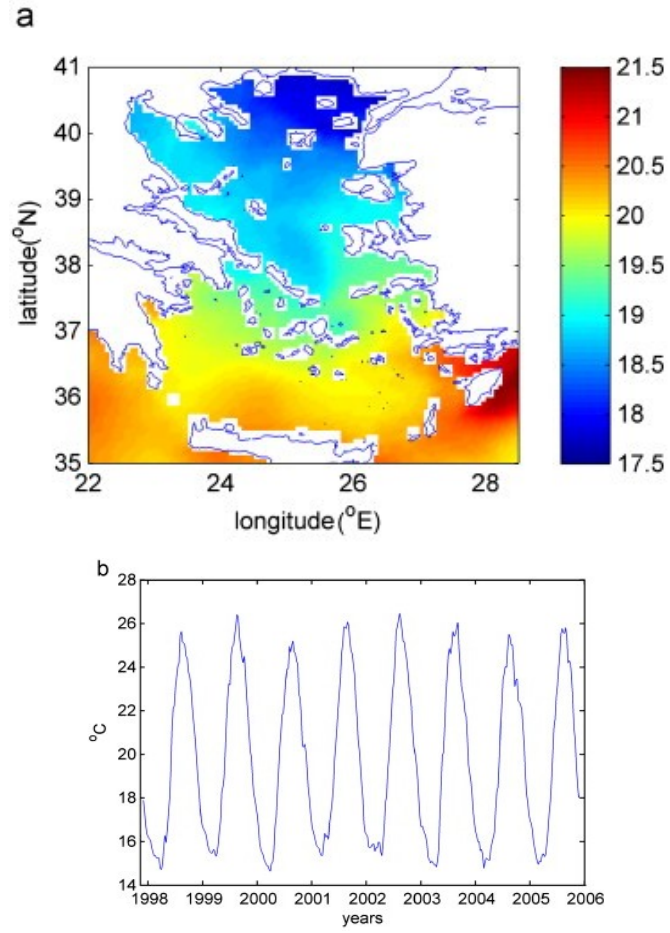
ortalama yabancı tür gelme hızı yılda ortalama 2,4 tür iken 1998 yılından sonra bu oran % 150 artış göstererek yılda ortalama altı türe doğru hız kazanmıştır.



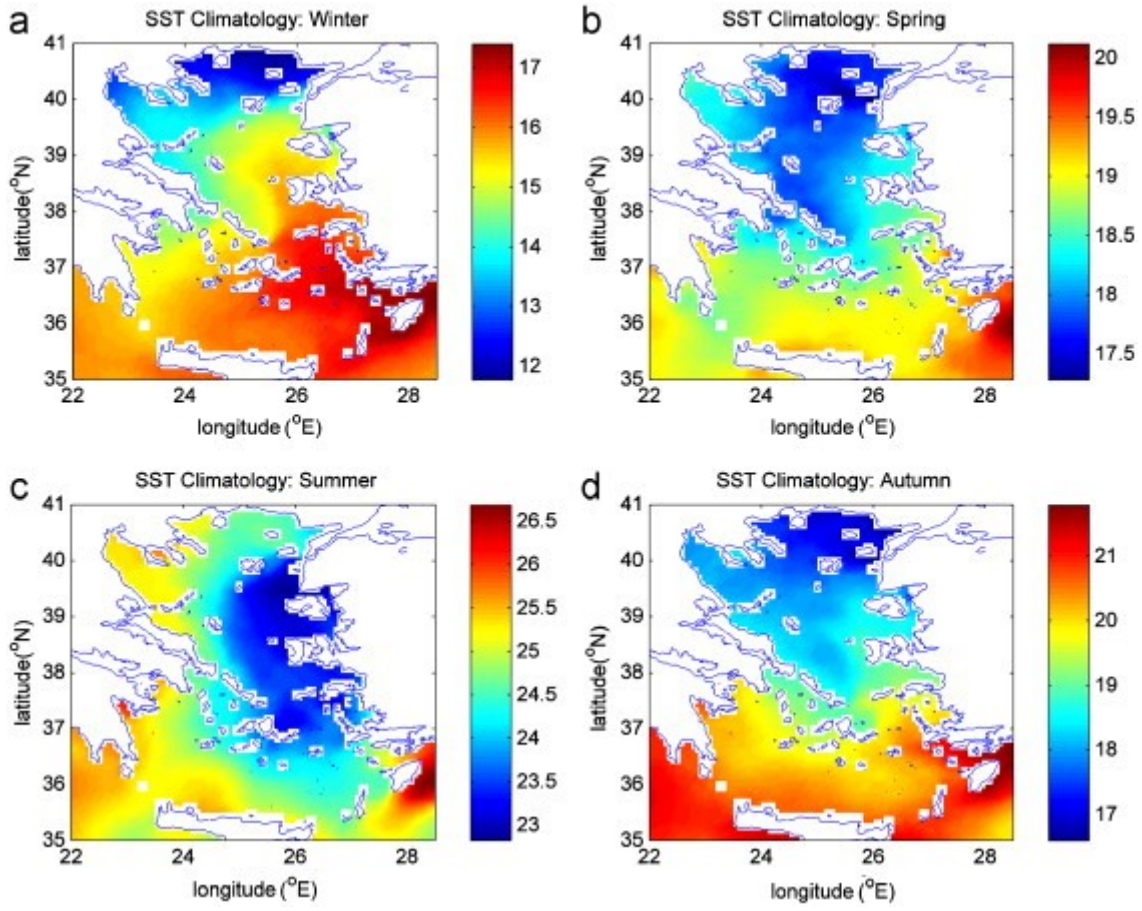
Şekil 4.5. Ege Denizi için (a) aylık ortalama (1985–2003) bölgesel su sıcaklığı (düz çizgi) ve hava sıcaklığı (kesikli çizgi), ve (b, c) 24 aylık hareketli ortalama şeklinde verilen 1 ve 2 aylık ertelemeli deniz yüzeyi sıcaklığına karşı hava sıcaklığı dağılım grafikleri. En yüksek korelasyon 1 aylık ertelemelerde (sol) görülmekte ve su sıcaklığının hava sıcaklığındaki değişimi bir ay sonra takip ettiğini göstermektedir.



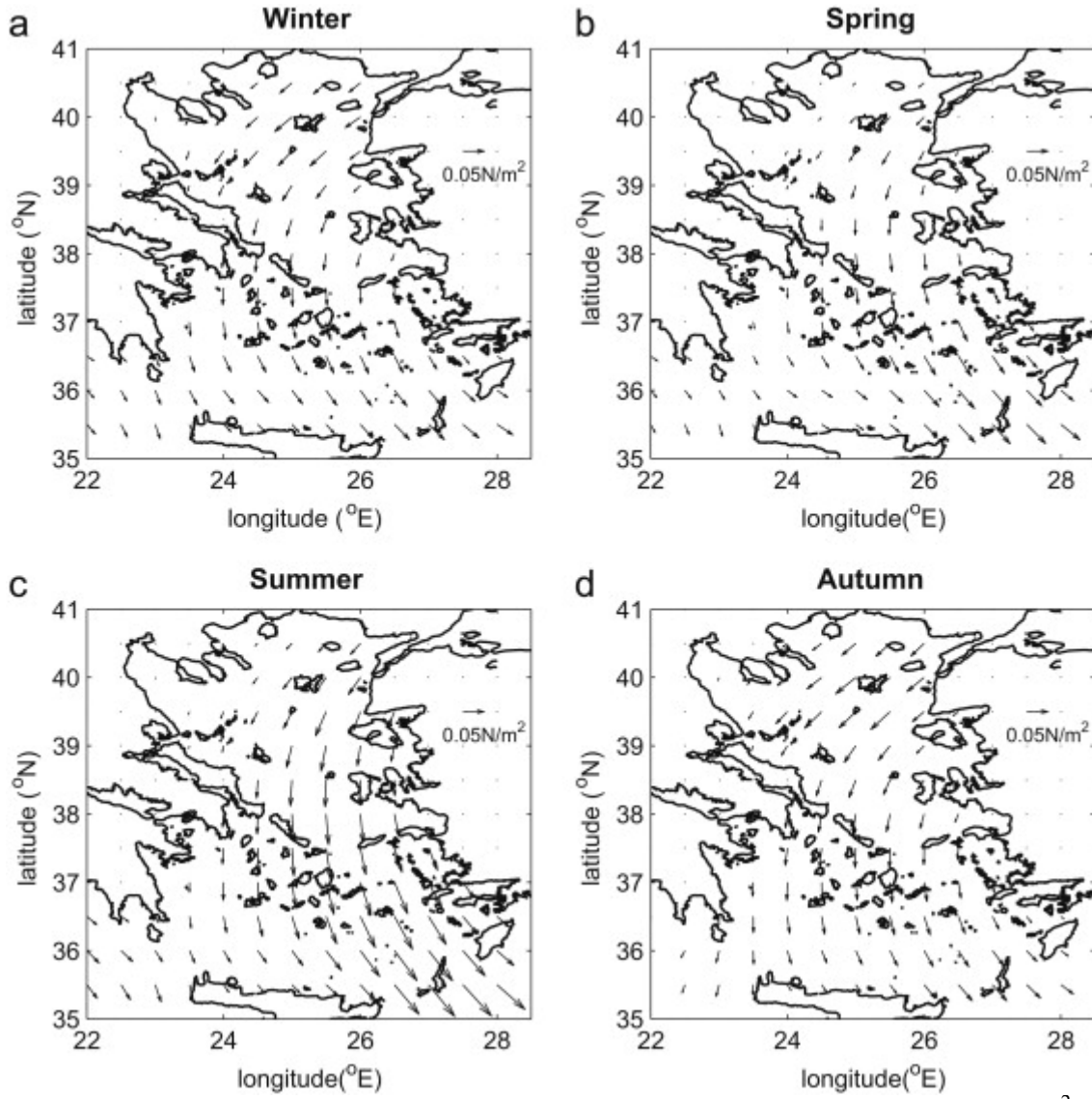
Şekil 4.6. Bölgesel ve küresel aylık ortalama sıcaklıklarının yıldan yıla veya uzun dönemli değişimleri; x ekseninde aylar (1-12) görülebilir, (a) Ege ve İyonya Denizleri için uydudan türetilmiş SST (1985–2007), (b) Kuzey yarım küre sıcaklık (NHT) anomalileri (1985–2007), (c) 1850–2007 dönemi için NHT anomalileri. 1998 yılındaki mavi çizgi son 158 yıldaki en anormal değişiklik olarak görünen sıcaklık rejim değişikliğini gösterir. Bütün veri anomaliler şeklinde çizilerek karşılaştırma kolaylığı sağlanmıştır; farklı renk skalalarına dikkat edilmelidir.



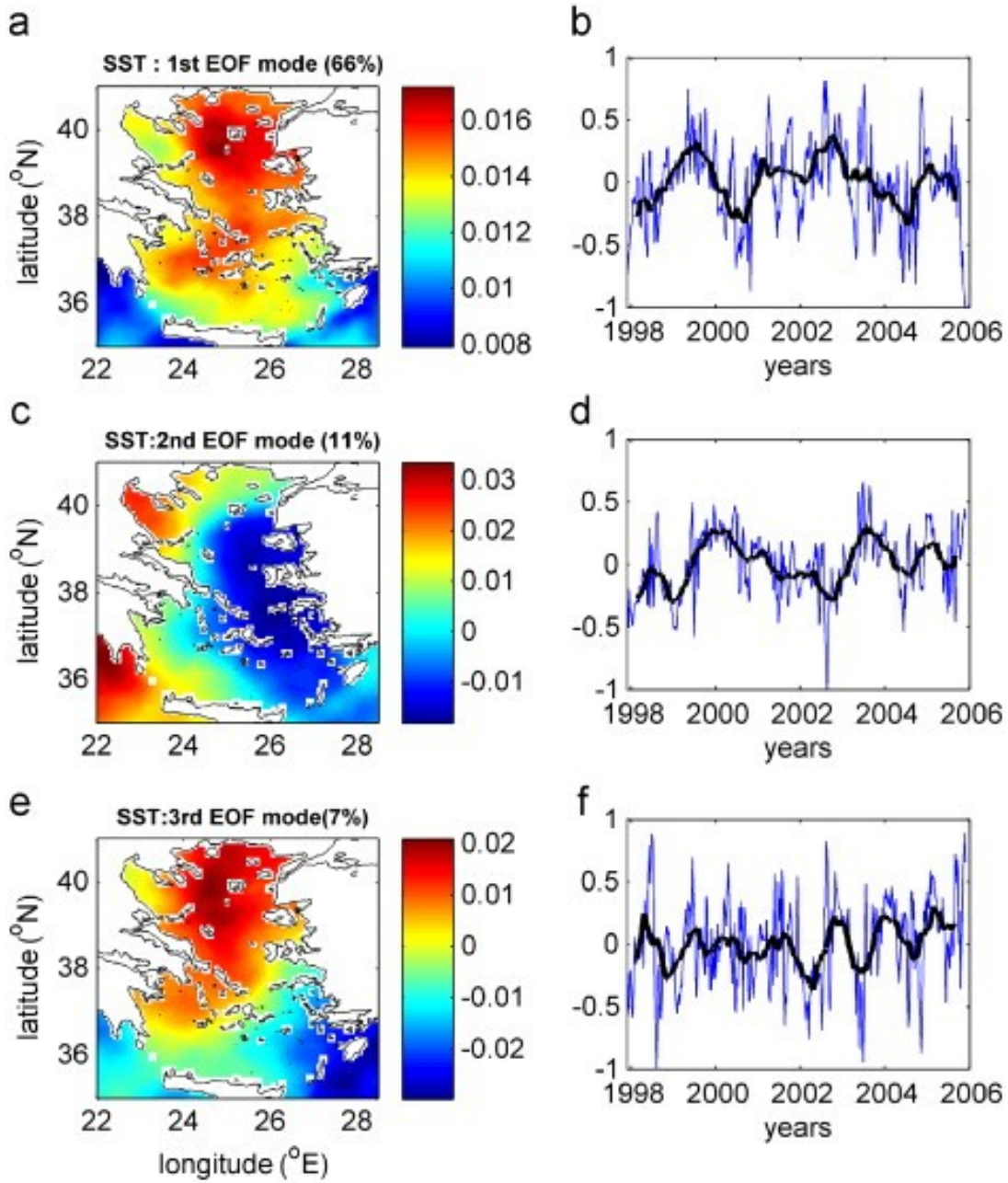
Şekil 4.7. Deniz yüzeyi sıcaklığı (SST) veri seti (1998–2005) istatistiği: (a) zamansal ortalamanın uzaysal dağılımı, (b) mekansal ortalamanın zamansal değişimi.



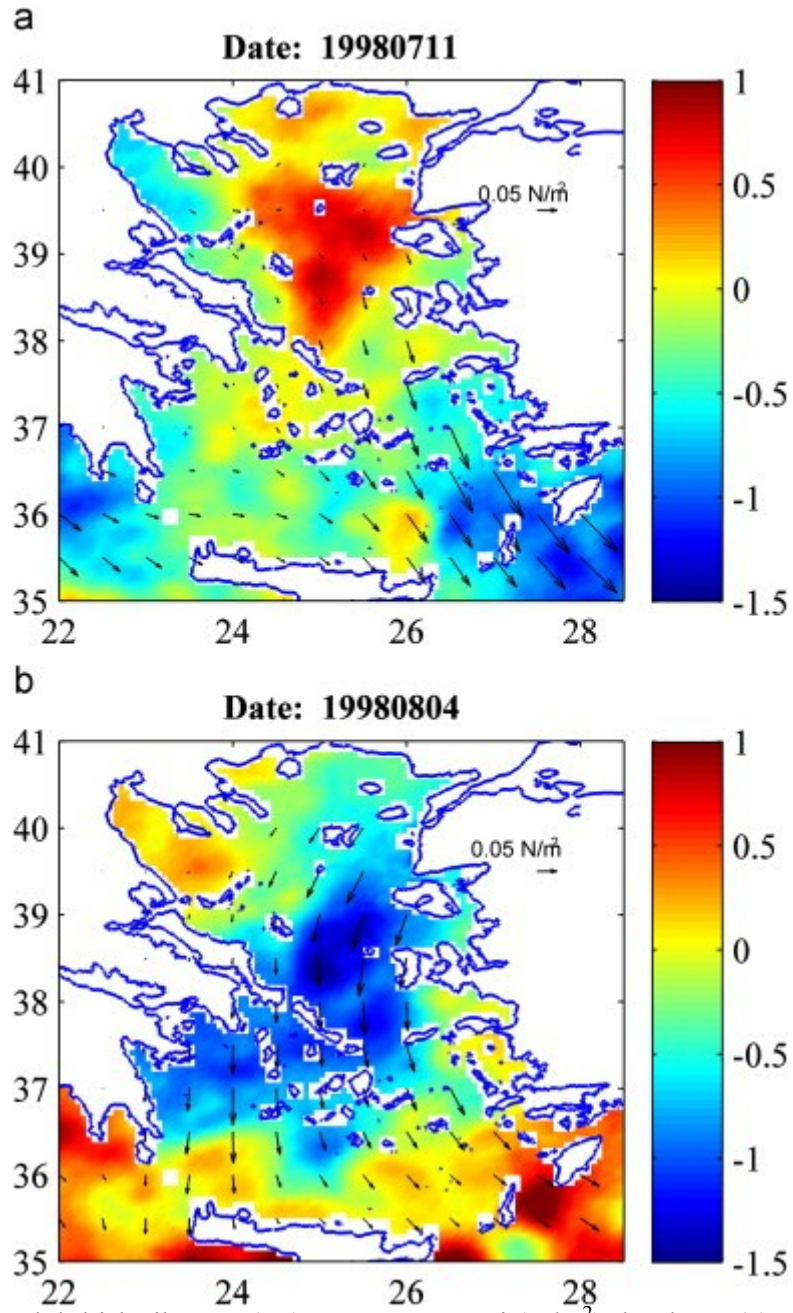
Şekil 4.8. 1985-2005 veri setinden hesaplanan uzun dönem ortalama SST (°C) verilerinin mevsimsel alanları; (a) kış (Ocak-Şubat-Mart); (b) ilkbahar (Nisan-Mayıs-Haziran); (c) yaz (Temmuz-Ağustos-Eylül) ve (d) sonbahar (Ekim-Kasım-Aralık). Yatay değişkenliği daha iyi yansıtmak için kullanılan farklı renk skalalarına dikkat edilmelidir.



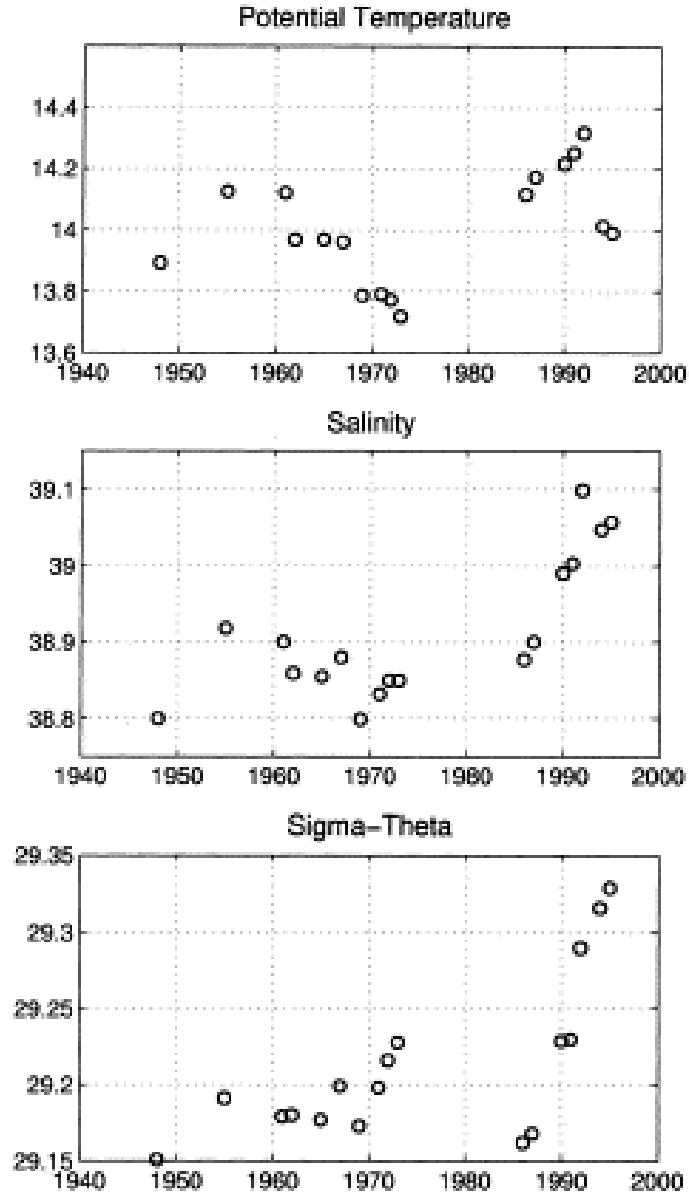
Şekil 4.9. 1985-2005 veri setinden hesaplanan mevsimsel ortalama rüzgar stresi (N/m^2); (a) kış (Ocak-Şubat-Mart); (b) ilkbahar (Nisan-Mayıs-Haziran); (c) yaz (Temmuz-Ağustos-Eylül) ve (d) sonbahar (Ekim-Kasım-Aralık).



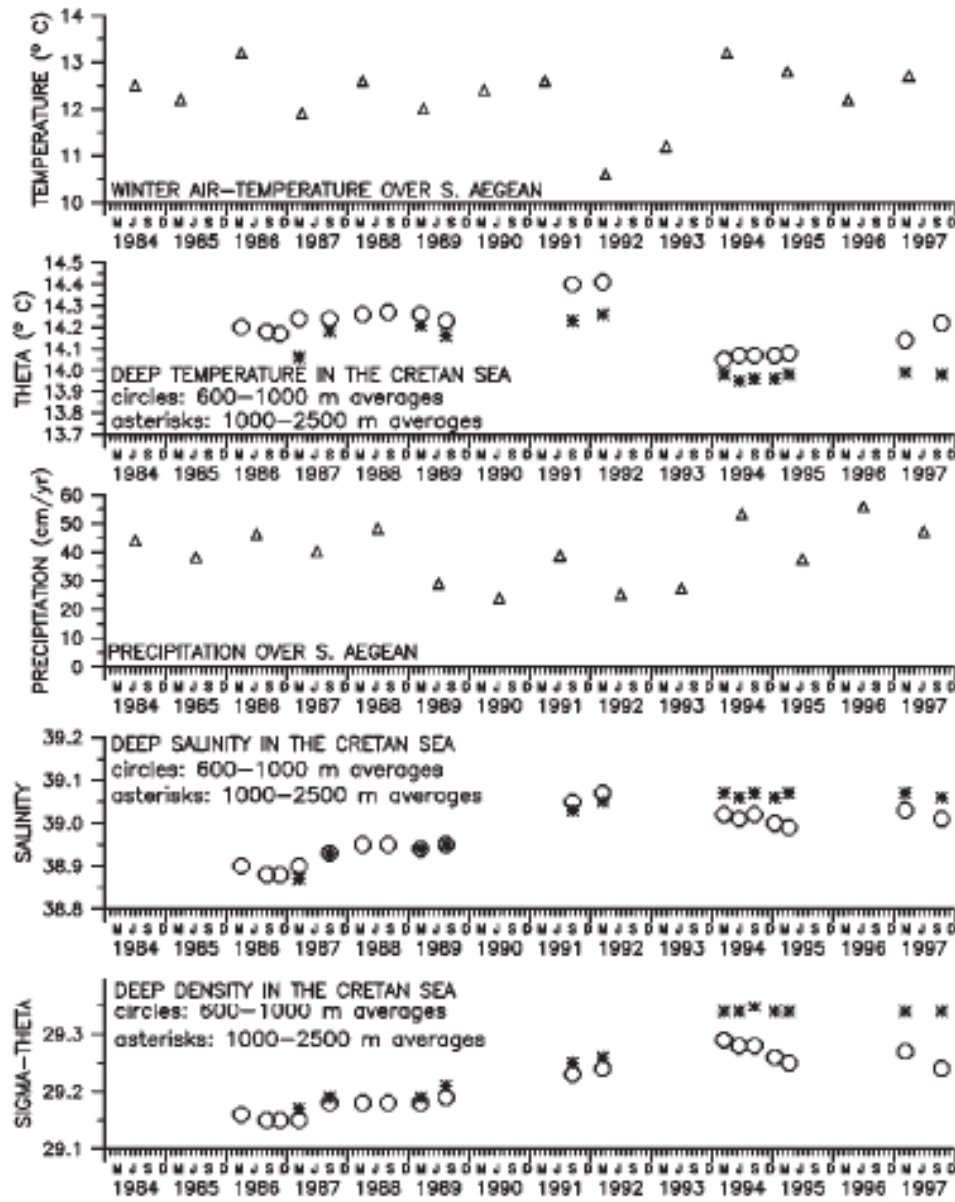
Şekil 4.10. SST anomalisi veri setinin (1998–2005) EOF açılımı; (a) birinci EOF uzaysal genliği; (b) birinci zamansal mod; (c) ikinci EOF uzaysal genliği; (d) ikinci zamansal mod; (e) üçüncü EOF uzaysal genliği ve (f) üçüncü zamansal mod. Her EOF modunun açıkladığı değişim de eklenmiştir. Filtrelenmemiş zaman serisi (Açık çizgiler) hem yıl içi hem de yıllar arası değişimi gösterirken 22 noktalı (176 gün) hareketli ortalama (koyu çizgiler) bir yıldan daha kısa zaman ölçekleri ile sinyali baskılayarak yıllar arası değişkenliği gösterir.



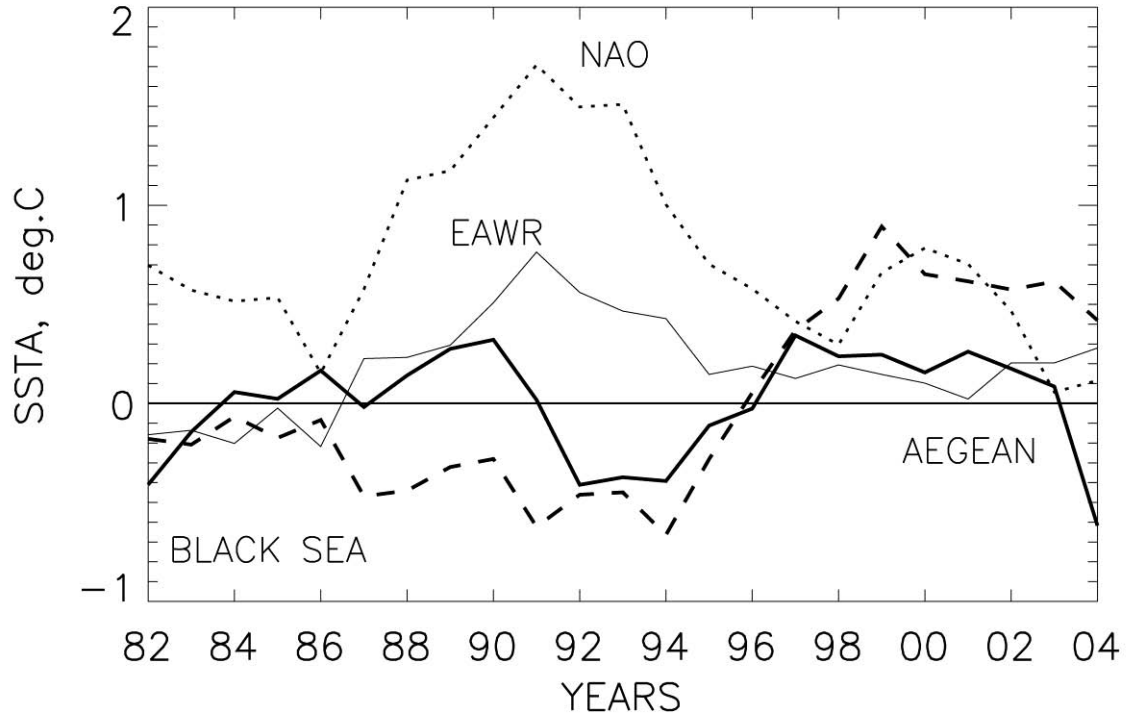
Şekil 4.11. 8 günlük birleşik SST ($^{\circ}\text{C}$) ve rüzgar stresi (N/m^2) dağılımı; (a) 11-18 Temmuz 1998 (b) 4-11 Ağustos 1998.



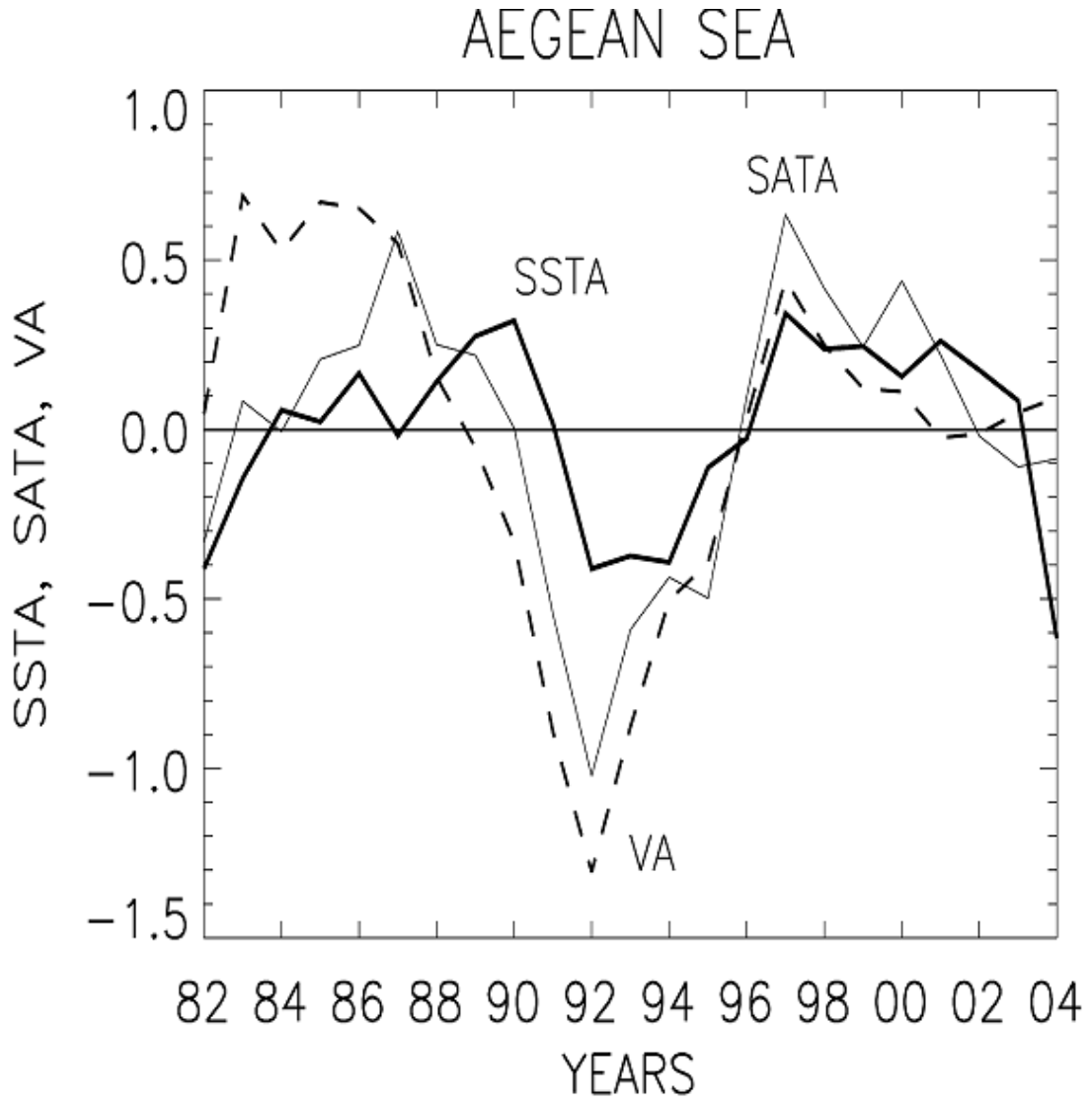
Şekil 4.12. 1000 metre derinlikteki sıcaklık (a) tuzluluk (b) ve yoğunluk (c) verilerinin ortalama değerlerinin zamansal serisi, Girit Denizi'ndeki bütün uygun istasyonlardan alınmıştır. Veri, MODB-MED5 veri setinden alınmıştır (Brasseur ve diğ., 1996).



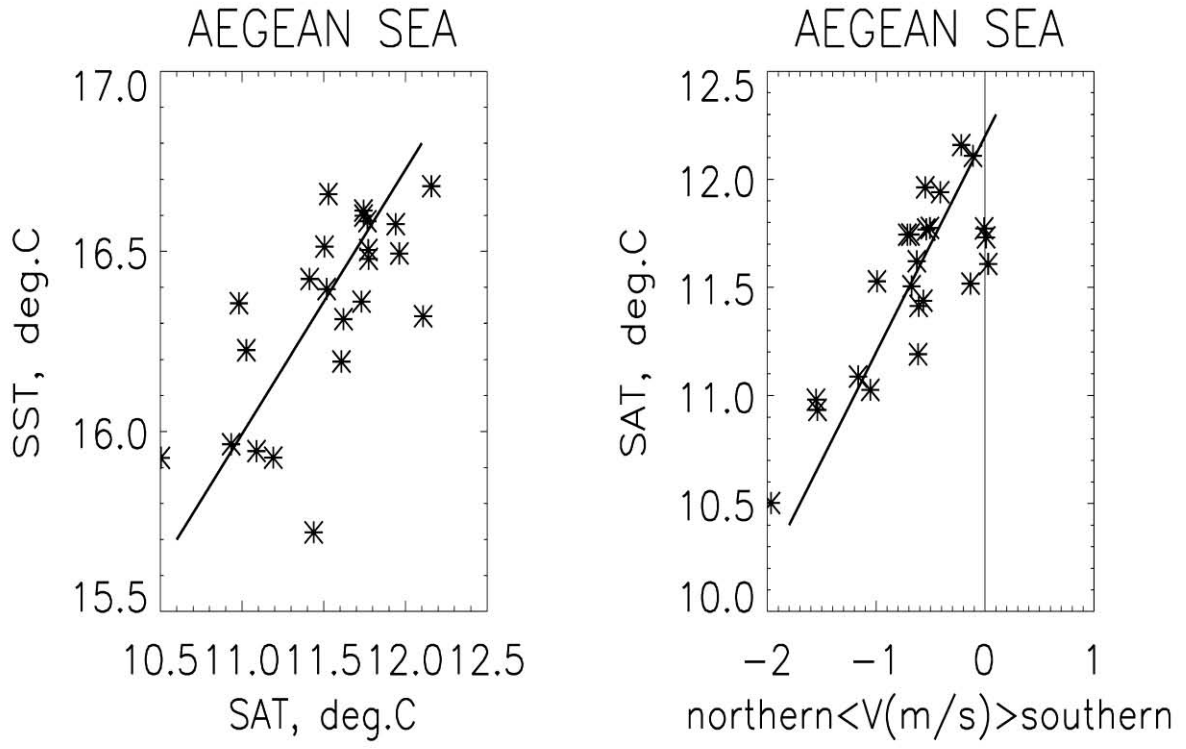
Şekil 4.13. a) ortalama hava sıcaklığı (merkezi ve Güney Ege'deki 9 meteorolojik istasyondan kış ortalaması), b) Girit Denizi'ndeki iki tabakanın potansiyel sıcaklıkları, c) aynı 9 istasyondan yağış, d) 4b'deki aynı istasyonların ortalama tuzlulukları ve e) aynı tabakaların ortalama sigma teta değerleri. Meteorolojik veri Helenik Ulusal Meteoroloji Servisi'nden alınmıştır.



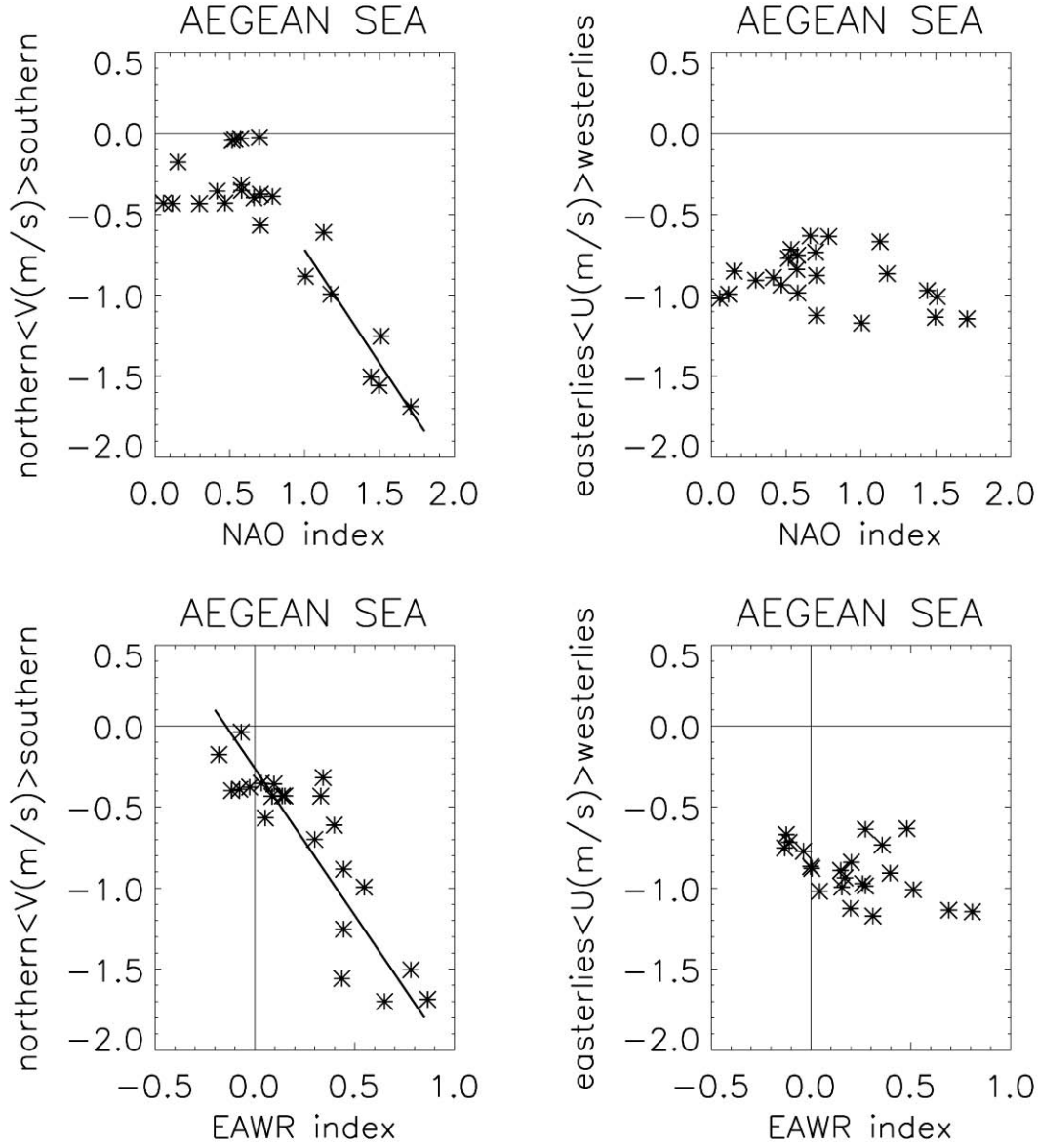
Şekil 4.14. Karadeniz (kesikli çizgi) ve Ege Denizi (kalın düz çizgi) 1982-2004 dönemi üç yıllık hareketli ortalama ile filtrelenmiş SST anomalileri (SSTA, °C) ve NAO (noktalı çizgi) ile EAWR (düz çizgi) indeksleri (birimsiz).



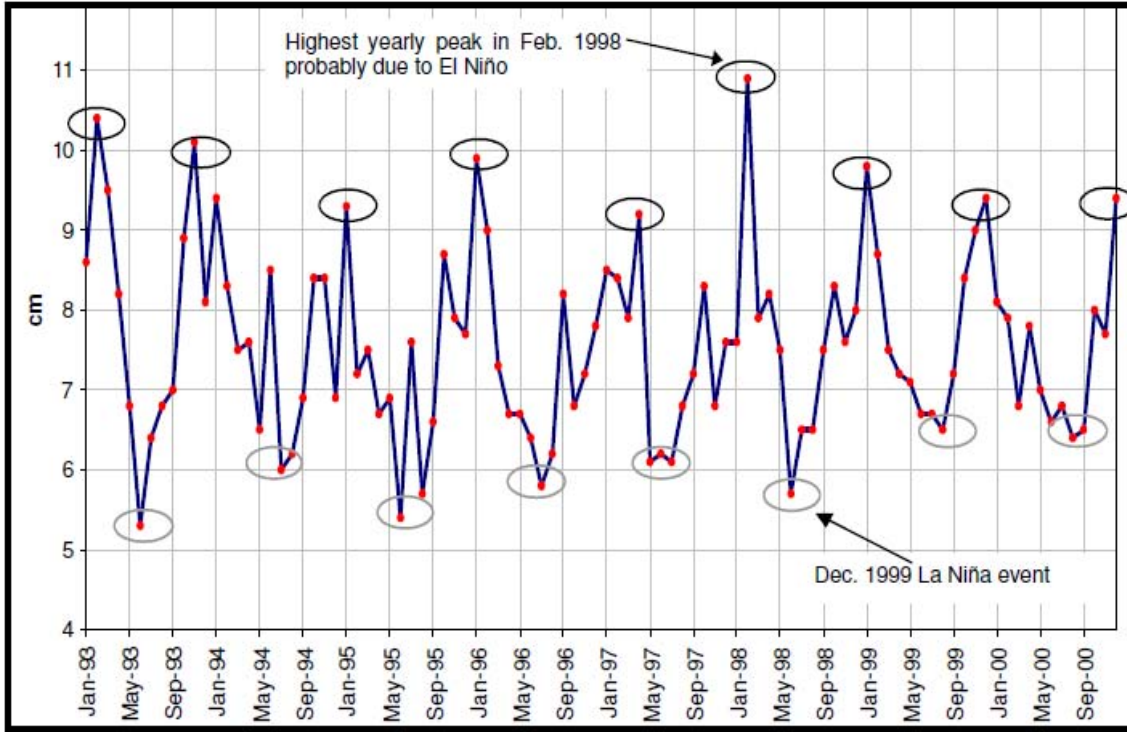
Şekil 4.15. Ege Denizi için 1982-2004 yılları arası üç yıllık hareketli ortalama ile filtrelenmiş kış basen ortalamaları; SST (SSTA,°C, kalın düz çizgi), yüzey atmosfer sıcaklığı (SATA,°C, düz çizgi) ve yüzey rüzgarının meridyensel birleşeni (VA, m/s, kesikli çizgi).



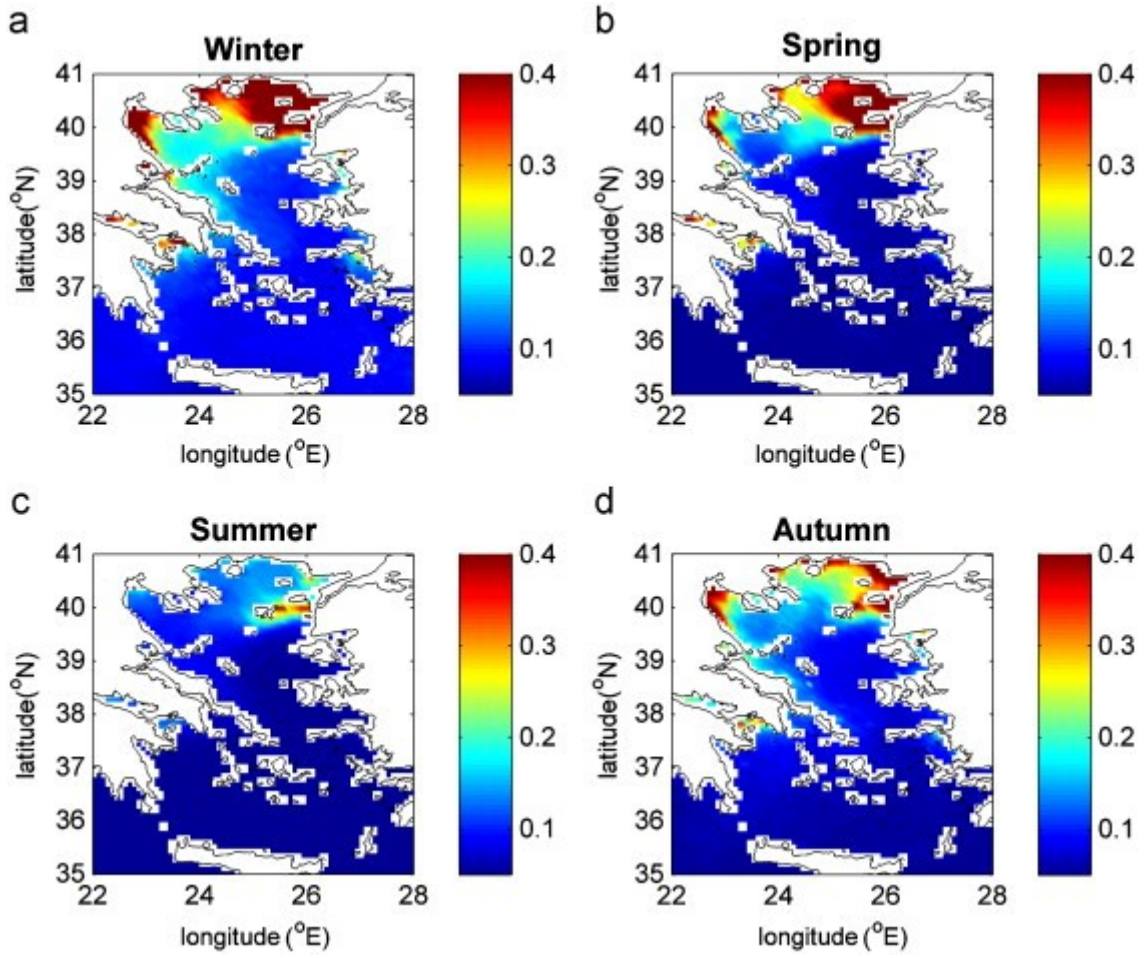
Şekil 4.16. Ege Denizi için SAT (°C) ile SST (°C, sol panel) ve yüzey rüzgarının meridyonel birleşeni (V, m/s) ile SAT (°C, sağ panel) arasındaki dağılım grafikleri. Düz çizgiler 0,75(sol) ve 0,67 (sağ) korelasyon katsayısı ile lineer regresyon eğrilerini göstermektedir.



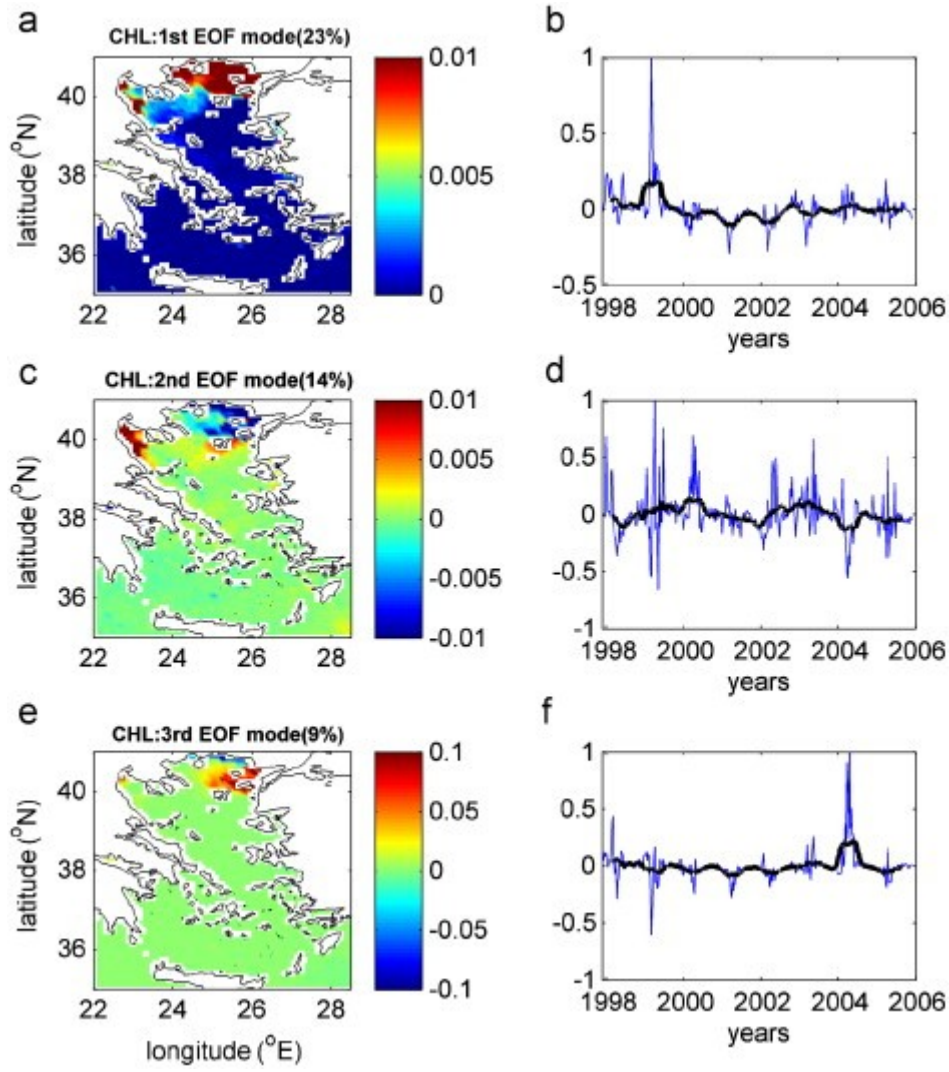
Şekil 4.17. NAO ve EAWR indeksleri (birimsiz; yatay eksen) ile Kuzey-Güney doğrultulu (V ; m/s, dikey eksen; sol paneller) ve Doğu-Batı doğrultulu (U; m/s, dikey eksen; sağ paneller) Ege Denizi üzerindeki rüzgar bileşenlerinin dağılım grafikleri. Düz çizgiler NAO ve EAWR ile Kuzey-Güney doğrultulu rüzgar bileşeni arasındaki sırayla -0,89 ve -0,86 değerindeki korelasyon katsayılarına sahip lineer regresyon eğrilerini göstermektedir.



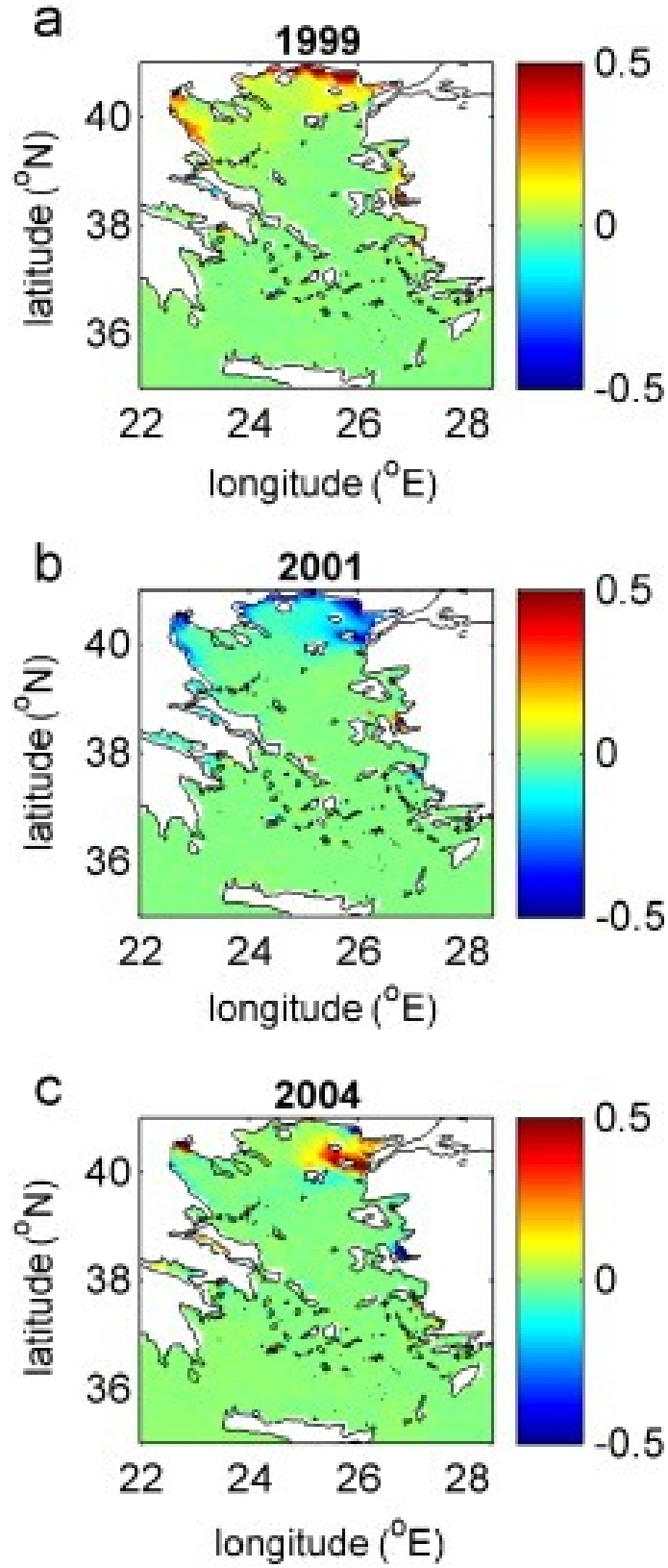
Şekil 4.18.1993-2001 yılları arası ortalama su seviyesi ile anlık su seviyesi arasındaki farkın değişimleri.



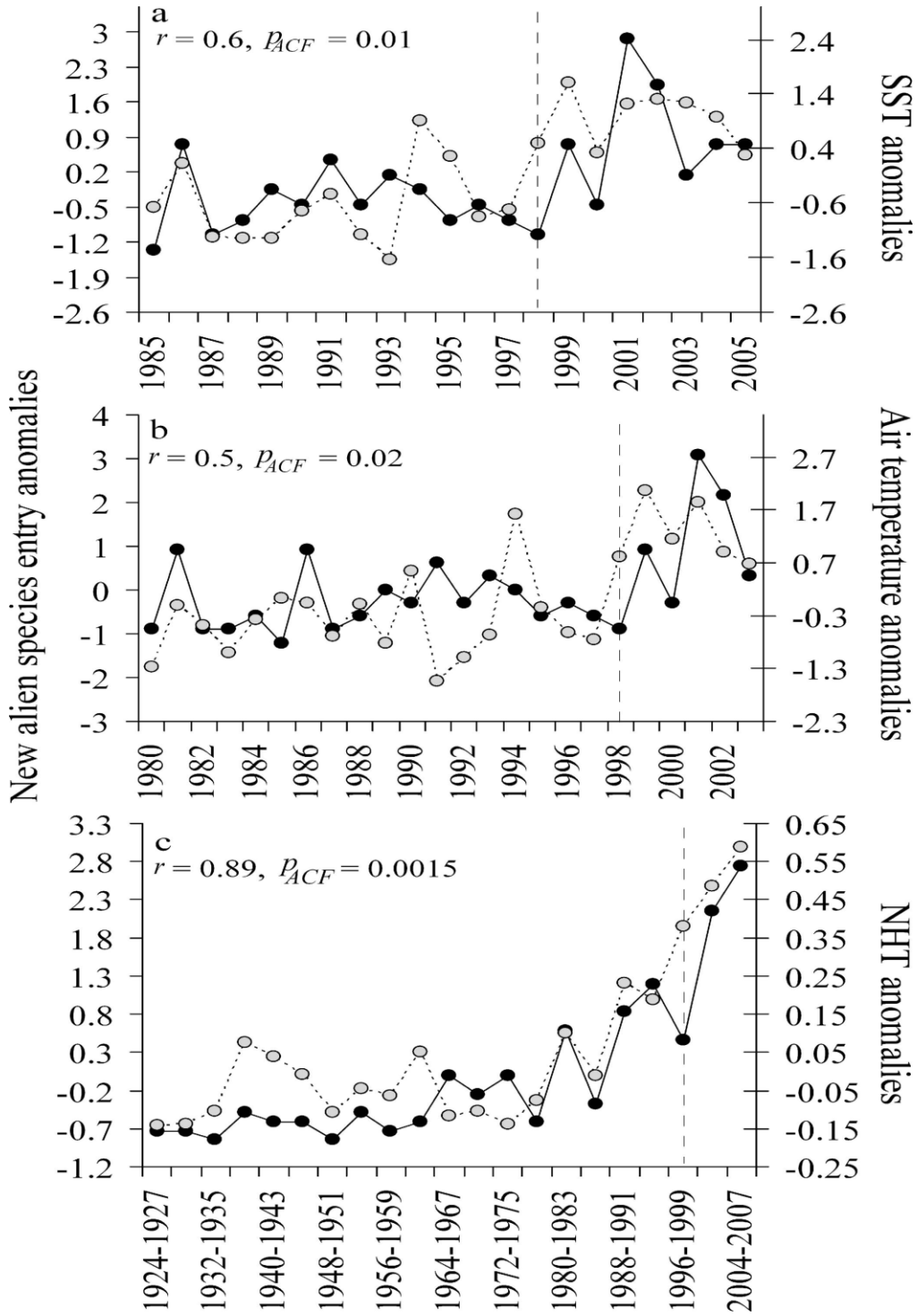
Şekil 4.19. 1998-2005 veri setinden hesaplanan mevsimsel ortalama yüzey klorofil konsantrasyonu (mg/m^3) alanları; (a) kış (Ocak-Şubat-Mart); (b) ilkbahar (Nisan-Mayıs-Haziran); (c) yaz (Temmuz-Ağustos-Eylül) ve (d) sonbahar (Ekim-Kasım-Aralık).



Şekil 4.20. Klorofil anomalisi veri setinin (1998–2005) EOF açılımı; (a) birinci EOF uzaysal genliği; (b) birinci zamansal mod; (c) ikinci EOF uzaysal genliği; (d) ikinci zamansal mod; (e) üçüncü EOF uzaysal genliği ve (f) üçüncü zamansal mod. Her EOF modunun açıkladığı değişim de eklenmiştir. Filtrelenmemiş zaman serisi (Açık çizgiler) hem yıl içi hem de yıllar arası değişimi gösterirken 22 noktalı (176 gün) hareketli ortalama (koyu çizgiler) bir yıldan daha kısa zaman ölçekleri ile sinyali baskılayarak yıllar arası değişkenliği gösterir.



Şekil 4.21. Seçilmiş yıllar için yıllık Chl (mg/m^3) anomalisinin uzaysal dağılımı (1998–2005 ortalaması yıllık ortalamadan çıkarılmıştır): (a) 1999; (b) 2001 ve (c) 2004.



Şekil 4.22. Yeni yabancı türlerin gelişine karşı deniz ve hava sıcaklıkları (anomaliler şeklinde) yıldan yıla ve uzun dönem değişimleri. (a) Yabancı türler uydudan türetilmiş bölgesel SST (yıllık ortalama) değerlerine karşı. (b) Yabancı türler bölgesel hava sıcaklığı (yıllık ortalama) değerlerine karşı. (c) 2 yıl ertelemeli uzun dönem yabancı tür 4-yıllık ortalaması Kuzey yarım küre sıcaklığına karşı. (a, b) Çapraz korelasyon analizi değişen sıcaklıkla (hava ve deniz) birlikte yabancı türlerin sayısının iki yıllık bir gecikmeyle pozitif olarak değişkenliğini gösterdiği için iki yıllık bir erteleme ile sunulmuştur. Düz siyah çizgi yabancı türleri kesikli gri çizgi sıcaklık verisini göstermektedir. Dik çizgi 1998 yılındaki sıcaklık kaymasını göstermektedir. Lineer korelasyon (r) ve onunla ilişkili ihtimal (p) şekillerin üzerinde verilmiştir.

Bölüm 4 Kaynakça:

- Barale, V., Jaquet, J.-M., Ndiaye, M., 2008. Algal blooming patterns and anomalies in the Mediterranean Sea as derived from the SeaWiFS dataset (1998–2003). *Remote Sensing Environ.* 112, 3300–3313.
- Demirov, E., Pinardi, N., 2002. Simulation of the Mediterranean Sea circulation from 1979 to 1993: part I the interannual variability. *J. Mar. Syst.* 33–34, 23–50.
- Ignatiades, L., Psarra, S., Zervakis, V., Pagou, K., Souvermezoglou, E., Assimakopoulou, G., Gotsis-Skretas, O., 2002. Phytoplankton size-based dynamics in the Aegean Sea (Eastern Mediterranean). *J. Mar. Syst.* 36, 11–28.
- Kourafalou, V.H., Tsiaras, K.P., 2007. A nested circulation model for the North Aegean Sea. *Ocean Sci.* 3, 1–16.
- Kutiel H, Benaroch Y. 2002. North Sea-Caspian Pattern (NCP)– an upper level atmospheric teleconnection affecting the Eastern Mediterranean: identification and definition. *Theoretical and Applied Climatology* 71:17–28.
- Kutiel H, Maheras P, Turkes M, Paz S. 2002. North Sea-Caspian Pattern (NCP) – an upper level atmospheric teleconnection affecting the Eastern Mediterranean – implications on the regional climate. *Theoretical and Applied Climatology* 72: 173–192.
- Legendre, L., Demers, S., Lefaivre, D., 1986. Biological production at marine ergoclines. In: Nihoul, J.C.J. (Ed.), *Marine Interfaces Ecohydrodynamics*, vol. 42. Elsevier, Amsterdam, pp. 1–29.
- Lascaratos, A., Roether, W., Nittis, K., Klein, B., 1999. Recent changes in deep water formation and spreading in the eastern Mediterranean Sea: a review. *Prog. Oceanogr.* 44, 5–36.
- Lykousis, V., Chronis, G., Tselepidis, A., Price, N.B., Theocharis, A., Siokou-Frangou, I., Van Wambeke, F., Danovaro, R., Stavrakakis, S., Duineveld, G., Georgopoulos, D., Ignatiades, L., Souvermezoglou, A., Voutsinou-Taliadouri, F., 2002. Major outputs of the recent multidisciplinary biogeochemical researches undertaken in the Aegean Sea. *J. Mar. Syst.* 33–34, 313–334.
- MEDAR/MEDATLAS group, 2002. Mediterranean and Black Sea database of temperature, salinity and biogeochemical parameters climatological atlas. In: IFREMER, Brest, 4 CDROM.
- Moncheva, S., Gotsis-Skretas, O., Pagou, K., Krastev, A., 2001. Phytoplankton blooms in Black Sea and Mediterranean Coastal ecosystems subjected to anthropogenic eutrophication: similarities and differences. *Estuarine Coastal Shelf Sci.* 53, 281–295.
- Olson, D.B., Kourafalou, V.H., Johns, W.H., Samuels, G., Veneziani, M., 2007. Aegean Surface Circulation from a Satellite-tracked Drifter Array. *J. Phys. Oceanogr.* 37 (7), 1898–1917.
- Poulos, S.E., Drakopoulos, P.G., Collins, M.B., 1997. Seasonal variability in sea surface oceanographic conditions in the Aegean Sea (Eastern Mediterranean): an overview. *J. Mar. Syst.* 13, 225–244.
- Psarra, S., Tselepidis, T., Ignatiades, L., 2000. Primary production in the oligotrophic Cretan Sea (NE Mediterranean): seasonal and interannual variability. *Prog. Oceanogr.* 46 (2–4).

Roether, W., Manca, B.B., Klein, B., Bregant, D., Georgopoulos, D., Beitzel, V., Kovac'evic', V., Luchetta, A., 1996. Recent changes in Eastern Mediterranean Deep Waters. *Science* 271, 333– 335.

Samuel S, Haines K, Josey S, Myers PG. 1999. Response of the Mediterranean Sea thermohaline circulation to observed changes in the winter wind stress field in the period 1980–1993. *Journal of Geophysical Research* 104(C4): 7771–7784.

Siokou-Frangou, I., Bianchi, M., Christaki, U., Christou, E., Giannakourou, A., Gotsis, O., Ignatiades, L., Pagou, K., Pitta, P., Psarra, S., Souvermezoglou, E., Van Wambeke, F., Zervakis, V., 2002. Carbon flow in the planktonic food web along a gradient of oligotrophy in the Aegean Sea (Mediterranean). *J. Mar. Syst.* 33–34, 335– 353.

Sofianos, S., Skliris, N., Lascaratos, A., 2004. Forcing mechanisms of the Aegean Sea Circulation. *Rapp. Comm. Int. Mer Medit* 37, 140.

Theocharis, A., Georgopoulos, D., 1993. Dense water formation over the Samothraki and Lemnos plateaus in the North Aegean Sea (Eastern Mediterranean Sea). *Cont. Shelf Res.* 13, 919–939.

Theocharis, A., Nittis, K., Kontoyiannis, H., Papageorgiou, E., Balopoulos, E., 1999b. Climatic changes in the Aegean Sea influence the Eastern Mediterranean thermohaline circulation (1986– 1997). *Geophys. Res. Lett.* 26 (11), 1617–1620.

Unluata, U., Oguz,T., Latif,M.A., Ozsoy.,M., 1990. On the Physical Oceanography of the Turkish Strait. In: Pratt, L.J., (Ed.), *The Physical Oceanography of Sea Strait*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, NATO/ASI Series, 318, pp. 26–60.

Zervakis, V., Georgopoulos, D., Drakopoulos, P.G., 2000. The role of the North Aegean in triggering the recent Eastern Mediterranean climatic changes. *J. Geophys. Res.* 105 (C11), 26103–26116.

Zervakis, V., Georgopoulos, D., 2002. Hydrology and Circulation in the North Aegean (eastern Mediterranean) throughout 1997–1998. *Mediterr. Mar. Sci.* 3, 7–21.

Zodiatis, G., Alexandri, S., Pavlakis, P., Jonnson, L., Kallos, G., Demetropoulos, A., Georgiou, G., Theodorou, A., Balopoulos, E., 1996. Tentative study of flow patterns in the North Aegean Sea using NOAA-AVHRR images and 2D model simulations. *Ann. Geophys.* 14, 1221–1231.

BÖLÜM 5

İSTATİKSEL YÖNTEMLER İLE YAPILAN ANALİZLER: KARADENİZ EKOSİSTEMİNDEKİ REJİM DEĞİŞİMLERİ

1. Özet

Her geçen gün giderek artan çok sayıdaki dış etkenin etkisi altında kalan karmaşık trofik ilişkiler ve geri besleme mekanizmaları batı Karadeniz kıyı bölgesinde birkaç on yıl içerisinde belirgin bir şekilde farklılıklar içeren oldukça kararlı bir dizi pelajik ekosistem evrelerinin oluşumuna neden olmuştur. Üretim açısından zayıf fakat ekolojik olarak sağlıklı ve değişime uğramamış ilk sistemin direnci ilk defa 1960'ların sonunda besin piramidinin en üst seviyesinde bulunan predatör balık popülasyonunun azalması ile bozulmaya başlamış, daha sonra artan ötrofikasyon ve güçlü iklimsel soğumalardan kaynaklanan eş zamanlı ciddi şoklara maruz kalmıştır. 1970'lerin ortalarından hemen sonra, sistem yüksek bolluktaki deniz anası popülasyonu ve başlıca hamsi ve çaça gibi küçük pelajik balıklara ilave olarak fırsatçı türler ile öne çıkan daha üretken fakat ekolojik olarak bozulmuş bir evrede dengeye ulaşmıştır. 1989-1991 yılları arasındaki yoğun balıkçılık baskısı ve eş zamanlı olarak sisteme dışarıdan gelen taraklı deniz anası *Mnemiopsis leidyi* popülasyonundaki aşırı artış, 1992-1993 yılları arasındaki karasal kökenli besin tuzu girdisindeki azalma ve iklimsel soğuma ile sistem arzu edilmeyen dirençli başka bir evreye girmiştir. Bu yeni az üretken evredeki sistem ilk durumunda olduğu gibi çevresel bir kontrol altındadır fakat dünya üzerindeki deniz ekosistemleri arasında en kötü örneklerden biri olarak gösterilebilecek oldukça farklı bir besin ağı yapısına sahiptir. Bu yeni sistem deniz analarının baskın olduğu, ekotrofik olarak yetersiz ve kaydadeğer balık popülasyonu içermeyen bir besin ağı oluşumunu desteklemektedir. Günümüzde bilimin ve politikanın ana meselesi deniz anasının domine ettiği bu sistemi balık baskın hale dönüştürebilmek için yollar bulmaya çalışmaktır.

2. Giriş

Deniz ekolojik sistemlerinde rejim değişiklikleri ve sınır değerler ile meydana gelen sarsılma ekosistem temelli yönetim çalışmalarının en hassas yönlerinden biri olarak bilinir ve birçok zorluğa sahiptir (Walker ve Meyers, 2004; Österblom ve diğ., 2010). Doğal ve sosyo-ekonomik sistemlerin aralarındaki ilişki tiplerine bağlı olarak, ekosistemlerin bazı özel rejim değişikliği olayları tarafından oluşturulmuş çeşitli besin ağı alternatifleri geliştirdikleri bilinmektedir. Böyle olağandışı durumlar 1960'lar ile başlayan, hızlı sanayileşmenin, artan gübre kullanımının, azot tutucu mahsullerin ve hava kirliliğinin sonucu olarak deniz ortamlarına giren besin tuzu miktarındaki aşırı artış ile küresel olarak önem kazanmaya ve etkisini göstermeye başlamıştır. Bu dönem aynı zamanda balık stoklarının yoğun bir şekilde tüketildiği ve karasal kaynaklı iklimsel ısınma ve NAO, PDI, ENSO gibi doğal salınımların direkt ve dolaylı etkilerinin daha sert bir şekilde görüldüğü sürecin de başlangıcıdır.

Avrupa'da Baltik Denizi, Kuzey Denizi, kuzey Adriatik Denizi ve Karadeniz, Japonya'da Seta iç denizi, Asya'da Bohai körfezi-Sarı Deniz, Birleşmiş Devletler'de Chesapeake Körfezi, Meksika körfezinin kuzeyi ve Long Island Sound bu tür yıkıcı etkenlerden etkilenen ekosistem örneklerinden bazılarıdır.

Sürdürülebilir ve kendini yenileyebilir deniz ekosistemleri için günümüzde ortaya çıkan yeni bir yaklaşım bu sistemlerin durum tespitinin yapılmasına ve kendilerini yenileme

kabiliyetlerini aktif bir şekilde yönetmeye dikkat çekmektedir. Bu sistemler sürekli yinelenen doğal ve insan kaynaklı yıkıcı etkenleri absorbe edebilir ve zamanla yavaş da olsa bozulma göstermeden veya umulmadık bir şekilde istenilmeyen başka evrelere geçmeden işleyişlerine devam edebilirler (Hughes ve diğ., 2005; Levin ve diğ., 2009). Bu metod oldukça cezbedicidir fakat bunu pratiğe dönüştürmek kolay olmamaktadır çünkü bilimsel, politik ve uygulamaya yönelik çalışmaların birlikte gelişimini gerektirir (Österblom ve diğ., 2010). Temel olarak, sosyo-ekolojik ve politik karar alma süreçlerinde; ekosistem yapısı ve işleyişi, geri besleme döngüleri ile birbirlerine bağlı karmaşık dinamik işlevler, değişikliklere ve baskılara karşı ekosistemin verebileceği doğrusal olmayan tepkilerle ilgili ileri bilimsel anlayışa ihtiyaç duyulur (Leslie ve McLeod, 2007). Bugüne dek değişik bölgelerle ilgili yapılan farklı yayınlar (Folke ve diğ., 2004; Lotze ve diğ., 2006; Halpern ve diğ., 2008) uzun vadede ekolojik sistem işleyişinin nasıl yönetileceği üzerine kavramsal bir çerçeve oluşturmada faydalı olmuştur. Mevcut çalışmalardan ortaya çıkan tecrübeler göstermiştir ki Baltik Denizi gibi düşük tür çeşitliliğine sahip basit bir deniz ekosisteminin bile ekosistem temelli yönetimi iyileşme gücünün kaybı, ekolojik rejim değişiklikleri, farklı ölçeklerdeki ekolojik etkileşimler ve sosyo-ekolojik ilişkiler yüzünden büyük zorluklara sahiptir (Österblom ve diğ., 2010).

Karadeniz ekolojik olarak karmaşık ve fazlaca bozulmaya uğramış deniz ekosistemlerinden biri olarak bilinir. Bu ekosistemin uzun süreli yapısal organizasyonu, rejim değişikliği açısından daha önce Daskalov ve diğ. (2007) ve Oguz ve Gilbert (2007) tarafından Karadeniz'in derin iç baseninde çalışılmıştır. Oguz ve Velikova (2010) yakın zamanda batı kıyısız bölge ekosistem özelliklerinin değişimini betimleyen yeni ve bütünleyici bir veri seti yayınlamışlardır. Tuna ve diğer kuzey batı nehirleri ile deniz ortamına ulaşan karasal kaynaklı besin tuzu ve kirlilik yüklerinin doğrudan baskısı altında olması bu bölgeyi diğer bölgelerden ayıran bir özelliktir (McQuatters-Gollop ve diğ., 2009). Bu bölümde bu veri seti kullanılarak batı Karadeniz'deki kıyısız bölgenin ekolojik açıdan sağlığı ele alınıp bu ekolojik sağlığın 20 yıl içerisinde nasıl çevresel etmenlerin etkisi altında tolere edilemeyecek derecede kötü düzeylere düştüğünü ve bunun sonucu olarak bugün başlıca deniz anaları ve fırsatçı türler tarafından kontrol edilen besin ağı yapısı ile nasıl sonuçlandığı rapor edilecektir. Buna ilave olarak, iç basen ekosistem yapısı ile aralarındaki belirgin farklılık da vurgulanacaktır. Bu çalışmada, Karadeniz'in batı kıyı bölgesinin günümüzdeki ekolojik durumu ve mevcut bozulmanın derecesi ve etkenleri üzerine temeller ve değerlendirmeler sunularak, doğal sistem indikatörleri ile ilgili (Langmead ve diğ., 2009) önemli bilgi boşluğunu kapatmaya katkıda bulunmak amaçlanmış ve bozulmaya uğramış bu ekosistemin durumunu iyileştirmek için ekosistem temelli yönetim çerçevesinde karar alma işlevinin değerlerini ve kapsamlarını genişletmek hedeflenmiştir.

3. Bulgular ve method

Çalışma alanı, Karadeniz'in batı kıyısında yer alan güneyde Bulgaristan, ortada Romanya ve kuzeyde Ukrayna olmak üzere kabaca 50 metreden sığ kıyı sularını kapsamaktadır (Şekil 5.1). 1998-2008 yılları arasında hesaplanan yüzey klorofil konsantrasyonu ortalaması değerinin 5 g m^{-3} 'den büyük olması ile de anlaşılacağı gibi bu bölge Karadeniz'in en üretken kısmını oluşturmaktadır. Bu değer kıta sahanlığının dışında ve güney kıyıları boyunca 3 g m^{-3} ve iç basende $1.0 - 1.5 \text{ g m}^{-3}$ dolaylarındadır. $\sim 45^\circ\text{N}$ kuzeyde yer alan bölge Tuna, Dinyeper, Dinyester ve Bug Nehirleri'nden önemli miktarda tatlı su ve besin tuzu girdisi almaktadır ve bu nedenle nispeten daha ötrofik ve üretkendir.

Bütün veri seti hem çevresel kontrol değerlerinden hem de biyolojik değerlerden oluşmaktadır. Çevresel kontrol değerleri (1) yıllık ortalama deniz yüzey sıcaklığı anomalisini

sistemin fiziksel durumunun göstergesi olarak (örn: tabakalaşma, dikey karışım), (2) yıllık ortalama NAO indeksini bölgesel iklim değişikliklerinin büyük ölçekli tele bağlantı düzenleri ile ilişkilerinin bir göstergesi olarak, (3) net sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonunu değişen ötrofikasyon koşullarına karşı tepki olarak sistemin biyolojik üretimini kontrol eden bir göstergesi olarak, (4) balıkçılık mortalitesini planktivor (plankton ile beslenen balık) ve piskivor (balık ile beslenen balık) balık gruplarının balıkçılıktan kaynaklanan ölümlerinin ekosistem yapısı üzerindeki balıkçılık baskısını belirten bir göstergesi olarak içermektedir.

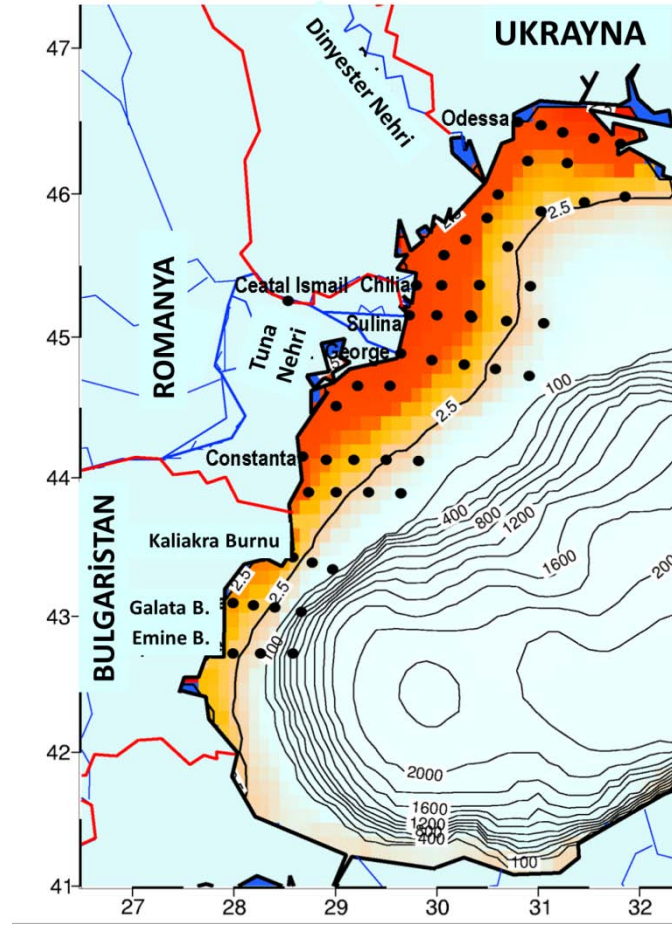
Biyolojik değişkenler ise (1) birincil üreticiler için fitoplankton biyokütlesini, (2) birincil tüketiciler için yenilebilir (mikro ve mezo) zooplankton biyokütlesini, (3) fırsatçı red-tide oluşturan heterotrofik dinoglagellat türü *Noctiluca scintillans* biyokütlesini, (4) deniz anası türü *Aurelia aurita* ve ktenafor türü *Mnemiopsis leidyi* gibi iki üçüncü dereceden tüketicinin katkısı ile oluşan toplam jelatinimsi canlı biyokütlesini, (5) daha yüksek dereceli tüketicileri temsil etmesi için planktivor ve (6) piskivor balıkların av miktarlarını içermektedir.

Veri seti 1960 ile 2005 yılları arasını kapsamaktadır ve batı kıyısı boyunca düzenli olarak izlenen istasyon ağlarında gerçekleştirilen mevcut ölçümlerin bölgesel ortalamaları ile oluşturulmuştur (Şekil 5.1). Daha detaylı bilgi için Oğuz ve Velikova (2010) ve Karadeniz Komisyonu Raporu (2008) tavsiye edilmektedir.

4. Bulgular ve yöntemler

Yıllık ortalama deniz yüzey sıcaklığı değişimleri (Şekil 5.2a) 1950 – 1994 yılları arasında Odessa’da (Belevich ve Orlova, 1997) ve 1980 – 2005 yılları arasında Constanta’da gerçekleştirilen aylık ölçümlerden oluşturulmuştur. 1980 – 1994 yılları arasındaki ortak zaman dilimi içerisindeki uyumları bu iki veri setinin birleştirilmesini doğrular. Bu veriler daha sonra 1982 – 2005 yılları arasında 29-32°E boylamları ve 44-46°N enlemleri arasındaki aylık AVHRR verisinin bölgesel ortalamaları ile karşılaştırılmıştır. AVHRR sıcaklık verisi muhtemelen bölgesel ortalama alınmasından kaynaklanan daha zayıf ısınma/soğuma döngüleri dışında yıllar arasında benzer değişimler göstermektedir.

Karadeniz bölgesinin iklimini kontrol eden en baskın atmosferik tele bağlantı düzeni olan yıllık ortalama kuzey Atlantik salınım indeksi (Oguz ve diğ., 2006, Kazmin ve Zatsepin, 2007) <http://www.cgd.ucar.edu/~jhurrell/nao.stat.other.html> adresinde bulunmaktadır. Bu indeksin zamana bağlı değişimi deniz yüzey sıcaklığı dağılımını (Şekil 5.2 a) yakından takip etmekte ve bölgesel atmosferik değişimlere bağlı olarak uzun ölçekli iklim özelliklerini yansıttığı anlamına gelmektedir. Bu yüzden deniz yüzey sıcaklık değeri iklim etkileri için bir yansıma olarak kabul edilmektedir.



Şekil 5.1. Batı Karadeniz'in temel coğrafi ve topografik özellikleri ve Bulgaristan, Romanya ve Ukrayna kıta sahanlığındaki uzun süreli düzenli istasyon ölçüm ağı (●). 1998 – 2008 yılları arasındaki ortalama yüzey klorofil konsantrasyonu değerinin 2.5 g m^{-3} sınır çizgisi iç ve dış kıyı bölgelerini birbirinden ayırır. Yüzey klorofil konsantrasyonu 9 km aylık SeaWiFS verilerinden oluşturulmuştur (<http://reason.gsfc.nasa.gov/OPS/Giovanni/ocean.seawifs.2.shtml>).

Fitoplankton üretiminin net sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonundaki değişimler bu fonksiyonu her yıl için en düşük çözünmüş inorganik azot (DIN), fosfat (PO_4) ve silikat (SiO_4) değerlerine göre ayarlayarak belirlenir. Bunlar X 'in belirli besin tuzu konsantrasyonunu ve K_x 'in burada DIN ve SiO_4 için $3 \mu\text{M}$ ve PO_4 için $0.5 \mu\text{M}$ olarak alınan yarı doygunluk sabitini temsil ettiği monod tipi $f_x = X/(K_x + X)$ hiperbolik fonksiyonu ile elde edilir. Bunların seçimindeki farklılıklar, değerlerindeki bazı değişiklikler dışında sınırlama fonksiyonunun biçimini değiştirmez. Net sınırlama fonksiyonu için (Şekil 5.2b) 1988 yılına kadar DIN, daha sonraki dönemler için PO_4 seçilmiştir. 1960 ve 1966 yılları arasındaki döneme ait eksiklikler ilk ekosistem koşullarını temsil edebilecek veriler ile doldurulmuştur. Çünkü bu dönem, rejim değişikliği olaylarından önceki besin tuzu açısından fakir döneme tekabül eder, ve seçimleri rejim değişikliği için yapılan analizlerde önemli bir hata oluşturmaz.

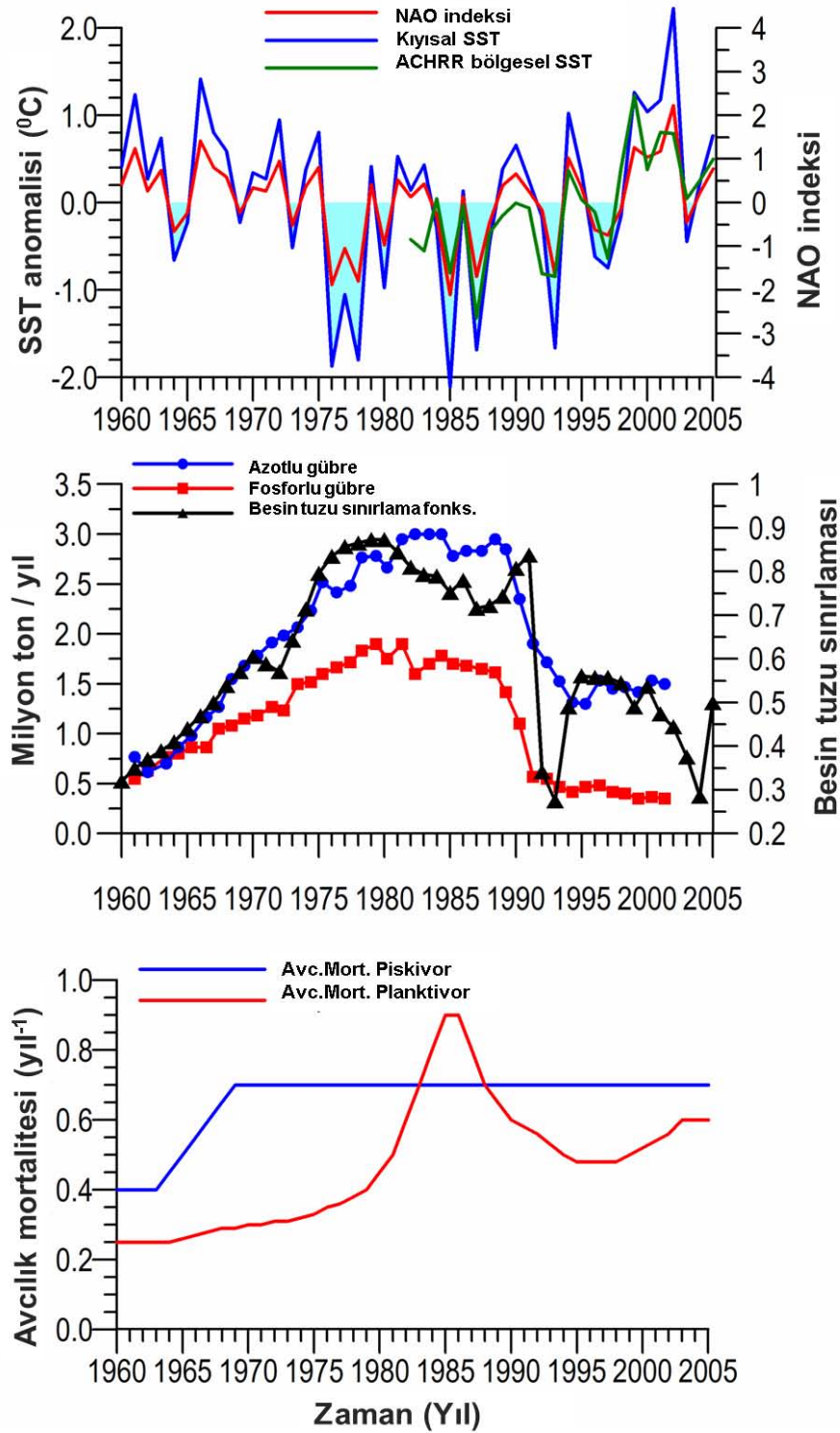
Planktivor ve piskivor balıklar üzerinde etkili olan avlanma baskısı zaman serisi verileri kuzey batı kıyı suları için mevcut değildir. Rejim değişikliği analizlerinde bütünlüğü sağlayabilmek için, bunların değişimlerinin tüm basende küçük, orta ve büyük pelajik balık stokları ve av miktarlarının üç trofik seviyeli av-avcı model simülasyonları ile benzer

olduğu kabul edilmiştir (Oguz, 2007) (Şekil 5.2c). Pelajik planktivor balıklar için kullanılan av baskısı değişimleri aynı zamanda Shalyakhov ve Daskalov (2008) tarafından hamsi için bütün basen esas alınarak yapılan popülasyon analizi sonucu elde edilen değerler ile de uyumludur.

Yıllık ortalama fitoplankton biyokütlesi 1984 yılında başlayan Constanta izleme alanı (Romanya) ve 1961'de başlayan Galata izleme alanındaki (Bulgaristan) mevcut ölçümler (Nesterova ve diğ., 2008) ile oluşturulmuştur. 1970'lerin ilk yıllarında başlayan çok yıllık ortalamalar halinde sunulan fitoplankton verisi için Ukrayna kıyısına ait rapor edilen sistematik mevsimsel ölçümler yoktur (Nesterova ve diğ., 2008). Yıllık ortalama yenilebilir zooplankton biyokütlesi 1960-2005 yılları arasında Ukrayna ve Bulgaristan kıyıları için ve 1984-2007 yılları arasında Romanya kıyıları için mevcuttur. Buradaki yenilebilir zooplankton Copepoda, Cladocera, mikrozooplankton ve meroplankton gibi daha üst predatörlere besin kaynağı oluşturan bütün jelatinimsi ve fırsatçı olmayan tür gruplarını temsil etmektedir. Uzun süreli yıllık *Noctiluca scintillans* biyokütle ortalaması Bulgaristan ve Ukrayna kıyı suları için 1967-2006 yılları arasında mevcuttur. 1990 yılından sonra Ukrayna verisi çok yıllık ortalamalardır. Uzun süreli yıllık ortalama deniz anası *Aurelia aurita* ve ktenafor *Mnemiopsis leidyi* biyokütle verisi mevsimsel ölçümlerin ortalamaları olarak yalnızca Ukrayna kıyıları için verilmiştir. Bunlar Romanya kıyılarındaki plankton ve balık ile beslenen balık av miktarları ile tamamlanmıştır (Navodaru ve diğ., 2001, Maximov ve Staicu, 2008, Zahaira ve diğ., 2008). Ukrayna av verisi (Shalyakhov ve Charova, 2006) ve Bulgaristan av verisi (Panayotova ve Mikhailov, 2006) veri setlerindeki eksiklikler nedeniyle analize dahil edilmemiştir fakat değişim düzenleri Romanya verisi ile benzerdir.

Korelasyon analizi ve temel bileşen analizi (principal component analysis - PCA) biyolojik zaman serileri arasındaki ilişkiyi incelemek ve ortak değişkenlerin en önemli düzenlerini ayırabilmek için kullanılmıştır. PCA ve korelasyon analizleri Windows için StatistiXL yazılımı ile yapılmıştır. Rodinov (2004) tarafından geliştirilen rejim değişikliği için dizisel t-test analizi olan STARS orijinal zaman serileri ve temel bileşenlerindeki adım değişikliklerinin istatistiksel anlam ve özelliğini belirlemek için kullanılmıştır. Bir rejim değişikliğinin güvenilirliği kritik seviyeye oranla normalleştirilmiş anomalilerin kümülatif toplamını ifade eden rejim değişikliği indeksi (RSI) ile belirtilmektedir. Yazılımın en son versiyonu (Rodionov, 2006) analiz öncesinde IP4 olarak adlandırılan bir filtreleme yöntemi kullanarak veri setindeki otokorelasyonu elimine etmektedir. STARS yazılımı MS Excel eklentisi olarak <http://www.beringclimate.noaa.gov> adresinden indirilebilir.

STARS analizi, istenilen istatistiksel güvenilirlik aralığında, tahmin edilen rejim süreleri için kesme uzunluğu (l) ve gözlenen ortalama değerden izin verilen maksimum sapma aralığını belirleyerek aykırı değerlerin tespit edilmesine olanak sağlayan Huber parametresi rgirdilerine ihtiyaç duyar. Hassaslık testleri kullanılarak, belirli bir değişken için model takımının % 70'i veya daha fazlasının aynı yıl içerisinde gerçekleştiği belirgin bir değişim saptanır. Genelde daha kısa değişim uzunluğu ve/veya daha düşük Huber parametre değeri daha fazla sayıda değişimin belirlenmesi ile sonuçlanır. Daha seyrek değişimler beklenildiği üzere %10 anlam seviyesinden ziyade %5 anlam seviyesinde tespit edilir. Optimize edilen bu değerler son analizde %10 güvenilirlik seviyesine, 3 Huber parametresine ve 20 yıllık kesme uzunluğuna ayarlanır.



Şekil 5.2. Zaman serilerinden (a) kıyı boyunca ölçülen ve 29-32°E boylamları ve 44-46°N enlemlerinde yer alan bölge için ortalaması hesaplanan deniz yüzey sıcaklığı (Sea Surface Temperature - SST) anomalisi (°C) ve Kuzey Atlantik salınım (NAO) indeksi. (b) Net sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonu ve eski Sovyetler Birliği ülkelerinin azot ve fosfor içeren gübre kullanım oranları (milyon ton). (c) pelajik planktivor ve piskivor balıkların avcılık mortalitesi oranlarının yıllık ortalama değişimleri

5. Analizler ve sonuçlar

5.1. Biyotik sistemdeki rejim değişimlerinin saptanması

Biyotik durum değişkenlerinin zaman serisi (Şekil 5.3), 1970 öncesi ilk dönemin diğer dönemlere kıyasla daha fazla piskivor ve planktivor balık avcılığı ve zooplankton biyokütlesi, ve daha az deniz anası, *Noctiluca* ve fitoplankton biyokütlesi ile karakterize olduğunu göstermiştir. 1970'lerin ilk yarısında biyolojik değişkenler ani ve güçlü bir şekilde değişmiştir. Örneğin fitoplankton biyokütlesi 1970 ve 1975 yılları arasında lineer bir şekilde on katına çıkmıştır. Bu dönem aynı zamanda zooplankton biyokütlesinde 4 kat artış, planktivor balık avında %30 artışın ve piskivor balık avında %50 düşüşün kaydedildiği dönemdir. Planktivor balıkların nispeten daha az avlanma mortalitesine sahip olduğu düşünülürse (Şekil 5.2c) stoklarının büyük bir oranda artması beklenmektedir. Buna benzer şekilde, bu durum aynı zamanda nispeten daha yüksek av mortalitesine sahip olan piskivor balık stoklarının (Şekil 5.2c) daha güçlü bir şekilde tüketildiği anlamına gelmektedir; stoklar avcılık yüzünden ciddi değişiklikler geçirmektedir. *Noctiluca* ve deniz anası biyokütlesi 1970'lerin ikinci yarısı boyunca bu değişikliklere birkaç yıllık geçiş süreciyle cevap vermiştir. Bu yüzden, bu end-to-end veri seti ilk durumdaki ekosistemin 1970'lerin sonları ile birlikte daha üretken fakat bozulmuş duruma geçişini göstermektedir.

Bu yeni durum 1980'lerin sonuna kadar devam etmiştir ve daha sonra ikinci bir rejim değişikliğine maruz kalmıştır. Giderek azalan piskivor balık avları uzun süreli balıkçılık baskısı altında yok denecek seviyeye kadar düşmüştür. Planktivor balık avları ise 1989-1991 yılları arasında yüksek avlanma baskısına olduğu kadar jelatinimsi karnivor biyokütlesinin ani bir şekilde en yükek seviyeye ulaşmasına ve *Noctiluca* ve yenilebilir zooplankton biyokütlesinin sırasıyla önceki yüksek ve düşük değerlerini korumasına cevaben keskin bir şekilde düşmüştür. Bu değişiklikleri 1992 ve 1993 yıllarında sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonundaki hızlı düşüşe paralel olarak fitoplankton biyokütlesindeki ani düşüş izlemiştir (Şekil 5.2b). 1993'ten sonra oluşan bu yeni durum bol miktarda deniz anası ve fırsatçı türe zıt bir şekilde daha az fitoplankton ve yenilebilir zooplankton biyokütlesi, daha az balık stoğu içeren daha da bozulmuş bir besin ağı yapısı ile bilinmektedir.

Yukarıda verilen ekolojik değişimlerde gözlenebilmekte olan ilişkiler STARS rejim değişikliği analizi ile de doğrulanmıştır. Bu analizin özeti adım değişikliği zamanlaması, rejim değişikliği indeks değeri (RSI), değişiklikten önceki ve sonraki evrelerin ortalama değerleri ve her bir biyotik durum değişkeni değişiminin anlam değeri bağlamında Tablo 5. 1'de verilmiştir. Bu tablo alternatif evreler arasında gerçek rejim değişikliğini göstermediği için $|0.5|$ RSI'dan küçük ve/veya >0.1 anlam değerinden yüksek olan adım değişikliklerini içermemektedir. Algoritma tarafından tespit edildiği üzere (Şekil 5.3), fitoplankton biyokütlesi 1971'de pozitif bir adım geçirmekte ve 1991'de yeniden düşük biyokütle rejimine indirgenmektedir. Düşük biyokütle rejiminde yenilebilir zooplanktonun azalması 1973 ve 1981'deki iki başarılı değişiklik biçiminde gerçekleşmektedir. Birinci ve ikinci rejim değişikliklerinin ortalama değerleri arasındaki fark oldukça azdır ve ikinci adım, muhtemelen, düşük biyokütle rejiminde gerçekleşen bir değişikliği temsil etmektedir. Bu olasılığı düşük RSI ve yüksek belirginlik değerleri desteklemektedir ve bu nedenle ikinci rejim Tablo 5. 1'de gerçek bir rejim değişikliği olarak yer almamıştır. STARS algoritması, deniz anası ve

Noctiluca biyokütlesinde sırasıyla 1976 ve 1977 yıllarında adım değişiklikleri olduğu belirlenmiştir. *Noctiluca* için birinci adımı 1985'te gerçekleşen bir artış ve 1991'de azalarak eski haline dönen bir dönem izlemiştir. Fakat son iki adım değişiklikleri alternatif evreler arasında gerçek bir rejim değişikliği olarak kabul edilmemiştir (Tablo 5. 1). Benzer bir durum, 1991'deki deniz anası biyokütlesindeki adım değişimi ve 1973'teki planktivor avındaki adım değişimi için de geçerlidir. Algoritma, 1972 - 1989 yılları süresince gerçekleşen yüksek ve düşük rejimler arasındaki piskivor balıkların av miktarındaki kademeli azalmayı birbirini takip eden 3 adım biçiminde tespit etmiştir.

Orijinal veri seti yıllar boyunca süren daha kademeli geçişleri öngörse de Şekil 5.3'te gösterildiği gibi, algoritma bir yıl içerisinde meydana gelen adım değişikliklerini ele almaktadır. Dahası algoritma durum değişkenlerinin ortalama değerleri arasındaki adım değişimlerini belirler. Gerçekte bir rejim değişikliği iki alternatif evrenin iki ani eşik değerleri arasında yer alır. Algoritma verideki istatistiksel olarak anlamlı büyük adımları yakalar. Bunlardan bazıları belirli durumlarda ortaya çıkabilirken bazıları ise ekolojik olarak anlamlı bir şekilde çevresel etkenlerle ilişkili olmayabilir.

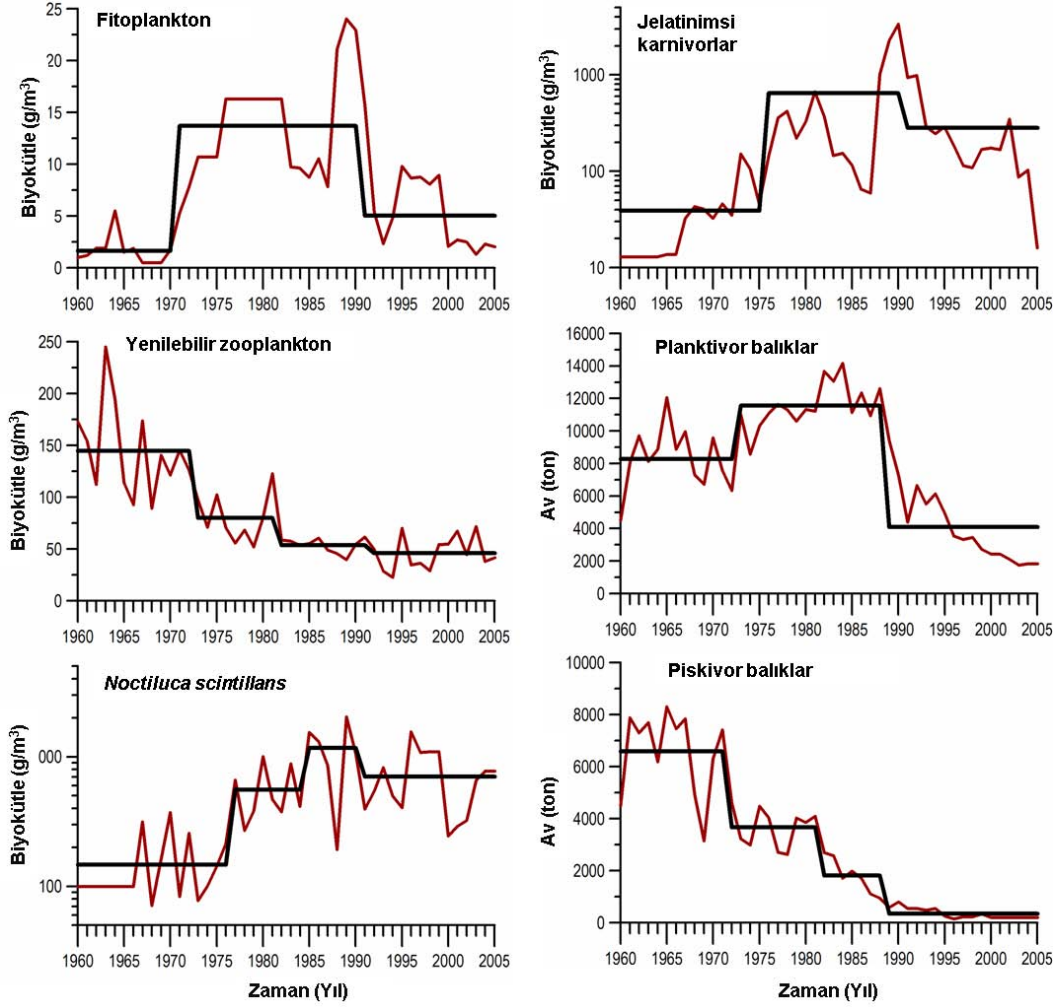
Rejim değişikliklerinin daha ileri düzeyde doğrulanması temel bileşen analizi (Principle Component Analysis – PCA) ile sağlanmıştır. Toplam varyansın %86'sını açıklayan biyotik değişkenlerin ilk üç temel bileşeninin (PC1, PC2, PC3) zaman serisi değerleri Şekil 5.4'te gösterilmiştir. %47'lik bir varyans ile PC1 1971 ve 1977 yılları arasındaki geçiş dönemi boyunca negatiften pozitif geçiş bir değişim düzeni göstermiştir. Planktivor balık av miktarı dışındaki bütün biyotik değişkenler PC1 ile güçlü bir şekilde ilişkilidir. Fitoplankton, *Noctiluca scintillans* ve jelatinimsi karnivorlar azdan çoğa değişen biyokütle değerlerini gösterir şekilde sırasıyla 0.63, 0.78 ve 0.64 olan yüksek korelasyon değerlerine sahiptir (Tablo 5. 2). Yenilebilir zooplankton ve piskivor balık avı nispeten yüksek değerlerden düşük değerlere geçişi temsil ederek - 0.83 ve -0.84 değerleri ile en yüksek negatif değerlere ulaşmıştır. %28'lik varyansı olan PC2, 1990 ve 1991 yılları süresince aniden pozitiften negatif skorlara geçerek zıt bir düzen yapısı sergilemişlerdir. Fitoplankton (0.70) ve planktivor balık av miktarlarında (0.88) gözlenen en yüksek iki korelasyon bu grupların hızlı bir şekilde azalan biyokütleleri (Şekil 5.2a,c) ile uyumludur. Geriye kalan tüm biyotik değişkenlerin ilişki düzeyleri 0.4'den daha küçüktür (Tablo 5. 2). PC1 ilk, PC2 ise ikinci rejim değişikliğini tanımlamaktadır. PC3 jelatinimsi organizma biyoması ile güçlü bir pozitif ilişki (0.62) içerisindedir. 1988-1990 yılları arasında bu ilişkinin negatiften pozitif değerlere geçişi *Mnemiopsis leidyi* popülasyonunun çok hızlı bir şekilde artmasının (Şekil 5.4) işaretidir.

Tablo 5.1. Adım değışikliklerinin zamanlaması, rejim değışikliği indeksi değeri (RSI), adım değışikliğinden önceki ve sonraki ortalama değeri sırasıyla ORT1 ve ORT2 ile gösterilmiştir, ve bütün biyotik durum değışkenleri değışimlerinin istatistiksel anlam değeri. $|0.5|$ değeriinden daha küçük RSI değeriine sahip olanlar ve/veya 0.1'den daha yüksek anlam değeriine sahip olan adım değışiklikleri deniz anası dışında gerçek rejim değışikliği olarak kabul edilmediğinden listeye dahil edilmemiştir.

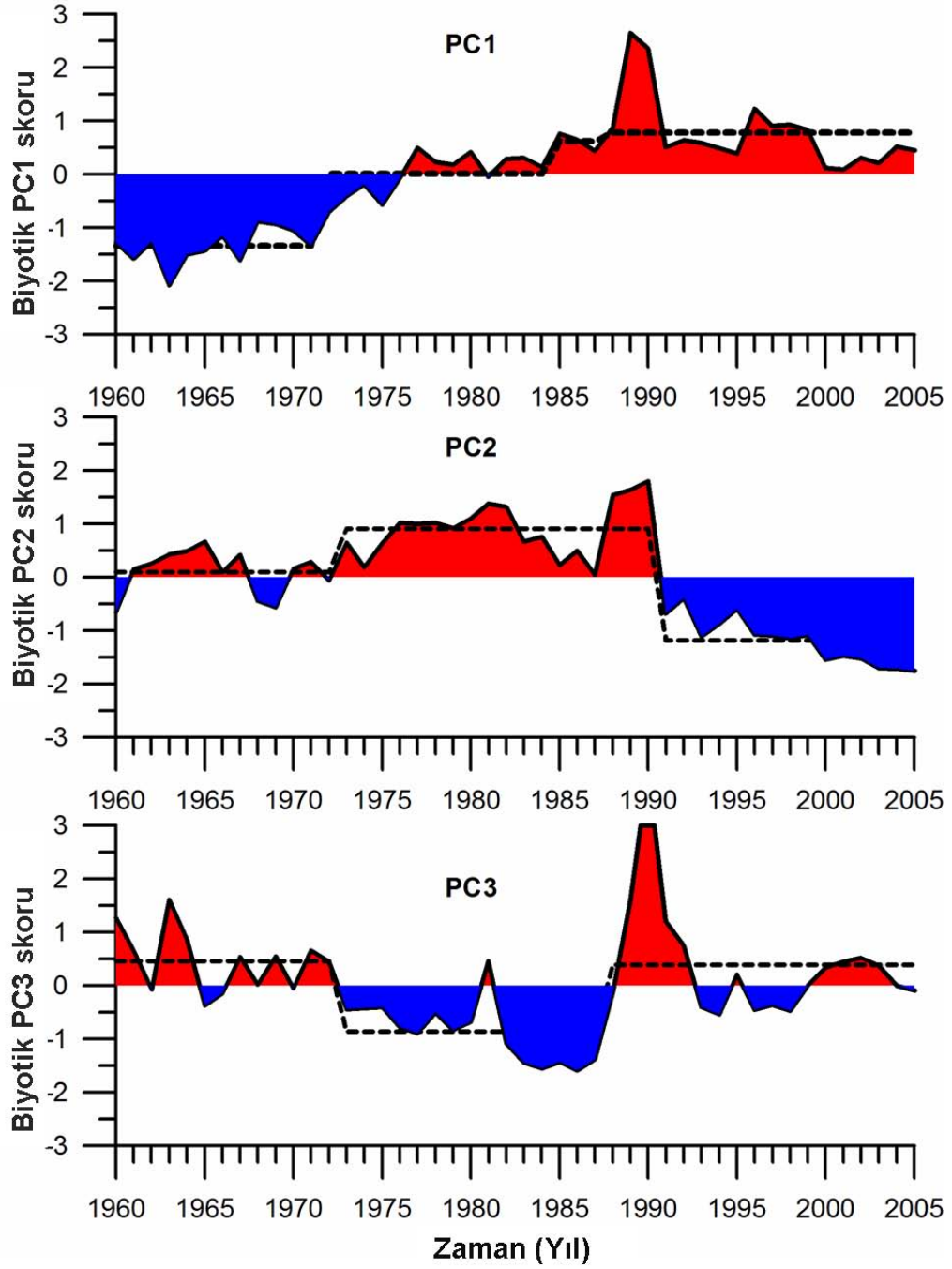
	<i>Yıl</i>	<i>RSI</i>	<i>ORT1</i>	<i>ORT2</i>	<i>P</i>
<i>Fitoplankton</i>	1971	0.726948	1.659106	13.69911	8.11E-06
	1991	-1.21177	13.69911	5.036002	0.0005
<i>Zooplankton</i>	1973	-1.5168	144.8096	80.11938	0.00043
<i>Noctiluca</i>	1977	1.170013	146.814	557.0914	0.00029
<i>Deniz anası</i>	1976	0.309138	39.00186	556.2158	0.1445 (?)
<i>Planktivor</i>	1989	-2.02633	11561.78	4101.388	3.04E-09
<i>Piskivor</i>	1972	-1.725	6588.758	3671.157	0.0005
	1982	-0.93517	3671.157	1820.806	0.001

Tablo 5.2. Biyotik değışkenler ve temel bileşenler (Principal Component - PC) arasındaki ilişkileri gösteren korelasyon değeri. En yüksek ilişkiler koyu renk ile işaretlenmiştir.

<i>Değışken</i>	<i>PC 1</i>	<i>PC 2</i>	<i>PC 3</i>	<i>PC 4</i>	<i>PC 5</i>
<i>Fitoplankton</i>	0.626	0.703	-0.022	-0.129	-0.288
<i>Mikro+mezooplankton</i>	-0.834	0.220	0.362	0.236	-0.220
<i>Noctiluca scintillans</i>	0.780	-0.038	-0.096	0.618	0.003
<i>Jelatinimsi karnivorlar</i>	0.641	0.401	0.622	-0.065	0.190
<i>Planktivor balık avı</i>	-0.145	0.883	-0.397	0.008	0.137
<i>Piskivor balık avı</i>	-0.841	0.423	0.078	0.192	0.127



Şekil 5.3. Biyotik değişkenler, biyotik değişkenlerin yıllık biyokütle değişimleri (sürekli çizgiler) ve STARS algoritması ile belirlenen adım değişiklikleri (koyu çizgiler)



Şekil 5.4. Biyotik değişkenlerin ilk üç temel bileşen skorlarının (Principle component –PC) zaman serisi (düz çizgiler) ve değişkenlerin STARS algoritması ile belirlenen adım değişiklikleri (kesikli çizgiler).

5.2. Rejim değişimleri ile çevresel koşullar arasındaki ilişkilerin saptanması

Bu bölümde çevresel değişkenlerdeki geçici değişikliklerin biyolojik rejim değişikliklerine neden olan etkenler olarak kabul edilip edilemeyeceği incelenmiştir. Yıllar ve on yıllar arasındaki 2°C düzeyindeki salınımlar yıllık ortalama deniz yüzey sıcaklığı zaman serisinin en belirgin özelliğidir (Şekil 5.2a). Bu salınımlar hidrometeorolojik koşullar ve büyük ölçekli atmosferik sistemler arasında bir bağ olduğunu belirtir şekilde yıllık ortalama NAO indeksi ile aynı fazda değişim göstermektedir (Oguz ve diğ., 2006; Kazmin ve Zatsepin, 2007). 1975-1980, 1984-1988 ve 1992-1993 yıllarındaki kabaca 2°C soğuma ve 1989-1991 yıllarındaki benzer bir ısınma yılları arasındaki güçlü değişimlere özgü örneklerdir. Bu iklimsel olayların hem farklı iklim değişikliği olaylarını hızlandırma hem de değişikliklerden önceki ve sonraki oldukça kalıcı durumların sürdürülebilirliği açısından etkili olduğu görülmektedir.

Sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonu 1970'den önceki ilk dönem süresince 0.5'den daha küçük değerlerden 1975'te 0.85'e kadar yükselmiştir (Şekil 5.2b). Daha sonra, 1991'e kadar 0.80 ± 0.05 dolaylarında salınım göstermiş ve 1992-1993'te fosfor sınırlamasındaki ani düşme yüzünden keskin bir şekilde ~ 0.25 değerlerine düşmüştür. Sonraki dönemlerde sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonu ~ 0.5 değerini hiçbir zaman geçmez. Net sınırlayıcı fonksiyondaki zamana bağlı uzun süreli değişimler eski adıyla Sovyetler Birliği ülkelerindeki inorganik azot ve fosfor içeren gübre kullanımı ile yakından ilişkilidir (Şekil 5.2b). Yeni tarım politikalarının devreye girmesi yüzünden gübre tüketimi doğrusal olarak 1960 ve 1970'lerde sırasıyla 6 ve 3 kat artmıştır. Karadeniz bölgesi üzerindeki evsel ve endüstriyel kaynaklı fazladan yükler ile özellikle Tuna Nehri'nden gelen nehirsel besin tuzu girdisindeki daha sonraki artış halihazırda ciddi düzeydeki ötrofikasyonun ve birincil üretimin çok daha fazla güçlenmesi ile sonuçlanmıştır. Öte yandan, eski Sovyetler Birliği döneminin çöküşü esnasında doğu Avrupa ülkelerinde yaşanan ekonomik kriz 1989-1991 yıllarında fosforlu gübre kullanım oranında 6 kat (~ 0.3 milyon ton) ve azotlu gübre kullanımında 3 kat (~ 1.3 milyon ton) azalmaya neden olmuştur. Çöküşten sonra da bu değerlerin benzer seviyelerde kaldığı gözlenmiştir (Şekil 5.2b).

Pelajik piskivor balıklar için yıllık ortalama balıkçılık mortalitesi 1960'lı yılların başlarındaki nispeten düşük değerlerden (0.4 y^{-1}) 1970 ve sonrasında 0.7 y^{-1} değerine ulaşan doğrusal olarak artan bir değişim izlemektedir (Şekil 5.2c). Pelajik planktivor balıklar için balıkçılık mortalitesi 1970'lerdeki 0.3 y^{-1} 'den düşük değerlerden 1980'deki 0.5 y^{-1} değerine doğru giderek artmış ve daha sonra daha keskin bir şekilde 1985 yılında 0.9 y^{-1} değerine ulaşmıştır (Şekil 5.2c). Bunu izleyen dönemlerde balık stoklarının aşırı miktarda tüketilmesi yüzünden planktivor balıkların yakalanabilirliği azalmış, 1990'ların başında 0.5 y^{-1} seviyesine düşmeye başlamış ve daha sonra 0.6 y^{-1} miktarına ulaşmıştır. Bu yüzden 1960'lar boyunca piskivor balıkların ve 1980'lerin ikinci yarısında planktivor balıkların balıkçılık mortalitesindeki artış balık stoğundaki değişimlerin potansiyel etkenidir.

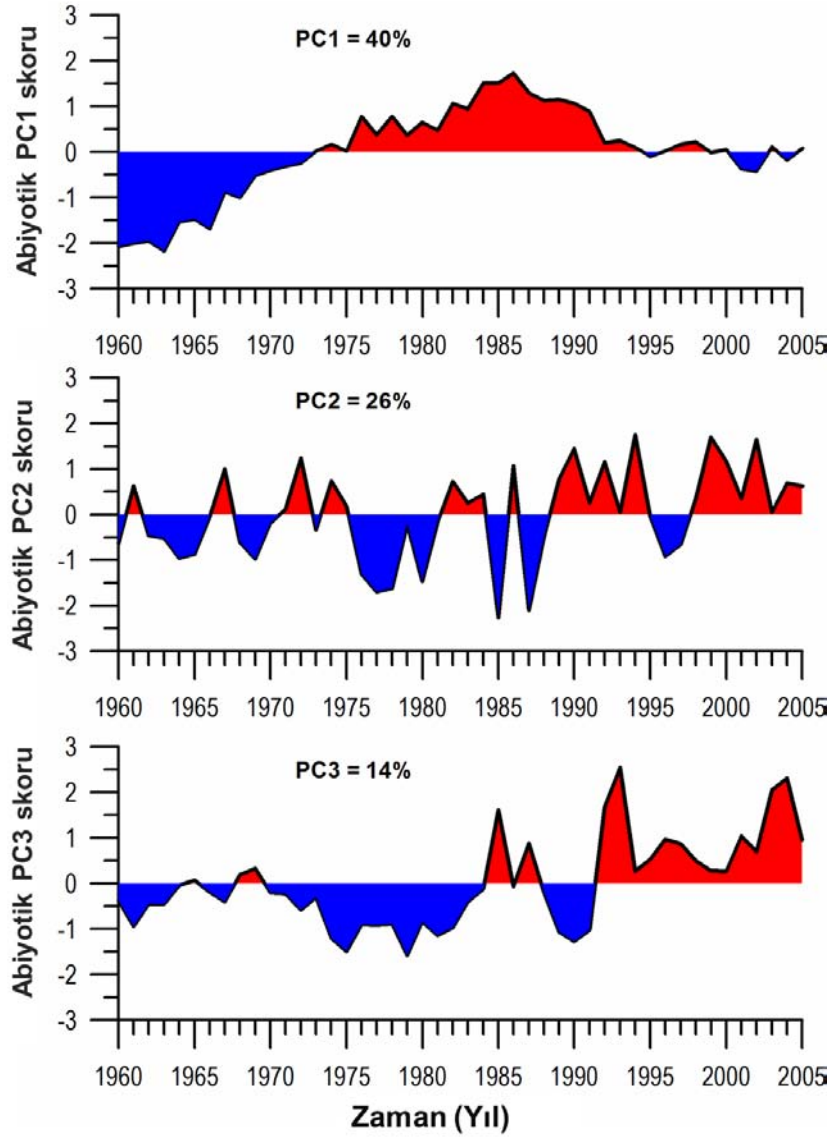
Temel bileşen analizi sonuçlarına göre çevresel değişkenlerin ilk hali toplam varyansın % 40'ını açıklamaktadır. Bu planktivor ve piskivor balıkların balıkçılık mortalitesi ve sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonu ile anlamlı ve yüksek düzeyde ilişkilidir (Tablo 5. 3). Bunların pozitif ilişkileri 1973'te ve tam tersi şekilde 1990'da sıfırdan geçerek on yıllık negatiften pozitif değişimi işaret etmektedir (Şekil 5.5a). PC2 başlıca SST ve NAO indeksi ile ilişkilidir (Tablo

5. 3) ve belirgin bir adım değışikliğı olmadan fakat yıllar arasında büyük salınımlar göstererek toplam varyansın %26'sını açıklamaktadır (Şekil 5.5b). PC3 skorları toplam varyansın % 14'ü ile sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonu ile (Şekil 5.5c) negatif ilişkilidir ($r = - 0.702$; Tablo 5. 3) .

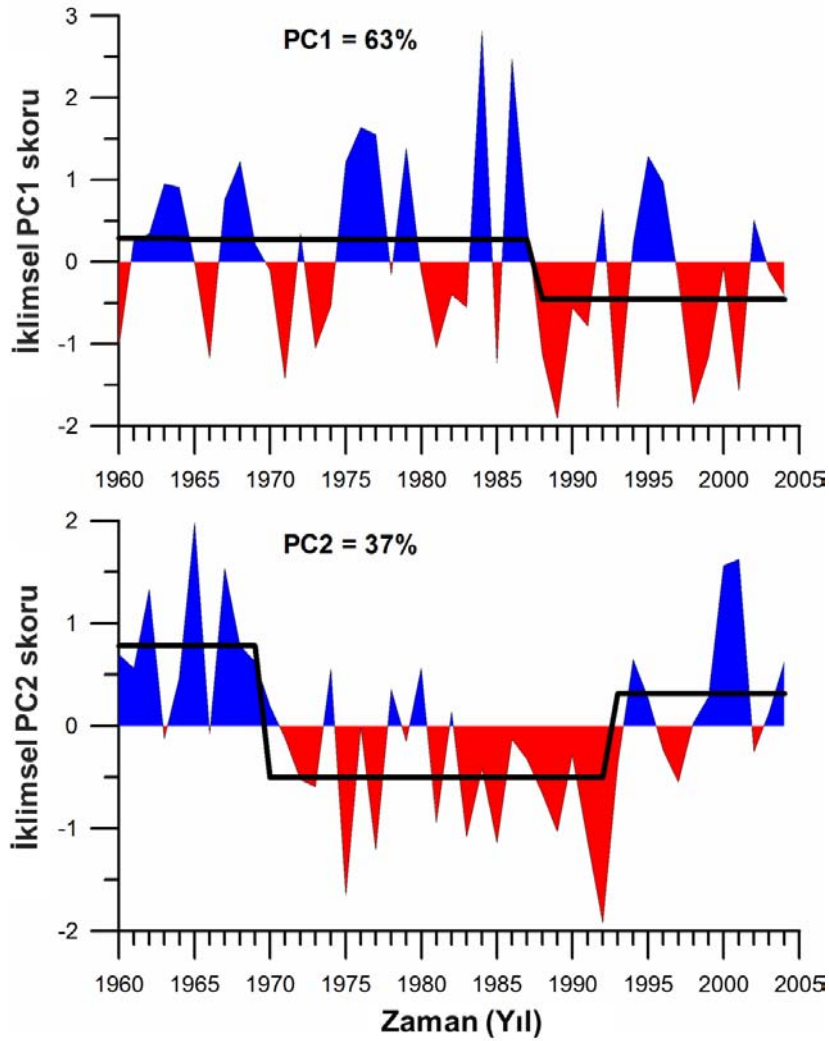
İklim farklılıklarının ekosistem değışiklikleri üzerindeki belirgin rolü daha sonra SST ve NAO indekslerinin temel bileşen analizi ile detaylandırılmıştır. Toplam varyansın %63'ünü açıklayan ilk durum yıllar arasındaki yüksek frekanslı değışimler ile baskılanmıştır (Şekil 5.6a). İkinci durum (%37'lik toplam varyans) 1960'lar ve 1990'lardaki iki sıcak dönemi ve bunların arasındaki soğuk dönemi açıklar şekilde üç farklı on yıllık düzen (Şekil 5.6b) ortaya koymuştur ki bu NAO indeksinin baskın pozitif modu ile (Şekil 5.2a) uyumludur. İkinci durum iki rejim değışikliğıne benzer dönemin 1968-1972 yıllarında sıcaktan soğuşa ve 1992-1995 yıllarında tam tersi şeklinde geçiş dönemlerine denk gelen ilk analizlerinden ortaya çıkarmıştır. Bu geçişler STARS algoritması ile 1969-1970 ve 1992-1993 yılları süresince belirlenmiştir (Şekil 5.6b). Bir kez daha temel bileşen analizi ile sunulan nispeten daha yüzeysel geçişlere zıt şekilde STARS algoritması ile daha keskin değışiklikler gözlenmiştir.

Tablo 5.3. Abiyotik değışkenler ve temel bileşenler arasındaki korelasyonları gösteren ilişkiler. Yüksek korelasyonlar koyu karakterler ile gösterilmiştir.

<i>Değışken</i>	<i>PC 1</i>	<i>PC 2</i>	<i>PC 3</i>	<i>PC 4</i>	<i>PC 5</i>
<i>SST</i>	-0.414	0.756	-0.209	-0.451	0.102
<i>NAO indeksi</i>	0.390	0.774	-0.172	0.466	-0.036
<i>Sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonu</i>	0.618	-0.323	-0.702	-0.099	0.102
<i>Planktivor balık mortalitesi</i>	0.796	0.113	0.352	-0.111	0.466
<i>Piskivor balık mortalitesi</i>	0.814	0.148	0.166	-0.268	-0.465



Şekil 5.5. Abiyotik değişkenlerin ilk 3 temel bileşeninin skorları için zaman serisi



Şekil 5.6. İklimsel değişkenlere (DYS ve NAO indeksi) bağlı PC1 ve PC2 skorlarının zaman serisi. Koyu düz çizgiler step benzeri geçişler ile birbirinden ayrılan ortalama durumları temsil etmektedir.

6. Tartışma ve sonuçlar

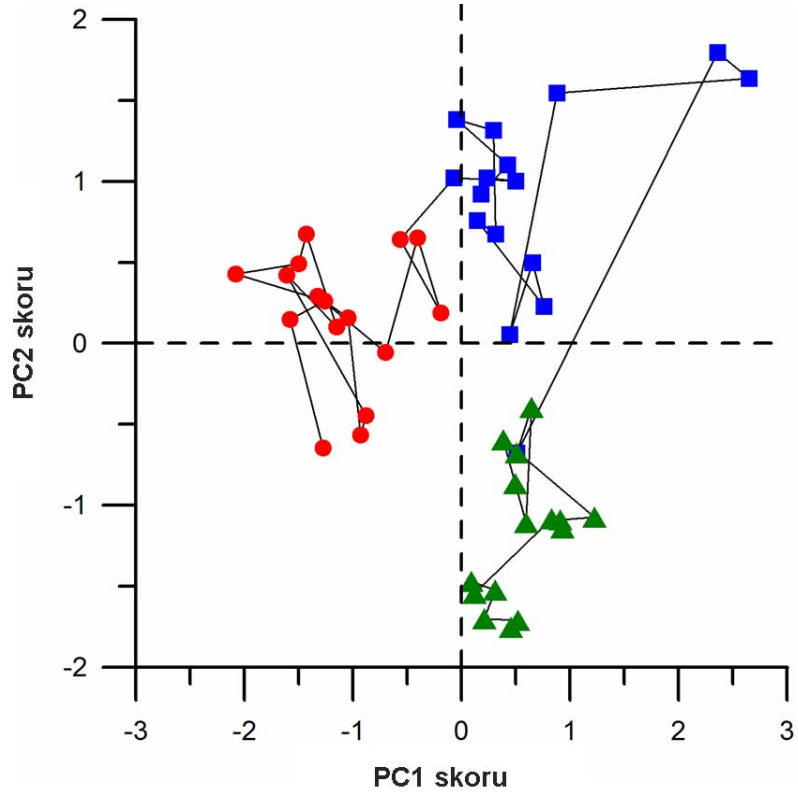
Bu çalışma ile 1960'lerden itibaren birçok çevresel faktörün etkisi altında kalan batı Karadeniz kıyısındaki ekosistemin hızlı bir şekilde gerçekleşen yeniden yapılanmasını incelemek amaçlanmış ve bu amaçla uzun süreli ve kapsamlı bir veri setinin geçmişe yönelik analizi sunulmuştur. Yapılan analizler ile bireysel ya da değişik gruplar halindeki etken kaynaklarının ekosistem işleyişini nasıl etkilediği belirlenmiştir. Analizler ileride Şekil 5.3'te verilen PC1'e karşılık PC2 skorlarının çizildiği faz diyagramının (Şekil 5.7) değişik %25'lik kısımlarında 3 küme ile belirlenebilen oldukça dengede üç farklı ekolojik duruma işaret etmiştir. İyi tanımlanmış rejim değişiklikleri ile bunlar birbirlerine dönüşmüşlerdir. 1971-1977 yılları arasında gerçekleşen ilk değişim ortamdaki besin tuzu konsantrasyonu, balıkçılık mortalitesi ve iklim koşullarındaki değişimlerin ortak etkileşimleri ile tetiklenmiştir. İkinci rejim değişikliği planktivor balıkların yüksek balıkçılık mortalitesi ve 1989-1991 yılları arasındaki nispeten sıcak ve ılıman iklim koşullarının eş zamanlı etkileri ile başlamış ve 1992-1993 yıllarında hüküm sürmekte olan azalan besin tuzu konsantrasyonu ve nispeten soğuk ve sert iklim koşulları altında devam etmiştir. Bu rejim değişiklikleri deniz

ekosistemleri için önerilen kriterleri yerine getirmektedir (Lees ve diğ., 2006): (1) oldukça dengede bulunan farklı dinamik rejimlerin arasındaki ani geçişlerdir, (2) Fiziksel ve biyolojik özellikler arasında yüksek düzeyde değişiklikler içerirler, (3) farklı trofik seviyelerde gözlemlenirler, ve (4) ekosistem işleyişini değiştirebilirler.

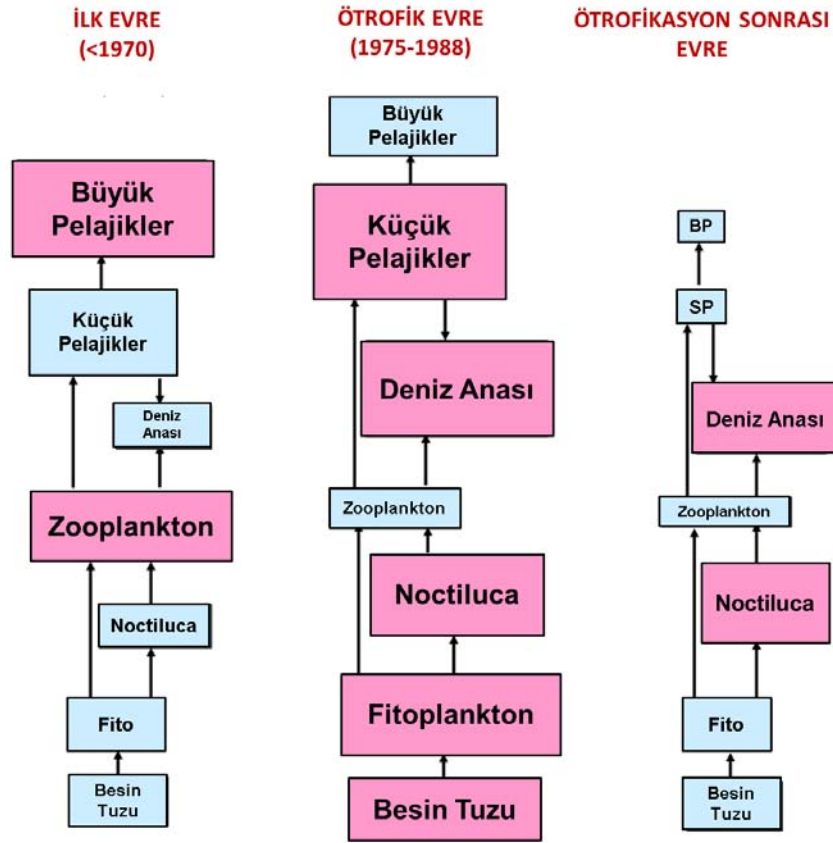
İlk rejim değişikliğinden önceki yapı büyük piskivor balıklar tarafından oluşturulmuş çok basamaklı trofik mekanizma tarafından kontrol edilen, besin tuzunca fakir bozulmamış ilk dönemi karakterize eder (Şekil 5.8). Bu durum öncelikle 1980'ler boyunca daha karışık ötrofik duruma dönüşmüş ve bu dönemde deniz anası ve fırsatçı türler besin ağı içerisinde entegre bir bileşen halini almışlardır (Şekil 5.8). 1993'lerden sonra bu evre balık stoklarının neredeyse ortadan kaybolduğu ve üretilen enerjinin öncelikli olarak deniz anası ve fırsatçı türlere yönlendiği daha az üretken ve enerji olarak daha yetersiz bir sistem biçimi şekline indirgenmiştir. 1988'deki 300,000 tondan 1993'de 3000 tona düşen Bulgaristan ve Romanya toplam av üretimindeki çarpıcı azalma (Şekil 5.9) ötrofikasyon sonrası dönemde batı kıyı bölgesinin sınırlanmış üretkenliği için bağımsız bir destek olmuştur ve ekolojik koşulların sertliğine işaret etmektedir.

Şekil 5.10'a göre PC1 ve PC2 skorlarından oluşan 3 küme, sistemin değişen besin tuzu koşullarına tepkisi olarak gelişen 3 farklı ekolojik evreyi temsil etmekte; nispeten daha yüksek miktarlarda besin tuzu içermekte olan (sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonu > 0.6) 1980'lerdeki ötrofik evreyi belirtmektedir. Öte yandan ilk evre ve ötrofikasyon sonrası evre 0.6'dan küçük değerdeki sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonlarına sahip olsa da farklı besin ağı yapısı özelliklerine sahiptir. Bu yüzden iki değişik evreyi tanımlamaktadırlar. Buna göre hidro-iklimsel koşullar ve balıkçılık baskısı kadar sistemin besin tuzu seviyesi de 1993'te ilk evredeki seviyeye ilk defa düşmüştür fakat ekolojik koşullar ilk evredeki duruma dönememiş, yeni evrede oldukça farklı bir besin ağı yapısı geliştirmiştir (Şekil 5.8).

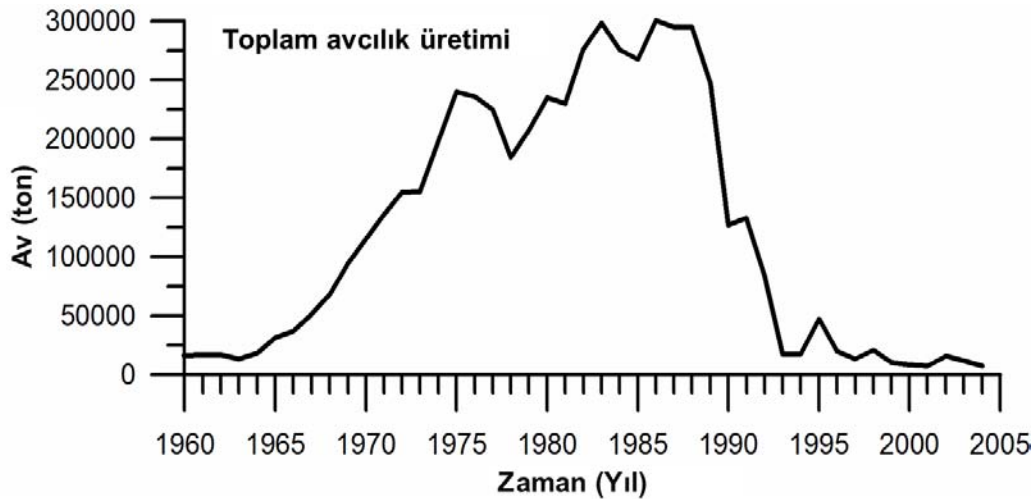
Bu durumda ölçülen veriler yukarıdan aşağı (top-down) ve aşağıdan yukarıya (bottom-up) kontrollerin bölgesel ekosistem yapısı üzerindeki eş zamanlı etkilerini göstermektedir. Buna rağmen daha önce kuzey Ukrayna Karadeniz suları için rapor edilen rejim değişikliği dinamiklerinden farklılık gösterir (Daskalov ve diğ., 2007; Llope ve diğ., 2010). Bu çalışmalar, üst düzey predatörlerin azalması ve bunu takiben ortaya çıkan kademeli trofik etkileşim süreçlerini 1970'lerde piskivor balıktan planktivor balık baskınlığına evrilen ve akabinde 1980'lerde planktivor balıklardan deniz anası dominantlığına evrilen pelajik ekosistemdeki değişimlere neden olan ana mekanizma olarak öngörmektedir. Bu çalışmalar, ya bizim çalışmamızda gözlenen besin tuzu zenginleşmesinin yadsınamaz önemini gözden kaçırmış, ya da kullanılan veri setinin değişik dinamik koşulları işaret etmesinden dolayı bu durum tespit edilememiştir. Her iki koşulda da, besin ağı yapısındaki belirgin bölgesel değişimler, ekosistemi daha çok arzu edilen bir duruma yeniden kavuşturabilmek için bölgeye özgü yönetim politikaları uygulanması gerekliliğini vurgulamıştır. Daskalov ve diğerlerinin (2007) bulgularına göre Karadeniz'in orta kuzey bölgesi için asıl yönetim meselesi daha etkili bir balıkçılık politikası uygulamaktır. Fakat bu durum batı kıyı bölgesi için daha dramatiktir. Burada gözlenen bilimsel ve politik mesele deniz anası ve fırsatçı türlerin besin ağı yapısı üzerindeki etkilerini azaltmak ve ana enerji akışını balıklara doğru yönlendirmenin yolunu bulmaktır. Dünya üzerindeki birçok kıyısız ekosistem şu anda hızlı deniz anası yayılımına maruz kaldığı için aslında bu problem giderek küresel bir boyut kazanmaktadır.



Şekil 5.7. Değişik dönemlere ait 1960-1972 (■), 1973-1991 (▲), 1992-2005 (●),biyolojik durum değişkenlerinin 3 farklı grupta kümelenmesini gösteren PC1'e karşı PC2 skorlarının gösterimi.

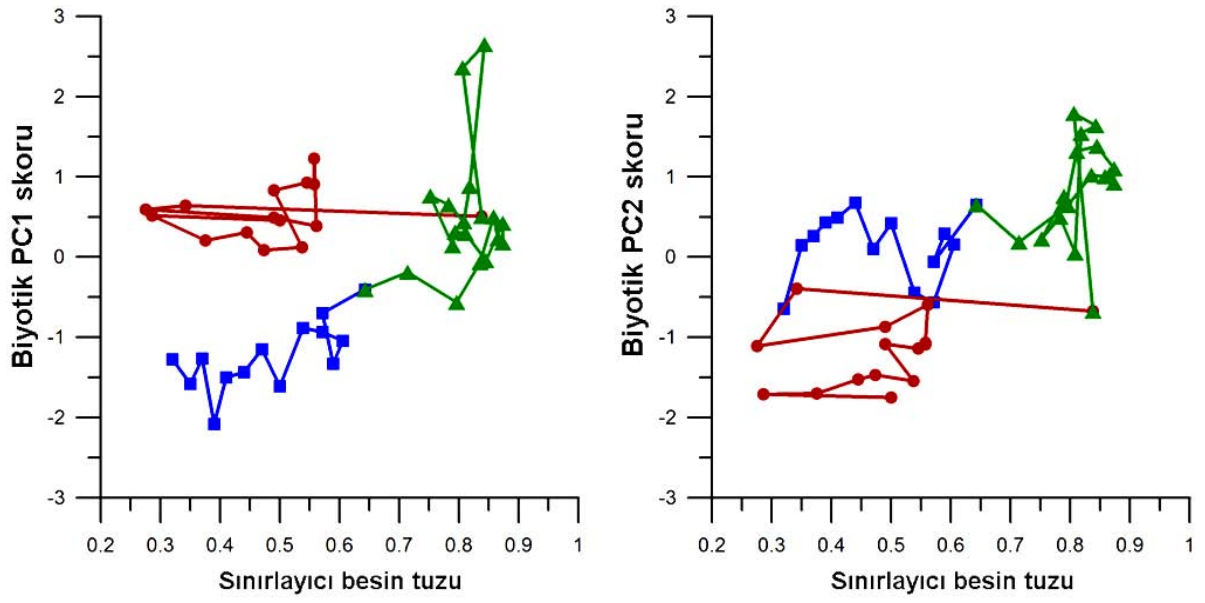


Şekil 5.8. 1960 ve 2005 yılları arasında Karadeniz'in batı kıyısındaki 3 farklı besin ağı oluşumunun şematik gösterimi.



Şekil 5.9. Batı Karadeniz'in Romanya ve Bulgaristan kıyısındaki toplam avcılık üretimi zaman serisi. Avcılık üretimi verisi ticari, endüstriyel, eğlence ve yeme amaçlı yapılan balık, krustase, yumuşakca, deniz memelisi ve diğer su canlıları avını kapsamaktadır. İç sulardan, balık yetiştiriciliğinden ve diğer yetiştiricilik türlerinden elde edilen üretim hariç tutulmuştur. Bu veri aşağıdaki adresten indirilebilir.

http://earthtrends.wri.org/searchable_db/index.php?theme=1&variable_ID=840&action=select_countries



Şekil 5.10. Değişik dönemlere ait 1960-1972 (■), 1973-1991 (▲), 1992-2005 (●), PC1 ve PC2 analizi sonuçlarına karşılık biyolojik durum değişkenlerinin 3 farklı grupta kümelenmesini gösteren besin tuzu sınırlama fonksiyonu çizimi. Not: Sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonunun 0.6 altındaki değerleri iki farklı alternatif duruma karşılık geliyor.

BÖLÜM 6

DIYAGNOSTİK YÖNTEMLER VE İNDİKATÖRLER İLE YAPILAN ANALİZLER: KARADENİZ BALIKÇILIĞININ GÜNÜMÜZDEKİ DURUMUNUN SAPTANMASI

1. Özet

Balık av miktarları ve bununla ilişkili indikatörleri içeren uzun süreli veri seti (1950–2006), 1989-1991 yıllarında gözlenen av miktarındaki aşırı azalmanın ardından son yirmi yılda Karadeniz balıkçılığında dramatik değişimlerin olduğunu ortaya çıkarmıştır. Balıkçılığın çöküşünden sonra 100 kilotonun altında seyreden Türkiye dışındaki Karadeniz ülkeleri toplam av miktarı, 1960’larda Karadeniz’in az üretken olduğu dönemdeki değerler ile karşılaştırılabilir seviyede bulunmaktadır. Ani azalma öncesindeki döneme zıt bir şekilde eski Sovyet ülkelerinin sahip olduğu düşük av miktarları, Sovyet sisteminden ayrılmasının ardından balıkçılık kapasitelerinin azalmasından ve gerçek avcılık miktarlarını yanlış rapor etmelerinden kaynaklanabilir. Öte yandan, güneydeki Türk bölgesi ortalama 400 kiloton avcılık miktarı ile çöküşten hemen sonra kendisini toparlamış fakat 3.1 – 3.2 aralığında değişen ortalama trofik seviye ile (mean trophic level –MTL) sadece hamsi ile sınırlı kalmıştır. Kuzey batı kıyılarının daha geleneksel görünümüne tezat oluşturur şekilde, güneydoğu baseni (Türk ve Gürcistan suları), 1970’lerin ortalarından itibaren ana balıkçılık alanı olarak gözlenmiştir. Türk balıkçılığının Karadeniz’deki balık avlama oranı 1990’ların başlarından itibaren sabit bir yükselme eğilimi göstermektedir. Bunun sonucu olarak da avcılıktaki değişimlerin birincil üretime nazaran yüzde oranı da aynı zamanda ekosistemin yapısının artık sürdürülemez bir karaktere sahip olduğu ve Türk balıkçılığının şuanki halinin aşırı avcılık riski oluşturduğunu öngörmektedir. Öte yandan, nispeten tek tip FiB indeks değerlerinden ise mevcut balıkçılığın aşırı avcılığı maskeleyen ekolojik olarak dengeli olduğu anlamı çıkmaktadır.

2. Giriş

1970 ve 1980’li yıllardaki Karadeniz balıkçılığı onyıllar arasında gerçekleşen soğuma ve ısınma şeklindeki güçlü iklimsel döngüler, balık kaynaklarının aşırı düzeyde tüketilmesi, yoğun kirlilik ve fırsatçı türler tarafından gerçekleşen istilalar gibi farklı etkenlerin sinerjistik etkileri altında kalmıştır (BSC Report, 2008). Bu doğal ve karasal kaynaklı baskılar, mevcut veri setlerinin niteliksel yorumlamaları ile (Zaitsev ve Mamaev 1997; Daskalov, 2003; Bilio ve Niermann, 2004; Daskalov ve diğ., 2007; Oguz ve Gilbert, 2007; Oguz ve Velikova, 2010) ve alt-üst trofik seviye dinamiklerinin modelleme çalışmalarıyla analizi ile (Daskalov, 2002; Gücü, 2002; Oguz, 2007; Oguz ve diğ., 2008a) gösterildiği gibi ekosistemin yapı ve işleyişi üzerinde önemli değişimler oluşturmuştur. Balık stoklarında ve deniz anası biyomasındaki belirgin değişikliklerin, besin ağının çok sayıda dış etkene ve bu etkenlerin besin ağı bileşenleri arasında oluşturduğu yoğunluğa bağlı olarak oluşan biyolojik geri besleme tepkilerinin eş zamanlı doğrusal olmayan yukarıdan aşağı (top-down), aşağıdan yukarı (bottom-up) ve eşit seviyelerdeki tepkilerinden kaynaklanan karmaşık trofik ilişkileri içermekte olduğu Oguz (2008a) tarafından belirtilmiştir.

Ekosistemde gerçekleşen önemli değişimlerden biri de balık stoklarında gözlenen on yıllık büyük ölçekli salınımlardır. Örneğin, küçük pelajik stokları 1960'ların ortalarındaki 0.3 milyon ton av miktarı seviyelerinden 1970'lerin sonlarında neredeyse 5 kat artarak 1.5 milyon tona yükselmiş, 1980'lerin sonlarına dek bu seviyeyi koruduktan sonra 1989-1991 yıllarında ani bir şekilde 0.3 milyon tona düşmüş ve birkaç yıl içerisinde 0.6-0.8 milyon ton dolaylarına ulaşarak iyileşme göstermiştir (Ivanov ve Panayotova, 2001). Balık stoklarında belirgin değişimlerin gözlemlendiği 1970'lerdeki dönem, ekosistemin 1960'ların öncesindeki mezotrofik evreden özellikle Tuna Nehri ve Dinyeper, Dinyester ve Bug gibi diğer kuzeybatı nehirlerinden artan miktarlarla gelen hem organik hem de inorganik besin tuzu takviyesi ile 1980'lerde ciddi seviyeye ulaşan ötrofik evreye geçişiyle uyumludur (Zaitsev ve Mamaev, 1997; Oguz ve Velikova, 2010). Ortamdaki yüksek besin tuzu varlığı ekosistem üzerinde baskın bir aşağıdan yukarı (bottom-up) kontrole yol açmıştır ve bu da en sonunda küçük pelajik balık stoklarında ciddi bir artışa neden olmuştur. Aynı zamanda, kıyasal ekosistemlerin 1980'lerde sırasıyla deniz anası *Aurelia aurita* ve heterotrofik dinoflagellat *Noctiluca scintillans*'ı, 1980'lerin sonunda ktenefor türü *Mnemiopsis leidyi* gibi jelatinimsi ve fırsatçı türleri baskın tür olarak desteklemeye başladığı görülmektedir. Bunların toplam biyokütleleri, gözardı edilebilecek düşük değerlerden 1970 ve 1980'lerin sonlarına doğru $\sim 1.0 \text{ gC m}^{-2}$, 1980'lerin sonlarında $\sim 3.0 \text{ gC m}^{-2}$ yükselmiştir ve bu değişim önemli miktardaki enerji akışının deniz anasının dominant olduğu besin ağını desteklemek için yönlendirildiğini ifade etmektedir. 1980'lerdeki $\sim 1.0 \text{ gC m}^{-2}$ deniz anası biyoması, kabaca yılda 1.5 milyon ton olan küçük pelajik balık stoğunun Karadeniz'deki bütün balıkçılık alanlarını kapsar şekilde 150 000 km²'ye bölündüğünde elde edilen değere eşittir. Planktivor balık stoklarının 1989-1991'de azalması sadece aşırı avcılıktan dolayı değil aynı zamanda hamsiye besin açısından rakip olan ve hamsi yumurta ve larvaları üzerinden beslenen *Mnemiopsis* popülasyonu yüzünden olduğu ileri sürülmüştür (Oğuz ve diğ., 2008a).

1990'lı yılların başlarından sonraki dönem Karadeniz ekosisteminin ötrofikasyon sonrası dönemi olarak bilinmektedir (Oğuz ve Velikova, 2010). Eski Sovyetler Birliği ve Tuna Havzası doğu bloğu ülkelerindeki ortak merkezli ekonomilerin çöküşü, gübre kullanımı ve kara kökenli besin tuzu salınımında belirgin bir azalmaya yol açmış ve bu daha sonra da kuzey batı kıyılarından denize deşarj olan karasal kökenli besin tuzu girdisinde de büyük düşüşe neden olmuştur (Mee ve diğ., 2005). Bunun sonucu olarak 1980'ler öncesindeki döneme nazaran daha kısıtlı miktarda aşağıdan yukarı (bottom-up) kaynak desteği oluşur. Deniz anaları da balık stoklarının azalmasına kısmen katkıda bulunmuştur.

1980'li yıllardaki balıkçılık uygulamaları balıkçılık yönetiminde bir başarısızlık olarak kabul edilebilir ve sürdürülebilir balıkçılığın bir dereceye kadar sağlanabilmesi için popülasyon ve komünite seviyesinde değerlendirmeler temelli daha iyi stratejiler geliştirilmesi gerekmektedir. Buna rağmen, Karadeniz balıkçılığındaki aşırı avcılık ve sürdürülebilir seviyenin belirlenebilmesi için şimdiye dek ciddi bir analiz yapılmamıştır. Bu çalışma bu amaca hizmet etmekte olup avcılık ve ekolojik indeksler üzerine mevcut yayınlanmış verileri inceleyerek Karadeniz balıkçılığının tarihsel gelişimi anlamaya çalışılmakta ve son yirmi yılda farklı bölgelerindeki aşırı avcılık seviyesi belirlemektedir. Aşağıda veriler ve ana bulgulara ait özet bilgiler ve bunlara ait önemli bulgular sırasıyla 2. ve 3. kısımda verilmiştir. Bu sonuçların kritik değerlendirilmesi ve daha ileri yorumlanması 4. Kısımda sunulmaktadır.

3. Materyal ve method

1950'den 2006'ya kadar olan avcılık miktarları <http://www.searounds.org> adresinde verilen "Sea Around Us (SAUP)" projesinin küresel balıkçılık veritabanından (Global Fisheries Mapping Database) (Watson ve diğ., 2004) elde edilmiştir. Bu veri seti (i) gövde uzunluğu 30 cm'den küçük olan küçük pelajikler (başlıca türler: hamsi *Engraulis encrasicolus*; çaça *Sprattus sprattus*; istavrit *Trachurus* spp.), (ii) 30 cm ve 90 cm ebatları arasında bulunan orta boy pelajikler (başlıca türler: Palamut *Sarda sarda*; uskumru *Scomber* spp; lüfer *Pomatomus saltator*), (iii) 90 cm'den büyük pelajikler, (iv) demersal balıklar (kalkan balığı *Scophthalmus rhombus*, barbun *Mullus barbatus*, mezgit *Merlangius m. euxinus*) için tüm bölgeye ve ülkelere ait avcılık miktarlarını içermektedir. Karadeniz'in güney kısmı Türkiye (172,199 km²), kuzeybatısı ve kuzeyi Ukrayna (144,038 km²), kuzeydoğu bölgesi Rusya Federasyonu (66,854 km²), güneydoğusu Gürcistan (22,765 km²), ve batısı Bulgaristan (35,156 km²) ve Romanya (20,598 km²) münhasır ekonomik alanı ile çevrilidir (Şekil 6.1). Böylece Gürcistan, Rusya ve Ukrayna'nın (eski Sovyetler Birliği Ülkeleri) toplam münhasır ekonomik alanı 233,657 km²'ye yani Türkiye'nin münhasır ekonomik bölgesinin 1.3'üne ulaşır.

SAUP veri tabanında, 1990'dan önceki Sovyetler Birliği av miktarı nasıl olduğu ile ilgili açıklama ya da doğrulama yapılmadan kendi içinde ulusal avcılık miktarlarına bölünmüştür. Böyle bir ayırma işlemi problem çıkarabilir çünkü değişik ülkelere ait tekneler kolayca sınırları geçip diğer ülke sularından önemli miktarlarda balık avlamış olabilirler (Knudsen ve Toje, 2008). Bu yüzden Ukrayna, Gürcistan ve Rusya avları USSR başlığı altında kuzey ve doğu bölgelerini kapsayacak şekilde bu çalışmada yeniden birleştirilmiştir. Batı bölgesindeki toplam balıkçılığı temsil edecek şekilde Romanya ve Bulgaristan av miktarları da birleştirilmiştir. Türk filosu 1995'ten sonra Gürcistan sularında avcılık yapabildiğinden (Knudsen ve Toje, 2008) Gürcistan sularında gerçekleştirilen avcılığın bir kısmı güney kısmını kaplayan Türk avcılığına dahil edilmiştir.

Bu veri tabanı aynı zamanda aşağıda verilen balıkçılık temelli ekolojik indekslerin yıllık değerlerini sunmaktadır.

1) Avların ortalama trofik seviye indeksi (Mean Trophic Level – MTL) (Pauly ve diğ., 1998): Bu indeks bir ekosistemden ayrılan deniz canlıları trofik seviyelerinin ağırlıklı ortalamasını verir ve balıkçılık av miktarlarının ortalama trofik seviyelerinde azalan bir eğilimi temsil eder. Pauly ve diğerlerinden (1998) sonra avlanan balık türleri ($i = 1, \dots, m$) trofik seviyelerinin (TL_i) her bir yıl için avcılık miktarları ile ağırlığı alınarak hesaplanır.

$$TL_c = \sum_{i=1}^m (TL_i \cdot Y_i) / \sum_{i=1}^m Y_i$$

2) Dengede Balıkçılık (Fishing-in-Balance) İndeksi (Christiansen, 2000): değişik trofik seviyelerdeki aşırı avcılığın zaman içerisinde avlanan türlerdeki trofik seviye değişimleri ile dengelenip dengelenmediğini değerlendirir. Av miktarı MTL'deki düşüş miktarından yüksekse artış gösterir, deniz ekosisteminden balıkçılıkla işleyişi bozacak kadar çok biyokütle çekilirse azalır. Pauly ve Watson (2005) tarafından sunulmuştur.

$$FiB_i = \log \left[Y_i \cdot \left(\frac{1}{TE} \right)^{TL_i} \right] - \log \left[Y_0 \cdot \left(\frac{1}{TE} \right)^{TL_0} \right]$$

Y_i yıl içerisindeki avcılık miktarını, i , TL_i ve TL_0 avın sırasıyla i ve 0 yılındaki ortalama trofik seviyesini, sonuncusu da indeksi normalize etmek için kullanılan veri setinin ilk yılını temsil etmektedir. Toplam Avcılık (TA) değişimleri avdaki “ekolojik olarak doğru” değişimler ile örtüşüyorsa $FiB = 0$ ‘dır; $FiB > 0$ (artan) ise ya birincil üretimdeki bir artıştan dolayı aşağıdan yukarıya (bottom up) etki oluşmaktadır ya da balıkçılıkta coğrafi bir genişleme gerçekleşmekte ve balıkçılık tarafından tüketilmekte olan ekosistem genişlemektedir; $FiB < 0$ (azalan) ise ya çok fazla miktar ıskarta olmaktadır ve avcılık içerisinde dahil edilmemektedir ya da balıkçılıkla ekosistemden oldukça fazla biyokütle alınmaktadır ve ekosistem işleyişi bozulmaktadır. $TE = 0.1$ için, avlanma bölgesinde herhangi bir coğrafi genişleme ya da daralma olmaz ve ekosistem yapısal bütünlüğünü korur ise trofik olarak her bir seviye azalmaya karşılık av miktarı 10 kat arttığında FiB indeksi sabit kalır. Bu yüzden av miktarı TL ’deki düşüş ile tahmin edilebilecekten daha hızlı artarsa FiB indeksi artar ve artan av miktarı TL için düşüşü dengeleyemez ise FiB indeksi azalır.

3) Gereken Birincil Üretim Oranı (The percent Primary Production Required - %PPR) İndeksi (Pauly ve Christiansen, 1995): %PPR farklı türlere ait av miktarlarının toplam büyüklüğünü birincil üretimin yüzdesi olarak belirtir. Başka bir deyişle 1 km² alanda yıllık ton cinsinden av miktarını sağlamak için gereken birincil üretim miktarını vermektedir. Aynı miktarda fakat farklı trofik seviyelerdeki avların ekolojik maliyeti de farklıdır çünkü farklı trofik seviyelerden benzer miktarda üretim elde edebilmek için farklı enerji miktarları gerekmektedir. Bu yüzden av miktarları farklı trofik seviyelerdeki kullanımları açıklar şekilde gereken birincil üretim (PPR) miktarı olarak ifade edilmektedir, birincil üretim bunu normalize etmek için kullanılmaktadır (%PPR = PPR / P₁). Bu farklı türlere ait toplam av miktarlarının (Y_i) transfer verimliliği (transfer efficiency –TE), yakalanan türlerin toplam av miktarları ve birincil üretim (P_1) hesaba katılarak ifade edilir. Formüldeki 9 yaş ağırlığı karbona çevirir.

$$\%PPR = \frac{1}{9} \cdot \sum_{i=1}^m \left[Y_i \cdot \left(\frac{1}{TE} \right)^{TL_i-1} \right] / [P_1 \cdot 100]$$

4) Ekosistemde Aşırı Avlanma (Ecosystem Overfishing (EO)) İndeksi (Tudela ve diğ., 2005): Bu indeks, aşırı balık avcılığının sürdürülebilirliğini belirleyebilmek için gereken birincil üretim oranındaki (%PPR) değişiklikleri avlardaki ortalama trofik seviyeye (TL_c) göre değerlendirir. Sürdürülebilir ve sürdürülemez ekosistemler arasındaki eşik eğrisi farklı bölgeler ve zamanlar için %PPR– TL_c çifti değerlerinin küresel veri tabanından elde edilir.

5) Balıkçılık Kaynaklı İkincil Üretim Kaybı (Loss in secondary production (L)) İndeksi (Libralato ve diğ., 2008; Coll ve diğ., 2008): Bu indeks av miktarının (gereken birincil üretim olarak verilen), trofik seviyelerinin, avcılık yapılan ekosistemin birincil üretimi ve besin ağı içerisindeki enerji akışındaki verimliliğin (TE) bir fonksiyonu olarak deniz canlılarının balıkçılık ile besin ağından uzaklaştırılmasının sonuçlarına işaret eder. %PPR indeksini, TL_c verisini ve ekosistemin trofik akışlarındaki enerji geçişi

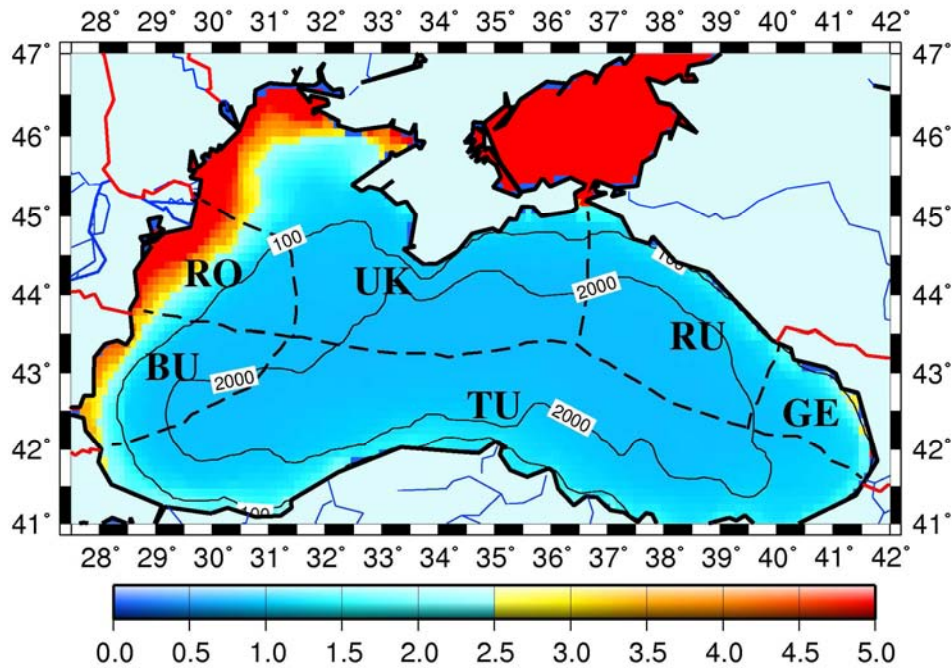
verimliliğinin ortalamasını kullanarak Libralato ve diğ. (2008) tarafından hesaplanmıştır.

$$L \cong - \%PPR \cdot \frac{TE^{TL_c-1}}{\ln(TE)}$$

Bu indeks teorik olarak balık avcılığının yapılmadığı durumla karşılaştırıldığında deniz canlıların avcılık yoluyla ortamdan uzaklaştırılması esnasındaki (PPR karşılığı cinsinden belirtilen) ikincil üretim kayıp miktarını belirler.

6) Aşırı Balık Avcılığı Oranı (The fishing exploitation rates) İndeksi (Bilgin, 2006): Bu indeks, balıkçılıktan kaynaklanan mortalitenin toplam mortaliteye oranı ile ifade edilir. Veri seti Bilgin (2006) tarafından değişik kaynaklardan derlenmiştir.

Bu indeksler Pauly ve Christensen (1995) tarafından önerildiği gibi trofik verimlilik (Trophic efficiency –TE) 0.1'e ayarlanarak belirlenir. Libralato ve diğerleri (2008) tarafından Akdeniz ve Karadeniz için önerilen ve biraz yüksek olan 0.14 değeri yerine 0.1 değerinin seçilmesi ortamda deniz anası oluşu durumunda daha makul olabilir. Fakat 0.10 ve 0.15 farklı seçimleri için yorumlar değişmemektedir.



Şekil 6.1. Karadeniz'e kıyısı olan ülkelerin takribi münhasır ekonomik bölgelerini kesikli çizgiler ile, 1998-2008 yılları ortalama klorofil konsantrasyonunu renkli skala ile ve derinlik kontürünün devamlı çizgiler ile gösterildiği Karadeniz haritası. BU, GE, RO, RU, TU, UK sırasıyla Bulgaristan, Gürcistan, Romanya, Rusya, Türkiye ve Ukrayna'yı temsil etmektedir. Klorofil 9 km çözünürlükteki aylık SeaWiFS verisi ile çizilmiştir.

<http://reason.gsfc.nasa.gov/OPS/Giovanni/ocean.seawifs.2.shtml>

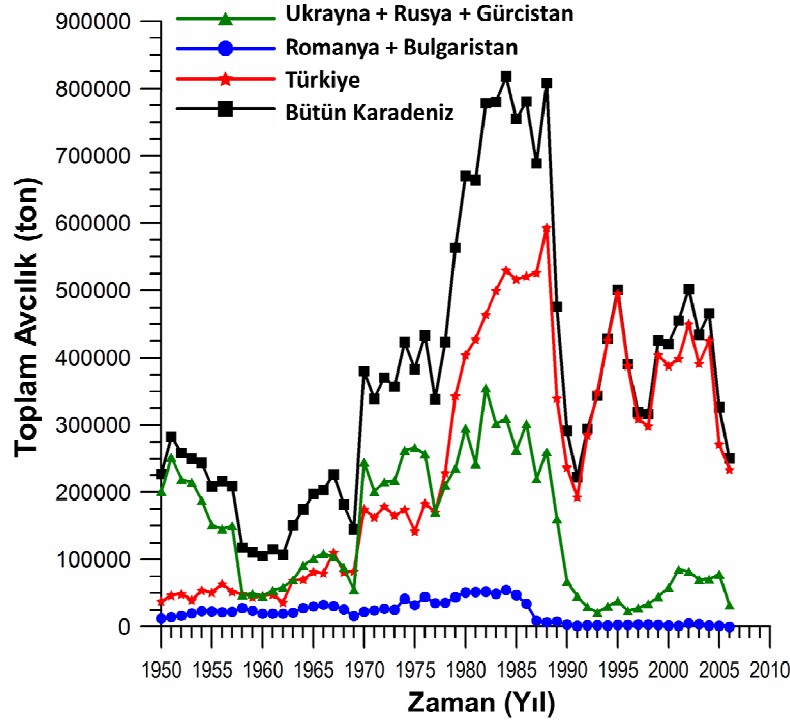
4. Sonuçlar

4.1. Av miktarının bölgesel ve zamansal değişimleri

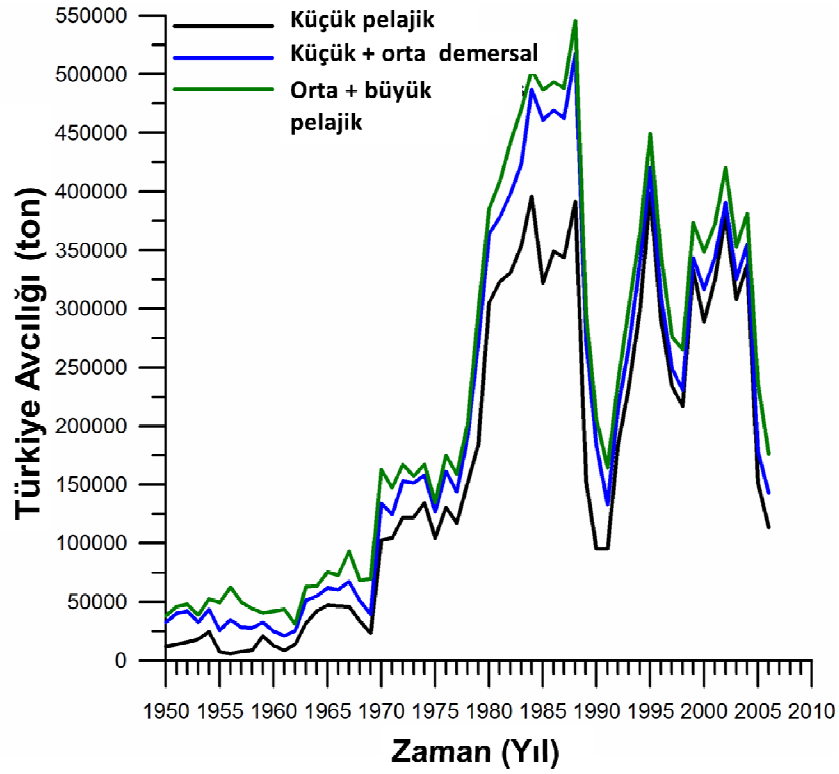
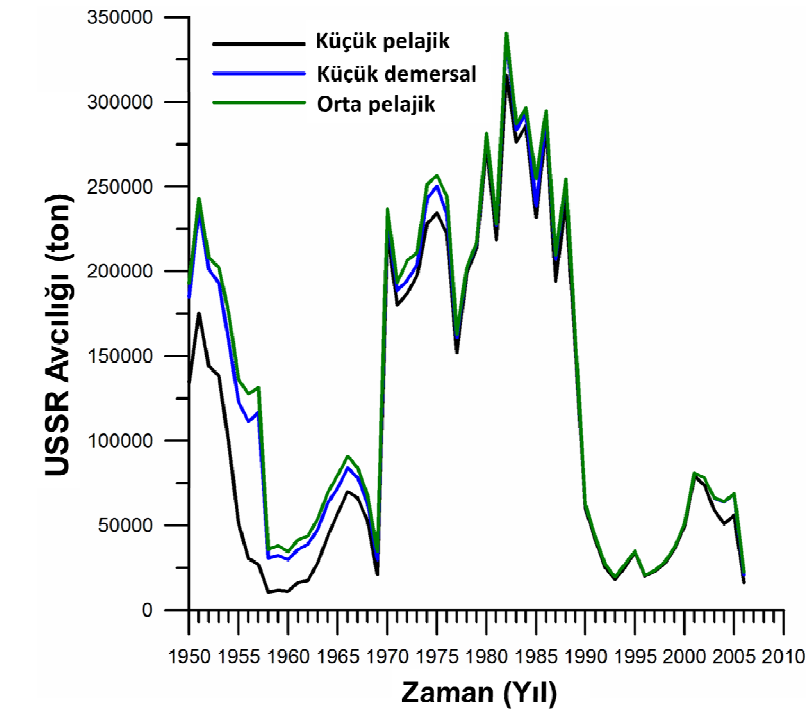
Burada sunulan avcılık verisi bütün basen için ve 3 farklı bölge için; batı Karadeniz (Romanya ve Bulgaristan münhasır ekonomik alanı), kuzey ve doğu Karadeniz (eski Sovyetler Birliği lkeleri münhasır ekonomik alanı) ve güney Karadeniz (Türkiye münhasır ekonomik alanı) kısımlarını içermektedir. Şekil 6.2’de gösterilen toplam avcılık verisi yıllık ve onyıllık belirgin değişimler ortaya koymaktadır. Avcılık, 1950’lerde 300 kton’dan 100 kton’a düşmüş ve daha sonra 1960’larda artan bir eğilim göstererek 1970’lerde 400 kton’a ulaşmıştır. Toplam avcılık 1970’lerin ilk yarılarında 400 kton seviyelerini korumuş ve daha sonra keskin bir artış göstererek 1970’lerin ikinci yarısında sonraki sabit seviyesi olan 700 - 800 kton seviyelerine ulaşmıştır (Şekil 6.2). Toplam avcılık miktarı daha sonra ani bir şekilde 1988’lerdeki 800 kton’dan 1990’da 300 kton ve 1991’de 200 kton’a düşmüştür. Bu düşüşü takiben, 1995’te yine hızlı bir şekilde 500 kton’a ulaşmış ve 2006’daki diğer büyük bir düşüş ile daha sonra 100 kton genliği ile 350 kton ortalama değerinde salınım göstermiştir.

Toplam avcılık verisindeki bölgesel farklılıklar daha yakından incelendiğinde (Şekil 6.2) batı bölgesindeki birim alan başına düşen av miktarı karşılaştırılabilir düzeyde olsa da batıdaki av miktarının bütün basendeki toplam av miktarına olan önemli katkısının (50 kton’un altında) devam ettiği anlaşılır. Ayrıca veri seti 1970’lerden önceki değişimlerin daha çok USSR bölgesinde gerçekleştiğini, Türk av miktarının 50 kton seviyesini koruduğunu göstermiştir. Bu yüzden veri 1950’ler boyunca eski Sovyetler Birliği lkelerindeki balık kaynaklarının aşırı avlanmasını vurgulamaktadır. Büyük balık türleri zaten daha öncesinde önemli miktarlarda avlanmış olduğundan ve yok edildiğinden bu aşırı avcılık daha çok kk pelajik balıkları ve demersal grupları içermektedir (Şekil 6.3a). Bu durum 1950’lerin başlarında 3.3 dolaylarında olan ve 10 yıl içerisinde 3.1’in bile altına inen nispeten düşük MTL indeksi değerleri ile açıkça ortaya koyulmaktadır (Şekil 6.4). Öte yandan, Türkiye avı pelajik ve demersal bütün işlevsel gruplardan oluşan daha geniş bir kapsama sahiptir (Şekil 6.3b). Bu 3.4 – 3.8 arasında değişim gösteren MTL değerleri ile de gösterilmektedir (Şekil 6.4). Türkiye ve eski Sovyetler Birliği lkeleri avcılık değerleri 1960’ların ortalarında 100 kton dolaylarında karşılaştırılabilecek düzeylerde ve eş zamanlı olarak kk pelajik balıkların büyük katkısıyla 1970’lerin ilk yarısı boyunca sırasıyla 150 kton ve 250 kton seviyelerine ulaşmışlardır. Şekil 6.4’te gösterildiği gibi Türk balıkçılığının avcılık kapasitesi 1950-1975 döneminde ekonomik olarak değerli orta ve büyük pelajik ve demersal balık gruplarının tüketilmesi pahasına giderek artmıştır. Buna istinaden, MTL nispeten daha fazla kk pelajik balıkların yakalandığı dönem olan 1960 yılı sonlarına doğru 3.6’ya geçici olarak yükselişinin dışında 1955-1956’lardaki 3.8 değerinden 1975’teki 3.25 değerine kadar istikrarlı bir şekilde azalmıştır. 1977’deki 150 ton civarındaki benzer avcılık miktarları ile Türk avcılığı 1980’lerin başları boyunca 350 tonu kk pelajiklerden, 100 ktonu kk ve orta boydaki demersallerden ve 50 tonu orta ve büyük pelajiklerden oluşan 500 ktonu aşan düzeylere ulaşan çok daha hızlı bir yükseliş göstermiştir (Şekil 6.3b). Öte yandan, eski Sovyetler Birliği lkeleri avcılığı sadece kk pelajik balıklarla domine olan 300 kton ile sınırlı kalmıştır (Şekil 6.3a). Bu avcılık, Türk avcılığından daha önce azalmıştır ama her iki avcılık da 1990-1991 yıllarında minimum değerlere ulaşmışlardır. Eski Sovyetler Birliği lkeleri avcılığında tür çeşitliğinin az olması 3.15 - 3.25 aralığı ile sınırlı düşük MTL indeksi değerleri ile açıklanmaktadır (Şekil 6.4). Türk avcılığındaki MTL indeksi değişimleri büyük balık gruplarının da katkıları ile biraz daha iyi durumdadır.

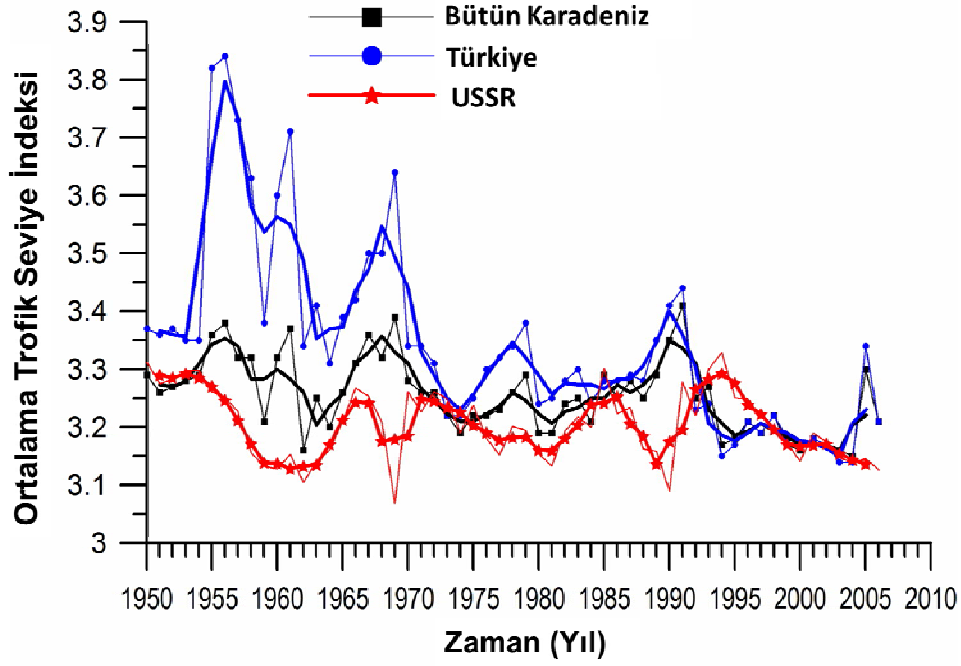
Bölgesel verilerin ilginç bir özelliği de 1991 yılından sonra hem batıda hem de eski Sovyetler Birliği ülkelerinde sürekli düşük seviyede gözlenen avcılık değerleridir. Romanya ve Bulgaristan münhasır ekonomik bölgesindeki toplam avcılık göz ardı edilebilecek kadar küçük değerlerde bulunmaktadır (Şekil 6.2), fakat Ukrayna, Rusya ve Gürcistan münhasır ekonomik bölgesindeki toplam avcılık 1990'larda 25 kton seviyesinde iken 2000'den sonra küçük pelajik balıklar ile domine edilmiş şekilde 50-75 kton seviyelerine çıkmıştır (Şekil 6.3a). Bu yüzden 1990'ların başından itibaren Karadeniz'deki avcılığın neredeyse %90'ı başlıca hamsi ve 50 tondan düşük orta ve büyük pelajik balıktan ve çok düşük miktarlardaki demersal grup katkılarını içeren (Şekil 6.3b) Türk balıkçılığı tarafından yapılmaktadır (Şekil 6.2). Bu durum sonraları 3.2 düzeylerine düşen MTL indeksi ile de yansıtılmıştır (Şekil 6.4).



Şekil 6.2. Karadenizdeki toplam av miktarlarının ülkelere göre zamansal değişimleri



Şekil 6.3. Karadenizdeki av miktarlarının balık büyüklüklerine ve gruplarına göre (a) Türkiye ve (b) eski Sovyetler Birliği Ülkelerindeki değişimleri



Şekil 6.4. Karadenizde Türkiye ve eski Sovyetler Birliği ülkelerindeki toplam avların ortalama boy değişimlerini gösteren MTL indeksindeki değişimler.

4.2. Balıkçılığın durumunun bazı indeksler ile yorumlanması

Son 20 yıldır batı ve kuzeybatı bölgelerindeki balıkçılık çökme evresinde olduğundan bu bölümdeki analizler Türk balıkçılığı ile sınırlı kalacaktır. Türk balıkçılığının avcılığa karşı MTL indeksi bazı değişik özelliklere sahiptir. 1950-1970'deki ilk dönemde küçük ve orta demersaller ve büyük pelajik gruplardan gelen av miktarları azalan bir eğilime sahiptir ve MTL 3.8'den 3.4'e düşmektedir (Şekil 6.5a, b). Sonrasında, MTL 3.2 seviyesine düşerken ilk grup 10 kton sabit av miktarını korur ve ikinci grup 10-20 kton aralığında değişim göstermektedir. Buna tezat şekilde, küçük ve orta pelajik balık avları ilk dönem boyunca çok fazla değişim göstermeyen düşük miktarlarda iken 1970-1990 yılları arasındaki ikinci dönemde artar (Şekil 6.5c-d). Bu yüzden Türk balıkçılığının ilk dönemde besin piramidinin düşük seviyeleri üzerinden avcılık yaptığı (fishing down) (Pauly ve diğ., 1998), ikinci dönemin ise av kompozisyonunun düşük trofik seviyedeki avcılığı düzenli olarak artsa da üst trofik seviyeden gelen avların sabit seviyelerde kalması sayesinde besin piramidini nispeten daha orantılı şekilde avlaması (fishing through) (Essington ve diğ., 2006) ile karakterize olmuştur. 1950'lerdeki eski Sovyetler Birliği balıkçılığı düşük trofik seviye üzerinden avcılık için diğer bir örnektir (Şekil 6.3a). Bu balıkçılık bölgesel ekosistemlerin sürdürülebilir olarak kaldırabileceğinden daha fazla biyokütlenin belirli trofik seviyelerden çekilmesi ile yüzünden ekosistem işleyişinin bozulmasını gösterir şekilde hem Türk hem de eski Sovyetler Birliği ülkeleri balıkçılığı FiB indeksinde azalan bir eğilime karşılık gelmektedir (Şekil 6.6). 1960'lar boyunca küçük pelajik av miktarlarındaki artışlar bu ekosistemlerin bu seviyedeki aşırı artışlar ile ekolojik olarak başedebileceğini gösterir şekilde FiB indeksinde artan eğim olarak yansımıştır. Nispeten sabit FiB indeksi değerleri

ile gösterildiği üzere 1970-1990 dönemi eski Sovyetler Birliği ülkelerinin 1950'lerin başlarına kıyasla hafifçe daha iyi balıkçılık koşullarına ulaştığı tek dönemdir. Sistem 1980'lerin ikinci yarısı ve daha sonrasında çöken bir eğilime sahip olana dek aşağıdan yukarı kaynak desteği ile geçici bir süre için mevcut aşırı avcılık seviyesini tolere edebilmiştir (Şekil 6.6).

Türk balıkçılığında ikinci dönem süresince artan eğilimi olan FiB indeksi sistemin küçük ve orta pelajiklerden daha fazla av verebildiği besin piramidinden daha orantılı şekilde avlanma (fishing through) durumunun bir yansımasıdır (Şekil 6.6). 1980'lerin sonunda FiB indeksindeki kısa süreli düşüş, avcılık miktarlarındaki kısa süreli sert düşüşe tepki olarak bozulan ekosistem koşullarının bir göstergesidir. Üçüncü dönem boyunca nispeten sabit kalan FiB indeksi değerleri bir kez daha nispeten sabit hamsi avcılığı ile tutarlıdır fakat aşağıda da değerlendirildiği gibi tanımında belirtildiği şekilde ekolojik olarak dengeli bir durumu vurgulamamaktadır (Christiansen, 2000).

Şekil 6.7, Türk avcılığındaki değişimlere karşı (1956'daki referans değerine bölünmüştür) MTL indeksi değerlerini (1956'daki değerinden farklılığı) göstermektedir. 1956'daki en yüksek MTL değeri (3.84) ve buna karşılık gelen av miktarı (64 kton) ile Türk balıkçılığının ekolojik olarak iyi durumda olmasını temsil eden koşullar gözönüne alındığında Şekil 6.7'deki sürekli eğri zamana bağlı sabit kalan FiB indeksi ile tanımlandığı üzere ekolojik olarak dengeli balıkçılık koşullarını koruyabilmek için balıkçılığın av miktarı ve buna karşılık gelen MTL anlamında nasıl değişmesi gerektiğini göstermektedir. Burada eğrinin sahip olduğu doğrusal olmayan şekle ve avcılık MTL'inde 1 birim azalma için avcılık oranında 10 kat artış gerektiğine dikkat çekilmektedir. İlk dönem boyunca, avcılığa karşı MTL değişimleri kabaca 0.5 genişliğindeki nispeten düşük seviyedeki av artışındaki değişimlerin yine nispeten yüksek MTL değerlerinde olduğunu belirtir şekilde teorik eğrinin alt kısımlarında kümelenmiştir (Şekil 6.7). Eğrinin bu kısmı besin piramidinin alt kısımları üzerinden avlanma (fishing down) olayını karakterize eder. Öte yandan, ikinci ve üçüncü dönemlerdeki veri kümeleri, nispeten düşük değerlerdeki belirli MTL değişim aralığındaki daha fazla av miktarına işaret eder. Teorik eğrinin uzağındaki veri noktaları kaynakların aşırı avcılığından kaynaklı dengede olmayan balıkçılık koşullarını göstermektedir. bu farklılıklar daha sonra ilk evredeki negatif FiB değişimleri ve son evrelerdeki pozitif FiB değişimleri ile uyumludur. Bununla beraber ekolojik olarak dengeli balıkçılık koşullarına örnek teşkil eden bazı veri noktaları üçüncü evrede eğriye yakın durmaktadır. Şekil 6.7 bu yüzden 3. evredeki 0.6-0.7 (3.15-3.25) MTL aralığına karşılık gelen 4-5 (250-300 kton) dolaylarındaki av değerlerinin Türk balıkçılığı için ekolojik olarak en makul koşullar olarak görüldüğünü öne sürmektedir. Fakat ekolojik olarak dengeli balıkçılık, Şekil 6.8'de gösterilen %PPR indeksi gibi ekstra analizler gerektiren ekolojik olarak sürdürülebilir balıkçılık anlamına gelmemektedir. Karadeniz'deki PPR değerlerinin normalizasyonu için SAUP veri setinden alınan değerler $830 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ birincil üretim değerine uygulanmıştır. Bu birincil üretim değeri 1997'den sonraki dönemler için uydudan derlenen (SeaWiFS) klorofil konsantrasyonlarından elde edilmiştir fakat Karadeniz koşullarını yetersiz düzeyde temsil eden klorofil algoritması kullanımı yüzünden yerinde ölçümlere kıyasla genellikle 2-3 kat daha yüksektir. Bu değer oldukça ötrofik olan 1980'li yılların ortaları için dahi birincil üretim değerinin üst sınırını temsil edebilmektedir (Yuneev ve diğ., 2002). 1998-2007 yılları için en son yapılan uydu temelli tahmin $\sim 400 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 'dir (Finenko ve diğ., 2010). Dahası %PPR hesaplamalarında kabul edildiği gibi Karadeniz'deki birincil üretim geçen yıllar süresince aynı seviyede kalmamıştır fakat birinci evre süresinceki $100-150 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ değerinden ikinci evre süresinceki $600-800 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ değerine ve üçüncü fazdaki $200-400 \text{ mgC m}^{-2}$

d^{-1} seviyesine değişen ötrofikasyon koşullarına tepki olarak makul bir şekilde değişim göstermiştir (Yunev ve diğ., 2002). Şekil 6.8’de verilen %PPR indeksindeki uzun süreli değişimler birinci ve üçüncü evredeki birincil üretim düzeltmeleri ile değiştirilmiş versiyonundan olduğu kadar SAUP veri tabanından da derlenmiştir. Standart verinin ilk dönem için 3, ikinci ve üçüncü dönem için 2 ile çarpılması ile elde edilmiştir. Birincil üretimin revize edilmiş tahminlerine göre, üçüncü evredeki av miktarı sistemin birincil üretim kapasitesine kıyasla yüksek görünmektedir. Bu da balıkçılığın önceki zamanlardaki gibi fakat iki kat daha düşük birincil üretim seviyesini kullanarak aşırı avlanmaya devam ettiğini göstermektedir. Bu yorumlar orijinal SAUP verisinden belirgin şekilde farklılık göstermektedir.

Balık avcılığının sürdürülebilirlik özelliği ekosistem aşırı avlanma indeksi (Ecosystem Overfishing index) (Tudela ve diğ., 2005) ile belirlenmiştir. Bu indeks %PPR ve MTL indeksi değerlerini kullanır ve sürdürülebilir şekilde kullanılan ve aşırı avcılık yapılan sistemleri birçok farklı ekosistemin küresel ölçekli analizinden elde edilen referans eğrisine göre ayırır (Tudela ve diğ., 2005). Aşırı avcılık yapılan ekosistemler, stoklarındaki çöküş ve tüm deniz kaynaklarının aşırı avcılığı ile ilişkili olarak yapısal ve işlevsel bozuklukları ile tanımlanırken, sürdürülebilir kullanılan ekosistemler korunmuş yapı ve işleve sahip, bozulmamış olanlardır (Murawski, 2000). Bu indeks belirli bir %PPR indeksi değerine karşılık gelen yüksek trofik seviyeye sahip bir balıkçılığın daha düşük trofik seviyeye sahip olan balıkçılıktan daha az zararlı olduğunu belirtir. Belirli bir trofik seviyeye karşılık gelen daha düşük bir %PPR indeksi de daha yüksek olandan daha az zararlıdır. Bu yüzden nispeten daha düşük seviyelerdeki %PPR değerlerine ve yüksek trofik seviyeye sahip olan balıkçılık sürdürülebilir şekilde avcılık yapılan ekosistemleri temsil eder.

Aşırı avlanma indeksinin Karadeniz balıkçılığı durumunun belirlenmesi için doğrudan kullanımı, yukarıda belirtildiği gibi Karadeniz için yapılan %PPR tahminlerindeki belirsizlikler yüzünden beraberinde bazı yanılgılar getirir. Bunun yerine bu çalışmada indeksin PPR değerlerinin PP ile normalize edilmediği revize edilmiş hali kullanılmaktadır. PPR değeri basitçe aşağıdaki formül ile elde edilmektedir;

$$PPR_c = Y_c \cdot (1/TE)^{TL_c-1} \quad 1. \text{ Formül}$$

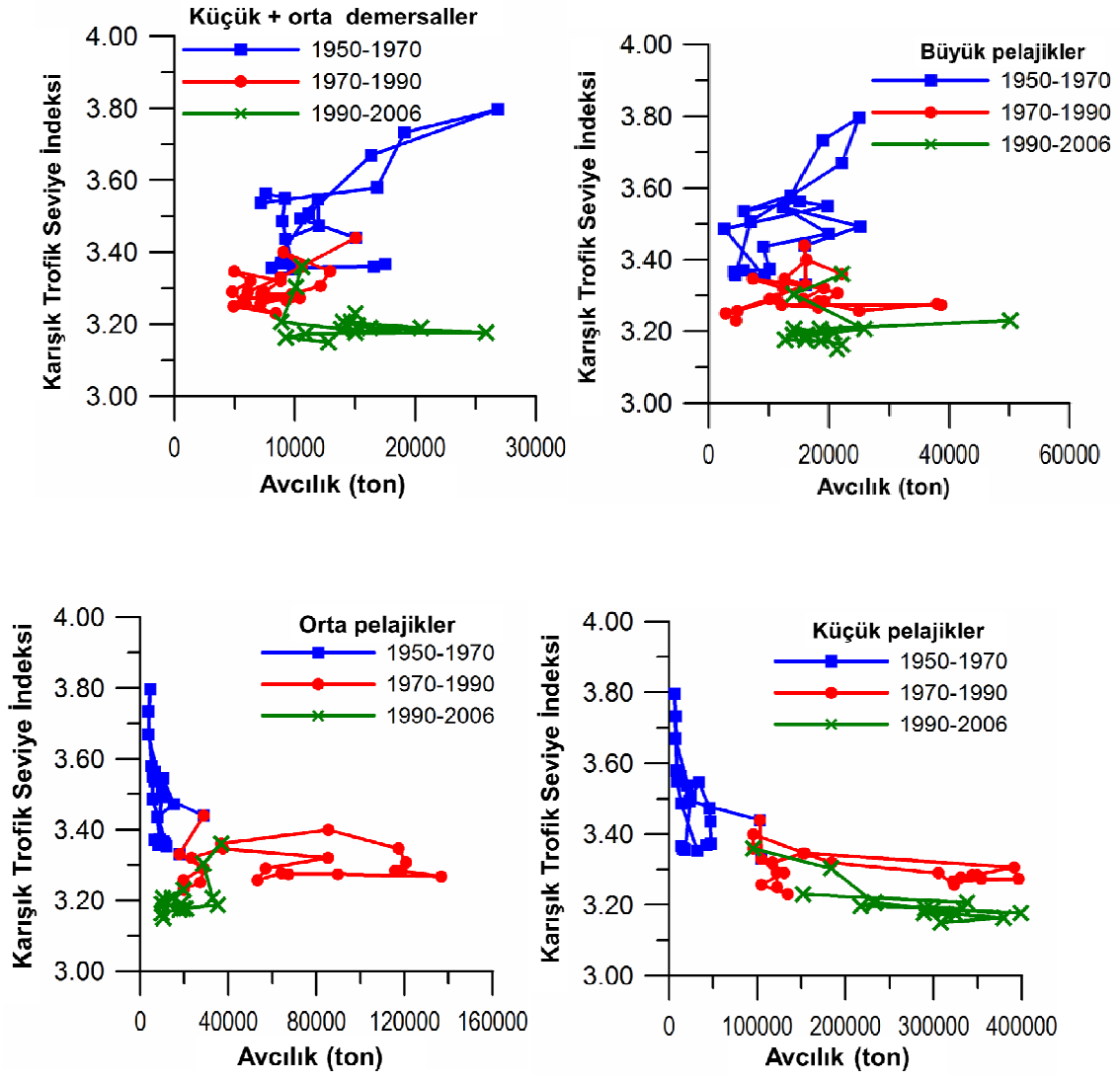
Y_c toplam av miktarınının toplam Türkiye münhasır ekonomik alanına bölünmesi ile elde edilir. TL_c avcılığın ortalama trofik seviyesi, TE trofik verimlilik, PPR_c toplam avcılığı destekleyebilmek için gereken birincil üretimdir ($\text{ton km}^{-2} \text{ y}^{-1}$). 1. Formül avcılık ve tür düzeyinde trofik seviyedeki toplamaları içeren orijinal formülün basit şeklidir. MTL’deki değişimlere karşılık gelen PPR Şekil 6.9’da gösterilmektedir. Bu, toplam avcılığın %90’ı tek tür (hamsi) tarafından oluşturulduğundan özellikle üçüncü dönem için, %PPR’a karşı MTL indeksi değerlerine niteliksel olarak oldukça benzemektedir.

Şekil 6.9 incelendiğinde Türk balıkçılığının ilk dönemde sürdürülebilir durumda olduğu fakat bu durumun ikinci ve üçüncü dönemdeki aşırı avlanma koşulları ile belirgin şekilde değişmiş olduğu görülmektedir. Maksimum sürdürülebilir avcılığın (MSA) tahmini Şekil 6.9 ile mümkün olmaktadır. $MTL = 3.2$ değeri için sürdürülebilir PPR sınırı olan yaklaşık $150 \text{ ton km}^{-2} \text{ y}^{-1}$ Şekil 6.9 ile gösterilmiştir. 1. formül $TE = 0.1$ değerini kullanarak tersine çevirilir ve sonuç Türkiye münhasır ekonomik alanı ile çarpılırsa daha önce Şekil 6.7’de verilene kabaca benzeyen yaklaşık 200 kton y^{-1} maksimum sürdürülebilir avcılık değeri elde edilir. Bu değer 1990-1991 yılları ile olduğu kadar yoğun ötrofikasyon evresinden önceki 1970’li yılların ilk kısımları ile karşılaştırılabilir düzeydedir.

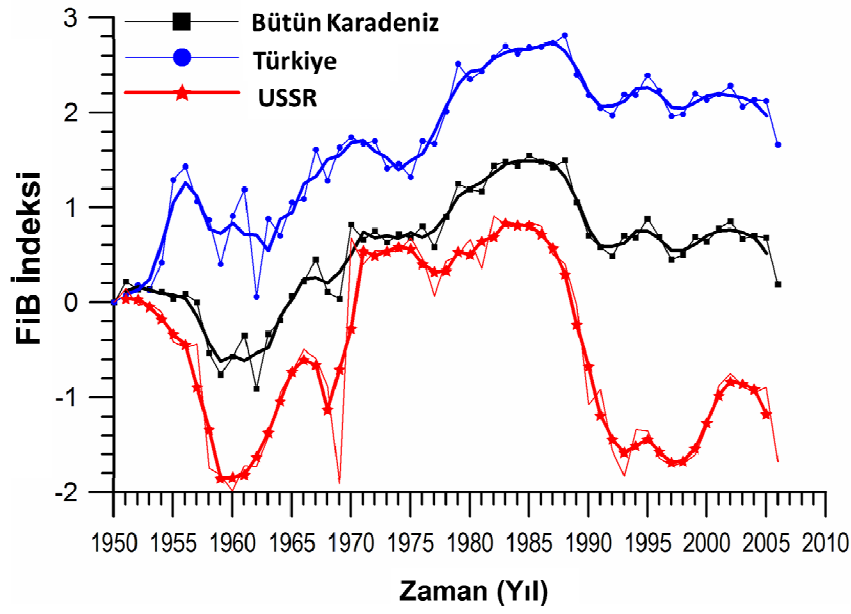
İkincil üretimdeki kayıp indeksi (L) Tudela ve diğerlerinin (2005) geliştirdiği aşırı avlanma indeksinin daha detaylandırılmış halini sunmak için geliştirilmiştir. Bir ekosistemde yapılan işin aşırı avlanma ya da sürdürülebilir balıkçılık mı olduğunu belirli bir trofik seviyedeki (TLc) balıkçılık tüketimi yüzünden daha yüksek trofik seviyeler için var olan enerjinin azalmasını tahmin etme temeline dayanarak belirler (Libralato ve diğ., 2006). Fakat bu indeks de %PPR temelli olduğu için Karadeniz’e uygulanması bazı belirsizlikleri beraberinde getirmekte, aynı zamanda balıkçılık yönetimi için de yeni bir bilgi sunmamaktadır. Bu yüzden bu çalışmada bu indeks üzerinde fazla durulmamıştır.

Balıkçılık aşırı avlanma indeksi oranı (Bilgin, 2006) üçüncü evredeki sürdürülemez karakterdeki Türkiye balıkçılığı için ileri düzeyde bir destek sağlamaktadır. 1980’lerin ortalarından itibaren, 1990-1991 yılları av miktarındaki ani düşüş süresince en düşük seviyesi 0.5 bulunmuştur ve neredeyse doğrusal olarak 10 yıl sonra 0.8-0.9 değerlerine yükselmiştir (Şekil 6.10). Böyle sürekli yüksek değerler sistemin artan üretim miktarını azaltabilir ve nihayetinde düşük av rejimine geçirecek eşiklere sürükleyebilmektedir. %50 avlanma seviyesinin hamsi avcılığının orta düzeydeki sürdürülebilir koşullarını yansıttığını kabul edersek, diğer indikatörleri kullanarak yaptığımız önceki değerlendirmelerle de uyumlu olarak Türkiye hamsi avcılığının 1990’ların başlarındaki seviyesinde devam etmesi gerekmektedir.

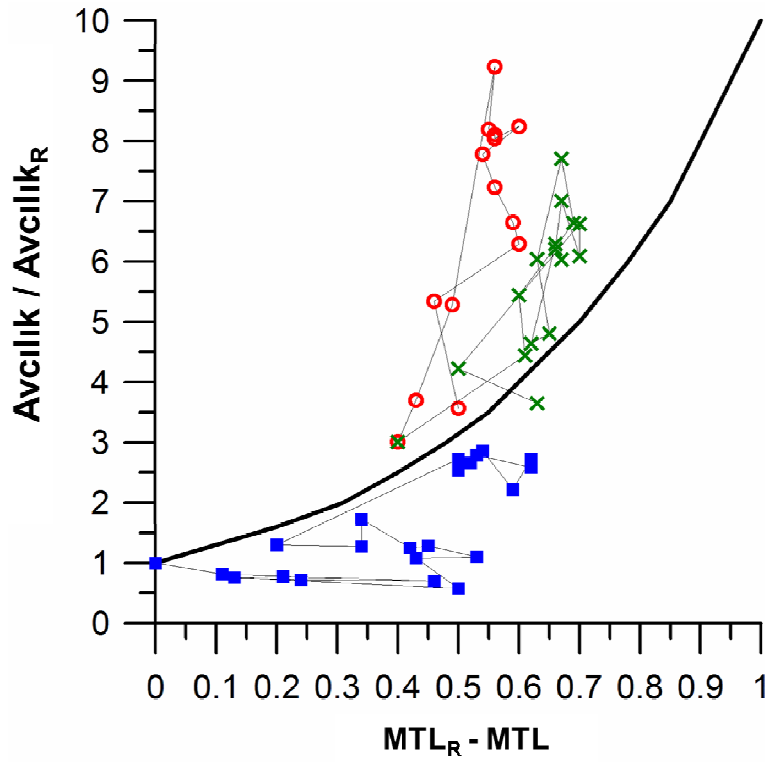
Balıkçılığın ortalama trofik seviyesinde ikinci evredeki ~3.3 değerinden üçüncü evredeki ~3.15 değerine doğru seyreden azalma büyük ekonomik kayıplar ile ilişkilidir. 1980’lerin ortalarında Türkiye münhasır ekonomik alanında avlanan 400 kton hamsinin ekonomik değeri Şekil 6.11’de 400 kton 100 kton orta pelajik avın değerinden iki kat daha azdır. 1 kg hamsi 0.5 \$ tutarken, 1 kg orta pelajik 3.0 \$’dır. Karadeniz balıkçılığının 3. evresinde Türkiye benzer miktarda hamsi avlamaya devam etmiştir fakat daha üst düzeydeki predatör avcılığı olmadığından balıkçılıktan elde edilen tüm gelir yarıya düşmüştür.



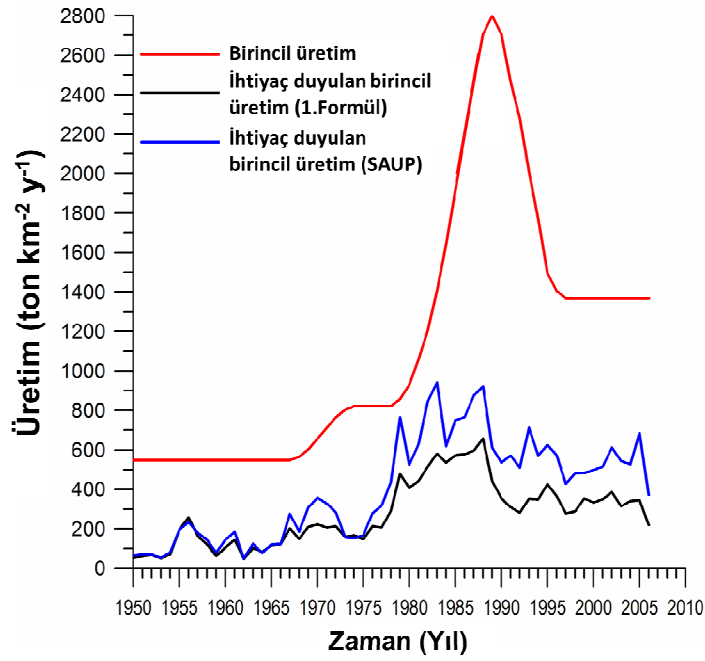
Şekil 6.5. Karadenizde Türkiye tarafından avlanan farklı balık gruplarına ait MTL indeks in toplam av miktarlarına göre değişimleri.



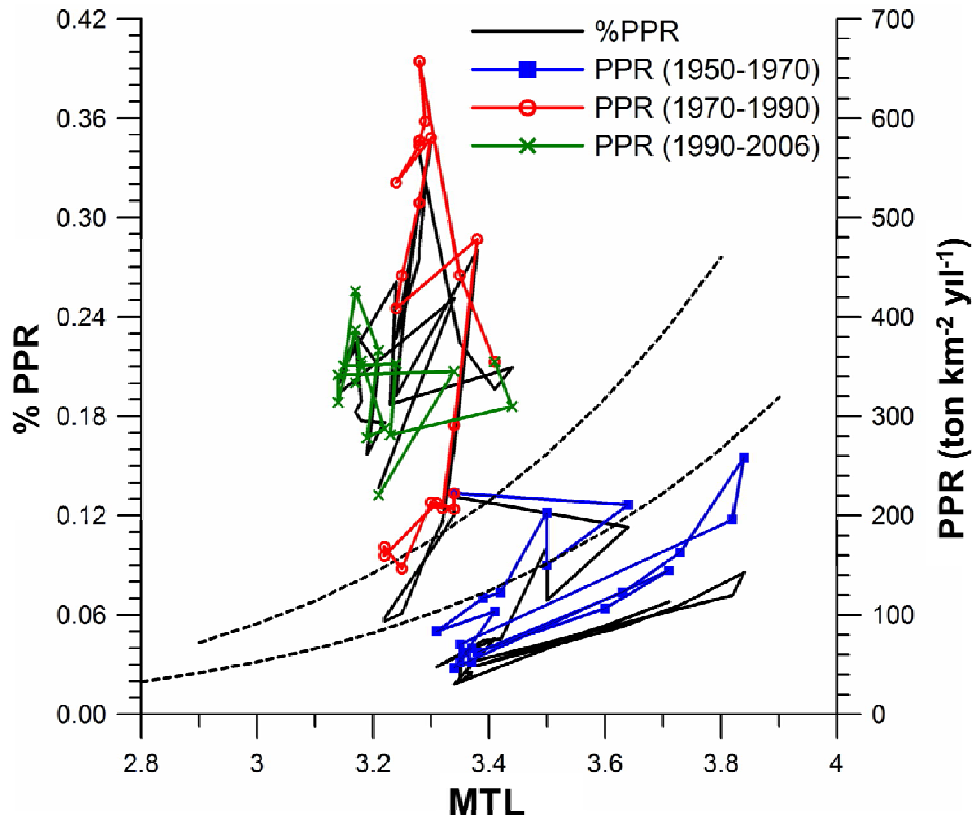
Şekil 6.6. Karadenizde Türkiye ve eski Sovyetler Birliği Ülkelerindeki toplam avların FiB indeksi değişimleri.



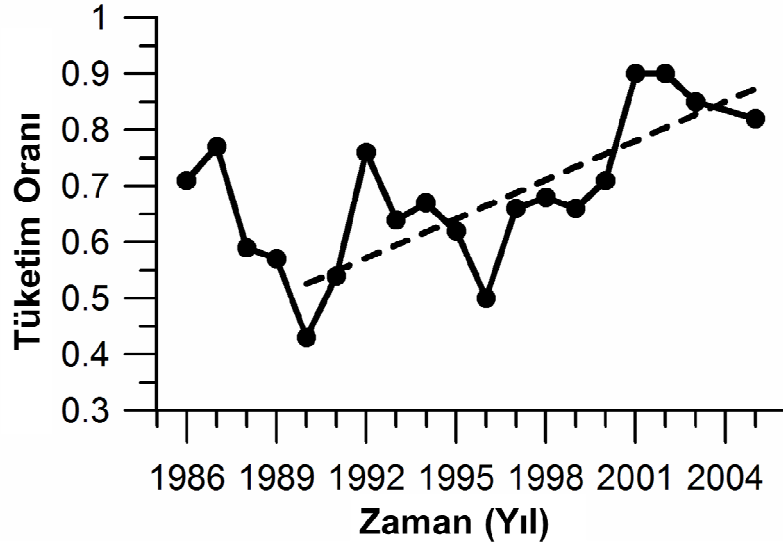
Şekil 6.7. Karadenizde Türkiye tarafından avlanan toplam av miktarının MTL indeksi ine göre değişimleri. Catch_R ve MTL_R 1956 yılını gösteren referans değerlerdir.



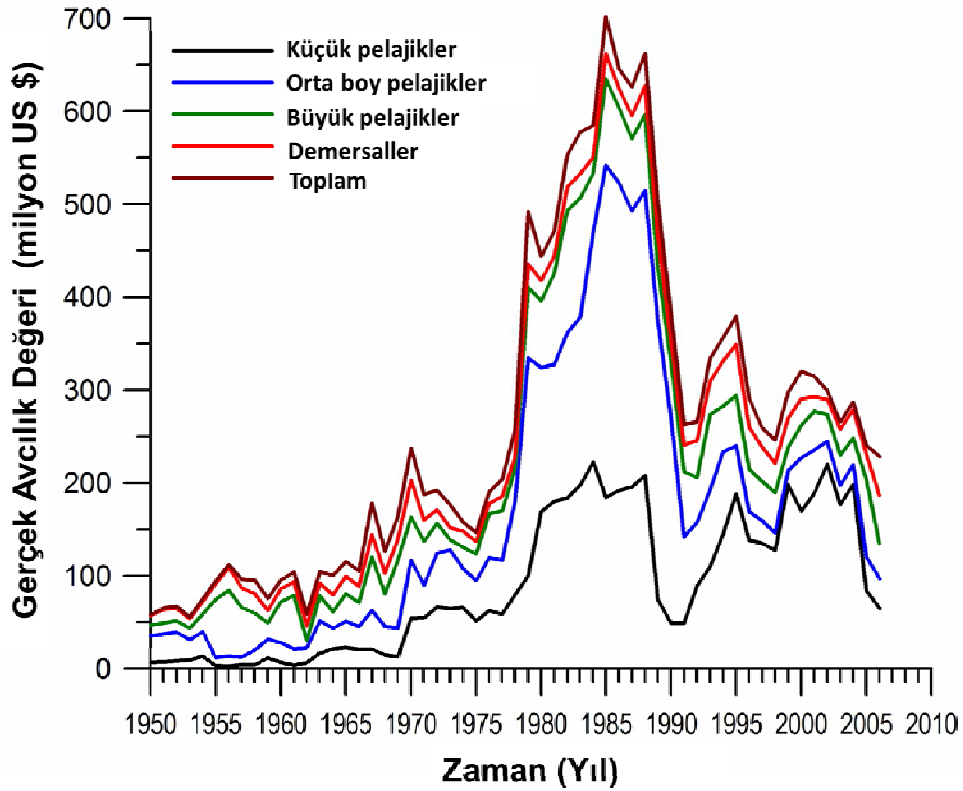
Şekil 6.8. Karadenizde Türkiye tarafından elde edilen toplam av miktarının birincil üretim cinsinden ifade edilmesini sağlayan %PPR indeksi ile birincil üretim (PP) nin değişimleri.



Şekil 6.9. Karadenizde Türkiye tarafından elde edilen toplam av miktarının birincil üretim cinsinden ifade edilmesini sağlayan %PPR indeksinin balık boyları indeksi (MTL) ye göre değişimleri.



Şekil 6.10. Türkiyedeki avcılık tarafından ortaya çıkan ölüm oranlarının toplam ölüm oranlarına göre durumunu gösteren işletme oranı değişimleri



Şekil 6.11. Karadenizde Türkiye tarafından farklı balık gruplarındaki av miktarlarının ekonomik girdi olarak değişimlerini

5. Tartışma ve sonsözler

Bu çalışma ile Karadeniz balıkçılığının bugünkü durumunun belirlenebilmesi için yaygın olarak erişilebilen balıkçılık veri setleri incelenmiştir. 1970'lere kadar başlıca eski Sovyetler Birliği ülkeleri, 1970'lerde eşit oranda Sovyetler Birliği ülkeleri ve Türkiye ve sonrasında Türk balıkçılığı tarafından manipüle edilmiştir. En ihtişamlı zamanları, 1980'ler boyunca süren ekosistem işleyişinin sıradışı şekilde üretken olduğu dönem olmuştur. Sovyet balıkçılığın sistemin 3. evredeki çöküşüne kadar yeterli balık kaynaklarını sürdürmeyi başarabileceğinden daha güçlü baskı uygulamıştır. Benzeri bir durum Romanya ve Bulgaristan kıyı suları için de doğrudur. Sonuç olarak, batı, kuzey, ve doğu Karadeniz'deki balıkçılık son yirmi yılda bir çöküş evresine geçmiş ve sonrasında bir daha kendisini toplayamamıştır. Öte yandan, Türk balıkçılığı bugün her ne kadar düşük ticari değeri olan hamsi avcılığı ile sınırlı kalsa da nispeten yüksek balıkçılık aktivitelerini sürdürmeyi başarmıştır.

Kullanılan data serilerinin bir çok eksikliği olması nedeniyle bu çalışmada sunulan analizlere biraz şüphe ile yaklaşmak gerekmektedir. Öncelikle, ticari avcılık miktarı verisi tek başına balık popülasyon ve komunitelerindeki değişiklikleri yeterince analiz edebilmek için yeterli olmayabilir (de Mutsert ve diğ., 2008). Buna ek olarak, resmi avcılık istatistikleri ve bunlardan derlenen indikatörler iskarta, az rapor etme ve/veya rapor etmeme gibi durumlardan kaynaklanan güvenilir data eksikliği yüzünden yeteri kadar hassas olmayabilir. Dahası, avcılık verilerinin güvenilirliğini değerlendirebilmek için türlere ait bolluk değişimleri ile ilgili hiçbir bilgi bulunmamaktadır. Kendi içinde bir yanılma (bias) olmadığı sürece ve balıkçılık yönetimi için resmi karar alma amacı ile değil de Karadeniz balıkçılığının akibetinin ne olacağı hakkında çıkarsamalar yapmak için kullanıldığı sürece bütün datanın hassasiyeti çok önemli olmayabilir.

Bu çalışmada kullanılan veri 1950'lerin başından itibaren bölgesel ve zamansal değişikliklerin altını çizmiştir. 1950 ve 1960'lı yıllar Türk balıkçılığının neredeyse bütün trofik seviyelerden eşit miktarda avlar içerdiği ılımlı zamanını temsil etmiştir. Öte yandan, eski Sovyetler Birliği Ülkeleri 1950'li yılların başında teknolojik olarak gelişmiş endüstriyel balıkçılığa geçiş yapmış (Knudsen ve Toje, 2008) ve bu durum 1950'lerin ikinci yarısında balıkçılığın tamamen çöküşüne yol açmıştır. Daha çok ticari değeri yüzünden tüketilen demersal türler tamamen yok olmuş veya aşırı tüketilmişken bazı ticari değeri olan pelajik türler de aşırı avlanma eğilimi göstermişlerdir. Deniz memelileri, mersin balığı, tuna, palamut, kalkan, büyük istavrit ve Karadeniz istavriti dahil büyük ve orta boydaki değerli predatör balıklar giderek azalmış ve 1960'ların sonları ile birlikte ortadan kaybolmuştur. Sovyet balıkçılığı 1960'ların başlarında bu sefer küçük pelajik balıkları tüketmeye başlamıştır (Prodanov ve diğ., 1997). Sovyet balıkçılığı 1966'da yine Sovyet yetkilileri tarafından yasaklanan yaygın yunus avcılığını başlatmıştır (Zemsky ve diğ., 1996). Tezat şekilde, yunus avcılığı Türk bölgesinde çok daha azdır ve güney ve güneydoğu Karadeniz'in nispeten daha ılımlı iklimi ve ılık suları mevsimsel olarak Türk Boğazları'ndan gelen büyük pelajik balıkların tercih ettikleri göç güzergahıdır.

1970'lerin başlarından sonra balıkçılık bütün basende başlıca küçük pelajik türlerin avcılığına dönmüştür. Güney ve kuzey basenlerinde hamsi, batı ve kuzeybatı basenlerinde çaça en bol ve ticari olarak önemli hedef tür haline gelmiştir ve kendi bölgesindeki türler arasında üst predatör olarak rol almaya başlamıştır. 1970'ler boyunca hem Türk hem de Sovyet av miktarı ani bir şekilde ikiye katlanmıştır ve 1980'lerde sabit seviyelerini korumuştur. Türk balıkçılığı artan ötrofikasyon ile artan birincil üretime ilave olarak

teknolojik olarak gelişmiş balıkçılık filoları ve coğrafi genişlemenin (Knudsen, 1995) sonucu olarak 1970'lerin sonlarından itibaren belirgin bir şekilde büyüme göstermiştir. Eski Sovyet ülkelerinde balıkçılığın genişlemesi çok daha zayıftır ve küçük pelajik balıkçılığı 1986'ya kadar hafif bir azalma eğilimine geçmiştir, daha sonra 1991 yılındaki çöküşe kadar bu eğilimin derecesinde artış gözlenmiştir. Küçük ve orta pelajik av miktarlarında gözlenen benzer ani düşüşler Türk münhasır ekonomik bölgesinde de olmuştur. Aşırı avcılığa ilave olarak bütün basandeki av miktarının azalması, büyük trofik akışın 1989-1990 yıllarında aniden artış gösteren ktenafor *Mnemiopsis leidyi*'yi desteklemek üzere yönelmesi ile ilişkilendirilmiştir. Bu tür, beslenme açısından rekabetçi ve küçük pelajik balık yumurta ve larvalarının predatörü olarak rol almıştır (Oguz ve diğ., 2008b). 1990'lı yılların başından sonra Türk balıkçılığında öncelikli olarak hamsinin avlanması besin ağının en düşük seviyesine doğru bir aşağı avcılık (fishing down) yapılması olarak yorumlanabilir. Av miktarının neredeyse %80'i Türk balıkçı filosu tarafından avlanmaktadır. Bu durum 1980'ler ile karşılaştırılabilecek düzeydedir fakat toplam av miktarı bütün denizde 100 kton'u geçmemiştir. Jeopolitik değişiklikler, ekonomik ve idari olarak eski Sovyetler Birliği'nin parçalanması başta Ukrayna ve Rusya federasyonu olmak üzere yeni ülkelerdeki balıkçılığın örgütsel ve ekonomik yapısını etkilemiştir (Knudsen ve Toje, 2008). Balıkçılık sektörü devlet desteğinin kesilmesinin sonucunda çarpıcı değişiklikler ve tamamen bir çöküş ile yüzleşmiştir. Bu geçiş sürecinde özel sektör bakım işlerini, teknoloji ve alt yapı yatırımlarını karşılayabilmek için kısırlı imkana sahip olmuştur (Knudsen and Toje, 2008). Bu son dönemde bölgesel kooperatif yönetimi eksikliği ve ötrofikasyon kadar çevreye zararlı avlanma tekniklerinin kullanılması da balıkçılık için en büyük tehdit olarak belirlenmiştir (Shlyakhov and Daskalov, 2008). Balıkçılık yönetiminin çöküşü aynı zamanda düzgün balıkçılık istatistiklerinin de eksik tutulmasına neden olmuştur. Küçük çaplı balıkçılık, resmi kayıtlarda görünenden oldukça fazla balık avlamaktadır.

Balıkçılığın çöküşünden 20 yıl sonra, Ukrayna, Rusya ve Gürcistan balıkçılığında bugün hala bir gelişme olmamıştır hatta Gürcistanın balık stokları Türk balıkçılar tarafından avlanmaktadır. Bu da balıkçılığı sürekli olarak düşük rejimde tutan ekolojik rejim değişikliğini ifade etmektedir. Bu iddia avcılık verileri ile desteklenen oldukça dengede iki farklı evreyi işaret eder; 1970'lerin başlarından önceki üretkenliği zayıf ekosistem koşulları altındaki düşük stok/av rejimi (ötrofikasyon öncesi evre) ve 1990'lı yılların başlarından sonraki evre (ötrofikasyon sonrası evre). 1970 sonrası ve 1980'li yıllar arası dönemdeki üretkenliği yüksek koşullar süresinceki (yoğun ötrofikasyon evresi) yüksek stok/av rejimi bu evreleri birbirinden ayırır. Balıkçılık predasyon baskısının kaybolması (azalan yukarıdan aşağıya –top-down- kontrol) ve artan ötrofikasyon (artan aşağıdan yukarı –bottom-up- kontrol) sayesinde 1970 öncesindeki düşük av rejiminden sonraki dönemlerde yüksek av rejimine geçebilmiştir. Tersine bir geçiş durumu yirmi yıl sonra sistemi Türk suları dışında sistemi düşük av rejimine dönüştürmüştür. Yüksek balıkçılık baskısına ilave olarak düşük av rejimine geçişi sağlayan mekanizmalar, Azov Denizi ve genellikle Rus avcılığının gerçekleştiği alanlarda olduğu kadar batı ve kuzey batı bölgesinde de (Bulgaristan, Romanya, Ukrayna kıyı suları) yüksek popülasyonlara ulaşan ktenafor *Mnemiopsis* tarafından oluşturulan rekabet ve predasyon baskısıdır. Birincil üretim ötrofikasyon sonrası dönem boyunca yarı yarıya azaldığı ve *Mnemiopsis* popülasyonu hala kıyasal ekosistemleri kontrol edebilecek kadar bol miktarda bulunduğu için koşullar düşük av rejimini 1970'lerde olduğu gibi yüksek av rejimine geçmesini sağlayacak kadar iyi değildir. Öte yandan, nispeten daha zayıf *Mnemiopsis* baskısı, balıkçılık baskısı, daha iyi ekolojik ve iklimsel koşullar vb. gibi bazı nedenler yüzünden Türkiye münhasır ekonomik bölgesindeki bölgesel koşullar yüksek av rejimini azaltacak kadar güçlü değildir. Bunun

yerine bu durum yakın zamanda yeniden yüksek av rejimine döneceği eşit dengedeki geçiş evresine ilerlemiştir.

Birincil üretimdeki yarı yarıya düşüş ve 1990'lara göre yaklaşık %50 artan balık avlama oranı bugünkü Türk balıkçılık kapasitesini önceki halinin yarısı olan 200-250 ton dolaylarına düşürerek sınırlandıran neden olarak kabul edilmelidir. Bundan bağımsız olarak benzeri bir tahmin, kaynakların sürekli olarak aşırı avcılığına işaret eden balıkçılık verisinin analizi ile de yapılmıştır. Buna rağmen Türk balıkçılığının son yirmi yılda yüksek av miktarlarını sürdürebilmesinin nedeni belki de Sovyetler Birliği'nin çöküşünden sonra Karadeniz'in diğer bölgelerinde azalan balıkçılık baskısıdır ki tersi bir durumda Türk balıkçılığı çoktan çökmüş olacaktır. Bu oldukça gelişmiş olan Türk balıkçılığının Karadeniz'deki neredeyse bütün balıkçılık potansiyelini kontrol etmesini sağlar.

BÖLÜM 7

İKLİM DEĞİŞİMLERİ - KARADENİZ EKOSİSTEMİ ETKİLEŞİMLERİNİN ÜÇ BOYUTLU FİZİKSEL-BİYOKİMYASAL MODEL YARDIMIYLA AÇIKLANMASINA YÖNELİK ÇALIŞMALAR

1. Giriş

Bulgu analizlerinden kalitatif olarak elde edilen iklimsel değişimlerin Karadeniz ekosisteminin davranışları üzerindeki etkileri, ayrıca sistematik olarak sayısal bir ekosistem modeli yardımı ile incelenmiştir. Bu model aşağıda açıklandığı gibi üç boyutlu bir çalışmadır ve bu tür bir çalışma Karadeniz için ilk kez yürütülmektedir. Bu model çalışması IPCC senaryolarına yönelik öngörü analizlerinin yapılmasında kullanılabilecek kapasitededir. İklimsel değişimlerin ekosistem üzerindeki etkilerini analiz etmenin yolu sağlıklı ve güvenilir bir hidrodinamik model altyapısı kurulmasından geçmektedir. Özellikle atmosfer etkilerini modele hassas ve gerçeğe yakın bir şekilde aktarmak büyük önem taşır. Hidrodinamik modelin sağlıklı çalışıp çalışmadığı projemiz bursuyla desteklenen bir öğrencimiz ve kendisini destekleyen proje araştırmacıları tarafından titizlikle yürütülmüştür (Korkmaz, 2011). Aşağıda verilen analizlerden de görüleceği üzere model sonuçları gözlemlerle karşılaştırılarak doğrulanmış ve değişen iklim koşullarının Karadeniz fiziksel oşinografik yapısı üzerindeki etkileri net bir şekilde ortaya konmuştur. Bunun devamında fiziksel model ile ekosistem modeli birlikte çalıştırılmış ve iklim koşullarının ekosistem üzerindeki yansımaları incelenmiştir.

2. Model formülasyonu

Bu çalışmada kullanılan BIMS_CIR fiziksel modeli, POM (Princeton Ocean Model) modeline dayanır (<http://www.aos.princeton.edu/WWWPUBLIC/htdocs.pom/>). POM modeli serbest yüzey ve sonlu farklar yöntemi kullanan bir fiziksel modeldir. Model denklemleri temel hidrostatik denklemler ile birlikte sıkıştırılmaz sıvılar için devamlılık denklemleridir. Model, yatayda 5 km Arakava C gridleme sistemi ile dikeyde 26 seviyeli sigma koordinat sistemi kullanılarak hazırlanmıştır. Modelin maksimum derinliği 2200 m olup atmosferik etkilerin daha iyi gözlenebilmesi amacıyla dikey koordinatlar ilk 200 m'de yoğunlaşmıştır. Zamansal çözünürlük, barotropik mod için 5 saniye ve baroklinik mod için 5 dakikadır. Model alanında açık sınır bulunmamakla birlikte İstanbul ve Kerç boğazları ile Karadeniz'i çevreleyen 9 büyük nehir (Tuna, Dinyeper, Dinyester, Sakarya, Kızılırmak, Yeşilirmak, Kotori, İngori ve Rioni) aylık iklimsel ortalamalar olarak eklenmiştir. Yüzeydeki atmosferik girdiler ECMWF (<http://www.ecmwf.int/products/data/archive/descriptions/e4/index.html>) 6 saatlik ERA-40 veri setinden türetilmiştir.

World Ocean Atlas 2005 (http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA05/pr_woa05.html) kaynaklı iklimsel sıcaklık ve tuzluluk dağılımları kullanılarak 5 yıllık ön çalışmaları yapılan iki model hazırlanmıştır. 1971-1993 yılları arasını kapsayan ilk model gridlenmiş sıcaklık ve tuzluluk değerlerinin asimilasyonu ile çalıştırılırken 1993 ten sonra yeterli çözünürlükte yerinde gözlem bulunmadığı için 1993-2001 yılları arasını kapsayan ikinci model sıcaklık ve tuzluluk olarak asimile edilmiş altimetre verisi kullanılarak çalıştırılmıştır.

Modellerin geçerliliği ile ilgili olarak yapılan testlerde, yıllık ortalama yüzey sıcaklığı değerlerinin uydu ve CTD gözlemleriyle uyum içerisinde olduğu gözlemlenmiştir. Bu gözlemler sırasıyla AVHRR (<http://podaac.jpl.nasa.gov/SeaSurfaceTemperature/AVHRR->

Pathfinder) ve HADSST (<http://hadleyserver.metoffice.com/hadsst2/>) veri setleridir. Şekil 7.1 de model sonuçlarının AVHRR ve HADSST veri setleri ile karşılaştırılması gösterilmiştir. Yıllar arasındaki değişimlerin daha net gözlenebilmesi için değerler ilk modelin (1971-1993) ortalamasına (14,5 °C) göre değişimler şeklinde çizilmiştir. NATO SfP ODBMS (<http://sfpl.ims.metu.edu.tr/>) projesi bünyesinde hazırlanmış olan CTD verileri ile model verileri kullanılarak hazırlanmış olan Taylor diyagramında (Şekil 7.2) modellenmiş ve ölçülmüş sıcaklık, tuzluluk, yoğunluk değerlerinin karşılaştırılması görülmektedir. Bu diyagrama göre her iki model ile gözlemler arasındaki korelasyon değerleri her değişken için 0.9'un üzerinde olup standart sapmaları 0.8 ile 1 arasındadır (Korkmaz, 2011).

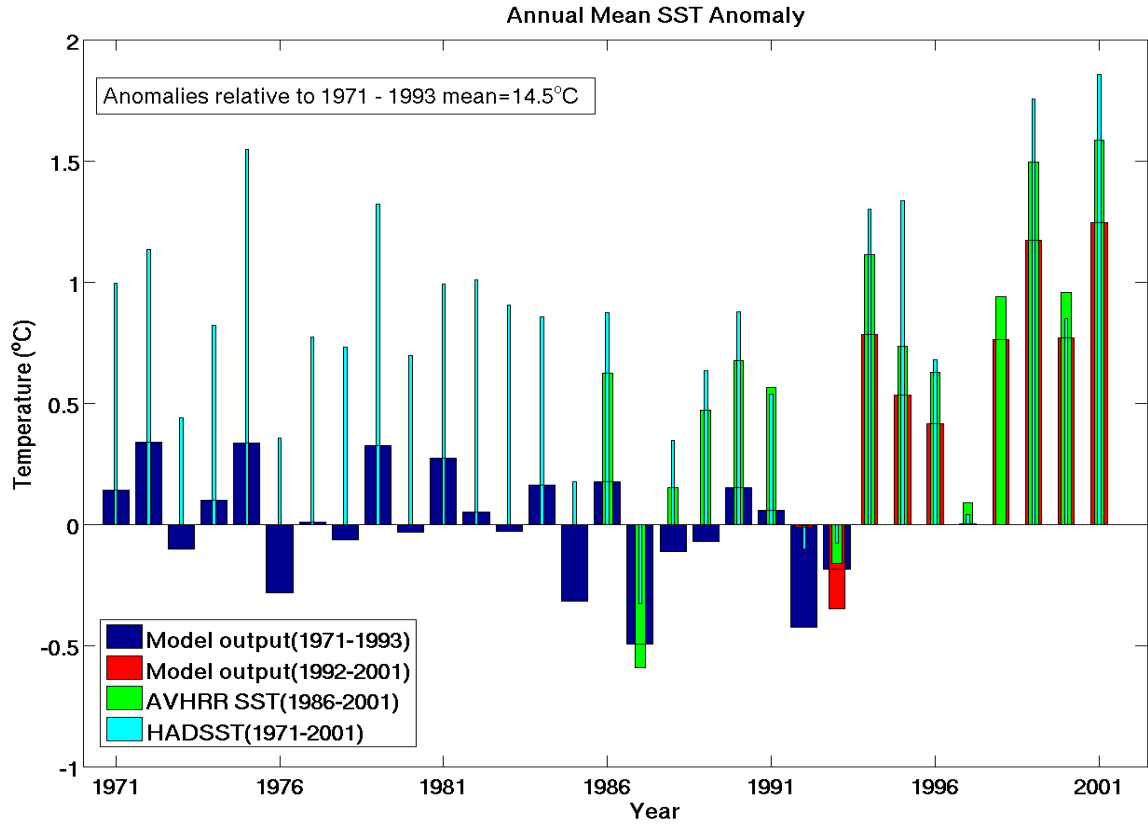
Bu çalışma için kullanılan BIMS_ECO ekosistem modeli bir nütrient döngüsü kullanan pelajik besin ağı modelidir ve BIMS_CIR ile birleşik olarak veya sonuçlarını kullanarak çalışabilmektedir. Yatay gridler BIMS_CIR ile aynı olmasına karşın dikey gridler ilk 200 metrede, yüzeye yakın yerlerde 2 metre aralıklarla ve dipte 20 metre aralıklarla 26 z-seviyesi kullanılarak hazırlanmıştır. Pelajik besin ağı 10 adet kümelenmiş kompartımandan oluşmaktadır. Bunlar Tablo 7.1 de verilmiştir. Partikül organik madde mikrobiyal döngü ayrıca hesaba katılmadan direk olarak amonyuma çevrilmiştir. Model yapısı Oğuz ve dig. (2000, 2001a) 'nin çalışmasına benzetmekle birlikte çözünmüş organik Nitrojen ve bakterioplankton kompartımanları, yıllık fitoplankton yapısını daha iyi gözlemlemek amacı ile çıkarılarak basitleştirilmiştir. Silikat iç basende fitoplankton için limitleyici bir nütrient olmadığı için çıkarılmıştır. Buna karşın Nitrojen tek limitleyici makronütrient olarak seçilmiştir. Model kompartımanları ve aralarındaki biyokimyasal süreçler ve modelin dikey yapısı Şekil 7.3'te verilmiştir. Bütün değişkenlerin zamansal değişimlerini bölgesel olarak gösteren denklem aşağıdaki gibidir:

$$\frac{\partial F_j}{\partial t} = \chi_j(F) + \mathfrak{R}_j(F)$$

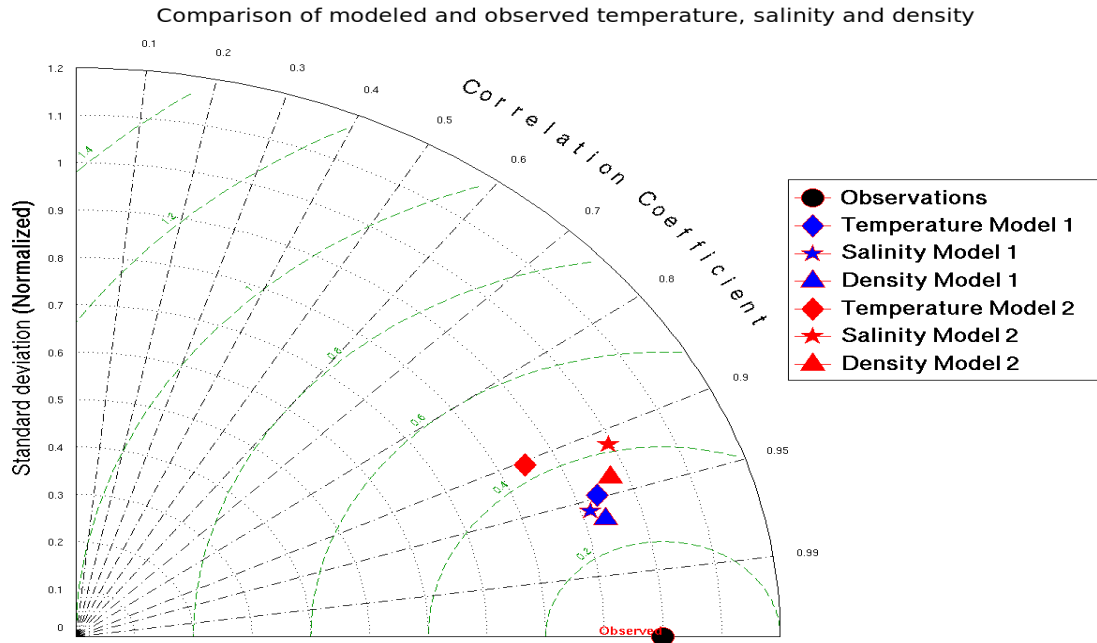
Denklemdaki t zamanı, ∂/∂ kısmi türevi, F_j j tabakasındaki veya seviyesindeki herhangi bir konsantrasyon yada biyokütleyi, $\chi_j(F)$ ve $\mathfrak{R}_j(F)$ sırasıyla biyolojik girdi ve çıktılar ile sürüklenme, difüzyon, ve çökme ile ilişkilendirilmiş dikey taşınımı simgelemektedir.

Tablo 7.1. Trofik seviyelere göre ayrılmış model kompartımanları.

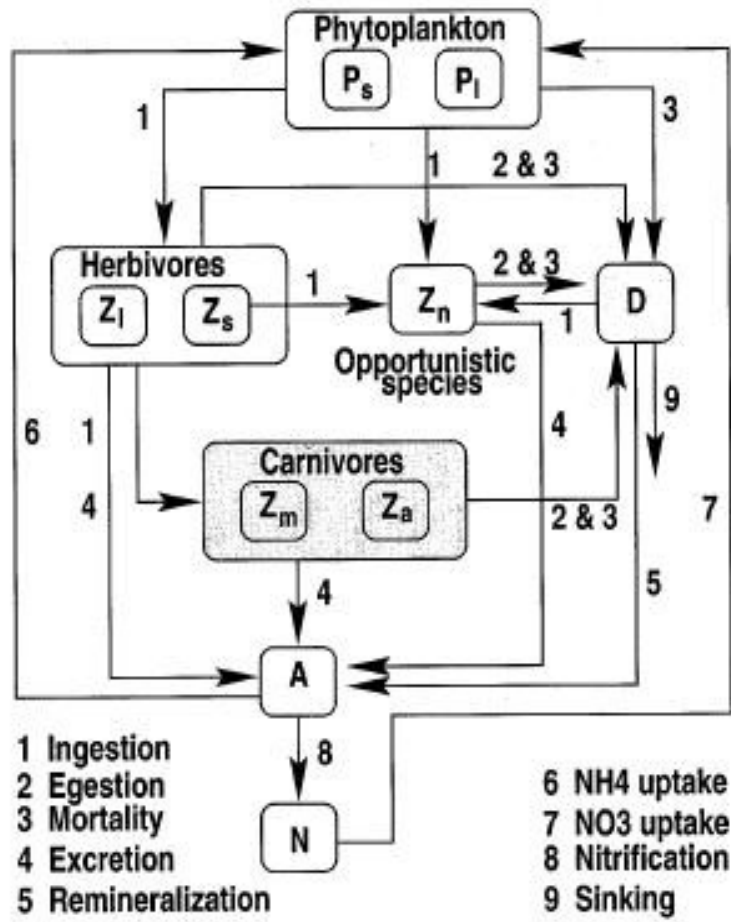
Model kompartımanları
<u>Trofik seviye-0</u>
N - nitrat
A – amonyum
DON- çözülmüş inorganik azot
D- değişken pelajik partikül madde (detritus)
<u>Trofik seviye-1</u>
Ps - küçük (<10 µm) fitoplankton
Pl – büyük (> 10 µm) fitoplankton
<u>Trofik seviye-2</u>
Zs – mikrozooplankton
Zl – mezozoplankton
Zn - fırsatçı heterotrofik dinoflagellate <i>Noctiluca scintillans</i>
Za – Jelimsi etobur <i>Aurelia aurita</i>
Zm- jelimsi etobur <i>Mnemiopsis leidyi</i>



Şekil 7.1. İlk model çıktısı (mavi), ikinci model çıktısı (kırmızı), HADSST ölçümleri (mavi-yeşil), AVHRR ölçümleri (yeşil) yıllık ortalama yüzey suyu sıcaklığı karşılaştırması. Değerler ilk model ortalamasına (14,5 °C) göre değişimler şeklinde gösterilmiştir (Korkmaz, 2011).



Şekil 7.2. Sıcaklık (deltoid), tuzluluk (yıldız) ve yoğunluk (üçgen) değerlerine göre ilk model çıktısı (mavi) ve ikinci model çıktısı (kırmızı) ile ölçülen CTD gözlemlerinin arasındaki korelasyon ve standart sapma ilişkilerini gösteren Taylor diyagramı (Korkmaz, 2011).



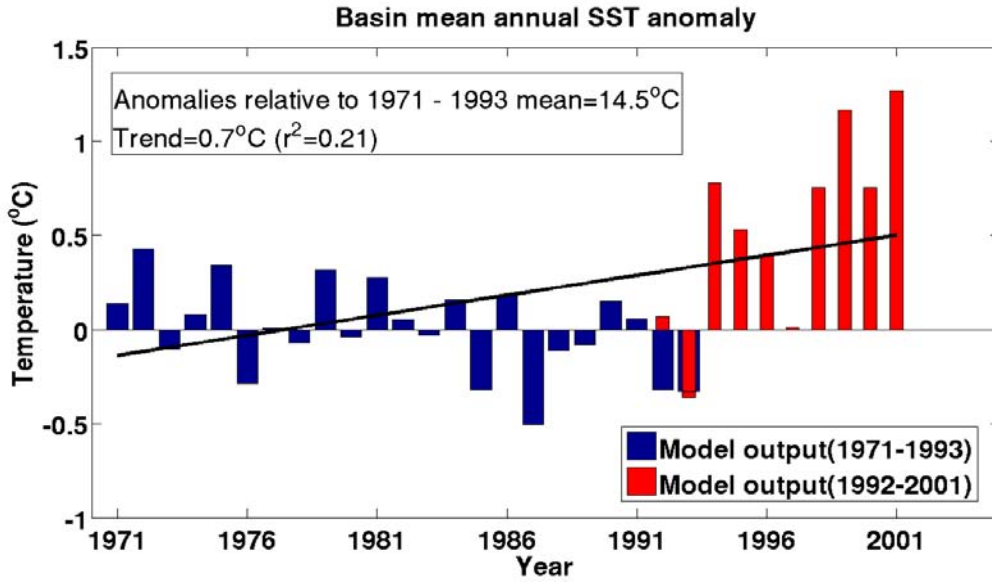
Şekil 7.3. Modeldeki kompartımanlar ve aralarındaki biyokimyasal ilişkilerin şeması

3. Model simülasyonları ve sonuçlar

3.1. Hidrodinamik

İlk ve ikinci model yıllık ortalama yüzey sıcaklığı sonuçlarına göre Karadeniz 1971 ile 2001 yılları arasında 0,7 °C'lik bir ısınma göstermiştir (Şekil 7.3). 1971-1981 arasındaki sıcak dönem, 1982-1993 arasındaki soğuk dönem ile 1994 ve sonrasını kapsayan sıcak dönem gözlemlerde (Oğuz ve diğ., 2006) olduğu gibi model sonuçlarında da gözlenmiştir. Şekil 7.4 te görüldüğü üzere yıllık ortalama yüzey suyu tuzluluk değerleri az önce bahsedilen dönemlerde giderek azalarak 1971 ile 2001 arasında 0,4 lük bir azalma göstermiştir. Yüzey suyu tuzluluğunun ve sıcaklığının azalmasını doğal bir sonucu olarak yüzey suyu yoğunluğu 1971-2001 arasında 0,5 kg/m³ azalmıştır.

1971-2001 arasındaki yıllar için model sonuçlarının işlenmesiyle ortaya çıkan yıllık ortalama karışmış tabaka derinliğindeki yıllar arasındaki değişim Şekil 7.5 te görülmektedir.

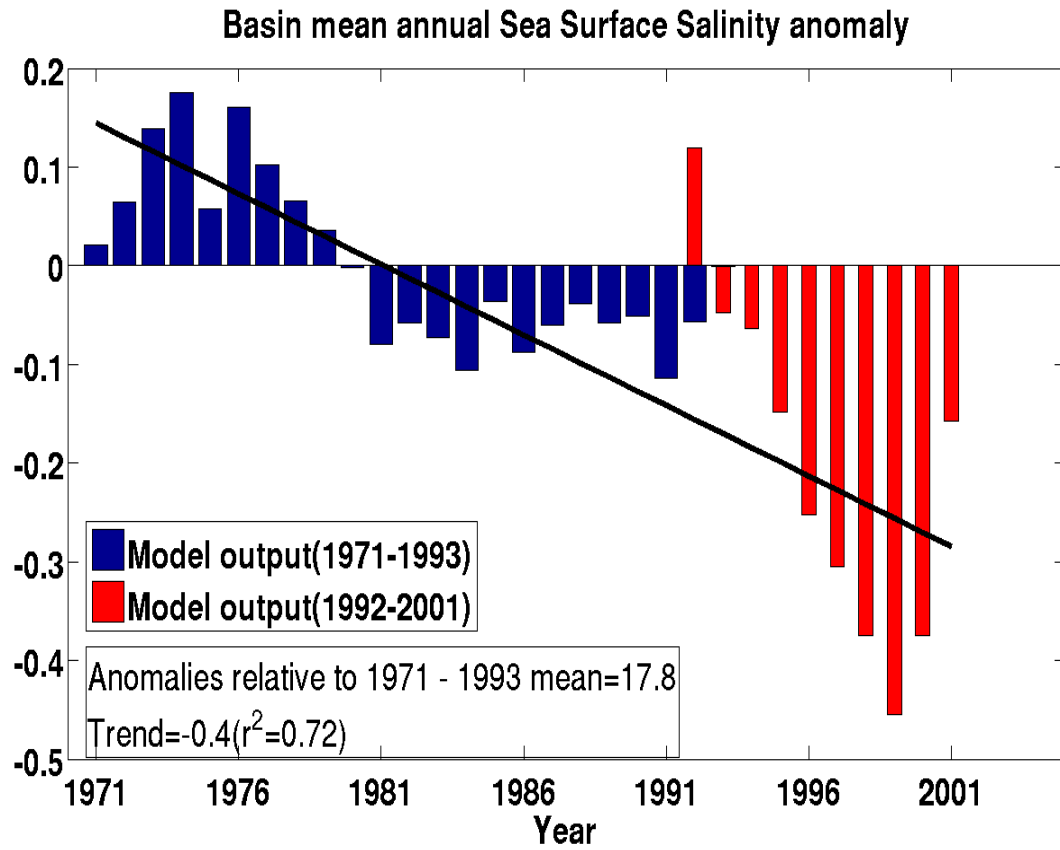


Şekil 7.4. Yıllık ortalama yüzey sıcaklığı değişimi (Korkmaz, 2011)

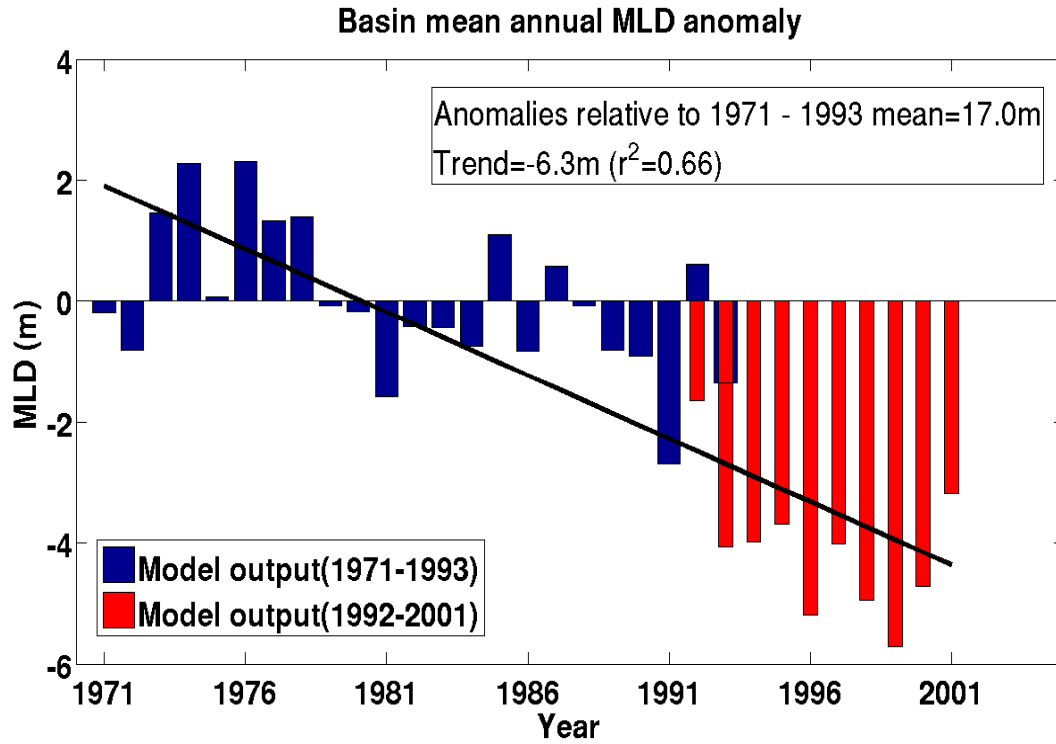
Karışmış ara tabaka derinliği yıllar içerisinde 6,3 metrelik bir azalma göstererek 14 m seviyelerine kadar gerilemiştir. Bununla birlikte, yıllık maksimum karışmış ara tabaka derinliği yıllar arasında benzer değişiklikler göstererek yaklaşık 20 metrelik bir azalmayla 50 m seviyelerinden 30 m seviyelerine gerilemiştir.

Şekil 7.6’da görüldüğü gibi yıllık ortalama soğuk ara tabaka kalınlığı model sonuçlarına göre 1971 ile 2001 arasında 7,3 metrelik bir incelmeye gösterirken yüzey sıcaklığı için gözlemlenen sıcak-soğuk-sıcak dönemler ayrılabilir. Aynı süreçte soğuk ara tabakanın üst sınırında 5,6 metrelik ve alt sınırında 12,9 metrelik bir sıkışma eğilimi gözlenirken yıllık ortalama soğuk ara tabaka sıcaklığında 0,6 °C’lik bir soğuma gözlenmiştir.

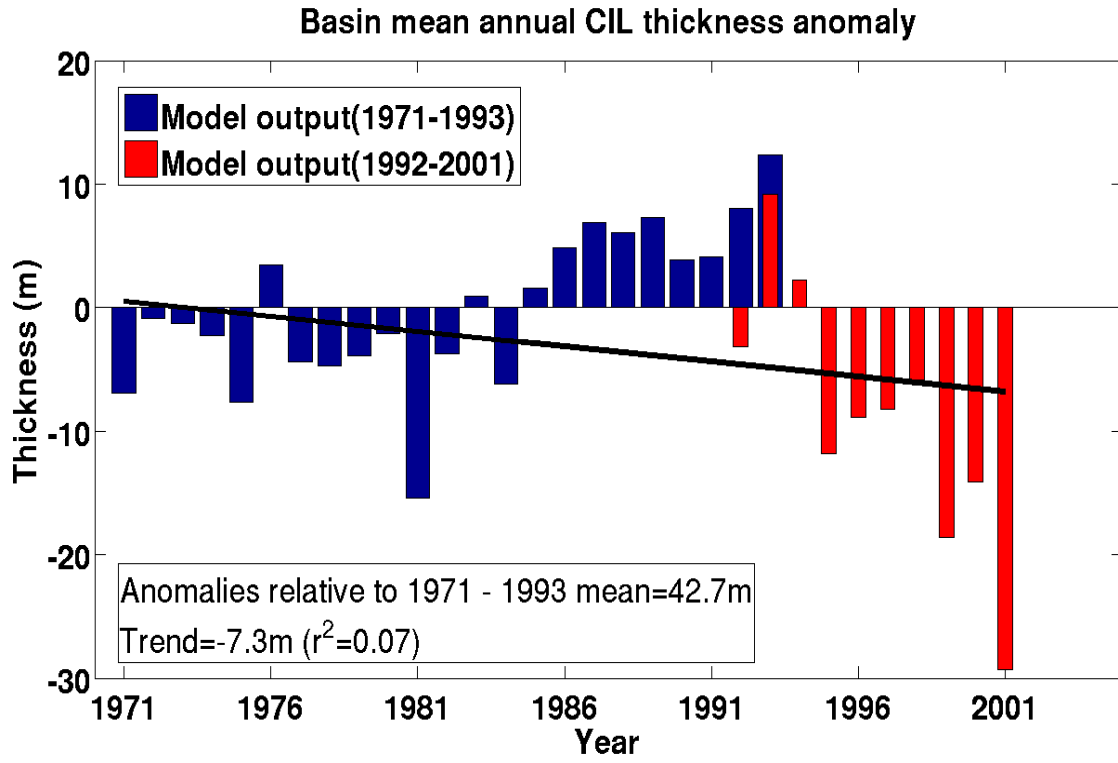
Şekil 7.7’de görülen akıntı düzeni yıllar içerisinde fazla bir değişiklik göstermemesine karşın ECMWF tarafından hazırlanmış ERA-40 [2] verilerinin incelenmesiyle hazırlanan Şekil 7.8’de görüldüğü gibi rüzgarın deniz yüzeyine uyguladığı stres yıllar arasında güçlü salınımlar göstermektedir.



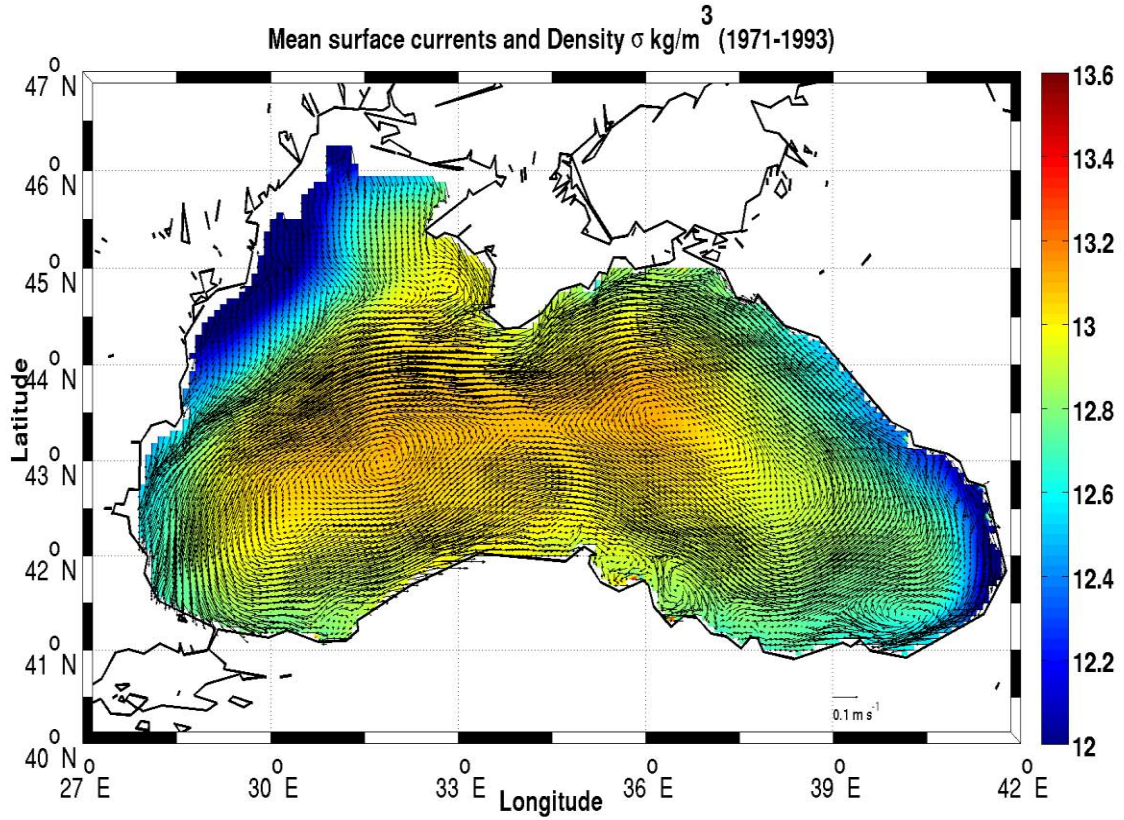
Şekil 7.5. Yıllık ortalama yüzey tuzluluğu değişimi (Korkmaz, 2011)



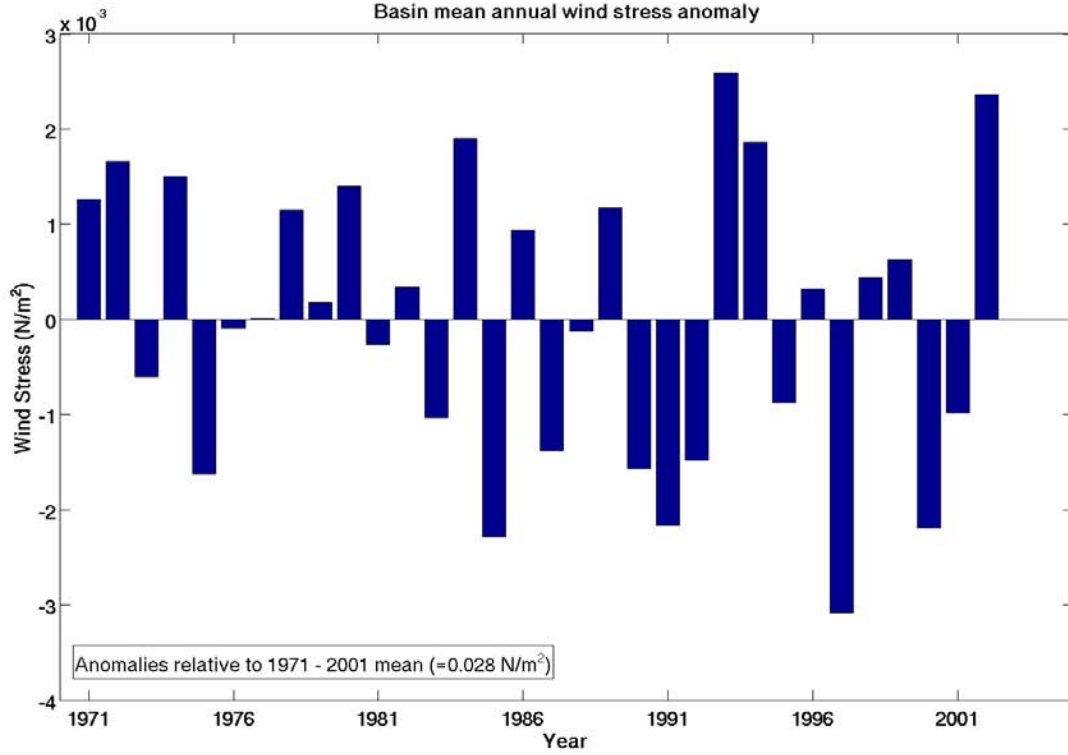
Şekil 7.6. Yıllık ortalama karışmış tabaka derinliği değişimi (Korkmaz, 2011)



Şekil 7.7. Yıllık ortalama soğuk ara tabaka kalınlığı değişimi (Korkmaz, 2011)



Şekil 7.8. 1971-1993 yılları ortalama akıntı ve yüzey yoğunluğu (Korkmaz, 2011)



Şekil 7.9. Yıllık ortalama rüzgar stresi değişimi (Korkmaz, 2011)

3.2. Ekosistem dinamiği

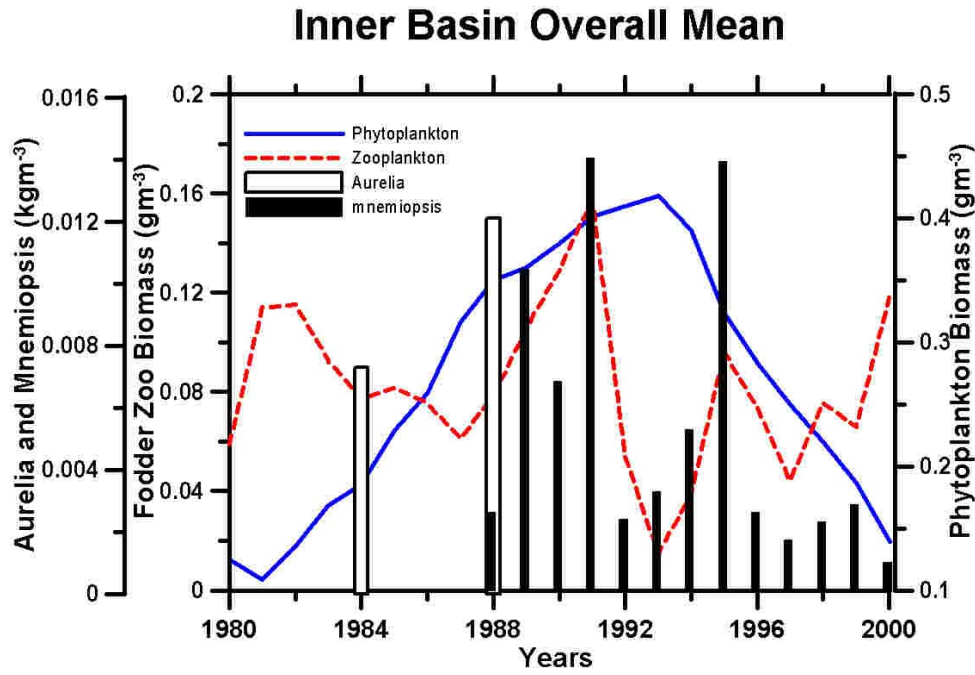
Karadeniz'in ekosistem dinamiklerinde yıllara ve bölgelere göre önemli farklılıklar gözlenmiştir. Bu farklılıkların en çarpıcı örnekleri iç basende (Şekil 7.10) ve Kuzeydoğu sahanlığında (Şekil 7.11) ölçülen jelatinimsi organizmalar, trofik zooplankton ve fitoplankton biyokütle değerlerinin bu iki bölge arasındaki ve yıllar içerisindeki değişimlerinde gözlenmektedir. Fitoplankton biyokütlesi ele alındığında, Kuzeybatı sahanlığında ölçülen değerler iç basene kıyasla on kat daha fazladır. Bu durumun başlıca nedenleri, Kuzeybatı sahanlığının Tuna, Dinyeper ve Dinyester gibi önemli miktarda besin tuzu taşıyan nehirler tarafından beslenmesi ve sığ olan bu sahanlıkta su kolonundaki karışımın dibe çöken besin tuzlarının tekrar su kolonuna aktarmasıdır (Ref: BSC, 2008 Chapter 12). Bu üretimin bir sonucu olarak, Kuzeybatı sahanlığında ikincil üretim daha fazladır. Fakat, Şekil 7.10 ve 11'de görüldüğü üzere trofik zooplankton biyokütle seviyelerinde iç basen ve Kuzeybatı sahanlık arasında önemli bir farklılık bulunmamaktadır. Bunun nedeni, jelatinimsi organizmaların neden olduğu predasyon (yeme) baskısıdır. Jelatinimsi organizmaların ölçülen biyokütle aralıkları, fitoplankton biyokütle değerlerine benzer olarak, Kuzeybatı sahanlığında iç basene kıyasla on kat daha fazladır. Bu durum sahanlıktaki zooplankton üzerinde önemli bir baskı oluşturduğundan her iki bölge arasında trofik zooplankton biyokütle değerlerinde önemli farklılıklar gözlenmemiştir.

Bu iki bölge arasında yıllar baz alındığında görülmektedir ki, 1988 – 1995 yılları arasında her iki bölgede de jelatinimsi organizma biyokütle değerleri önemli bir ölçüde artmıştır. Buna bağlı olarak trofik zooplankton biyokütle değerleri bu dönemlerde azalmalar göstermiştir. Bu sayede fitoplankton üzerinde azalan zooplankton predasyon baskısı

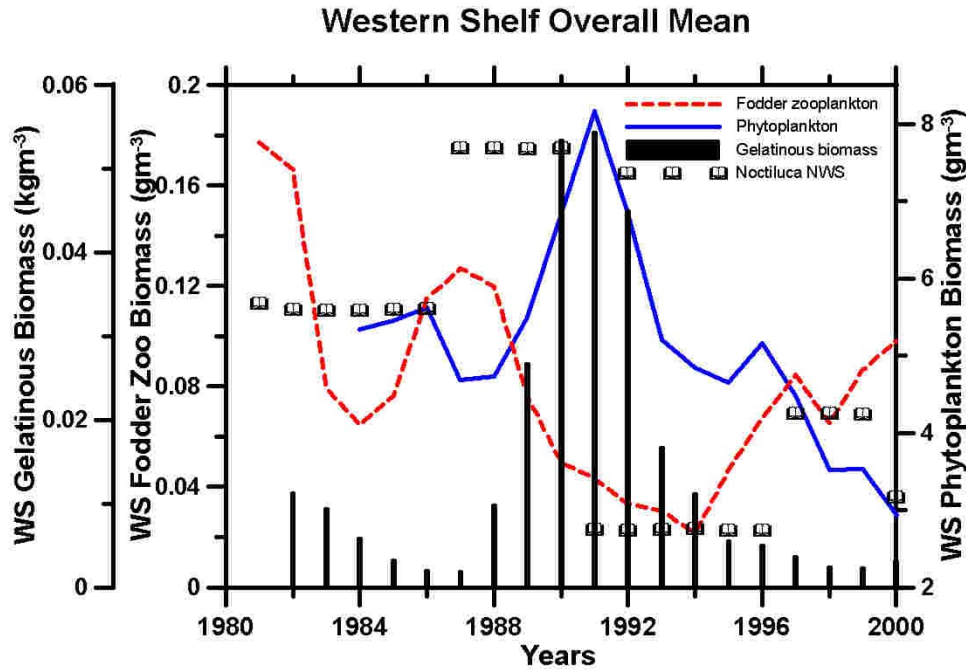
sonucu, fitoplankton biyokütle değerleri oldukça yüksek ölçülmüştür. Bununla birlikte fitoplankton biyokütlesindeki bu artmanın gözlenebilmesi, azalan zooplankton biyokütlesi sebebiyle olsa da, fitoplankton biyokütlesindeki bu artışın olası nedeni, bu yıllara denk gelen dönemde artan besin tuzu girdisi ve su kolundaki karışımdır (Ref: BSC, 2008 Chapter 1). Bu dönemde özellikle 1980li yılların sonunda etkisini gösteren pozitif NAO ve dolayısıyla yüksek oranda karışım Karadeniz üst tabaklarına besin tuzu girdisini artırmıştır.

Tablo 7.2. Karadeniz ekosistemi ile ilgili değişkenlerin zaman içerisindeki değişimlerin eldeki veriler ile özetlenmiş hali.

	Bakir (<1970)	Ötrofikasyon (1975-1992)	Post – ötrofikasyon (1993-2005)
DIN	1 μM	8 μM	7 μM
SiO₄	35-45 μM	20-25 μM	20-25 μM
PO₄	< 2 μM	3-8 μM	< 2 μM
Fitoplankton	< 3.0 g m ⁻³	10-20 g m ⁻³	~5 g m ⁻³
Trofik zooplankton	250 mg m ⁻³	75-150 mg m ⁻³	50-100 mg m ⁻³
Aurelia+Mnemiopsis	50 mg m ⁻³	up to 3000 mg m ⁻³	< 500 mg m ⁻³
Toplam Balık Avı	15 x 10 ³ tons	5-15 x 10 ³ tons	2 x 10 ³ tons
Balıkla beslenen balık oranı %	40-50	30-15	< 10

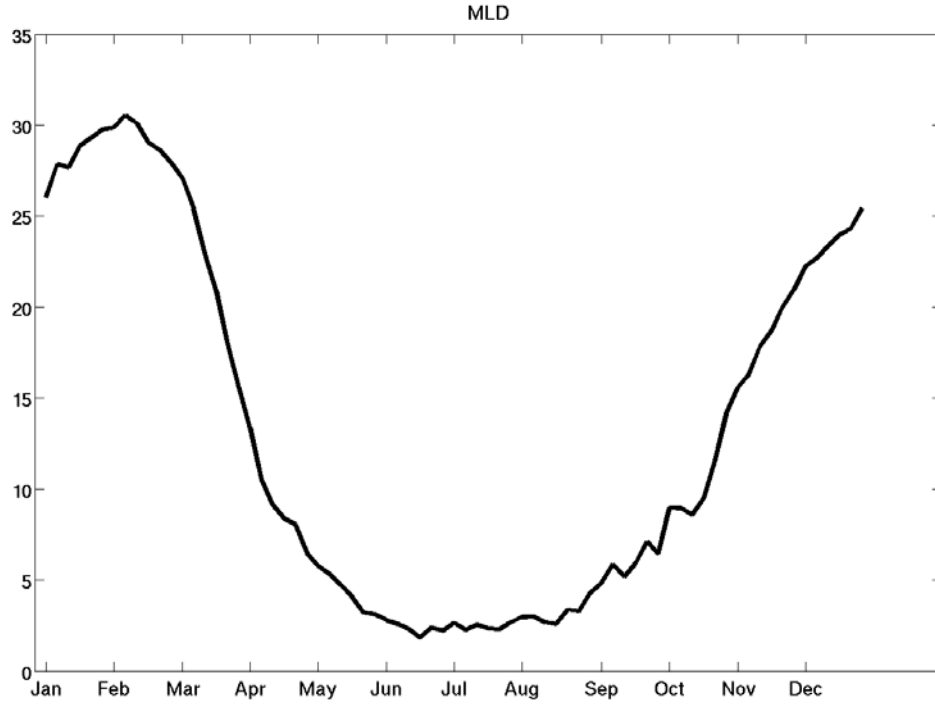


Şekil 7.10. Karadeniz'in iç baseninde ölçülen *Aurelia*, *Mnemiopsis*, trofik zooplankton ve fitoplankton ortalama biyokütle değerlerinin eldeki veriler ışığında yıllara göre değişimi.

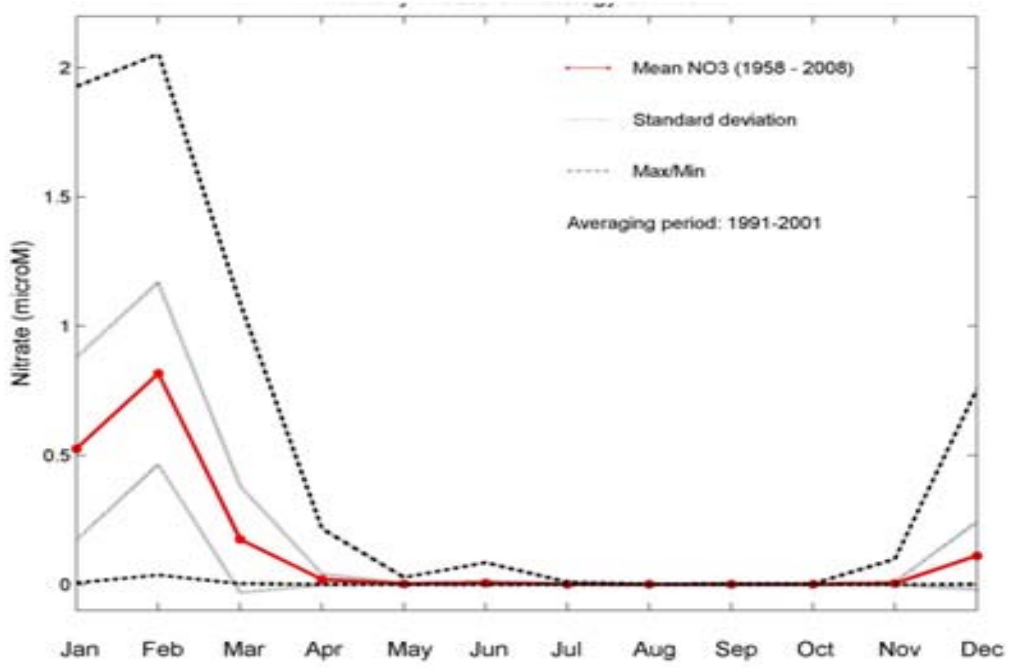


Şekil 7.11. Karadeniz'in Kuzeybatı sahanlığında ölçülen *Aurelia*, *Mnemiopsis*, trofik zooplankton ve fitoplankton ortalama biyokütle değerlerinin eldeki veriler ışığında yıllara göre değişimi

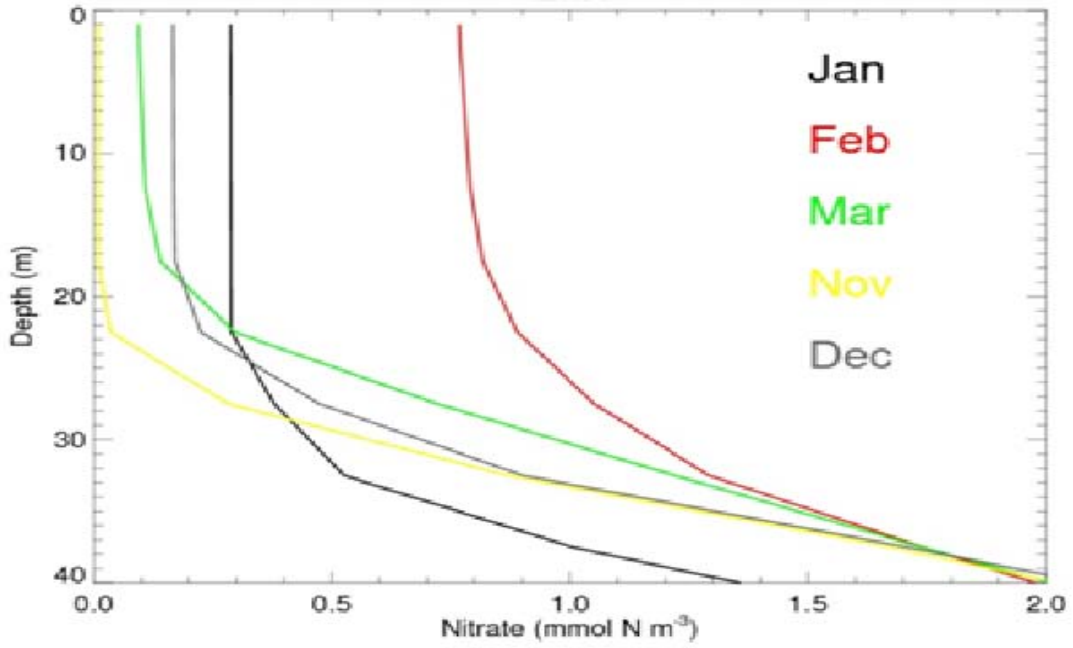
Yıllık döngüye bakıldığı zaman çalışma dönemindeki limitleyici besin tuzu nitrat su kolonunun ilk 20 metresinde Mayıs ve Eylül ayları arasında bulunmamaktadır (Şekil 7.13 ve 14). Kasımda karışmış tabaka 20 metreyi aşınca (Şekil 7.12) yüzey suları tekrar nitrat ile dolmaya başlayıp ilkbahar klorofil artışı ile çakışarak Şubat ayı başlarında en yüksek seviyelerine gelmektedir (Şekil 7.13 ve 14).



Şekil 7.12. Yıl içerisindeki karışmış ara tabaka derinliği değişiminin model sonuçlarına göre 1992 – 2001 yılları arasındaki iklimsel ortalaması.



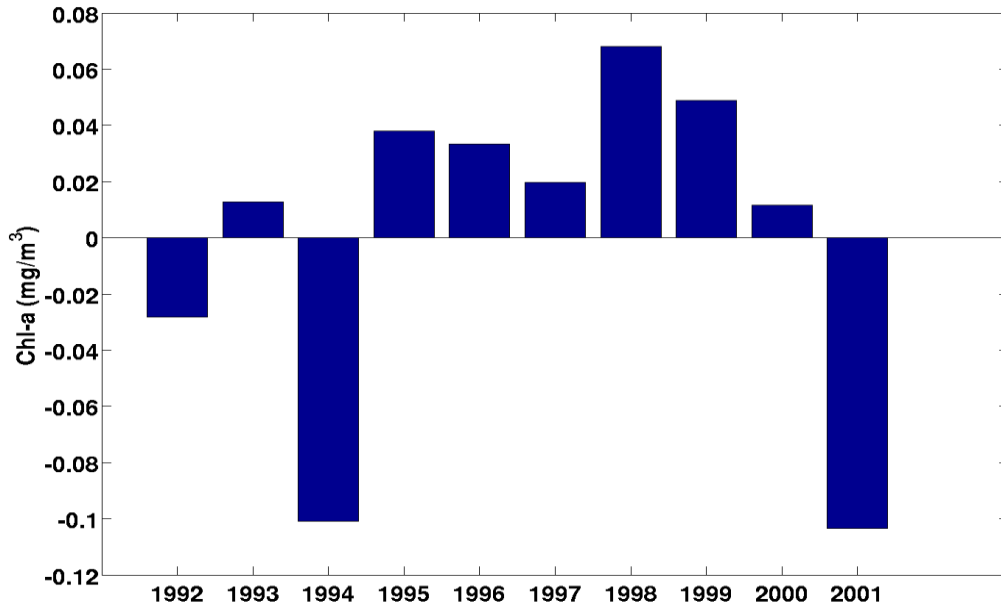
Şekil 7.13. Yıl içerisindeki yüzey Nitrat yoğunluğu değişiminin model sonuçlarına göre 1992 – 2001 yılları arasındaki iklimsel ortalaması.



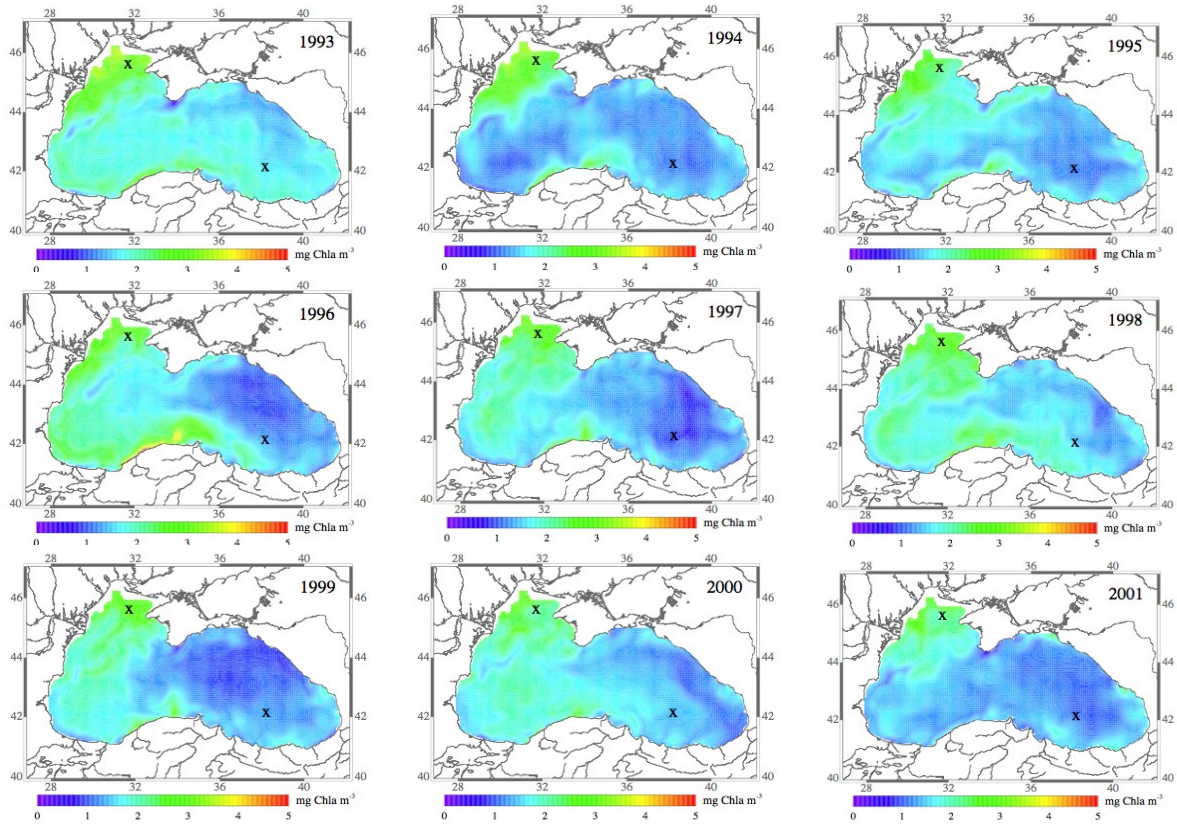
Şekil 7.14. Su kolonundaki Nitrat yoğunluğu değişiminin model sonuçlarına göre 1992- 2001 yılları arasındaki iklimsel ortalamasının aylara göre dağılımı.

İklim değişimlerinin ekosistem üzerindeki etkilerini görebilmek için ekosistem modeli 1992-2001 yılları arasında başarı ile çalıştırılmıştır (Şekil 7.15-19). İklimsel değişimler özellikle hidrodinamik modelini etkilemekte ve dolayısıyla ekosistemi yönlendirmektedir ama bunun yanı sıra ekosistem dinamiklerini de doğrudan etkileyebilmektedir. Örneğin model denklemlerinde canlıların büyüme eğrileri sıcaklıktan etkilenmektedirler. Fiziksel değişimlerin ekosistem sonuçları üzerinde yansımaları birebir olmamaktadır (ör. Şekil 7.15). Bunun ötesinde basen dağılımları da bölgesel ve zamansal farklılıklar göstermektedir (ör. Şekil 7.16) . Her ne kadar iklimsel değişiklikler etkili olsa da bu değişimler yarattığı farklılıklar akıntı dinamiği, karışım, sıcaklık, nehir besin tuzu girdisi gibi birçok etkenden kaynaklanabilmektedir.

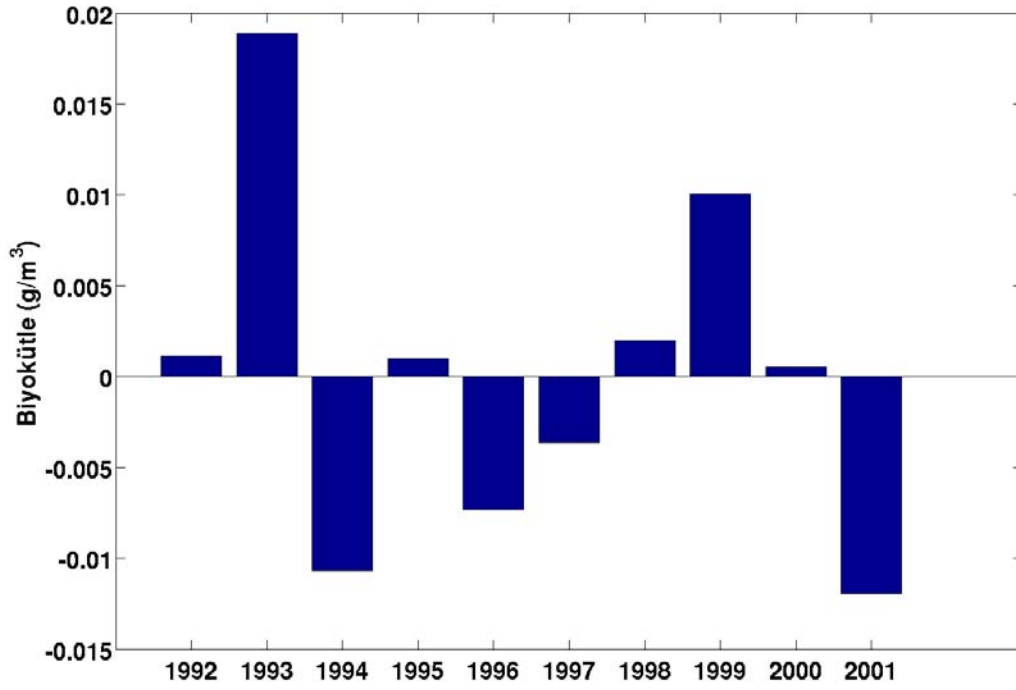
İklim salınımları, ekosistem modelinin çalıştırıldığı 10 yıllık dönem içinde dahi ciddi değişimler göstermiş ve bu değişimler Karadeniz ekosistemini etkilemiştir. Yukarıda da belirtildiği üzere iklimsel değişimlerin yarattığı farklı dinamiklerin ekosistem üzerindeki etkilerini ayırtmak oldukça zordur. Belirli yılları ve bölgeleri baz alarak analizler yapmak daha yerinde olur, yalnız bu tür detaylı analizler bu çalışmanın amaçlarının ötesindedir ve ciddi bir çalışma süreci gerektirir. Buna rağmen yukarıda verilen analizler iklimsel salınımların ekosistemin genelini etkilediğini açıkça göstermektedir. Özellikle Şekil 7.5 ve 7'den görüleceği üzere 1993 yılı ve 2001 yılı arasında ciddi fiziksel farklılık vardır. 1993 yılı soğuk bir yıl olarak kabul edilirken 2001 yılı tam tersi sıcak bir yıl olarak gözlenmiştir. Şekil 7.15 ve 17'den görüleceği üzere klorofil ve zooplankton değerleri soğuk yılda yüksek ve sıcak yılda düşük olacak şekilde paralel değişimler göstermişlerdir. Soğuk yıldaki yüksek değerlerin etkisi basen bazında da açıkça görülmektedir (Şekil 7.16 ve 18). Daha üst trofik seviyedeki jelatinimsi organizmalar ise hem değişen sıcaklıktan hemde değişen besinden (zooplankton) ciddi şekilde etkilenmektedirler bu iki etken birbirini dengelediğinden ötürü bu iki yıl arasında biyokütlelerinde ciddi bir değişim olmamıştır (Şekil 7.19).



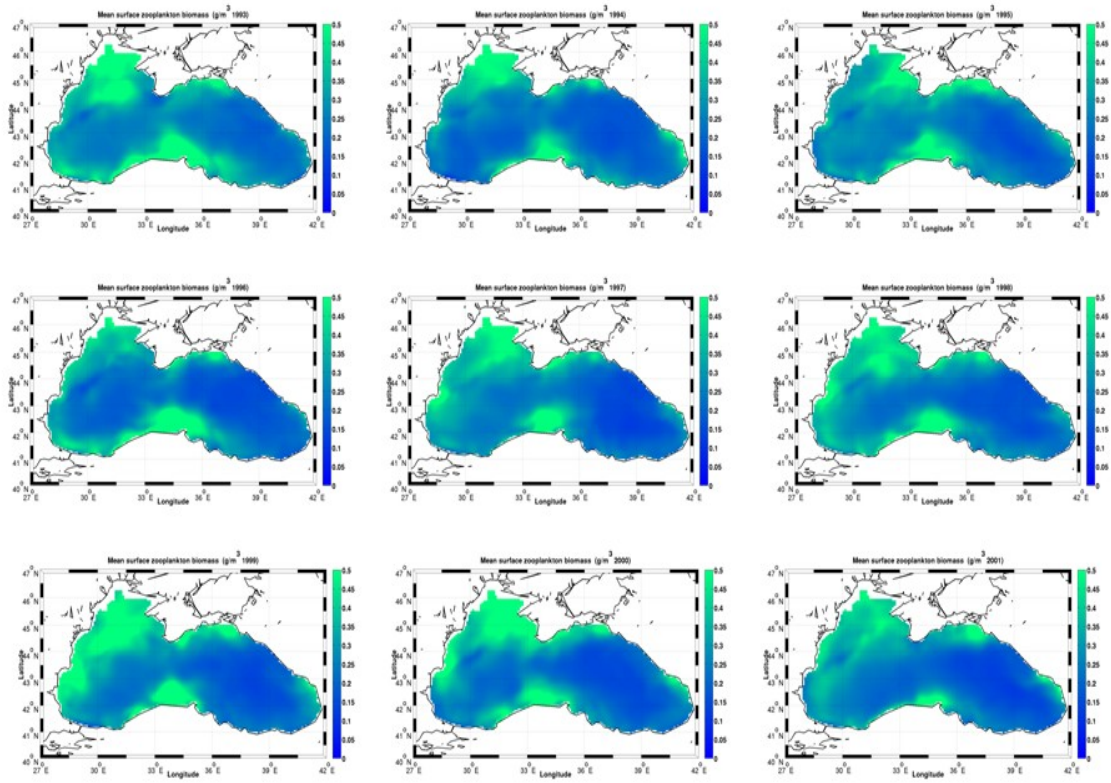
Şekil 7.15. Yıllık basen ortalaması Chl-a yoğunluğu değişimi (1992 -2001 yılları arasındaki 0,9 mg/m³ ortalamasına göre çizilmiştir, model sonuçları).



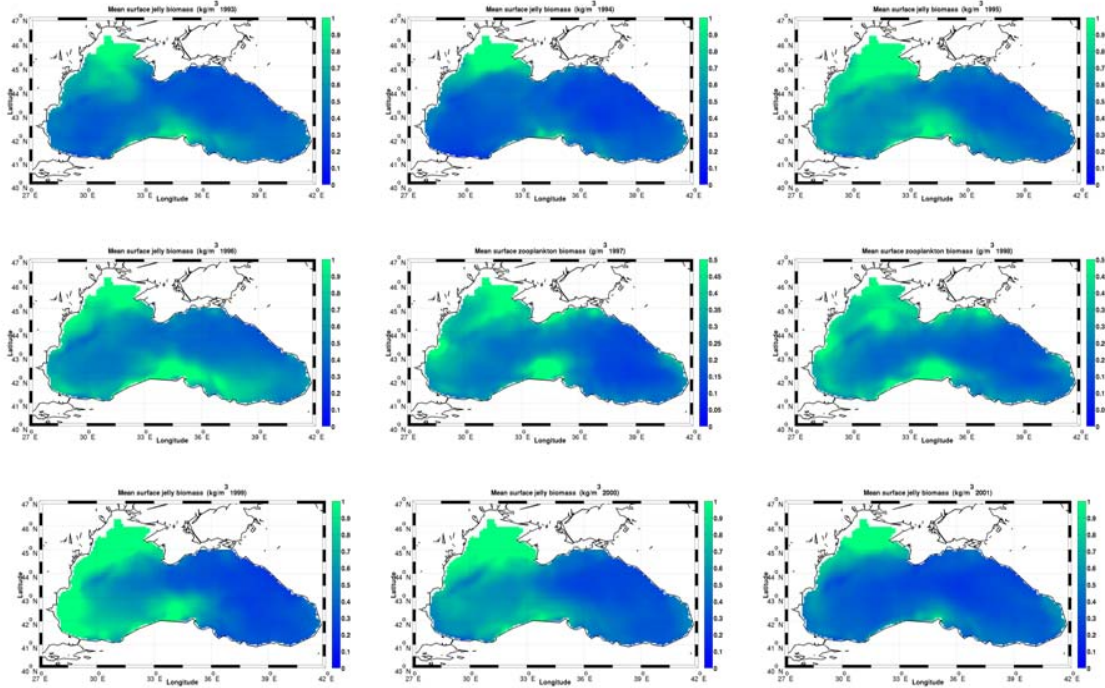
Şekil 7.16. Model yıllık ortalama Chl-a yoğunluğu değişimi (1993-2001)



Şekil 7.17. Yıllık basen ortalaması model sonucu zooplankton biyokütle yoğunluğu değişimi (1992 -2001 yılları arasındaki 0,15 g/m³ ortalamasına göre çizilmiştir).



Şekil 7.18. Yıllık ortalama model sonucu zooplankton biyokütle yoğunluğu değişimi (1993-2001)



Şekil 7.19. Yıllık ortalama model sonucu *Aurelia* ve *Mnemiopsis* biyokütle yoğunluğu değişimi (1993-2001)

4. Tartışma ve son sözler

1971 – 2001 arası gerçekleştirilen simülasyonlar sonucunda, kesin sınırları belli olmamakla birlikte sıcaklık, tuzluluk, karışmış tabaka ve soğuk ara tabaka derinlikleri (Şekil 7.4, 5, 6 ve 7) dikkate alındığında Karadeniz’in üç farklı dönem geçirdiği gözlenmektedir. Bu dönemler yaklaşık olarak 1971 ve 1980’lerin başlangıcı, 1980’lerin başlangıcı ve 1990’ların başlangıcı, ve de 1990’ların başlangıcı ve 2001 yılları arasında tanımlanabilir. Bu dönemler, giriş kısmında belirtildiği üzere atmosferik ölçümler sonucu halihazırda tanımlanmış olan sırasıyla sıcak – soğuk –sıcak dönemlerine tekabül etse de, model sonuçları göstermektedir ki 1971’den günümüze Karadeniz baseninde anlamlı bir ısınma eğilimi söz konusudur. Bu ısınma, global ölçekte gerçekleşen iklimsel fenomenlerin dinamikleri sonucunda gerçekleşmiştir ve bu projenin kapsamı dışında olduğundan burada detaylandırılmamıştır. Fakat, bu ısınmanın Karadeniz fiziksel oşinografisine yansımaları Şekil 7.5, 6, 7 ve 12’de görüldüğü üzere karışan tabaka ve soğuk ara tabaka derinliklerinde sıkışma, yüzey tuzluluk değerlerinde azalma sonucu artan tabakalaşma eğilimlerine neden olmuştur. Su kolonunun değişen bu özellikleri tüm dünya okyanus sistemlerinde olduğu gibi Karadeniz ekosistemi için de son derece önemli olan besin tuzu biyojeokimyasal dinamiklerini etkilemiştir (Şekil 7.13 ve 14). Bu da, birincil üreticilerden başlayarak adeta bir merdivenin basamakları gibi Karadeniz’in tüm besin zincirindeki canlılara kadar etki etmiş (Şekil 7.10, 11, 15, 16, 17, 18 ve 19) ve nihayetinde balıkçılık faaliyetlerini önemli ölçüde etkileyerek yıllar içerisinde ülkemizin ekonomisinde önemli değişiklikler yaratmıştır. Bu da göstermektedir ki, bu çalışmada olduğu gibi üç boyutlu fiziksel-ekosistem modelleri çiftleriyle gerçekleştirilen simülasyonları, bu gibi etkilerin ön görülmesinde önemli bir erken uyarı sistemi olarak kullanılabilir. Çalışmamız, Karadeniz’de böyle bir erken uyarı sisteminin oluşturulmasında temel bileşen olan, veri setleriyle doğrulanmış bir üç boyutlu fiziksel-ekosistem model aracını Karadeniz iklim ve ekosistem dinamikleri için hazır hale getirmiştir.

BÖLÜM 8

PROJENİN GENEL DEĞERLENDİRMESİ, ÖZGÜN DEĞERİ VE BEKLENEN ETKİLERİ

Ülkemizde, iklim değişimlerinin denizlerimiz üzerinde tarattığı fiziksel ve biyojeokimyasal etkiler konusundaki bilimsel çalışmalar çok kısıtlı sayıdadır. Bu nedenle söz konusu projenin bu boşluğu kısmen doldurması amaçlamıştır. Ancak, projenin, uluslararası ikili işbirliği kapsamında Rus paydaşlarla beraberce gerçekleştirilmesi ve bütçesinin kısıtlı olması nedeniyle çalışmanın kapsamı ve süresi gerektiğinden daha dar tutulmuştur. Ancak, proje önerisindeki verilen sözlerin, Rus paydaşlar ile aramızdaki iletişim düzeyinin beklenen ölçüde olmamasına rağmen, büyük ölçüde başarı ile gerçekleştirildiği söylenebilir. En büyük sıkıntı, verdikleri sözlere rağmen, Rus partnerlerin Ege Denizine ilişkin bulgu derlemelerinde oluşmuştur. Ancak, Ege Denizindeki verilerin Karadenize göre çok daha az olması uluslar arası bilimsel camiada herkes tarafından bilinen bir gerçektir. Bu nedenle, Ege Denizi çalışmaları Karadeniz kadar geniş kapsamlı olamamıştır.

Bu çalışmanın özgünlük açısından aşağıdaki değerleri taşıdığı söylenebilir:

- (1) Karadeniz ve Ege Denizine ilişkin eldeki bulguların içeriği hakkında kapsamlı ve yeni bir bulgu envanteri çıkarılması,
- (2) iklimsel değişimlere bağlı olarak uğradıkları değişimler hakkında kavramsal bir çerçevenin çizilmesi,
- (3) ekosistemleri ile iklimsel değişimler arasındaki dinamik dengelerin ve etkileşimlerin kantitatif analizini ve yorumunu içeren kuramsal modeller geliştirilmesi.

Daha genel bir perspektiften bakıldığında ise proje çalışmalarının,

- (1) son yıllarda tüm çıplaklığı ile ortaya çıkan iklim değişiklikleri ve bunların ülkemizi çevreleyen denizlerimiz üzerindeki etkilerine yönelik araştırmalara bir ivme kazandırma,
- (2) şimdiye kadar büyük ölçüde ihmal edilen bu konunun bilimsel bir zemine oturtulmasına katkıda bulunma potansiyeli olması projenin önemli özgün değerlerini oluşturduğu söylenebilir.

Proje konusunun, bu aşamada, TÜBİTAK tarafından ağırlıklı olarak önem verildiği düşünülen ekonomik ve/veya teknolojik bir boyutu ve getirisi bulunmamaktadır. Ancak bu tür temel bilimsel araştırmaların gerçekleştirilmesi, denizlerimizdeki ekonomik potansiyellerin sürdürülebilir bir şekilde işletilmesine yönelik uygulama politikalarının oluşturulmasına yön verecektir. Örneğin, bu tür bir bilimsel altyapı oluşturulmadan Karadenizdeki balık avcılığına yönelik stok tayinlerinin tutarlı bir biçimde yapılması mümkün değildir. Genel iklim koşullarının tam olarak bilinemediği durumlarda denizlerimize yönelik sağlıklı enerji politikalarının oluşturulması beklenmemelidir. Bu tür çalışmalar, Akdeniz havzasındaki birçok ülkede (örneğin, İspanya, Fransa, İtalya), enerji üretimi, balıkçılık, turizm gibi birçok alanlardaki ülke politikalarının belirlenmesinde etkin biçimde rol almakta ve uygulanmaktadır. Ayrıca, ülkemiz Birleşmiş Milletler nezdinde imzaladığı anlaşmalar çerçevesinde Ulusal İklim Raporunu hazırlamakla yükümlüdür. Bu nedenle bu projenin çıktıları hazırlanmakta olan Ulusal İklim Raporu için önemli bir veri seti oluşturmakta ve bu rapora katkı sağlayan Prof. Temel Oğuz tarafından kullanılmaktadır. Ayrıca bu çalışmalar Avrupa bilim Vakfı'nın ve Avrupa Birliğinin yürüttüğü iklim çalışmalarının Karadeniz bölümünün temel taşlarını oluşturmaktadır (bak. Philppart ve diğ.. 2011).

Ege Denizindeki bulgu eksikliğimiz, ve bu proje kapsamındaki tüm bilimsel atıfların Yunanlı bilim insanlarına yapılması ülkemizin bu konudaki geri kalmışlığının ve yetersizliğinin en önemli göstergesi olup bu tür çalışmalar şiddetle özendirilmelidir.

KAYNAKÇA

- Allan, R., J. Lidesay & D. Parker. 1996. El Nini Souther Oscillation and climate variabilty. CSIRO. Collingwood, Australia.
- Baeta, F., Costa, M.J. ve Cabrala, H. 2009. Changes in the trophic level of Portuguese landings and fish market price variation in the last decades. Fish. Res., 97, 216-222.
- Barale, V., Jaquet, J.-M., Ndiaye, M., 2008. Algal blooming patterns and anomalies in the Mediterranean Sea as derived from the SeaWiFS dataset (1998–2003). Remote Sensing Environ. 112, 3300–3313.
- Belevich, R.R. ve Orlova, I.G. 1997. Inter-annual variability of the hydrological-chemical characteristics in the north-western Black Sea shelf area over recent decades (1960-1990). Phys. Oceanogr. 8(2): 123-134.
- Belokopytov, V. 1998 Long-term variability of Cold Intermediate Layer renewal conditions in the Black Sea. In Ecosystem modeling as a management tool for the Black Sea, NATO Sci. Partnership Sub-ser., 2, vol. 47, edited by Ivanov, L. and Oguz, T., Vol 2, 47-52pp, Kluwer Academic Publishers.
- Bhathal, B. ve Pauly, D. 2008. 'Fishing down marine food webs' and spatial expansion of coastal fisheries in India, 1950–2000, Fish. Res., 91, 26–34.
- Bilgin, S. 2006. Evaluation of anchovy *Engraulis encrasicolus* fishery during 1985-2005 along the Turkish coast of the Black Sea in respect to fisheries biology (in Turkish). Erciyes Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, 22, 213-222.
- Black Sea Commission Report. 2008. State of the Environment of the Black Sea (2001-2006/7). Oguz T (ed) The Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution publication, Istanbul.
- Branch, T.A., Watson, R., Fulton, E.A., Jennings, S., McGilliard, C.R., Pablico, G.T., Ricard, D. ve Tracey S.R. 2010. The trophic fingerprint of marine fisheries. Nature 468, 431-435. doi:10.1038/nature09528.
- C.J.M. Philippart, R. Anadón, R. Danovaro, J.W. Dippner, K.F. Drinkwater, S.J. Hawkins, T. Oguz, G. O'Sullivan, P.C. Reid 2011 Impacts of climate change on European marine ecosystems: Observations, expectations and indicators. Journal of Experimental Marine Biology and Ecology, 400, 52–69.
- Chavez, F.P., J. Ryan, S.E. Lluch-Cota, M.Niquen 2003 From anchovies to sardines and back: multidecadal changes in the Pacific Ocean. Science, 299, 217-221.
- Cociasu A, Lazar L, Vasiliu D 2008 New tendency in nutrient evolution from Romanian coastal waters. Cercetari marine 38: 7-23

Coll, M., Libralato, S., Tudela, S., Palomera, I. ve Pranovi, F. 2008. Ecosystem overfishing in the ocean. PLoS one, 3: e3881.

Coll, M., Santojanni, A., Palomera, I. ve Arneri, E. 2009. Food-web dynamics in the north-central Adriatic marine ecosystem (Mediterranean Sea) over the last three decades. Marine Ecology Progress Series 381: 17–37.

Conversi, A., S. Piontkovski, S. Hameed 2001 Seasonal and interannual dynamics of calanus finmarchicus in the Gulf of Maine (Northeastern US shelf) with reference to the North Atlantic Oscillation. Deep-Sea Res. II, 48, 519-530.

Cullen, H.M., and de Menocal, P.B. 2000 North Atlantic Influence on Tigris-Euprates streamflow. Int. J. Climatol., 20, 853-863.

Cury, P.M., Shannon, L.J., Roux, J-P., Daskalov, G.M., Jarre, A., Moloney, C.L. ve Pauly, D., 2005, Trophodynamic indicators for an ecosystem approach to fisheries. ICES J. Mar. Sci., 62, 430-442.

Daskalov, G.M., Grishin, A.N., Rodianov, S. ve Mihneva, V. 2007. Trophic cascades triggered by overfishing reveal possible mechanisms of ecosystem regime shifts. PNAS, 104: 10518-10523.

Daskalov, G.M., Grishin, A.N., Rodianov, S. ve Mihneva, V., 2007. Trophic cascades triggered by overfishing reveal possible mechanisms of ecosystem regime shifts. PNAS, 104, 10518-10523.

Demirov, E., Pinardi, N., 2002. Simulation of the Mediterranean Sea circulation from 1979 to 1993: part I the interannual variability. J. Mar. Syst. 33–34, 23–50.

Dippner, F.W., and M. Voss 2004 Climate reconstruction of the MWP in the Blactic Sea area based on biogeochemical proxies from a sediment record. Baltica, 17, 5-16.

Drinkwater, K.F., A. Belgrano, A. Borja, A. Conversi, M. Edwards, C.H. Greene, G. Ottersen, A.J. Pershing, H. Walker 2003 The response of marine ecosystems to climate variability associated with the North Atlantic Oscillation. In The North Atlantic Oscillation: Climatic significance and environmental impact. Geophysical Monograph 134, Edited by J.W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen, M. Visbeck, 211-233pp, published by the American Geophysical Union.

Erdogan, N., Duzgunes, E. ve Ogut, H., 2010. Black Sea fisheries and climate change. In: Climate forcing and its impacts on the Black Sea marine biota. No 39 in CIESM Workshop monographs (F. Brian, ed), Monaco, 113-120.

Folke, C., Carpenter, S., Walker, B., Scheffer, M., Elmqvist, T. ve Gunderson, L. 2004. Regime shifts, resilience, and biodiversity in ecosystem management. Annual Review of Ecology Evolution and Systematics 35: 557–581.

Freire, K. M.F. ve Pauly, D. 2010. Fishing down Brazilian marine food webs, with emphasis on the east Brazil large marine ecosystem. *Fisheries Research* 105, 57-62.

George, D.G. 2000. The impact of regional-scale changes in the weather on the long-term dynamics of *Eudiaptomus* and *Daphnia* in Estwaite Water, Cumbria. *Freshwater Biology*. 45:111-121.

Goryachkin, Yu. N., Ivanov, V. A., Lemesko, E. M., and Lipchenko, M. M. (2003) Application of the altimetry data to the analysis of water balance of the Black Sea. *Physical Oceanography*, 13, 355-360.

Gucu, A.C. (2002) Can overfishing be responsible for the successful establishment of *Mnemiopsis leidyi* in the Black Sea? *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 54, 439-451.

Halpern, B.S., Walbridge, S., Selkoe, K.A., Kappel, C.V., Micheli, F., D'agrosa, C., Bruno, J.F., Casey, K.S., Ebert, C., Fox, H.E., Fujita, R., Heinmann, D., Lenihan, H.S., Madin, E.M.P., Perry, M.T., Selig, E.R., Spalding, M., Steneck, R. ve Watson, R. 2008. A global map of human impact on marine ecosystems. *Science* 319: 948-952.

Hughes, T. P., Bellwood, D.R., Folke, C., Steneck, R.S. ve Wilson, L. 2005. New paradigms for supporting the resilience of marine ecosystem. *Trends in Ecology and Evolution* 20:380-386.

Hunt Jr. G. L., P. Stabeno, G. Walters, E. Sinclair, R.D. Brodeur, J.M. Napp, N.A. Bond (2002) Climate change and control of the southern Bering Sea pelagic ecosystem. *Deep-Sea Res. II*, 49, 5821-5853.

Hurrell, J. W. (1995) Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation, *Science*, 269, 676–679.

Hurrell, J.W. (1996) Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 665-668.

Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G., and Visbeck, M. (2003) An overview of the North Atlantic Oscillation. In *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*, Geophysical Monograph 134, Edited by J.W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen, M. Visbeck, 1-36pp, published by American Geophysical Union, Washington DC.

Ignatiades, L., Psarra, S., Zervakis, V., Pagou, K., Souvermezoglou, E., Assimakopoulou, G., Gotsis-Skretas, O., 2002. Phytoplankton size-based dynamics in the Aegean Sea (Eastern Mediterranean). *J. Mar. Syst.* 36, 11–28

Ilyin, Y.P. and Repetin, L.N. (2006) Long-term climatic trends in the Black Sea region and their seasonal features. *Proceedings of The First Biannual Scientific Conference: Black Sea Ecosystem 2005 and Beyond*, organized by Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution, May 2006, Istanbul.

Ivanov, L. ve Beverton, R. J. H. 1985. The fish resources of the Mediterranean. Part two: Black Sea. *Etud. Rev. CGPM/Stud. Rev. GFCM*.

Kang, S., S.Kim, and S-W, Bae (2000) Changes in ecosystem components induced by climate variability off the eastern coast of the Korean Peninsula during 1960-1990. *Progr. Oceanogr.*, 47, 205-222.

Kazmin, A.S. and Zatsepin, A.G. (2007) Long-term variability of surface temperature in the Black Sea, and its connection with the large-scale atmospheric forcing. *J. Mar. Syst.*, 68, 293–301.

Knudsen, S. ve Toje, H. 2008. Post-Soviet transformations in Russian and Ukrainian Black Sea fisheries: socio-economic dynamics and property relations. *Southeast European and Black Sea Studies*, 8, 17-32.

Knudsen, S., Zengin, M. ve Koçak, M.H. 2010. Identifying drivers for fishing pressure. A multi disciplinary study of trawl and sea snail fisheries in Samsun, Black Sea coast of Turkey. *Ocean and Coastal Management* 53, 252-269.

Korkmaz,A (2011) "The Impact of Climate Variability on The Physical Properties of the Black Sea for the Period 1971 – 2001". Master Thesis.

Kourafalou, V.H., Tsiras, K.P., 2007. A nested circulation model for the North Aegean Sea. *Ocean Sci.* 3, 1–16.

Krivosheya, V.G., Titov, V. B., Ovchinnikov, I.M., Kosyan, R.D., Skirta A.Yu. (2000) The influence of circulation and eddies on the depth of the upper boundary of the hydrogen sulfide zone and ventilation of aerobic waters in the Black Sea. *Oceanology (Eng. Transl.)*, 40, 767-776.

Kutiel H, Benaroch Y. 2002. North Sea-Caspian Pattern (NCP)– an upper level atmospheric teleconnection affecting the Eastern Mediterranean: identification and definition. *Theoretical and Applied Climatology* 71: 17–28.

Kutiel H, Maheras P, Turkes M, Paz S. 2002. North Sea-Caspian Pattern (NCP) – an upper level atmospheric teleconnection affecting the Eastern Mediterranean – implications on the regional climate. *Theoretical and Applied Climatology* 72: 173–192.

Langmead, O., McQuatters-Gollop, A., Mee, L.D., Friedrich, J., Gilbert, A.J., Gomoiu, M.T, Jackson, E.L., Knudsen, S., Minicheva, G. ve Todorova, V. 2009. Recovery or decline of the northwestern Black Sea: A societal choice revealed by socio-ecological modelling. *Ecological Modelling* 220(21): 2927-2939.

Lascaratos, A., Roether, W., Nittis, K., Klein, B., 1999. Recent changes in deep water formation and spreading in the eastern Mediterranean Sea: a review. *Prog. Oceanogr.* 44, 5–36.

Lees, K., Pitois, S. Scott, C., Frid, C. ve Mackinson, S. 2006. Characterizing regime shifts in the marine environment. *Fish and Fisheries* 7: 104–127.

Legendre, L., Demers, S., Lefaivre, D., 1986. Biological production at marine ergoclines. In: Nihoul, J.C.J. (Ed.), *Marine Interfaces Ecohydrodynamics*, vol. 42. Elsevier, Amsterdam, pp. 1–29.

Leslie, H.M., ve McLeod, K.L. 2007. Confronting the challenges of implementing marine ecosystem-based management. *Front. Ecol. Environ.* 5: 540-548.

Levin, P.S.F.M., Murawski, S.A., ve Fluharty, D. 2009. Integrated ecosystem assessments: developing the scientific basis for ecosystem-based management of the ocean. *PloS Biology*; 7: e1000014, doi:10.1371/journal.pbio.

Libralato, S., Coll, M., Tudela, S., Palomera, I. ve Pranovi, F. 2008. Novel index for quantification of ecosystem effects of fisheries as removal of secondary production. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 355, 107–129.

Lindegren, M., Mollmann, C., Nielsen, A. ve Stenseth, N.C. 2009. Preventing the collapse of the Baltic cod stock through an ecosystem-based management approach. *PNAS*, 106, 14722–14727.

Llope, M., Daskalov, G.M., Rouyer, T.A., Mihneva, V., Chan, K-S, Grishin A. N. ve Stenseth, N.C. 2010. Overfishing of top predators eroded the resilience of the Black Sea system regardless of the climate and anthropogenic conditions. *Global Change Biology*, doi: 10.1111/j.1365-2486.2010.02331.x.

Lotze H.K. ve diğ.2006. Depletion, degradation, and recovery potential of estuaries and coastal seas. *Science* 312: 1806-1809.

Lu, J., and R.J. Greatbatch (2002) The changing relationship between the NAO and northern hemisphere climate variability, *Geophysical Research Letters*, 29(7), 10.1029/2001GL014052.

Lykousis, V., Chronis, G., Tselepidis, A., Price, N.B., Theocharis, A., Siokou-Frangou, I., Van Wambeke, F., Danovaro, R., Stavrakakis, S., Duineveld, G., Georgopoulos, D., Ignatiades, L., Souvermezoglou, A., Voutsinou-Taliadouri, F., 2002. Major outputs of the recent multidisciplinary biogeochemical researches undertaken in the Aegean Sea. *J. Mar. Syst.* 33–34, 313–334.

Marshall, J., Kushnir, Y., Battisti, D., Chang, P., Hurrell, J., McCartney M., and Visbeck, M. (1997) A North Atlantic Climate Variability: phenomena, impacts and mechanisms. *Inter. Jour. Climatology*, 21(15), 1863-1898.

Maximov, V. ve Staicu, N. 2008. Evolution of demersal fish species catches from the Romanian marine area between 2000 and 2007. *Cercetari marine* 38:305-324.

McQuatters-Gollop, A., Gilbert, A.J., Mee, L.D., Vermaat, J.E., Artioli, Y., Humborg, C., Wulff, F. 2009. How well do ecosystem indicators communicate the effects of anthropogenic eutrophication? *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 82: 583-596.

MEDAR/MEDATLAS group, 2002. Mediterranean and Black Sea database of temperature, salinity and biogeochemical parameters climatological atlas. In: IFREMER, Brest, 4 CDROM.

Molinero, J. C., Ibanez, F., Nival, P., Buecher, E. and Soussi, S. (2005) North Atlantic climate and northwestern Mediterranean plankton variability. *Limnol. Oceanogr.*, 50(4), 1213-1220.

Moncheva, S., Gotsis-Skretsas, O., Pagou, K., Krastev, A., 2001. Phytoplankton blooms in Black Sea and Mediterranean Coastal ecosystems subjected to anthropogenic eutrophication: similarities and differences. *Estuarine Coastal Shelf Sci.* 53, 281–295.

Navodaru, I., Staras, M., ve Sencu, I.C. 2001. The challenge of sustainable use of the Danube Delta Fisheries, Romania. *Fisheries Management and Ecology* 8: 323-332.

Nesterova, D.A., Moncheva, S., Mikaelyan, A., Vershinin, A., Akatov, V., Boicenco, L., Aktan, Y. ve Sahin, F. 2008. The state of phytoplankton. In: Oguz T (ed) *State of the Environment of the Black Sea (2001-2006/7)*, The Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution publication, Istanbul, 173-200.

Niermann, U., Bingel, F., Gorban, A., Gordina, A.D., Gücü, A.C., Kideys, A.E., Konsulov, A., Radu, G., Subbotin A.A. ve Zaika, V.E. 1994. Distribution of anchovy eggs and larvae (*Engraulis encrasicolus*) in the Black Sea in 1991 and 1992 in comparison to former surveys. *ICES J. Mar. Sci.*, 51, 395-406.

Oguz T., Dippner, J.W., Kaymaz, Z. (2006) Climatic regulation of the Black Sea hydro-meteorological and ecological properties at interannual-to-decadal time scales. *J. Mar. Syst.*, 60, 235-254.

Oguz, T. (2005a) Long-term impacts of anthropogenic forcing on the Black Sea ecosystem. *Oceanography*, 18(2), 104-113.

Oguz, T. (2005b) Black Sea ecosystem response to climate teleconnections. *Oceanography*, 18(2), 118-128.

Oguz, T. 2007. Nonlinear response of Black Sea pelagic fish stocks to over-exploitation. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 345: 211-228.

Oguz, T. ve Gilbert, D. 2007. Abrupt transitions of the top-down controlled Black Sea pelagic ecosystem during 1960-2000: evidence for regime shifts under strong fishery exploitation and nutrient enrichment modulated by climate-induced variations. *Deep-Sea Res. Part I*, 54: 220-242.

Oguz, T. ve Velikova, V. 2010. Abrupt transition of the northwestern Black Sea shelf ecosystem from a eutrophic to an alternative pristine state. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 405: 231–242.

Oguz, T., Cokacar, T., Malanotte-Rizzoli, P., Ducklow, H.W. (2003) Climatic warming and accompanying changes in the ecological regime of the Black Sea during 1990s. *Global Biogeochemical Cycles*, 17(3), 1088, doi: 10.1029/2003GB002031.

Oguz, T., Dippner, J.W. ve Kaymaz, Z. 2006. Climatic regulation of the Black Sea hydro-meteorological and ecological properties at interannual-to-decadal time scales. *J. Mar. Syst.* 60: 235-254.

Oguz, T., Fach, B., Salihoglu, B., 2008. Invasion dynamics of the alien ctenophore *Mnemiopsis leidyi* and its impact on anchovy collapse in the Black Sea. *J. Plankton Res.*, 30, 1385–1397.

Oguz, T., H. W. Ducklow, P. Malanotte-Rizzoli (2000) "Modeling distinct vertical biogeochemical structure of the Black Sea: Dynamical coupling of the oxic, suboxic and anoxic layers". *Global Biogeochemical Cycles*, 14(4), 1331-1352.

Oguz, T., P. Malanotte-Rizzoli, H.W. Ducklow (2001) "Simulations of phytoplankton seasonal cycle with multi-level and multi-layer physical-ecosystem models: The Black Sea example ". *Ecological Modelling*, 144, 295-314

Oguz, T., 2008. General oceanographic properties: physico-chemical and climatic features. In: *State of the Environment of the Black Sea (2001 - 2006/7)*. Edited by Temel Oguz. Publications of the Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution (BSC) 2008-3, Istanbul, Turkey, 448 pp.

Oguz, T., Velikova, V., Kideys, A. 2008. Overall assessment of the present state of Black Sea ecosystem. In: *State of the Environment of the Black Sea (2001 - 2006/7)*. Edited by Temel Oguz. Publications of the Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution (BSC) 2008-3, Istanbul, Turkey, 448 pp.

Olson, D.B., Kourafalou, V.H., Johns, W.H., Samuels, G., Veneziani, M., 2007. Aegean Surface Circulation from a Satellite-tracked Drifter Array. *J. Phys. Oceanogr.* 37 (7), 1898–1917.

Ottersen G, Planque B, Belgrano A, Post E, Reid PC, Stenseth NC (2001) Ecological effects of the North Atlantic Oscillation. *Oecologia* 128, 1–14.

Ozsoy, E. (1999) Sensitivity to global change in temperate Euro-Asian Seas (The Mediterranean, Black Sea and Caspian Sea): A review. In *The Eastern Mediterranean as a laboratory basin for the assessment of contrasting ecosystems*, NATO Sci. Partnership Subser., 2, vol. 51, edited by Malanotte-Rizzoli, P., and Eremeev V., 281-300pp, Kluwer Academic Publishers.

Ozsoy, E. ve M. Karaca, 2005. Ulusal İklim Bilimleri Kollokyumu 2005: Amaç, Kapsam, Çalışma programı ve Sonuçlar. TÜBİTAK Raporu.

Österblom, H., Gardmark, A., Bergstrom, L., Muller-Karulis, B., Folke, C., Lindegren, M., Casini, M., Olsson, P., Diekmann, R., Blenckner, T., Humborg, C., Mollmann, C. 2010. Making the ecosystem approach operational — Can regime shifts in ecological -and governance systems facilitate the transition? *Marine Policy* 34: 1290–1299.

Panayotova, M. ve Mikhailov, K. 2006. State of most abundant pelagic fish resources along the Bulgarian Black Sea coast during the period 1970-2004. In: 1st Bilateral Scientific Conference “Black Sea Ecosystem 2005 and Beyond. Extended abstracts, Istanbul.

Panin, N., 2008. General oceanographic properties: Geography, geology and geochemistry. In: State of the Environment of the Black Sea (2001 - 2006/7). Edited by Temel Oguz. Publications of the Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution (BSC) 2008-3, Istanbul, Turkey, 448 pp.

Pauly, D. ve Watson, R. 2005. Background and interpretation of the ‘Marine Trophic Index’ as a measure of biodiversity, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B* 360, 415–423.

Pauly, D. ve Christensen, V. 1995. Primary Production required to sustain global fisheries. *Nature* 374, 255–257.

Pauly, D., Christensen, V., Dalsgaard, J., Froese, R. ve Torres, F. J. 1998. Fishing down marine food webs. *Science* 279, 860–863.

Pinnegar, J.K., Jennings, S., O’Brien, C.M. ve Polunin, N.V.C. 2002. Long-term changes in the trophic level of the Celtic Sea fish community and fish market price distribution. *J. Appl. Ecol.*, 39, 377–390.

Polonsky, A. B, Basharin, D.V. Voskresenskaya, E.N. and Worley, S. (2004) North Atlantic Oscillation: description, mechanisms, and influence on the Eurasian climate. *Phys. Oceanogr.*, 15(2), 96-113.

Poulos, S.E., Drakopoulos, P.G., Collins, M.B., 1997. Seasonal variability in sea surface oceanographic conditions in the Aegean Sea (Eastern Mediterranean): an overview. *J. Mar. Syst.* 13, 225–244.

Psarra, S., Tselepides, T., Ignatiades, L., 2000. Primary production in the oligotrophic Cretan Sea (NE Mediterranean): seasonal and interannual variability. *Prog. Oceanogr.* 46 (2–4).

Rayner, N.A., Parker, D.E., Horton, E.B., Folland, C.K., Alexander, L.V., Rowell, D.P., Kent, E.C. Kaplan, A. (2003) Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, 108(D14), 4407, doi:10.1029/2002JD002670.

Reid, P.C., M.F. Borges, E. Svendsen (2001) A regime shift in the North Sea circa 1988 linked to changes in the North Sea horse mackerel fishery. *Fisheries Research*, 50, 163-171.

Reva, Yu.A. (1997) Interannual oscillations of the Black Sea level. *Oceanology* (Eng. Transl.), 37, 193-200.

Rodionov, S. N. 2004. A sequential algorithm for testing climate regime shifts. *Geophysical Research Letters*, 31, L09204, doi:10.1029/2004GL01944.

Rodionov, S.N. 2006. Use of prewhitening in climate regime shift detection. *Geophysical Research Letters* 33:L12707.

Roether, W., Manca, B.B., Klein, B., Bregant, D., Georgopoulos, D., Beitzel, V., Kovac'evic', V., Luchetta, A., 1996. Recent changes in Eastern Mediterranean Deep Waters. *Science* 271, 333– 335.

Samuel S, Haines K, Josey S, Myers PG. 1999. Response of the Mediterranean Sea thermohaline circulation to observed changes in the winter wind stress field in the period 1980–1993. *Journal of Geophysical Research* 104(C4): 7771–7784.

Shalyakhov, V.A., ve Charova, I. 2006. Scientific data on the state of the fisheries resources of Ukraine in the Black Sea in 1992 – 2005. In: 1st Bilateral Scientific Conference “Black Sea Ecosystem 2005 and Beyond. Extended abstracts, Istanbul.

Shalyakhov, V.A., ve Daskalov, G.M. 2008. The state of marine living resources. In: Oguz T (ed) *State of the Environment of the Black Sea (2001-2006/7)*, The Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution publication, Istanbul, p 321-364.

Shin, Y.J., Shannon, L. J., Bundy, A., Coll, M., Aydin, K., Bez, N., Blanchard, J. L., ve diğ., 2010. Using indicators for evaluating, comparing, and communicating the ecological status of exploited marine ecosystems. 2. Setting the scene. *ICES J. Mar. Sci.*, 67, 692–716.

Siokou-Frangou, I., Bianchi, M., Christaki, U., Christou, E., Giannakourou, A., Gotsis, O., Ignatiades, L., Pagou, K., Pitta, P., Psarra, S., Souvermezoglou, E., Van Wambeke, F., Zervakis,

Sirabella, P., A. Giuliani, A. Colosimo, and J. W. Dippner (2001) Breaking down the climate effects on cod recruitment by principal component analysis and canonical correlation. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 216, 213-222.

Sofianos, S., Skliris, N., Lascaratos, A., 2004. Forcing mechanisms of the Aegean Sea Circulation. *Rapp. Comm. Int. Mer Medit* 37, 140.

Stanev, E.V. and Peneva, E. (2002) Regional sea level response to global climatic change: Black Sea examples. *Global and Planetary Changes*, 32, 33-47.

Straile, D. & R. Adrian. 2000. The North Atlantic Oscillation and phytoplankton dynamics in two European Lakes- two variations on a general theme. *Global Change Biology* 6: 663-670.

Theocharis, A., Georgopoulos, D., 1993. Dense water formation over the Samothraki and Lemnos plateaus in the North Aegean Sea (Eastern Mediterranean Sea). *Cont. Shelf Res.* 13, 919–939.

- Theocharis, A., Nittis, K., Kontoyiannis, H., Papageorgiou, E., Balopoulos, E., 1999b. Climatic changes in the Aegean Sea influence the Eastern Mediterranean thermohaline circulation (1986–1997). *Geophys. Res. Lett.* 26 (11), 1617–1620.
- Titov, V.B. (2000) Dependence of the formation of the winter hydrological structure in the Black Sea on the severity of winter conditions. *Oceanology (Engl. Transl.)*, 40, 777-783.
- Titov, V.B. (2002) Seasonal and interannual variability of climatic conditions over the Black Sea, in the Black Sea, in *Multidisciplinary investigations of the northeast part of the Black Sea*, edited by A.G. Zatsepin and M.V. Flint, pp.9-19, Moscow, Nauka.
- Tsimplis, M.N. and Josey, S.A. (2001) Forcing of the Mediterranean Sea by atmospheric oscillations over the North Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 803-806.
- Tudela, S., Coll, M. ve Palomera, I., 2005. Developing an operational reference framework for fisheries management based on a two dimensional index on ecosystem impact. *ICES J. Mar. Sci.*, 62, 585–591.
- Unluata, U., Oguz, T., Latif, M.A., Ozsoy, M., 1990. On the Physical Oceanography of the Turkish Strait. In: Pratt, L.J., (Ed.), *The Physical Oceanography of Sea Strait*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, NATO/ASI Series, 318, pp. 26–60.
- V., 2002. Carbon flow in the planktonic food web along a gradient of oligotrophy in the Aegean Sea (Mediterranean). *J. Mar. Syst.* 33–34, 335– 353
- Walker, B., ve Meyers, J.A. 2004. Thresholds in ecological and social-ecological systems: a developing data base. *Ecology and Society* 9(2): 3.
- Weyhenmeyer, G. A., T. Blenckner & K. Pettersson, 1990. Changes of the plankton spring outburst related to the the North Atlantic Oscillation. *Limnology and Oceanography* 44:1788-1792
- Yel, M., Ozdamar, E., Amaha, A. ve Miyazaki, N., 1996. Some aspects of the dolphin fishery on the Turkish coast of the Black Sea. In: Ozturk (ed) *Proceedings 1st International Symposium on Marine Mammals of the Black Sea*. ACAR Matbaacilik AS, Istanbul, 31–40.
- Zahaira, A., ve others. 2008. Preliminary results regarding sturgeon breeding on the Romanian littoral. *Cercetari marine* 38: 207-222.
- Zemsky, V.A., 1996. History of Russian fishery of dolphins in the Black Sea. In: Öztürk (ed.) *Proceedings 1st International Symposium on Marine Mammals of the Black Sea*. ACAR Matbaacilik A.S., Istanbul, 46–48.
- Zervakis, V., Georgopoulos, D., 2002. Hydrology and Circulation in the North Aegean (eastern Mediterranean) throughout 1997–1998. *Mediterr. Mar. Sci.* 3, 7–21.
- Zervakis, V., Georgopoulos, D., Drakopoulos, P.G., 2000. The role of the North Aegean in triggering the recent Eastern Mediterranean climatic changes. *J. Geophys. Res.* 105 (C11), 26103–26116.

Zodiatis, G., Alexandri, S., Pavlakis, P., Jonnson, L., Kallos, G., Demetropoulos, A., Georgiou, G., Theodorou, A., Balopoulos, E., 1996. Tentative study of flow patterns in the North Aegean Sea using NOAA-AVHRR images and 2D model simulations. *Ann. Geophys.* 14, 1221–1231.

PROJE ÖZET BİLGİ FORMU

Proje No: 108Y114
Proje Başlığı: İklim Değişikliklerinin Karadeniz ve Ege Denizi Ekosistemi ve Dinamiğine Etkileri
Proje Yürütücüsü ve Araştırmacılar: Yard. Doç. Dr. Barış Salihoğlu (yürütücü), Dr. Bettina Fach Salihoğlu, Prof. Dr. Temel Oğuz
Projenin Yürütüldüğü Kuruluş ve Adresi: Ortadoğu Teknik Üniversitesi- Deniz Bilimleri Enstitüsü, p.k. 28, 33731, Erdemli-Mersin
Destekleyen Kuruluş(ların) Adı ve Adresi: --
Projenin Başlangıç ve Bitiş Tarihleri: 15/07/2009 – 15/07/2011
Öz (en çok 70 kelime) Projedeki temel yaklaşım, geçmişteki iklim-deniz etkileşimlerinin aydınlatılması, atmosfer ve deniz sistemlerinin önemli değişkenliklerinin saptanması, bunların ne kadar düzenli veya düzensiz olduklarının tespiti ve farklı iklim koşullarındaki sistem özelliklerinin model simülasyonlarıyla belirlenmesidir. İki yıl süren proje kapsamında Oğuz ve diğ. (2006) ile Kazmin ve Zatsepin (2007)'nin çalışmaları ve daha önce konunun bazı detayları üzerinde gerçekleştirilen çalışmalar çerçevesinde Karadeniz ve Ege Denizi için deniz-atmosfer-iklim etkileşimlerini kapsamlı olarak açıklamaya yönelik bulgu analizlerine ve matematiksel model simülasyonlarına dayalı çalışmalar gerçekleştirilmiştir.
Anahtar Kelimeler: Karadeniz, Ege Denizi, hidro-fiziksel ve biojeokimyasal özellikler, bölgesel özellikler ile büyük ölçekli atmosfer sistemleri arasındaki bağlantılar, iklimsel değişimlerin ekosistemler üzerindeki etkileri
Fikri Ürün Bildirim Formu Sunuldu mu? Evet ☐ Gerekli Değil ☒ X Fikri Ürün Bildirim Formu'nun tesliminden sonra 3 ay içerisinde patent başvurusu yapılmalıdır.
Projeden Yapılan Yayınlar: Baris Salihoglu, Bettina Fach, Heather Cannaby, Temel Oguz, Viktor Dorofeev, Alexander Kubriyakov, Ekin Akoglu, Akif Korkmaz Seasonal variability of the Black-Sea ecosystem: A modelling study XY589 EGU2011-9388, Viyana EGU General Assembly, 2011 Ekin Akoglu, Baris Salihoglu, Simone Libralato, Temel Oguz, and Cosimo Solidoro Ecological Evolution of the Black Sea from 1960s to 1990s: An integrity check, Viyana EGU General Assembly, 2011

Baris Salihoglu, Bettina Fach, Heather Cannaby, Temel Oguz, Viktor Dorofeev, Alexander Kubriyakov, Ekin Akoglu, Akif Korkmaz, End-to-end modeling of seasonal variability in coastal versus open basin Black-Sea ecosystem, AMEMR, Plymouth, UK, June 2011

Korkmaz, A., Cannaby, H., Fach, B.A., Salihoglu, B., Oguz, T., Dorofeev, V. ve Kubriyakov A. "Implications of Intensified Stratification in the Black Sea for Nutrient Cycling and Primary Production (1971-2001)" - *poster sunumu, IMBER IMBIZO II science meeting*, Girit, Kasım 2010.

Korkmaz, A., Cannaby, H., Dorofeev, V, Kubriyakov A, **Salihoglu, B., ve Oguz, T.** "Interannual variability in the water column structure of the Black Sea (1971-2001)" – poster sunumu. EGU general assembly, Viyana-Avusturya Nisan 2011

Hazırlık aşamasında olan yayınlar:

Baris Salihoglu, Bettina Fach, Heather Cannaby, Temel Oguz, Viktor Dorofeev, Alexander Kubriyakov, Ekin Akoglu, Akif Korkmaz
Seasonal variability of the Black-Sea ecosystem: A modelling study, Journal of Marine Science

Heather Cannaby, Akif Korkmaz, Alexander Kubriyakov, Victor Dorofeev, Barış Saşihoglu, Gennady Korotaev, ve Temel Oğuz; Interannual variability in the water column structure and stability of the Black Sea.

Akif Korkmaz; The Impact of Climate Variability on The Physical Properties of the Black Sea for the Period 1971 – 2001; Master tezi

Sunulan yayınlar:

Temel Oğuz, Climate change impacts in the Black Sea, Avrupa Birliği 7. Çerçeve Projesi olan CLAMER kapsamında ESF-Marine Board tarafından yayınlanacak Avrupa Denizlerindeki iklim değişimlerine ilişkin Rapor'un Karadeniz bölümü için yapılan davet üzerine hazırlandı

An indicator-based assessment of long-term Black Sea fisheries dynamics, **Temel Oğuz, Barış Salihoğlu,** Fisheries Research dergisine sunuldu

Confronting with the challenges of abrupt changes for ecosystem-based management in the Black Sea, **Temel Oğuz, Barış Salihoğlu and Ekin Akoğlu,** ICES Journal of Marine Sciences, dergisine sunuldu

Cannaby, H., A. Korkmaz, B. Salihoglu, B. A. Fach, T. Oguz, V. Dorofeev, and A. Kubriyakov "Implications of Intensified Stratification in the Black Sea for Nutrient Cycling and Primary Production (1971-2001)" *IMBER News Letter – science highlights bölümünde yayınlandı*, Aralık 2010.

Oguz, T. ve Velikova, V., 2010. Abrupt transition of the Northwestern Black Shelf ecosystem from a eutrophic to an alternative pristine state. meps 405, 231-242

Rus tarafı yayınları:

Comparative analysis of the long-term variability of winter surface temperature in the Black and Aegean Seas during 1982–2004 associated with the large-scale atmospheric forcing
Alexander S. Kazmin, Andrei G. Zatsepin and Harilaos Kontoyiannis, INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY *Int. J. Climatol.* **30:** 1349–1359 (2010)

Impact of the Winter Cooling on the Variability of the Thermohaline Characteristics of the Active Layer in the Black Sea. V. B. Piotukha, A. G. Zatsepina, A. S. **Kazmin,** and V. G. Yakubenko, *ISSN 0001_4370, Oceanology, 2011*

Proje No: 108Y114

**İklim Değişikliğinin Karadeniz ve Ege Denizi
Ekosistemi ve Dinamiğine Etkileri**

Yard. Doç. Dr. Barış Salihoğlu (Yönetici)

Yard. Doç. Dr. Bettina Fach Salihoğlu

Prof. Dr. Temel Oğuz

Temmuz 2011
ERDEMLİ-MERSİN

Önsöz

TÜBİTAK ÇAYDAG Grubu tarafından Tübitak-Rusya Temel Araştırmalar Vakfı (RFBR) işbirliği programı çerçevesinde desteklenen 108Y114 nolu projenin amacı Karadeniz ve Ege Denizi iklim-deniz ilişkilerinin geçmişteki (onyıllar mertebesindeki) etkileşimlerinin eldeki bulgular yardımı ile aydınlatılması ve ayrıca farklı iklim koşulları altındaki Karadeniz hidrodinamik ve ekosistem özelliklerinin model simülasyonları ile belirlenmesidir. Proje özellikle son yıllarda önem kazanan iklim değişiklikleri ve bunların ülkemizi çevreleyen denizlerimiz üzerindeki etkilerine yönelik araştırmalara bir ivme kazandırmasına katkıda bulunmuştur.

İçindekiler

Sayfa no

1. İKLİM DEĞİŞİMLERİNİN KARADENİZ VE EGE DENİZİ EKOSİSTEMİ VE DİNAMİĞİNE ETKİLERİ PROJESİ'NE GENEL BAKIŞ	1
2. MATERYAL ve METOD	4
3. KARADENİZDEKİ İKLİM DEĞİŞİMLERİ	5
3.1. Karadeniz'in genel özellikleri	5
3.2. Karadeniz'in fiziksel özellikleri	6
3.3. Su kolonunun genel kimyasal özellikleri	11
3.4. Su bütçesi değişimleri	16
3.5. Yüzey suyu sıcaklığı değişimleri	17
3.6. Su seviyesi anomali değişimleri	20
3.7. Yüzey hava sıcaklığı ve atmosfer basıncı	22
3.8. Besin tuzu girdileri ve konsantrasyonları değişimleri	23
3.9. Oksijen konsantrasyonu değişimleri	26
3.10. Kuzeybatı Karadeniz Baseni'ndeki besin limitasyonuna iklimsel değişkenliğin katkısı	27
3.11. İklimsel değişkenliğin kokkolitofor bolluğuna etkisi:	28
3.12. İklimsel değişkenliklerin iç basendeki mesozooplankton ve fitoplankton bolluğuna etkisi	28
3.13. Fitoplankton fenolojik (sezon maximum biyokütle) değişimleri	30
3.14. İklimsel değişikliklerin planktivor balık stoklarına etkisi	32
3.15. İklimsel değişkenliklerin Kuzeybatı Karadeniz'de denizanası ve istilacı türler üzerine etkisi	34
4. EGE DENİZİNDEKİ İKLİM DEĞİŞİMLERİ	35
4.1. Giriş	35
4.2. Tipik dikey fiziksel ve biyokimyasal karakteristikler	38
4.3. Uzun dönem karakteristikleri	40
5. İSTATİKSEL YÖNTEMLER İLE YAPILAN ANALİZLER: KARADENİZ EKOSİSTEMİNDEKİ REJİM DEĞİŞİMLERİ	65
5.1. Özet	65
5.2. Giriş	65
5.3. Bulgular ve method	66
5.4. Bulgular ve yöntemler	67
5.5. Analizler ve sonuçlar	71
5.5.1. Biyotik sistemdeki rejim değişimlerinin saptanması	71
5.5.2. Rejim değişimleri ile çevresel koşullar arasındaki ilişkilerin saptanması	76
5.6. Tartışma ve sonuçlar	79

6. DİYAGNOSTİK YÖNTEMLER VE İNDİKATÖRLER İLE YAPILAN ANALİZLER: KARADENİZ BALIKÇILIĞININ GÜNÜMÜZDEKİ DURUMUNUN SAPTANMASI	84
6.1. Özet	84
6.2. Giriş	84
6.3. Materyal ve method	86
6.4. Sonuçlar	89
6.4.1. Av miktarının bölgesel ve zamansal değişimleri	89
6.4.2. Balıkçılığın durumunun bazı indeksler ile yorumlanması	92
6.5. Tartışma ve sonsözler	100
7. İKLİM DEĞİŞİMLERİ - KARADENİZ EKOSİSTEMİ ETKİLEŞİMLERİNİN ÜÇ BOYUTLU FİZİKSEL-BİYOKİMYASAL MODEL YARDIMIYLA AÇIKLANMASINA YÖNELİK ÇALIŞMALAR	103
7.1. Giriş	103
7.2. Model formülasyonu	103
7.3. Model simülasyonları ve sonuçlar	107
7.3.1. Hidrodinamik	107
7.3.2. Ekosistem dinamiği	111
7.4. Tartışma ve sonsözler	118
8. PROJENİN GENEL DEĞERLENDİRMESİ, ÖZGÜN DEĞERİ VE BEKLENEN ETKİLERİ	119
KAYNAKÇA	120

Tablolar

	Sayfa no
Tablo 5.1. Adım değışikliklerinin zamanlaması, rejim değışikliğı indeksi değeri (RSI), adım değışikliğinden önceki ve sonraki ortalama değeri sırasıyla ORT1 ve ORT2 ile gösterilmiştir, ve bütün biyotik durum değışkenleri değışimlerinin istatistiksel anlam değeri. $ 0.5 $ değeriinden daha küçük RSI değeriine sahip olanlar ve/veya 0.1'den daha yüksek anlam değeriine sahip olan adım değışiklikleri deniz anası dışında gerçek rejim değışikliğı olarak kabul edilmediğinden listeye dahil edilmemiştir.	73
Tablo 5.2. Biyotik değışkenler ve temel bileşenler (Principal Component - PC) arasındaki ilişkileri gösteren korelasyon değeri. En yüksek ilişkiler koyu renk ile işaretlenmiştir.	73
Tablo 5.3. Abiyotik değışkenler ve temel bileşenler arasındaki korelasyonları gösteren ilişkiler. Yüksek korelasyonlar koyu karakterler ile gösterilmiştir.	77
Tablo 7.1. Trofik seviyelere göre ayrılmış model kompartımanları.	105
Tablo 7.2. Karadeniz ekosistemi ile ilgili değışkenlerin zaman içerisindeki değışimlerin eldeki veriler ile özetlenmiş hali.	112

Şekiller

	Sayfa no
Şekil 3.1. Karadenizin topoğrafyası ve bulunduğu bölgenin coğrafik konumu.	5
Şekil 3.2. Bir Argo float ile haftalık aralıklarla basenin çeşitli konumlarında Kasım 2007 – Eylül 2008 döneminde ölçülen sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$), tuzluluk (psu), ve yoğunluk (sigma-t cinsinden, kg m^{-3}) profilleri.	7
Şekil 3.3. Tüm su kolonu için gösterilen profillerin en üstteki 200 metrelik bölümünün büyütülmüş hali.	8
Şekil 3.4. Basenin çeşitli konumlarında çeşitli dönemlerde ODTÜ-DBE tarafından gerçekleştirilen ölçümler sonucu elde edilen ve çeşitli mevsimlerdeki su kütlelerinin	9
Şekil 3. 5. Karadeniz’de su kolonunda ışığın ulaşımı (Semboller: Yuvarlak= Temmuz 1997, Eşkenar Dörtgen= Mart 1998, Üçgen=Nisan 1998, Kare=Eylül 1998; İçi boş semboller kıyıda ve kıyı akıntısında yer alan, içi dolu semboller açık istasyonları temsil etmektedir)	11
Şekil 3. 6. Sudaki çözünmüş oksijen (O_2), H_2S (soldaki grafikler) ile NO_3 , NO_2 and NH_4 (sağdaki grafikler) de gösterilen profillerin yoğunluğa karşı (kg m^{-3}) Mayıs 2003 tarihinde orta basenin iç bölgelerindeki değişimlerini gösteren çeşitli tarihlerdeki profiller. Bulgular http://www.ocean.washington.edu/cruises/Knorr2003/index.html web sitesinden elde edilmiştir.	12
Şekil 3.7. 44.52°K , 37.32°D (sol) ve 44.52°K , 37.87°D noktalarında sırasıyla 26 Ocak 2004 ve 2 Temmuz 2002 gerçekleştirilen ölçümlerden elde edilen sıcaklık (T), tuzluluk (S), ışık geçirgenliği (X_{miss}), oksijen (O_2), hidrojen sülfür (H_2S), toplam manganer (Mn^{2+}) konsantrasyonlarının (μM) derinliğe ve yoğunluğa göre değişimleri (bak. Yakushev ve diğ. 2005).	13
Şekil 3.8. 43°K , 34°D noktasında 13 Haziran-25 Temmuz 1988 döneminde gerçekleştirilen ölçümlerde yoğunluk (kg m^{-3}) ve oksijenin (μM) derinliğe göre değişimleri.	14
Şekil 3.9. Hidrojen sülfürlü tabakanın başlangıç derinliğinin 1924–1995 dönemindeki yapılan ölçümlere göre yıllık ortalama değişimleri. Orjinal değerler 10 senelik bir filtre kullanılarak düzeltilmiştir. Kesik çizgiler 1942 deki en derin (153 m), 1988 deki en sığ (129 m) ve 1969 daki ortalama (145 m) konumunu göstermektedir (bak. Konovalov ve diğ., 1999).	15
Şekil 3.10. Karadeniz’e giren yıllık toplam nehir debisi, toplam yağış miktarı, toplam buharlaşma miktarı ve bunların toplamını gösteren net tatlı su girdisinin 1924-2000 yılları arasındaki değişimleri.	16
Şekil 3.11. Tuna Nehri debisinin 1960-2005 yılları arasındaki ($\text{km}^3 \text{ y}^{-1}$) cinsinden yıllık değişimleri.	17

Şekil 3.12. Tuna Nehri debisinin $\text{km}^3 \text{ y}^{-1}$ cinsinden aylık değişimleri (mavi renk), yıllık değişimleri (yeşil renk). Sarı ve kırmızı rekler ile gösterilen çizgiler çeşitli dönemlere ait trendlerdir.	17
Şekil 3.13. Çeşitli kaynaklardan elde edilen Karadeniz kış (Aralık-Mart) mevsimi ortalama yüzey suyu sıcaklık değişimleri. Bütün veriler 3lü hareketli ortalama tekniği uygulanarak filtrelenmiştir.	18
Şekil 3.14. NCEP-Reynolds 1° çözünürlüklü AVHRR bulgu setinden türetilmiş Karadenizin 1982-2007 yılları arasındaki aylık ortalama yüzey suyu sıcaklık değişimleri.	19
Şekil 3.15. NOASS/NASA AVHRR Oceans Pathfinder bulgu setiden elde edilen Karadeniz Şubat 2001 ve Şubat 2003 dönemlerine ait ortalama yüzey suyu sıcaklık dağılımı. Beyaz çizgiler 2000 metre derinlik konturunu göstermektedir.	20
Şekil 3.16. Karadeniz'deki 12 kıyısız istasyonda gerçekleştirilen uzun süreli ölçümlerin ortalaması alınarak ve trendi çıkarılarak hesaplanmış su seviyesi anomalisi değişimleri (mavi renk) ile altimetre uydularından elde edilen anomali değişimleri (yeşil renk).	21
Şekil 3.17. Altimetre uydusu ile 12 kıyısız ölçüm istasyonlarındaki verilerden elde edilen Karadeniz için aylık ortalama su seviyesi değişimlerinin mukayesesi.	21
Şekil 3.18. Altimetre uydusundan elde edilen ortalama su seviyesi anomalisinin 1992-2006 yılları arasındaki değişik zaman süreçlerindeki trenleri.	22
Şekil 3.19. Karadeniz geneli ile kuzeybatı ve güneydoğu bölgelerindeki 2 noktadaki Kış ayları (Aralık-Mart) ortalama hava sıcaklığı anomalisi ve yüzey basınç anomali değişimleri. Hava sıcaklığı verileri GISST bulgu setinden (ftp://data.giss.nasa.gov/pub/gistemp/txt/), basınç değerleri ise ERA40 bulgu setinden derlenmiştir. Tüm veriler üçlü hareketli ortalama yöntemi ile filtrelenmiştir.	23
Şekil 3.20. Karadeniz Kış ayları (Aralık-Mart) ortalama yüzey suyu (yeşil) ve hava sıcaklığı (mavi) anomalileri ile Karadeniz ve global yıllık ortalama yüzey suyu sıcaklığı (mor ve siyah) ve kış mevsimi Kuzey Atlantik salınımı (turuncu) değişimleri.	23
Şekil 3. 21. Tuna Nehri'nin Sulina deşarj kesitinden Karadenize giren nitrat ve fosfat yüklerinin yıllık değişimleri.	24
Şekil 3.22. Romanya+Ukrayna kıyı sularında ölçülen yıllık ortalama yüzey nitrat ve fosfat konsantrasyonları ile Tuna Nehri debisinin (standardize edilmiş) uzun ölçekli değişimleri.	25
Şekil 3.23. Nitrat, fosfat ve silikat limitasyon fonksiyonları ile standardize edilmiş Tuna Nehri debisi nin uzun süreli değişimleri.	25
Şekil 3.24. Tuna Nehri'nin Sulina deşarj kesitinden Karadenize giren besin tuzu konsantrasyonlarının nitrat/fosfat (siyah) ve silikat/nitrat (mavi) oranlarının yıllık değişimleri.	26

Şekil 3.25. Karadeniz'in 1500 metreden daha derin iç bölgelerinde kemoklin tabakası içindeki maksimum nitrat konsantrasyonları değişimleri.	26
Şekil 3.26. Karadenizin 1500 metreden daha derin bölgelerindeki 14.45 ve 14.6 kg m ⁻³ yoğunluk ara yüzeylerindeki oksijen konsantrasyon değerlerinin yıllık ve Soğuk Ara tabaka Suyu sıcaklığının Mayıs-Kasım dönemindeki değişimleri.	27
Şekil 3.27. İklimsel kontrolün fitoplankton besin alımına etkisini göstermektedir.	27
Şekil 3.28. Karadeniz'in iç baseninde farklı ekosistem fazlarında total fitoplankton biyokütlesi içerisindeki 5 taksonomik grubun kokkolitoforların egemen olduğu Mayıs-Haziran döneminde diğer aylara/mevsimlere göre yüzde (%) dağılımı.	28
Şekil 3.29. Kuzeydoğu Karadeniz iç basenindeki tüm istasyonlardan Hadley2, NCEP-Reynolds and Pathfinder5 veri setlerinden ortalaması alınmış yıllık ortalama zooplankton biyokütlesinin Kuzeydoğu Karadeniz'de uzun zamanlı değişimi (g m ⁻²), ortalama SAT sıcaklığı (°C) değişimleri (mavi noktalar; Belikopitov, 2005) ve ortalama kış (Aralık-Mart) yüzey deniz suyu sıcaklığı (°C) değerleri.	29
Şekil 3.30. Kuzeydoğu Karadeniz iç basenindeki tüm istasyonlardan Hadley2, NCEP-Reynolds and Pathfinder5 veri setlerinden ortalaması alınmış yaz-sonbahar fitoplankton ortalama biyokütlesinin (g m ⁻²) Kuzeydoğu Karadeniz'de uzun zamanlı değişimi (dikey çubuklar; Mikaelyan, 2005), ortalama SAT sıcaklığı (°C) değişimleri (mavi noktalar; Belikopitov, 2005) ve ortalama kış (Aralık-Mart) yüzey deniz suyu sıcaklığı (°C) değerleri. Fitoplankton değerleri ışıklı tabakadan entegre edilmiş olarak verilmiştir.	30
Şekil 3.31. İç basen (mavi) ve kuzeydoğu (yeşil) sahanlığında 1997-2007 yılları 9 km çözünürlüklü SeaWIFS uydu aylık-ortalama yüzey klorofil konsantrasyonu (mg m ⁻³) değişimi. Bu iki bölgede kırmızı ile gösterilen üzerine ilave edilmiş 2002-2007 MODIS klorofil datası. İç basen 31 - 41°E boylam ve 41.5 - 44°N enlem ile ve kuzeybatı bölgesi 28 - 33°E enlem ve 43 - 46.5°N boylam ile ifade edilmektedir.	31
Şekil 3.32. İç basen 1997-2007 yıllarında 9 km çözünürlüklü SeaWIFS uydu aylık-ortalama, yüzey klorofil konsantrasyonu (mavi) ve 443 nm'de normalize edilmiş sudan ayrılan radyasyon (kırmızı) değişkenliği, aylık-ortalama yüzey klorofil konsantrasyonu (mg m ⁻³) değişimi. İç basen 31 - 41°E boylam ve 41.5 - 44°N enlem ifade edilmektedir.	31
Şekil 3.33a. Yıllık-ortalama ve basen-ortalama deniz yüzey sıcaklığı ve çaça stok anomalileri. Şekil çaça stok değişimleri ile iklimsel soğuk yıllar arasında pozitif korelasyon vermektedir.	32
Şekil 3.33b. Yıllık-ortalama ve basen-ortalama deniz yüzey sıcaklığı ve çaça yağ içeriği. Şekil çaça yağ içeriği değişimleri ile iklimsel soğuk yıllar arasında pozitif korelasyon vermektedir.	33
Şekil 3.33c. Yıllık-ortalama ve basen-ortalama deniz yüzey sıcaklığı ve hamsi stok anomalileri. Şekil hamsi stok değişimleri ile iklimsel sıcak yıllar arasında pozitif korelasyon vermektedir.	33

Şekil 3.34a. Odesa'daki <i>Aurelia</i> ve <i>Mnemiopsis</i> biyokütlesi ve yıllık-ortalama deniz yüzey sıcaklığının uzun zamanlı değişimleri. Artan (azalan) jelatinimsi organizma biyokütlesi azalan (artan) sıcaklıklara tekabül ediyor.	34
Şekil 3.34b. Bulgaristan sahanlığındaki uzun zamanlı <i>Noctiluca scintillans</i> biyokütlesi ve Galata'daki yıllık-ortalama denizsuyu sıcaklığı değişimi. Soğuyan sıcaklık trendi artan <i>Noctiluca</i> 'ya tekabül ediyor.	35
Şekil 4.1. Ege Denizi'nin temel topografik özellikleri. Düz çizgi, Ege Denizi'ndeki iki alt basenin (Kuzey ve Güney) ayrımını göstermektedir.	37
Şekil 4.2. Ege Denizi'nin önemli üst tabaka akıntılarının şematik gösterimi (Lykousis ve ark., 2002 ve Olson ve ark., 2007).	37
Şekil 4.3. Kuzey ve Güney Ege'de ortalama sıcaklık ve tuzluluk profilleri (standart sapmalar yatay çizgilerle gösterilmiştir).	39
Şekil 4.4. Kuzey ve Güney Ege'de klorofil-a (mg m^{-3}) ve birincil üretim $\text{mg (C m}^{-3} \text{ h}^{-1})$ oranlarının dikey dağılımı. [pikoplankton (0.2–1.2 μm), ultraplankton (1.2–3.0 μm), nano+mikroplankton (>3.0 μm)].	39
Şekil 4.5. Ege Denizi için (a) aylık ortalama (1985–2003) bölgesel su sıcaklığı (düz çizgi) ve hava sıcaklığı (kesikli çizgi), ve (b, c) 24 aylık hareketli ortalama şeklinde verilen 1 ve 2 aylık ertelemeli deniz yüzeyi sıcaklığına karşı hava sıcaklığı dağılım grafikleri. En yüksek korelasyon 1 aylık ertelemelerde (sol) görülmekte ve su sıcaklığının hav sıcaklığındaki değişimi bir ay sonra takip ettiğini göstermektedir.	47
Şekil 4.6. Bölgesel ve küresel aylık ortalama sıcaklıklarının yıldan yıla veya uzun dönemli değişimleri; x ekseninde aylar (1-12) görülebilir, (a) Ege ve İyonya Denizleri için uydudan türetilmiş SST (1985–2007), (b) Kuzey yarımküre sıcaklık (NHT) anomalileri (1985–2007), (c) 1850–2007 dönemi için NHT anomalileri. 1998 yılındaki mavi çizgi son 158 yıldaki en anormal değişiklik olarak görünen sıcaklık rejim değişikliğini gösterir. Bütün veri anomaliler şeklinde çizilerek karşılaştırma kolaylığı sağlanmıştır; farklı renk skalalarına dikkat edilmelidir.	48
Şekil 4.7. Deniz yüzeyi sıcaklığı (SST) veri seti (1998–2005) istatistiği: (a) zamansal ortalamasının uzaysal dağılımı, (b) mekansal ortalamasının zamansal değişimi.	49
Şekil 4.8. 1985-2005 veri setinden hesaplanan uzun dönem ortalama SST ($^{\circ}\text{C}$) verilerinin mevsimsel alanları; (a) kış (Ocak–Şubat–Mart); (b) ilkbahar (Nisan–Mayıs–Haziran); (c) yaz (Temmuz–Ağustos–Eylül) ve (d) sonbahar (Ekim–Kasım–Aralık). Yatay değişkenliği daha iyi yansıtmak için kullanılan farklı renk skalasına dikkat edilmelidir.	50
Şekil 4.9. 1985-2005 veri setinden hesaplanan mevsimsel ortalama rüzgar stresi (N/m^2); (a) kış (Ocak–Şubat–Mart); (b) ilkbahar (Nisan–Mayıs–Haziran); (c) yaz (Temmuz–Ağustos–Eylül) ve (d) sonbahar (Ekim–Kasım–Aralık).	51
Şekil 4.10. SST anomalisi veri setinin (1998–2005) EOF açılımı; (a) birinci EOF uzaysal genliği; (b) birinci zamansal mod; (c) ikinci EOF uzaysal genliği; (d) ikinci	52

zamansal mod; (e) üçüncü EOF uzaysal genliği ve (f) üçüncü zamansal mod. Her EOF modunun açıkladığı değişim de eklenmiştir. Filtrelenmemiş zaman serisi (Açık çizgiler) hem yıl içi hem de yıllar arası değişimi gösterirken 22 noktalı (176 gün) hareketli ortalama (koyu çizgiler) bir yıldan daha kısa zaman ölçekleri ile sinyali baskılayarak yıllar arası değişkenliği gösterir.

Şekil 4.11. 8 günlük birleşik SST ($^{\circ}\text{C}$) ve rüzgar stresi (N/m^2) dağılımı; (a) 11-18 Temmuz 1998 (b) 4-11 Ağustos 1998. 53

Şekil 4.12. 1000 metre derinlikteki sıcaklık (a) tuzluluk (b) ve yoğunluk (c) verilerinin ortalama değerlerinin zamansal serisi, Girit Denizi'ndeki bütün uygun istasyonlardan alınmıştır. Veri, MODB-MED5 veri setinden alınmıştır (Brasseur ve ark., 1996). 54

Şekil 4.13. a) ortalama hava sıcaklığı (merkezi ve Güney Ege'deki 9 meteorolojik istasyondan kış ortalaması), b) Girit Denizi'ndeki iki tabakanın potansiyel sıcaklıkları, c) aynı 9 istasyondan yağış, d) 4b'deki aynı istasyonların ortalama tuzlulukları ve e) aynı tabakaların ortalama sigma teta değerleri. Meteorolojik veri Helenik Ulusal Meteoroloji Servisi'nden alınmıştır. 55

Şekil 4.14. Karadeniz (kesikli çizgi) ve Ege Denizi (kalın düz çizgi) 1982-2004 dönemi üç yıllık hareketli ortalama ile filtrelenmiş SST anomalileri ($\text{SSTA}, ^{\circ}\text{C}$) ve NAO (noktalı çizgi) ile EAWR (düz çizgi) indeksleri (birimsiz). 56

Şekil 4.15. Ege Denizi için 1982-2004 yılları arası üç yıllık hareketli ortalama ile filtrelenmiş kış basen ortalamaları; SST ($\text{SSTA}, ^{\circ}\text{C}$, kalın düz çizgi), yüzey atmosfer sıcaklığı ($\text{SATA}, ^{\circ}\text{C}$, düz çizgi) ve yüzey rüzgarının dikey bileşeni ($\text{VA}, \text{m/s}$, kesikli çizgi). 57

Şekil 4.16. Ege Denizi için SAT ($^{\circ}\text{C}$) ile SST ($^{\circ}\text{C}$, sol panel) ve yüzey rüzgarının dikey birleşeni ($\text{V}, \text{m/s}$) ile SAT ($^{\circ}\text{C}$, sağ panel) arasındaki dağılım grafikleri. Düz çizgiler 0,75(sol) ve 0,67 (sağ) korelasyon katsayısı ile lineer regresyon eğrilerini göstermektedir. 58

Şekil 4.17. NAO ve EAWR indeksleri (birimsiz; yatay eksen) ile Kuzey-Güney doğrultulu ($\text{V}; \text{m/s}$, dikey eksen; sol paneller) ve Doğu-Batı doğrultulu ($\text{U}; \text{m/s}$, dikey eksen; sağ paneller) Ege Denizi üzerindeki rüzgar bileşenlerinin dağılım grafikleri. Düz çizgiler NAO ve EAWR ile Kuzey-Güney doğrultulu rüzgar bileşeni arasındaki sırayla -0,89 ve -0,86 değerindeki korelasyon katsayılarına sahip lineer regresyon eğrilerini göstermektedir. 59

Şekil 4.18. 1993-2001 yılları arası ortalama su seviyesi ile anlık su seviyesi arasındaki farkın değişimleri. 60

Şekil 4.19. 1998-2005 veri setinden hesaplanan mevsimsel ortalama yüzey klorofil konsantrasyonu (mg/m^3) alanları; (a) kış (Ocak-Şubat-Mart); (b) ilkbahar (Nisan-Mayıs-Haziran); (c) yaz (Temmuz-Ağustos-Eylül) ve (d) sonbahar (Ekim-Kasım-Aralık). 61

Şekil 4.20. Klorofil anomalisi veri setinin (1998–2005) EOF açılımı; (a) birinci EOF uzaysal genliği; (b) birinci zamansal mod; (c) ikinci EOF uzaysal genliği; (d) ikinci zamansal mod; (e) üçüncü EOF uzaysal genliği ve (f) üçüncü zamansal mod. Her EOF modunun açıkladığı değişim de eklenmiştir. Filtrelenmemiş zaman serisi (Açık çizgiler) hem yıl içi hem de yıllar arası değişimi gösterirken 22 noktalı (176 gün) hareketli ortalama (koyu çizgiler) bir yıldan daha kısa zaman ölçekleri ile sinyali baskılayarak yıllar arası değişkenliği gösterir.	62
FŞekil 4.21. Seçilmiş yıllar için yıllık Chl (mg/m ³) anomalisinin uzaysal dağılımı (1998–2005 ortalaması yıllık ortalamadan çıkarılmıştır): (a) 1999; (b) 2001 ve (c) 2004.	63
Şekil 4.22. Yeni yabancı türlerin gelişine karşı deniz ve hava sıcaklıkları (anomaliler şeklinde) yıldan yıla ve uzun dönem değişimleri. (a) Yabancı türler uydudan türetilmiş bölgesel SST (yıllık ortalama) değerlerine karşı. (b) Yabancı türler bölgesel hava sıcaklığı (yıllık ortalama) değerlerine karşı. (c) 2 yıl ertelemeli uzun dönem yabancı tür 4-yıllık ortalaması Kuzey yarım küre sıcaklığına karşı. (a, b) Çapraz korelasyon analizi değişen sıcaklıkla (hava ve deniz) birlikte yabancı türlerin sayısının iki yıllık bir gecikmeyle pozitif olarak değişkenliğini gösterdiği için iki yıllık bir erteleme ile sunulmuştur. Düz siyah çizgi yabancı türleri kesikli gri çizgi sıcaklık verisini göstermektedir. Dik çizgi 1998 yılındaki sıcaklık kaymasını göstermektedir. Lineer korelasyon (r) ve onunla ilişkili ihtimal (p) şekillerin üzerinde verilmiştir.	64
Şekil 5.1. Batı Karadeniz'in temel coğrafi ve topografik özellikleri ve Bulgaristan, Romanya ve Ukrayna kıta sahanlığındaki uzun süreli düzenli istasyon ölçüm ağı (●). 1998 – 2008 yılları arasındaki ortalama yüzey klorofil konsantrasyonu değerinin 2.5 g m ⁻³ sınır çizgisi iç ve dış kıyı bölgelerini birbirinden ayırır. Yüzey klorofil konsantrasyonu 9 km aylık SeaWiFS verilerinden oluşturulmuştur (http://reason.gsfc.nasa.gov/OPS/Giovanni/ocean.seawifs.2.shtml).	68
Şekil 5.2. Zaman serilerinden (a) kıyı boyunca ölçülen ve 29-32°E boylamları ve 44-46°N enlemlerinde yer alan bölge için ortalaması hesaplanan deniz yüzey sıcaklığı (Sea Surface Temperature - SST) anomalisi (°C) ve Kuzey Atlantik salınım (NAO) indeksi. (b) Net sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonu ve eski Sovyetler Birliği ülkelerinin azot ve fosfor içeren gübre kullanım oranları (milyon ton). (c) pelajik planktivör ve piskivör balıkların avcılık mortalitesi oranlarının yıllık ortalama değişimleri	70
Şekil 5.3. Biyotik değişkenler, biyotik değişkenlerin yıllık biyokütle değişimleri (sürekli çizgiler) ve STARS algoritması ile belirlenen adım değişiklikleri (koyu çizgiler)	74
Şekil 5.4. Biyotik değişkenlerin ilk üç temel bileşen skorlarının (Principle component – PC) zaman serisi (düz çizgiler) ve değişkenlerin STARS algoritması ile belirlenen adım değişiklikleri (kesikli çizgiler).	75
Şekil 5.5. Abiyotik değişkenlerin ilk 3 temel bileşeninin skorları için zaman serisi	78
Şekil 5.6. İklimsel değişkenlere (DYS ve NAO indeksi) bağlı PC1 ve PC2 skorlarının zaman serisi. Koyu düz çizgiler basamak benzeri geçişler ile birbirinden ayrılan	79

ortalama durumları temsil etmektedir.

- Şekil 5.7. Değişik dönemlere ait 1960-1972 (■), 1973-1991 (▲), 1992-2005 (●), biyolojik durum değişkenlerinin 3 farklı grupta kümelenmesini gösteren PC1'e karşı PC2 skorlarının gösterimi. 81
- Şekil 5.8. 1960 ve 2005 yılları arasında Karadeniz'in batı kıyısındaki 3 farklı besin ağı oluşumunun şematik gösterimi. 82
- Şekil 5.9. Batı Karadeniz'in Romanya ve Bulgaristan kıyısındaki toplam avcılık üretimi zaman serisi. Avcılık üretimi verisi ticari, endüstriyel, eğlence ve yeme amaçlı yapılan balık, krustase, yumuşakca, deniz memelisi ve diğer su canlıları avını kapsamaktadır. İç sulardan, balık yetiştiriciliğinden ve diğer yetiştiricilik türlerinden elde edilen üretim hariç tutulmuştur. Bu veri aşağıdaki adresten indirilebilir.
http://earthtrends.wri.org/searchable_db/index.php?theme=1&variable_ID=840&action=select_countries 82
- Şekil 5.10. Değişik dönemlere ait 1960-1972 (■), 1973-1991 (▲), 1992-2005 (●), PC1 ve PC2 analizi sonuçlarına karşılık biyolojik durum değişkenlerinin 3 farklı grupta kümelenmesini gösteren besin tuzu sınırlama fonksiyonu çizimi. Not: Sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonunun 0.6 altındaki değerleri iki farklı alternatif duruma karşılık geliyor. 83
- Şekil 6.1. Karadeniz'e kıyısı olan ülkelerin takribi münhasır ekonomik bölgelerini kesikli çizgiler ile, 1998-2008 yılları ortalama klorofil konsantrasyonunu renkli skala ile ve derinlik kontürünün devamlı çizgiler ile gösterildiği Karadeniz haritası. BU, GE, RO, RU, TU, UK sırasıyla Bulgaristan, Gürcistan, Romanya, Rusya, Türkiye ve Ukrayna'yı temsil etmektedir. Klorofil 9 km çözünürlükteki aylık SeaWiFS verisi ile çizilmiştir.
<http://reason.gsfc.nasa.gov/OPS/Giovanni/ocean.seawifs.2.shtml> 88
- Şekil 6.2. Karadenizdeki toplam av miktarlarının ülkelere göre zamansal değişimleri 90
- Şekil 6.3. Karadenizdeki av miktarlarının balık büyüklüklerine ve gruplarına göre (a) Türkiye ve (b) eski Sovyetler Birliği Ülkelerindeki değişimleri 91
- Şekil 6.4. Karadenizde Türkiye ve eski Sovyetler Birliği ülkelerindeki toplam avların ortalama boy değişimlerini gösteren MTL indeksindeki değişimler. 92
- Şekil 6.5. Karadenizde Türkiye tarafından avlanan farklı balık gruplarına ait MTL indeksinin toplam av miktarlarına göre değişimleri. 96
- Şekil 6.6. Karadenizde Türkiye ve eski Sovyetler Birliği Ülkelerindeki toplam avların FiB indeksi değişimleri. 97
- Şekil 6.7. Karadenizde Türkiye tarafından avlanan toplam av miktarının MTL indeksine göre değişimleri. Catch_R ve MTL_R 1956 yılını gösteren referans değerlerdir. 97
- Şekil 6.8. Karadeniz'de Türkiye tarafından elde edilen toplam av miktarının birincil 98

üretim cinsinden ifade edilmesini sağlayan %PPR indeksi ile birincil üretim (PP) nin değişimleri.	
Şekil 6.9. Karadeniz’de Türkiye tarafından elde edilen toplam av miktarının birincil üretim cinsinden ifade edilmesini sağlayan %PPR indeksinin balık boyları indeksi (MTL) ye göre değişimleri.	98
Şekil 6.10. Türkiyedeki avcılık tarafından ortaya çıkan ölüm oranlarının toplam ölüm oranlarına göre durumunu gösteren işletme oranı değişimleri	99
Şekil 6.11. Karadenizde Türkiye tarafından farklı balık gruplarındaki av miktarlarının ekonomik girdi olarak değişimlerini	99
Şekil 7.1. İlk model çıktısı (mavi), ikinci model çıktısı (kırmızı), HADSST ölçümleri (mavi-yeşil), AVHRR ölçümleri (yeşil) yıllık ortalama yüzey suyu sıcaklığı karşılaştırması. Değerler ilk model ortalamasına (14,5 °C) göre değişimler şeklinde gösterilmiştir (Korkmaz,2011).	106
Şekil 7.2. Sıcaklık (deltoid), tuzluluk (yıldız) ve yoğunluk (üçgen) değerlerine göre ilk model çıktısı (mavi) ve ikinci model çıktısı (kırmızı) ile ölçülen CTD gözlemlerinin arasındaki korelasyon ve standart sapma ilişkilerini gösteren Taylor diyagramı (Korkmaz,2011).	106
Şekil 7.3. Modeldeki kompartımanlar ve aralarındaki biyokimyasal ilişkilerin şeması	107
Şekil 7.4. Yıllık ortalama yüzey sıcaklığı değişimi (Korkmaz,2011)	108
Şekil 7.5. Yıllık ortalama yüzey tuzluluğu değişimi (Korkmaz,2011)	109
Şekil 7.6. Yıllık ortalama karışmış tabaka derinliği değişimi (Korkmaz,2011)	109
Şekil 7.7. Yıllık ortalama soğuk ara tabaka kalınlığı değişimi (Korkmaz,2011)	110
Şekil 7.8. 1971-1993 yılları ortalama akıntı ve yüzey yoğunluğu (Korkmaz,2011)	110
Şekil 7.9. Yıllık ortalama rüzgar stresi değişimi (Korkmaz,2011)	111
Şekil 7.10. Karadeniz’in iç baseninde ölçülen <i>Aurelia</i> , <i>Mnemiopsis</i> , trofik zooplankton ve fitoplankton ortalama biyokütle değerlerinin eldeki veriler ışığında yıllara göre değişimi.	113
Şekil 7.11. Karadeniz’in Kuzeybatı sahanlığında ölçülen <i>Aurelia</i> , <i>Mnemiopsis</i> , trofik zooplankton ve fitoplankton ortalama biyokütle değerlerinin eldeki veriler ışığında yıllara göre değişimi	113
Şekil 7.12. Yıl içerisindeki karışmış ara tabaka derinliği değişiminin model sonuçlarına göre 1992 – 2001 yılları arasındaki iklimsel ortalaması.	114
Şekil 7.13. Yıl içerisindeki yüzey Nitrat yoğunluğu değişiminin model sonuçlarına göre 1992 – 2001 yılları arasındaki iklimsel ortalaması.	114

Şekil 7.14. Su kolonundaki Nitrat yoğunluğu değişiminin model sonuçlarına göre 1992- 2001 yılları arasındaki iklimsel ortalamasının aylara göre dağılımı.	115
Şekil 7.15. Yıllık basen ortalaması Chl-a yoğunluğu değişimi (1992 -2001 yılları arasındaki 0,9 mg/m ³ ortalamasına göre çizilmiştir, model sonuçları).	116
Şekil 7.16. Model yıllık ortalama Chl-a yoğunluğu değişimi (1993-2001)	116
Şekil 7.17. Yıllık basen ortalaması model sonucu zooplankton biyokütle yoğunluğu değişimi (1992 -2001 yılları arasındaki 0,15 g/m ³ ortalamasına göre çizilmiştir).	117
Şekil 7.18. Yıllık ortalama model sonucu zooplankton biyokütle yoğunluğu değişimi (1993-2001)	117
Şekil 7.19. Yıllık ortalama model sonucu <i>Aurelia</i> ve <i>Mnemiopsis</i> biyokütle yoğunluğu değişimi (1993-2001)	118

Özet

Projedeki temel yaklaşım, geçmişteki Ege ve Karadeniz iklim-deniz etkileşimlerinin aydınlatılması, atmosfer ve deniz sistemlerinin önemli değişkenliklerinin saptanması, yeterli istatistikî veri bulunanların ne kadar düzenli veya düzensiz olduklarının tespiti ve farklı iklim koşullarındaki sistem özelliklerinin model simülasyonlarıyla belirlenmesidir.

İki yıl süren proje kapsamında Oğuz ve diğ. (2006) ile Kazmin ve Zatsepin (2007)'nin çalışmaları ve daha önce konunun bazı detayları üzerinde gerçekleştirilen çalışmalar çerçevesinde Karadeniz ve Ege Denizi için deniz-atmosfer-iklim etkileşimlerini kapsamlı olarak açıklamaya yönelik bulgu analizlerine ve matematiksel model simülasyonlarına dayalı çalışmalar gerçekleştirilmiştir.

Projenin özgün değeri, son yıllarda açıkça ortaya çıkan iklim değişiklikleri ve bunların denizlerimiz üzerindeki etkilerine yönelik araştırmalara ivme kazandırması ve konunun şimdiye kadar büyük ölçüde ihmal edilen bilimsel bir zemine oturtulmasına katkıda bulunmasıdır. Özetle, Ege Denizi'nde yapılan veri analizlerinin önemli sonuçlarından biri yakın dönemde gözlenen su sıcaklığı artışıyla birlikte artan yeni yabancı tür girişidir. Yabancı türlerin girişindeki yıllar arası değişimler sıcaklık artışıyla paraleldir. Karadeniz'de birlikte yürütülen veri ve model analizleri sonuçları 1992-1993 yıllarındaki karasal kökenli besin tuzu girdisindeki azalma ve iklimsel soğumayla Karadeniz sisteminin istenmeyen dirençli, az üretken bir evreye girmiş olduğunu göstermektedir. Bu evre, dünyadaki deniz ekosistemleri arasında gösterilebilecek en kötü örneklerden biri olarak; deniz analarının baskın olduğu, ekotrofik olarak yetersiz ve kayda değer balık popülasyonu içermeyen bir besin ağı oluşumunu desteklemektedir. Günümüzde bilimin ve politikanın ana meselelerinden birisi yabancı tür ve özellikle deniz anasının etkilediği bu sistemleri balık baskın hale dönüştürebilmek için yollar bulmaya çalışmak olmalıdır.

Anahtar Kelimeler: Karadeniz, Ege Denizi, hidro-fiziksel ve biojeokimyasal özellikler, bölgesel özellikler ile büyük ölçekli atmosfer sistemleri arasındaki bağıntılar, iklimsel değişimlerin ekosistemler üzerindeki etkileri

Abstract

The main approach in the current project is to provide explanations for the past climate-ocean interactions, to define the major variations in atmosphere and sea systems and to determine how systematic/non-systematic are these variabilities and to simulate the system characteristics under different climate conditions.

Within the scope of this 2-year project, in the framework of what has been done by Oğuz et al. (2006) and Kazmin and Zatsepin (2007), and the works that have been published previously (Polonsky et al., 1997; Reva, 1997; Belokopytov, 1998; Özsoy, 1999; Stanev ve Peneva, 2002; Tsimplis and Rixen, 2003; Tsimplis et al., 2004; Gündüz and Özsoy, 2006) concentrating on a variety of details of the current work are reviewed to provide an extensive explanation on sea-atmosphere-climate interactions over the Black Sea and Aegean Sea via data analysis and mathematical model simulations.

The project's value comes from the fact that it contributes to the work done on 2000's hotly debated phenomena, Global Climate Change, based on how it would effect our seas which is, indeed, a highly disregarded scientific topic in our country up to now. The major affect could be as the results of the data analysis done on the Aegean Sea has shown that there has been a significant introduction of the alien species with the increase in sea water temperature in the recent years. Besides, there is a high correlation between the interannual alien species biomass and the temperature anomalies. Moreover, in the Black Sea the results of the observational and model data reveal that in the cooling period between 1992-1993 there is a decrease in the terrestrial/antropogenic nutrient input. This situation led to an unfavorable low productive state in the Black Sea ecosystem. Furthermore, this state is one of the worst examples of environmental degradation in the whole world history with the foodweb structure of jelly fish dominating the system and with ecotrophically low amount of fish stocks. Nowadays, the major subject of the politics and science should be finding ways to recover a marine ecosystem (such as the Black Sea) invaded by alien species into a fish dominated ecosystem.

Key words: the Black Sea, Aegean Sea, hydro-physical and biogeochemical properties, connections between regional characteristics and large-scale atmosphere systems, the impact of climate variations on ecosystems.

BÖLÜM 1

İklim Değişimlerinin Karadeniz ve Ege Denizi Ekosistemi ve Dinamiğine Etkileri Projesi'ne Genel Bakış

Son 10-15 yıl içinde insanlığın temel ekolojik sorunlarına “küresel ısınma ve küresel iklim değişimi” gibi “yeni bir atmosferik tehlike”, “dünyanın ateşi yükseliyor” gibi ifadelerle vurgulanan bir yenisi eklenmiştir. İnsan etkisinden kaynaklanan ve “yapay iklim değişimi” olarak da nitelenen bu sürecin, tüm canlılar ve cansız çevre için potansiyel tehlikelerle dolu olduğuna ve bu değişimin artık geriye çevrilemeyeceğine inanılmaktadır. Yerküre'nin 4.6 milyar yıllık çok uzun jeolojik tarihi boyunca iklim sisteminde milyonlarca yıldan on yıllara kadar tüm zaman ölçeklerinde doğal etmenler ve süreçlerle birçok değişiklik olmuştur. Jeolojik devirlerdeki iklim değişiklikleri, özellikle buzul hareketleri ve deniz seviyesindeki değişimler yoluyla yalnız dünya coğrafyasını değiştirmekle kalmamış, ekolojik sistemlerde de kalıcı değişiklikler oluşturmuştur. Ancak, yüzbini-milyon yıllar ölçeğinde doğal olarak gelişen bu tür iklim değişimleri, günümüzde insan nesli tarafından birkaç yüzyıl içinde gerçekleştirilmiştir.

İklim, günlük-mevsimlik-yıllık gibi göreceli olarak kısa tabii süreçler içinde oluşan atmosferik olayların ve hava koşullarının, onyıllık ve daha uzun zaman süreçleri içindeki ortalama yapısal özelliklerinin ve değişkenliklerindeki istatistiksel olarak anlamlı değişimlerinin tanımlanması ve atmosfer (hava), hidrosfer (okyanus, deniz), hidrosfer (göl, nehir), biyosfer (canlı ekosistemler), krayosfer (kar, buzul, aysberg) kapsayan bir yerküre sistemi kapsamında açıklanmasıdır. Bunun için yerküre sistemin oluşturan birimlerin kendi iç bünyelerindeki karmaşık olaylar ve bunların oluşum mekanizmaları ile birimler arasındaki etkileşimler bu sistemin oluşumuna ve değişimlerine yol açan dış etkenler ile bunların sistemin iç bünyesinde yarattığı dinamik olayların gözönüne alınması ve bütünsel olarak incelenmesi gerekmektedir.

Atmosferik olaylara bağlı iklimsel değişimler ile okyanuslar ve denizlerdeki dinamik, biyojeokimyasal olaylar arasındaki ilişkiler üzerindeki araştırmalar, son yıllarda giderek önem kazanan küresel ısınma ve bunun önümüzdeki onyıllar ve yüzyıllar içindeki olası etkilerini araştırmak üzere ortaya çıkan Yer Küre Bilimleri (Earth System Science)'nin odak konularından birisi durumundadır. Buradaki temel yaklaşım iklim-deniz ilişkilerinin geçmişteki (onyıllar mertebesindeki) etkileşimlerinin elde bulgular yardımı ile aydınlatılması, atmosfer ve deniz sistemlerinin birinci dereceden önemli değişkenliklerinin saptanması, bu olayların ne dereceye kadar düzenli veya düzensiz olduklarının belirlenmesi, bu sayede bu sistemlerin ileriye dönük olası davranış biçimlerinin ve bunların yol açacağı ekolojik - ekonomik etkilerinin kestirilmeye çalışılması ve çeşitli senaryolar altındaki sistem özelliklerinin model simülasyonları ile belirlenmesidir.

Küresel İklim değişimi ekolojik, ekonomik ve sosyal boyutları olan günümüzde dünyanın en önemli problemlerinden biridir. Ülkelerarası İklim Değişim Paneli'nin (IPCC) 2007 yılı raporunda da belirtildiği gibi, sera gazlarının atmosferde yarattığı etkiler nedeniyle 20. yüzyılda hava sıcaklıklarında giderek artan bir eğilim ortaya çıkmıştır (IPCC, 2007). Bu eğilimin küresel yüzyıllık ortalaması $0.6 \pm 0.2^{\circ}\text{C}$ gibi çok yüksek bir rakamdır. Bu eğilimin aynı ivmede devam etmesi durumunda 2100 yılında, bugüne göre, yaklaşık 3°C civarında bir sıcaklık artışının olacağı, yağış-buharlaşma gibi meteorolojik

olayların büyük ölçüde değişeceği beklenmektedir. Ayrıca, bu eğilim üzerinde yıllar-arası değişimlerden başlayarak onyıllar-arası değişimlere kadar uzanan farklı periyotlarda salınımlar bulunmaktadır. Bu tür salınımlar dünyanın çeşitli bölgelerinde hava sıcaklığı ve basıncı, yağış ve buharlaşma miktarı gibi meteorolojik verilerde, su sıcaklığı ve tuzluluğu, su seviyesi, nehir akılarındaki değişimler gibi deniz ve iç suların fiziksel özelliklerinde, plankton biyokütlesi, balık stokları vs gibi biyolojik özelliklerinde saptanmıştır. Bu salınımlardan bazıları, bölgesel meteoroloji ve su dinamiklerine bağlı olarak, daha baskın bir şekilde ortaya çıkmaktadır. Bunun yanında, bu tür baskın salınımların periyotlarının genellikle bazı atmosferik olaylara bağlı olarak geliştirilen indeks'lerin salınım periyotları ile de bire-bir örtüştüğü görülmüştür. Bunların içinde Pasifik Okyanusundaki El-Nino-Güney Salınımı (El-Nino Southern Oscillation-ENSO) (Allan & Parker,1996), Pasifik Onyıllık salınımı (Pacific Decadal Oscillation-PDO), ve Türkiye coğrafyası üzerinde önemli etkilere sebep olan Kuzey Atlantik Salınımı (North Atlantic Oscillation-NAO) (Hurrell, 1996) en belli başlı olanlarıdır.

Kuzey Yarım Küredeki en temel yarı-durağan atmosferik sistem Kuzey Atlantik Salınımı (North Atlantic Oscillation-NAO) olarak bilinen hava akımı ve buna bağlı meteorolojik olaylardır (Hurrell ve diğ., 2003). NAO salınımı Kuzey Yarımküredeki atmosfer sisteminin şiddetinin ve değişkenliğinin bir ölçüsüdür. Bu sistemin gerek Kuzey Amerika gerek Avrasya kıtalarındaki kara ekosistemleri ile bu bölgelerin kapsamı alanındaki denizlerin dinamikleri ve ekosistemleri üzerindeki belirgin etkilerini belgeleyen dinamik bazlı çalışmalara örnek olarak Marshall ve diğ. (1997), Cullen ve deMenocal (2000), Sirabella ve diğ. (2001), Lu ve Greatbatch (2002), Hurrell ve diğ. (2003), Polonsky ve diğ. (2004), Oguz ve diğ. (2006), Kazmin ve Zatespin (2007) verilebilir. Ayrıca bu ve buna benzer diğer sistemlerin deniz ekosistemleri ile iç sular ve kara ekosistemlerinin davranış biçimlerini kontrol ettiğini gösteren çok sayıda kanıt bulunmaktadır (Ottersen ve diğ., 2001; Weyhenmeyer ve diğ., 1999; George 2000; Straile ve Adrian, 2001; Richardson ve Schoeman, 2004). İklim değişimlerinin açık deniz plankton ve balık stokları üzerindeki etkileri üzerindeki araştırmalar arasında ise Drinkwater ve diğ. (2003), Chavez ve diğ. (2003), kıyı ve sığ denizler üzerindeki etkilerine yönelik araştırmalar arasında ise Dippner ve Ottersen (2001), Hunt ve diğ. (2002), Reid ve diğ. (2001), Kang ve diğ. (2002), Conversi ve diğ. (2001), Sirabella ve diğ. (2001), Molinero ve diğ. (2005) bulunmaktadır.

Ülkemizde sucul ekosistemler ile iklimsel değişimlerin ilişkileri üzerindeki araştırmalar oldukça sınırlıdır. Oguz ve diğ. (2003, 2006) ve Oguz (2005a,b) Karadeniz'in fiziksel, kimyasal ve biyolojik özelliklerindeki değişimlerin NAO indeks'indeki salınımlar ile ilişkili olduğunu göstermiştir. Özsoy (1999)'de Akdeniz-Karadeniz-Hazar Denizi üçlüsünün fiziksel özelliklerinin bazı büyük ölçekli iklimsel değişimler ile ilişkileri verilmiştir. Bu tür ilişkilerin varlığı ve önemi, en son olarak, Nisan 2005 de Mersin'de gerçekleştirilen 3 günlük Ulusal İklim Kollokyumu'nda da dile getirilmiş, konunun önemi sonuç bildirgesinde açık bir biçimde vurgulanmıştır (Özsoy ve Karaca, 2005). Yaklaşık 8000 km lik bir kıyı şeridine sahip ülkemiz denizlerindeki iklimsel etkiler bugüne kadar maalesef yeterince gündeme getirilmemiştir. Burada önerilen çalışmanın ana teması bu tür ilişkilerin varlığının ve etkilerinin incelenmesidir.

Bu proje çalışmasında başlıca iki amaç belirlenmiştir. Uzun vadeli amaç şimdiye kadar üzerinde yeteri kadar çalışma olanağı bulunmayan deniz ekosistemleri - iklim etkileşimlerini inceleyerek uzun ölçekli değişim süreçlerini tanımaya yönelik bir çalışma programının çekirdeğini oluşturmaktır. Böylece, daha ileri yıllarda bu konunun ve çalışma programının disiplinlerarası, daha geniş kapsamlı ve ulusal ve uluslararası katılımlı hale dönüştürmesi sağlanabilecektir. Kısa vadeli ve daha özel olarak tanımlanabilecek amaçlar ise (1) fiziko-kimyasal ve biyolojik değişimlerinin incelenmesine yönelik gerek ülkemizde

gerekse komşu ülkelerde ve uluslararası veri bankalarındaki verilerin bir envanterinin çıkarılması, bunların olabildiğince bir veri bankası altında toplanması, (2) kuzey yarımkürenin önemli atmosferik sistemlerindeki yıllararası ve daha uzun ölçeklerdeki değişimlerinin ülkemizdeki ekonomik potansiyeli olan ve/veya olabilecek etkileşimlerinin saptanması, (3) bu tür iklimsel bazlı ekolojik etkilerin kirlilik ve diğer insan kaynaklı etkilere göre olan göreceli katkılarının belirlenmesi, (4) ekosistemlerdeki alternatif ortamların iklimsel değişimlere bağlı olarak ortaya çıkabilecek dönüşüm mekanizmalarının matematiksel modeller yardımı ile incelemesidir.

Final Raporu 8 bölümden oluşmaktadır. Projenin genel tanıtımının verildiği Birinci bölümde sonra, İkinci bölümde kullanılan bulguların tanımı, özellikleri ve elde edilen kaynaklara ilişkin bilgiler verilmektedir. Üçüncü bölümde Karadeniz'deki iklim değişimlerine ait bulgular incelenmiştir. Benzer şekilde, Dördüncü bölüm Ege Denizi'ndeki iklim değişimlerini incelemiştir. Beşinci ve altıncı bölümler, bulgu setlerinin istatistiksel ve diyagnostik yöntemler kullanılarak işlenmesi ve bunların sonucunda elde edilen bilimsel değerlendirmeleri içermektedir. Yedinci bölümde ise, bu proje kapsamında oluşturulmaya başlanan ve ayrıca Avrupa Birliği 6. Çerçeve MEECE projesi kapsamında yürütülen model simülasyon çalışmalarından kesitler sunulmaktadır. Sekizinci bölüm projenin özgünlük, beklentiler ve etkiler açısından kısa bir değerlendirmesini kapsamaktadır.

BÖLÜM 2

MATERYAL ve METOD

Bu proje kapsamında Ege Denizi ve Karadeniz için çok çeşitli kaynaklar taranarak mümkün olabildiğince fazla fiziksel ve biyojeokimyasal bulgu setleri oluşturulmaya çalışılmıştır. Söz konusu kaynaklar raporun ilgili bölümlerinde atıflar şeklinde belirtilmiştir. Ancak önemli olanları ve elde edildiği kaynaklardan bazıları aşağıda sıralanmıştır. İstatistiksel analizler ve model detayları ile ilgili materyal ve metod ilgili bölümlerin içinde verilmiştir.

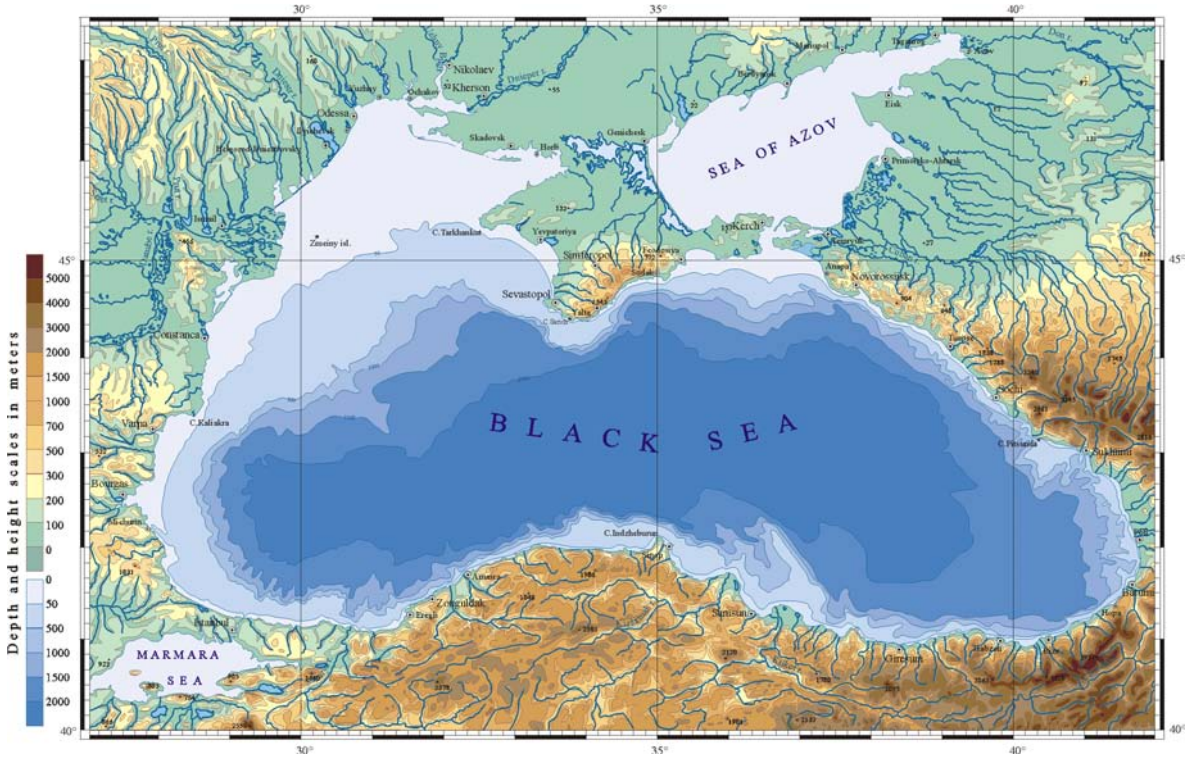
- ODTÜ-Deniz Bilimleri Enstitüsü veri merkezi:
<http://sfp1.www.ims.metu.tr/ODBMSDB/>
- Su bütçesi değişimleri (Ilyin ve diğ. 2006)
- Tuna Nehri debisi değişimleri (Cociasu ve diğ. 2008)
- Kış dönemi yüzey suyu değişimleri (Belokopytov 1998; Rayner ve diğ. 2003; Krivosheya et al., 2005; Kazmin ve Zatsepin 2007)
- Su seviyesi anomalisi değişimleri (Reva 1997; Tsimplis ve Josey 2001; Stanev ve Peneva 2002; Goryachkin ve diğ. 2003)
- daNUbs Project Final Report (2005)
- GEF-UNDP Project Report (2006)
- Karadeniz Komisyonu tarafından hazırlanan “The State of the Environment” Raporu (BSC, 2008)
- 10m yükseklikteki kış mevsimi hava sıcaklığı değişimleri (Titov, 2000; 2002;
<ftp://data.giss.nasa.gov/pub/gistemp/txt/>)
- Uydu verilerinden elde edilen yüzey suyu sıcaklıkları için Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) algılayıcısından elde edilen ve Pathfinder5 olarak adlandırılan aylık ortalamalı, 4 km çözünürlü küresel bulgu seti
<http://podaac.jpl.nasa.gov/DATA CATALOG/sst.html>.
- Aylık ortalama hava sıcaklıkları, rüzgar hızları ve yönleri için 2.5° çözünürlüğü olan <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.html> tarafından verilen global bulgu seti
- NAO indeksi için <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao.htm> tarafından verilen kış ayları (Aralık-Şubat) için seçilmiş aylık ortalamalı bulgu seti
- EAWR indeksi için ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/wd52dg/data/indices/tele_index.nh tarafından verilen kış ayları (Aralık-Şubat) için seçilmiş aylık ortalamalı bulgu seti
- SeaWiFS uzaktan algılayıcısından elde edilen ve <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov> tarafından verilen klorofil değerleri için 9 km çözünürlü aylık ortalamalı bulgu seti

BÖLÜM 3

KARADENİZDEKİ İKLİM DEĞİŞİMLERİ

1. Karadeniz'in genel özellikleri

Oval bir yapıya sahip ve Avrupa'nın güneydoğusunda, 40° 54' 40" - 46° 34' 30" kuzey enlemleri ile 27° 27' - 41° 46' 30" doğu boylamları arasında bulunan 420 bin km² lik alanı, 2.212 m derinliği ve 534,000 km³ toplam su hacmi ile Karadeniz dünyadaki en büyük iç denizlerinden biri konumundadır (Şekil 3.1). Doğu-batı yönündeki maksimum uzunluğu yaklaşık 1175 km, kuzey-güney yönündeki en kısa uzunluğu (Kerempe burnu ile Kırım Yarımadasının en güney ucu arasındaki yaklaşık ~33.5° doğu enlemi boyunca olan mesafe) 260 km dir. Ancak bu uzunluk, 30-32° doğu enlemleri arasında yaklaşık iki katına çıkmaktadır. Karadeniz, İstanbul-Çanakkale Boğazları ve Marmara Denizinden oluşan Türk Boğazlar Sistemi (TBS) ile Ege ve Akdeniz'e bağlanmaktadır. Ayrıca, Kerch Boğazı ile Kırım Yarımadası'nın doğusundaki Azov Denizi ile etkileşim içindedir.



Şekil 3.1. Karadenizin topoğrafyası ve bulunduğu bölgenin coğrafik konumu.

Karadeniz toplam yüzeyi 2 milyon km²'yi aşan ve tüm Doğu Avrupa'yı kaplayan nehir girdilerinin oluşturduğu bir drenaj bölgesine sahiptir. Nehir kaynaklı tatlısu girdilerinin büyük bir bölümü kuzeybatı bölgesinde gerçekleşmektedir. Sadece Tuna Nehri ortalama olarak yılda 200 km³ lük bir debiye sahiptir. Bu bölgeye akan Dniepr, Güney Bug ve Dniestr gibi diğer nehirler ise toplam 65 km³/yıl civarında bir tatlı su girdisi sağlamaktadır. Karadeniz kıyıları boyunca irili-ufaklı diğer nehirlerin toplam girdisi ise 25 km³/yıl kadardır. Karadeniz baseni, derinliği 200m den az ve toplam alanın 29.9% nu kaplayan kıta sahanlığı, 27.3% alanı kaplayan kıta yamacı, 30.6% lık kıta eğimi ve 12.2% lik derin basen (>2000 m) olmak üzere toplam dört fizyografik bölgeye ayrılabilir. Toplam yüzölçümün 25 % ne karşılık gelen ve en fazla nehir girdilerinin olduğu en geniş kıta

sahanlığı kuzeybatı kıta sahanlığı (KBKS) dır (Şekil 3.1). Kırım, Kafkasya ve kıyılarımız ise çok dar bir kıta sahanlığına sahip olup kıyısal kesim çok dik bir kıta yamacı ile derin basene bağlanmaktadır. Ayrıca, basenin çevresi boyunca kıta sahanlığı ile kıta yamacı arasında çok sayıda denizdibi kanyonları bulunmaktadır. Sinop etrafındaki kıyısal bölge ise göreceli olarak geniş bir kıta sahanlığına sahiptir (Şekil 3.1).

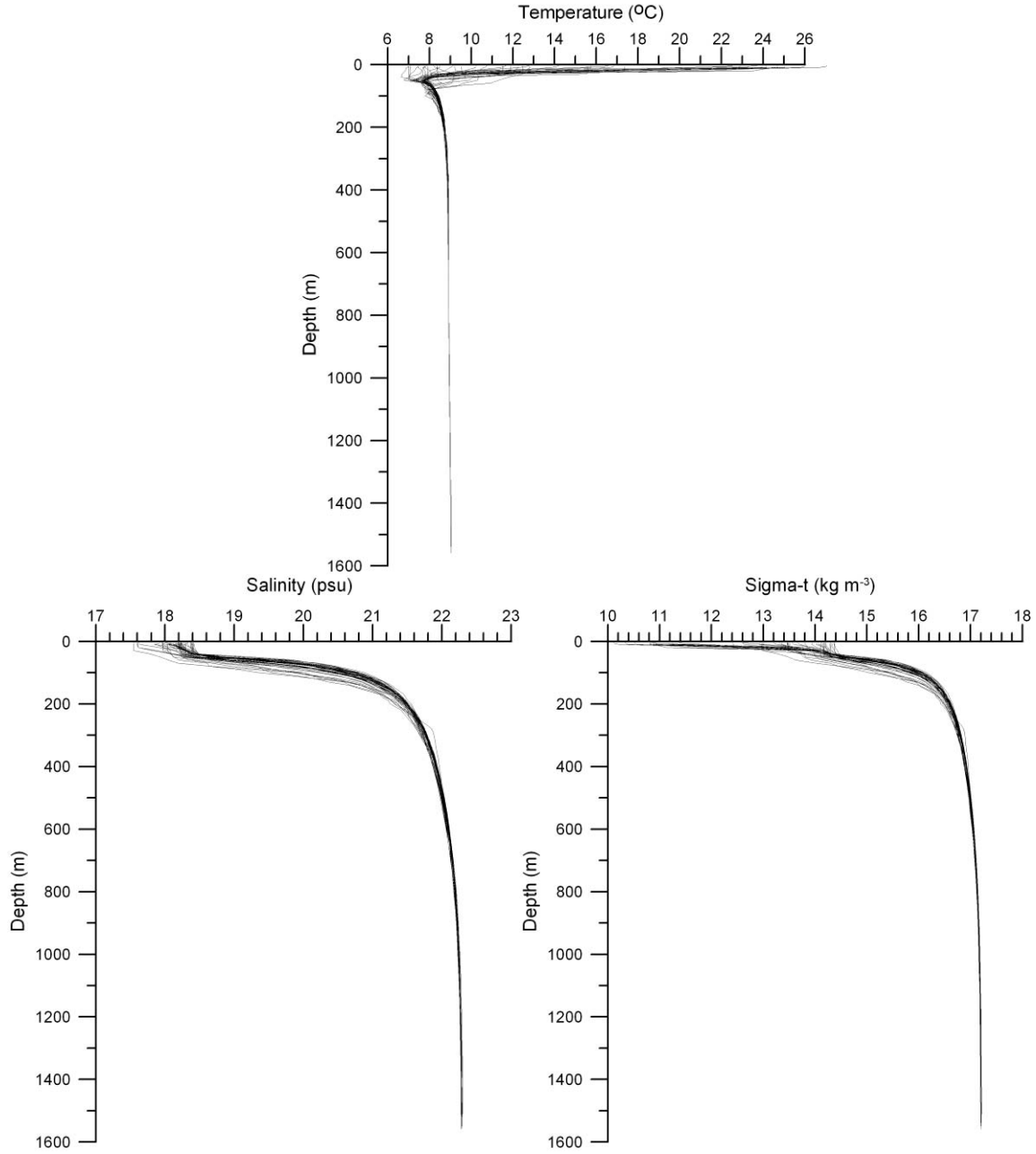
Karadeniz'in bugünkü yapısına kavuşuncaya kadar geçen binlerce yıllık zaman içinde "Quaternary" dönemi özel bir öneme sahiptir. Yaklaşık 19 - 16 bin sene kadar önceki buzul çağında su seviyesi 120 metre kadar azalarak Akdeniz ile olan ilişkisini kaybetmiş, sadece Manyet vadisi kanalıyla aralıklı olarak Hazar Denizi ile bağlantısı kalmıştır. Su seviyesinin İstanbul Boğazı'nın eşik seviyesinin altına düştüğü bu dönemde Karadeniz tuzluluğu binde 3-7 olan büyük bir tatlı su basenine dönüşmüştür. Buzul dönemi takip eden ve günümüzden 16-15 bin sene önce başlayan ısınma döneminde ise buzların erimesiyle Dniepr, Dniestr and Danube Nehirleri tarafından Karadenize taşınan sular deniz seviyesini tekrar yükselterek yaklaşık 12 bin sene önce İstanbul Boğazının eşik seviyesinin üzerine çıkarmış ve böylece Karadeniz'den Ege Denizine doğru yaklaşık $190 \text{ km}^3 \text{ y}^{-1}$ lık bir debi ile su akışı başlamıştır. 9-7.5 bin yıl önceki "Holocene" döneminin başlangıcında ise, Akdeniz ve Karadeniz'in aynı su seviyesine ulaşmasıyla, daha tuzlu Akdeniz kaynaklı sular TBS'den geçerek Karadenize akmaya başlamış ve böylece, günümüzdeki yapıya benzer iki tabakalı bir akım sisteminin ilk oluşumları ortaya çıkmıştır. Daha tuzlu olan Akdeniz sularının girmesi sonucu, Karadenizin katmanlaşma yapısı değişmeye başlamış, iki tabakalı bir sistemin ortaya çıkmasından sonra ise derin sular giderek oksijensizleşerek hidrojen sülfürlü tabaka oluşumu başlamıştır.

Ryan ve diğerleri (1997) tarafından öne sürülen diğer bir görüşe göre, buzulların erime döneminde, Karadeniz su seviyesinin yükselerek Ege Denizine doğru bir su akımının ortaya çıkmasından sonraki dönemde, yani günümüzden yaklaşık 11-9 bin yıl önceki soğuk ve kuru iklimin hüküm sürdüğü "Younger Dryas" döneminde, nehir suyu girdilerinin azalması ile su seviyesi tekrar azalarak İstanbul Boğazı (İB) eşik seviyesinin altına düşmüş ve Akdenize doğru olan su akışı kesilmiştir. Ancak, bu dönemde Akdeniz yükselmeye devam etmiş ve İB eşik seviyesinin üzerine çıkarak günümüzden yaklaşık 7.5 bin yıl önce Karadenize aşırı bir tuzlu su girdine yol açmıştır. Yüksek debili bu su girdisi, Karadenizin su seviyesinin kısa sürede yükselmesine neden olmuştur. Ancak TBS ve Karadeniz'in çeşitli kesimlerinden daha sonraki yıllarda toplanan yeni bulgular, Ryan ve arkadaşlarının görüşünü desteklememekte, bunun yerine yukarıda anlatılan klasik görüşün geçerliliğini ortaya koymaktadır.

2. Karadeniz'in fiziksel özellikleri

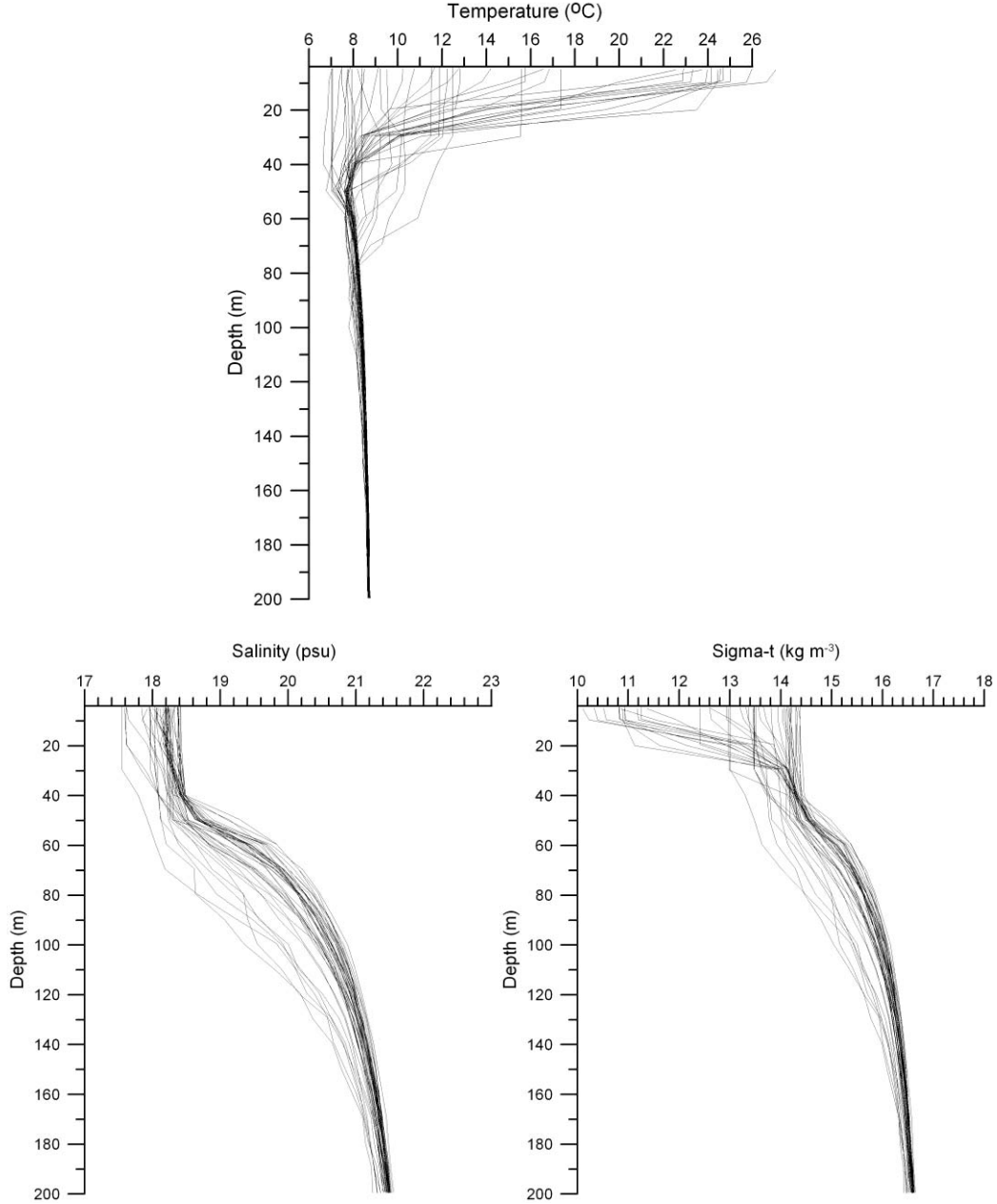
Karadeniz, dünyaki en kararlı ve kuvvetli yoğunluk katmanlaşmasına sahip denizlerden birisidir. 2000 m lik su kolunun en üstteki 200 m lik bölümünde yoğunluk farkı yıl içinde Akdenize göre yaklaşık 10 kat fazla olarak $3-6 \text{ kg m}^{-3}$ arasında değişmektedir. Kasım 2007-Ekim 2008 dönemine ait Argo float'larından birer hafta ara ile elde edilen sıcaklık, tuzluluk ve yoğunluk bulguları kullanılarak elde edilen su kolunun katmanlaşma özelliklerini gösteren profiller Şekil 3. 2'de gösterilmektedir. Bu profillerde, sıcaklığın yıl içindeki değişimine bağlı olarak üst tabakalardaki yoğunluk katmanlaşma özelliklerindeki aşırı değişimler açıkça izlenmektedir. Ancak, bu değişimler 200 metrenin altındaki su tabakalarını etkilememektedir. Bu nedenle derin su katmanları yıl boyunca değişmeyen kararlı sıcaklık ve tuzluluk yapısına sahiptir. Kararlı alt tabaka suları ile yıl içinde fiziksel yapısı değişen üst tabaka suları arasında kalan ve "Kararlı Piknoklin" olarak isimlendirilen ara tabakanın alt sınırı genellikle $\sigma_t \sim 16.2 \text{ kg m}^{-3}$ yoğunluk yüzeyi ile tarif

edilmektedir. Akıntı sistemlerinin yapısına bağı olarak bu yüzey siklonik bölgelerde 100-150 m, antisiklonik karakterli kıyı bölgelerinde ise 150-200 m derinlikleri arasında değişmektedir. Yaklaşık 14.5 kg m^{-3} yoğunluk yüzeyi ile belirtilen Kararlı Piknoklin tabakasının üst sınırı ise siklonik bölgelerde 50-60 metre, antisiklonik kıyı bölgelerinde ise 70-80 metre derinliklerde konumlanmıştır.



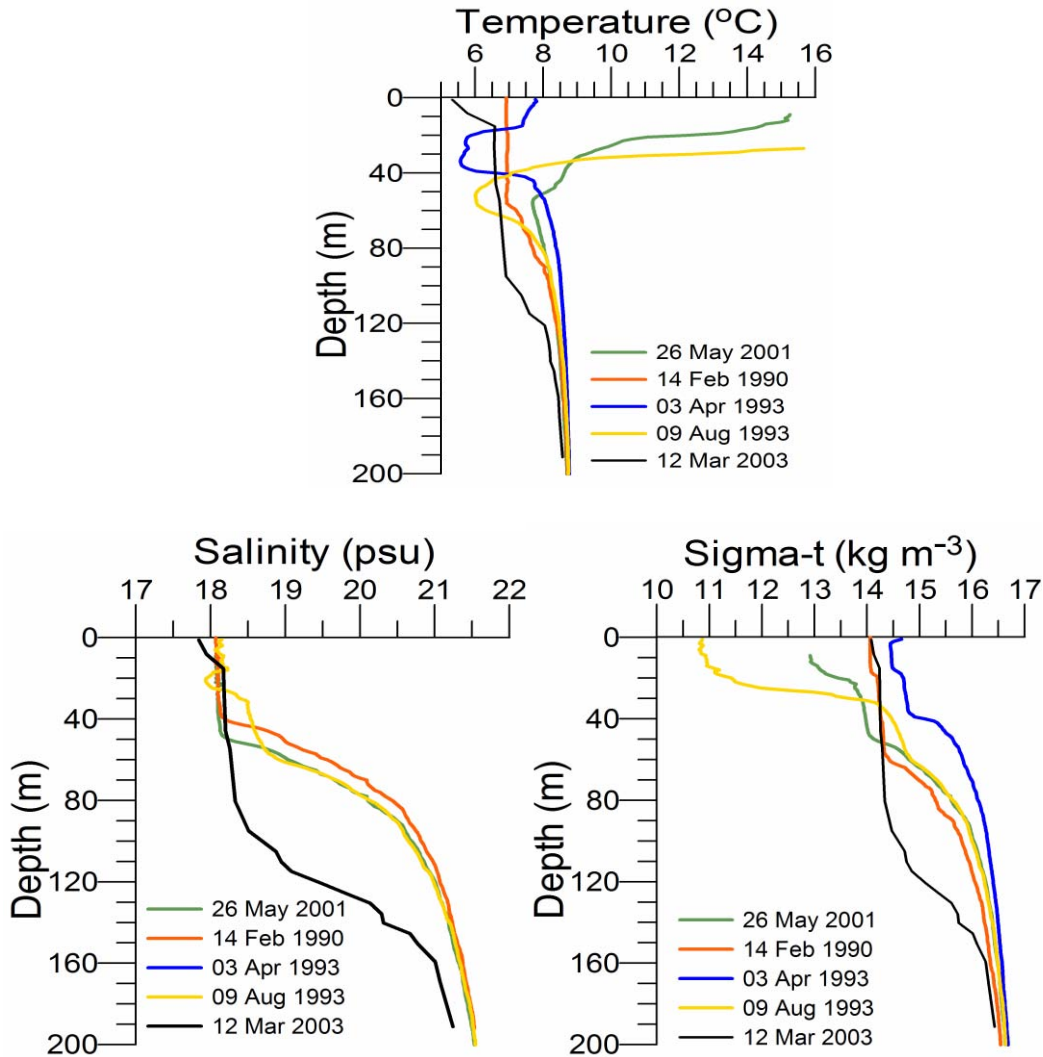
Şekil 3.2. Bir Argo flot ile haftalık aralıklarla basenin çeşitli konumlarında Kasım 2007 – Eylül 2008 döneminde ölçülen sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$), tuzluluk (psu), ve yoğunluk (sigma-t cinsinden, kg m^{-3}) profilleri.

Şekil 3. 2'deki profillerden görüleceği gibi, piknoklinin altındaki su katmanlarında fiziksel özellikler çok sınırlı ölçülerde değişmektedir. 250 m su derinliğinde sıcaklık ~ 8.75 - 8.80°C , tuzluluk ~ 21.65 - 21.75 psu, ve yoğunluk ~ 16.7 - 16.8 kg m^{-3} değerleri; 500 m derinlikte ~ 8.85 - 8.90°C , ~ 22.00 - 22.05 psu, ~ 16.95 - 17.0 kg m^{-3} ; 1000m derinlikte ise 8.95 - 9.0°C , ~ 22.20 - 22.25 psu, ~ 17.15 kg m^{-3} değerleri ile tanımlanmaktadır. 1000 metrenin altındaki derinliklerde ise bu değerler sırasıyla ~ 9.0 - 9.1°C , ~ 22.1 - 22.2 , ~ 17.15 - 17.25 kg m^{-3} civarındadır. 1700 metrenin altındaki en derin tabaka, birkaç bin yıldır süregelen jeotermal ısınmanın etkisi ile homojen bir katmanlaşma özelliği göstermektedir (Murray ve diğ., 1991).



Şekil 3.3. Tüm su kolonu için gösterilen profillerin en üstteki 200 metrelik bölümünün büyütülmüş hali.

Öte yandan, üst tabaka suları sıcaklık açısından yıl boyunca önemli değişimlere uğramaktadır (Şekil 3.3). Kış aylarında, soğuk hava kütlelerinin bölgeyi sık aralıklarla etkilemesi ve buna bağlı olarak atmosferin soğuması ve şiddetli rüzgar gerilimi sonucunda oluşan kuvvetli karışım olayları nedeniyle yüzeye yakın 50-60 metrelik su kolonu $\sim 6-7^{\circ}\text{C}$, $\sim 18.3-18.5$ psu, $\sim 14.0-14.4$ kg m^{-3} ile tanımlanan homojen bir yapıya dönüşmektedir. Bu tür bir yapının en belirgin örnekleri arasında 14 Şubat 1990 ve 3 Nisan 1993 de ODTÜ-DBE tarafından gerçekleştirilen ölçümler ile saptanan $\sim 5.5^{\circ}\text{C}$ lik sıcaklık yapılanması Şekil 3. 4a de gösterilmiştir. Kıyıya daha yakın bir noktada (41.39°K, 30°D) Mart 2003 de elde edilen başka bir örnekte ise 90 metrelik bir su tabakasının 6.5°C ye kadar homojen bir Şekil 3.de soğuduğu görülmektedir. Kıyısız bölgedeki bu örnekteki homojen tabakanın siklonik karakterli derin basen içindeki diğer profil örneklerine göre yaklaşık 2 kat daha kalın olduğu görülmektedir. Sıcaklık açısından homojen bir yapıya sahip su tabakası, ayrıca 18.2-18.3 psu tuzluluk (Şekil 3. 4b) ve 14.2-14.4 kg m^{-3} yoğunluk değerleri ile homojen bir yapı göstermektedir (Şekil 3. 4c).

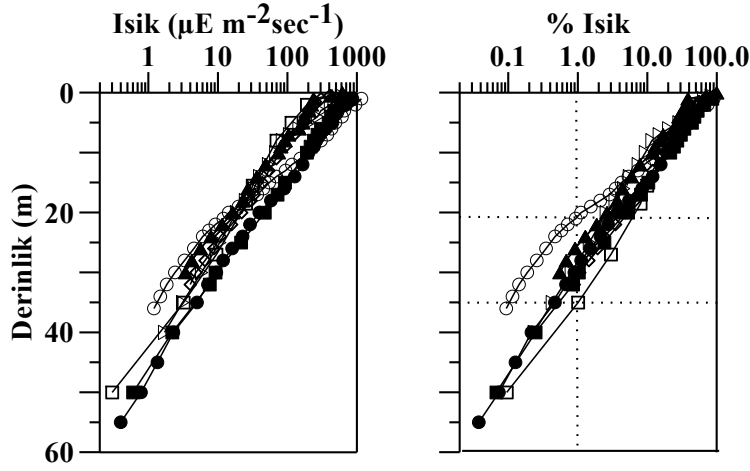


Şekil 3.4. Basenin çeşitli konumlarında çeşitli dönemlerde ODTÜ-DBE tarafından gerçekleştirilen ölçümler sonucu elde edilen ve çeşitli mevsimlerdeki su kütlelerinin değişimi ve oluşumunu gösteren sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$), tuzluluk (psu), ve yoğunluk (sigma-t cinsinden, kg m^{-3}) profilleri. (Profiller ODTÜ-DBE deki <http://sfp1.www.ims.metu.tr/ODBMSDB/> adresindeki verilerden derlenerek elde edilmiştir).

İlkbahar döneminde yüzey sularının ısınmaya başlaması ile birlikte, yüzeye yakın yaklaşık 20 m lik tabakanın sıcaklığı artarken yaz aylarında genellikle 20-25°C sıcaklık, 18-18.5 tuzluluk, ve 10.5-11.5 kg m⁻³ yoğunluk değerleriyle belirlenen bir üst tabaka suyu oluşmaktadır (bak. 3a-c ve Şekil 3. 4a-c). Söz konusu yüzey tabakasının hemen altında ise kışın oluşan soğuk suyu kütlesi (Soğuk Ara Tabaka, SAT, suyu) varlığını korumaktadır (Şekil 3. 3a ve 4a). Oldukça soğuk geçen kış şartlarından sonraki yaz mevsimlerinde SAT suyu daha belirgin olarak varlığının korurken, ılıman kış dönemlerinden sonraki yaz mevsimlerinde SAT suyunun özellikleri daha az belirgin olmakta, bazen ise eriyerek kaybolmaktadır. Bu tür alternative yapılar Şekil 3. 4a daki 3 Nisan 1993, 9 Ağustos 1993, and 26 Mayıs 2001 tarihli profillerde açıkça görülmektedir. Bu nedenlerle, 7-8°C civarındaki SAT suyu ile yüzeydeki 20-25°C lik sıcak su arasında çok keskin bir mevsimsel termoklin ve buna bağlı olarak mevsimsel piknoklin tabakaları oluşmaktadır. Buna karşılık su kütlelerinin tuzluluk yapısında herhangi bir keskin haloklin tabakası ortaya çıkmamaktadır (Şekil 3. 3b ve 4b). Bu keskin sıcaklık ve yoğunluk tabakalaşması söz konusu farklı su kütlelerinin kimyasal ve biyolojik açıdan etkileşimini büyük ölçüde engellemektedir.

100 metrelik üst tabaka suyunun en önemli özelliklerinden birisi ise dikey karışım katsayısı sabitinin değerlerindeki su kütlelerinin katmanlaşma özelliklerine bağlı olarak ortaya çıkan değişimlerdir. Bu katsayı, özellikle kış aylarında, SAT suyu ile bunun hemen altındaki oksijeni giderek azalan su kütlelerinin yenilenme olayının şiddetini kontrol etmektedir. Son yıllarda yapılan ölçümlere göre (Gregg ve Yakushev, 2005; Zatsepin ve diğ., 2007), dikey difüzyon katsayı değeri yüzey tabakası içinde (0-15 m) 10⁻³-10⁻⁴ m² s⁻¹ ile en yüksek değerlerini almakta, mevsimsel termoklin tabakasında (15-30 m) 10⁻⁵-10⁻⁶ m² s⁻¹ değerlerine kadar azalmakta ve SAT içinde bir miktar artarak 2-6 x 10⁻⁵ m² s⁻¹ değerlerine ulaşmaktadır. Kararlı piknoklin tabakasının üst sınırına karşılık gelen SAT suyunun altında ise dikey difüzyon katsayısı hızla azalarak 1-4 x 10⁻⁶ m² s⁻¹ değerlerine inmektedir. Bunun sonucu olarak, türbülans olaylarının zayıflığı nedeniyle SAT suyunun altındaki oksijeni az su kütlesi kış mevsimlerinde yeterince yenilenememekte ve oksijence beslenememektedir.

Karadeniz’de ışıklı tabakanın kalınlığı veya pratik olarak ışığın yüzeydeki değere göre %1’e indiği derinlik 1997-1998 dönemi için 20-35m olarak belirlenmiştir (Şekil 3. 5). Fotosenteze bağlı biyolojik aktivite bu tabakada yoğunken, ışığın %0.1-1 aralığında da (50-60m’ye kadar) aktivite devam edebilmekte hatta bu sınırı da zorlayarak <%0.1 ışık derinliklerde (70-90m) fitoplankton popülasyonları gözlenebilmektedir. Fotosentetik aktif proseslerin gözleendiği bu tabakada ışık sönüm katsayısı (K_d), ise 0.1-0.25 m⁻¹ aralığında hesaplanmıştır.



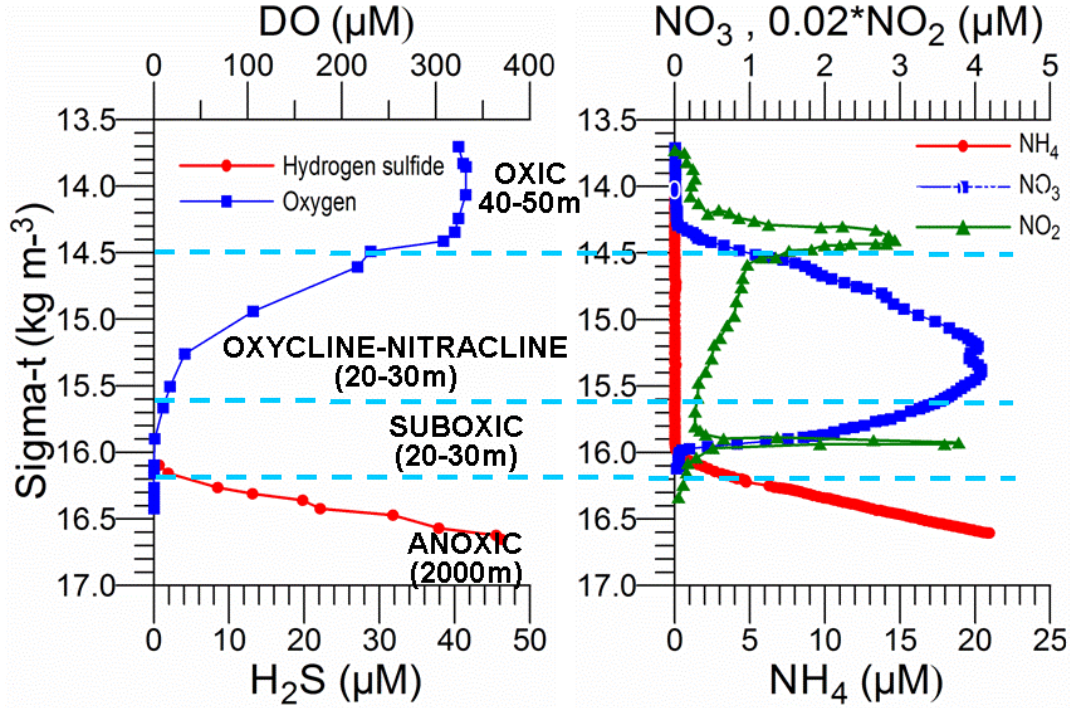
Şekil 3. 5. Karadeniz’de su kolonunda ışığın ulaşımı (Semboller: Yuvarlak= Temmuz 1997, Eşkenar Dörtgen= Mart 1998, Üçgen=Nisan 1998, Kare=Eylül 1998; İçi boş semboller kıyıda ve kıyı akıntısında yer alan, içi dolu semboller açık istasyonları temsil etmektedir)

3. Su kolonunun genel kimyasal özellikleri

Karadeniz, binlerce yıldan beri oluşan fiziksel ve biyokimyasal olaylar neticesinde yaklaşık 100-150 m derinliklere karşılık gelen ve basenin yaklaşık %90 nını kaplayan piknoklin ara yüzeyinin altındaki su kütlelerinin oksijence yenilenmemesi sonucu günümüzdeki en büyük oksijensiz su kütlesine sahip bir iç denizdir. Hidrojen sülfürlü tabakanın üzerindeki 100-150 metrelik ince tabaka ise biyokimyasal açıdan oldukça değişken bir yapı göstermektedir (Şekil 3. 6). Bakteriyel açıdan çeşitli tepkimelerin olduğu piknoklin ara yüzey tabakası nitrat ve oksijen akılarının aşağıya doğru, amonyak ve hidrojen sülfür akılarının üst tabakalara doğru olan hareketini kontrol etmektedir. Su kütlelerinin kararlı fiziksel yapısının yanında, su kolonunun bu bölgesindeki biyokimyasal olaylar hidrojen sülfür içeren alt tabaka sularının yukarı çıkarak biyolojik yaşamı yok etmesini önlemektedir. 1988 yılında Knorr araştırma gemisi ile başlayan ve daha sonraki yıllarda devam eden çeşitli seferlerde gerçekleştirilen ölçümler Karadenizin keskin katmanlaşma özelliği nedeniyle kimyasal özelliklerinin derinliğe bağlı olarak basen içinde değişse bile yoğunluğa göre değişmediğini göstermiştir (Murray ve diğ., 1989; Codispoti ve diğ., 1991). Bu olgu özellikle basenin 70% ini kaplayan derin ve siklonik karakterli sular için geçerlidir. Bu nedenle, Karadeniz kimyasal özelliklerinin su kolonu içindeki değişimleri çoğunlukla yoğunluk eksenini ifade edilmektedir.

Hidrojen sülfürlü tabakanın üzerindeki kimyasal yapı belli başlı dört tabakadan oluşmaktadır (Şekil 3. 6). En üstteki ışığın 1% seviyesine düştüğü yaklaşık 50 m lik tabakaya ufotik tabaka adı verilmektedir. Bu tabakada yüksek oksijen konsantrasyonu (~300 μM), yıl içinde konsantrasyonları değişen besin tuzları ve organik maddeler ile aktif biyolojik yaşam ve buna bağlı çeşitli biyokimyasal dönüşümler olmaktadır. Kuzeybatı kıta sahanlığı dışında, besin tuzları bu tabakada genellikle aşırı tüketim sonucu az miktarda bulunmaktadır. Ancak üfotik tabakanın alt kesimlerinde (30-50m) besin tuzları konsantrasyonları organik maddelerin parçalanması ve yüzeye göre biyolojik üretimde daha az kullanılmaları nedeniyle göreceli olarak artmaktadır. Bu nedenle yaz aylarında en üstteki yüzey karışım tabakasında biyolojik üretim görülmezken mevsimsel termoklinin altında önemli miktarda biyolojik üretim ve buna bağlı aktif yaşam ortaya çıkmaktadır. Yüzey karışım tabakası içindeki üretim ise karışım olaylarının kış aylarında kuvvetlenmesi ve üfotik tabakanın daha altındaki derinliklerde depolanan besin tuzlarının üst tabakaya

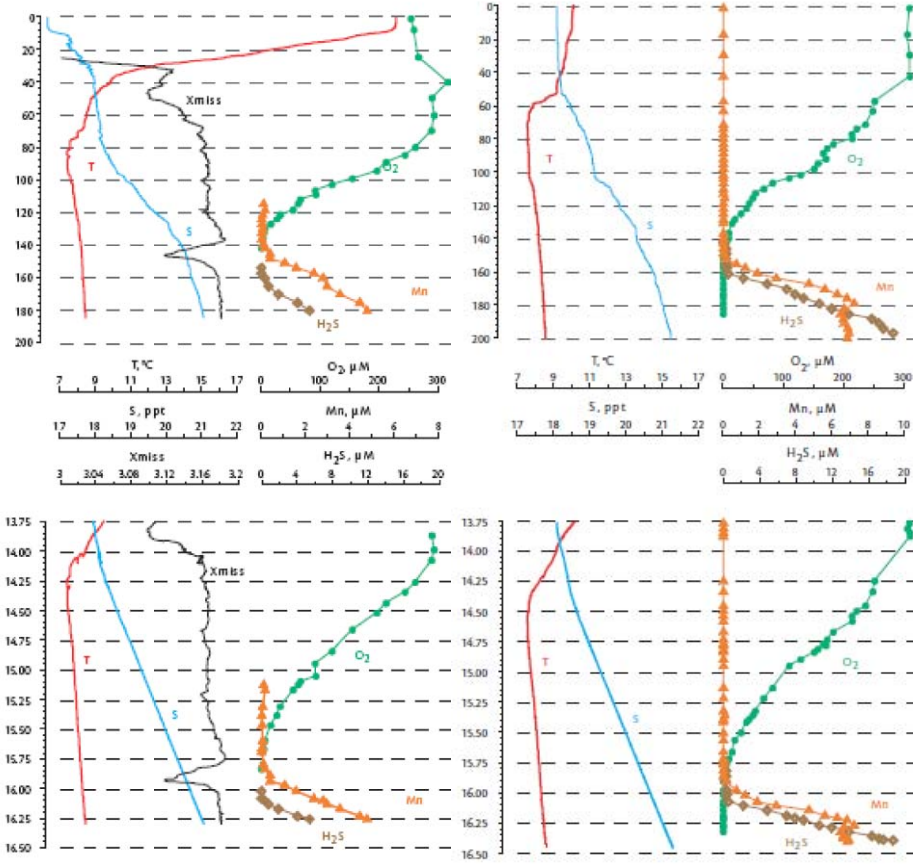
taşınmasını takiben ilkbahar aylarında ortaya çıkmaktadır. Aynı nedenlerle sonbahar döneminde de yüzey tabakası içinde bir üretim artışı görülmektedir. Su kolonunun oksijen, nitrate, fosfat, silikat, pH özellikleri hem basen genelinde hem de Sinop bölgesi için kapsamlı olarak aşağıdaki bölümlerde değerlendirilmektedir.



Şekil 3.6. Sudaki çözünmüş oksijen (O_2), H_2S (soldaki grafikler) ile NO_3 , NO_2 and NH_4 (sağdaki grafikler) de gösterilen profillerin yoğunluğa karşı ($kg\ m^{-3}$) Mayıs 2003 tarihinde orta basenin iç bölgelerindeki değişimlerini gösteren çeşitli tarihlerdeki profiller. Bulgular <http://www.ocean.washington.edu/cruises/Knorr2003/index.html> web sitesinden elde edilmiştir.

Oksijen konsantrasyonları ışıklı tabaka içinde yıl boyunca genellikle 250 to 350 μM arasında değişmektedir. Ocak ayından başlayarak Mart ortalarına kadar devam eden şiddetli karışım olaylarının meydana geldiği kış aylarında ~50 m lik tabakada oksijen ~300-350 μM değerlerinde homojen bir yapı göstermektedir (Şekil 3. 7, sol). Bu mevsimdeki artış oksijenin saturasyon konsantrasyonunun oksijen konsantrasyonundan daha fazla olması nedeniyle atmosfer girdileri sonucu oluşmaktadır. Bu olayların en etkin olarak ortaya çıktığı dönem ise deniz suyu sıcaklığının en düşük ve karışım mekanizmasının en etkin olduğu Şubat ayıdır. Mart ayından sonraki ilkbahar ve yaz aylarında ısınmanın başlaması ile birlikte yüzeye yakın 20 m lik tabaka içinde (mevsimsel termoklinin bulunduğu derinliğe kadar) atmosfere oksijen kaybının başlaması ve organik madde parçalanması olayındaki oksijen kullanımı sonucu konsantrasyon 250 μM seviyesine inmektedir (Şekil 3. 7, sağ). Mevsimsel termoklinin altındaki üfotik tabaka içinde ise biyolojik üretim sonucu ortaya çıkan oksijen nedeniyle oksijen konsantrasyonları kış şartlarındaki değerlerini (350 μM) koruyabilmektedir (Şekil 3. 7, sağ).

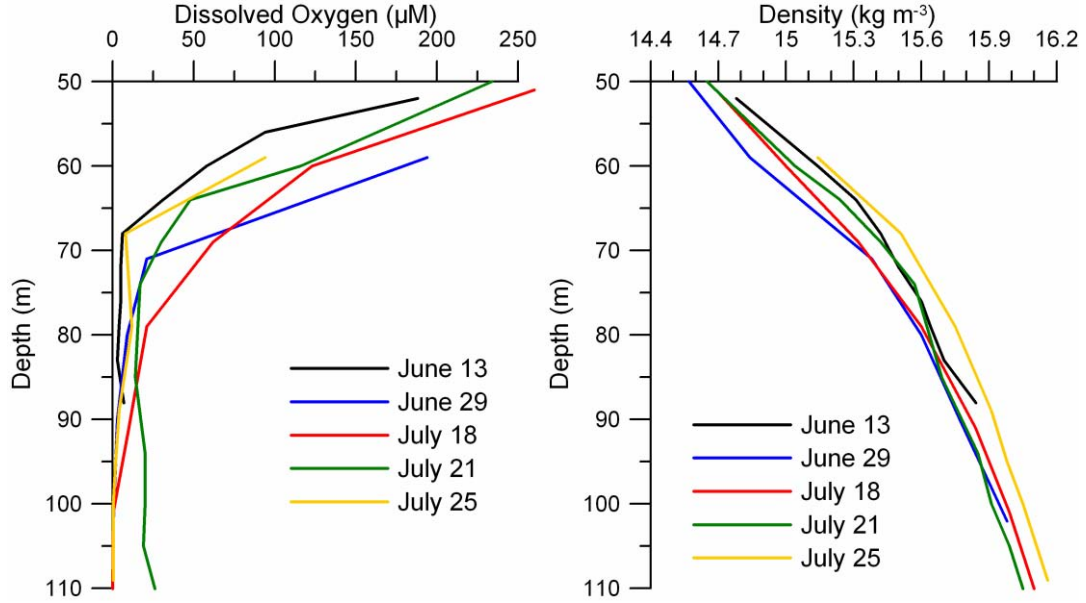
Kış şartları (26 Ocak 2004, 44.52°K, 37.32°D) Yaz şartları (2 Temmuz 2002, 44.52°K, 37.87°D)



Şekil 3.7. 44.52°K, 37.32°D (sol) ve 44.52°K, 37.87°D noktalarında sırasıyla 26 Ocak 2004 ve 2 Temmuz 2002 gerçekleştirilen ölçümlerden elde edilen sıcaklık (T), tuzluluk (S), ışık geçirgenliği (X_{miss}), oksijen (O_2), hidrojen sülfür (H_2S), toplam manganez (Mn^{2+}) konsantrasyonlarının (μM) derinliğe ve yoğunluğa göre değişimleri (bak. Yakushev ve diğ. 2005).

Üfotik tabakanın altındaki 20-40 metrelik kesimde oksijen konsantrasyonları hızlı bir biçimde azalma göstermektedir. Bu azalmanın başladığı $\sim 300 \mu M$ değeri siklonik karakterli bölgelerde genellikle 35–40 m derinliğinde olup $14.4\text{--}14.5 \text{ kg m}^{-3}$ yoğunluk yüzeyine karşılık gelmektedir (Şekil 3. 6). Antisiklonik karakterli bölgelerde ise 70–100 m ve $14.0\text{--}14.2 \text{ kg m}^{-3}$ yoğunluk yüzeyidir (Şekil 3. 7). Oksijen konsantrasyonu 15.6 kg m^{-3} yoğunluk yüzeyine karşılık gelen derinliklerde ise tipik olarak $10 \mu M$ değerine inmekte ve 16.2 kg m^{-3} yoğunluk yüzeyinde ise tamamen tükenmektedir. Bu yüzey aynı zamanda hidrojen sülfürlü tabakanın başlama derinliğidir. Oksijen konsantrasyonlarının $300 \mu M$ dan $10 \mu M$ kadar azaldığı derinliklere oksiklin tabakası, $10 \mu M$ dan hidrojen sülfürün başladığı derinliğe kadar olan tabakaya ise suboksik tabakası adı verilmektedir. Suboksik tabakasının kalınlığı, yoğunluk farklılıkları nedeniyle siklonik bölgelerde 40 m, kıyasal antisiklonik bölgelerde ise 20 m civarındadır. Bu yapı ilk olarak Murray ve diğ. (1989) tarafından 1988 de yapılan ölçümlerde saptanmış daha sonraki ölçümler ile doğrulanmıştır. Daha önceki yıllarda yapılan ölçümlerde (Sorokin, 1983; Faschuk ve Aizatulin, 1986;

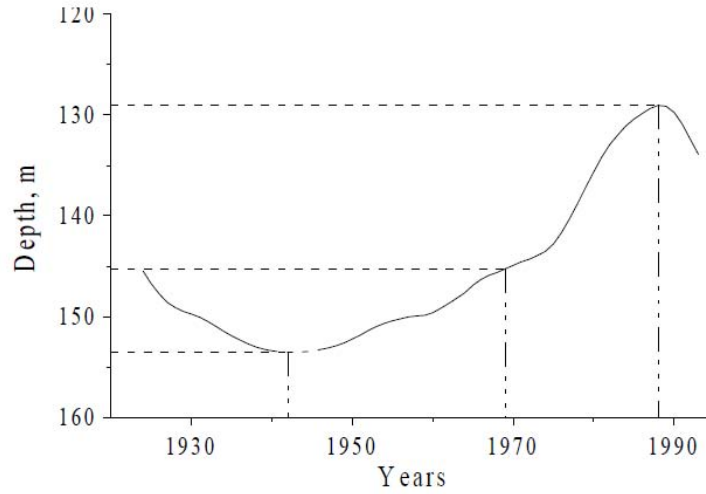
Rozanov ve diğ., 1998) ise düşük oksijenli sularda bulgu toplama tekniklerindeki eksiklikler sonucu atmosferik kontaminasyon nedeniyle bu tabaka tesbit edilememiştir (Tugrul ve diğ. 1992; Buesseler ve diğ., 1994; Kononov ve Murray, 2001). Önceki ölçümler suboksik tabakası yerine, hidrojen sulphur ve oksijenin beraberce bulunduğu bir tabakanın varlığına işaret etmektedir.



Şekil 3.8. 43°K, 34°D noktasında 13 Haziran-25 Temmuz 1988 döneminde gerçekleştirilen ölçümlerde yoğunluk (kg m^{-3}) ve oksijenin (μM) derinliğe göre değişimleri.

Son yıllarda yapılan çalışmalar (Oguz, 2002; Oguz ve Ediger 2007), suboksik tabakası üst sınırının her zaman $\sim 15.6 \text{ kg m}^{-3}$ yoğunluk yüzeyi ile çakışmadığını, dönemsel ve yöresel olarak farklılıklar gösterebileceğine işaret etmektedir. Fitoplankton üretiminin çok olduğu dönemleri takip eden organik madde parçalanma sürecinde yoğun oksijen kullanımı nedeniyle suboksik tabakası daha az yoğunluk yüzeylerine doğru genişlediği, yani bu az oksijenli tabakanın yüzeye doğru kalınlaştığı gözlenmiştir. Örneğin Mayıs 2001'de batı baseninin derin bölgesinde bu sınır bir ay içinde 15.15 kg m^{-3} yoğunluğuna kadar çıkmıştır (Oguz ve Ediger, 2007). Aynı Şekil 3.de, 43°K, 34°D noktasında 13 Haziran - 25 Temmuz 1988 dönemini kapsayan 1.5 aylık süreç içinde yapılan ardışık ölçümlerde oksiklin tabakasının ve suboksik tabakanın üst sınırının sirkülasyon dinamiğindeki değişimlere bağlı olarak ortaya çıkan yoğunluk değişimleri neticesinde sürekli farklılıklar gösterdiği gözlenmiştir (Şekil 3. 8). Bunun karşılığında, suboksik tabakanın alt sınırının (bir başka deyişle, hidrojen sülfürlü tabakanın başlangıcının) yoğunluğa göre değişiminde farklılıklar ortaya çıkmamıştır. Yani, hidrojen sülfürlü tabakanın başlangıcı olan 16.2 yoğunluk değeri günümüz koşullarında oldukça karalı bir yapıya sahiptir. Fakat yaklaşık 100 yıllık bir dönem gözönüne alındığında hidrojen sülfürlü tabakanın başlangıç ara yüzeyinin yıllar içinde derinliğe göre önemli ölçüde salınımlay yaptığı gözlenmektedir (Şekil 3. 9). Karadenizde gerçekleştirilen mevcut tüm ölçümlerin yıllara göre ortalaması alındığında, bu değişim toplam 24 m kadardır. 153 m ye karşılık gelen en derin konumunu 1942'de, 129 m ye karşılık gelen en sığ konumunu ise 1988 de almıştır. Bu iki dönem arasında ise, 1969-1988 arasında toplam 16 m ve 1942-1969 arasında 8 m artmıştır. 1969-1988 deki hızlı değişimin, Karadenizin bu dönemde uğradığı şiddetli ütfokikasyon olaylarına bağlı olarak daha fazla biyolojik üretim sonucu

daha fazla oksijen tüketimi ve hidrojen sülfür üretimi olduğu düşünülmektedir (Murray ve diğ., 1989; Konovalov ve diğ., 1999). Bu dönemdeki nitrat konsantrasyonlarındaki artış, suboksik tabakasının genişlemesi, görünürlüğün azalması gibi bulgular bu görüşü desteklemektedir (Tugrul ve diğ., 1992; Murray ve diğ., 1989; Vladimirov ve diğ., 1997).



Şekil 3.9. Hidrojen sülfürlü tabakanın başlangıç derinliğinin 1924–1995 dönemindeki yapılan ölçümlere göre yıllık ortalama değişimleri. Orjinal değerler 10 senelik bir filter kullanılarak düzeltilmiştir. Kesik çizgiler 1942'deki en derin (153 m), 1988'deki en sığ (129 m) ve 1969'daki ortalama (145 m) konumunu göstermektedir (bak. Konovalov ve diğ., 1999).

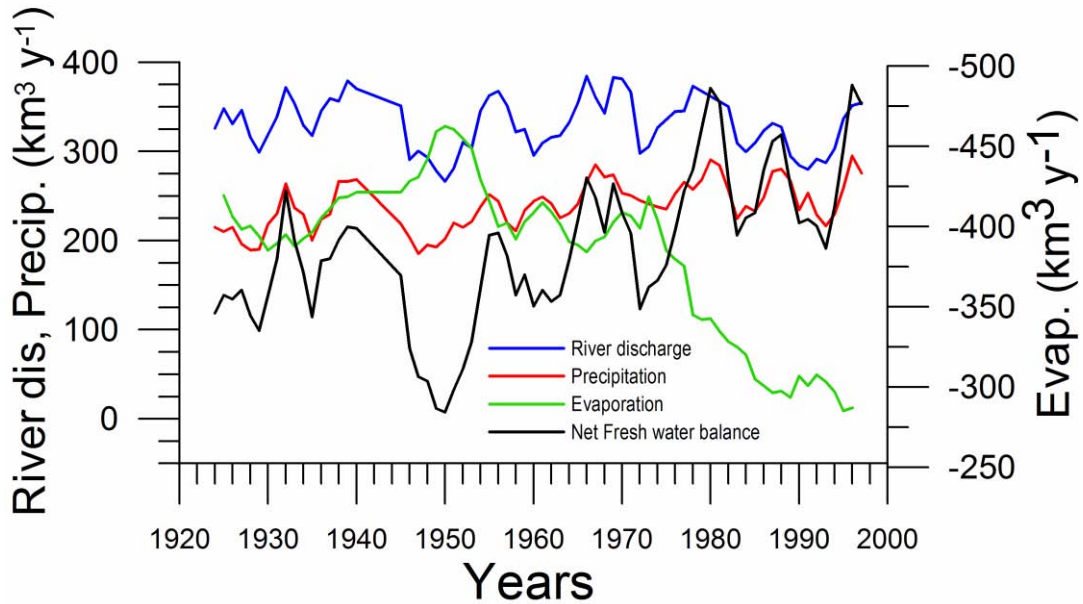
Karmaşık bir takım oksidasyon-reduksiyon tepkimelerinin sonucu olarak oksijen, nitrate, H_2S ve amonyak hidrojen sülfür tabakasının üst sınırında yok denecek kadar az konsantrasyonlarda bulunmaktadır. Suboksik tabaka içinde bu ara yüzeye doğru oksijen ve nitrat giderek tükenmekte, ara yüzeyden daha derinlere doğru ise H_2S ve amonyak konsantrasyonları giderek artmaktadır (Şekil 3. 6). Hidrojen sülfürlü tabaka içindeki bu artışlar son 5000 yıllık süreç içinde organik madde parçalanması olaylarının bir sonucudur. Ayrıca, ara yüzey civarındaki oluşan tepkimeler bu yüzeyin bir dereceye kadar sabit kalmasını ve su yüzeyine doğru olabilecek hidrojen sülfür girdisini önlemektedir. $Mn(II)$ ve $Fe(II)$ 'nin nitrat ile suboksik tabaka içinde (ara yüzeyin üst tarafında) tepkimesi sonucu ortaya çıkan $Mn(III, IV)$ and $Fe(III)$ partikülleri ara yüzeyin altına doğru düşerken hidrojen sülfür ve amonyak ile tepkimeye uğrayarak bunların tüketimine neden olmaktadır (Trouwborst ve diğ., 2006). Ayrıca, amonyak ara yüzey civarında bulunan NO_2^- ile de oksitlenerek nitrojen gazına dönüşebilmektedir (Kuypers ve diğ., 2003). Tüm bu tepkimeler ortamda bulunan çeşitli bakteri cinsleri yardımı ile oluşmaktadır.

Oksijensiz ve çok az ışıklı ortamdaki fotosentez olayı da hidrojen sülfür arayüzeyindeki oluşan tepkimelere katkıda bulunmaktadır. Buradaki HS^- , Mn^{2+} , Fe^{2+} gibi kimyasallar oksijensiz ortamda ve çok düşük ışık şiddetinde (yüzeydeki ışık şiddetinin %0.1'den çok daha az) yaşayan bakteriler tarafından oksitlenebilmektedir (Repeta ve diğ., 1989; Repeta ve Simpson, 1991; Jorgensen ve diğ., 1991; Jannasch ve diğ., 1991). Bu tür olaylara daha çok hidrojen sülfür geçiş tabakasının su yüzeyine daha yakın olduğu ve dolayısıyla ışığın bu derinliklere kadar ulaşabildiği siklonik bölgelerde rastlanmaktadır. Üçüncü bir mekanizma ise H_2S ve oksijenin partikül halindeki mangan ile oksitlenmesidir. Konovalov ve Murray (2001)'ye göre bu mekanizma sülfür miktarının %50 sini tüketebilmektedir.

4. Su bütçesi değişimleri

Şekil 3. 10'da 1925-2000 yılları arasındaki Karadeniz'e giren yıllık toplam nehir debisi, toplam yağış miktarı, toplam buharlaşma miktarı ve bunların toplamını gösteren net tatlı su girdisi değişimleri gösterilmektedir. Bu bulgular Ilyin ve diğ. (2006) tarafından derlenmiştir. Nehir girdisi ve yağış miktarındaki değişimler göreceli olarak az olup en belirgin değişim buharlaşma miktarındaki 1970'den sonra görülen azalma sürecidir. 1970 den önceki yaklaşık $420 \text{ km}^3 \text{ y}^{-1}$ mertebesindeki buharlaşma miktarı daha sonraki 20 yıl içinde doğrusal olarak $300 \text{ km}^3 \text{ y}^{-1}$ mertebesine kadar düşmüştür. Bu nedenle toplam tatlı su girdisi aynı dönem içinde yaklaşık $120 \text{ km}^3 \text{ y}^{-1}$ den $300 \text{ km}^3 \text{ y}^{-1}$ ye yükselmiştir. Söz konusu doğrusal artışın üzerinde büyüklüğü yaklaşık $100 \text{ km}^3 \text{ y}^{-1}$ bulan yıllararası oynamalar da görülmektedir. Yani net su girdisinde 1970-2000 döneminde yaklaşık iki kat bir artış ortaya çıkmıştır. Bu artış ise İstanbul Boğazından Ege Denizine doğru olan üst su akımının debisinde bir artışa neden olmuştur.

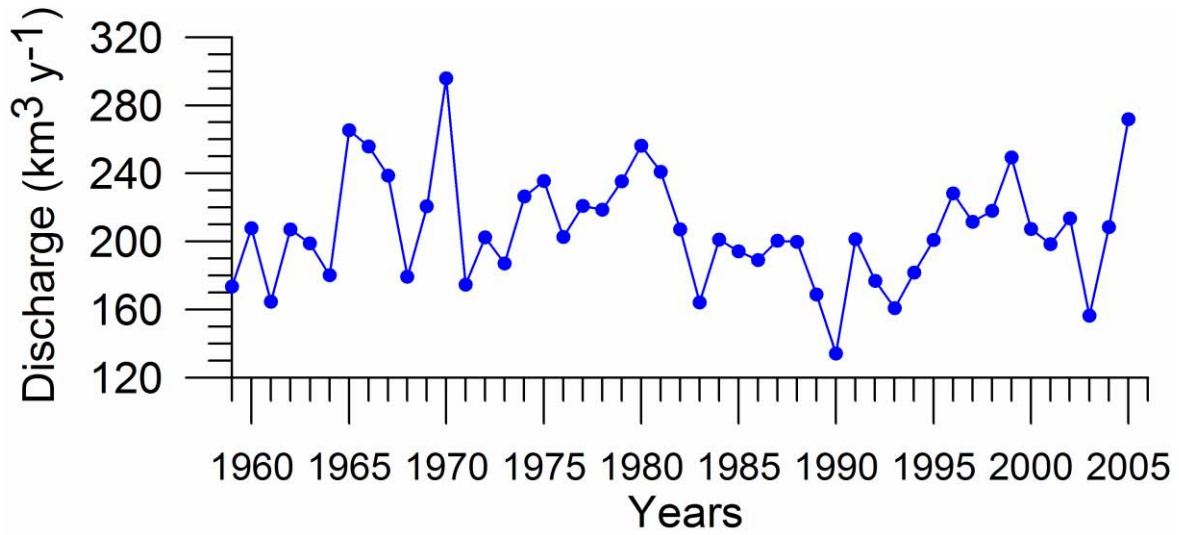
Şekil 3. 10 da gösterilen su bütçesi değişimleri daha yakından incelendiğinde 1980 lerin başından 1990'ların ortalarına kadar olan süreç içinde bir azalma, daha sonraki yıllarda ise bir artış görülmektedir. Bu değişimlerdeki en büyük rol Tuna Nehri tarafından oynanmaktadır. Tuna'nın debisi Karadenize olan toplam nehir debisinin %75'ini oluşturmaktadır. Şekil 3. 7 de gösterildiği gibi Tuna debisi 1980'den 1993'e kadar yaklaşık $100 \text{ km}^3 \text{ y}^{-1}$ azalmış fakat 1993'den sonra 2005'e kadar geçen dönem içinde ise aynı miktarda artmıştır. Ayrıca, 2002-2004 döneminde belirgin bir azalma da göze çarpmaktadır. Bu azalmayı takiben debi 2005'de tekrar 1999'daki değerine ulaşmıştır



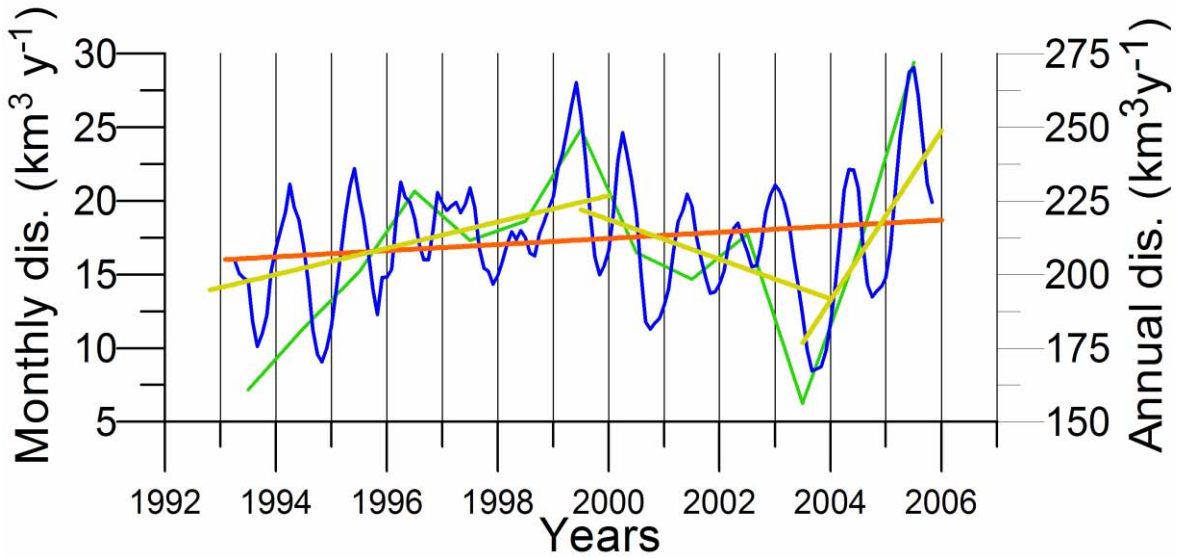
Şekil 3.10. Karadeniz'e giren yıllık toplam nehir debisi, toplam yağış miktarı, toplam buharlaşma miktarı ve bunların toplamını gösteren net tatlı su girdisinin 1924-2000 yılları arasındaki değişimleri.

Tuna debisinin aylık değişimleri (Şekil 3. 8) incelendiğinde gerçekte iki farklı değişim trendinin varlığı belirgin olarak göze çarpmaktadır. Örneğin 1993, 1995, 2000, 2001, 2002, 2004, 2005 yıllarında debi artışının sadece ilkbahar yıllarında ortaya çıktığı görülmekte iken 1994, 1996-1999 yıllarında hem ilkbahar hem kış aylarını kapsayan daha

uzun ölçekli bir debi artışı görülmektedir. 2003’de ise Tuna’nın 1990’dan sonra en az debiye sahip olduğu yıl olmuştur.



Şekil 3.11. Tuna Nehri debisinin 1960-2005 yılları arasındaki ($\text{km}^3 \text{y}^{-1}$) cinsinden yıllık değişimleri.

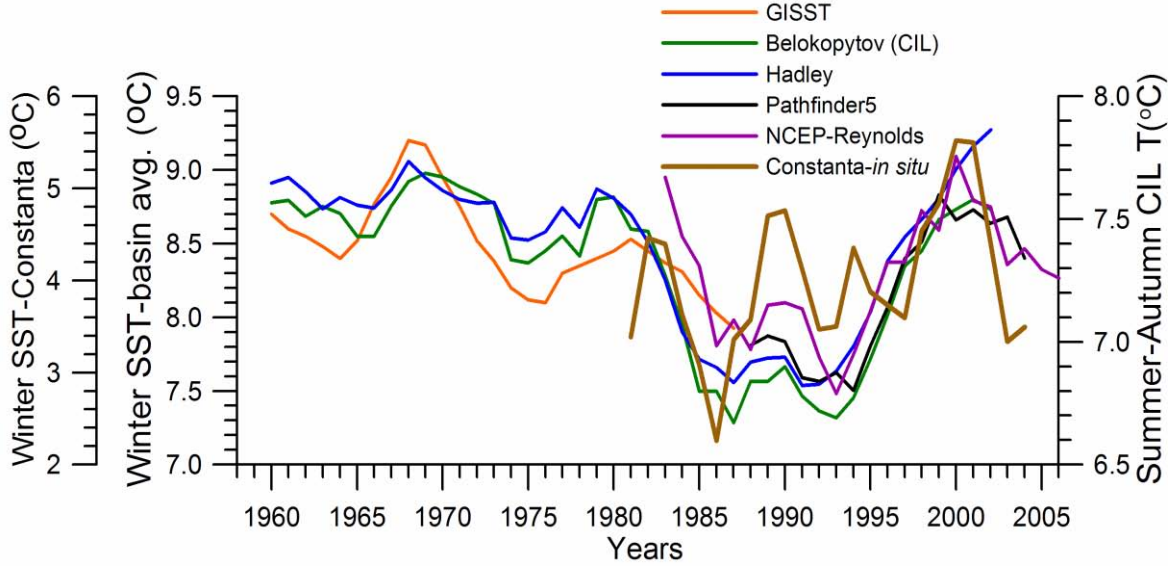


Şekil 3.12. Tuna Nehri debisinin $\text{km}^3 \text{y}^{-1}$ cinsinden aylık değişimleri (mavi renk), yıllık değişimleri (yeşil renk). Sarı ve kırmızı renkler ile gösterilen çizgiler çeşitli dönemlere ait trendlerdir.

5. Yüzey suyu sıcaklığı değişimleri

Çeşitli kaynaklardan elde edilen Aralık-Mart dönemine ait Karadeniz kış mevsimi yüzey suyu sıcaklık (YSS) değişimleri Şekil 3. 13’de verilmektedir. Söz konusu bulgu setleri içinde en yaygın olarak kullanılan İngiltere Meteoroloji Dairesi Hadley Centre tarafından çeşitli grupların 1500 metreden daha derin bölgelerde gerçekleştirdiği ölçümler kullanılarak oluşturulan bulgu setidir (Rayner ve diğ. 2003). Bu bulgu seti ayrıca Advanced Very High Resolution Radiation (AVHRR) algılayıcı uydulardan elde edilen

YSS verilerini de kapsamaktadır. Diğer bir bulgu seti “Global sea-Ice and Sea Surface Temperature Version 2.2 (GISST2.2)” tarafından verilen ve 1950–1994 yılları için 42°–44°K enlemleri ve 29°–39°D boylamları arasındaki bölgeyi kapsayan verilerdir (Kazmin ve Zatsepin, 2007). Diğer bulgu setleri ise NCEP-Reynolds 1° çözünürlü 1983–2006 dönemi için aylık AVHRR uydu ölçümleri ile 1987–2005 dönemi için 4 km çözünürlüklü haftalık Pathfinder5 AVHRR ölçümleridir. Bu bulgu setlerinde sadece uyduların gece ölçümleri kullanılmıştır. YSS verilerine ek olarak Şekil 3. 9’da Mayıs-Kasım dönemine ait mevsimsel termoklin tabakasının altındaki Soğuk Aratabaka Suyu (SATS) nun ortalama sıcaklığı değişimleri de gösterilmektedir. Bu bulgulardan 1950-1995 dönemini kapsayanı Belokopytov (1998) tarafından, 1990-2004 dönemini kapsayanı da Krivosheya ve diğ. (2005) tarafından derlenmiştir.

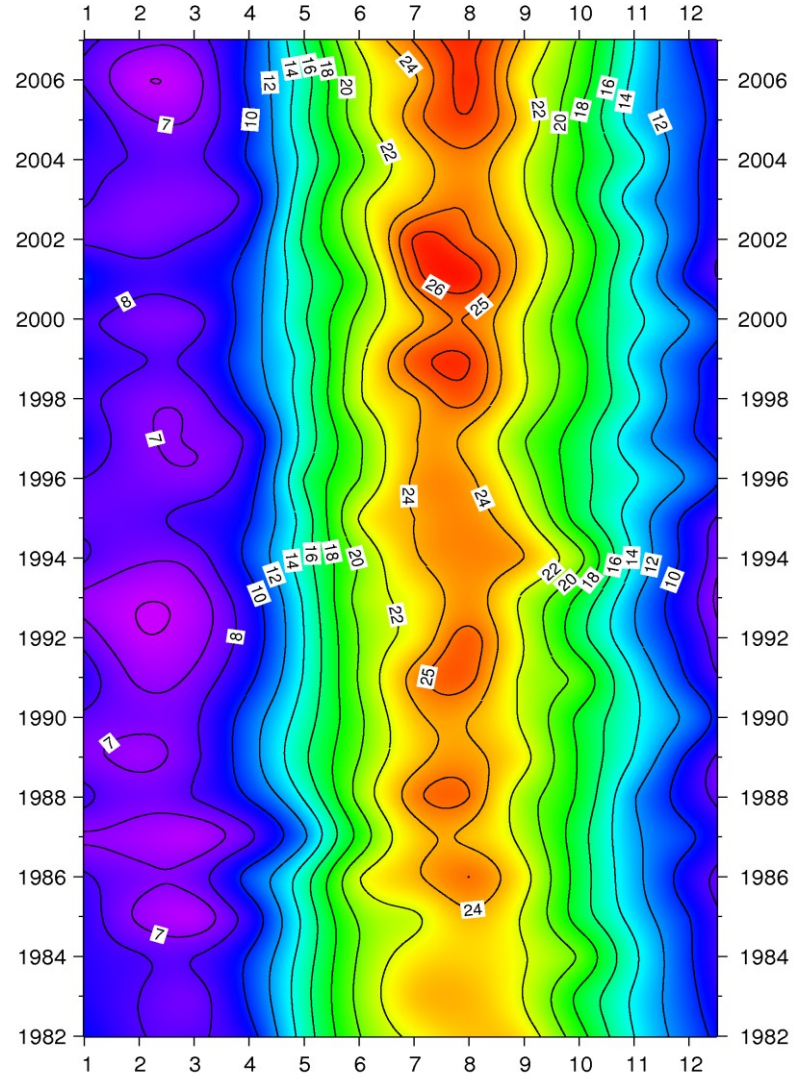


Şekil 3.13. Çeşitli kaynaklardan elde edilen Karadeniz kış (Aralık-Mart) mevsimi ortalama yüzey suyu sıcaklık değişimleri. Bütün veriler üçlü hareketli ortalama tekniği uygulanarak filtrelenmiştir.

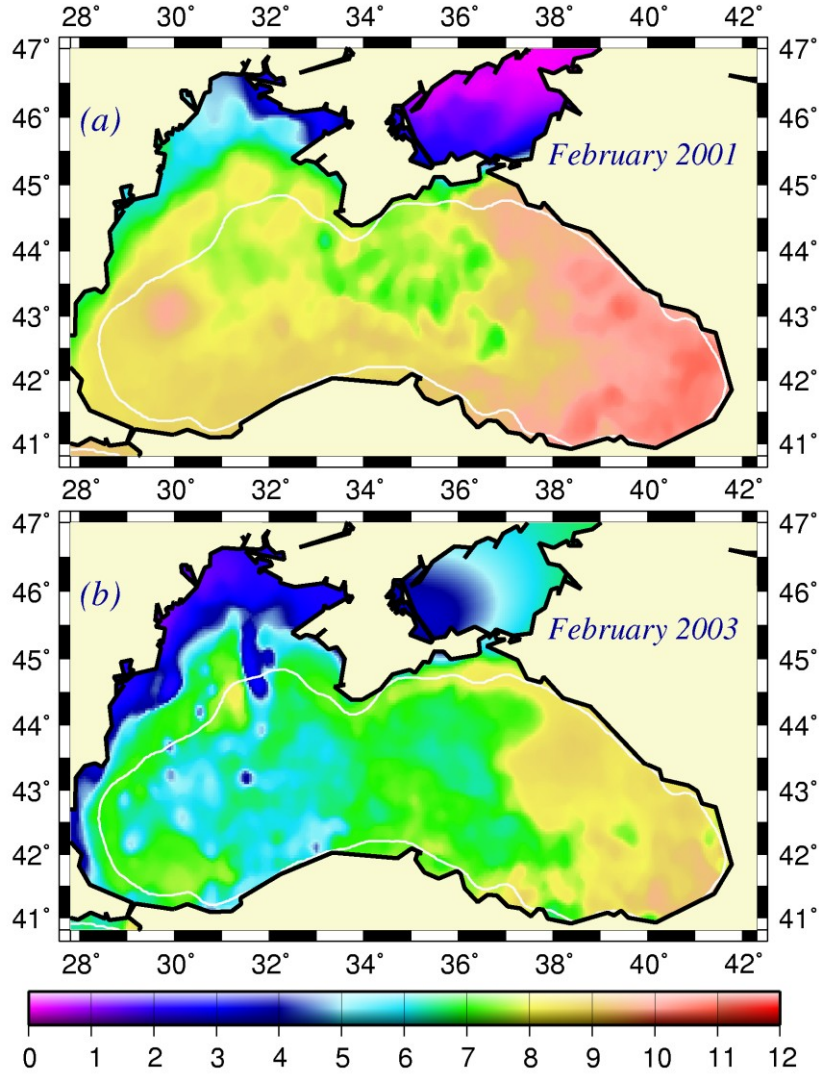
Şekil 3. 12 ve Şekil 3. 13’de görüleceği gibi GISST verileri 1960’lı yıllarda 8.5-9.2°C aralığında, 1970’li yılların başından itibaren ise giderek soğuyan ve 1980’li yılların başında 8.0°C ye kadar inen bir değişimin varlığına işaret etmektedir. Hadley Center verileri ise 1960 ve 1970’li yıllarda 8.7±0.1°C aralığında sabit bir YSS ile 1981’deki 8.5 °C den 1984 deki 7.7 °C kadar inen bir sıcaklık değişimini göstermektedir. Bu verilere göre, soğuk dönem 1994’e kadar devam etmekte ve daha sonra yerini 2002’ye kadar sürecek bir sıcak döneme bırakmaktadır. 2002’den sonraki 2006’ya kadar geçen süreç tekrar soğuk bir dönemdir. Pathfinder ve NCEP-Reynolds uydu ölçümleri de aynı tür değişimlerin varlığını desteklemektedir. Ayrıca, SATS sıcaklığı değişimleri Hadley Center tarafından verilen kış ayları YSS değişimleri ile büyük benzerlik göstermektedir.

Yıllık değişimlerin yanı sıra ortaya çıkan bölgesel farklılıklar iklimsel açıdan Karadeniz’in en önemli özelliklerinden birisidir. Örneğin, kış mevsiminde daha soğuk olan iç bölgeler ile daha sıcak olan kıyısız kuşak arasında yaklaşık 2 °C gibi bir sıcaklık farkı bulunmaktadır (Şekil 3.14). Yörenin meteorolojik koşullarının sonucu Doğu Karadeniz göreceli olarak daha sıcaktır. Bu nedenle, 1990’lı yıllardaki 10 yıllık sıcaklık artışı bu bölgede daha belirgin olarak ortaya çıkmaktadır. Tuna, Dinyaper, Dinyester gibi büyük nehir girdilerinin etkisi altındaki batı kıyısız kesim Karadenizin en soğuk bölgeleri

arasındadır. Şekil 3. 15'den bu bölgenin Güneydoğu Karadeniz'e göre yaklaşık 2 kat daha soğuk olduğu görülebilir. YSS ile SATS sıcaklıkları arasında yukarıda anlatılan benzerlikler (korelasyon katsayısı = 0.89) iklimsel etkilerin Karadeniz'in özellikle kararlı piknoklin tabakasının üzerindeki 100 metrelik su kütlesinde etkili olduğuna işaret etmektedir.



Şekil 3.14. NCEP-Reynolds 1° çözünürlüklü AVHRR veri setinden türetilmiş Karadenizin 1982-2007 yılları arasındaki aylık ortalama yüzey suyu sıcaklık değişimleri.



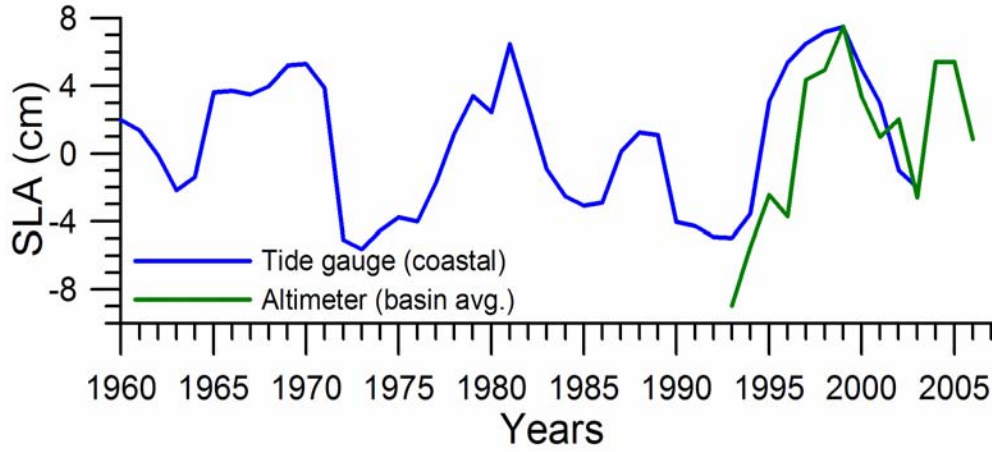
Şekil 3.15. NOASS/NASA AVHRR Oceans Pathfinder veri setinden elde edilen Karadeniz Şubat 2001 ve Şubat 2003 dönemlerine ait ortalama yüzey suyu sıcaklık dağılımı. Beyaz çizgiler 2000 metre derinlik konturunu göstermektedir.

6. Su seviyesi anomali değişimleri

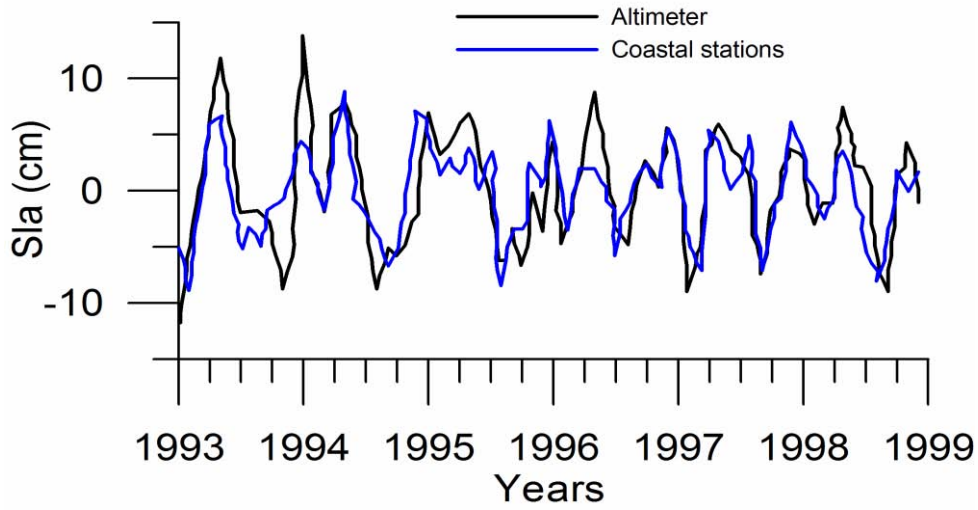
Su seviyesi değişimleri sıcaklık ve tuzluluk nedeniyle olan yoğunluk değişimleri ile su bütçesindeki değişimler sonucu ortaya çıkmayan iklimsel değişimlerin varlığının en temel göstergelerinden biridir. Örneğin Şekil 3. 16-18’de verilen su seviyesi değişimleri daha önce gösterilen nehir debileri değişimleri ile uyum içindedir.

12 kıyıl istasyondaki su seviyesi ölçümlerinden elde edilen Karadeniz için yıllık ortalama su seviyesi anomali değişimleri yaklaşık ± 10 cm civarında oynamalar göstermektedir (Şekil 3. 16, 17). Yükselen su seviyesi anomali değerleri göreceli sıcak yıllara, azalan su seviyesi değişimleri ise soğuk iklim koşullarının hüküm sürdüğü yıllara karşılık gelmektedir. Kıyıl ölçüm sonuçları ayrıca altimetre ölçümlerinden Karadeniz geneli için türetilen zaman serisi ile çok iyi bir uyum göstermektedir (Şekil 3. 17). Bunların her ikisi de 1993 den 1999 un ortasına kadar 3 cm y^{-1} gibi yükselen bir trend ile 07/1999–12/2003 arasında -3.0 cm y^{-1} gibi azalan bir trend göstermektedir. Aylık değişimler göz

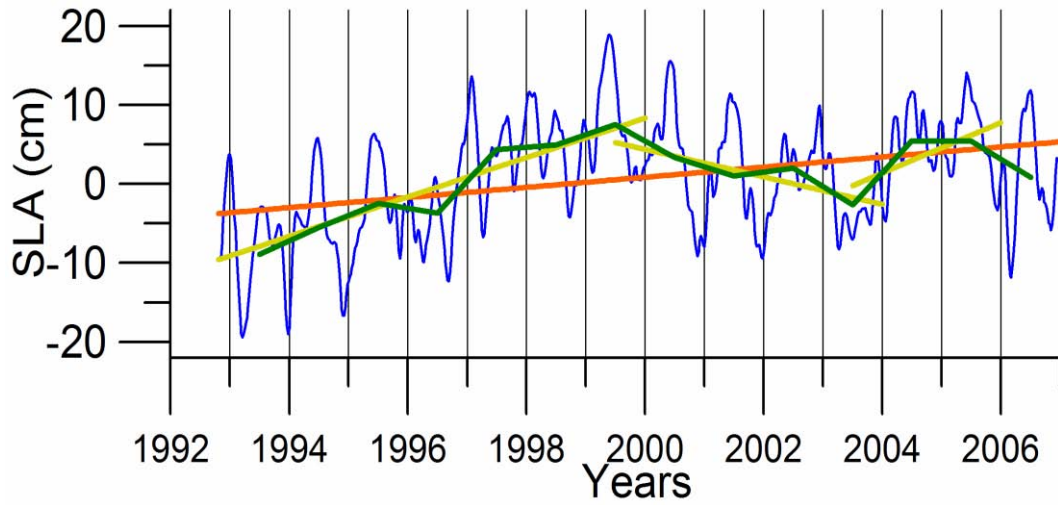
önüne alındığında ise anomali değişimlerinin aslında çok daha fazla olduğu ve 20 cm'ye kadar ulaştığı gözlenmektedir (Şekil 3. 18).



Şekil 3.16. Karadeniz'deki 12 kıyısal istasyonda gerçekleştirilen uzun süreli ölçümlerin ortalaması alınarak ve trendi çıkarılarak hesaplanmış su seviyesi anomali değişimleri (mavi renk) ile altimetre uydularından elde edilen anomali değişimleri (yeşil renk).



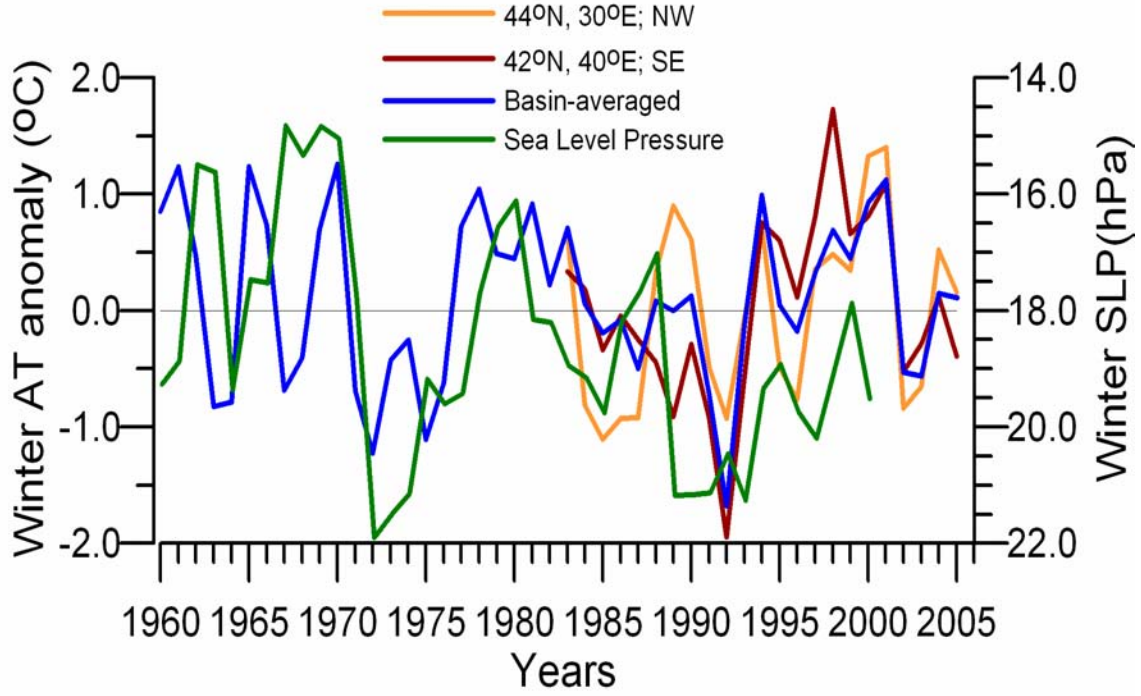
Şekil 3.17. Altimetre uydusu ile 12 kıyısal ölçüm istasyonlarındaki verilerden elde edilen Karadeniz için aylık ortalama su seviyesi değişimlerinin mukayesesi.



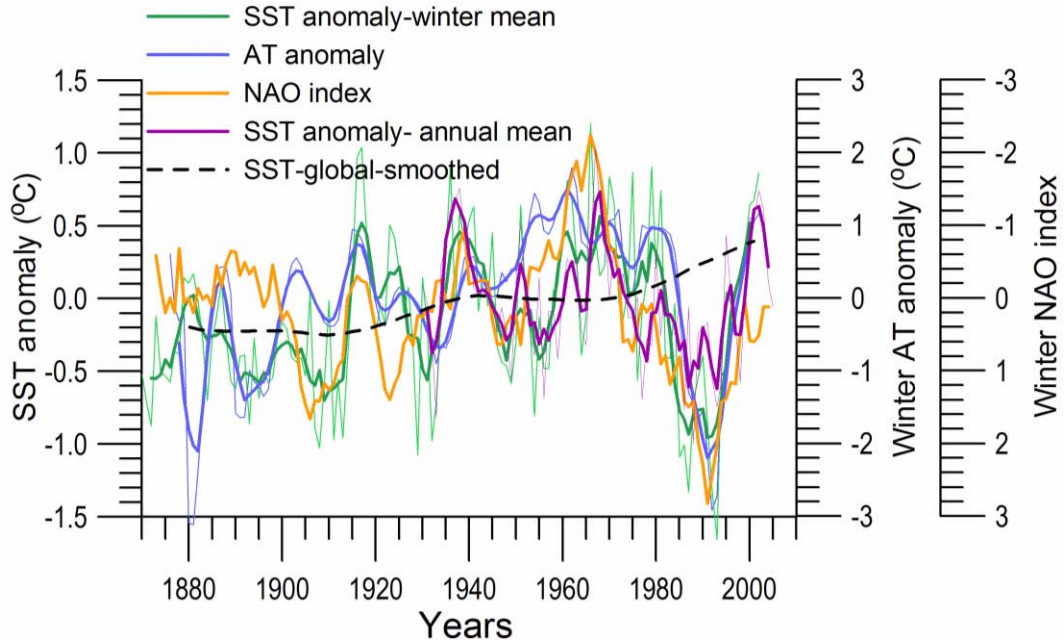
Şekil 3.18. Altimetre uydusundan elde edilen ortalama su seviyesi anomalisinin 1992-2006 yılları arasındaki değişik zaman süreçlerindeki trenleri.

7. Yüzey hava sıcaklığı ve atmosfer basıncı

Karadeniz geneli ile kuzeybatı ve güneydoğu bölgelerindeki 2 noktadaki Kış ayları (Aralık-Mart) ortalama hava sıcaklığı anomali ve yüzey basınç anomali değişimleri Şekil 3. 19 ve 20’de verilmektedir. Daha önce gösterilen yüzey suyu sıcaklık değişimlerine uygun olarak hava sıcaklıkları 1980’lerde 2°C’ye varan bir azalma göstererek 1992 de en düşük değerlerine ulaşmakta, daha sonraki yıllarda ise aynı oranda artarak 1980 öncesi değerlerine ulaşmakta fakat 2002-2003 dönemindeki soğuma 1990’lı yıllardaki ısınma dönemini sonlandırmaktadır. Kış dönemi yüzey basınç değişimlerinin hava sıcaklık değişimleri ile olan benzerliği kış mevsiminin göreceli daha soğuk ve sert olduğu dönemlerin daha yüksek basınç değerlerine karşılıklı geldiği görülmektedir (Şekil 3. 19). Şekil 3. 20’de gösterildiği gibi 1970’li yılların sonundan 1993’e kadar olan soğuk dönem Kuzey Atlantik salınımı (KAS)’nın kuvvetlenmesi ve bunun sonucu olarak Karadeniz yöresinde soğuk ve az yağışlı kış şartlarının oluşması ile açıklanmaktadır (Hurrell, 1995).



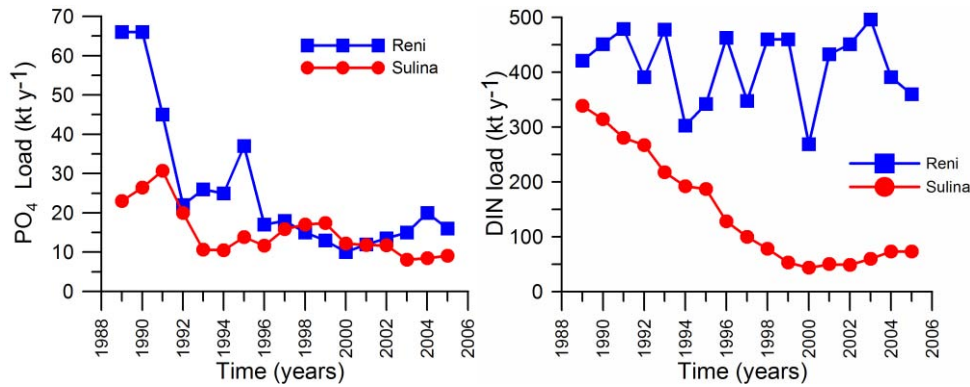
Şekil 3.19. Karadeniz geneli ile kuzeybatı ve güneydoğu bölgelerindeki 2 noktadaki Kış ayları (Aralık-Mart) ortalama hava sıcaklığı anomalisi ve yüzey basınç anomalisi değişimleri. Hava sıcaklığı verileri GISST bulgu setinden (<ftp://data.giss.nasa.gov/pub/gistemp/txt/>), basınç değerleri ise ERA40 bulgu setinden derlenmiştir. Tüm veriler üçlü hareketli ortalama yöntemi ile filtrelenmiştir.



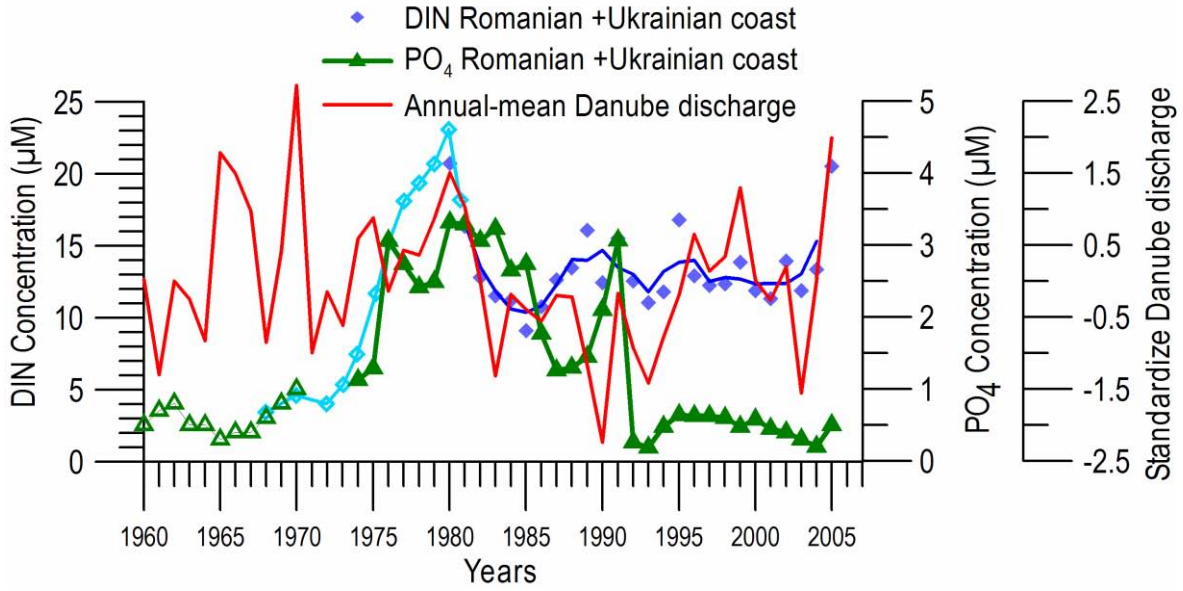
Şekil 3.20. Karadeniz Kış ayları (Aralık-Mart) ortalama yüzey suyu (yeşil) ve hava sıcaklığı (mavi) anomalileri ile Karadeniz ve global yıllık ortalama yüzeysuyu sıcaklığı (mor ve siyah) ve kış mevsimi Kuzey Atlantik salınımı (turuncu) değişimleri.

8. Besin tuzu girdileri ve konsantrasyonları değişimleri

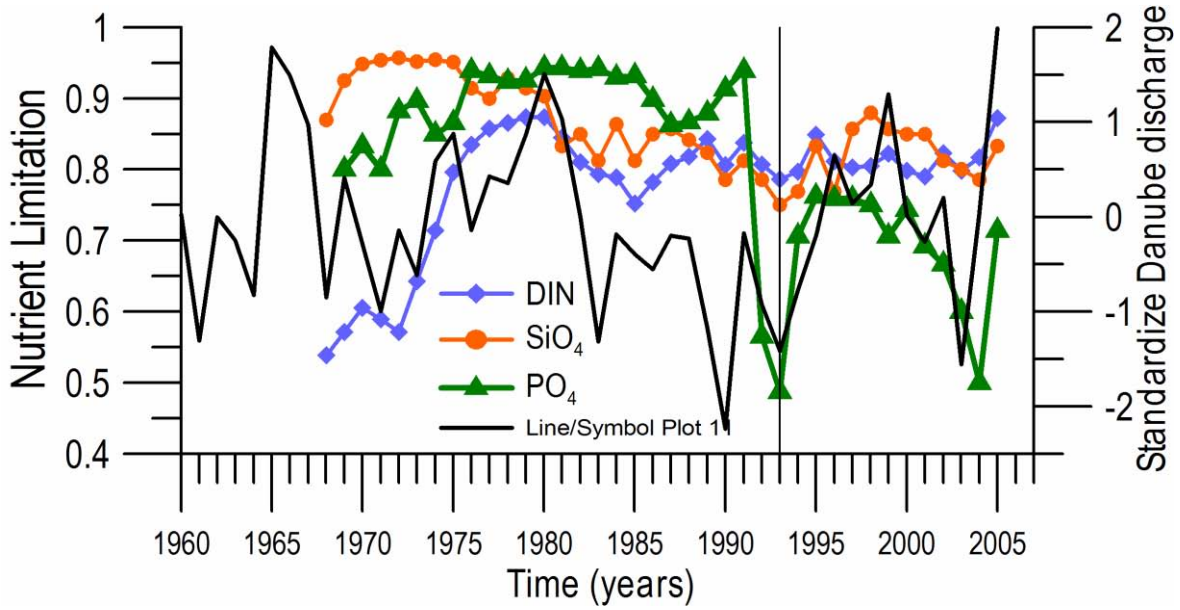
Tuna Nehri yoluyla Karadenize giren nitrat ve fosfat yüklerinin Sulina deşarj kesiti ve bu kesitin yaklaşık 100 km içerisindeki Reni kesitindeki 1998-2005 yılları arasındaki değişimleri Şekil 3. 21’de gösterilmektedir. Reni ve Sulina ölçümleri arasında büyük farklılıklar görülmektedir. Ancak bu farklılığın nedenleri konusunda şimdiye kadar tatmin edici açıklamalar olmamıştır. Bu ölçümlerin Romanya’daki farklı kurumlar tarafından gerçekleştirilmesi ölçüm hataları ve uygulanan yöntemlerin farklılıklarına işaret etmektedir. Fosfat yüklerindeki farklılık özellikle 1980’li yılların sonunda ortaya çıkmakta, ancak 1990’lı yılların başında Sovyetler Birliği’nin çökmesi ve bu na bağlı olarak tarımdaki gübre kullanımının azalması, ve diğer antropojenik kökenli kirlenici girdilerinin kısıtlanması fosfat yükünün 1990’lı yıllarda ve daha sonraki dönemde yaklaşık 10-20 kton/yıl mertebesine inmesine neden olmuştur. Sulina kesitindeki nitrat yükündeki görülen azalma da aynı nedenlere bağlı olmakla birlikte bunun daha yavaş biçimde gerçekleşmesi Tuna Nehri havzasındaki topraklarda depolanan nitrat yükünün yağışlar ile taşınarak Tuna nehri yoluyla Karadenize girmekte olduğuna işaret etmektedir. Ancak, nitrat girdisinde de yaklaşık 1/3 oranında bir azalma ortaya çıkmıştır. Nitrat girdisindeki azalma benzer şekilde Konstanz kıyı şeridindeki bir noktada sürekli gerçekleştirilen ölçümlerde de izlenmektedir. Fakat, nitrat ve amonyak toplamının yıllık ortalama değerinin 10 μM dan fazla olması bu kıyı kesitindeki kirliliğin devam ettiğine işaret etmektedir. Şekil 3. 22’ye göre besin tuzlarındaki en önemli artışın 1970’li yıllarda ortaya çıkmıştır. Ayrıca konsantrasyonların Tuna Nehri debisindeki değişimlere bağlı olarak değiştiği görülmektedir. Besin tuzlarının limitasyon fonksiyonlarındaki değişimler konsantrasyon değişimleri ile benzer olduğu görülmektedir (Şekil 3. 23 ve 24). 1992 yılına kadar nitrat bu dönemden sonra ise fosfatın batı Karadeniz sularında sınırlayıcı besin tuzlarıdır. Silikat’ın kuvvetli bir üretimi sınırlayıcı rolü bulunmamaktadır. Karadeniz’in 1500 metreden daha derin iç bölgelerinde kemoklin tabakası içindeki maksimum nitrat konsantrasyonu giderek artan ötrofikasyon etkisine paralel olarak 1960’lı yıllardaki 2 μM değerlerinden 1980’li yıllardaki 8 μM değerlerine yükselmiş daha sonraki dönemde ise ötrofikasyon etkisinin bir dereceye kadar azalması ile 4-5 μM kadar azalmıştır (Şekil 3. 25).



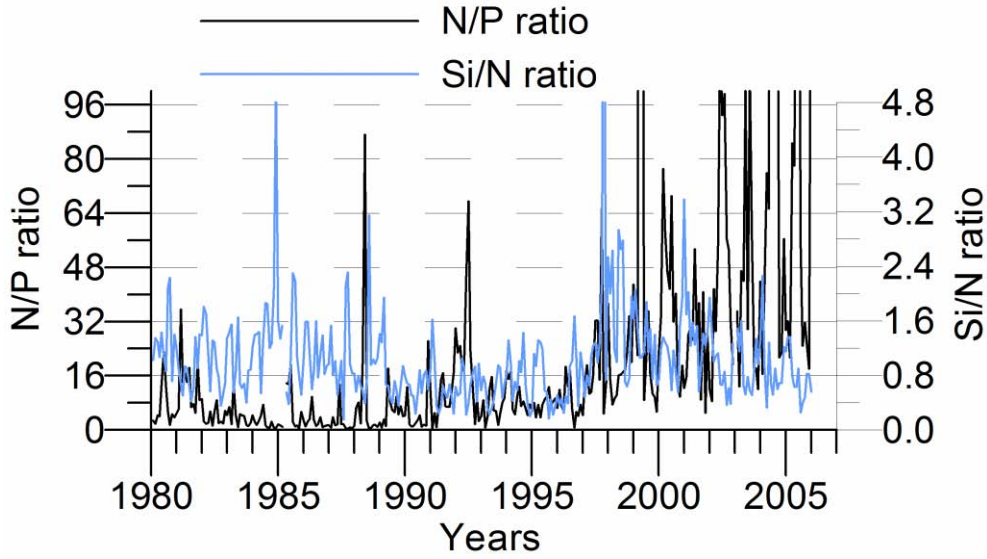
Şekil 3. 21. Tuna Nehri'nin Sulina deşarj kesitinden Karadenize giren nitrat ve fosfat yüklerinin yıllık değişimleri.



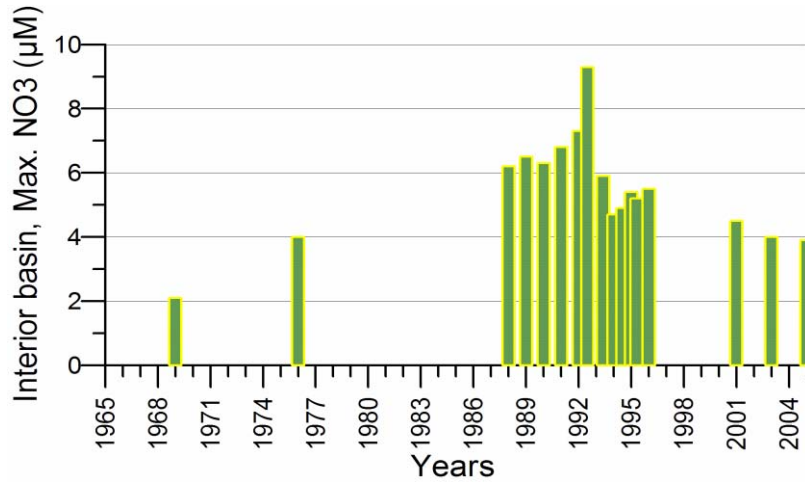
Şekil 3.22. Romanya+Ukrayna kıyı sularında ölçülen yıllık ortalama yüzey nitrat ve fosfat konsantrasyonları ile Tuna Nehri debisinin (standardize edilmiş) uzun ölçekli değişimleri.



Şekil 3.23. Nitrat, fosfat ve silikat limitasyon fonksiyonları ile standardize edilmiş Tuna Nehri debisinin uzun süreli değişimleri.



Şekil 3.24. Tuna Nehri'nin Sulina deşarj kesitinden Karadenize giren besin tuzu konsantrasyonlarının nitrat/fosfat (siyah) ve silikat/nitrat (mavi) oranlarının yıllık değişimleri.



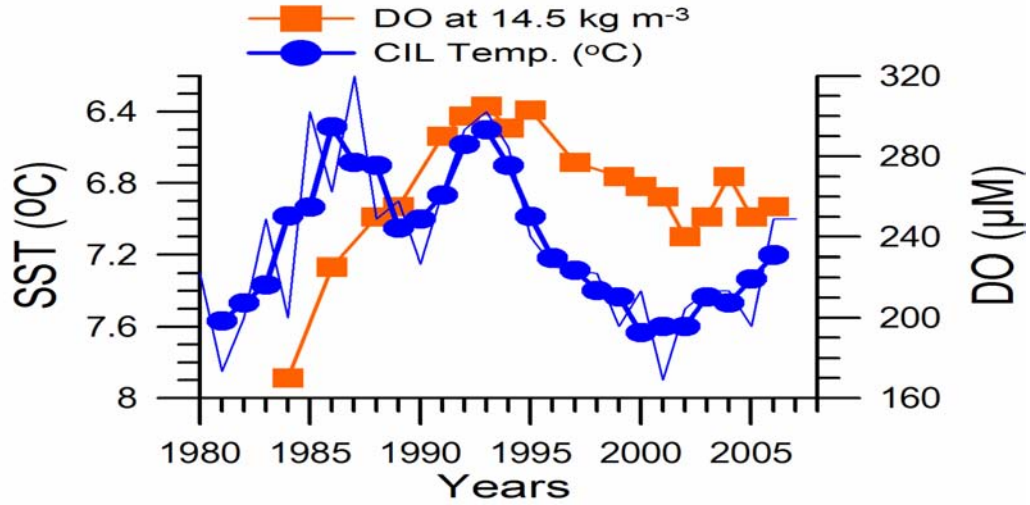
Şekil 3.25. Karadeniz'in 1500 metreden daha derin iç bölgelerinde kemoklin tabakası içindeki maksimum nitrat konsantrasyonları değişimleri.

9. Oksijen konsantrasyonu değişimleri

Şekil 3. 26, yoğunluğu (σ_t) ~ 14.45 and 14.6 kg m^{-3} arasında değişen tabakalardaki uzun zamanlı yıllık ortalama oksijen konsantrasyonlarının ve Soğuk Ara Tabaka (SAT) derinliğinin Mayıs-Kasım dönemindeki değişimlerini göstermektedir.

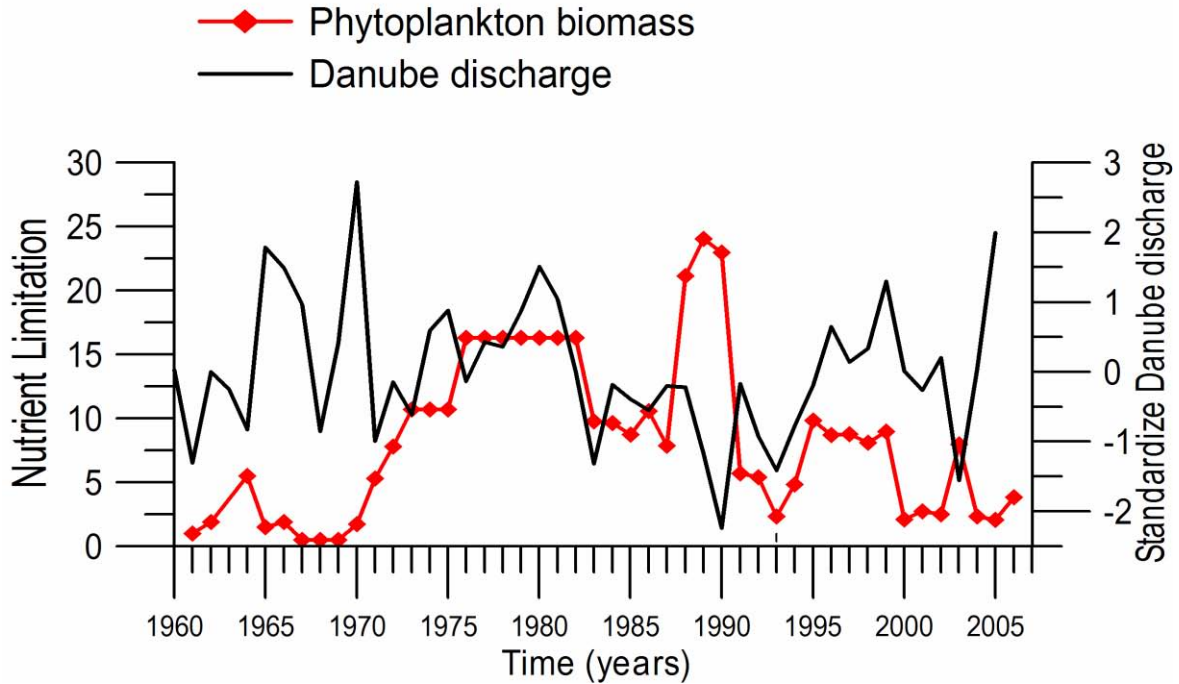
Bu veriler doğu basenindeki tüm derin istasyonlardan toplanmış olup, subsurface çözünmüş oksijen (ÇO) konsantrasyonu 1980'li yıllarda ve en yüksek birincil üretimin görüldüğü 1990'lı yılların başında $170 \mu\text{M}$ to $\sim 300 \mu\text{M}$ değerleri arasında yükselme trendi göstermekte ve sonrasında azalan fitoplankton üretimiyle beraber düşüş trendi göstermektedir. Bu durum beklenenin aksine, zıt korelasyondan değil, iklim değişkenliğinin etkisinden kaynaklanmaktadır. SAT sıcaklığıyla (ya da yıllık/kış ortalama yüzey sıcaklıkları ile) pozitif korelasyon subsurface tabakasının sert kış dönemindeki soğuk sıcaklıklar ve artan karışım neticesinde daha iyi bir şekilde havalandırıldığını

göstermektedir. Benzer şekilde, ÇO nispeten ılık sıcaklıkların görüldüğü yıllarda, azalan havalandırma durumu ile yüzey tabakasındaki ÇO azalmaktadır.



Şekil 3.26. Karadenizin 1500 metreden daha derin bölgelerindeki 14.45 ve 14.6 kg m⁻³ yoğunluk ara yüzeylerindeki oksijen konsantrasyon değerlerinin yıllık ve Soğuk Ara tabaka Suyu sıcaklığınının Mayıs-Kasım dönemindeki değişimleri.

10. Kuzeybatı Karadeniz Baseni'ndeki besin limitasyonuna iklimsel değişkenliğin katkısı



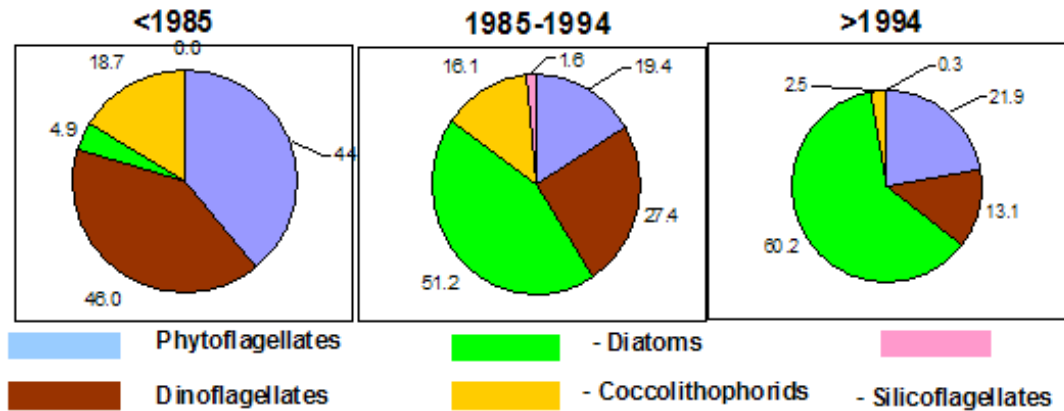
Şekil 3.27. İklimsel kontrolün fitoplankton besin alımına etkisini göstermektedir.

Nehir girdisi 1970lerde birincil üretim üzerindeki nitrojen limitasyonu kontrolünü zayıflatma yönünde katkıda bulunurken, 1992-1993 yılları arasında çok kısıtlı bir kontrol sağlamıştır. 1990lı yıllarda fosfat besin tuzu limitasyonu Tuna Nehri girdisine bağlı olarak değişmektedir.

11. İklimsel değişkenliğin kokkolitofor bolluğuna etkisi:

Günümüzde, kokkolitofor hücrelerinin yüksek karbondioksit derişimleri karşısındaki adaptasyon şansları hakkında birbiri ile çelişen görüşler ileri sürülmektedir. Kültür ortamındaki deneyler kalsifikasyon hızı değişimi ve morfolojik değişimleri arasında yüksek korelasyon olduğu, buna rağmen Atlas Okyanusundaki farklı enlemlerden alınan altı sediman karotunun elektron mikrofrafisi ile analizinin sonuçları kokkolit morfolojisinin değişen karbonat kimyasına adapte olabildiğini ortaya koymuştur (Langer ve diğ., 2006). Son dönemdeki çalışmalar, insan kaynaklı karbondioksitin okyanus tarafından absorbe edilmesini ve buna bağlı olarak deniz suyunda meydana gelen değişikliklerin, kalsifikasyon yapan organizmalar (mercanlar, yumuşakçalar, derisidikenliler ve kabuklular) açısından, biyolojik çeşitliliği, trofik etkileşimleri ve diğer ekosistem mekanizmalarını etkileyerek çok tehlikeli sonuçlara neden olabileceğini ortaya koymaktadır (Kleypas ve diğ., 2006; Fabry ve diğ., 2008). Artan deniz suyu kısmi CO₂ basıncı, kalsiyum karbonat çözünürlük ve kalsifikasyon hızını değiştirerek deniz canlılarını etkiler. Karbon dioksitin deniz suyu ile tepkimesi, kalsifikasyon yapan canlıların kabuklarını ve iskeletlerini oluşturabilmek için ihtiyaç duyduğu çözünmüş karbonat iyonlarının sayısını azaltır. Öte yandan, bazı güncel bulgulara göre, kokkolitoforların kalsifikasyon hızları artan karbon dioksit kısmi basıncına çok da duyarlı olmayabilir. Özetle, farklı türler değişen deniz suyu karbonat kimyasına farklı şekilde tepki vermektedir (Langer ve diğ., 2006).

Karadeniz'in iç baseninde toplanan uzun zamanlı veri, Mayıs-Haziran ayları arasındaki kokkolitofor biyokütlesinin oranının geçtiğimiz otuz sene içerisinde belirgin bir şekilde değiştiğini göstermektedir. Bu oran 1985'te %19, 1984-1994 arasında %16 ve 1994-2002 arasındaki ısınma trendinde %2.5 olarak ölçülmüştür (Şekil 3. 28). Bu nedenle, Karadeniz verisi kokkolitofor biyokütlesinin küresel ısınma ve okyanus asidifikasyonu durumunda düşen kalsifikasyon hızıyla olumsuz olarak etkileneceğini göstermektedir.



Şekil 3.28. Karadeniz'in iç baseninde farklı ekosistem fazlarında total fitoplankton biyokütlesi içerisindeki 5 taksonomik grubun kokkolitoforların egemen olduğu Mayıs-Haziran döneminde diğer aylara/mevsimlere göre yüzde (%) dağılımı.

12. İklimsel değişkenliklerin iç basendeki mesozooplankton ve fitoplankton bolluğuna etkisi:

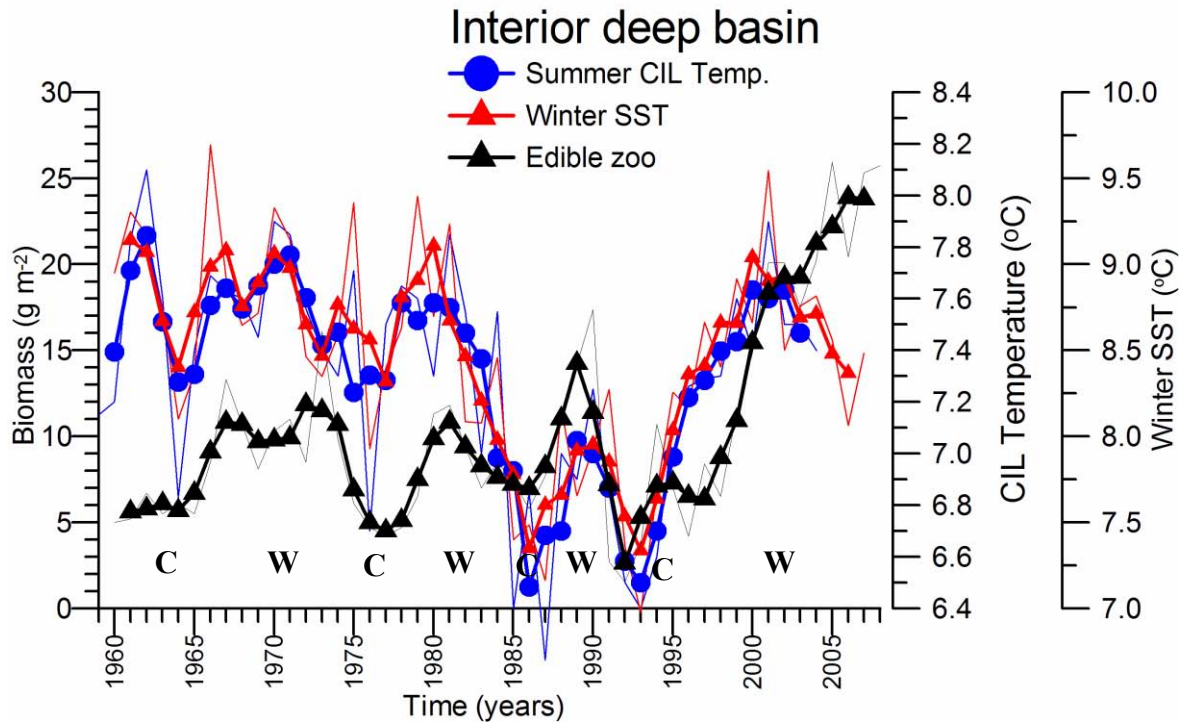
Kuzeydoğu Karadeniz'deki zooplankton biyokütlesi denizsuyundaki sıcaklık değişimleri ile doğrudan ilintilidir. Biyokütle değerleri yıllık ortalama deniz suyu sıcaklık trendlerinin değişerek yükselmesi/düşmesi ile artar/azalır. Karşılık gelen yüksek (alçak)

fitoplankton biyokütlesi yüksel (alçak) sıcaklıklarla belirlenen iklimsel değişiklikleri takip ederek yakın korelasyon gösterir Şekil 3. 30.

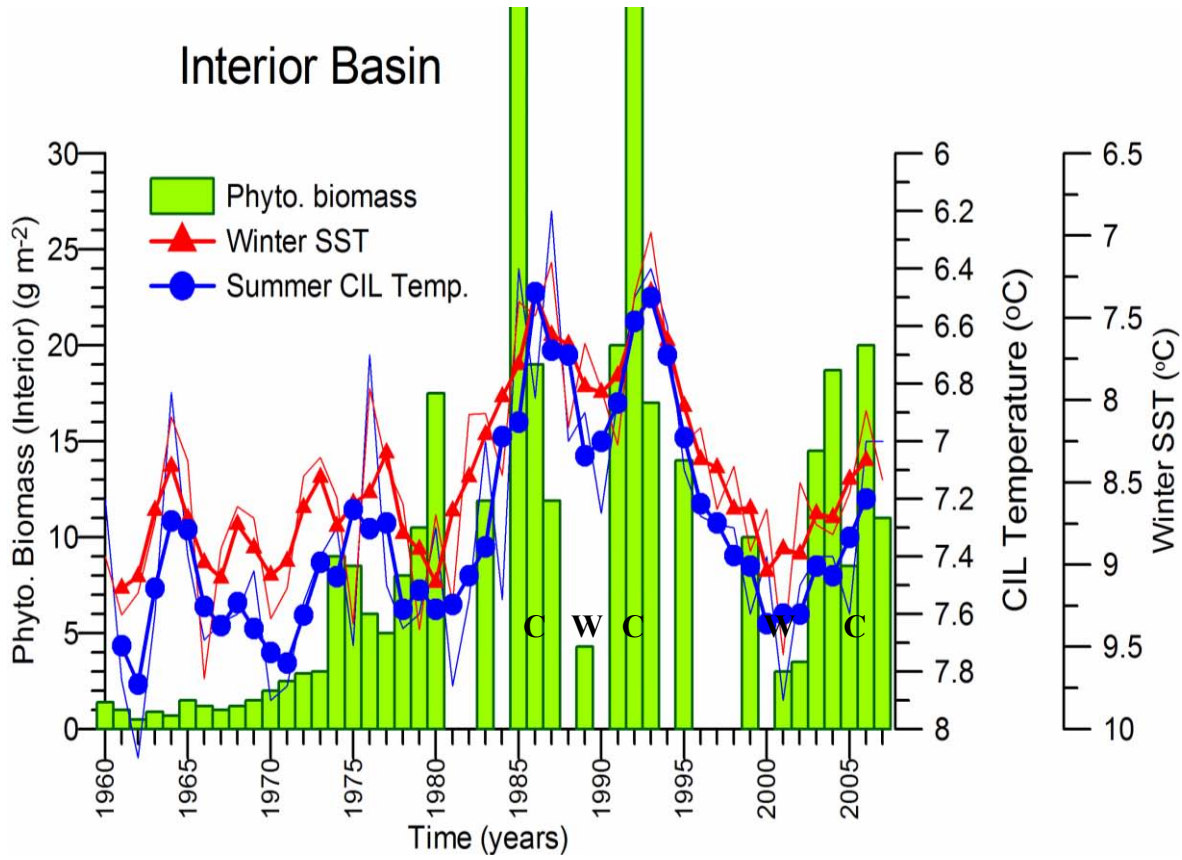
Fitoplankton ve zooplankton biyokütlesel değişimleri arasında sıcaklığa olan duyarlılıklarına bağlı olarak faz gecikmesi görülür. Bu faz dalgalanmaları içerisinde/dışında trofik geçişmelerin de payı vardır.

1960-1980 yılları arası Karadeniz’de oligotrofik ve ötrofik düzenin hakim olduğu yıllara denk gelir. 1960-1970 yılları arası 2-3 g m⁻² değerleriyle ötrofikasyon öncesi duruma işaret etmektedir. 1970-1980 arasındaki dönem de yüksek besin gübrenmesi ve buna bağlı olarak fitoplankton biyokütlesine yansıyan muazzam artış ile (>10 g m⁻²) aşırı gübrenme dönemini temsil eder.

Bu nedenlerden dolayı, iklimsel kaynaklı etkiler ötrofikasyon kaynaklı değişimler tarafından bastırılmış olsa da, 1980-1990 dönemlerinde belirgin olarak karşımıza çıkar.



Şekil 3.29. Kuzeydoğu Karadeniz iç basenindeki tüm istasyonlardan Hadley2, NCEP-Reynolds and Pathfinder5 veri setlerinden ortalaması alınmış yıllık ortalama zooplankton biyokütlesinin Kuzeydoğu Karadeniz’de uzun zamanlı değişimi (g m⁻²), ortalama SAT sıcaklığı (°C) değişimleri mavi noktalar; after Belikopitov, 2005) ve ortalama kış (Aralık-Mart) yüzey deniz suyu sıcaklığı (°C) değerleri.

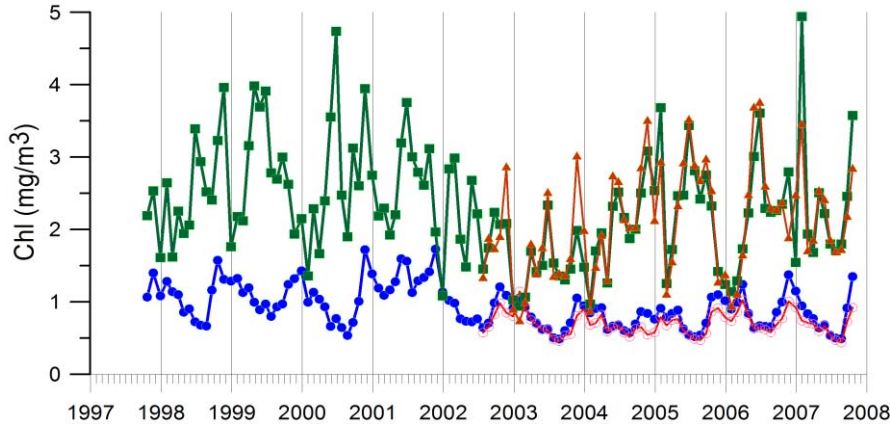


Şekil 3.30. Kuzeydoğu Karadeniz iç basenindeki tüm istasyonlardan Hadley2, NCEP-Reynolds and Pathfinder5 veri setlerinden ortalaması alınmış yaz-sonbahar fitoplankton ortalama biyokütlesinin (g m^{-2}) Kuzeydoğu Karadeniz’de uzun zamanlı değişimi (dikey çubuklar; Mikaelyan, 2005), ortalama SAT sıcaklığı ($^{\circ}\text{C}$) değişimleri (mavi noktalar; Belikopitov, 2005) ve ortalama kış (Aralık-Mart) yüzey deniz suyu sıcaklığı ($^{\circ}\text{C}$) değerleri. Fitoplankton değerleri ışıklı tabakadan entegre edilmiş olarak verilmiştir.

13. Fitoplankton fenolojik (sezon maximum biyokütle) değişimleri:

Karadeniz iç basen için alınmış 9 km çözünürlüklü SeaWiFS uydu verisi aylık ortalama klorofil (Chl-a) konsantrasyonu 1997-2007 yılları içinde her yıl düzenli bir sezonsal azalma trendi (Kasım-Haziran) ve yükselme trendi (Ağustos-Kasım) göstermektedir (Şekil 3. 31; mavi). Bu yapıda fitoplankton üretimi Eylül’de başlar ve Ekim’de basene yayılarak Kasım’da patlama fazına gelir. Sonbahar fitoplankton patlamaları 1996, 1998, 2000 ve 2001’de 0.9 mg m^{-3} seviyesinde görülür. Kasım’da görülen sonbahar patlamasının 1998’de Ekim’e kaydığı ve 1999’da ise patlamanın pikinin daha uzun sürdüğü tespit edilmiştir. Sonbahar fitoplankton patlama dönemi genellikle Ocak’ta sonbulur.

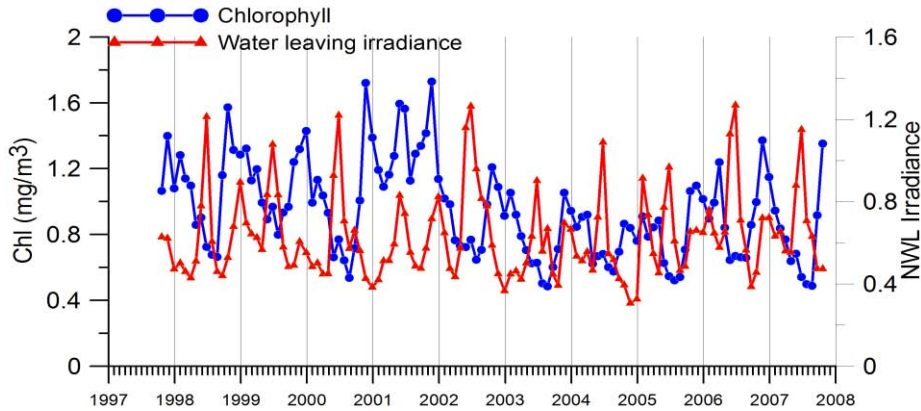
İç basen için verilen uydu pigment veri setine göre, 1980’lerde her yıl Şubat/Mart aylarında görülen ve yıllık döngünün belirgin bir parçası olan güçlü klorofil sinyali, 1998’de Ocak/Şubat aylarında $0.1\text{-}0.2 \text{ mg m}^{-3}$ ’lük bir artışla yer değiştirmiştir. Klorofil konsantrasyonu ise kışın ve ilkbaharda düzgün olarak azalan bir trend ile yer değiştirmiştir. Tek istisna 2001 yılında görülmüştür, alışılmadık bir yaz (Haziran-Ağustos) klorofil maksimum değeri ortaya çıkmıştır.



Şekil 3.31. İç basen (mavi) ve kuzeydoğu (yeşil) sahanlığında 1997-2007 yılları 9 km çözünürlüklü SeaWIFS uydu aylık-ortalama yüzey klorofil konsantrasyonu (mg m^{-3}) değişimi. Bu iki bölgede kırmızı ile gösterilen üzerine ilave edilmiş 2002-2007 MODIS klorofil datası. İç basen $31 - 41^\circ\text{E}$ boylam ve $41.5 - 44^\circ\text{N}$ enlem ile ve kuzeybatı bölgesi $28 - 33^\circ\text{E}$ enlem ve $43 - 46.5^\circ\text{N}$ boylam ile ifade edilmektedir.

Kuzeybatı sahanlığında klorofil konsantrasyonu iç basendekinden tipik olarak üç kat daha fazladır ve çok daha karmaşık bir yapısı vardır (Şekil 3. 31; yeşil). Üç adet pik patlama konsantrasyonu ile ifade edilir. Bunlardan en zayıf olanı (2002, 2007 dışında) kış sonu-ilkbahar başında (Şubat-Mart) gerçekleşir ve tipik fitoplankton patlaması karakterini gösterir. Ancak bu patlama bazı yıllarda (örn. 2006) gerçekleşmez. Yaz aylarında (Haziran-Temmuz) ikinci bir patlama gerçekleşir ve nadiren ilkbahar sonuna doğru (Mayıs-Haziran) kayar (örn. 1999, 2006). Üçüncü patlama sonbaharda gerçekleşir, ve öncekilerden görece düşük yaz sonrası pik konsantrasyon değerleriyle ayrılır.

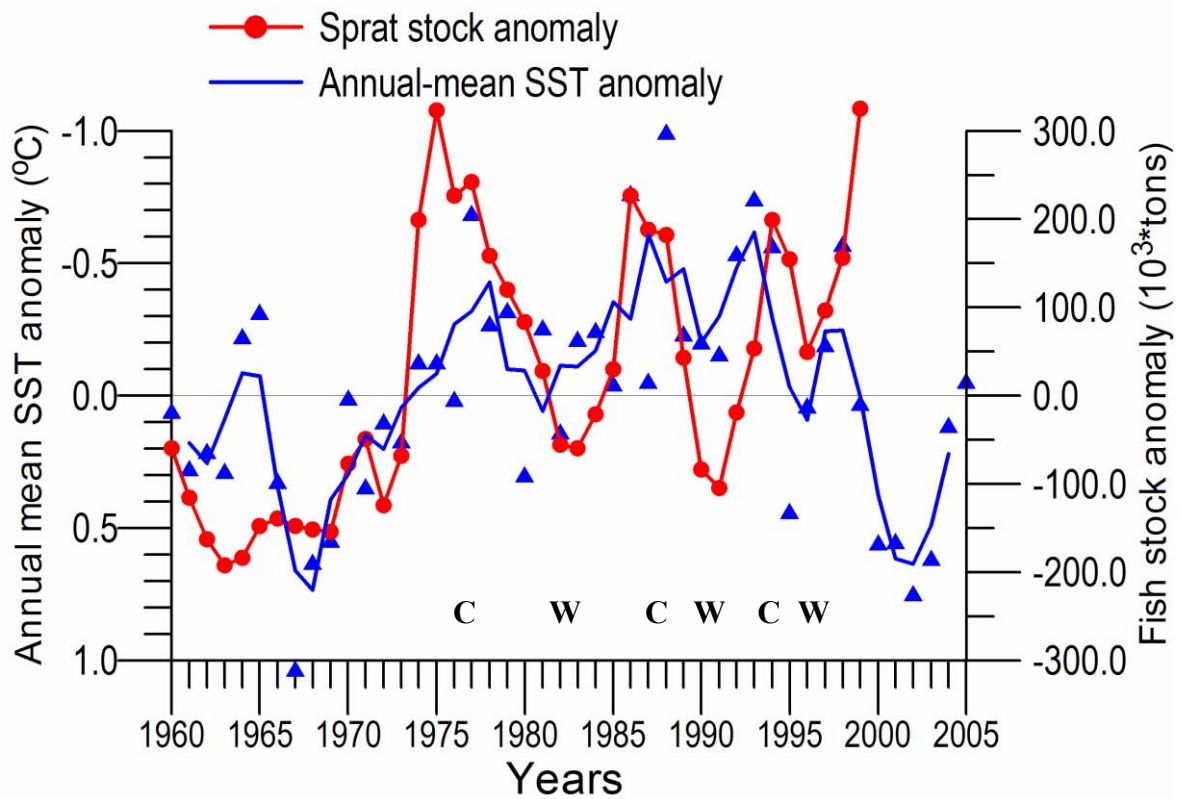
İç basen aylık normalize edilmiş sudan-ayrılan radyasyon değişimleri 443 nm 'de (Şekil 3. 32; kırmızı) her Mayıs-Haziran ayında düşük klorofil konsantrasyonlarında gerçekleşen *Emiliania huxleyi* patlamalarını işaret eder (Cokacar ve diğ., 2001; Cokacar ve diğ., 2004). Bu özellik 2001 yılı verisi harici bütün veri setinde geçerlidir. 2001'deki fitoplankton patlaması karışık tür kompozisyonları içermektedir. Yüksek *Emiliania huxleyi* bolluğu nadiren sıcaklıkların çok düşük olmadığı kış aylarında da görülür (örn. 2003, 2004).



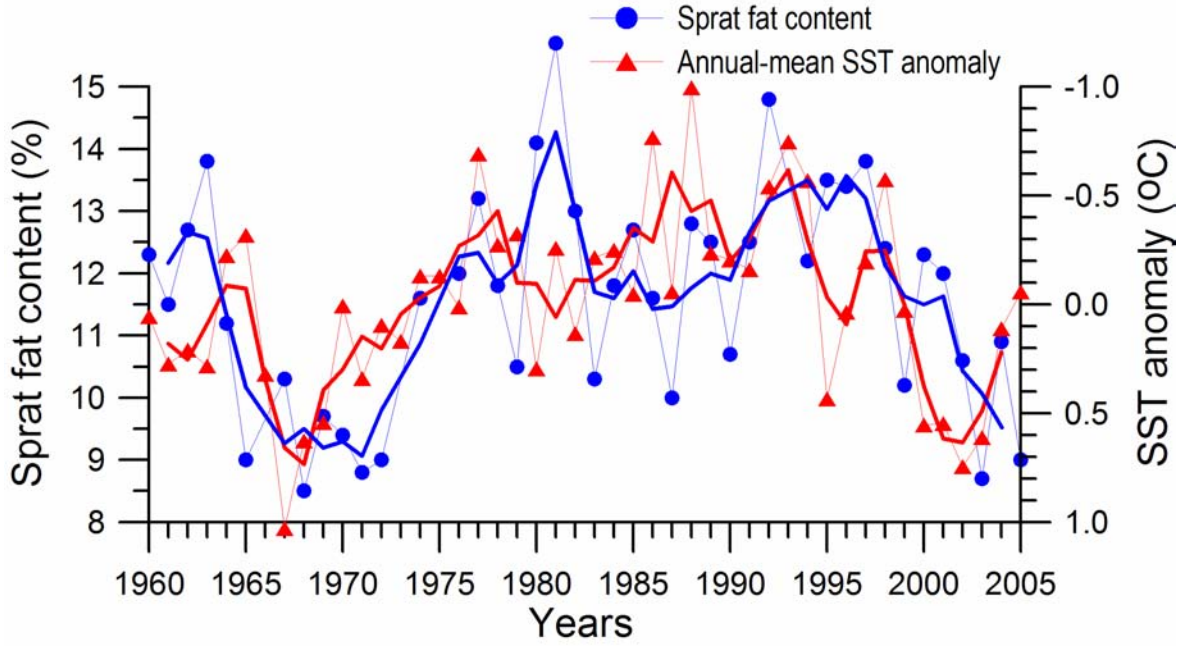
Şekil 3.32. İç basen 1997-2007 yıllarında 9 km çözünürlüklü SeaWIFS uydu aylık-ortalama, yüzey klorofil konsantrasyonu (mavi) ve 443 nm 'de normalize edilmiş sudan ayrılan radyasyon (kırmızı) değişkenliği, aylık-ortalama yüzey klorofil konsantrasyonu (mg m^{-3}) değişimi. İç basen $31 - 41^\circ\text{E}$ boylam ve $41.5 - 44^\circ\text{N}$ enlem ifade edilmektedir.

14. İklimsel değışikliklerin planktivor balık stoklarına etkisi:

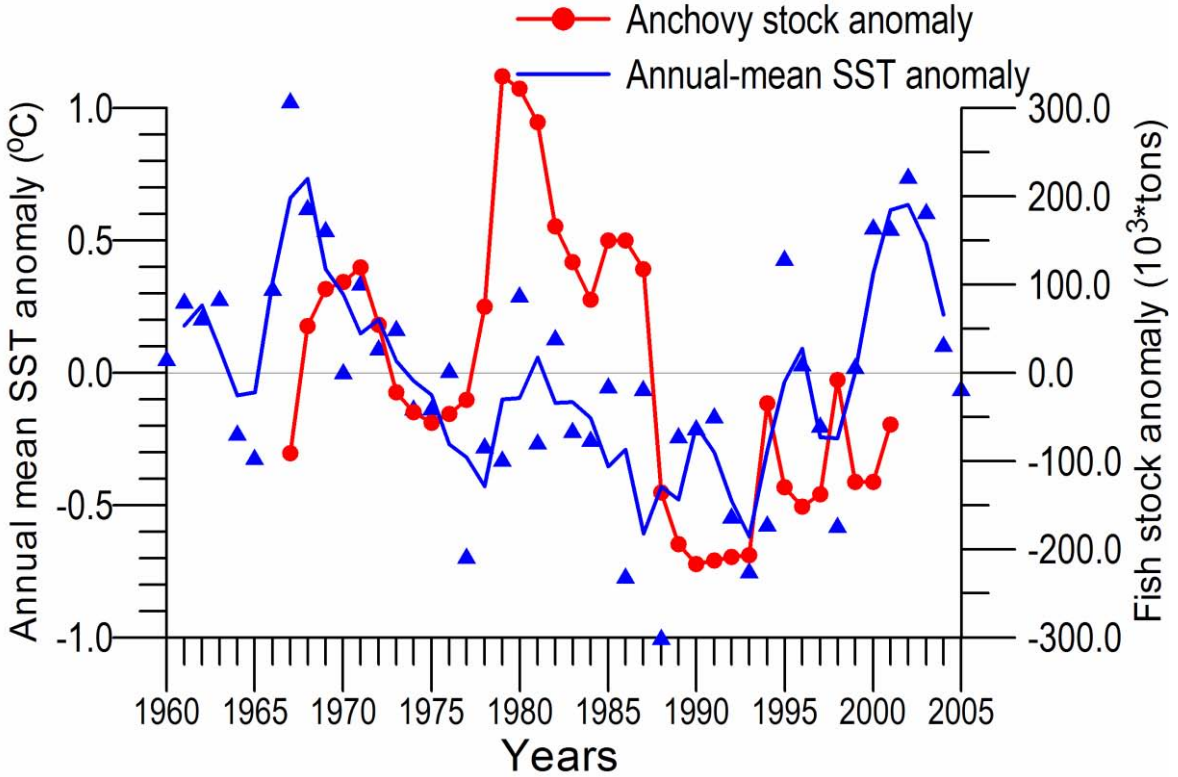
Çaça ve hamsi stok tahminleri yıllık ortalama yüzey deniz suyu sıcaklığı ile birbirini yakın takip eder, buna göre iklimsel modülasyonun en bariz izini taşır. Çaça bir soğuk deniz balığı türüdür ve özellikle soğuk yıllarda çok yüksek biyokütle değerine ulaşır (Şekil 3. 33a). Buna bağlı olarak, fitoplankton dalgalanmasına benzer dalgalanma izini taşır, zooplanktonun tersi bir dalgalanma yapısı gösterir ki bu da trofik geçişme sinyali olduğu anlamına gelir. Benzer korelasyon çaça yağ içeriğinden de görülebilir. Düşen sıcaklık trendine karşılık çaça biyokütlesi artan bir trend gösterir (Şekil 3. 33b). Özellikle 1980’lerde çaça popülasyonlarının artan soğuklar karşısında en yüksek yağ içeriğine sahip oldukları tespit edilmiştir. Öteyandan, hamsi çaçaya göre ters bir trend göstermiştir. Sonuç olarak hamsinin biyokütlesi artan sıcaklık trendiyle artmış, azalan sıcaklık trendi ile azalmıştır (Şekil 3. 33c).



Şekil 3.33a. Yıllık-ortalama ve basen-ortalamalı deniz yüzey sıcaklığı ve çaça stok anomalileri. Şekil çaça stok değışimleri ile iklimsel soğuk yıllar arasında pozitif korelasyon vermektedir.



Şekil 3.33b. Yıllık-ortalama ve basen-ortalamalı deniz yüzey sıcaklığı ve çaça yağ içeriği. Şekil çaça yağ içeriği değişimleri ile iklimsel soğuk yıllar arasında pozitif korelasyon vermektedir.

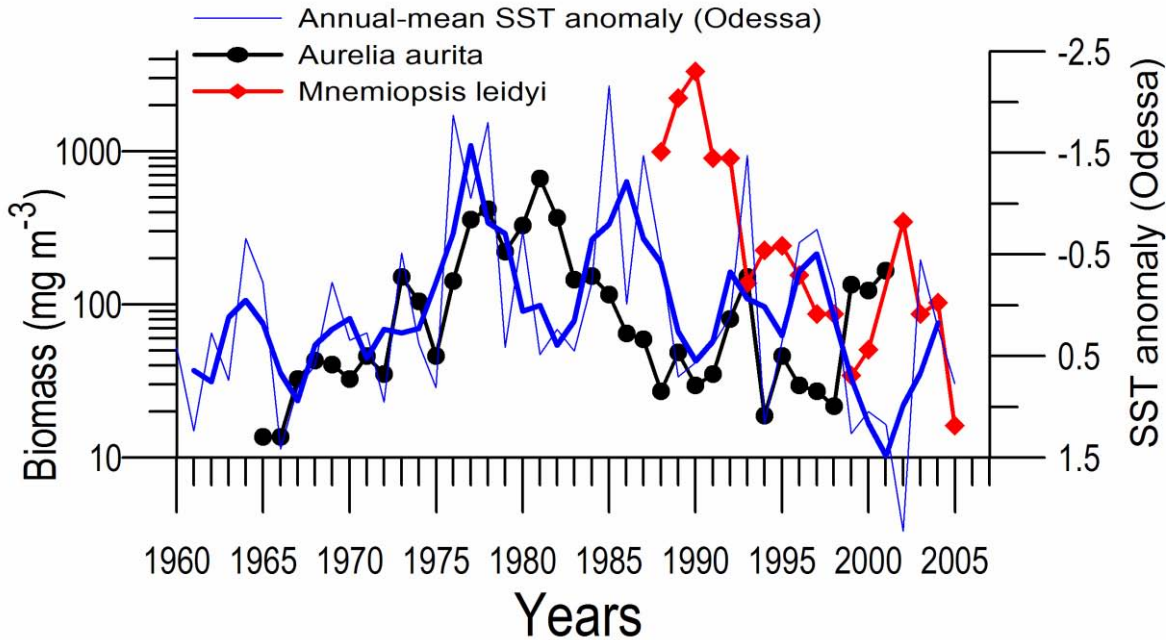


Şekil 3.33c. Yıllık-ortalama ve basen-ortalamalı deniz yüzey sıcaklığı ve hamsi stok anomalileri. Şekil hamsi stok değişimleri ile iklimsel sıcak yıllar arasında pozitif korelasyon vermektedir.

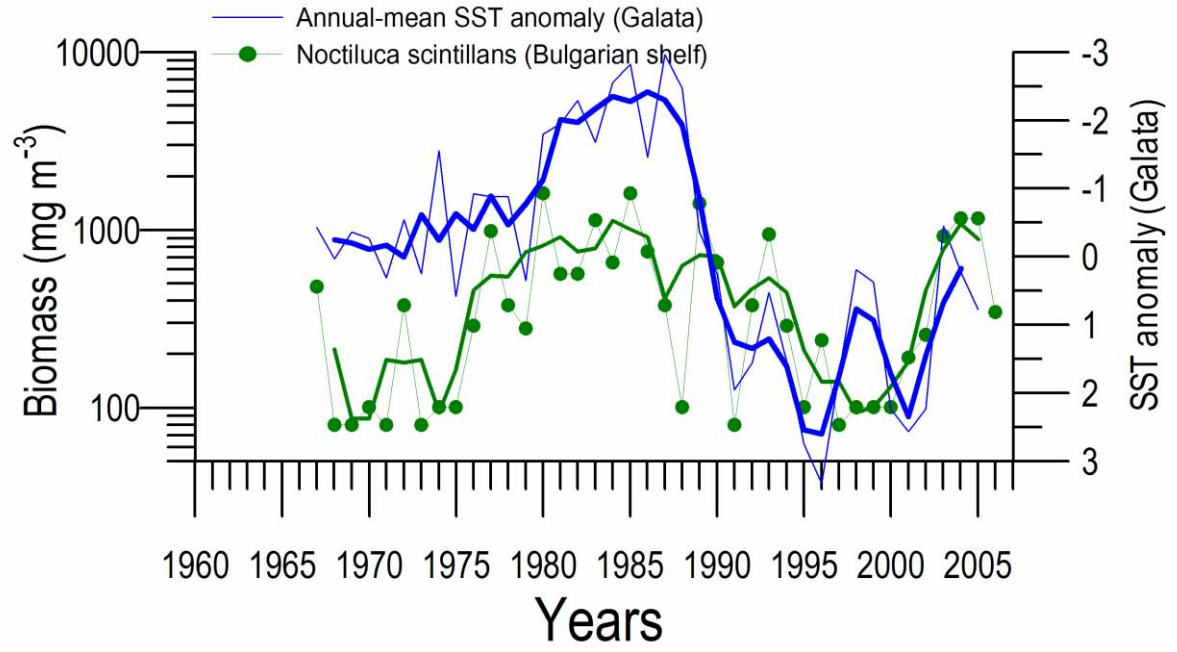
15. İklimsel değışkenliklerin Kuzeybatı Karadeniz’de denizanası ve istilacı türler üzerine etkisi:

Aurelia aurita bir soğuk-su türüdür ve kuzey enlemlerdeki denizlerde sıklıkla görülür. Şekil 3.34’te bolluğunun soğuk yıllarda daha fazla olduğu görülüyor çünkü soğuk sular yavru gelişimi için daha uygundur. Bireyler termoklinin altına SAT’a yayılır. Burada sıcaklık 10 °C’den düşüktür ve bahar ve yaz aylarında 6-7 °C’ye inebilir. Kıyıya yakın bölgelerde, sıcak dönemlerde dipteki soğuk sulara yerleşirler (Gomoiu and Kupriyanov, 1980; Zaitsev, 1998; Shiganova, 2000). Karşılık olarak, *Mnemiopsis leidyi* ılık-su türüdür ve termoklinin üzerinde ılık yüzey tabakasında bulunur, ılık sıcaklıklarda üremek onlar için avantajlıdır.

Populasyon patlaması soğuk geçen 1980’ler sonrası, 1989-1990 arasındaki görece ılık döneme tekabül eder. Bu soğuk iklimsel faz, *M. leidyi* popülasyon patlamasının Karadenize yerleştiği 1982’de hemen gerçekleşmeyip, 1989’a ertelenmesinde çok önemli bir rol oynar. Populasyonu patlama konsantrasyonlarından 1991-1993 yıllarındaki soğuma trendi döneminde ciddi bir biçimde düşmüştür. Öteyandan, bir başka kuzey denizi soğuk-su türü *N. scintillans*’ın sert kışları takip eden soğuk ilkbahar sonu sıcaklıklarında üreme avantajı vardır (Şekil 3. 34b).



Şekil 3.34a. Odesa’daki Aurelia ve Mnemiopsis biyokütlesi ve yıllık-ortalama deniz yüzey sıcaklığının uzun zamanlı değışimleri. Artan (azalan) jelatinimsi organizma biyokütlesi azalan (artan) sıcaklıklara tekabül ediyor.



Şekil 3.34b. Bulgaristan sahanlığındaki uzun zamanlı *Noctiluca scintillans* biyokütlesi ve Galata'daki yıllık-ortalama denizsuyu sıcaklığı değişimi. Soğuyan sıcaklık trendi artan *Noctiluca*'ya tekabül ediyor.

BÖLÜM 4

EGE DENİZİNDEKİ İKLİM DEĞİŞİMLERİ

Giriş

Ege Denizi, kuzeydoğu Akdeniz'de Levant Denizinin kuzey batısında ve İyonya Denizinin doğusunda yer almaktadır. Kuzey ve batıda Yunan anakarası, doğuda Türk kıyıları ve güneyde Girit yayı adaları tarafından çevriliyken Marmara ve Karadeniz'e Çanakkale ve İstanbul boğazları yoluyla bağlıdır (Şekil 4.1). Ege denizi deniz tabanı morfolojisi ve ada dağılımı açısından karmaşık bir yapı göstermektedir (Stanley and Perissoratis, 1977) (Şekil 4.1). Kuzey Ege'nin deniz tabanı topografisi güney batı - kuzey doğu doğrultusunda sıralanmış sığ şelf ve eşiklerle ayrılmış, derinliği 1500 metreye ulaşan derin oyuk ve kanallarla karakterize edilir (Şekil 4.1). Batıda Kuzey Sporades Baseni (1470 m), doğuda Athos Baseni (1149 m), Limnos Baseni (1590 m) ve daha sığ Saros Baseni (1061 m) bulunur. 500 metre derinliğindeki bir eşik Athos ve Limnos basenlerini ayırır. 350 metrelik sığ eşik Kuzey Ege Kanalı'nı 800 metre derinliğindeki Kuzey Skyros Baseni'nden (Merkezi Ege) ayırır. 350 metre derinliği geçmeyen Cyclades Platosu ve eşikleri Merkezi Ege'yi Güney Ege'den ayırır. Kuzey Ege nehirleri ve delta sistemi ile Çanakkale Boğazı'ndan gelen düşük tuzluluk değerli Karadeniz suyu (KDS), hava – deniz etkileşim süreçleri ile birlikte, Ege Denizi'nde hidrolojisi, su kütlesi dolaşımı, biyolojik, kimyasal ve sedimantolojik süreçleri hususunda karmaşık bir sistem oluşturur.

Ege Denizi üç önemli su kütlesinden oluşur, bunlar: Karadeniz kaynaklı az tuzlu soğuk sul kütleleri, Levant kaynaklı çok tuzlu sıcak su kütleleri ve çeşitli derin basenleri dolduran çok yoğun derin su kütleleridir. Bu derin sular güçlü yıllar arası değişimler göstererek bölgesel olarak oluşmaktadır (Ege Denizi derin sularının oluşumunda hem sığlık alanlar hem de açık denizde olan konveksiyon süreçlerinin etkili olduğu varsayılmıştır) (Theocharis ve Georgopoulos, 1993; Lascaratos ve diğ., 1999; Zervakis ve diğ., 2000; Zervakis ve diğ., 2002). Bölgenin çeşitli kısımlarını kapsayan seferler, yüzer akıntı takipçileri ve modelleme teknikleri ile çıkan sonuca göre, üst tabaka akıntı düzeni, karmaşık rüzgâr alanı ve termohalin akıntısı etkileri ile bunların çok karmaşık topografi ile olan etkileşimi sonucunda orta ölçekli birçok siklonik ve anti-siklonik ediler ile birlikte genel bir siklonik yapıya sahiptir (Şekil. 2) (Lykousis ve diğ., 2002; Sofianos ve diğ., 2004; Kourafalou ve Tsiaras, 2007; Olson ve diğ., 2007). Kuzey Ege dolaşım sisteminin en karakteristik özelliği, ortamdaki Levant kökenli tuzlu ve sıcak sular ile yüzeyden Çanakkale Boğazı aracılığıyla gelen acı Karadeniz suyun karşılaşmasıyla oluşan güçlü cephe (e.g. Zodiatis ve diğ., 1996; Poulos ve diğ., 1997; Lykousis ve diğ., 2002). Cephenin konumu Kuzey Ege dolaşımını büyük ölçüde etkileyen güçlü bir akım üreterek, Limni adasının etrafında mevsimsel olarak değişiklik gösterir. Bu akımın düşük tuzluluğa sahip kuzeye doğru olan kolu ortam sularına göre yüksek yüzerlik içeriği nedeniyle bir anti-siklonik girdap oluşturur. Kuzeydoğu baseninde Samothraki anti-siklonu (Zervakis ve Georgopoulos, 2002) olarak bilinen kalıcı bir anti-siklonik dolaşımı ile sonuçlanan ek bir kuvvet de yerel anti-siklonik rüzgar kıvrımıdır (Demirov ve Pinardi, 2002). Üst kolunun negatif termoklini ve Kuzey Ege bölgesinin tuzlulukla belirlenen yoğunluğu sebebiyle bu anti-siklonun sinyali sıcak yerine soğuk bir merkeze sahiptir. Limni'nin batısında akıntı, Evia adası boyunca görece soğuk ve az tuzlu Karadeniz kaynaklı suları Güney Ege

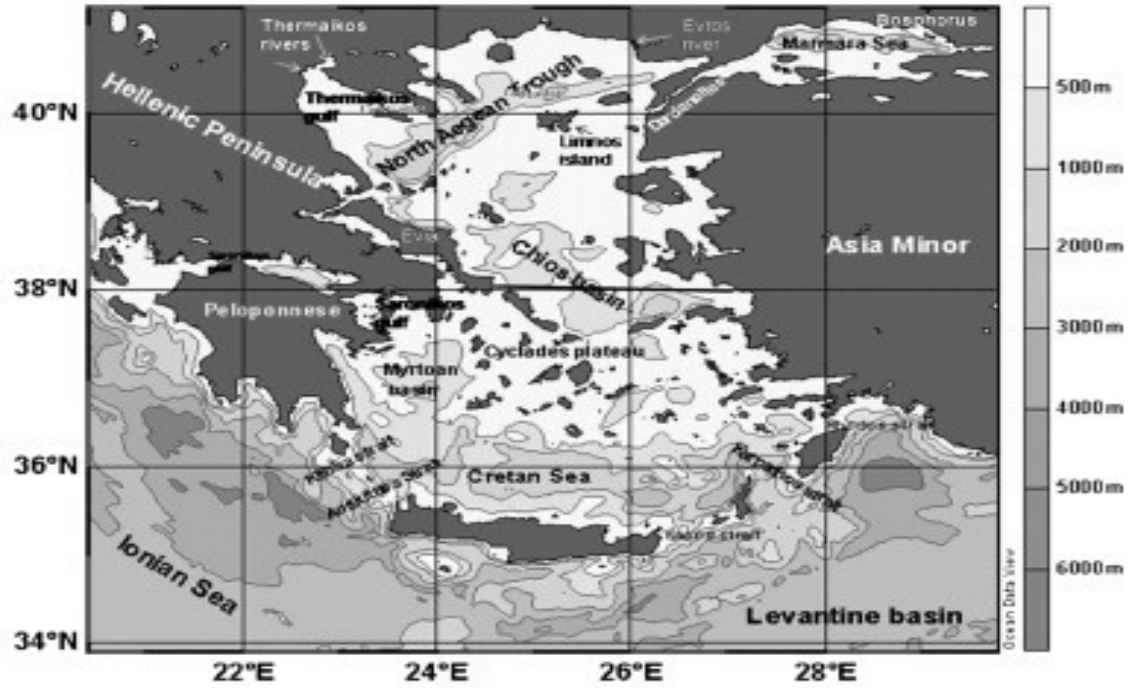
Denizi'ne taşıyan güçlü bir kıyı akıntısı oluşturarak Güneybatıya doğru bir rota izler. Güney Ege (Girit Denizi), genel akıntı komşu basenler ile olan değişimlerden fazlaca etkilenmesine rağmen, geçici ve/veya tekrarlayan siklonik ve anti-siklonik ediler dahil olmak üzere orta ölçekli değişkenlikler sergiler (Lykousis ve diğ., 2002). Atmosferik kuvvet ile mekansal ve zamansal değişkenliği, çoğunlukla kuzeyden gelen hakim rüzgarlar ile ilişkili olan kıyısal alçalma ve yükselme bölgelerinin oluşmasında da önem taşımaktadır.

Ege Denizi'nin önemli bir özelliği de derin su kütlesi oluşum sürecidir. Tuzluluk artışı (1987-92) ve sıcaklık düşüşü (1992-94), Doğu Akdeniz termohalin dolaşımını önemli ölçüde etkileyecek şekilde, kütsel yoğun su oluşumu ile Doğu Akdeniz'in derin ve alt kısımlarına doğru güçlü bir akıntıya sebep olmuştur. Havzadaki gözlemlerin başlangıcından beri olan bu en önemli iklim değişikliği, büyük ölçekli eğilimler üzerine eklenmiş aşırı meteorolojik olayların birleştirilmiş bir etkisidir. Sırası ile (i) 1987'nin soğuk kışı; (ii) çok 'kuru' yıllar, 1989-90 ve 1992-93; ve (iii) 1992-93'ün çok soğuk kışları açıkça bütün Doğu Akdeniz'i ve özellikle Ege Denizi'ni etkilemiş ve anormal miktarda derin su oluşum sürecini zorlamıştır. Bu durum Akdeniz Kuzey Atlantik Okyanusuna akışı üzerinde muhtemel etkilerle birlikte bütün Doğu Akdeniz hidrolojisi ve dinamiklerinde bir dizi değişiklik başlatmıştır. 1995'e kadar Adriyatik'ten çıkan ortalama akıntı yaklaşık 1,2 Sv (Roether ve diğ., 1996) iken bu akıntı daha eskiden bu değerin üçte birinden daha azdı (Schlitzer ve diğ., 1991). Bu olay Girit Denizi'nde güçlü bir tuzluluk artışıyla başlamış ve daha sonra sıcaklığın daha da azalmasıyla devam etmiştir. Geçmişte gözlemlenen sıcaklık-tuzluluk özelliklerindeki kararlı ötelemelerle bazı ilişkiler olma ihtimaline rağmen, endikasyonları tetikleyen temel faktörler: (a) kendine özgü atmosferik koşullarla ilişkilendirilen hava-su ısı ve tatlı su bütçesindeki önemli anomaliler; ve (b) Girit Geçidi'nde gelişen özel akıntı rejiminin sonucu olarak İyonya ve Levant basenleri arasındaki normal iletişimin bozulması (Malanotte-Rizzoli ve diğ., 1998).

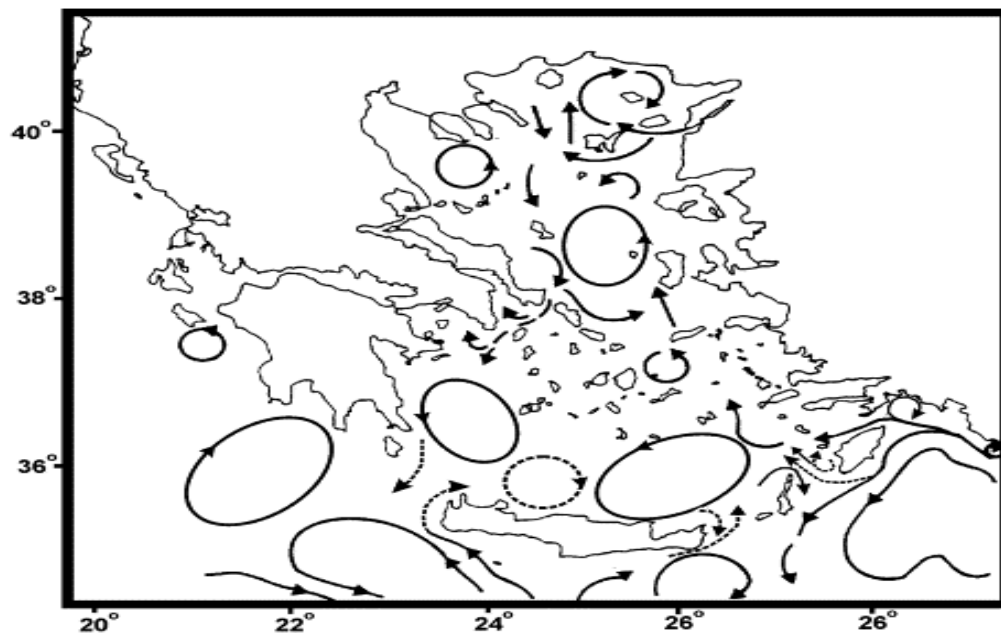
Artan derin su üretimi dip ve derinlerde artan tuz birikimiyle birlikte yükseklerde tuzluluk azalmasını işaret etmektedir. 1200 metrenin altındaki suların yenilenme oranının 100 yılı aştığı tahmin edildiği için (Roether ve Schlitzer, 1991) bu fazla tuzun üst seviyelere ulaşması onlarca yıl alacaktır. Fakat bunun geri dönüşü, iki potansiyel derin su kaynağının tuzluluk önkoşuluna bağlılığı göz önüne alındığında, termohalin dolaşımında değişikliklere neden olabilir. Bu yüzden Doğu Akdeniz'in yeni bir yarı-kararlı duruma dönmesi onlarca yıl alacaktır. Bu bağlamda ilginç bir soru da, sistemin eski işler durumuna Adriyatik'teki tek kaynaklı bir derin su oluşumuyla dönüp dönemeyeceği ya da tamamen farklı hatta belki de öngörülemeyen bir yöne doğru değişip değişmeyeceğidir.

Güçlü baroklinik ve topografi-yönlendirmeli akıntılar, orta ölçekli ediler, yükselme bölgeleri ve cephe bölgeleri gibi hidrodinamik özellikler plankton ekosistemi dinamikleri üzerinde önemli etkilere sahiptir (Lykousis ve ark, 2002). Ege Denizi oligotrofik bir havza olarak karakterize edilebilir olsa da, plankton biyokütlesinde ve verimlilikte güçlü gradyanlar gösterir (Psarra ve ark, 2000; Lykousis ve ark, 2002; Siokou-Frangou ve ark, 2002). Düzensiz bir kıyı şeridi (körfezler, adalar, Boğazlar) ve karmaşık hidroloji ve dolaşım sistemi ile birlikte karmaşık tban topografisi plankton üretiminde büyük değişkenliklere sebep olur. Kuzey Ege, nehirlerden gelen büyük nütrient girdilerinin yanı sıra Karadeniz'den gelen büyük miktarda plankton girişi ve Karadeniz suyu ile ilişkilendirilen hidrolojik cephenin varlığı sayesinde güneye göre daha daha üretkendir. Karadeniz suları tarafından etkilenen bölge ototrofik ve heterotrofik planktonun her ikisi için de sadece Ege Denizi'nin değil aynı zamanda Doğu Akdeniz'in de en üretken bölgesi

olarak kabul edilir (Ignatiades ve ark, 2002; Siokou-Frangou ve ark, 2002). Buna rağmen, Ege Denizi'ndeki birincil üretkenliğin Kuzey-Güney değişiminin basit resmi mevsimsel değişkenlikle (örneğin Karadeniz suyu ve nehir girdisindeki mevsimsel değişim) ve yoğun orta ölçekli değişkenlikle önemli ölçüde değişim gösterir. Ayrıca, oligotrofik açık deniz sularının aksine ötrofikasyon fenomeni genellikle Thermaikos ve Saronikos körfezleri gibi yüksek antropojenik nütrient yükleri ile karakterize edilen kıyı bölgelerinde gözlenmektedir (Moncheva ve ark, 2001).



Şekil 4.1. Ege Denizi'nin temel topografik özellikleri. Düz çizgi, Ege Denizindeki iki alt basenin (Kuzey ve Güney) ayrımını göstermektedir.



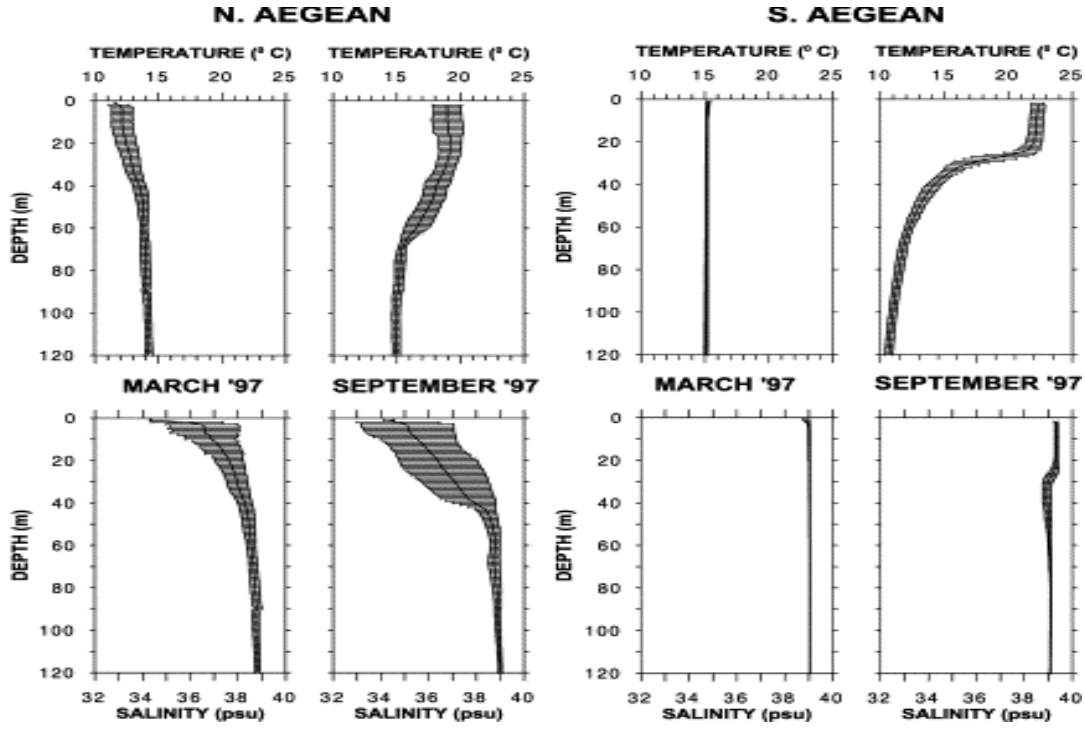
Şekil 4.2. Ege Denizi'nin önemli üst tabaka akıntılarının şematik gösterimi (Lykousis ve diğ., 2002 ve Olson ve diğ., 2007).

Tipik dikey fiziksel ve biyokimyasal karakteristikler

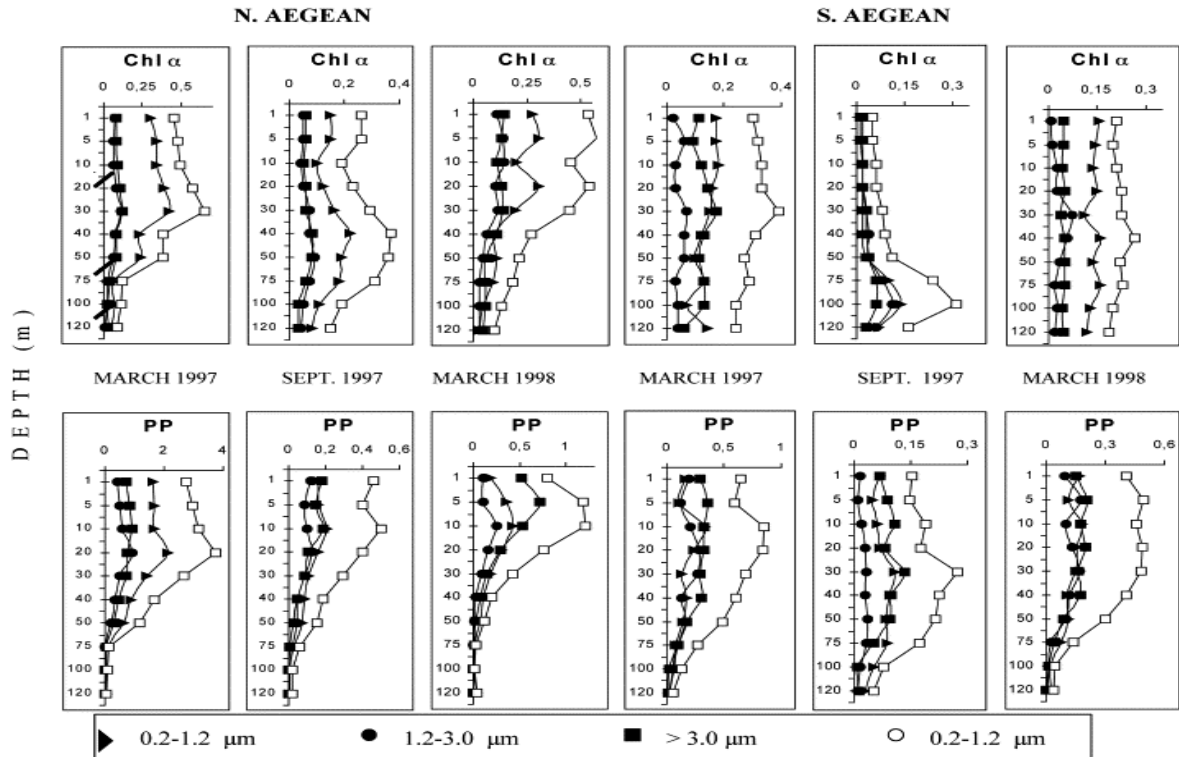
Kuzey ve Güney Ege'nin 1997 ilkbahar ve yazı için ortalama sıcaklık ve tuzluluk profilleri (standart sapmaları ile birlikte) Şekil 4.3'te gösterilmiştir. İlkbaharda, Kuzey Ege'nin yüzey tabakası Karadeniz'den gelen görece soğuk akıntının etkisini yansıtarak 100 metre (~14 °C) derinliği göre daha soğuk sıcaklıklarla (11–13 °C) karakterize edilir. Buna karşın, kış karışımı sebebiyle Güney Ege'nin ilk 100 metresi 15 °C'lik sıcaklıkla tamamen homojenizedir. Sonbaharda, Kuzey ve Güney Ege'de mevsimsel termoklin oluşur fakat soğuk yüzey Karadeniz suyu tarafından emilen büyük miktarda ısı sebebiyle, Kuzeyin üst tabakası (18–20 °C) güneyden (23 °C) önemli ölçüde daha soğuktur.

Tuzluluk profilleri de dikey bir yapı ve zamansal değişkenlik gösteriyor. Her iki mevsimde de Kuzey Ege'nin yüzey tabakası 33 ile 36 arasında değişen düşük tuzluluk değerleri ile karakterize olur. Levant ve Güney Ege'nin su kolonuna katkıda bulunduğu yerler olan 40 metrenin altında tuzluluk 38 değerlerini aşacak şekilde derinlikle birlikte artar. Buna karşın, Güney Ege ilkbaharda 39 tuzluluk değeriyle 120 metreye kadar homojenizedir. Sonbaharda, 25 metre kalınlığındaki üst tabaka, bölgede artan buharlaşma nedeniyle, 39.2 değerlerine çıkan tuzlulukla karakterize edilir.

Toplam chl- α değerlerinin dikey profilleri (Şekil 4.4) Kuzey Ege'de 20 - 30 metrede (0.54–0.65 mg m⁻³) Güney Ege'de 30 - 40 metrede (0.25–0.39 mg m⁻³) ilkbahar maksimumu gösterir fakat her iki bölgenin de sonbahar maksimumları daha derinde bulunur (örnek olarak, Kuzey için 40 metre civarlarında (0.37 mg m⁻³) ve Güney için 100 metre civarlarında (0.31 mg m⁻³)). Pikoplankton, toplam chl- α değerlerinin %71-75'ini oluşturarak her iki bölgede de asıl iştirakçidir ve çoğu derinlikte bütün fraksiyonlara hakimdir. Ultraplankton ve nano+microplankton algılanabilir bir dikey yapı göstermemektedir. Kuzey Ege'de, toplam birincil üretimin yapısı ilkbaharda 20 metre derinlikte maksimum 3.76 mg C m⁻³ h⁻¹ ve sonbaharda 10 metrede maksimum 0.52 mg C m⁻³ h⁻¹ değerleri ile her iki mevsimde de benzer bir yapı gösterir. Güney Ege'de, toplam birincil üretim maksimumu ilk baharda 10 metrede (0.84 mg C m⁻³ h⁻¹) ve sonbaharda 30 metrede (0.27 mg C m⁻³ h⁻¹) kaydedilmiştir.



Şekil 4.3. Kuzey ve Güney Ege’de ortalama sıcaklık ve tuzluluk profilleri (standart sapmalar yatay çizgilerle gösterilmiştir; Ignatiades ve diğ., 2002).



Şekil 4.4. Kuzey ve Güney Ege’de klorofil-a (mg m^{-3}) ve birincil üretim $\text{mg (C m}^{-3} \text{ h}^{-1})$ oranlarının dikey dağılımı. [pikoplankton ($0.2\text{--}1.2 \mu\text{m}$), ultraplankton ($1.2\text{--}3.0 \mu\text{m}$), nano+mikroplankton ($>3.0 \mu\text{m}$) ; Ignatiades ve diğ., 2002].

Uzun dönem karakteristikleri

Aşağıda verilen uzun dönem karakteristiklikleri, Rus ve Türk tarafının ortak çabaları ile biraraya getirilmiş ve sentezlenmiştir. Aşağıda verilen analizler ağırlıklı olarak bölüm sonunda belirtilen referanslar ve Rus tarafının ikili işbirliği çerçevesinde bizlerle paylaştığı rapordan derlenmiştir. Şekil 4.5a trendleri daha rahat gözlemleyebilmek amacıyla 24 aylık ilerleyen ortalama yöntemi kullanılarak elde edilmiş 23 yıllık (1985-2003) aylık ortalama deniz yüzey ve hava sıcaklığı değişimlerini zaman serisini göstermektedir. Bu sıcaklıkların ikisinin de birbirine paralel değiştiği ve aylık ve yıllık ortalamalarda pozitif korelasyonun göze çarptığı görülmektedir (sırasıyla, $r = 0.92$, $p < 0.0001$ and $r = 0.82$, $p < 0.0001$). Deniz yüzeyi ve hava sıcaklığı değişimleri benzer trend gösterse de bir çok durumda iki trend arasında bir ay ertelenme meydana gelmektedir. Buna göre hava sıcaklığı deniz sıcaklığından öncelikli olarak değişmektedir (Şekil 4.5b,c). Bu yönüyle hava sıcaklığının su sıcaklığını belirleyen anahtar parametre olduğu anlaşılıyor. 1987-1993'te iki sıcaklık grafiği de görece zayıf bir düşüş trendi (soğuma) göstermektedir, 1993-2003'te ise sonunda SST'nin 1°C ve hava sıcaklığının 2°C arttığı daha güçlü bir ısınma trendi görülmektedir.

Şekil 4.6a'da SST'nin 1998'de çok belirgin bir değişim gösterdiği görülmektedir. Bölgesel sıcaklık değişimleri Kuzey Yarıküre Sıcaklık (NHT) anomalileriyle bağlantılıdır ve yıllık ($r = 0.68$, $p < 0.0101$) ve aylık ($r = 0.38$, $p < 0.0146$) ölçekte pozitif korelasyon içindedir. Ön-değişim döneminde (1985-1997) ortalama yıllık SST değeri 18.5°C ve değişim-ardı dönemde (1998 sonrası) ortalama SST 0.8°C yükselerek 19.3°C ye ulaşmıştır. Sıcaklıktaki en belirgin değişimler yaz ayları boyunca (değişim sonrası 0.93°C 'lik ısınma) ve özellikle Ağustos ayında (1.27°C 'lik artış ile) meydana gelmiştir. Aylık NHT anomalisindeki uzun zamanlı değişimler 1990'ların sonunda gerçekleşen sıcaklık değişiminin son 158 yılda gerçekleşen değişimler arasında en güçlü sinyale sahip olanı olduğunu ortaya koymuştur (Şekil 4.6c).

Şekil 4.7a 1998-2005 döneminde SST'nin ortalamasının ve standart sapmasının yerel dağılımlarını göstermektedir. Bu dağılımlar güney yönünde pozitif bir değişim içerir, en düşük değerler Çanakkale Boğazı civarında ve Ege Denizi'nin kuzeydoğusunda, en yüksek değerler ise Ege Denizi'nin güneyinde görülür. En yüksek standart sapma baseninin kuzeydoğu yakasında daha soğuk Karadeniz sularının etkisi ile görülür. Karadeniz çıkışında Çanakkale'ye doğru doğu-kuzeydoğu yönünde güçlü bir termoklin cephe etkisi oluşur. Bu etki soğuk suların Karadeniz'in kuzeydoğu baseninde biriktiği sonucunu doğurur. 1998-2005 döneminde SST değerlerinin yerel ortalamasının zamansal değişimi sinüs eğrisi biçiminde bir mevsimlik döngü verir. Bu döngüdeki en yüksek ve en düşük değerler sırasıyla, Ağustos ortasındaki 26°C ve Şubat ayı ortasındaki 15°C 'dir. SST'nin yerel değişimi yükselme eğilimindedir ($\sim 0.11^{\circ}\text{C}/\text{yıl}$) ve dış kaynaklı su kütlelerinin katılımına ve alt tabakalardaki soğuk suyun türbülans yada kış karışımı sonucu dikey olarak taşınımına bağlıdır.

Şekil 4.8 1998-2005 dönemi için hesaplanan uzun zamanlı ortalama SST ($^{\circ}\text{C}$) değerlerinin sezonluk değişimini vermektedir. Sezonluk ortalama haritaları SST değişimi için iki farklı dönem arz etmektedir. Bu periyotlar farklı dinamiklerin etkilediği işlemlerdeki farklı geniş ölçekli yerel değişimlerle ayırt edilir. Sonbaharda, kışın ve ilk baharda kuzey-güney yönündeki SST pozitif değişim arz eder. Kuzey baseni en düşük sıcaklık değerleri ile ifade edilir, Karadeniz baseninin görece en soğuk sularıyla kaplıdır. Buna karşın, güney basen Levant baseninde oluşarak buraya gelen görece daha ılık sıcaklık

değerlerine sahiptir. Dahası, Kuzey Ege sahanlığı üzerinde kışın görülen güçlü soğumanın etkisiyle oluşan ağır suyun da su kütlelerinin oluşumunda etkili olduğu söylenmektedir (Zervakis ve diğ., 2000). Yazları bu iki su kütlesi kaynağı kaybolurken doğu-batı yönünü pozitif bir SST farkı oluşur. Düşük sıcaklıklar yazın kuzeyden gelen devamlı ve güçlü rüzgarların karşımı tetiklemesiyle Doğu Ege bölgesi boyunca gözlemlenir (Şekil 4.9). Öte yandan, bu yolla oluşan rüzgarlar Batı Ege kıyısında batma hareketine neden olur (örn. Yunanistan'nın doğu ve batı kıyısında yaklaşık 3 °C'lik sıcaklık farkının doğmasına sebep olur).

SST anomalisi veri setinin her iki moddaki orjinal 8-günlük birleşik 1998-2005 dönemi yerel şekillenme ve genlik zaman serisi EOF analizi Şekil 4.10'da gösterilmektedir. Sezonluk sinyal ilk moddaki baskınlığı ile ileri derecede güçlüdür. İlk mod tek başına bu datanın %66'sını açıklarken ilk üç SST EOF modu toplam sezonluk olmayan datadaki sapmanın %84'lük bölümünü açıklar. Birinci modun yerel düzeni domain üzerinde pozitif değerler veriyor olup, tüm basende durgun-durum ortalamasında arafaz salınım gösterir (Şekil 4.10a). En yüksek SST değişkenliği basenin kuzey ve merkez kesimi arasındaki açık denizde bulunur. Birinci moddaki zaman serisinin amplitüdü (Şekil 4.10b) yıl süresince pozitif ve negatif piklerin birbirini izlediği bir değişim gösterir ve Ege Denizi'ndeki sinoptic hava durumunun değişkenliğine bağlıdır. Sinoptic hava durumu değişkenliği fazda ve mevsimsel SST döngüsü kuvvetinde değişkenlik yaratarak mevsimsel olmayan anomalilerin oluşmasına neden olur. İlk EOF zaman serisi genliği aynı periyoddaki 8 günlük birleşik hava sıcaklığı anomalisi zaman serisiyle pozitif korelasyon vermiştir ($r=0.52$ bir zaman aralığı gecikmesinde, istatistiksel olarak kayda değer, %95 güvenlik aralığında). EOF genliği ayrıca mersimsel döngünün gücünde yıllar arası modülasyonlar gösterir. Bu moddaki yıllar arası değişkenlikteki en büyük pozitif pikler en ılık iki yılda (1999 ve 2002) görülmüştür.

İkinci SST EOF modu sezonluk olmayan sapmanın totalde %11'ine denk gelmektedir. Bunun yerel paterni (Şekil 4.10c) basenin doğu ve batısında zıt değişim gösteren bir dipoldür. Bu modun yerel dağılımı kuzeyden gelen sert rüzgarların Ege'nin doğusunda denizde derinlerdeki suyu yükselterek yüzeye getirmesiyle etkilenen ortalama yazlık SST'ler ile doğrudan ilişkilidir. Bu modun zamanseri genliği değişkenlik piklerini yalnızca yaz döneminde verir ve sekiz günlük birleşik ECMWF kaynaklı rüzgar-direncinin güney-kuzey yönlü anomalisinin zamanseri ile yüksek korelasyon içerisindedir (0.3, %95 güvenlik aralığında istatistiksel olarak anlamlı). Ege Denizi doğu kıyısındaki yüksek SST negatif anomalileri kuzeyden gelen güçlü rüzgarlarla ilişkilidir. Buna karşılık olarak, SST pozitif anomalileri de güneyden gelen rüzgarlar ya da yüksek pozitif hava sıcaklığı anomalileriyle alakalıdır. Ayrıca EOF genliği zaman serisi modülasyonları 1999 ve 2003 yazı ve sonbaharında güney yönündeki rüzgar basıncının pozitif anomalisiyle negatif SST anomalilerinin güçlü sinyallerini verir ki bu da kıyasal yükselmenin varlığına işaret eder.

Üçüncü SST EOF modu mevsimsel olmayan varyansın totalde %7'sine tekabül eder. Bu modun yerel dağılımı basenin kuzey ve güneydoğusundaki zıt varyasyon pikleriyle faz-dışı salınım (Şekil 4.10e) gösterir. Başlıca değişkenlik piklerini incelediğimizde bu modun (8-16 günlük zaman skalasında) kısa süreli değişkenlikle rüzgar geriliminin yatay yöndeki bileşeniyle domine edildiğini görürüz (Şekil 4.10f). Yazları kuzeyden gelen sert rüzgarların olduğu dönemde maksimum SST negatif anomalisinin merkezi maksimum rüzgar geriliminin anomalisi merkezi ile korelasyon içindedir. Rüzgar geriliminin maksimum seviyede gözlemlendiği yer basenin kuzey/merkez (negatif SST anomalisinin olduğu) bölümündedir ve minimum rüzgar geriliminin gözlemlendiği yer ise

basenin güneydoğu (pozitif SST anomalisinin olduğu) bölümündedir (Şekil 4.11). Filtrelenmiş EOF genliği zaman serisi pozitif yıllar arası trend gösteren ilk iki modla karşılaştırılınca yüksek frekanslı değişkenlik göstermektedir.

SST anomalisi veri setinin EOF analizi Ege Denizi'nde mevsimsel olmayan değişkenliği idare eden atmosfer kuvvetinin sinoptic skala değişimlerini gösterir. Çanakkale çıkışında SST'nin zamansal değişimi çok düşük yıl içi ve yıllar arası değişkenlik gösterirken Çanakkale'nin içine olan akıntının görülen değişkenliği yönlendiren başlıca etken olmadığına işaret etmektedir.

1000 metrede su kütlesi karakterlerindeki uzun zamanlı değişimler (tuzluluk, sıcaklık ve yoğunluk) ve Güney Ege'deki meteorolojik durumlar (Şekil 4.12 ve Şekil13) 1987-1995 döneminde derin su kütlelerinin nasıl sürekli bir yoğunluk artışına sebep olduğunu açıkça göstermektedir. Bu değişim periyodu iki farklı dış kuvvetin etki ettiği iki farklı dönemi kapsamaktadır. Bunlardan ilk dönem, tuzluluğun artmasıyla 1987-88 yıllarındaki 0.05'lik yoğunluk artışını ve yağışların azalmasıyla 1989-92 yılları arasındaki 0.1'lik yoğunluk artışını temsil eden 1987-1992 dönemidir. İkinci periyodda, 1992 ve 1993'te geçen sert kış döneminde hava sıcaklıkları ortalama 2°C düşerek soğuk derin sularda 0.35 °C'lik bir soğuma gözlenmiştir. Sonuç olarak ağır su oluşumunda bir artış meydana gelmiştir. Bu artış su kütlelerinin derin tabakalardan yüzeye doğru taşınmasına neden olarak orta derinliklerde ve yüzey sularında artışa neden olmuştur. Dahası, Levant orijininde oluşan ve yüksek tuzluluk değerine sahip olan bu giren su kütlelerinin, 1987-1992 arası 0.2-0.3 birim tuzluluk artışını teşvik ettiği ve sadece Ege'de değil çevre denizlerde de uzun bir kuru döneme işaret ettiği anlaşılmaktadır. Sonuç olarak Ege Denizi'ne doğu boğazlardan üst tabakalarda tuz transferi 1987-1994'te 1-4 kat arası artmıştır. Bu, basene giren yüzey suları aynı derinliklerdeki Girit baseni sularından daha yoğun tuzluluğa sahip oldukları için, yoğun su oluşumunda meydana gelen tuz girdisinin ikinci kaynağıdır.

Üç yıllık hareketli ortalama ile filtrelenmiş Karadeniz ve Ege Denizi kış SST anomalisi zaman serisi (SSTA), NAO ve EAWR indeksleriyle birlikte Şekil 4.14'te gösterilmektedir. İstisnalar olsa da, SST trendlerindeki genel eğilim az çok benzerdir. SST, gözlem döneminin başında yalnız iklimsel ortalama çevresinde hafifçe oynar (Karadeniz'de 1982-1986 arası ve Ege Denizi'nde 1982-1987 arası dönemde). Ege Denizi'nde en düşük kış SST değerleri 1991-1995 arasında ölçülmüştür, ayrıca keskin soğuma eğilimi gözlem periyodunun sonunda da gözlenmiştir. Ege'de SST değerlerinin düştüğü bu periyod, 1994'ten başlayıp 1997'ye kadar SST'nin yükseldiği bir periyodla takip edilmiştir. En yüksek değerine ulaştığında SST giderek azaldığı bir periyoda girmiştir. SST düşüşünün genliği Ege Denizi'nde (yaklaşık 1 °C) Karadeniz'e (<0.6 °C) göre daha fazladır. Buna rağmen, Karadeniz'de ısınma genliği Ege Denizi'ne göre çok daha fazla olmuştur (1.6 °C'ye karşın 0.7 °C). SST düşüşünün (yükselmesinin) ortalama hızları Karadeniz'de -0.06 °C yıl⁻¹ (0.27 °C yıl⁻¹) ve Ege Denizi'nde -0.25 °C yıl⁻¹ (0.3 °C yıl⁻¹) olarak gözlenmiştir. 1986-1991 dönemi haricinde SSTA işaretinin her iki basende de aynı olduğunu not etmekte fayda vardır. 1986-1991 döneminde SSTA işareti zıttır, ve Ege için pozitif, Karadeniz için negatiftir. Yine de, SST değişimlerinin yönelimleri benzerdir: 1986-1987 arasında SST azalır, 1987-1990 arasında hafifçe yükselir ve 1990-1991 arasında ise düşer.

Üç yıllık hareketli ortalama yöntemi ile filtrelenmiş SST kış anomalisi, yüzey-hava sıcaklıkları (SATA) ve yüzey rüzgarının meridyensel bileşeni zaman serisi Şekil 4.15'te gösterilmektedir. Burada SAT değerlerinin meridyensel artışı bölgesel artıştan oldukça fazladır (Legates ve Willmott, 1990). Rüzgarın meridyensel bileşeni SAT ve SST değişimlerinde önemli rol oynar. Yüzey rüzgarının Ege Denizi meridyensel bileşeni kuzey

kaynaklı olduğundan, negatif anomali kuzey rüzgarının şiddetlendiği anlamına gelir (Şekil 4.15). Gözlem periyodunun başında ve sonunda aykırılıklar olsa da, başlıca iklimsel olayların ve bunların atmosfer etkisiyle (VA ve SATA) bağlantısı aşıkardır.

SAT ve SST'nin birbirine karşı çizdirildiği diyagramda (Figür 16, sol kolon) 0.67'lik korelasyon kaysayısıyla iyi bir korelasyon içerisindedir. Ayrıca SAT yüzey rüzgar kuvvetinin dikey bileşeniyle 0.82'lik korelasyon kaysayısıyla iyi bir korelasyon sağlamaktadır (Şekil 8, sağ panel). Bununla beraber, SAT değerlerindeki yükselme/alçalma kuzeyden gelen rüzgarlardaki zayıflama/güçlenme ile ilgilidir. 1990-1993 yılları arasında Ege Denizi üzerindeki ortalama kış kuzey rüzgarı şiddetinin güçlenmesi Samuel ve diğ. (1999) tarafından işaret edilmiştir ve bizim gözlemlerimizle de tutarlılık içerisindedir (Şekil 4.15). Samuel ve diğ. (1999), Kutiel ve Benaroch (2002), Kutiel ve diğ. (2002)'na göre Doğu Akdeniz üzerinde EAWR (NCP) indeksleri pozitif fazındayken artan kuzeydoğu rüzgarının anomalisi normal SAT'ın altında sonuç vermelidir ki, yaptığımız çalışma bu bilgileri desteklemektedir. İki basen için yüzey rüzgarının zonal bileşenini ve SAT değerini içeren benzer diyagramlar (data gösterilmedi) göze çarpar nitelikte bir korelasyon göstermemektedir.

Yüzey rüzgar alanı yapısının büyük özellikleri ve atmosfer geniş ölçekli prosesleri arasında ilişki kurmak amacıyla NAO ve EAWR indekslerine ve Ege Denizi yüzey rüzgar bileşenlerine ait diyagramlar çizdirildi (Şekil 4.17, sol kolon). NAO ve EAWR indekslerinin yüksek olduğu durumda ($NAO > 0.8$ ve $EAWR > 0$), yüzey rüzgarının dikey (kuzey) bileşeni devreye girer ve bu NAO ($r = -0.89$) ve EAWR ($r = -0.86$) indekslerinin ikisiyle de yüksek derecede korelasyon içerisindedir ki bu sonuçlar Kutiel ve diğ. (2002) 'nın bulgularıyla örtüşmektedir. Demek oluyor ki, NAO ve EAWR güçlenmesi/zayıflaması kuzey rüzgarının atışına/azalmasına neden olmaktadır. NAO ve EAWR indekslerinin düşük olduğu durumda ($NAO < 0.8$ ve $EAWR < 0$), rüzgar şiddetinin çok azaldığı ($0-0.5 \text{ m s}^{-1}$) ve NAO/EAWR ve kuzey rüzgarı arasında hiç korelasyon olmadığı görülmektedir. Ege Denizi üzerindeki yüzey rüzgarının zonal (doğu) bileşeni zayıf değişkenlik göstermektedir ($0.4-1.1 \text{ m s}^{-1}$ aralığında) ve NAO ve EAWR indeksleri arasında korelasyon vermemektedir (Şekil 4.17, sağ kolon). V ile NAO indeksinin ölçülmüş yüksek korelasyonu (1) gözlemlenen periyotta NAO ve EAWR indekslerinin genelde aynı faz içinde ve iyi korelasyon içinde olmasından dolayı rastlantısal olarak, (2) yüksek NAO fazında atmosferdeki sirkülasyonun genel olarak artmasıyla, (3) NAO ve EAWR düzenlerinin etkileşiminde rol oynayan bazı derin fiziksel altyapılar ile açıklanabilir. Bu yüzden, yukarıdaki analizin ana fikri büyük-ölçekli atmosferik telebağlantıların (NAO ve EAWR) her iki basendeki yüzey rüzgar şiddetinin dikey bileşeninin değişkenliğini etkilediğidir. Ege Denizi'nde, EAWR/NAO şiddetlenişi/zayıflayışı kuzey rüzgarının artışı/azalışına neden olmaktadır. Önceki analiz çerçevesinde bakarak, NAO ve EAWR indeksleri pozitif fazdayken bu büyük ölçekli atmosfer düzenlerinin uzun-zamanlı SST değişkenliğini nasıl etkilediği konusunda basit ve şematik bir önerme yapabiliriz. EAWR (NAO) indekslerinde bir artış kuzeyden gelen rüzgarlarda şiddetlenmeye neden olur ve böylelikle hem SAT hem de SST'yi düşürür. Öte yandan, EAWR (NAO) indekslerinde bir zayıflama kuzeyden gelen rüzgarı zayıflatır ve buna bağlı olarak SAT ve SST'yi artırır.

Şekil 4.18 Ocak 1993 ve Ocak 2001 arasındaki dönemdeki aylık T/P veri setleriyle ortalama deniz yüzeyi (MSS) arasındaki farkların standart sapmasını göstermektedir. Siyah daireler her senedeki en yüksek değerleri gösterirken gri daireler en düşük değerleri göstermektedir. Deniz seviyesi değişiminde çok güçlü mevsimsel bir etki olduğu açıkça görülmektedir. Her sene en yüksek değerler Ocak'ta, en düşükleri ise Haziran ve

Temmuz'da görülmektedir. Buna ek olarak, verilen periyotta deniz seviyesindeki en yüksek çıkış 1998 yılının Şubat ayında meydana gelmiştir ve El Nino olayı ile aynı zamana denk gelmiştir (diğer yıllık piklerden yaklaşık 1 cm daha yüksek). Aralık 1998'de gerçekleşen La Nina bölgedeki deniz seviyesini fazla etkilememiştir. Bu da beklenir niteliktedir, zira Ege Denizi hemen hemen kapalı bir basendir, ve özellikle La Nina'nın etkisi şiddetli değil ise ENSO olaylarından daha az etkilenir. Sonuç olarak, her yıldaki piklerin Ocak'ta olduğunu ancak El Nino olayları sırasında bu piklerin Şubat'a kaydığını farketmek ilginçtir. Deniz seviyesi değişimleri iklim değişiminin gözlenmesinde güçlü ve elverişli bir alettir, zira okyanus ENSO'dan kaynaklanan, sıcaklık artışı ve azalışı gibi büyük ölçekli değişimlere neredeyse anında tepki vermektedir.

Şekil 4.19'da görülen mevsimsel ortalama yüzey klorofil haritaları güney yönünde negatif gradient vermekte olup, yıl içerisinde Kuzey Ege'de in-sitü datalarıyla da desteklenen çok yüksek klorofil konsantrasyonları vermektedir (Psarra ve diğ., 2000; Ignatiades ve diğ., 2002; Siokou-Frangou ve diğ., 2002). Ortalama olarak bakarsak, kuzey baseninde yüzey klorofili güney baseninkinden üç kat daha fazla konsantrasyonlar vermektedir. Kuzey baseninde hidrolojik cephenin hakim olduğu önemli nehir/insan-kaynaklı besin girdilerinin olduğu bölgeyi saymazsak, Ege'nin başlıca noktalarında yaz boyunca aşırı derecede düşük klorofil değerleri ölçülmektedir ($<0.1 \text{ mg m}^{-3}$). SST değerlerinin aksine, yüzey klorofil haritalarından yaz döneminde doğu-batı yönünde aktif olan derin suyun yüzeye taşınımı hareketi öngörülememektedir. Oligotrafik sularda birincil üretimi kontrol eden esas faktör yüzey su kolonundaki besin miktarıdır ve bu besin miktarı turbülans karışımı ve rüzgar kuvveti etkisindeki yukarı su taşınımının şiddeti ile alakalıdır (Legendre ve diğ., 1986). Çalışma bölgemizde yüzey klorofil maksimumu kış sonunda, fitoplankton kış karışımı esnasında yüzeye taşınan besinlerin büyük bir kısmını tükettiği zaman ölçülmektedir. Bunu takiben, yüzey tabakasında fitoplankton, besin sınırlaması ve otçul beslenme ile giderek artan bir biçimde tüketilir ve subsurface maksimumu oluşur.

MEDATLAS iklimsel veri tabanında (MEDAR/MEDATLAS group, 2002) fitoplankton patlamasından sonra klorofil subsurface maksimumu nutrikilini takiben giderek derinleşir (iklimsel ortalama yaz klorofil maksimum derinliği 80 m.'dir). Nutrikilin ve subsurface klorofil maksimum termoklinden çok daha derinde bulunduğu halde, zengin besin ve klorofil ihtiva eden su kütlelerinin biyolojik faaliyetlerin gerçekleştiği yüzey tabakasına taşınması için çok güçlü kış karışımına müsaade edecek rüzgarların varlığına ihtiyaç vardır. Altındaki suların yüzeye transferini tetikleyecek orta-ölçekli (birkaç saat ila gün süresince) rüzgarlar yazları kış aylarındakinden daha sık görülüyor olsa da, yine de düzensizdir ve izleri dönemsel ortalama rüzgar alanları ile silinir. Yukarıdaki tartışmadan anlaşılıyor ki analiz sonuçlarımız yüzey klorofil değişkenliği için yeterli olsa da, derin sulardaki klorofil değişkenliğini temsil etmemektedirler zira derin su klorofil miktarı uydu tarafından da algılanmamıştır. Doğu Ege Denizi'nde Karadeniz orijinininden gelerek yüksek klorofil ihtiva eden yüzey suyunun noksanlığı basende çok düşük klorofil konsantrasyonuna sebep oluyor olabilir. Diğer taraftan, yüksek klorofilli Karadeniz yüzey suyunun (BSW) sinyali yaz süresince Çanakkale Boğazı civarında Ege Denizi'nin oligotrofik sularına güçlü bir kontrast sağlayarak ortaya çıkmaktadır. Marmara Denizi'nde yüzey klorofil mevsimsel döngüsü genellikle Kuzey Ege Denizi'ninkini takip ediyor olsa da Çanakkale suyu çıkışı en yüksek klorofil değerini bahar sonu/yaz başında alır (Ünlüata ve diğ., 1990) ve Çanakkale Boğazı'ndan yüksek klorofil girdisi alır.

Mevsimsel olmayan klorofil anomalisinin EOF ayrışımı Şekil 4.20'de görülmektedir. İlk mod sadece %23'ünü açıklarken, ilk üç klorofil EOF modu mevsimsel olmayan varyansın totalde %46'sını açıklar. İlk modun yerel paterni sürekli-durum ortalaması etrafında bütün basende faz-ıçer salınım gösterir. En yüksek değerler basenin bütün kuzeydoğu bölümünde ve Thermaikos Anaforu'nda, yani Ege Denizi'nin üretimi en yüksek yerlerinden elde edilir. Bu modun genlik zaman serisi (Şekil 4.20b) özellikle fitoplankton patlaması döneminde mevsimsel döngünün zamanına ve kuvvetine bağılı olarak değişkenlikte yüksek pikler gösterir. İlginç olarak 1999 kış döneminin sonunda büyük bir pozitif anomali fark edilmiştir. Ayrıca, aynı yıl EOF zaman serisi yıllar arası açıkça yüksek klorofil sinyali göstermiştir. Yıllık ortalama basen-averajlı yüzey klorofil konsantrasyonu 1999'da 8-yıllık uzun zamanlı ortalamadan (1998–2005) %20 daha fazladır (Şekil 4.21). Aynı yıl Kuzey Ege'deki büyük klorofil yükselmesinin, belirgin bir değişim göstermeyen Çanakkale Boğazı'ndan gelen klorofil yükü ile ilgili olmadığı sanılmaktadır. Hem 1999 yıllık anomali ve ilk EOF yerel haritaları en yüksek klorofil artışı (Thermaikos Anaforu ve Evro Nehri ağızı gibi) yüksek nehir besin yükünün geldiği yerlerdedir. Bu durum 1999'da gözlemlenen Kuzey Ege Denizi'ndeki klorofil değişkenliğinin başlıca etkeninin nehir deşarjındaki değişkenlik olduğuna işaret etmektedir. Buna rağmen, bu öneriyi destekleyecek, belirtilen döneme ait nehir girdisi ve/veya besin yükü verisi bulunmamaktadır. Takip eden üç yıllık süreçte (2000–2003) zamansal mod negatif anomaliler gösterir ve en büyük negatif uç değişkenliği 2001'de gözlenmiştir. 2001'de Kuzey Ege Denizi ve Çanakkale Denizi çıkışında istisnai bir biçimde düşük yüzey klorofil konsantrasyonları ile karşılaşmıştır. Marmara Denizi'nde 2001'de SeaWIFS uydusu-kaynaklı klorofilde yüksek negatif yıllık anomali gözlenmiştir (Barale ve diğ., 2008), ve bu durum muhtemelen Çanakkale Boğazı'ndan düşük klorofil girişine neden olmuştur.

İkinci Chl EOF modu toplam mevsimsel olmayan değişkenliğin %14'ünü açıklamaktadır. Mekansal deseni (Şekil 4.20c) havzanın kuzeydoğu kesiminde Thermaikos Körfezinde pozitif değerler ve kuzeydoğu tarafında negatif değerler göstererek Kuzey Ege'de faz dışı salınımlar sergiler. Ayrıca, Çanakkale Boğazı'na yakın bir bölgede pozitif / negatif mekansal değişkenlik gösteren bir dipolün varlığı dikkat çekicidir. Bu desen, hidrolojik cephenin kuzey/güney değişimi ve genel Karadeniz suyunun Samothraki antisiklonu boyunca kuzeybatıya doğru değişiklik göstermesini öne sürmektedir. 8-günlük rüzgar ve klorofil birleşik haritaları ile ilişkili olarak başlıca değişkenlik uçlarının incelenmesi klorofil zengini Karadeniz sularının zayıf rüzgarlarda güneye yöneldiğini işaret etmektedir. Daha önce de belirtildiği gibi, yerel rüzgar stres kıvrımı havzanın kuzeydoğu bölgesindeki antisiklonik vortisitenin önemli bir kaynağıdır (Demirov ve Pinardi, 2002). Bu nedenle bu özellik, rüzgar gevşeme dönemlerinde rüzgar alanından giren daha zayıf antisiklonik vortisiteyle ilgili olabilir. Değişkenliğin diğer büyük uçları önemli Kuzey Ege nehirlerinin ağzının yakınlarındaki olağandışı yüksek klorofil konsantrasyonu dönemleri ile ilişkilendirilmiştir (örnek olarak, Basenin kuzeydousundaki Evros nehri ve Thermaikos körfezi). İkinci mod (Şekil 4.20d) ilk moda göre yüksek frekanslı (8–16 gün) zamansal değişkenlik ve daha az yıllar arası değişkenlik gösterir.

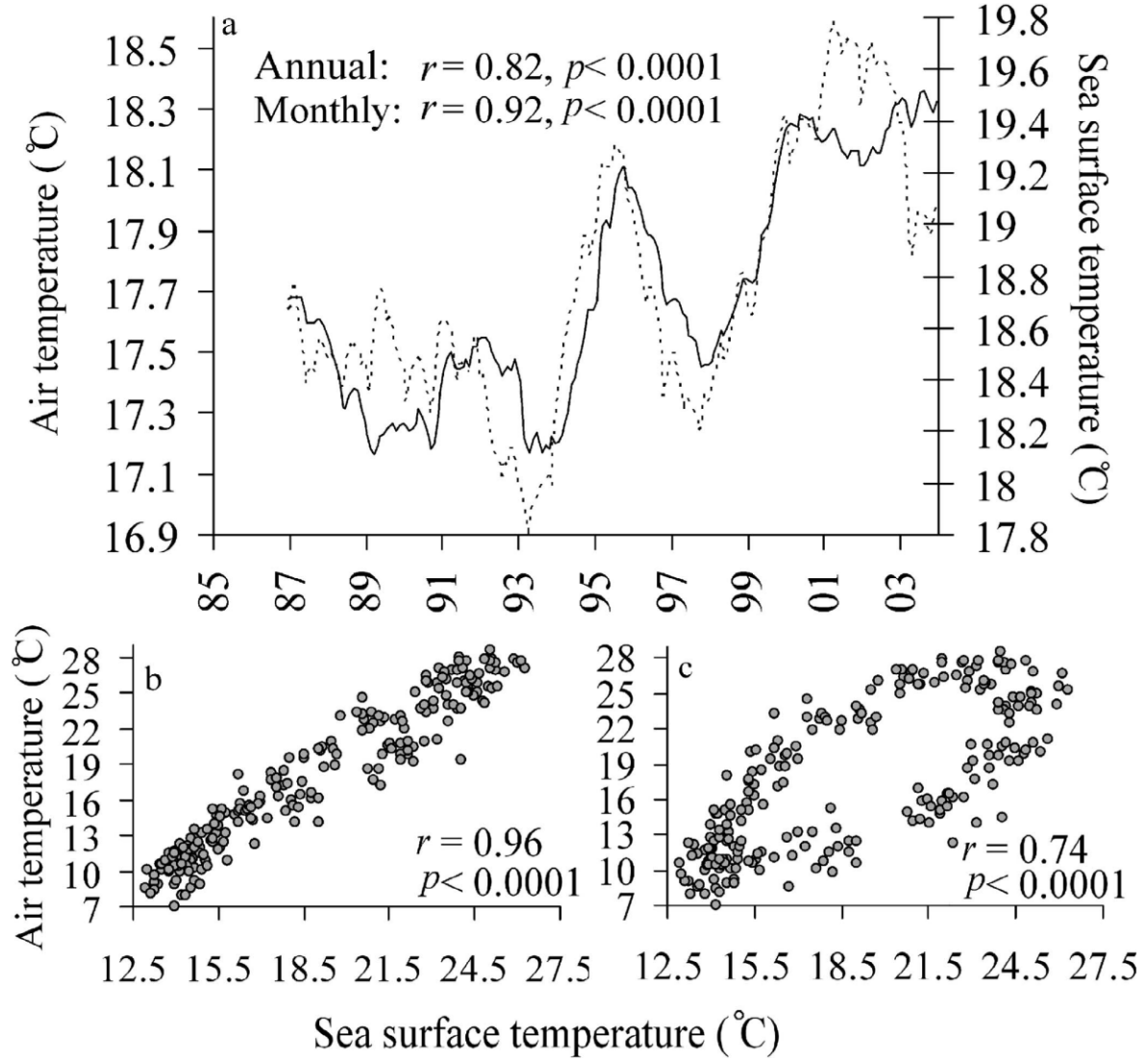
Üçüncü Chl EOF modu toplam mevsimsel olmayan değişkenliğin %9'unu açıklamaktadır. Mekansal deseni (Şekil 4.20e) Kuzey Ege'de Karadeniz suyu dolaşımından etkilenen açık deniz suları ile nehir girdisinden etkilenen kıyı sığlık suları arasında ters değişkenlikli dipol gösterir. Bu modun genlik zamansal serisi (Şekil 4.20f) EOF uzaysal deseninin Çanakkale Boğazı çıkışında ve hidrolojik cephede, kıyı sığlığının kuzeydoğu kesimine göre daha yüksek değerlerle karakterize edildiği 2004 kışında büyük pozitif

uçlar gösterir. 2004 yılında Kuzey Ege Denizi'nde artan Chl düzeyleri, yıl boyunca Çanakkale Boğazı'ndan gelen olağan dışı yüksek Chl girdisi ile ilişkili olduğu görünüyor. 2004 yılı anomali haritası, Karadeniz suyu girdisinin yıl boyunca Kuzey Ege'de Chl değişkenliğinin başlıca itici gücü olduğunu tekrar önererek Çanakkale Boğazı çevresinde büyük bir Chl yükselmesi göstermektedir. Genel olarak, EOF ile genlik zaman serisi incelenmesi gösteriyor ki üç Chl modunun toplam sonucu 1999 ve 2002 arasında büyük bir yıllararası azalma ve sonrasında daha kayıtların geri kalanı boyunca özellikle 1999 ve 2004'teki artan üretimle küçük bir artış göstermesidir. (Şekil 4.21).

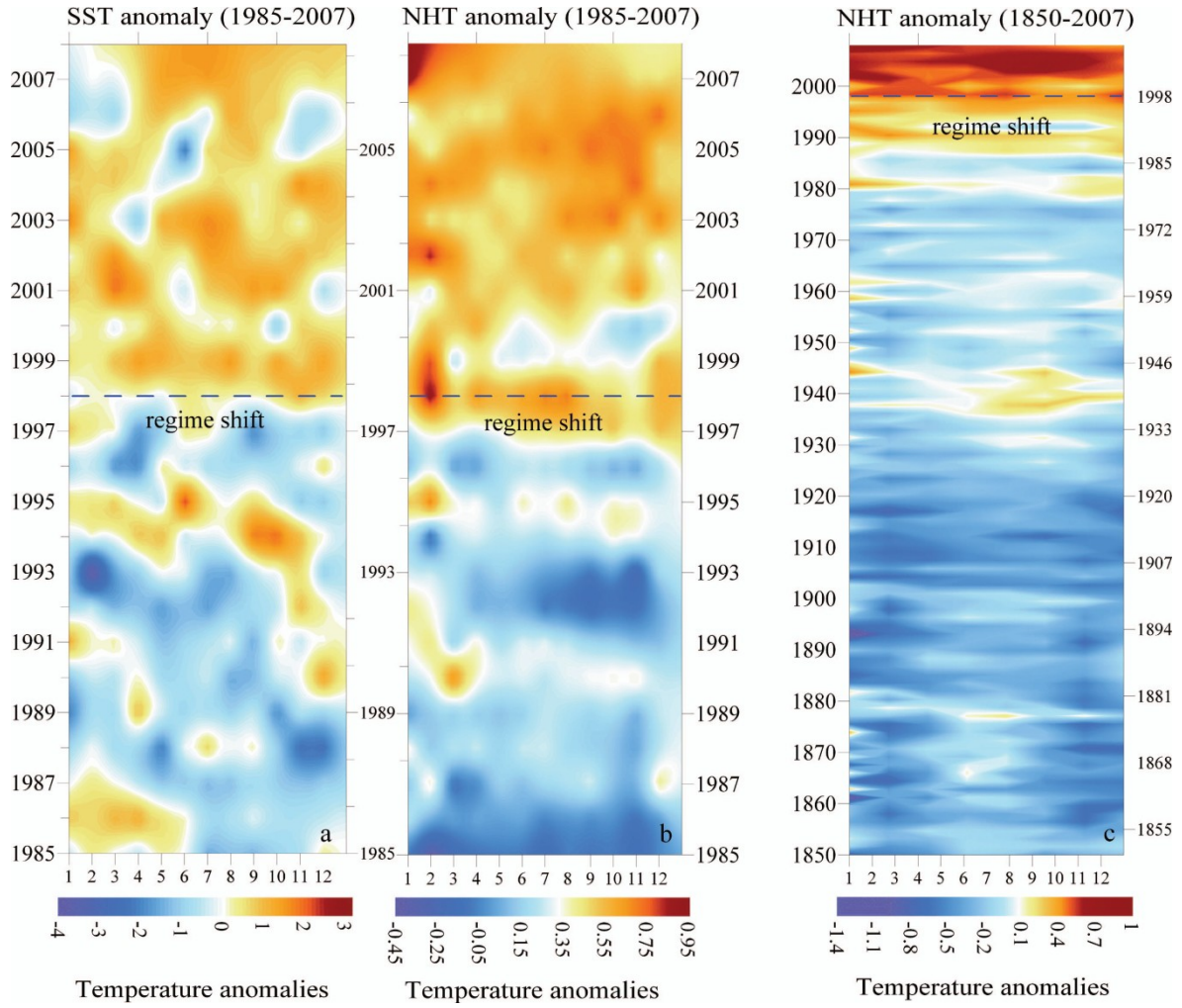
EOF analizi sonuçları Chl'in deniz yüzeyi sıcaklığından daha fazla yıl içi ve yıllar arası değişkenliğe sahip olduğunu gösteriyor. Bu, genellikle Kuzey baseninin Chl içeriğinin büyük miktarda artması ile sonuçlanan Çanakkale Boğazı'ndan gelen sıradışı yüksek Chl yüklemesi ve/veya nehirlerden gelen yüksek besin tuzu yüklemesi ile değiştirilen bölgenin genel oligotrofik yapısıyla ilgilidir. Öte yandan, Karadeniz suyunun yüzey suyu sıcaklığı değişimleri Kuzey Ege Denizi'nde mevsimsel olmayan yüzey suyu sıcaklığı değişimlerini etkileyemeyecek kadar az görünüyor. Yüzey suyu sıcaklığı ile karşılaştırıldığında muhtemelen mevsimsel olmayan yüzey Chl değerlerinin değişkenliğine büyük katkıda bulunan bir diğer faktör, erken ilkbaharda yüzey altı klorofil maksimumunun oluşumundan sonra daha yüksek konsantrasyonlara sahip olan daha derin sular ile klorofil fakiri yüzey sularının rüzgar kaynaklı türbülant karışımıdır. Ancak, rüzgar karıştırması genellikle yüzey altı maksimumu henüz yüzeye yakın yerlerdeyken etkilidir. Daha önce de belirtildiği gibi yaz boyunca yüzey altı maksimumu 80 metre civarlarında konumlanmış olup tabakalaşma daha güçlü olması sebebiyle su kolonunu verimli bir şekilde karıştırabilmek için daha güçlü rüzgar olaylarına ihtiyaç duyulur.

Yunan sularının su, hava (bölgesel), ve küresel sıcaklıklarla birlikte sıcak-tropik yabancı türlerinin uzun dönem değişimi Şekil 4.22'de gösterilmiştir. Şekil 4.22 Ege Denizi'nde yakın dönemde gözlenen su sıcaklığı artışı ile birlikte artan yeni yabancı tür girişine dikkat çekmektedir. Yabancı türlerin girişindeki yıldan yıla olan değişimler sıcaklık artışıyla paralellik göstermektedir (Şekil 4.22a). Çapraz ilişki analizi 2 yıl ertelenmiş uydudan türetilmiş yüzey sıcaklığı verisi ile pozitif ilişki gösteriyor (2 yıl gecikmeli yabancı tür tepkisi, $r = 0.6$, $p < 0.01$; asıl zaman serisi, $r = 0.37$, $p < 0.13$, yeterince anlamlı değil). Deniz yabancı türleri 2 yıl ertelenmiş deniz yüzeyi sıcaklığı ile de önemli derecede pozitif ilişki göstermektedir (Şekil 4.22b; 2 yıl gecikmeli yabancı tür tepkisi, 0.5 , $p < 0.02$; asıl zaman serisi, $r = 0.11$, $p < 0.62$, yeterince anlamlı değil). Sıcaklık ile yabancı türlerin girişi, çoğalması ve belirlenebilecek kadar yayılması arasında 2 yıllık bir gecikme bulunmuş olmasına rağmen, durum hep böyle değildir. Görece çok sayıda yabancı türün girişiyle ilişkilendirilen 1989 ve 1993 arasındaki soğuk dönemde olduğu gibi bu ilişki bazı dönemlerde başarısız olur (Şekil 4.22a). Kuzey yarımküre sıcaklıkları ile yeni tür girişi arasındaki ilişki 10 yıllık ölçekte (1924–2007) incelenmiştir. Yabancı tür verisindeki boşluklar nedeniyle yıllık yerine 4 yıllık ortalama kullanılmıştır. 4 yıllık ortalama seçimi en az sayıda boşluk ile fazla ortalama veya datanın pürüssüzleşmesi arasında en iyi uzlaşmayı sağlamıştır. Yabancı türler ile kuzey yarımküre sıcaklıkları arasındaki ilişki açıktır (Şekil 4.22c; $r = 0.89$, $p < 0.0015$). Hem sıcaklık hem de yabancı türler 1924 ile 1979 arasında neredeyse sabit (küçük dalgalanmalar) kalmıştır ve bu dönem için önemli bir ilişki bulunamamıştır. 1970lerin sonlarından sonraher iki zaman serisinde birbirine eşlik eden hızlı değişimler gözlenmiştir. 1980 yılı, özellikle kış aylarında yabancı türlerin hayatta kalabilmesi için kritik bir durum olarak telaffuz edilirken, 1850 yılından bu yana yoğun ısınmanın ilk örneği oldu. (Ben-Tuvia 1966). 1924 yılından 1997 yılına kadar

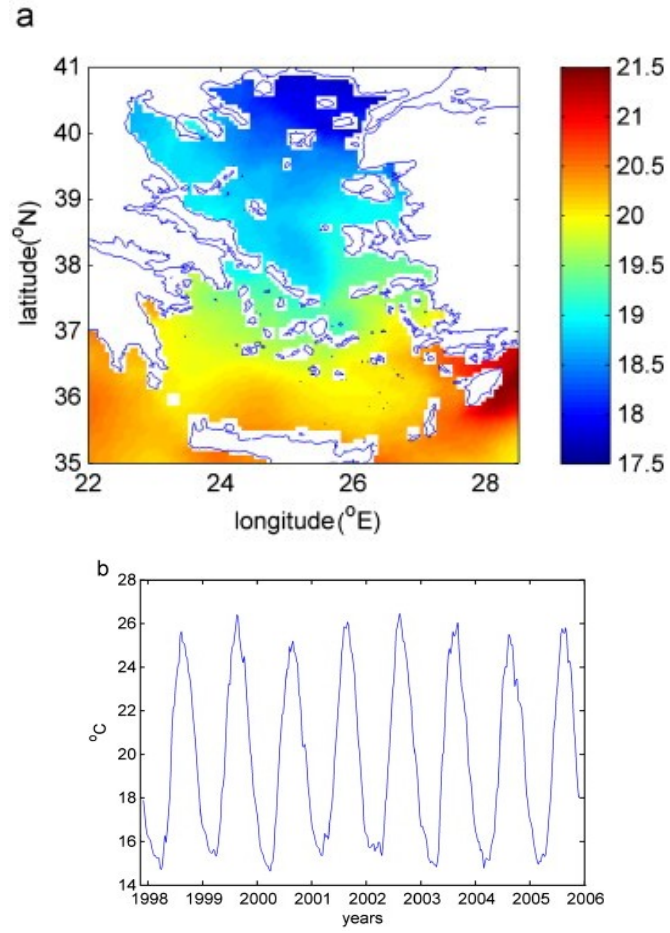
ortalama yabancı tür gelme hızı yılda ortalama 2,4 tür iken 1998 yılından sonra bu oran % 150 artış göstererek yılda ortalama altı türe doğru hız kazanmıştır.



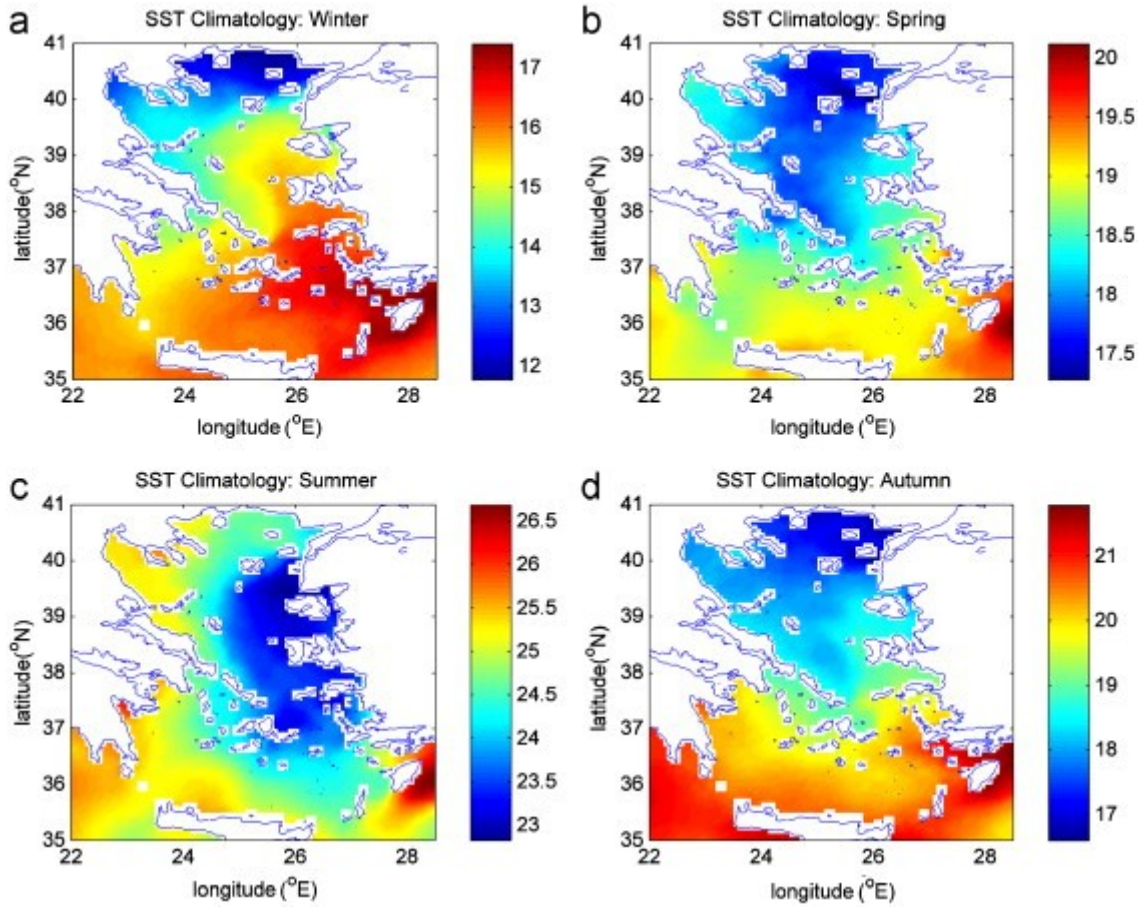
Şekil 4.5. Ege Denizi için (a) aylık ortalama (1985–2003) bölgesel su sıcaklığı (düz çizgi) ve hava sıcaklığı (kesikli çizgi), ve (b, c) 24 aylık hareketli ortalama şeklinde verilen 1 ve 2 aylık ertelemeli deniz yüzeyi sıcaklığına karşı hava sıcaklığı dağılım grafikleri. En yüksek korelasyon 1 aylık ertelemelerde (sol) görülmekte ve su sıcaklığının hava sıcaklığındaki değişimi bir ay sonra takip ettiğini göstermektedir.



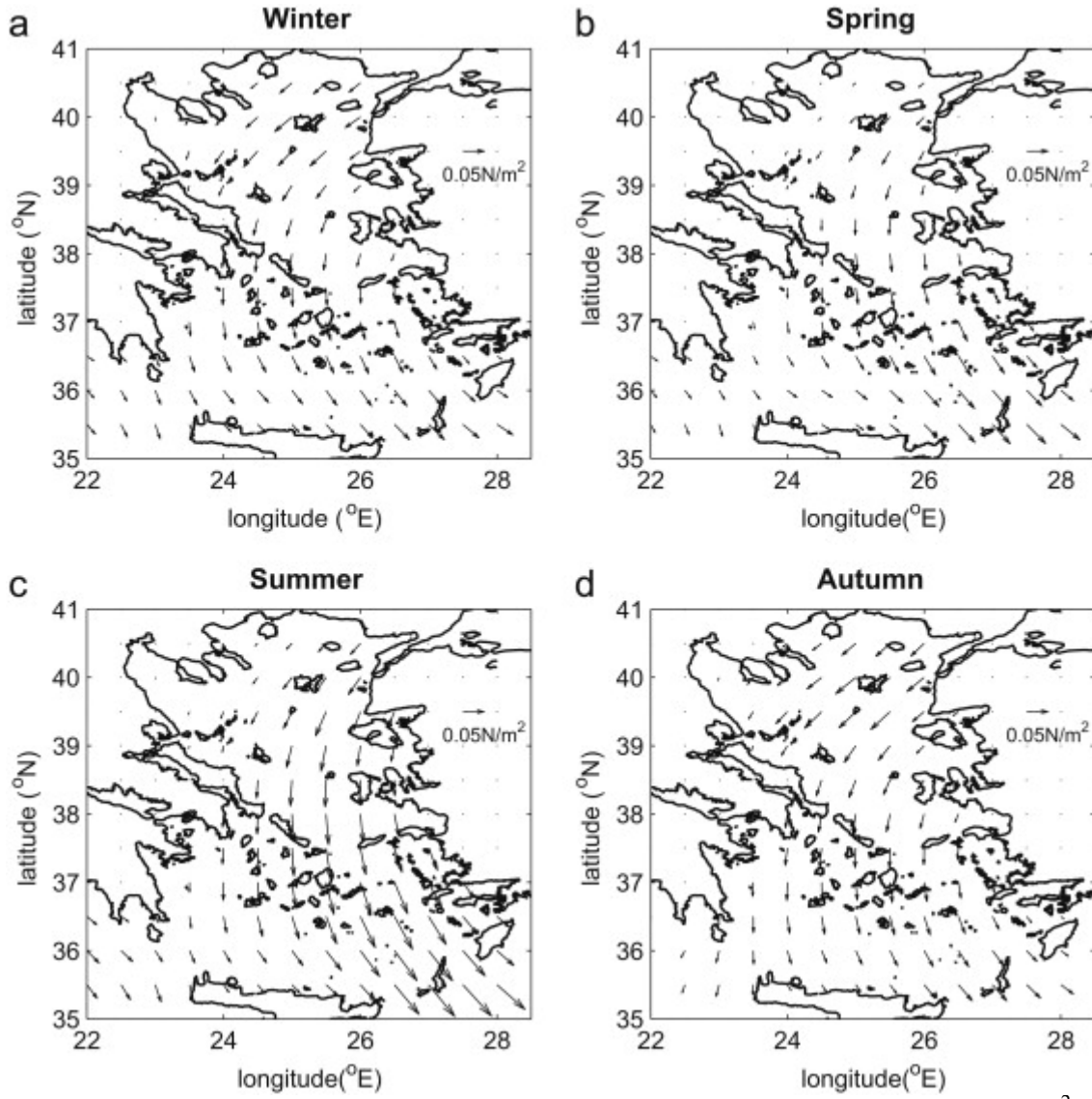
Şekil 4.6. Bölgesel ve küresel aylık ortalama sıcaklıklarının yıldan yıla veya uzun dönemli değişimleri; x ekseninde aylar (1-12) görülebilir, (a) Ege ve İyonya Denizleri için uydudan türetilmiş SST (1985–2007), (b) Kuzey yarım küre sıcaklık (NHT) anomalileri (1985–2007), (c) 1850–2007 dönemi için NHT anomalileri. 1998 yılındaki mavi çizgi son 158 yıldaki en anormal değişiklik olarak görünen sıcaklık rejim değişikliğini gösterir. Bütün veri anomaliler şeklinde çizilerek karşılaştırma kolaylığı sağlanmıştır; farklı renk skalalarına dikkat edilmelidir.



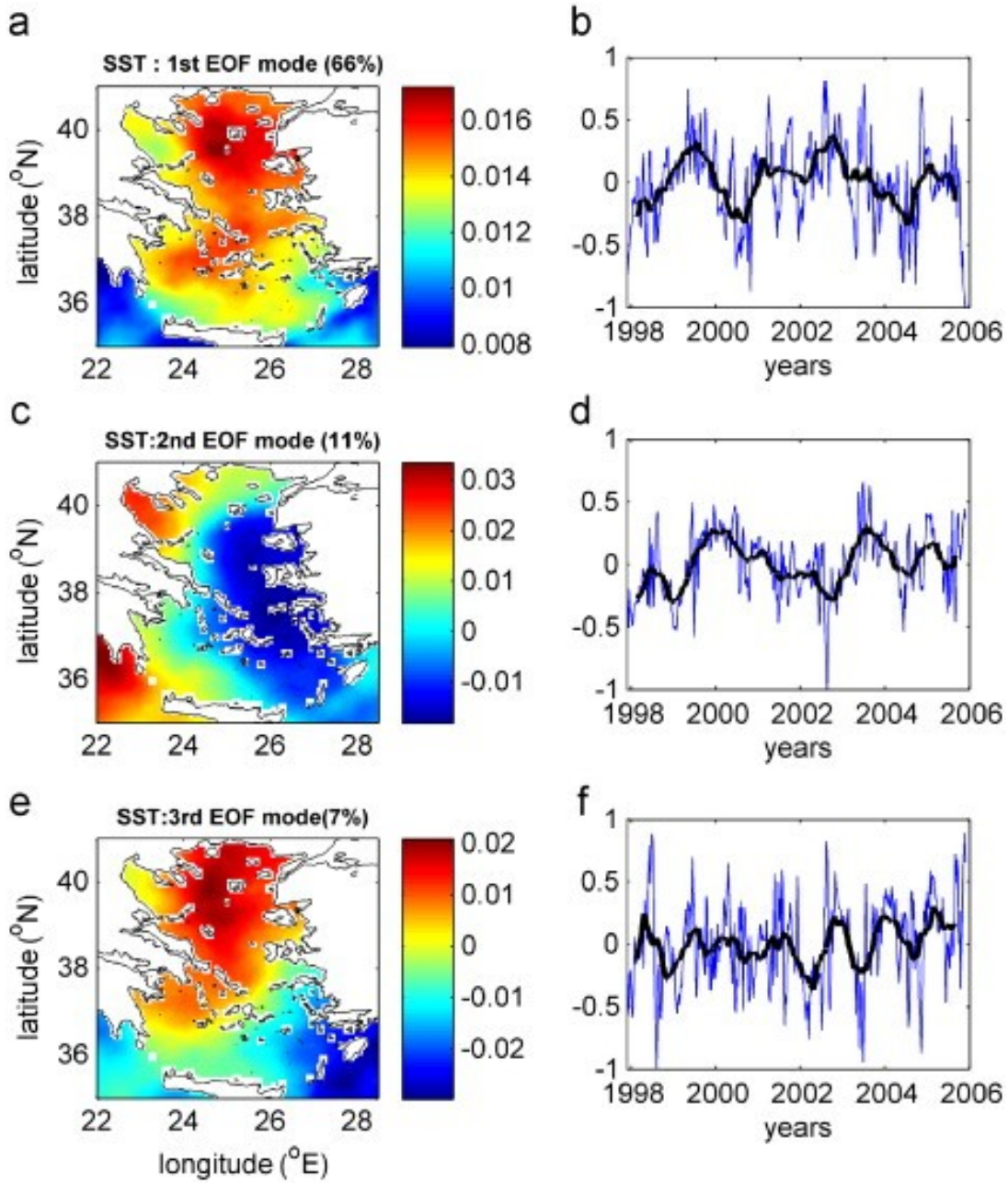
Şekil 4.7. Deniz yüzeyi sıcaklığı (SST) veri seti (1998–2005) istatistiği: (a) zamansal ortalamanın uzaysal dağılımı, (b) mekansal ortalamanın zamansal değişimi.



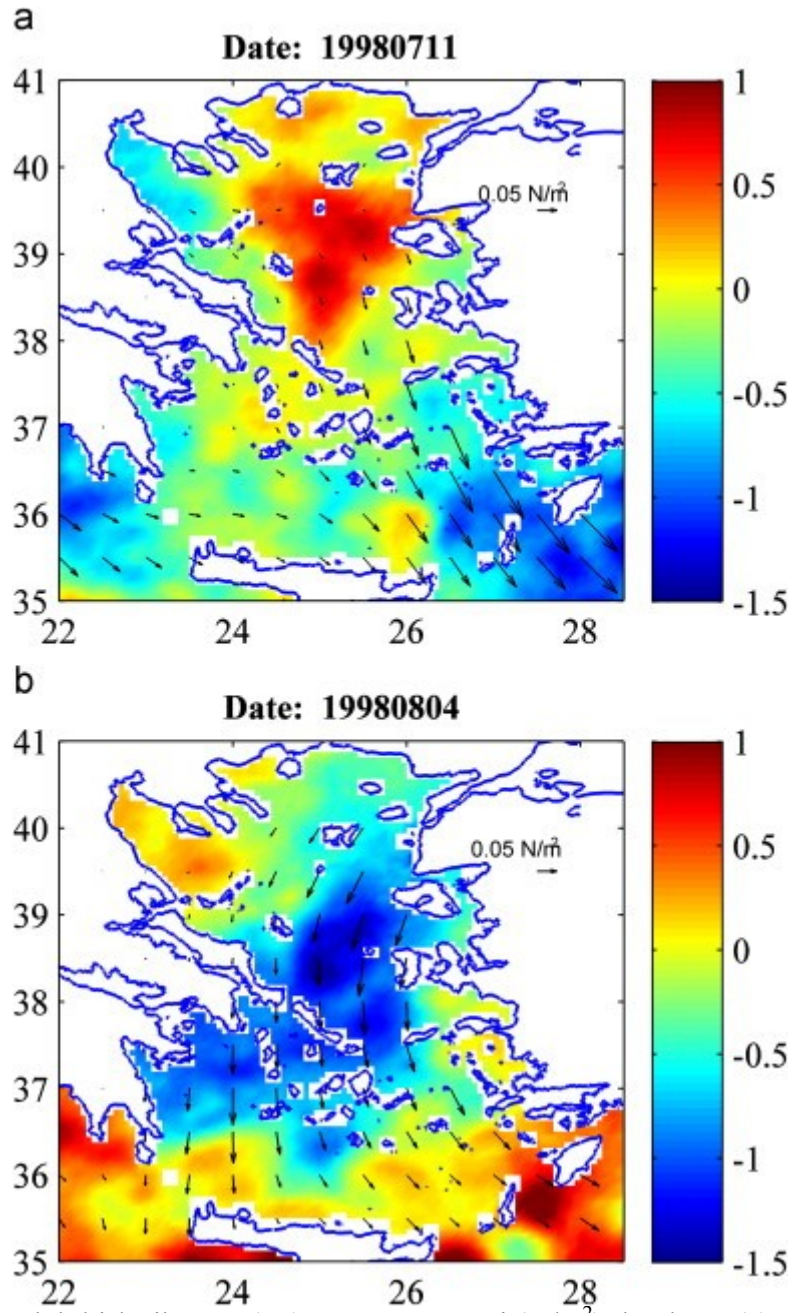
Şekil 4.8. 1985-2005 veri setinden hesaplanan uzun dönem ortalama SST ($^{\circ}\text{C}$) verilerinin mevsimsel alanları; (a) kış (Ocak-Şubat-Mart); (b) ilkbahar (Nisan-Mayıs-Haziran); (c) yaz (Temmuz-Ağustos-Eylül) ve (d) sonbahar (Ekim-Kasım-Aralık). Yatay değişkenliği daha iyi yansıtmak için kullanılan farklı renk skalalarına dikkat edilmelidir.



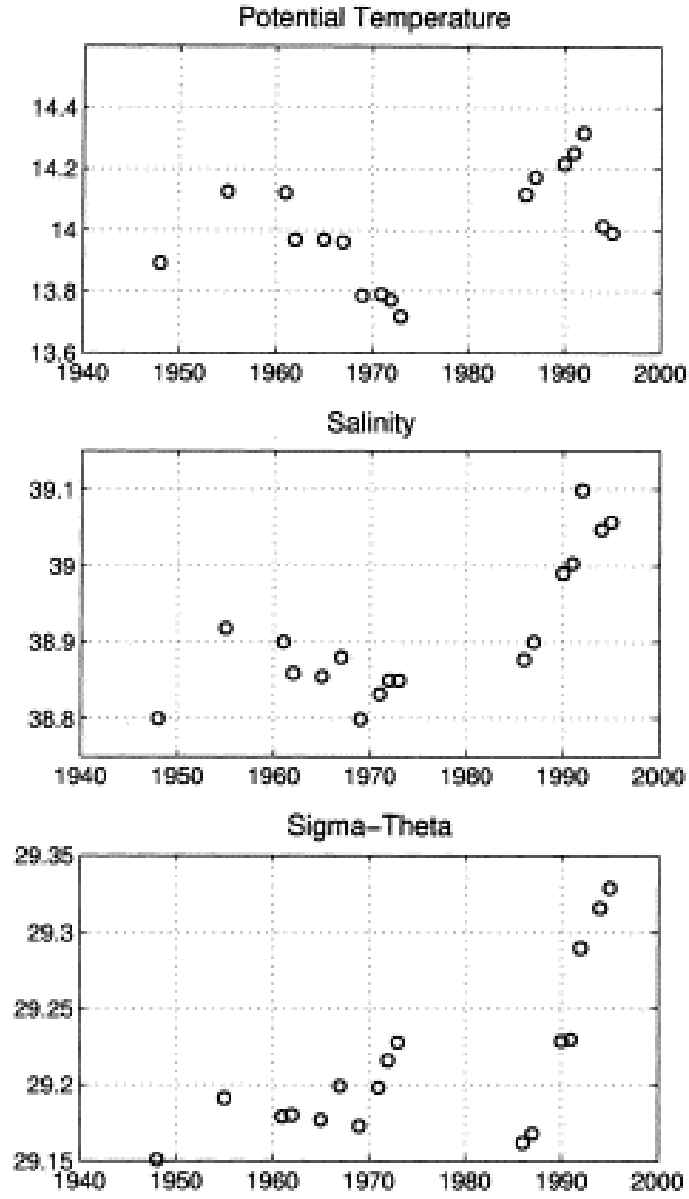
Şekil 4.9. 1985-2005 veri setinden hesaplanan mevsimsel ortalama rüzgar stresi (N/m^2); (a) kış (Ocak-Şubat-Mart); (b) ilkbahar (Nisan-Mayıs-Haziran); (c) yaz (Temmuz-Ağustos-Eylül) ve (d) sonbahar (Ekim-Kasım-Aralık).



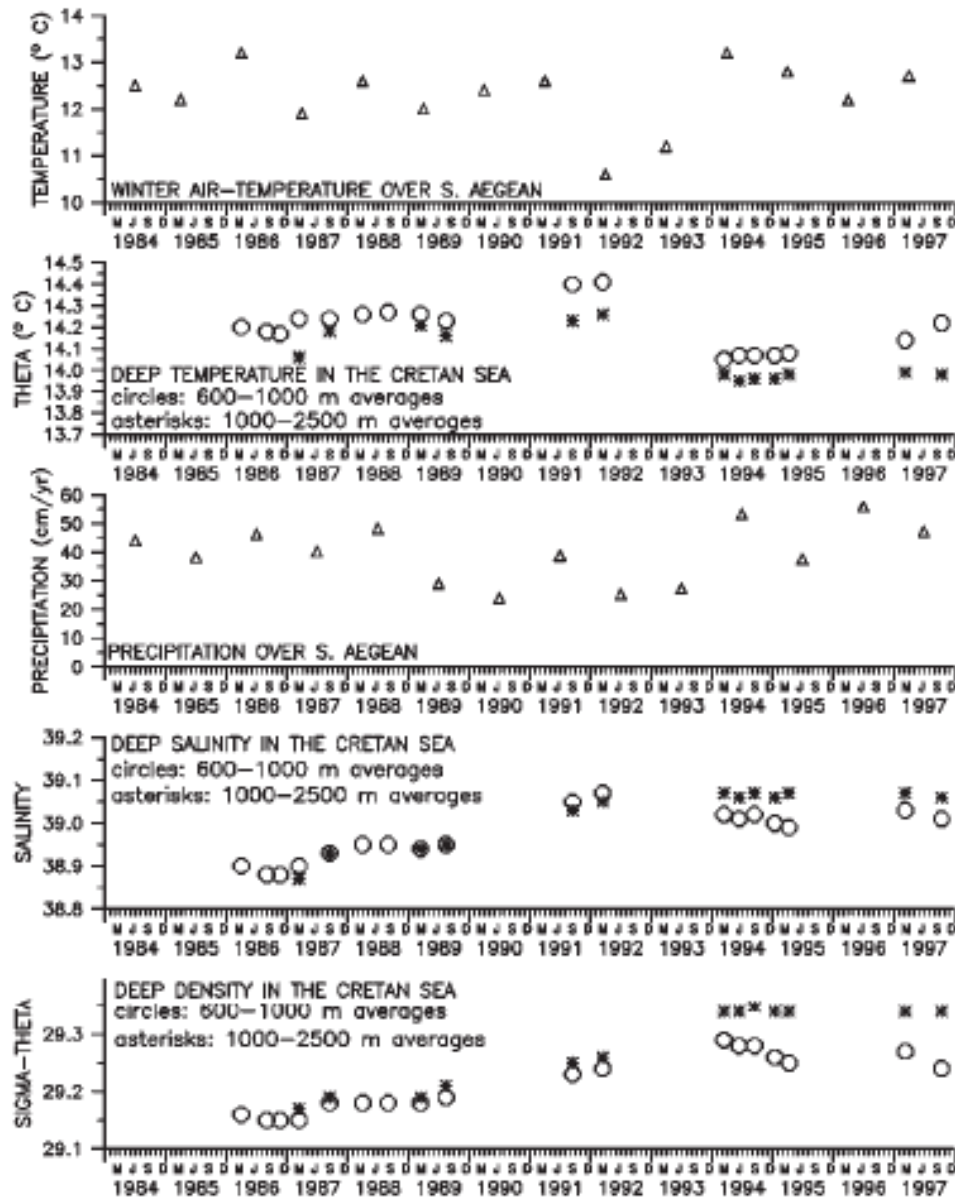
Şekil 4.10. SST anomalisi veri setinin (1998–2005) EOF açılımı; (a) birinci EOF uzaysal genliği; (b) birinci zamansal mod; (c) ikinci EOF uzaysal genliği; (d) ikinci zamansal mod; (e) üçüncü EOF uzaysal genliği ve (f) üçüncü zamansal mod. Her EOF modunun açıkladığı değişim de eklenmiştir. Filtrelenmemiş zaman serisi (Açık çizgiler) hem yıl içi hem de yıllar arası değişimi gösterirken 22 noktalı (176 gün) hareketli ortalama (koyu çizgiler) bir yıldan daha kısa zaman ölçekleri ile sinyali baskılayarak yıllar arası değişkenliği gösterir.



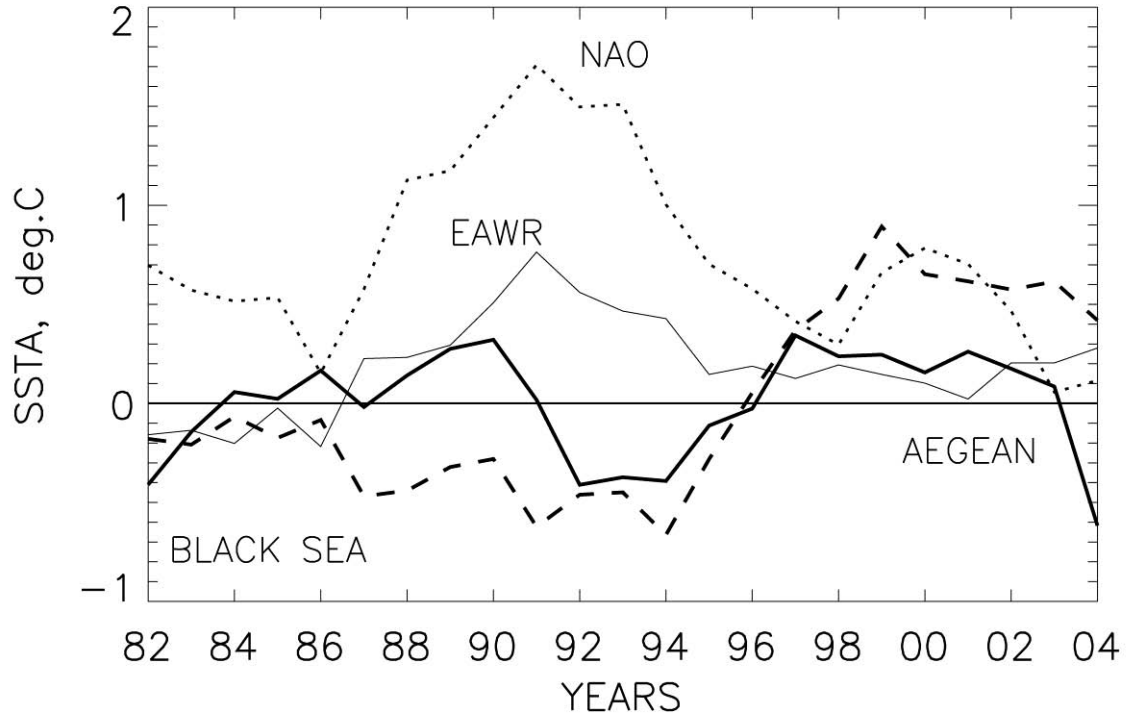
Şekil 4.11. 8 günlük birleşik SST (°C) ve rüzgar stresi (N/m²) dağılımı; (a) 11-18 Temmuz 1998 (b) 4-11 Ağustos 1998.



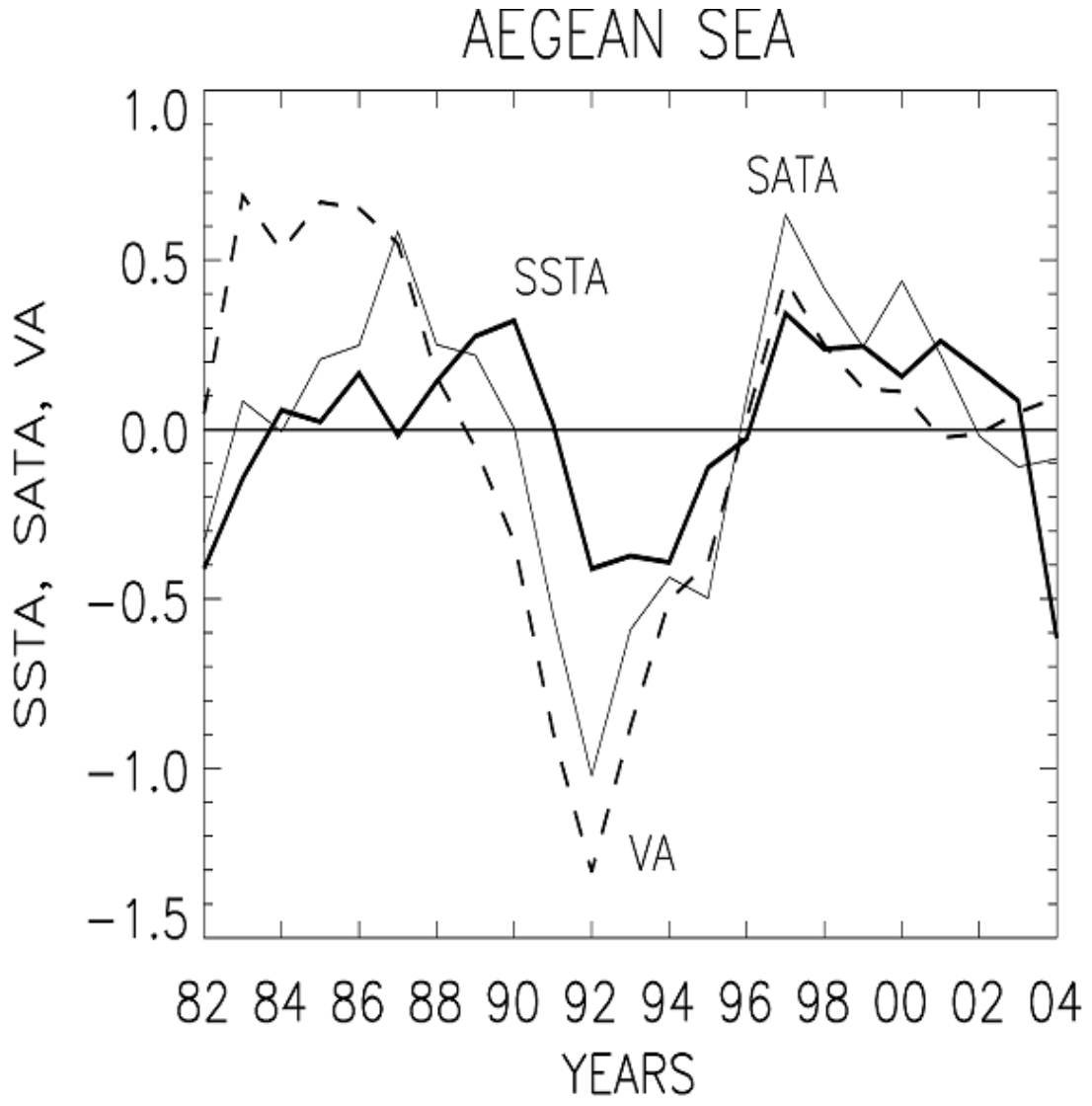
Şekil 4.12. 1000 metre derinlikteki sıcaklık (a) tuzluluk (b) ve yoğunluk (c) verilerinin ortalama değerlerinin zamansal serisi, Girit Denizi'ndeki bütün uygun istasyonlardan alınmıştır. Veri, MODB-MED5 veri setinden alınmıştır (Brasseur ve diğ., 1996).



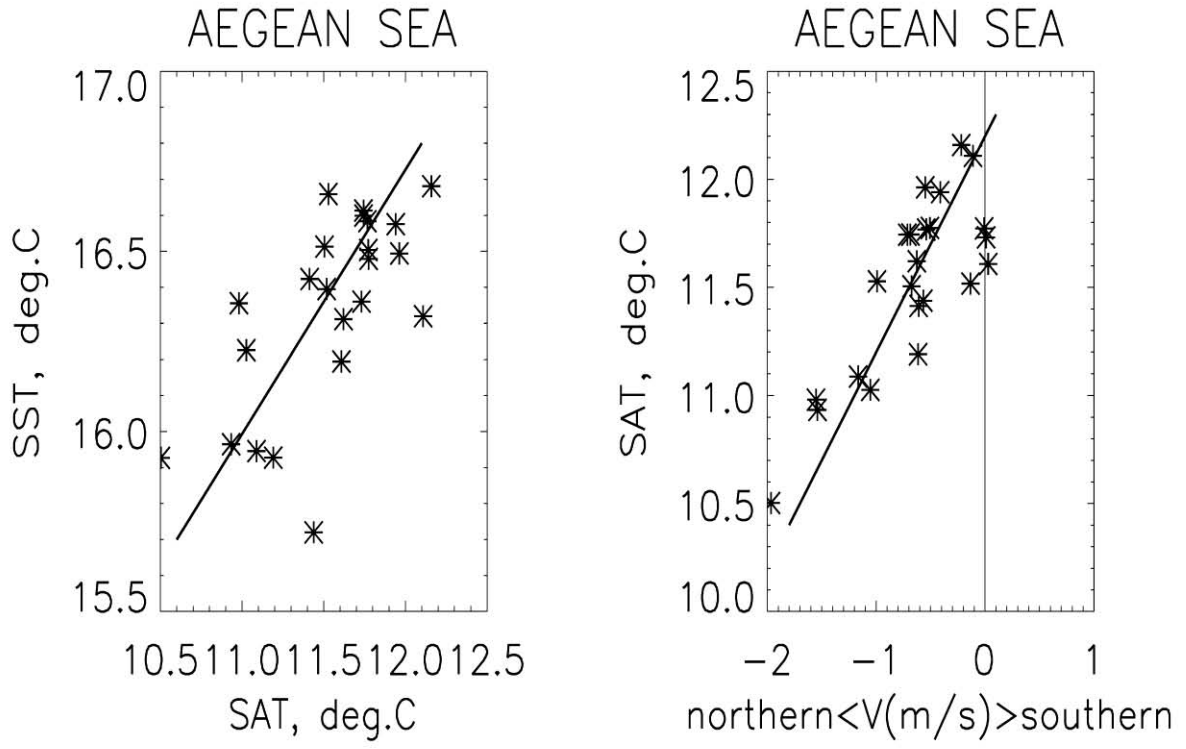
Şekil 4.13. a) ortalama hava sıcaklığı (merkezi ve Güney Ege'deki 9 meteorolojik istasyondan kış ortalaması), b) Girit Denizi'ndeki iki tabakanın potansiyel sıcaklıkları, c) aynı 9 istasyondan yağış, d) 4b'deki aynı istasyonların ortalama tuzlulukları ve e) aynı tabakaların ortalama sigma teta değerleri. Meteorolojik veri Helenik Ulusal Meteoroloji Servisi'nden alınmıştır.



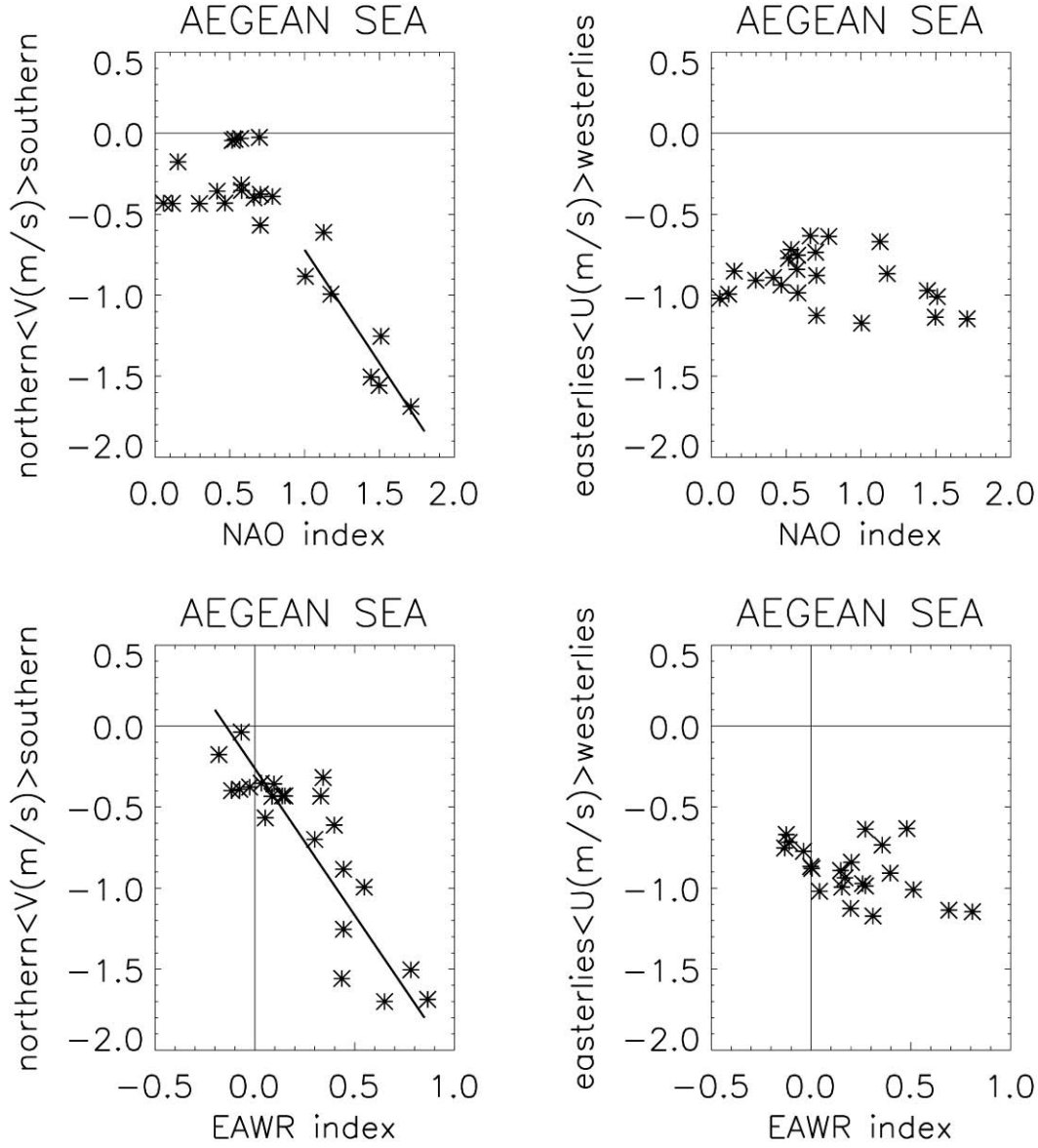
Şekil 4.14. Karadeniz (kesikli çizgi) ve Ege Denizi (kalın düz çizgi) 1982-2004 dönemi üç yıllık hareketli ortalama ile filtrelenmiş SST anomalileri (SSTA, °C) ve NAO (noktalı çizgi) ile EAWR (düz çizgi) indeksleri (birimsiz).



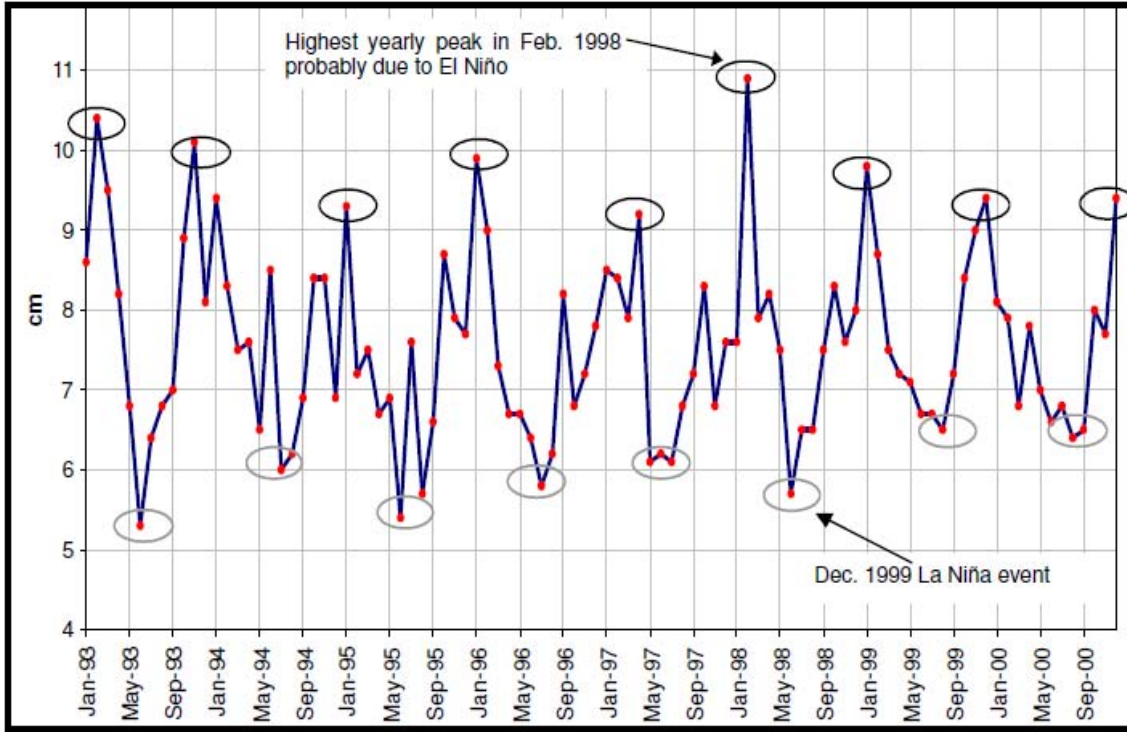
Şekil 4.15. Ege Denizi için 1982-2004 yılları arası üç yıllık hareketli ortalama ile filtrelenmiş kış basen ortalamaları; SST (SSTA, °C, kalın düz çizgi), yüzey atmosfer sıcaklığı (SATA, °C, düz çizgi) ve yüzey rüzgarının meridyensel birleşeni (VA, m/s, kesikli çizgi).



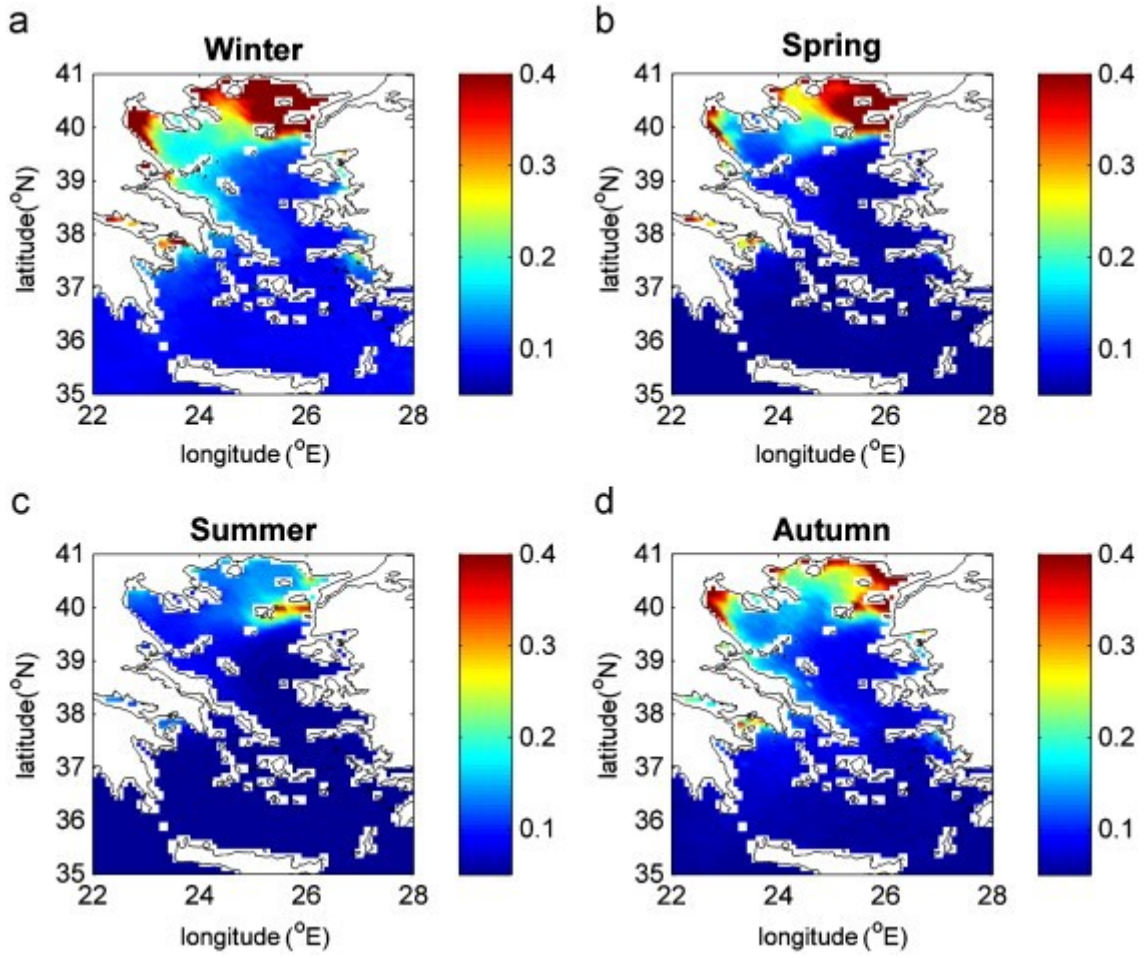
Şekil 4.16. Ege Denizi için SAT (°C) ile SST (°C, sol panel) ve yüzey rüzgarının meridyonel birleşeni (V, m/s) ile SAT (°C, sağ panel) arasındaki dağılım grafikleri. Düz çizgiler 0,75(sol) ve 0,67 (sağ) korelasyon katsayısı ile lineer regresyon eğrilerini göstermektedir.



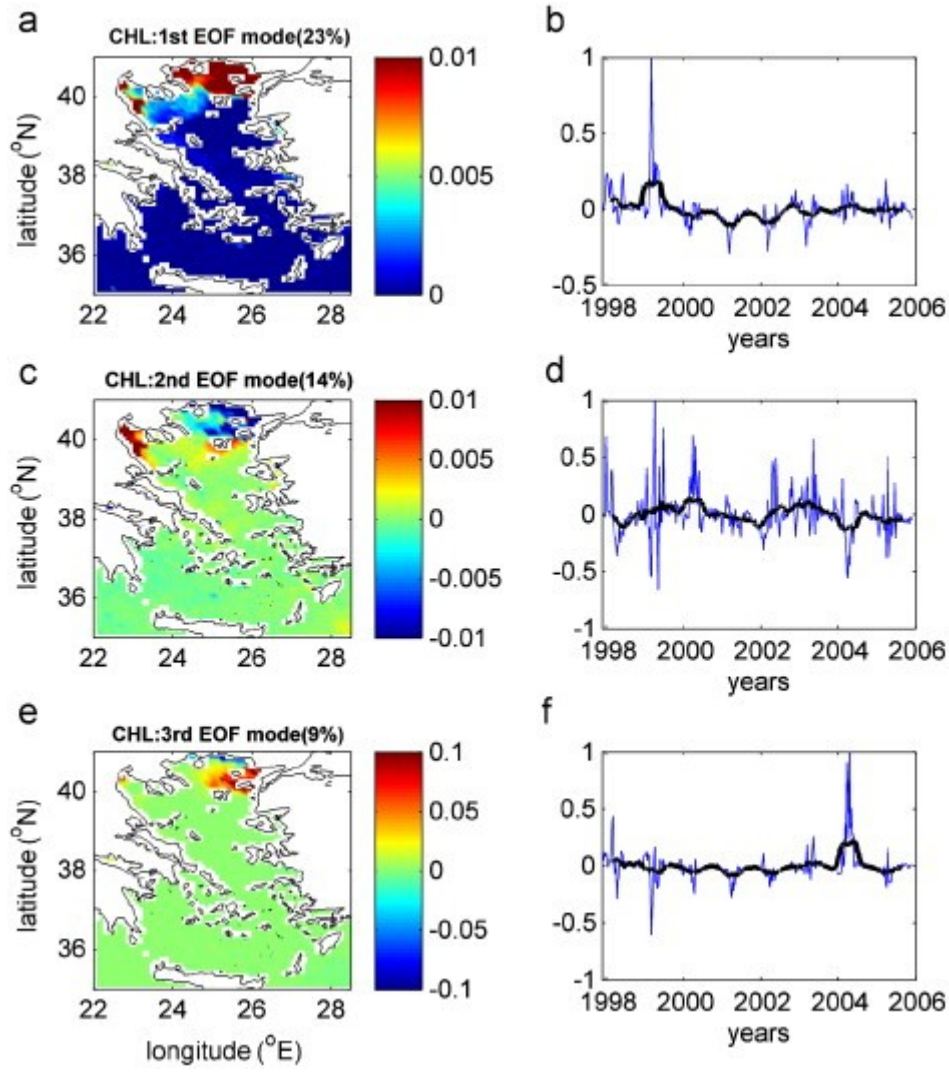
Şekil 4.17. NAO ve EAWR indeksleri (birimsiz; yatay eksen) ile Kuzey-Güney doğrultulu (V ; m/s, dikey eksen; sol paneller) ve Doğu-Batı doğrultulu (U; m/s, dikey eksen; sağ paneller) Ege Denizi üzerindeki rüzgar bileşenlerinin dağılım grafikleri. Düz çizgiler NAO ve EAWR ile Kuzey-Güney doğrultulu rüzgar bileşeni arasındaki sırayla -0,89 ve -0,86 değerindeki korelasyon katsayılarına sahip lineer regresyon eğrilerini göstermektedir.



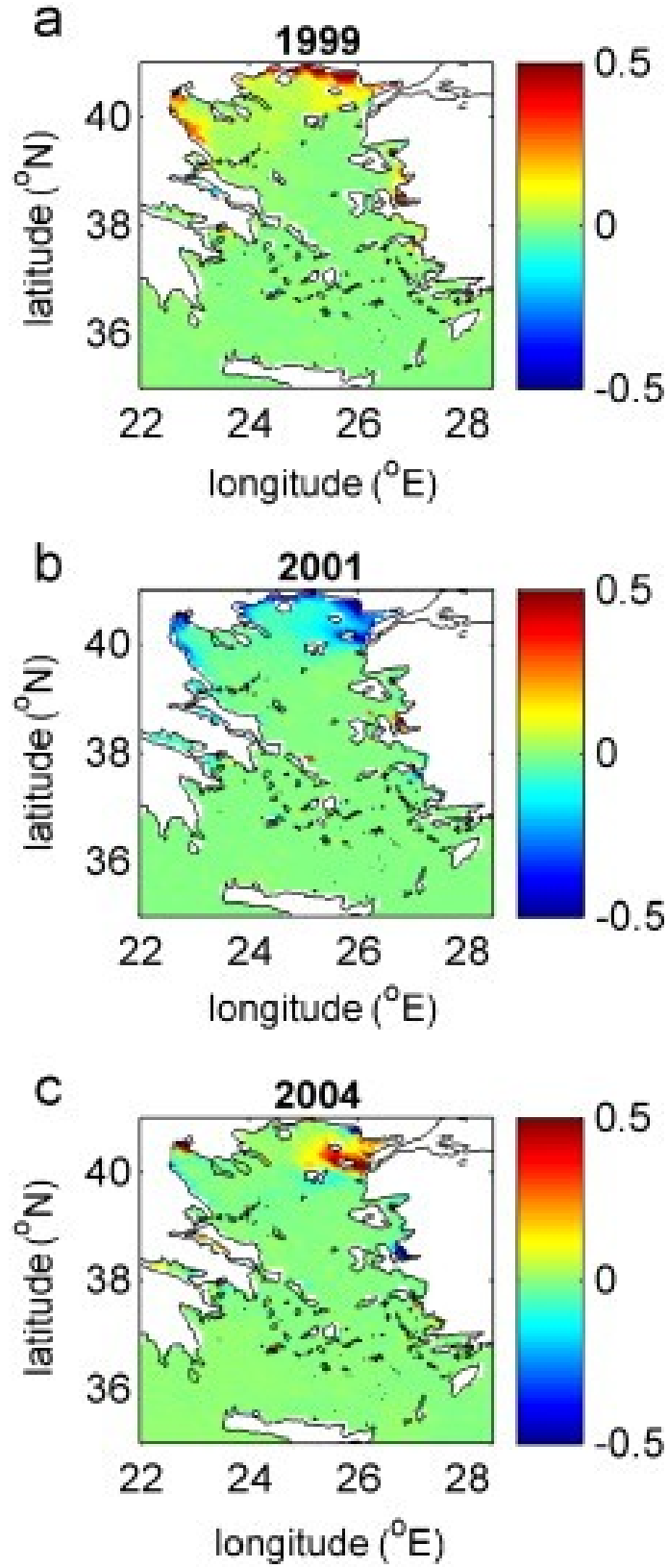
Şekil 4.18.1993-2001 yılları arası ortalama su seviyesi ile anlık su seviyesi arasındaki farkın değişimleri.



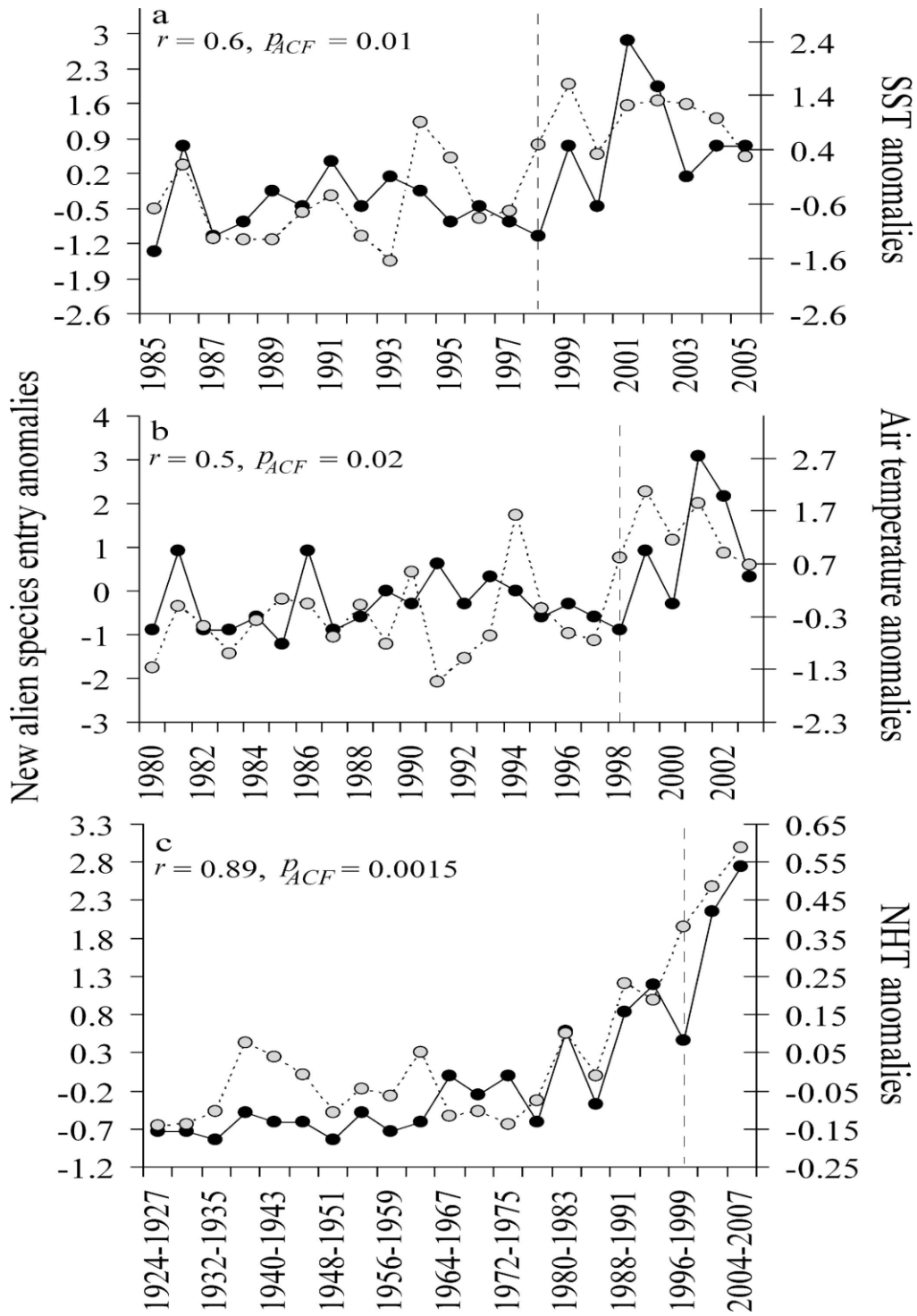
Şekil 4.19. 1998-2005 veri setinden hesaplanan mevsimsel ortalama yüzey klorofil konsantrasyonu (mg/m^3) alanları; (a) kış (Ocak-Şubat-Mart); (b) ilkbahar (Nisan-Mayıs-Haziran); (c) yaz (Temmuz-Ağustos-Eylül) ve (d) sonbahar (Ekim-Kasım-Aralık).



Şekil 4.20. Klorofil anomalisi veri setinin (1998–2005) EOF açılımı; (a) birinci EOF uzaysal genliği; (b) birinci zamansal mod; (c) ikinci EOF uzaysal genliği; (d) ikinci zamansal mod; (e) üçüncü EOF uzaysal genliği ve (f) üçüncü zamansal mod. Her EOF modunun açıkladığı değişim de eklenmiştir. Filtrelenmemiş zaman serisi (Açık çizgiler) hem yıl içi hem de yıllar arası değişimi gösterirken 22 noktalı (176 gün) hareketli ortalama (koyu çizgiler) bir yıldan daha kısa zaman ölçekleri ile sinyali baskılayarak yıllar arası değişkenliği gösterir.



Şekil 4.21. Seçilmiş yıllar için yıllık Chl (mg/m^3) anomalisinin uzaysal dağılımı (1998–2005 ortalaması yıllık ortalamadan çıkarılmıştır): (a) 1999; (b) 2001 ve (c) 2004.



Şekil 4.22. Yeni yabancı türlerin gelişine karşı deniz ve hava sıcaklıkları (anomaliler şeklinde) yıldan yıla ve uzun dönem değişimleri. (a) Yabancı türler uydudan türetilmiş bölgesel SST (yıllık ortalama) değerlerine karşı. (b) Yabancı türler bölgesel hava sıcaklığı (yıllık ortalama) değerlerine karşı. (c) 2 yıl ertelemeli uzun dönem yabancı tür 4-yıllık ortalaması Kuzey yarım küre sıcaklığına karşı. (a, b) Çapraz korelasyon analizi değişen sıcaklıkla (hava ve deniz) birlikte yabancı türlerin sayısının iki yıllık bir gecikmeyle pozitif olarak değişkenliğini gösterdiği için iki yıllık bir erteleme ile sunulmuştur. Düz siyah çizgi yabancı türleri kesikli gri çizgi sıcaklık verisini göstermektedir. Dik çizgi 1998 yılındaki sıcaklık kaymasını göstermektedir. Lineer korelasyon (r) ve onunla ilişkili ihtimal (p) şekillerin üzerinde verilmiştir.

BÖLÜM 5

İSTATİKSEL YÖNTEMLER İLE YAPILAN ANALİZLER: KARADENİZ EKOSİSTEMİNDEKİ REJİM DEĞİŞİMLERİ

1. Özet

Her geçen gün giderek artan çok sayıdaki dış etkenin etkisi altında kalan karmaşık trofik ilişkiler ve geri besleme mekanizmaları batı Karadeniz kıyı bölgesinde birkaç on yıl içerisinde belirgin bir şekilde farklılıklar içeren oldukça kararlı bir dizi pelajik ekosistem evrelerinin oluşumuna neden olmuştur. Üretim açısından zayıf fakat ekolojik olarak sağlıklı ve değişime uğramamış ilk sistemin direnci ilk defa 1960'ların sonunda besin piramidinin en üst seviyesinde bulunan predatör balık popülasyonunun azalması ile bozulmaya başlamış, daha sonra artan ötrofikasyon ve güçlü iklimsel soğumalardan kaynaklanan eş zamanlı ciddi şoklara maruz kalmıştır. 1970'lerin ortalarından hemen sonra, sistem yüksek bolluktaki deniz anası popülasyonu ve başlıca hamsi ve çaça gibi küçük pelajik balıklara ilave olarak fırsatçı türler ile öne çıkan daha üretken fakat ekolojik olarak bozulmuş bir evrede dengeye ulaşmıştır. 1989-1991 yılları arasındaki yoğun balıkçılık baskısı ve eş zamanlı olarak sisteme dışarıdan gelen taraklı deniz anası *Mnemiopsis leidyi* popülasyonundaki aşırı artış, 1992-1993 yılları arasındaki karasal kökenli besin tuzu girdisindeki azalma ve iklimsel soğuma ile sistem arzu edilmeyen dirençli başka bir evreye girmiştir. Bu yeni az üretken evredeki sistem ilk durumunda olduğu gibi çevresel bir kontrol altındadır fakat dünya üzerindeki deniz ekosistemleri arasında en kötü örneklerden biri olarak gösterilebilecek oldukça farklı bir besin ağı yapısına sahiptir. Bu yeni sistem deniz analarının baskın olduğu, ekotrofik olarak yetersiz ve kaydadeğer balık popülasyonu içermeyen bir besin ağı oluşumunu desteklemektedir. Günümüzde bilimin ve politikanın ana meselesi deniz anasının domine ettiği bu sistemi balık baskın hale dönüştürebilmek için yollar bulmaya çalışmaktır.

2. Giriş

Deniz ekolojik sistemlerinde rejim değişiklikleri ve sınır değerler ile meydana gelen sarsılma ekosistem temelli yönetim çalışmalarının en hassas yönlerinden biri olarak bilinir ve birçok zorluğa sahiptir (Walker ve Meyers, 2004; Österblom ve diğ., 2010). Doğal ve sosyo-ekonomik sistemlerin aralarındaki ilişki tiplerine bağlı olarak, ekosistemlerin bazı özel rejim değişikliği olayları tarafından oluşturulmuş çeşitli besin ağı alternatifleri geliştirdikleri bilinmektedir. Böyle olağandışı durumlar 1960'lar ile başlayan, hızlı sanayileşmenin, artan gübre kullanımının, azot tutucu mahsullerin ve hava kirliliğinin sonucu olarak deniz ortamlarına giren besin tuzu miktarındaki aşırı artış ile küresel olarak önem kazanmaya ve etkisini göstermeye başlamıştır. Bu dönem aynı zamanda balık stoklarının yoğun bir şekilde tüketildiği ve karasal kaynaklı iklimsel ısınma ve NAO, PDI, ENSO gibi doğal salınımların direkt ve dolaylı etkilerinin daha sert bir şekilde görüldüğü sürecin de başlangıcıdır.

Avrupa'da Baltik Denizi, Kuzey Denizi, kuzey Adriatik Denizi ve Karadeniz, Japonya'da Seta iç denizi, Asya'da Bohai körfezi-Sarı Deniz, Birleşmiş Devletler'de Chesapeake Körfezi, Meksika körfezinin kuzeyi ve Long Island Sound bu tür yıkıcı etkenlerden etkilenen ekosistem örneklerinden bazılarıdır.

Sürdürülebilir ve kendini yenileyebilir deniz ekosistemleri için günümüzde ortaya çıkan yeni bir yaklaşım bu sistemlerin durum tespitinin yapılmasına ve kendilerini yenileme

kabiliyetlerini aktif bir şekilde yönetmeye dikkat çekmektedir. Bu sistemler sürekli yinelenen doğal ve insan kaynaklı yıkıcı etkenleri absorbe edebilir ve zamanla yavaş da olsa bozulma göstermeden veya umulmadık bir şekilde istenilmeyen başka evrelere geçmeden işleyişlerine devam edebilirler (Hughes ve diğ., 2005; Levin ve diğ., 2009). Bu metod oldukça cezbedicidir fakat bunu pratiğe dönüştürmek kolay olmamaktadır çünkü bilimsel, politik ve uygulamaya yönelik çalışmaların birlikte gelişimini gerektirir (Österblom ve diğ., 2010). Temel olarak, sosyo-ekolojik ve politik karar alma süreçlerinde; ekosistem yapısı ve işleyişi, geri besleme döngüleri ile birbirlerine bağlı karmaşık dinamik işlevler, değişikliklere ve baskılara karşı ekosistemin verebileceği doğrusal olmayan tepkilerle ilgili ileri bilimsel anlayışa ihtiyaç duyulur (Leslie ve McLeod, 2007). Bugüne dek değişik bölgelerle ilgili yapılan farklı yayınlar (Folke ve diğ., 2004; Lotze ve diğ., 2006; Halpern ve diğ., 2008) uzun vadede ekolojik sistem işleyişinin nasıl yönetileceği üzerine kavramsal bir çerçeve oluşturmada faydalı olmuştur. Mevcut çalışmalardan ortaya çıkan tecrübeler göstermiştir ki Baltik Denizi gibi düşük tür çeşitliliğine sahip basit bir deniz ekosisteminin bile ekosistem temelli yönetimi iyileşme gücünün kaybı, ekolojik rejim değişiklikleri, farklı ölçeklerdeki ekolojik etkileşimler ve sosyo-ekolojik ilişkiler yüzünden büyük zorluklara sahiptir (Österblom ve diğ., 2010).

Karadeniz ekolojik olarak karmaşık ve fazlaca bozulmaya uğramış deniz ekosistemlerinden biri olarak bilinir. Bu ekosistemin uzun süreli yapısal organizasyonu, rejim değişikliği açısından daha önce Daskalov ve diğ. (2007) ve Oguz ve Gilbert (2007) tarafından Karadeniz'in derin iç baseninde çalışılmıştır. Oguz ve Velikova (2010) yakın zamanda batı kıyısız bölge ekosistem özelliklerinin değişimini betimleyen yeni ve bütünleyici bir veri seti yayınlamışlardır. Tuna ve diğer kuzey batı nehirleri ile deniz ortamına ulaşan karasal kaynaklı besin tuzu ve kirlilik yüklerinin doğrudan baskısı altında olması bu bölgeyi diğer bölgelerden ayıran bir özelliktir (McQuatters-Gollop ve diğ., 2009). Bu bölümde bu veri seti kullanılarak batı Karadeniz'deki kıyısız bölgenin ekolojik açıdan sağlığı ele alınıp bu ekolojik sağlığın 20 yıl içerisinde nasıl çevresel etmenlerin etkisi altında tolere edilemeyecek derecede kötü düzeylere düştüğünü ve bunun sonucu olarak bugün başlıca deniz anaları ve fırsatçı türler tarafından kontrol edilen besin ağı yapısı ile nasıl sonuçlandığı rapor edilecektir. Buna ilave olarak, iç basen ekosistem yapısı ile aralarındaki belirgin farklılık da vurgulanacaktır. Bu çalışmada, Karadeniz'in batı kıyı bölgesinin günümüzdeki ekolojik durumu ve mevcut bozulmanın derecesi ve etkenleri üzerine temeller ve değerlendirmeler sunularak, doğal sistem indikatörleri ile ilgili (Langmead ve diğ., 2009) önemli bilgi boşluğunu kapatmaya katkıda bulunmak amaçlanmış ve bozulmaya uğramış bu ekosistemin durumunu iyileştirmek için ekosistem temelli yönetim çerçevesinde karar alma işlevinin değerlerini ve kapsamlarını genişletmek hedeflenmiştir.

3. Bulgular ve method

Çalışma alanı, Karadeniz'in batı kıyısında yer alan güneyde Bulgaristan, ortada Romanya ve kuzeyde Ukrayna olmak üzere kabaca 50 metreden sığ kıyı sularını kapsamaktadır (Şekil 5.1). 1998-2008 yılları arasında hesaplanan yüzey klorofil konsantrasyonu ortalaması değerinin 5 g m^{-3} 'den büyük olması ile de anlaşılacağı gibi bu bölge Karadeniz'in en üretken kısmını oluşturmaktadır. Bu değer kıta sahanlığının dışında ve güney kıyıları boyunca 3 g m^{-3} ve iç basende $1.0 - 1.5 \text{ g m}^{-3}$ dolaylarındadır. $\sim 45^\circ\text{N}$ kuzeyde yer alan bölge Tuna, Dinyeper, Dinyester ve Bug Nehirleri'nden önemli miktarda tatlı su ve besin tuzu girdisi almaktadır ve bu nedenle nispeten daha ötrofik ve üretkendir.

Bütün veri seti hem çevresel kontrol değerlerinden hem de biyolojik değerlerden oluşmaktadır. Çevresel kontrol değerleri (1) yıllık ortalama deniz yüzey sıcaklığı anomalisini

sistemin fiziksel durumunun göstergesi olarak (örn: tabakalaşma, dikey karışım), (2) yıllık ortalama NAO indeksini bölgesel iklim değişikliklerinin büyük ölçekli tele bağlantı düzenleri ile ilişkilerinin bir göstergesi olarak, (3) net sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonunu değişen ötrofikasyon koşullarına karşı tepki olarak sistemin biyolojik üretimini kontrol eden bir göstergesi olarak, (4) balıkçılık mortalitesini planktivor (plankton ile beslenen balık) ve piskivor (balık ile beslenen balık) balık gruplarının balıkçılıktan kaynaklanan ölümlerinin ekosistem yapısı üzerindeki balıkçılık baskısını belirten bir göstergesi olarak içermektedir.

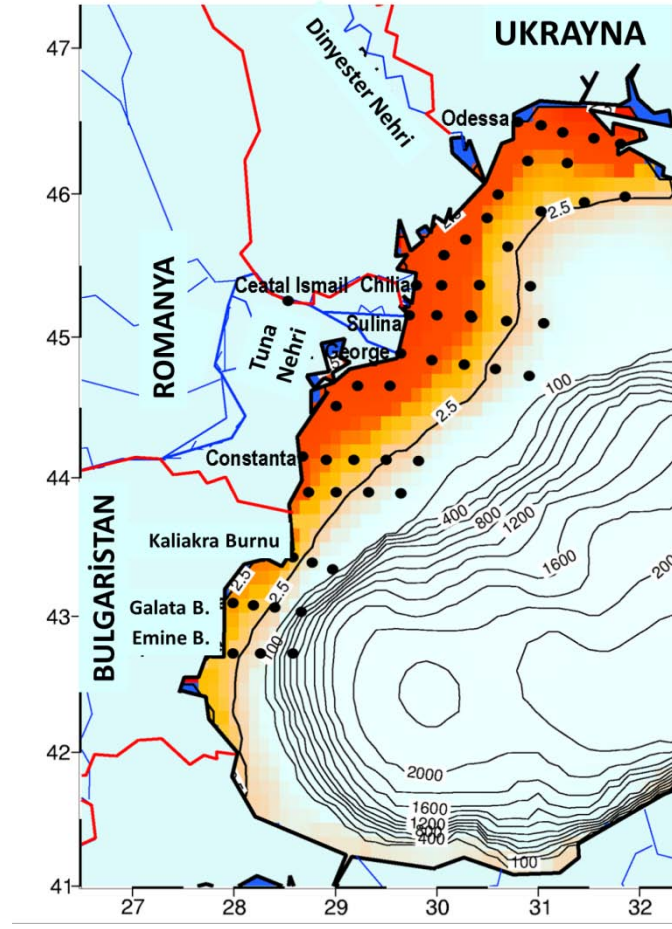
Biyolojik değişkenler ise (1) birincil üreticiler için fitoplankton biyokütlesini, (2) birincil tüketiciler için yenilebilir (mikro ve mezo) zooplankton biyokütlesini, (3) fırsatçı red-tide oluşturan heterotrofik dinoglagellat türü *Noctiluca scintillans* biyokütlesini, (4) deniz anası türü *Aurelia aurita* ve ktenafor türü *Mnemiopsis leidyi* gibi iki üçüncü dereceden tüketicinin katkısı ile oluşan toplam jelatinimsi canlı biyokütlesini, (5) daha yüksek dereceli tüketicileri temsil etmesi için planktivor ve (6) piskivor balıkların av miktarlarını içermektedir.

Veri seti 1960 ile 2005 yılları arasını kapsamaktadır ve batı kıyısı boyunca düzenli olarak izlenen istasyon ağlarında gerçekleştirilen mevcut ölçümlerin bölgesel ortalamaları ile oluşturulmuştur (Şekil 5.1). Daha detaylı bilgi için Oğuz ve Velikova (2010) ve Karadeniz Komisyonu Raporu (2008) tavsiye edilmektedir.

4. Bulgular ve yöntemler

Yıllık ortalama deniz yüzey sıcaklığı değişimleri (Şekil 5.2a) 1950 – 1994 yılları arasında Odessa’da (Belevich ve Orlova, 1997) ve 1980 – 2005 yılları arasında Constanta’da gerçekleştirilen aylık ölçümlerden oluşturulmuştur. 1980 – 1994 yılları arasındaki ortak zaman dilimi içerisindeki uyumları bu iki veri setinin birleştirilmesini doğrular. Bu veriler daha sonra 1982 – 2005 yılları arasında 29-32°E boylamları ve 44-46°N enlemleri arasındaki aylık AVHRR verisinin bölgesel ortalamaları ile karşılaştırılmıştır. AVHRR sıcaklık verisi muhtemelen bölgesel ortalama alınmasından kaynaklanan daha zayıf ısınma/soğuma döngüleri dışında yıllar arasında benzer değişimler göstermektedir.

Karadeniz bölgesinin iklimini kontrol eden en baskın atmosferik tele bağlantı düzeni olan yıllık ortalama kuzey Atlantik salınım indeksi (Oguz ve diğ., 2006, Kazmin ve Zatsepin, 2007) <http://www.cgd.ucar.edu/~jhurrell/nao.stat.other.html> adresinde bulunmaktadır. Bu indeksin zamana bağlı değişimi deniz yüzey sıcaklığı dağılımını (Şekil 5.2 a) yakından takip etmekte ve bölgesel atmosferik değişimlere bağlı olarak uzun ölçekli iklim özelliklerini yansıttığı anlamına gelmektedir. Bu yüzden deniz yüzey sıcaklık değeri iklim etkileri için bir yansıma olarak kabul edilmektedir.



Şekil 5.1. Batı Karadeniz'in temel coğrafi ve topografik özellikleri ve Bulgaristan, Romanya ve Ukrayna kıta sahanlığındaki uzun süreli düzenli istasyon ölçüm ağı (●). 1998 – 2008 yılları arasındaki ortalama yüzey klorofil konsantrasyonu değerinin 2.5 g m^{-3} sınır çizgisi iç ve dış kıyı bölgelerini birbirinden ayırır. Yüzey klorofil konsantrasyonu 9 km aylık SeaWiFS verilerinden oluşturulmuştur (<http://reason.gsfc.nasa.gov/OPS/Giovanni/ocean.seawifs.2.shtml>).

Fitoplankton üretiminin net sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonundaki değişimler bu fonksiyonu her yıl için en düşük çözünmüş inorganik azot (DIN), fosfat (PO_4) ve silikat (SiO_4) değerlerine göre ayarlayarak belirlenir. Bunlar X 'in belirli besin tuzu konsantrasyonunu ve K_x 'in burada DIN ve SiO_4 için $3 \mu\text{M}$ ve PO_4 için $0.5 \mu\text{M}$ olarak alınan yarı doygunluk sabitini temsil ettiği monod tipi $f_x = X/(K_x + X)$ hiperbolik fonksiyonu ile elde edilir. Bunların seçimindeki farklılıklar, değerlerindeki bazı değişiklikler dışında sınırlama fonksiyonunun biçimini değiştirmez. Net sınırlama fonksiyonu için (Şekil 5.2b) 1988 yılına kadar DIN, daha sonraki dönemler için PO_4 seçilmiştir. 1960 ve 1966 yılları arasındaki döneme ait eksiklikler ilk ekosistem koşullarını temsil edebilecek veriler ile doldurulmuştur. Çünkü bu dönem, rejim değişikliği olaylarından önceki besin tuzu açısından fakir döneme tekabül eder, ve seçimleri rejim değişikliği için yapılan analizlerde önemli bir hata oluşturmaz.

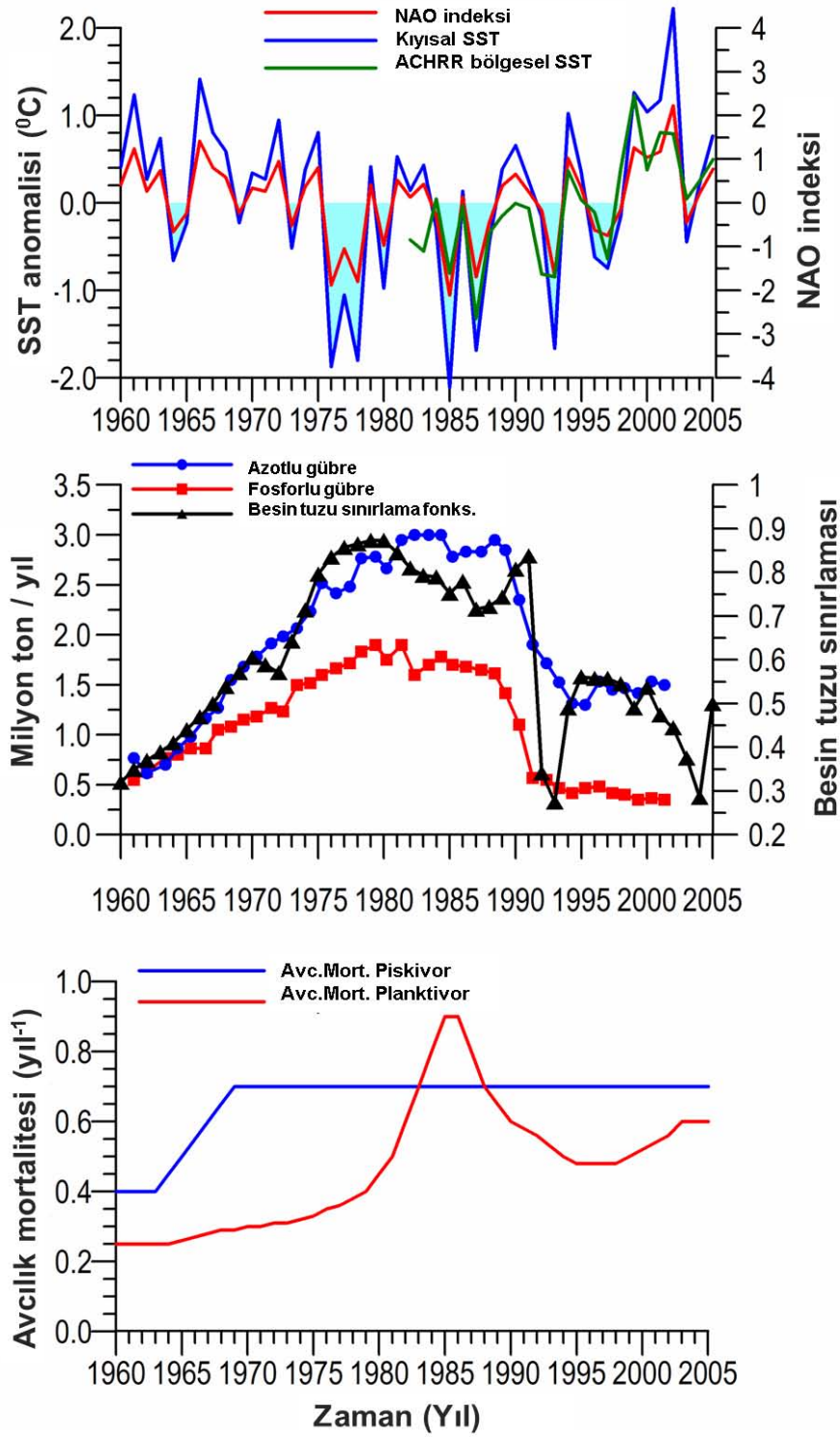
Planktivor ve piskivor balıklar üzerinde etkili olan avlanma baskısı zaman serisi verileri kuzey batı kıyı suları için mevcut değildir. Rejim değişikliği analizlerinde bütünlüğü sağlayabilmek için, bunların değişimlerinin tüm basende küçük, orta ve büyük pelajik balık stokları ve av miktarlarının üç trofik seviyeli av-avcı model simülasyonları ile benzer

olduğu kabul edilmiştir (Oguz, 2007) (Şekil 5.2c). Pelajik planktivor balıklar için kullanılan av baskısı değişimleri aynı zamanda Shalyakhov ve Daskalov (2008) tarafından hamsi için bütün basen esas alınarak yapılan popülasyon analizi sonucu elde edilen değerler ile de uyumludur.

Yıllık ortalama fitoplankton biyokütlesi 1984 yılında başlayan Constanta izleme alanı (Romanya) ve 1961’de başlayan Galata izleme alanındaki (Bulgaristan) mevcut ölçümler (Nesterova ve diğ., 2008) ile oluşturulmuştur. 1970’lerin ilk yıllarında başlayan çok yıllık ortalamalar halinde sunulan fitoplankton verisi için Ukrayna kıyısına ait rapor edilen sistematik mevsimsel ölçümler yoktur (Nesterova ve diğ., 2008). Yıllık ortalama yenilebilir zooplankton biyokütlesi 1960-2005 yılları arasında Ukrayna ve Bulgaristan kıyıları için ve 1984-2007 yılları arasında Romanya kıyıları için mevcuttur. Buradaki yenilebilir zooplankton Copepoda, Cladocera, mikrozooplankton ve meroplankton gibi daha üst predatörlere besin kaynağı oluşturan bütün jelatinimsi ve fırsatçı olmayan tür gruplarını temsil etmektedir. Uzun süreli yıllık *Noctiluca scintillans* biyokütle ortalaması Bulgaristan ve Ukrayna kıyı suları için 1967-2006 yılları arasında mevcuttur. 1990 yılından sonra Ukrayna verisi çok yıllık ortalamalardır. Uzun süreli yıllık ortalama deniz anası *Aurelia aurita* ve ktenafor *Mnemiopsis leidyi* biyokütle verisi mevsimsel ölçümlerin ortalamaları olarak yalnızca Ukrayna kıyıları için verilmiştir. Bunlar Romanya kıyılarındaki plankton ve balık ile beslenen balık av miktarları ile tamamlanmıştır (Navodaru ve diğ., 2001, Maximov ve Staicu, 2008, Zahaira ve diğ., 2008). Ukrayna av verisi (Shalyakhov ve Charova, 2006) ve Bulgaristan av verisi (Panayotova ve Mikhailov, 2006) veri setlerindeki eksiklikler nedeniyle analize dahil edilmemiştir fakat değişim düzenleri Romanya verisi ile benzerdir.

Korelasyon analizi ve temel bileşen analizi (principal component analysis - PCA) biyolojik zaman serileri arasındaki ilişkiyi incelemek ve ortak değişkenlerin en önemli düzenlerini ayırabilmek için kullanılmıştır. PCA ve korelasyon analizleri Windows için StatistiXL yazılımı ile yapılmıştır. Rodinov (2004) tarafından geliştirilen rejim değişikliği için dizisel t-test analizi olan STARS orijinal zaman serileri ve temel bileşenlerindeki adım değişikliklerinin istatistiksel anlam ve özelliğini belirlemek için kullanılmıştır. Bir rejim değişikliğinin güvenilirliği kritik seviyeye oranla normalleştirilmiş anomalilerin kümülatif toplamını ifade eden rejim değişikliği indeksi (RSI) ile belirtilmektedir. Yazılımın en son versiyonu (Rodionov, 2006) analiz öncesinde IP4 olarak adlandırılan bir filtreleme yöntemi kullanarak veri setindeki otokorelasyonu elimine etmektedir. STARS yazılımı MS Excel eklentisi olarak <http://www.beringclimate.noaa.gov> adresinden indirilebilir.

STARS analizi, istenilen istatistiksel güvenilirlik aralığında, tahmin edilen rejim süreleri için kesme uzunluğu (l) ve gözlenen ortalama değerden izin verilen maksimum sapma aralığını belirleyerek aykırı değerlerin tespit edilmesine olanak sağlayan Huber parametresi rgirdilerine ihtiyaç duyar. Hassaslık testleri kullanılarak, belirli bir değişken için model takımının % 70’i veya daha fazlasının aynı yıl içerisinde gerçekleştiği belirgin bir değişim saptanır. Genelde daha kısa değişim uzunluğu ve/veya daha düşük Huber parametre değeri daha fazla sayıda değişimin belirlenmesi ile sonuçlanır. Daha seyrek değişimler beklenildiği üzere %10 anlam seviyesinden ziyade %5 anlam seviyesinde tespit edilir. Optimize edilen bu değerler son analizde %10 güvenilirlik seviyesine, 3 Huber parametresine ve 20 yıllık kesme uzunluğuna ayarlanır.



Şekil 5.2. Zaman serilerinden (a) kıyı boyunca ölçülen ve 29-32°E boylamları ve 44-46°N enlemlerinde yer alan bölge için ortalaması hesaplanan deniz yüzey sıcaklığı (Sea Surface Temperature - SST) anomalisi (°C) ve Kuzey Atlantik salınım (NAO) indeksi. (b) Net sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonu ve eski Sovyetler Birliği ülkelerinin azot ve fosfor içeren gübre kullanım oranları (milyon ton). (c) pelajik planktivor ve piskivor balıkların avcılık mortalitesi oranlarının yıllık ortalama değişimleri

5. Analizler ve sonuçlar

5.1. Biyotik sistemdeki rejim değişimlerinin saptanması

Biyotik durum değişkenlerinin zaman serisi (Şekil 5.3), 1970 öncesi ilk dönemin diğer dönemlere kıyasla daha fazla piskivor ve planktivor balık avcılığı ve zooplankton biyokütlesi, ve daha az deniz anası, *Noctiluca* ve fitoplankton biyokütlesi ile karakterize olduğunu göstermiştir. 1970'lerin ilk yarısında biyolojik değişkenler ani ve güçlü bir şekilde değişmiştir. Örneğin fitoplankton biyokütlesi 1970 ve 1975 yılları arasında lineer bir şekilde on katına çıkmıştır. Bu dönem aynı zamanda zooplankton biyokütlesinde 4 kat artış, planktivor balık avında %30 artışın ve piskivor balık avında %50 düşüşün kaydedildiği dönemdir. Planktivor balıkların nispeten daha az avlanma mortalitesine sahip olduğu düşünülürse (Şekil 5.2c) stoklarının büyük bir oranda artması beklenmektedir. Buna benzer şekilde, bu durum aynı zamanda nispeten daha yüksek av mortalitesine sahip olan piskivor balık stoklarının (Şekil 5.2c) daha güçlü bir şekilde tüketildiği anlamına gelmektedir; stoklar avcılık yüzünden ciddi değişiklikler geçirmektedir. *Noctiluca* ve deniz anası biyokütlesi 1970'lerin ikinci yarısı boyunca bu değişikliklere birkaç yıllık geçiş süreciyle cevap vermiştir. Bu yüzden, bu end-to-end veri seti ilk durumdaki ekosistemin 1970'lerin sonları ile birlikte daha üretken fakat bozulmuş duruma geçişini göstermektedir.

Bu yeni durum 1980'lerin sonuna kadar devam etmiştir ve daha sonra ikinci bir rejim değişikliğine maruz kalmıştır. Giderek azalan piskivor balık avları uzun süreli balıkçılık baskısı altında yok denecek seviyeye kadar düşmüştür. Planktivor balık avları ise 1989-1991 yılları arasında yüksek avlanma baskısına olduğu kadar jelatinimsi karnivor biyokütlesinin ani bir şekilde en yükek seviyeye ulaşmasına ve *Noctiluca* ve yenilebilir zooplankton biyokütlesinin sırasıyla önceki yüksek ve düşük değerlerini korumasına cevaben keskin bir şekilde düşmüştür. Bu değişiklikleri 1992 ve 1993 yıllarında sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonundaki hızlı düşüşe paralel olarak fitoplankton biyokütlesindeki ani düşüş izlemiştir (Şekil 5.2b). 1993'ten sonra oluşan bu yeni durum bol miktarda deniz anası ve fırsatçı türe zıt bir şekilde daha az fitoplankton ve yenilebilir zooplankton biyokütlesi, daha az balık stoğu içeren daha da bozulmuş bir besin ağı yapısı ile bilinmektedir.

Yukarıda verilen ekolojik değişimlerde gözlenebilmekte olan ilişkiler STARS rejim değişikliği analizi ile de doğrulanmıştır. Bu analizin özeti adım değişikliği zamanlaması, rejim değişikliği indeks değeri (RSI), değişiklikten önceki ve sonraki evrelerin ortalama değerleri ve her bir biyotik durum değişkeni değişiminin anlam değeri bağlamında Tablo 5. 1'de verilmiştir. Bu tablo alternatif evreler arasında gerçek rejim değişikliğini göstermediği için $|0.5|$ RSI'dan küçük ve/veya >0.1 anlam değerinden yüksek olan adım değişikliklerini içermemektedir. Algoritma tarafından tespit edildiği üzere (Şekil 5.3), fitoplankton biyokütlesi 1971'de pozitif bir adım geçirmekte ve 1991'de yeniden düşük biyokütle rejimine indirgenmektedir. Düşük biyokütle rejiminde yenilebilir zooplanktonun azalması 1973 ve 1981'deki iki başarılı değişiklik biçiminde gerçekleşmektedir. Birinci ve ikinci rejim değişikliklerinin ortalama değerleri arasındaki fark oldukça azdır ve ikinci adım, muhtemelen, düşük biyokütle rejiminde gerçekleşen bir değişikliği temsil etmektedir. Bu olasılığı düşük RSI ve yüksek belirginlik değerleri desteklemektedir ve bu nedenle ikinci rejim Tablo 5. 1'de gerçek bir rejim değişikliği olarak yer almamıştır. STARS algoritması, deniz anası ve

Noctiluca biyokütlesinde sırasıyla 1976 ve 1977 yıllarında adım değişiklikleri olduğu belirlenmiştir. *Noctiluca* için birinci adımı 1985'te gerçekleşen bir artış ve 1991'de azalarak eski haline dönen bir dönem izlemiştir. Fakat son iki adım değişiklikleri alternatif evreler arasında gerçek bir rejim değişikliği olarak kabul edilmemiştir (Tablo 5. 1). Benzer bir durum, 1991'deki deniz anası biyokütlesindeki adım değişimi ve 1973'teki planktivor avındaki adım değişimi için de geçerlidir. Algoritma, 1972 - 1989 yılları süresince gerçekleşen yüksek ve düşük rejimler arasındaki piskivor balıkların av miktarındaki kademeli azalmayı birbirini takip eden 3 adım biçiminde tespit etmiştir.

Orijinal veri seti yıllar boyunca süren daha kademeli geçişleri öngörse de Şekil 5.3'te gösterildiği gibi, algoritma bir yıl içerisinde meydana gelen adım değişikliklerini ele almaktadır. Dahası algoritma durum değişkenlerinin ortalama değerleri arasındaki adım değişimlerini belirler. Gerçekte bir rejim değişikliği iki alternatif evrenin iki ani eşik değerleri arasında yer alır. Algoritma verideki istatistiksel olarak anlamlı büyük adımları yakalar. Bunlardan bazıları belirli durumlarda ortaya çıkabilirken bazıları ise ekolojik olarak anlamlı bir şekilde çevresel etkenlerle ilişkili olmayabilir.

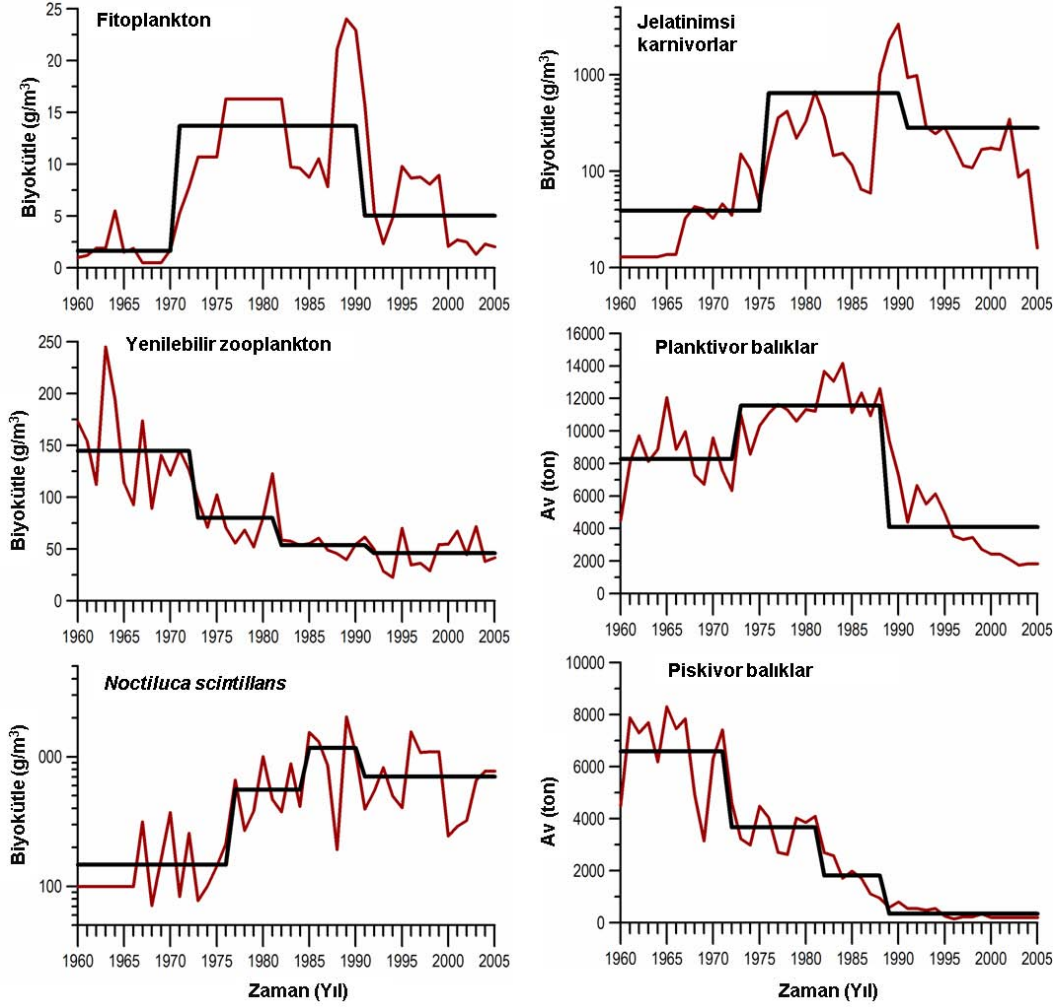
Rejim değişikliklerinin daha ileri düzeyde doğrulanması temel bileşen analizi (Principle Component Analysis – PCA) ile sağlanmıştır. Toplam varyansın %86'sını açıklayan biyotik değişkenlerin ilk üç temel bileşeninin (PC1, PC2, PC3) zaman serisi değerleri Şekil 5.4'te gösterilmiştir. %47'lik bir varyans ile PC1 1971 ve 1977 yılları arasındaki geçiş dönemi boyunca negatiften pozitif geçiş bir değişim düzeni göstermiştir. Planktivor balık av miktarı dışındaki bütün biyotik değişkenler PC1 ile güçlü bir şekilde ilişkilidir. Fitoplankton, *Noctiluca scintillans* ve jelatinimsi karnivorlar azdan çoğa değişen biyokütle değerlerini gösterir şekilde sırasıyla 0.63, 0.78 ve 0.64 olan yüksek korelasyon değerlerine sahiptir (Tablo 5. 2). Yenilebilir zooplankton ve piskivor balık avı nispeten yüksek değerlerden düşük değerlere geçişi temsil ederek - 0.83 ve -0.84 değerleri ile en yüksek negatif değerlere ulaşmıştır. %28'lik varyansı olan PC2, 1990 ve 1991 yılları süresince aniden pozitiften negatif skorlara geçerek zıt bir düzen yapısı sergilemişlerdir. Fitoplankton (0.70) ve planktivor balık av miktarlarında (0.88) gözlenen en yüksek iki korelasyon bu grupların hızlı bir şekilde azalan biyokütleleri (Şekil 5.2a,c) ile uyumludur. Geriye kalan tüm biyotik değişkenlerin ilişki düzeyleri 0.4'den daha küçüktür (Tablo 5. 2). PC1 ilk, PC2 ise ikinci rejim değişikliğini tanımlamaktadır. PC3 jelatinimsi organizma biyoması ile güçlü bir pozitif ilişki (0.62) içerisindedir. 1988-1990 yılları arasında bu ilişkinin negatiften pozitif değerlere geçişi *Mnemiopsis leidyi* popülasyonunun çok hızlı bir şekilde artmasının (Şekil 5.4) işaretidir.

Tablo 5.1. Adım değışikliklerinin zamanlaması, rejim değışikliği indeksi değeri (RSI), adım değışikliğinden önceki ve sonraki ortalama değeri sırasıyla ORT1 ve ORT2 ile gösterilmiştir, ve bütün biyotik durum değışkenleri değışimlerinin istatistiksel anlam değeri. $|0.5|$ değeriinden daha küçük RSI değeriine sahip olanlar ve/veya 0.1'den daha yüksek anlam değeriine sahip olan adım değışiklikleri deniz anası dışında gerçek rejim değışikliği olarak kabul edilmediğinden listeye dahil edilmemiştir.

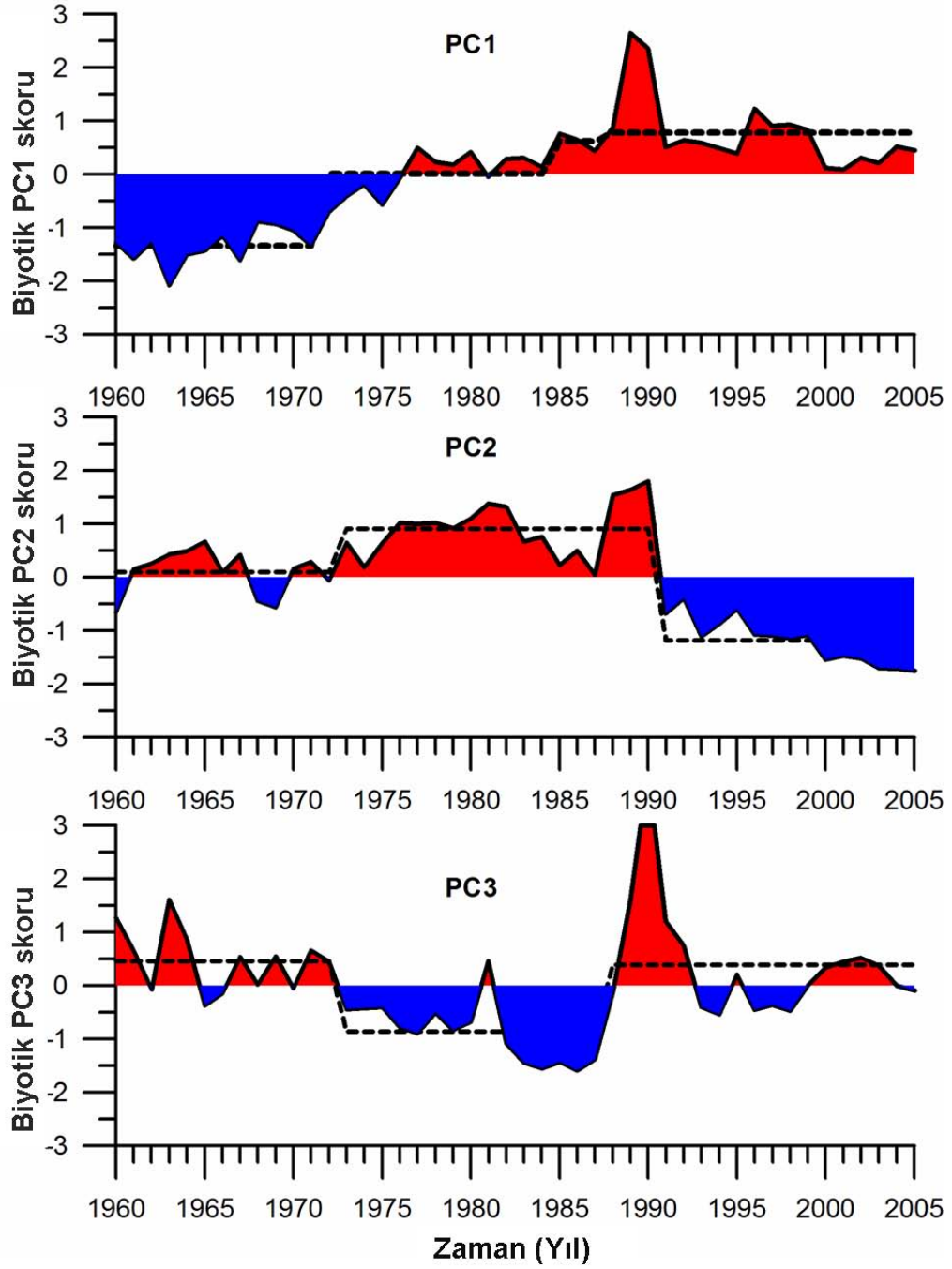
	<i>Yıl</i>	<i>RSI</i>	<i>ORT1</i>	<i>ORT2</i>	<i>P</i>
<i>Fitoplankton</i>	1971	0.726948	1.659106	13.69911	8.11E-06
	1991	-1.21177	13.69911	5.036002	0.0005
<i>Zooplankton</i>	1973	-1.5168	144.8096	80.11938	0.00043
<i>Noctiluca</i>	1977	1.170013	146.814	557.0914	0.00029
<i>Deniz anası</i>	1976	0.309138	39.00186	556.2158	0.1445 (?)
<i>Planktivor</i>	1989	-2.02633	11561.78	4101.388	3.04E-09
<i>Piskivor</i>	1972	-1.725	6588.758	3671.157	0.0005
	1982	-0.93517	3671.157	1820.806	0.001

Tablo 5.2. Biyotik değışkenler ve temel bileşenler (Principal Component - PC) arasındaki ilişkileri gösteren korelasyon değeri. En yüksek ilişkiler koyu renk ile işaretlenmiştir.

<i>Değışken</i>	<i>PC 1</i>	<i>PC 2</i>	<i>PC 3</i>	<i>PC 4</i>	<i>PC 5</i>
<i>Fitoplankton</i>	0.626	0.703	-0.022	-0.129	-0.288
<i>Mikro+mezooplankton</i>	-0.834	0.220	0.362	0.236	-0.220
<i>Noctiluca scintillans</i>	0.780	-0.038	-0.096	0.618	0.003
<i>Jelatinimsi karnivorlar</i>	0.641	0.401	0.622	-0.065	0.190
<i>Planktivor balık avı</i>	-0.145	0.883	-0.397	0.008	0.137
<i>Piskivor balık avı</i>	-0.841	0.423	0.078	0.192	0.127



Şekil 5.3. Biyotik değişkenler, biyotik değişkenlerin yıllık biyokütle değişimleri (sürekli çizgiler) ve STARS algoritması ile belirlenen adım değişiklikleri (koyu çizgiler)



Şekil 5.4. Biyotik değişkenlerin ilk üç temel bileşen skorlarının (Principle component –PC) zaman serisi (düz çizgiler) ve değişkenlerin STARS algoritması ile belirlenen adım değişiklikleri (kesikli çizgiler).

5.2. Rejim değişimleri ile çevresel koşullar arasındaki ilişkilerin saptanması

Bu bölümde çevresel değişkenlerdeki geçici değişikliklerin biyolojik rejim değişikliklerine neden olan etkenler olarak kabul edilip edilemeyeceği incelenmiştir. Yıllar ve on yıllar arasındaki 2°C düzeyindeki salınımlar yıllık ortalama deniz yüzey sıcaklığı zaman serisinin en belirgin özelliğidir (Şekil 5.2a). Bu salınımlar hidrometeorolojik koşullar ve büyük ölçekli atmosferik sistemler arasında bir bağ olduğunu belirtir şekilde yıllık ortalama NAO indeksi ile aynı fazda değişim göstermektedir (Oguz ve diğ., 2006; Kazmin ve Zatsepin, 2007). 1975-1980, 1984-1988 ve 1992-1993 yıllarındaki kabaca 2°C soğuma ve 1989-1991 yıllarındaki benzer bir ısınma yılları arasındaki güçlü değişimlere özgü örneklerdir. Bu iklimsel olayların hem farklı iklim değişikliği olaylarını hızlandırma hem de değişikliklerden önceki ve sonraki oldukça kalıcı durumların sürdürülebilirliği açısından etkili olduğu görülmektedir.

Sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonu 1970'den önceki ilk dönem süresince 0.5'den daha küçük değerlerden 1975'te 0.85'e kadar yükselmiştir (Şekil 5.2b). Daha sonra, 1991'e kadar 0.80 ± 0.05 dolaylarında salınım göstermiş ve 1992-1993'te fosfor sınırlamasındaki ani düşme yüzünden keskin bir şekilde ~ 0.25 değerlerine düşmüştür. Sonraki dönemlerde sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonu ~ 0.5 değerini hiçbir zaman geçmez. Net sınırlayıcı fonksiyondaki zamana bağlı uzun süreli değişimler eski adıyla Sovyetler Birliği ülkelerindeki inorganik azot ve fosfor içeren gübre kullanımı ile yakından ilişkilidir (Şekil 5.2b). Yeni tarım politikalarının devreye girmesi yüzünden gübre tüketimi doğrusal olarak 1960 ve 1970'lerde sırasıyla 6 ve 3 kat artmıştır. Karadeniz bölgesi üzerindeki evsel ve endüstriyel kaynaklı fazladan yükler ile özellikle Tuna Nehri'nden gelen nehirsel besin tuzu girdisindeki daha sonraki artış halihazırda ciddi düzeydeki ötrofikasyonun ve birincil üretimin çok daha fazla güçlenmesi ile sonuçlanmıştır. Öte yandan, eski Sovyetler Birliği döneminin çöküşü esnasında doğu Avrupa ülkelerinde yaşanan ekonomik kriz 1989-1991 yıllarında fosforlu gübre kullanım oranında 6 kat (~ 0.3 milyon ton) ve azotlu gübre kullanımında 3 kat (~ 1.3 milyon ton) azalmaya neden olmuştur. Çöküşten sonra da bu değerlerin benzer seviyelerde kaldığı gözlenmiştir (Şekil 5.2b).

Pelajik piskivor balıklar için yıllık ortalama balıkçılık mortalitesi 1960'lı yılların başlarındaki nispeten düşük değerlerden (0.4 y^{-1}) 1970 ve sonrasında 0.7 y^{-1} değerine ulaşan doğrusal olarak artan bir değişim izlemektedir (Şekil 5.2c). Pelajik planktivor balıklar için balıkçılık mortalitesi 1970'lerdeki 0.3 y^{-1} 'den düşük değerlerden 1980'deki 0.5 y^{-1} değerine doğru giderek artmış ve daha sonra daha keskin bir şekilde 1985 yılında 0.9 y^{-1} değerine ulaşmıştır (Şekil 5.2c). Bunu izleyen dönemlerde balık stoklarının aşırı miktarda tüketilmesi yüzünden planktivor balıkların yakalanabilirliği azalmış, 1990'ların başında 0.5 y^{-1} seviyesine düşmeye başlamış ve daha sonra 0.6 y^{-1} miktarına ulaşmıştır. Bu yüzden 1960'lar boyunca piskivor balıkların ve 1980'lerin ikinci yarısında planktivor balıkların balıkçılık mortalitesindeki artış balık stoğundaki değişimlerin potansiyel etkenidir.

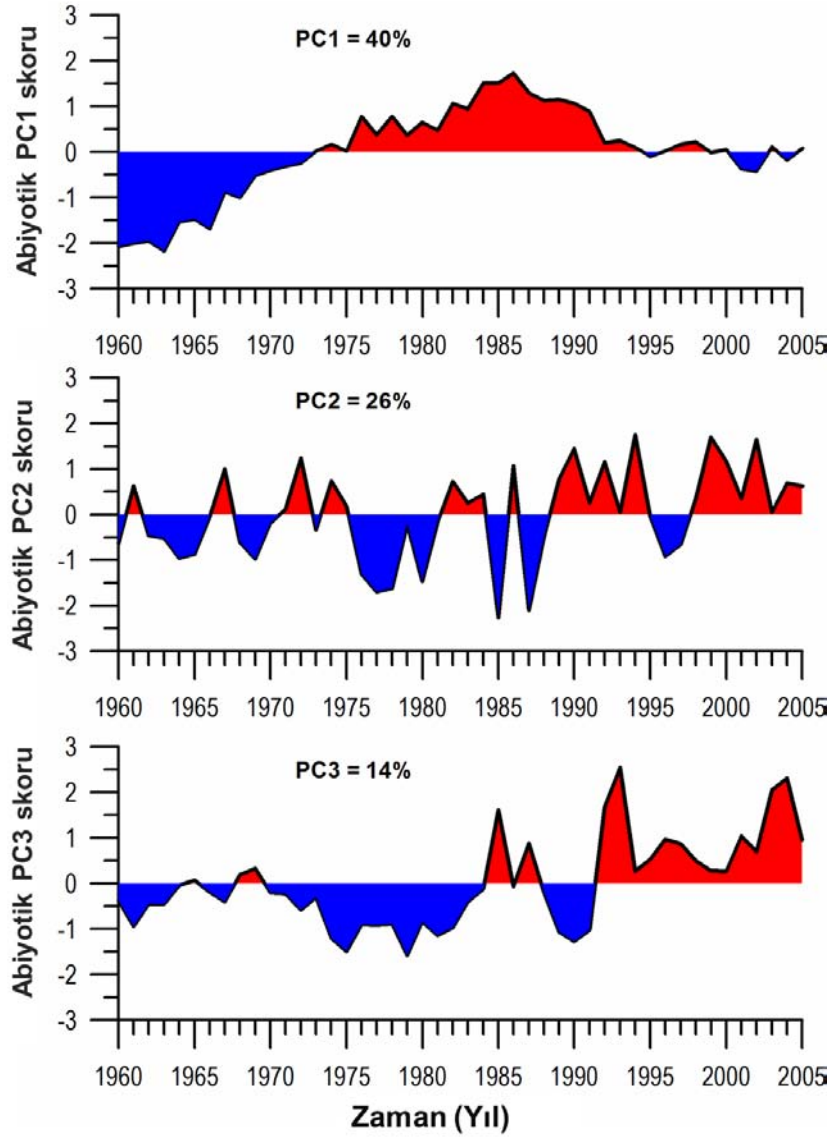
Temel bileşen analizi sonuçlarına göre çevresel değişkenlerin ilk hali toplam varyansın % 40'ını açıklamaktadır. Bu planktivor ve piskivor balıkların balıkçılık mortalitesi ve sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonu ile anlamlı ve yüksek düzeyde ilişkilidir (Tablo 5. 3). Bunların pozitif ilişkileri 1973'te ve tam tersi şekilde 1990'da sıfırdan geçerek on yıllık negatiften pozitif değişimi işaret etmektedir (Şekil 5.5a). PC2 başlıca SST ve NAO indeksi ile ilişkilidir (Tablo

5. 3) ve belirgin bir adım değışikliğı olmadan fakat yıllar arasında büyük salınımlar göstererek toplam varyansın %26'sını açıklamaktadır (Şekil 5.5b). PC3 skorları toplam varyansın % 14'ü ile sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonu ile (Şekil 5.5c) negatif ilişkilidir ($r = - 0.702$; Tablo 5. 3) .

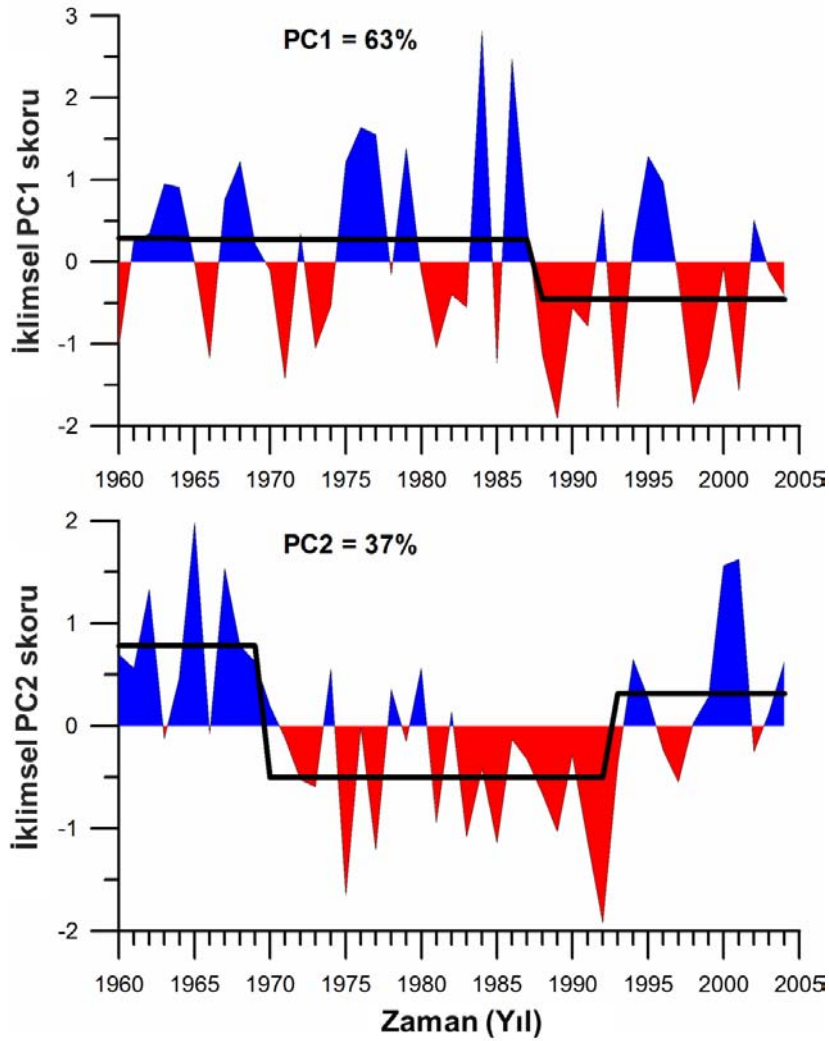
İklim farklılıklarının ekosistem değışiklikleri üzerindeki belirgin rolü daha sonra SST ve NAO indekslerinin temel bileşen analizi ile detaylandırılmıştır. Toplam varyansın %63'ünü açıklayan ilk durum yıllar arasındaki yüksek frekanslı değışimler ile baskılanmıştır (Şekil 5.6a). İkinci durum (%37'lik toplam varyans) 1960'lar ve 1990'lardaki iki sıcak dönemi ve bunların arasındaki soğuk dönemi açıklar şekilde üç farklı on yıllık düzen (Şekil 5.6b) ortaya koymuştur ki bu NAO indeksinin baskın pozitif modu ile (Şekil 5.2a) uyumludur. İkinci durum iki rejim değışikliğıne benzer dönemin 1968-1972 yıllarında sıcaktan soğuga ve 1992-1995 yıllarında tam tersi şeklinde geçiş dönemlerine denk gelen ilk analizlerinden ortaya çıkarmıştır. Bu geçişler STARS algoritması ile 1969-1970 ve 1992-1993 yılları süresince belirlenmiştir (Şekil 5.6b). Bir kez daha temel bileşen analizi ile sunulan nispeten daha yüzeysel geçişlere zıt şekilde STARS algoritması ile daha keskin değışiklikler gözlenmiştir.

Tablo 5.3. Abiyotik değışkenler ve temel bileşenler arasındaki korelasyonları gösteren ilişkiler. Yüksek korelasyonlar koyu karakterler ile gösterilmiştir.

<i>Değışken</i>	<i>PC 1</i>	<i>PC 2</i>	<i>PC 3</i>	<i>PC 4</i>	<i>PC 5</i>
<i>SST</i>	-0.414	0.756	-0.209	-0.451	0.102
<i>NAO indeksi</i>	0.390	0.774	-0.172	0.466	-0.036
<i>Sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonu</i>	0.618	-0.323	-0.702	-0.099	0.102
<i>Planktivor balık mortalitesi</i>	0.796	0.113	0.352	-0.111	0.466
<i>Piskivor balık mortalitesi</i>	0.814	0.148	0.166	-0.268	-0.465



Şekil 5.5. Abiyotik değişkenlerin ilk 3 temel bileşeninin skorları için zaman serisi



Şekil 5.6. İklimsel değişkenlere (DYS ve NAO indeksi) bağlı PC1 ve PC2 skorlarının zaman serisi. Koyu düz çizgiler step benzeri geçişler ile birbirinden ayrılan ortalama durumları temsil etmektedir.

6. Tartışma ve sonuçlar

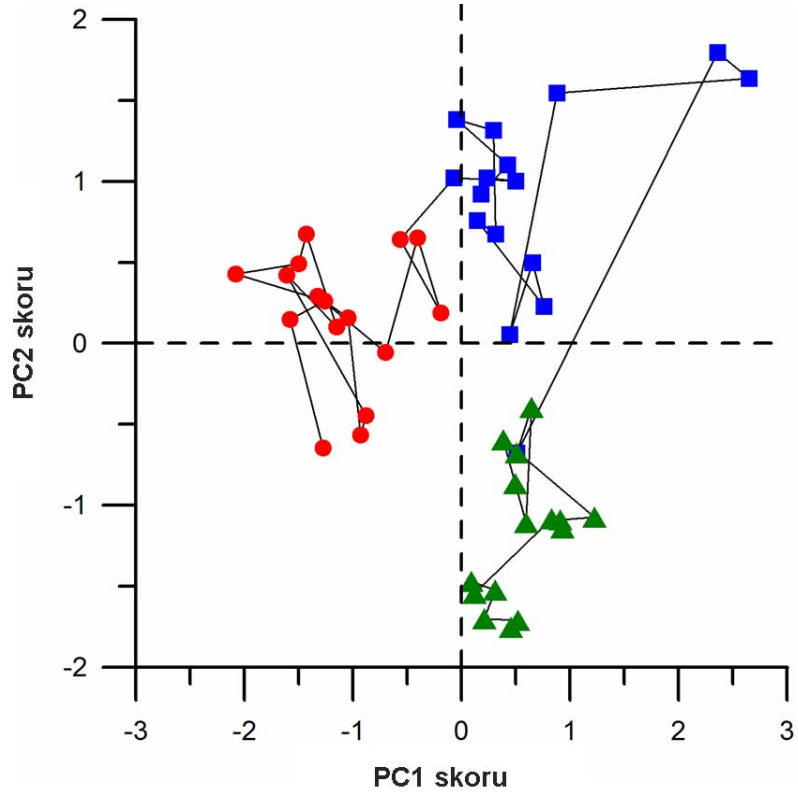
Bu çalışma ile 1960'lerden itibaren birçok çevresel faktörün etkisi altında kalan batı Karadeniz kıyısındaki ekosistemin hızlı bir şekilde gerçekleşen yeniden yapılanmasını incelemek amaçlanmış ve bu amaçla uzun süreli ve kapsamlı bir veri setinin geçmişe yönelik analizi sunulmuştur. Yapılan analizler ile bireysel ya da değişik gruplar halindeki etken kaynaklarının ekosistem işleyişini nasıl etkilediği belirlenmiştir. Analizler ileride Şekil 5.3'te verilen PC1'e karşılık PC2 skorlarının çizildiği faz diyagramının (Şekil 5.7) değişik %25'lik kısımlarında 3 küme ile belirlenebilen oldukça dengede üç farklı ekolojik duruma işaret etmiştir. İyi tanımlanmış rejim değişiklikleri ile bunlar birbirlerine dönüşmüşlerdir. 1971-1977 yılları arasında gerçekleşen ilk değişim ortamdaki besin tuzu konsantrasyonu, balıkçılık mortalitesi ve iklim koşullarındaki değişimlerin ortak etkileşimleri ile tetiklenmiştir. İkinci rejim değişikliği planktivor balıkların yüksek balıkçılık mortalitesi ve 1989-1991 yılları arasındaki nispeten sıcak ve ılıman iklim koşullarının eş zamanlı etkileri ile başlamış ve 1992-1993 yıllarında hüküm sürmekte olan azalan besin tuzu konsantrasyonu ve nispeten soğuk ve sert iklim koşulları altında devam etmiştir. Bu rejim değişiklikleri deniz

ekosistemleri için önerilen kriterleri yerine getirmektedir (Lees ve diğ., 2006): (1) oldukça dengede bulunan farklı dinamik rejimlerin arasındaki ani geçişlerdir, (2) Fiziksel ve biyolojik özellikler arasında yüksek düzeyde değişiklikler içerirler, (3) farklı trofik seviyelerde gözlemlenirler, ve (4) ekosistem işleyişini değiştirebilirler.

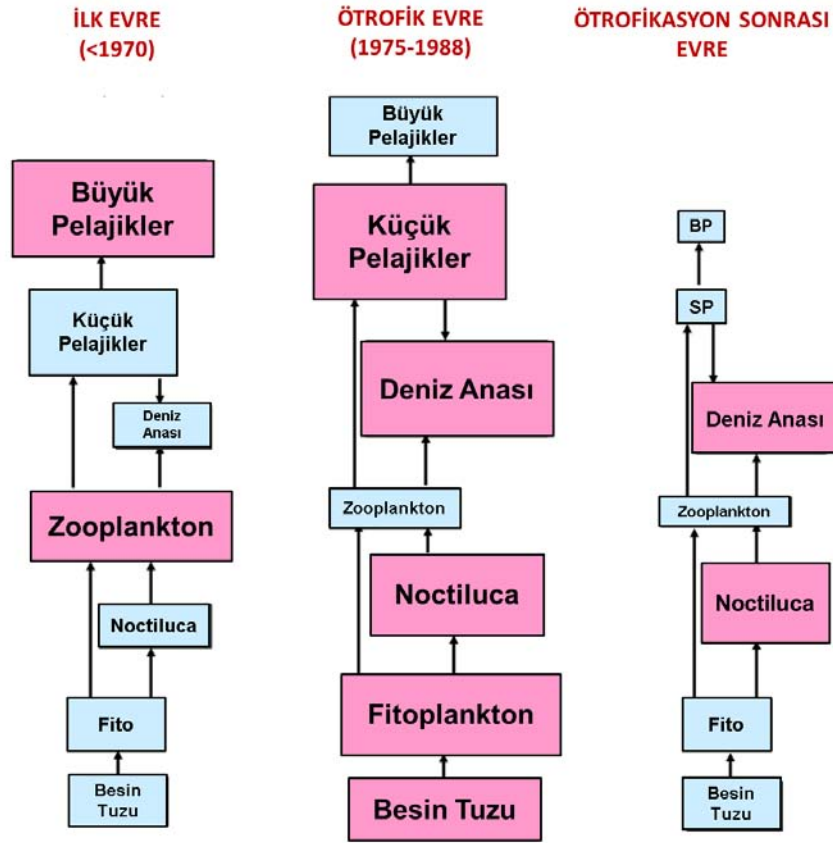
İlk rejim değişikliğinden önceki yapı büyük piskivor balıklar tarafından oluşturulmuş çok basamaklı trofik mekanizma tarafından kontrol edilen, besin tuzunca fakir bozulmamış ilk dönemi karakterize eder (Şekil 5.8). Bu durum öncelikle 1980'ler boyunca daha karışık ötrofik duruma dönüşmüş ve bu dönemde deniz anası ve fırsatçı türler besin ağı içerisinde entegre bir bileşen halini almışlardır (Şekil 5.8). 1993'lerden sonra bu evre balık stoklarının neredeyse ortadan kaybolduğu ve üretilen enerjinin öncelikli olarak deniz anası ve fırsatçı türlere yönlendiği daha az üretken ve enerji olarak daha yetersiz bir sistem biçimi şekline indirgenmiştir. 1988'deki 300,000 tondan 1993'de 3000 tona düşen Bulgaristan ve Romanya toplam av üretimindeki çarpıcı azalma (Şekil 5.9) ötrofikasyon sonrası dönemde batı kıyı bölgesinin sınırlanmış üretkenliği için bağımsız bir destek olmuştur ve ekolojik koşulların sertliğine işaret etmektedir.

Şekil 5.10'a göre PC1 ve PC2 skorlarından oluşan 3 küme, sistemin değişen besin tuzu koşullarına tepkisi olarak gelişen 3 farklı ekolojik evreyi temsil etmekte; nispeten daha yüksek miktarlarda besin tuzu içermekte olan (sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonu > 0.6) 1980'lerdeki ötrofik evreyi belirtmektedir. Öte yandan ilk evre ve ötrofikasyon sonrası evre 0.6'dan küçük değerdeki sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonlarına sahip olsa da farklı besin ağı yapısı özelliklerine sahiptir. Bu yüzden iki değişik evreyi tanımlamaktadırlar. Buna göre hidro-iklimsel koşullar ve balıkçılık baskısı kadar sistemin besin tuzu seviyesi de 1993'te ilk evredeki seviyeye ilk defa düşmüştür fakat ekolojik koşullar ilk evredeki duruma dönememiş, yeni evrede oldukça farklı bir besin ağı yapısı geliştirmiştir (Şekil 5.8).

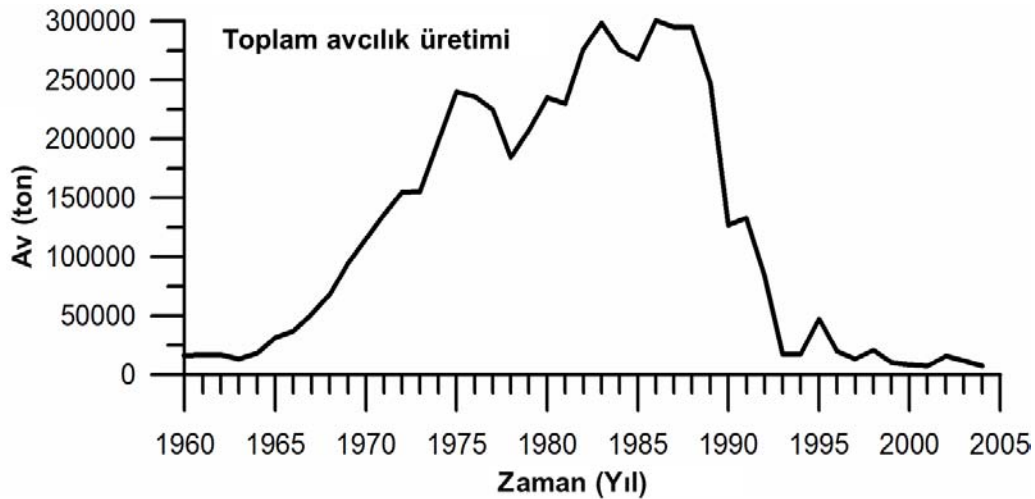
Bu durumda ölçülen veriler yukarıdan aşağı (top-down) ve aşağıdan yukarıya (bottom-up) kontrollerin bölgesel ekosistem yapısı üzerindeki eş zamanlı etkilerini göstermektedir. Buna rağmen daha önce kuzey Ukrayna Karadeniz suları için rapor edilen rejim değişikliği dinamiklerinden farklılık gösterir (Daskalov ve diğ., 2007; Llope ve diğ., 2010). Bu çalışmalar, üst düzey predatörlerin azalması ve bunu takiben ortaya çıkan kademeli trofik etkileşim süreçlerini 1970'lerde piskivor balıktan planktivor balık baskınlığına evrilen ve akabinde 1980'lerde planktivor balıklardan deniz anası dominantlığına evrilen pelajik ekosistemdeki değişimlere neden olan ana mekanizma olarak öngörmektedir. Bu çalışmalar, ya bizim çalışmamızda gözlenen besin tuzu zenginleşmesinin yadsınamaz önemini gözden kaçırmış, ya da kullanılan veri setinin değişik dinamik koşulları işaret etmesinden dolayı bu durum tespit edilememiştir. Her iki koşulda da, besin ağı yapısındaki belirgin bölgesel değişimler, ekosistemi daha çok arzu edilen bir duruma yeniden kavuşturabilmek için bölgeye özgü yönetim politikaları uygulanması gerekliliğini vurgulamıştır. Daskalov ve diğerlerinin (2007) bulgularına göre Karadeniz'in orta kuzey bölgesi için asıl yönetim meselesi daha etkili bir balıkçılık politikası uygulamaktır. Fakat bu durum batı kıyı bölgesi için daha dramatiktir. Burada gözlenen bilimsel ve politik mesele deniz anası ve fırsatçı türlerin besin ağı yapısı üzerindeki etkilerini azaltmak ve ana enerji akışını balıklara doğru yönlendirmenin yolunu bulmaktır. Dünya üzerindeki birçok kıyısız ekosistem şu anda hızlı deniz anası yayılımına maruz kaldığı için aslında bu problem giderek küresel bir boyut kazanmaktadır.



Şekil 5.7. Değişik dönemlere ait 1960-1972 (■), 1973-1991 (▲), 1992-2005 (●),biyolojik durum değişkenlerinin 3 farklı grupta kümelenmesini gösteren PC1'e karşı PC2 skorlarının gösterimi.

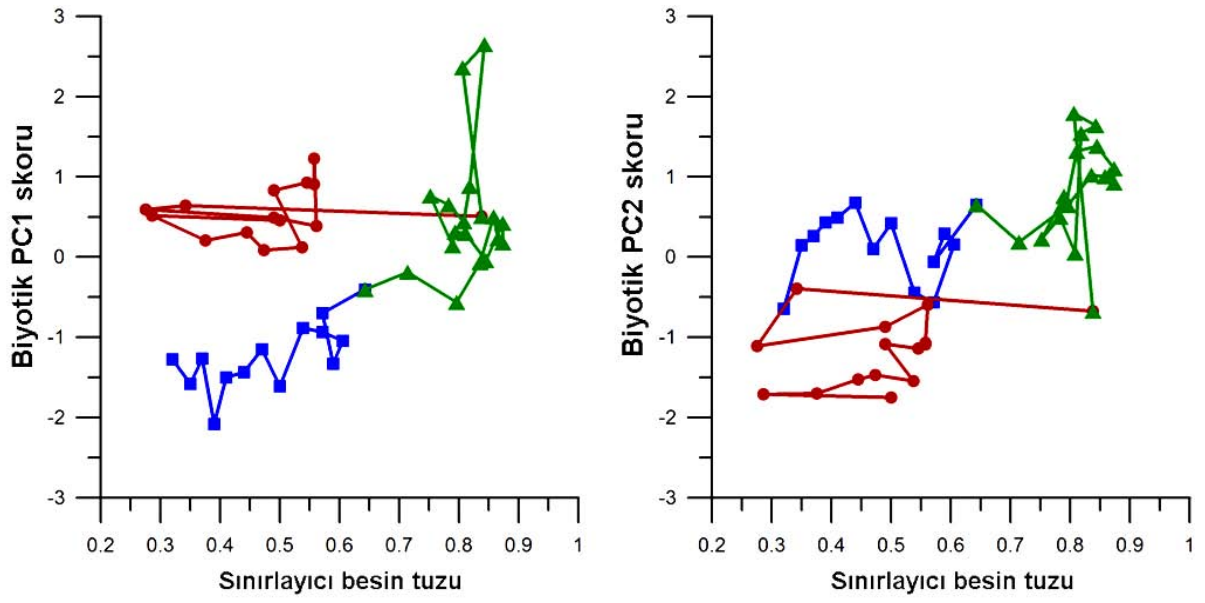


Şekil 5.8. 1960 ve 2005 yılları arasında Karadeniz'in batı kıyısındaki 3 farklı besin ağı oluşumunun şematik gösterimi.



Şekil 5.9. Batı Karadeniz'in Romanya ve Bulgaristan kıyısındaki toplam avcılık üretimi zaman serisi. Avcılık üretimi verisi ticari, endüstriyel, eğlence ve yeme amaçlı yapılan balık, krustase, yumuşakca, deniz memelisi ve diğer su canlıları avını kapsamaktadır. İç sulardan, balık yetiştiriciliğinden ve diğer yetiştiricilik türlerinden elde edilen üretim hariç tutulmuştur. Bu veri aşağıdaki adresten indirilebilir.

http://earthtrends.wri.org/searchable_db/index.php?theme=1&variable_ID=840&action=select_countries



Şekil 5.10. Değişik dönemlere ait 1960-1972 (■), 1973-1991 (▲), 1992-2005 (●), PC1 ve PC2 analizi sonuçlarına karşılık biyolojik durum değişkenlerinin 3 farklı grupta kümelenmesini gösteren besin tuzu sınırlama fonksiyonu çizimi. Not: Sınırlayıcı besin tuzu fonksiyonunun 0.6 altındaki değerleri iki farklı alternatif duruma karşılık geliyor.

BÖLÜM 6

DIYAGNOSTİK YÖNTEMLER VE İNDİKATÖRLER İLE YAPILAN ANALİZLER: KARADENİZ BALIKÇILIĞININ GÜNÜMÜZDEKİ DURUMUNUN SAPTANMASI

1. Özet

Balık av miktarları ve bununla ilişkili indikatörleri içeren uzun süreli veri seti (1950–2006), 1989-1991 yıllarında gözlenen av miktarındaki aşırı azalmanın ardından son yirmi yılda Karadeniz balıkçılığında dramatik değişimlerin olduğunu ortaya çıkarmıştır. Balıkçılığın çöküşünden sonra 100 kilotonun altında seyreden Türkiye dışındaki Karadeniz ülkeleri toplam av miktarı, 1960'larda Karadeniz'in az üretken olduğu dönemdeki değerler ile karşılaştırılabilir seviyede bulunmaktadır. Ani azalma öncesindeki döneme zıt bir şekilde eski Sovyet ülkelerinin sahip olduğu düşük av miktarları, Sovyet sisteminden ayrılmasının ardından balıkçılık kapasitelerinin azalmasından ve gerçek avcılık miktarlarını yanlış rapor etmelerinden kaynaklanabilir. Öte yandan, güneydeki Türk bölgesi ortalama 400 kiloton avcılık miktarı ile çöküşten hemen sonra kendisini toparlamış fakat 3.1 – 3.2 aralığında değişen ortalama trofik seviye ile (mean trophic level –MTL) sadece hamsi ile sınırlı kalmıştır. Kuzey batı kıyılarının daha geleneksel görünümüne tezat oluşturur şekilde, güneydoğu baseni (Türk ve Gürcistan suları), 1970'lerin ortalarından itibaren ana balıkçılık alanı olarak gözlenmiştir. Türk balıkçılığının Karadeniz'deki balık avlama oranı 1990'ların başlarından itibaren sabit bir yükselme eğilimi göstermektedir. Bunun sonucu olarak da avcılıktaki değişimlerin birincil üretime nazaran yüzde oranı da aynı zamanda ekosistemin yapısının artık sürdürülemez bir karaktere sahip olduğu ve Türk balıkçılığının şuanki halinin aşırı avcılık riski oluşturduğunu öngörmektedir. Öte yandan, nispeten tek tip FiB indeks değerlerinden ise mevcut balıkçılığın aşırı avcılığı maskeleyen ekolojik olarak dengeli olduğu anlamı çıkmaktadır.

2. Giriş

1970 ve 1980'li yıllardaki Karadeniz balıkçılığı onyıllar arasında gerçekleşen soğuma ve ısınma şeklindeki güçlü iklimsel döngüler, balık kaynaklarının aşırı düzeyde tüketilmesi, yoğun kirlilik ve fırsatçı türler tarafından gerçekleşen istilalar gibi farklı etkenlerin sinerjistik etkileri altında kalmıştır (BSC Report, 2008). Bu doğal ve karasal kaynaklı baskılar, mevcut veri setlerinin niteliksel yorumlamaları ile (Zaitsev ve Mamaev 1997; Daskalov, 2003; Bilio ve Niermann, 2004; Daskalov ve diğ., 2007; Oguz ve Gilbert, 2007; Oguz ve Velikova, 2010) ve alt-üst trofik seviye dinamiklerinin modelleme çalışmalarıyla analizi ile (Daskalov, 2002; Gücü, 2002; Oguz, 2007; Oguz ve diğ., 2008a) gösterildiği gibi ekosistemin yapı ve işleyişi üzerinde önemli değişimler oluşturmuştur. Balık stoklarında ve deniz anası biyomasındaki belirgin değişikliklerin, besin ağının çok sayıda dış etkene ve bu etkenlerin besin ağı bileşenleri arasında oluşturduğu yoğunluğa bağlı olarak oluşan biyolojik geri besleme tepkilerinin eş zamanlı doğrusal olmayan yukarıdan aşağı (top-down), aşağıdan yukarı (bottom-up) ve eşit seviyelerdeki tepkilerinden kaynaklanan karmaşık trofik ilişkileri içermekte olduğu Oguz (2008a) tarafından belirtilmiştir.

Ekosistemde gerçekleşen önemli değişimlerden biri de balık stoklarında gözlenen on yıllık büyük ölçekli salınımlardır. Örneğin, küçük pelajik stokları 1960'ların ortalarındaki 0.3 milyon ton av miktarı seviyelerinden 1970'lerin sonlarında neredeyse 5 kat artarak 1.5 milyon tona yükselmiş, 1980'lerin sonlarına dek bu seviyeyi koruduktan sonra 1989-1991 yıllarında ani bir şekilde 0.3 milyon tona düşmüş ve birkaç yıl içerisinde 0.6-0.8 milyon ton dolaylarına ulaşarak iyileşme göstermiştir (Ivanov ve Panayotova, 2001). Balık stoklarında belirgin değişimlerin gözlemlendiği 1970'lerdeki dönem, ekosistemin 1960'ların öncesindeki mezotrofik evreden özellikle Tuna Nehri ve Dinyeper, Dinyester ve Bug gibi diğer kuzeybatı nehirlerinden artan miktarlarla gelen hem organik hem de inorganik besin tuzu takviyesi ile 1980'lerde ciddi seviyeye ulaşan ötrofik evreye geçişiyle uyumludur (Zaitsev ve Mamaev, 1997; Oguz ve Velikova, 2010). Ortamdaki yüksek besin tuzu varlığı ekosistem üzerinde baskın bir aşağıdan yukarı (bottom-up) kontrole yol açmıştır ve bu da en sonunda küçük pelajik balık stoklarında ciddi bir artışa neden olmuştur. Aynı zamanda, kıyasal ekosistemlerin 1980'lerde sırasıyla deniz anası *Aurelia aurita* ve heterotrofik dinoflagellat *Noctiluca scintillans*'ı, 1980'lerin sonunda ktenefor türü *Mnemiopsis leidyi* gibi jelatinimsi ve fırsatçı türleri baskın tür olarak desteklemeye başladığı görülmektedir. Bunların toplam biyokütleleri, gözardı edilebilecek düşük değerlerden 1970 ve 1980'lerin sonlarına doğru $\sim 1.0 \text{ gC m}^{-2}$, 1980'lerin sonlarında $\sim 3.0 \text{ gC m}^{-2}$ yükselmiştir ve bu değişim önemli miktardaki enerji akışının deniz anasının dominant olduğu besin ağını desteklemek için yönlendirildiğini ifade etmektedir. 1980'lerdeki $\sim 1.0 \text{ gC m}^{-2}$ deniz anası biyoması, kabaca yılda 1.5 milyon ton olan küçük pelajik balık stoğunun Karadeniz'deki bütün balıkçılık alanlarını kapsar şekilde $150\,000 \text{ km}^2$ 'ye bölündüğünde elde edilen değere eşittir. Planktivor balık stoklarının 1989-1991'de azalması sadece aşırı avcılıktan dolayı değil aynı zamanda hamsiye besin açısından rakip olan ve hamsi yumurta ve larvaları üzerinden beslenen *Mnemiopsis* popülasyonu yüzünden olduğu ileri sürülmüştür (Oğuz ve diğ., 2008a).

1990'lı yılların başlarından sonraki dönem Karadeniz ekosisteminin ötrofikasyon sonrası dönemi olarak bilinmektedir (Oğuz ve Velikova, 2010). Eski Sovyetler Birliği ve Tuna Havzası doğu bloğu ülkelerindeki ortak merkezli ekonomilerin çöküşü, gübre kullanımı ve kara kökenli besin tuzu salınımında belirgin bir azalmaya yol açmış ve bu daha sonra da kuzey batı kıyılarından denize deşarj olan karasal kökenli besin tuzu girdisinde de büyük düşüşe neden olmuştur (Mee ve diğ., 2005). Bunun sonucu olarak 1980'ler öncesindeki döneme nazaran daha kısıtlı miktarda aşağıdan yukarı (bottom-up) kaynak desteği oluşur. Deniz anaları da balık stoklarının azalmasına kısmen katkıda bulunmuştur.

1980'li yıllardaki balıkçılık uygulamaları balıkçılık yönetiminde bir başarısızlık olarak kabul edilebilir ve sürdürülebilir balıkçılığın bir dereceye kadar sağlanabilmesi için popülasyon ve komünite seviyesinde değerlendirmeler temelli daha iyi stratejiler geliştirilmesi gerekmektedir. Buna rağmen, Karadeniz balıkçılığındaki aşırı avcılık ve sürdürülebilir seviyenin belirlenebilmesi için şimdiye dek ciddi bir analiz yapılmamıştır. Bu çalışma bu amaca hizmet etmekte olup avcılık ve ekolojik indeksler üzerine mevcut yayınlanmış verileri inceleyerek Karadeniz balıkçılığının tarihsel gelişimi anlamaya çalışılmakta ve son yirmi yılda farklı bölgelerindeki aşırı avcılık seviyesi belirlemektedir. Aşağıda veriler ve ana bulgulara ait özet bilgiler ve bunlara ait önemli bulgular sırasıyla 2. ve 3. kısımda verilmiştir. Bu sonuçların kritik değerlendirilmesi ve daha ileri yorumlanması 4. Kısımda sunulmaktadır.

3. Materyal ve method

1950'den 2006'ya kadar olan avcılık miktarları <http://www.searounds.org> adresinde verilen "Sea Around Us (SAUP)" projesinin küresel balıkçılık veritabanından (Global Fisheries Mapping Database) (Watson ve diğ., 2004) elde edilmiştir. Bu veri seti (i) gövde uzunluğu 30 cm'den küçük olan küçük pelajikler (başlıca türler: hamsi *Engraulis encrasicolus*; çaça *Sprattus sprattus*; istavrit *Trachurus* spp.), (ii) 30 cm ve 90 cm ebatları arasında bulunan orta boy pelajikler (başlıca türler: Palamut *Sarda sarda*; uskumru *Scomber* spp; lüfer *Pomatomus saltator*), (iii) 90 cm'den büyük pelajikler, (iv) demersal balıklar (kalkan balığı *Scophthalmus rhombus*, barbun *Mullus barbatus*, mezgit *Merlangius m. euxinus*) için tüm bölgeye ve ülkelere ait avcılık miktarlarını içermektedir. Karadeniz'in güney kısmı Türkiye (172,199 km²), kuzeybatısı ve kuzeyi Ukrayna (144,038 km²), kuzeydoğu bölgesi Rusya Federasyonu (66,854 km²), güneydoğusu Gürcistan (22,765 km²), ve batısı Bulgaristan (35,156 km²) ve Romanya (20,598 km²) münhasır ekonomik alanı ile çevrilidir (Şekil 6.1). Böylece Gürcistan, Rusya ve Ukrayna'nın (eski Sovyetler Birliği Ülkeleri) toplam münhasır ekonomik alanı 233,657 km²'ye yani Türkiye'nin münhasır ekonomik bölgesinin 1.3'üne ulaşır.

SAUP veri tabanında, 1990'dan önceki Sovyetler Birliği av miktarı nasıl olduğu ile ilgili açıklama ya da doğrulama yapılmadan kendi içinde ulusal avcılık miktarlarına bölünmüştür. Böyle bir ayırma işlemi problem çıkarabilir çünkü değişik ülkelere ait tekneler kolayca sınırları geçip diğer ülke sularından önemli miktarlarda balık avlamış olabilirler (Knudsen ve Toje, 2008). Bu yüzden Ukrayna, Gürcistan ve Rusya avları USSR başlığı altında kuzey ve doğu bölgelerini kapsayacak şekilde bu çalışmada yeniden birleştirilmiştir. Batı bölgesindeki toplam balıkçılığı temsil edecek şekilde Romanya ve Bulgaristan av miktarları da birleştirilmiştir. Türk filosu 1995'ten sonra Gürcistan sularında avcılık yapabildiğinden (Knudsen ve Toje, 2008) Gürcistan sularında gerçekleştirilen avcılığın bir kısmı güney kısmını kaplayan Türk avcılığına dahil edilmiştir.

Bu veri tabanı aynı zamanda aşağıda verilen balıkçılık temelli ekolojik indekslerin yıllık değerlerini sunmaktadır.

1) Avların ortalama trofik seviye indeksi (Mean Trophic Level – MTL) (Pauly ve diğ., 1998): Bu indeks bir ekosistemden ayrılan deniz canlıları trofik seviyelerinin ağırlıklı ortalamasını verir ve balıkçılık av miktarlarının ortalama trofik seviyelerinde azalan bir eğilimi temsil eder. Pauly ve diğerlerinden (1998) sonra avlanan balık türleri ($i = 1, \dots, m$) trofik seviyelerinin (TL_i) her bir yıl için avcılık miktarları ile ağırlığı alınarak hesaplanır.

$$TL_c = \sum_{i=1}^m (TL_i \cdot Y_i) / \sum_{i=1}^m Y_i$$

2) Dengede Balıkçılık (Fishing-in-Balance) İndeksi (Christiansen, 2000): değişik trofik seviyelerdeki aşırı avcılığın zaman içerisinde avlanan türlerdeki trofik seviye değişimleri ile dengelenip dengelenmediğini değerlendirir. Av miktarı MTL'deki düşüş miktarından yüksekse artış gösterir, deniz ekosisteminden balıkçılıkla işleyişi bozacak kadar çok biyokütle çekilirse azalır. Pauly ve Watson (2005) tarafından sunulmuştur.

$$FiB_i = \log \left[Y_i \cdot \left(\frac{1}{TE} \right)^{TL_i} \right] - \log \left[Y_0 \cdot \left(\frac{1}{TE} \right)^{TL_0} \right]$$

Y_i yıl içerisindeki avcılık miktarını, i , TL_i ve TL_0 avın sırasıyla i ve 0 yılındaki ortalama trofik seviyesini, sonuncusu da indeksi normalize etmek için kullanılan veri setinin ilk yılını temsil etmektedir. Toplam Avcılık (TA) değişimleri avdaki “ekolojik olarak doğru” değişimler ile örtüşüyorsa $FiB = 0$ ‘dır; $FiB > 0$ (artan) ise ya birincil üretimdeki bir artıştan dolayı aşağıdan yukarıya (bottom up) etki oluşmaktadır ya da balıkçılıkta coğrafi bir genişleme gerçekleşmekte ve balıkçılık tarafından tüketilmekte olan ekosistem genişlemektedir; $FiB < 0$ (azalan) ise ya çok fazla miktar ıskarta olmaktadır ve avcılık içerisinde dahil edilmemektedir ya da balıkçılıkla ekosistemden oldukça fazla biyokütle alınmaktadır ve ekosistem işleyişi bozulmaktadır. $TE = 0.1$ için, avlanma bölgesinde herhangi bir coğrafi genişleme ya da daralma olmaz ve ekosistem yapısal bütünlüğünü korur ise trofik olarak her bir seviye azalmaya karşılık av miktarı 10 kat arttığında FiB indeksi sabit kalır. Bu yüzden av miktarı TL ’deki düşüş ile tahmin edilebilecekten daha hızlı artarsa FiB indeksi artar ve artan av miktarı TL için düşüşü dengeleyemez ise FiB indeksi azalır.

3) Gereken Birincil Üretim Oranı (The percent Primary Production Required - %PPR) İndeksi (Pauly ve Christiansen, 1995): %PPR farklı türlere ait av miktarlarının toplam büyüklüğünü birincil üretimin yüzdesi olarak belirtir. Başka bir deyişle 1 km² alanda yıllık ton cinsinden av miktarını sağlamak için gereken birincil üretim miktarını vermektedir. Aynı miktarda fakat farklı trofik seviyelerdeki avların ekolojik maliyeti de farklıdır çünkü farklı trofik seviyelerden benzer miktarda üretim elde edebilmek için farklı enerji miktarları gerekmektedir. Bu yüzden av miktarları farklı trofik seviyelerdeki kullanımları açıklar şekilde gereken birincil üretim (PPR) miktarı olarak ifade edilmektedir, birincil üretim bunu normalize etmek için kullanılmaktadır (%PPR = PPR / P₁). Bu farklı türlere ait toplam av miktarlarının (Y_i) transfer verimliliği (transfer efficiency –TE), yakalanan türlerin toplam av miktarları ve birincil üretim (P_1) hesaba katılarak ifade edilir. Formüldeki 9 yaş ağırlığı karbona çevirir.

$$\%PPR = \frac{1}{9} \cdot \sum_{i=1}^m \left[Y_i \cdot \left(\frac{1}{TE} \right)^{TL_i-1} \right] / [P_1 \cdot 100]$$

4) Ekosistemde Aşırı Avlanma (Ecosystem Overfishing (EO)) İndeksi (Tudela ve diğ., 2005): Bu indeks, aşırı balık avcılığının sürdürülebilirliğini belirleyebilmek için gereken birincil üretim oranındaki (%PPR) değişiklikleri avlardaki ortalama trofik seviyeye (TL_c) göre değerlendirir. Sürdürülebilir ve sürdürülemez ekosistemler arasındaki eşik eğrisi farklı bölgeler ve zamanlar için %PPR– TL_c çifti değerlerinin küresel veri tabanından elde edilir.

5) Balıkçılık Kaynaklı İkincil Üretim Kaybı (Loss in secondary production (L)) İndeksi (Libralato ve diğ., 2008; Coll ve diğ., 2008): Bu indeks av miktarının (gereken birincil üretim olarak verilen), trofik seviyelerinin, avcılık yapılan ekosistemin birincil üretimi ve besin ağı içerisindeki enerji akışındaki verimliliğin (TE) bir fonksiyonu olarak deniz canlılarının balıkçılık ile besin ağından uzaklaştırılmasının sonuçlarına işaret eder. %PPR indeksini, TL_c verisini ve ekosistemin trofik akışlarındaki enerji geçişi

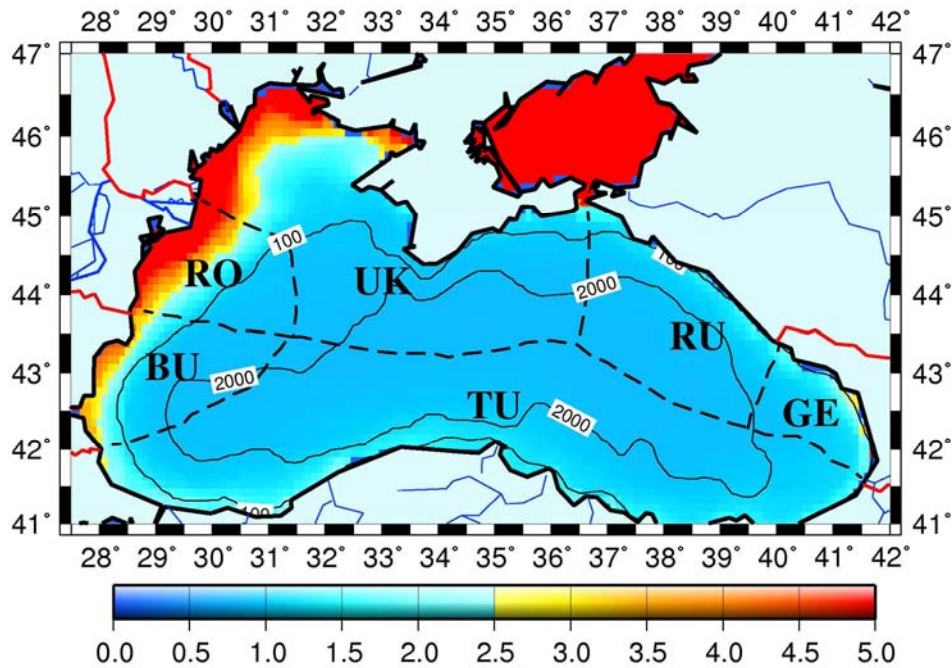
verimliliğinin ortalamasını kullanarak Libralato ve diğ. (2008) tarafından hesaplanmıştır.

$$L \cong - \%PPR \cdot \frac{TE^{TL_c-1}}{\ln(TE)}$$

Bu indeks teorik olarak balık avcılığının yapılmadığı durumla karşılaştırıldığında deniz canlıların avcılık yoluyla ortamdan uzaklaştırılması esnasındaki (PPR karşılığı cinsinden belirtilen) ikincil üretim kayıp miktarını belirler.

6) Aşırı Balık Avcılığı Oranı (The fishing exploitation rates) İndeksi (Bilgin, 2006): Bu indeks, balıkçılıktan kaynaklanan mortalitenin toplam mortaliteye oranı ile ifade edilir. Veri seti Bilgin (2006) tarafından değişik kaynaklardan derlenmiştir.

Bu indeksler Pauly ve Christensen (1995) tarafından önerildiği gibi trofik verimlilik (Trophic efficiency –TE) 0.1'e ayarlanarak belirlenir. Libralato ve diğerleri (2008) tarafından Akdeniz ve Karadeniz için önerilen ve biraz yüksek olan 0.14 değeri yerine 0.1 değerinin seçilmesi ortamda deniz anası oluşu durumunda daha makul olabilir. Fakat 0.10 ve 0.15 farklı seçimleri için yorumlar değişmemektedir.



Şekil 6.1. Karadeniz'e kıyısı olan ülkelerin takribi münhasır ekonomik bölgelerini kesikli çizgiler ile, 1998-2008 yılları ortalama klorofil konsantrasyonunu renkli skala ile ve derinlik kontürünün devamlı çizgiler ile gösterildiği Karadeniz haritası. BU, GE, RO, RU, TU, UK sırasıyla Bulgaristan, Gürcistan, Romanya, Rusya, Türkiye ve Ukrayna'yı temsil etmektedir. Klorofil 9 km çözünürlükteki aylık SeaWiFS verisi ile çizilmiştir.

<http://reason.gsfc.nasa.gov/OPS/Giovanni/ocean.seawifs.2.shtml>

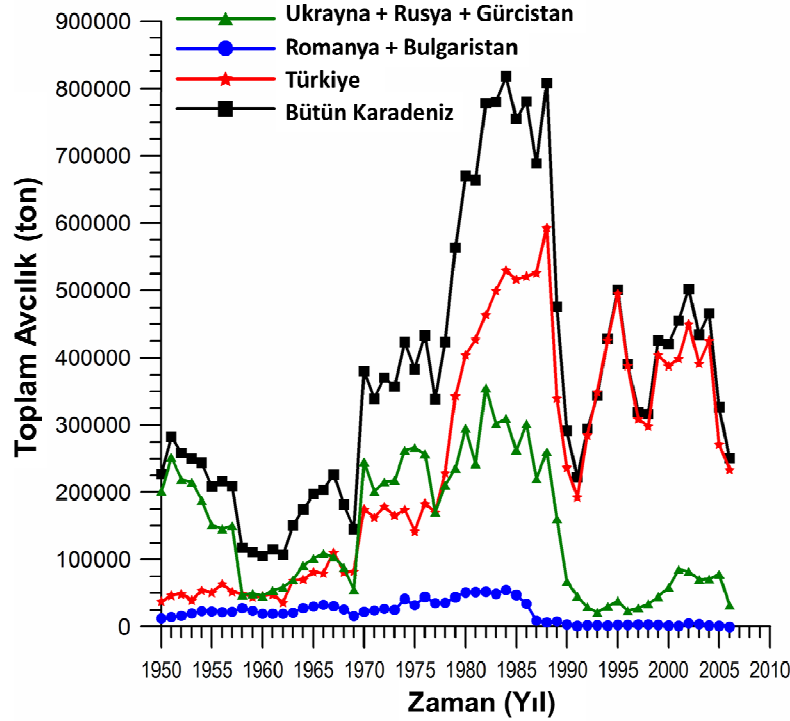
4. Sonuçlar

4.1. Av miktarının bölgesel ve zamansal değişimleri

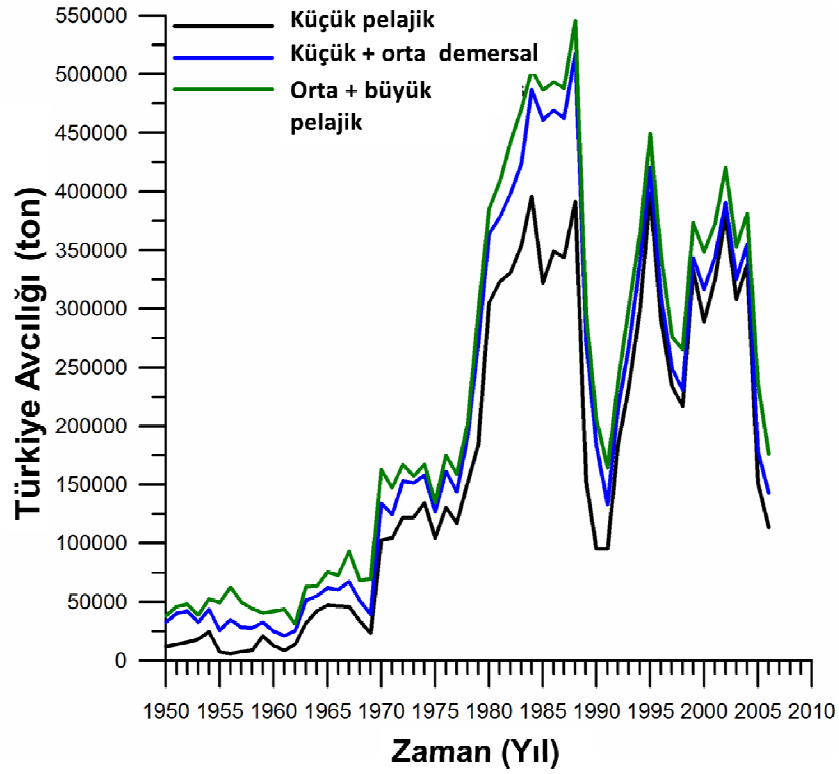
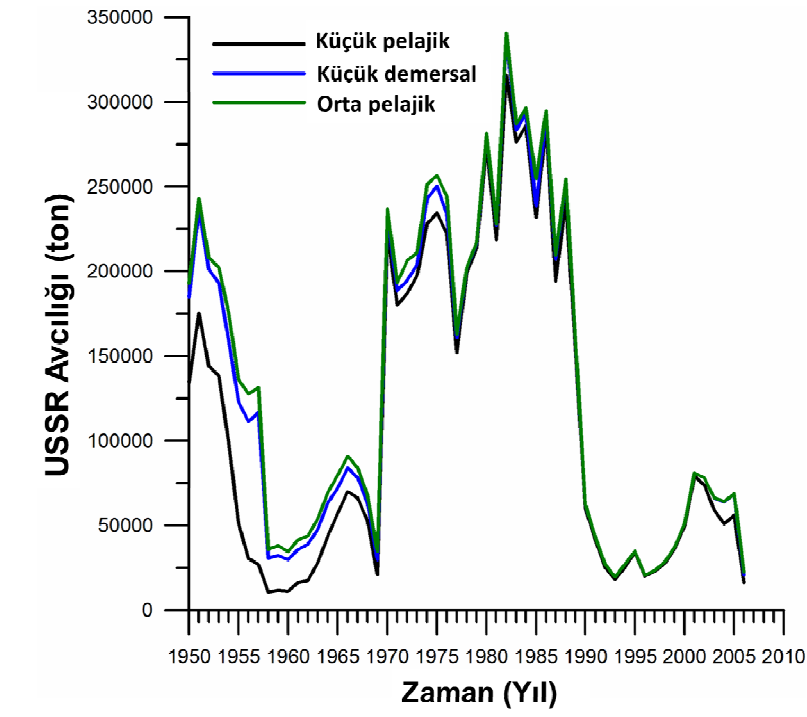
Burada sunulan avcılık verisi bütün basen için ve 3 farklı bölge için; batı Karadeniz (Romanya ve Bulgaristan münhasır ekonomik alanı), kuzey ve doğu Karadeniz (eski Sovyetler Birliği lkeleri münhasır ekonomik alanı) ve güney Karadeniz (Türkiye münhasır ekonomik alanı) kısımlarını içermektedir. Şekil 6.2’de gösterilen toplam avcılık verisi yıllık ve onyıllık belirgin değişimler ortaya koymaktadır. Avcılık, 1950’lerde 300 kton’dan 100 kton’a düşmüş ve daha sonra 1960’larda artan bir eğilim göstererek 1970’lerde 400 kton’a ulaşımtır. Toplam avcılık 1970’lerin ilk yarılarında 400 kton seviyelerini korumuş ve daha sonra keskin bir artış göstererek 1970’lerin ikinci yarısında sonraki sabit seviyesi olan 700 - 800 kton seviyelerine ulaşımtır (Şekil 6.2). Toplam avcılık miktarı daha sonra ani bir şekilde 1988’lerdeki 800 kton’dan 1990’da 300 kton ve 1991’de 200 kton’a düşmüştür. Bu düşüşü takiben, 1995’te yine hızlı bir şekilde 500 kton’a ulaşımtır ve 2006’daki diğer büyük bir düşüş ile daha sonra 100 kton genliği ile 350 kton ortalama değerinde salınım gstermiştr.

Toplam avcılık verisindeki bölgesel farklılıklar daha yakından incelendiğinde (Şekil 6.2) batı bölgesindeki birim alan başına düşen av miktarı karşılaştırlılabilir düzeyde olsa da batıdaki av miktarının bütün basendeki toplam av miktarına olan önemli katkısının (50 kton’un altında) devam ettiği anlaşılr. Ayrıca veri seti 1970’lerden önceki değişimlerin daha çok USSR bölgesinde gerekleştiiğini, Türk av miktarının 50 kton seviyesini koruduğunu gstermiştr. Bu yüzden veri 1950’ler boyunca eski Sovyetler Birliği lkelerindeki balık kaynaklarının aşırı avlanmasını vurgulamaktadır. Büyük balık türleri zaten daha öncesinde önemli miktarlarda avlanmış olduğundan ve yok edildiğinden bu aşırı avcılık daha çok kk pelajik balıkları ve demersal grupları içermektedir (Şekil 6.3a). Bu durum 1950’lerin başlarında 3.3 dolaylarında olan ve 10 yıl içerisinde 3.1’in bile altına inen nispeten düşük MTL indeksi değerleri ile açıkça ortaya koyulmaktadır (Şekil 6.4). Öte yandan, Türkiye avı pelajik ve demersal bütün işlevsel gruplardan oluşan daha geniş bir kapsama sahiptir (Şekil 6.3b). Bu 3.4 – 3.8 arasında değişim gösteren MTL değerleri ile de gösterilmektedir (Şekil 6.4). Türkiye ve eski Sovyetler Birliği lkeleri avcılık değerleri 1960’ların ortalarında 100 kton dolaylarında karşılaştırlılabilecek düzeylerdedir ve eş zamanlı olarak kk pelajik balıkların büyük katkısıyla 1970’lerin ilk yarısı boyunca sırasıyla 150 kton ve 250 kton seviyelerine ulaşımtırlar. Şekil 6.4’te gösterildiği gibi Türk balıkçılığının avcılık kapasitesi 1950-1975 döneminde ekonomik olarak değerli orta ve büyük pelajik ve demersal balık gruplarının tüketilmesi pahasına giderek artmıştır. Buna istinaden, MTL nispeten daha fazla kk pelajik balıkların yakalandığı dönem olan 1960 yılı sonlarına doğru 3.6’ya geçici olarak yükseliőinin dışında 1955-1956’lardaki 3.8 değerinden 1975’teki 3.25 değerine kadar istikrarlı bir şekilde azalmıştır. 1977’deki 150 ton civarındaki benzer avcılık miktarları ile Türk avcılığı 1980’lerin başları boyunca 350 tonu kk pelajiklerden, 100 ktonu kk ve orta boydaki demersallerden ve 50 tonu orta ve büyük pelajiklerden oluşan 500 ktonu aşan düzeylere ulaşan çok daha hızlı bir yükseliő gstermiştr (Şekil 6.3b). Öte yandan, eski Sovyetler Birliği lkeleri avcılığı sadece kk pelajik balıklarla domine olan 300 kton ile sınırlı kalmıştır (Şekil 6.3a). Bu avcılık, Türk avcılığından daha önce azalmıştır ama her iki avcılık da 1990-1991 yıllarında minimum değerlere ulaşımtırlar. Eski Sovyetler Birliği lkeleri avcılığında tür çeşitliğinin az olması 3.15 - 3.25 aralığı ile sınırlı düşük MTL indeksi değerleri ile açıklanmaktadır (Şekil 6.4). Türk avcılığındaki MTL indeksi değişimleri büyük balık gruplarının da katkıları ile biraz daha iyi durumdadır.

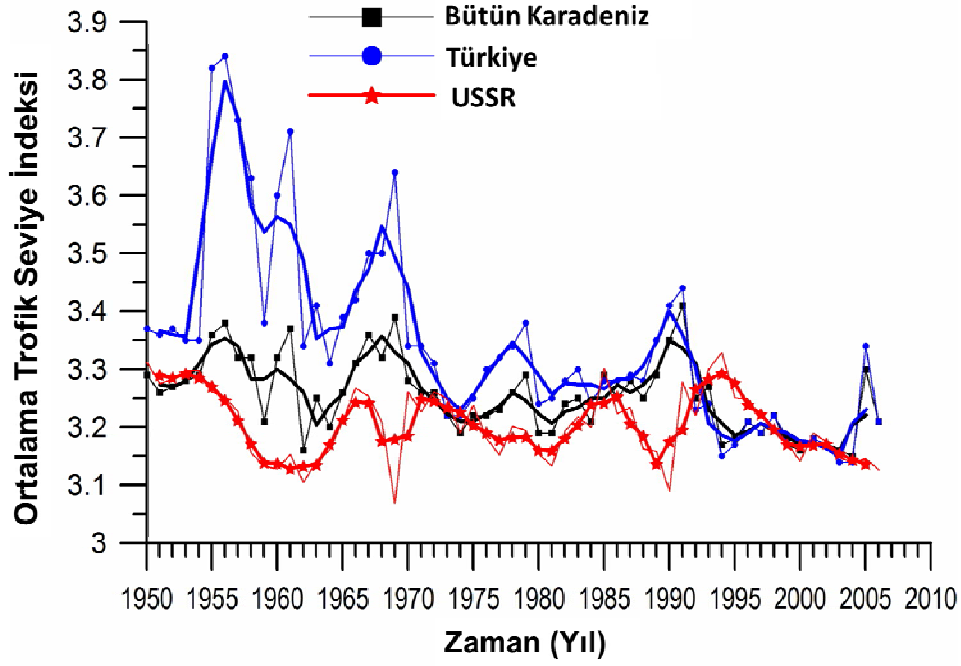
Bölgesel verilerin ilginç bir özelliği de 1991 yılından sonra hem batıda hem de eski Sovyetler Birliği ülkelerinde sürekli düşük seviyede gözlenen avcılık değerleridir. Romanya ve Bulgaristan münhasır ekonomik bölgesindeki toplam avcılık göz ardı edilebilecek kadar küçük değerlerde bulunmaktadır (Şekil 6.2), fakat Ukrayna, Rusya ve Gürcistan münhasır ekonomik bölgesindeki toplam avcılık 1990'larda 25 kton seviyesinde iken 2000'den sonra küçük pelajik balıklar ile domine edilmiş şekilde 50-75 kton seviyelerine çıkmıştır (Şekil 6.3a). Bu yüzden 1990'ların başından itibaren Karadeniz'deki avcılığın neredeyse %90'ı başlıca hamsi ve 50 tondan düşük orta ve büyük pelajik balıktan ve çok düşük miktarlardaki demersal grup katkılarını içeren (Şekil 6.3b) Türk balıkçılığı tarafından yapılmaktadır (Şekil 6.2). Bu durum sonraları 3.2 düzeylerine düşen MTL indeksi ile de yansıtılmıştır (Şekil 6.4).



Şekil 6.2. Karadenizdeki toplam av miktarlarının ülkelere göre zamansal değişimleri



Şekil 6.3. Karadenizdeki av miktarlarının balık büyüklüklerine ve gruplarına göre (a) Türkiye ve (b) eski Sovyetler Birliği Ülkelerindeki değişimleri



Şekil 6.4. Karadenizde Türkiye ve eski Sovyetler Birliği ülkelerindeki toplam avların ortalama boy değişimlerini gösteren MTL indeksindeki değişimler.

4.2. Balıkçılığın durumunun bazı indeksler ile yorumlanması

Son 20 yıldır batı ve kuzeybatı bölgelerindeki balıkçılık çökme evresinde olduğundan bu bölümdeki analizler Türk balıkçılığı ile sınırlı kalacaktır. Türk balıkçılığının avcılığa karşı MTL indeksi bazı değişik özelliklere sahiptir. 1950-1970'deki ilk dönemde küçük ve orta demersaller ve büyük pelajik gruplardan gelen av miktarları azalan bir eğilime sahiptir ve MTL 3.8'den 3.4'e düşmektedir (Şekil 6.5a, b). Sonrasında, MTL 3.2 seviyesine düşerken ilk grup 10 kton sabit av miktarını korur ve ikinci grup 10-20 kton aralığında değişim göstermektedir. Buna tezat şekilde, küçük ve orta pelajik balık avları ilk dönem boyunca çok fazla değişim göstermeyen düşük miktarlarda iken 1970-1990 yılları arasındaki ikinci dönemde artar (Şekil 6.5c-d). Bu yüzden Türk balıkçılığının ilk dönemde besin piramidinin düşük seviyeleri üzerinden avcılık yaptığı (fishing down) (Pauly ve diğ., 1998), ikinci dönemin ise av kompozisyonunun düşük trofik seviyedeki avcılığı düzenli olarak artsa da üst trofik seviyeden gelen avların sabit seviyelerde kalması sayesinde besin piramidini nispeten daha orantılı şekilde avlaması (fishing through) (Essington ve diğ., 2006) ile karakterize olmuştur. 1950'lerdeki eski Sovyetler Birliği balıkçılığı düşük trofik seviye üzerinden avcılık için diğer bir örnektir (Şekil 6.3a). Bu balıkçılık bölgesel ekosistemlerin sürdürülebilir olarak kaldırabileceğinden daha fazla biyokütlenin belirli trofik seviyelerden çekilmesi ile yüzünden ekosistem işleyişinin bozulmasını gösterir şekilde hem Türk hem de eski Sovyetler Birliği ülkeleri balıkçılığı FiB indeksinde azalan bir eğilime karşılık gelmektedir (Şekil 6.6). 1960'lar boyunca küçük pelajik av miktarlarındaki artışlar bu ekosistemlerin bu seviyedeki aşırı artışlar ile ekolojik olarak başedebileceğini gösterir şekilde FiB indeksinde artan eğim olarak yansımıştır. Nispeten sabit FiB indeksi değerleri

ile gösterildiği üzere 1970-1990 dönemi eski Sovyetler Birliği ülkelerinin 1950'lerin başlarına kıyasla hafifçe daha iyi balıkçılık koşullarına ulaştığı tek dönemdir. Sistem 1980'lerin ikinci yarısı ve daha sonrasında çöken bir eğilime sahip olana dek aşağıdan yukarı kaynak desteği ile geçici bir süre için mevcut aşırı avcılık seviyesini tolere edebilmiştir (Şekil 6.6).

Türk balıkçılığında ikinci dönem süresince artan eğilimi olan FiB indeksi sistemin küçük ve orta pelajiklerden daha fazla av verebildiği besin piramidinden daha orantılı şekilde avlanma (fishing through) durumunun bir yansımasıdır (Şekil 6.6). 1980'lerin sonunda FiB indeksindeki kısa süreli düşüş, avcılık miktarlarındaki kısa süreli sert düşüşe tepki olarak bozulan ekosistem koşullarının bir göstergesidir. Üçüncü dönem boyunca nispeten sabit kalan FiB indeksi değerleri bir kez daha nispeten sabit hamsi avcılığı ile tutarlıdır fakat aşağıda da değerlendirildiği gibi tanımında belirtildiği şekilde ekolojik olarak dengeli bir durumu vurgulamamaktadır (Christiansen, 2000).

Şekil 6.7, Türk avcılığındaki değişimlere karşı (1956'daki referans değerine bölünmüştür) MTL indeksi değerlerini (1956'daki değerinden farklılığı) göstermektedir. 1956'daki en yüksek MTL değeri (3.84) ve buna karşılık gelen av miktarı (64 kton) ile Türk balıkçılığının ekolojik olarak iyi durumda olmasını temsil eden koşullar gözönüne alındığında Şekil 6.7'deki sürekli eğri zamana bağlı sabit kalan FiB indeksi ile tanımlandığı üzere ekolojik olarak dengeli balıkçılık koşullarını koruyabilmek için balıkçılığın av miktarı ve buna karşılık gelen MTL anlamında nasıl değişmesi gerektiğini göstermektedir. Burada eğrinin sahip olduğu doğrusal olmayan şekle ve avcılık MTL'inde 1 birim azalma için avcılık oranında 10 kat artış gerektiğine dikkat çekilmektedir. İlk dönem boyunca, avcılığa karşı MTL değişimleri kabaca 0.5 genişliğindeki nispeten düşük seviyedeki av artışındaki değişimlerin yine nispeten yüksek MTL değerlerinde olduğunu belirtir şekilde teorik eğrinin alt kısımlarında kümelenmiştir (Şekil 6.7). Eğrinin bu kısmı besin piramidinin alt kısımları üzerinden avlanma (fishing down) olayını karakterize eder. Öte yandan, ikinci ve üçüncü dönemlerdeki veri kümeleri, nispeten düşük değerlerdeki belirli MTL değişim aralığındaki daha fazla av miktarına işaret eder. Teorik eğrinin uzağındaki veri noktaları kaynakların aşırı avcılığından kaynaklı dengede olmayan balıkçılık koşullarını göstermektedir. bu farklılıklar daha sonra ilk evredeki negatif FiB değişimleri ve son evrelerdeki pozitif FiB değişimleri ile uyumludur. Bununla beraber ekolojik olarak dengeli balıkçılık koşullarına örnek teşkil eden bazı veri noktaları üçüncü evrede eğriye yakın durmaktadır. Şekil 6.7 bu yüzden 3. evredeki 0.6-0.7 (3.15-3.25) MTL aralığına karşılık gelen 4-5 (250-300 kton) dolaylarındaki av değerlerinin Türk balıkçılığı için ekolojik olarak en makul koşullar olarak görüldüğünü öne sürmektedir. Fakat ekolojik olarak dengeli balıkçılık, Şekil 6.8'de gösterilen %PPR indeksi gibi ekstra analizler gerektiren ekolojik olarak sürdürülebilir balıkçılık anlamına gelmemektedir. Karadeniz'deki PPR değerlerinin normalizasyonu için SAUP veri setinden alınan değerler $830 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ birincil üretim değerine uygulanmıştır. Bu birincil üretim değeri 1997'den sonraki dönemler için uydudan derlenen (SeaWiFS) klorofil konsantrasyonlarından elde edilmiştir fakat Karadeniz koşullarını yetersiz düzeyde temsil eden klorofil algoritması kullanımı yüzünden yerinde ölçümlere kıyasla genellikle 2-3 kat daha yüksektir. Bu değer oldukça ötrofik olan 1980'li yılların ortaları için dahi birincil üretim değerinin üst sınırını temsil edebilmektedir (Yunev ve diğ., 2002). 1998-2007 yılları için en son yapılan uydu temelli tahmin $\sim 400 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 'dir (Finenko ve diğ., 2010). Dahası %PPR hesaplamalarında kabul edildiği gibi Karadeniz'deki birincil üretim geçen yıllar süresince aynı seviyede kalmamıştır fakat birinci evre süresinceki $100-150 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ değerinden ikinci evre süresinceki $600-800 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ değerine ve üçüncü fazdaki $200-400 \text{ mgC m}^{-2}$

d^{-1} seviyesine değişen ötrofikasyon koşullarına tepki olarak makul bir şekilde değişim göstermiştir (Yunev ve diğ., 2002). Şekil 6.8’de verilen %PPR indeksindeki uzun süreli değişimler birinci ve üçüncü evredeki birincil üretim düzeltmeleri ile değiştirilmiş versiyonundan olduğu kadar SAUP veri tabanından da derlenmiştir. Standart verinin ilk dönem için 3, ikinci ve üçüncü dönem için 2 ile çarpılması ile elde edilmiştir. Birincil üretimin revize edilmiş tahminlerine göre, üçüncü evredeki av miktarı sistemin birincil üretim kapasitesine kıyasla yüksek görünmektedir. Bu da balıkçılığın önceki zamanlardaki gibi fakat iki kat daha düşük birincil üretim seviyesini kullanarak aşırı avlanmaya devam ettiğini göstermektedir. Bu yorumlar orijinal SAUP verisinden belirgin şekilde farklılık göstermektedir.

Balık avcılığının sürdürülebilirlik özelliği ekosistem aşırı avlanma indeksi (Ecosystem Overfishing index) (Tudela ve diğ., 2005) ile belirlenmiştir. Bu indeks %PPR ve MTL indeksi değerlerini kullanır ve sürdürülebilir şekilde kullanılan ve aşırı avcılık yapılan sistemleri birçok farklı ekosistemin küresel ölçekli analizinden elde edilen referans eğrisine göre ayırır (Tudela ve diğ., 2005). Aşırı avcılık yapılan ekosistemler, stoklarındaki çöküş ve tüm deniz kaynaklarının aşırı avcılığı ile ilişkili olarak yapısal ve işlevsel bozuklukları ile tanımlanırken, sürdürülebilir kullanılan ekosistemler korunmuş yapı ve işleve sahip, bozulmamış olanlardır (Murawski, 2000). Bu indeks belirli bir %PPR indeksi değerine karşılık gelen yüksek trofik seviyeye sahip bir balıkçılığın daha düşük trofik seviyeye sahip olan balıkçılıktan daha az zararlı olduğunu belirtir. Belirli bir trofik seviyeye karşılık gelen daha düşük bir %PPR indeksi de daha yüksek olandan daha az zararlıdır. Bu yüzden nispeten daha düşük seviyelerdeki %PPR değerlerine ve yüksek trofik seviyeye sahip olan balıkçılık sürdürülebilir şekilde avcılık yapılan ekosistemleri temsil eder.

Aşırı avlanma indeksinin Karadeniz balıkçılığı durumunun belirlenmesi için doğrudan kullanımı, yukarıda belirtildiği gibi Karadeniz için yapılan %PPR tahminlerindeki belirsizlikler yüzünden beraberinde bazı yanılgılar getirir. Bunun yerine bu çalışmada indeksin PPR değerlerinin PP ile normalize edilmediği revize edilmiş hali kullanılmaktadır. PPR değeri basitçe aşağıdaki formül ile elde edilmektedir;

$$PPR_c = Y_c \cdot (1/TE)^{TL_c-1} \quad 1. \text{ Formül}$$

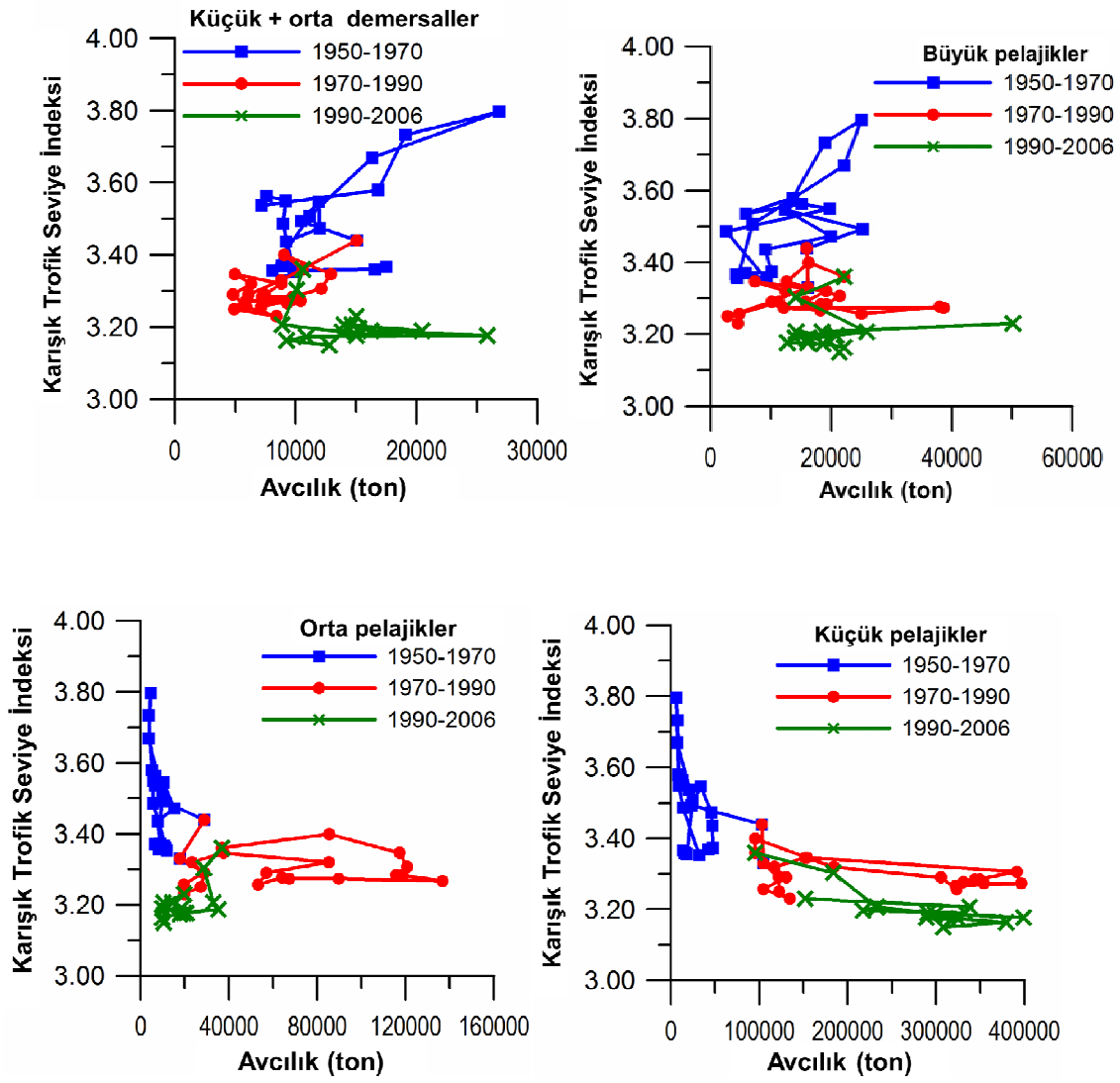
Y_c toplam av miktarınının toplam Türkiye münhasır ekonomik alanına bölünmesi ile elde edilir. TL_c avcılığın ortalama trofik seviyesi, TE trofik verimlilik, PPR_c toplam avcılığ destekleyebilmek için gereken birincil üretimdir ($\text{ton km}^{-2} \text{ y}^{-1}$). 1. Formül avcılık ve tür düzeyinde trofik seviyedeki toplamaları içeren orijinal formülün basit şeklidir. MTL’deki değişimlere karşılık gelen PPR Şekil 6.9’da gösterilmektedir. Bu, toplam avcılığın %90’ı tek tür (hamsi) tarafından oluşturulduğundan özellikle üçüncü dönem için, %PPR’a karşı MTL indeksi değerlerine niteliksel olarak oldukça benzemektedir.

Şekil 6.9 incelendiğinde Türk balıkçılığının ilk dönemde sürdürülebilir durumda olduğu fakat bu durumun ikinci ve üçüncü dönemdeki aşırı avlanma koşulları ile belirgin şekilde değişmiş olduğu görülmektedir. Maksimum sürdürülebilir avcılığın (MSA) tahmini Şekil 6.9 ile mümkün olmaktadır. $MTL = 3.2$ değeri için sürdürülebilir PPR sınırı olan yaklaşık $150 \text{ ton km}^{-2} \text{ y}^{-1}$ Şekil 6.9 ile gösterilmiştir. 1. formül $TE = 0.1$ değerini kullanarak tersine çevirilir ve sonuç Türkiye münhasır ekonomik alanı ile çarpılırsa daha önce Şekil 6.7’de verilene kabaca benzeyen yaklaşık 200 kton y^{-1} maksimum sürdürülebilir avcılık değeri elde edilir. Bu değer 1990-1991 yılları ile olduğu kadar yoğun ötrofikasyon evresinden önceki 1970’li yılların ilk kısımları ile karşılaştırılabilir düzeydedir.

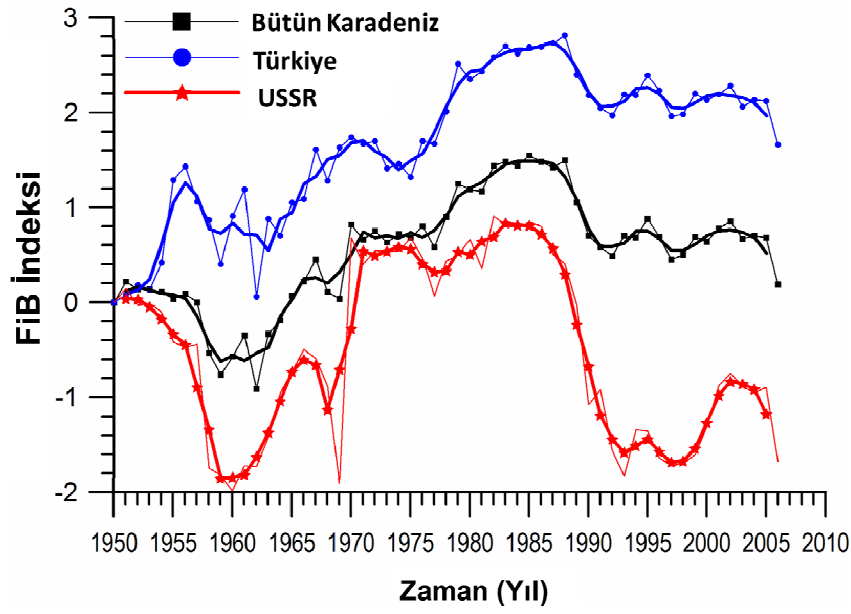
İkincil üretimdeki kayıp indeksi (L) Tudela ve diğerlerinin (2005) geliştirdiği aşırı avlanma indeksinin daha detaylandırılmış halini sunmak için geliştirilmiştir. Bir ekosistemde yapılan işin aşırı avlanma ya da sürdürülebilir balıkçılık mı olduğunu belirli bir trofik seviyedeki (TLc) balıkçılık tüketimi yüzünden daha yüksek trofik seviyeler için var olan enerjinin azalmasını tahmin etme temeline dayanarak belirler (Libralato ve diğ., 2006). Fakat bu indeks de %PPR temelli olduğu için Karadeniz’e uygulanması bazı belirsizlikleri beraberinde getirmekte, aynı zamanda balıkçılık yönetimi için de yeni bir bilgi sunmamaktadır. Bu yüzden bu çalışmada bu indeks üzerinde fazla durulmamıştır.

Balıkçılık aşırı avlanma indeksi oranı (Bilgin, 2006) üçüncü evredeki sürdürülemez karakterdeki Türkiye balıkçılığı için ileri düzeyde bir destek sağlamaktadır. 1980’lerin ortalarından itibaren, 1990-1991 yılları av miktarındaki ani düşüş süresince en düşük seviyesi 0.5 bulunmuştur ve neredeyse doğrusal olarak 10 yıl sonra 0.8-0.9 değerlerine yükselmiştir (Şekil 6.10). Böyle sürekli yüksek değerler sistemin artan üretim miktarını azaltabilir ve nihayetinde düşük av rejimine geçirecek eşiklere sürükleyebilmektedir. %50 avlanma seviyesinin hamsi avcılığının orta düzeydeki sürdürülebilir koşullarını yansıttığını kabul edersek, diğer indikatörleri kullanarak yaptığımız önceki değerlendirmelerle de uyumlu olarak Türkiye hamsi avcılığının 1990’ların başlarındaki seviyesinde devam etmesi gerekmektedir.

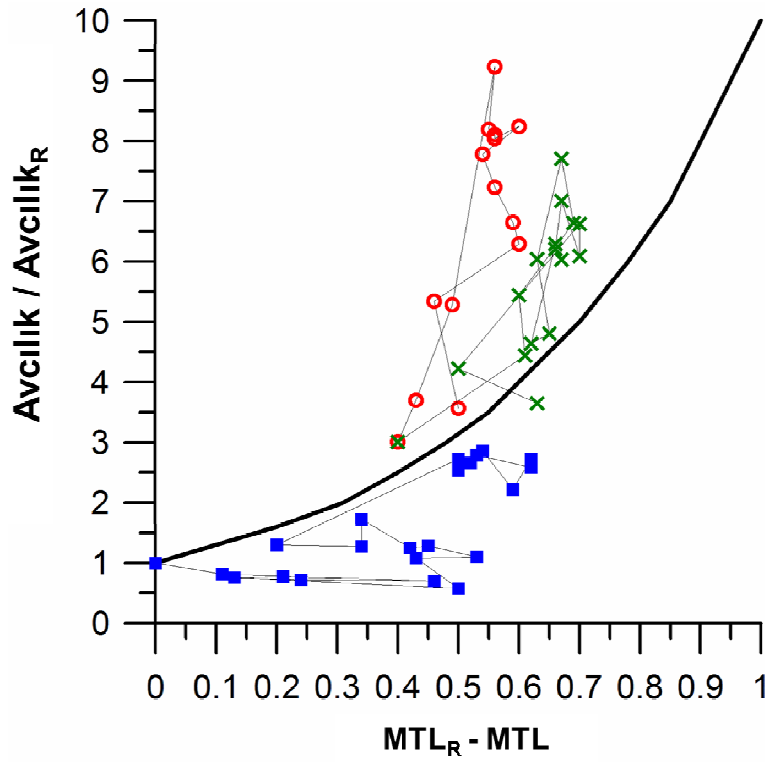
Balıkçılığın ortalama trofik seviyesinde ikinci evredeki ~3.3 değerinden üçüncü evredeki ~3.15 değerine doğru seyreden azalma büyük ekonomik kayıplar ile ilişkilidir. 1980’lerin ortalarında Türkiye münhasır ekonomik alanında avlanan 400 kton hamsinin ekonomik değeri Şekil 6.11’de 400 kton 100 kton orta pelajik avın değerinden iki kat daha azdır. 1 kg hamsi 0.5 \$ tutarken, 1 kg orta pelajik 3.0 \$’dır. Karadeniz balıkçılığının 3. evresinde Türkiye benzer miktarda hamsi avlamaya devam etmiştir fakat daha üst düzeydeki predatör avcılığı olmadığından balıkçılıktan elde edilen tüm gelir yarıya düşmüştür.



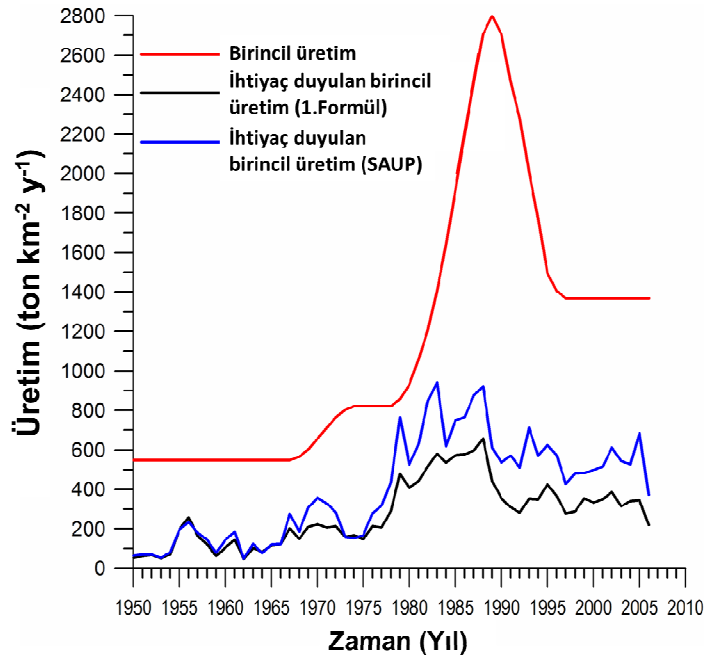
Şekil 6.5. Karadenizde Türkiye tarafından avlanan farklı balık gruplarına ait MTL indeks in toplam av miktarlarına göre değişimleri.



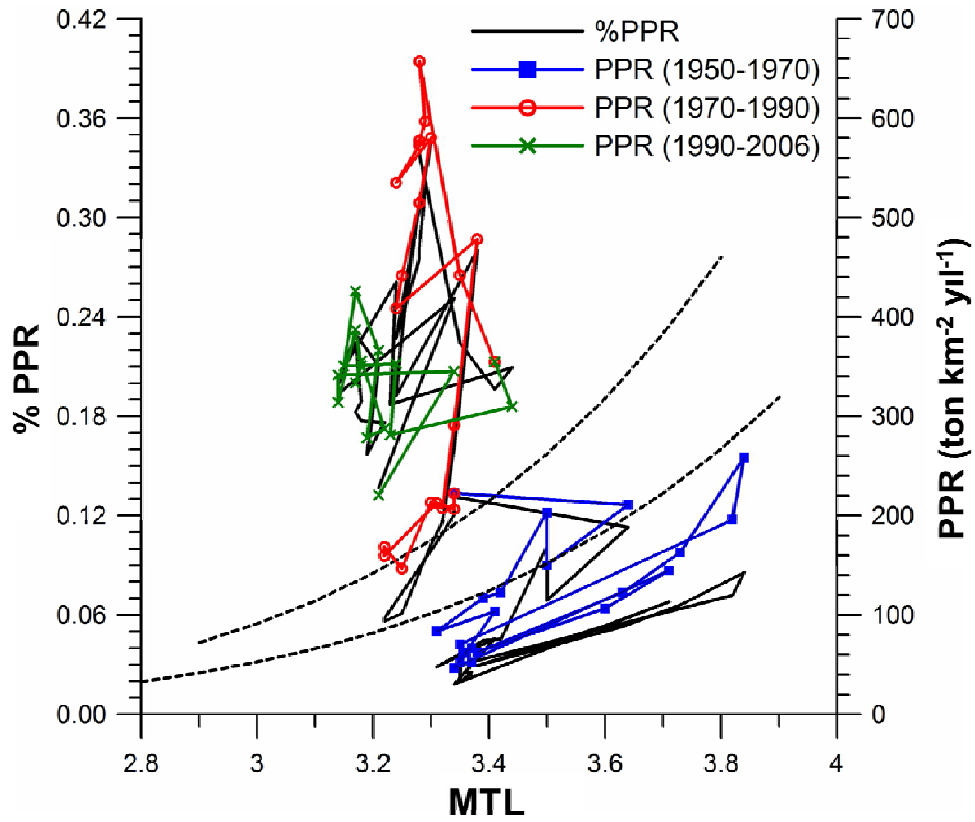
Şekil 6.6. Karadenizde Türkiye ve eski Sovyetler Birliği Ülkelerindeki toplam avların FiB indeksi değişimleri.



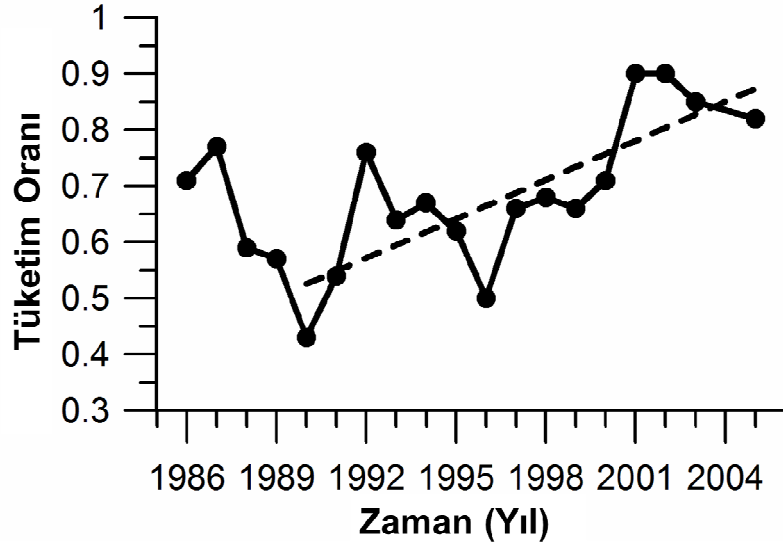
Şekil 6.7. Karadenizde Türkiye tarafından avlanan toplam av miktarının MTL indeksi ine göre değişimleri. Catch_R ve MTL_R 1956 yılını gösteren referans değerlerdir.



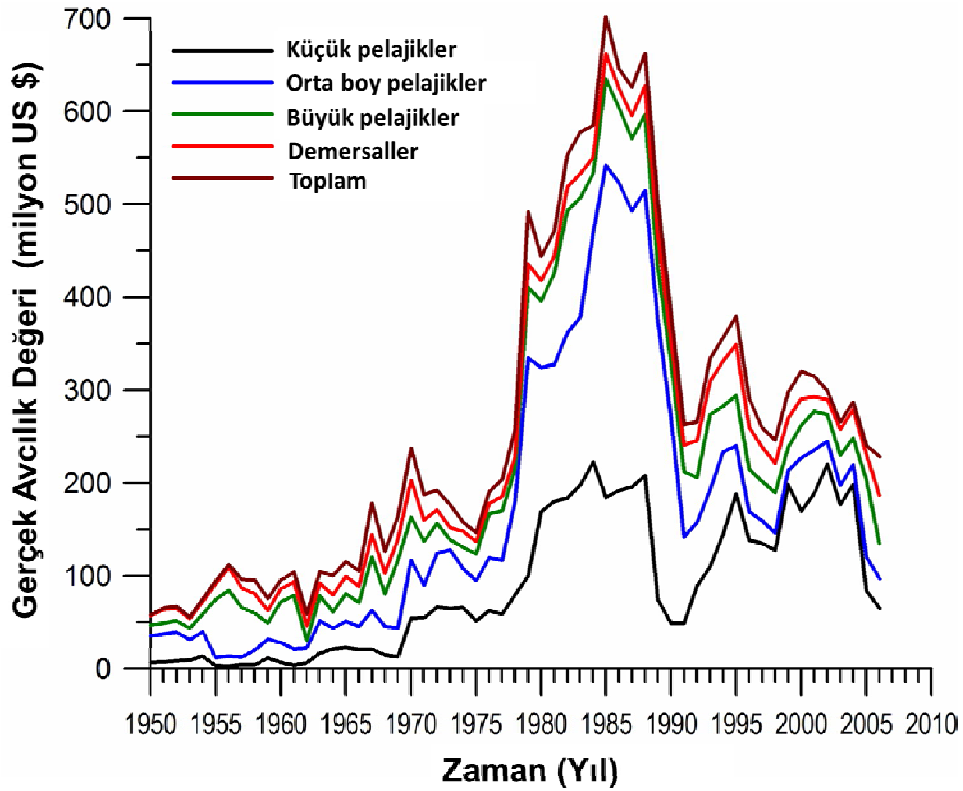
Şekil 6.8. Karadenizde Türkiye tarafından elde edilen toplam av miktarının birincil üretim cinsinden ifade edilmesini sağlayan %PPR indeksi ile birincil üretim (PP) nin değişimleri.



Şekil 6.9. Karadenizde Türkiye tarafından elde edilen toplam av miktarının birincil üretim cinsinden ifade edilmesini sağlayan %PPR indeksinin balık boyları indeksi (MTL) ye göre değişimleri.



Şekil 6.10. Türkiyedeki avcılık tarafından ortaya çıkan ölüm oranlarının toplam ölüm oranlarına göre durumunu gösteren işletme oranı değişimleri



Şekil 6.11. Karadenizde Türkiye tarafından farklı balık gruplarındaki av miktarlarının ekonomik girdi olarak değişimlerini

5. Tartışma ve sonsözler

Bu çalışma ile Karadeniz balıkçılığının bugünkü durumunun belirlenebilmesi için yaygın olarak erişilebilen balıkçılık veri setleri incelenmiştir. 1970'lere kadar başlıca eski Sovyetler Birliği ülkeleri, 1970'lerde eşit oranda Sovyetler Birliği ülkeleri ve Türkiye ve sonrasında Türk balıkçılığı tarafından manipüle edilmiştir. En ihtişamlı zamanları, 1980'ler boyunca süren ekosistem işleyişinin sıradışı şekilde üretken olduğu dönem olmuştur. Sovyet balıkçılığın sistemin 3. evredeki çöküşüne kadar yeterli balık kaynaklarını sürdürmeyi başatabileceğinden daha güçlü baskı uygulamıştır. Benzeri bir durum Romanya ve Bulgaristan kıyı suları için de doğrudur. Sonuç olarak, batı, kuzey, ve doğu Karadeniz'deki balıkçılık son yirmi yılda bir çöküş evresine geçmiş ve sonrasında bir daha kendisini toplayamamıştır. Öte yandan, Türk balıkçılığı bugün her ne kadar düşük ticari değeri olan hamsi avcılığı ile sınırlı kalsa da nispeten yüksek balıkçılık aktivitelerini sürdürmeyi başarmıştır.

Kullanılan data serilerinin bir çok eksikliği olması nedeniyle bu çalışmada sunulan analizlere biraz şüphe ile yaklaşmak gerekmektedir. Öncelikle, ticari avcılık miktarı verisi tek başına balık popülasyon ve komunitelerindeki değişiklikleri yeterince analiz edebilmek için yeterli olmayabilir (de Mutsert ve diğ., 2008). Buna ek olarak, resmi avcılık istatistikleri ve bunlardan derlenen indikatörler iskarta, az rapor etme ve/veya rapor etmeme gibi durumlardan kaynaklanan güvenilir data eksikliği yüzünden yeteri kadar hassas olmayabilir. Dahası, avcılık verilerinin güvenilirliğini değerlendirebilmek için türlere ait bolluk değişimleri ile ilgili hiçbir bilgi bulunmamaktadır. Kendi içinde bir yanılma (bias) olmadığı sürece ve balıkçılık yönetimi için resmi karar alma amacı ile değil de Karadeniz balıkçılığının akibetinin ne olacağı hakkında çıkarsamalar yapmak için kullanıldığı sürece bütün datanın hassasiyeti çok önemli olmayabilir.

Bu çalışmada kullanılan veri 1950'lerin başından itibaren bölgesel ve zamansal değişikliklerin altını çizmiştir. 1950 ve 1960'lı yıllar Türk balıkçılığının neredeyse bütün trofik seviyelerden eşit miktarda avlar içerdiği ılımlı zamanını temsil etmiştir. Öte yandan, eski Sovyetler Birliği Ülkeleri 1950'li yılların başında teknolojik olarak gelişmiş endüstriyel balıkçılığa geçiş yapmış (Knudsen ve Toje, 2008) ve bu durum 1950'lerin ikinci yarısında balıkçılığın tamamen çöküşüne yol açmıştır. Daha çok ticari değeri yüzünden tüketilen demersal türler tamamen yok olmuş veya aşırı tüketilmişken bazı ticari değeri olan pelajik türler de aşırı avlanma eğilimi göstermişlerdir. Deniz memelileri, mersin balığı, tuna, palamut, kalkan, büyük istavrit ve Karadeniz istavriti dahil büyük ve orta boydaki değerli predatör balıklar giderek azalmış ve 1960'ların sonları ile birlikte ortadan kaybolmuştur. Sovyet balıkçılığı 1960'ların başlarında bu sefer küçük pelajik balıkları tüketmeye başlamıştır (Prodanov ve diğ., 1997). Sovyet balıkçılığı 1966'da yine Sovyet yetkilileri tarafından yasaklanan yaygın yunus avcılığını başlatmıştır (Zemsky ve diğ., 1996). Tezat şekilde, yunus avcılığı Türk bölgesinde çok daha azdır ve güney ve güneydoğu Karadeniz'in nispeten daha ılımlı iklimi ve ılık suları mevsimsel olarak Türk Boğazları'ndan gelen büyük pelajik balıkların tercih ettikleri göç güzergahıdır.

1970'lerin başlarından sonra balıkçılık bütün basende başlıca küçük pelajik türlerin avcılığına dönmüştür. Güney ve kuzey basenlerinde hamsi, batı ve kuzeybatı basenlerinde çaça en bol ve ticari olarak önemli hedef tür haline gelmiştir ve kendi bölgesindeki türler arasında üst predatör olarak rol almaya başlamıştır. 1970'ler boyunca hem Türk hem de Sovyet av miktarı ani bir şekilde ikiye katlanmıştır ve 1980'lerde sabit seviyelerini korumuştur. Türk balıkçılığı artan ötrofikasyon ile artan birincil üretime ilave olarak

teknolojik olarak gelişmiş balıkçılık filoları ve coğrafi genişlemenin (Knudsen, 1995) sonucu olarak 1970'lerin sonlarından itibaren belirgin bir şekilde büyüme göstermiştir. Eski Sovyet ülkelerinde balıkçılığın genişlemesi çok daha zayıftır ve küçük pelajik balıkçılığı 1986'ya kadar hafif bir azalma eğilimine geçmiştir, daha sonra 1991 yılındaki çöküşe kadar bu eğilimin derecesinde artış gözlenmiştir. Küçük ve orta pelajik av miktarlarında gözlenen benzer ani düşüşler Türk münhasır ekonomik bölgesinde de olmuştur. Aşırı avcılığa ilave olarak bütün basandeki av miktarının azalması, büyük trofik akışın 1989-1990 yıllarında aniden artış gösteren ktenafor *Mnemiopsis leidyi*'yi desteklemek üzere yönelmesi ile ilişkilendirilmiştir. Bu tür, beslenme açısından rekabetçi ve küçük pelajik balık yumurta ve larvalarının predatörü olarak rol almıştır (Oguz ve diğ., 2008b). 1990'lı yılların başından sonra Türk balıkçılığında öncelikli olarak hamsinin avlanması besin ağının en düşük seviyesine doğru bir aşağı avcılık (fishing down) yapılması olarak yorumlanabilir. Av miktarının neredeyse %80'i Türk balıkçı filosu tarafından avlanmaktadır. Bu durum 1980'ler ile karşılaştırılabilecek düzeydedir fakat toplam av miktarı bütün denizde 100 kton'u geçmemiştir. Jeopolitik değişiklikler, ekonomik ve idari olarak eski Sovyetler Birliği'nin parçalanması başta Ukrayna ve Rusya federasyonu olmak üzere yeni ülkelerdeki balıkçılığın örgütsel ve ekonomik yapısını etkilemiştir (Knudsen ve Toje, 2008). Balıkçılık sektörü devlet desteğinin kesilmesinin sonucunda çarpıcı değişiklikler ve tamamen bir çöküş ile yüzleşmiştir. Bu geçiş sürecinde özel sektör bakım işlerini, teknoloji ve alt yapı yatırımlarını karşılayabilmek için kısırlı imkana sahip olmuştur (Knudsen and Toje, 2008). Bu son dönemde bölgesel kooperatif yönetimi eksikliği ve ötrofikasyon kadar çevreye zararlı avlanma tekniklerinin kullanılması da balıkçılık için en büyük tehdit olarak belirlenmiştir (Shlyakhov and Daskalov, 2008). Balıkçılık yönetiminin çöküşü aynı zamanda düzgün balıkçılık istatistiklerinin de eksik tutulmasına neden olmuştur. Küçük çaplı balıkçılık, resmi kayıtlarda görünenden oldukça fazla balık avlamaktadır.

Balıkçılığın çöküşünden 20 yıl sonra, Ukrayna, Rusya ve Gürcistan balıkçılığında bugün hala bir gelişme olmamıştır hatta Gürcistanın balık stokları Türk balıkçılar tarafından avlanmaktadır. Bu da balıkçılığı sürekli olarak düşük rejimde tutan ekolojik rejim değişikliğini ifade etmektedir. Bu iddia avcılık verileri ile desteklenen oldukça dengede iki farklı evreyi işaret eder; 1970'lerin başlarından önceki üretkenliği zayıf ekosistem koşulları altındaki düşük stok/av rejimi (ötrofikasyon öncesi evre) ve 1990'lı yılların başlarından sonraki evre (ötrofikasyon sonrası evre). 1970 sonrası ve 1980'li yıllar arası dönemdeki üretkenliği yüksek koşullar süresinceki (yoğun ötrofikasyon evresi) yüksek stok/av rejimi bu evreleri birbirinden ayırır. Balıkçılık predasyon baskısının kaybolması (azalan yukarıdan aşağıya –top-down- kontrol) ve artan ötrofikasyon (artan aşağıdan yukarı –bottom-up- kontrol) sayesinde 1970 öncesindeki düşük av rejiminden sonraki dönemlerde yüksek av rejimine geçebilmiştir. Ters bir geçiş durumu yirmi yıl sonra sistemi Türk suları dışında sistemi düşük av rejimine dönüştürmüştür. Yüksek balıkçılık baskısına ilave olarak düşük av rejimine geçişi sağlayan mekanizmalar, Azov Denizi ve genellikle Rus avcılığının gerçekleştiği alanlarda olduğu kadar batı ve kuzey batı bölgesinde de (Bulgaristan, Romanya, Ukrayna kıyı suları) yüksek popülasyonlara ulaşan ktenafor *Mnemiopsis* tarafından oluşturulan rekabet ve predasyon baskısıdır. Birincil üretim ötrofikasyon sonrası dönem boyunca yarı yarıya azaldığı ve *Mnemiopsis* popülasyonu hala kıyasal ekosistemleri kontrol edebilecek kadar bol miktarda bulunduğu için koşullar düşük av rejimini 1970'lerde olduğu gibi yüksek av rejimine geçmesini sağlayacak kadar iyi değildir. Öte yandan, nispeten daha zayıf *Mnemiopsis* baskısı, balıkçılık baskısı, daha iyi ekolojik ve iklimsel koşullar vb. gibi bazı nedenler yüzünden Türkiye münhasır ekonomik bölgesindeki bölgesel koşullar yüksek av rejimini azaltacak kadar güçlü değildir. Bunun

yerine bu durum yakın zamanda yeniden yüksek av rejimine döneceği eşit dengedeki geçiş evresine ilerlemiştir.

Birincil üretimdeki yarı yarıya düşüş ve 1990'lara göre yaklaşık %50 artan balık avlama oranı bugünkü Türk balıkçılık kapasitesini önceki halinin yarısı olan 200-250 ton dolaylarına düşürerek sınırlandıran neden olarak kabul edilmelidir. Bundan bağımsız olarak benzeri bir tahmin, kaynakların sürekli olarak aşırı avcılığına işaret eden balıkçılık verisinin analizi ile de yapılmıştır. Buna rağmen Türk balıkçılığının son yirmi yılda yüksek av miktarlarını sürdürebilmesinin nedeni belki de Sovyetler Birliği'nin çöküşünden sonra Karadeniz'in diğer bölgelerinde azalan balıkçılık baskısıdır ki tersi bir durumda Türk balıkçılığı çoktan çökmüş olacaktır. Bu oldukça gelişmiş olan Türk balıkçılığının Karadeniz'deki neredeyse bütün balıkçılık potansiyelini kontrol etmesini sağlar.

BÖLÜM 7

İKLİM DEĞİŞİMLERİ - KARADENİZ EKOSİSTEMİ ETKİLEŞİMLERİNİN ÜÇ BOYUTLU FİZİKSEL-BİYOKİMYASAL MODEL YARDIMIYLA AÇIKLANMASINA YÖNELİK ÇALIŞMALAR

1. Giriş

Bulgu analizlerinden kalitatif olarak elde edilen iklimsel değişimlerin Karadeniz ekosisteminin davranışları üzerindeki etkileri, ayrıca sistematik olarak sayısal bir ekosistem modeli yardımı ile incelenmiştir. Bu model aşağıda açıklandığı gibi üç boyutlu bir çalışmadır ve bu tür bir çalışma Karadeniz için ilk kez yürütülmektedir. Bu model çalışması IPCC senaryolarına yönelik öngörü analizlerinin yapılmasında kullanılabilecek kapasitededir. İklimsel değişimlerin ekosistem üzerindeki etkilerini analiz etmenin yolu sağlıklı ve güvenilir bir hidrodinamik model altyapısı kurulmasından geçmektedir. Özellikle atmosfer etkilerini modele hassas ve gerçeğe yakın bir şekilde aktarmak büyük önem taşır. Hidrodinamik modelin sağlıklı çalışıp çalışmadığı projemiz bursuyla desteklenen bir öğrencimiz ve kendisini destekleyen proje araştırmacıları tarafından titizlikle yürütülmüştür (Korkmaz, 2011). Aşağıda verilen analizlerden de görüleceği üzere model sonuçları gözlemlerle karşılaştırılarak doğrulanmış ve değişen iklim koşullarının Karadeniz fiziksel oşinografik yapısı üzerindeki etkileri net bir şekilde ortaya konmuştur. Bunun devamında fiziksel model ile ekosistem modeli birlikte çalıştırılmış ve iklim koşullarının ekosistem üzerindeki yansımaları incelenmiştir.

2. Model formülasyonu

Bu çalışmada kullanılan BIMS_CIR fiziksel modeli, POM (Princeton Ocean Model) modeline dayanır (<http://www.aos.princeton.edu/WWWPUBLIC/htdocs.pom/>). POM modeli serbest yüzey ve sonlu farklar yöntemi kullanan bir fiziksel modeldir. Model denklemleri temel hidrostatik denklemler ile birlikte sıkıştırılmaz sıvılar için devamlılık denklemleridir. Model, yatayda 5 km Arakava C gridleme sistemi ile dikeyde 26 seviyeli sigma koordinat sistemi kullanılarak hazırlanmıştır. Modelin maksimum derinliği 2200 m olup atmosferik etkilerin daha iyi gözlenebilmesi amacıyla dikey koordinatlar ilk 200 m'de yoğunlaşmıştır. Zamansal çözünürlük, barotropik mod için 5 saniye ve baroklinik mod için 5 dakikadır. Model alanında açık sınır bulunmamasıyla birlikte İstanbul ve Kerç boğazları ile Karadeniz'i çevreleyen 9 büyük nehir (Tuna, Dinyeper, Dinyester, Sakarya, Kızılırmak, Yeşilirmak, Kotori, İngori ve Rioni) aylık iklimsel ortalamalar olarak eklenmiştir. Yüzeydeki atmosferik girdiler ECMWF (<http://www.ecmwf.int/products/data/archive/descriptions/e4/index.html>) 6 saatlik ERA-40 veri setinden türetilmiştir.

World Ocean Atlas 2005 (http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA05/pr_woa05.html) kaynaklı iklimsel sıcaklık ve tuzluluk dağılımları kullanılarak 5 yıllık ön çalışmaları yapılan iki model hazırlanmıştır. 1971-1993 yılları arasını kapsayan ilk model gridlenmiş sıcaklık ve tuzluluk değerlerinin asimilasyonu ile çalıştırılırken 1993 ten sonra yeterli çözünürlükte yerinde gözlem bulunmadığı için 1993-2001 yılları arasını kapsayan ikinci model sıcaklık ve tuzluluk olarak asimile edilmiş altimetre verisi kullanılarak çalıştırılmıştır.

Modellerin geçerliliği ile ilgili olarak yapılan testlerde, yıllık ortalama yüzey sıcaklığı değerlerinin uydu ve CTD gözlemleriyle uyum içerisinde olduğu gözlemlenmiştir. Bu gözlemler sırasıyla AVHRR (<http://podaac.jpl.nasa.gov/SeaSurfaceTemperature/AVHRR->

Pathfinder) ve HADSST (<http://hadleyserver.metoffice.com/hadsst2/>) veri setleridir. Şekil 7.1 de model sonuçlarının AVHRR ve HADSST veri setleri ile karşılaştırılması gösterilmiştir. Yıllar arasındaki değişimlerin daha net gözlenebilmesi için değerler ilk modelin (1971-1993) ortalamasına (14,5 °C) göre değişimler şeklinde çizilmiştir. NATO SfP ODBMS (<http://sfpl.ims.metu.edu.tr/>) projesi bünyesinde hazırlanmış olan CTD verileri ile model verileri kullanılarak hazırlanmış olan Taylor diyagramında (Şekil 7.2) modellenmiş ve ölçülmüş sıcaklık, tuzluluk, yoğunluk değerlerinin karşılaştırılması görülmektedir. Bu diyagrama göre her iki model ile gözlemler arasındaki korelasyon değerleri her değişken için 0.9'un üzerinde olup standart sapmaları 0.8 ile 1 arasındadır (Korkmaz, 2011).

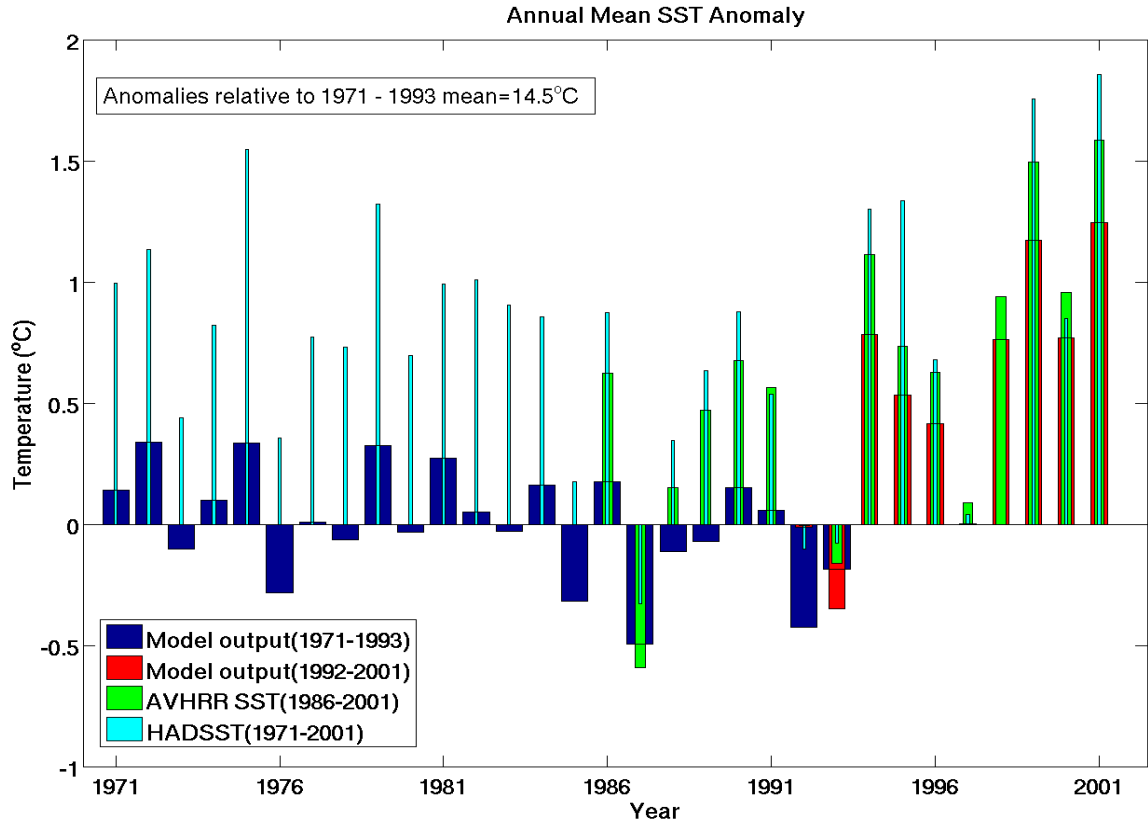
Bu çalışma için kullanılan BIMS_ECO ekosistem modeli bir nütrient döngüsü kullanan pelajik besin ağı modelidir ve BIMS_CIR ile birleşik olarak veya sonuçlarını kullanarak çalışabilmektedir. Yatay gridler BIMS_CIR ile aynı olmasına karşın dikey gridler ilk 200 metrede, yüzeye yakın yerlerde 2 metre aralıklarla ve dipte 20 metre aralıklarla 26 z-seviyesi kullanılarak hazırlanmıştır. Pelajik besin ağı 10 adet kümelenmiş kompartımandan oluşmaktadır. Bunlar Tablo 7.1 de verilmiştir. Partikül organik madde mikrobiyal döngü ayrıca hesaba katılmadan direk olarak amonyuma çevrilmiştir. Model yapısı Oğuz ve dig. (2000, 2001a) 'nin çalışmasına benzetmekle birlikte çözünmüş organik Nitrojen ve bakterioplankton kompartımanları, yıllık fitoplankton yapısını daha iyi gözlemlemek amacı ile çıkarılarak basitleştirilmiştir. Silikat iç basende fitoplankton için limitleyici bir nütrient olmadığı için çıkarılmıştır. Buna karşın Nitrojen tek limitleyici makronütrient olarak seçilmiştir. Model kompartımanları ve aralarındaki biyokimyasal süreçler ve modelin dikey yapısı Şekil 7.3'te verilmiştir. Bütün değişkenlerin zamansal değişimlerini bölgesel olarak gösteren denklem aşağıdaki gibidir:

$$\frac{\partial F_j}{\partial t} = \chi_j(F) + \mathfrak{R}_j(F)$$

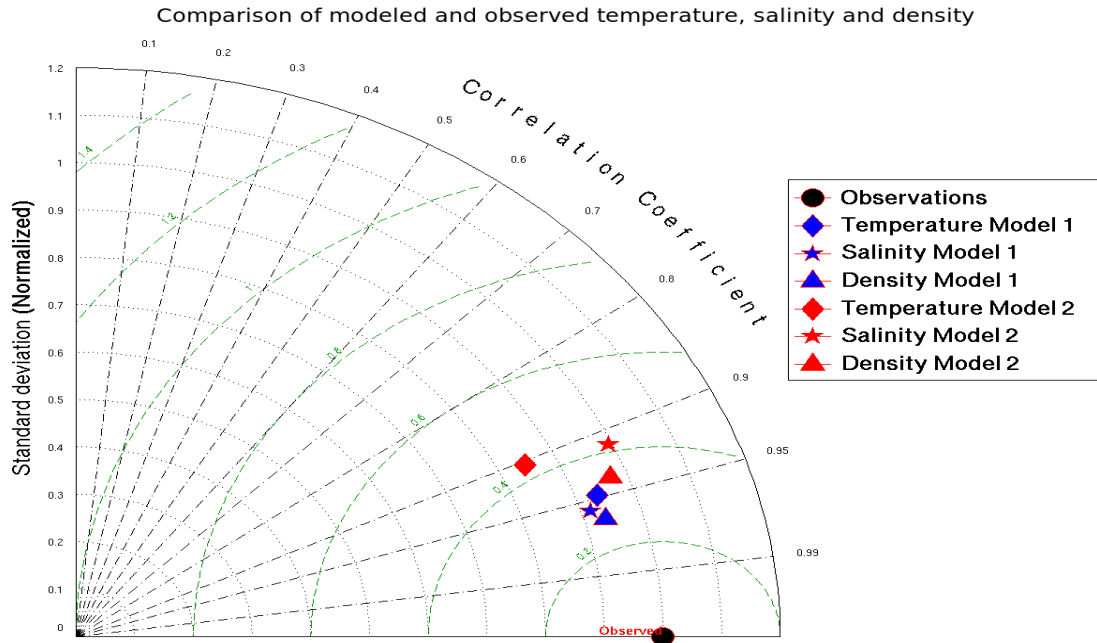
Denklemdaki t zamanı, ∂/∂ kısmi türevi, F_j j tabakasındaki veya seviyesindeki herhangi bir konsantrasyon yada biyokütleyi, $\chi_j(F)$ ve $\mathfrak{R}_j(F)$ sırasıyla biyolojik girdi ve çıktılar ile sürüklenme, difüzyon, ve çökme ile ilişkilendirilmiş dikey taşınımı simgelemektedir.

Tablo 7.1. Trofik seviyelere göre ayrılmış model kompartımanları.

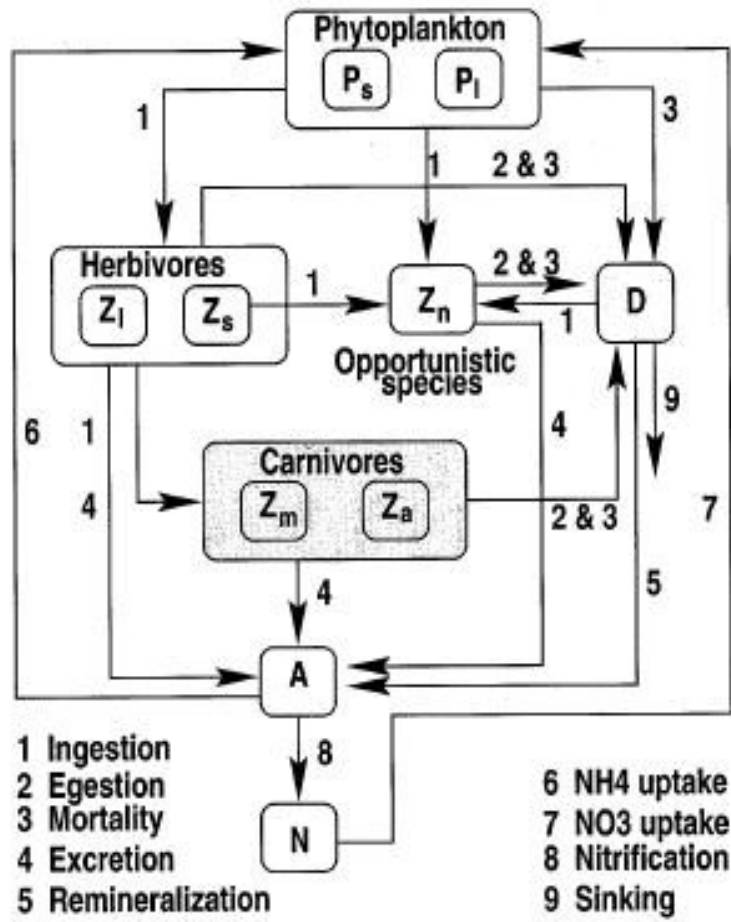
Model kompartımanları
<u>Trofik seviye-0</u>
N - nitrat
A – amonyum
DON- çözünmüş inorganik azot
D- değişken pelajik partikül madde (detritus)
<u>Trofik seviye-1</u>
Ps - küçük (<10 µm) fitoplankton
Pl – büyük (> 10 µm) fitoplankton
<u>Trofik seviye-2</u>
Zs – mikrozooplankton
Zl – mezozoplankton
Zn - fırsatçı heterotrofik dinoflagellate <i>Noctiluca scintillans</i>
Za – Jelimsi etobur <i>Aurelia aurita</i>
Zm- jelimsi etobur <i>Mnemiopsis leidyi</i>



Şekil 7.1. İlk model çıktısı (mavi), ikinci model çıktısı (kırmızı), HADSST ölçümleri (mavi-yeşil), AVHRR ölçümleri (yeşil) yıllık ortalama yüzey suyu sıcaklığı karşılaştırması. Değerler ilk model ortalamasına (14,5 °C) göre değişimler şeklinde gösterilmiştir (Korkmaz, 2011).



Şekil 7.2. Sıcaklık (deltoid), tuzluluk (yıldız) ve yoğunluk (üçgen) değerlerine göre ilk model çıktısı (mavi) ve ikinci model çıktısı (kırmızı) ile ölçülen CTD gözlemlerinin arasındaki korelasyon ve standart sapma ilişkilerini gösteren Taylor diyagramı (Korkmaz, 2011).



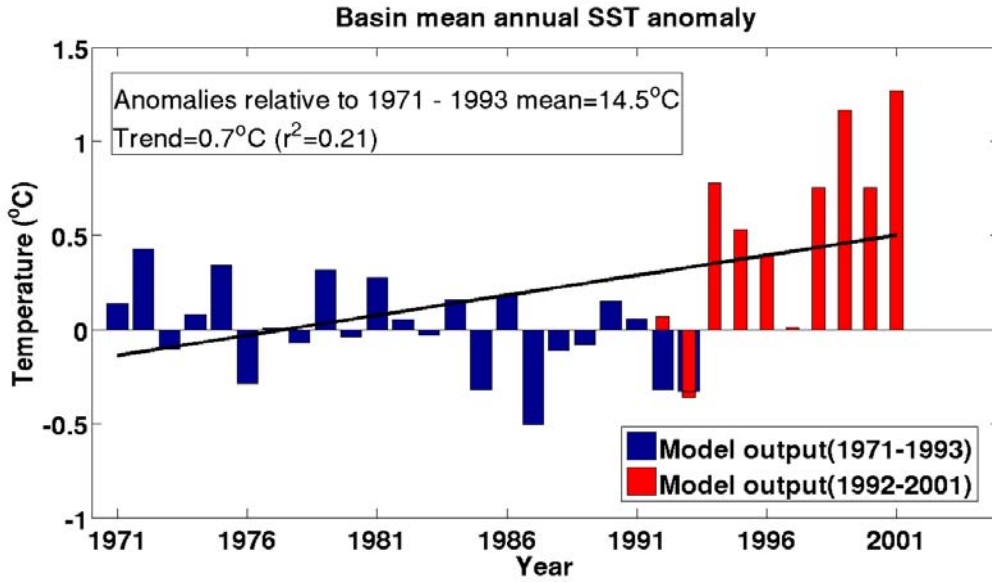
Şekil 7.3. Modeldeki kompartımanlar ve aralarındaki biyokimyasal ilişkilerin şeması

3. Model simülasyonları ve sonuçlar

3.1. Hidrodinamik

İlk ve ikinci model yıllık ortalama yüzey sıcaklığı sonuçlarına göre Karadeniz 1971 ile 2001 yılları arasında 0,7 °C'lık bir ısınma göstermiştir (Şekil 7.3). 1971-1981 arasındaki sıcak dönem, 1982-1993 arasındaki soğuk dönem ile 1994 ve sonrasında kapsayan sıcak dönem gözlemlerde (Oğuz ve diğ., 2006) olduğu gibi model sonuçlarında da gözlenmiştir. Şekil 7.4 te görüldüğü üzere yıllık ortalama yüzey suyu tuzluluk değerleri az önce bahsedilen dönemlerde giderek azalarak 1971 ile 2001 arasında 0,4 lük bir azalma göstermiştir. Yüzey suyu tuzluluğunun ve sıcaklığının azalmasını doğal bir sonucu olarak yüzey suyu yoğunluğu 1971-2001 arasında 0,5 kg/m³ azalmıştır.

1971-2001 arasındaki yıllar için model sonuçlarının işlenmesiyle ortaya çıkan yıllık ortalama karışmış tabaka derinliğindeki yıllar arasındaki değişim Şekil 7.5 te görülmektedir.

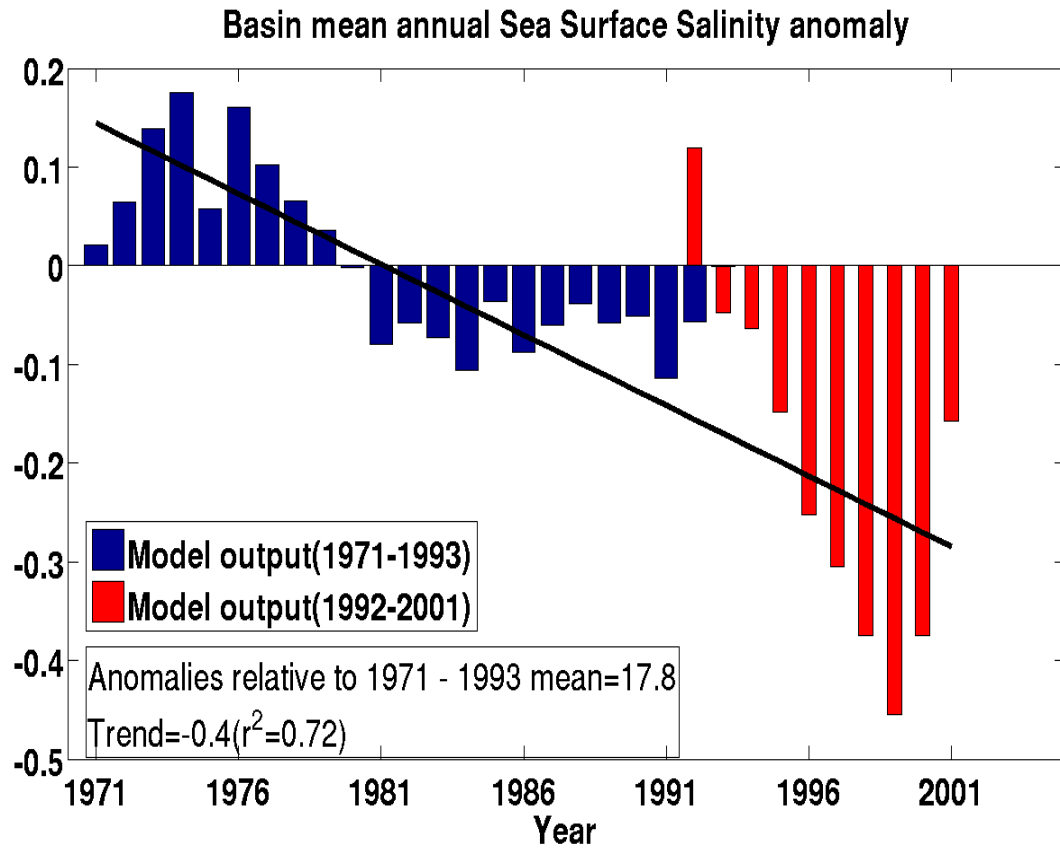


Şekil 7.4. Yıllık ortalama yüzey sıcaklığı değişimi (Korkmaz, 2011)

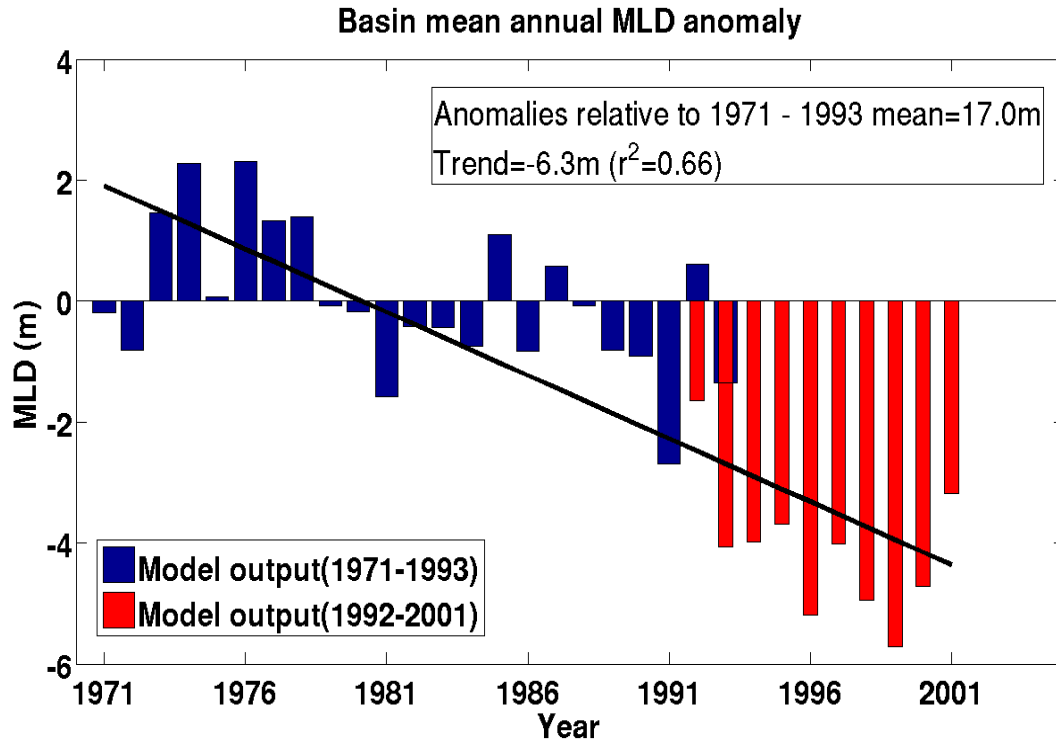
Karışmış ara tabaka derinliği yıllar içerisinde 6,3 metrelik bir azalma göstererek 14 m seviyelerine kadar gerilemiştir. Bununla birlikte, yıllık maksimum karışmış ara tabaka derinliği yıllar arasında benzer değişiklikler göstererek yaklaşık 20 metrelik bir azalmayla 50 m seviyelerinden 30 m seviyelerine gerilemiştir.

Şekil 7.6’da görüldüğü gibi yıllık ortalama soğuk ara tabaka kalınlığı model sonuçlarına göre 1971 ile 2001 arasında 7,3 metrelik bir incelmeye gösterirken yüzey sıcaklığı için gözlemlenen sıcak-soğuk-sıcak dönemler ayrılabilir. Aynı süreçte soğuk ara tabakanın üst sınırında 5,6 metrelik ve alt sınırında 12,9 metrelik bir sıkışma eğilimi gözlenirken yıllık ortalama soğuk ara tabaka sıcaklığında 0,6 °C’lik bir soğuma gözlenmiştir.

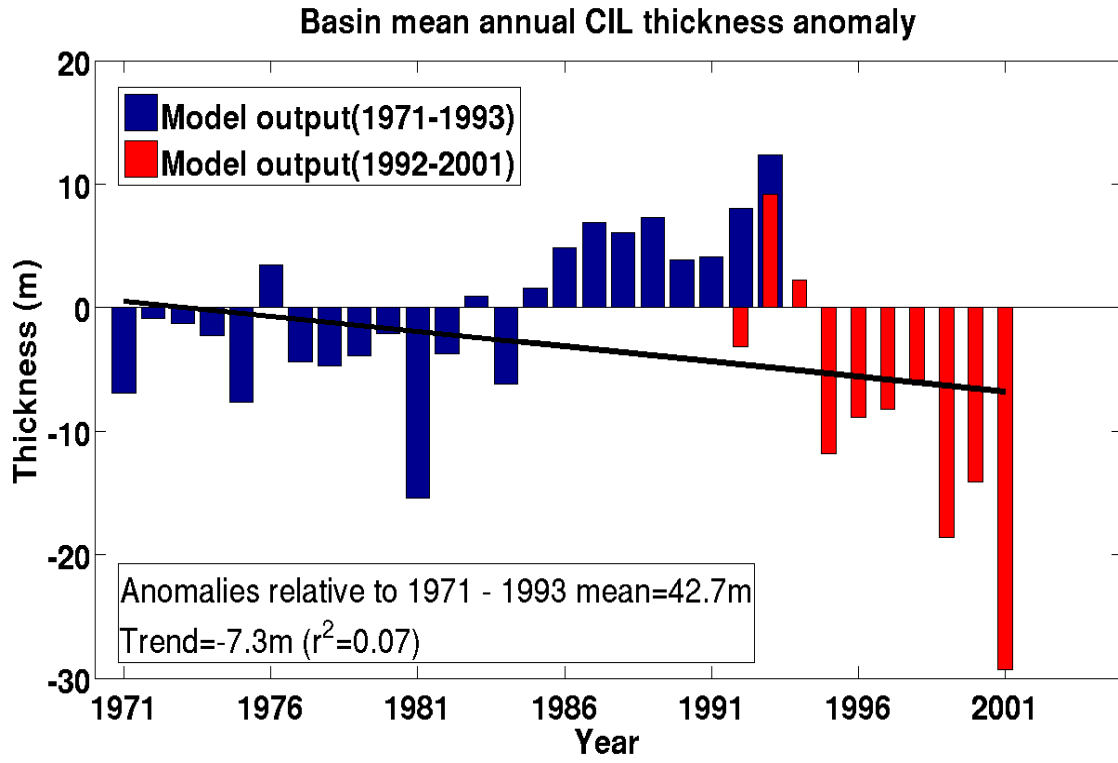
Şekil 7.7’de görülen akıntı düzeni yıllar içerisinde fazla bir değişiklik göstermemesine karşın ECMWF tarafından hazırlanmış ERA-40 [2] verilerinin incelenmesiyle hazırlanan Şekil 7.8’de görüldüğü gibi rüzgarın deniz yüzeyine uyguladığı stres yıllar arasında güçlü salınımlar göstermektedir.



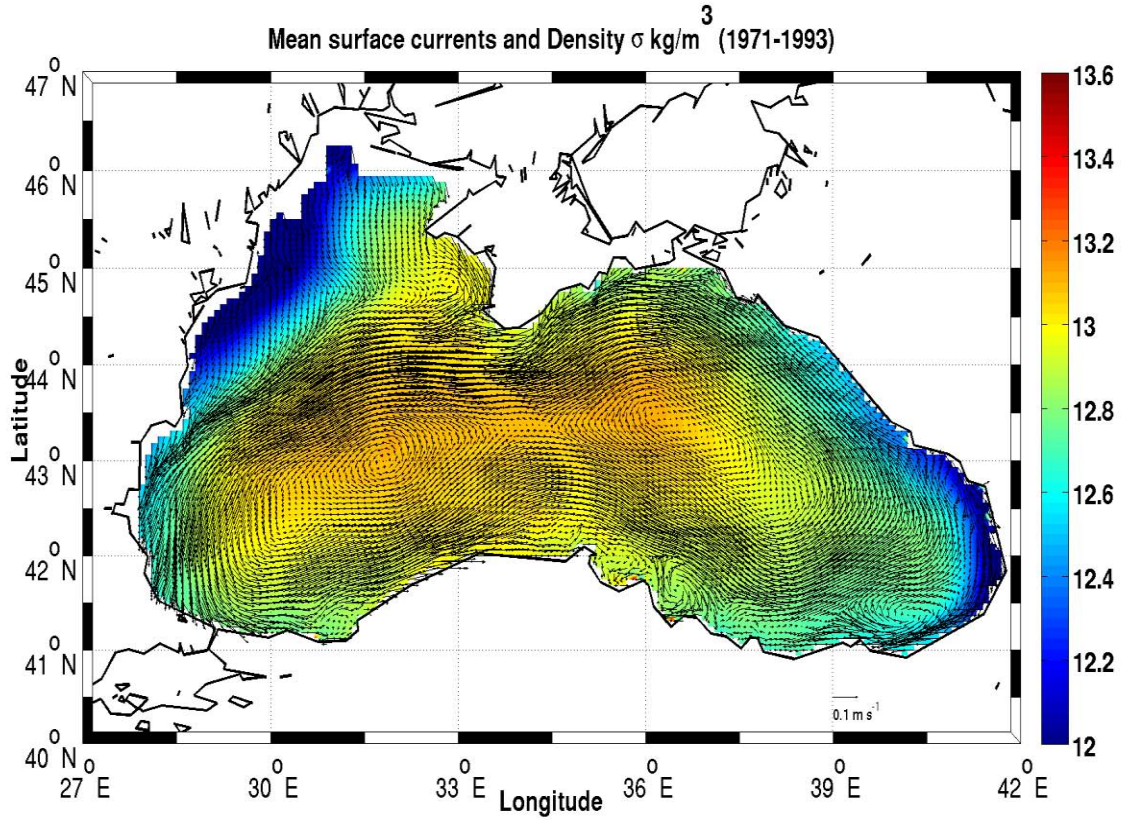
Şekil 7.5. Yıllık ortalama yüzey tuzluluğu değişimi (Korkmaz, 2011)



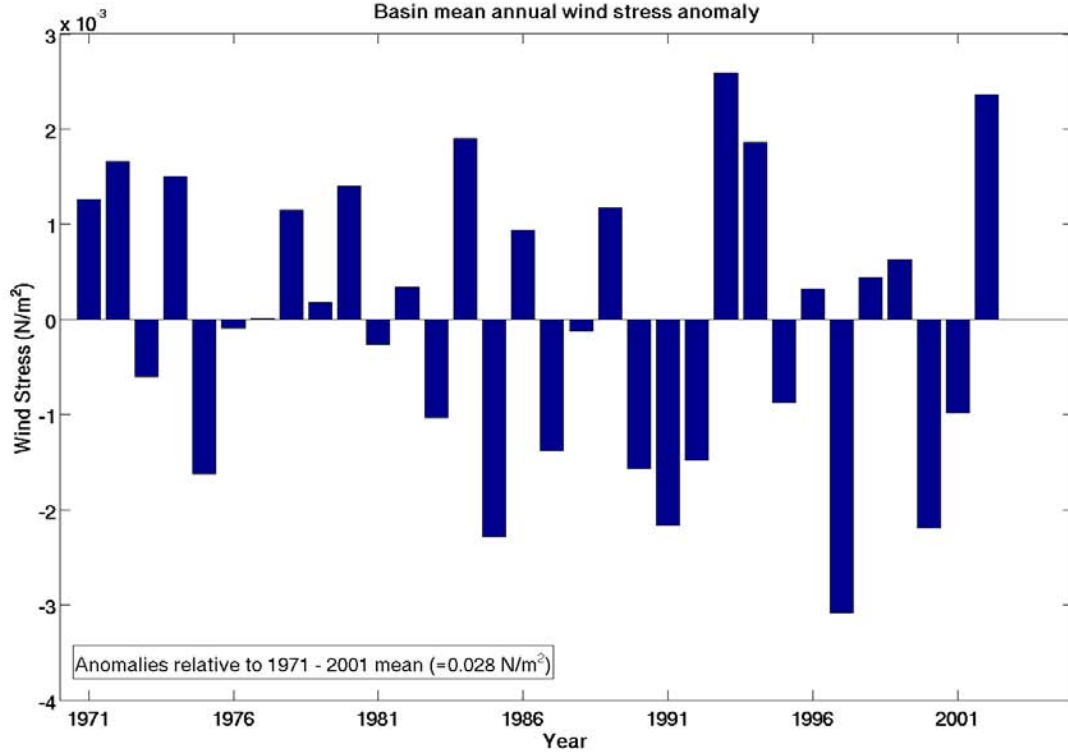
Şekil 7.6. Yıllık ortalama karışmış tabaka derinliği değişimi (Korkmaz, 2011)



Şekil 7.7. Yıllık ortalama soğuk ara tabaka kalınlığı değişimi (Korkmaz, 2011)



Şekil 7.8. 1971-1993 yılları ortalama akıntı ve yüzey yoğunluğu (Korkmaz, 2011)



Şekil 7.9. Yıllık ortalama rüzgar stresi değişimi (Korkmaz, 2011)

3.2. Ekosistem dinamiği

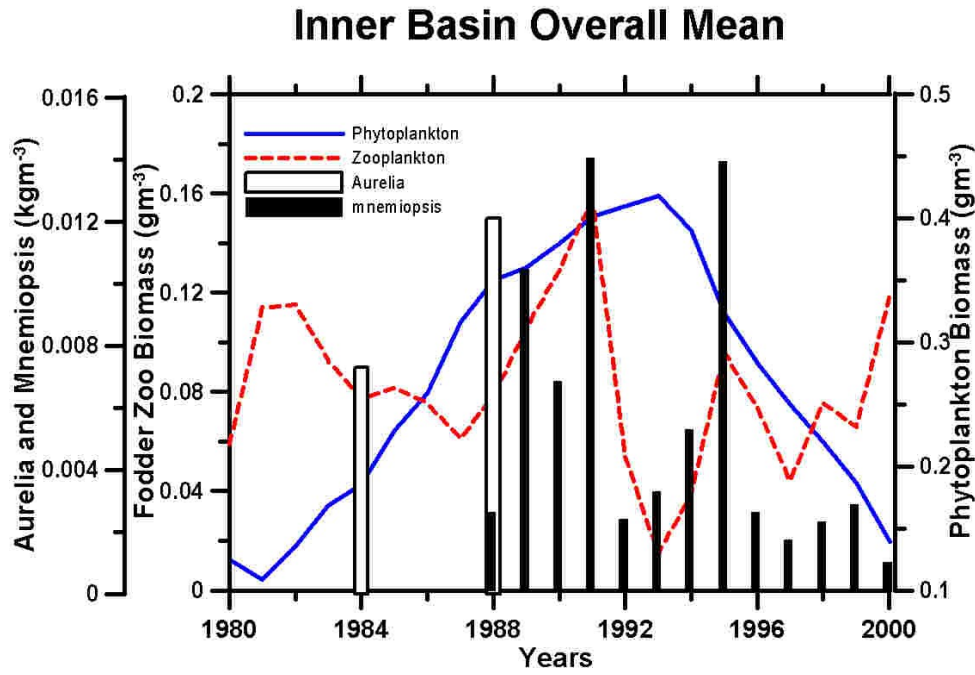
Karadeniz'in ekosistem dinamiklerinde yıllara ve bölgelere göre önemli farklılıklar gözlenmiştir. Bu farklılıkların en çarpıcı örnekleri iç basende (Şekil 7.10) ve Kuzeydoğu sahanlığında (Şekil 7.11) ölçülen jelatinimsi organizmalar, trofik zooplankton ve fitoplankton biyokütle değerlerinin bu iki bölge arasındaki ve yıllar içerisindeki değişimlerinde gözlenmektedir. Fitoplankton biyokütlesi ele alındığında, Kuzeybatı sahanlığında ölçülen değerler iç basene kıyasla on kat daha fazladır. Bu durumun başlıca nedenleri, Kuzeybatı sahanlığının Tuna, Dinyeper ve Dinyester gibi önemli miktarda besin tuzu taşıyan nehirler tarafından beslenmesi ve sığ olan bu sahanlıkta su kolonundaki karışımın dibe çöken besin tuzlarının tekrar su kolonuna aktarmasıdır (Ref: BSC, 2008 Chapter 12). Bu üretimin bir sonucu olarak, Kuzeybatı sahanlığında ikincil üretim daha fazladır. Fakat, Şekil 7.10 ve 11'de görüldüğü üzere trofik zooplankton biyokütle seviyelerinde iç basen ve Kuzeybatı sahanlık arasında önemli bir farklılık bulunmamaktadır. Bunun nedeni, jelatinimsi organizmaların neden olduğu predasyon (yeme) baskısıdır. Jelatinimsi organizmaların ölçülen biyokütle aralıkları, fitoplankton biyokütle değerlerine benzer olarak, Kuzeybatı sahanlığında iç basene kıyasla on kat daha fazladır. Bu durum sahanlıktaki zooplankton üzerinde önemli bir baskı oluşturduğundan her iki bölge arasında trofik zooplankton biyokütle değerlerinde önemli farklılıklar gözlenmemiştir.

Bu iki bölge arasında yıllar baz alındığında görülmektedir ki, 1988 – 1995 yılları arasında her iki bölgede de jelatinimsi organizma biyokütle değerleri önemli bir ölçüde artmıştır. Buna bağlı olarak trofik zooplankton biyokütle değerleri bu dönemlerde azalmalar göstermiştir. Bu sayede fitoplankton üzerinde azalan zooplankton predasyon baskısı

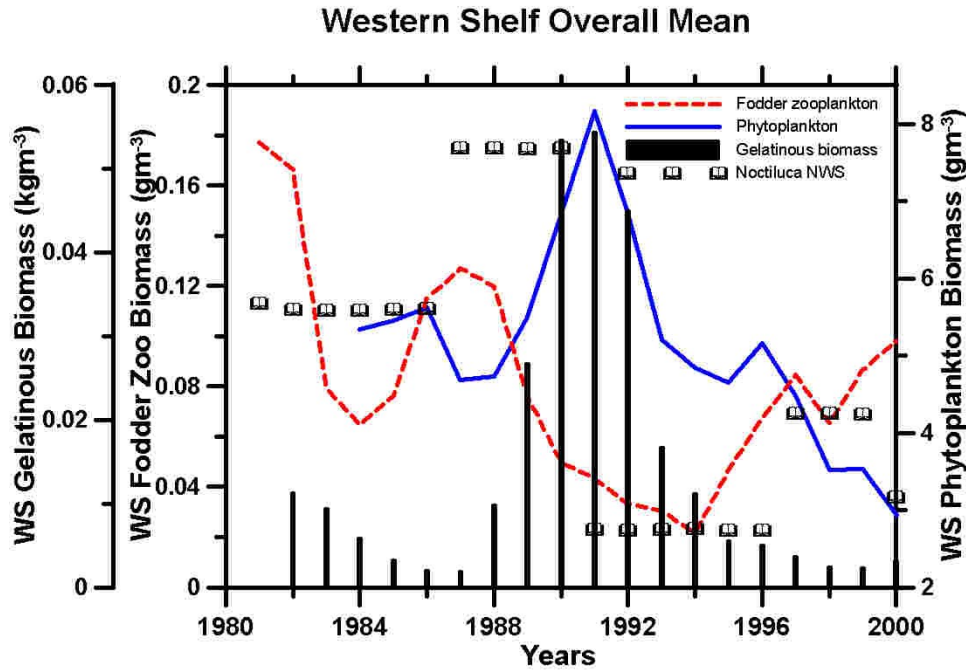
sonucu, fitoplankton biyokütle değerleri oldukça yüksek ölçülmüştür. Bununla birlikte fitoplankton biyokütlesindeki bu artmanın gözlenebilmesi, azalan zooplankton biyokütlesi sebebiyle olsa da, fitoplankton biyokütlesindeki bu artışın olası nedeni, bu yıllara denk gelen dönemde artan besin tuzu girdisi ve su kolundaki karışımdır (Ref: BSC, 2008 Chapter 1). Bu dönemde özellikle 1980li yılların sonunda etkisini gösteren pozitif NAO ve dolayısıyla yüksek oranda karışım Karadeniz üst tabaklarına besin tuzu girdisini artırmıştır.

Tablo 7.2. Karadeniz ekosistemi ile ilgili değişkenlerin zaman içerisindeki değişimlerin eldeki veriler ile özetlenmiş hali.

	Bakir (<1970)	Ötrofikasyon (1975-1992)	Post – ötrofikasyon (1993-2005)
DIN	1 μM	8 μM	7 μM
SiO₄	35-45 μM	20-25 μM	20-25 μM
PO₄	< 2 μM	3-8 μM	< 2 μM
Fitoplankton	< 3.0 g m ⁻³	10-20 g m ⁻³	~5 g m ⁻³
Trofik zooplankton	250 mg m ⁻³	75-150 mg m ⁻³	50-100 mg m ⁻³
Aurelia+Mnemiopsis	50 mg m ⁻³	up to 3000 mg m ⁻³	< 500 mg m ⁻³
Toplam Balık Avı	15 x 10 ³ tons	5-15 x 10 ³ tons	2 x 10 ³ tons
Balıkla beslenen balık oranı %	40-50	30-15	< 10

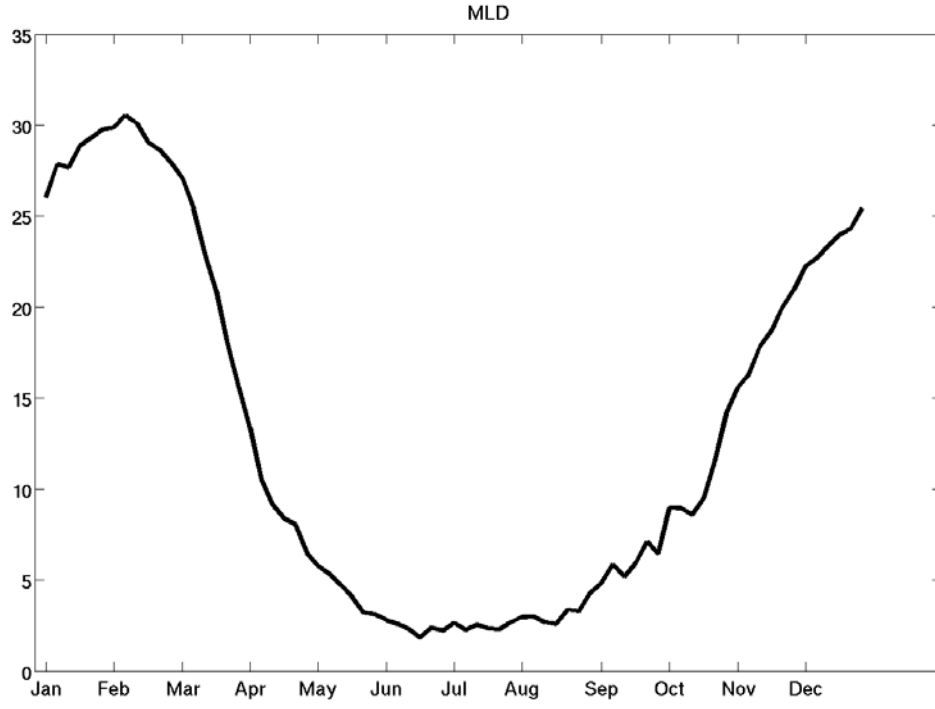


Şekil 7.10. Karadeniz'in iç baseninde ölçülen *Aurelia*, *Mnemiopsis*, trofik zooplankton ve fitoplankton ortalama biyokütle değerlerinin eldeki veriler ışığında yıllara göre değişimi.

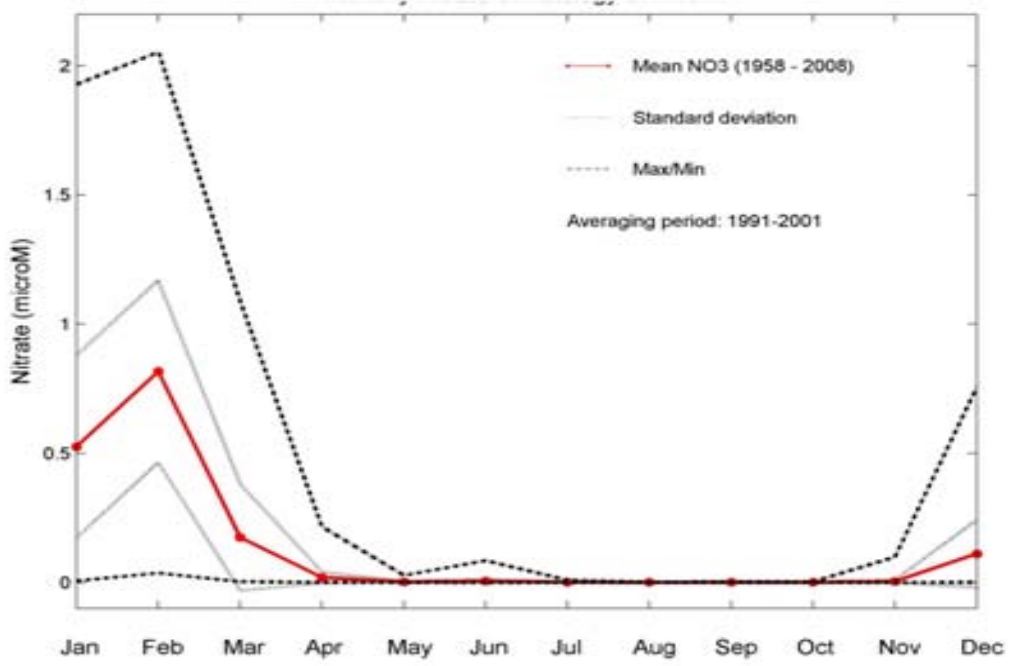


Şekil 7.11. Karadeniz'in Kuzeybatı sahanlığında ölçülen *Aurelia*, *Mnemiopsis*, trofik zooplankton ve fitoplankton ortalama biyokütle değerlerinin eldeki veriler ışığında yıllara göre değişimi

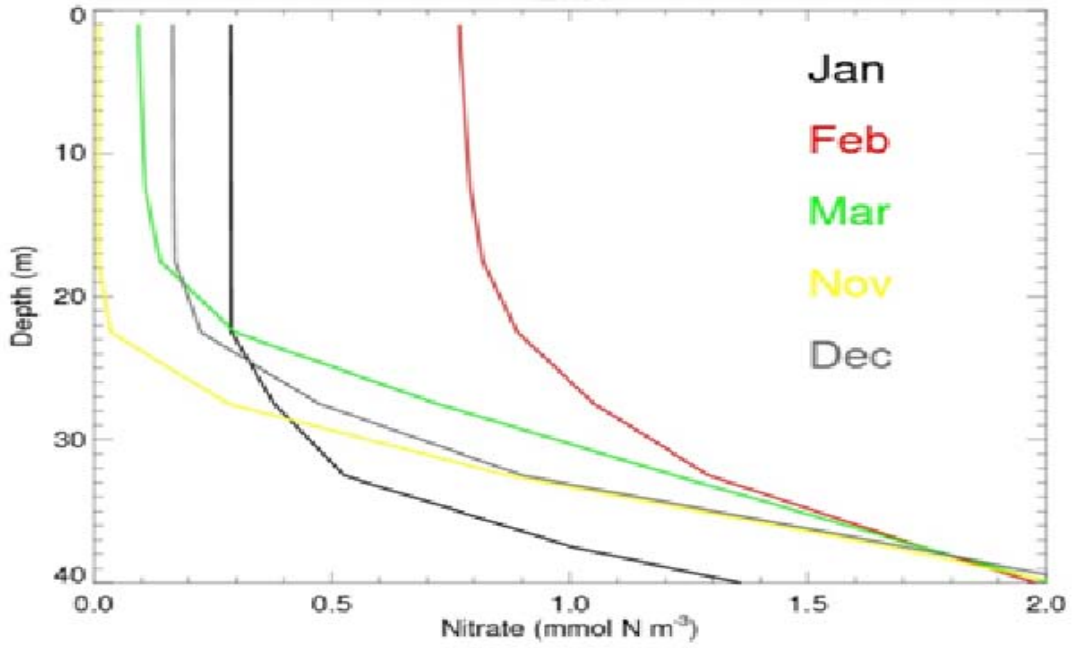
Yıllık döngüye bakıldığı zaman çalışma dönemindeki limitleyici besin tuzu nitrat su kolonunun ilk 20 metresinde Mayıs ve Eylül ayları arasında bulunmamaktadır (Şekil 7.13 ve 14). Kasımda karışmış tabaka 20 metreyi aşınca (Şekil 7.12) yüzey suları tekrar nitrat ile dolmaya başlayıp ilkbahar klorofil artışı ile çakışarak Şubat ayı başlarında en yüksek seviyelerine gelmektedir (Şekil 7.13 ve 14).



Şekil 7.12. Yıl içerisindeki karışmış ara tabaka derinliği değişiminin model sonuçlarına göre 1992 – 2001 yılları arasındaki iklimsel ortalaması.



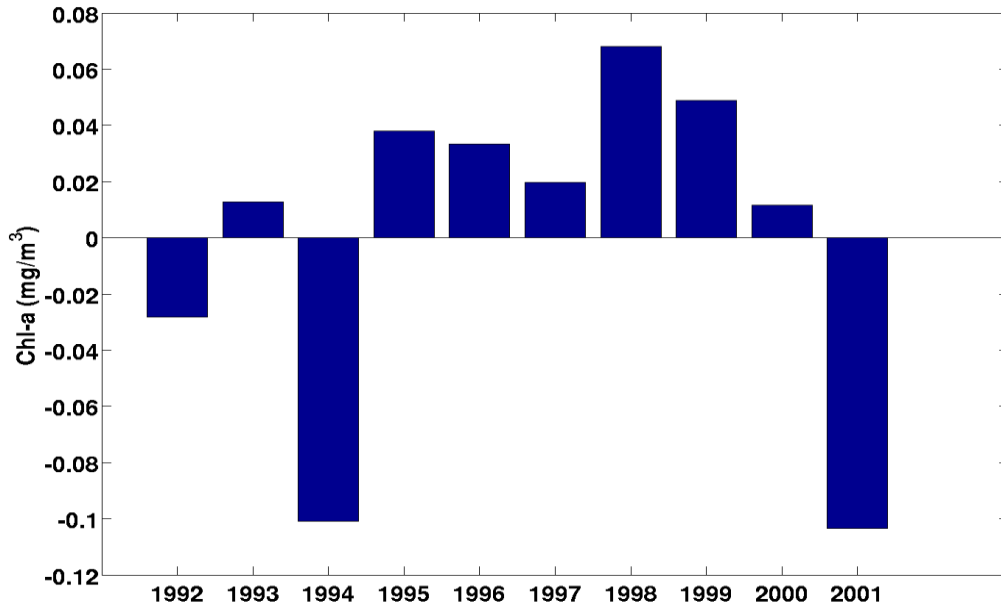
Şekil 7.13. Yıl içerisindeki yüzey Nitrat yoğunluğu değişiminin model sonuçlarına göre 1992 – 2001 yılları arasındaki iklimsel ortalaması.



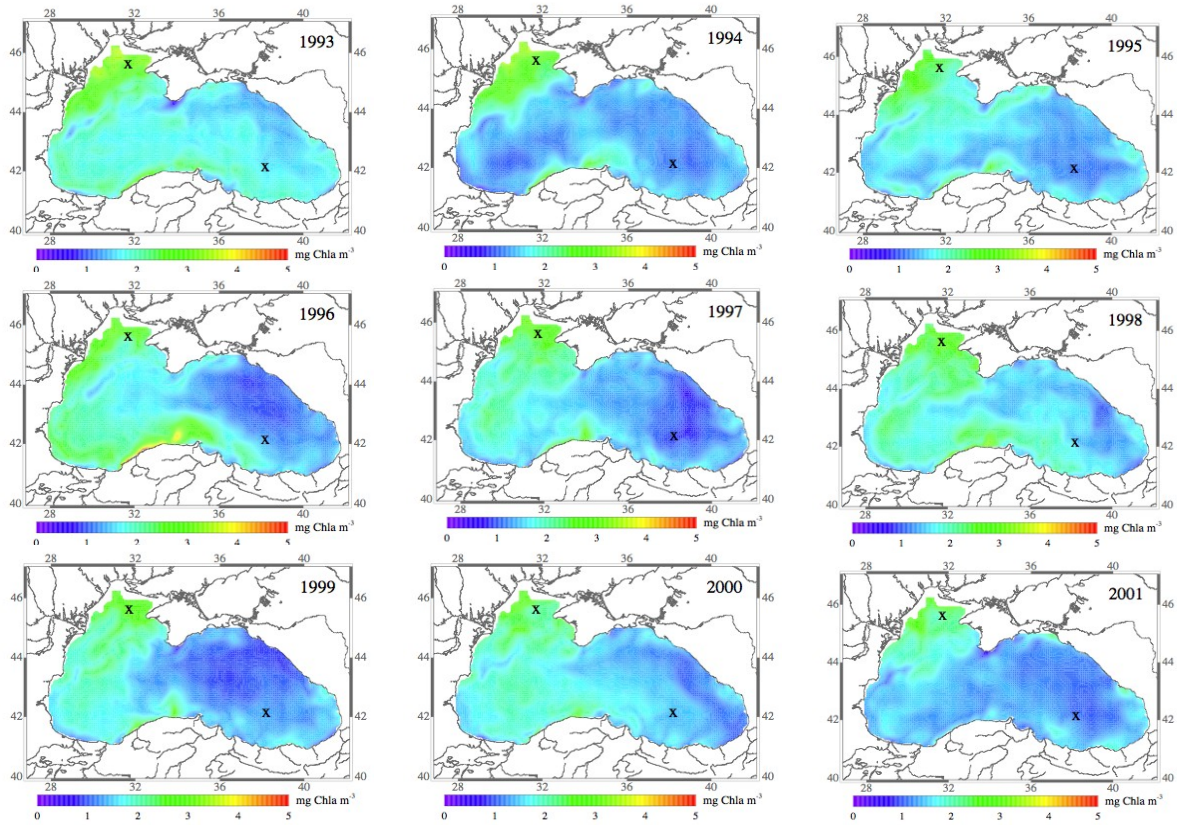
Şekil 7.14. Su kolonundaki Nitrat yoğunluğu değişiminin model sonuçlarına göre 1992- 2001 yılları arasındaki iklimsel ortalamasının aylara göre dağılımı.

İklim değişimlerinin ekosistem üzerindeki etkilerini görebilmek için ekosistem modeli 1992-2001 yılları arasında başarı ile çalıştırılmıştır (Şekil 7.15-19). İklimsel değişimler özellikle hidrodinamik modelini etkilemekte ve dolayısıyla ekosistemi yönlendirmektedir ama bunun yanı sıra ekosistem dinamiklerini de doğrudan etkileyebilmektedir. Örneğin model denklemlerinde canlıların büyüme eğrileri sıcaklıktan etkilenmektedirler. Fiziksel değişimlerin ekosistem sonuçları üzerinde yansımaları birebir olmamaktadır (ör. Şekil 7.15). Bunun ötesinde basen dağılımları da bölgesel ve zamansal farklılıklar göstermektedir (ör. Şekil 7.16) . Her ne kadar iklimsel değişiklikler etkili olsa da bu değişimlerim yarattığı farklılıklar akıntı dinamiği, karışım, sıcaklık, nehir besin tuzu girdisi gibi birçok etkenden kaynaklanabilmektedir.

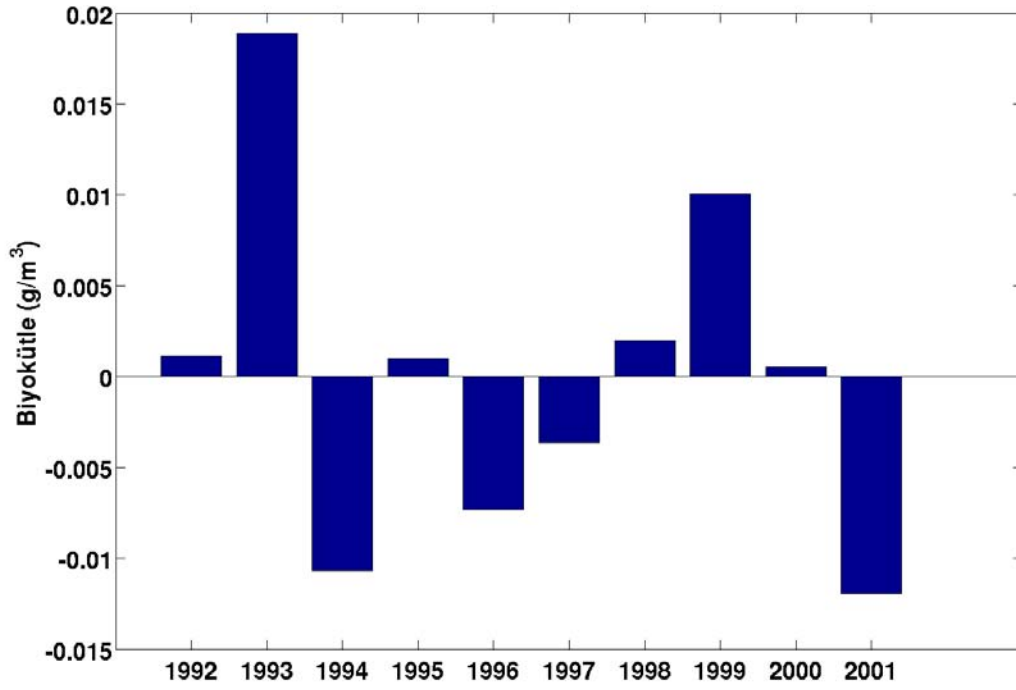
İklim salınımları, ekosistem modelinin çalıştırıldığı 10 yıllık dönem içinde dahi ciddi değişimler göstermiş ve bu değişimler Karadeniz ekosistemini etkilemiştir. Yukarıda da belirtildiği üzere iklimsel değişimlerin yarattığı farklı dinamiklerin ekosistem üzerindeki etkilerini ayırtmak oldukça zordur. Belirli yılları ve bölgeleri baz alarak analizler yapmak daha yerinde olur, yalnız bu tür detaylı analizler bu çalışmanın amaçlarının ötesindedir ve ciddi bir çalışma süreci gerektirir. Buna rağmen yukarıda verilen analizler iklimsel salınımların ekosistemin genelini etkilediğini açıkça göstermektedir. Özellikle Şekil 7.5 ve 7'den görüleceği üzere 1993 yılı ve 2001 yılı arasında ciddi fiziksel farklılık vardır. 1993 yılı soğuk bir yıl olarak kabul edilirken 2001 yılı tam tersi sıcak bir yıl olarak gözlenmiştir. Şekil 7.15 ve 17'den görüleceği üzere klorofil ve zooplankton değerleri soğuk yılda yüksek ve sıcak yılda düşük olacak şekilde paralel değişimler göstermişlerdir. Soğuk yıldaki yüksek değerlerin etkisi basen bazında da açıkça görülmektedir (Şekil 7.16 ve 18). Daha üst trofik seviyedeki jelatinimsi organizmalar ise hem değişen sıcaklıktan hemde değişen besinden (zooplankton) ciddi şekilde etkilenmektedirler bu iki etken birbirini dengelediğinden ötürü bu iki yıl arasında biyokütlelerinde ciddi bir değişim olmamıştır (Şekil 7.19).



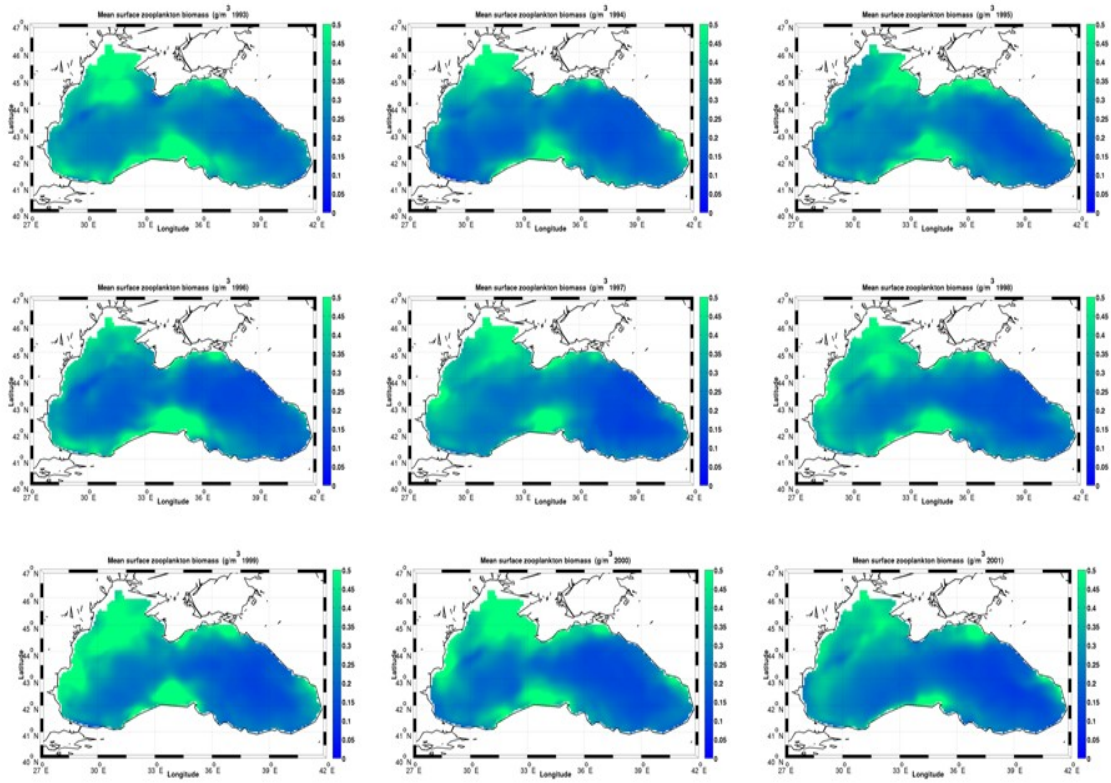
Şekil 7.15. Yıllık basen ortalaması Chl-a yoğunluğu değişimi (1992 -2001 yılları arasındaki 0,9 mg/m³ ortalamasına göre çizilmiştir, model sonuçları).



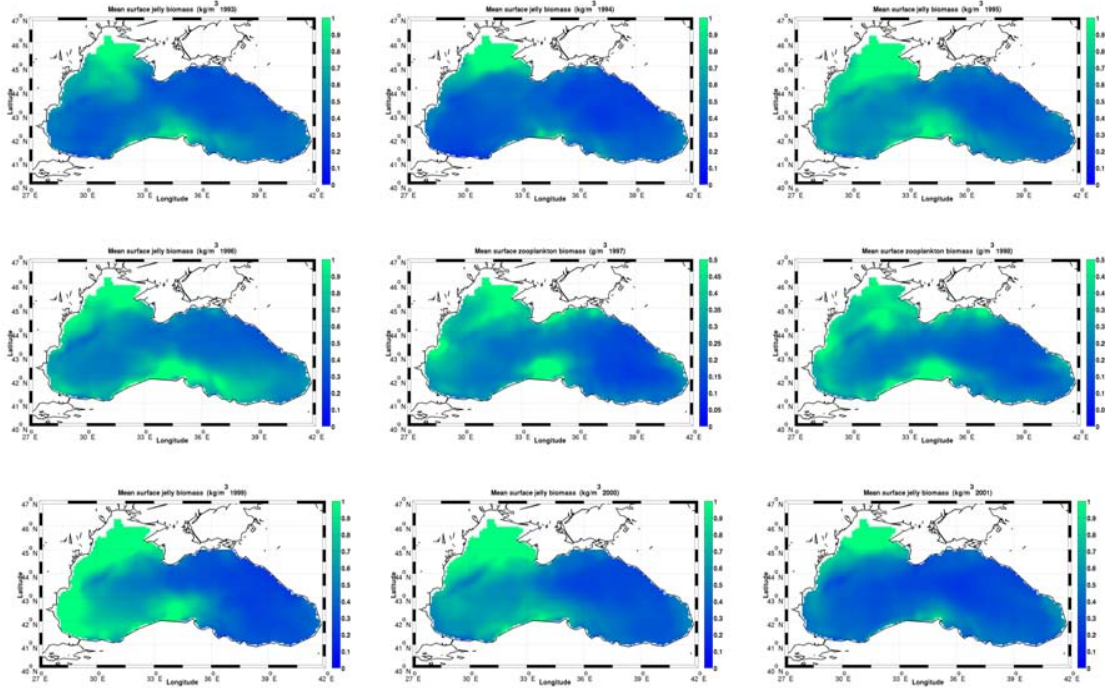
Şekil 7.16. Model yıllık ortalama Chl-a yoğunluğu değişimi (1993-2001)



Şekil 7.17. Yıllık basen ortalaması model sonucu zooplankton biyokütle yoğunluğu değişimi (1992 -2001 yılları arasındaki 0,15 g/m³ ortalamasına göre çizilmiştir).



Şekil 7.18. Yıllık ortalama model sonucu zooplankton biyokütle yoğunluğu değişimi (1993-2001)



Şekil 7.19. Yıllık ortalama model sonucu *Aurelia* ve *Mnemiopsis* biyokütle yoğunluğu değişimi (1993-2001)

4. Tartışma ve son sözler

1971 – 2001 arası gerçekleştirilen simülasyonlar sonucunda, kesin sınırları belli olmamakla birlikte sıcaklık, tuzluluk, karışmış tabaka ve soğuk ara tabaka derinlikleri (Şekil 7.4, 5, 6 ve 7) dikkate alındığında Karadeniz’in üç farklı dönem geçirdiği gözlenmektedir. Bu dönemler yaklaşık olarak 1971 ve 1980’lerin başlangıcı, 1980’lerin başlangıcı ve 1990’ların başlangıcı, ve de 1990’ların başlangıcı ve 2001 yılları arasında tanımlanabilir. Bu dönemler, giriş kısmında belirtildiği üzere atmosferik ölçümler sonucu halihazırda tanımlanmış olan sırasıyla sıcak – soğuk –sıcak dönemlerine tekabül etse de, model sonuçları göstermektedir ki 1971’den günümüze Karadeniz baseninde anlamlı bir ısınma eğilimi söz konusudur. Bu ısınma, global ölçekte gerçekleşen iklimsel fenomenlerin dinamikleri sonucunda gerçekleşmiştir ve bu projenin kapsamı dışında olduğundan burada detaylandırılmamıştır. Fakat, bu ısınmanın Karadeniz fiziksel oşinografisine yansımaları Şekil 7.5, 6, 7 ve 12’de görüldüğü üzere karışan tabaka ve soğuk ara tabaka derinliklerinde sıkışma, yüzey tuzluluk değerlerinde azalma sonucu artan tabakalaşma eğilimlerine neden olmuştur. Su kolonunun değişen bu özellikleri tüm dünya okyanus sistemlerinde olduğu gibi Karadeniz ekosistemi için de son derece önemli olan besin tuzu biyojeokimyasal dinamiklerini etkilemiştir (Şekil 7.13 ve 14). Bu da, birincil üreticilerden başlayarak adeta bir merdivenin basamakları gibi Karadeniz’in tüm besin zincirindeki canlılara kadar etki etmiş (Şekil 7.10, 11, 15, 16, 17, 18 ve 19) ve nihayetinde balıkçılık faaliyetlerini önemli ölçüde etkileyerek yıllar içerisinde ülkemizin ekonomisinde önemli değişiklikler yaratmıştır. Bu da göstermektedir ki, bu çalışmada olduğu gibi üç boyutlu fiziksel-ekosistem modelleri çiftleriyle gerçekleştirilen simülasyonları, bu gibi etkilerin ön görülmesinde önemli bir erken uyarı sistemi olarak kullanılabilir. Çalışmamız, Karadeniz’de böyle bir erken uyarı sisteminin oluşturulmasında temel bileşen olan, veri setleriyle doğrulanmış bir üç boyutlu fiziksel-ekosistem model aracını Karadeniz iklim ve ekosistem dinamikleri için hazır hale getirmiştir.

BÖLÜM 8

PROJENİN GENEL DEĞERLENDİRMESİ, ÖZGÜN DEĞERİ VE BEKLENEN ETKİLERİ

Ülkemizde, iklim değişimlerinin denizlerimiz üzerinde tarattığı fiziksel ve biyojeokimyasal etkiler konusundaki bilimsel çalışmalar çok kısıtlı sayıdadır. Bu nedenle söz konusu projenin bu boşluğu kısmen doldurması amaçlamıştır. Ancak, projenin, uluslararası ikili işbirliği kapsamında Rus paydaşlarla beraberce gerçekleştirilmesi ve bütçesinin kısıtlı olması nedeniyle çalışmanın kapsamı ve süresi gerektiğinden daha dar tutulmuştur. Ancak, proje önerisindeki verilen sözlerin, Rus paydaşlar ile aramızdaki iletişim düzeyinin beklenen ölçüde olmamasına rağmen, büyük ölçüde başarı ile gerçekleştirildiği söylenebilir. En büyük sıkıntı, verdikleri sözlere rağmen, Rus partnerlerin Ege Denizine ilişkin bulgu derlemelerinde oluşmuştur. Ancak, Ege Denizindeki verilerin Karadenize göre çok daha az olması uluslar arası bilimsel camiada herkes tarafından bilinen bir gerçektir. Bu nedenle, Ege Denizi çalışmaları Karadeniz kadar geniş kapsamlı olamamıştır.

Bu çalışmanın özgünlük açısından aşağıdaki değerleri taşıdığı söylenebilir:

- (1) Karadeniz ve Ege Denizine ilişkin eldeki bulguların içeriği hakkında kapsamlı ve yeni bir bulgu envanteri çıkarılması,
- (2) iklimsel değişimlere bağlı olarak uğradıkları değişimler hakkında kavramsal bir çerçevenin çizilmesi,
- (3) ekosistemleri ile iklimsel değişimler arasındaki dinamik dengelerin ve etkileşimlerin kantitatif analizini ve yorumunu içeren kuramsal modeller geliştirilmesi.

Daha genel bir perspektiften bakıldığında ise proje çalışmalarının,

- (1) son yıllarda tüm çıplaklığı ile ortaya çıkan iklim değişiklikleri ve bunların ülkemizi çevreleyen denizlerimiz üzerindeki etkilerine yönelik araştırmalara bir ivme kazandırma,
- (2) şimdiye kadar büyük ölçüde ihmal edilen bu konunun bilimsel bir zemine oturtulmasına katkıda bulunma potansiyeli olması projenin önemli özgün değerlerini oluşturduğu söylenebilir.

Proje konusunun, bu aşamada, TÜBİTAK tarafından ağırlıklı olarak önem verildiği düşünülen ekonomik ve/veya teknolojik bir boyutu ve getirisi bulunmamaktadır. Ancak bu tür temel bilimsel araştırmaların gerçekleştirilmesi, denizlerimizdeki ekonomik potansiyellerin sürdürülebilir bir şekilde işletilmesine yönelik uygulama politikalarının oluşturulmasına yön verecektir. Örneğin, bu tür bir bilimsel altyapı oluşturulmadan Karadenizdeki balık avcılığına yönelik stok tayinlerinin tutarlı bir biçimde yapılması mümkün değildir. Genel iklim koşullarının tam olarak bilinemediği durumlarda denizlerimize yönelik sağlıklı enerji politikalarının oluşturulması beklenmemelidir. Bu tür çalışmalar, Akdeniz havzasındaki birçok ülkede (örneğin, İspanya, Fransa, İtalya), enerji üretimi, balıkçılık, turizm gibi birçok alanlardaki ülke politikalarının belirlenmesinde etkin biçimde rol almakta ve uygulanmaktadır. Ayrıca, ülkemiz Birleşmiş Milletler nezdinde imzaladığı anlaşmalar çerçevesinde Ulusal İklim Raporunu hazırlamakla yükümlüdür. Bu nedenle bu projenin çıktıları hazırlanmakta olan Ulusal İklim Raporu için önemli bir veri seti oluşturmakta ve bu rapora katkı sağlayan Prof. Temel Oğuz tarafından kullanılmaktadır. Ayrıca bu çalışmalar Avrupa bilim Vakfı'nın ve Avrupa Birliğinin yürüttüğü iklim çalışmalarının Karadeniz bölümünün temel taşlarını oluşturmaktadır (bak. Philppart ve diğ.. 2011).

Ege Denizindeki bulgu eksikliğimiz, ve bu proje kapsamındaki tüm bilimsel atıfların Yunanlı bilim insanlarına yapılması ülkemizin bu konudaki geri kalmışlığının ve yetersizliğinin en önemli göstergesi olup bu tür çalışmalar şiddetle özendirilmelidir.

KAYNAKÇA

- Allan, R., J. Lidesay & D. Parker. 1996. El Nini Souther Oscillation and climate variabilty. CSIRO. Collingwood, Australia.
- Baeta, F., Costa, M.J. ve Cabrala, H. 2009. Changes in the trophic level of Portuguese landings and fish market price variation in the last decades. Fish. Res., 97, 216-222.
- Barale, V., Jaquet, J.-M., Ndiaye, M., 2008. Algal blooming patterns and anomalies in the Mediterranean Sea as derived from the SeaWiFS dataset (1998–2003). Remote Sensing Environ. 112, 3300–3313.
- Belevich, R.R. ve Orlova, I.G. 1997. Inter-annual variability of the hydrological-chemical characteristics in the north-western Black Sea shelf area over recent decades (1960-1990). Phys. Oceanogr. 8(2): 123-134.
- Belokopytov, V. 1998 Long-term variability of Cold Intermediate Layer renewal conditions in the Black Sea. In Ecosystem modeling as a management tool for the Black Sea, NATO Sci. Partnership Sub-ser., 2, vol. 47, edited by Ivanov, L and Oguz, T., Vol 2, 47-52pp, Kluwer Academic Publishers.
- Bhathal, B. ve Pauly, D. 2008. 'Fishing down marine food webs' and spatial expansion of coastal fisheries in India, 1950–2000, Fish. Res., 91, 26–34.
- Bilgin, S. 2006. Evaluation of anchovy *Engraulis encrasicolus* fishery during 1985-2005 along the Turkish coast of the Black Sea in respect to fisheries biology (in Turkish). Erciyes Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, 22, 213-222.
- Black Sea Commission Report. 2008. State of the Environment of the Black Sea (2001-2006/7). Oguz T (ed) The Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution publication, Istanbul.
- Branch, T.A., Watson, R., Fulton, E.A., Jennings, S., McGilliard, C.R., Pablico, G.T., Ricard, D. ve Tracey S.R. 2010. The trophic fingerprint of marine fisheries. Nature 468, 431-435. doi:10.1038/nature09528.
- C.J.M. Philippart, R. Anadón, R. Danovaro, J.W. Dippner, K.F. Drinkwater, S.J. Hawkins, T. Oguz, G. O'Sullivan, P.C. Reid 2011 Impacts of climate change on European marine ecosystems: Observations, expectations and indicators. Journal of Experimental Marine Biology and Ecology, 400, 52–69.
- Chavez, F.P., J. Ryan, S.E. Lluch-Cota, M.Niquen 2003 From anchovies to sardines and back: multidecadal changes in the Pacific Ocean. Science, 299, 217-221.
- Cociasu A, Lazar L, Vasiliu D 2008 New tendency in nutrient evolution from Romanian coastal waters. Cercetari marine 38: 7-23

Coll, M., Libralato, S., Tudela, S., Palomera, I. ve Pranovi, F. 2008. Ecosystem overfishing in the ocean. PLoS one, 3: e3881.

Coll, M., Santojanni, A., Palomera, I. ve Arneri, E. 2009. Food-web dynamics in the north-central Adriatic marine ecosystem (Mediterranean Sea) over the last three decades. Marine Ecology Progress Series 381: 17–37.

Conversi, A., S. Piontkovski, S. Hameed 2001 Seasonal and interannual dynamics of calanus finmarchicus in the Gulf of Maine (Northeastern US shelf) with reference to the North Atlantic Oscillation. Deep-Sea Res. II, 48, 519-530.

Cullen, H.M., and de Menocal, P.B. 2000 North Atlantic Influence on Tigris-Euprates streamflow. Int. J. Climatol., 20, 853-863.

Cury, P.M., Shannon, L.J., Roux, J-P., Daskalov, G.M., Jarre, A., Moloney, C.L. ve Pauly, D., 2005, Trophodynamic indicators for an ecosystem approach to fisheries. ICES J. Mar. Sci., 62, 430-442.

Daskalov, G.M., Grishin, A.N., Rodianov, S. ve Mihneva, V. 2007. Trophic cascades triggered by overfishing reveal possible mechanisms of ecosystem regime shifts. PNAS, 104: 10518-10523.

Daskalov, G.M., Grishin, A.N., Rodianov, S. ve Mihneva, V., 2007. Trophic cascades triggered by overfishing reveal possible mechanisms of ecosystem regime shifts. PNAS, 104, 10518-10523.

Demirov, E., Pinardi, N., 2002. Simulation of the Mediterranean Sea circulation from 1979 to 1993: part I the interannual variability. J. Mar. Syst. 33–34, 23–50.

Dippner, F.W., and M. Voss 2004 Climate reconstruction of the MWP in the Blactic Sea area based on biogeochemical proxies from a sediment record. Baltica, 17, 5-16.

Drinkwater, K.F., A. Belgrano, A. Borja, A. Conversi, M. Edwards, C.H. Greene, G. Ottersen, A.J. Pershing, H. Walker 2003 The response of marine ecosystems to climate variability associated with the North Atlantic Oscillation. In The North Atlantic Oscillation: Climatic significance and environmental impact. Geophysical Monograph 134, Edited by J.W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen, M. Visbeck, 211-233pp, published by the American Geophysical Union.

Erdogan, N., Duzgunes, E. ve Ogut, H., 2010. Black Sea fisheries and climate change. In: Climate forcing and its impacts on the Black Sea marine biota. No 39 in CIESM Workshop monographs (F. Brian, ed), Monaco, 113-120.

Folke, C., Carpenter, S., Walker, B., Scheffer, M., Elmqvist, T. ve Gunderson, L. 2004. Regime shifts, resilience, and biodiversity in ecosystem management. Annual Review of Ecology Evolution and Systematics 35: 557–581.

Freire, K. M.F. ve Pauly, D. 2010. Fishing down Brazilian marine food webs, with emphasis on the east Brazil large marine ecosystem. *Fisheries Research* 105, 57-62.

George, D.G. 2000. The impact of regional-scale changes in the weather on the long-term dynamics of *Eudiaptomus* and *Daphnia* in Estwaite Water, Cumbria. *Freshwater Biology*. 45:111-121.

Goryachkin, Yu. N., Ivanov, V. A., Lemesko, E. M., and Lipchenko, M. M. (2003) Application of the altimetry data to the analysis of water balance of the Black Sea. *Physical Oceanography*, 13, 355-360.

Gucu, A.C. (2002) Can overfishing be responsible for the successful establishment of *Mnemiopsis leidyi* in the Black Sea? *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 54, 439-451.

Halpern, B.S., Walbridge, S., Selkoe, K.A., Kappel, C.V., Micheli, F., D'agrosa, C., Bruno, J.F., Casey, K.S., Ebert, C., Fox, H.E., Fujita, R., Heinmann, D., Lenihan, H.S., Madin, E.M.P., Perry, M.T., Selig, E.R., Spalding, M., Steneck, R. ve Watson, R. 2008. A global map of human impact on marine ecosystems. *Science* 319: 948-952.

Hughes, T. P., Bellwood, D.R., Folke, C., Steneck, R.S. ve Wilson, L. 2005. New paradigms for supporting the resilience of marine ecosystem. *Trends in Ecology and Evolution* 20:380-386.

Hunt Jr. G. L., P. Stabeno, G. Walters, E. Sinclair, R.D. Brodeur, J.M. Napp, N.A. Bond (2002) Climate change and control of the southern Bering Sea pelagic ecosystem. *Deep-Sea Res. II*, 49, 5821-5853.

Hurrell, J. W. (1995) Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation, *Science*, 269, 676–679.

Hurrell, J.W. (1996) Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 665-668.

Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G., and Visbeck, M. (2003) An overview of the North Atlantic Oscillation. In *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*, Geophysical Monograph 134, Edited by J.W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen, M. Visbeck, 1-36pp, published by American Geophysical Union, Washington DC.

Ignatiades, L., Psarra, S., Zervakis, V., Pagou, K., Souvermezoglou, E., Assimakopoulou, G., Gotsis-Skretas, O., 2002. Phytoplankton size-based dynamics in the Aegean Sea (Eastern Mediterranean). *J. Mar. Syst.* 36, 11–28

Ilyin, Y.P. and Repetin, L.N. (2006) Long-term climatic trends in the Black Sea region and their seasonal features. *Proceedings of The First Biannual Scientific Conference: Black Sea Ecosystem 2005 and Beyond*, organized by Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution, May 2006, Istanbul.

Ivanov, L. ve Beverton, R. J. H. 1985. The fish resources of the Mediterranean. Part two: Black Sea. *Etud. Rev. CGPM/Stud. Rev. GFCM*.

Kang, S., S.Kim, and S-W, Bae (2000) Changes in ecosystem components induced by climate variability off the eastern coast of the Korean Peninsula during 1960-1990. *Progr. Oceanogr.*, 47, 205-222.

Kazmin, A.S. and Zatsepin, A.G. (2007) Long-term variability of surface temperature in the Black Sea, and its connection with the large-scale atmospheric forcing. *J. Mar. Syst.*, 68, 293–301.

Knudsen, S. ve Toje, H. 2008. Post-Soviet transformations in Russian and Ukrainian Black Sea fisheries: socio-economic dynamics and property relations. *Southeast European and Black Sea Studies*, 8, 17-32.

Knudsen, S., Zengin, M. ve Koçak, M.H. 2010. Identifying drivers for fishing pressure. A multi disciplinary study of trawl and sea snail fisheries in Samsun, Black Sea coast of Turkey. *Ocean and Coastal Management* 53, 252-269.

Korkmaz,A (2011) "The Impact of Climate Variability on The Physical Properties of the Black Sea for the Period 1971 – 2001". Master Thesis.

Kourafalou, V.H., Tsiras, K.P., 2007. A nested circulation model for the North Aegean Sea. *Ocean Sci.* 3, 1–16.

Krivosheya, V.G., Titov, V. B., Ovchinnikov, I.M., Kosyan, R.D., Skirta A.Yu. (2000) The influence of circulation and eddies on the depth of the upper boundary of the hydrogen sulfide zone and ventilation of aerobic waters in the Black Sea. *Oceanology (Eng. Transl.)*, 40, 767-776.

Kutiel H, Benaroch Y. 2002. North Sea-Caspian Pattern (NCP)– an upper level atmospheric teleconnection affecting the Eastern Mediterranean: identification and definition. *Theoretical and Applied Climatology* 71: 17–28.

Kutiel H, Maheras P, Turkes M, Paz S. 2002. North Sea-Caspian Pattern (NCP) – an upper level atmospheric teleconnection affecting the Eastern Mediterranean – implications on the regional climate. *Theoretical and Applied Climatology* 72: 173–192.

Langmead, O., McQuatters-Gollop, A., Mee, L.D., Friedrich, J., Gilbert, A.J., Gomoiu, M.T, Jackson, E.L., Knudsen, S., Minicheva, G. ve Todorova, V. 2009. Recovery or decline of the northwestern Black Sea: A societal choice revealed by socio-ecological modelling. *Ecological Modelling* 220(21): 2927-2939.

Lascaratos, A., Roether, W., Nittis, K., Klein, B., 1999. Recent changes in deep water formation and spreading in the eastern Mediterranean Sea: a review. *Prog. Oceanogr.* 44, 5–36.

Lees, K., Pitois, S. Scott, C., Frid, C. ve Mackinson, S. 2006. Characterizing regime shifts in the marine environment. *Fish and Fisheries* 7: 104–127.

Legendre, L., Demers, S., Lefaivre, D., 1986. Biological production at marine ergoclines. In: Nihoul, J.C.J. (Ed.), *Marine Interfaces Ecohydrodynamics*, vol. 42. Elsevier, Amsterdam, pp. 1–29.

Leslie, H.M., ve McLeod, K.L. 2007. Confronting the challenges of implementing marine ecosystem-based management. *Front. Ecol. Environ.* 5: 540-548.

Levin, P.S.F.M., Murawski, S.A., ve Fluharty, D. 2009. Integrated ecosystem assessments: developing the scientific basis for ecosystem-based management of the ocean. *PloS Biology*; 7: e1000014, doi:10.1371/journal.pbio.

Libralato, S., Coll, M., Tudela, S., Palomera, I. ve Pranovi, F. 2008. Novel index for quantification of ecosystem effects of fisheries as removal of secondary production. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 355, 107–129.

Lindegren, M., Mollmann, C., Nielsen, A. ve Stenseth, N.C. 2009. Preventing the collapse of the Baltic cod stock through an ecosystem-based management approach. *PNAS*, 106, 14722–14727.

Llope, M., Daskalov, G.M., Rouyer, T.A., Mihneva, V., Chan, K-S, Grishin A. N. ve Stenseth, N.C. 2010. Overfishing of top predators eroded the resilience of the Black Sea system regardless of the climate and anthropogenic conditions. *Global Change Biology*, doi: 10.1111/j.1365-2486.2010.02331.x.

Lotze H.K. ve diğ.2006. Depletion, degradation, and recovery potential of estuaries and coastal seas. *Science* 312: 1806-1809.

Lu, J., and R.J. Greatbatch (2002) The changing relationship between the NAO and northern hemisphere climate variability, *Geophysical Research Letters*, 29(7), 10.1029/2001GL014052.

Lykousis, V., Chronis, G., Tselepidis, A., Price, N.B., Theocharis, A., Siokou-Frangou, I., Van Wambeke, F., Danovaro, R., Stavrakakis, S., Duineveld, G., Georgopoulos, D., Ignatiades, L., Souvermezoglou, A., Voutsinou-Taliadouri, F., 2002. Major outputs of the recent multidisciplinary biogeochemical researches undertaken in the Aegean Sea. *J. Mar. Syst.* 33–34, 313–334.

Marshall, J., Kushnir, Y., Battisti, D., Chang, P., Hurrell, J., McCartney M., and Visbeck, M. (1997) A North Atlantic Climate Variability: phenomena, impacts and mechanisms. *Inter. Jour. Climatology*, 21(15), 1863-1898.

Maximov, V. ve Staicu, N. 2008. Evolution of demersal fish species catches from the Romanian marine area between 2000 and 2007. *Cercetari marine* 38:305-324.

McQuatters-Gollop, A., Gilbert, A.J., Mee, L.D., Vermaat, J.E., Artioli, Y., Humborg, C., Wulff, F. 2009. How well do ecosystem indicators communicate the effects of anthropogenic eutrophication? *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 82: 583-596.

MEDAR/MEDATLAS group, 2002. Mediterranean and Black Sea database of temperature, salinity and biogeochemical parameters climatological atlas. In: IFREMER, Brest, 4 CDROM.

Molinero, J. C., Ibanez, F., Nival, P., Buecher, E. and Soussi, S. (2005) North Atlantic climate and northwestern Mediterranean plankton variability. *Limnol. Oceanogr.*, 50(4), 1213-1220.

Moncheva, S., Gotsis-Skretsas, O., Pagou, K., Krastev, A., 2001. Phytoplankton blooms in Black Sea and Mediterranean Coastal ecosystems subjected to anthropogenic eutrophication: similarities and differences. *Estuarine Coastal Shelf Sci.* 53, 281–295.

Navodaru, I., Staras, M., ve Sencu, I.C. 2001. The challenge of sustainable use of the Danube Delta Fisheries, Romania. *Fisheries Management and Ecology* 8: 323-332.

Nesterova, D.A., Moncheva, S., Mikaelyan, A., Vershinin, A., Akatov, V., Boicenco, L., Aktan, Y. ve Sahin, F. 2008. The state of phytoplankton. In: Oguz T (ed) *State of the Environment of the Black Sea (2001-2006/7)*, The Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution publication, Istanbul, 173-200.

Niermann, U., Bingel, F., Gorban, A., Gordina, A.D., Gücü, A.C., Kideys, A.E., Konsulov, A., Radu, G., Subbotin A.A. ve Zaika, V.E. 1994. Distribution of anchovy eggs and larvae (*Engraulis encrasicolus*) in the Black Sea in 1991 and 1992 in comparison to former surveys. *ICES J. Mar. Sci.*, 51, 395-406.

Oguz T., Dippner, J.W., Kaymaz, Z. (2006) Climatic regulation of the Black Sea hydro-meteorological and ecological properties at interannual-to-decadal time scales. *J. Mar. Syst.*, 60, 235-254.

Oguz, T. (2005a) Long-term impacts of anthropogenic forcing on the Black Sea ecosystem. *Oceanography*, 18(2), 104-113.

Oguz, T. (2005b) Black Sea ecosystem response to climate teleconnections. *Oceanography*, 18(2), 118-128.

Oguz, T. 2007. Nonlinear response of Black Sea pelagic fish stocks to over-exploitation. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 345: 211-228.

Oguz, T. ve Gilbert, D. 2007. Abrupt transitions of the top-down controlled Black Sea pelagic ecosystem during 1960-2000: evidence for regime shifts under strong fishery exploitation and nutrient enrichment modulated by climate-induced variations. *Deep-Sea Res. Part I*, 54: 220-242.

Oguz, T. ve Velikova, V. 2010. Abrupt transition of the northwestern Black Sea shelf ecosystem from a eutrophic to an alternative pristine state. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 405: 231–242.

Oguz, T., Cokacar, T., Malanotte-Rizzoli, P., Ducklow, H.W. (2003) Climatic warming and accompanying changes in the ecological regime of the Black Sea during 1990s. *Global Biogeochemical Cycles*, 17(3), 1088, doi: 10.1029/2003GB002031.

Oguz, T., Dippner, J.W. ve Kaymaz, Z. 2006. Climatic regulation of the Black Sea hydro-meteorological and ecological properties at interannual-to-decadal time scales. *J. Mar. Syst.* 60: 235-254.

Oguz, T., Fach, B., Salihoglu, B., 2008. Invasion dynamics of the alien ctenophore *Mnemiopsis leidyi* and its impact on anchovy collapse in the Black Sea. *J. Plankton Res.*, 30, 1385–1397.

Oguz, T., H. W. Ducklow, P. Malanotte-Rizzoli (2000) "Modeling distinct vertical biogeochemical structure of the Black Sea: Dynamical coupling of the oxic, suboxic and anoxic layers". *Global Biogeochemical Cycles*, 14(4), 1331-1352.

Oguz, T., P. Malanotte-Rizzoli, H.W. Ducklow (2001) "Simulations of phytoplankton seasonal cycle with multi-level and multi-layer physical-ecosystem models: The Black Sea example ". *Ecological Modelling*, 144, 295-314

Oguz, T., 2008. General oceanographic properties: physico-chemical and climatic features. In: *State of the Environment of the Black Sea (2001 - 2006/7)*. Edited by Temel Oguz. Publications of the Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution (BSC) 2008-3, Istanbul, Turkey, 448 pp.

Oguz, T., Velikova, V., Kideys, A. 2008. Overall assessment of the present state of Black Sea ecosystem. In: *State of the Environment of the Black Sea (2001 - 2006/7)*. Edited by Temel Oguz. Publications of the Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution (BSC) 2008-3, Istanbul, Turkey, 448 pp.

Olson, D.B., Kourafalou, V.H., Johns, W.H., Samuels, G., Veneziani, M., 2007. Aegean Surface Circulation from a Satellite-tracked Drifter Array. *J. Phys. Oceanogr.* 37 (7), 1898–1917.

Ottersen G, Planque B, Belgrano A, Post E, Reid PC, Stenseth NC (2001) Ecological effects of the North Atlantic Oscillation. *Oecologia* 128, 1–14.

Ozsoy, E. (1999) Sensitivity to global change in temperate Euro-Asian Seas (The Mediterranean, Black Sea and Caspian Sea): A review. In *The Eastern Mediterranean as a laboratory basin for the assessment of contrasting ecosystems*, NATO Sci. Partnership Subser., 2, vol. 51, edited by Malanotte-Rizzoli, P., and Eremeev V., 281-300pp, Kluwer Academic Publishers.

Ozsoy, E. ve M. Karaca, 2005. Ulusal İklim Bilimleri Kollokyumu 2005: Amaç, Kapsam, Çalışma programı ve Sonuçlar. TÜBİTAK Raporu.

Österblom, H., Gardmark, A., Bergstrom, L., Muller-Karulis, B., Folke, C., Lindegren, M., Casini, M., Olsson, P., Diekmann, R., Blenckner, T., Humborg, C., Mollmann, C. 2010. Making the ecosystem approach operational — Can regime shifts in ecological -and governance systems facilitate the transition? *Marine Policy* 34: 1290–1299.

Panayotova, M. ve Mikhailov, K. 2006. State of most abundant pelagic fish resources along the Bulgarian Black Sea coast during the period 1970-2004. In: 1st Bilateral Scientific Conference “Black Sea Ecosystem 2005 and Beyond. Extended abstracts, Istanbul.

Panin, N., 2008. General oceanographic properties: Geography, geology and geochemistry. In: State of the Environment of the Black Sea (2001 - 2006/7). Edited by Temel Oguz. Publications of the Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution (BSC) 2008-3, Istanbul, Turkey, 448 pp.

Pauly, D. ve Watson, R. 2005. Background and interpretation of the ‘Marine Trophic Index’ as a measure of biodiversity, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B* 360, 415–423.

Pauly, D. ve Christensen, V. 1995. Primary Production required to sustain global fisheries. *Nature* 374, 255–257.

Pauly, D., Christensen, V., Dalsgaard, J., Froese, R. ve Torres, F. J. 1998. Fishing down marine food webs. *Science* 279, 860–863.

Pinnegar, J.K., Jennings, S., O’Brien, C.M. ve Polunin, N.V.C. 2002. Long-term changes in the trophic level of the Celtic Sea fish community and fish market price distribution. *J. Appl. Ecol.*, 39, 377–390.

Polonsky, A. B, Basharin, D.V. Voskresenskaya, E.N. and Worley, S. (2004) North Atlantic Oscillation: description, mechanisms, and influence on the Eurasian climate. *Phys. Oceanogr.*, 15(2), 96-113.

Poulos, S.E., Drakopoulos, P.G., Collins, M.B., 1997. Seasonal variability in sea surface oceanographic conditions in the Aegean Sea (Eastern Mediterranean): an overview. *J. Mar. Syst.* 13, 225–244.

Psarra, S., Tselepides, T., Ignatiades, L., 2000. Primary production in the oligotrophic Cretan Sea (NE Mediterranean): seasonal and interannual variability. *Prog. Oceanogr.* 46 (2–4).

Rayner, N.A., Parker, D.E., Horton, E.B., Folland, C.K., Alexander, L.V., Rowell, D.P., Kent, E.C. Kaplan, A. (2003) Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, 108(D14), 4407, doi:10.1029/2002JD002670.

Reid, P.C., M.F. Borges, E. Svendsen (2001) A regime shift in the North Sea circa 1988 linked to changes in the North Sea horse mackerel fishery. *Fisheries Research*, 50, 163-171.

Reva, Yu.A. (1997) Interannual oscillations of the Black Sea level. *Oceanology* (Eng. Transl.), 37, 193-200.

Rodionov, S. N. 2004. A sequential algorithm for testing climate regime shifts. *Geophysical Research Letters*, 31, L09204, doi:10.1029/2004GL01944.

Rodionov, S.N. 2006. Use of prewhitening in climate regime shift detection. *Geophysical Research Letters* 33:L12707.

Roether, W., Manca, B.B., Klein, B., Bregant, D., Georgopoulos, D., Beitzel, V., Kovac'evic', V., Luchetta, A., 1996. Recent changes in Eastern Mediterranean Deep Waters. *Science* 271, 333– 335.

Samuel S, Haines K, Josey S, Myers PG. 1999. Response of the Mediterranean Sea thermohaline circulation to observed changes in the winter wind stress field in the period 1980–1993. *Journal of Geophysical Research* 104(C4): 7771–7784.

Shalyakhov, V.A., ve Charova, I. 2006. Scientific data on the state of the fisheries resources of Ukraine in the Black Sea in 1992 – 2005. In: 1st Bilateral Scientific Conference “Black Sea Ecosystem 2005 and Beyond. Extended abstracts, Istanbul.

Shalyakhov, V.A., ve Daskalov, G.M. 2008. The state of marine living resources. In: Oguz T (ed) *State of the Environment of the Black Sea (2001-2006/7)*, The Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution publication, Istanbul, p 321-364.

Shin, Y.J., Shannon, L. J., Bundy, A., Coll, M., Aydin, K., Bez, N., Blanchard, J. L., ve diğ., 2010. Using indicators for evaluating, comparing, and communicating the ecological status of exploited marine ecosystems. 2. Setting the scene. *ICES J. Mar. Sci.*, 67, 692–716.

Siokou-Frangou, I., Bianchi, M., Christaki, U., Christou, E., Giannakourou, A., Gotsis, O., Ignatiades, L., Pagou, K., Pitta, P., Psarra, S., Souvermezoglou, E., Van Wambeke, F., Zervakis,

Sirabella, P., A. Giuliani, A. Colosimo, and J. W. Dippner (2001) Breaking down the climate effects on cod recruitment by principal component analysis and canonical correlation. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 216, 213-222.

Sofianos, S., Skliris, N., Lascaratos, A., 2004. Forcing mechanisms of the Aegean Sea Circulation. *Rapp. Comm. Int. Mer Medit* 37, 140.

Stanev, E.V. and Peneva, E. (2002) Regional sea level response to global climatic change: Black Sea examples. *Global and Planetary Changes*, 32, 33-47.

Straile, D. & R. Adrian. 2000. The North Atlantic Oscillation and phytoplankton dynamics in two European Lakes- two variations on a general theme. *Global Change Biology* 6: 663-670.

Theocharis, A., Georgopoulos, D., 1993. Dense water formation over the Samothraki and Lemnos plateaus in the North Aegean Sea (Eastern Mediterranean Sea). *Cont. Shelf Res.* 13, 919–939.

- Theocharis, A., Nittis, K., Kontoyiannis, H., Papageorgiou, E., Balopoulos, E., 1999b. Climatic changes in the Aegean Sea influence the Eastern Mediterranean thermohaline circulation (1986–1997). *Geophys. Res. Lett.* 26 (11), 1617–1620.
- Titov, V.B. (2000) Dependence of the formation of the winter hydrological structure in the Black Sea on the severity of winter conditions. *Oceanology (Engl. Transl.)*, 40, 777-783.
- Titov, V.B. (2002) Seasonal and interannual variability of climatic conditions over the Black Sea, in the Black Sea, in *Multidisciplinary investigations of the northeast part of the Black Sea*, edited by A.G. Zatsepin and M.V. Flint, pp.9-19, Moscow, Nauka.
- Tsimplis, M.N. and Josey, S.A. (2001) Forcing of the Mediterranean Sea by atmospheric oscillations over the North Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 803-806.
- Tudela, S., Coll, M. ve Palomera, I., 2005. Developing an operational reference framework for fisheries management based on a two dimensional index on ecosystem impact. *ICES J. Mar. Sci.*, 62, 585–591.
- Unluata, U., Oguz, T., Latif, M.A., Ozsoy, M., 1990. On the Physical Oceanography of the Turkish Strait. In: Pratt, L.J., (Ed.), *The Physical Oceanography of Sea Strait*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, NATO/ASI Series, 318, pp. 26–60.
- V., 2002. Carbon flow in the planktonic food web along a gradient of oligotrophy in the Aegean Sea (Mediterranean). *J. Mar. Syst.* 33–34, 335– 353
- Walker, B., ve Meyers, J.A. 2004. Thresholds in ecological and social-ecological systems: a developing data base. *Ecology and Society* 9(2): 3.
- Weyhenmeyer, G. A., T. Blenckner & K. Pettersson, 1990. Changes of the plankton spring outburst related to the the North Atlantic Oscillation. *Limnology and Oceanography* 44:1788-1792
- Yel, M., Ozdamar, E., Amaha, A. ve Miyazaki, N., 1996. Some aspects of the dolphin fishery on the Turkish coast of the Black Sea. In: Ozturk (ed) *Proceedings 1st International Symposium on Marine Mammals of the Black Sea*. ACAR Matbaacilik AS, Istanbul, 31–40.
- Zahaira, A., ve others. 2008. Preliminary results regarding sturgeon breeding on the Romanian littoral. *Cercetari marine* 38: 207-222.
- Zemsky, V.A., 1996. History of Russian fishery of dolphins in the Black Sea. In: Öztürk (ed.) *Proceedings 1st International Symposium on Marine Mammals of the Black Sea*. ACAR Matbaacilik A.S., Istanbul, 46–48.
- Zervakis, V., Georgopoulos, D., 2002. Hydrology and Circulation in the North Aegean (eastern Mediterranean) throughout 1997–1998. *Mediterr. Mar. Sci.* 3, 7–21.
- Zervakis, V., Georgopoulos, D., Drakopoulos, P.G., 2000. The role of the North Aegean in triggering the recent Eastern Mediterranean climatic changes. *J. Geophys. Res.* 105 (C11), 26103–26116.

Zodiatis, G., Alexandri, S., Pavlakis, P., Jonnson, L., Kallos, G., Demetropoulos, A., Georgiou, G., Theodorou, A., Balopoulos, E., 1996. Tentative study of flow patterns in the North Aegean Sea using NOAA-AVHRR images and 2D model simulations. *Ann. Geophys.* 14, 1221–1231.

PROJE ÖZET BİLGİ FORMU

Proje No: 108Y114
Proje Başlığı: İklim Değişikliklerinin Karadeniz ve Ege Denizi Ekosistemi ve Dinamiğine Etkileri
Proje Yürütücüsü ve Araştırmacılar: Yard. Doç. Dr. Barış Salihoğlu (yürütücü), Dr. Bettina Fach Salihoğlu, Prof. Dr. Temel Oğuz
Projenin Yürütüldüğü Kuruluş ve Adresi: Ortadoğu Teknik Üniversitesi- Deniz Bilimleri Enstitüsü, p.k. 28, 33731, Erdemli-Mersin
Destekleyen Kuruluş(ların) Adı ve Adresi: --
Projenin Başlangıç ve Bitiş Tarihleri: 15/07/2009 – 15/07/2011
Öz (en çok 70 kelime) Projedeki temel yaklaşım, geçmişteki iklim-deniz etkileşimlerinin aydınlatılması, atmosfer ve deniz sistemlerinin önemli değişkenliklerinin saptanması, bunların ne kadar düzenli veya düzensiz olduklarının tespiti ve farklı iklim koşullarındaki sistem özelliklerinin model simülasyonlarıyla belirlenmesidir. İki yıl süren proje kapsamında Oğuz ve diğ. (2006) ile Kazmin ve Zatsepin (2007)'nin çalışmaları ve daha önce konunun bazı detayları üzerinde gerçekleştirilen çalışmalar çerçevesinde Karadeniz ve Ege Denizi için deniz-atmosfer-iklim etkileşimlerini kapsamlı olarak açıklamaya yönelik bulgu analizlerine ve matematiksel model simülasyonlarına dayalı çalışmalar gerçekleştirilmiştir.
Anahtar Kelimeler: Karadeniz, Ege Denizi, hidro-fiziksel ve biojeokimyasal özellikler, bölgesel özellikler ile büyük ölçekli atmosfer sistemleri arasındaki bağlantılar, iklimsel değişimlerin ekosistemler üzerindeki etkileri
Fikri Ürün Bildirim Formu Sunuldu mu? Evet ☐ Gerekli Değil ☒ X Fikri Ürün Bildirim Formu'nun tesliminden sonra 3 ay içerisinde patent başvurusu yapılmalıdır.
Projeden Yapılan Yayınlar: Baris Salihoglu, Bettina Fach, Heather Cannaby, Temel Oguz, Viktor Dorofeev, Alexander Kubriyakov, Ekin Akoglu, Akif Korkmaz Seasonal variability of the Black-Sea ecosystem: A modelling study XY589 EGU2011-9388, Viyana EGU General Assembly, 2011 Ekin Akoglu, Baris Salihoglu, Simone Libralato, Temel Oguz, and Cosimo Solidoro Ecological Evolution of the Black Sea from 1960s to 1990s: An integrity check, Viyana EGU General Assembly, 2011

Baris Salihoglu, Bettina Fach, Heather Cannaby, **Temel Oguz,** Viktor Dorofeev, Alexander Kubriyakov, Ekin Akoglu, **Akif Korkmaz,** End-to-end modeling of seasonal variability in coastal versus open basin Black-Sea ecosystem, AMEMR, Plymouth, UK, June 2011

Korkmaz, A., Cannaby, H., Fach, B.A., Salihoglu, B., Oguz, T., Dorofeev, V. ve Kubriyakov A. "Implications of Intensified Stratification in the Black Sea for Nutrient Cycling and Primary Production (1971-2001)" - *poster sunumu, IMBER IMBIZO II science meeting*, Girit, Kasım 2010.

Korkmaz, A., Cannaby, H., Dorofeev, V, Kubriyakov A, **Salihoglu, B.,** ve **Oguz, T.** "Interannual variability in the water column structure of the Black Sea (1971-2001)" – poster sunumu. EGU general assembly, Viyana-Avusturya Nisan 2011

Hazırlık aşamasında olan yayınlar:

Baris Salihoglu, Bettina Fach, Heather Cannaby, **Temel Oguz,** Viktor Dorofeev, Alexander Kubriyakov, Ekin Akoglu, **Akif Korkmaz**
Seasonal variability of the Black-Sea ecosystem: A modelling study, Journal of Marine Science

Heather Cannaby, Akif Korkmaz, Alexander Kubriyakov, Victor Dorofeev, **Barış Saşıhoğlu,** Gennady Korotaev, ve **Temel Oğuz;** Interannual variability in the water column structure and stability of the Black Sea.

Akif Korkmaz; The Impact of Climate Variability on The Physical Properties of the Black Sea for the Period 1971 – 2001; Master tezi

Sunulan yayınlar:

Temel Oğuz, Climate change impacts in the Black Sea, Avrupa Birliği 7. Çerçeve Projesi olan CLAMER kapsamında ESF-Marine Board tarafından yayınlanacak Avrupa Denizlerindeki iklim değişimlerine ilişkin Rapor'un Karadeniz bölümü için yapılan davet üzerine hazırlandı

An indicator-based assessment of long-term Black Sea fisheries dynamics, **Temel Oğuz, Barış Salihoğlu,** Fisheries Research dergisine sunuldu

Confronting with the challenges of abrupt changes for ecosystem-based management in the Black Sea, **Temel Oğuz, Barış Salihoğlu** and **Ekin Akoğlu,** ICES Journal of Marine Sciences, dergisine sunuldu

Cannaby, H., A. Korkmaz, B. Salihoglu, B. A. Fach, T. Oguz, V. Dorofeev, and A. Kubriyakov "Implications of Intensified Stratification in the Black Sea for Nutrient Cycling and Primary Production (1971-2001)" *IMBER News Letter – science highlights bölümünde yayınlandı*, Aralık 2010.

Oguz, T. ve Velikova, V., 2010. Abrupt transition of the Northwestern Black Shelf ecosystem from a eutrophic to an alternative pristine state. meps 405, 231-242

Rus tarafı yayınları:

Comparative analysis of the long-term variability of winter surface temperature in the Black and Aegean Seas during 1982–2004 associated with the large-scale atmospheric forcing
Alexander S. **Kazmin,** Andrei G. Zatsepin and Harilaos Kontoyiannis, INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY *Int. J. Climatol.* **30:** 1349–1359 (2010)

Impact of the Winter Cooling on the Variability of the Thermohaline Characteristics of the Active Layer in the Black Sea. V. B. Piotukha, A. G. Zatsepina, A. S. **Kazmin,** and V. G. Yakubenko, *ISSN 0001_4370, Oceanology, 2011*