

BATI PONTİDLER'İN VE KOMŞU HAVZALARIN OLUŞUMLARININ LEVHA TEKTONİĞİ KURAMIYLA AÇIKLANMASI, KUZEYBATI TÜRKİYE*

EXPLANATION OF THE DEVELOPMENT OF THE WESTERN PONTID MOUNTAINS AND ADJACENT BASINS, BASED ON PLATE TECTONIC THEORY, NORTHWESTERN TURKEY

Salih SANER

Türkiye Petrolleri A.O., Ankara

ÖZ.— Üst Jurasik öncesinde Avrasya kıtasının devamı halinde olan Batı Pontidler, Üst Jurasikte deniz transgresyonuyla sığ bir şelf haline gelmiştir. Alt Kretase sonlarında güneyde yer alan Tetis Okyanusunun kuzey kolunun okyanusal kabuğunun Avrasya kıtası altına dalmaya başlamasıyla doğu-batı uzanımlı bir volkanik yay gelişmiş, bunun ardından kıtasal kabuktaki incelmeye Karadeniz oluşmuştur. Üst Kretasede Pontidler'in güney ucu önünde dalma zonunda yitim karmaşığı (subduction complex) gelişmiş, ada yayı volkanizması da en etkin faz kazanmıştır. Karadeniz tabanının okyanuslaşmasıyla büzülmesiz (noncontracted) tipteki kıta kenarı yay-hendek sistemi (Continental margin arc-trench system), kopuk (detached) tipteki okyanus içi yay-hendek sistemine (intra-oceanic arc-trench system) dönüşmüştür. Bu evrede Karadeniz bir kenarsal yayardı havza (marginal back-arc basin) iken, ada yayı güneyinde yayönü havzalar (forearc basins) oluşmuştur.

Dalma zonundaki yitim karmaşığının büyüüp su üzerine yükselmesiyle volkanik olmayan dış yay (non-volcanic outer arc) gelişmiştir. Kuzey kenarı Pontid kıtasal kabuğu üzerinde, güney kenarı ise dış yay üzerinde olan kurulu yayönü havzalar (constructed forearc basins) ve daha güneyde yitim karmaşığının binik yapıları morfolojisi üzerinde yığılı yayönü havzalar (accretionary forearc basins) oluşmuştur.

Üst Kretaseden sonra Anadolu ve Pontid kıtalarının çarpışmasıyla Pontid dağları yükselmeye başlamıştır. Batı Pontid dağlarının ilk çatısı Üst Eosen ve Oligosende belirlenmiş olup, kompresyon kuvvetleriyle kuzey kenarda kuzeye ve güney kenarda da güneye yelpaze şeklinde itkilere meydana gelmiştir. Gelişmiş olan dağ kuşağı güneyindeki yayönü havzalar, Tersiyerde molasse niteliğini kazanmışlardır.

ABSTRACT.— "Western Pontides which were in the form of an extension of Eurasian continent before Late Jurassic have become a shallow shelf with the transgression of the sea during Late Jurassic. With the beginning of the subduction of the oceanic crust belonging to the Northern Tethys beneath the Eurasian continent at the end of Early Cretaceous, a Volcanic island-arc was formed in east-west direction and Black Sea was formed inside the depression developed with the thinning of the Continental crust. The accretion of the subduction complex and island arc Volcanism were most effective during Late Cretaceous. Noncontracted type of Continental margin arc-trench system was transformed into a detached type of intraoceanic arc-trench system with the oceanization of the bottom of the Black Sea. While the Black Sea was a marginal back-arc basin, forearc basins were formed at the south of the island arc.

A non-volcanic outer arc developed with the vertical growth of the subduction complex. Constructed forearc basins developed with their northern margins on the Pontid continent and southern margins on the outer arc. Accretionary forearc basins were formed on the imbricated morphology of the subduction complex further south.

Pontid Mountains were exposed as a result of the collision of the Anatolian and the Pontid continents later than Late Cretaceous. The primitive form of the Western Pontid Mountains was formed during Late Eocene and Oligocene. Thrust faults dipping southwards in the northern and northwards in the southern flanks of the mountain belt were produced as a result of the prevailing compressional forces. The forearc basins located in the south of the developing belt gained the characteristics of molasse basins during Tertiary.

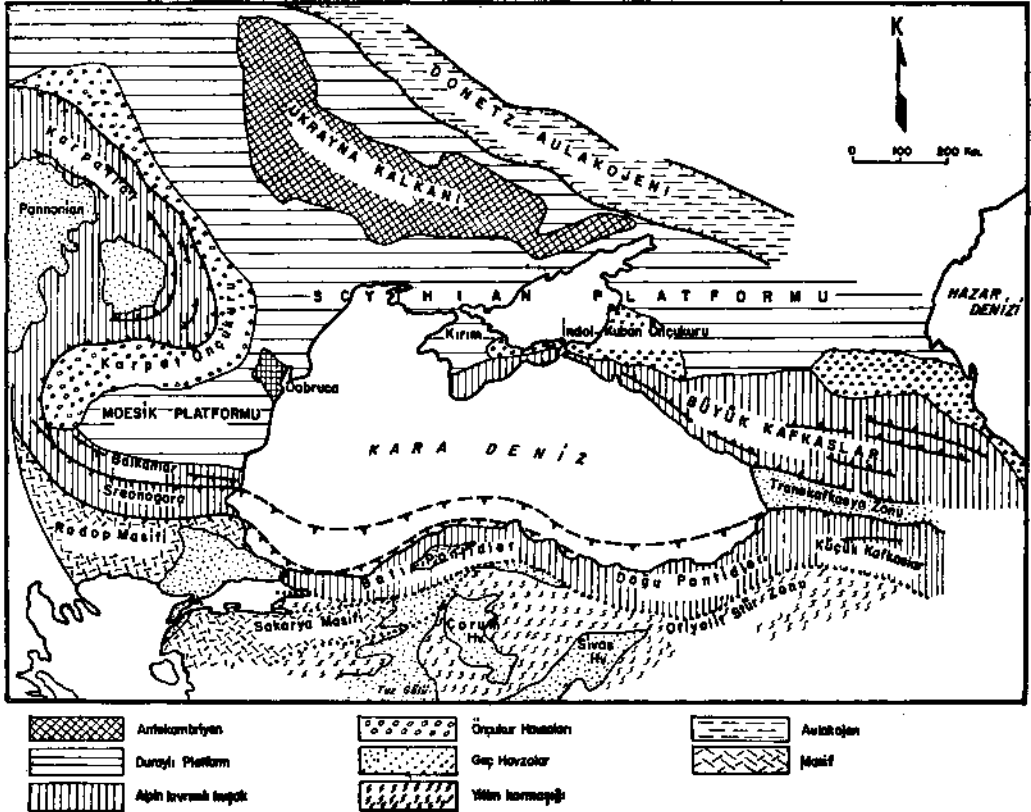
Türkiye Jeoloji Kurumunun 34. Bilimsel ve Teknik Kurultayında sözlü bildiri olarak sunulmuştur.

GİRİŞ

Bu yazı, yazarın Batı Pontidler'deki saha çalışmaları, bunların yanı sıra jeofizik veriler ve yayımlanmış bilgilerinin değerlendirilmesiyle hazırlanmıştır. Bölgenin Üst Jurasik ve sonrası evrimi tartışılmış olup, Rus platformu, Karpatlar ve Kafkaslar arasındaki bölgelerle denetim yapılarak bir senteze gidilmiş, jeolojik yapı ana hatlarıyla sunulmuş ve jeotektonik oluşum yorumlanmıştır. Yazıda Paleozoyik çökellerinin Hersiniyen evrimine ve Triyas-Liyas çökellerinin Erken Kimmeriyen evrimine değinilmemiştir. Hersiniyen ve Erken Kimmeriyen, bu yazıda anlatılan olaylar için kıtasal temeli oluşturmaktadırlar.

BÖLGESEL JEOLÖJİK ÇATI

Bölgesel yapı haritalarında Karpatlar'dan güneydoğuya, sonra batıya kavis yapan bir Alpin dağ kuşağı tekrar doğuya kavis yaparak Srednegora ve Balkanlar, daha sonra da Istranca ve Pontidler'le doğuya devam eder. Pontidler'in uzantısında ise Küçük Kafkaslar bulunur. Bir diğer dağ kuşağı Dobruca'dan doğuya uzanarak Kırım ve Büyük Kafkaslar'ı oluşturur (Şek. 1).



Şek. 1 - Karadeniz çevresinin yalınlaştırılmış yapı haritası.

En kuzeyde Paleozoyik çökellerine temel oluşturan Ukrayna masifi bulunur. Bunun güneyindeki Scythian platformunda Hersiniyen temel üzerinde Üst Permiyen-Triyasta kırmızı karasal ve acısu çökelleri ve daha üstte kömürlü Liyas ile killi, denizel Dogger çökelleri vardır. Erken Kimmeriyen Orojenezi ile bunların az deformasyonu sonrası üzerine uyumsuzluk ile Malm karbonatları gelir. Daha üstte Kretase ve Paleosen karbonatlardan oluşmuştur. Oligosenden Kuvaternere kadar molas fasiyesinde kırıntılılar çökelmiştir. Çöken çukurluklarda çökelen 5 km yi aşan kalınlıkta Mesozoyik-Tersiyer istifi, duraylı platformda fazla deforme olmamış biçimdedir (Kotanski, 1978).

Dobruca-Kırım-Büyük Kafkas dağ kuşağında, Üst Triyas-Liyas yaşlı split keratofir-yastık lavlı öjeosinklin çökelleri bulunur. Erken Kimmeriyen orojenik fazı ile bunların kıvrımlanması sonucu, bu dağ kuşağı meydana gelmiştir. Daha sonra Üst Jura transgresyonu ile şelf karbonatları çökelmeye başlamıştır. Büyük Kafkaslar'da Üst Kretasede jeosenklinealde volkanikti fliş çökelmiş ve Laramiyen orojenik fazı ile Büyük Kafkas dağları oluşmuştur. Bu kuşakta güneye itilmeler görülür. Batıya Kırım ve Dobruca'ya doğru Alpin etki azalmakta, kıvrımlanma genişlemekte ve sinorjenik intruzyonlar bulunmamaktadır (Tsagarelli, 1974; Kotanski, 1978; Sandulescu, 19780).

Transkafkasya'da Hersiniyen temel üzerinde Üst Permiyen ve Triyas karasal ve acısu çökelleri bulunur. Liyas ve Doggerde altta terrijenik, üstte ince karbonat bulunan miyöjeosenklineal çökelleri vardır. Erken Kimmeriyen Orojenezi ile oluşan uyumsuzluk sonrası Üst Jurasikte resifal karbonat çökelişi başlamış ve Alt Kretasede devam etmiştir.

Moesik platformunda ve Balkanlar'da pre-Alpin temel üzerinde Triyas, Jurasik ve Alt Kretase yaşlı şelf karbonatları vardır. Moesik platformunda bu karbonatlar üzerine Albiyende glokonili detritikler ve Üst Kratese detritikleri gelir. Daha üstte Eosen karbonatlarını Miyosen ve Pliyosende molas fasiyesindeki çökeller izler. Balkanlar'da en güneyde Rodop masifi, daha kuzeyde Srednogora, Stara Planina ve pre-Balkan zonları sıralanır. Srednogora zonunda Üst Kretase çökellerini kesmiş Laramik plutonlar ve volkanik kayalar yer alır. Bu zon Balkanik gerisi (back Balcanic) fayı ile Stara Planina zonu üzerine itilmiştir. Stara Planina zonunda Üst Kretase çökelleri volkaniksiz fliş fasiyesindedir ve bunlar da pre-Balkan zonu üzerine itilmiş konumdadırlar. Pre-Balkan zonunda Senomaniyen ve Paleosen karbonatlı, Eosen ise fliş fasiyesindedir (Vuchev, 1974; Sandulescu, 1978a,b).

Karpatlar dağ kuşağı kavisinde dışa doğru irilmeli naplar bulunur, iç zonda (Dacides), Üst Kretase tektonojenezli temeli etkilemiş naplar; dış zonda (Moldavides), Miyosen tektonojenezli naplar görülür. Kuzeyde Karpatlar'ın ön çukurunda evaporit seviyeleri içeren Neojen yaşlı molas çökelleri vardır (Sandulescu, 1978c).

Doğu Pontidler ve Küçük Kafkaslar'da Erken Kimmerik faz ile kıvrımlanmış Liyas çökelleri üzerinde Üst Jurasik-Alt Kretase yaşlı şelf karbonatları ve daha üstte volkanitlerle karakterize edilmiş Üst Kretase-Eosen flişi bulunur. Laramiyen ve sonraki fazlarla yükselen Küçük Kafkaslar'da başlıca kuzeye itilmeler egemendir. Doğu Pontidler ve Küçük Kafkaslar'da Üst Kretasede ada yayı tipinde volkanizma belirlenmiştir (Seymen, 1975; Zakariadze ve Lordkipanidze, 1977).

KARADENİZ'İN JEOLJİK BAZI ÖZELLİKLERİ

Araştırmacıların hemen tümü Karadeniz'in Neojen ve Pliyosende subsidans geçirdiği görüşünde birleşmektedir. Subsidansı güney, kuzey ve doğudaki faylanmalar sağlamıştır, batı kenar ise tektonik açıdan durgundur (Ross ve diğerleri 1974i). Sismik ve manyetik veriler Karadeniz ortalarının bazaltik kabuklu gabroik olduğunu göstermektedir (Neoprochnov ve diğerleri, 1974). Havzanın kenarlarında manyetik özelliği olmayan metamorflaşmış sedimentlerden oluşan granitik kabuk bulunur. Denizde Kafkas ve Pontid dağlarına uyumlu rezidüel manyetik alanlar vardır.

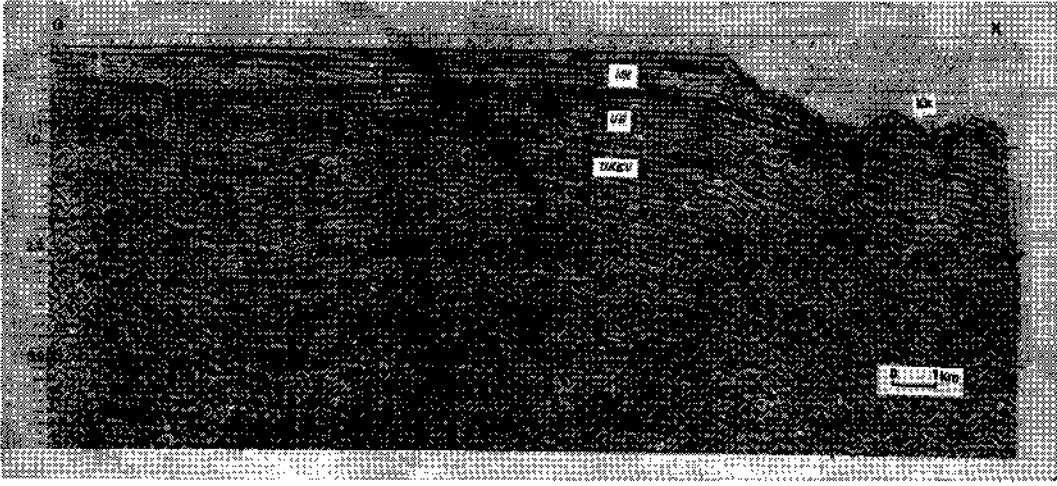
Karadeniz'in güneyinde 20 km den daha dar ve dik yamaçlı kıta şelfine karşılık, Kırım batısında 190 km geniş bir şelf bulunur. Kırım güneyinde de 20 km den daha dardır. Bulgaristan açıklarındaki şelf genişliği ise 40 km kadardır. Kıta şevi denizaltı kanyonları ile kesilmiş olup, dik şevler önünde kayma kütleleri görülür. En derin nokta 2206 m olup, 50 m derin İstanbul boğazı ile Marmara Denizine ve Ege Denizine bağlanır. Kırım kuzeydoğusundaki 13.5 m derin Azak Denizi 5 m derin Kere geçidi ile Karadeniz'e bağlanır (Ross ve diğerleri, 1974).

Denizaltı kanyonları boyunca taşınan gercin oluşturduğu yelpazelerden sonra abisal düzlükte dislokasyona uğramış yatay Neojen-Kuvaterner çökeller bulunur. Bazaltik kabuk üzerinde 8-12 km kalın çökel istifi vardır. Karadeniz'in kuzeybatısında Tuna, Dinyeper ve Diny ester nehirlerinin delta-ları nedeniyle Pliyo-Kuvaterner çökelleri 2500 m kadar kalındırlar. Karadeniz'e boşalan akarsuların akaçlama alanı diğer Akdeniz akarsularından beş kez daha büyüktür.

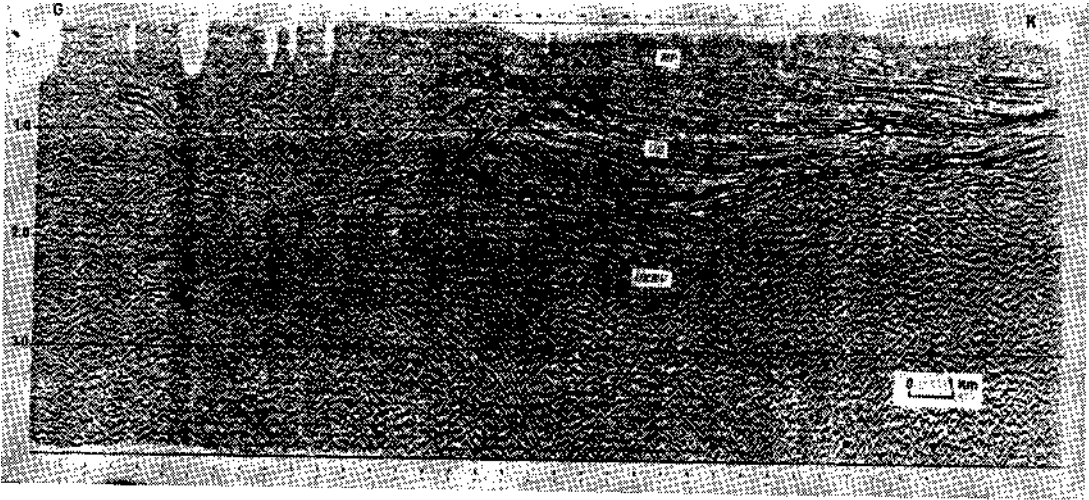
BATI PONTİDLER'İN GENEL YAPISI

Doğuda Küçük Kafkaslar ile batıda Balkanlar arasında uzanan Pontid sıradağlarının gelişiminde jeosenkinal safha Erken-Geç Kretasede, orojenik safha Geç Kretase sonları ile Eosen başında post-orojenik safha ise Eosen ortası ve sonunda görülür. Dağ kuşağının güneyinde ofiyolit ile kenet (sture) kuşağı bulunur. Bu kuşakta ofiyolitik kayalar güneye doğru itilmişlerdir. Hem bu kenet çizgisi üzerinde, hem de güneye hareket etmiş karmaşıklar üzerinde daha sonra bazı havzalar gelişmiş ve Tersiyerde bu çanaklar molas fasiyesindeki çökellerle dolmuştur. Pontidler'in kuzeyinde ise Karadeniz yer alır. Karadeniz ile ofiyolit kenet zonu arasında Batı Pontidler'de yer alan birimlerde kıvrımlı bir yapının varlığı dikkati çeker. Bu dağ kuşağının güneyinde, güneye itilmeli faylar ve güneye itilmeli ofiyolitli karmaşık bulunur. Boyabat havzası kuzeyindeki Ekinveren fayı ve Safranbolu havzası kuzeybatısındaki Karabük fayı bu güneye itilmeli faylardandırlar.

Batı Pontidler'in Karadeniz kıyısında ise kuzeye itilmeleri gösteren birçok veriler elde edilmiştir. Sahilin az açığında ve sahile uyumlu uzanan bu fay zonunun başlıca belirtileri şunlardır: (1) Karadeniz sahili boyunca jeoloji haritalarında kuzeye itilmeli birçok faylar görülmektedir. Bunların haşlıcaları Sinop güneyindeki Karasu fayı, Kurucuşile-Cide arasındaki Aydos, Kestanedağı, Pelitovası, Kapisuyu fayları (Akyol ve diğerleri, 1974) ve İstanbul kuzeyinde Şile-Zekeriyaköy faylarıdır. Zekeriyaköy şariyajında 5 km görülür atım saptanmıştır (Akartuna, 1961). Karasu ve Zekeriyaköy fakları ana itkinin karada görülen mostralardır. Diğerleri ise bu ana hattın güneyindeki koştut itilmelerdir. (2) Kuzeye itilmeleri belirten küçük ve büyük birtakım kuzeye devrik kıvrımlar bulunmaktadır. Cide sinklini bunların tipik olanlarından biridir. (3) Pontidler'in sarp topografyası tüm sahil boyunca dik bir şevle denize inmekte ve şelfte denizin altında oldukça yatay olarak uzanmaktadır (Şek. 2). Zonguldak önlerinde dik şev denizin altında da devam etmektedir. Sahil boyunca topografyanın reze çizgisi itilme hattını belirlemektedir. (4) Sismik kesitlerde fay görülebilmektedir (Şek. 3). (5) Denizdeki manyetik artık (residüel), pozitif anomaliler karaya uzanımlı örnekler oluşturmaktadırlar. Karada plutonlar bulunmadığına göre bu anomaliler bir ters fayın altındaki bloktan türemediler. (6) Karadeniz sahilinin kara yönündeki jeolojik yapısı ile şelfin yapısı farklı niteliklidir. Karadeniz yönüne kuzeye eğimli görülen litolojilere şelfte rastlanmamaktadır. (7) Şelfi oluşturan ve ada yayı volkanizması olarak yorumlanan kuşağın genişliği normal olarak beklenenden daha dardır. Bu dar oluş Pontidler'in Karadeniz şelfi üzerine itilmesi nedeniyledir. (8) Batıda Balkanlar'da birbiri üzerine kuzeye itilmeli kuşaklar karada izlenip haritalanmıştır. Bulgaristan'daki bu itilmelerin doğuya uzanımları Karadeniz altına uzanmaktadır. Benzer şekilde Küçük Kafkas dağları da kuzeye irilmelidirler. Balkanlar ile Küçük Kafkaslar arasında yer alan Pontidler'in kuzey kesiminin de kuzeye itilmeli olması sonuca varımla söylenebilir.



Şek. 2 - Şile açıklarında Karadeniz şelfinin sismik enine kesiti. UKEV-Üst Kretase-Orta Eosen volkanikli çökeller; UE-Üst Eosen volkaniksiz çökeller; MK-Miyosen-Kuvaterner çökelleri; KR-Kayma kütleleri.



Şek. 3 - Sinop güneyindeki kuzey-güney yönlü sismik kesitteki Karasu irtikisi. UKEV-Üst Kretase-Orta Eosen volkanikli çökeller; UE-Üst Eosen volkaniksiz çökeller; MP-Miyo-Pliyosen çökelleri.

Yukarıda belirlenen faydan başka şelfi kuzeyden sınırlayan, yaklaşık doğu-batı uzanımlı ve kuzeye itilmeli bir ikinci itilme hattının varlığı düşünülmektedir. Bunun başlıca belirtileri de şunlardır: (1) Batı Pontid önlerinde kıta şelfi oldukça dik bir şevle sınırlanmaktadır. Bu dik şev önünde birtakım kayma yapıları ve denizaltı yelpazeleri bulunur. Şev üzerinde dik oluşu nedeniyle kalın çökel bulunmaz. (2) Sismik kesitlerde şelfteki kuzeye itilmeli daha küçük fayların bulunuşu, kuzeye itilmeli kompresyonel bir yapısal tarzın varlığını belirler. (3) Manyetik anomalilerde fay örneği görülmektedir. Örneğin Cide açıklarında + 750 gammalık maksimum artık manyetik anomali şevden sonra -250 gammaya düşer. Bu 1000 gammalık fark, sualtı topografya şevi ile açıklanamaz. Şevin kuzeyinde bir fay varlığı olarak yorumlanır (Seyir ve Hidrografi Mecm., 1968). (4) Abisal düzlükte Neojen-Kuvaterner çökellerinin kalın oluşu ve dislokasyona uğramamış yatay konumda bulunuşu, Kara-

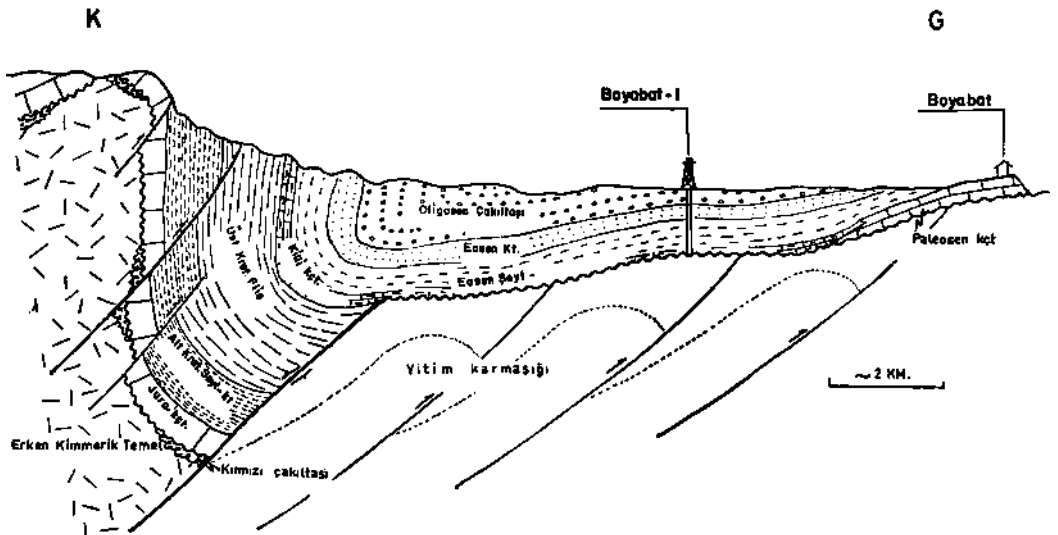
deniz'in çökmesi nedeniyledir. Bu çökmeyi Karadeniz'in kuzeyi, doğusu ve güneyindeki faylanmalar sağlamıştır (Ross ve diğerleri, 1974b). Şelf üzerindeki genç çökeller abisal düzlüktekilerinden çok daha ince olduğuna göre bu fay şelfin kuzey kenarı boyunca olmalıdır. (5) Balkanlar'da Srednogora zonu Laramiyen volkanitleri ve plutonları ile Pontidler'deki şelfin batıya uzanımına karşılık gelir. Srednogora zonunu Stara Planina zonu üzerine kuzeye iten «Balkan gerisi» fayının denizde Batı Pontid şelfi kuzeyinden doğuya uzanmış olması beklenir.

HAVZALAR VE STRATİGRAFİ İSTİFLERİ

Pontid kıvrımlı dağ kuşağındaki stratigrafi istifi ile kuzeyindeki Karadeniz'de ve güneyindeki Trakya'dan Boyabat'a kadar uzanan Tersiyer molas havzalarındaki stratigrafi istiflerinin incelenmesi ve korelasyonları, paleocoğrafik ve jeotektonik evrimin açıklanması için başvurulmuş en önemli çalışmalarlardır. Havzalara göre bu stratigrafik istiflerin önemli yanları aşağıda özetlenerek sunulmuştur.

Boyabat havzası

Boyabat havzası, doğu-batı uzanımlı, güneye devrik bir sinklin halindedir (Şek. 4). Kuzey ve güney kanatlarda görülen istifler bakışimsızdır. Kuzeydeki dik ve devrik duran irilmeli kanatta Üst Jurasikten Eosene kadar devamlı çökeller vardır. Erken Kimmerik temel üzerindeki alüvyon yelpazesinde çökelmiş çakıltaşı Üst Jurasik transgresyonu ile örtülmüş ve kireçtaşı çökelmiştir. Alt Kretasede havzanın derinleşmeye başlamasıyla koyu gri şeyller ve bunlar arasında proksimal türbidit fasiyesinde masif kumtaşları çökelmiştir. Arada alttaki Jurasik karbonatlarından parçalar içeren düzensiz (disorganized) çakıltaşı ve yıkılma (slump) çakıltaşı düzeyleri bulunur. Alt Kretase kırıntılarını Üst Kretase flişi izler. Ekinveren köyü yörelerinde flişte volkanik tüf katkıları görülüyor ise de, aynı kanadın doğu ve batı uzanımlarında görülebilmektedir. Üst Kretase sonlarında ve Paleosende kuzey kanatta killi kireçtaşı çökelmiştir. Bunun üzerinde taşınmış Nummulites'ler içeren kumtaşı ve şeyl ardalı Orta-Üst Eosen yaşlı çökeller vardır. Daha üstte deltayik kumtaşı dönemleri ve en üstte de Oligosen yaşlı örgülü akarsu çakıltaşı çökelleri bulunur.

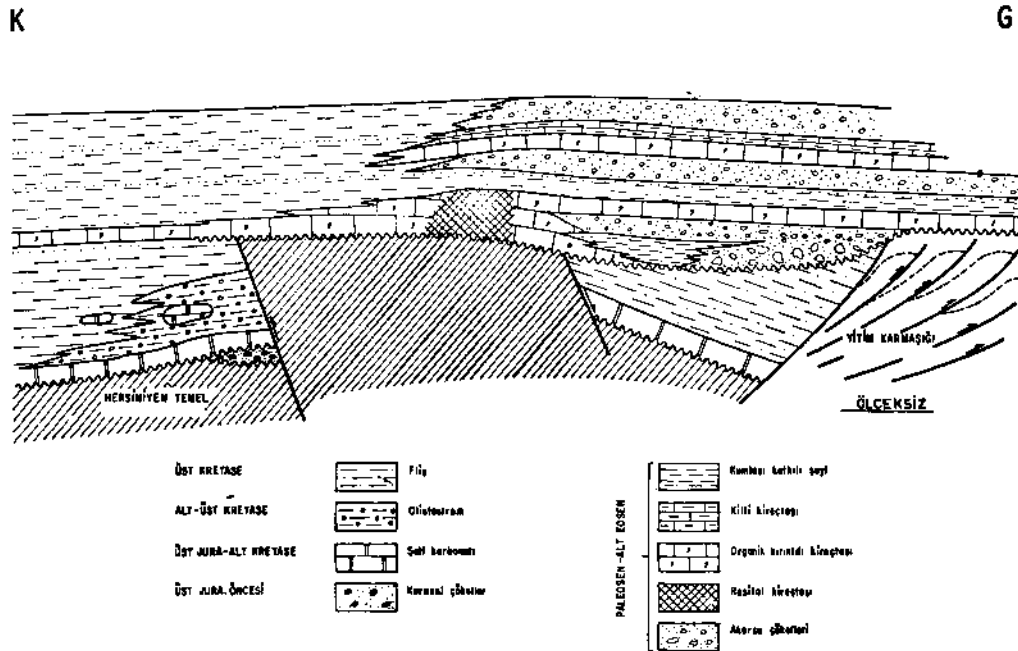


Şek. 4 - Boyabat havzasının taslak enine kesiti.

Sinklinin güney kanadındaki istif ise ofiyolitik litolojiler üzerinde Üst Kretase-Paleosen yaşlı sığ kireçtaşı ile başlar ve Eosen yaşlı kumtaşı-şeyl istifi ile devam eder. En üstte deltayık kumtaşı dönemleri ve örgülü akarsu çakıltası ile son bulur. TPAO tarafından açılan Boyabat-1 kuyusunda 2175 m derinde Paleosen killi kireçtaşı altında ofiyolite girilmiştir. Kuzey kanattaki kalın istifin bu kadar kısa mesafede yok olması, çökel prizmasının güneye dilimlenmesi nedeniyle olmalıdır. Güneyde bir paleotopografya üzerine transgresyonu söz konusu olsa idi, Jurasikten Eosene kadar sığ deniz çökelleri bulunması gerekirdi. Halbuki havzanın batıya uzanımında Gökçeğaç'ın 10 km kadar batısında Gökırmak vadisinde ofiyolit üzerine tabanı bir miktar kumlu olan kırmızı ince katmanlı Üst Kretase yaşlı pelajik mikrit gelmektedir. Durağan'dan batıya ofiyolitli yitim karmaşığının varlığı gözetilirse, bu karmaşığın yanal ve düşey büyümesi sırasında oluşan taraçalı (terraced) ve daha sonra sırtlı (ridged) ve şelfli (shelved) yayönü havza modeli belirlenir. Kuzeyde yay masifi üzerinde, güneyde yitim karmaşığı üzerinde bulunmasıyla de kurulu (constructed) yayönü havza tipinde olduğu söylenebilir.

Safranbolu havzası

Safranbolu havzası doğuda Araç'tan batıda Karabük'e kadar, güneyde Ovacık'tan kuzeyde Eflani'ye kadar Tersiyer molas havzası nitelikleriyle belirlenen bir havzadır. Boyabat havzasında olduğu gibi Eflani kuzeyinde pre-Alpin temel üzerinde Üst Jurasik karbonatlarıyla başlayan ve Eosene kadar kesiksiz olan bir istif görülür. Eflani-Safranbolu arasında Paleozoyik veya Mesozoyik yaşlı birimler üzerine uyumsuz olarak Alt Eosen kireçtaşı gelir. Daha güneyde ve Araç yöresinde aynı kireçtaşı yitim karmaşığı üzerinde bulunur (Şek. 5).



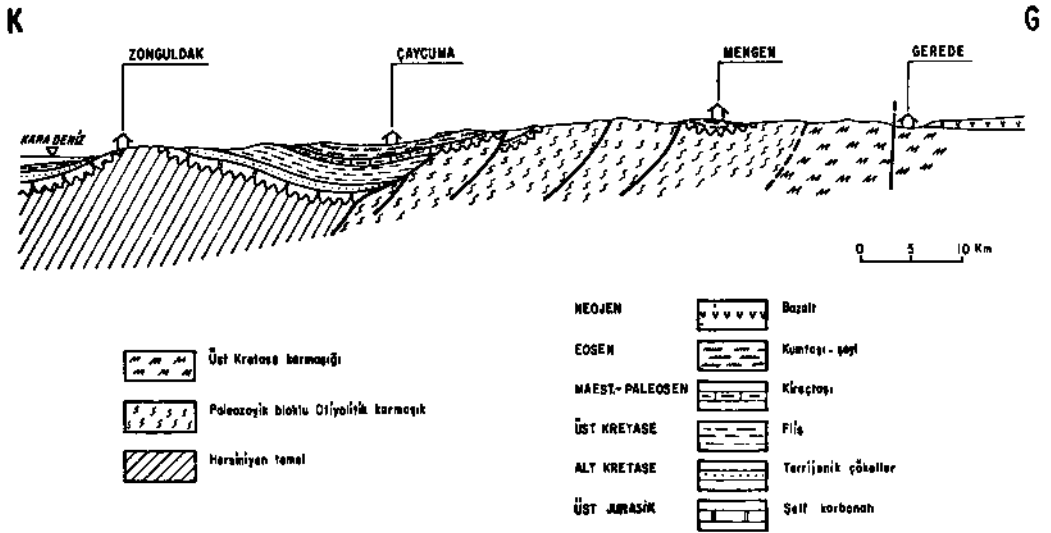
Şek. 5 - Safranbolu havzasının genelleştirilmiş enine kesiti.

Safranbolu havzasının bir diğer önemli özelliği de, Ovacık'tan geçen doğu-batı yönünde dizilimli resifal çökellerin güneyinde karasal akarsu çökelleri ile ardalanmalı denizel çökellerin bulunuşu, bu çizginin kuzeyinde ise karasal katkılarının azalması ve Eflani yöresinden sonra istifin bütünüyle denizel kumtaşı ve şeyllerden oluşmasıdır (Saner ve diğerleri, 1980),

Bu özellikleriyle Safranbolu havzası başlangıçta kuzeye doğru derinleşen bir havza iken, Üst Eosenden sonra havzayı kuzeyden sınırlayan Pontid dağlarının yükselmesi ile bir dağlararası havza biçimini kazanarak evrimini tamamladığı düşünülmektedir.

Çaycuma-Bartm havzası

Zonguldak yöresinde Paleozoyik formasyonların oluşturduğu pre-Alpin temel üzerinde tabanı detritikli olan Üst Jurasik-Alt Kretase karbonatları yer alır (Şek. 6). Daha üstte sığ denizden itibaren üste doğru derin denizle geçen Alt Kretase kırıntılıları ve Üst Kretasede volkano-kırıntılılık çökelleri bulunur. Mestrihtiyen ve Paleosen yaşlı pelajik fosilli killi kireçtaşı üzerine arada kesiklik olmaksızın Alt-Orta Eosen yaşlı lav katkıları içeren türbiditik çökeller gelir.



Şek. 6 - Zonguldak-Gerede arası enine kesit.

Çaycuma havzası güneyinde istif, ofiyolitik temel üzerinde Mestrihtiyen yaşlı sığ denizel ve tabanı kırıntılı kireçtaşı ile başlar, üste doğru Eosende volkanik katkıları kumtaşı-marnla devam eder. Ofiyolitik temel arasında Paleozoyik yaşlı bloklar bulunur. Daha güneyde Yeniçağa yakınlarında Üst Kretase blokları içeren, fakat ofiyolitik gereç bulundurmayan karmaşık vardır. Devrek güneyindeki Paleozoyik bloklu ofiyolitik karmaşığın Üst Jurasik öncesi temel mi olduğu, yoksa güneydeki Üst Kretase karmaşığının farklı bir fasiesi mi olduğu kesin saptanmamış olmakla beraber, en azından Üst Kretase'de yükseldiği ve üzerinde resifal sığ karbonatların çökeldiği söylenebilir. Bu evrede havzanın kuzeyinde açık denizde pelajik karbonatlar çökelmiştir. Orta Eosen sonrası çökellerin aşınmış olması nedeniyle bu havzadan denizin regresyonu kesin bilinmemekle beraber, Pontidler'in yükseldiği Üst Eosen-Oligosen evresinde olduğu sanılmaktadır.

Trakya havzası

Havzanın kuzey ve güney kenarında Orta-Üst Eosen yaşlı, tabanı detritikli, transgresif, resifal karbonatlarla başlayan bir çökme dönemi görülür (Şek. 7). Mürefte-Kilitbahir arasındaki kuyularda bu karbonatlar Üst Kretase yaşlı Globotruncana'lı bloklar içeren yitim karmaşığı üzerine gelmektedirler. Gelibolu yarımadasının kuzeybatı sahilinde ise Üst Kretasenin pelajik killi kireçtaşı üzerinde

denizaltı yelpazesi dönemlerinin tekrarlanmasından oluşma, olası Paleosen-Eosen fliş istifi bulunur. Üste doğru regresif olup, sırasıyla prodelta marnı, deltayık kumtaşı ve menderesli akarsu çökellerine geçer. Bu Üst Kretase-Alt Eosen çökeltme dönemi, Orta-Üst Eosen transgresyonu ile çökeltlen karbonatlara bu yörede temel oluşturmaktadır: Mecidiye yöresinde kayrak, fillit tipi temel üzerinde alüvyon yelpazesi çakıltaşlarını transgresif örtün resifal karbonatlar görülür. Keşan-Korudağ yöresinde ve havzanın iç kesimlerinde temel nitelikleri bilinmemektedir. Kuzey kesimde Istranca masifi transgresif karbonatların temelini oluşturur.

Havza kenarlarında transgresif görülen kireçtaşlarına karşılık, iç kesimlerde türbiditik kumtaşı-şeylden oluşan istif vardır. Sismik kesitlerde altta daha kalın bir istifin varlığı görülür. Derinlerdeki çökeltler kenarlarda temel üzerine aşmalı ve kamalanmalıdır. Kenarlardaki temel yükselimleri önlerinde açılan kuyularda türbiditik çökeltlerin bulunuşu ve sığ fasiyeslerin bulunmayışı, transgresyonla yavaş yavaş dolan bir havza olmadığı görüşünü yansıtır. Orta Eosen öncesi deniz altında tekne halini kazanmış ve türbiditlerle beslenmiş bir tekneleşmiş yayönü (ponded forearc) havza tipindedir. Orta Eosende yükselip kara haline gelen kenarlar, Üst Eosende transgresif karbonatlarla örtölmüş ve havza yeniden genişlemiştir.

Transgresif Orta-Üst Eosen karbonatları sonrasında gelişen istif, tüm havzada benzerlidir. Türbiditli kumtaşı-şeyl istifi üzerinde prodelta çökeltli marnlar ve Oligo-Miyosende delta kumtaşları bulunur. Gelibolu yarımadasında delta kumtaşları üzerine kırmızı renkli akarsu çökeltleri, Trakya havzasında ise bataklık çökelti, lagün, delta dağıtım kanalı gibi kömürlü delta ovası çökeltleri gelir. Bunlarla sonuçlanan çökeltme dönemi üzerine Miyo-Pliyosende lagüner acısı çökeltleri transgresif olarak gelir ve derin deniz şartlan olmaksızın regresyonla akarsu çökeltlerine geçer.

Sivas, Çankırı-Çorum, Tuz gölü, Haymana havzaları

Ortak özellik olarak ofiyolitik karmaşık temel üzerinde gelişmiş havzalardır, iç kesimlerinde temel üzerinde Üst Kretase veya Eosen yaşlı fliş tipi çökeltler bulunur. Birçok yerlerde ofiyolitik çakıllarından türeme olistostrom olağandır. Genellikle Üst Kretase sonları ve Paleosende regresif istifler görülür. Havza kenarları su üzerine çıkmış, iç kesimlerde ise çökeltme devam etmiştir. Eosen transgresyonu ile denizin kenarlar üzerine ilerlemesi, sanki tüm havzanın Eosende oluştuğu görünümünü vermektedir. Tersiyerde karasal çökeltlerle ardalanmalı ve yanal geçişli olan molas fasiyesleri egemendir.

Pontid kıvrımlı kuşağının stratigrafisi

Batı Pontid dağ kuşağında Üst Jurasik transgresyonu ile başlayan Mesozoyik-Tersiyer çökelt istifi bulunur. Üst Jurasik öncesi temelde doğudan batıya farklılıklar görülür. Sinop güneyi, Küre ve Azdavay yörelerinde Erken Kimmerik temelde, jeotektonik evrim geçirmiş Triyas-Liyas yaşlı fliş görülür (Ketin, 1952). İstanbul, Zonguldak, Safranbolu yörelerinde Silüriyen, Devoniyen, Karbonifer ve Permiyen yaşlı çökelt kayalardan oluşma Hersiniyen temel bulunur. Kocaeli yarımadasındaki denizel Triyas da Erken Kimmerik temeldedir. Istranca dağları ise Hersiniyen metamorfite ve granitlerden oluşmadır.

Batı Pontidler'deki Erken Kimmerik ve Hersiniyen temel üzerinde alüvyon yelpazesi ve örgürlü akarsu oluştuğu kırmızı çakıltaşı istifi bulunur. Bu çakıltaşı bitevi olmayıp, yer yer görülür. Üst Jurasikte deniz transgresyonu ile Zonguldak'tan başlayarak daha doğuda şelf karbonatları çökeltmiştir. Bu karbonat platformu Alt Kretasede de özelliğini sürdürmüştür. Yer yer resif çekirdeği, resif ilerisi tipte, bol mercan ve alglidir. Oolitik olduğu kesimler vardır. Zonguldak yöresinde karbonatlar peletli, yeşil algli, bol Miliolidae'li biyoturbasyonlu, gri renkli piritli lagüner ortam özel-

liklidir. Arada kırmızı renkli, akarsu kanalları ve taşkın ovası çökellerinden oluşma kırıntılı seviye vardır. Bu özellikleri ile Zonguldak yöresi Üst Jurasik karbonat çökelinin paleocoğrafik olarak kıyası olduğunu gösterir. Zonguldak-İstanbul arasında Jurasik çökeli yoktur. Istrancalarda dolomitleşmiş karbonatlar halinde görülür.

Alt Kretasede karbonat çökeli devam etmiş, fakat sonraları detritik çökeller gelişmiştir. Sinop güneyinde kesin bir dokanla türbiditik çökeller karbonatların üzerine gelir. Abana güneybatısında karbonatlardan türbiditik detritik çökelere geçiş vardır. Geçişte detritiklerle kireçtaşı düzeyleri nöbetleşmelidir. Karabük kuzeyinde karbonatlar üzerinde çok yaygın olistostromal çakıltaşı ve olistolitler görülür. Zonguldak yöresinde ise sığ deniz Lamellibransları içeren kumtaşları, alttaki Jurasik-Alt Kretase karbonatları ve Paleozoyik temeli transgresif olarak örter. Zonguldak güneyinde bu kırıntılılar transgresif olduğu halde, hemen doğusunda karbonatlar üzerine konkordan olarak gelen gri renkli ince kumtaşı ve miltaşı istifi üzerinde uyumlu bulunur. Bu sığ denizel kumtaşları üste doğru derinleşen bir denizi gösteren türbiditik glokonili kumtaşlarına geçer. Daha sonra grimsi mavi renkli marn istifi görülür.

Üst Kretasede tüm Batı Pontidler'de fliş tipi çökeller vardır. Sinop güneyinde alt kesimde volkanitli fliş üste doğru volkanitsiz flişe geçer. Safranbolu-Ovacuma dolaylarında volkanitsiz fliş olduğu halde, kuzeyde Amasra-Kurucaşile-Cide yörelerinde tuf, aglomera, yastık lavlı andezit ve bazaltlar bulunur (Tokay, 1955). Zonguldak dolayında da volkanik tüflü fliş egemendir. Bartın güneyine gidildikçe volkanitsiz flişe geçilir. Istranca kuzeyinde de volkanitli fliş vardır.

Üst Kretase sonlarında ve Paleosen'de tüm Batı Pontidler'de kireçtaşı çökelmiştir. Pontidler'in kuzey kesiminde pelajik küllü kireçtaşı ve türbiditik akıntılarla taşınmış alg kırıntıları içeren Bouma istif i özelliği gösteren kireçtaşı katmanları bulunur. Güney kesimde ise Kastamonu kuzeyinde ve Çaycuma güneyinde aynı yaş konağında sığ denizel ve resifal kireçtaşı vardır. Çaycuma-Devrek güneyinde resifal kireçtaşından kuzeye doğru pelajik kireçtaşına geçiş arazide izlenebilmektedir. Kocaeli yarımadasında kireçtaşları doğrudan temel üzerinde uyumsuzdur (Altınlı, 1968).

Dağ kuşağında Eosen çökelleri genellikle aşınmış olmakla beraber, Sinop güneyinde, Ayancık, Çaycuma, Adapazarı yörelerinde görülebilmektedir. Sinop-Ayancık yörelerinde Üst Kretase-Paleosen yaşlı kireçtaşı üzerinde kırmızı Paleosen marnı bulunur (Ketin ve Gümüş, 1963). Bu kırmızı marn tüm kuşakta kireçtaşı üzerinde kılavuz olarak izlenebilmektedir. Ayancık yöresinde daha üstte proksimal türbiditik kumtaşları ve üste doğru klasik türbiditler bulunur. Çaycuma yöresinde Üst Kretase-Paleosen kireçtaşı üzerinde kırmızı renkli marn incedir. Kumtaşı şeyl ve marndan oluşma Alt-Orta Eosen ise Ayancık yöresinden farklı olarak volkanik lav, yastık lav, tuf arakatkıları içerir (Akartuna, 1962).

Karasu yöresinde sarı renkli kumtaşları vardır.

Trakya'da Orta-Üst Eosen yaşlı resifal transgresif kireçtaşları, Istranca masifini sararak Karadeniz sahiline kadar izlenebilmektedirler.

Karadeniz şelf kuşağının stratigrafisi

Karadeniz'in sismik kesitlerinde en üstte izlenen Miyosen-Kuvaterner sedimentleri altında, bir uyumsuzluk yüzeyinden sonra Üst Eosenin sedimentleri bulunur. Karadeniz şelfinde TPAO tarafından açılan Karadeniz-1, İğneada-1 ve Akçakoca-1 kuyularında Oligosen yaşta çökelere rastlanmamıştır. Üst Eosen çökelleri volkanik katkısızdır. Daha altta Alt-Orta Eosende volkanizma artmakta Üst Kretasede volkanitler egemen olmaktadır. Manyetik ve gravite anomalileri plütonların varlığını göstermektedir (Golding ve diğerleri, 1979). Sismik kesitlerde ise volkanizmanın egemen olduğu alt kesimlerden refleksiyon elde edilememektedir.

KUZAY-GÜNEY GENELLEŞTİRİLMİŞ KORELASYON İLİŞKİLERİ

Şekil 8 de gösterildiği üzere kaya birimleri kuzey-güney yönde bitevi ve devamlı değildir. Bu nedenle litolojik korelasyonda güçlüklerle karşılaşılır. Kronolojik ve tektofasiyes birimleri içerisinde litolojik değişimler gözetildiğinde, jeotektonik evrimin açıklanmasında çok önemli olan bir şekil ortaya çıkmaktadır. Batı Pontid kıvrımlı kuşağında temel üzerinde görülen Üst Jurasik-Alt Kretase yaşlı sığ şelf karbonatları ve daha üstteki kumtaşı arakatlı şeyl istifi, Boyabat ve Safranbolu havzalarının kuzey kenarında da görülebilmektedir. Üst Kretasede en kuzeyde Karadeniz şelfinde volkanik lav, yastık lav, tuf ve aglomeramın egemen olduğu litolojilere karşılık, kıvrımlı kuşakta volkanit katkılı fliş bulunur. Daha güneye gidildikçe volkanit arakatlılar azalmakta ve lav akıntısı bulunmamakta, bazı tuf arakatlıları görülmektedir. Kurulu tipteki havza çökellerinin temelinin güney kesimlerinde ve yığılımlı (accretionary) havzaların temelinde ise Üst Kretase yaşlı çökelti blokları içeren yitim karmaşığı görülür.

Üst Kretase-Paleosende kuzeyde şelfte ve kıvrımlı kuşaktaki volkanit katkılı olabilen pelajik ve türbiditik karbonat istifine karşılık, güneyde kurulu havzalarda ve yığılımlı havzalarda sığ deniz karbonatları bulunur. Alt kesimi *Orbitoides*'li ve *Hippurites*'li üst kesimi ise *Laffitenia*'lı ve *Nummulites*'li olan karbonatlar, ya ofiyolitik kayalar üzerinde uyumsuz veya regresif kırıntılılar üzerinde uyumlu görülebilmektedirler.

Alt-üst Eosende kuzeyde şelf üzerinde kumtaşı-şeyl nöbetleşmeli istif vardır. Orta Eosene kadar bazı volkanit arakatlılar bulunduğu halde Üst Eosende bulunmamaktadır. Alttaki birimler üzerinde konkordandırılar. Kıvrımlı kuşakta Sinop ve Çaycuma dolaylarında mostraları görülür. Sinop batısında yakınsak türbiditik kumtaşları üste doğru iraksak özellik kazanmaktadır. Çaycuma yöresinde genellikle ince katmanlı kumtaşı arakatlı şeyl ve marn egemendir ve volkanik düzeyler içerir. Kıvrımlı kuşağın güneyinde Eosende havza kenarlarında karasallarla girik molas çökelleri bulunur. Bu molas havzaları Üst Eosen ve Oligosende dağarası (intermontane) karakter kazanarak karasal çökellerle dolmuşlardır.

Kuzey şelfte ve kıvrımlı kuşakta Oligosen yoktur (Lüttig ve Steffens, 1976). Miyosende şelf üzerinde denizel şeyl, kumtaşı çökelleri vardır. Kurulu ve yığılımlı molas havzalarında ise gösel ve akarsu çökelleri bulunur. Miyosende doğudan uzanan deniz transgresyonu Batı Pontidler'in güneyine ulaşmamıştır. Trakya havzasında ise Oligosende dolan havza Miyo-Pliyosende sığ bir deniz kolunun transgresyonuna uğramış ve acısu faunalı çökeller durulmuştur, bu uzun sürmemiş, havza akarsu çökelleriyle yeniden doldurulmuştur.

JEOSENKLİNAL FASİYESLER VE ÇÖKELME DÖNEMLERİ

Bir jeosenklinalin oluşması, gelişmesi ve kapanmasıyla çökelti istiflerinde farklı jeosenklinal fasiyesler ve çökelti dönemleri ayırt edilmektedir (Reading, 1978). Batı Pontidler'de bu fasiyes ve dönemler belirgin özellikleriyle ayırtlanabilmektedir.

Pre-orojenik fasiyesi

Bu fasiyes Hersiniyen ve/veya Erken Kimmerik temel ile onun üzerine gelen platform karbonatlarıyla temsil edilir. Bu sığ denizel miyojeosenklinal çökelti Üst Jurasik-Alt Kretase yaşlıdır.

Pre-fliş fasiyes

Fliš fasiyesi altındaki ince taneli çökeller, koyu gri renkli şeyl ve silttaşları ile arada bazı kumtaşlarından oluşur. Havza çukurluğunda derin sularda hemi-pelajik şeyller veya komşu yükseltilerden türeyen düşük yoğunluklu türbiditler ve kütle akması (mass flow) çökellerinden oluşur. Redüksiyon şartlarında oluşmuş öksinik fasiyesler vardır. Karabük kuzeyinde ve Ereğli yöresinde (Tokay, 1952) koyu gri şeyller üzerinde ve şeyllerle girik olistostromal çakıltası bulunur. Zonguldak yöresinde üstte doğru derinleşen glokonili kumtaşlarıyla temsil edilir.

Pre-orojenik fasiyes sonrası miyojeosenkinalin derinleşme evresi olan pre-fliş fasiyesinin yaşı Batı Pontidler'de Alt Kretasedir.

Fliš fasiyesi

Jeosenkinalin derinleştiği evredeki sin-orojenik ve paroksizma öncesi çökelen Üst Kretase yaşlı kumtaşı-şeyl nöbetleşmesi ve volkanik arakatlıklardan oluşmadır.

Molas fasiyesi

Batı Pontid dağ sırasının güneyinde Mestrihtiyen sonrası sığ denizel çökellerle girik karasal çökellerden oluşmuştur. Başlıca fluviyo-deltayik ve alüvyon yelpazeleri tipinde çökeller bulunur. Denizel havzaların dağlararası karakter kazanıp dolduğu ve daha üstte akarsu çökellerinin egemen olduğu istifler görülür.

JEOTEKTONİK EVRİM VE HAVZALARIN GELİŞİMİ

Bölgenin jeotektonik evrimi Şekil 9 daki bir seri şekilde anlatılmaya çalışılmıştır.

Üst Jurasik öncesi

Pontidler, Balkanlar, Kafkaslar, Kırım ve Scythian platformunda Üst Jurasik öncesinde Hersiniyen veya Erken Kimmerik temel görülür. Hersiniyen ve jeotektonik evrimini tamamlayıp karasal hale gelmiş Kimmerik temel üzerinde yer yer alüvyon yelpazesi ve örgülü akarsu çökelleri görülür. Bunlar tümüyle Avrasya kıtasının güney kenarını oluşturmuşlardır. Üst Jurasik öncesi Avrasya ve Afrika kıtaları arasında yer alan Tetis denizi, aradaki Anadolu kıtası ile ikiye ayırmakta idi.

Üst Jurasik-Alt Kretase

Üst Jurasikte Avrasya kıtasının güney kesiminde deniz transgresyonu ile sığ epirik şelf oluşmuş, bu şelfte karbonatlar çökelmiştir (pre-orojenik, karbonat fasiyesi). Alt Kretase sonunda Tetis okyanus kabuğunun Avrasya kıtası altına dolmaya başlamasıyla bu şelf blok faylanmalarla grabenleşmiştir. Güneydeki dalma nedeniyle Avrasya kıtasının büzülmesiz kenarında kıtasal kabukta incelmeler oluşmuş ve bu incelmelerden biri Karadeniz, bir diğeri de Indol Kuban ve Karkinit havzalarını oluşturmuştur (Letouzey ve diğerleri, 1976). Bu esnada sığ denizin derinleşmeye başlamasıyla grabenlerde pre-fliş fasiyesi kırıntılıları çökelmiştir.

Üst Jurasik öncesi temel ve Üst Jurasik karbonatlı Pontidler'de ve diğer Rus platformu bölgelerinde büyük benzerliklerle korele edilebilmektedir. Alt Kretaseden sonra kendi aralarında korelasyon yapılabilen doğu-batı uzanlı kuşaklar bulunmaktadır.

Karadeniz'in tabanının okyanusal kabuk niteliğini kazanmasını Prekambriyenden Erken Kuvaternere kadar değişik zamanlarda kabul eden çeşitli görüşler vardır. Mesozoyik yaşta olduğu görüşü en çok benimsenenidir (Brinkmann, 1974). Bölgesel jeolojik yapı gözetildiğinde Karadeniz tabanındaki riftleşmenin Alt Kretasede başladığı sonucuna varılır. Mesozoyik oluşumun başlıca kanıtları şunlardır: (1) Havzanın tektonik duraylı olan batı kesiminde Karadeniz'in altına dalan Mesozoyik-Tersiyer çökel istifi bulunuşu; (2) Karadeniz ortalarında bugün volkanizma olmayışı ve ısı akışının düşük oluşu okyanuslaşmanın çok genç olmadığını gösterir; (3) Diğer Akdeniz havzalarının oluşumlarının Mesozoyik Tetis açılımına bağlı olduğunun belirlenmesi, bu havzanın da Mesozoyik açılımına bağlı olabileceğini düşündürür; (4) Dobruca-Kırım-Büyük Kafkas yükselimi kuzeyinde Karkinit ve Indol-Kuban havzalarının çökmesinin Üst Jurasik sonrası olarak belirlenmesi ve bu havzaların altındaki kabukta da incelmanın olmuş olması; (5) Üst Jurasik karbonatlarının gerek Rus platformunda gerekse Pontidler'de veya Moesik platformunda Karadeniz'e doğru havzasal çökellere geçebilecek bir fasiyes değişimi göstermeyişi; (6) Alt Kretasede güneyden Avrasya kıtasının altına dalan levha nedeniyle büzülmesiz şelfte kıtasal kabukta incelme olması ile idiojeosenkinal oluşumu ve okyanuslaşma olmasının olağan olması; (7) Alt Kretasede pre-fliş fasiyeste çökellerin bulunması, Karadeniz'deki riftleşmenin Alt Kretasede başlamış olduğunu gösterir.

Üst Kretase

Üst Kretasede Avrasya kıtasının güney kenarındaki çökme ve derinleşme devam etmiş, Karadeniz'in tabanı tamamen okyanuslaşmış, Pontid kıtası Rus platformundan ayrılmıştır. Güneydeki Kuzey Tetis'in okyanusal kabuğunun Pontid kıtası altına dolmasıyla dalma zonunda yitim karmaşığı oluşurken, dalan levhanın manto derinlerinde ergimesiyle yükselen magma Pontid kıtasının kuzey kenarı boyunca yay volkanizması oluşumunu sağlamıştır. Alt Kretasede büzülmesiz tipteki kıtasal kenar yay-hendek sistemi, Üst Kretasede kopuk tipte okyanus içi yay-hendek sistemine dönüşmüş (Dickinson ve Seely, 1979) ve Karadeniz'de bu sistem içerisinde kenarsal yayardı havza karakteri kazanmıştır.

Ada yayından çıkan volkanik gerek derin deniz çökelleriyle girik bir istif oluşturmuştur. Yayönü havzalarda volkan konileri yakınında yastık lavlar ve lav akmaları egemen olmuşken, güneye doğru volkanizmadan uzaklaştıkça ve Pontid kıtasının su altında bir set oluşturması nedeniyle lav akmaları azalmaktadır. Püsküren gercin güneye kadar varmasıyla tüfarakatkılı fliş çökeltmiştir.

Güneyde dalma zonunda yığılan yitim karmaşığının yanal ve düşey yönde büyümesi ile su altında yamaçlanmış yayönü (sloped forearc) ve taraçalanmış yayönü (terraced forearc) bölgeler meydana gelmiştir.

Mestrihtiyen-Orta Eosen

Bu evrende dalma ve adayayı volkanizması devam etmiştir. Pontid kıtası üzerinde çökelen fliş kesen bazı magmatik sokulmalar olmuştur. Güneydeki Anadolu kıtası kuzeye doğru yaklaşmaktadır. Üst Kretase sonlarında ve Paleosende yitim karmaşığı Anadolu kıtası üzerine itilmeye başlamıştır. Gittikçe yığılmış ve büyümüş olan yitim karmaşığının bir yapısal yükselti olarak su üzerine çıkmasıyla ada yayına paralel bir volkanik olmayan dış yay gelişmiştir. Sırtlanmış yayönü (ridged forearc) ve şelfleşmiş yayönü (shelved forearc) ülkeleri oluşmuştur. Bu zamana kadar Tetis'in kuzey kesimi olan Karadeniz ilk defa bu yükselen karalarla Tetisten ayrılıp kapalı bir deniz olmaya başlamıştır.

Bugün Boyabat, Safranbolu, Trakya havzalarının güney kenarlarında görülen karmaşık temel, bu volkanik olmayan dış yay yükseltileridir. Güneyde yitim karmaşığı üzerinde, kuzeyde ise kıtasal kabuk üzerinde bulunan çökel topluluğu ile kurulu yayönü havza modeli belirlenmektedir.

Daha güneydeki Çankırı-Çorum, Sivas, Tuz gölü havzaları ise, tamamen yitim karmaşığının binik yapıları morfolojisi üzerindeki çukurluklarda gelişmiş yığılımlı yayönü havzalar (accretionary forearc basins) olup, Tersiyerde molas nitelikli olarak devam etmişlerdir.

Kurulu havzaların güneyinde sığ denizel çökeller varken, kuzeye doğru daha derin çökeller görülür; volkanik yay yakınında ise volkanik arakatlı derin deniz çökelleri bulunur. Mestrihtiyende yer yer görülen sığ faunalı *Orbitoides*'li, *Hippurites*'li ve mercanlı regresif kumlu istif ya yükselmiş olan karmaşık üzerinde veya buna yakın yörelerdeki sedimentler üzerinde konkordan olarak bulunur. Paleosende bir kısım yükselen volkanik olmayan yay alanlarında aşınma olurken, sığ sularda resifal kireçtaşı, daha kuzeyde ise pelajik kireçtaşı çökelmiştir. Pontid kıvrımlı kuşağında ve şelf üzerinde pelajik veya türbiditik katmanlı killi kireçtaşının kaynağı güneydeki yükselmiş dış yaylar üzerinde gelişen resifal karbonatlardır.

Bazı sahalarda Paleosenden Eosene kadar zaman zaman yükselmiş olan dış yay sahalarının deniz transgresyonuna uğradığı ve karasallarla girik denizel çökeller oluşturduğu görülür (Safranbolu havzasında olduğu gibi). Yitim karmaşığının Anadolu kıtası üzerinde itilmesi nedeniyle yığılımlı yayönü havzaları da tümüyle su seviyesi üzerine yükselmekte olup, Üst Kretase sonlarında regresif karakter göstermektedirler. Paleosenden itibaren kenarlarda karasal etki izlenmektedir.

Üst Eosen-Oligosen

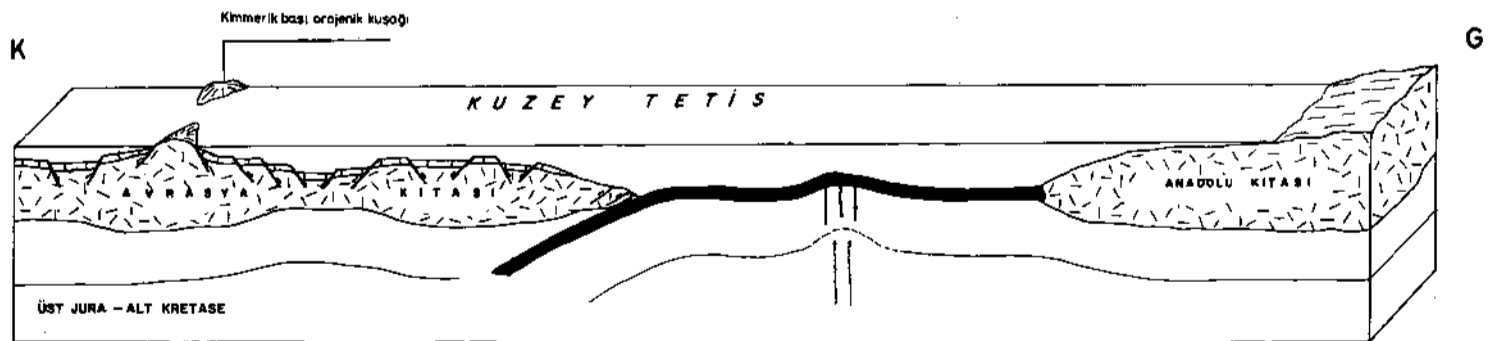
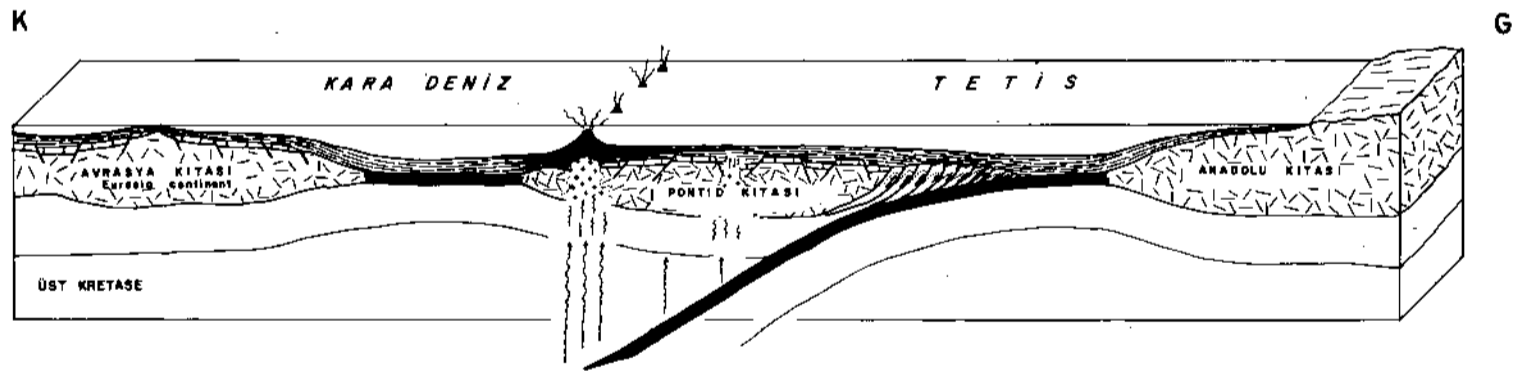
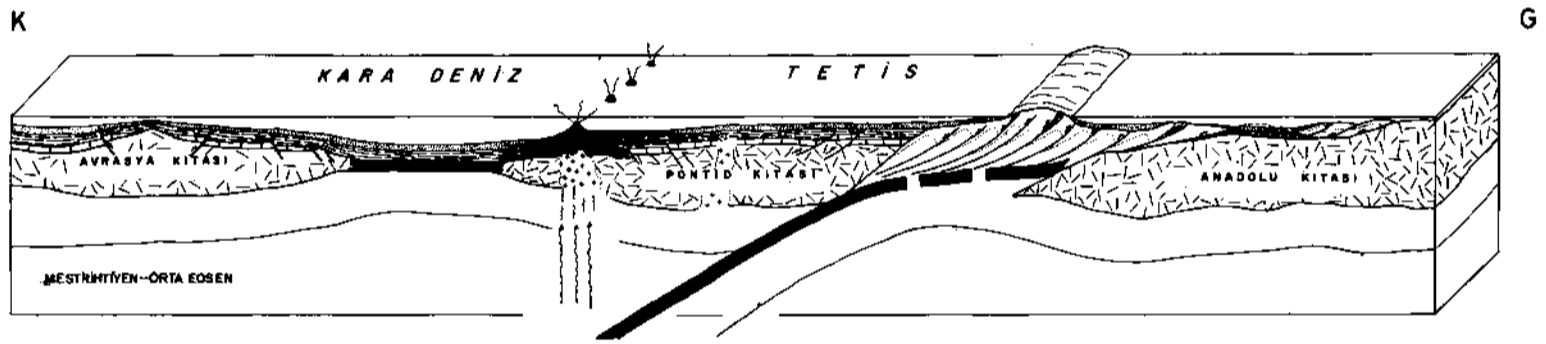
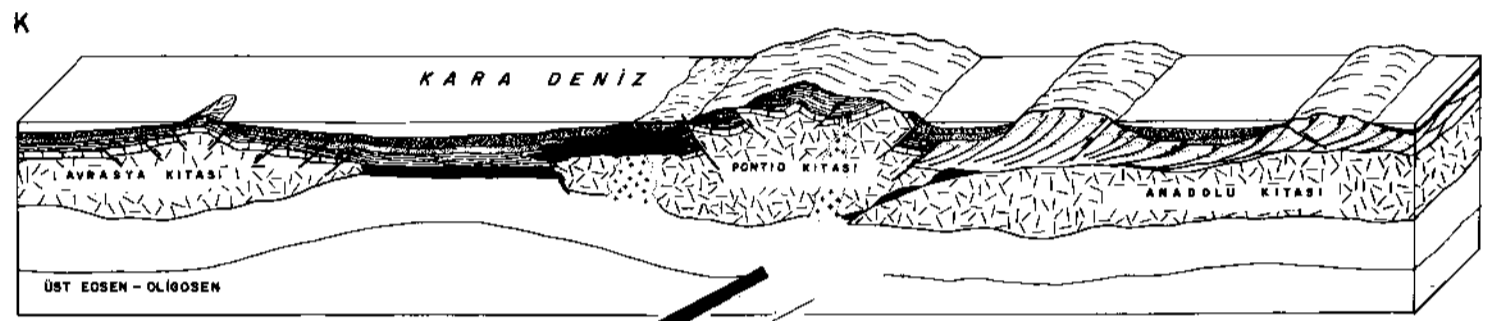
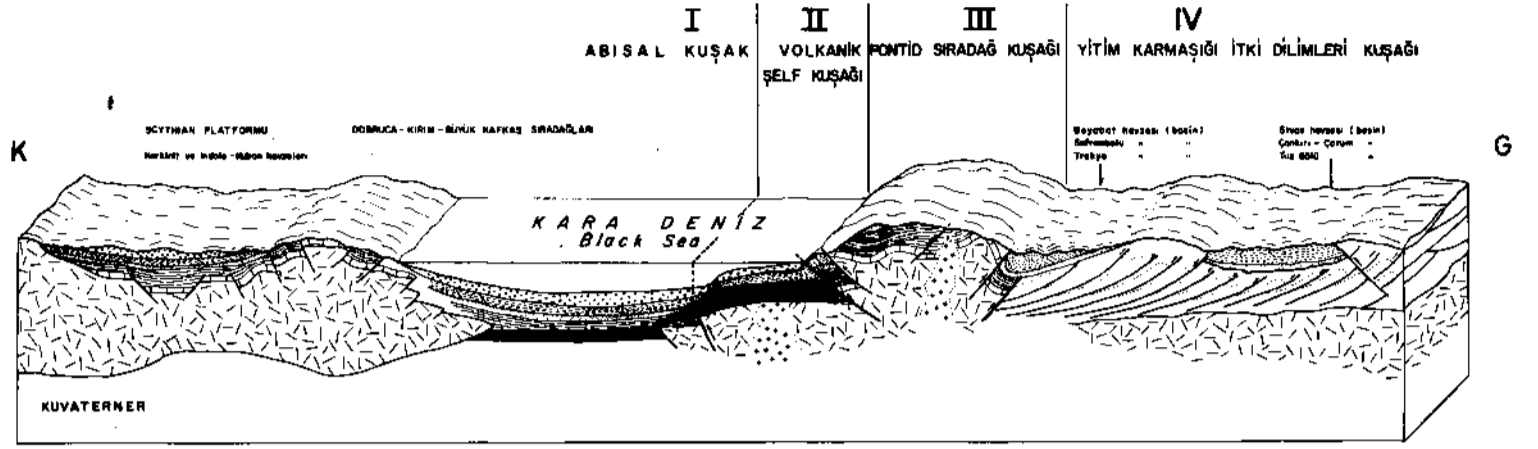
Anadolu kıtası ile Pontid kıtası önündeki yitim karmaşığının karşılaşması Üst Kretase sonlarında başlamışsa da, iki kıtanın çarpışması ve etkili kompresyon kuvvetleri ile Pontid dağlarının yapısal karakterleri Üst Eosen ve Oligosende belirlenmiştir. Üst Eosenden itibaren volkanik yaydaki volkanizma etkinliği bitmiştir. Yayönü ülke yükselmiş ve Pontid dağlarında güneye ve kuzeye itilmeler gelişmiştir. Bu zamana kadar Karadeniz ile bağlantılı olan kurulu havzaların Oligosende Karadeniz'le bağlantıları kesilmiştir. Benzer şekilde yığılımlı havzalar da kurulu havzalarda olduğu gibi dağlar arası karakter kazanmışlardır. Çankırı Çorum ve Sivas havzalarının çökellerle dolmasıyla Oligosen ve sonrasında karasal çökeller birikmiştir. Doğu Anadolu ve İran'dan doğuya uzanan bir denizle bağlantı nedeniyle evaporit arakatlı kalın bir istif çökelmiştir. Boyabat havzasında Oligosende denizle bağlantı kalmamış ve havza örgülü akarsu çökelleriyle doldurulmuştur. Safranbolu ve Çaycuma havzalarında aşınma nedeniyle Üst Eosen ve Oligosen yoktur. Trakya havzası Oligo-Miyosende deltayık gereçle doldurulmuştur. Pontidler'in kuzeyindeki Karadeniz sahili ilk kez Üst Eosende şeklini kazanmıştır. Üst Eosenden Kuvaternere kadar deniz seviyesinin alçalması ve yükselmesiyle oluşan transgresyon ve regresyon olayları dik şevli sahilde büyük ilerleme ve gerilemeler yapamamıştır (Lüttig ve Steffens, 1976). En büyük regresyon Oligosende olmuş ve sahil çizgisi bugünkü şelften daha kuzeye gerilemiştir. Karadeniz şelfinde açılan kuyularda Oligosen bulunmayışı olasılıkla bu regresyon nedeniyledir.

Yayönü ülkesinin yükselmesiyle oluşan Pontid dağlarının aşınması Karadeniz'de Üst Eosen ve sonraki çökeltme gerecini sağlamıştır. Yayönü ülkesinin volkanik yay üzerine itilmesiyle dik şevli sahil çizgisi oluşmuştur. Volkanik yay ise Karadeniz'in güneybatı şelfi haline gelmiştir.

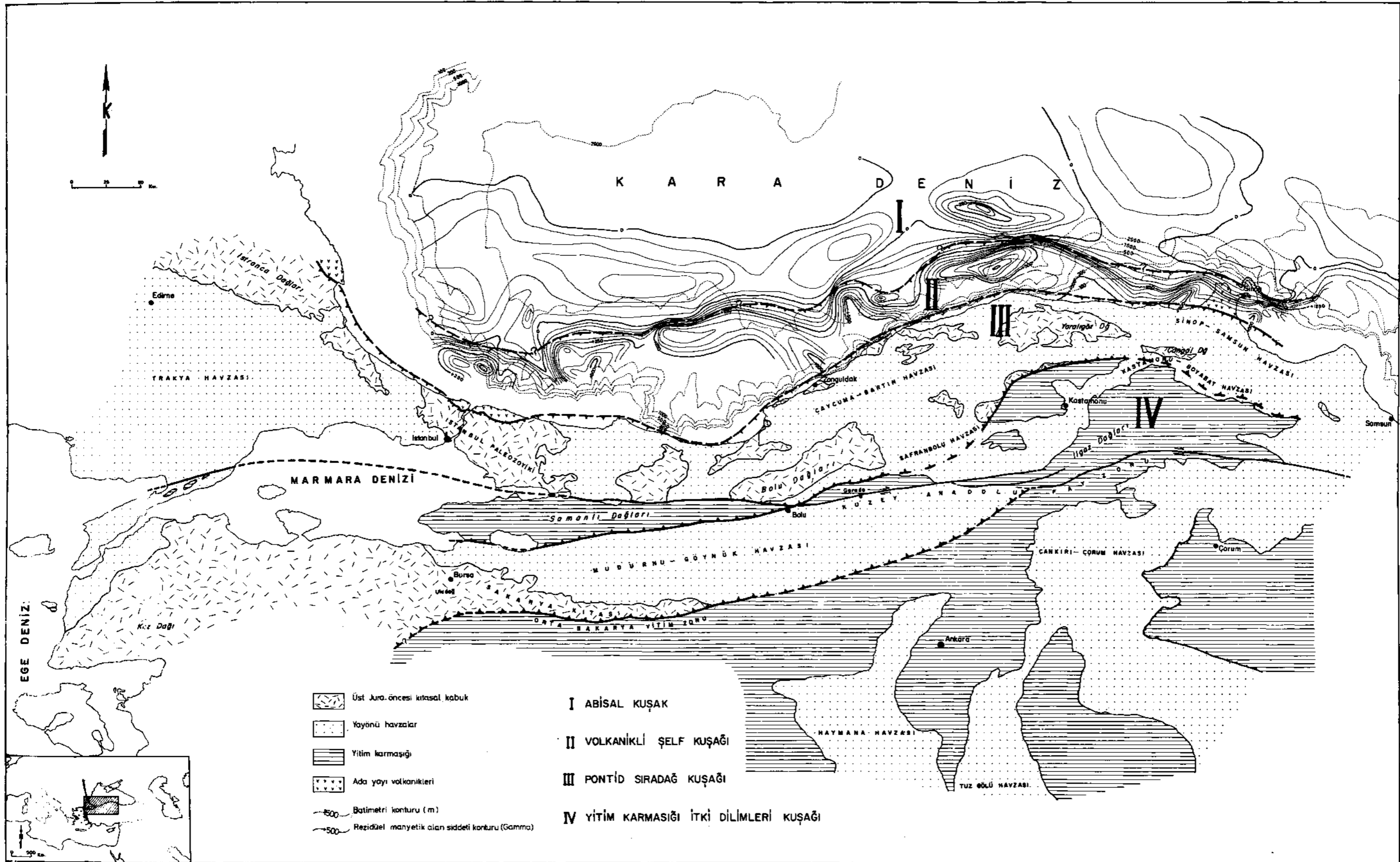
Bu evrede Kırım dağlarında ve Kafkaslar'da kuzeye ve güneye itilmelerle oluşan dağ sırası kuzeyinde Indol-Kuban çöküntüsü molas havzası niteliğini kazanmıştır.

Miyosen-Kuvaterner

Üst Eosen ve Oligosende belirlenen tektonik çatı Kuvaternere dek büyük değişikliğe uğramıştır. İtilmeler Miyosende de bir miktar devam etmiştir. Miyosende deniz transgresyonu ile Oligosende kara halinde olan Karadeniz şelfi su altında kalmıştır. İran ve Doğu Anadolu'dan Anadolu



Şek. 9 - Batı Pontidler ve komşu havzaların evrimini gösterir kesitler.



Şek. 10 - Kuzeybatı Anadolu'nun jeotektonik haritası.

içlerine uzanan deniz, molas havzalarında bir miktar ilerlemişse de, bunu izleyen doğuya doğru regresyonla çekilmiş ve yerlerini göllere bırakmıştır. Trakya havzasında da Miyo-Pliyosende kısa süreli bir acısu deniz transgresyonu olmuştur.

Karadeniz'i çevreleyen dağların Kuvaternerde yükselmeleri ve Karadeniz'in çökmesinin devam etmesi sonucu kalın Pliyosen ve Pleyistosen çökelleri yanı sıra, bugün de hızlı çökme devam etmektedir. Şelf üzerinde daha ince olan çökellere karşılık, şev önünde kalın derin deniz yelpaze çökelleri bulunur. Miyosenden itibaren günümüzde de aktif olan sağ lateral Kuzey Anadolu Fayı, bölgesel yapı üslubuna az çok uyumlu ise de, birçok yapısal olayları biçmektedir.

TEKTONİK KUŞAKLAR

Bu çalışmada Batı Pontidler'de dört ana tektonik kuşak belirlenmiştir. Her bir kuşak doğu-batı yönünde uzanmakta olup, kendi içinde benzerli jeotektonik olaylar içerir (Şek. 9,10).

I. Abisal kuşak, Karadeniz'in oldukça dik kıta şevinden itibaren kuzeyde yer alan, abisal düzlük ve bu alandaki yatay Eosen-Kuvaterner yaşlı derin deniz yelpazeleri ile pelajik çökellerin bulunduğu kuşaktır. Güneydeki şelf kuşağından aradaki kuzeye irilmeli bir fay zonu ile ayrılır.

II. Volkanikli şelf kuşağı, Karadeniz sahilinden itibaren abisal düzlüğe kadar uzanan şelf ve şevi içeren bir kuşaktır. Güneydeki Pontid sıradağ kuşağı, sahil boyunca bu kuşak üzerine irilmelidir. Bu kuşakta altta Orta Eosene kadar etkin olmuş volkanik taban bulunur. Üzerinde Üst Eosenden Kuvaternere dek volkanitsiz olan çökeller vardır. Şelf kesiminde çökeller incedir. Şev kesiminde kayma kütleleri görülür. Kıta yükselminde ise denizaltı yelpazeleri vardır.

III. Pontid sıradağ kuşağı, kuzeyde şelf üzerine irilmeli bir fay zonundan, güneydeki ofiyolit Stür çizgisine kadar 50-100 km genişlikte bir kuşaktır. Kuzey kenarı kuzeye, güney kenarı güneye irilmeli olup, arada kıvrımlı yapılıdır. Kıvrımlı yapılarda en altta Üst Jura öncesi temel ve üzerinde pre-orojenik, pre-fliş ve fliş fasiyesleri bulunur. Kıtasal kabuk yayönü havza çökelleriyle örtülüdür.

IV. Yitim karmaşığı itki dilimleri kuşağı, güneye irilmeli ofiyolit, metamorfik ve Sediment bloklarından oluşmadır. Yitim karmaşığı üzerinde molas fasiyesindeki çökellerle son bulan yayönü havza çökelleri bulunur.

Gerede ve Bolu'dan itibaren batıda dar bir karmaşık zon Sakarya ve Pontid kıtaları arasında sıkışmış haldedir. Sakarya kıtası güneyi yitim zonu ile sınırlanmış olup, daha güneyde dilimlenmiş yitim karmaşığı mostraları bulunur (Yılmaz, 1977).

KATKI BELİRTME

Yazar, bu çalışmaya olanak sağlayıp yayınlanmasına izin veren TPAO Arama Grup Başkam Sayın Turgut Bolgi'ye teşekkür eder. Ayrıca yazıyı eleştiri ile okuyan İstanbul Üniversitesinden Dr. Yücel Yılmaz ve MTA Enstitüsünden Necdet ÖzgüPe teşekkürü borç bilir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Adamiya, S. A.; Zakariadze, G. S. ve Lordkipanidze, M. B., 1977, Evolution of the active Continental margin as illustrated by Alpine history of the Caucasus: *Geotectonics*, 11, 4.
- Akartuna, M., 1962, Çaycuma-Devrek-Yenice-Kozcağz bölgesinin jeolojisi: İst. Üniv. Fen Fak. Monografileri, Tabii ilimler Kısmı, 17.
- , 1963, Şile şariyajının istanbul boğazı kuzey yakalarında devamı: *Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg.*, 61, 14-21.
- Akyol, Z. ve diğerleri, 1974, Cide-Kurucaşile dolayının jeoloji haritası: 1:50 000 ölçekli jeoloji haritası serisi, MTA Yayl., Ankara.
- Altınlı, I. E., 1968, İzmit-Hereke-Kurucadağ alanının jeoloji incelemesi: *Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg.*, 71, 1-27.
- Brinkmann, R., 1974, Geologie relations between Black Sea and Anatolia: *The Black Sea*, AAPG Memoir, 20.
- Dickinson, W. R. ve Seely, D. R., 1979, Structure and stratigraphy of forearc regions: *AAPG Bull.*, 63, 1.
- Golding, C. L.; Smyth, W. A ve Nelson, D. L., 1979, Turkey Black Sea offshore Sinop area exploration review: ARCO Oil and Gas Comp., Exploration Department, New Ventures.
- Ketin, I., 1952, 1:500 000 ölçekli jeoloji harita ve izahnamesi (Sinop): *Maden Tetkik ve Arama Enst. Yayını*, Ankara.
- ve Gümüş, Ö., 1963, Sinop-Ayancık güneyi sahalarının jeolojisi hakkında rapor: *TPAO Rap.*, 288.
- Kotanski, Z., 1978, The Caucasus, Crimea and their foreland (Scythian Platform), *The Black Sea and Caspian Sea: Geological Atlas of Alpine Europe and adjoining Alpine areas*, Elsevier Publ., Oxford, Amsterdam, New York.
- Letouzey, J.; Biju-Dual, B.; Dorkel, A.; Gonnard, R.; Kristchev, K.; Montadert, L. ve Sungurlu, O., 1976, *The Black Sea: A marginal basin, Geophysical and geological data: Structural history of the Mediterranean basins*, Symposium International, Yugoslavie.
- Lüttig, G. ve Steffens, P., 1976, Explanatory notes for the Paleogeographic Atlas of Turkey from the Oligocene to the Pleistocene: *Bundesanstalt für Geowissenschaften and Rohstoffe*, Hannover.
- Neoprochnov, Yu. P.; Neoprochnova, A. F. ve Mirlin, Ye. G., 1974, Deep structure of Black-Sea basin: *The Black Sea*, AAPG Memoir, 20.
- Reading, H.G., 1978, *Sedimentation and tectonics: Sedimentary environments and Facies*, Blackwell scientific Publ., Oxford, London, Edinbourg, Melbourne.
- Ross, D. A.; Uchupi, E.; Prada, K.E. ve MacIvaine, J. C., 1974, Bathymetry and microtopography of Black Sea: *The Black Sea*, AAPG Memoir, 20.
- ve Bowin, C. O., 1974f, Shallow structure of Black Sea, *The Black Sea*, AAPG Memoir, 20.
- Sandulescu, M., 1978, *The Moesic Platform and the North Dobrogean Orogene: Geological Atlas of Alpine Europe and adjoining Alpine areas*, Elsevier Publ., Amsterdam, Oxford, New York.
- , 1978b, *The Balkans: Geological Atlas of Alpine Europe and adjoining Alpine areas*, Elsevier Publ., Amsterdam, Oxford, New York.
- , 1978c, *The Carpathians and the Pannonian basin: Geological Atlas of Alpine Europe and adjoining Alpine areas*, Elsevier Publ., Amsterdam, Oxford, New York.
- Saner, S.; Taner, I.; Aksoy, Z.; Siyako, M. ve Burkan, K. A., 1980, Safranbolu havzasının jeolojik yapısı ve Tersiyer paleocoğrafyası: *Türkiye Beşinci Petrol Kongresi bildirileri*.
- Seyir ve Hidrografi Neşriyatı, 1965, *Karadenizde jeofizik araştırmalar*, Deniz Kuvvetleri Komutanlığı, Deniz Neşriyat Bürosu, Kasımpaşa, istanbul.
- Seymen, İ., 1975, Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik Özelliği: *Doktora tezi*, I.T.Ü. Maden Fak.
- Tokay, M., 1952, Karadeniz Ereğlisi-Alaplı-Kızıltepe-Alacağzı bölgesi jeolojisi: *Maden Tetkik ve Arama Enst. Mecm.*, 42/43, 35-37.

- , 1955, Filyos çayı ağızı-Amasra-Bartın-Kozcağız-Çaycuma bölgesinin jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama Enst. Mecm., 46/47, 58-74.
- Tsagarelli, A. L., 1974, Geology of Western Caucasus: The Black Sea, AAPG Memoir, 20.
- Vuchev, V. T., 1974, Black Sea Studies in Bulgaria, A brief survey: The Black Sea, AAPG Memoir, 20.
- Yılmaz Y., 1977, Bilecik-Söğüt dolayındaki eski temel karmaşığının petrojenetik evrimi: Doçentlik tezi, İst. Üniv. Fen Fak. (yayınlanmamış).