2005 - 38

TÜBİTAK

TÜRKİYE BİLİMSEL VE
TEKNİK ARAŞTIRMA KURUMU

THE SCIENTIFIC AND TECHNICAL
RESEARCH COUNCIL OF TURKEY

Gerçek Zamanlı Tahmini İçin Bir Matematiksel Model Geliştirilmesi

56016

Final Raporu

1-98

48

Yer Deniz ve Atmosfer Bilimleri Araştırma Grubu

Earth Marine and Atmospherical Sciences
Researches Grant Group

TÜBİTAK

Yer Deniz ve Atmosfer Bilimleri Araştırma Grubu

101Y005 Nolu Proje

Karadeniz Dolaşımı ve Ekosisteminin Gerçek-Zamanlı Tahmini için Bir Matematiksel Model Geliştirilmesi

56016

Final Raporu

1-98

48

Hazırlayanlar: Prof. Dr. Temel Oğuz,

Doç. Dr. Şükrü Beşiktepe, Araş. Gör. Tülay Çokaşar

ODTÜ, Deniz Bilimleri Enstitüsü, Erdemli

Temmuz 2005

İÇİNDEKİLER

1. Giriş 1

2. İkibuçuk tabakalı su sirkülasyonu modeli

2.1 Su kolonu fiziksel yapısının katmanlaşma özellikleri 4

2.2 İkibuçuk tabakalı indirgenmiş-gravitasyon modeli için temel hidrodinamik denklemler 9

2.3 İkibuçuk tabakalı indirgenmiş-gravitasyon modeli için temel termodinamik denklemler 11

2.4 Karışım (entrainment) mekanizmasının formülasyonu 13

2.5 Sınır şartları ve sayısal çözüm yöntemleri 13

2.6 Modelde kullanılan atmosferik girdiler 15

Şekil 5 19

Şekil 6 24

Şekil 5 30

3. Akıntı dolaşım sistemi ve yüzey karışım tabakasının yıl içindeki Yapısal değişimleri 41

Şekil 8 19

Şekil 9 45

Şekil 10 46

Şekil 11 47

Şekil 12 48

4. Altimetre bulgularının özümlenmesi yöntemi ile hesaplanan üst tabaka dolaşım sisteminin mevsimsel, yıllararası ve orta-ölçekli değişimlerine ilişkin sonuçlar

4.1. Altimetre bulgularının analizi ve genel yaklaşım 52

4.2. Bulgu özümlemesiz akıntı sisteminin genel özellikleri 55

4.3. Bulgu özümlemeli akıntı sisteminin genel özellikleri 56

4.4. Anadolu ve Kafkasya kıyıları boyunca görülen akıntı hareketlerine örnekler 57

Şekil 13 61
Şekil 14 62
Şekil 16 63
Şekil 17 64
Şekil 18 65
Şekil 19 66
5. Dört tabakalı ekosistem modeli
5.1. Su kolonu biyokimyasal yapısının katmanlaşma özellikleri 67
5.2. Dört tabakalı ekosistem modeli için temel denklemler 68
5.3. Ekosistem modeli için kullanılan besin ağı formülasyonu 70
5.4. Sınır şartları ve sayısal çözüm yöntemleri 75
5.5. Fitoplankton ve besin tuzu stoklarının yıllık değişim simülasyonlarına ilşkin model sonuçları 76
5.6. Model simülasyonlarının gözlemler ile uyumu 81
Şekil 21 85
Şekil 22 86
Şekil 23 87
Şekil 24 88
Şekil 25 89
Şekil 26 90
Şekil 27 90
Şekil 28 91
Şekil 29 92
Şekil 30 93
Şekil 31 94
Şekil 32 95
6. Sonuçlar ve Yorumlar 96
Kaynakça 97

1. GİRİŞ

Haftalık zaman süreçleri içinde değişen orta-ölçekli (mesoscale) dolaşım sistemleri ile kuvvetli ve yıl boyunca büyük yamalar halinde süregelen fitoplankton patlamaları Karadeniz'in en önemli iki özelliğidir. Hidrografik bulgulardan (Oguz ve diğ., 1993, 1994; 1998 Oğuz ve Beşiktepe, 1999; Beşiktepe ve diğ. 2001) ve uydu verilerinden (Oğuz ve diğ., 1992; Sur ve diğ., 1994; Korataev ve diğ. 2001, 2003; Ginsburg ve diğ. 2000; Oguz ve diğ. 2002a) elde edilen dolaşım sistemleri basen etrafında kıyıya yakın olarak saat yönünün tersi istikametinde hareket eden siklonik bir akıntı rejiminin (Rim Current system) parçası durumundaki çok miktarda orta-ölçekli akıntı formasyonlarının varlığını göstermektedir. Bunlardan bazıları kıyıdan basenin iç bölgelerine doğru jetler ve filamentler halinde uzanarak kıyı-açık deniz arasında etkin biyojeokimyasal etkileşimlere yol açmaktadır. Bu tür etkileşimlere örnek olarak SeaWIFS uydusundan elde edilen yaz alarına ait klorofil dağılımı Şekil 1 de gösterilmiştir.

Hidrografik ve uydu verilerine dayalı olarak elde edilen bilgilere ilaveten son yıllarda Karadeniz dolaşım sisteminin dinamik yapısını anlamaya ve açıklamaya yönelik bir dizi modelleme çalışması da gerçekleştirilmiştir (Stanev 1990; Oğuz ve diğ. 1995; Oğuz ve Malanotte-Rizzoli, 1996; Stanev ve diğ. 1995; 1997; 1999; Rachev ve Stanev, 1990; Ibraev ve Trukhchev, 1998; Beckers et al., 2000). Bu modellerden bazıları (örneğin, Stanev, 1990; Stanev ve diğ. 1995; 1997; 1999) yatay düzlemdeki model ağ genişliğini baroklinik bozulum çapı olan 20 km mertebesinde kabul etmeleri nedeniyle modelde dolaşım sisteminin sadece büyük ölçekli üyelerini elde edebilmişlerdir. Bu modellerin orta ve küçük ölçekli su hareketlerini kapsayamamalarından dolayı kıyısal dolaşım sistemi (KDS) daha geniş ve durağan olarak simüle edilmiştir. Daha sonraki yıllarda gerçekleştirilen model çalışmalarında ağ genişliği orta-ölçekli mekanizmaları da inceleyebilecek düzeyde 5-10 km ye kadar düşürülmüştür. Bütün bu modellerde dikey yöndeki tabaka sayısı su kolonundaki dinamik olayları çözümleyebilecek düzeyde (20 den fazla) alınmışlardır.

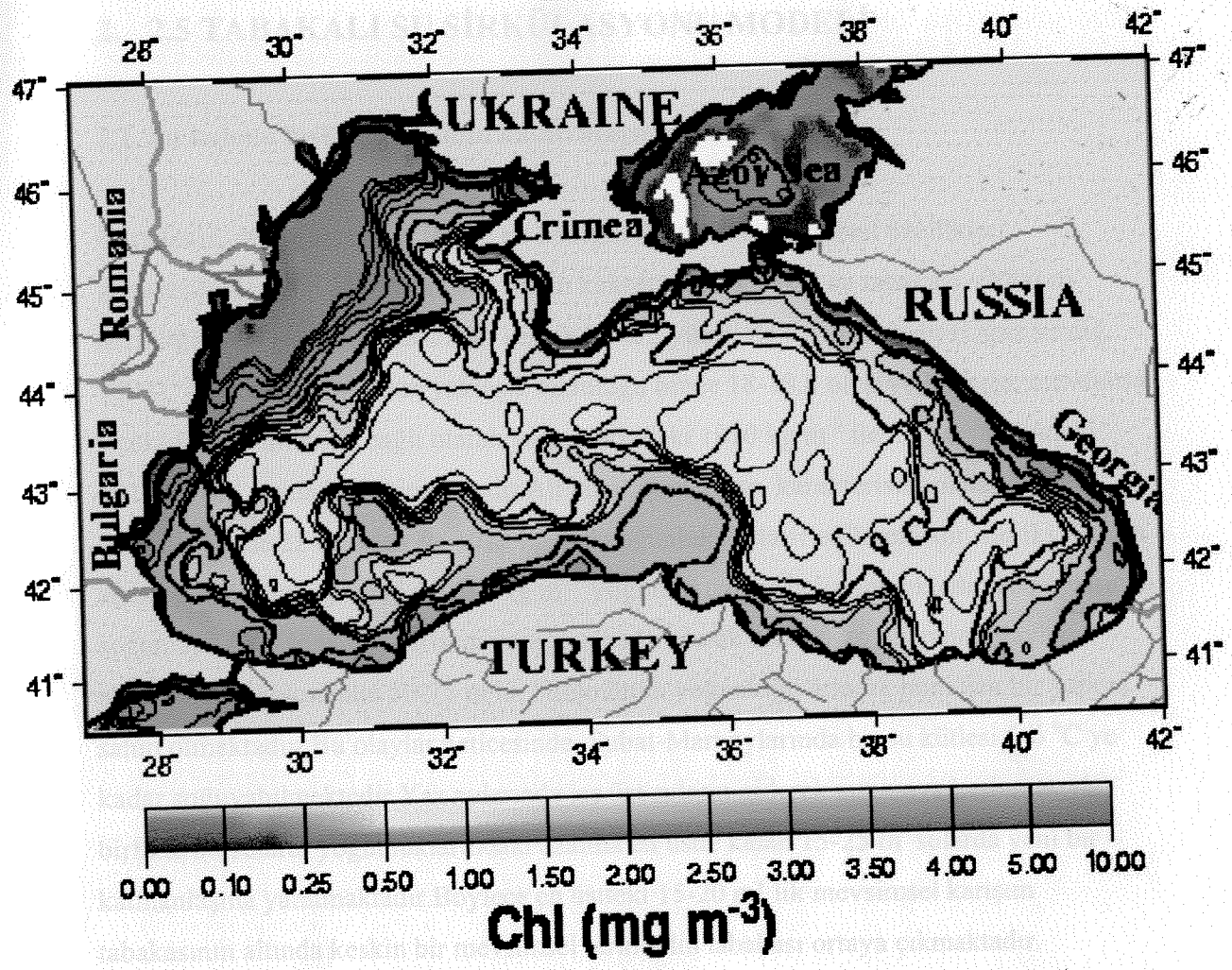
Son 20-30 yıl içinde ütrofikasyon olaylarının ve iklimsel koşullardaki değişimlerin etkileri sonucu sürekli bir transformasyon içinde bulunan Karadeniz ekosisteminin yapısını anlamaya yönelik çalışmalar sayısal modeller yardımı ile de desteklenmiştir. Bu çalışmalar genellikle 1990'lı yılların ortalarında tek boyutlu modeller ile başlamış, daha sonraki yıllarda üç boyutlu modellere geçilmiş, ekosistemin iç yapısının nasıl çalıştığı ve hangi proseslere ve biyojeokimyasal olaylara aşırı hassas olduğu anlaşılmaya çalışılmıştır. Ayrıca, bu modellerin gözlemler ile uyumluluğu sağlanarak, Karadeniz ekosisteminin tanınmasına en uygun ve gerçekçi modellerin kurgulanması amaçlanmıştır. Tek boyutlu modellere örnekler Lebedeva ve Sushkina (1994), Cokacar (1997), Oguz ve diğerleri (1996, 1998, 1999, 2000, 2001a,b), Echourt ve Lancelot (1997) ve Lancelot ve diğerleri (2002)dir. Bu modeller su kolonu içindeki biyojeokimyasal dönüşümleri çeşitli açılardan inceleyebilen farklı karmaşıklıktaki çalışmaları kapsamaktadır. Bu modellerde su kolonundaki biyokimyasal olaylar farklı tabaka kalınlıkları kabul edilerek farklı çözünürlükte gösterilmiştir. Örneğin, Lebedeva ve Sushkina (1994), Cokacar (1997), Echourt ve Lancelot (1997), Lancelot ve diğerleri (2002)'inde su kolonunun ışık geçiren yaklaşık 50 m kalınlığındaki bölümü sadece bir tabaka aaolarak ele alınmış olup bunun içine rüzgar ve soğuma nedeniyle ortaya çıkan karışım tabakası ilave edilmemiştir. Bu nedenle, bunlar en kaba hassasiyete sahip olan en basit model türlerindendir. Oguz ve Salihoglu (2000), Oguz ve diğerleri (2001b) ile Oguz ve Malanotte-Rizzoli (2002)'de anlatılan modeller ise üfotik tabakaya karışım tabakası eklemiş ve karışım tabakası ile üfotik tabakanın arasında kalan bölgeyi bir veya iki tabaka halinde göstermişlerdir. Böylece yukarıda verilen bir tabakalı modellere göre daha hassas bir biyokimysal gösterime sahiplerdir. Bu modellerdeki su kolonunu tabakalar halindeki gösterme yaklaşımına alternatif olarak çok-katmanlı modeller de geliştirilmiştir (Oguz ve diğerleri 1996, 1998, 1999, 2000, 2001a;. Gregoire ve diğerleri 1998, 2002). Bu modeller su kolonunu yaklaşık 5 metre ara ile yerleştirilmiş sayısal katmanlar zinciri halinde daha hassas bir şekilde göstermektedir. Ancak, bunlar matematiksel olarak daha karmaşık ve simülasyon zamanı açısından çok daha uzun olup kullanılması göreceli olarak daha az pratiktir. Bu nedenle, üç boyutlu problemlerde genellikle kullanımı daha basit olan su kolonunun birkaç tabaka halinde gösteren model türleri tercih edilmektedir.

Oğuz ve diğ. (1996; 1999; 2000; 2001a,b) tarafından yayınlanan biyojeokimyasal modeller bir boyutlu (yani basenin herhangi bir noktasındaki dikey olayları kappsamlı olarak inceleyebilen) karakterde olup ayrıca fiziksel bir model ile entegre edilerek su kolonunun fiziksel ve turbülans (karışım) özellikleri de simultane olarak elde edilmişlerdir. Bu modeller eldeki bulgular ile kalibre edilerek güvenirlikleri ve doğrulukları tastiklenmişlerdir. Bu modeller Karadeniz ekosisteminin aşırı kirlenmesine bağlı son 30 yıl içinde geçirdiği evrelerin açıklanması, ve farklı biyokimyasal olayların bu evrelerdeki rollerinin anlaşılmasına yönelik araştırmalarda kullanılmışlardır. Örneğin, bu çalışmalar sonucu Karadeniz ekosistemini giderek kontrolleri altına alan jelatinimsi ve menfaatçi türlerin ekosistemi nasıl kontrol ettiği kantitatif olarak açıklanabilmiştir. Ayrıca, nehirlerden olan aşırı girdi nedeniyle, su kolonu içinde son 20 yılda 3-4 kat oranında giderek artan besin tuzları konsantrasyonlarının plankton üretimlerinin zamanlamaları, süreleri ve şiddetlerine olan etkileri net olarak ortaya çıkmıştır.

Karadeniz ekosistemini 3-boyutlu olarak incelemeye yönelik kısıtlı sayıda modelleme çalışmaları da gerçekleştirilmiştir. Bunlardan ilki Gregoire ve diğ. (1998) tarafından yayınlanmış olup kuzeybatı kıta sahanlığı ekosistemin davranışlarının incelenmesine odaklanmıştır. Bu çalışma oldukça kampsamlı bir sirkülasyon dinamiği modeli ile kuzeybatı kıta sahanlığı ekosistem dinamiğini açıklamaya yeterli olamayacak kadar basit (beş kompartmanlı) bir biyolojik modelin birleşimini içermektedir. Bu tür çok tabakalı ve yüksek yatay çözünürlü modeller bir boyutlu problemler için oldukça revaçta olmasına rağmen, üç boyutlu durumlarda (yani bütün baseni kapsayacak şekilde) sayısal işlem hacminin olağanüstü derecede artmasından ötürü paratik olamamaktadır. Bu noktadan hareketle, Oğuz ve Salihoğlu (2000) su kolonunun çözünürlülüğünü basitleştirerek, ara yüzeyden su yüzeyine kadar olan yaklaşık 100-150 m derinliğindeki üst tabaka sularını üç katmanlı bir sistem olarak ele alarak daha basit ve pratik bir model önermişler ve orta-ölçekli dolaşım sistemi dinamiğinin ekosistem üzerindeki bariz etkilerinin incelenmesine yönelik bir çalışma başlatmışlardır. Oğuz ve diğ. (2001c)'de yayınlanan bir çalışma ise bu tür 3 ve-veya- 4 katmanlı biyolojik modellerin, yüksek çözünürlü ve çok tabakalı modellere iyi bir alternatif olabilecekleri göstermiştir. Anılan çalışmada her iki tür

yaklaşım kullanılarak elde edilen yıllık plankton kütle dağılımlarının, kabul edilebilir ölçüler içinde, birbirine oldukça benzediği gösterilmektedir.

Bu proje çerçevesinde, şimdiye kadar yapılan çalışmaların ışığında, göreceli olarak daha pratik ve herkes tarafından kullanılabilecek çok katmanlı (multi-layer) bir sirkülasyon ve biyolojik model sistemi geliştirilmiştir. Bu rapor kapsamında, öncelikle bu sistemin sirkülasyon dinamiğininin formülasyonu Bölüm 2 de anlatılmış, Bölüm 3 de de elde edilen sonuçlardan örnekler verilerek model sonuçlarının gerçeklerle uyumluluğu irdelenmiştir. Bölüm 4 de bu çalışmayı tamamlar nitelikte geliştirilen başka bir model anlatılmaktadır. 1.5 tabakalı bu modelde altimetre verileri kullanılarak 1993-1998 yılları arasındaki akıntı sistemleri günlük olarak elde edilmiştiş. Daha sonra, entegre modelin biyolojik komponentinin formülasyonu ve sonuçlarının tartışılması Bölüm 5 de anlatılmaktadır. Son olarak, bu proje kapsamında elde edilen genel sonuçlar Bölüm 6 tartışılmaktadır.



Şekil 1. Karadeniz'in üst tabaka sularındaki karmaşık akıntı sistemi ve orta-ölçekli döngülerin varlığını gösteren SeaWiFS uydusundan alınmış 1998-1999 yaz dönemlerindeki ortalama klorofil dağılım patterni.

2. 2.5 TABAKALI SU SİRKÜLASYONU MODELİ

2.1. Su kolonu fiziksel yapısının katmanlaşma özellikleri

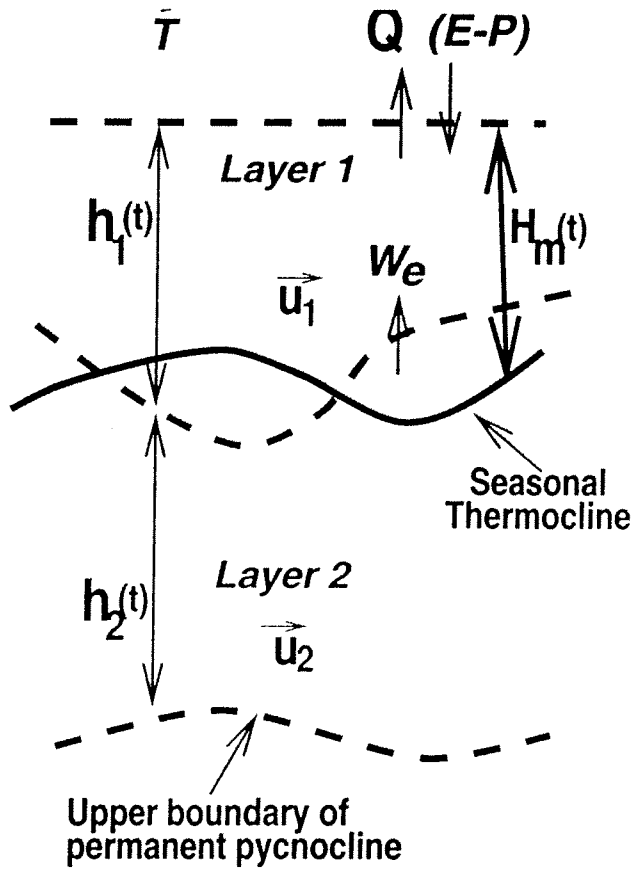
Karadeniz, dünya denizleri içinde en belirgin iki-tabaklı sü kütlesi özellikleri gösterenlerden birisidir. Yaklaşık 100 m kalınlığında olan üst su tabakası ~2000 m derinliğindeki alt su tabakasından keskin bir ara yüzey ile ayrılmaktadır (Oğuz ve diğ. 1992). Üst tabaka sularının yaklaşık tuzluluğu binde 18-18.8 olup yoğunluğu, mevsimsel sıcaklık değişimlerine bağlı olarak yaz aylarındaki 1010 kg m^{-3} ile kış mevsimindeki 1015 kg m^{-3} arasında değişmektedir.Alt tabaka suları ise karakteristik olarak 9 °C sıcaklık, binde 22 tuzluluk ve 1017 kg m^{-3} yoğunluk ile tarif edilmektedir. Bu iki katman arasındaki ara yüzey 1016-1016.5 kg m^{-3} yoğunlukları ile belirlenmektedir. Kış aylarında soğumaya ve şiddetli rüzgarların varlığına bağlı olarak artan dikey karışım olayları nedeniyle su kolonunun 50-75 m lık bölümünün yoğunluğu artarak homojen bir yapıya sahip olmaktadır. Bu olaylar neticesinde, Şubat-Mart aylarında bu su kütlesi 5-6 °C ye kadar soğuyabilmektedir.Yaz aylarında ise üst suların giderek ısınmaya başlamasıyle birlikte bu suların yoğunluklarındaki azalma en üstte kalan 15-25 m sularda yeni bir katmanlaşma yaratmaktadır.Böylece en üstteki 15-20 m' lik mevsimsel karışım tabakasının altında keskin bir mevsimsel termoklin tabakası ortaya çıkmaktadır.

Karadeniz'de iki tabakalı su kütlesi özellikleri iki tabakalı akıntı sistemlerinin varlığı ile desteklenmektedir. Oğuz ve diğ. (1993; 1994), Oğuz ve Beşiktepe (1999) yüzeye yakın 100 m' lik su kolonu içinde homojen bir akıntı sisteminin varlığını ve bu sistemin alt sulardaki akıntılardan keskin bir gradyan ile ayrıldıklarını göstermektedir. Kıyısal akıntı sistemi içindeki yüzey akıntılarının hızlarının tipik olarak 30-50 cm sn^{-1} dolaylarında olduğu ve bazı durumlarda 100 cm sn^{-1} şiddetine kadar ulaştığı gözlenmiştir. Alt sulardaki akıntılar ise çok daha zayıf olup 200 m derinliklerde 10-15 cm sn^{-1} civarındadır. Akıntılar daha derinlere doğru giderek azalmakta ve 3-5 cm sn^{-1} değerlerine kadar inmektedir. Bu nedenle, su kütlesindeki kinetik enerjinin büyük bir oranı üst tabaka içinde olup 2000 m derinliğindeki alt tabakanın katkısı çok daha azdır (Stanev, 1990). Bu

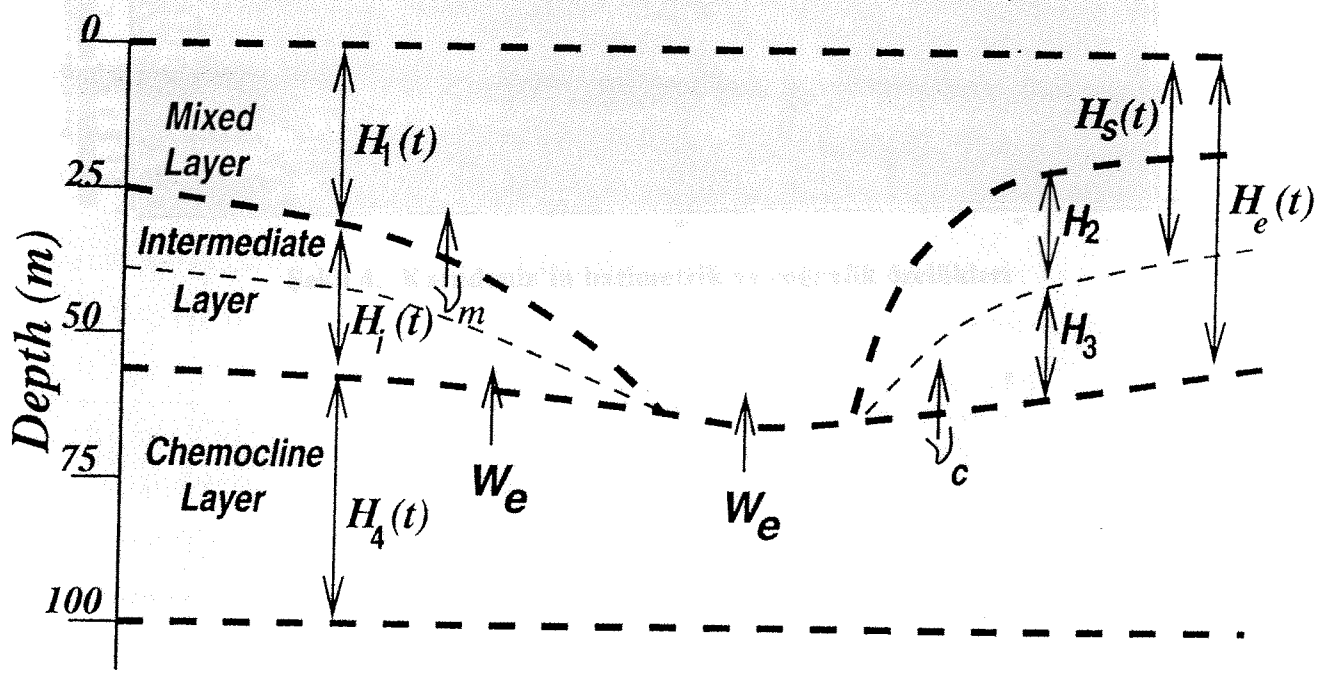
nedenle, ilk yaklaşım olarak, alt tabaka suları durağan ve üst tabaka sularından soyutlanmış olarak düşünülebilir. Bu yaklaşıma, hareket denklemlerindeki gravitasyon sabitinin değerinin yoğunluk farkları ile orantılı olarak azalması nedeniyle, indirgenmiş-gravitasyon (reduced-gravity approximation) yaklaşımı adı verilmektedir. Bu yaklaşım Karadeniz için oldukça gerçekçi olmasının yanısıra, sirkülasyon dinamiğini açıklayan denklemlerin çözümünü kolaylaştırmakta ve daha pratik hale getirmektedir.

Bu proje kapsamında ele alınan hidrodinamik modelde yukarıda anlatılan bu yaklaşımdan yola çıkarak 100 m kalınlığındaki üst tabaka suları bir ve-veya- iki katmanlı bir sistem olarak ele alınmaktadır. Hidrodinamik modeller üst tabaka suları iki katmanlı bir sistem olarak ele alındığında 2.5 tabakalı indirgenmiş-gravitasyon modeli olarak, bir katmanlı sistem durumunda ise 1.5 tabakalı indirgenmiş-gravitasyon modeli olarak tanımlanmaktadır. 2.5 tabakalı model, 1.5 tabakalıya göre, baroklinik kararsızlıklar içermesi dolayısıyle, orta-ölçekli olayları daha gerçekçi olarak ifade edebilmektedir. Ek olarak, her iki sistemde ayrıca en üst sularda mevsimlere göre değişim gösteren bir karışım tabakası (mixed layer)' nın varlığını da göz önüne almaktadır. Bu yapının temel özellikleri Şekil 2 ve 3 de şematik olarak gösterilmektedir. Benzer modeller dünyanın çeşitli yörelerinde (örneğin; Kanada'daki St. Lawrence Körfezi için Gan ve diğ. 1995; Hint Okyanusu için Mc Creary ve diğ. 1993 tarafından) başarı ile uygulanmışlardır.

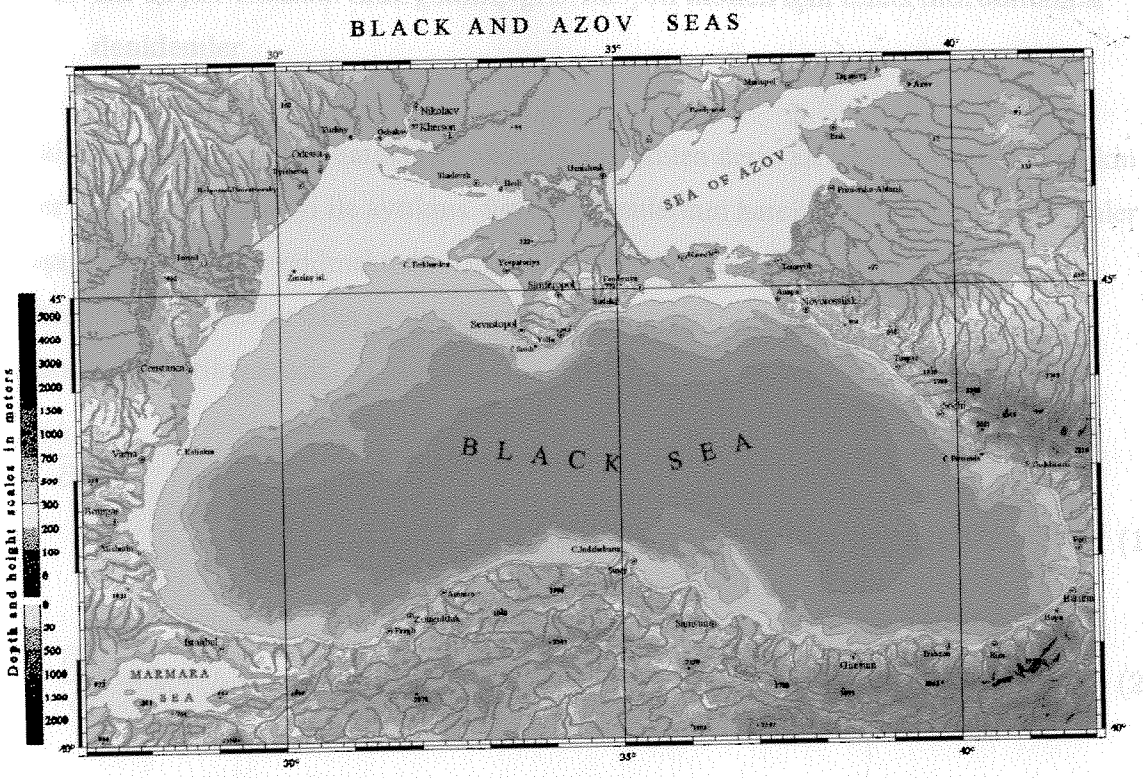
İndirgenmiş-gravitasyon modeli yaklaşımı Karadeniz'in derinliği 2000 metrelere ulaşan ve çok dar bir kıta sahanlığı ve eğimi (50 km den az) içeren hemen hemen %80 lik bir bölümü (Şekil 4) için oldukça idealdir. Fakat, basenin geniş bir kıta eğimi ile bağlandığı kuzeybatı kıta sahanlığı için bu yaklaşım ayni ölçüde geçerli olamamaktadır. Bu bölgeler için dahi modelin tatminkar sonuçlar verdiği ilerki bölümlerde gösterilecektir.



Şekil 2. İkibuçuk tabakalı hidrodinamik modelin tabaka özelliklerininin şematik gösterimi.



Şekil 3. Hidrodinamik modele entegre edilecek ekosistem modelinin şematik gösterimi.



Şekil 4. Karadeniz'in batimetrik ve coğrafik özellikleri

2.2. Iki-buçuk tabakalı indirgenmiş-gravitasyon modeli için temel hidrodinamik denklemler

İki tabakadan oluşan ve haraketsiz olarak kabul edilen derin alt tabaka sularından keskin bir yoğunluk arayüzeyi ile ayrılmış üst tabaka sularının hareketini açıklayan denklemler aşağıdaki gibi ifade edilmektedir. Bu denklemlerin genel hareket denklemlerinden türetilmesine yönelik daha geniş ve açıklayıcı bilgiler (Mc Creary ve diğ. 1993) tarafından verilmektedir.

$$\frac{\partial(h_i\mathbf{v_i})}{\partial t} + \nabla\cdot(h_i\mathbf{v_i}\mathbf{v_i}) + f\mathbf{k}\times(h_i\mathbf{v_i}) + h_i\nabla P_i = \frac{\tau_{i-1}-\tau_i}{\rho_0} + A_h\nabla^2(h_i\mathbf{v_i}) + (-1)^{i+1}\phi\left(\frac{H_m}{h_1}\right)[\Theta(W_e)\mathbf{v_2} + \Theta(-W_e)\mathbf{v_1}]W_e \quad (1)$$

$$\frac{\partial h_i}{\partial t} + \nabla\cdot(h_i\mathbf{v_i}) = (-1)^{i+1}\phi\left(\frac{H_m}{h_1}\right)[\Theta(W_e) + \Theta(-W_e)]W_e + A_h\nabla^2 h_i \quad (2)$$

Hareket ve süreklilik denklemlerini ifade eden 1 ve 2 nolu bağıntılardaki **v** yatay düzlemdeki doğu yönündeki u ve kuzey yönündeki v bileşenlerinden oluşan akıntıların hız vektörünü, τ_0 rüzgar gerilimini, τ_1 ve τ_2 , sırasıyle, ilk ve ikinci tabakanın ara yüzeylerindeki sürtünme nedeniyle oluşan gerilim vektörlerini, $f=f_0+\beta y$ β-düzlemindeki enlemlere göre kuzey-güney istikametinde değişen Coriolis parametresini, A_h yatay düzlemdeki karışım parametresini, ρ_0 referans yoğunluğu, **k** yatay düzleme dik yöndeki normal vektörü, ∂ zamana göre türev operatörünü, ∇ doğu *(x)* ve kuzey *(y)* yönlerindeki yatay gardyan operatörünü, P_i tabakalardaki ortalama basınç miktarını, W_e karışım tabakasının arayüzeyindeki karışım (entrainment) hızını, H_m karışım tabakasının kalınlığını, h_1 ve h_2 ise birinci ve ikinci tabakaların kalınlığını göstermektedir. Heaviside basamak (step) fonksiyonu Θ , $W_e > 0$ (entrainment) için $\Theta(W_e)=1$ ve $\Theta(-W_e)=0$ olacak şekilde, $W_e < 0$ (detrainment) için ise $\Theta(W_e)=0$ ve $\Theta(-W_e)=1$ olacak şekilde tanımlanmaktadır. $\phi\left(\frac{Hm}{h1}\right)$ ise, $\left(\frac{Hm}{h1}\right)\geq 1$ için bir, diğer durumlarda sıfır değerini alan başka bir basamak fonksiyonudur. $\phi\left(\frac{Hm}{h1}\right)=1$ durumu birinci tabakanın karışım tabakası içinde kaldığı duruma işaret etmektedir. Bu şartlarda, birinci tabaka turbülanslı bir ortama sahip

olduğu için ikinci tabaka ile entrainment ve detrainment yöntemi ile madde, momentum ve su transferi gerçekleştirebilir. Öte yandan, bu olay yüzey karışım tabakasının birinci tabakadan dah ince olması durumunda, birinci tabakanın ara yüzeyine yakın bölgelerin türbülanssız olması nedeniyle, gerçekleşmemektedir. Süreklilik denklemindeki Laplacian operatörlü son terim nümerik maksatlı gürültüleri ortadan kaldırmak için kullanılmakta olup sistemin iç dinamiğine önemli bir etkisi bulunmamaktadır.

Ara yüzeylerdeki gerilim kuvvetleri aşağıdaki biçimde tarif edilmektedirler:

$$\tau_1 = C_i \Delta V_{12}(\mathbf{v_1} - \mathbf{v_2}) \;\; with \;\; \Delta V_{12} = \left[(u_1 - u_2)^2 + (v_1 - v_2)^2\right]^{1/2} \tag{3}$$

$$\tau_2 = C_i \mathbf{v_2} \left[{u_2}^2 + {v_2}^2\right]^{1/2}. \tag{4}$$

Burada C_i arayüzey sürtünme katsayısını işaret etmektedir. Denklem 1'deki basınç gradyanları birinci ve ikinci tabakalar için sırasıyle

$$\nabla P_1 = \nabla(g'_{13} h_1 + g'_{23} h_2) - h_1 \nabla(g'_{13}/2)$$
$$\nabla P_2 = \nabla(g'_{23} h_2/2) + g'_{23} \nabla(h_1 + h_2/2) \tag{5}$$

olarak ifade edilirler. $g'_{13} = g\,(\rho_d - \rho_1)/\rho_0$ ve $g'_{23} = g\,(\rho_d - \rho_2)/\rho_0$ birinci ve ikinci tabakalar için indirgenmiş gravitasyon sabitlerini, ρ_1 ve ρ_2 bu tabakaların ortalama yoğunluklarını, ρ_d ise alt tabakanın ortalama yoğunluk değerini göstermektedir.

Yüzey karışım tabakasının kalınlığının yıl boyunca olan değişimleri

$$\frac{\partial H_m}{\partial t} + \nabla \cdot (H_m \mathbf{V_m}) = W_e + A_h \nabla^2 H_m \tag{6}$$

denklemi ile ifade edilmektedir. Burada ***Vm*** karışım tabakası içindeki ortalama akıntı hız vektörünü göstermekte olup, birinci ve ikinci tabakalardaki hız vektörleri cinsinden

$$\mathbf{V_m} \equiv \mathbf{V} = (\mathbf{v_1} h_1 + \mathbf{v_2} h_2)\,/(h_1 + h_2). \tag{7}$$

olarak ifade edilebileceği kabul edilmektedir.

2.3. Iki-buçuk tabakalı indirgenmiş-gravitasyon modeli için temel termodinamik denklemler

Arayüzeyin üst kısmını kapsayan, modelin birinci ve ikinci tabakaları içindeki sıcaklık ve tuzluluk değişimlerini açıklayan taşınım denklemleri aşağıdaki şekilde verilmektedir.

$$\frac{\partial C_1}{\partial t} + \mathbf{v_1} \cdot \nabla C_1 = A_h \nabla^2 C_1 + \frac{\Pi_{C0}}{h_1} + \phi \left(\frac{H_m}{h_1}\right) \Theta(W_e) W_e \frac{(C_2 - C_1)}{h_1} \tag{8}$$

$$\frac{\partial C_2}{\partial t} + \mathbf{v_2} \cdot \nabla C_2 = A_h \nabla^2 C_2 + \phi \left(\frac{H_m}{h_1}\right) \Theta(-W_e) W_e \frac{(C_2 - C_1)}{h_2} + \frac{(C_{2,clim} - C_2)}{t_l} \tag{9}$$

C sıcaklık için T'nin, tuzluluk için S'nin yerini tutan bir değişken olup C_{clim} bu değişkenin klimatolojik şartlardaki ortalama değerlerini, t_l ise C değerlerinin C_{clim} değerlerine yaklaşmasını belirleyen bir zaman parametresini ifade etmektedir. İkinci tabaka için bir ısı ve tuz akısı kaynağını gösteren 9 no'lu denklemdeki son terim, bu nedenle, bu tabakanın uzun zaman ölçeklerinde sabit bir denge içinde davranmasını sağlamaktadır. 8 no'lu denklemdeki Π_{C0} terimi yüzeydeki ısı ve su akısını ifade etmekte olup, sırası ile

$$\Pi_{H0} = \frac{Q_{tot}}{\rho_0 c_p} + \frac{h_1}{t_h}(T_{1,clim} - T_1) \tag{10}$$

$$\Pi_{S0} = S_1(e - p) + \gamma_s(t)\frac{h_1}{t_s}\,(S_{1,clim} - S_1) \tag{11}$$

şeklinde verilmektedir. 10 no'lu denklemde, Q_{tot} ölçümler sonucu elde edilen toplam ısı akısını, ikinci terim ise hesaplanan su sıcaklığı değerlerinin (T_1) ölçülen değerlerden ($T_{1,clim}$) aşırı miktarda sapmasını ve bu nedenle de model hesaplamalarında gerçekçi olmayan değerler ortaya çıkmasını önlemek amacıyle eklenilmiş bir düzeltmeyi göstermektedir. Benzer şekilde bir terim 11 no'lu denklemde de tuz akısını düzeltmek için kullanılmaktadır. Buradaki $\gamma_s(t)$ ise sıfır ile bir arasında aylara göre değişik değerler alan bir fonksiyon olup, kuzeybatı kıta sahanlığının kıyı kesimlerindeki nehir kaynaklı tuzluluk değişimlerinin modele katkısını ifade etmektedir. Bu denklemde, gerçek ölçülebilen tuz akısı buharlaşma (e) ve yağış (p) farklılıkları cinsinden birinci terim olarak verilmektedir.

8 ve 9 no'lu denklemler yardımı ile hesaplanan sıcaklık ve tuzluluk değerleri, daha sonra Mellor (1990) tarafından verilen bir denkleme göre yoğunluk değerlerinin hesaplanmasında kullanılır. $\rho_1 > \rho_2$ şartının geçerli olduğu bazı durumlarda (kışın soğuma nedeni ile ortaya çıkan yoğunluk artışı sonucu), tabakaların sıcaklık ve tuzlulukları

$$C = (C_1 h_1 + C_2 h_2) / (h_1 + h_2). \qquad (12)$$

bağıntısı yardımı ile verilen değerlere eşit olacak şekilde ayarlanır. Bu durumlarda her iki tabaka da ayni fiziksel özellikler ile ifade edilmektedir. Bu olay ani konvektif karışım mekanizmasını göstermektedir.

Burada anlatılan model, yüzey karışım tabakasındaki sıcaklık ve tuzluluk değişimlerini hesaplamak için 8 ve 9 nolu denklemlerdekine benzer şekilde ayrı denklemler içermemektedir. Yüzey karışım tabakasının sıcaklık ve tuzluluk değerleri birinci tabakadakiler ile ayni kabul edilmektedir. Bu yaklaşım denklem sayısını azalmak ve modeli daha pratik hale getirmek açısından yararlı olup, sonbahar ve kış aylarında karışım tabakası ile birinci tabakanın kalınlıklarının yaklaşık ayni olmaları nedeniyle g gerçekçidir. Yaz aylarında ise, karışım tabakası daha ince olduğu ve birinci tabaka içinde kaldığı için birinci tabaka ile ayni sıcaklık ve tuzluluk değerlerine sahip olacaktır.

Sonuç olarak, (1)-(12) no'lu denklem seti birinci tabaka içinde rüzgar gerilimi ve termodinamik akılar gibi atmosferik etkiler yoluyla yaratılan akıntı sistemi ile bunun arayüzey gerilim kuvveti, arayüzeydeki karışım ve basınç farklılıkları yoluyla ikinci tabaka içindeki yarattığı akıntı sistemlerinin ve termodinamik olayları açıklamaktadır.

2.4. Karışım (entrainment) mekanizmasının formülasyonu

Mevsimsel karışım tabakasının ara yüzeyindeki karışım hızı (W_e), Niiler ve Kraus (1977) modeline göre

$$\Theta(W_e)W_e b_m H_m = 2mu_*^3 e^{-H_m/h_d} + H_m B_0 [1 - \lambda\Theta(W_e)] \qquad (13)$$

denklemi kullanılarak elde edilir. Burada

$$B_0 = g\left[\frac{\alpha_t Q_{tot}}{\rho_0 c_p} + \beta S_1(e-p)\right] \qquad (14)$$

yüzeydeki toplam buoyancy akısı, $u_*^2 = |\tau_0| / \rho_0$ sürtünme hızı, $b_m = g\,\frac{\nabla\rho}{\rho_0}$ arayüzeydeki buoyancy miktarıdır.

13 no'lu denklem buoyancy girdileri nedeniyle karışım tabakasındaki ortaya çıkan potansiye enerji artışı (sol taraf) ile rüzgar gerilimi, soğuma ve buharlaşma sonucu ortaya çıkan turbülans kinetik enerji artışı (sağ taraf) arasındaki oluşan denge durumunu göstermektedir. Karışımı yaratacak büyüklükte bir turbülans kinetik enerji girdisi olamadığı durumlarda (yani 13 nolu denklemin sağ tarafı sıfır veya eksi işaretli olduğu durumlarda), karışım tabakası detrainment nedeniyle giderek incelir. Bu olayın hızı, McCreary ve Liu (1994)' da verildiği gibi,

$$W_e = \gamma_e(t)\left[\frac{B_0}{b_m}\right] \quad when \quad B_0 < 0 \qquad (15)$$

olarak ifade edilir. Buradaki $\gamma_e(t)$ bu olayın şiddetini zamana göre ayarlayan emprik bir fonksiyon olup, değeri Mart ayı için 2.5, Nisan için 1.75, tüm diğer aylar için ise 1.0 olarak tanımlanmıştır.

2.5. Sınır şartları ve sayısal çözüm yöntemleri

Model Karadeniz'i kapalı bir basen olarak kabul etmekte ve İstanbul Boğazı ile olan etkileşimini göz önüne almamaktadır. İstanbul Boğazı ile Karadeniz arasındaki etkileşimlerin yöresel karakterli olması ve basen boyutunda dolaşım sistemini

etkilememesi dolasıyle bu yaklaşım bu tür problemler için gerçekçi olup, modelin daha basite indirgenmesine yardımcı olmaktadır. Basen etrafındaki yüzeylerde sınır şartları

$$\mathbf{v}_n = (\nabla \mathrm{v})_p = 0 \qquad (16)$$

$$(\nabla h)_n = (\nabla \mathbf{v})_n = (\nabla \mathrm{C})_n = 0 \qquad (17)$$

olarak verilmekte olup, buradaki *n* ve *p*, sırası ile, yüzeylere dik ve paralel doğrultuları göstermektedir. 16 no'lu bağıntı yatay yöndeki akıntılar için serbest-geçiş (free-slip) şartını, 17 nolu bağıntı ise bu yüzeylerden momentum ve su akısı geçirgensizliği şartını belirtmektedir.

Model ilk şart olarak, *t=0* zamanında, durağan koşulların varlığını kabul etmektedir. Bu sistem içinde birinci ve ikinci tabakaların kalınlığı 30 ve 70 m olarak alınmış, tuzluluk ve sıcaklık dağılımları ise klimatolojik verilere göre belirlenmiştir. Modelde kullanılan parametrelerin değerleri Tablo 1' de özetlenmiştir.

Denklemler, sonlu-farklar yöntemleri ile Mellor (1991)' de anlatılan Princeton Ocean Model' e benzer şekilde sayısal yaklaşım metodları kullanarak çözülmüştür. Ağ genişlikleri doğu-batı yönünde $1/10^{o}$ (7860 m), kuzey-güney yönünde ise $1/16^{o}$ (6950 m) olarak alınmıştır. İki tabaka arasındaki yoğunluk farkının 3-5 kg m^{-3} dolaylarında olduğu gözönüne alındığında, bu ağ genişlikleri 20 km civarındaki baroklinik bozunurluk çapına göre çok daha küçük olup, orta ölçekli olayları çözebilecek düzeydedir.

Tabaka kalınlıkları ile sıcaklık ve tuzluluk ağların merkezindeki noktalarda, *u* ve *v* hızları ise boylamsal ve enlemsel yüzlerinde hesaplanmaktadır. Denklemlerdeki zamana göre değişimler leap-frog yöntemine göre ifade edilmekte, ve sayısal çözümlerdeki zamana göre ortaya çıkan ayrışımlar (time splitting) Aselin filtresi kullanarak önlenmektedir. Sıcaklık ve tuzluluk denklemlerindeki yatay adveksiyon terimleri

$$[u\frac{\partial C}{\partial x}] = \begin{cases} u_{i,j}(C_{i,j} - C_{i-1,j})/\Delta x, & u_h \geq 0 \\ u_{i+1,j}(C_{i+1,j} - C_{i,j})/\Delta x, & u_h < 0 \end{cases} \qquad (18)$$

Bağıntılarındaki gibi "upstream" farklılıklar yöntemi ile gösterilmiştir. Bu yaklaşım yöntemi birinci dereceden hassasiyete sahip olmasına rağmen daha gerçekçi sonuçlar

üretmesi nedeniyle tercih edilmektedirler. Denklemlerin zaman göre integrasyonunda zaman aralığı 10 dakika olarak belirlenmiştir. Model 10 yıl süre ile integre edilerek dinamik yapının bu süre içinde geçirdiği değişimler izlenmiştir. Model genellikle ilk şartlardan başladığı denge durumuna beşinci yıl sonunda ulaşmış, daha sonraki yıllarda denge durumunda kararlı bir biçimde kalarak yıldan yıla değişmemiştir.

2.6. Modelde kullanılan Atmosferik Girdiler

Sirkülasyon modeli günlük klimatolojik rüzgar gerilimi, ısı ve tatlı su akılarını içeren bir girdi seti kullanılarak çalıştırılmaktadır. Bu girdiler 1x1 derecelik çözünürlülüğe sahip 1978-1995 seneleri arasındaki 17 yıllık bir dönemi kapsayan günlük NCEP atmosfer model-data çıktılarınından elde edilmişlerdir. Bu bulguların içeriğine yönelik detaylı bilgiler bu raporun kapsamı dışında olup yıl içindeki önemli değişimler burada sadece genel hatları ile kısaca değinilecektir.

Rüzgar gerilimleri yıl boyunca iki tür temel dağılım göstermektedir (Şekil 5). Kasım-Nisan dönemi Karadeniz genelinde daha karmaşık ve düzensiz bir yapı göstermekte olup batı kesimleri genellikle kuzey-kuzeydoğulu rüzgarların, orta ve doğu kesimleri ise güney-güneybatılı rüzgarların etkisi altındadır. Güneybatılı rüzgarlar bazı durumlarda kuzey kesimlerde batı rüzgarlar şeklinde de görülmektedir. Bunlar doğuya doğru hareket eden haftalık-ömürlü alçak basınç merkezlerinin yarattığı rüzgarlardır. Mayıs-Ekim döneminde hakim rüzgarlar genellikle kuzeyden esmektedir. Bunlar Karadenizin kuzey-güney ekseninde önemli değişimler göstermekte ve genellikle güneye doğru şiddetlenmektedir. Burada kullanılan NCEP klimatolojisi, daha önceleri kullanılan Hellerman-Rosenstein (1981) klimatolojisi ile Mayıs-Ekim döneminde benzerlikler, Kasım-Nisan döneminde ise bu iki veri seti önemli farklılıklar içermektedir. Hellerman-Rosenstein (1981) verileri kış döneminde genellikle kuzeyli rüzgarların etkisini göstermekte iken NCEP veri seti, yukarıda da ifade edildiği gibi, zaman zaman güney-güneybatılı rüzgarların etkin hakimiyetini göstermektedir.

NCEP ısı akı verilerinin (Şekil 6) genel karakteristik özelliği doğu-batı eksenindeki homojenlik, kuzey-güney yönündeki keskin değişimlerdir. Bu tür yapı tüm yıl boyunca göze çarpmaktadır. Soğuma Ekim ayında başlamakta olup en yüksek değerlerine Aralık ayında ulaşmakta ve daha sonra yavaş yavaş azalmaktadır. Aralık ayına ait aylık ortalama ısı akısı dağılımı en yüksek soğumanın 160 W m^{-2} ile kuzeybatı kıta sahanlığı bölgesinde olduğuna işaret etmekte, ve kuzeydeki yaklaşık 120 W m^{-2} değerlerinden güney kıyılarına doğru 20 W m^{-2} değerlerine kadar azaldığını göstermektedir. Kıyılarımız boyunca yer yer eksi işaretli (ısınma gösteren) bölgelerin varlığı da görülmektedir. Haziran ayı ise 160 W m^{-2} ile en yüksek ısınmanın olduğu periyod olup, kış aylarına benzer şekilde, kuzeyden güneye doğru azalmaktadır. Öte yandan, hem kış hem de yaz dağılımları batı kıyıları boyunca önemli değişimlerin varlığına işaret etmektedir. Mart ve Eylül ayları yaz ve kış dönemlerine geçiş periyotlarıdır.

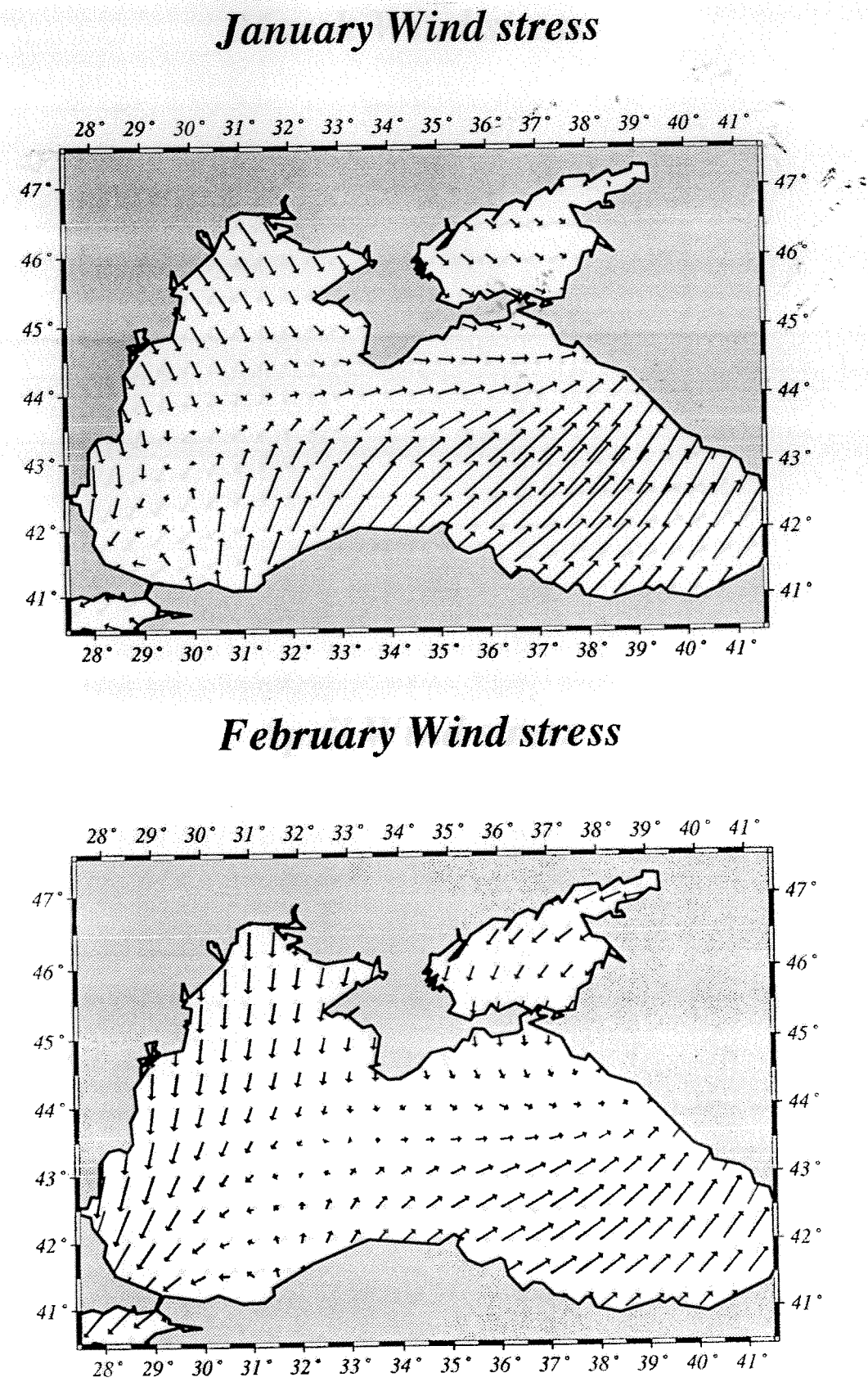
Benzer yapılar yıl boyunca buharlaşma ve yağış farkı dağılımlarında da göze çarpmaktadır (Şekil 7). Genel olarak, Karadeniz kuzey kesimlerinde buharlaşmanın, güney kesimlerinde ise yağışın daha etkin olduğu bir yapıya sahipdir. Buharlaşma özelikle kuzey batı kesimlerinde çok belirgin olup sonbaharda 4 mm/gün değerlerine kadar yükselmektedir. Güneye doğru ise bu değerler 1.5 mm/gün değerine kadar düşebilmektedir. İlkbaharda ise zıt bir yapı oluşmakta, ve değerler güneyden kuzeye doğru azalmaktadır. Kış ve yaz ayları 1.5-2.5 mm/gün civarında, daha homojen bir buharlaşma-yağış farkı dağılımları göstermektedir. İlkbahar mevsiminde, Karadenizin güney yöreleri daha fazla buharlaşmaya paralel olarak ayni zamanda daha fazla (4.5 mm/gün civarında) yağış almaktadır. Yaz aylarında, yağış en fazla yoğunluklu olarak (4 mm/gün) Karadenizin güney doğu kesimlerinde ortaya çıkmaktadır ve diğer yörelerde genellikle 1.0-1.5 mm/gün değerlerini aşmamaktadır. Sonbahar ve kış aylarında ise yağış miktarlarındaki kuzey-güney gradyanlarının, diğer dönemler kadar kuvvetli olmamakla birlikte, sürmek olduğu izlenmektedir. Sonuç olarak, buharlaşma-yağış farkı dağılımları buharlaşma ve yağış dağılımlarında ortay çıkan bölgesel ve mevsimsel farklılıkların bir sonucu olrak ortaya çıkan dağılımlar göstermektedir. Örneğin, Aralık ayı dağılımı en fazla soğumanın kuzeybatı kıta sahanlığında olduğu 1.8 mm/gün'e kadar varan farklılıklar, 43°N boylamının altındaki bölgede ise yağış-buharlaşma miktarının 1.4

mm/gün değerlerine kadar ulaştığı tersi bir durum göstermektedir. Haziran ayında ise buharlaşma-yağış miktarı daha homojen olup, sadece güneydoğu daki sahil şeridi boyunca önemli farklılıklar ortaya çıkmaktadır.

Tablo 1

Modelde kullanılan bazı parametrelerin tanımı ve değerleri

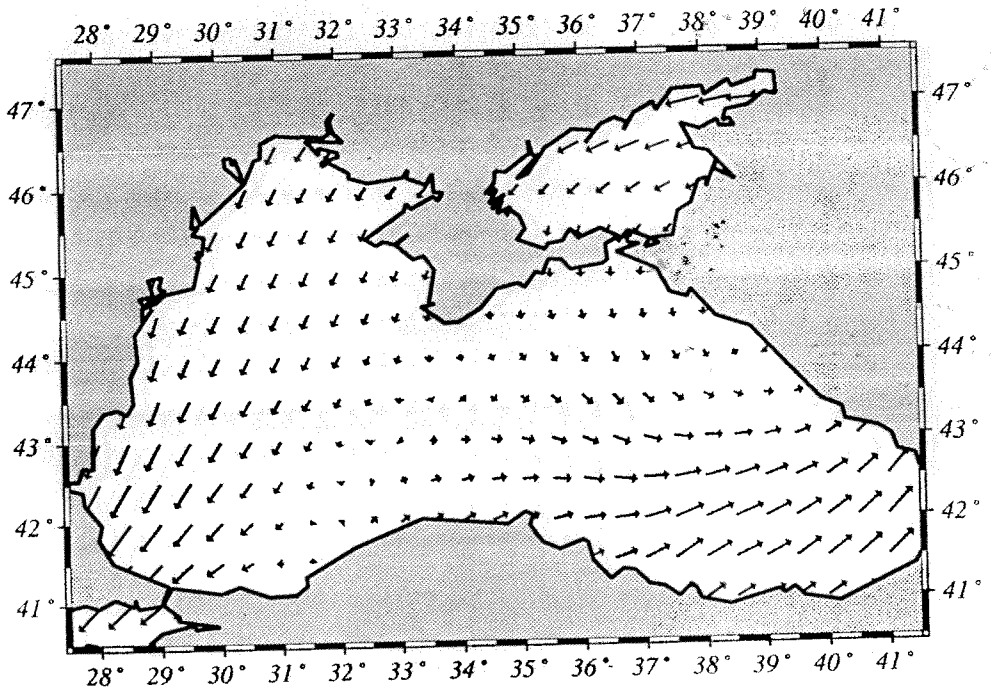
Parameter	Value	Definition
Δt	600 s	Time step
A_h	50 $cm^2 s^{-1}$	Horizontal diffusivity
C_i	0.0005	Interfacial friction coefficient
f_0	0.0001 s^{-1}	Coriolis parameters
β	1.62 x 10^{-11} m^{-1}	Meridional gradient of the Coriolis parameter
t_h, t_s	1 d, 5 d	Restoring time scales for surface heat and salt fluxes
t_l	10 d	Restoring time scales for the lower-layer temperature and salinity
h_d	35 m	e-folding depth of the wind-induced turbulence production
ρ_0, ρ_d	1017 kg m^{-3}	Reference and the deep-layer density
g	9.81 m s^{-2}	Gravitational constant
m	1.0	Efficiency of wind mixing
$\Delta\rho$	2 kg m^{-3}	Density difference at the base of the mixed layer
c_p	4025 J kg^{-1} $°C^{-1}$	Specific heat of water
α_t	0.00025 $°C^{-1}$	Heat expansion coefficient
β_s	0.0007	Salt expansion coefficient
λ	0.3	Fraction of TKE dissipation



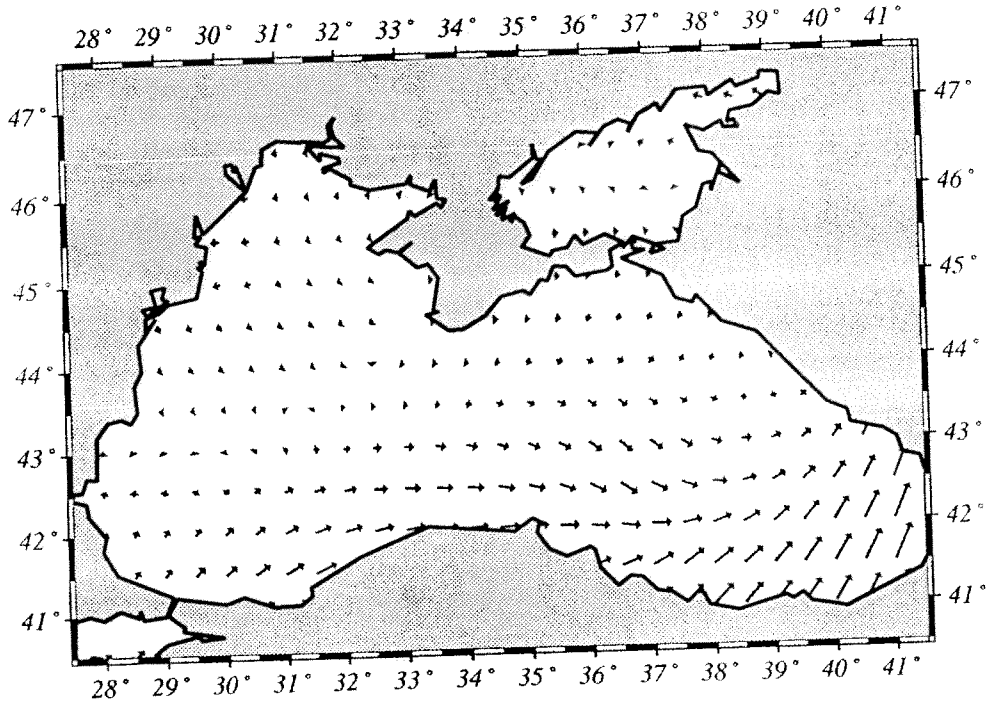
Şekil 5. Karadeniz'deki klimatolojik rüzgar gerilimi dağılımları

(Ocak, Şubat dönemi)

March Wind stress

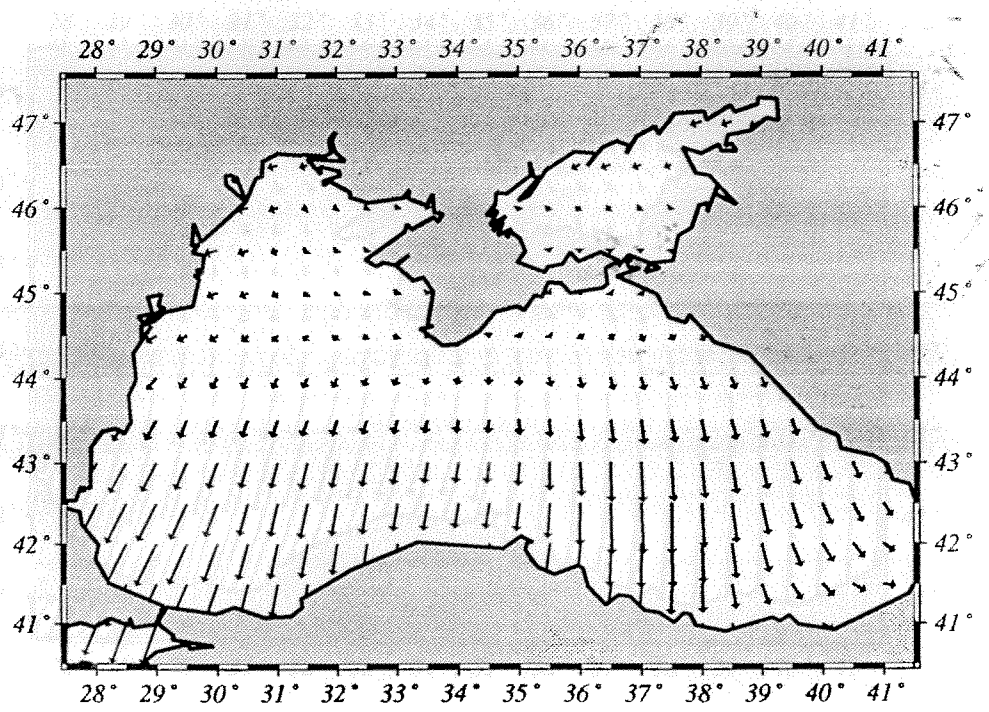


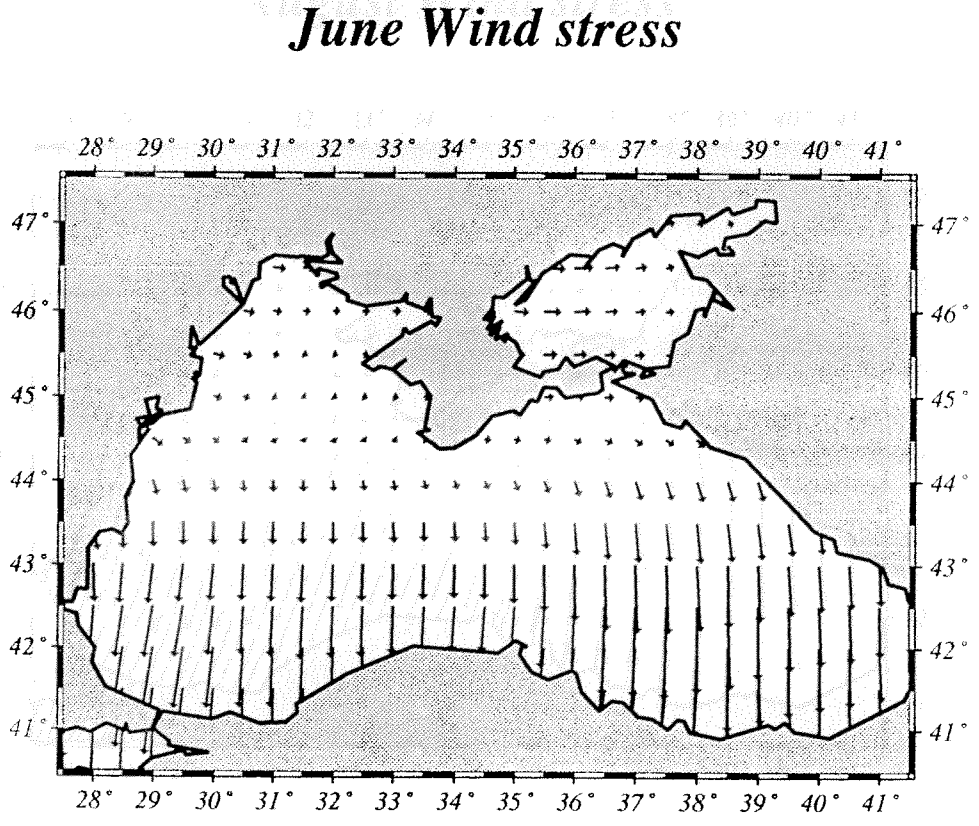
April Wind stress



Şekil 5. Karadeniz'deki klimatolojik rüzgar gerilimi dağılımları

(Mart, Nisan dönemi)

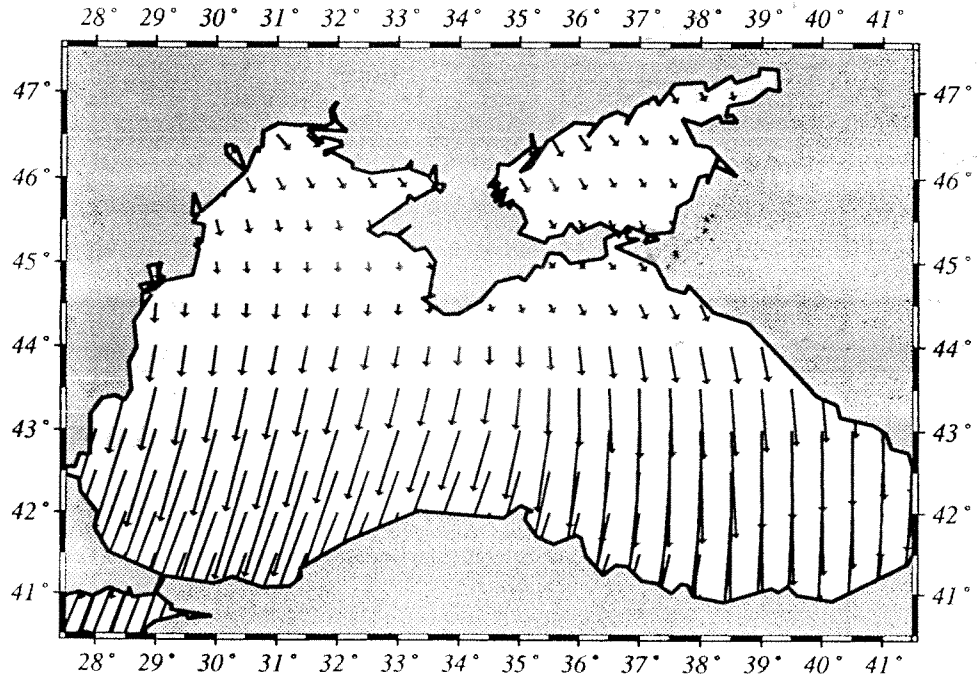




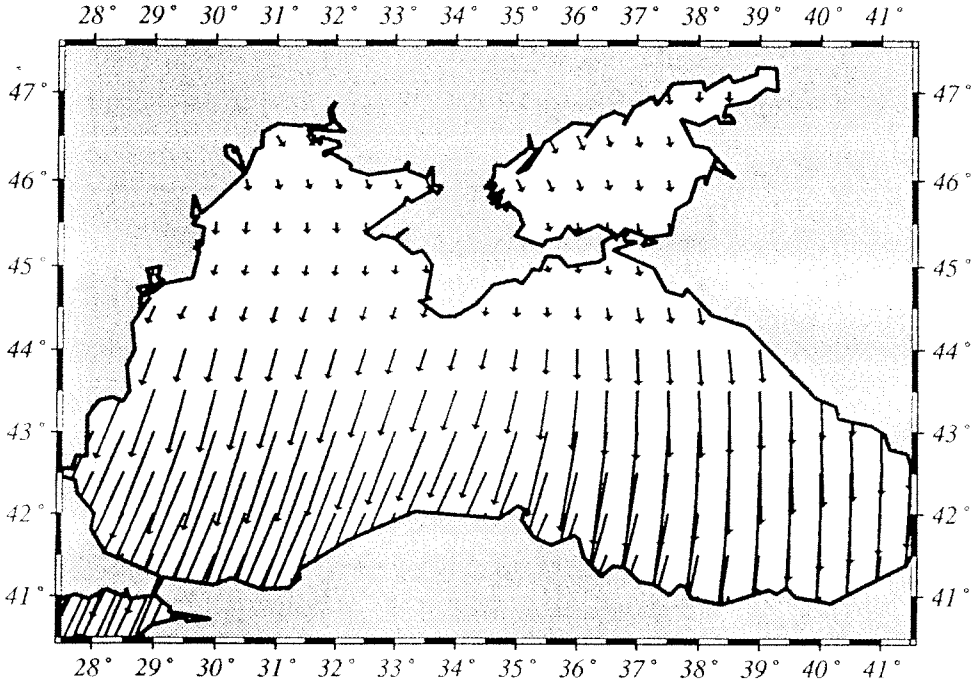
Şekil 5. Karadeniz'deki klimatolojik rüzgar gerilimi dağılımları

(Mayıs, Haziran dönemi)

July Wind stress

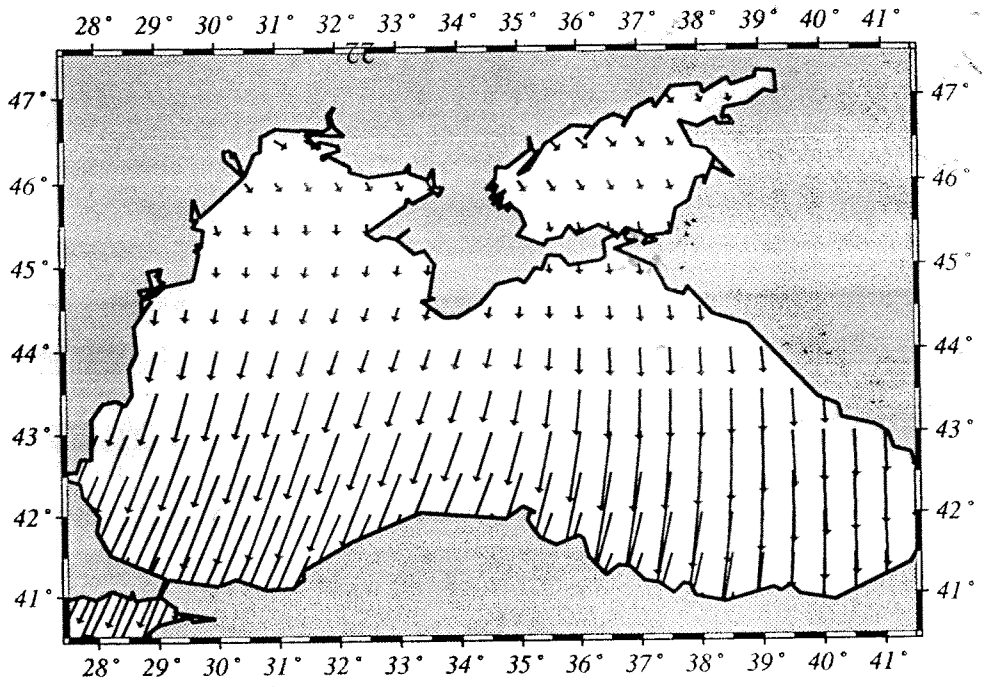


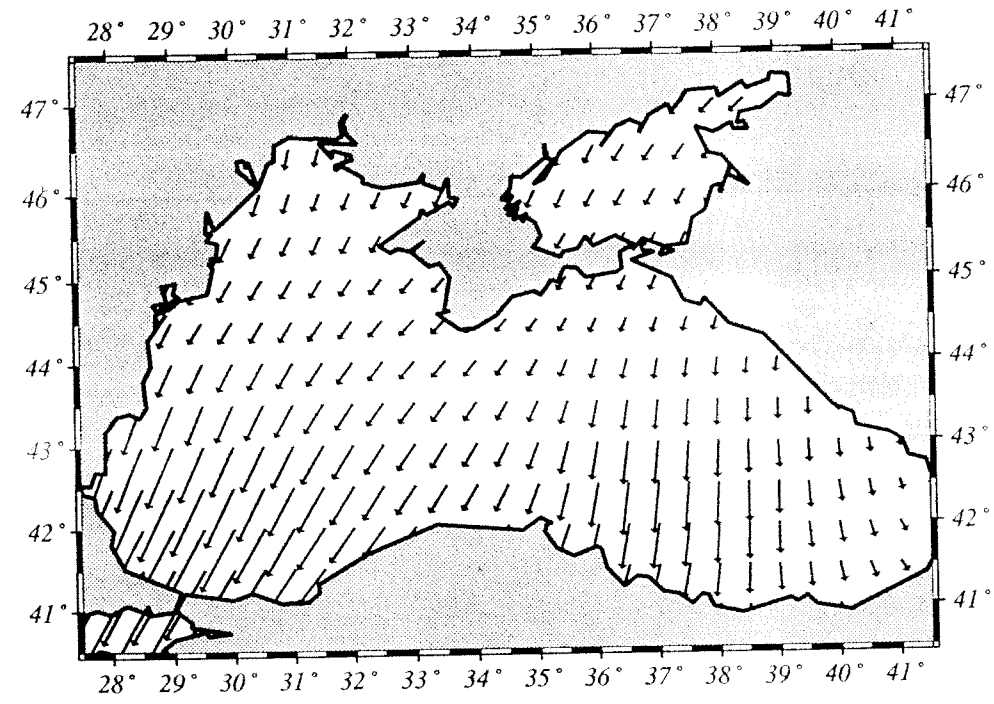
August Wind stress



Şekil 5. Karadeniz'deki klimatolojik rüzgar gerilimi dağılımları

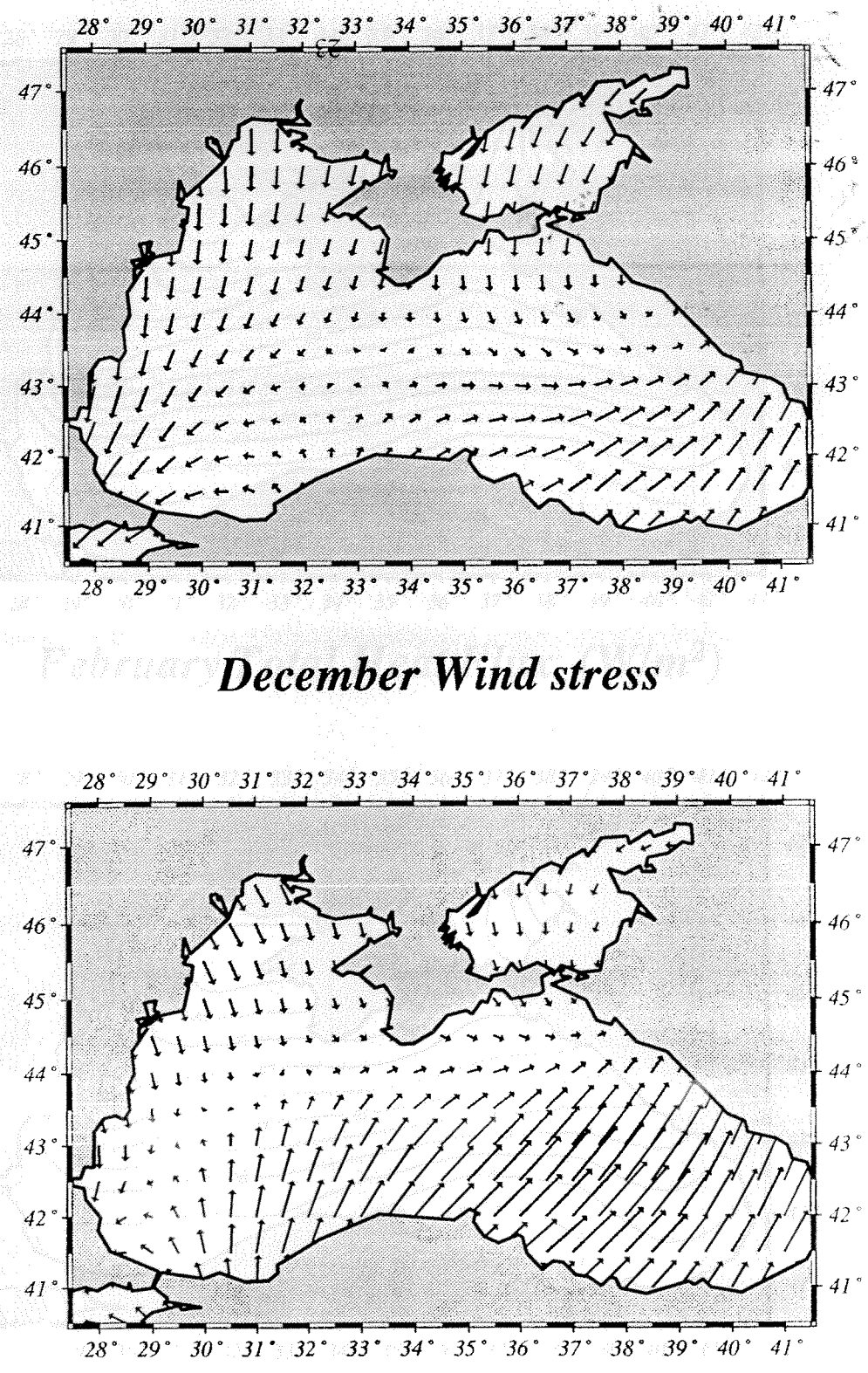
(Temmuz, Ağustos dönemi)





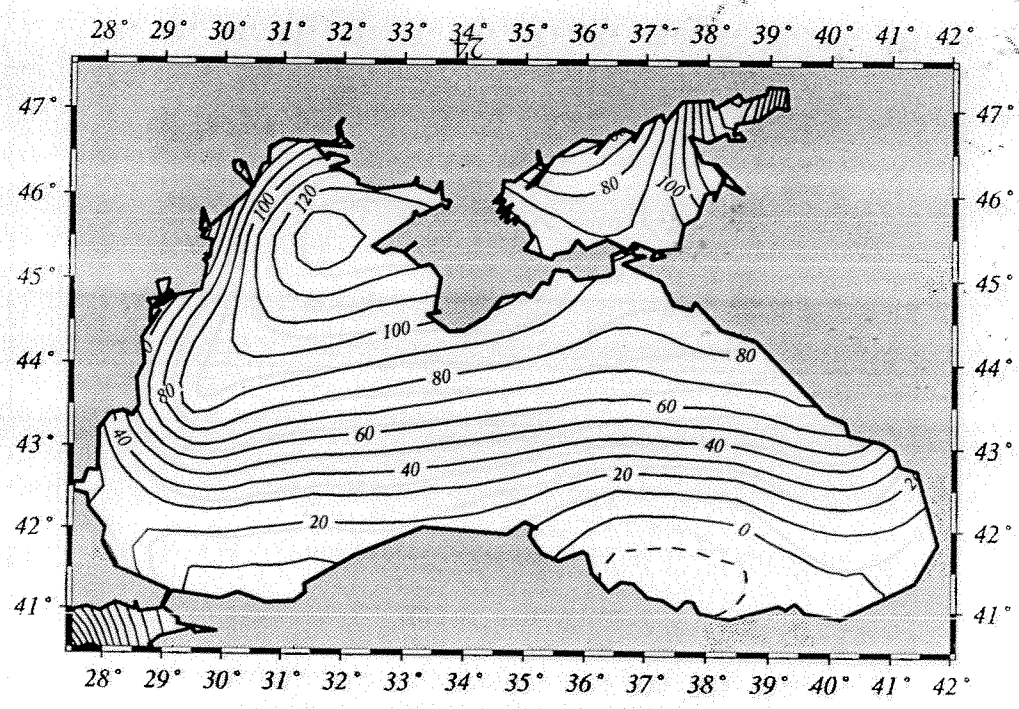
Şekil 5. Karadeniz'deki klimatolojik rüzgar gerilimi dağılımları

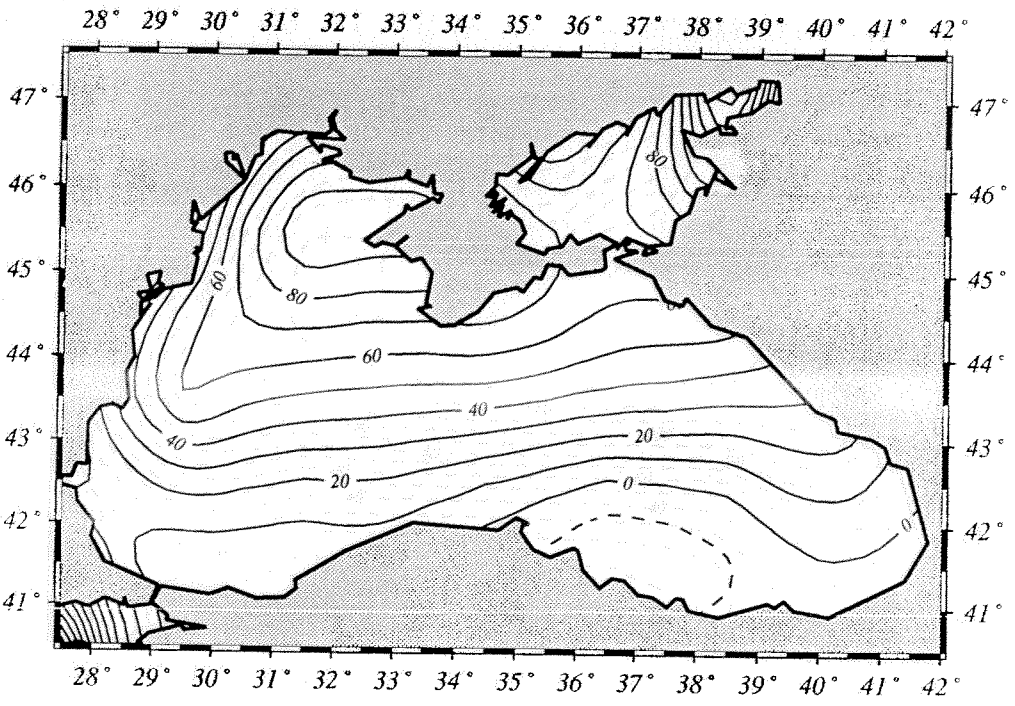
(Eylül, Ekim dönemi)



Şekil 5. Karadeniz'deki klimatolojik rüzgar gerilimi dağılımları

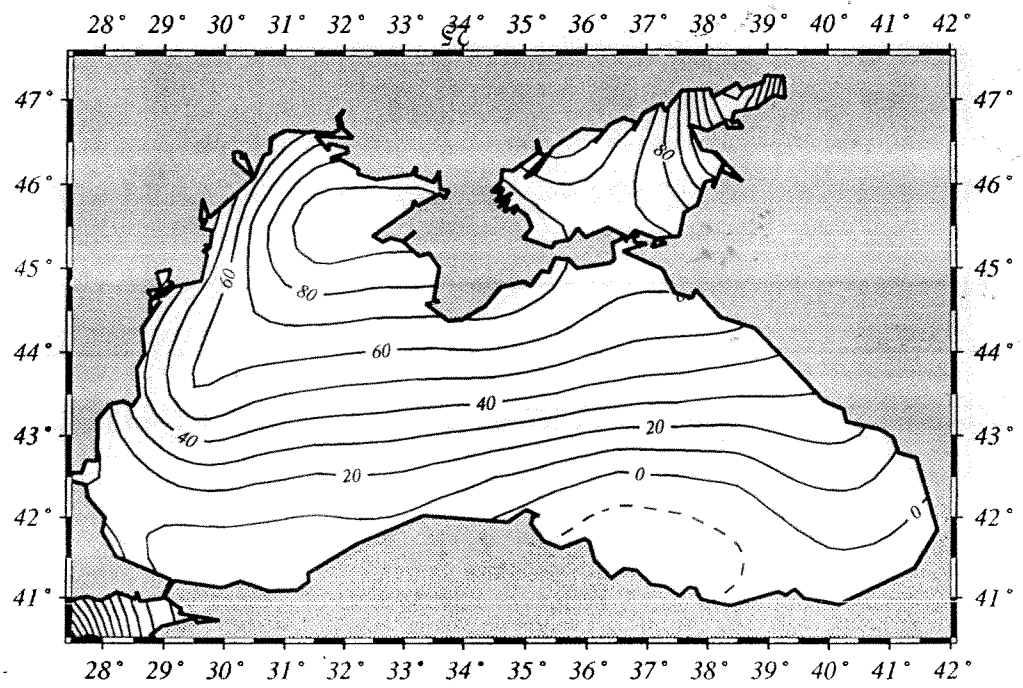
(Kasım, Aralık dönemi)



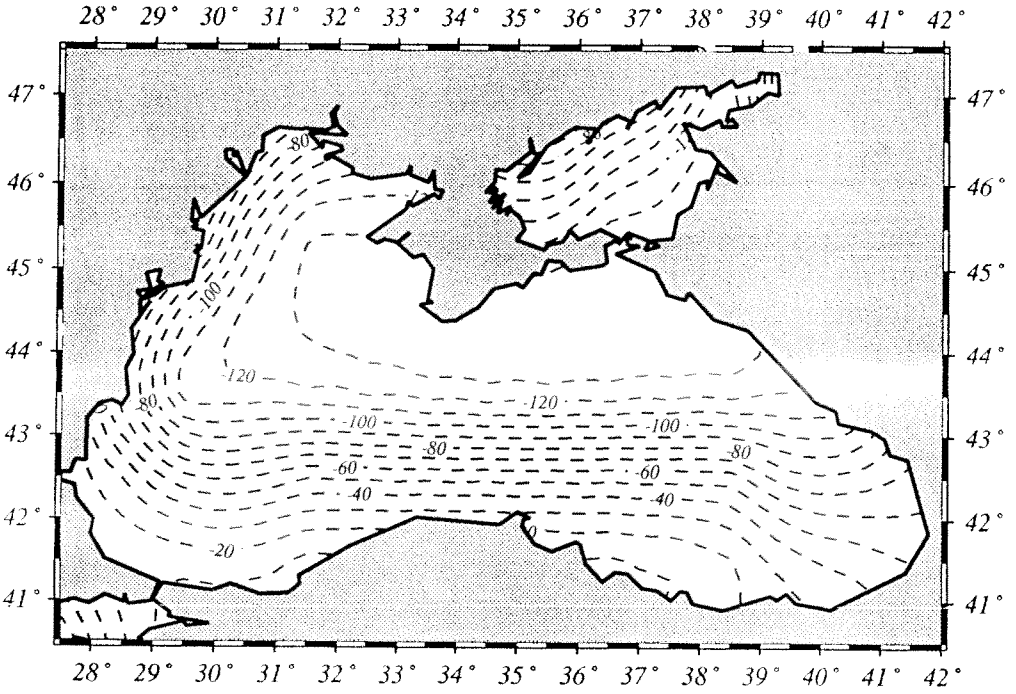


Şekil 6. Karadeniz'deki W/m^2 cinsinden klimatolojik ısı akısı dağılımları (Ocak, Şubat dönemi)

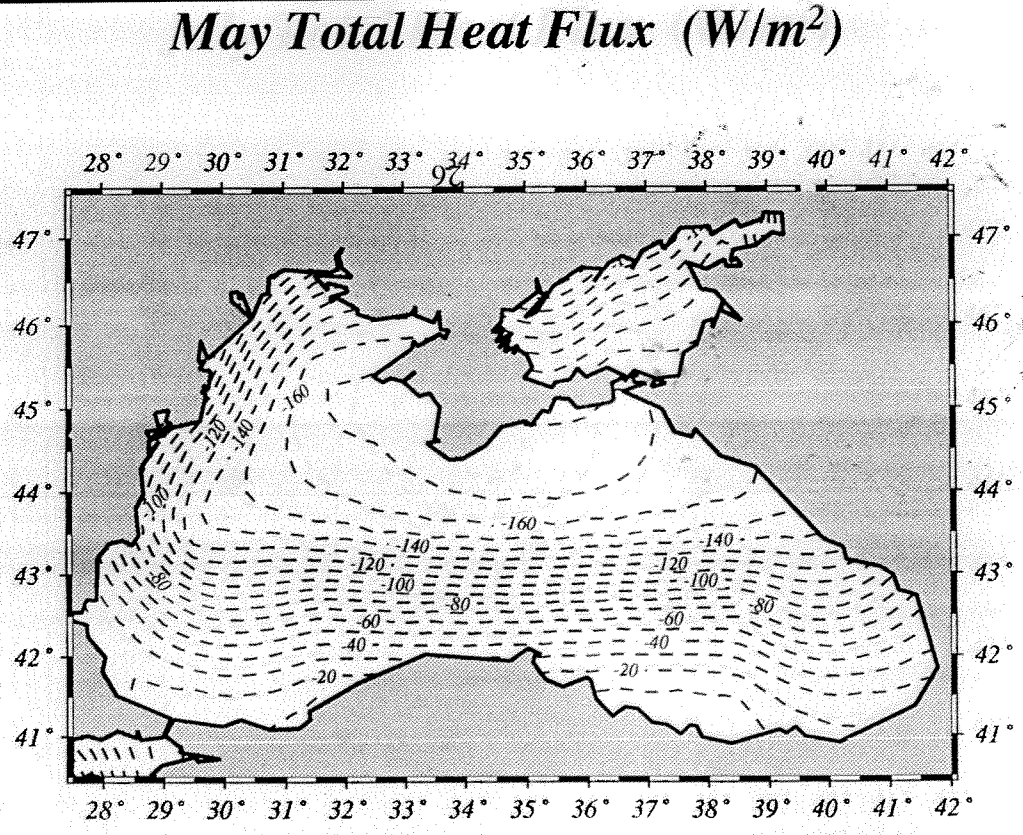
March Total Heat Flux (W/m^2)

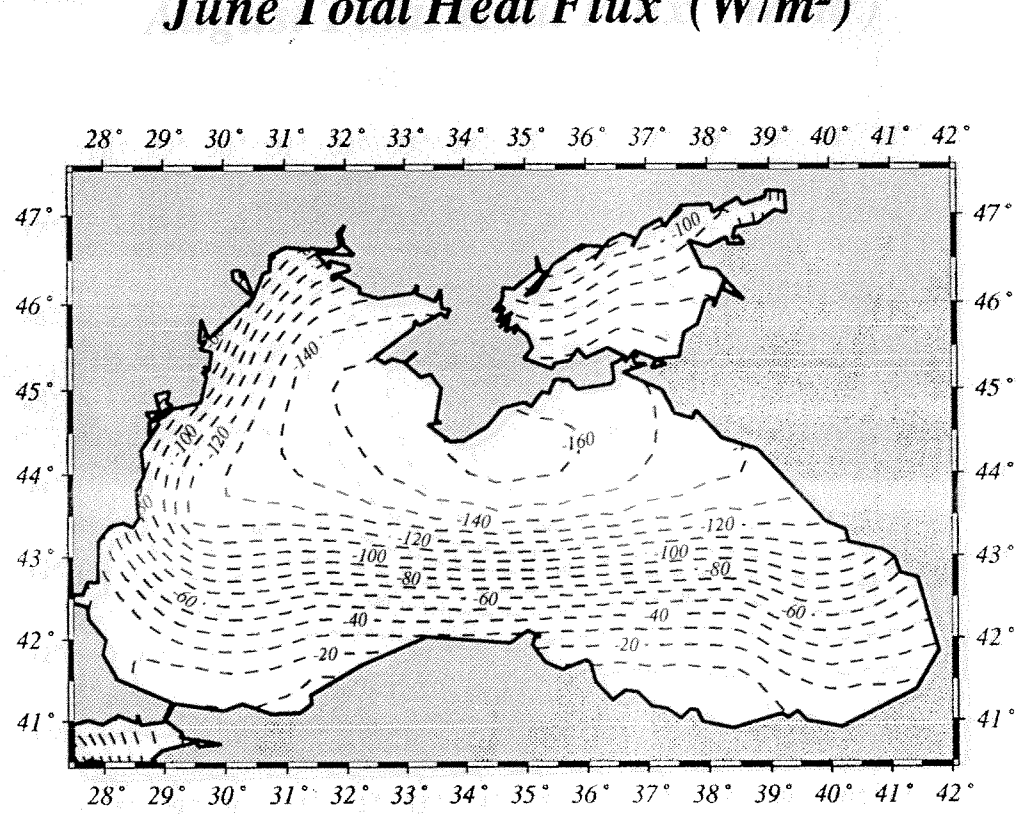


april Total Heat Flux (W/m^2)

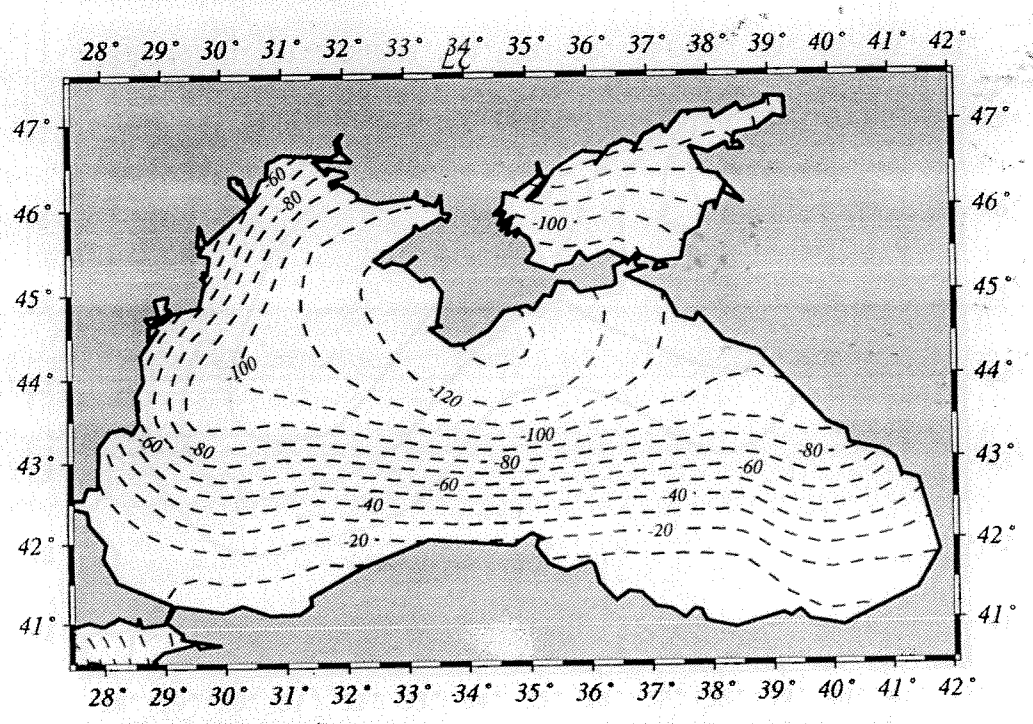


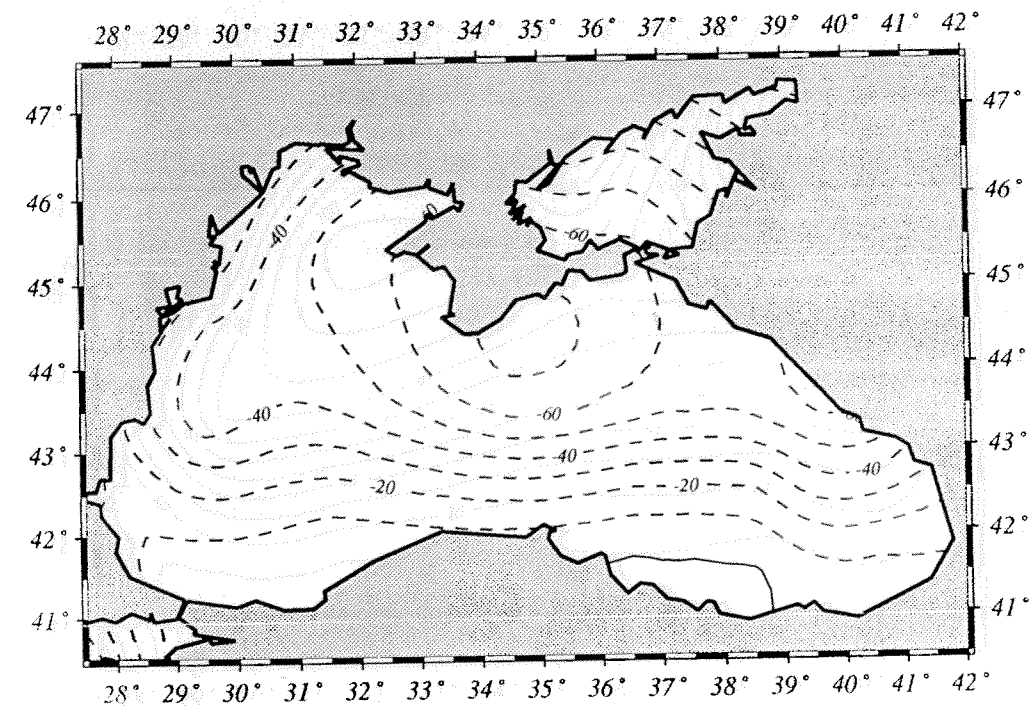
Şekil 6. Karadeniz'deki W/m^2 cinsinden klimatolojik ısı akısı dağılımları (Mart, Nisan dönemi)



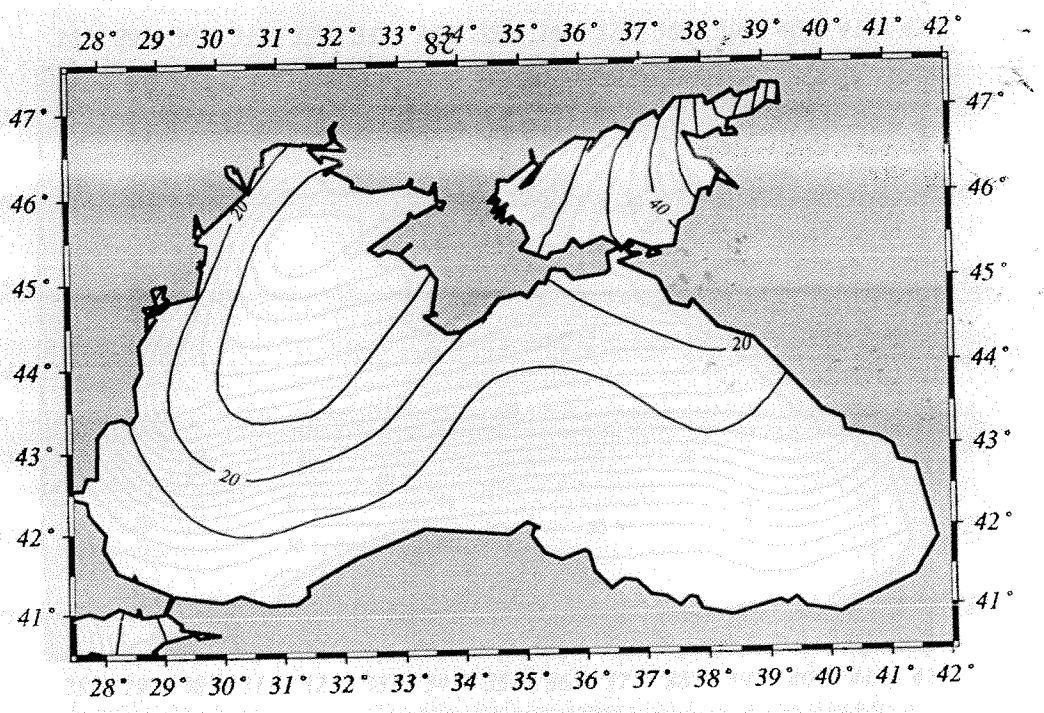


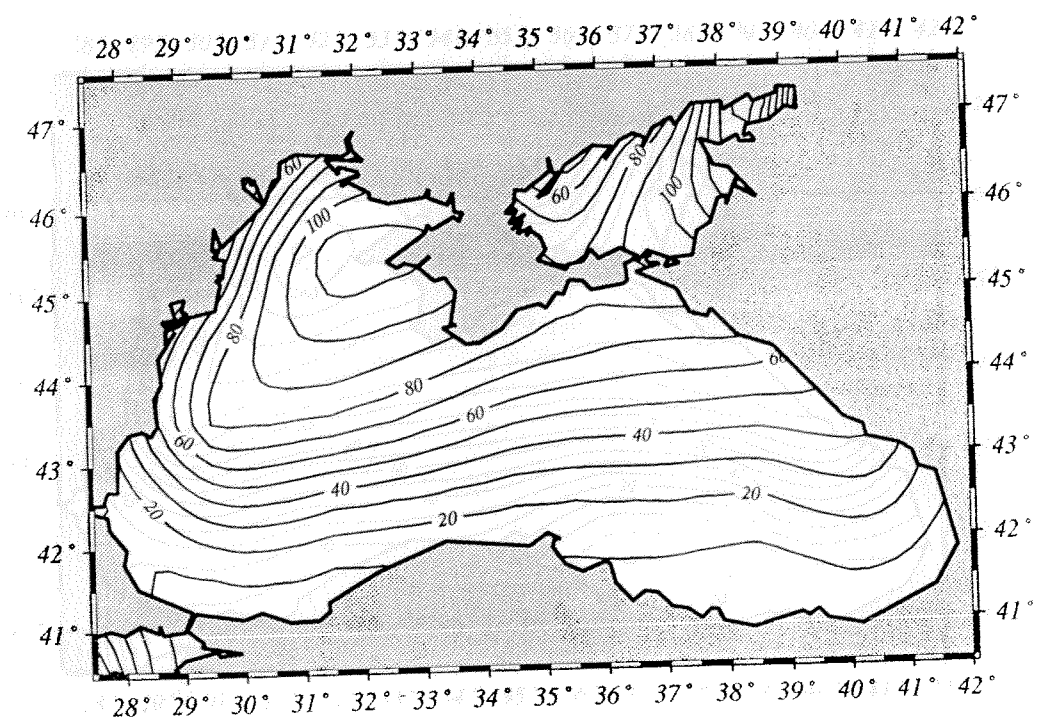
Şekil 6. Karadeniz'deki W/m^2 cinsinden klimatolojik ısı akısı dağılımları (Mayıs, Haziran dönemi)



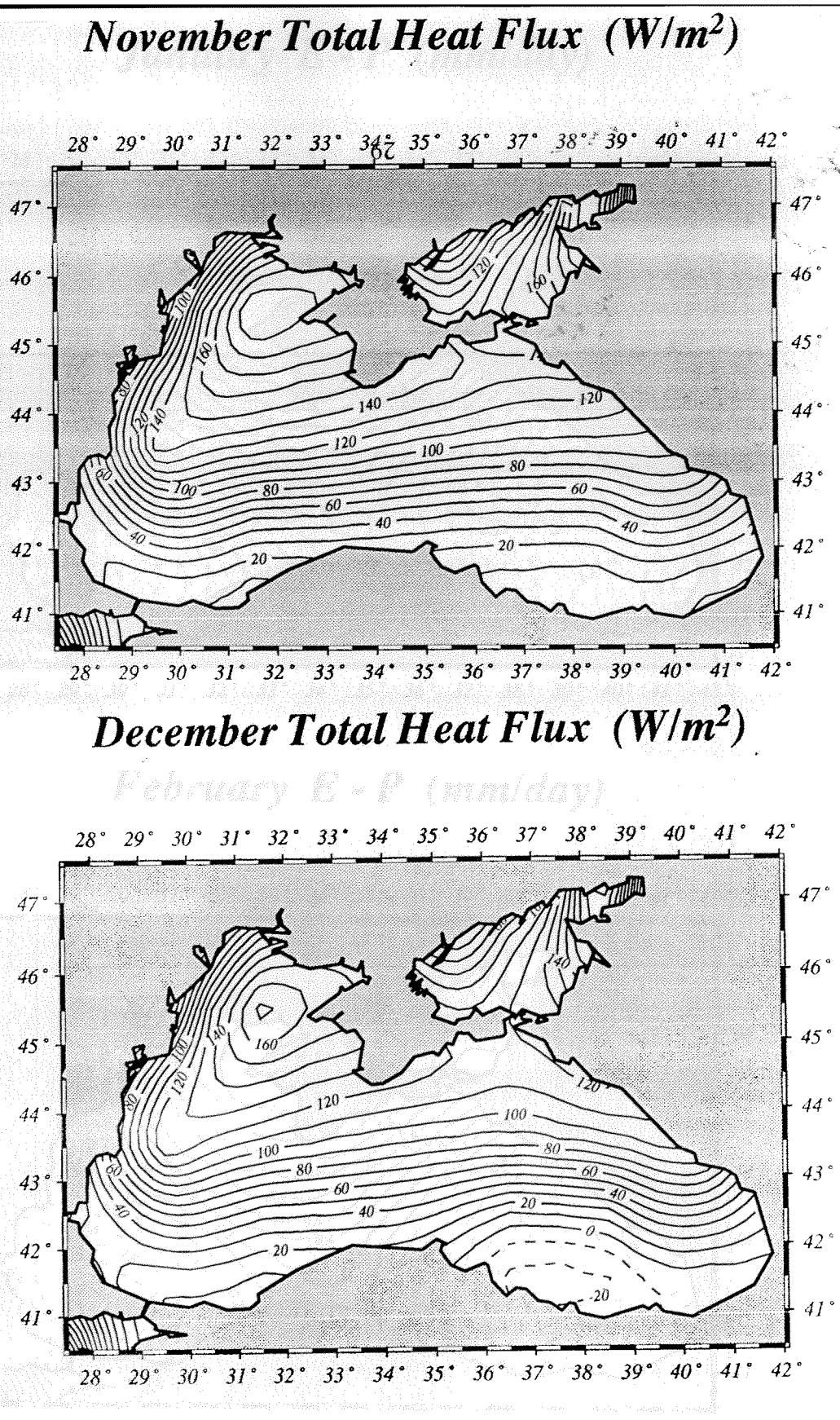


Şekil 6. Karadeniz'deki W/m^2 cinsinden klimatolojik ısı akısı dağılımları (Temmuz, Ağustos dönemi)



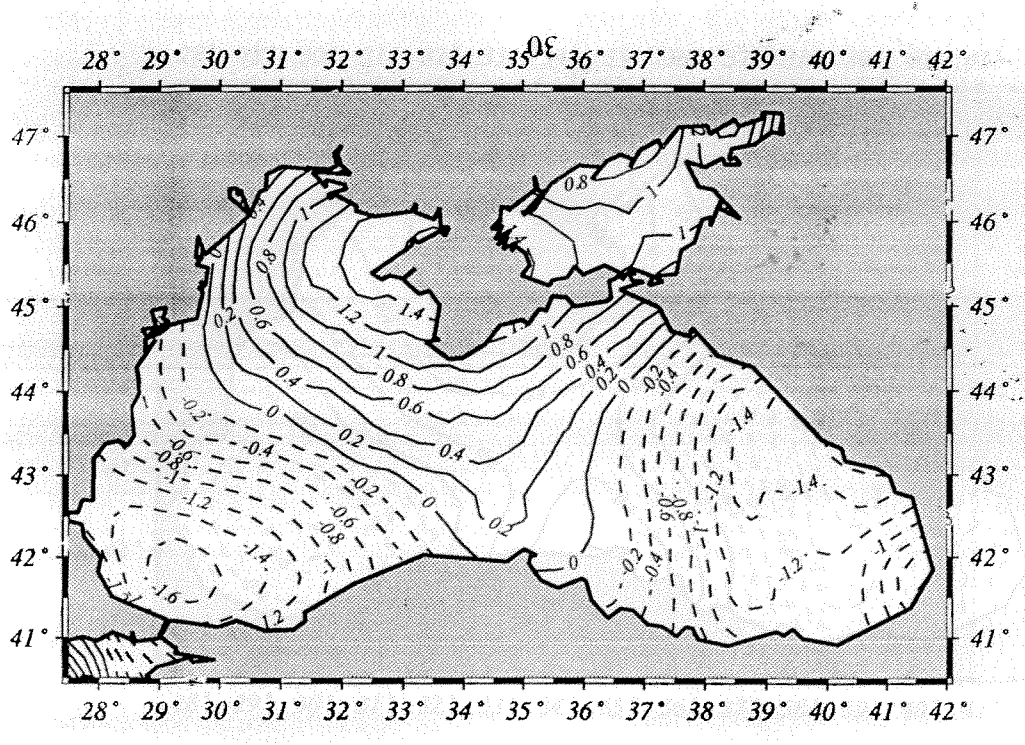


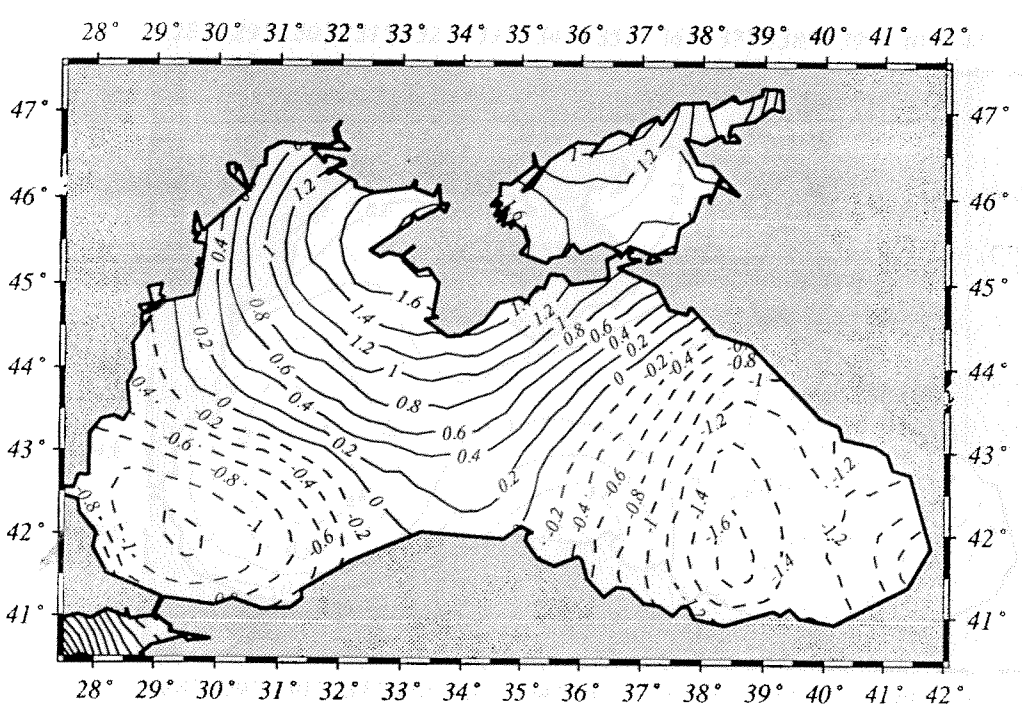
Şekil 6. Karadeniz'deki W/m^2 cinsinden klimatolojik ısı akısı dağılımları (Eylül, Ekim dönemi)



Şekil 6. Karadeniz'deki W/m^2 cinsinden klimatolojik ısı akısı dağılımları

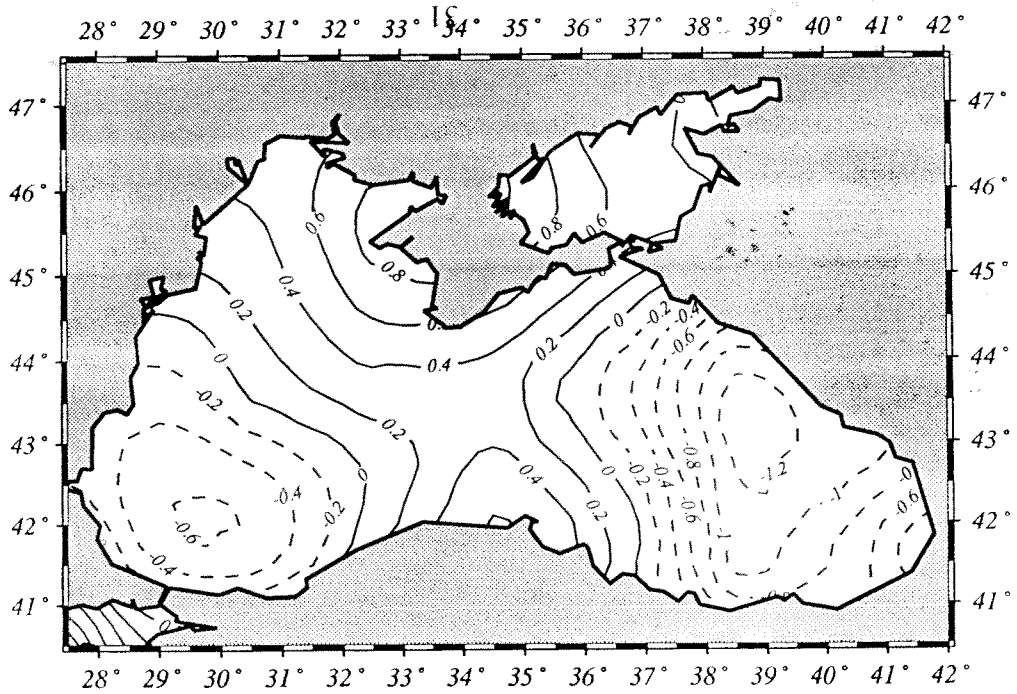
(Kasım, Aralık dönemi)



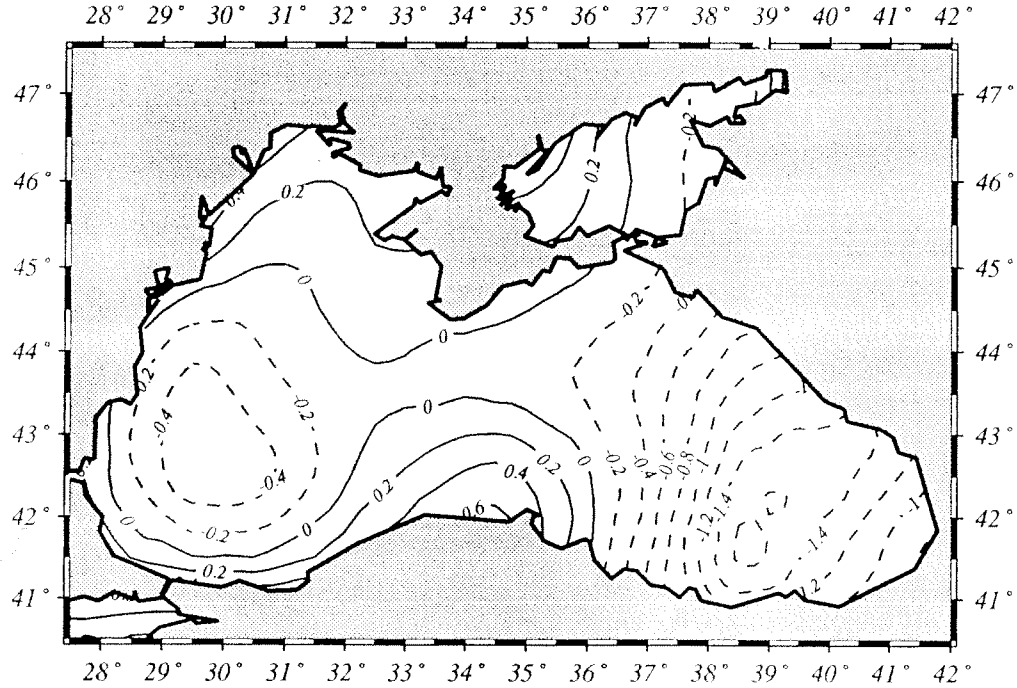


Şekil 7. Karadeniz'deki mm/gün cinsinden klimatolojik buharlaşma ve yağış farkı dağılımları (Ocak, Şubat dönemi)

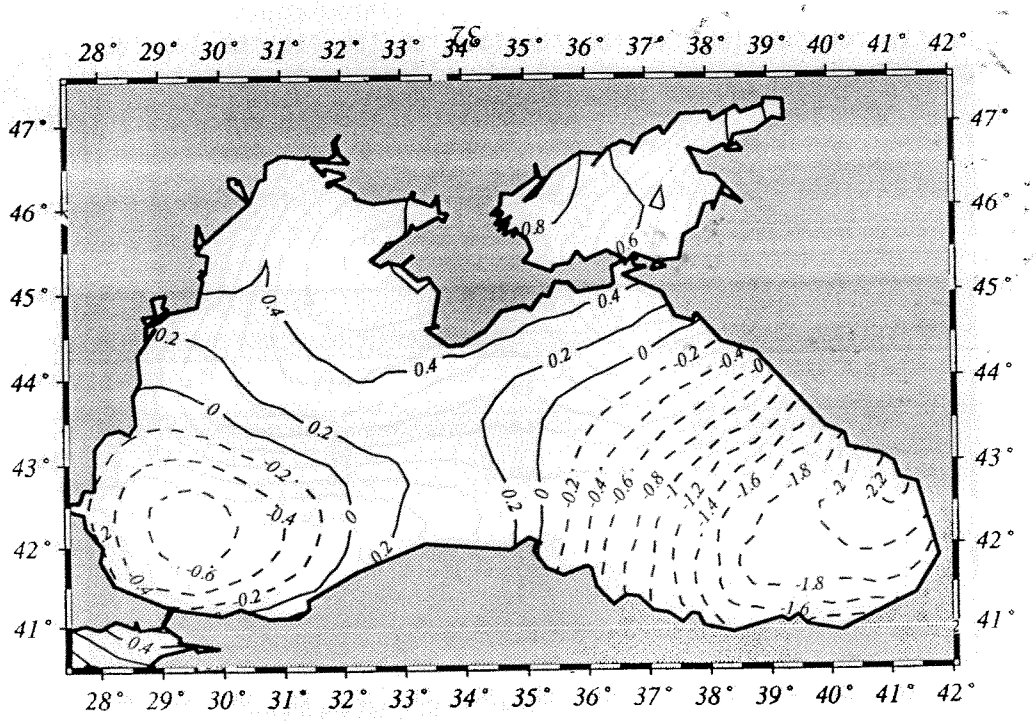
March E - P (mm/day)

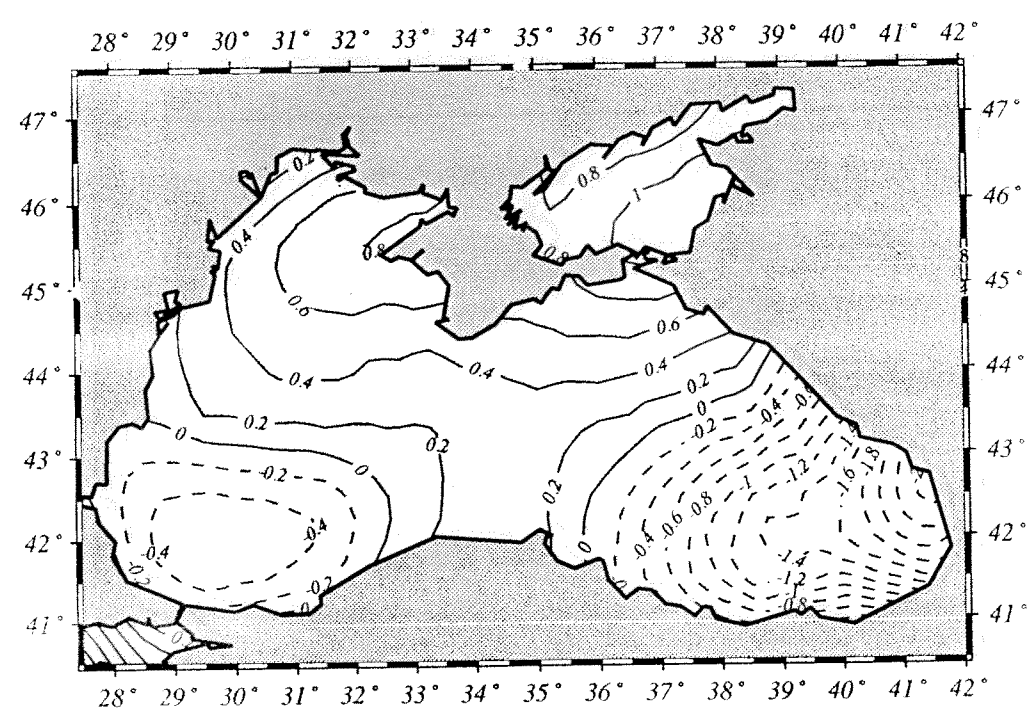


April E - P (mm/day)

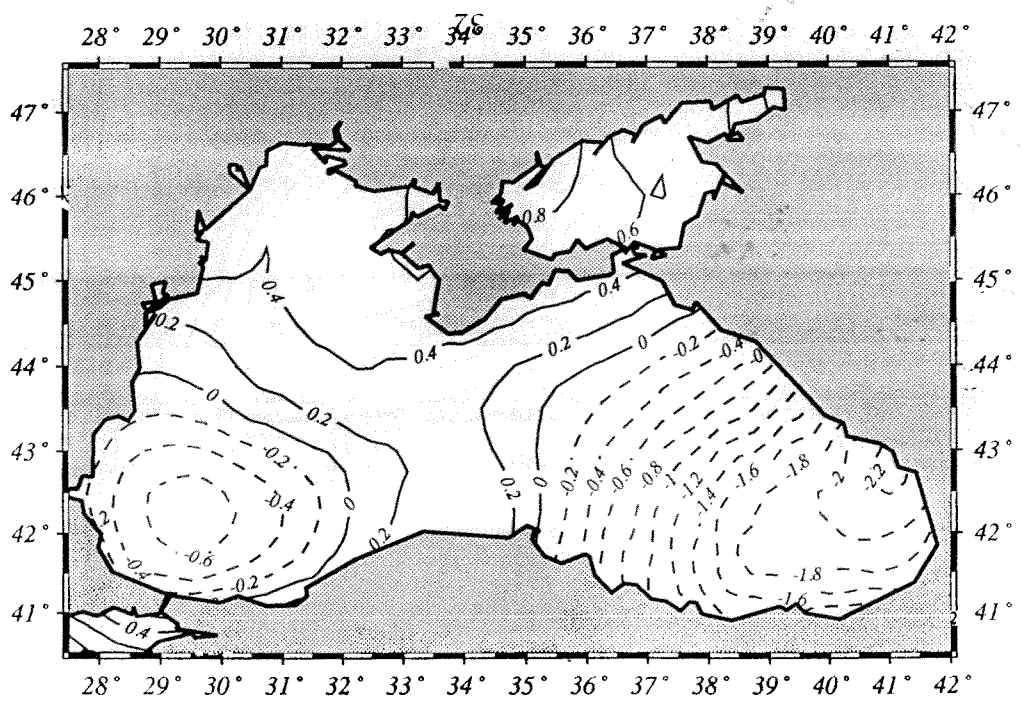


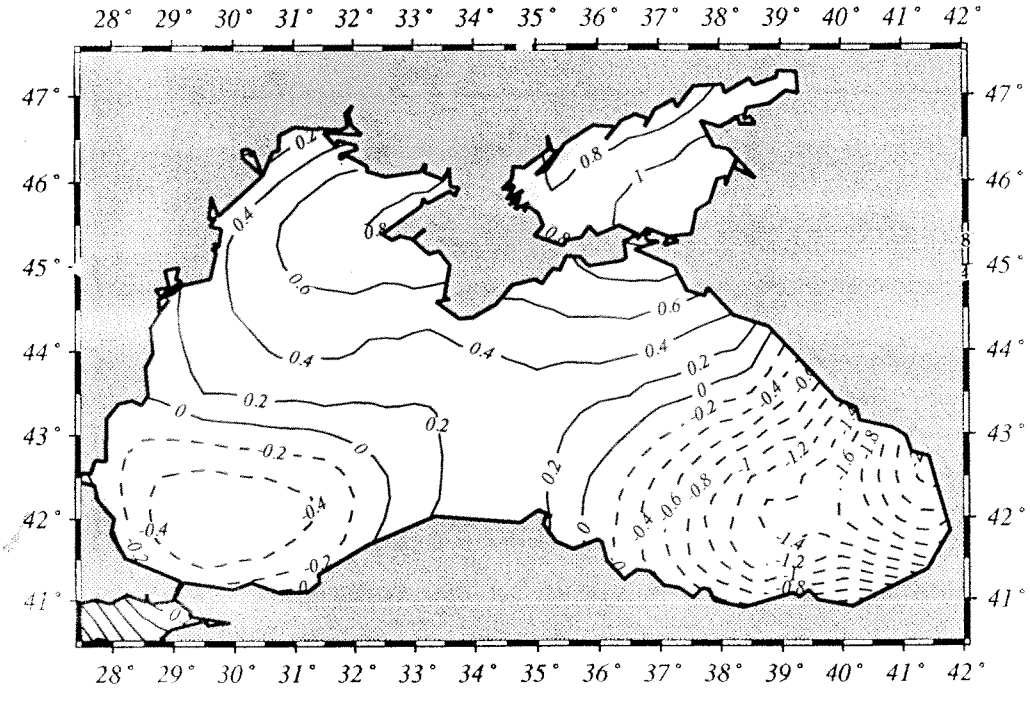
Şekil 7. Karadeniz'deki mm/gün cinsinden klimatolojik buharlaşma ve yağış farkı dağılımları (Mart, Nisan dönemi)





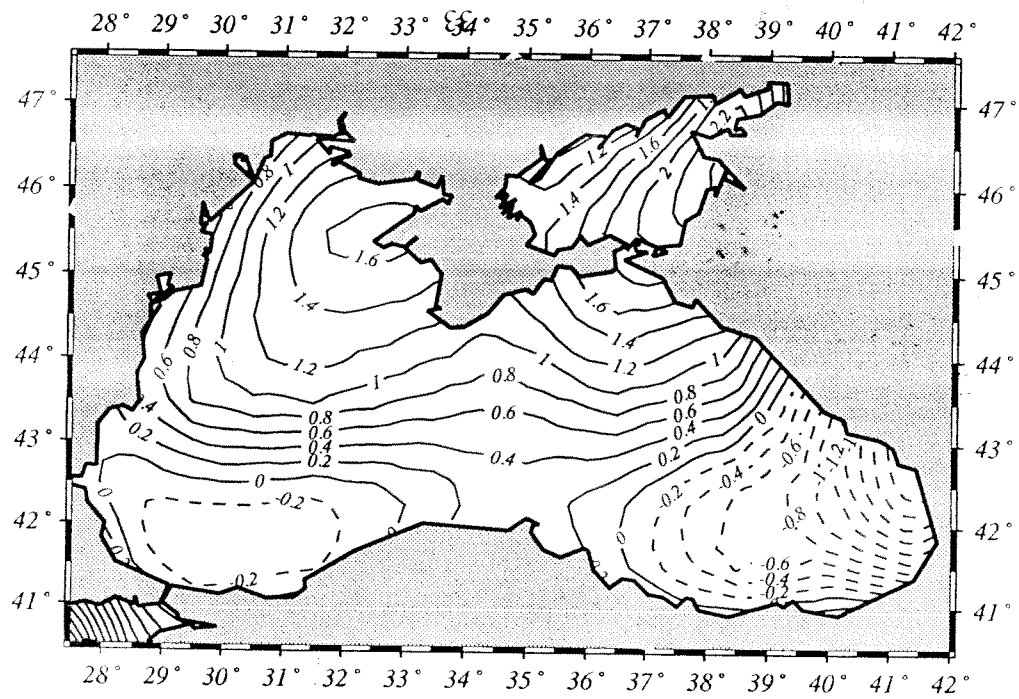
Şekil 7. Karadeniz'deki mm/gün cinsinden klimatolojik buharlaşma ve yağış farkı dağılımları (Mayıs, Haziran dönemi)



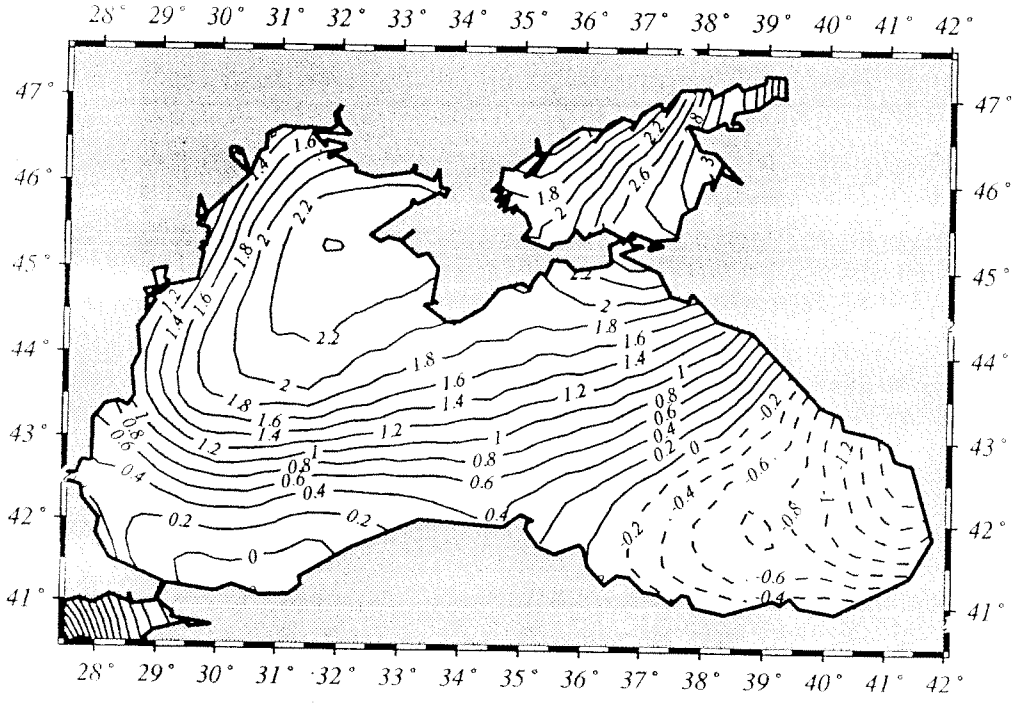


Şekil 7. Karadeniz'deki mm/gün cinsinden klimatolojik buharlaşma ve yağış farkı dağılımları (Mayıs, Haziran dönemi)

July E - P (mm/day)

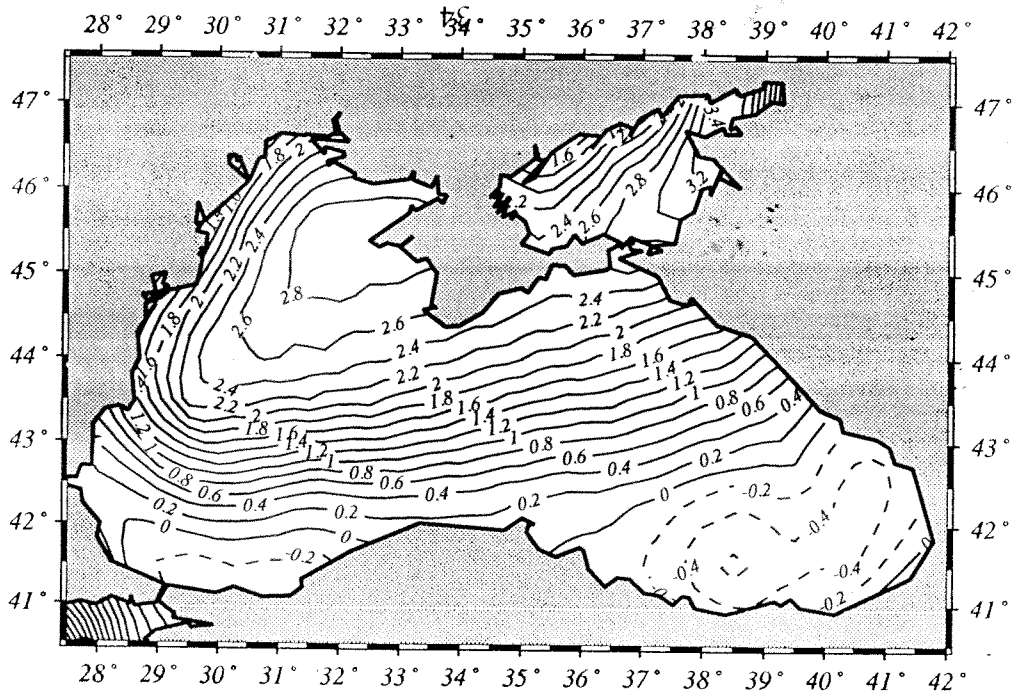


August E - P (mm/day)

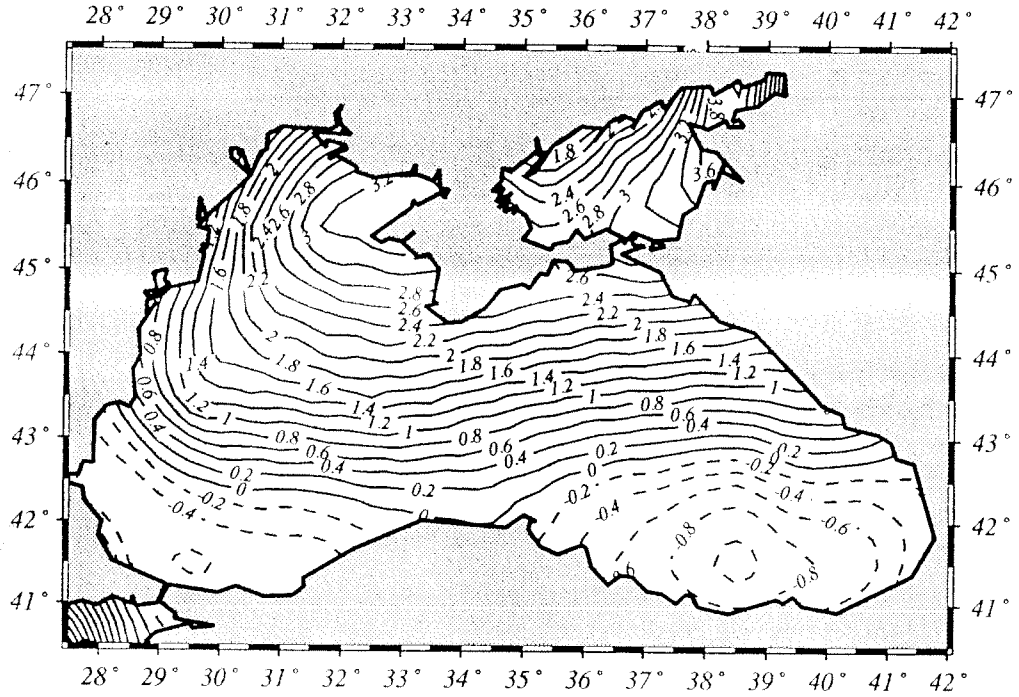


Şekil 7. Karadeniz'deki mm/gün cinsinden klimatolojik buharlaşma ve yağış farkı dağılımları (Temmuz, Ağustos dönemi)

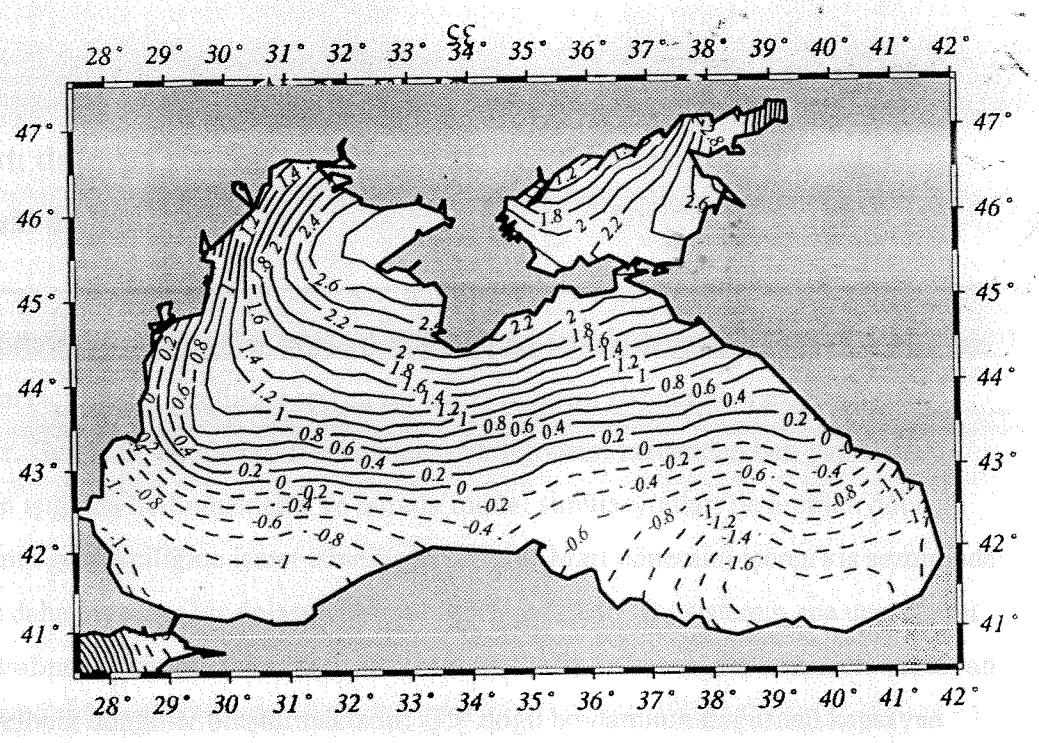
September E - P (mm/day)

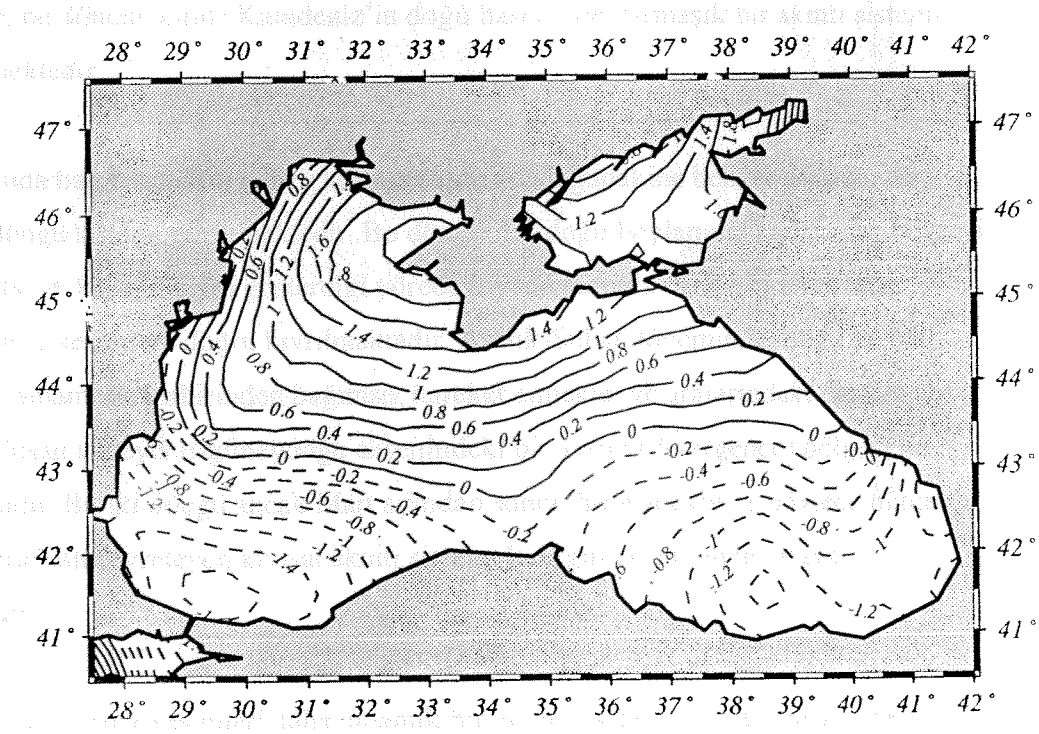


October E - P (mm/day)



Şekil 7. Karadeniz'deki mm/gün cinsinden klimatolojik buharlaşma ve yağış farkı dağılımları (Eylül, Ekim dönemi)





Şekil 7. Karadeniz'deki mm/gün cinsinden klimatolojik buharlaşma ve yağış farkı dağılımları (Kasım, Aralık dönemi)

3. Akıntı dolaşım sistemi ve yüzey karışım tabakasının yıl içindeki yapısal değişimleri

Her ayın ortasına karşılık gelen günlerdeki akıntı dolaşım sisteminin yapısı (Şekil 8) yaz ve kış ayları için farklı özellikler içeren iki temel dolaşım sisteminin varlığına işaret etmektedir. Gerçekte, bu tür farklı sistemlerin varlığı uzun zamandan beri yapılan ölçümlerin ışığında beilinmektedir ve burada model simülasyonları ile üretilen dolaşım sistemlerinin gerçekçiliğine işaret etmektedir. Aralık-Mart dönemini içeren kış sezonunda genellikle daha organize bir dolaşım sistemi görülmektedir. Bu sistemin ana unsurlarını basenin etrafındaki kıyısal akıntı dolaşım sistemi (KAS) ile basenin iç kesimleri kapsayan iki tane siklonik döngüler oluşturmaktadır. 35° doğu boylamının doğusunu kapsayan doğudaki döngünün etrafını ortalam hızı takriben 30 cm san^{-1} olan ve göreceli olarak fazla kıvrımlar içermeyen bir akıntı sistemi oluşturmaktadır. Bu oluşum Aralık ayı başlarında ortay çıkmakta ve hemen hemen Haziran ayının sonuna kadar sürmektedir. Dolayıyle, bu dönem içinde Karadeniz'in doğu baseninde karmaşık bir akıntı sistemi görülmemektedir.

Kış aylarında batı baseninin güney kesimlerinde de, doğudakine benzer şekilde, bir siklonik döngü sistemi görülmektedir. Bu döngü 33° doğu boylamına kadar olan bölgeyi kaplamakta ve kıyının eğim gösterdiği yörede kıyısal akıntılar saat yönünün tersi istikamette iç kesimlere doğru kıvrılmaktadır. Aralık-Şubat döneminde, doğu ve batı siklonları tamamı ile birbirinden bağımsız hareket etmekte ve aralarındaki dar bir bölgede oluşan kuzeybatı-güneydoğu eksenindeki bir ayrım (divergence) bölgesi ile ayrılmaktadır. Bu iki döngü ancak Mart ayından sonra birleşmekte ve böylece bütün basenin etrafının çevreleyen kıyısal akıntı sistemi belirgin bir biçimde ortaya çıkmaktadır.

Batı baseninin kuzey kesimleri daha dinamik bir akıntı sisssteminin varlığına işaret etmektedir. Kuzey kıyıları boyunca batı yönünde hareket eden KAS Kırım Yarımadasının denize bağlandığı yörede iki kola ayrılamktadır. Bu kollardan bir tanesi

kuzeybatı yönünde kıyı boyunca hareket ederek batı kıyılarına ulaşmaktadır. İkinci ve ana kol ise güneydoğu yönünde hareket etmektedir. Bu iki kolun daha sonra 44° kuzey boylamı civarında Bulgaristan kıyılarında tekrar birleştiği görülmektedir. Üçüncü bir kol ise siklonik (saat yönünün tersi) yönde iç kesimlere doğru dönerek doğu baseni döngüsünün batı kenarını oluşturmaktadır. Batı kıyıları boyunca ise Tuna ve diğer nehirlerden olan tatlı su girdisi nedeniyle ortaya çıkan güney yönündeki bir kıyısal akıntı sistemi bulunmaktadır. Yüzey tuzluluk tabakası dağılımları kış mevsiminde sadece bu tür bir kıyısal akıntı sisteminin oluşmasına olanak vermektedir (Şekil 9a).

Karadeniz'in kuzey kıyılarındaki akıntı sistemi kış aylarında üç temel kıvrım oluşturmaktadır. Birincisi Kırım yarımadasının doğu tarafında ve 36° doğu boylamı civarındadır. İkincisi yarımadanın hemen güneyinde ve 34° doğu boylamı üzerinde, üçüncüsü ise 32.5° doğu boylamına karşılık gelen yarımadanın batı tarafındadır. Bu sistem batıya doğru hareket etderken, kuzeybatıya doğru akan akıntı kolu yarımadanın batı kenarında antisiklonik bir kıyısal döngü oluşturmaktadır. Bu döngü Karadeniz literatüründe Sevastopol döngüsü adıyla anılmaktadır (Oğuz ve diğ. 1993). Şekil 8 de gösterilen aylık akıntı dolaşım sistemlerinden anlaşılacağı gibi bu döngü Karadeniz sirkülasyonunun en temel unsurlarından birini teşkil etmekte olup hemen hemen bütün yıl boyunca varlığını sürdürmektedir. Kuzeybatı bölgesinin iç kesimlerini ise bir siklonik-antisiklonik döngü çifti kaplamaktadır. Bu zıt yönde hareket eden döngülerin yıl içindeki değişimi batı kıyısındaki akıntıların yapısı ile KAS nin yapısındaki değişimler tarafından belirlemektedir.

Kırım yarımadasının güneyindeki kıyılar boyunca görülen ve yukarıda anlatılan akıntı hareketlerinin varlığı çeşitli bulgular tarafından desteklenmektedir. Tuzluluk-sıcaklık ölçümleri ve Doppler yöntemiyle elde edilen ve uydu resimlerinden çıkarılan akıntılara ait bilgiler bu tür bir yapının varlığını desteklemektedir (Oğuz ve diğ. 1993; 1994; 1998; Oğuz ve Beşiktepe, 1999; Ginsburg 2000; Korotaev ve diğ. 2001). Ayrıca, burada anlatılan modele göre çok daha karmaşık bir hidrodinamik yapı içeren modeller tarafından da elde edilmişlerdir (Oğuz ve diğ. 1995; Stanev ve Becker, 1999).

Nisan ayı ile birlikte batı kıyılarından gerçekleşen nehir kaynaklı tatlı su girdisindeki artışın etkisiyle kuzeybatı bölgesindeki dolaşım sisteminde önemli yapısal farklılıklar baş göstermektedir. Mayıs ayındaki zayıf akıntıları takiben Haziranda kuzey istikametinde (yani kış aylarındaki akıntıların tersi istikamatte) bir kıyısal akıntı sistemi oluşmaktadır. Bu akıntılar geniş bir kavis yapan KAS ile beraber Kırım Yarımadasının batı tarafında büyükçe bir antisiklonik döngü oluşturmaktadır. Daha sonraki aylarda KAS'ın kavis yapısının güneybatıya doğru hareketi sonucu, bu döngü giderek büyümekte ve kuvvetlenmektedir. Buna ek olarak, KAS'ın Bulgaristan kıyılarında iki kola ayrıldığı görülmektedir. Ana kol güneye doğru akarken, daha küçük bir kol kıyı boyunca kuzey istikametine yönelmekte ve böylece saat yönünde dönen ve Karadeniz literatüründe Kaliakra döngüsü adı verilen ikinci bir kıyısal döngü sistemi oluşmaktadır. Böylece, Ağustos ayı dolaşım sisteminde görüldüğü gibi, yaz aylarında kuzeybatı bölgesi içinde iki tane döngü barındıran büyük bir antisiklonik bir dolaşım sistemi ortaya çıkmaktadır. Bu döngüler varlığı model tarafından türetilen ve Şekil 9b de görülen yüzey tuzluluk dağılımlarındaki değişimlerden de izlenebilmektedir. Burada, Kaliakra ve Sevastopol döngüleri daha az tuzlu suların oluşturduğu bölgelere karşılık gelmektedir.

Yaz dolaşım sistemi Karadenizin diğer yörelerinde de önemli yapısal değişimler göstermektedir. Kış mevsimindeki güney kıyıları boyunca KAS'da görülen küçük ölçekli kavisler ve kıvrımlar yerini daha geniş ve büyük kıvrımlara bırakmakta ve bunların kıyıya yakın bölgelerinde bir seri antisiklonik döngüler ortaya çıkmaktadır. Bunlardan iki tanesinin Temmuz ayında 33-34° ve 36° boylamları civarında oluştuğu gözlenmektedir. Daha sonraki dönemlerde bu döngüler giderek büyümekte ve birleşerek 33-37° boylamları arasıdaki geniş kıyı bölgesinde bir antisiklonik dolaşım sistemini ortaya çıkarmaktadır. Buna Sinop döngüsü adı verilmektedir. Ayni dönemde benzer bir sistemin oluşumu Karadenizin güneydoğu kesiminde de ortaya çıkmaktadır. Kış aylarında kıyıyı takibeden KAS, ilkbaharın son dönemlerinde kıyıdan uzaklaşmakta ve saat yönünde hareket eden bir akıntı kolunun ortaya çıkması sonucu adı geçen yörede Batumi döngüsü olarak anılan bir antisiklonik su hareketi yaratmaktadır. Bu sistem yaz ve sonbahar dönemi boyunca aktif olarak yaşadıktan sonra Kasım ayı itibariyle Karadenizin kış şartlarına girmesi nedeniyle son bulmaktadır.

Buna benzer başka bir kıyısal antisiklonik döngünün Kırım Yarımadasının doğusu ve Azov Denizinin güneyindeki yörede oluştuğu görülmektedir. Haziran ayından sonra zayıflayan KAS ın kıyı tarafında oluşan ters akıntıların giderek kuvvetlenmesi ve bir döngü haline gelmesi sonucu söz konusu Kırım döngüsü ortaya çıkmaktadır. Bu döngü yaz ve sonbahar döneminde, Kasım ayına kadar, buradaki mevcudiyetine devam etmekte daha sonra sirkülasyon sisteminin kış şartlarına girmesiyle kaybolmaktadır. Sinop ve Kırım kıyısal döngüleri orta Karadeniz akıntı sistemini kontrol eden ana yapılar olup ayni zamanda kuzeybatıdaki akıntı sistemi ile de etkileşim halindedir. Yaz ve sonbahar aylarında Karadenizin kıyısal bölgelerinde görülen bu tür antisiklonik döngüler sebebiyle batı ve doğu Karadenizin iç kesimlerini kaplayan siklonik döngüler küçülerek sadece bu basenlerin merkezlerindeki daha küçük formasyonlar haline dönüşmüşlerdir.

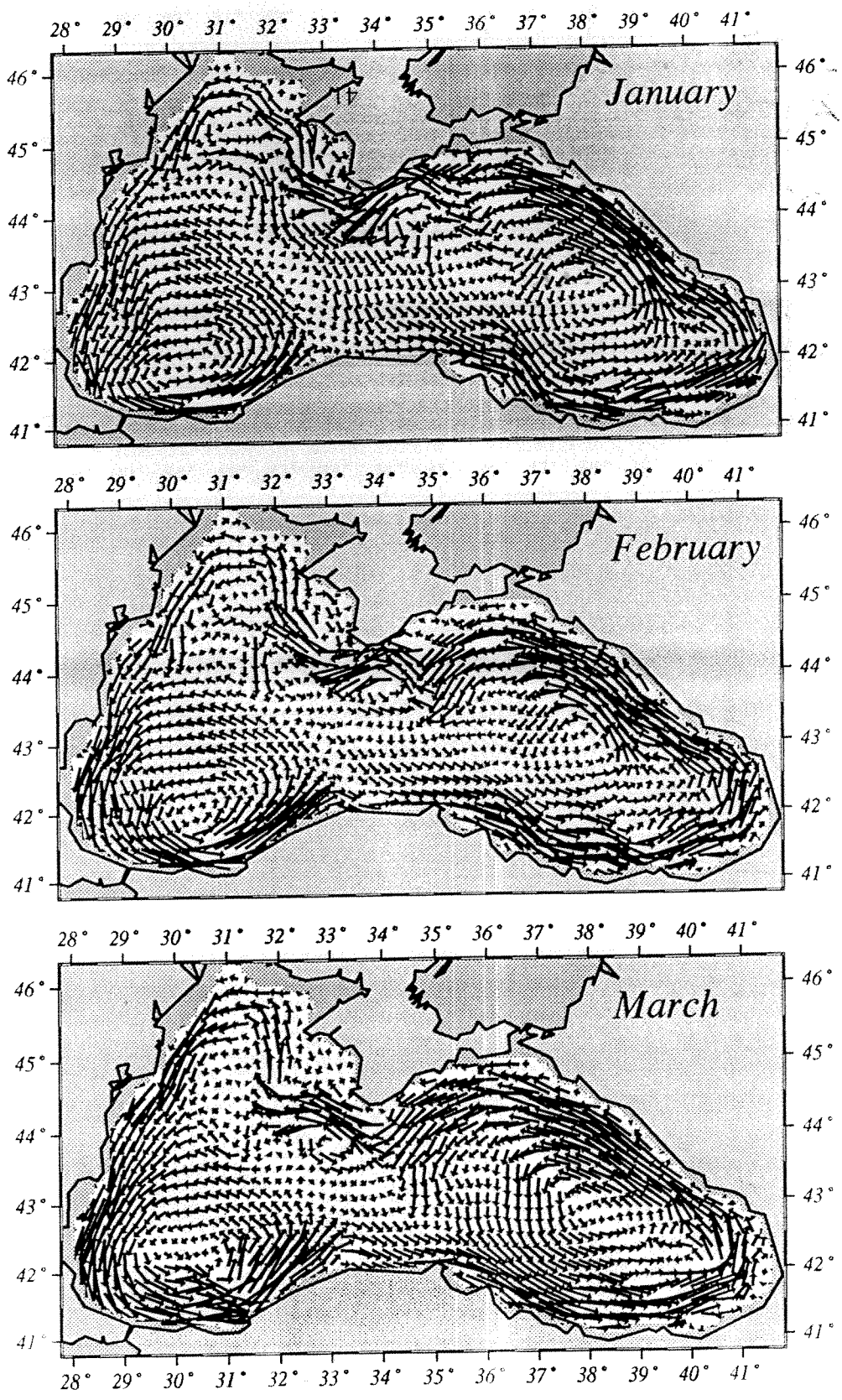
Aralık ayı batı kıyısındaki kuzeye doğru olan nehir girdilerinden kaynaklanan kıyısal akıntı sisteminin tekrar güneye doğru değiştiği bir dönemdir. Bu güneyli akıntı sistemi ayrıca kıyı boyunca ilerleyen KAS ile de desteklenmektedir. Orta Karadenizdeki kuzeybatı-güneydoğu antisiklonik akıntı sisteminin varlığı hala devam etmekte ve doğu ve batı bölgelerindeki siklonları birbirinden ayırmaktadır. Şekil 9c de görüleceği gibi, kuzeybatı bölgesinden güneydoğu istikametine doğru olan akıntılar az tuzlu ve kıyısal suları basenin ortalarına kadar taşıyabilmektedir.

1980'li ve 90'lı yıllarda gerçekleştirilen çeşitli deniz çalışmaları, çok kıvrımlı bir KAS ile çeşitli kıyısal antisiklonik döngülerden oluşan bir sistemin Karadenizin yaz-sonbahar dönemlerinin özgün yapısını oluşturduğunu ortaya koymuştur. Burada anlatılan model tarafından türetilen Batum, Kırım, Sivastopol, Kaliakra ve Sinop döngüleri bu gözlemler ile oldukça iyi bir uyum içindedir (Şekil 10a,b,c). Şekil 10b de gösterilen Temmuz 1992'ye ait kuzeybatı Karadenizdeki yüzey tuzluluk dağılımı ayni döneme ait model simülasyonlarını (Şekil 9b) desteklemektedir. Kuzey kıyıları boyunca görülen az tuzlu sular kuzeye doğru oluşan ve daha önce anlatılan nehir kaynaklı kıyısal akıntı sisteminin varlığına işaret etmektedir. Öte yandan, daha yüksek tuzluluk değerlerine sahip Karadenizin iç bölgelerine ait suların kuzeybatı yörelerine doğru ilerlemesi model simülasyonlarındaki KASın burada yarattığı geniş bir kıvrım ile uyum içerisindedir.

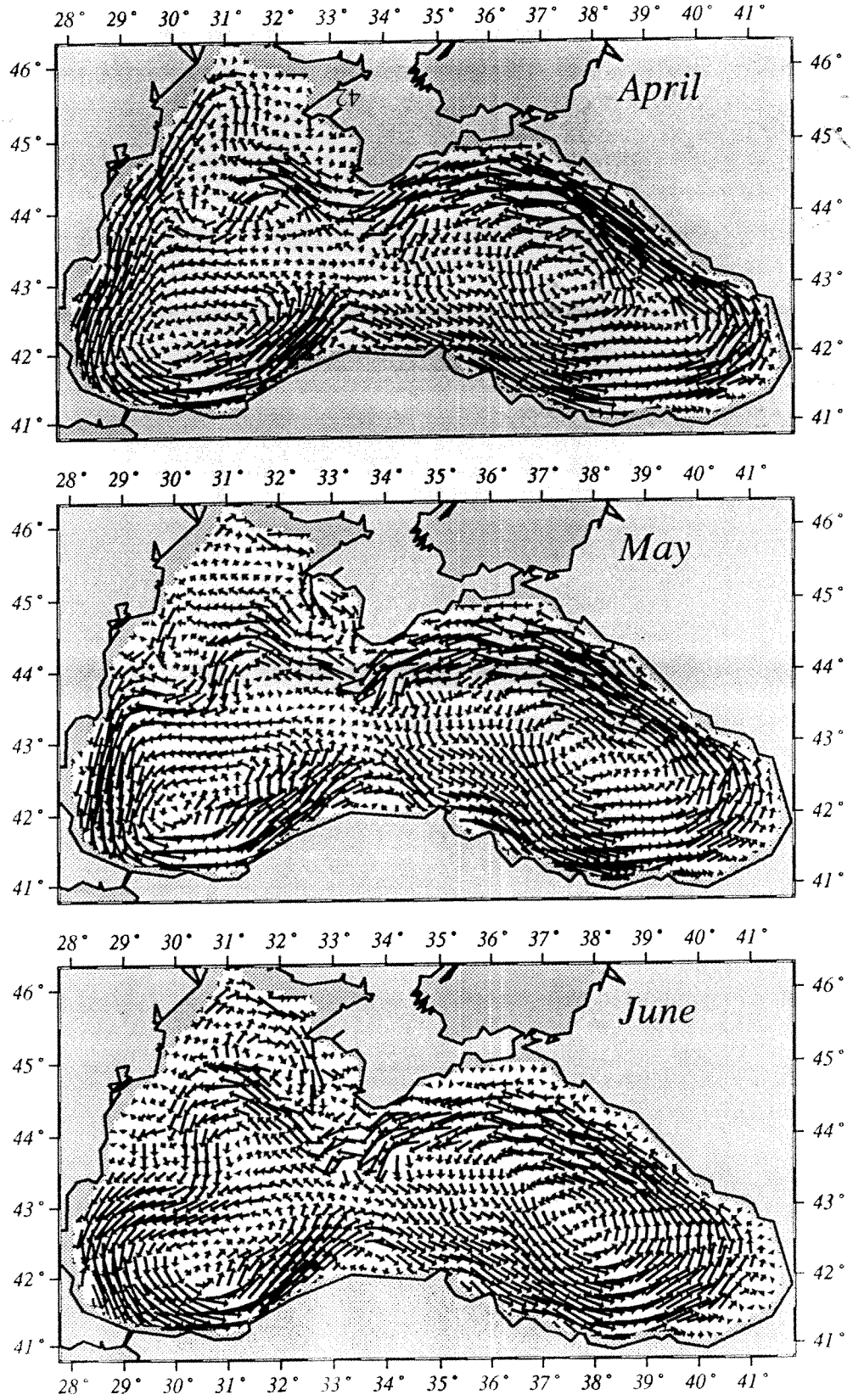
Gerek ters kıyısal akıntı sistemlerinin varlığı gerekse kıyısal akıntıların ve KAS'ın etkileşimi nedeniyle batı Karadeniz kıyısal ve içsel suların etkileşimlerine ait daha detaylı bilgiler SeaWIFS uygu verilerinden elde edilebilir. Model sonuçlarını desteklemeleri nedeniyle bu tür bazı sonuçlar Şekil 11 de gösterilmektedir.

Yıl içindeki akıntı sistemlerindeki yapısal değişimlere ek olarak yüzey karışım tabakasındaki ortaya çıkan değişimler kimyasal ve biyolojik açıdan önemli olduğu için bu konuya burada kısaca değinilecektir. Şekil 12 de görüleceği gibi yüzey karışım tabakası (YKT) kalınlığı kış aylarındaki 60 m lik en derin konumu ile yaz aylarındaki 5 m lik en sığ konumu arasında akıntı sistemlerindeki değişimlere uygun biçimde değişmektedir. Sonbahardan başlayarak kış aylarında bu tabakanın kalınlığı soğuma ve rüzgar gerilimi tarafından yaratılan türbülansın kuvvetlenmesi sonucu giderek artmakta ve yatay düzlemdeki yapısı da akıntı sistemine bağlı olarak şekillenmektedir. Böylelikle, Ocak ve Şubat aylarında, iç kesimlerdeki siklonik döngülerde 35 m lik kalınlıkta iken kıyılardaki antisiklonik bölgelerde 50 m lik kalınlığa ulaşmaktadır.

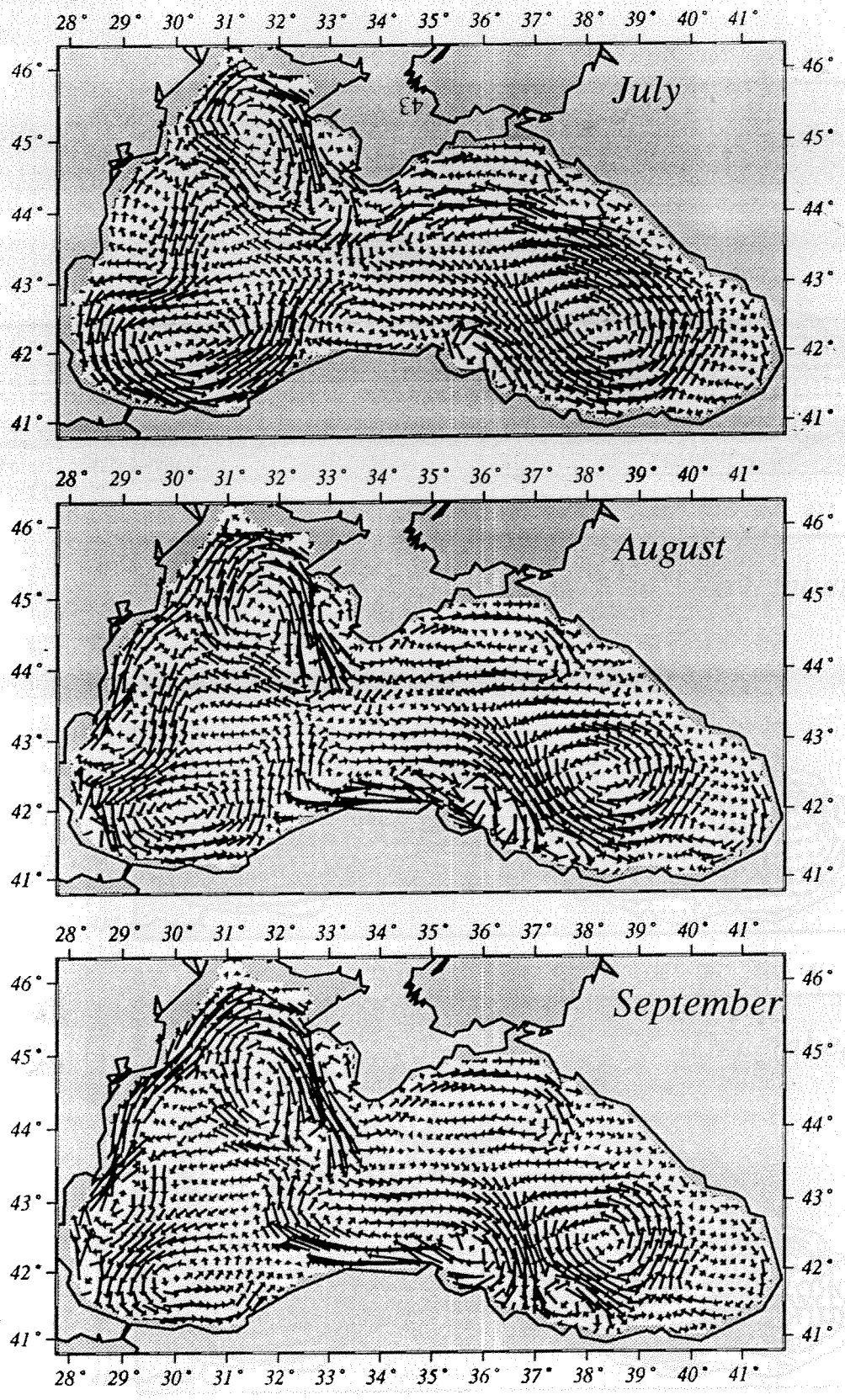
YKT Mart ayından sonra, kış karışımlarının son bulması ile, yavaş yavaş incelmektedir. Bu incelme ilkbahar aylarında aylık 10 m mertebesindedir. Nisan ortalarındaki tipik değerler 45 m ile 20 m arasında değişmekte, Haziranda bu değişimler 30 m ile 10 m arasında olmaktadır. Yaz mevsiminde ise siklonların ortasındaki YKT kalınlığı 5 m ye kadar incelmekte ise de kıyısal kesimlerde 20 m ye ulaşan kalınlıklar görülmektedir. Sonbahar aylarında kalınlaşmaya başlayaran YKT Kasım ayında 25-30m arasında değişmektedir. Daha once de ifade edildiği gibi siklonlar ile antisiklonlar arasındaki farklılık kış aylarında daha belirgin olarak ortaya çıkmaktadır.



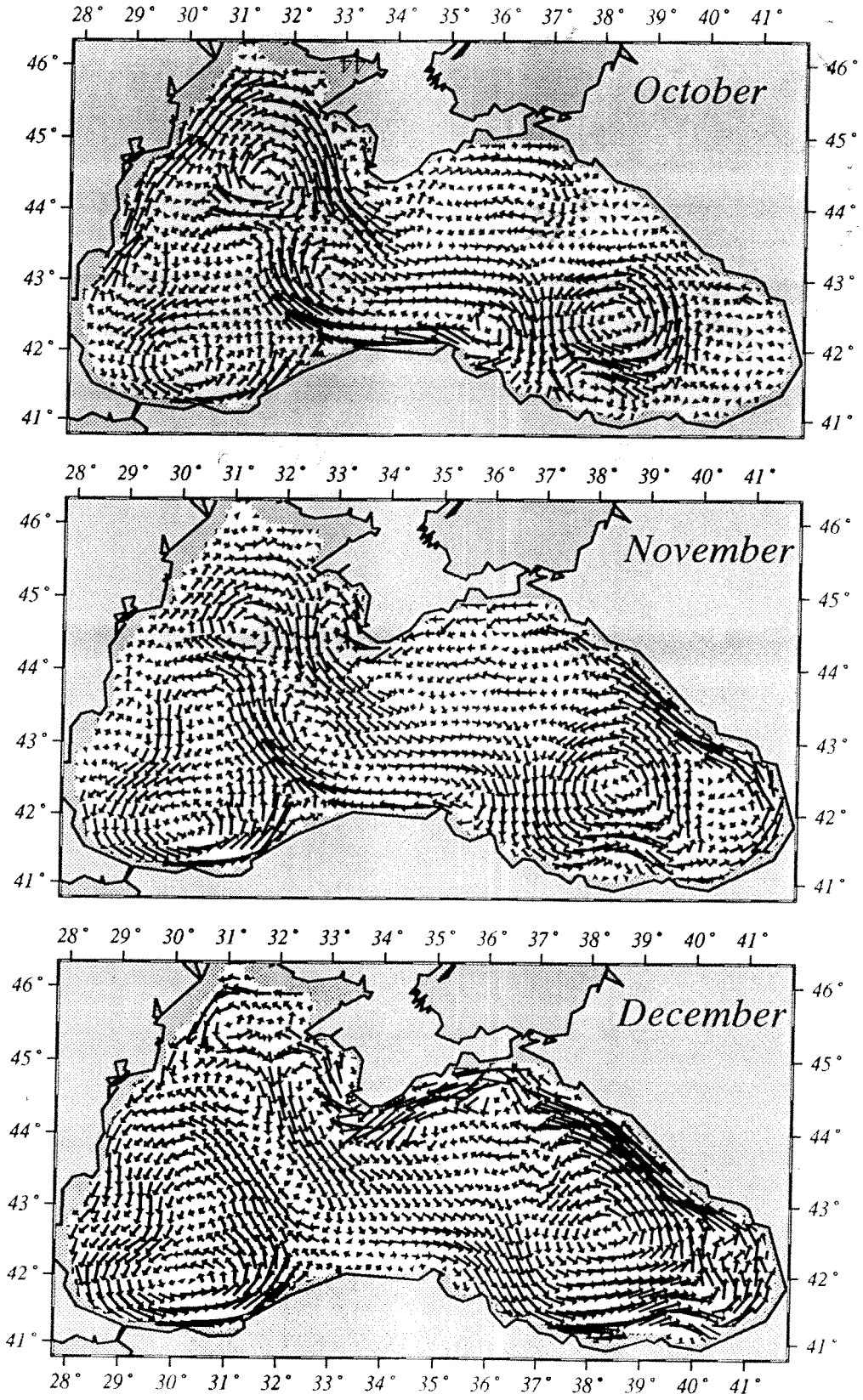
Şekil 8. Karadenizin ara yüzeyin üzerindeki yaklaşık derinliği 100 m olan üst tabaka sularındaki model tarafından türetilen aylık dolaşım sistemleri (Ocak, Şubat, Mart dönemi)



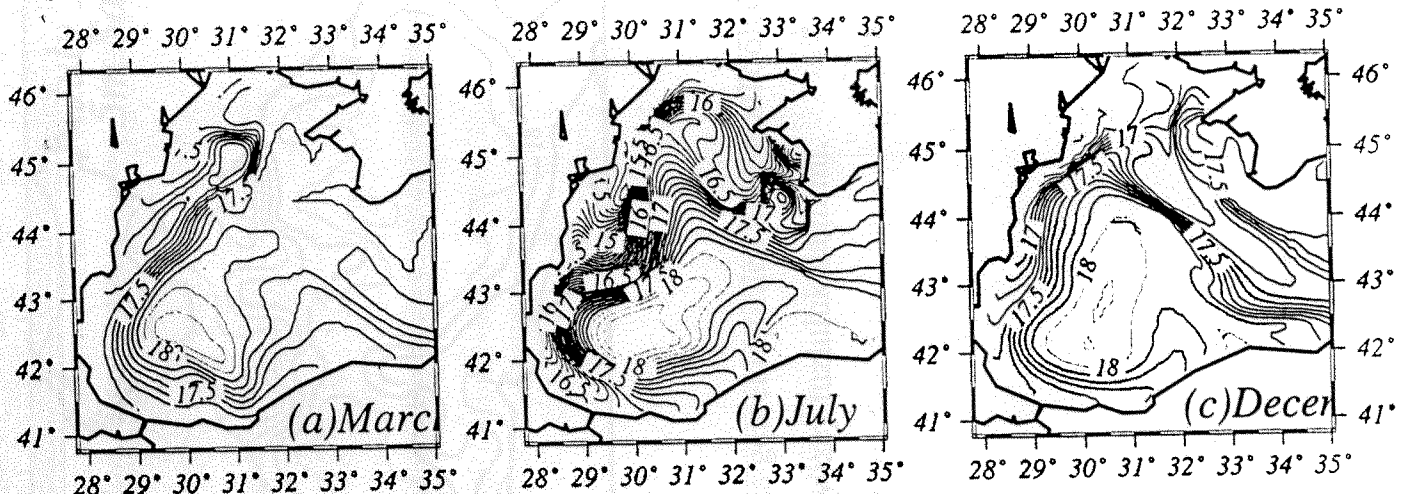
Şekil 8. Karadenizin ara yüzeyin üzerindeki yaklaşık derinliği 100 m olan üst tabaka sularındaki model tarafından türetilen aylık dolaşım sistemleri (Nisan, Mayıs, Haziran dönemi)



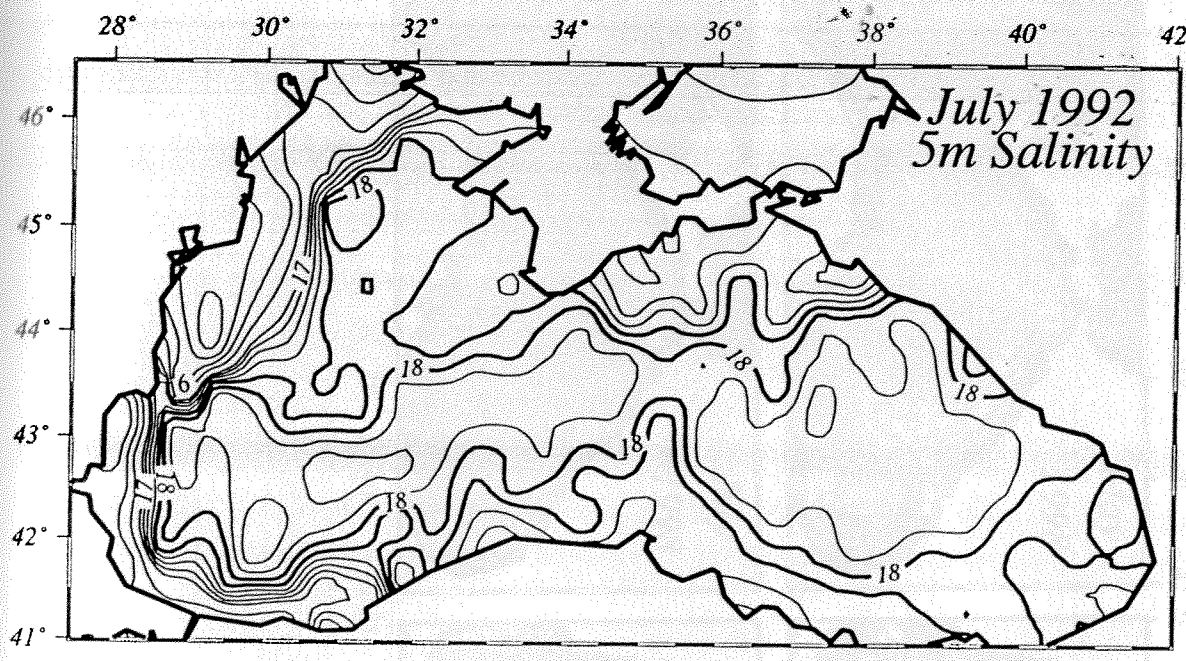
Şekil 8. Karadenizin ara yüzeyin üzerindeki yaklaşık derinliği 100 m olan üst tabaka sularındaki model tarafından türetilen aylık dolaşım sistemleri (Temmuz, Ağustos, Eylül dönemi)



Şekil 8. Karadenizin ara yüzeyin üzerindeki yaklaşık derinliği 100 m olan üst tabaka sularındaki model tarafından türetilen aylık dolaşım sistemleri (Ekim, Kasım, Aralık dönemi)

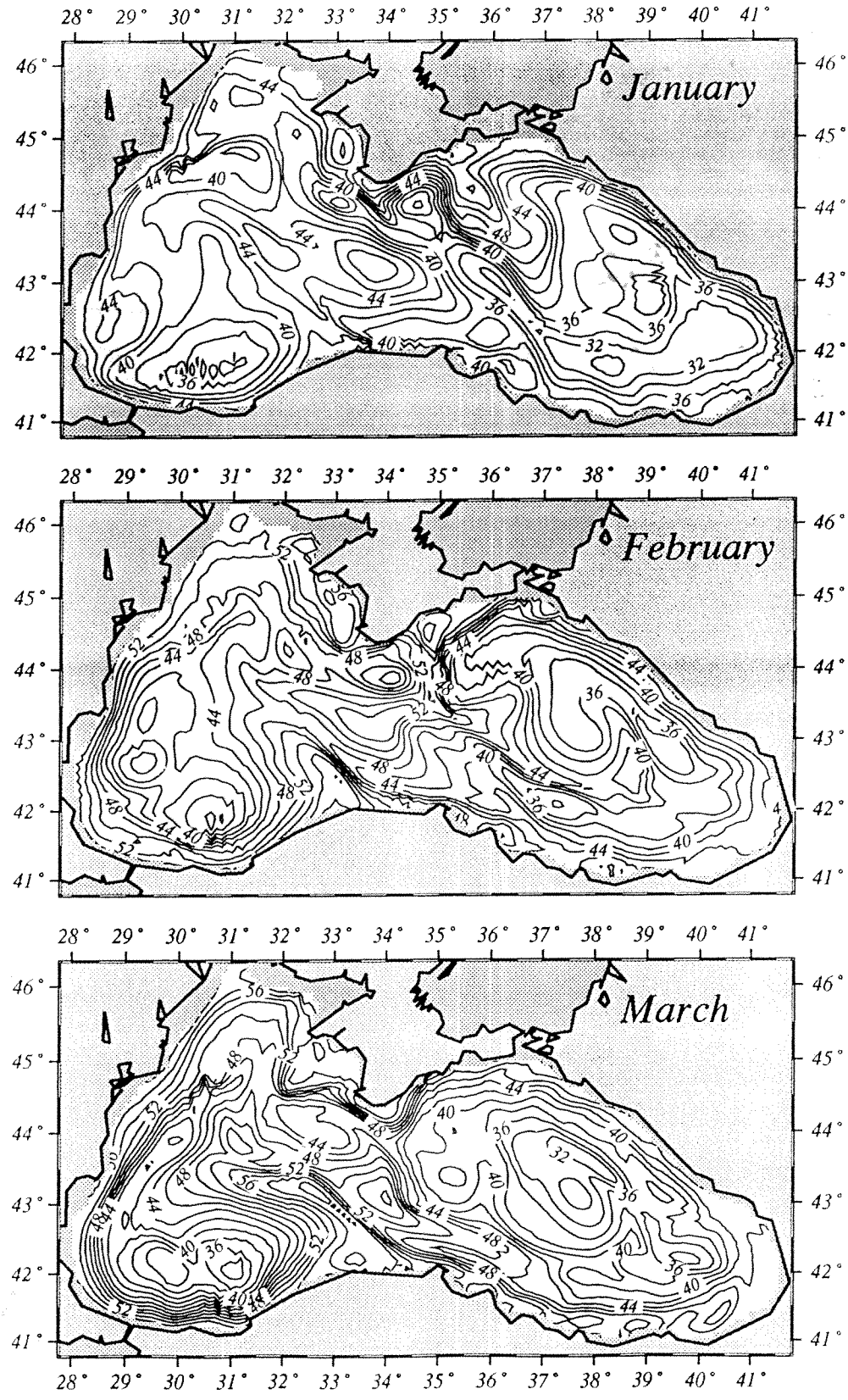


Şekil 9. Model tarafından türetilen karışım tabakası içindeki kuzeybatı Karadeniz bölgesindeki (a) Mart, (b) Temmuz ve (c) Aralık aylarına ait tuzluluk değişimi

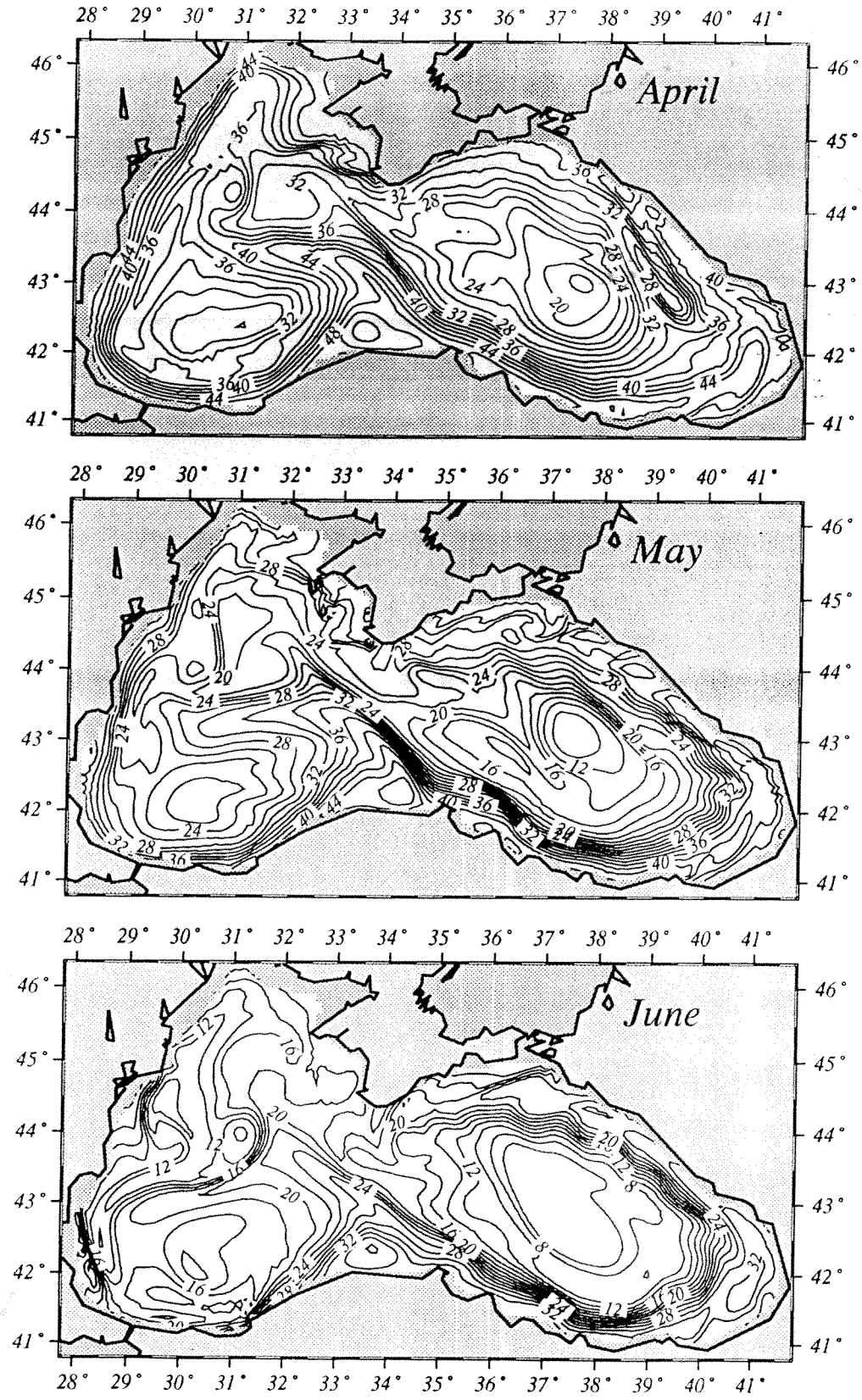


Şekil 10. Temmuz 1992 yılında gerçekleştirilen hidrografik ölçümlerden elde edilen yüzey tuzluluk dağılımı.

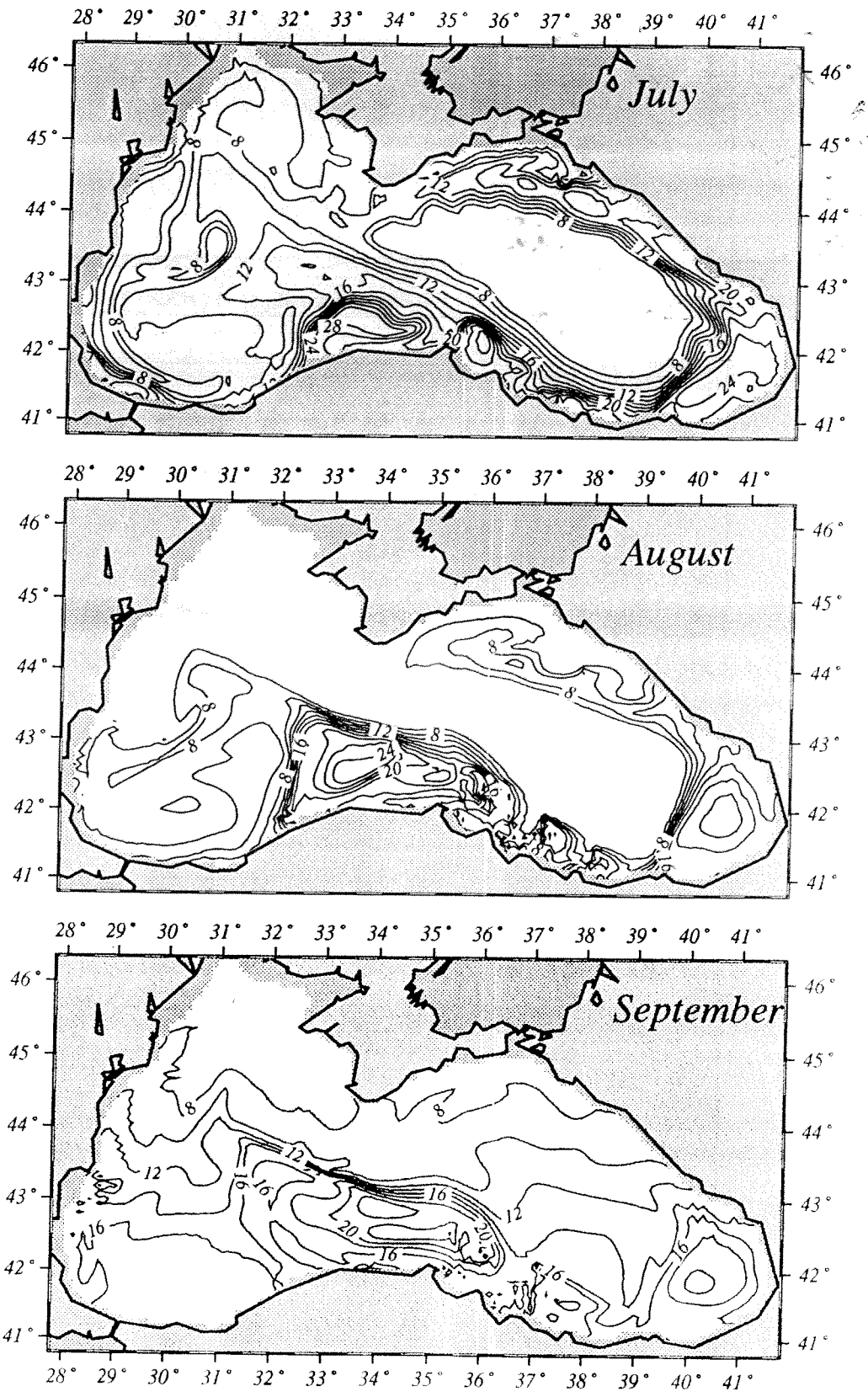
6



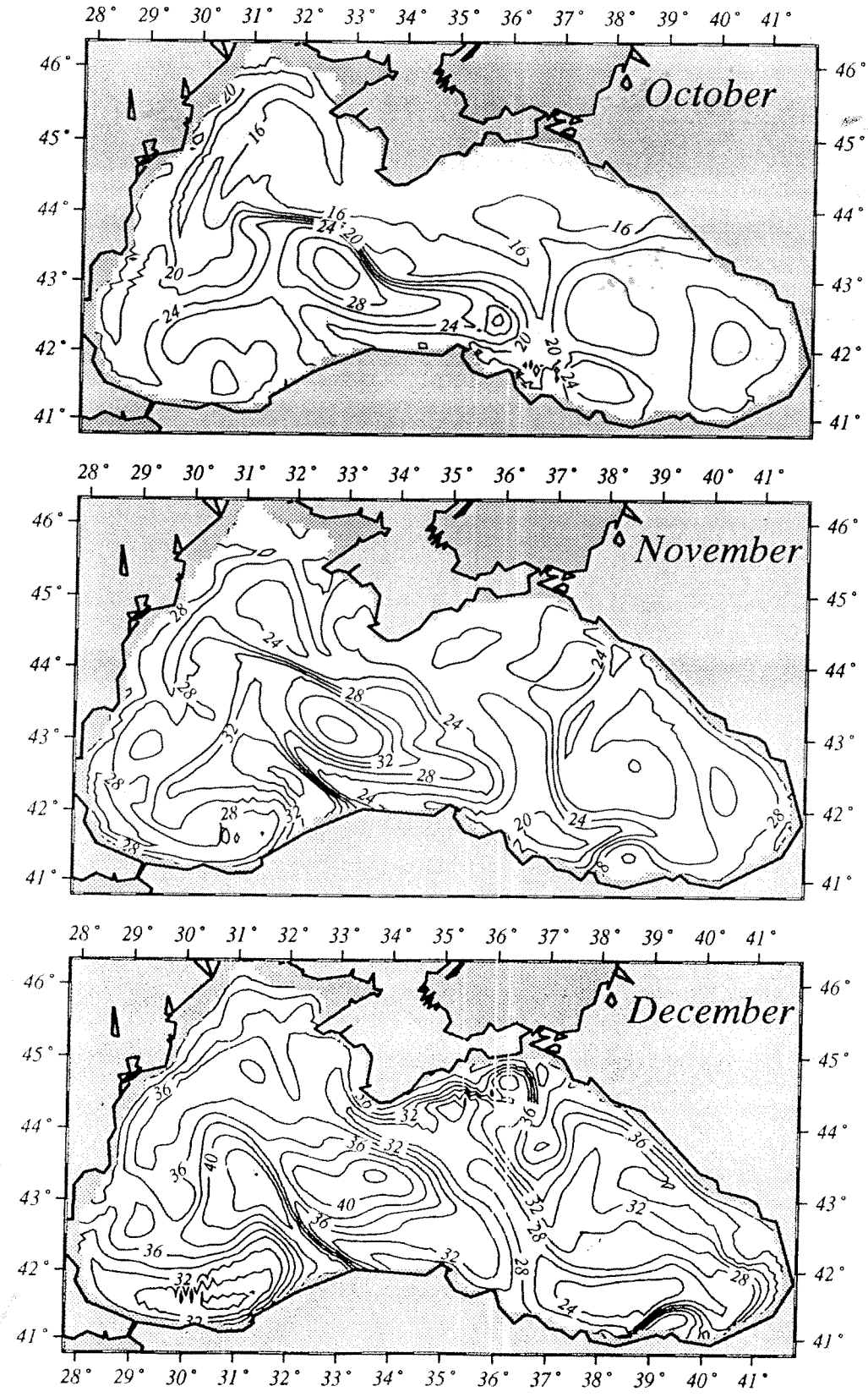
Şekil 12. Yüzey Karışım Tabakasının yıl boyunca model tarafından türetilen değişimleri (Ocak, Şubat, Mart dönemi)



Şekil 12. Yüzey Karışım Tabakasının yıl boyunca model tarafından türetilen değişimleri (Nisan, Mayıs, Haziran dönemi)



Şekil 12. Yüzey Karışım Tabakasının yıl boyunca model tarafından türetilen değişimleri (Temmuz, Ağustos, Eylül dönemi)



Şekil 12. Yüzey Karışım Tabakasının yıl boyunca model tarafından türetilen değişimleri (Ekim, Kasım, Aralık dönemi)

4. Altimetre bulgularının özümlenmesi yöntemi ile hesaplanan üst tabaka dolaşım sisteminin mevsimsel, yıllararası ve orta-ölçekli değişimlerine ilişkin sonuçlar

4.1. Altimetre bulgularının analizi ve genel yaklaşım

Özellikle 1990'lı yıllar içinde gerçekleştirilen saha çalışmaları ve uydu veri analizleri Karadeniz'de çok karmaşık, 10-20 km lik yer ve 1-2 haftalık zaman süreçleri içinde değişen dimnamik bir akıntı sisteminin varlığını gözler önüne sermiştir. Bu verilerin analizleri sonucu, akıntı sisteminin (1) basenin etrafındaki Kıyısal Akıntı Sistemi (KAS), (2) iki veya daha çok döngüden oluşan ve basenin derin kısmını kaplayan siklonik bir hücre, ve (3) KAS ile kıyı arasındaki dar bölgeden oluşan küçük ölçekli antisiklonik döngülerden oluştuğu ortaya çıkmıştır. Bu akıntı sisteminin temel yapı taşlarına ek olarak, günlük ölçeklerde çok çabuk değişebilen daha dinamik jetler, cephelerin karasızlığı sonucu ortaya çıkan döngü hareketlerinin varlığı konusunda da somut kanıtlar elde edilmiştir. Fakat, Karadeniz'n çok sıkça bulutlarla kapalı olması nedeni ile, uydu verilerinden bu tür dinamik olayların zaman içinde nasıl değiştiği konusunda şimdiye kadar bir fikir elde etme olanağı bulunamamıştır. Bu proje çerçevesinde gerçekleştirilen altimetre bulgularının analizi ve bir model yardımı ile akıntı bilgilerine çevrilmesi tekniği bu konularda, bu bölümde anlatıldığı gibi, çok faydalı bilgiler ortaya çıkarmaktadır.

Bu çalışmada Mayıs 1992-Mayıs 1999 dönemini kapsayan toplam yedi yıl süreli Topex-Poseidon ve ERS-I,II altimetre bulguları kullanılmıştır. Bunlar, Karadeniz üzerinden Şekil 13'deki kalın çizgiler ile gösterilen hatlar boyunca yaklaşık her 10 günde bir geçen Topex-Poseidon (T-P) uydusu ile ince çizgiler ile gösterilen ve her 30 günde bir geçen ERS I-II uydularından elde edilen bulguları içermektedir. Şekil 13'de görüldüğü gibi T-P bulguları göreceli olarak daha sık aralıklara elde edilmekte fakat hatlar arasındaki uzaklık çok fazla olması nedeni ile akıntı sistemindeki küçük ölçekli değişimlerin elde edlmesine olanak vermamektedir. Öte yandan, ERS bulguları göreceli olarak birbirine yakın hatlardfan oluştuğu için bu tür küçük ölçekli akıntı hareketlerini yakalayabilmekte

fakat ayda bir elde edilmesi nedxeniyle zamansal değişimlerini kaçırmaktadır. Bu nedenle, yapılması gereken bu iki bulgu setini objektif analiz yöntemleri ile birleştirip zaman ve uzay sisteminde interpole ederek tek bir bulgu seti haline getirmekdir. Bu yöntem, genel hatları itibariyle, Korotaev ve diğerleri (2001)'de tüm detayları ile anlatılmaktadır. Bu nedenle burada tekrarlanmayacaktır. Özet olarak, NASA tarafından geoid ve su yüzeyi değişimleri kalibrasyonları yapılan ve hatalı verilerden temizlenen ham bulgular, her hat boyunca üçlü-ardışık averaj yöntemi ile filtrelenmiş ve kıyılara yakın 30 km'lik kesim içeresinde kalanlar dalgalardan gelebilecek hatalardan arındırılmak için çıkarılmıştır. Bundan sonra, nehir kaynaklı su girdileri, buharlaşma ve yağışlar, sterik oynamalar gibi olayların su değişimlerine etkileri de en aza indirmek üzere, her hat boyunca hesaplanan ortalana su seviyesi değişimi değerleri bulgulardan çıkarılmıştır. Son olarak, her hat boyunca kalibre edilen veriler, 30 km ve 23 günlük korrelasyon skalaları kullanarak yaklaşık 7 km lik bir ağ üzerine interpole edilmişlerdir. Bu yöntem ile elde edilen bulgu setinin güvenirliliği, Karadenizde 1992-1995 döneminde gerçekleştirilen 4 saha çalışmasından elde edilen sonuçlar ile karşılaştırılarak sağlanmıştır.

Altimetre bulguları, aşağıda kısaca anlatılan, su seviyesi değişimlerinin 1.5 tabakalı hidrodinamik modele relaxation yöntemi kullanarak özümlenmiştir. Bu metod daha önce Hulburt (1986), Forbes ve Brown (1990), Haines ve diğ. (1993), Smestad ve Fox (1994) tarafından dünyanın çeşitli yörelerinde uygulanmıştır. Bu method Kalman filtresi (Fukimori, 1995), adjoint yaklaşımı (Greiner ve Pergaud, 1994), değişken özünmsenme yöntemi (Variational assimilation teknique) (Weaver ve Anderson, 1997) gibi diğer alternatif yöntemlere göre çok daha pratik ve esnektir. Bu tekniklerin temel özellikleri konusunda daha kapsamlı bilgiler Fukumori (2001)'den elde edilebilir.

Modelin temel denklemleri aşağıda verilmektedir.

$$\frac{\partial(h\vec{v})}{\partial t} + \nabla\cdot\left(h\vec{v}\vec{v}\right) + f\times\vec{k}\left(h\vec{v}\right) = -g'h\nabla h + \frac{\vec{\tau}}{\rho_0} + A_h\nabla^2\left(h\vec{v}\right) \qquad (19)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \nabla\left(h\vec{v}\right) = \quad \gamma[\xi_d - \xi_m] \qquad (20)$$

Burada, v yatay akıntı vektörünü, h yüzeyden yoğunluk arayüzeyine (piknoklin) kadar olan su tabakası kalınlığını, h_0 bu tabakanın denge durumundaki değerini, rüzgar gerilim vektörünü, f Coriolis parametresini, A_h yatay karışım (difüzyon) parametresini, k yatay düzleme dik yöndeki işaret vektörünü, ∂ zamana göre türev operatörünü, ∇ yatak düzlemdeki doğu ve kuzey yönlerindeki türev operasyonunu göstermektedir. Altimetre bulgularının modele özümlenmesi, 20 nolu denklemin sağ tarafındaki terim tarafından yapılmaktadır. Buradaki $\xi_m=h-h_0$ terimi model tarafından hesaplanan ve su seviyesi değişimlerine karşılık gelen arayüzey değişimlerini, $\xi_d=(g/g')\eta$ ise bulgulardan elde edilen su seviyesi değişimlerine karşılık gelemn ara yüzey değişimlerini göstermektedir. $g'= g(\rho_0- \rho_1)/ \rho_0$ ile tarif edilen indirgenmiş gravitasyon sabitini vermekte olup buradaki $\rho_0=1013.8$ kg m^{-3} ve $\rho_1=1017$ kg m^{-3}, sırasıyla, alt ve üst tabaka yoğunluk değerlerini tanımlamaktadır.

Model İstanbul Boğazı ile Karadeniz arasındaki su alış-verişini göz önüne almamakta ve İstanbul Boğazının kapalı olarak klabul ertmekterdir. Ayni şekilde, kıyılar boyunca çeşitli noktalardan olan nehir girdileri de göz önüne alınmamıştır. Bu etkiler sadece yöresel boyutlarda önemli olup , bu tür basen ölçeğindeki çaslışmalarda rahatlıkla ihmal edilebilecek düzeydedir. Öte yandan, bu girdilerin dolaşım sistemine dkkate değer boyutta etkileri olduğu taktirde bunlar altimetre bulgularında ortaya çıkmakta ve model özümlenmelerine dahil edilmektedir. Örneğin, Karadenizin kuzeybatı kesimindeki Tuna nehri kaynaklı yöresel değişimler altimetreler tarafından saptandığı için modelden rahatlıkla görülebilmekterdir.

Model C-tipi bir sonlu farklar ağ yöntemi çözümünü temel almaktadır. Kıyılarda serbest-geçirgen tipli (free-slip) sınır şartı kullnılmıştır. Sonlu farklılıklar "explicit" türde olup doğu-batı yönünde 7860 m ve kuzey-güney yönünde 6950 m uzunluğundaki dikdörtgen kutular üzerinde uygulanmışlardır. Zamana değişimler ikinci dereceden hassasiyetli "Leapfrog"yöntemi ile yapılmıştır. Yatay yöndeki değişimler ise gene ikinci dereceden hassas "centered differencing" yöntemi ile gerçekleştirilmiştir. Lepfrog sistemi nin yarattığı kararsızlıklar her zaman aralığında Aselin filtresi uygulanarak giderilmiştir. Model integrasyonlarındaki zaman aralığı 10 dakika alınmıştır. Horizontal difuzyon

katsayısı 50 m^2s^{-1}, tabakalar arasındaki yoğunluk farkı 3.2 kg m^{-3}, denge durumundaki tabaka kalınlığı 150 m olarak kabul edilmiştir. Bu seçimler ışığında, Rossby deformasyon uzunluğu 22 km olarak elde edilmekte olup, yaklaşık 7 km uzunluğundaki yatay ağ seçimi tarafından tatminkar bir şekilde kapsanmaktadır. Model 1988 den 1992 ye kadar günlük ECMWF rüzgar gerilimi verileri ile çalıştırılmış, Mayıs 1992 den itibaren de altimetre bulguları her 10 dakikada bir modele özümlenmeye başlanmıştır.

4.2. Bulgu-özümlemesiz akıntı sisteminin genel özellikleri

Bu bölümde, altimetre den elde edilen bulgu özümlemeli akıntı sisteminin özelliklerini tartışmadan önce, bu etkinin olmadığı durumlardaki ortaya çıkan akıntıların genel özellikleri verilecektir. Bu durumda, 20 nolu denklemin sağ tarafındaki terim ortadan kalkmakta ve akıntılar sadece rüzgar gerilim kuvvetinin değişimleri tarafından yaratılmaktadır.

Şubat ve Ağustos aylarına ait 7 senelik ortalaması alınmış akıntıların genel yapıları Şekil 14'de gösterilmektedir. Bu şekillerde akıntı paternlerinden, rüzgarların Karadeniz'deki akıntı sisteminin en temel yapı taşlarını yarattığı görülmektedir. Dolaşım sistemi tüm yıl boyunca baseni kalpayan bir siklonik döngü ile basenin kuzeybatı ve güneydoğu köşelerindeki iki adet antisiklonik döngüden oluşmaktadır. Bu yapı büyük ölçüde klimatolojik haritalardan elde edilen yıllık ortalama su seviyesi değişim patternine (Şekil. 15) benzemektedir. Bu simulasyonlarda ortaya çıkan mevsimsel benzerlikler büyük ölçüde dinamik olarak modelin baroklinik kararsızlıklar, cephesel değişimler vs gibi daha fazla detay içermemesine bağlıdır. Bu dinamik proses eksikliklerin döngülerin ve küçük ölçekli akıntı değişimlerinin ortaya çıkmasını önlediği bilinmektedir. Fakat, su seviyesi değişimleri göz önüne alındığında, daha önceden gerçekleştirilen daha kapsamlı model çalışmalarının (bakınız Stane ve Staneva, 20012daki Şekil 2 ve Staneva ve diğerleri, 2002 deki Şekil 1) sadece rüzgar etkisi altında Şekil 14 de verilen paterne göre çok detay içermediğii görülmektedir.

4.3. Bulgu özümlemeli akıntı sisteminin genel özellikleri

Öncelikle, modelin gözlemlere göre en optimal uyumluluğunu verecek γ değerinin saptanmasına yönelik testler gerçekleştirilkmiştir. İlk olarak, modelin tabaka akalınlığı ve yoğunluk değerlerinin seçimine çok bağlı olarak değişmediği saptanmıştır. Daha sonra relaxation zamanının (yani $1/\gamma$ değeri) 10 gün seçilmesi halinde model sonuçlarının Bölüm 4.2 de anlatılan özümlemesiz durumdaki sonuçlara benzediği ortaya çıkmıştır. Sonuç olarak, 10 günlük zaman biriminin altimetre bulgularının özümlenmesi için fazla uzun bir zaman dilimi olduğu anlaşılmıştır. Daha sonra benzer deneyler, en uygun seçimin 3 günden az zaman dilimlerinden herhangi birisinin olduğunu ortaya çıkarmıştır. Buradaki sonuçlar $\gamma = 1/2$ gün^{-1} seçimi üzerine dayanmaktadır.

Bu tür parametre seçimleri sonucu elde edilen su seviyesi değişim paternlerinin Mayıs 1992-Mayıs 1999 dönemini kapsayan 7 yıllık dönem içinde ayni tür mevsimsel değişimlere uğradığı görülmüştür. Bunun örnekleri 1993 ve 1994 yıllarının Şubat, Mayıs, Ağustos ve Ekim dönemleri için Şekil 16 de gösterilmiştir. Kış dolaşım sistemi (Şekil 16a, ve 16e) daha önce Şekil 15 de gösterilen klimatoljik ortalama su seviyesi dağılımlarından elde edilen dolaşım sistemine benzemekte olup 33-34° Doğu boylamları arasındaki bölgede birbirinden ayrılan iki tane büyük siklonik döngüden oluşmaktadır. Doğudaki döngü, batıdakinin hemen hemen iki misli büyüklüğünde olup, basenin en doğukıyılarına kadar uzanmaktadır. Bu iki döngünün kuzey ve güney kıyıları boyunca birbiri ile olan iletişimi, kış ayları boyunca basenin etrafında yekpare bir dolaşım sisteminin varlığını göstermektedir. Bu genel yapı, kış ayalrındaki meteorolojik koşullardaki değişimler nedeniyle, senelere göre bazı değişimlere uğramaktadır. Örneğin, 1993, 1996, 1997 ve 1998 kış dönemlerinde olduğu gibi, bu döngüler 10 cm den daha büyük değerlere sahip homojen bir yapı göstermekte (Şekil. 16a), 1994,1995 ve 1999 kış dönemlerinde ise, döngüler daha zayıf ve az hmojen bir yapıya sahip olmaktadır. Bu yıllrda 10 cm den daha büyük su seviyesi değerleri sadece döngülerin merkezlerinde ortaya çıkmaktadır (Şekil. 16e).

Ocak, Şubat ve Mart ayları boyunca süren kış şartları, Nisan ayından itibaren değişime uğrayarak iki döngülü sistem baseni doğu-batı ekseninde bir bütün olarak kaplayan tek döngülü yeni bir sisteme dönüşmektedir (Şekil 16d ve 16f). İlkbahar aylarında, basenin iç bölgelerindeki su seviyesi değişimleri kış aylarındaki kadar keskin ve büyük olmakla birlikte, kıyılara doğru giderek daha küçülmekte ve zayıflamaktadır. Kış aylarında varlığı görülmeyen Batumi antisklonu, Karadenizin güneydoğu köşesinde yavaş yavaş oluşmaya başlamaktadır. Yaz aylarında (Temmuz, Ağustos-Eylül) ise kış aylarındaki akıntının şiddeti giderek daha da zayıflayarak, ortadaki siklonik döngü yaklaşık büyüklükleri 100 km civarında olan 4-5 tane döngüden oluşan daha parçalı bir sisteme dönüşmektedir (Şekil 16c ve 16g). Bu parçalı sistem ayni zamanda yıllar arasında dadaha belirgin bazı farklılıklar göstermektedir. Örneğin 1993, 1994 ve 1997 yaz dönemlerindeki dolaşım sistemi1995 ve 1996 yıllarındakilere göre daha parçalı ve küçük ölçekli sistemlerden oluşmaktadır. Bunlara paralel olarak, KAS inde de küçük ölçekli değişimler ortaya çıkmaktadır. Batumi döngüsü varlığını daha da kuvvetlenerek ve büyüyerek sürdürmektedir.

Yaz aylarındaki dolaşım sistemi sonbahara doğru giderek yazıflamakta ve dah da parçalanarak türbülans tipi bir yapı ortaya çıkmaktadır (Şekil 16d ve 16h). Bu dönemde dolaşım sisteminde herhangi bir organize yapıdan bahsetmek mümkün değildir. KAS bazı yörelerde kaybolmakta olup basen etrafında düzgün ve belirgin bir akıntı sistemi olarak ortay çıkamamaktadır. Bu tür karmaşık ve parçalı sohbahar dolaşım sistemleri özellikle 1993, 1994 ve 1998 yıllarında meydana gelmiştir. Batumi döngüsü bu dönemde giderek zayıflamakta ve kışa doğru kaybolmaktadır. Daha önceki paragraflarda işaret edildiği gibi bu dağınık sistenm kış şartları altında tekrar kuvvetli ve organize bir yapıya kavuşmaktadır.

4.4 Anadolu ve Kafkasya kıyıları boyunca görülen akıntı hareketlerine örnekler

KAS Anadolu ve kuzey kıyılarında yıl boyunca sürekli devamlılığı olan bir akıntı sistemi oluşturmaktadırlar. Genellikle daha kısa kıvrımlar yapan KAS'ın ana ekseni Anadolu

kıyılarında sahile daha yakın bir konumda olup derin suların daha belirgin bir biçimde kıyıya doğru yaklaşmasına olanak vermektedir. KAS'ın kıyı tarafında doğu-batı yönünde uzanan bir dizi antisiklonik döngüler bulunmaktadır. Bunların içinde en çok sürekliliği olan ve hemen hemen yedi yıllık zaman serisinin pek çoğunda baseninin güneybatı köşesinde görülen "Bosphorus" döngüsüdür. Bu döngü genellikle Türk ekonomik hükümranlık sularının Bulgaristan tarafında kalan kıyısal kesiminde ortaya çıkmakta bazen, İstanbul Boğazı çıkışının doğu tarafına doğru uzanarak "Sakarya" döngüsü ile birleşmektedir. Varlığı süreklilik gösteren diğer bir kıyısal döngü tam aksi istikametteki (yani güneydoğu köşesi) "Batumi"döngüsüdür. Şekil 17a-f de 1993 deki oluşum ve gelişim patternine örnek olarak gösterilen bu döngü 1-2 haftalık farklılıklarla her yıl ayni zamanda ortaya çıkmakta ve kaybolmaktadır. Bunun oluşumu büyüklüğü 100 km den daha küçük bir döngü olarak genellikle Şubat ayında başlamakta (Şekil 17a), ilkbahar aylarında doğu baseninin iç kesimlerine doğru büyümeye başlamakta ve Kafkasya kıyılarına doğru da uzanmaktadır (Şekil 17b). Bu yapı genellikle ilkbahar-yaz ve sonbaharın ilk dönemlerinde sabit bir oluşum olarak sürmekte (Şekil 17c ve 17d) ve sonbaharın sonuna doğru daha küçük parçalara ayrılarak (Şekil 17e) kış mevsiminin başlangıcında yok olmaktadır (Şekil 17f).

Anadolu kıyıları boyunca görülen "Sakarya", "Sinop" ve "Kızılıramak"döngüleri "Bosphorus"ve "Batumi"döngülerine göre dah az kararlıdırlar ve 2-3 aylık süreler içinde görülüp kaybolabilirler. Genellikle bir yıl içinde bir veya iki defa oluştukları görülmektedir. Sinop ve Kızılırmak döngüleri biraz büyüyünce birleşerek tek bir döngü haline de gelebildikleri durumlara da rastlanılmıştır. Bu döngüler sabit olarak yerlerinde durmayıp KAS ile birlikte doğuya doğru sürekli hareket etmektedir.

Anadolu kıyıları boyunca Ağustos-Aralık 1997 döneminde görülen akıntı sisteminin gelişimi Şekil 18a-f'de verilmektedir. 20 Ağustos 1997 deki (Şekil 18a) akıntı sistemi beş tane ardışık döngü sisteminin varlığına işaret etmektedir. 31° doğu boylamının batı tarafını Sakarya döngüsünü de içine alan Bosphorus döngüsü kaplamaktadır. 31 ve 36° boylamları arasındaki bölgeyi Sinop ve Kızılırmak döngüleri ile 31° 32° boylamları arasında kalan diğer bir küçük döngü kaplamaktadır. Öte yandan Sinop Burnu'nun doğu

tarafında kalan bölgede ise Batumi döngüsünden başka herhangi bir küçük ölçekli dolaşım sistemi bulunmamaktadır. 20 Eylül ve 20 Ekim 1997 tarihlerine ait dolaşım paternleri (Şekil 18b ve 18c) ise Şekil 3.5a da görülen sistemin daha komplex bir yapıya dönüştüğünü işaret etmektedir. Özellikle, Bosphorus ve Sakarya döngüleri iki ayrı sistem olarak ortaya çıkmakta, ve Sinop döngüsü iki parçaya bölünmektedir. Bunlara ilaveten, daha belirgin kıvrımlar yapmakta olan KAS'ın Kızılırmak ve Batumi döngülerinin arasındaki bölümünde iki ayrı kıyısal antisiklonik döngünün oluşumu görülmektedir. Batumi döngüsünün hemen kuzeyinde ve Kafkasya kıyıları byunca "Shukhumi" döngüsü olarak isimlendirilen yeni bir döngü daha ortaya çıkmaktadır. Bir aylık dönem içinde, bu sistem yavaş yavaş zayıflamakta, Bosphorus ve Sakarya döngüleri birleşerek bir bütün oluşturmaktadır (Şekil, 18d). Bunlara ilaveten, Sinop ve Kızılırmak döngüleri kaybolmakta ve Batumi döngüsü parçalanmaktadır. Aralık ayı içinde daha da değişime uğrayan bu sistemde 39°doğu boylamı boyunca Karadeniz içlerine doğru uzanan döngü dipole biçimine dönüşmekte, Sukhumi döngüsü ise parçalanan Batumi döngüsünün içinde kaybolmaktadır (Şekil 18e).

Batumi döngüsünden Kerch Boğazına kadar uzanan Kafkasya kıyıları boyunca KAS daha belirgin kıvrımlar yapmakta ve ana ekseni kıyıdan daha açıklarda kınumlanmaktadır. Bu nedenle kıyı ile KAS arasında göreceli olarak daha geniş bir alan ortaya çıkmakta ve dah belirgin kıyısal antisiklonik döngü hareketlerine rastlanılmaktadır. Bu bölgenin en belirgin ve kararlı yapısı "Caucasian" döngüsü ve bunun zaman içinde büyüyerek Karadenizin doğo baseninin iç bölgelerine doğru yapmış olduğu jet biçimindeki uzantılardır. Kerch Boğazının hemen güneyinde "Kerch" döngüsü olarak adlandırcağımız başka bir karaarlı kıyısal döngünün varlığı görülmektedir. Altimetre bulgularına göre, Kerch ve Caucasian döngüleri bazen tamamen ayrı iki sistem olarak, bazen de birleşik bir bütün halinde ortaya çıkmaktadırlar. Şekil 19a-d, bu bölgede ilkbahar-yaz 1993 döneminde gözlenen akıntı sistemindeki değişiklikleri anlatmaktadır. 30 Nisan 1993 tarihli Şekil 19a da verilen dolaşım sisteminde, buradaki dolaşımın Sukhumi, Caucasian, Kerch kıyısal döngüleri ile geniş bir KAS ve bunun kıvrımlarından oluşmaktadır. Caucasian ve Kerch döngüleri, Kas ın yarattığı keskin bir kıvrım ile birbirinden ayrılamaktadır. Bir aylık dönem içinde Caucasian döngüsü kıyı boyunca her

iki yönde büyüyerek Sukhumi döngüsünü içine almaktadır (Şekil 19b). Kuzeybatı yönünde ise önce KASın keskin kıvrımlarınınzayıflatmakta ve dah sonra Haziran 1993 döneminde Kerch döngüsü ile birleşmektedir (Şekil 19c). Caucasian döngüsü böylece bir iki ay süren uzunca bir kıyısal döngü sistemi olarak bütün Kafkasya kıyılarını kaplamaktadır. Bu süreç sonunda tekrar zayıflayarak parçalanmakta ve zaman içinde kaybolmaktadır. Bu süreç yeni bir Caucasian döngüsü oluşumu hareketleri ike devam etmektedir (Şekil 19d).

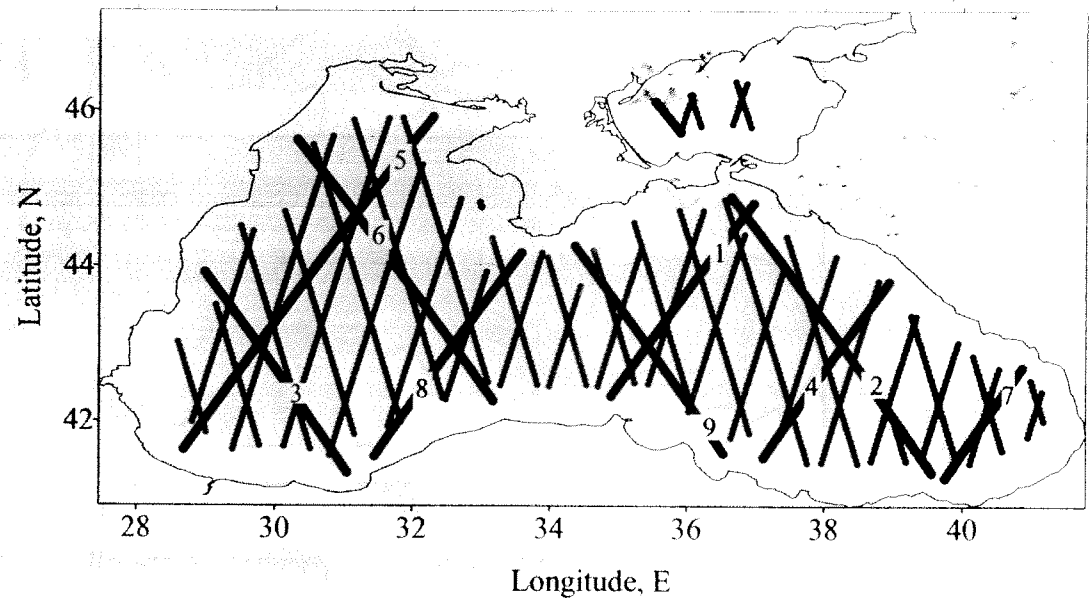


Fig. 1

Figure 13. Topex-Poseidon (kalın çizgiler) ve ERS-1-2 (ince çizgiler) uydularının Karadeniz üzerinden geçiş hatları.

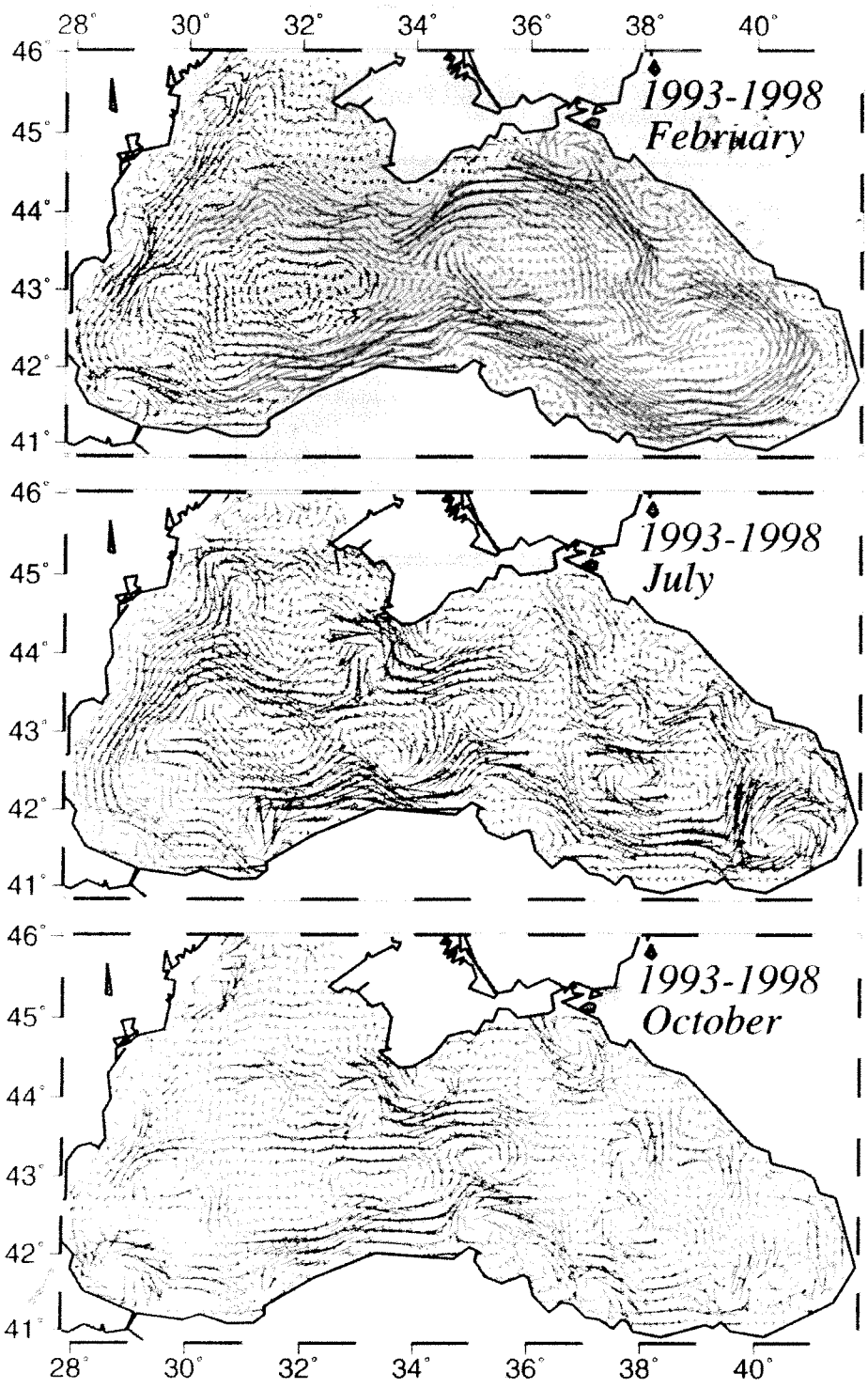


Figure 14. Altimetre bulgulatının özümlenmesi ile elde edilen Şubat, Temmuz ve Ekim aylarına ait 7 senelik ortalama üst tabaka akıntılarının genel yapısı.

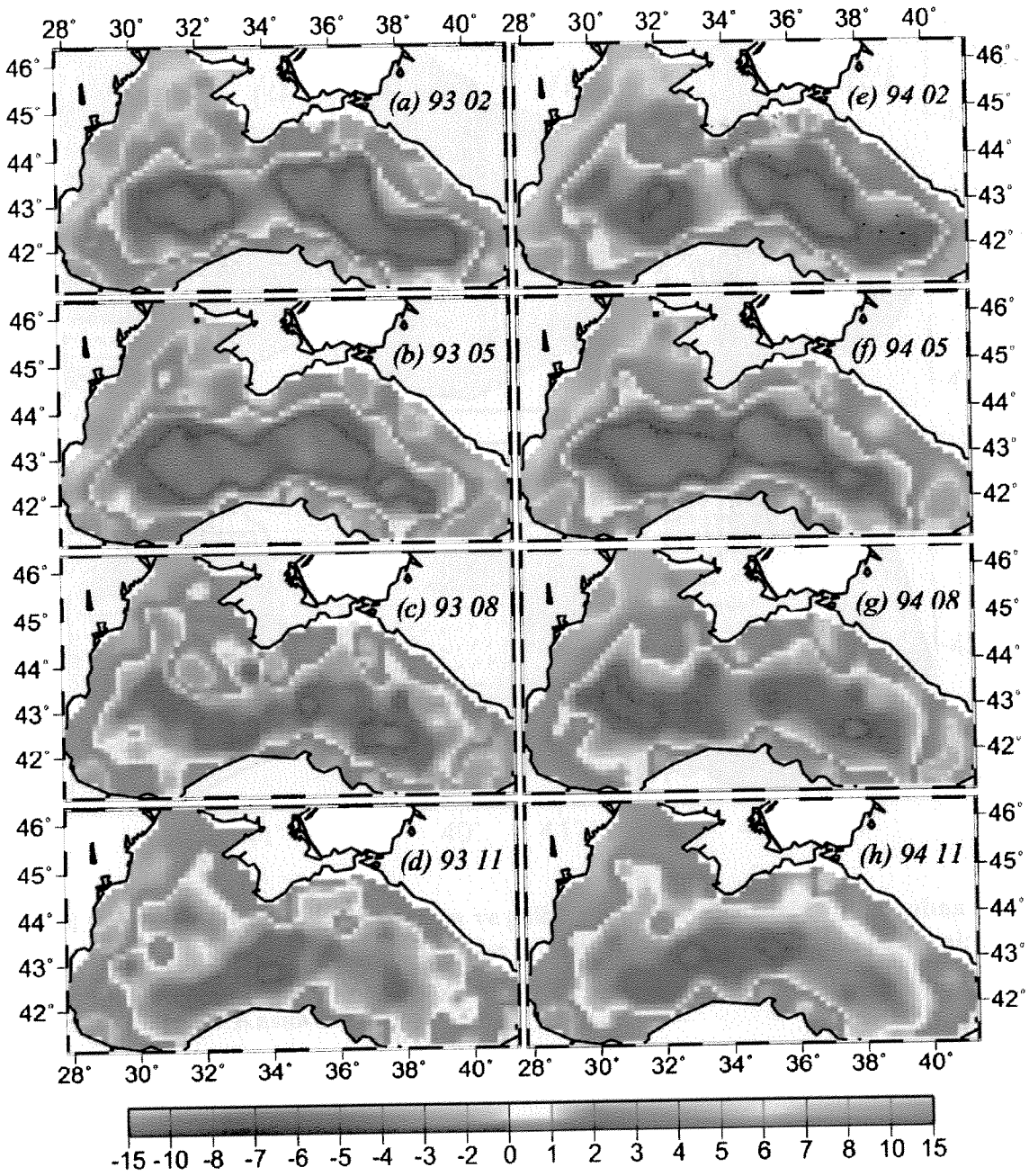
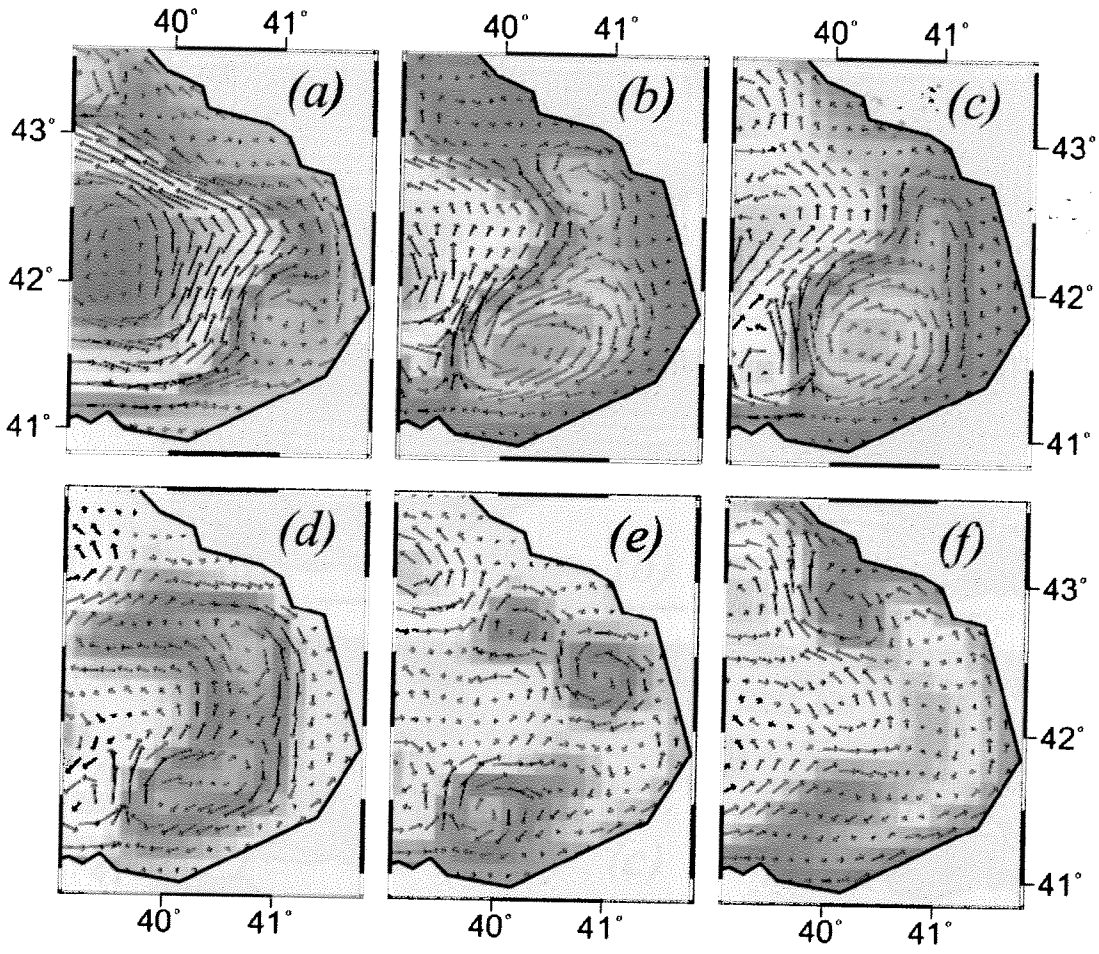
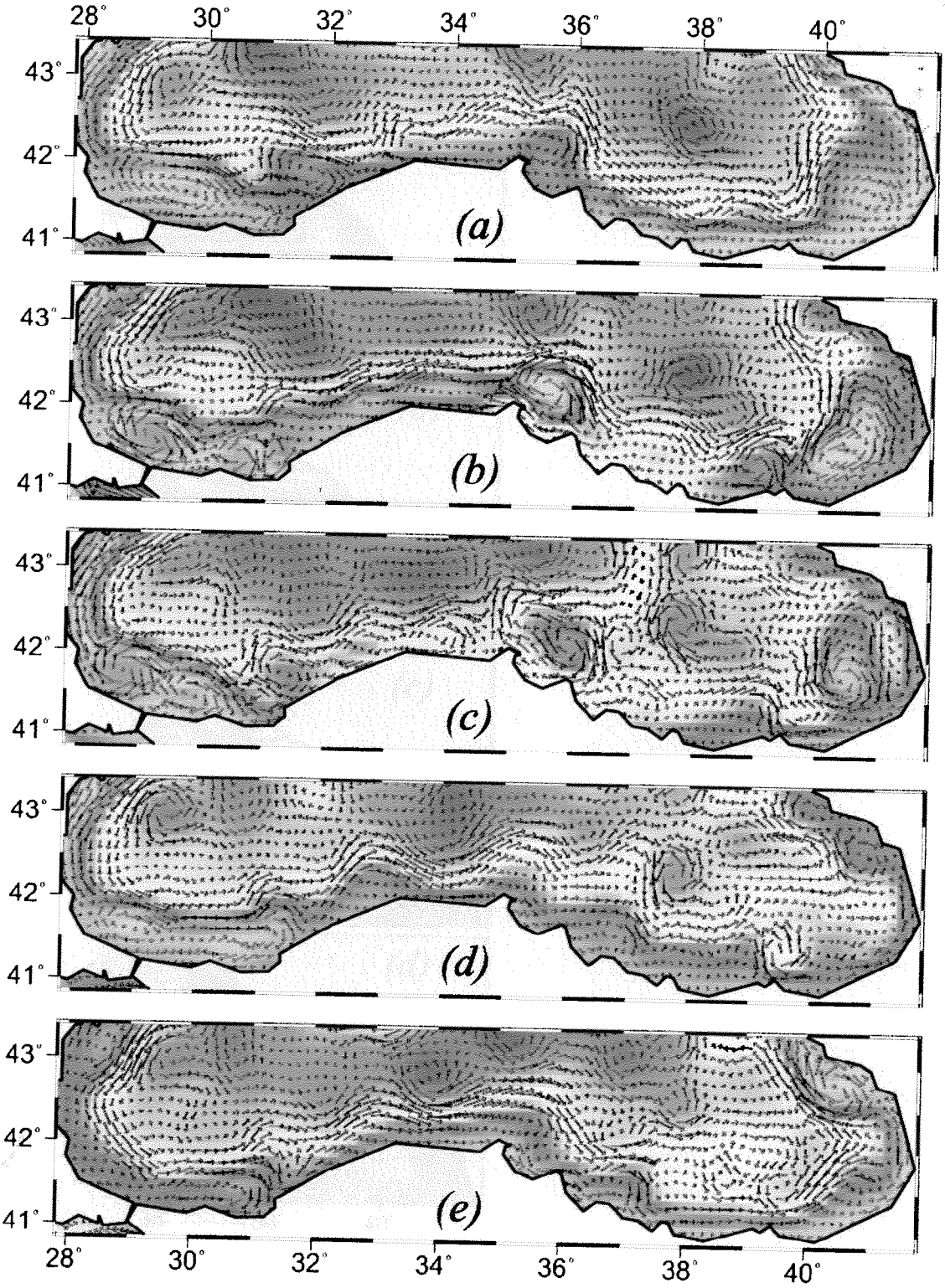


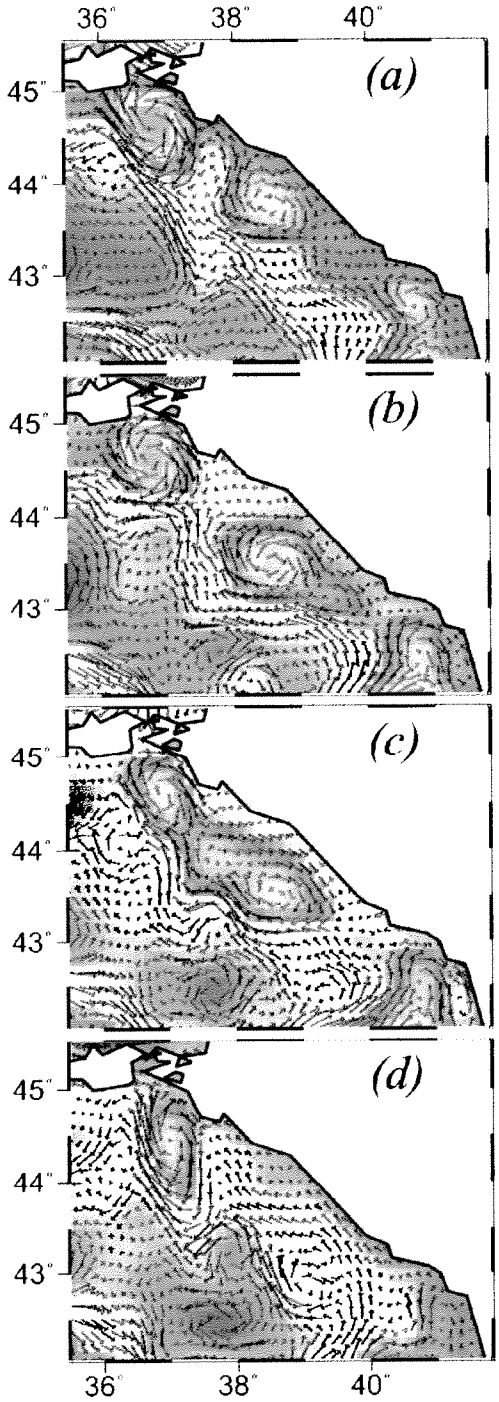
Figure 16. 1993 ve 1994 yıllarına ait Şubat, Mayıs, Ağustos ve Ekim dönemlerinde görülen aylık ortalama su seviyesi değişim patternleri.



Şekil 17. Batumi döngüsünün oluşum ve gelişim everelerini gösteren 1993 yılına ait Karadenizin güneydoğu yöçresindeki üst tabaka suları dolaşım sistemi patterni: (a) 31 Ocak 1993, (b) 30 Nisan 1993, (c) 30 Temmuz 1993, (d) 10 Ekim 1993, (e) 30 Ekim 1993, (f) 30 Kasım 1993.



Şekil 18. Ağustos-Aralık 1997 döneminde Anadolu kıyıları boyunca üst tabaka akıntı sistemindeki değişimler: (a) 20 Ağustos 1997, (b) 20 Eylül 1997, (c) 20 Ekim 1997, (d) 30 Kasım 1997, (e) 30 Aralık 1997.



Şekil 19. Nisan-Ağustos 1993 yılında Kafkasya kıyıları boyunca oluşan üst tabaka akıntı sistemindeki değişimler: (a) 30 April 1993, (b) 30 May 1993, (c) 20 June 1993, (d) 10 August 1993.

5. DÖRT TABAKALI EKOSİSTEM MODELİ

5.1. Su kolonu biyojimyasal yapısının katmanlaşma özellikleri

Karadenizde, piknoklinin üzerindeki ilk 40-50 metrelik su kolonu (yani üfotik tabaka) bütün yıl boyunca etkin bir biyolojik üretkenlik göstermektedir. Bu tabakanın altında 20-30 metre kalınlığında biyolojik parçalanma ve nitrifikasyon olayları sonucu ortaya çıkan bir nitrate üretim bölgesi bulunmaktadır. Üst su kolonunun daha sonraki 20-30 metrelik hidrojen sülfür tabakası ara yüzeyine kadar uzanan bölümü ise oksijen ve nitrat konsantrasyonlarında keskin azalmaların görüldüğü bir bölgedir. Burada oksijen 300 μM değerlerinden 10 μM değerlerine, nitrat ise 6-8 μM den sıfır değerlerine inmektedir. Böylelikle, hidrojen sülfür tabakasının üzerindeki yaklaşık 100 metre kalınlığındaki su kolonu alt tabaka sularından hemen hemen ayni derinliklerde bulunan hem biyokimyasal hem de fiziksel arayüzeyler ile ayrılmakta ve birbirleriyle etkileşmemektedirler. Bu tür bir yapı dünya üzerinde sadece Karadeniz'e ait olup tipik açık deniz biyojeokimyasal yapılardan oldukça farklı bir özellik göstermektedir.

Oksijen konsantrasyonlarının 10 μM ın altına indiği suboksik tabakayı ayrı tutulduğunda yukarıda anlatılan biyokimyasal katmanlaşma en basit hali ile 3 tabakalı bir yapı ile açıklanabilir (Oguz ve Salihoglu, 2000). Burada, en üstteki birinci tabaka meteorolojik koşullardan etkilenen ve mevsimsel olarak değişen yüzey karışım tabakasıdır. Bu karışım tabakası mevsimsel şartlara göre değişen kalınlıklara sahiptir. Rüzgar gerilimi ve soğuma nedeniyle ortaya çıkan karışımın en fazla olduğu kış aylarında, yüzey karışım tabakası 50-70 metre kalınlığa ulaşabilmekte ve bu nedenle bütün üfotik tabakayı kaplayabilmektedir. Ancak, karışımın en az olduğu yaz aylarında bu tabakanın kalınlığı 10-20 metre arasında değişmektedir. Bu durumda üfotik tabakanın, yüzey karışım tabakası nın alt tarafında kalan bölümü Ara Tabaka adı verilenm ayrı bir katman olarak ortaya çıkmaktadır. Böylece, üfotik tabakayı tanımlayan bu iki katman modelde etkin biyolojik üretim ve parçalanmanın oluştuğu bölgeyi tarif etmektedir. Modelin üçüncü ve son tabakasını ise, Kemoklin Tabakası adı verilen ve üfotik tabakanın altında kalan parçalanma ve nitrifikasyon olaylarının etkin olduğu bölümü oluşturmaktadır. Hidrojen

sülfür ara yüzeyi civarındaki etkin redoks reaksiyonları hariç tutulduğunda, Kemoklin Tabakası modelde biyolojik olayların ortaya çıkardığı dönüşümler sonucundaki üretilen nitratın biriktiği nitrojen havuzu görevini görmekterdir. Bu nitrojen gerek karışım ve difüzyon, gerek su yüzeyine doğru olan dikey su hareketleri (upwelling) sonucu üfotik tabaka içine pompalanmakta ve biyolojik üretimde kullanılmaktadır.

Oguz ve diğerleri (2001b)'inde gösterildiği gibi bu üç tabakalı sistem Karadenizin yıllık biyolojik değişimlerini genel hatları ile başarılı bir şekilde gösterme becerisine sahiptir. Ancak, biyolojik dönüşüm ve parçalanmanın yaz aylarında özellikle yoğun olduğu Ara Tabaka içindeki simülasyon sonuçları, daha hassas olan modeller ile karşılaştırıldığında yeterli başarıyı göstermedikleri ortaya çıkmıştır. Bu noktadan hareketle, Ara Tabaka iki ayrı parçaya ayrılarak model 3 tabakalı biçiminden 4 tabalalı biçimine dönüştürülmüştür. Bu yaklaşım, simülasyon sonuçlarının göreceli olarak gözlemlerden elde edilen yapı ile uyumlu bir biçimde daha gerçekçi olarak sonuçlar vermiştir. Bundan sonraki bölümde anlatılacak model yapısı bu tür bir dört tabakalı ekosistem modelini açıklamaktadır.

5.2. Dört tabakalı ekosistem modeli için kullanılan temel denklemler

Modelin su kolonunun düşey yapısını gösteren tabakaları ve bu tabakalar ın matematiksel gösteriminde kullanılan semboller Şekil 21 de verilmiştir. Bu tabakalardaki biyokimyasal değişikenlerin zamansal ve yöresel boyutlardaki değişimleri en genel hali ile aşağıdaki formda gösterilen bir adveksiyon-difüzyon denklemi ile verilir.

$$\frac{\partial F_k}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla F_k = A_e \nabla^2 F_k + \chi(F)_k + \Re(F)_k \qquad (21)$$

Burada, k *(=1-4)* parametresi tabaka sayısını, F_k biyokimyasal değişkenlerin konsantrasyonu veya biyokütlesini, V sirkülasyon modeli tarafından verilen akıntıları, $R(F_k)$ ise modeldeki biyokimyasal girdi-çıktıları, $X(Fk)$ ise tabakalar arasındaki dikey adveksiyon ve karışım hareketleri ve katı mafddelerin çöküş hızlarını analatan

fonksiyonları ifade etmektedir. Ae yatay difüzyon katsayısı, ▼ yatay gradyon operatörü olup x ve y komponentleri doğu ve kuzey yönlerini göstermektedir.

En üstteki karışım olaylarının meydana geldiği birinci tabaka aşaağıdaki gibi süreklilik denkleminden elde edilmektedir (daha fazla bilgi için Birinci Rapor'a bakınız).

$$\frac{\partial H_1}{\partial t} + \nabla \cdot (H_1 \mathbf{V}) = W_e + A_e \nabla^2 H_1 \qquad (22)$$

He ile ifade edilen üfotik tabaka kalınlığı, %1 ışık geçirgenliğine göre verilen bir ışık geçirgenlik sabiti değerine bağlı olarak ışığın su kolonu içindeki dağılımını gösteren eksponensiyel bir fonksiyona göre hesaplanmaktadır. *Hi* ile ifade edilen Ara Tabaka kalınlığı ise hesaplanan H_1 ve H_e dğerlerine bağlı olarak $Hi=H_e-H_1$ bağıntısından elde edilir. Bu modelde, Ara tabaka %5 ışık geçirgenliği seviyesi baz alınarak iki ayrı tabaka ya ayrıştırılmıştır. Bu seçim Ara Tabakayı yaklaşık olarak eşit iki parçaya ayrımaktadır. Eğer %5 ışık seviyesi H_s ile gösterilirse, ikinci ve üçüncü tabaka kalınlıkları $H_2= H_s-H_1$, ve $H_3=H_e-H_s$ bağıntılarından elde edilirler. Ayrıca, verilen üst su tabakası kalınlığıH_1 ile üfotik tabaka kalınlığı arasındaki fark ise, H_4 ile ifade edilen Kemoklin Tabakası kalınlığını vermerktedir.

Modeldeki biyolojik üretim üfotik tabaka kalınlığı ile sınrlanmıştır. Karışım tabakasının üfotik tabakadan daha kalın olduğu durumlarda (genellikle kış aylarının bir bölümünde) Ara Tabaka tamamen ortadan kalkarak 4 tabakalı model iki tabakalı hale dönüşmektedir. Bu iki durum arasındaki geçiş dönemlerinde model üç tabakalı (yani Ara tabakalardan birisinin yok olduğu) bir sistem olarak da tanımlanabilmektedir.

Birinci ve ikinci tabakalar arasındaki dikey biyokimyasal transferler karışım, difüzyon ve çöküş olaylarının toplamını gösteren aşağıdaki ifade ile verilir

$$\chi_1 = [(\Theta(W_e)W_e + w_u + \nu_m)(F_2 - F_1) - w_s F_1]/H_1 \qquad (23)$$

Burada θ Heaviside step fonksiyonunu göstermekte olup, $W_e > 1$ için $\theta(W_e)=1$ ve $\theta(-W_e)=0$ olarak ifade edilir. Bu denklemde w_s çöküş hızını ve v_m dikey difüzyon geçiş hızını göstermektedir. Benzer şekilde, ikinci ve üçüncü tabakaların arayüzeylerinden olan biyokimyasal transferler

$$\chi_2 = [(w_u + \nu_c)(F_3 - F_2) - (w_s + w_u + \nu_m - \Theta(-W_e)W_e)(F_2 - F_1)]/H_2 \qquad (24)$$

$$\chi_3 = [(w_u + \nu_c)(F_4 - F_3) - (w_s + w_u + \nu_c)(F_3 - F_2)]/H_3 \qquad (25)$$

bağıntıları ile tanımlanmaktadır. Burada, $W_e < 1$ *(detrainment)* için $\theta(-W_e)=1$ ve $\theta(W_e)=0$ şartlarını göstermektedir. Kemoklin tabasına olan girdi-çıktılar ise

$$\chi_4 = [-(w_u + \nu_c)(F_4 - F_3) + w_s F_3]/H_4 \qquad (26)$$

bağıntısı ile açıklanmaktadır. Daha önce değinildiği gibi (26) nolu denklem Kemoklin tabakasının daha aşağıdaki hidrojen sülfür tabakası ile herhangi bir etkileşiminin olmadığını öngörmektedir. Bu öngörü genellikle gerçekçi olup sadece partikül maddelerin tamamının Kemoklin Tabakası içinde parçalandiğını ve aktif biyolojik döngü içinde kaldığını varsaymaktadır. Gerçekte ise bunların yaklaşık %10 luk bir bölümü dip sulara gererek kayıp olmkatadır. Model ekosistemin konservatif bir sistem olarak tarif edilme zorunluluğu nedeni ile bu kayıp göz ardı edilmiştir. Ancak, bu yaklaşımın model simülasyonlarına bir etkisi olmamaktadır. Öte yandan Ara Tabakalardan birisi veya ikisininde yok olduğu durumlarda, yukarıda verilen denklemler bu durumlara göre yeniden tanımlanmaktadırlar.

5.3. Ekosistem modeli için kullanılan besin ağı formülasyonu

Bu model için kullanılan besin ağı formülasyonu daha önce Oguz ve diğerleri (2000, 2001, 2002b) de verilen modellerin bir versiyonu olup ekosistem 10 tane temel biyokimyasal değişken tarafından tarif edilmektedir (Şekil 22). Fitoplanktonlar

büyüklükleri 10 µm den *büyük* ve *küçük* olarak iki grup altında tanımlanmışlardır. Büyük fitoplankton grubu genellikle *diatomları*, küçük grup ise *flagellatları* gösterecek şekilde parametrize edilmişlerdir. Zooplankton grubu *mikrozooplanktonlar*, *mesozooplanktonlar*, *Aurelia aurita* ve *Mnemiopsis leidyi* gibi iki jelatinimsi karnivor grupları ile menfaatçi bir tür olarak Karadeniz ekosistemini domine eden bir dinflagellat türü olan *Noctiluca scintillans* dan oluşmaktadır. Bu biyolojik kökenli gruplara ek olarak ölü canlıların parçalanabilen katı formu olan *detritus* ile bunların organik olmayan nitrojen formalarını içeren *amonyak* ve *nitrat* grupları ekosistemin diğer parçalarını oluşturmaktadır.

Bu modelde, detritus direk olarak organik olmayan nitrojen formuna çevrilmekte olup bu transformasyonda etkin rol alan mikrobiyolojik sistem ayrıca tarif edilmemiştir. Bu yaklaşım Karadeniz ekosistemi için mikrobiyolojik sistemin kesinlikle önemsiz olduğuna işaret etmemekte olup sadece bir basitleştirme yönetimi olarak ele alınmıştır. Ayrıca mikrobiolojik çevrimlerin Karadeniz ekosistem içindeki rollerini kantitatif olarak saptayacak yeterlilikte ve modeli iyi bir hassasiyet ile kalibre edecek bulgu birikimi bulunmamaktadır. Son olarak, model Karadeniz ekosistemindeki üretimi en çok limitleyen besintuzu olarak görülen nitrat çevrimi üzerine kurulmuş olup diğer besin tuzlarının üretim üzerindeki etkileri gözönüne alınmamıştır.

Fitoplankton grupları için geçerli biyolojik prosessler

$$\Re(P_k) = \sigma_k \Phi P_k - [G_s(P_k) Z_s + G_l(P_k) Z_l + G_n(P_k) Z_n] - \lambda_k P_k^2 \qquad (27)$$

denklemi ile ifade edilmektedir. Bu denklemdeki k büyük fitoplankton lar için l, küçük fitoplanktonlar için s ile gösterilen fitoplankton gruplarını ifade etmektedir. Denklemin sağ tarafındaki birinci terim birincil üretimi, köşeli parantezler içindeki terimler zooplanktonlatın fitoplankton grupları üzerinden beslenmesini ve son terim de fitoplankton ölümlerini ve diğer kayıpları göstermektedir. Birincil üretim, maksimum üreme oranı σ, üremeyi kontrol eden Φ fonksiyonu ve fitoplankton biokütle miktarı P nin çarpımları şeklinde tanımlanmaktadır. Φ fonksiyonu üremeyi kontrol eden ışık $\alpha(I)$, besin tuzları $\beta_t(N,A) = \beta_n(N,A) + \beta_a(A)$, ve su sıcaklığı $f(T)$ ye

$$\beta_n(N) = [N/(R_n + N)]exp(-\psi A) \tag{28a}$$

$$\beta_a(A) = A/(R_a + A). \tag{28b}$$

$$\alpha(I) = tanh[aI(z,t)] \tag{28c}$$

bağıntıları ile ilişkilidir. β_n(N,A) ve β_a(A) Monod kinetiğine uygun olarak hem amonyak hem de nitrat için hiperbolik fonksiyonlar şeklinde tarif edilmişlerdir. (8c) deki ışık limitleyici terimindeki su kolonu içindeki düşey ışık dağılımı ise yüzeydeki I_s değerinin eksponensiyel olarak azalım gösterdiği aşağıdaki gibi bir fonksiyon ile

(28d)

tanımlanmaktadır. Buradaki k_w ve k_c ışığın nasıl bir eksponensiyel dağılım gösterdiğine tayin eden parametrelerdir. Sıcaklık limitleyici terimi ise

$$f(T) = Q_{10}^{(T-20)/10}. \tag{28e}$$

olarak verilmekte olup burada Q_{10} dışarıdan tanımlanan bir parametredir.

Mikrozooplankton ve mesozooplankton biyokütlelerinin zamana göre değişimleri ingestion ve egestion, predation, excretion ve tabii ölümlere göre aşağıdaki denklemler ile tanımlanmaktadır.

$$\Re(Z_s) = \gamma_s [G_s(P_s) + G_s(P_l) + G_s(D)] Z_s - [G_l(Z_s) Z_l + G_n(Z_s) Z_n + G_m(Z_s) Z_m + G_a(Z_s) Z_a] - \mu_s Z_s - \lambda_s Z_s \tag{29a}$$

$$\Re(Z_l) = \gamma_l [G_l(P_s) + G_l(P_l) + G_l(D) + G_l(Z_s) + G_l(Z_n)] Z_l - [G_m(Z_l) Z_m + G_a(Z_l) Z_a] - \mu_l Z_l - \lambda_l Z_l. \tag{29b}$$

Bu denklemlerde, birinci köşeli parantezlerin içindeki ilk iki terim, sırasıyla, mikrozooplankton ve mesozooplankton tarafından küçük ve büyük fitoplanktonları besin kullanımınıgöstermektedir. Üçüncü terim ise bu zooplanktonların katı madde kullanımını. (9b) denkleminin ilk köşeli parantezinin son iki terimi de mesozzoplanktonlar tarafından mikrozooplankton ve *Noktiluca* kullanımlarının ifade etmektedir. İkinci köşeli parantezin içindeki terimler ise bu iki zooplankton grubunun jelatinimsi karnivorlar (yani *Aurelia* ve *Mnemiopsis*) tarafından tüketilmesini göstermektedir. (9a) denkleminde ayrıca mikrozooplanktonların, *Noctiluca* ve mesozooplanktonlar tarafından tüketilmesini gösteren iki terim daha bulunmaktadır. Bu denklemlerdeki son iki terim ise linear

formlarda ifade edilen excretion ve mortality olaylarını göstermektedir. Mikrozooplankton, mesozooplankton ve *Noctiluca* için besin tüketimleri Michaelis-Menten fonksiyonu şeklinde

$$G_i(\varphi_j) = r_i f_i(T) \frac{a_j \varphi_j}{R_i + \sum_n a_n \varphi_n} \qquad (30)$$

olarak verilmektedir. Burada, maksimum besin tüketim oranı r, sıcaklık kontrolunu gösteren $f(T)$, biyokütle cinsinden besin miktarı φ, her besin için besin tercih oranlarını gösteren a ya bağlı olarak değişmektedir. (10) denklemi, jelatinimsi karnivorlar için biraz daha değişik formda aşağıdaki gibi gösterilmektedir.

$$G_m(\varphi_j) = r_m(t) f_m(T) a_j \varphi_j. \qquad (31)$$

Noctiluca için biyokütle değişimlerini gösteren denklem

$$\Re(Z_n) = \gamma_n [G_n(Z_s) + G_n(P_s) + G_n(P_l) + G_n(D)] Z_n - G_n(Z_n) Z_l - \mu_n Z_n - \lambda_n Z_n.$$

olarak verilmektedir. Burada, ilk köşeli parantez içindeki terimler fitoplankton, mikrozooplankton ve katı artık maddelerin kullanılmasını gösterirler. Geriye kalan üç terim ise *Noctiluca*'nın mesozooplanktonlar tarafından tüketilmesi ile excretion ve mortality formundaki kayıplardır.

Ayni şekilde, jelatiminsi karnivorlar olan *Aurelia* ve *Mnemiopsis* için biyokütle değişimleri

$$\Re(Z_k) = \gamma_k [G_k(Z_s) + G_k(Z_l)] Z_k - \mu_k Z_k - \lambda_k Z_k + (Z_{k0} - Z_k)/t_g \qquad (33)$$

formundaki denklemler ile gösterilir. Burada, ilk iki terim mikrozooplankton ve mesozooplankton tüketimlerinden doğan biyokütle artışlarını, diğer iki terim ise excretion ve mortality gibi kayıpları ifade etmektedir. En son terim ise, bu karnivorların biyokütlelerinin yıl içinde sahip olabilecekleri en az değerleri göstermektedir.

Yukarıda verilen besin ağı tanımına bağlı olarak ortaya çıkan nitrojen döngüsünün bir parçasını oluşturan katı organik madde değişimleri ise

$$\begin{aligned}\Re(D) &= (1-\gamma_l)\left[G_l(P_s)+G_l(P_l)+G_l(Z_s)+G_l(Z_n)\right]Z_l \\ &+(1-\gamma_m)\left[G_m(Z_s)+G_m(Z_l)\right]Z_m+(1-\gamma_a)\left[G_a(Z_s)+G_a(Z_l)\right]Z_a \\ &+(1-\gamma_s)\left[G_s(P_s)+G_s(P_l)\right]Z_s+(1-\gamma_n)\left[G_n(Z_s)+G_n(P_s)+G_n(P_l)\right]Z_n \\ &+\left[\lambda_s {P_s}^2+\lambda_l {P_l}^2+\lambda_s Z_s+\lambda_l Z_l+\lambda_m Z_m+\lambda_a Z_a+\lambda_n Z_n\right] \\ &-\gamma_n G_n(D)Z_n-\gamma_s G_s(D)Z_s-\gamma_l G_l(D)Z_l-\epsilon D.\end{aligned} \tag{34}$$

şeklinde verilmektedir. Bu denklemde zooplankton grupları tarafından kullanılan fakat sindirilemeyerek atılan besinler ile, fitoplankton ve mikrove mesozooplankton ölümlerine bağlı kayıplar temel katı organik madde kaynaklarını teşkil etmektedir. Denklemin en son bölümündeki eksi işaretli 3 terim ise daha önce anlatıldığı gibi katı maddelerin çeşitli gruplar tarafından tüketilmesini ifade etmektedir. En son terim ise, katı maddelerin parçalanarak inorganik nitrojen formuna dönüştürülmesi olayını göstermektedir.

Parçalanan katı atıklar ile zooplankton excretion ları inorganik nitrojenin amonyak kaynağını oluşturmaktadırlar. Bu mekanizmalar ile üretilen amonyağın bir bölümü daha sonra birincil üretimde kullanılmaktaö geri kalanı ise nitrat formuna dönüşmektedir. Böylece, amonyak konsantrasyonlarının değişimlerini gösteren denklem

$$\Re(A)=-\Phi\left(\frac{\beta_a}{\beta_t}\right)(\sigma_s P_s+\sigma_l P_l)-\Omega_a A+\epsilon D+\left[\mu_s Z_s+\mu_l Z_l+\mu_n Z_n+\mu_m Z_m+\mu_a Z_a\right] \tag{35a}$$

olarak verilmektedir. Ayni şekilde nitrat değişimleri de benzer bir denklem ile

$$\Re(N)=-\Phi\left(\frac{\beta_n}{\beta_t}\right)(\sigma_s P_s+\sigma_l P_l)+\Omega_a A. \tag{35b}$$

formunda ifade edilir. Burada ilk terim birincil üretim esnasındaki nitrat kullnımını, ikinci terim ise nitrifikasyon olayı ile amonyaktan nitrata dönüşümü anlatmaktadır.

5.4. Sınır şartları ve sayısal çözüm yöntemleri

Model Karadeniz'i kapalı bir basen olarak kabul etmekte ve İstanbul Boğazı ile olan etkileşimini göz önüne almamaktadır. İstanbul Boğazı ile Karadeniz arasındaki etkileşimlerin yöresel karakterli olması ve basen boyutunda dolaşım sistemini etkilememesi dolasıyle bu yaklaşım bu tür problemler için gerçekçi olup, modelin daha basite indirgenmesine yardımcı olmaktadır. Basen etrafındaki yüzeylerde sınır şartları

$$(\nabla \mathbf{C})_{\mathbf{n}} = \mathbf{0} \tag{36}$$

olarak verilmekte olup, buradaki n yüzeylere dik doğrultuda herhangi bir madde akısı olmaması şartını belirtmektedir.

Model ilk şart olarak, $t=0$ zamanında, durağan koşulların varlığını kabul etmektedir. Bu sistem içinde birinci ve ikinci tabakaların kalınlığı 30 ve 70 m olarak alınmış, tuzluluk ve sıcaklık dağılımları ise klimatolojik verilere göre belirlenmiştir. Modelde kullanılan parametrelerin değerleri Tablo 2' de özetlenmiştir. Denklemler, sonlu-farklar yöntemleri ile Mellor (1991)' de anlatılan Princeton Ocean Model' e benzer şekilde sayısal yaklaşım metodları kullanarak çözülmüştür. Ağ genişlikleri doğu-batı yönünde $1/10^{\circ}$ (7860 m), kuzey-güney yönünde ise $1/16^{\circ}$ (6950 m) olarak alınmıştır. İki tabaka arasındaki yoğunluk farkının 3-5 kg m^{-3} dolaylarında olduğu gözönüne alındığında, bu ağ genişlikleri 20 km civarındaki baroklinik bozunurluk çapına göre çok daha küçük olup, orta ölçekli olayları çözebilecek düzeydedir. Tabaka kalınlıkları ile sıcaklık ve tuzluluk ağların merkezindeki noktalarda, u ve v hızları ise boylamsal ve enlemsel yüzlerinde hesaplanmaktadır. Denklemlerdeki zamana göre değişimler leap-frog yöntemine göre ifade edilmekte, ve sayısal çözümlerdeki zamana göre ortaya çıkan ayrışımlar (time splitting) Aselin filtresi kullanarak önlenmektedir. Sıcaklık ve tuzluluk denklemlerindeki yatay adveksiyon terimleri

$$[u\frac{\partial C}{\partial x}] = \begin{cases} u_{i,j}(C_{i,j} - C_{i-1,j})/\Delta x, & u_h \geq 0 \\ u_{i+1,j}(C_{i+1,j} - C_{i,j})/\Delta x, & u_h < 0 \end{cases} \tag{37}$$

Bağıntılarındaki gibi "upstream" farklılıklar yöntemi ile gösterilmiştir. Bu yaklaşım yöntemi birinci dereceden hassasiyete sahip olmasına rağmen daha gerçekçi sonuçlar üretmesi nedeniyle tercih edilmektedirler. Denklemlerin zaman göre integrasyonunda zaman aralığı 10 dakika olarak belirlenmiştir. Model 10 yıl süre ile integre edilerek dinamik yapının bu süre içinde geçirdiği değişimler izlenmiştir. Model genellikle ilk şartlardan başladığı denge durumuna beşinci yıl sonunda ulaşmış, daha sonraki yıllarda denge durumunda kararlı bir biçimde kalarak yıldan yıla değişmemiştir.

5.5. Fitoplankton ve besin tuzu stoklarının yıllık değişim simülasyonlarına ilişkin model sonuçları

Bu bölümde öncelikle siklonik ve antisiklonik döngülerin genel karakteristiklerini gösteren iki noktadaki yıllık karışım ve üfotik tabakalarının kalınlığındaki değişimleri ile, besin tuzu konsantrasyonları ve fitoplankton biokütlesinin yıllık değişimleri anlatılmaktadır. Siklonik nokta olarak seçilen Batı Karadenizin orta bölgesinin 30.5° doğu ve 42° kuzey noktasındaki değişimler Şekil 23 de verilmiştir. Bu bölgede, Ocak ve Şubat aylarında, kış karışım tabakası 30-40 metreler arasında değişmekte olup, yaklaşık kalınlığı 50 m olan üfotik tabakadan daha sığ konumdadır (Şekil. 23a). Karışım tabakasının kış aylarındaki derinleşmesi esnasında öncelikle ikinci tabaka karışım tabakası içine girmekte ve sistem üç katmanlı bir yapı görünümü kazanmaktadır. Fakat siklonik bölgelerin özelliği nedeniyle karışım tabakası tüm üfotik tabakayı içine alacak şekilde daha derinlere doğru inememekte ve besin tuzlarının bol bulunduğu kemoklin tabakası ile direk bir etkileşim kuramamaktadır. İlkbahar aylarından başlayarak karışım tabakası giderek sığlaşmakta ve yaz aylarında 6 metreye kadar incelmektedir. Üfotik tabaka kalınlığı ise yılın büyük bir bölümünde 40-50 metreler arasında değişmekte, ancak fitoplankton patlamaları esnasında artan askı maddenin yarattığı ışık kaybı nedeniyle 25 metreye kadar geçici bir süre ile incelmektedir (Şekil. 23a).

Ocak ve Şubat aylarında, artan karışım olayları sonucu, kemoklin tabakasından özellikle üçüncü tabakaya doğru giderek artan bir besin tuzu taşınımı ortaya çıkmaktadır (Şekil. 23b). Bu aylarda üçüncü tabakadaki nitrat konsantrasyonunun doğrusal olarak 1 mmol

m^{-3} den 3.0 mmol m^{-3} doğru arttığı görülmektedir. Buradaki nitratın bir kısmı depolanmakta bir kısmı ise daha üstteki karışım tabakasına transfer olarak nitrat konsantrasyonunun 1.7 mmol m^{-3} değerine kadar yükselmesine yol açmaktadır. Böylece, Şubat sonu itibariyle, bütün üfotik tabaka içinde daha sonra fitoplankton patlamalarında kullanılmak üzere aşırı bir besin tuzu yüklemesi ortaya çıkmaktadir.

Siklonik noktada fitoplankton patlamalarının ilk işaretleri karışım tabakasının yeteri kadar şiddetli bir ışık girdisine sahip olduğu Şubat ayının üçüncü haftasında görülmektedir (Şekil. 23c). Fitoplankton patlaması başladıktan sonra, su kolonu içinde artan askı yük miktarı nedeniyle yaklaşık 30 metreye kadar incelen üfotik tabakası karışım tabakasının içinde kalmaktadır. Bu durum Şekil 23b ve 23c deki Şubat ayı sonlarında üçüncü tabakadaki ani nitrat azalması ve karışım tabakasındaki ani fitoplankton biokütle artışından açıkça anlaşılmaktadır. Mart ayının ilk haftasında, 25 metrelik üfotik tabaka içindeki fitoplankton biokütlesi ortalama 1.5 mmol m^{-3} civarındadır. Üfotik tabakanın tamamen karışım tabakası tarafından kaplandığı bu günlere ait karışım ve geçiş tabakasının nitrat ve biyokütle dağılımları Şekil 23b ve 23c de tamem aynidir.

Fitoplankton biyokütlesi Mart ayının sonlarına doğru gerek fitoplankton ölümleri gerekse zooplanktonların yarattığı giderek artan beslenme baskısı nedenleri ile azalmaktadır. Aslında, Mart sonlarından başlamak üzere ekosistemde fitoplanktonlar, mikrozooplanktonlar, mesozooplanktonlar ve jelatinimsi zooplanktonlar yıl boyunca kompleks bir beslenme etkileşimi göstermektedirler. Fitoplankton biyokütlesi azalırken, sudaki askı yük miktarı da azalmakta ve buna bağlı olarak üfotik tabaka giderek 50 metreye kadar derinleşmekte ve karışım tabakasının altındaki ikinci ve üçüncü tabakalar yeniden ortaya çıkmaktadır. Bu takabalardaki fitoplankton patlamaları sonrası ortaya çıkan nitrat ve amonyum konsantrasyonları organik maddelerin parçalanması ve dönüşümü olayları sonucunda Nisan ayında yaklaşık 1.0 ve 2.0 mmmol m^{-3} değerlerine kadar yükselmektedir. Bunun sonucunda, Mayıs aylarının ilk yarısında üfotik tabaka içinde Mart ayındaki kadar şiddetli bir fitoplanton patlaması daha ortaya çıkmaktadır. Bu patlamanın büyüklüğü Şekil 23c de üçüncü tabakadaki yaklaşık 1.7 mmol m^{-3} ve ikinci

tabakadaki 0.7 mmol m^{-3} lük biokütle değerleriyle belirlenmektedir. Bu patlamadan sonra ikinci tabaka içindeki nitrat ve amonyum tamamen bitmekte, üçüncü tabakada ise yaz sonuna kadar ortalama 1.0 mmol m^{-3} değerlerinde görülmekte ve giderek azalan şiddette bir seri fitoplankton patlamalarına yol açmaktadır.

Sonbahar aylarında (Eylül-Ekim), giderek artan soğuma ve rüzgarlar nedeniyle karışım tabakası kalınlaşmaya başlamakta ve üfotik tabaka içine daha fazla bir besin tuzu girdisi olmaktadır. Bu besin tuzları, ışık ve diğer şartların elverişli olması nedeniyle hemen fitoplankton patlamalarına dönüşmektedir. Daha kuvvetli patlamalar sonbaharın son dönemlerinde ortaya çıkmakta ve Aralık ayının ilk günlerinde 1.0 mmol m^{-3} değerlerine ulaşmaktadır.

Antisiklonik döngülerin hüküm sürdüğü bölgelerde de genellikle ayni tür bir yapının ortaya çıkmaktadır. Örnek olarak seçilen 33.5° doğu boylamı ve 42.5° kuzey enlemi ile belirlenen noktadaki dağılımlar Şekil 24 de gösterilmektedir. Bu şekilde de yıllık fitoplankton biyokütle değişimlerindeki en çarpıcı özellikler Mart ve Kasım-Aralık dönemlerindeki karışım tabakası içindeki patlamalar ileEkim-Kasım dönemlerindeki karşım tabakası ile üfotik tabakanın alt sınırı arasında kalan bölgedeki patlamalardır. Bu noktada, diğer siklonik noktada Nisan-Mayıs aylarında ortaya çıkan belirgin patlamalar görülmemektedir. Buna karşılık tüm ilkbahar ve yaz ayları 0.5 mmol m^{-3} civarında sabit bir fitoplankton biyokütlesi içermektedir. Bu aylardaki daha zayıf fitoplankton biyokütlesinin sebebi daha derin bir karışım tabakasının varlığı ve bu tabaka içindeki ortalama ışık şiddetinin kuvvetli bir patlama yaratamayacak kadar göreceli olarak zayıf olmasıdır.

Şekil 23 ve 24'de görüldüğü gibi Karadeniz'de Şubat sonu-Mart ve Ekim-Kasım ayları önemli fitoplankton patlamalarının olduğu dönemlerdir. Bu bölümde bu patlamaların akıntı sistemlerindeki yöresel değişimlere ve taşınımlara bağlı olarak nasıl değiştiği konusunda örnekler sunulacaktır. Ekim ayının ilk döneminde fitoplanton patlaması öncesi karışım tabakasının altındaki ara tabaka içindeki nitrat konsantrasyonu dağılımı (Şekil 25a) daha önceki bölümlerde gösterilen (bakınız Şekil 8) Ekim ayı dolaşım

sisteminin bir yansıması durumundadır. En yüksek konsantrasyon değerleri yaklaşık 1.5 mmol m^{-3} olarak doğu baseninin siklonik döngüsü içinde görülmektedir. Batı baseninin siklonik döngüsü 1.2 mmol m^{-3} civarında yüksek sayılabilecek konsantrasyon değerlerine sahiptir. Buna karşılık, Kırım yarımadasının heriki tarafındaki antisiklonik döngüler ile güney kıyıları boyunca olan antisiklonik döngüler içindeki ara tabaka nitrat konsantrasyonları genel olarak 1.0 mmol m^{-3} değerlerinin altındadır. Fitoplankton patlamasının ilk dönemine karşılık gelen Ekim ayı sonlarındaki fitoplankton biyokütle dağılımı (Şekil 25c) bir dereceye kadar Şekil 25a da gösterilen nitrat konsantrasyon dağılımını andırmaktadır. Antisiklonik bölgeler ise, ayni nitrat konsantrasyonlarında olduğu gibi, daha düşük biyokütle değerlerine sahiptir. Fitoplankton patlamalarının ilerleyen dönemlerinde ise, Şekil 25b deki nitrat konsantrasyonu ve Şekil 25d deki fitoplankton biyokütle dağılımından anlaşılacağı gibi, yüksek biyokütle değerleri düşük nitrat konsantrasyonlarının görüldüğü bölgelere karşılık gelmektedir. 10 Kasım biyokütle dağılımı (Şekil 25d) çok kuvvetli bir doğu-batı değişimleri de göstermektedir. Batı bölgelerinde biyokütle değerlerinde görülen azalmaya karşılık doğu bölgelerinde hala kuvvetli bir patlamanın varlığını görülmektedir. Bu bölgeler gerçekte fitoplankton patlamasının ilk döneminde fazla aktif olmayan ve daha düşük nitrat konsantrasyonlarına sahip Batumi ve Caucasian döngülerine karşılık gelmektedir.Bu döngüler patlamanın başlamasından sonra nitrat depolamaya devam etmişler ve patlamanın ilerleyen dönemlerinde siklonik bölgelerdeki patlamaları takiben önemli biyokütle merkezleri konumuna gelmişlerdir.

Şekil 26da gösterilen Aralık ayına ait biyokütle dağılımları Kasım ayında başlayan biyokütle patlamasının daha da şiddetlenerek devam ettiğini ortaya koymaktadır. Bu dönemde bütün üfotik tabakası karışım tabakası içine girmesi nedeniyle daha alttaki kemoklin tabakasından daha fazla miktarda nitrat girdisine uğramaktadır. Bu dönemdeki biyokütle dağılımları da daha önce Şekil 8 de verilen akıntı dolaşım sistemini andırmaktadır. Aralığın ilk haftasında basenin her iki tarafındaki siklonik döngüler ile güney kıyılarındaki antisiklonik bölgeler göreceli olarak daha yüksek biyokütle değerlerine sahip yerler olarak ortaya çıkmaktadır. Güney kıkyılarındaki antisiklonlar karışım tabakasının en derin olduğu bölgeler olup karışım olayları sonucu kemoklin

tabakasından önemli miktarda nitrat girdisi alabilmektedir. Öte yandan siklonik bölgeler, daha ince karışım tabakasına sahip olmasına rağmen upwelling sonucu kemoklin tabakasının yüzeye doğru yaklaşması nedeniyle yüksek nitrat girdisi alabilmektedir. Öte yandan, karışım tabakasının kalınlığının kemoklin tabakasına kadar ulaşmadığı antisiklonik bölgeler ile kuvvetli akıntıların bulunduğu bölgeler üretim açısından en düşük yörelerdir. Bu tür bir biyokütle dağılımı genel hatları ile tüm Aralık ayı boyunca hüküm sürmektedir. Biyokütle değerleri Ocak ayının ilk haftası içinde gözle görülür biçimde azalmakta ve sadece belli bölgelerde üretim sürmektedir.

Ocak ve Şubat ayları hem önemli organik madde parçalanması ve dolayısiyle nitrat geri dönüşümüne, hem de giderek daha da kuvvetlenen karışım olayları nedeniyle üfotik tabaka içine kemoklin tabakasından daha fazla nitrat girdisine sahne olmaktadır (Şekil 27). Nitrat konsantrasyonları genellikle basenin etrafındaki kıyısal bölgede, basenin içindeki siklonik döngülere göre, daha yüksektir. Bu durum daha önce Şekil 25 de gösterilen sonbahar şartları ile tam bir tezat göstermektedir. Örneğin, Şubat döneminde kıyılardaki nitrat konsantrasyonu 2.0 mmol m^{-3} değerlerine kadar yükselmekte buna karşılık sikjlonik bölgelerde en fazla 1.5 mmol m^{-3} değerlerine ulaşmaktadır.

Kış sonu fitoplankton patlamaları Şubatın üçüncü haftasından itibaren görülmeye başlamakta ve Martın birinci ve ikinci haftalarında en kuvvetli durumuna erişmektedir (Şekil 28a,b). Biyokütle genel olarak nitrat dağılımına paralel olarak antisiklonik bölgelerde daha fazla olup en düşük değerler batı siklonu ile doğu baseninin kuzey bölümlerinde ortaya çıkmaktadır. Bu yapı fitoplankton patlamalarının bitiş dönemine karşılık gelen Mart ayının ikinci yarısında da devam etmektedir.

Mart ayının takiben fitoplankton patlamaları sonucundaki organik madde parçalanması ve nitrat geri-dönüşümü neticesinde ara tabaka içinde önemli miktarda bir nitrat depolanması oluşmaktadır. Bu durum en belirgin olarak batı ve doğu siklonlarının içinde görülmektedir (Şekil 29a,b). Buna karşılık kıyısal bölgelerdeki antisiklonlarda karışım tabakası sığlaşmadığı ve üfotik tabakadan daha derin olduğu için burada henüz bir ara tabaka oluşumu ve bunun içinde vbir nitrat depolanması ortaya çıkmamıştır. Bu tür bir

dağılım ara tabakadaki fitoplankton biyokütle dağılımlarına da aynen yansımıştır. Bu nedenle, Nisan ve Mayıs ayı başlarında, siklonik bölgeler antisiklonlara göre daha üretken durumdadırlar (Şekil 29c). Mayıs ayının ortalarına doğru biyokütle basenin hemen hemen her bölgesinde bir artış göstermekte (Şekil 29d), ve Mayıs ayı sonuna doğru zayıflamaktadır.

5.6. Model simülasyonlarının gözlemler ile uyumu

Üç boyutlu model sonuçlarının gözlemler ile desteklenmesi mevcut ölçümlerin hem zamansal hem de bölgesel bazda yetersizliği nedeniyle hemen hemen imkansız gibidir. Karadenizin en üretken dönemine rastlayan Ekim-Mayıs dönemi içinde günlük SeaWiFS uydu verileri artan bulutluluk nedeniyle tam randımanlı sonuçlar verememektedir. Haftalık ve/veya aylık kompositler ise genellikle yöresel detayları kaçırarak homojen bir yapı göstermekte ve biyokütle miktarına karşılık gelen klorofil konsantrasyonlarının daha düşük görülmesine yol açmaktadır. Ayni durum farklı yıllar ve yerlerde yapılan ölçümlerin birleştirilmesinde de ortaya çıkmaktadır.

Şekil 30 da 1990 lı yıllarda Karadenizin iç ve derin bölgelerinde gerçekleştirilen ölçümlerden elde edilen yıllık yüzey klorofil dağılımı verilmektedir. Bulgular ayni yukarıda anlatılan model simülasyonlarda olduğu gibi Ekim-Kasım-Aralık aylarında bir sonbahar fitoplankton patlaması, daha sonra Şubat-Mary aylarında çok kuvvetli erken ilkbahar patlaması ve bunu takiben Nisan ayında ikinci bir ilkbahar patlamasına işaret etmektedir. Karbon klorofil oranı 50 ve karbon nitrojen oranı 8 kabul edilerek,1 mmol nitrat'ın yaklaşık 2 mg klorofil konsantrasyonuna karşılık gelirse model sonuçlarının Şekil 30 daki ölçümler ile uyumluluğu görülmektedir.

Model sonuçlarına diğer bir ölçüm desteği Şekil 31 deki klorofil bulguları ile verilmektedir. 1978-1992 yılları arasında Karadeniz gerçekleştirilen ölçümler batı ve doğu basenleri olarak ele alındığında, bu dağılımların Şubat –Mart aylarında 2.0 mg m^{-3} den fazla ve 50 m derinliğe kadar yayılan bir klorofil dağılımının varlığı göstermektedir.

Gene model sonuçlarına uygun olaral ilkbahar aylarında üfotik tabakanın alt kesimlerinde ve sonbaharda tekrar yüzeye yakın yerlerde biyolojik üretim görülmektedir. Sonbahardan başlayarak kış ayları boyunca bir miktar devam ederek ilkbahar mevsiminde kuvvetlenen biyolojik üretimin izlerini 1999-2000 yıllarındaki SeaWiFS yüzey klorofil dağılımlarında da görmek mümkündür. Şekil 32 deki aylık dağılımlar, Ekim-Kasım döneminde 1.5-20 mg m^{-3} civarında bir klorofil konsantrasyon dağılımı göstermekte, Ocak ayında göreceli olarak azalmakta ve daha sonra Mart ayında tekrar artmaktadır. Daha önce de belirtildiği gibi aylık ortalamalar, haftalık değişimler ile küçük ölçekli bölgesel farklılıkların ortaya çıkmasını önlemektedir.

Tablo 2: **Ekosistem modelinde kullanılan parametrelerin tanım ve değerleri**

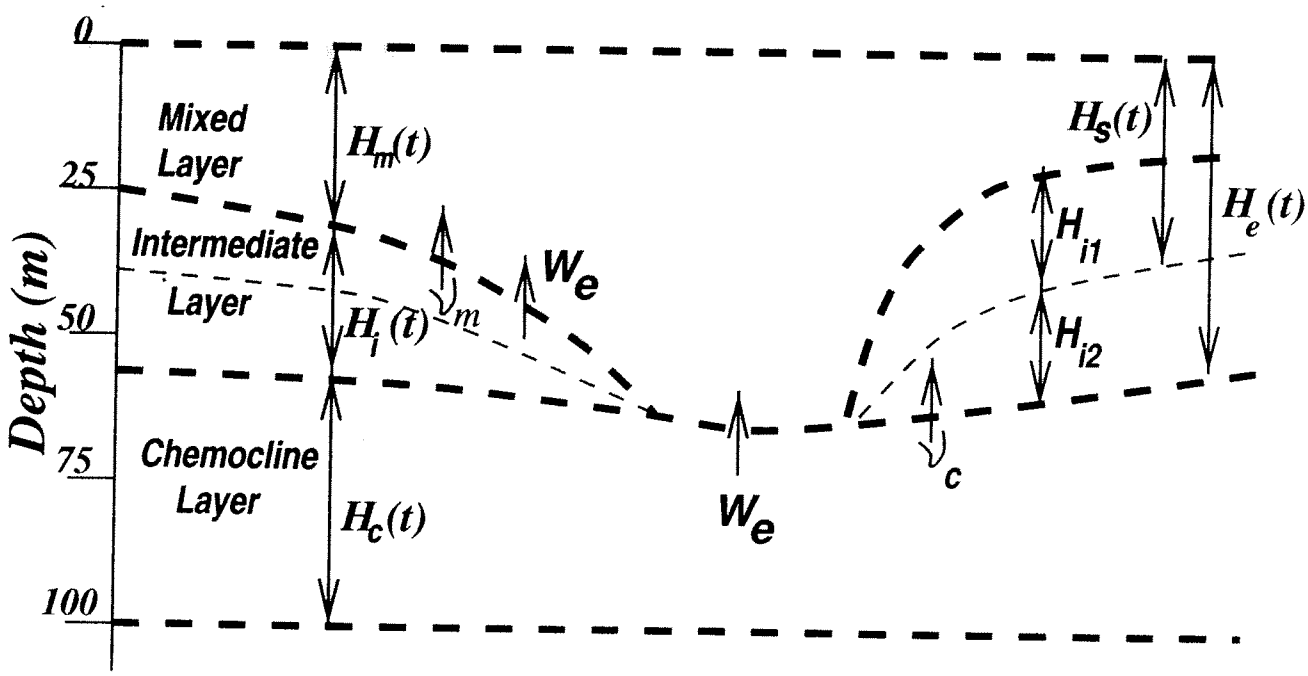
Parameter	Definition	Value
A_e	100 $cm^2 s^{-1}$	Horizontal diffusivity
a	Photosynthesis efficiency parameter	0.01 m^2 W^{-1}
k_w	Light extinction coefficient for PAR	0.08 m^{-1}
k_c	Self-shading coefficient for PAR	0.07 m^2 $mmol^{-2}$
$\gamma_s, \gamma_l, \gamma_m, \gamma_g, \gamma_n$	Assimilation efficiencies	0.75, 0.75, 0.80, 080, 0.80
R_n	Half saturation constant in nitrate uptake	0.5 mmol N m^{-3}
R_a	Half saturation constant in ammonium uptake	0.2 mmol N m^{-3}
R_g	Half saturation constant for zooplankton grazing	0.5 mmol N m^{-3}
ψ	Ammonium inhibition parameter of nitrate uptake	3 (mmol N m^{-3})$^{-1}$
ϵ	Detritus decomposition rate	0.1 d^{-1}
Ω_a	Ammonium oxidation rate	0.1 d^{-1}
ν_m, ν_c	Diffusion rates	0.08 m d^{-1}
w_s	Settling speed for detrital particles	4 m d^{-1}
w_p	Settling speed for large phytoplankton	1 m d^{-1}
Δt	Time step	600 s
Z_{0m}, Z_{0a}	Background value of *Aurelia* and *Mnemiopsis* biomass	0.1 mmol m^{-3}
t_g	Restoring time of the *Aurelia* and *Mnemiopsis* biomass	10 d

Tablo 3: Ekosistem modelinde kullanılan parametrelerin tanım ve değerleri

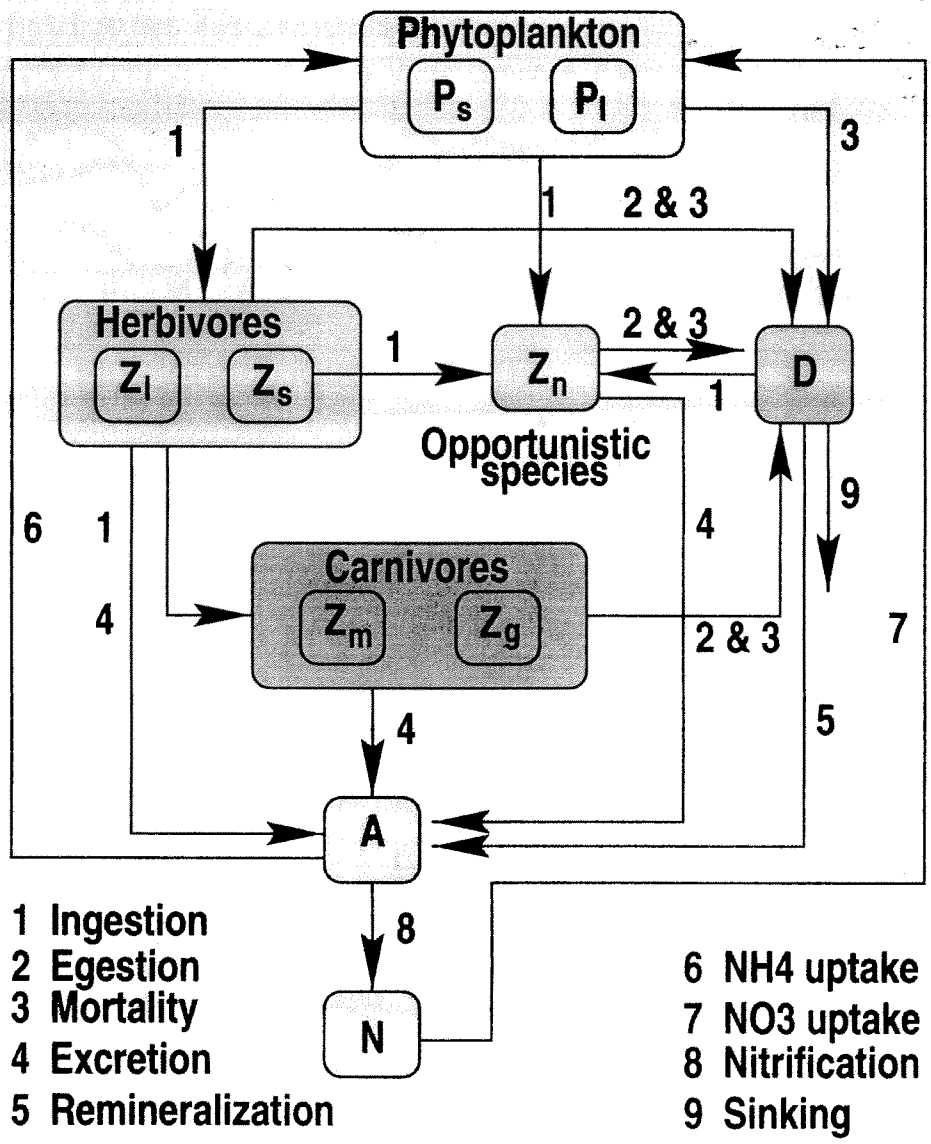
Parameter	Definition	P_l	P_s	Z_s	Z_l	Z_n	Z_a	Z_m
Q_{10}	Q_{10} parameter in $f(T)$	1.2	1.2	2.0	2.0	2.0	2.2	2.2
σ_i, r_g	Maximum growth and grazing rates (d^{-1})	2.9	2.0	2.0	1.3	1.0	variable	variable
λ_i	Mortality rates (d^{-1})	0.06	0.08	0.04	0.04	0.08	0.007	0.008
μ_i	Excretion rates (d^{-1})	-	-	0.07	0.07	0.08	0.01	0.01

Tablo 4: Ekosistem modelinde kullanılan beslenebilme kaysayılarının değerleri

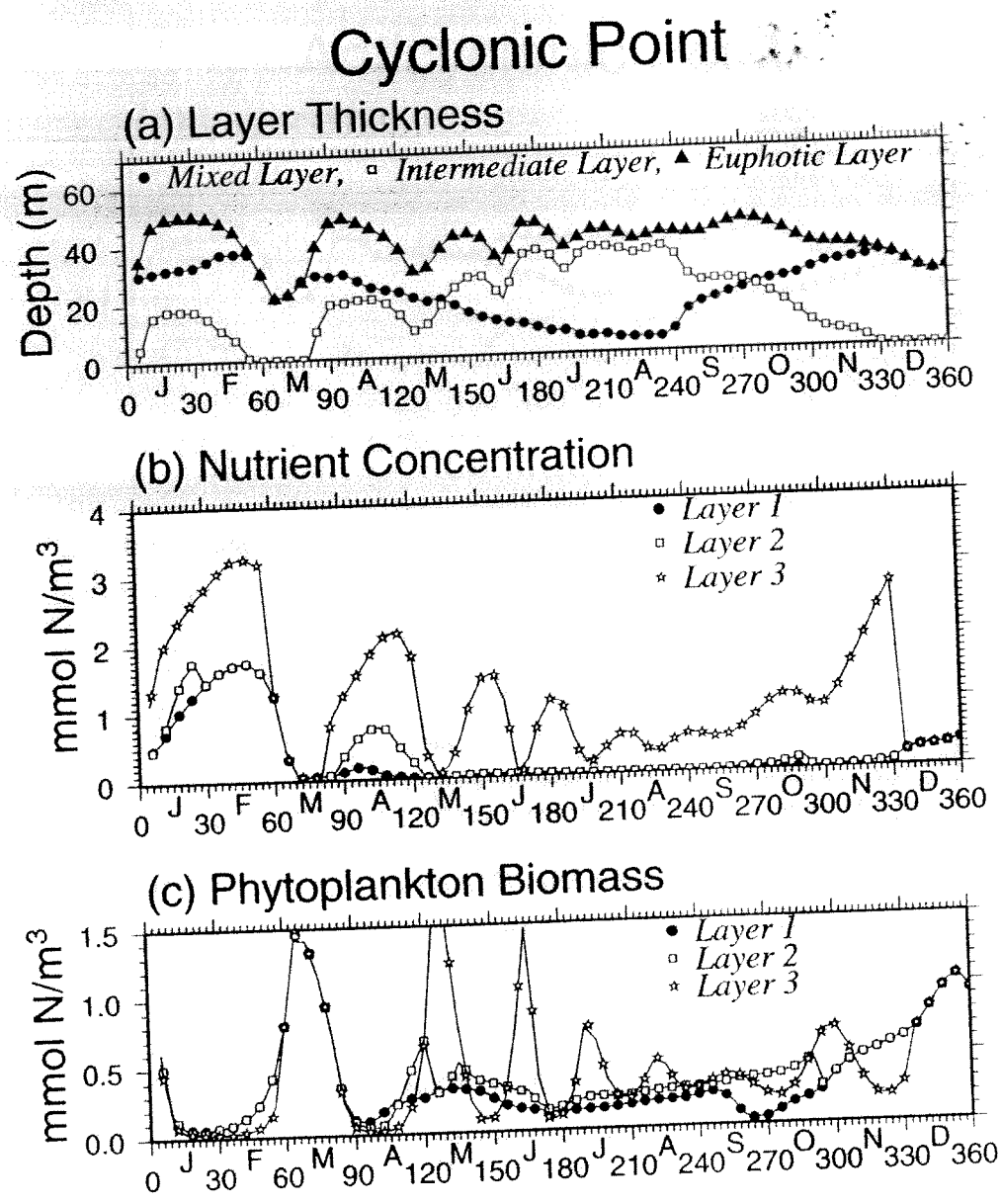
Parameter	Z_s	Z_l	Z_n	Z_a	Z_m
P_s	0.7	0.2	0.9	-	-
P_l	0.2	1.0	0.35	-	-
Z_s		0.7	0.2	0.2	0.2
Z_l	-	-	0.2	1.0	1.0
Z_n	-	0.2	-	-	-
D	1.0	0.7	0.2	-	-



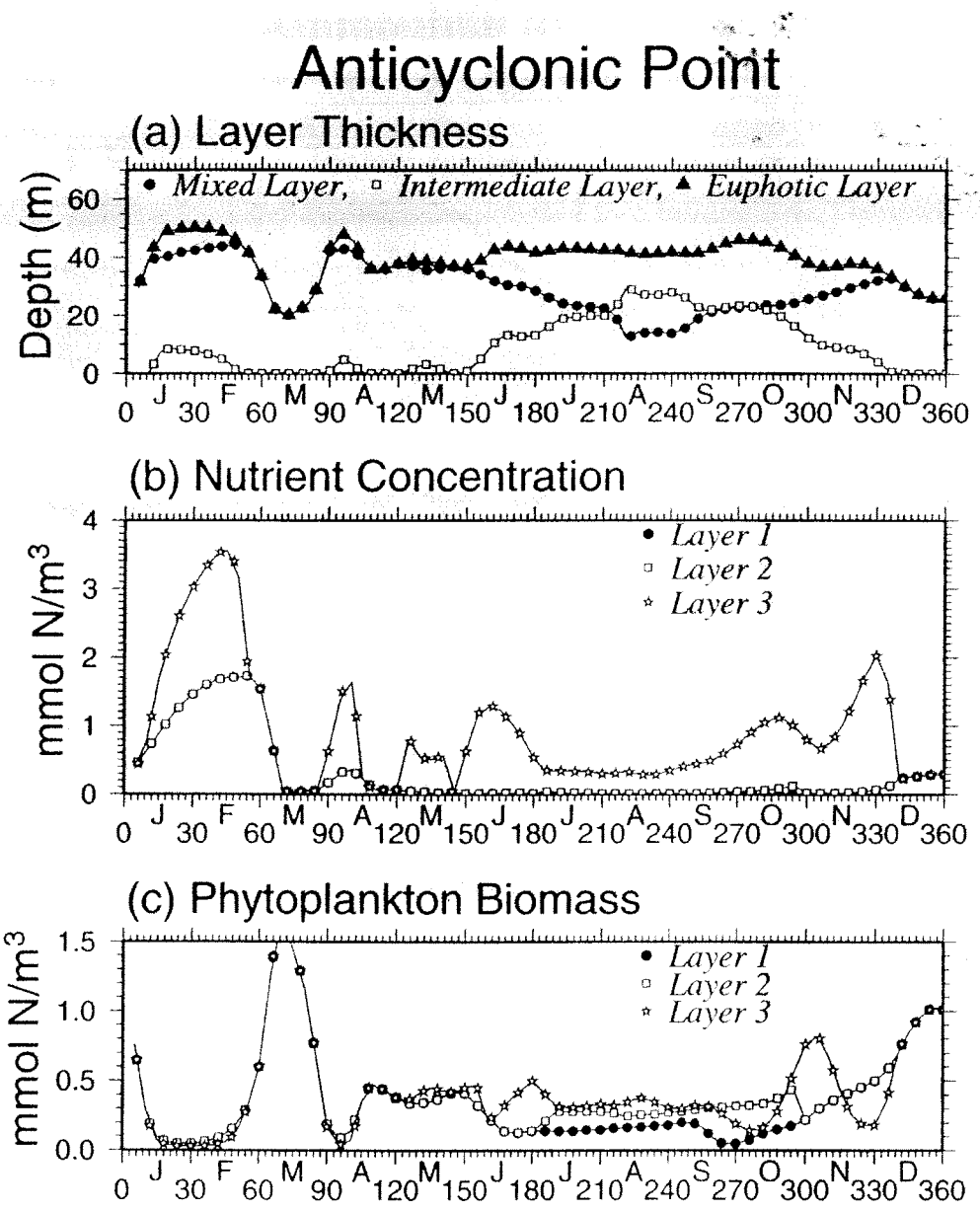
Şekil 21. Dört tabakalı ekosistem modelini tanımlayan düşey katmanlar ve modelinm matematiksel gösteriminde kullanılan bazı sembollerin tanımı.



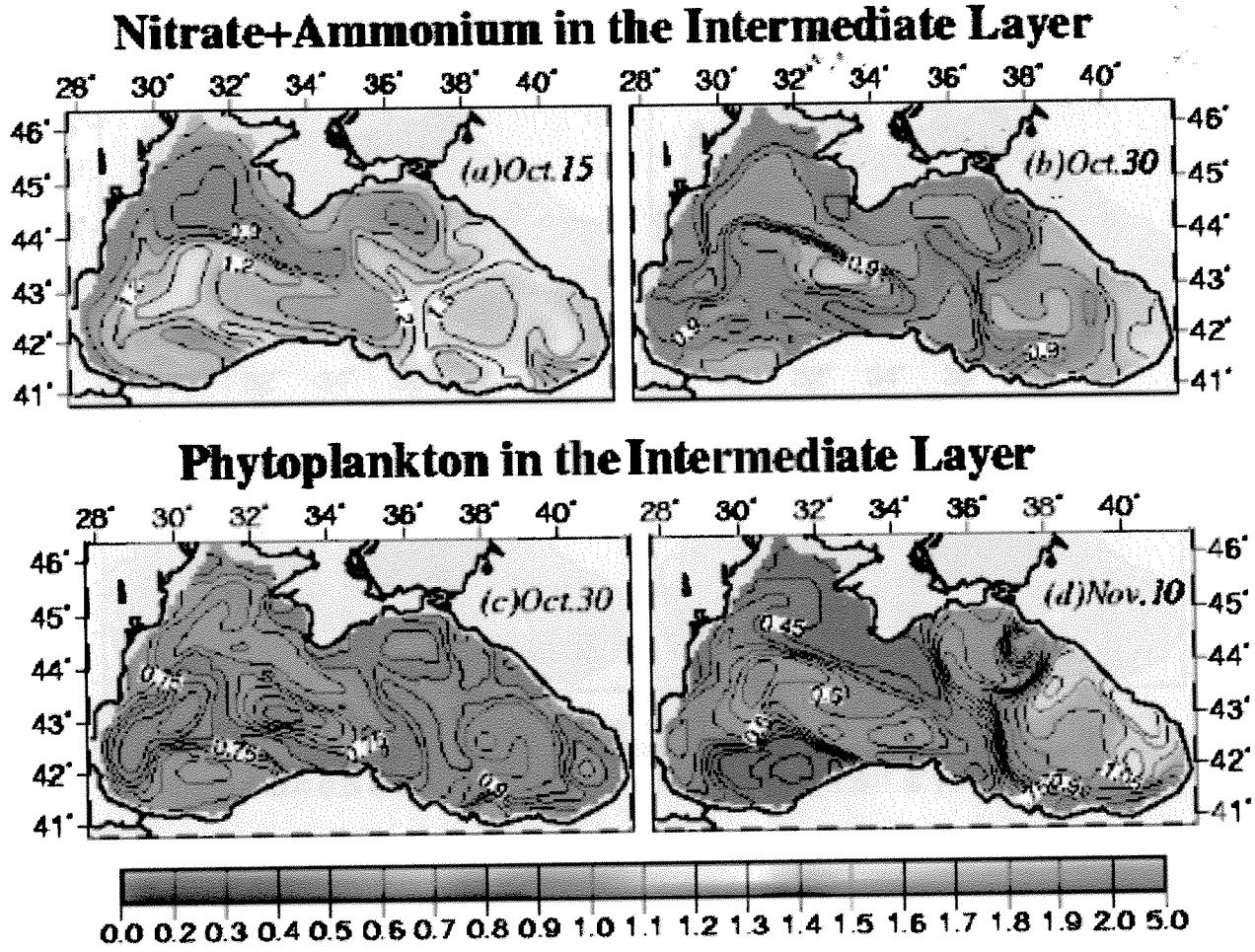
Şekil 22. Ekosistem modelini oluşturan bireyler ve aralarındaki etkileşimlerin şeması.



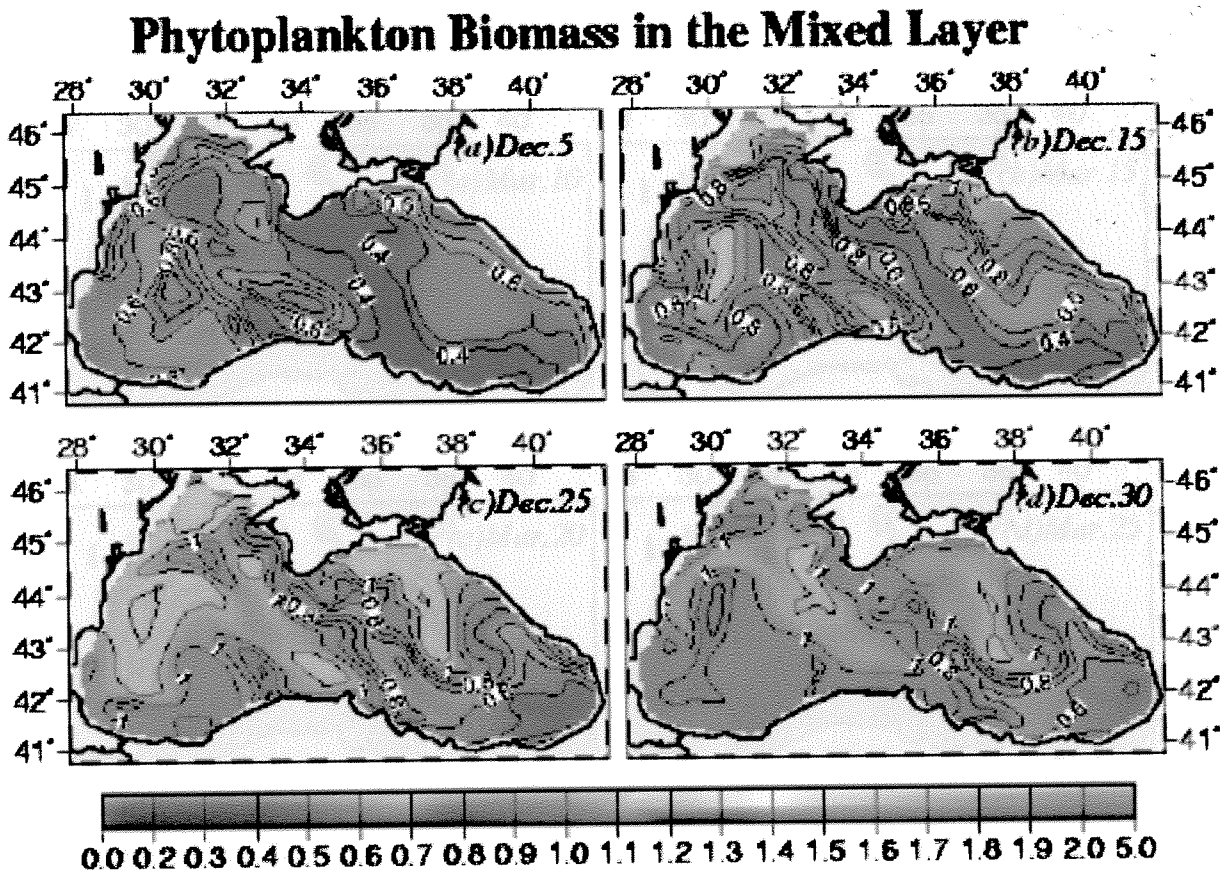
Şekil 23. 30.5° doğu boylamı ve 42.0° kuzey enlemi ile belirlenen siklonik karakterli noktadaki (a) karşım tabakası, ara tabaka ve üfotik tabaka kalınlıklarının yıl içindeki değişimi ile üfotik tabakayı belirleyen üç tabaka içindeki (b) nitrat konsantrasyonları ve (c) fitoplankton biyokütlesinin yıllık değişimleri.



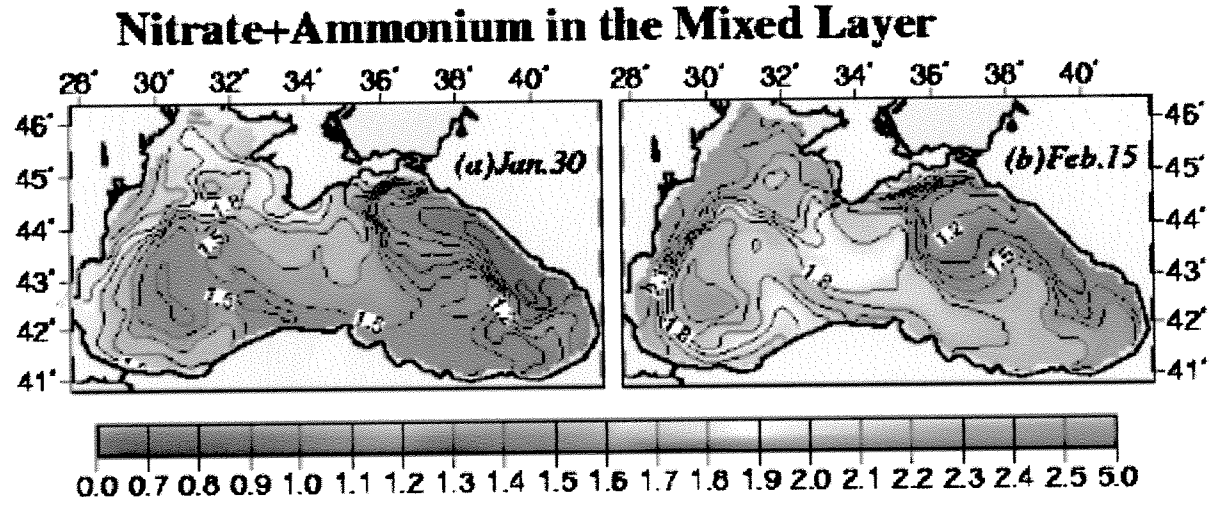
Şekil 24. 33.5° doğu boylamı ve 42.5° kuzey enlemi ile belirlenen antisiklonik karakterli noktadaki (a) karşım tabakası, ara tabaka ve üfotik tabaka kalınlıklarının yıl içindeki değişimi ile üfotik tabakayı belirleyen üç tabaka içindeki (b) nitrat konsantrasyonları ve (c) fitoplankton biyokütlesinin yıllık değişimleri.



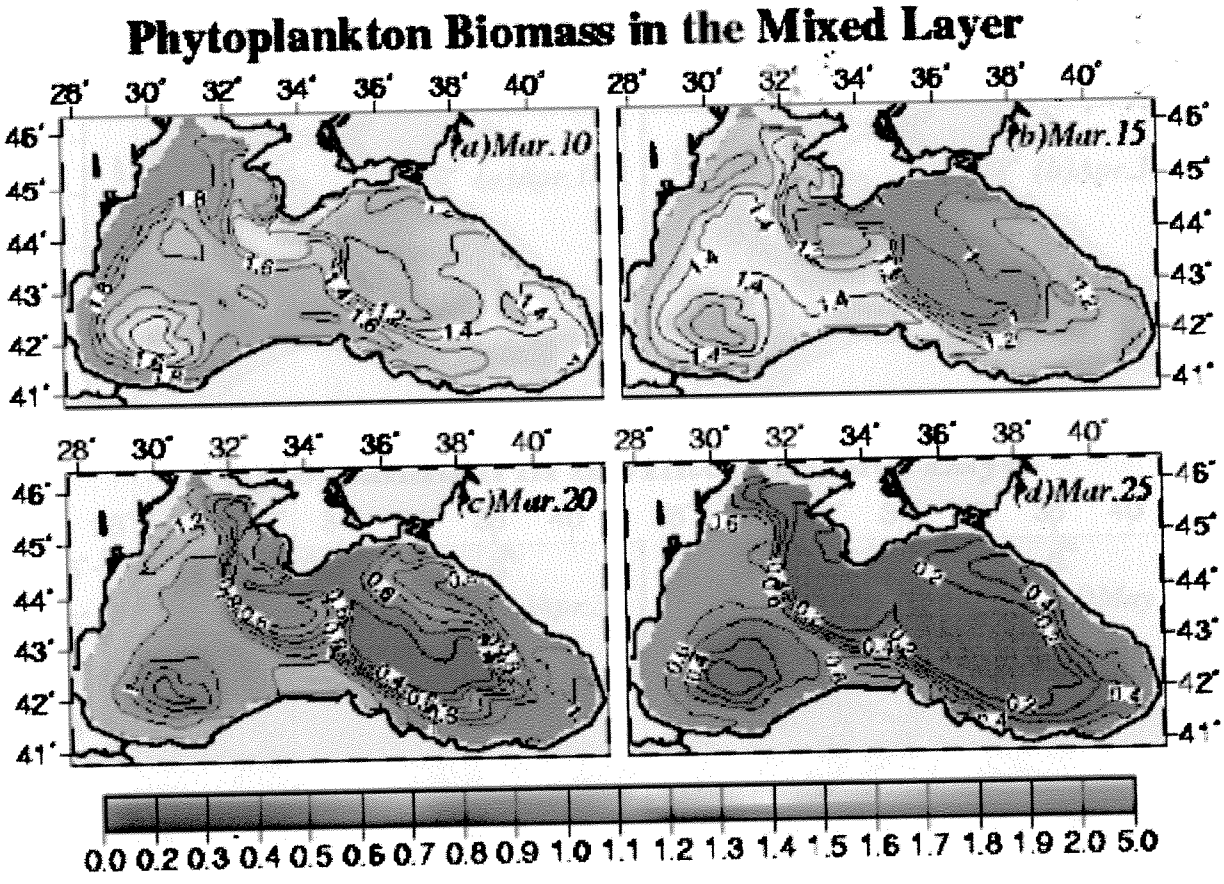
Şekil 25. (a) 15 Ekim, (b) 30 Ekim tarihlerinde ara tabakadaki toplam nitrat ve ammonyum konsatrasyonları ile (c) 30 Ekim, (d) 10 Kasım tarihlerinde aratabakadaki toplam fitoplankton biyokütle dağılımları.



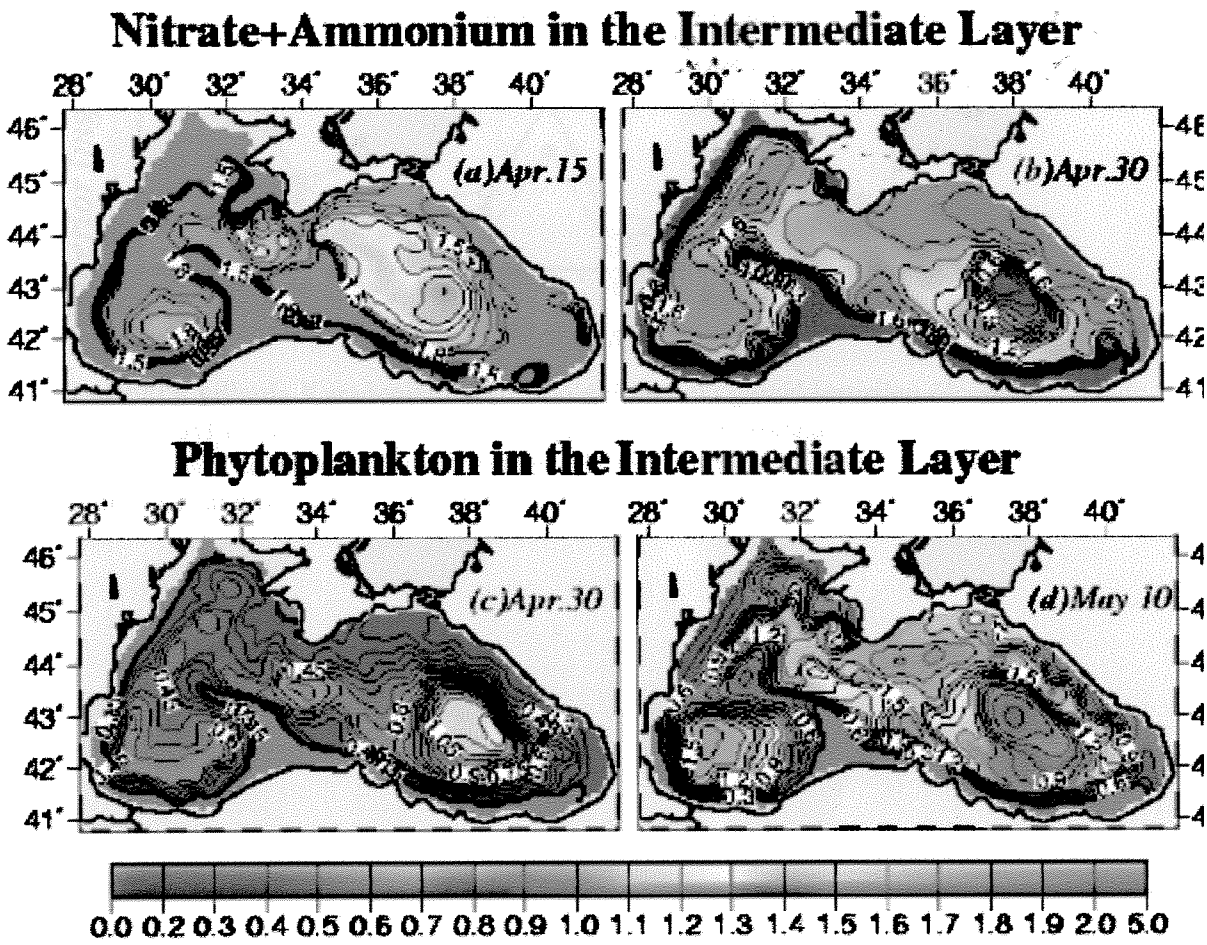
Şekil 26. (a) 5 Aralık, (b) 15 Aralık, (c) 25 Aralık, (d) 30 Aralık tarihlerinde karışım tabakası içindeki toplam fitoplankton biyokütle dağılımları.



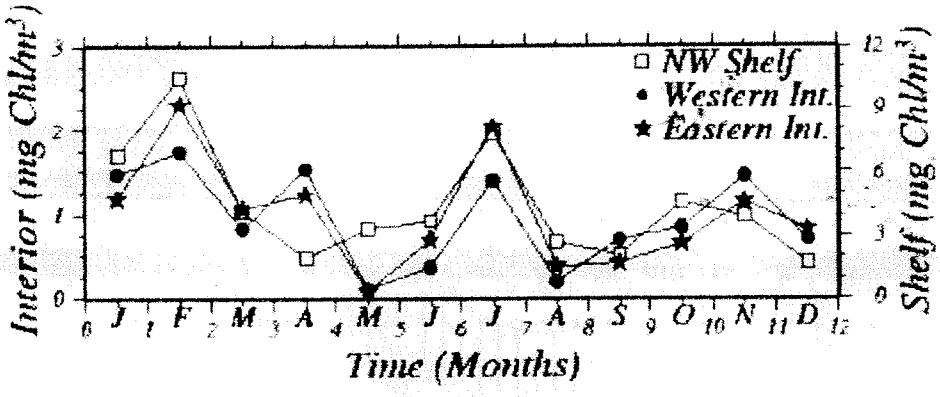
Şekil 27. (a) 30 Ocak, (b) 15 Şubat tarihlerinde karışım tabakası içindeki toplam nitrat ve ammonyum konsatrasyonları dağılımları.



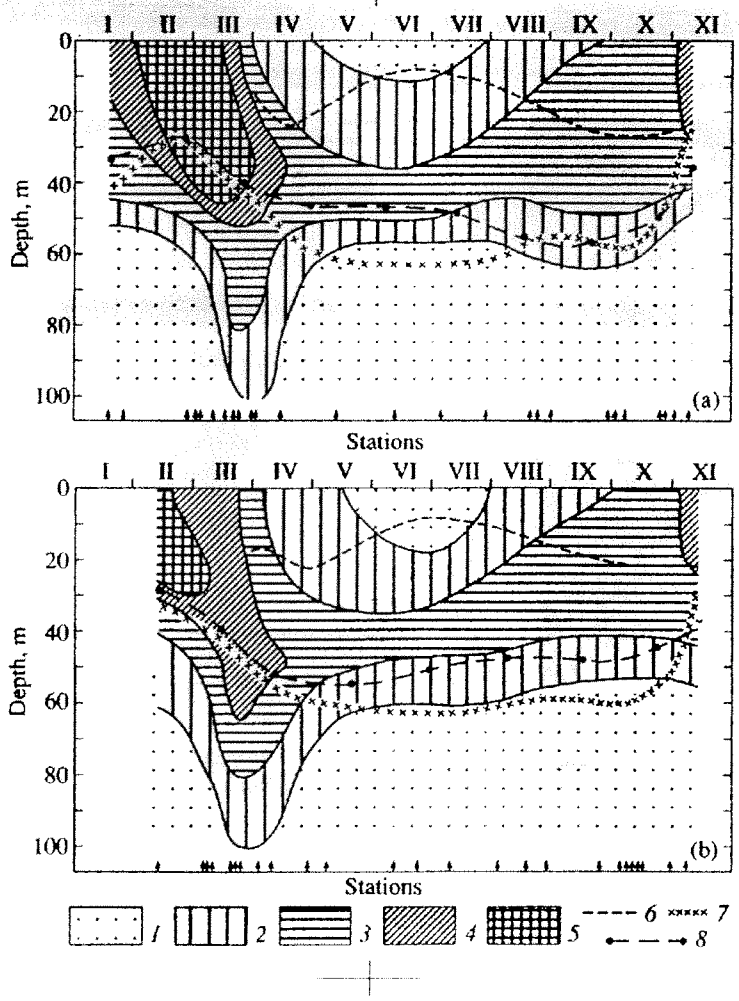
Şekil 28. (a) 10 Mart, (b) 15 Mart, (c) 20 Mart, (d) 25 Mart tarihlerinde karışım tabakası içindeki toplam fitoplankton biyokütle dağılımları.



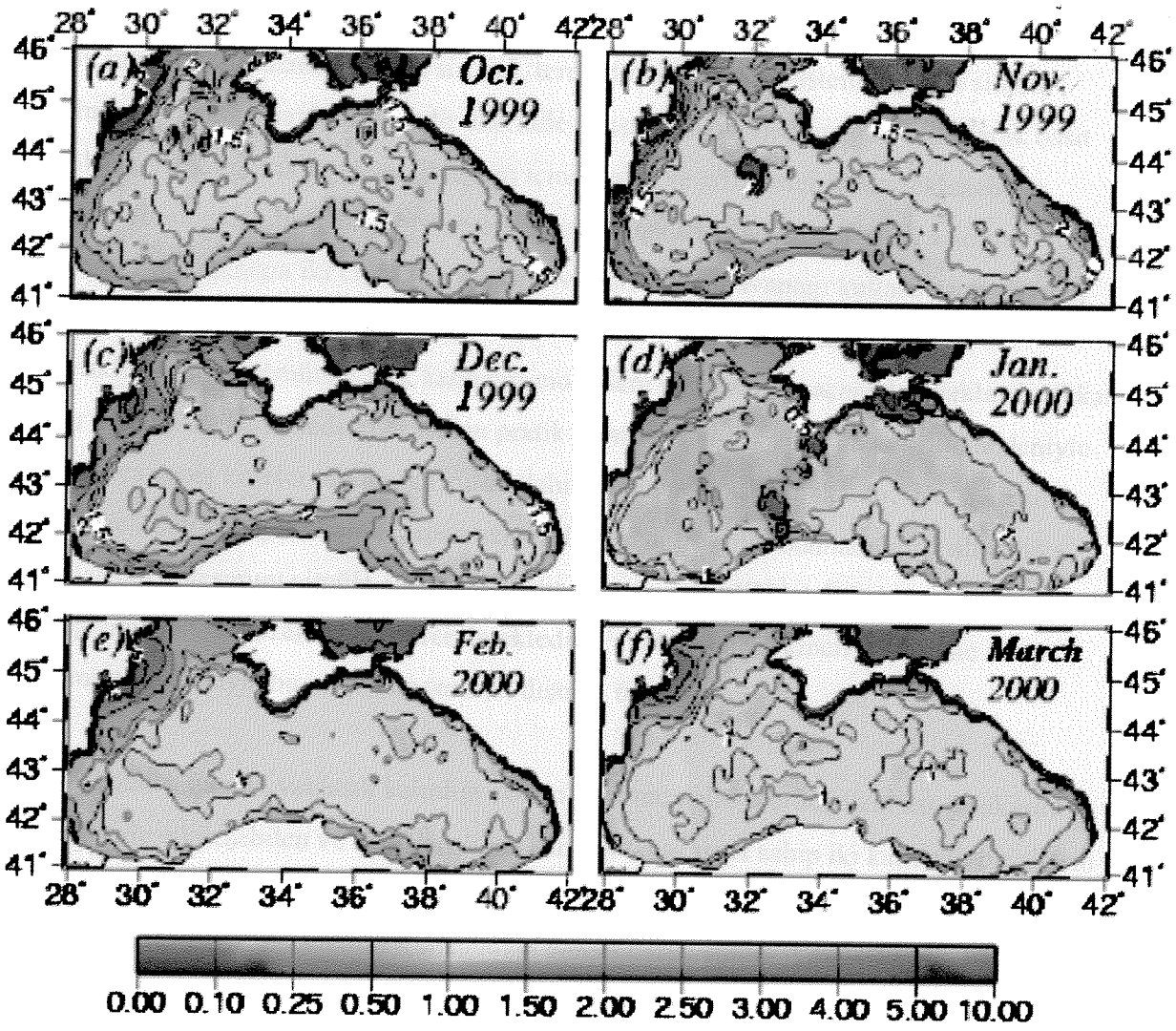
Şekil 29. (a) 15 Nisan, (b) 30 Nisan tarihlerinde ara tabaka içindeki toplam nitrojen konsantrasyonu ile (c) 15 Nisan, (d) 30 Nisan tarihlerinde ara tabaka içindeki toplam fitoplankton biyokütle dağılımları.



Şekil 30. 1990 lı yıllarda Karadenizin çeşitli bölgelerindeki gerçekleştirilen ölçümlerden elde edilen ortalama aylık klorofil dağılımları. Bu şekilde kare li noktalar kuzeybatı kıta sahanlığı içindeki dağılımları, siyah noktalar batı baseni içindeki dağılımlartı ve yıldızlı noktalar ise doğu basenindeki dağılımları göstermektedir.



Şekil 31. 1978-1992 yılları arasında gerçekleştirilen ölçümlerden derlenen 100 metrelik su kolonu içindeki (a) batı basenindeki, (b) doğu basenindeki mg m^{-3} cinsinden aylık ortalama klorofil konsantrasyon dağılımları.



Şekil 32. Ekim1999-Mart 2000 dönemi arasındaki SeaWiFS uydularından elde edilen mg m^{-3} cinsinden aylık komposit yüzey klorofil konsantrasyonu dağılımları.

6. Sonuçlar ve Yorumlar

Bu raporda Karadeniz dolaşım sistemi, termodinamik ve ekosistem yapısını simüle etmeye yönelik olarak bir süredir üzerinde çalışmakta olduğumuz göreceli olarak basit fakat daha karmaşık modeler ile uyum içinde olan ve gözlemler ile desteklenebilen kalitede sonuçlar üretebilen bir model sisteminin ana hatları anlatılmıştır. Sirkülasyon modeli Karadenizin iki tabakalı yapısının vermiş olduğu avantajı kullanan *indirgenmiş-gravitasyon modeli* yaklaşımını temel almaktadır. Bu yaklaşım hidrodinamik denklemlerin çözümünde, çok katmanlı modellere göre, zaman açısından yaklaşık 10 kat bir avantaj sağlamaktadır. Bu açıdan pratik olması ve kolay uygulanabilirliği nedeniyle oldukça geniş kitleler tarafından kullanılabilme olanağı bulunmaktadır. Buna karşılık göreceli olarak zayıf olan ve yapısı hakkında pek fikir sahibi olamadığımız alt tabaka sularının dolaşımını simüle edememektedir. Ancak, istendiği taktirde bu model bazı değişimler ile bu özelliği de içerebilmektedir. Fakat bu konu ikincil bir öneme sahip olması dolayısiyle bu proje kapsamının dışında tutulmuştur.

Söz konusu model, yaklaşık kalınlığı 100 m civarında olan Karadenizin üst tabakasını birbiri ile etkileşebilen ve türbülanslı bir karışım tabakasına sahip iki katmanlı bir sistem olarak ele almaktadır. İstenildiği taktirde bu tabaka sayısı arttırılabilir. Fakat, yapılan testlerde iki tabakalı sistemin Karadenizin gerçeklerle uyumlu dolaşım yapısını türetmesi açısından yeterli olduğu görülmüştür. Burada yapılan simülasyonlar klimatolojik çevre şartları altında ortaya çıkan ve Karadeniz akıntı sistemlerinin yıl içinde aylık bazlarda değişen en temel yapı taşlarını vermektedir. Bu yapı taşları, rapor kapsamında gösterildiği gibi, gözlemlerden elde edilen veriler ile oldukça yakın bir uyum içindedir ve dolayısiyle modelin Karadeniz akıntı sistemlerini üretmedeki başarısını göstermektedir. Ayrıca bu çalışmayı destekler nitelikte, altimetre bulgularının modelde direk olarak kullanılmasıyle 1993-1998 yıllarına ait gerçekçi akıntı sistemleri de elde edilmiştir.

Model sonuçları, gözlemlerden de bilindiği gibi, kış aylarında daha az karmaşık ve basenin etrafında 30-50 km lik bir kuşak içinde saat yönünün tersi istikametinde dönen bir akıntı sistemi ile bunun içinde birbirinden bağımsız, batı ve doğu bölgelerini kapsayan

iki tane döngünün varlığına işaret etmektedir. Yaz aylarında ise bu sistem bozunmaya uğrayarak orta-ölçekli çeşitli döngüler tarafından desteklenen daha karmaşık bir yapı haline dönüşmektedir. Basenin orta kesimlerindeki siklonik döngüler küçülmekte, buna karşılık kıyılarda saat yönünde dönen antisiklonlar ortaya çıkmakta ve kıyısal akıntı sistemi kuzey-güney doğrultusunda daha sık ve uzun kıvrımlar oluşturmaktadır. Kuzeybatıdaki kıta sahanlığı bölgesinde Tuna ve diğer büyük nehirlerin girdilerindeki değişimlere göre, sene içinde iki tür bir kıyısal akıntı sistemi ortaya çıkmaktadır. Kış aylarında güney istikametinde olan kıyısal akıntılar, yaz aylarında ters yöne dönerek kuzeye doğru olmakta ve bu nedenle kuzeybatı kıta sahanlığında geniş bir antisiklonik döngü hareketi ortaya çıkmaktadır.

Karadeniz ekosistem yapısı, daha önceki çalışmaların ışığında, 10 ana değişken ile tarif edilmiştir. Besin zincirinin en alt tabakası olan fitoplankton grubu büyük ve küçük fitoplanktonlar olarak iki gruba ayrılmışlardır. Büyük grupun parametreleri genellikle diatomları, küçük grup flagelatları kapsayacak şekilde seçilmişlerdir. Ayni şekilde zooplanktonlar da mikrozooplankton ve mesozooplankton grupları olarak sınıflandırılmışlardır. Bunlara ek olarak firastçı tür *Noctiluca scintillas*, jelatinimsi türler *Aurelia aurita* ve *Mnemiopsis leidyi* gibi Karadeniz ekosistemine özgü zooplankton türleri de modelde yer almışlardır. Partikül maddelerin tümü tek bir grup altında sınıflandırılmış, bunların parçalanması sonucu ortaya çıkan amonyum ve nitrat temel besin tuzları olarak ele alınmışlardır.

Bu çalışmada, akıntı dolaşım sistemlerindekine benzer bir yöntemle, Karadenizin ekosistemi de 4 katmanlı bir yapı olarak ele alınmıştır. En üstte bir karışım tabakası bulunmakta ve bunun altındaki üfotik tabakanın geri kalan kısmı iki ayrı tabaka halinde gösterilmiştir. Üfotik tabakanınj altındaki besin tuzlarının depolandığı kemoklin tabakası ise sistemin dördüncü tabakasının oluşturmaktadır. Daha önceki çalışmalardan ortaya çıktığı gibi bu tür basitleştirilmiş yapı, daha çok katmanlı sistemlere göre Karadenizin ekosistem dinamiğini yeterli ve tatminkar ölçülerde açıklayabilmektedir. Buna karşılık işlem ve hesaplama zamanlaması açısından büyük avantajlar sağlamaktadır.

Bu tür bir ekosistem modeli ile gerçekleştirilen simülasyonlar Karadenizde, gözlemlerdeki gibi, yöresel küçük ölçekli döngülerden ve bunlar arasındaki akıntı sistemlerinden etkilenen oldukça karmaşık bir ekosistem yapısının varlığını ortaya koymaktadır. Bu yapı içinde, tabakalar arasındaki karışımın şiddetine, dikey hareketlerin yönüne (upwelling veya downwelling), besin tuzlarının biyolojik üretimde kullanılabilmesine bağlı olarak çok alternatifli, zamana ve yörelere göre değişebilen farklı biyolojik üretim bölgeleri ortaya çıkmaktadır. Genel hatları ile Şubatın son haftası içinde başlayan ve Mart ayının ilk yarısında devam eden bir fitoplankton patlaması görülmektedir. Bu patlamalar kış mevsiminde genellikle daha fazla besin tuzu depolandığı siklonik bölgelerde daha baskın olarak ortaya çıkmaktadır. Bunu takip eden süreç içinde, Nisan ve Mayıs aylarında, organic madde parçalanması sonucu geri dönüşen besin tuzları özellikle üfotik tabakanın alt kesimlerinde ve antisiklonik bölgelerde tekrar biyolojik üretime dönüşmektedir. Bu tür üretimler daha da zayıflayarak yaz mevsimi boyunca devam edegelmektedir. Yılın son önemli fitoplankton patlaması ise karışım olaylarının başladığı sonbahar döneminde görülmektedir. Karışım olayları nedeniyle üfotik tabakanın alt kesimlerine taşınan nitrat, Kasım ayı içinde bu tabaka içinde bir fitoplankton patlamasının ilk işaretlerini vermekte ve bu patlamalar Aralık ayında daha da şiddetlenerek tüm üfotik tabaka içinde ortaya çıkmaktadır.

Sonuç olarak, bu proje kapsamında geliştirilen entegre dolaşım-ekosistem modeli Karadenizin ihtiyaçlarına pratik çözümler üretebilecek ve göreceli basitliği nedeniyle geniş bir kitle tarafından kullanılabilecek düzeydedir. Buradaki simülasyonlar, klimatojik (uzun ölçekli ortalama) koşullar baz alınarak gerçekleştirilmeleri nedeniyle, Karadenizin genel özelliklerini yansıtmaktadırlar. Ancak belirli yıllara ait koşullar modele girildiği taktirde bu dönemlere ait özel dolaşım ve ekosistem yapılarının elde edilmesi mümkündür. Öte yandan, uzun ölçekli (son 30-40 yıla ait) koşullar altında model, Karadenizdeki iklimsel ve karasal kaynaklı değişimleri de gösterebilecek düzeydedir. Entegre modelin göreceli matematiksel basitliği bu tür uzun ölçekli simülasyonlar için özellikle uygundur. Bu yöndeki çalışmalar büyük önem arzetmekte olup önümüzdeki yıllarda devam edilecektir.

Kaynakça

Beckers, J.M., Gregoire, M.L., Nihoul, J.C.J., Stanev, E., Staneva, J., ve Lancelot, C. (2000) Hydrodynamical processes governing exchanges between the Danube, the North-Western continental shelf and the Black Sea's basin simulated by 3D and box models. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* dergisinde yayınlanacak.

Besiktepe, S., Lozano, C. J., ve Robinson, A.R. (2001) On the summer mesoscale variability of the Black Sea. *J.Mar. Res.*, 59, 475-515.

Cokasar, T. and Ozsoy, E. (1998) Comparative analyses and modeling for regional ecosystems of the Black Sea. In L.I. Ivanov and T. Oguz (Editors), *Ecosystem Modeling as a Management Tool for the Black Sea*, NATO ASI Series 2, Environment-47, Vol. 2 (pp.323-358). The Netherland: Kluwer Academic Publishers.

Eeckhourt, D.V. and C. Lancelot, 1997. Modeling the functioning of the northwestern Black sea ecosystem from 1960 to present. In: Sensitivity to change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea, NATO Sci. Partnership Sub-series 2, vol. 27, E. Ozsoy and A. Mikaelyan, eds. Kluwer Acad., Norwell, Mass., pp. 455-468.

Forbes, C., and O. Brown, Assimilation of sea surface height data into an isopycnic model. J. Phys. Oceanogr., 26, 1189-1213, 1990.

Fukimori, I., Assimilation of Topex sea level measurements with a reduced-gravity shallow water model of the tropic Pacific Ocean. J. Geophys. Res., 100, 25027-25039, 1995.

Fukumori, I., Data assimilation by models, in Satellite altimetry and Earth sciences. pp.237-265, Academic Press.
Gan, J., Ingram, R.G., Greatbatch, R.J. and Chen, P. (1995) Upper ocean modeling in a coastal bay. *J. Geophys. Res.*, 100, 15977-15997.

Gregoire, M., Beckers, J.M. Nihoul, J.C.J. ve Stanev, E. (1998) Reconnaissance of the main Black Sea's ecohydrodynamics by means of a 3D interdisciplinary model. *J. Marine Systems*, 16, 85-106.

Gregoire, M., and G. Lacroix, 2001. Study of oxygen budget of the Black Sea waters using a 3D coupled hydrodynamical-biochemical model. J. Mar. Syst., 31, 175-202.

Greiner, G., and C. Perigaud, Assimilation of Geosat altimetric data in a nonlinear reduced-gravity model of the Indian Ocean. Part I: Adjoint approach and model-data consistency. J. Phys. Oceanogr., 24, 1783-1804, 1994..

Ginsburg, A.I., Kostianoy, A.G., Soloview, D.M., {\&} Stanichny, S.V. (2000) Remotely sensed coastal/deep-basin water exchange processes in the Black Sea surface layer. In D. Halpern, *Satellites, Oceanography and Society*, Elsevier Oceanography Series, 63, (pp. 273-285). Amsterdam: Elsevier.

Haines, K., P. Malanotte-Rizzoli, R.E. Young, and W.R. Holland, . A comparision of two methods for the assimilation of altimeter data into a shallow-water model. Dynamics of Atmospheres and Oceans, 17, 89-133, 1993.

Hurlburt, H.E., Dynamic transfer of simulated altimeter data into subsurface information by a numerical model. J. Geophys. Res., 91, 2372-2400, 1986.

Ibrayev, R.A. and Trukhchev D.I. (1998) Model study of the seasonal variability of the Black Sea circulation. In L.I. Ivanov and T. Oguz (Editors), *Ecosystem Modeling as a Management Tool for the Black Sea*, NATO ASI Series 2, Environment-47, Vol. 2 (pp.179-196). The Netherland: Kluwer. Academic Publishers.

Korotaev, G.K., O.A. Saenko, and C.J. Koblinsky, Satellite altimetry observations of the Black Sea level. J. Geophys. Res., 106, 917-933, 2001.

Lancelot, C., Staneva, J., Van Eeckhout, D., Stanev, E., and Beckers, J.M. (2000) Modeling the impact of the human forcing on the ecological functioning of the northwestern Black Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* dergisinde yayınlanacak.

Lebedeva, L.P., and Shushkina, E.A. (1994) Modelling the effect of Mnemiopsis on the Black Sea plankton community. *Oceanology*, (English transl.), 34, 72-80.

McCreary, J.P., Kundu, P.K., and Molinari, R.L. (1993) A numerical investigation of dynamics, thermodynamics and mixed-layer processes in the Indian Ocean. *Progr. Oceanogr.*, 31, 181-244.

McCreary, J.P., and Lu, P. (1994) Interaction between the subtropical and equatorial ocean circulations: The subtropical cell. *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 466-497.

McCreary, J.P., Kohler, K.E., Hood, R.R., and Olson, D.B. (1996) A four-component ecosystem model of biological activity in the Arabian Sea, *Prog. Oceanogr.*, 37, 193-240.

Mellor, G.L. (1990) *User's guide for a three dimensional, primitive equation numerical ocean model.* Progr. in Atmos. and Ocean Sci., 35 pp., Princeton Univ., Princeton, N.J.

Niiler, P.P., and Kraus, E.B. (1977) One dimensional models of the upper ocean. In E.B. Kraus (ed.), *Modelling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean*, (pp. 143-172). New York: Pergamon Press.

Oguz, T., La Violette, P., ve Unluata, U. (1992) Upper layer circulation of the southern Black Sea: Its variability as inferred from hydrographic and satellite observations, *J. Geophys. Res.*, 97, 12569-12584.

Oguz, T., V.S. Latun, M.A. Latif, V.V. Vladimirov, H.I. Sur, A.A. Makarov, E. Ozsoy, B.B. kotovshchikov, V.V. Eremeev, U. Unluata (1993) Circulation in the surface and intermediate layers of the Black Sea. *Deep Sea Res. I*, 40, 1597-1612.

Oguz, T., D.G. Aubrey, V.S. Latun, E. Demirov, L. Koveshnikov, H. I. Sur, V. Diacanu, S. Besiktepe, M. Duman, R. Limeburner, V. Eremeev (1994) Mesoscale circulation and thermohaline structure of the Black sea observed during HydroBlack'91. *Deep Sea Research I*, 41, 603-628.

Oguz,T., P. Malanotte-Rizzoli, D. Aubrey (1995) Wind and Thermohaline circulation of the Black Sea driven by yearly mean climatological forcing. *J. Geophys. Res.*, 100, 6845-6863.

Oguz, T. and P. Malanotte-Rizzoli (1996) Seasonal variability of wind and thermohaline driven circulation in the Black Sea: Modeling studies. *J. Geophys. Res.*, 101, 16551-16569.

Oguz, T., H. Ducklow, P. Malanotte-Rizzoli, S. Tugrul, N. Nezlin, and U. Unluata (1996) Simulation of annual plankton productivity cycle in the Black Sea by a one-dimensional physical-biological model. *J. Geophysical Research*, 101, 16585-16599.

Oguz, T., L.I. Ivanov, S. Besiktepe (1998) Circulation and hydrographic characteristics of the Black Sea during 1992. In: *Ecosystem Modeling as a Management Tool for the Black Sea, Ivanov*, L.I. and T. Oguz (eds), V.2, 69-92, Kluwer Academic Publishers, NATO Science Series, 2. Environmental Security-Vol.47.

Oguz, T. and S. Besiktepe (1999) Observations on the Rim Current structure, CIW formation and transport in the western Black Sea. *Deep Sea Res.I*, 46, 1733-1753.

Oguz, T., H. Ducklow, P. Malanotte-Rizzoli, J.W. Murray V.I. Vedernikov, U. Unluata (1999) A physical-biochemical model of plankton productivity and nitrogen cycling in the Black Sea. *Deep-Sea Res. I.* 46, 597-636.

Oguz, T. and B. Salihoglu (2000) Simulation of eddy-driven phytoplankton production in the Black Sea. *Geophys. Res. Letters*, 27, 2125-2128.

Oguz, T., H. W. Ducklow, and P. Malanotte-Rizzoli, 2000: Modeling distinct vertical biogeochemical structure of the Black Sea: Dynamical coupling of the Oxic, Suboxic and Anoxic layers. *Global Biogeochem. Cycles.*, 14, 1331-1352.

Oguz, T., H. W. Ducklow, J. E. Purcell, and P. Malanotte-Rizzoli, 2001a: Modeling the response of top-down control exerted by gelatinous carnivores on the Black Sea pelagic food web. *J. Geophys. Res.*, 106, 4543-4564.

Oguz, T., J. W. Murray, and A. E. Callahan, 2001b: Modeling redox cycling across the suboxic-anoxic interface zone in the Black Sea. *Deep-Sea Res. I.*, 48 761-787.

Oguz, T., P. Malanotte-Rizzoli, and H.W. Ducklow, 2001c: 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., P. Malanotte-Rizzoli, H. W. Ducklow, (2002) On the Role of Mesoscale Processes Controlling Biological Variability in the Black Sea: Inferrences From SeaWIFS-derived Surface Chlorophyll Field. *Cont. Shelf Res.* Dergisinde yayınlanacak

Rachev, N.H. ve E.V. Stanev (1997) Eddy processes in semienclosed seas: A case study for the Black Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 1581-1601.

Smedstad, O.M., and D.N. Fox, Assimilation of altimeter data in a two-layer primitive equation model of the Gulf Stream. J. Phys. Oceanogr., 26, 179-241, 1994.

Stanev, E.V. (1990) On the mechanisms of the Black Sea circulation. *Earth-Science Review*, 28, 285-319.

Stanev, E.V., V.M. Roussenov, N.H. Rachev, J.V. Staneva (1995) Sea response to atmospheric variability. Model study for the Black Sea. *J. Marine Systems*, 6, 241-267.

Stanev, E.V., J.V. Staneva, V.M. Roussenov (1997) On the Black Sea water mass formation. Model sensitivity study to atmospheric forcing and parameterizations of physical processes. *J. Marine Systems*, 13, 245-272.

Stanev, E.V., J-M. Beckers (1999) Numerical simulations of seasonal and interannual variability of the Black Sea thermohaline circulation. *J. Marine Systems*, 22, 241-267.

Stanev, E.V., and J.V. Staneva, The sensitivity of the heat exchange at sea surface to meso and sub-basin scale eddies: Model study for the Black Sea. Dynamics of Atmospheres and Oceans, 33, 163-189, 2001.

Staneva, J.V., D.E. Dietrich, E.V. Stanev, and M.J. Bowman, Rim Current and coastal eddy mechanisms in an eddy-resolving Black Sea general curculation model. J. Mar. Systs., 31, 137-157, 2001.

Sur, H.I., E. Ozsoy, U. Unluata, Boundary current instabilities, upwelling, shelf mixing and eutrophication processes in the Black Sea, *Progr. Oceanogr.*, 33, 249-302, 1994.

Sur, H.I., E. Ozsoy, Y.P Ilyin, U. Unluata, Coastal/deep ocean interactions in the Black Sea and their ecological/environmental impacts, *J. Marine Systems*, 7, 293-320, 1996.

Weaver, A.T., and D.L. Anderson, Variational assimilation of altimeter data in a multiplayer model of the tropical Pacific Ocean. J. Phys. Oceanogr., 27, 664-682, 1997.