

TÜRKİYE JEOLojİ KURUMU

Yerbilimleri Özel Dizisi No. 1

TÜRKİYE'DE TETİS'İN EVRİMİ: LEVHA TEKTONİĞİ AÇISINDAN BİR YAKLAŞIM

A.M. Celal ŞENGÖR

i.T.Ü. Maden Fakültesi

Yücel YILMAZ

i.Ü. Mühendislik Fakültesi

Ankara, 1983

Tectonophysics (1981), cilt 75, sayfa 181-241 deki «**Tethyan evolution of Turkey : A plate tectonic approach**» adlı makalenin çevirisidir.

TÜRKİYE'DE TETİS'İN EVRİMİ :

LEVHA TEKTONİĞİ AÇISINDAN BİR YAKLAŞIM

GİRİŞ

Türkiye'nin tektonik analizini daha önceleri yapabilmek aşırı derecede güç bir işlemdi: Çünkü geçmiş bütün dönemler boyunca, bu bölgede kıtaların birbirlerine birçok kez yaklaşımları ve çarpışmaları sonucunda çok sayıda ve farklı nitelikte tektonik birliklerin biraraya gelmiş olduğu görülmektedir. Türkiyede yer alan dağ sıraları, Akdeniz Alpidlerinin doğu kesimini oluşturmaktadırlar. Bu kesimde kısmen Pan Afrikan/Baykaliyen, kısmen Hersiniyen yaşlı kıtasal bir temeli, Paleo-Tetis ve Neo-Tetis deformasyonları etkilemiş ve bu deformasyonlar birbiri üzerine eklenmiştir. Öte yandan, Doğu Anadolu'daki geç Mesozoyik-Senozoyik yaşlı bir yığılım prizmasında ise sadece Neo-Tetis evriminin bir bölümünün verileri görülmektedir (Şekil 1).

Türkiye orojeni Akdeniz ve Asya Tetis¹ sistemleri arasında kritik bir bağ oluşturmaktadır. Çünkü Tetis paleocoğrafyasının bu her iki sisteme özgü birimleri genellikle Anadolu yarımadasın-

(1) Alpid terimi burada Tetis'den doğan orojenik sistemleri ifade etmektedir. Tetis veya Tetis alanları, genelde, Permo - Triyas yaşlı Pangea'nın Lavrasya ve Gondwana - Land'ı birbirlerinden ayıran, batıya doğru daralan, üçgen şekilli dev girintisini ifade ederler. Bu okyanusal alan Paleo ve Neo - Tetis'i ve onlara bakan kıta kenarlarını içerir. Yunanca'dan gelen -id (εἶδος = şekil, cins, tür) eki belli bir allel bağlantıyı dile getirdiğinden Alpid yerine belki Tetisid demek daha doğru olabilir. Fakat Alpid teriminin çok yerleşmiş olması sebebiyle biz burada onu kullanmaya devam ediyoruz. Ancak burada Alpidlerin Tetis'le olan jenetik bağlantıları tariflerinin ayrılmaz bir parçası olarak ileri sürülmektedir.

da (küçük Asya) sonlanmakta veya biraraya gelmektedirler. Bu nedenle Anadolu Paleo- ve Neo-Tetis sistemlerinin ilişkilerinin araştırılabileceği ideal bir yer niteliğinde görülmektedir. Bu, sadece her iki sistemin de bu kesimde oldukça iyi gelişmiş olmasından değil, Neo-Tetis'in kapanması sırasındaki çok şiddetli çarpışma olaylarına rağmen Neo-Tetis açılışından önceki paleocoğrafyanın belirli bir güvenilirlikle yeniden eski konuma getirilebilmesinden kaynaklanmaktadır. Neo-Tetis okyanusunun açılma ve kapanması, Türkiyede hemen hemen aynı bölgeleri izlemiştir. Tetis yapıları Türkiyede Hersiniyen hatlarını kesip geçtiği için Tetis tektonik birliklerini birincil konumlarına getirmede, Hersiniyen yapıları bağımsız birer denetleme aracı olarak kullanılabilirlerdir.

Bu son derece elverişli durum, günümüze kadar açıklanmalarında güçlük çekilen değişik stratigrafik/yapısal problemlere yaklaşım yapmak için sağlam bir veri temeli oluşturmaktadır. Aklimıza, bu durumla ilgili hemen Sandıklı Porfiroidleri ile Verrukanosu (Paréjas, 1943 a; Gutnic ve diğerleri, 1979) örneği gelmektedir. Çünkü, tipik bir «Avrupa fasiyesiyle» temsil edilen bu birimin, tipik Gondwana-Land kökenli Anatolid/Torid platformunun ortasında oturduğu uzun yıllar bir sorun olarak kalmıştır. Bu tipik, postorojenik Hersiniyen topluluk, geç Paleozoyik deformasyonları sonucu gelişmiş olup, bu sonuncuların doğrudan verileri Anatolid/Torid platformunun kuzeyini sınırlayan Neo-Tetis kenet kuşağının kuzeyinde görülmektedir.

Neo-Tetis'in doğuşu, daha sonraki dönemlerde geçirmiş olduğu evrim ve daha yaşlı veya kısmen aynı sürede evrim geçirmekte olan, Paleo-Tetis veya Kimer kıt'ası (Şengör, 1979 a) gibi yapılarla olan tektonik ilişkileri Türkiye'de çok açık seçik görülmekte ve kolaylıkla yorumlanabilmektedir. Bu nedenle Akdeniz Alpidlerinin bu kesiminin evriminin bilinmesi, Akdeniz bölgesinde Tetis evriminin bir bütün olarak araştırılmasında ve anlaşılmasında önceleri pek önemsenmemiş olan yeni bir bakış açısının ortaya çıkmasını sağlamıştır. Akdeniz çevresinin, Paleozoyik sonrası dönemine ait levha tektoniği sentezlerinin hemen hepsi Atlantik okyanusunun açılışına dayandırılarak gerçekleştirilmiştir (Smith, 1971; Dewey ve diğerleri, 1973; Biju-Duval ve diğerleri, 1977, 1978; Tapponier 1977, Channel ve diğerleri 1979; Burchfiel, 1980). Her ne kadar bu yaklaşım, Akdeniz bölgelerinin Toarsiyenden günümüze, tektonik analizini yapmada sağlam kinematik bir temel

oluşturmuşsa da bu bakış açısının Mesozoyik başındaki olayların açıklanmasına katkısı çok az olmuştur. Bu olaylar gerek çeşitlilik gerekse karmaşıklık açısından Akdeniz çevresindeki Tetis kuşağında batıdan doğuya gidildikçe belirgin bir artış gösterirler. Akdeniz bölgesinin Mesozoyik evrimine Tetisin etkisi, en azından Atlantik'in müdahalesi kadar önemli olmuştur. Dolayısıyla bu evrimin açıklanması ve özelliklerinin ortaya konması bakımından Türkiye, veri derlemede eşsiz bir sahadır.

Bu yazının amacı levha tektoniği kuramı ışığında Türkiye orojenik kuşağının Mesozoyik-Senozoyik tektonik evrimini gözden geçirmektir. Bunu yaparken ortaya koyduğumuz verilerin ışığında Tetis tektoniği üzerine önerdiğimiz modelin, Akdeniz bölgesi ve Orta Doğunun genel nitelikleriyle uyumu konusunu da tartışmaktayız. Ayrıca çarpışma kökenli dağ kuşaklarının gelişimiyle ilgili teorik modellere alakalı kesimlerde değinilmekte, çalışmamızın bunlara katkısı tartışılmaktadır.

Sunduğumuz model, Türkiye içinden veya dışından, yayınlanmış kaynaklar, çok sayıda meslekdaşın bize sağladığı yayınlanmamış veriler ve kendi gözlemlerimize dayanmaktadır. İlerideki sayfalarda kaynak belirtmeksizin değindiğimiz veriler, kendi saha çalışmalarımızın sonuçlarıdır. Metnin gereksiz uzamasına engel olabilmek amacıyla, veriler uzun anlatımlar yerine şekil 2-5 de toplanarak gösterilmiş, bilgilerin derlendiği kaynaklar ise şekil alt yazılarında verilmiştir. Bu bilgilerin bir kısmı ise diğer bazı verilerle birlikte Şekil 6A, 6F de gösterilmiş, bilgilerin kaynakları şekil alt yazılarında belirtilmiştir.

TÜRKİYE'nin TETİS EVRİMİNE KATILAN KÜÇÜK KITASAL PARÇALAR (KITALAR) ve KENET KUŞAKLARI

Türkiye'deki dağ kuşakları, tekrarlanan çarpışmaların sonucunda ortaya çıkmıştır. Bu çarpışmalar, Lavrasya ve Gondwana-Land adlı iki eski kıtanın bugünkü eski dünya karalar topluluğunu oluşturan parçalarının nihayet birbirlerine kaynamalarına neden olmuştur. Tetis, geç Paleozoyik'te, Pangea'nın bir araya gelmesiyle doğmuştur. Ortaya çıkışından yok oluşuna kadar, Tetis alanları, iç geometrileri açısından, karmaşık bir levha sistemi ile belirlenmişlerdir. Bu levha kenarları, şekil ve/veya nitelikleri devamlı değişim geçiren sırtlar (ridge), dönüşüm (transform) fayları ve dalma-batma zonlarıdır. Bu hareket evriminin verilerini bu-

gün, değişik derecelerde korunarak günümüze kadar kalabilmiş Tetis okyanusunun eski kenarları ve kalıntılarında, yani başlıca Alpid kenet kuşakları boyunca görmekteyiz. Bu nedenle, yok olmuş bu kıta ve okyanusları eski yerlerine yerleştirme işleminde atılacak ilk adım bu kenet kuşaklarını tanımak ve yerlerini saptamaktır. Çünkü kıtaları birbirlerinden ayırarak uzaklaştırmış olan okyanuslar bu kuşaklar boyunca yok olmuşlardır.

Kenet kuşaklarının eski yerlerini çizmekte, diğer bir deyişle eski okyanusların yerlerini belirterek bu okyanuslarla kısmen ya da tümüyle çevrili kıta parçalarını tanımlamakta bazı ciddi güçlükler vardır. Çünkü kenetlenme öncesi ve sonrası tektonik ortamları gösteren iki boyutlu, enine kesit şeklindeki, basitleştirilmiş levha tektoniği modelleri günümüzde, gerçek yaşamdan alınan örneklerle ancak geniş anlamda, «ilkede» uygulanabilir görülmektedir. Bu ana çerçevenin dışında kalan ikinci önemdeki karışıklıklar gizliyerek, yanılarak, örtük, dikkatsiz jeologları yanlışlıklara sürüklemektedirler. Eski levha kenarlarının ayrıntılı tanınma ölçütleri konusunda yaygın bir görüş birliği yoktur. Dickinson (1971, 1972), Dewey ve diğerleri (1973), Dewey (1976, 1977), Burke ve diğerleri (1977), Ziegler ve diğerleri (1979), geçmiş yıllarda, levha tektoniğinin tarihsel jeolojiye değişik ölçeklerde nasıl uygulanması gerektiği konusunu tartışmışlardır. Uzaklaştıran levha kenarları hemen her zaman bir kıta içinde doğarlar (bu genelleme dışında kalan, en iyi bilinen örnek Doğu Pasifikte, Nazca levhasını Cocos levhasından ayıran Galapagos sırtıdır). Bu doğuş, ya karmaşık bazı tektonik olaylar dizisinin (örneğin, kıta-kıta çarpışması) gelişim zinciri içinde tek başına bir olay olarak veya kıtayı etkileyen uzun bir riftleşme evrimi olarak gerçekleşir. Riftleşmenin en kesin belirtisi (normal faylar gibi) uzama (extensional) yapılarıdır. Bu tür yapılar ya Basin ve Range veya Ege bölgesindeki gibi geniş bir bölgeye yayılırlar ya da Doğu Afrikada'ki gibi dar bir kuşak boyunca yer alan horst-graben sistemleri içinde kalırlar. Bu sistemlerde ilke olarak hızlı, ancak hızı giderek azalan çökmeler gelişir. Riftleşme olayı Orta Triyas ve Liyas'ta, Alp okyanusu rift örneklerindeki gibi, tümüyle o günün deniz düzeyi altında veya bugünkü Afrika'da olduğu gibi, karasal ortamda gelişebilir. Rift omuzlarındaki erozyon olaylarının karakterleri ve grabenleri dolduran çökellerin özellikleri, riftleşmenin nerede geliştiğine bağlıdır. Örneğin karasal ortamdaki riftlerde erozyon ve çökmeyi denetledikleri için iklim etkileri, karmaşıklığı daha da artırıcı bir etken olarak karşımıza çıkarlar. Riftleşmenin sık görülen ürünlerinden biri

mafik volkanizma ile neptuniyen daykların varlığıdır. Bu volkanizma çoğunlukla alkali veya peralkali, daha seyrek olarak ise koleyitik niteliktedir. Birçok grabende bimodal bir magmatizmanın mafik ve silisik katılışım kayaları (intruzif veya ekstruzif olarak) görülürler. Bazı riftler, rift öncesi bir domlaşmayla ilişkili olarak gelişirler. Ancak çoğunda bu domlaşmaya rastlanmaz. Bununla birlikte hemen hepsinde, riftleşmeyi izleyen bir dönemde graben omuzları yükselir. Riftleşme ilerledikçe levhaların birbirinden uzaklaşması, nihayet oluşumundan itibaren sürekli bir çökmeyle belirlenen Atlantik tip bir kıta kenarına bitişik bir okyanus kabuğunun gelişimine yol açar. Söz konusu Atlantik tip kıta kenarı üzerinde genellikle transgressif bir çökel prizması gelişir. Kıtaların ayrılmasının başlangıç dönemlerinde korunmuş rift tabanlarında iklim koşulları elverişliyse evaporit çökelir. Birbirini izleyen denizel dönemler kalın (bkz. Burke, 1975), evaporit depolarını geliştirir.

Okyanus taban yayılmasının ürünleri ofiyolitlerdir. Ofiyolit gelişimi, levhaların birbirlerinden uzaklaştıklarının işaretçisidir. Okyanus ortası sırtların deformasyon öncesi geometrik durumlarının belirlenmesinde korunmuş sürekli (sheeted) dayklar ve/veya okyanusal kırılma zonları, Newfoundland örneğinde (Karson ve Dewey, 1978) olduğu gibi bazı bilgiler verebilirler. Bununla birlikte yayılma merkezlerinin belirli bir güvenilirlik sınırı içerisinde ilk konumlarına getirilebilmeleri son derece güçtür. Çünkü bunları ilk durumlarına getirebilmek için bilinmesi gerekli veriler dalıp yok olmuşlardır. Ancak yine de bazı dolaylı veriler elde edilebilir. Örneğin ilksel atım yönlerini gösteren paleo-dönüşüm fayları ve bölge için düşünülen kuramsal kinematik tablonun genel niteliği (Dewey ile diğerleri (1973) nin uyguladığı gibi), paleo yayılma merkezi geometrilerini kabaca tanıtmak açısından bazı ipuçları verebilirler. Aşağıda da belirtileceği gibi bu yazıda eski sırtları birincil konumlarına getirme gibi bir girişimde bulunulmamıştır. Çünkü eldeki veriler böyle bir yaklaşım için yeterli düzeyde değildir.

Bir ya da daha çok Atlantik tip kıta kenarının evrim geçirmesi ve aynı sürede bunlara bitişik okyanusta ofiyolitlerin gelişmeleri, okyanusal ortamın büyümekte olduğunu belirtir. Dalma-batma bölgelerinin var oldukları okyanuslarda bu varsayım okyanus tabanı yayılması, dalıp batmadan daha hızlıysa geçerlidir. Yukarıdaki genellemenin tersine dalıp batma olayının varlığı okyanusal ortamın mutlaka küçüldüğünün bir belirteci olarak kullanılamaz.

Dalma-batmanın tipik göstergeleri, yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfizması ile yay-hendek kaya topluluklarının gelişmesi ve yay magmatizmasıdır. Bu magmatizma kalkalkalen ve/veya tole-yitik karakterdedir. Dalma-batma ortamlarında ender olarak al-kalen kayalar da görülürler. Ancak bunlar olağan halden farklı-lık sunan dalma batmalara bağlıdır (Örn. Delong ve diğerleri, 1975). Yay hendek arası kaya topluluklarının temel kayaları, kı-tasal, ofiyolitik veya bir melanj topluluğu olabilir. Bu temelin ka-rakterini yay sisteminin doğası belirler (Bkz. Dewey, 1980). Ge-rilmeli (extensional) yay sistemleri, yay ardı gerilme kökenli hav-za sistemleri ile ilişkilidirler. Sıkışmalı (compressional) yaylarda ise yay eksenini oluşturan magmatik ve metamorfik eksenin her iki tarafında, bir yanda kıta yönüne, diğer yanda ise okyanus yö-nüne devrik iki şaryaj kuşağı, hemen hemen simetrik bir orojenik yapı oluştururlar. Yerel olarak görülen mavi şist metamorfizması dışında bazı ender durumlarda yukarıda sözü edilenlerden hiçbi-ri dalma-batma sırasında gelişmemiş de olabilir. Alpler örneğin-de olduğu gibi (Örn. Trümpy, 1975). Yine de okyanusal gerecin dalıp tüketildiği sırada bazı şaryajlar gelişebilir. Varlığını kanıt-layacak verilerin kıt olduğu dalma-batma zonları kısa ömürlü ve/veya küçük okyanuslarla ilişkilidir. Dönüşüm kenarları, şayet korunabilmişlerse, diğer türdeki levha kenarlarının aniden bitme-leri ile tanınırlar. Bu tür kenarlar yanıl atımlı fay özellikleri ser-gilerler.

Kenet kuşakları çoğun daha önceki magmatik yaylara bitişik-tir. Asimetrik çarpışma modelinde ise Tessin ve Menderes Masifi gibi metamorfik yükselimler yay tarafında değil zıt kanatta yer alırlar (Şengör ve Dewey, 1978). Bu tür yükselimlerin, yükselme eğilimleri ofiyolit bindirmelerinin ve kıtasal dilimlenmenin yata-ya yakın şaryajlarla yaygınca geliştiği bölgelerde görülür. Üzerle-rinde yer alan kıta kenarı toplulukları ve ofiyolit örtüler aşındı-rıldıkça alttan tektonik pencereler halinde bu birimler yüzeyle-ler. Jeolojik konumlarının olanak verdiği Pontidler veya Bolkar-dağ-Aladağ bölgesi gibi kesimlerde enine kesitin tümü değerlendirmeye dikkate alınmıştır. Böyle tam bir kesitte şu tektonik ortamlar görülür. Yay masifi ile plütonik ve volkanik kayaları/Dar, dik kenarlı ofiyolitik kuşaklar : Kenet kuşağı/Tessin tipi yükselim : Otokton ve paraotokton/Allokton.

Bütün bu yapıların, zamansal ilişkileri göz önüne alındığında (şekil 4 örneğine bakınız) çarpışmanın evrimi kendiliğinden orta-

ya çıkar. Daha az belirgin hallerde, örneğin Bitlis-Pötürge kıta parçası ile Arap platformunun Kretasedeki çarpışmasında, günümüzdeki yapısal görüntünün çerçevesi içinde kenet kuşağının yerini belirlemek için çarpışma öncesi fasiyes dağılımlarından yararlanılmıştır.

Bazı kesimlerde yakınlaştıran eski kıta kenarlarını belirten gerekli ipuçlarının hepsi devamlı bir kesit boyunca korunabilmiş değildir. Bu gibi hallerde kesit doğrultusu boyunca görülen veriler yardımıyla sonuca varılmağa çalışılmıştır. Bu sonuca varımda komşu bölgelerdeki yapı özellikleri ve olaylar dizisinin zaman/mekan ilişkileriyle karşılaştırmalar yapılarak olay denetlenmiştir.

Önceki yıllarda rift çökeli ile ön ülke fliş/molas çökeli çoğunlukla birbirlerine karıştırılmış ve yanlış anlaşılma ve değerlendirilmelere yol açmıştır. Özellikle fliş/molas çökeli sık sık rift çökeli gibi yorumlanmıştır.

Ancak günümüzde bilinmektedir ki, temelde birbirinden farklı türden olan bu havzaların çökmeleri sırasında geçirdikleri evrim, biri diğerine tümüyle zıt bir gelişim göstermektedirler. Riftlerde çökme hızı, zamanla azalırken ön ülke havzalarında artma göstermektedir.

Her ne kadar sadece tektonik karakter açısından farklı bu iki ortamı ayırmak güç olabilirse de çökme ürünlerinden elde edilen bilgiler bu ayırdı yapmada önemli ipuçları sağlamaktadır.

Bu yazıda, pasif (duraylı) kıta kenarları, Atlantik tip, yani «kopmuş kenar» olarak değerlendirilmişlerdir. Bununla birlikte, bu değerlendirmeyi yüzdeyüz destekleyen kesin veri ancak pek az örnek için bulunabilmiştir. Bu yazıda değindiğimiz Atlantik tip kıta kenarından bazıları ise transform faylarla sınırlanan, Kaliforniya tipi kıta kenarları olabilirler.

Granit intrüzyonları ile kenet kuşağı boyunca görülen yüksek ısı metamorfizmasının yer aldığı geniş alanlar günümüzdeki Tibet platosu ve Himalayalara çok benzemektedir. Bu bölgeler, çarpışma sonucunda gelişmiş olarak yorumlanmaktadırlar (Dewey ve Burke 1973).

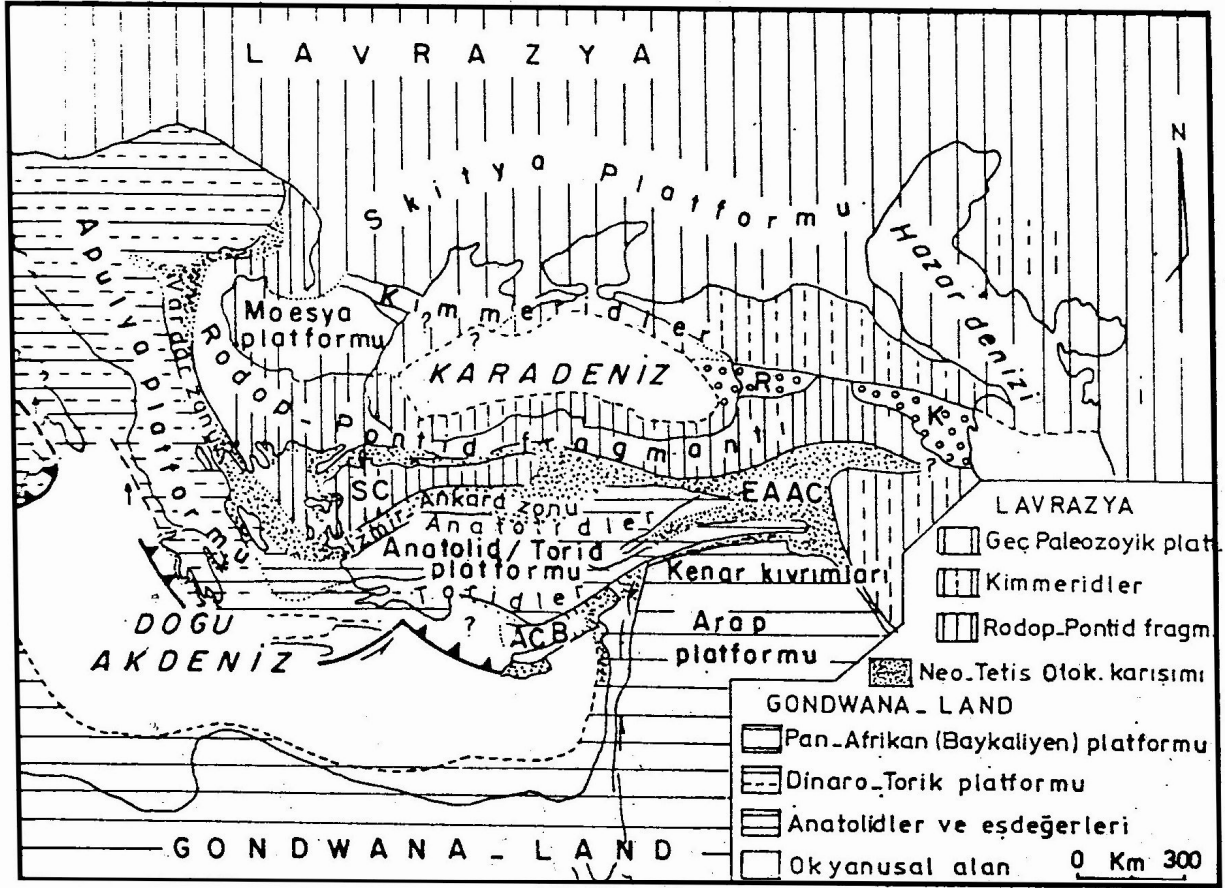
Gerilip kopma ve sıkışıp bükülme gibi özellikler dönüşüm faylar boyunca gelişmiş olan uzama ve kısalma yapılarını gösterir-

ler. Dönüşüm yapısının kendisi ise bağıl hareketin yaklaşmalı (transpresyonal transform) veya uzaklaşmalı (transtransyonal transform) bir bileşeni olabilir.

Kenet kuşaklarının evrim ve yorumunu zorlaştıran ikincil önemdeki güçlüklerden bazıları ise yalancı kenet kuşağı olarak görülen kıştırılmış (pinched-in) ofiyolit dilimleri (Dewey, 1975) ve saklı (cryptic) kenet kuşaklardır (Burke ve Dewey, 1972). Çarpışmayla gelişmiş granit kuşaklarının ard ülkelerinde gelişebilen yaygın retroşaryaj cepheleri bu tür sahte magmatik yay/ofiyolitik kenet zonu çiftleri yaratarak daha önceki ortamda mevcut polari-tenin tersini yansıtip jeoloğu yanıltırlar (Bally ve diğerleri, 1980'-de Hamilton). Bu yazımızda, eski levha kenarlarını tanıtabilecek mümkün olduğu kadar fazla sayıda tektonik ortamı dikkate alma-ya özel gayret gösterdik. Magmatik yay ve onunla ilişkili eski Be-nioff zon polaritesini tanımlamak amacıyla tüm yay kesitini; ör-neğin, yay masifini, yay önü havzası ve özellikle yay önü havzası temeli melanj kamasından oluşmuşsa, yay önü havzalarının temel birimlerini kullandık. Bu melanj kamalarının okyanus yönünde büyümeleri ve tedricen yükselmeleriyle (kalınlaşmasıyla) üzerin-deki çökellerin sığlaşmasının karmaşık yay geometrileri geliştirdi-ği bölgeler jeolojik gelişmeleri anlamamıza özellikle yardımcı ol-muştur (günümüzdeki Molucca kanalı örneğindeki gibi; Silver ve Moore, 1978).

Şekil 1, Türkiye Tetisi'nin evrimine katılmış olan kıta parça-larını, Neotetis kenetleri açısından bugünkü konumlarına göre gös-teren bir tektonik haritadır. Bu kıta parçaları kuzeyden güneye;

ŞEKİL 1 — Doğu Akdeniz Alp Kuşağı içinde Türkiyenin tektonik yeri. Harita çok karmaşıklığa yol açmamak amacıyla sadece Neotetis açısından çizilmiştir. (Yani, kenet kuşakları sadece Neotetis okyanuslarını temsil et-mektedir). Her ne kadar Kuzey Hazar çöküntüsü olasılıkla Üst Devoniyen (?) yaşlı bir okyanusal kabağa sahipse de (Fedynsky ve diğerleri, 1972; Garetsky ve diğerleri, 1972; Burke, 1977; Kidd, hazırlanmakta) «Geç Paleozoyik plat-formları» içerisinde gösterilmiştir. Çünkü Tetis dağ kuşağına göre bu çökün-tü, Geç Paleozoyikten beri bir platform parçası gibi davranmıştır. Channel ve diğerlerinin (1979) «Pannoniyen içi kuşak» adı verdikleri kuzeydoğu gidiş-li ofiyolitik kenet kuşağı, Pannoniyen havzasının temelini kesip iki bölüme ayırmakta ve Vardar zonu ile, kuzey doğuda birleştirmektedir. Böyle bir ke-net kuşağının varlığını sondaj verileri işaret etmektedir. Bu nedenle geomet-rik konumu üzerindeki belgeler çok zayıftır. Şekilde gösterilmemiştir, çünkü bu kenet kuşağının varlığı, Vardar zonunun en kuzey ucunun, doğrultu atım-lı faylarla kopartılıp, bu konuma getirilişiyle de açıklanabilir. Bu yanal



atımlı faylar, Dinaro - Torik platformunun temelinden önemli bir kesimi Miyosen'de Karpat yayı içine getirmiştir (Burchfiel, 1980).

Kimmeridler, Paleotetis'in ve onun kenar havzaları ile ona bağlı havzaların tüketilmelerinin sonucunda Geç Triyas - Orta Jura sürecinde ortaya çıkan orojenik kuşak(lar)dır. Şekilde, sadece Kimmeriyen deformasyonu ile gelişmiş yapıların tanındığı alanların etrafı çizilerek Kimmeridler olarak gösterilmiştir. Üzerine daha sonraki orojenez etkileri eklenmiş alanlar, Kimmeridlerin dışında tutulmuştur. Paleotetis ana kenet kuşağını içermesine rağmen Kimmeridlerin dışında gösterilen Rodop - Pontid fragmanı buna bir örnektir. Güneyde devam eden şiddetli deformasyonlara rağmen (Şengör ve Kidd, 1979) Orta İran Kimmeridler içinde bırakılmıştır. Çünkü bu kesimde ana orojenik yapılar Kimmeriyen kökenlidir (Stöcklin, 1977). SC, Sakarya kıtasıdır (Genelde Brinkmann'ın, 1966, Mysisch - Galatische Scholle'sinin aynıdır); ACB, Adana Kilikya Havzası; EAAC, Doğu Anadolu yığılma karmaşığı; R ve K, Riou ve Khoura çöküntüleridir. İçlerindeki küçük yuvarlaklar günümüze kadar bu çanağı doldurmakta olan molası temsil etmektedir. Siyah üçgenli kalın çizgiler dalma batma zonlarıdır. Üçgenler üst levhayı göstermektedir. Yarım oklu kalın çizgiler transform fayları göstermektedir (ancak bütün transform faylar gösterilmemiştir). Üzerinde kısa enine çizgiler görülen kalın çizgiler normal fayları temsil etmektedir. Enine kısa çizgi çizilen taraf düşen bloku göstermektedir. Adriyatik denizi güneyindeki kısa oklar, güneyde, Afrika'nın Avrupa'ya nazaran bağıl hareket yönünü göstermektedir. Karpat/Balkan bölgesi Burchfiel'den (1980) alınmıştır. Kimmer alanının Hazar Denizi doğusunda kalan kesimi ise Kotanski'den (1978) değiştirilerek alınmıştır.

Rodop-Pontid parçası (frangment), Sakarya kıtası, Anatolid-Torid platformu ile bunun uzantısı olan Bitlis/Pötürge masifleri'dir. Rodop-Pontid parçasının kuzey sınırının niteliği tartışmalıdır. Bu sınır batıda başlıca, deforme olmuş Titoniyen-Beriyasiyen fliş çökelleri (Hsü ve diğerleri, 1977; Sandulescu, 1978a, 1978b) ve Moesya platformu ile Rodop masifi arasında yer alan mafik volkanik geçreçli (Burchfiel, 1980) kaba flişle (wildflynch) temsil edilir. Dewey ve diğerleri (1973) ve Burchfiel (1980) Moesya platformu ile Rodop masifi arasındaki Orta Kretase sınırını büyükçe bir okyanusun yok olduğu bir kenet kuşağı olarak yorumlamaktadırlar. Öte yandan Hsü ve diğerleri (1977), Balkanidlerdeki geç jura-erken Kretase yaşlı «öjeosenklinal» kayalarının gerilmeli nitelikteki bir havzada çökeldiğine, burada açılmış olan Niş-Troyan fliş çanağı adlı bu havzanın, tüm yaşamı boyunca küçük boyutlu kaldığına dikkati çekmişlerdir. Bulgaristan ve «Alpin» Triyas fasiyelerinin benzerliği Niş-Troyan fliş çanağında Triyas-Orta Jura arasındaki dönemde ofiyolitlerin ve okyanusal derin deniz çökellerinin bulunmaması, Paleo-Tetis kenet kuşağının olasılıkla Kockel ve diğerleri (1971) ve Kauffman ve diğerlerinin (1976) «Güney Rodop Orojenik kuşağı» içinde yani Niş-Troyan çanağının güneyinde yer alışı gibi veriler Moesya platformu ile Rodop masifi arasındaki sınırın tabiatı konusunda bizim de, Hsü ve diğerlerinin (1977) yorumunu benimsememize neden olmuştur.

Karadeniz'in suları altında örtülen Rodop-Pontid parçasının kuzey sınırı Kafkaslar'da Büyük Kafkaslar'ın güney yamacında sleyt-diyabaz zonu olarak (Khain, 1975) tekrar karşımıza çıkmaktadır. Bu kesimde gerilme rejimi olasılıkla erken Jura'da başlamıştır. Bu olayın verileri, Lias-Dogger «sleyt-diyabaz topluluğu» nun (Khain, 1975) gelişmesidir. Kretase fliş çökeliminden sonra, tüm kuşak güneye doğru birçok deformasyon evresiyle biçim değişimine uğramıştır. Kuşak, Eosen'de güneye ilerleyen napların önünde yaygınca gelişmiş olan, olistostromları da kapsamaktadır. Havza olasılıkla, Oligosen'de Khoura ve Riou Molas çukurlarının gelişmesi sırasında yok olmuştur. Kafkaslardaki fliş zonu, olasılıkla Paleo-Tetis ana kenet kuşağının güneyinde yer almıştır. Ancak bununla birlikte (Şengör ve diğerleri, 1980), biz bu havzanın büyük bir okyanusun boyutlarına erişemediğini sanmaktayız. Daha doğuda Rodop-Pontid parçasının kuzey sınırı Hazar denizinin ötesine geçmekte ve Stöcklin'in (1977), Turan platformu olarak adlandırdığı kesimdeki genç çökellerin altında kaybolmaktadır.

İlerideki bölümlerde de göreceğimiz gibi, paleontolojik veriler. Rodop-Pontid parçasının Lavrasya'dan hiçbir dönemde (en azından Liyas'tan beri) çok uzaklaşmamış olduğunu belirtmektedir. Bu genellemeye karşı tek farklı kesim Rodop-Pontid parçasının batı ucunda görülmektedir. Bu kesimde paleomagnetik veriler, Moesya platformunun batı çevresi boyunca Güney Karpat-Balkan dağ kuşağının en fazla büküldüğü kesimlerin daha önce düz, doğu-batı gidişli bir kuşak halinde olduğunu ancak daha sonraki deformasyon sırasında Moesya platformunun çevresine uyarak onun kalıbını aldığını göstermektedir (Burchfiel, 1980; Lowrie, 1980).

Rodop-Pontid parçasının güney sınırını en erken Tersiyer yaşlı ofiyolitik bir kenet kuşağı oluşturur. Batıda bu kenet, Vardar zonu ile temsil edilir (şekil 1) (Dewey, ve diğerleri, 1973; Bernouilli ve Jenkyns, 1974; Biju-Duval ve diğerleri 1977, 1978; Channel ve diğerleri, 1979). Kockel ve diğerleri (1971) Ege bölgesinde, Vardar zonu'nun iç sınırını, Selanikten Atos ve Sitonya yarımada-larından geçen bir çizgi boyunca Semadirek (Samothraki) adasına kadar izleyerek çizmişlerdir. Samothraki'den sonra kenet, Gelibolu yarımadasına uzanmaktadır (şekil 1). Yarımadanın doğu kesiminde, deforme olmuş, Eosen fliş çökelleri altından geç Kretase yaşlı bir ofiyolitik melanj mostra vermektedir (şekil 2) (M.T.A. 1964 ve kendi gözlemlerimiz). Marmara denizinin doğu sahilinde Gelibolu melanjının doğrultusu boyunca Akartuna (1968) Armutlu yarımadasında bizim yaygın bir geç Kretase Melanjı olarak yorumladığımız, hamuru başlıca pelitik gereçten oluşan bir sarmaşığı haritalamıştır. Aynı melanj Geyve güneyinde mavişist blokları içermektedir. Mudurnu vadisinde ise, dilimlenmiş olmakla birlikte iç düzeni oldukça iyi korunmuş bir ofiyolit dizisi yer almaktadır. Bu ofiyolit (ilksel durumda) tabandan tavana doğru piroksenit, tabakalı gabro, isotropik gabro ve yastık lav/çört ardalanmasından oluşmaktadır. İnce bir şeyl düzeyinden sonra geç Kretase flişi ilerleyen ofiyolit önünde çökelmiştir. Günümüzde, ofiyolit ve fliş, tektonik yolla birbiri içine kamalanarak karışmış bir konumda görülmektedir. Üzerlerinde ise kuzeyden «İstanbul Paleozoyiği» itilerek yerleşmiştir (Yılmaz, 1981) (şekil 2). Bu son birim Rodop-Pontid parçasının Hersiniyen yaşlı temelini oluşturmakta ve stratigrafik gelişmesi açısından Bulgaristan'daki Kraistidler'e şaşılacak bir benzerlik göstermektedir (Sandulescu, 1978b). Daha doğuya doğru ofiyolitik zon, Bolu ve Eskipazardan Ilgaz Masıfine kadar Brinkmann (1966) tarafından izlenmiştir. Brinkmann

(1966) bu zonun litolojik özelliklerini şöyle tanımlamaktadır: «geç Mesozoyik-erken Tersiyer çökelleri büyük ölçüde içlerinde sık sık mafik volkanitlerin ve tüflerin bulunduğu radyolaritler ve fliş olarak gelişmiştir» (s. 614). Tokay (1973) Gerede ile Ilgaz arasındaki bir kesimi haritalamış ve bu bölgede Geç Kretase-Paleosen yaşlı bir ofiyolitik melanji (Arkot dağ Formasyonu) tanıtmıştır. Melanjin kökenini, Rodop-Pontid parçasının altına doğru kuzey yönlü bir dalma-batmayla tektonik ve sedimenter olayların ortak etkileri sonucunda hendek'te (trench) gelişen bir karışmayla açıklamaktadır. Gelibolu ile Ilgaz masifi arasında, ofiyolitik kenet kuşağı, Rodop-Pontid parçasını Sakarya kıtasından ayırmaktadır (şekil 1). Bu nedenle bu zonu «Pontid iç kenet kuşağı» olarak adlandırmaktayız. Rodop-Pontid parçası üzerinde Geç Kretase'de şiddetli bir yay volkanizması gelişmiştir. Bu oluşum, her ne kadar Pontid ile Sakarya kıtası arasında önemli miktarda bir okyanusal litosferin tüketildiğini işaret etmekteyse de, Sakarya kıtası üzerinde Epidoceras gibi tipik Avrupa faunasına ait fosillerin bulunuşu, Pontid iç okyanusunun çok geniş olmadığını belli etmektedir.

Ilgaz masifinin güney ve güney doğusundaki kenet zonu, Rodop-Pontid parçasını güneyden sınırlamağa devam eder (şekil 1). Erzincan'ın doğusunda (şekil 2) volkanik kayaların egemen olduğu Neojen bir örtü kenet kuşağının pek çok ayrıntısını örtmektedir. Bunun sonucunda bu kuşağın Küçük Kafkaslardaki Sevan-Akera ve Vedi kuşaklarıyla ve Doğu Anadolu'nun önemli bir kısmında temeli oluşturan Yüksekova karmaşığı (Perinçek, 1979) veya eşdeğer birimler gibi tümüyle okyanusal kayalarla olan ilişkisi dolaysız olarak izlenememektedir (şekil 2 ve 5).

Ankara'nın doğusunda, Sakarya kıtası doğuya doğru kamalanarak bitmektedir. Bu nedenle Ilgaz-Erzincan ofiyolitik kenet zonu, Rodop-Pontid parçası ile Anatolid/Torid platformunun birbirleriyle doğrudan temas etmesine aracı olmaktadır. İzmir-Ankara zonu (Brinkmann, 1966, 1972, 1976). Sakarya kıtası ile Anatolid/Torid platformu arasındaki kısmı oluşturmakta ve Jura'da açılıp Paleosen'e kadar varlığını sürdüren bir okyanusun artıklarını temsil etmektedir. Bu okyanus kuzeye eğimli bir dalma-batma zonu boyunca erken Paleosen-erken Eosen süresinde kapanmıştır (Dürr, 1975; Channel ve diğerleri, 1979; Şengör, 1979 b). Batı uzantıları Ege Denizinin suları altında kaldığından Pontid içi kenet kuşağı ile İzmir-Ankara zonu arasındaki bağlantı açıkça izlenememektedir.

Vardar zonunun iç sınırı doğu-kuzey doğuya uzanarak kuzey Ege'de Rodop-Pontid parçasını güneyden sınırlar. Bu zonun dış sınırı ise İzmir-Ankara zonuna bağlıdır. Hem iç Pontid hem de İzmir-Ankara kenet kuşakları batıda Vardar zonuna bağlanmaktadır. Böylece Vardar zonu, Pontid içi, İzmir-Ankara ve Ilgaz-Erzincan ofiyolit kuşakları ile temsil edilen Neotetis'in kuzey kolu içinde Sakarya kıtası bir ada konumunda bulunmaktadır.

Bu birimin Vardar zonundaki Papkon sırtının (Mercier ve diğerleri, 1975) doğuya doğru, bir bakıma genişleyerek devam eden bir uzantısı olduğunu sanmaktayız. Her iki birimde de ortak bir tektonik konum göze çarpmaktadır. Ancak Sakarya'da Eo-Hellenik ofiyolit yerleşmesine (Jacobshagen ve diğerleri, 1976) rastlanmaz. Aynı sürede Sakaryada dikkati çeken husus ise geç Jura başında, neritik karbonat çökelinin egemen olduğu bir çökeltme rejiminin, yerini, hızla pelajik bir ortama bırakmış olmasıdır (şekil 4, kesit 3 ve 4, şekil 6D). Bu hızlı değişim doğrultu boyunca batıda, Paykon sırtına Eo-Hellenik ofiyolitlerinin yerleşmeleri ile aynı süreçte gelişmiştir.

Torid-Anatolid platformu, Dinaro-Torik platformunun doğu ucunu oluşturmaktadır. Hellenidlerle, Anatolidler ve Toridler arasındaki büyük benzerlik çeşitli araştırmacılar tarafından yapılan denetirmelerle gösterilmiştir (Özgül ve Arpat, 1973; Bernouilli ve Jenkyns, 1974; Bernouilli ve diğerleri, 1974; Channel ve diğerleri, 1979; Gutnic ve diğerleri, 1979; Şengör 1979 a, 1979 b; Monod, basıkıda) Torid-Anatolid platformu doğuya doğru iki ana kola ayrılarak kamalanmaktadır (şekil 1). Bunlardan kuzeydeki kol Munzur dağlarını (Özgül, 1976; Özgül ve diğerleri, 1978), güneydeki ise Bitlis Pötürge kristalen Masiflerini oluşturur (Yılmaz, 1978) (şekil, 2). Bu iki kol birbirlerinden ofiyolitik bir kenet kuşağı ile ayrılmaktadır. Bu ana kuşak güneybatı'da Bolkar dağlarından kuzeydoğuda Erzincan'a kadar uzanır. Bu zonun içinde erken Kretase yaşlı ofiyolitler geç Kretase-Orta Eosen fliş ve olistostromları bulunur. Bu topluluk, Orta Eosen'in en üst seviyeleri tarafından diskordan olarak örtülmektedir (Demirtaşlı ve diğerleri, 1973). Bu bölge Demirtaşlı'nın (1977) «Toros iç kuşağı» adını verdiği zonun doğu kesimine karşılık gelir. Kuşak boyunca mavi şistler de görülmürler. (Avrupa Metamorfik haritası, 1 : 2.500.000, pafta 15). Toros iç kenet kuşağı olarak tanımlanan, ofiyolitik kenet kuşağının güneydoğusunda Malatya Keban Metamorfikleri yer almaktadır (Perinçek, 1979). Bu metamorfikler, benzerleri Bitlis masifinin dış

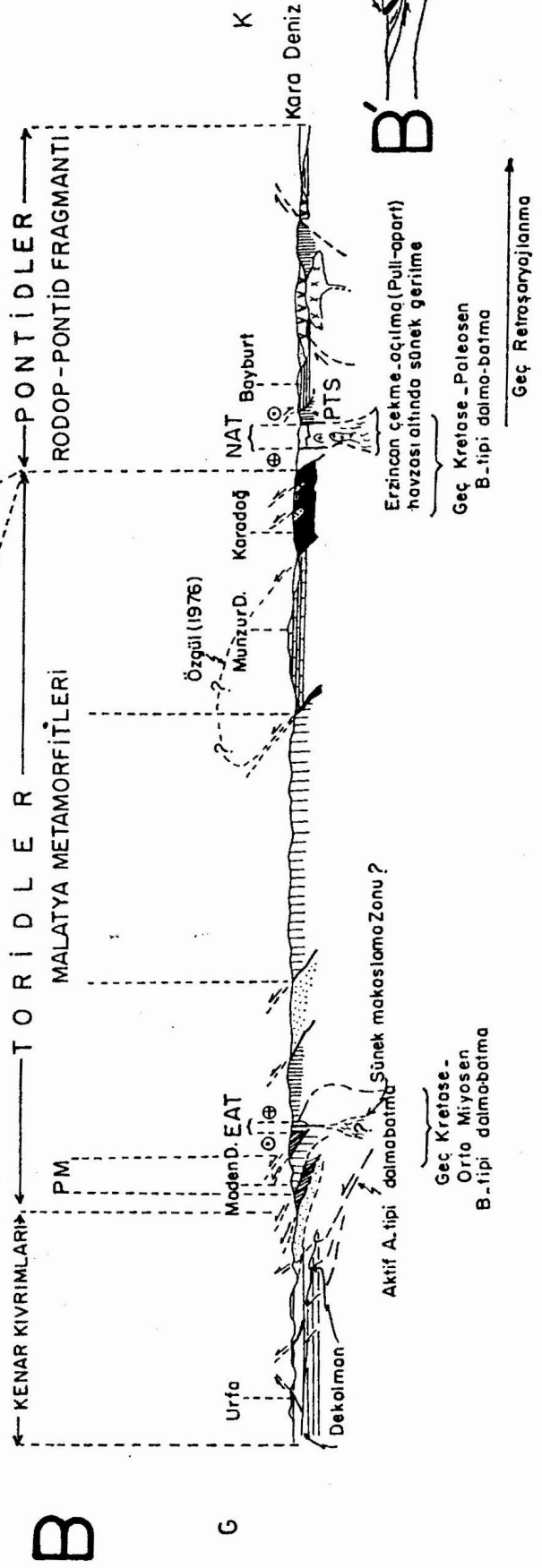
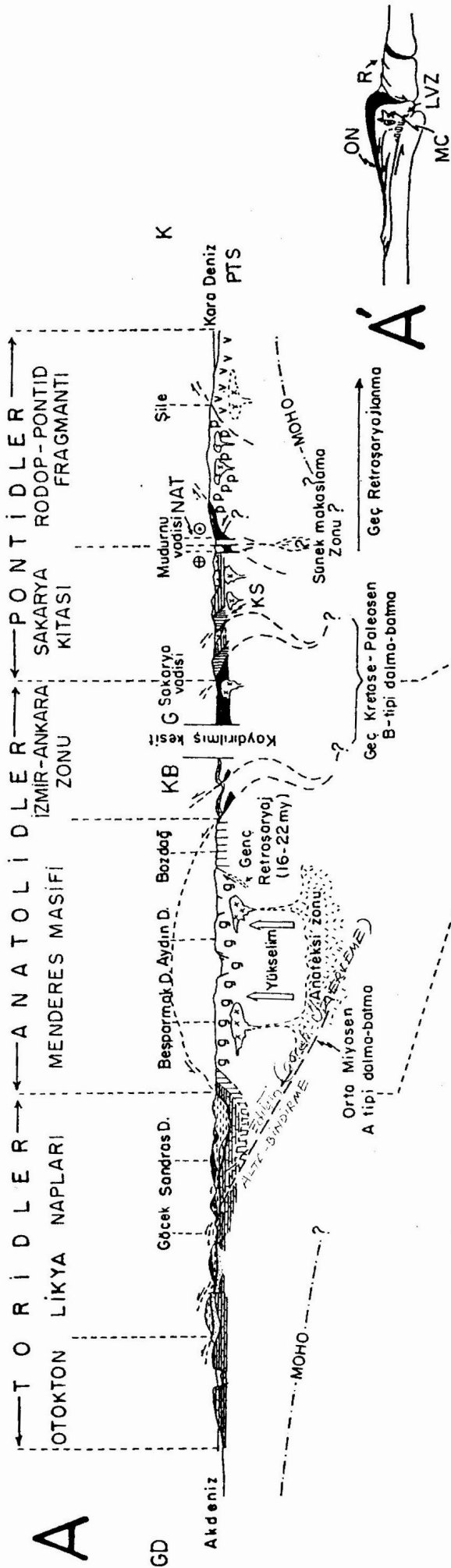
zarfında da görülen Permo-Mesozoik metamorfik karbonatlardan oluşmaktadır (Yılmaz, 1978). Malatya-Keban metamorfikleri güneye doğru itilerek Yüksekova karmaşığının¹ adayayı ve okyanusal birimleri üzerine yerleşmiştir. Adayayı ve ofiyolitik birimler ise, Ergani Kompleksi ile tektonik yolla dilimlenerek karışmış olan, Pötürge Masifinin (Hempton ve Savcı, 1981) üzerine itilmiştir (şekil 2 ve 3B). Bölgenin birimleri arasındaki ilişkiler henüz ayrıntıya varan bir açıklıkla çözümlenebilmiş değildir. Ancak, biz Toros iç kenet kuşağının bugün bulunduğu kesimin, okyanus kökenli Yüksekova birimlerinin ilksel yerleri olduğu kanısındayız. Malatya Keban ve Pötürge ile Bitlis litolojilerinin ise Toros iç okyanusuna nazaran daha güneyde yer aldıkları düşüncesindeyiz.

Bu birimlerin günümüzdeki konum ve dağılımları, olasılıkla Eosen ve daha genç yaşlı dilimlenme ve nap dizilmelerinin bir sonucudur. Bitlis-Pötürge birimlerinin altında ve dilimleri arasında ise yer yer dilimler halinde sokulabilmiş olan Maastrichtiyen'den Oligo-Miyosen'e kadar gelişmiş bir çökel dizisi bulunmaktadır (Ergani Karmaşığı). Bu çökeller, Maden kenar denizleri topluluğu (şekil 6E) adını verdiğimiz, gerilme kökenli bir derin deniz havzasının açılmasını belgelemektedir. Bu havza Bitlis-Pötürge plat-

ŞEKİL 2 — Türkiye'nin sadeleştirilmiş jeoloji haritası. Harita da değişik birimlerin birincil paleocoğrafik konumları vurgulanmaktadır. Alpin metamorfizmaya ise önem verilmemiştir. Zira, Alpin Metamorfizma yaygın kristalen alanlar oluşturarak, birincil stratigrafik/yapısal ilişkileri karmaşık hale getirmiş ve jeolojik araştırmaları yıllarca yanıltmıştır. Bu yanılgı Anadolidler'in Zwischengebirge olarak yorumlanmasında kendini göstermektedir. Harita, kendi gözlemlerimiz ve aşağıdaki çalışmalardan bazı derleme ve bazı yeniden yorumlamalarla hazırlanmıştır; Bergougnan (1976), Dürr (1975), Kıbrıs jeoloji haritası 1/250.000 (1979), Türkiye jeoloji haritası 1/500.000 (1961, 1964), Gonnard ve diğerleri (1974), Gutnic ve diğerleri (1979), Lapierre (1975), Avrupa Metamorfik Haritası, 1/2.500.000, Perinçek (1979), Tekeli (1981) ve Bayan J.M.N. Dyer, Bay Fuat Saroğlu, Dr. Namık Yalçın'dan sağlanan yayınlanmamış bilgiler.

ID Istranca Dağları, KaM Kazdağ Masifi, DM Daday Masifi, IM Ilgaz Masifi, GM Galatya Masifi, TM Tekat Masifi, MM Menderes Masifi, SD Sultan Dağları, KM Kırşehir Masifi, NM Niğde Masifi, MD Munzur Dağları, LN Likya Napları, AN Antalya Napları, B - HN Beyşehir Hoyran Napları, HN Hadim Napları, AM Alanya Masifi, BD Bolkar Dağları, Mim Misis Dağları, MaM Malatya - Keban Metamorfikleri, PM Pötürge Masifi, BM Bitlis Masifi, LE Egridir Gölü, LB Beyşehir Gölü, LT Tuz gölü, LV Van Gölü.

(1) Bu yazıda TPAO'nun resmi olmayan adlaması olan «Yüksekova karmaşığını» kullandıysak da aslında, Yüksekovayı oluşturan ada yayı, okyanus ve melanaj birimlerini ayırıp herbirini ayrı ayrı adlamak daha uygun olacaktır.



formunun parçalanması ile gelişmiştir. Kuzeyde «gerçek anlamı» ile (sensu stricto) Maden havzası, gelişiminin en büyük boyutuna Erken-Orta Eosen'de erişmiş ve içinde yaygın yastık lav, radyo-laryalı çört ve türbiditleri geliştirmiştir. Bu karmaşık, değişik araştırmacılar tarafından farklı adlarla tanıtılmıştır, örneğin Maden karmaşığı (Perinçek, 1979), Maden üyesi (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964) Sason-Baykan grubu (Özkaya, 1974), Baykan karmaşığı (Sungurlu, 1974; Yalçın, 1977). Karmaşık Geç Eosen'de şiddetli bir tektonizmaya uğramıştır, (şekil 4, kesit 16; şekil 6F). Maden havzasının kapanması sırasında güney kesimde ise Çüngüş havzası varlığını korumuş, çok daha sonra kapanmıştır (şekil 6F, 6H).

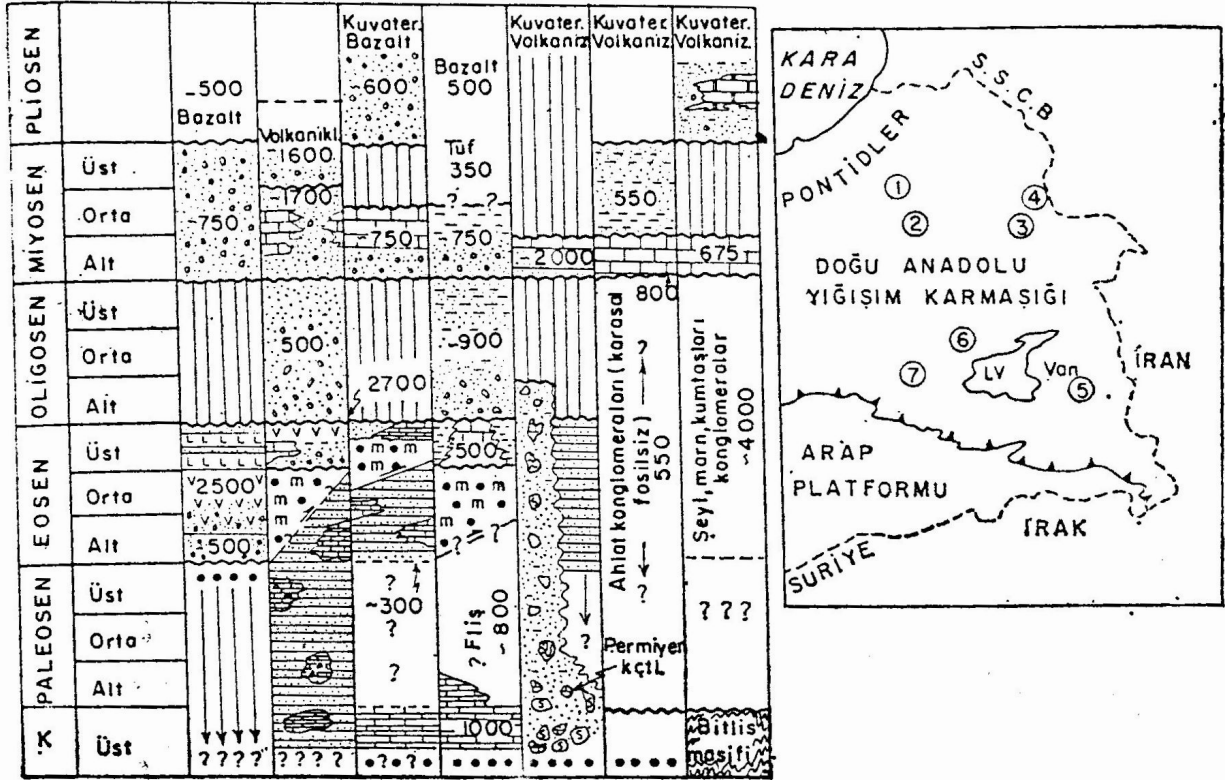
Maden kenar denizleri topluluğunun açılışından önce (şekil 6E ve 6F), Anatolid/Torid platformu ile Afro-Arabistan sınırını, Neo-Tetis'in güney kolu oluşturmaktaydı (Şengör'ün 1979, Doğu Akdeniz okyanusu). Günümüzdeki Doğu Akdeniz, bu okyanusun bir artığını temsil etmektedir. Güneydoğu Türkiye ve kuzeybatı Suriye'deki geniş alanlarda görülen ofiyolitik naplar, örneğin Kızıldağ ve Baer-Bassit ofiyolitleri (Ricou, 1971; Delaune-Mayere ve diğerleri, 1977; Yalçın, 1979), Koçali ofiyoliti (Sungurlu, 1972; Perinçek 1979; Koçali ofiyoliti Rigo de Righi ve Cortesini'nin 1964, Kevan napına kısmen karşılıktır), Cilo ofiyoliti (Yılmaz ve diğerleri, 1979) bu okyanusun kapanan kesiminin artıklarını temsil etmektedirler. Bu ofiyolitler, geç Kretase'de Bitlis-Pötürge masifleri ile Afro-Arabistan kıt'asının çarpışması sırasında, Arap platformunun kuzey kenarı üzerine yerleşmişlerdir. Çarpışmadan hemen sonra Maden kenar denizleri topluluğu açılmağa başlamıştır.

ŞEKİL 3 — Türkiye'den şematik jeolojik enine kesitler. Yer isimleri şekil 2 de gösterildiği gibidir. AA ve BB bu kesitler boyunca, Türkiye çarpışma dağ kuşağında, esasta, farklı tektonik tarzları vurgulamak amacıyla çizilmiştir. Kesitlerin jeolojik anlamları metinde tartışılmaktadır. Kesitler şekil 2 nin alt yazısında verilen referanslardan kendi gözlemlerimiz ve Baş (1979), Canitez (1962), İzdar (Kişisel görüşme, 1977) dan derlenen verilerin tarafımızdan yeniden yorumlanmasıyla hazırlanmıştır. Menderes masifinin tektonik pencere durumu ve doğuya doğru tümüyle kayboluşu dikkate sunulmaktadır. D. dağ ve dağları belirtmektedir. KS, Karakaya kenet kuşağıdır. PTS, Kesit boyunca Paleotetis kenetinin muhtemel yerini göstermektedir. PM, Pötürge Masifi; EAT, Doğu Anadolu transform fayı; NAT, Kuzey Anadolu transform fayıdır. Transform faylar da sürekliliğin derine doğru artar gösterilişi tümüyle hipotetiktir. Ancak, Erzincan ve Reşadiye'de Kuzey Anadolu Transform fay zonu boyunca yakın geçmişte kıta kabuğu kökenli az miktardaki kalkalen volkanik kayanın görülmesi (Baş, 1979) fay boyunca bazı kısmi eğimlerin geliştiği şeklinde yorumlanabilir.

Neo-Tetis'in bütün evrimi süresince, Türkiye'de yer alan kıtacıklar, belirli bir düzen içinde biçim ve konum değiştirmişlerdir. Bu değişimler hemen hemen kesintisiz, bir dizi açılma, yanal atımlı hareket ve çarpışma işlemlerinin bir sonucudur. Antalya napları ile Alanya masifinin evrimi (şekil 2, 6B ve 6E) aynı tür işlemlerin küçük ölçekte bir örneğidir. Bu değişim, tektonik evrimlerini açıklamayı amaçladığımız zaman aralıklarında, kıtacıkların sayıları ile bağıl konumlarının saptanmasını güçleştirmektedir. Çünkü bu kıtacıkların herbiri bu denli uzun bir süre varlıklarını tek tek baştan sona kadar koruyabilmiş değildir. Bu nedenle, farklı zaman aralıkları için ideal olarak bu kıtacıklara farklı isimlerin uygulanmaları doğru olurdu. Özellikle Paleo-Tetis tektonik birimlerini de kapsayabilmek amacıyla, Türkiyedeki kıtacıkların bağıl konumlarını ortaya koyabilmek için Mesozoyik başına kadar geriye gittiğimizde bu gereklilik daha açık-seçik ortaya çıkmaktadır. Haritayı kolay izlenebilir nitelikte ve mümkün olduğu kadar sade tutabilmek amacıyla Paleo-Tetis kenetleri şekil 1'e dahil edilmiştir. Bununla birlikte bu kenet kuşakları şekil 6B ve 6C de gösterilmektedir.

Doğu Anadolu bölgesi, kenet kuşaklarının bir araya geldiği bir tür kenet düğümünü temsil etmektedir. Bu düğümde, Neo-Tetis'in kuzey ve güney kollarına ait kenet kuşakları ile Sevan-Akera, Vedi ve Zagros kenetleri bir araya gelmektedir. Yakın bir geçmişe kadar Türkiyenin bu bölgesi üzerinde elde pek az bilgi bulunmaktaydı. Son bir kaç yılda, bu alan hakkında önemli miktarda veri ve bilgi biriktiğinden, şekil 4 de bu önemli stratigrafik verileri özetleme şansı bulunabilmiştir. Bu karşılaştırmalı çizelgesinden görüleceği gibi, Doğu Anadolu'nun temelini Geç Kretase veya daha yaşlı (?) ofiyolitik gereçler oluşturmaktadır. Geç Kretaseden daha yaşlı okyanusal kayaların varlığına ait veriler de derlenmiştir (Dr. Olivier Monod ile kişisel görüşme, 1980).

Bu veriler, Doğu Anadolu okyanusal alanının olasılıkla Jurada (veya daha önce) oluştuğunu belli etmektedir. Kenet kuşaklarından ve bunların birbirlerinden ayırdıkları kıta kenarlarından derlenen veriler birbirleriyle uyum gösterdiğinden yukarıdaki düşüncü destekler niteliktedir. Arni'den (1939) beri Doğu Anadolu'nun yapısının birbiri üzerine yığılmış, konumları düşeye yaklaştırılmış melanj gereçli, içiçe girmiş şaryaj dilimlerinden oluştuğu bilinmektedir (şekil 2 deki Yüksekova ile onun eşdeğerleri). Bu melanjda Mesozoyik okyanusal kayalardan başka neritik Permiyen



ŞEKİL 4 — Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı'nda yedi yöreye (Sağdaki haritada gösterilmiştir) ait korelasyon çizelgesi. Semboller Şekil 5 dekiyle aynıdır. 1-4 kolonlarına ait bilgiler O. Sungurlu'dan (kişisel görüşme, 1980) temin edilmiştir. 5 inci kolon Ketin (1977) ve Kurtman ve diğerleri'nden (1978), 6 ncı ve 7 nci kolonlar Kurtman ve diğerleri'nden (1978) alınmıştır. Tortul kalınlıklarının tümü iyi bilinmemektedir ve bir kısmı tektonik olarak kalınlaşmış olabilir (bindirmelerle). Biri (7) hariç tüm kesitlerin temelini geç Kretase yahut daha yaşlı ofiyolitler meydana getirir. 7 nci kolon kıtasal metamorfiteğin üzerinde yerli olmayabilir.

kireçtaşı blokları ve metamorf bloklar (bu topluluğun çok iyi bir tanıtımı Ketin 1977'de mevcuttur) vardır. Doğu Anadolu'daki post Maastrichtiyen birimleri altta Paleosen/Eosen yaşlı fliş/molas topluluğu halindedir. Üste doğru birim stratigrafik boşlukları içeren sığ denizel bir birime, bu da tedrici olarak nihayet karasal çökelere geçer. Yerel olarak bu karmaşık içerisinde kalkalkalen bir volkanizmanın ürünleri görülür. Bu çökel istifinde deformasyonun şiddeti, genç birimlere doğru azalır. Bu birimler ekaylanarak veya kırılarak altlarındaki melanaj dilimlerinin içlerine sokulmuştur. Melanj dilimlerinin dokunakları genellikle yüksek açılıdır. Doğu Anadolu'nun bütün temelini, içinde en az bir ansimatik adayı kapsayan bir yığışım prizması olarak görmekteyiz (şekil 4 kesit 1-2 deki andezitik volkanizma bu adayı yayını belirtir. Bu kuşak şekil 2 deki Yozgat Sivas kuşağının doğu uzantısına karşılık gelmektedir. Ancak ölçeğin yetersiz oluşu nedeniyle

ŞEKİL 5 — Türkiye'nin değişik bölgelerindeki otokton ve paraotokton ile Güneydoğu Anadolu'daki allohton'da görülen tipik kesitleri içerir stratigrafik korelasyon çizelgesi. Sağda kesitlerin temsil ettiği her bir bölgeden derlenen verilere karşı, Türkiye'deki ana tektonik olayların bir özeti sunulmaktadır. Dikdörtgen içindeki harita Ketin'in (1966) Türkiye tektonik as bölümü tanıtımı ışığında bu stratigrafik kesitlerin yaklaşık yerlerini göstermektedir (P Pontidler, A Anatolidler, T Toridler, B Kenar kıvrımları).

Her kesite ait referanslar aşağıda gösterilmektedir :

Kesit 1 — Özdemir ve diğerleri (1973), Brinkmann (1976) Abdüsselamoğlu, (1977) ve kendi gözlemlerimiz.

Kesit 2 — Abdüsselamoğlu (1977), Dr. A.M. Gözübol ve Y. Yılmaz'ın yayınlanmamış gözlemleri.

Kesit 3 — Altınlı, (1973 a), Saner (1978), A.M. Gözübol ve Y. Yılmaz'ın yayınlanmamış gözlemleri.

Kesit 4 — Altınlı (1973 a, 1973 b), Bingöl ve diğerleri (1973), Çoğulu ve diğerleri (1965), Erk (1942), Saner (1978), Dr. Y. Yılmaz yayınlanmamış gözlemleri.

Kesit 5 ve 6 — Ağralı ve diğerleri (1966), Baykal (1952), Bergougnan, (1976), Brinkmann (1976), Erguvanlı (1950), Gattinger (1956), Gedikoğlu (1978), Ketin (1951), M.T.A. (1977), Nebert (1961, 1963), Özsayar, (1973), Şengör ve diğerleri (1980). Orta Jura kesitindeki koyu, kalın çizgiler kömür düzeylerini temsil etmektedir.

Kesit 7 — Boray (Özgül, 1976 da), Dürr (1975), Gutnic ve diğerleri (1979).

Kesit 8 — Gutnic ve diğerleri (1979)

Kesit 9 — Monod (1979).

Kesit 10 — Özgül (1976).

Kesit 11 — Argyriadis (1974) ve Özgül (1976).

Kesit 12 — Özgül (1976).

Kesit 13 — A. Aziz, M. Meşhur ve H.S. Serdar'ın hazırladığı yayınlanmamış T.P.A.O. kesiti (Ozan Sungurlu'nun yazılı bildirisi, 1979).

Kesit 14 — Bergougnan (1975), Özgül ve diğerleri (1978).

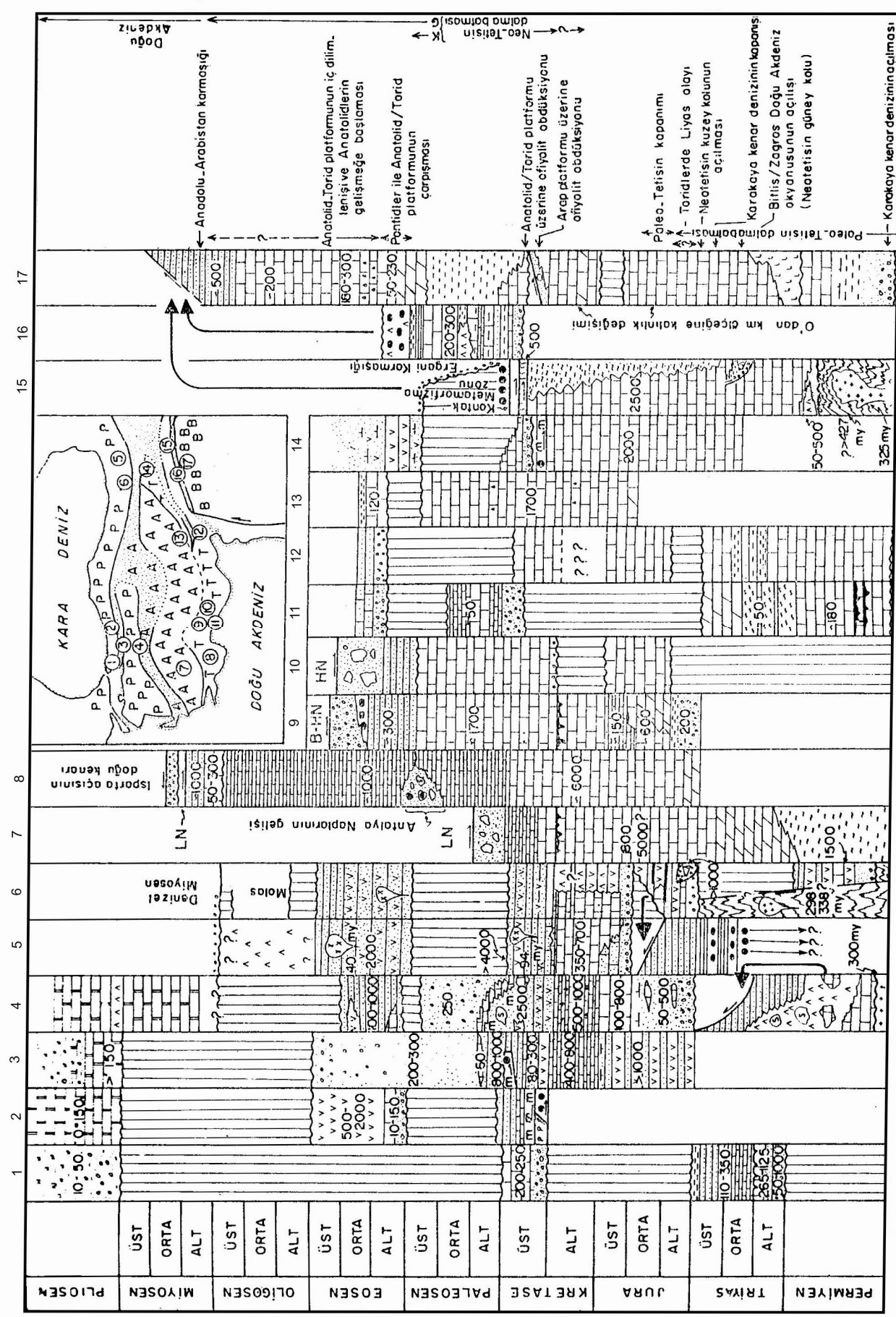
Kesit 15 — Boray (1975), Yılmaz (1978), Yücel Yılmaz'ın gözlemleri.

Ofiyolitlerin altındaki sürsajsız dilimler kontak metamorfik kayaları kalın yatay çizgiler ise kataklastik kayaları temsil etmektedir. (Yılmaz ve diğerleri, 1981, basımda).

Kesit 16 — Perinçek (1979). Dr. Doğan Perinçek ve Ozan Sungurlu (1979) ile kişisel görüşme.

Kesit 17 — Rigo de Righi ve Cortesini (1964), Sungurlu (1974) ve Ozan Sungurlu (1979) nun (yazılı bildirisi).

Açıklama : 1 — Deforme ve metamorfik, stratigrafik temel; 2 — İstanbul Paleozoyik istifi; 3 — Üst Paleozoyik - Alt Mesozoyik granitik intruzyonlar; 4 — şistli konglomera ve breşler; 5 — olistostrom; 6 — Sedimentolojik ortamı belirtilmemiş kumtaşları; 7 — Fliş; 8 — Şeyl; 9 — Alanya ve Bitlis Masiflerinde pelit ve semi-pelitler; 10 — Evaporit; 11 — Lagün ve göl karbonatları; 12 — Detritik kireçtaşı; 13 — Dolomit; 14 — Pelajik kireçtaşı; 15 — Radyolarit; 16 — Magmatik yay volkanizması; 17 — Yay plutonizması; 18 — Rift volkanizması, kesit 6 daki yay ve rift volkanizması karışımı sembol, bimodal Tibet tipi volkanizmayı göstermektedir; 19 — Pillov bazalt;



bu şekil 2 de gösterilememiştir). Melanj kaması üzerindeki çökeller, başlıca yay-hendek arası çökelleri ile üst kıta yamacı havzalarının çökelleridir. Tıpkı Aleut yığışım prizmasında olduğu gibi, bu çökeller, melanj kamasının giderek kalınlaştığını ve okyanus yönünde büyüdüğünü belgelemektedir. Doğu Anadolu yığışım karmaşığı zamanla yay hendek aralığında birden fazla havza içeren Aleut yığışım prizması (Dickinson ve Seely, 1979) veya yay-hendek aralığı bugün büyük ölçüde karasal durumda bulunan Makran yığışım prizmasında olduğu gibi karasal bir konum kazanmıştır (Farhudi ve Karig, 1977).

Dikkati çeken husus Arni'nin daha 1939'da Doğu Anadolu ile Makran'ın, tektonik tarz ile litoloji toplulukları açısından benzer olduklarını belirtmiş olmasıdır. Bu nedenle her ikisini de «İranid» adını verdiği tektonik bölgenin içine katmıştır. Arni'nin «İranidlerin dilimlenmiş Mesozoyik ve Tersiyer çökel birimleri» inden (levha 4) sergilediği enine kesitlerin günümüzde büyük yığışım karmaşıklarındaki dönme geçirmiş kesimlere şaşılacak bir benzerlikleri vardır (Karig, 1974; Mascle ve diğerleri, 1977; Farhudi ve Karig, 1977; Dickinson ve Seely, 1979 daki kesitlerle karşılaştırınız). Bu yazıda Şengör ve diğerleri (1980) nin uygulamaları benimsenerek Doğu Anadoludaki yığışım prizması ya da prizma sistemine «Doğu Anadolu yığışım karmaşığı» adı verilmiştir (şekil 1. 5) ileri bölümlerde de görüleceği gibi Doğu Anadolu yığışım karmaşığının Türkiyenin neotektonik gelişmesi üzerinde çok belirgin bir etkisi olmuştur (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör, 1980). Değişik kıtasal parçaların farklı zamanlardaki konumları üzerinde henüz çok şey söylemek mümkün değildir. Türkiyeye ait eldeki palebiyocoğrafik ve paleomanyetik veriler, okyanusların büyüklükleri ile kıta parçalarının konumları üzerine ancak pek kaba tahminler yapmaya elverişlidir. Rodop-Pontid parçası ve Sakarya kıtası en azından Liyastan beri Avrasya faunası içermektedir. Bu özellikleri ile Liyas'dan, erken Tersiyere kadar Arabistan ve Anatolid/Torid platformundan kesin bir farklılık gösterirler. Bu tektonik birimler ise belirtilen bu zaman aralığında güney Tetis faunası içerirler

20 — Ofiyolit; 21 — Melanj, kısmen ofiyolitik; 22 — Boksit; 23 — Lakün; S - Kesitlerdeki serpantinli temsil etmektedir. Küçük içi boş üçgenler çört nodülleri veya çörtlü tabakalar.

LN = Likya Napları, B - HN = Beyşehir Hoyran napları, HN = Hodim Napları. Şekildeki kalınlıklar yaklaşıktır.

(Bassoulet ve diğeri, 1975; Bergougnan, 1975; Fourquin, 1975; Enay, 1976; Gutnic ve diğeri 1979). Bu durum, güneyde İzmir-Ankara-Ilgaz ofiyolitik kenet kuşağı ile temsil edilen okyanusun oldukça geniş olduğunu belirler ve aynı zamanda Sakarya kıtasının da Avrasyadan çok uzaklaşmamış olduğunu gösterir. Jura paleomanyetik verileri ile onların gösterdiği paleoenlemler de bu düşüncüyü destekler niteliktedir (Dr. Ian Evans ile kişisel görüşme, 1980). Ancak yine de Sakarya kıtası Rodop-Pontid parçasından birkaç yüz km uzaklaşmış olmalıdır. Çünkü iki kıtayı ayıran okyanusun, kuzey yönünde Rodop-Pontid parçasının altında doğru dalıp batması geç Kretasede, bu kıta üzerinde iyi gelişmiş bir adayayının oluşumuna yol açmıştır.

Ne fauna (Bassoulet ve diğeri, 1975) ne de paleomanyetik veriler (Zijderveld ve Van der Voo, 1973; Channel ve diğeri, 1979) Neo-Tetisin güney kolunun varlığını ortaya koyacak bir farklılık sunmaktadırlar. Bu durumu açıklamak mümkündür. Çünkü güney kol, batıya doğru, Sicilyada, Türkiyeden çok ötelere gidemeden sona ermektedir. Bu nedenle paleomanyetik veriler bu dar açılmanın varlığını göstermemektedirler. Sicilyadan itibaren doğuya doğru olan açılmanın oluşturduğu açı 10° yi bile bulsa, Arabistan ile Doğu Anadolu arasında bu açı K-G yönde yaklaşık 700 km lik bir açıklığın gelişmesine yol açabilir ki bu açısal genişlik paleomanyetik verilerin hata payı içerisinde kalmaktadır.

Türkiyede, Kimer kıtasının geç Paleozoyiği izleyen sürede hangi konumlarda olduğunu gösteren paleomanyetik veriler yok denecek kadar azdır. Paleobiyocoğrafya verileri ise yoktur. Zijderveld ve Van der Voo (1973) paleomanyetik verilere dayanarak, günümüz Türkiyesini oluşturan bütün alanların Permiyende Afrikaya ait olduğu sonucuna varmışlardır. Bu sonuç jeolojik verilerle tam bir uyum içindedir.

Aşağıdaki bölümlerde Türkiyenin tektonik evriminin ana hatları, seçilmiş dokuz zaman aralığı içinde sunulmaktadır. Bu zaman aralıkları, ülkenin tektonik evrimi sırasındaki ana değişiklikleri gösterebilmek amacıyla verilmiştir. Bu bakımdan bu seçimin mutlaka daha fazla veri birikimi olan dönemlere ağırlık verdiği sanılmamalıdır. Eldeki mevcut verilerle, Türkiyede daha kısa zaman aralıkları için daha ayrıntılı paleocoğrafya veya paleotektonik haritalar çizilebilir. Ancak böyle bir yaklaşım, bu yazının amacının çok dışında kalmaktadır. Amacımız, jeolojik evrimin ana hatlarını, levha tektoniği açısından tanıtmaktır.

Paleotektonik haritalarda Burchfiel'in (1980) uyguladığı yöntem izlenerek, kıtacıkların içine, referans amacıyla, günümüzdeki coğrafi şekilleri nokta nokta çizilerek gösterilmiştir. Şekil 6 da gösterdiğimiz küçük kıta bloklarının hepsi kendi içlerinde çok önemli miktarlarda biçim değişimlerine uğramışlardır. Bu nedenle bu parçalara «levha» adı uygulanmamıştır. Bu büyük yamulmalar, genellikle iki kıtasal parçanın bir kenet zonu boyunca çarpışmasıyla bir araya getirilmelerinden sonra başlamıştır.

Paleotektonik haritalarımızda okyanus orta sırtlarının konumları belirlenmemiştir. Bunu yapabilmek için elimizde çok az veri vardır. Okyanus tabanı yayılma yönünü belirleyebilmek ancak transform fay doğrultularının çok iyi bilinmesi gibi bazı denetimlerle mümkün olabilmektedir (şekil 6A örneğindeki gibi). Bunların yokluğunda sırt geometrilerinin ilk hallerine konulması ise hemen hemen imkansızdır.

Şekil 6 daki paleotektonik haritalarda kıtacıkların şekilleri çizilmeğe çalışılmıştır. Ancak bu çizimler, bu kıta parçalarının orijinal geometrilerini gösterme açısından yeterli güvenilirlikte görülmemelidir. Permiyen'den günümüze Türkiye'nin uzantısına dik yönde uğradığı kabuksal kısalmanın, çizimler sırasında gözönünde aşırı bir ihtiyatla bulundurduğumuz miktarı yaklaşık toplam % 40 kadardır (dalıp batan okyanusal alanlar bu tahminin doğal olarak dışındadır). İlişkili parçaların bağlı yerlerine konulmasında birimler K-G yönde bu miktar kadar genişletilmiştir. Ancak, dalıp tüketilen okyanusal alanlar bir yana bırakıldığında bile Permiyen'den günümüze, Türkiye'deki gerçek kabuksal kısalmanın clasılıkla % 60 kadar veya daha fazla olduğu söylenebilir.

Miyosen sonundan beri, Türkiye'yi etkileyen D-B kısalma (Şengör, 1979 b, 1980) bu değerlendirmenin tümüyle dışında tutulmuş ve çizimlerde bu düzeltmeler yapılmamıştır. Kıtaların arasında okyanusal litosfer buldukça bu kıtaların, birbirinden birincil olarak ne kadar uzakta oldukları bilinemediğinden bu durum ancak pratik bir yaklaşımla ele alınabilir. Bu nedenle şekil 6 daki haritalarda okyanusların genişliği sembolik olarak ifade edilmiştir. Sadece Neo-Tetis okyanuslarının birbirlerine nazaran bağlı büyüklüklerinin gösterilmesine çalışılmıştır.

PERMO-TRİAS OLAYLARI

Permiyen'de günümüz Türkiye'sinin kapladığı bütün alanlar,

Gondwana-Land'ın kuzey ucunu oluşturan bir bölgede bulunmakta ve bu kesim daha da kuzeyde yer alan Paleo-Tetis okyanusuna bakmaktaydı.

Şengör ve diğerleri (1980) yakın bir geçmişte elde edilen verileri gözden geçirerek bu kenarın niteliklerini özetlemişlerdir.

Doğu Pontidlerin¹ doğu kesiminde, Gümüşhane-Bayburt bölgesinde Permo-Karbonifer'de metamorfik bir temel üzerinde, denizel kalın bir istif (yaklaşık 1,5 km) gelişmiştir. Bu istif, kırmızı arkoz, ortokuvarsit ve fosilli koyu renkli kireçtaşları ile bunlarla ardalanmış hornblend-biyotitli andezit, tuf ve başlıca silisli lavlardan oluşmaktadır. Metamorfik temel birkaç deformasyon evresi geçirmiş olan kuvarzo-feldspatik şist, fillat ve sleytten oluşmaktadır (Yılmaz, 1974 a). Post-Kinematik, düşük ergime ısı bileşimli granitler, örneğin, Gümüşhane granitik plutonu, bu temelin içine sokulmuştur. Plutonun «tümkaya» Pb yöntemiyle bulunan izotopik yaşı 298 ile 338 milyon yıl arasında değişmektedir (Çoğulu, 1975).

Şengör ve diğerleri (1980) Permiyen'deki andezitik volkanizmayı, güneye doğru dalarak batıp tüketilen Paleo-Tetis okyanusunun dalma batmasının ürünü olarak yorumlamışlardır.

Gümüşhane plutonunun intrüzyonunun da bu olayla mı yoksa daha eski bir Hersiniyen rejimi ile mi bağlantılı olarak geliştiği henüz kesinliğe kavuşmuş değildir. Küre, Çangal dağı ve Daday bölgelerinde Paleo-Tetis ofiyolitlerini örten fliş istifinin yaşı Ketin'in düşündüğü gibi (M.T.A. 1962) Permiyen'e kadar inerse, bu durum Paleo-Tetis okyanus kabuğunun üzerinde, Permiyen'de de fliş çökeldiğinin verisi olarak alınabilir. Aslında bölgede yaşı kanıtlanmış Triyas flişi bulunmaktadır. Tektonize olmuş ofiyolitlerle bir arada, Dogger öncesi yaşlı mavişist ve eklojitler bulunurlar. Doğu Pontidlerin diğer kesimlerinde Triyas yaşlı kayalar hemen hiç görülmezler. Ancak Permiyen ile Jura arasında tektonik olayların görülür devamlılığına dayanarak Şengör ve diğerleri (1980) Triyas'ta da doğu Pontidlerde tektonik bir rejim değişimi olmadığını varsaymışlardır.

Batı Pontidler'in kuzey kesimi Paleozoyik sonu Hersiniyen deformasyonlarına tanık olmuştur. O dönemde günümüz Karadeniz'

(1) Ketin'in (1966) Türkiye'nin tektonik birlikleri sınıflaması Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar kıvrımları kuşağından oluşur. Şekil 5 teki haritaya bakınız.