

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 uzanumlu Batı Karadeniz havzası, Kretase'de İstanbul Zonu'nun günümüz Odessa Şelfi'nden kopmasıyla bir yay-ardı rift havzası olarak açılmıştır. Önceleri batıdaki Moezya Platformu 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 zonu güneydeki Sakarya Zonu ile çarpışması sonucu, Karadeniz'deki gerilme rejimi 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 separated by the Mid-Black Sea ridge. The east-west orientated West Black Sea basin opened as a back-arc rift in the Cretaceous by tearing a Hercynian continental sliver, called the Istanbul Zone, from the present 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 Kretase'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, açılmanın 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.

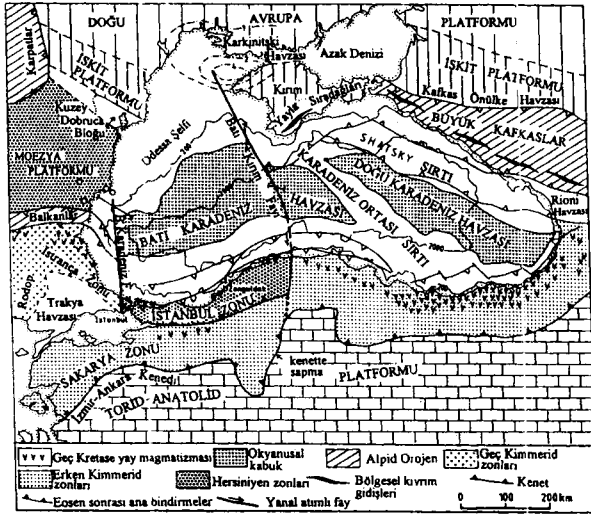
* İTÜ Maden Fak. Genel Jeoloji Anabilimdalı

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).

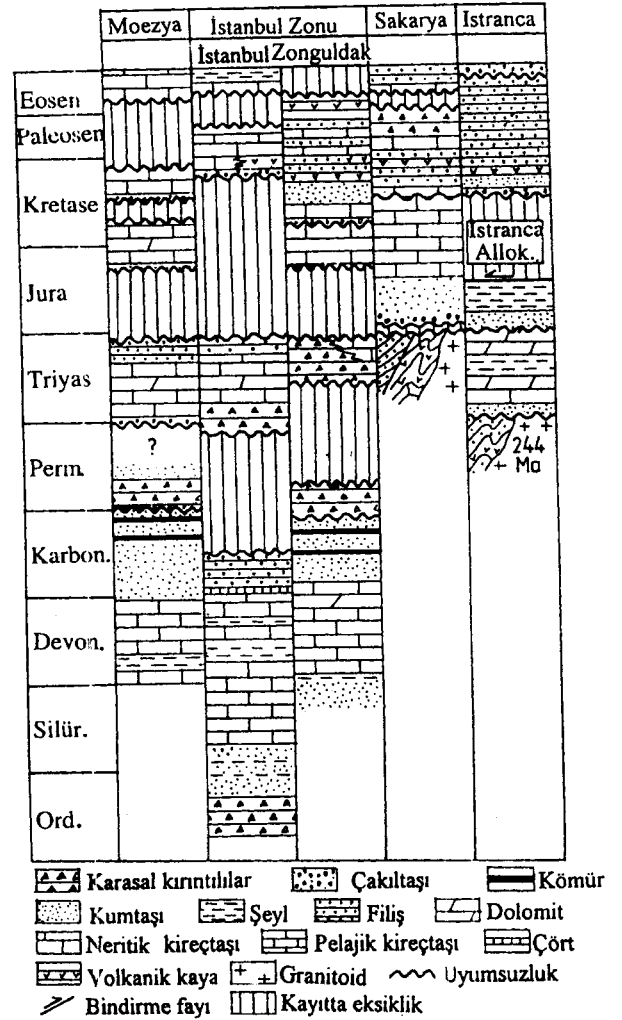
Geç Kimmerid Tektonik Zonları

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 verilerle 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-

