

KARADENİZ'İN AÇILMASI VE BUNUN ÇEVRE BÖLGELER ÜZERİNDEKİ ETKİSİ¹

Kinematic History of the Opening of the Black Sea and its effect on the Surrounding Regions.

Aral I. OKAY*, A.M. Celal ŞENGÖR* ve Naci GÖRÜR*

ÖZET

Karadeniz birbirinden Karadeniz Ortası Sırtı ile ayrılmış iki okyanusal havzadan oluşur. Bunlardan doğu-batı uzanlı Batı Karadeniz havzası, Kre-tase'de İstanbul Zonu'nun günümüz Odessa Şelfi'nden kopmasıyla bir yay-ardı rift havzası olarak açılmıştır. Önceleri batıdaki Moezya Plat-formu ile bitişik olan İstanbul Zonu, Geç Kretase-Paleosen döneminde iki transform fay (sağ atımlı Batı Karadeniz, sol atımlı Batı Kırım fayları) boyunca Odessa Şelfine göre güneye kaymıştır. Erken Eosen'de bu zonun güneydeki Sakarya Zonu ile çarpışması sonucu, Karadeniz' deki gerilme re-jimi sona ermiş, ve Batı Karadeniz ile Batı Kırım fayları doğrultu atımlı faylar olarak işlevlerini yitirmiştir. Karadeniz'deki ikinci okyanusal havza olan, Doğu Karadeniz havzası, Doğu Karadeniz Bloğu'nun Kırım'ın kuzeyinde yer alan bir dönme kutbu çevresinde saat yönünün tersi istikametinde dönmesi sonucu açılmıştır. Bu blok, Batı Kırım Fayı, Doğu Karadeniz'in güney kenarı ve Büyük Kafkaslar'ın güney cephe bindirmeleri ile sınırlanmıştır. Doğu Karadeniz Bloğu'nun dönmesi Batı Karadeniz havzasının riftleşmesi ile aynı zamanda başlamakta beraber, dönme Mıyosen'e kadar sürmüştür ve bu olay Büyük Kafkaslar'da sürekli bir sıkışmaya yol açmıştır.

ABSTRACT

The Black Sea consists of two oceanic basins sepa-rated by the Mid-Black Sea ridge. The east-west ori-entated West Black Sea basin opened as a back-arc rift in the Cretaceous by tearing a Hercynian conti-nental sliver, called the Istanbul Zone, from the pre-sent day Odessa shelf. The Istanbul Zone, that was initially contiguous with the Moesian Platform in the west, moved south during the Late Cretaceous-Paleocene with respect to the Odessa shelf along two transform faults: the dextral West Black Sea and the sinistral West Crimean faults. It collided in the Early Eocene with a Cimmeride zone in the south thereby ending the extension in the western Black Sea and deactivating both the West Black Sea and the West Crimean faults as strike-slip faults. The opening of the East Black Sea basin was the result of the anticlockwise rotation of an East Black Sea Block around a rotation pole located north of the Crimea. The East Black Sea Block was bounded by the West Crimean Fault, the southern margin of the eastern Black Sea and the southern frontal thrusts of the Greater Caucasus. The rotation of the East Black Sea Block was contemporaneous with the rifting of the West Black Sea basin but lasted until the Miocene resulting in continuous compression along the Greater Caucasus.

GİRİŞ

Karadeniz, %70'i şelf kenarından daha derinde olan ve maksimum su derinliği 2206 metreyi bulan (Ross ve diğ.,1974) 423 000 km² büyüklükte elips şeklinde bir havzadır. Çok kanallı derin sismik yansıma ve kırılma ile gravite ve manyetik verileri, Karadeniz'in doğu ve batı havzalarının okyanusal kabuğa sahip fakat farklı yapısal özellikte olduklarını gösterir (örn., Letouzey ve diğ.,1977; Tugolosev ve diğ.,1985; Finetti ve diğ.,1988). Batı Karadeniz Havzası 14 km' yi aşkın kalınlıkta, deforme olmamış, muhtemelen Kretase-Holosen yaşta bir çökel dolgu içerir, ve 12 km' den daha az kalınlıkta bir çökel örtüye sahip Doğu

Karadeniz Havzası'ndan incelenmiş kıtasal kabuktan oluşan Karadeniz Ortası Sırtı ile ayrılır (Şekil 1). Karadeniz Ortası Sırtı ile Doğu Karadeniz Havzası, Batı Karadeniz Havzası'nın aksine, çok sayıda fay tarafından kesilmiştir. (Finetti ve diğ.,1988). Karadeniz'in Kre-tase'de Rodop-Pontid volkanik yayının arkasında bir yay-ardı havzası olarak açıldığı ve Bulgaristan'da şimdi kapanmış bulunan Srendnogie Zonu ile devamlılık gösterdiği genel olarak kabul edilmektedir (Boccaletti, ve diğ.,1974; Robertson ve Dixon,1984; Zonenshain ve Le Pichon, 1986; Görür,1988). Bununla birlikte, açıl-manın ayrıntılı kinematığı ve Karadeniz'in iki yarısında gözlenen farklı yapısal özelliklerin kökeni bilinme-

¹ Geology (c.22,s.267-270) dergisinde 1994 yılında yayınlanan bu makale Nuran Sarıca tarafından Türkçe' ye çevrilmiştir.

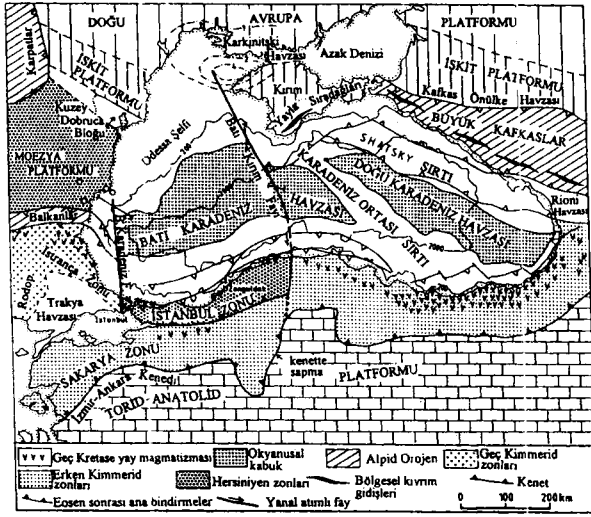
* İTÜ Maden Fak. Genel Jeoloji Anabilimdalı

mektedir. Bu makalede Karadeniz bölgesinin jeolojik ve jeofizik verilerine dayanılarak Karadeniz' in açılmasına ilişkin kinematik bir model önermekteyiz.

KARADENİZ' İN ÇEVRESİNİN TEKTONİĞİ

Karadeniz'i batıdan çevreleyen karasal alanda kenet veya büyük faylarla ayrılmış, Hersiniyen, erken (Geç Triyas-Erken Jura) ve geç Kimmerid (Jura-Erken Kretase) deformasyonlarının etkin olduğu tektonik zonlar bulunur (Şekil 1).

Bunlardan Karadeniz'in açılması ile ilgili olanlar aşağıda tanımlanmıştır.



Şekil 1: Karadeniz Bölgesi'nin tektonik haritası (Şengör ve Yılmaz, 1981; Tugolesov ve diğ., 1985; Finetti ve diğ., 1988; Okay 1989). Batı Karadeniz ve Batı Kırım fayları üzerindeki çubuklar sırasıyla Dachev ve diğ. (1988) ve Finetti ve diğ. (1988)' den alınan sismik kesitlerin göstermektedir. Moezya Platformu'nun güneyindeki siyah noktalar platformun stratigrafisi için kullanılan sondaj kuyu yerlerini işaret eder (Bak Şekil 2). Kırım'ın kuzeyindeki eşyükselti eğrileri Kerkinit-sky Havzası'nda Üst Kretase-Alt Miyosen Çökel alınlıklarını verir (Vinogradov, 1966, 1968). Karadeniz'deki derinlik izopak eğrileri metre cinsinden verilmiştir.

Hersiniyen Tektonik Zonları

İstanbul Zonu ve Moezya Platformu Ordovisiyen-Karbonifer yaşta kalın bir pasif kıta kenarı istifini karakterize edilir (Şekil 2; Tokay, 1952; Haás, 1968; Sandulescu, 1978; Dachev ve diğ., 1988). Bu istif, Karbonifer-Permian zaman aralığında deforme olmuş ve özellikle İstanbul'un (e.g., Özdemir, 1981) ve Moezya Platformu'nun doğu kesimlerinde iyi gelişmiş bir Triyas çökel istifini uyumsuz olarak örtülmüştür.

Moezya Platformu'nu oluşturan Paleozoyik istifini, batıda Bulgaristan'daki Kraistides tektonik birimindeki (Sandulescu, 1978) ve Avusturya'da Karnik Alplerindeki istifler ile, doğuda ise İskit Platformu ve güney Ural istifleri (Zonenshain ve diğ., 1984) ile denestirmek mümkündür. Bu istifler Lavrasya'nın güney kenarı

boyunca bir kuşak oluşturur. Buna karşın, İstanbul Zonu'nu temsil eden Paleozoyik istif, çevresindeki tektonik birimlere yabancıdır. İstanbul Zonu batıda geç Jura deformasyonu ve metamorfizması gösteren Istranca Zonu ile sınırlanmıştır. Istranca Zonu'nun bölgesel metamorfizmaya uğramış kırıntılı Triyas çökeltileri ile İstanbul Zonu'nun metamorfizma geçirmemiş Karbonifer flişi arasındaki dokanak boyunca, bu dokanağın bir okyanusal kenet olduğunu gösteren kayalar (örneğin, serpantinit, spilit, çört vb.) mevcut değildir. Bu iki zon arasındaki dokanak, Çatalca çevresinde 17 km genişlikte bir kuşak oluşturan deforme olmamış Orta Eosen kireçtaşı ve marnları ile örtülmüştür (Şekil 1). Güneyde İstanbul Zonu, otokton Paleozoyik çökel kayalar içermeyen Sakarya Zonu'ndan İç Pontid Kenedi ile ayrılır. Sakarya Zonu Geç Triyas'ta yoğun bir deformasyon ve metamorfizmaya maruz kalmıştır (Şengör ve Yılmaz 1981; Okay, 1989). Doğu-batı yönlü İç Pontid Kenedi (Şekil 1'de İstanbul Zonu'nun güneyinde bindirme sembolü ile gösterilmiştir), serpantinit, mavişist, bazik volkanik kayalar ile, İstanbul ve Sakarya zonlarının Orta Paleosen'den sonra biraraya geldiğini gösteren, Üst Kretase-Orta Paleosen pelajik kireçtaşları ile tanımlanır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tansel, 1994). İstanbul Zonu'nun Sakarya Zonu ile olan doğu dokanağı az bilinmektedir. Bununla birlikte bu dokanağın lokasyonu, İstanbul Zonu'nun Paleozoyik kayalarının en doğu mostrası ile Sakarya Zonu'nun deforme olmuş, kısmen metamorfize Triyas flişi ve volkanik kayaları arasındaki sınır olarak Şekil 1'in ölçeğinde hassas olarak gösterilebilir.

İstanbul Zonu'nun Paleozoyik (Evans ve diğ., 1991) ve Triyas (Saribudak ve diğ., 1989; Theveniaut, 1993) kayalarından elde edilen paleo-enlemler Lavrasya'nın görünür paleomanyetik kutup yörtüncesi ile uyumludur. Bu da, doğuda Ural, batıda Hersiniyen kesimleriyle olası bir sürekliliğe sahip İstanbul Zonu'nun, en azından Triyas sonuna kadar Lavrasya'nın güney kenarının bir parçası olduğunu göstermektedir.

Erken Kimmerid Tektonik Zonları

Kuzey Anadolu'da Sakarya Zonu'nun temelini, Karakaya Karmaşığı olarak adlandırılan yoğun deformasyon ve yerel metamorfizma geçirmiş Paleo-Tetis'e ait Permian-Triyas yaşta aktif kıta kenarı birimleri oluşturmaktadır (Şengör ve diğ., 1984; Okay ve diğ., 1991). Karakaya Karmaşığı'nda ana deformasyon ve metamorfizmanın yaşı en Geç Triyas'tır ve Karmaşığa ait kayalar Alt-Orta Jura molasik kumtaşları tarafından uyumsuz olarak örtülür (Şekil 2; Saner, 1980). Bu kumtaşları üste doğru Üst Jura-Alt Kretase kireçtaşlarına ve volkanik arakatkılı Üst Kretase flişine geçer. Sakarya Zonu'nun kuzey kesimindeki Üst Kretase çökeltilerinde volkanik ve volkanoklastik kayalar önem kazanır; bu kayalar kuzeye doğru dalan Neo-Tetis okyanusunun üstünde And-tipi bir aktif kıta kenarının

oluşumunu gösterir. Sakarya Zonu güneyde, Apulia-Godwana kıtasına bağlı Anatolid-Torid Platformu'ndan İzmir-Ankara Kenedi ile ayrılır.

Karadeniz çevresinde Orta Mesozoyik deformasyonu gösteren diğer iki bölge Kırım' daki Yayla Sıradağları ve Kuzey Dobruca Bloğu' dur. Kuzey Dobruca' da, karmaşık bir deformasyon sergileyen Triyas ve Jura yaşta çökel kayaları ve volkanikler, Senomaniyen sedimanları tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür (Sandulescu, 1978). Kuzey Dobruca Bloğu' ndaki deformasyon, Bloğu saran Tornquist-Tesseyre fay sistemine bağlı fayların muhtemel transpresif hareketi sonucunda oluşmuştur (Gradinaru, 1984). Kırım' daki Yayla Sıradağları' nda, muhtemelen İstanbul-tipi Paleozoyik-Triyas istifi üstünde tektonik bir dokanakla duran, kalın, deforme Triyas-Alt Jura Tauridian flişi yer alır; bu fliş Orta Jura-Paleosen istifi ile uyumsuz olarak örtülür (Kotanski, 1978).

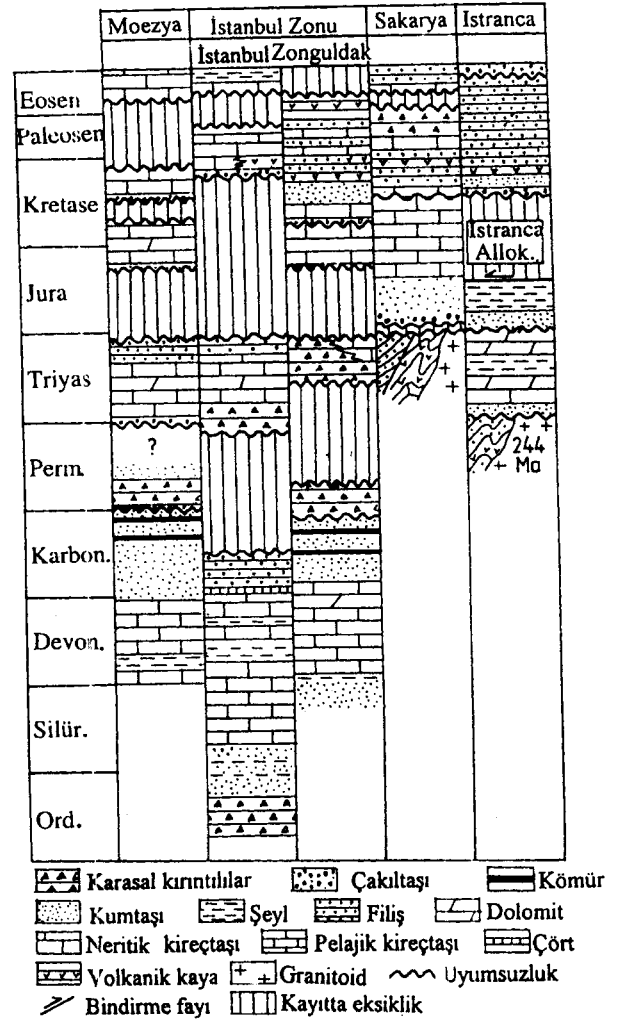
Geç Kimmerid Tektonik Zonları

Rodop Masifi' nin uzantısı olan, Trakya ve Bulgaristan'daki Istranca Zonu otokton ve allokton birimler kapsar (Aydın, 1974; Chatalov, 1988). Istranca otoktonunun temelini Hersiniyen granitleri (sokulum yaşı yaklaşık 244 My) oluşturur. Bunun üzerine gelen görelî olarak ince, Alt Triyas-Orta Jura sığ denizel istifi, alloktonu oluşturan volkanik ve karbonat arakatlı fliş tipi Triyas çökelleri tarafından tektonik dokanakla üzerlenmektedir. İstifin tamamı Geç Triyas-Erken Kretase aralığında yarı sürekli deformasyon ve metamorfizmaya maruz kalmıştır, bununla ilgili veriler güneyde Istranca naplarından kuzeydeki Troyan-Luda-Kaççıya Zonu'na doğru gittikçe gençleşen fliş istifleridir (kendi gözlemlerimiz ve buna dayalı olarak Peybernes ve diğ. (1989) ile Tchoumatchenco ve diğ. (1992)' nden yeniden yorumlanan veriler). Tüm bu istif Srednogoria magmatik yayına ait volkanosedimanter seriler ile uyumsuz olarak örtülür.

TEKTONİK MODEL

Burada önerdiğimiz modelde, Kretase' ye kadar İstanbul Zonu Moezya Platformu ve Kırım arasındaki Odessa şelfinin hemen güneyinde yer almaktadır (Şekil 3A), Apsiyen-Albiyen döneminde İstanbul Zonu riftleşmiş (Görür, 1988), iki transform fayla sınırlanan bir kıta parçası olarak güneye doğru kaymış, ve arkasında Batı Karadeniz Havzası açılmıştır. Bununla ilgili veriler Moezya Platformu ile İstanbul Zonu arasındaki yakın stratigrafik benzerlik (Şekil 2), İstanbul Zonu'nun Odessa şelfi ile olan morfolojik uyumu, ve Karadeniz'de yapılmış sismik kesitlerde, uzantıları İstanbul Zonu' nu sınırlayan iki ana transform fayın görülmesidir (Finetti ve diğ.1988; Şekil 1). Karadeniz'in batısını sınırlayan 270 km uzunluğunda sağ yanal atımlı fayın kuzey kısmı Bulgaristan şelfinde yapılmış sismik hatlarda tanınabilir (Dachev ve diğ.,

1988) Bu şelfin sınırında, riftleşmiş ve ısıl olarak çöken kıta kenarlarından farklı olarak, Üst Triyas (Dachev ve diğ.,1988; Şekil 11) ve Üst Kretase'nin üstü arasındaki istifte ani bir kalınlık değişimi vardır. Bu makalede Batı Karadeniz Fayı olarak adlanan bu fay büyük bir ihtimalle İstanbul' un batısında karaya çıkar, ve İstanbul ile Istranca zonları arasındaki, deforme olmamış Orta Eosen çökelleri tarafından örtülmüş, tektonik dokanağı oluşturur (Şekil 1). Karadenizin çevresindeki alanlardaki riftleşme ile ilgili stratigrafik verilere dayanarak (Görür,1988), bu fayın Erken Kretase'de (Apsiyen-Albiyen) faaliyete geçtiği söylenebilir.



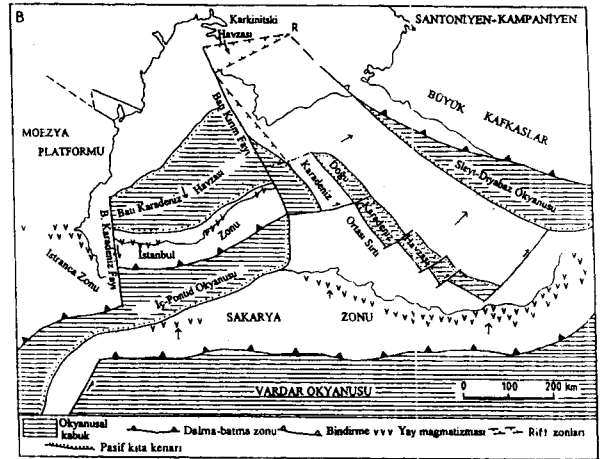
Şekil 2: Moezya Platformu'nun güneydoğu kesiminin (sonday kuyu verileri Dachev ve diğ. (1988)' den alınmıştır, Şekil 1). İstanbul (Hass, 1968) ve Zonguldak (Tokay 1952) bölgelerindeki İstanbul Zonu' nun, Sakarya (Saner,1980) ve Istranca zonlarının (Aydın, 1974; Chatalov, 1988) bağıtlandırılmış stratigrafik sütun kesitleri.

İstanbul Zonu' nun doğu sınırını Batı Kırım Fayı belirlemektedir. Bu büyük transform fay, sismik yansıma kesitlerinde Kırım şelfinin batısından 300 km güneye, okyanusal Batı Karadeniz Havzası' nın güneyine kadar izlenebilir. Batı Kırım Fayı bu havzada yaşları Miyo-

sen'e kadar çıkan genç tabakaları kesmektedir (Finetti ve diğ., 1988). Batı Kırım Fayı' nın güneye, Pontidlere devamı, Paleosen sonrası kuzey verjanslı bindirmelerden dolayı izlenemez. Fakat fayın güneye doğru izdüşümü, İstanbul Zonu' nun yukarıda tanımlanan doğu sınırı ile çakışır. Finetti ve diğ. (1988) Batı Kırım Fayı' nın hareketini, Kırım şelfinin görünür atımına dayanarak, sağ yanal atımlı olarak yorumlamıştır. Oysa, bu görünür atım İstanbul Zonu' nun Odessa şelfinden kopması sonucu oluşmuştur, ve gerçekte Batı Kırım Fayı İstanbul Zonu' nun güneye sürüklenmesi sırasında sol yanal atımlı bir fay olarak faaliyet göstermiştir.

Batı Kırım Fayı ile Karadeniz Ortası Sırtı arasında Batı Karadeniz Havzası' nın doğu yarısını oluşturan okyanusal bir alan vardır (Şekil 1). Bu bölge ve Doğu Karadeniz havzası, Kırım' ı ve doğu Karadenizi kapsayan Doğu Karadeniz Bloğu' nun, Kırım'ın kuzeydoğusundaki bir kutup çevresinde saat yönünün tersi istikametinde dönmesi sonucu açılmıştır (Şekil 3). Kırım' ın saat yönünün tersi istikametinde dönmesi paleomanyetik verilerce (Westphal ve diğ.,1986) desteklenmektedir, ve bu rotasyonun miktarı, Batı Kırım Fayı' nın doğusundaki Batı Karadeniz havzasının şimdiki genişliğinden, 20° - 25° arası olduğu söylenebilir. Bu rotasyon Kafkaslar ve Yayla Sıradağları' nın gidişleri arasındaki uyumsuzluğu (Şekil 1), ve Kırım' ın kuzeyinde kama şeklindeki Karkinitiski Havzası' nın açılmasını da açıklamaktadır. Karkinitiski Havzası' nda 4 km' den fazla kalınlıkta Üst Kretase-Oligosen çökelleri ve volkanik kayalar bulunur (Vinogradov, 1966, 1968; Letouzey ve diğ.,1977; Robertson Group and Geological Institute, tarih verilmemiş harita; Şekil 1). Doğu Karadeniz Bloğu' nu kuzeyde Karkinitiski Havzası, batıda Batı Kırım Fayı, güneyde ise Karadeniz' in güneydoğu sınırını tanımlayan karmaşık transform ve gerilme fayları ağı sınırlar (Şekil 1 ve 3B). Doğu Karadeniz Bloğu' nun kuzeydoğudaki sıkışmalı sınırı, Büyük Kafkasların güney sınırını oluşturan güneye verjanslı kıvrım ve bindirmeler ile tanımlanır. Bu kıvrım ve bindirmeler Sleyt-Diyabaz okyanusunun kapanmasıyla Geç Eosen' de oluşmaya başlamış (Khain, 1975), ve Kuvaterner' e kadar (Zonenshain ve Le Pichon, 1986. özellikle Şekil 4A) büyümelerini sürdürmüştür. Bindirmelerin yoğunluğu Kırım' daki dönme eksenine doğru azalır (Zonenshain ve Le Pichon, 1986). Şekil 3 teki iki paleocoğrafik harita Karadeniz' in tektonik evrimini göstermektedir. İstanbul Zonu' nda ilk yaygın kalk-alkalen volkanizma Turoniyen yaşlarda (e.g., Tokay,1952). Bu, İç Pontid Okyanusu' nun dalmasının ve Batı Karadeniz havzasının riftleşmesinin Apsiyen-Senomaniyen zaman aralığında başladığına işaret eder. Çökel ve volkanik kayalardan oluşan Çağlayan rift dolgusunun yaşı da (yaş bazı yerlerde Berriasiyen' e kadar inebilmektedir; Görür, 1988) bunu desteklemektedir. Karkinitiski rift havzası da bu zamanda oluşmaya başlamıştır (Vinogradov, 1968;

Robertson Group and Geological Institute, tarih verilmemiş harita). Bu da, Doğu Karadeniz Bloğu' nun dönmesinin Batı Karadeniz Havzası' nın açılması ile eş zamanlı olduğunu gösterir. Bloğun dönmesi, okyanusal uzantısı olan Sleyt-Diyabaz Okyanusu'nun kuzeye dalması ile başlamış olabilir (Khain 1975; Şengör, 1990). Bu olay, İç Pontid okyanusunun dalmaya başlamasına bağlı olarak kuzeye hareket eden Sakarya Zonu'nun hareketiyle eş zamanlıdır (Şekil 3A). Riftleşmenin başlangıcındaki tektonik rekonstrüksiyon (Şekil 3A) Doğu Karadeniz Bloğu' nun dönme öncesi yerini ve İstanbul Zonu' nun Odessa şelfi ile birlikteliğini göstermektedir. Batı Karadeniz Havzası' nın şimdiki genişliği ve bir magmatik yayın oluşumu için okyanusal kabuğun en az 150 km genişlikte olması zorunluluğu birlikte değerlendirilse, İç Pontid Okyanusu'nun, Albiyen-Senomaniyen aralığında, en az 300 km bir genişliğe sahip olduğu söylenebilir. Kampaniyen' de, İstanbul Zonu, Odessa şelfine göre, güneye hareket etmekte ve arkasında Batı Karadeniz Havzası' nı açmaktadır (Şekil 3B). Eş zamanlı olarak Doğu Karadeniz Bloğu saat yönünün tersi istikametinde dönerek Karkinitiski Havzası' nı, Batı Karadeniz Havzası' nın doğu yarısını ve Doğu Karadeniz Havzası' nı açmakta, Sleyt-Diyabaz Okyanusu ise kapanmaktadır. Karadeniz'in açılması kinematik açıdan bakıldığında, zamanla sırt-transform-hendek tipi bir üçlü ekleme dönüşen, duraysız bir transform-transform-hendek tipi üçlü eklemenin, Batı Kırım Fayı boyunca güneye doğru hareketi olarak düşünülebilir.

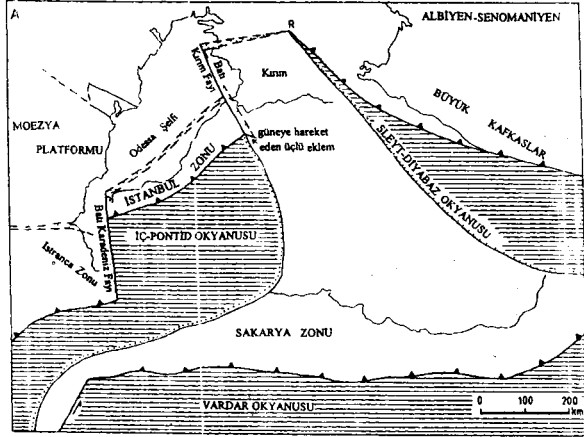


Şekil 3-A: Karadeniz Bölgesi' nin Albiyen-Senomaniyen' de paleocoğrafik rekonstrüksiyonu. Oklar sabit duran Lavrazya' ya göre levhaların hareket yönlerini göstermektedir. R. Doğu Karadeniz Bloğu' nun dönme kutbudur

İstanbul ve Sakarya zonlarının çarpışması ve bunun sonucunda Batı Karadeniz Havzası' nda gerilmenin bitişi ve Batı Karadeniz Fayı' nın etkisini yitirmesi Erken Eosen' de meydana gelmiştir. İstanbul Zonu' ndaki denizel sedimentasyon Geç Kretase-Erken Paleosen boyunca sürmüştür (Dizer ve Meriç 1983) ve Erken

Eosen' de Karadeniz gerilmeli faylanma sisteminden sıkışmalı sisteme geçtiğinde (Finetti ve diğ., 1988), İstanbul Zonu yükselmiştir (Şekil 2). Erken Eosen'de İstanbul Zonu' nun güneydeki Sakarya Zonu' na eklenmesi Sakarya Zonu' nun batı kesiminde ve Ankara' nın batısındaki İzmir-Ankara Kenedi' nde güneye doğru büyük bir sapmaya yol açmıştır (Şekil 1).

Bu bölgedeki kuzey gidişli İzmir-Ankara Kenedi, sol yanal atımlı bir fay tarafından temsil edilir (O.Tüysüz, 1993, kişisel görüşme). Çarpışmadan sonra, Karadenizin çevresinde, Batı Kırım Fayı' nın batısındaki Odessa şelf alanının dışında kalan bölgelerde, yaygın bindirmeler oluşmuştur (Şekil 1). Bu hareketler, Karkinitiski Havzası' ndaki çökелmenin devam etmesi, ve Büyük Kafkasların güney kenarındaki bindirmelerin Miyosen' e kadar sürmesi ile birlikte değerlendirildiğinde, Doğu Karadeniz Bloğu' nun saat yönünün tersine olan hareketinin Neojen'e kadar devam etmiş olduğunu gösterir. Buna yol açan muhtemel olay Arabistan levhası ile Anadolu levhasının çarpışmasıdır.



Şekil 3-B: Karadeniz bölgesinin Santoniyen-Kampaniyen'de paleocoğrafik rekonstrüksiyonu. Oklar sabit duran Lavrazya' ya göre levhaların hareket yönlerini göstermektedir. R. Doğu Karadeniz Bloğu' nun dönme kutbudur.

SONUÇLAR

Batı ve Doğu Karadeniz havzaları farklı kökenlere sahiptir. Batı Karadeniz Havzası' nın büyük bir kesimi, Geç Kretase' de, İstanbul Zonu' nun Odessa şelfinden kopması ile açılmıştır. Batı Karadeniz Havzası' nın açılması İstanbul Zonu' nun güneydeki Sakarya Zonu ile çarpışması sonucunda erken Eosen' de sona ermiştir. Daha karmaşık bir yapıya sahip olan Doğu Karadeniz Havzası, Doğu Karadeniz Bloğu' nun Kretase ortasında başlayan saat yönünün tersine hareketi sonucunda açılmıştır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma TÜBİTAK-Glotek tarafından desteklenmiştir. Texaco şirketinden Ric Frasse'e ve İTÜ' den Okan Tüysüz'e yaptığımız verimli tartışmalardan, British Petroleum şirketine düzenlediği Karadeniz çevresi arazi gezisinden, Clark Burchfiel, John S. Oldow, Okan Tüysüz ve Boris Natalin'e yazıyı kritik olarak incelemelerinden dolayı teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

- Aydın, Y. 1974, *Etude petrographique et geochimique de la partie centrale du Massif d' Istranca (Turquie)*, Doktora tezi, Nancy Üniversitesi, 131 s.
- Boccalerti, M., Gocev, P. and Manetti, P. 1974, *Mesozoic isopic zones in the Black Sea region*, *Bolletino Soc Geologica Ital*, 93, 547-565.
- Chatalov, G.A. 1988, *Recent developments in the geology of the Strandzha Zone in Bulgaria*, *Bulletin of the Technical University of Istanbul*, 41, 433-465.
- Dachev, C., Stanev, V. ve Bokov, P. 1988, *Structure of the Bulgarian Black Sea area*, *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 30, 79-107.
- Dizer, A. ve Meriç, E. 1983, *Late Cretaceous-Paleocene stratigraphy in northwest Anatolia*, *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 95/96, 149-163.
- Evans, I., Hall, S.A., Sarıbudak, M.A. ve Aykol, A. 1991, *Preliminary palaeomagnetic results from Palaeozoic rocks of the Istanbul-Zonguldak region*, *N. W. Turkey*, *Bulletin of the Technical University of Istanbul*, 44, 165-190.
- Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M. and Xuan, Z. 1988, *Geophysical study of the Black Sea*, *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 30, 197-324.
- Görür, N. 1988, *Timing of opening of the Black Sea basin*, *Tectonophysics*, 147, 247-262.
- Gradinaro, E. 1984, *Jurassic sedimentary rocks and bimodal volcanics of the Cırjelari-Camena outcrop belt: evidence for a transtensive regime of the Peceneaga Camena fault*, *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie*, 28, 96-121.
- Haas, W. 1968, *Das Alt-Palaeozoikum von Bithynien (Nordwest Türkei)*, *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaeontologie Abhandlungen*, 131, 178-242.
- Khain, V.E. 1975, *Structure and main stages in the tectono-magmatic development of the Caucasus: An attempt at geodynamic interpretation*, *American Journal of Science*, 275-A, 131-156.
- Kotanski, Z. 1978, *The Caucasus, Crimea and their forland (Scythian platform)*, *Black Sea and the Caspian Sea*, Lemoine, M., ed., *Geological Atlas of Alpine Europe and Adjoining Alpine Areas*, Elsevier, Amsterdam, 545-576.
- Letouzey, J., Biju-Duval, B., Dorkel, A., Gonnard, R., Kristchev, K., Montadert, L. ve Sungurlu, O. 1977, *The Black Sea. a marginal basin geophysical and geological data*, Biju-Duval, B. and Montadert, L. eds., *International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins*, Ed. Technip, Paris, 363-376.
- Okay, A.I. 1989, *Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey*, in Şengör, A.M.C., ed., *Tectonic evolution of the Tethyan region*, NATO Advanced Science Institutes (ASI) Series, C259, 109-116.
- Okay, A.I., Siyako, M. ve Bürkan, K.A. 1991, *Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula, northwest Turkey*, *Bulletin of the Technical University of Istanbul*, 44, 191-256.

- Okay, A.I. ve Tansel, İ.1993**, *New data on the upper age of the Intra-Pontide ocean from north of Şarköy (Thrace)*, Bulletin of the Mineral Research Exploration Institute of Turkey, 114, 24-26.
- Özdemir, Ü.1981**, *Microfauna and biostratigraphy of the Tepeköy Triassic in Kocaeli Peninsula*, Bulletin of the Mineral Research Exploration Institute of Turkey, 77, 57-98.
- Robertson, A.H.F. ve Dixon, J.E.1984**, *Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean*, Geological Society Special Publication, no. 17, 1-74.
- Ross, D.A., Uchupi, E., Prada, K.E. ve MacIlvaine, J.C.1974**, *Bathymetry and microtopography of Black Sea*. Degens, E.T. and Ross, D.D. eds.. *The Black Sea Geology, Chemistry and Biology*, AAPG Memoir 20, 1-10.
- Sandulescu, M.1978**, *The Moesian Platform and the North Dobrogean Orogene, The Balkans*, Lemoine, M., ed., *Geological Atlas of Alpine Europe and Adjoining Alpine Areas*, Elsevier, Amsterdam, 427-460.
- Saner, S.1980**, *Paleogeography and the depositional characteristics of the Jurassic and post-Jurassic deposits in the Mudurnu-Göynük basin (in Turkish)*, Bulletin of the Geological Society of Turkey, 23, 39-52.
- Sarıbudak, M., Sanver, M. ve Ponat, E.1989**, *Location of western Pontides, NW Turkey, during Triassic time: preliminary palaeomagnetic results*, Geophysical Journal, 96, 43-50.
- Şengör, A.M.C.1990**, *A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman*, Geological Society Special Publication, no. 49, 797-834.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981**, *Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach*, Tectonophysics, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. and Sungurlu, O.1984**, *Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys*, Special Publication of the Geological Society, no.17, 77-112.
- Theveniaut, H.1993**, *Evolution de la Tethys occidentale et de la Pangée au Trias*, Doktora tezi, Paris VII Üniversitesi.
- Tokay, M.1952**, *Geologie de la region de Bartın (Zonguldak, Turquie de Nord)*, Bulletin of the Mineral research Exploration Institute of Turkey, 46/47, 46-63.
- Tugolosev, D.A., Gorshkov, A.S., Meysner, L.B., Solov'yev, V.V. ve Khakhalev, Y.M.1985**, *The tectonics of the Black Sea trough*, Geotectonics, 19, 435-445.
- Vinogradov, A.P. (ed.) 1968**, *Atlas of lithological-paleogeographical maps of the USSR, Vol. III (Triassic, Jurassic and Cretaceous)*. Ministry of Geology of the USSR. Moscow.
- Vinogradov, A.P. (ed.) 1966**, *Atlas of the lithological-paleogeographical maps of the USSR, Vol. IV (Paleogene, Neogene, Quaternary)*. Ministry of Geology of the USSR. Moscow.
- Westphal, M., Bashenov, M.L., Lauer, J.P., Pechersky, D.M. ve Sibuet, J.C.1986**, *Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic*, Tectonophysics, 123, 37-82.
- Zonenshain, L.P., Korinevsky, V.G., Kazmin, Pechersky, D.M., Khain, V.V., ve Matveenko, V.V.1984**, *Plate tectonic model of the south Urals development*, Tectonophysics, 109, 95-135.
- Zonenshain, L.P. ve Le Pichon, X.1986**, *Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins*, Tectonophysics, 123, 181-212.