

KUZAY TÜRKİYE'DE JURA SONU ÖNCESİ OKYANUS KALINTILARI PERMİYEN-TRİYAS PALEO-TETİS PARÇALARI*

A. M. Celal ŞENGÖR; Department of Geological Sciences, State Univ. of Albany, New York

Yücel YILMAZ; Jeoloji Bölümü, Yerbilimleri Fakültesi, İ.Ü. İstanbul

İnsan KETİN; Jeoloji Kürsüsü, Maden Fakültesi, İ.T.Ü. İstanbul

ÖZ

Orta Jura yaşlı ofiyolitli kenet kuşağı ve beraberindeki kıta kenarı istiflerine K. Anadolu'da, yaygın Üst Kretase - Eosen volkanik örtüsüyle kuşatılmış olarak yüzeylenmiş iç mostralarda rastlanır. D. Karadeniz Dağları, yani D Pontit tektonik kuşağının Jura sonu öncesi kayaları iki belirli litoloji topluluğundan oluşmuştur. 1. Permiyen ile Jura başında K.'e bakan bir magmatik yaya ilişkin bir kıtasal topluluk, 2. Altta derin deniz çökelleri ve üstte yer yer metamorflaşmış ofiyolit dizini içeren bir okyanusal topluluk ki yazarlar bunun Permiyen (?) ile Jura ara zamanında yaygın K.'inde varolmuş bir okyanus alanının kalıntılarını temsil ettikleri kanısındadırlar. Orta Jura'da, okyanus topluluğu bir düze üleştirimli (penetratif) biçim değiştirmesine uğramış ve kıta topluluğu okyanus topluluğu üzerine itilmiştir. Tabanda görülen itilme zonu bir yana bırakılacak olursa, kıta topluluğu okyanus topluluğu gibi bir düze üleştirimli biçim değişimine uğramış değildir. Kıta topluluğunun G kısmı Jura başında D-B çekim fayları ile bazaltik ve bir kısım traktitik volkanizma ile etkilenmiştir. D Pontitlerdeki Permiyen ile Orta Jura jeolojilerini, yazarlar, G.e eğimli bir yitme zonunda Permiyen-Jura okyanusunun giderek bütüldüğünün bir belirteci olarak yorumlamışlardır. Bölgesel verilere göre, kenet kuşağı Orta Jura yaşlı G Rodop Orojeni'nden Karadeniz çevresi Mezozoyik oroje-

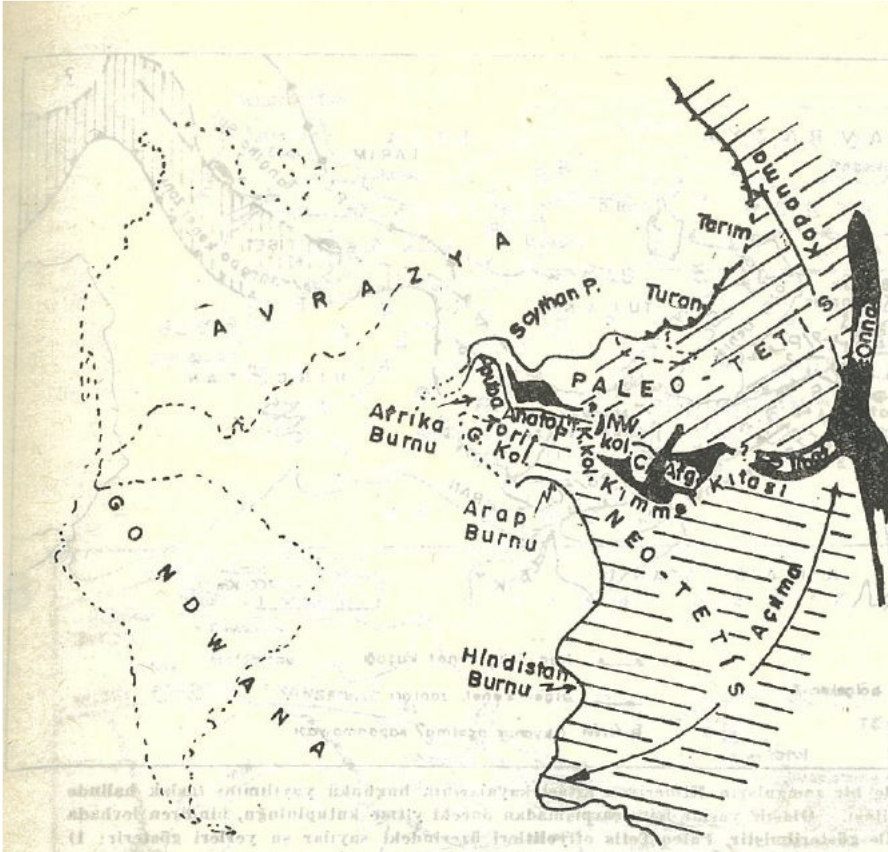
rez zonlarından geçerek, K. İran, Afganistan, Orta Tibet ve Çin'e kadar uzanmıştır. Bu bölgesel kuşak Permo-Priyas yaşlı Paleo-Tetis'in kapanmasıyla oluşmuştur. Metinde anlatılan okyanusal topluluk b uokyanusun bir kısmını temsil eder, kıtasal topluluk ise önceleri Kimeriyen kıtası olarak tanımlanmış kıtanın bir kısmını olmalıdır.

GİRİŞ

Anadolu dağ sıralarında korunmuş olan Mesozoyik çökel istifleri Tetis adı verilen denizin varlığının, yeri ve tanımlanmasının yapılabilmesinde önemli bir rol oynamıştır. Bu deniz, bir zamanlar Gondwana kıtası ile Laurasia'yı Doğu Akdeniz ve Orta Doğu'da (Neumayr, 1885; Suess, 1893, 1901) birbirinden ayırmakta idi. Ne var ki sözü geçen alanlarda saha verilerinin henüz yetersizliği nedeniyle, Tetis'in kinematik evrimi aydınlanmamış ve örneğin Argand (1924) gibi yazarlar gerekli dayanakları sağlamaksızın Türkiye ile İran'ı tümüyle "Tetis Jeosenklinali"ne yerleştirmişlerdir. Yakın geçmişte, Atlantik ve Hint okyanusları çevresindeki riftleşmeli kıta kenarlarının geometrik uyumuna dayandırılan Permiyen-Triyas Pangea'sını yeniden kurma girişimleri (örneğin Bullard ve diğer., 1965; Smith ve Hallam, 1970; Smith ve Briden, 1977), Laurasia ve Gondwana kıtası arasında B.'ya doğru daralan, üçgen bir "boşluk" alanının varlığını ortaya çıkarmıştır. Okyanusal nitelikteki bu geniş alana

Tetis denmiştir (örneğin Smith, 1971; Dewey ve diğer.; 1973, Biju-Duval ve diğer., 1977) ancak Smith (1973)'in farkettiği üzere Alp sisteminde bulunan Mezozoyik sonu - Senozoyik kenet zonları, Triyas veya az sonrasında açılmaya başlamış okyanusları temsil ederler ve bu yüzden bunlara Neo-Tetis denmiştir. Buna benzer bir durum G. Asyada bulunmuştur (Boulin ve Bouyx, 1977). Bu kenetler dolayındaki paleocoğrafya incelemeleri (örneğin de Lapparent ve diğer., 1970, Argyriadis, 1975, Stöcklin, 1977) Neo-Tetis'in temsil ettiği okyanus alanlarının kopukluğa uğramış K. Gondwana kıtasını gösterdiklerini ortaya koymuştur. Buna dayanan Smith (1972, 1973), Dewey ve diğer.; (1973), Stöcklin (1977), Laubscher ve Bernouilli (1977) ve Hsü (1977) Fangea ve Paleo Pasifik okyanusu (ki bundan böyle Paleo-Tetis'tir) ile yeryüzünü kaplamış bulunan Permiyen - Triyas Tetis kenet kuşağının Alp - Himalaya orojenez sisteminin Mezozoyik sonra Senozoyik kenet zonlarının K.'inde bulduklarını belirtmişlerdir. Daha sonra Şengör (1979a), B.'da bunun, G. Rodop Orojeni'nden ve K. Dobruca'dan D.'da Çin'e dek birtakım ofiyolitler aracılığıyla, Mezozoyik başı ile Orta'sında oldukça yoğun bir orojenik aktivitenin sürdüğü, dar bir kuşak halinde uzandığını göstermiştir (Şekil 2). Kendisi bunu Paleo-Tetis'in kapanması ürünü olarak yorumlamıştır. Yine kendisi bu kapanımı Kimeriyen kıtasının veya çoklukla Triyas-Jura

(*) Yazı; Geol. Soc. Amer. Bull., 91, Part 1, 599 - 609'da yayınlanan makaleden Prof. E. Altınlı tarafından türkçeleştirilmiştir.



Şekil 1: Pangea'nın Triyas Sonu-Jura Başı durumu ile Tetis alanının iç geometrisi (Smith ve Briden, 1977'in Pangea'sı temel alınmış ve Şengör, 1979a, Şekil-2'ün deüişimi katılarak düzenlenmiştir. Kimeriyen kıtasının herhangi bir biçim düzeltmesi görmemiş oluşu, örneğin Karadeniz sıradağları ile Afganistan (Hindikus-Orta Pamir gizgisi boyunca) K'inde daha henüz açık okyanus varken KB İran'ın Laurasia ile Triyas Sonu'nda çatışması gibi (Majidi, 1978; Alavi, 1979), ski halî yeniden kurmada olası tutarsızlıklara yol açabilmektedir. Haritada Tsing-Ling boyunca Çin'de belirtilmiş Paleo-Tetis ana kenet kuşağı, belki de G'e doğru gerektiğinden çok uzatılmıştır (Bak. Ziegler ve diğer., 1979).

başî arasında Gondwana kıtasında açık bulunan Neo-Tetis'e seyir yapmış Laurasia ile çarpışma şeklinde görmüştür (Şekil 1). Paleo-Tetis kenet zonuunun kesin yeri, Neo-Tetis kapanmasıyla ilişkili yoğun orojenik ve önlîke deformasyonları, orojenez sonrası volkanik ve çökel kayalar örtüsü tarafından gizlenmiştir (Örneğin Dewey ve Burke, 1973; Molnar ve Tapponnier; 1975, Şengör ve Kidd, 1979).

Bu yazıda, Jura ortalarında okyanusun kapanmış olduğu ofiyolitik kenet kuşağı ve K. Türkiye'de D. Pontidler'de yer alan Permiyen - Liyas yaşlı magmatik yay, kısmen kendi arazi çalışmalarımıza kısmen ise literatüre dayanılarak tanımlanacaktır (Şekil 3). B. Pontidlerdeki Triyas sonu-Jura başî yaşlı, daha sonraki kenet kuşağı (Şengör, 1979a; Tekeli, 1979 kişisel görüşme) bu bildiri kap-

samı dışında bırakılmış ancak bu yazıda tanımlanan kenet kuşağı ile olan olası kenar ilişkileri de burada tartışılacaktır.

DOĞU PONTİDLERİN JURA ÖNCESİ - SONU JEOLojİSİ

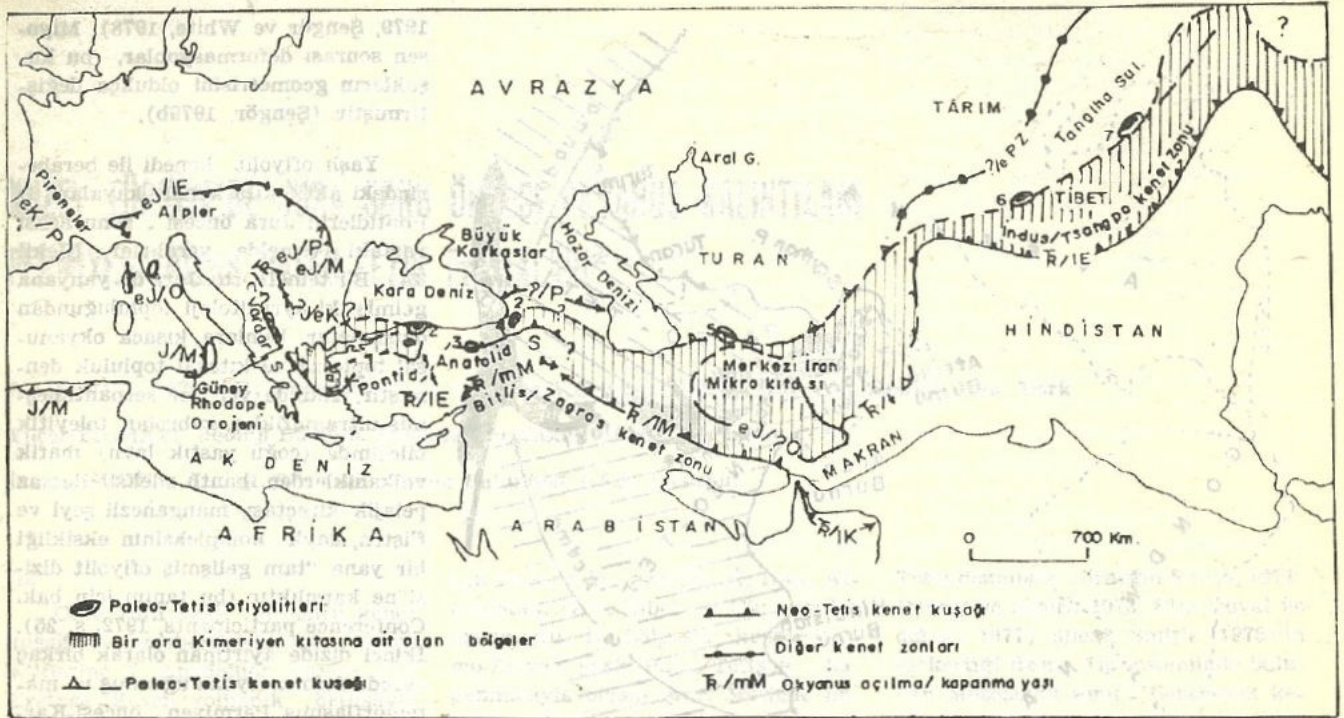
Şekil 3A'da Ketin'in (1966) taşarımı değişkenerek, Anadolu'nun başî orojenez kuşakların gösterilmiştir. Bu kuşaklar iki temel okyanus alanının kapanmasıyla oluşmuşlardır. Kuzeyde bulunan, şimdiki İzmir-Es-hişehir-Ankara-Erzincan ofiyolitik kenetiyle temsil olunmuştur (Brinkmann, 1976, Bergougnan, 1975) ve Triyas-Jura başî ara zamanında açılmış, Orta Kretase ile Eosen sonunda kapanmıştır. Bitlis kenet kuşağı ile temsil olunan GD Türkiye'deki ikinci kuşak ise Noriyan'de açılmış, Orta Kretase ile Orta Miyosen arazamanda kapanmıştır (Şengör ve diğer.,

1979, Şengör ve White, 1978). Miyosen sonrası deformasyonlar, bu kuşakların geometrisini oldukça değiştirmiştir (Şengör, 1979b).

Yaşlı ofiyolit kenedi ile beraberindeki aktif kıta kenarı kayaları, D Pontidler Jura öncesi - sonu arası yaşta temelde yer alırlar (Şekil 3A). Bu temel Orta Jura'da yanyana gelmiş iki ayrı litoloji topluluğundan oluşmuştur. Bunlara kısaca okyanusal topluluk ve kıtasal topluluk denmiştir. İlkinde yer yer serpantinleşmiş ultramafikler, gabrolar, toleyitik bileşimde (çoğu yastık lavlı) mafik volkaniklerden, bantlı sileksit ile az pelajik kireçtaşı, manganezli şeyl ve fişten, dayk kompleksinin eksikliği bir yana "tam gelişmiş ofiyolit dizisi"ne karşılıktır (bu tanım için bak. Conference participants, 1972, s. 25). İkinci dizide ayırtman olarak birkaç evrede deformasyona uğramış ve metamorflaşmış Permiyen öncesi-Karbonifer yaşlı bir temel ile kırıntılı kireçtaşı bol toleyitik ve kalkalkalık volkanik örtü bulunur, Alpin sonrası volkanizmanın olağanüstü yaygınlığı ve bununla ilişkili, Pontidler altında (Seymen, 1975, Tokel, 1977, Akın, 1979 ve bu metindeki Şekil-8) Mezozoyik sonu-Senozoyik başî Neo-Tetis yitimi nedeniyle bu topluluk ancak alpin sonrası örtüdeki az sayıda iç mostralarda görülebilmektedir (Şekil 2B). Aşağıdaki açıklamalarda D'dan B'ya doğru büyücek mostralara kısaca tanıtılacaktır.

Artvin Alanı

Bugünkü Türkiye-Rusya sınırı yakınında, Demirkent dolayındaki Çoruh nehri boğazında, tabandan tavana şunlar bulunur: serpantinleşmiş ultramafikler, gabrolar, amfibolit fasiyezi gnaysları, sleytler (ki "sleytdiyabaz topluluğu" denmiştir) ile nöbetleşen mafik volkaniklere Erzurum-Oltu şoseleri (kavşağında) (Şekil 4 alanı dışında ve G'inde), Kınalı köyü yakınında, ultramafik ve mafik litolojilerin üst kesiminde, toleyitik hısmınlık gösteren mafik yastık lavlar bulunur. Yastık lavlarla stratigrafik dokanakh olarak bantlı sileksit fakat daha K'de (Şekil 4 alanında) epi-ofiyolitik çökeller (şeyller ve ince kumlar) Jura başî fosilleri içerirler (MTA, 1977). Artvin alanında genelde, magmasal kayalar, yerel hidro-



Şekil 2: Alp-Himalaya orojenez sistemiyle bir zamanların Kimeriyan kıtası kayalarının bugünkü yayılımını taslak halinde gösterir. Tetis kenet zonları haritası. Olasılı yarılar için, çarpışmadan önceki yitme kutupluluğu, bindiren levhada kenet çizgisi boyunca ügenler ile gösterilmiştir. Paleo-Tetis ofiyolitleri üzerindeki sayılar şu yerleri gösterir: 1) Karagöl bölgesi (Fourquin, 1975), 2) Sinop-Daday bölgesi (bu bildiri), 3) Kelkit vadisi bölgesi (Nebert, 1961 ve bu bildiri), 4) Artvin bölgesi (MTA, 1977 ve bu bildiri), 5) Meshet alanı (Majidi, 1978; Alavi, 1979), 6 ve 7) Tibet ofiyolitleri (W.S.F. Kidd, 1979, kişisel bildiri). Pz: Paleozoyik, R; Triyas, J; Jura, K; Kretase, P; Paleosen, E, Eosen, O, Oligosen, M, Miyosen. e Baş, mid Ortası, 1 Sonu. Paleo-Tetis boyunca kapanım tarihleri için bak. Sengör, 1979a.

termal metamorfizmalıdır. Bu ultra-mafik-mafik topluluğu beraberindeki örtü çökellerini bu yazarlar, 1972 Fenrose Konferansı'na tanımladığı üzere "ofiyolit" olarak yorumlamışlardır. Türkiye'deki Neo-Tetis ofiyolitleri, beraberlerindeki çok andıran ofiyolitlerle biraradaki banthi siliksit, kesinlikle okyanus kökenlidir. İnce kum-şeyl topluluğu da olasılıkla abisal türbidit yelpazelerinin iraksak (distal) fasiyesidir.

Artvin alanının yukarıda tanımlanan bu "okyanus topluluğu", rejyonal metamorfizmalıdır ve Jura Sonu yaşlı çökellerin çökmesi öncesinde enaz iki fazlı üleştirimli deformasyondan etkinmiştir. İlk fazda yeşil şist topluluğu ve pelitlerde sleytlerdekini andıran dilinimler gelişmiştir. İkinci fazda varolan sleytsi dilinim, kıvrımlanmış ve beraberinde mikrokıvrımcıklar gelişmiştir. İkinci kuşak kıvrımlarının eksenleri, değişik eğimli olarak K. 35 D. gidislidir. Tersiyer başında KB.'ya eğimli deformasyon bu alandaki tüm Pontid yapıyı etkilemiş ve yapı örneğini karma-

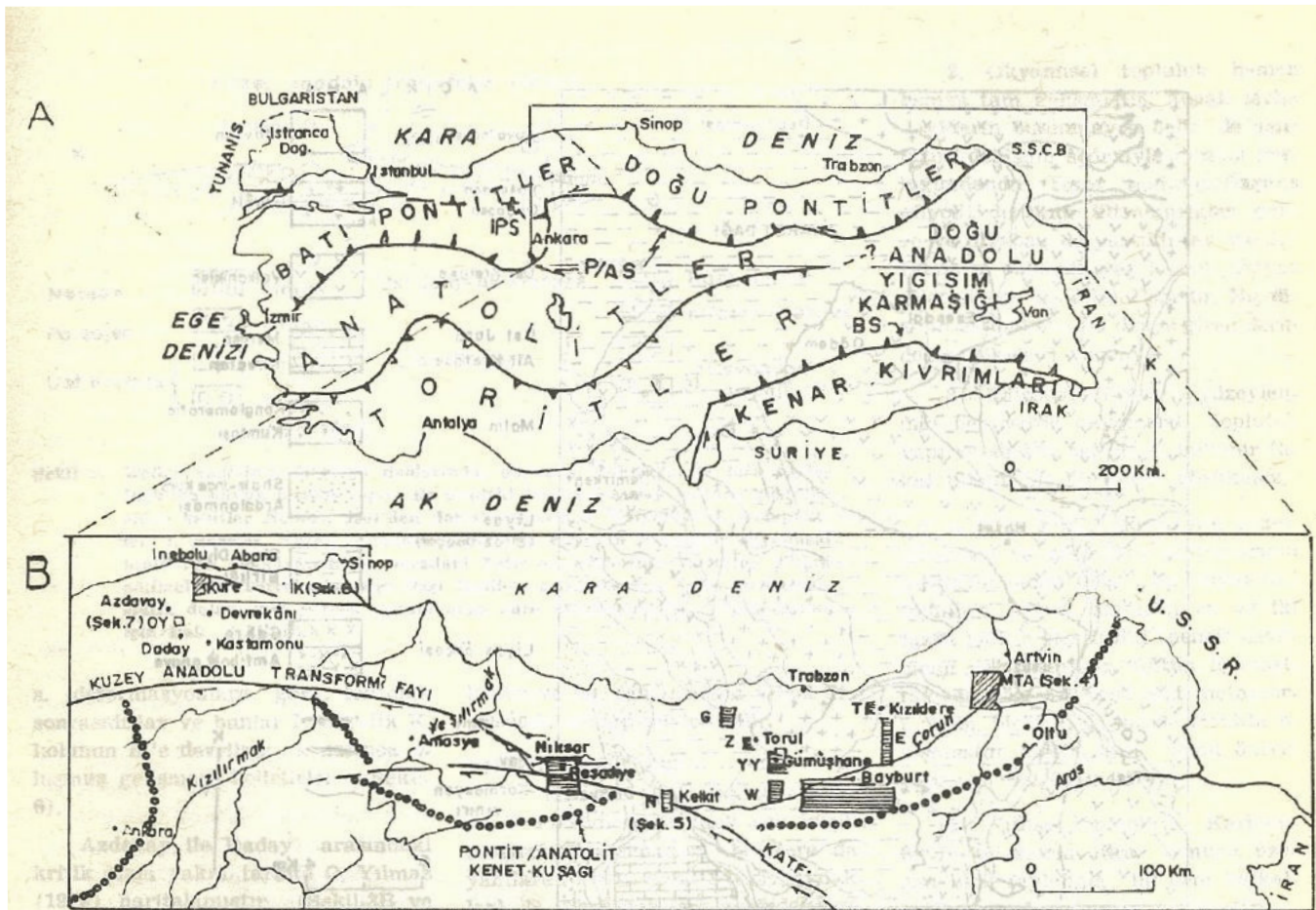
şıklaştırmıştır. Bugünün yönelimi ve Jura Sonu öncesi iki faz yapılarının değişken eğimleri, belki de bir kısmı ile bu deformasyon sonucu oluşmuştur. Bu, Türkiye'deki Neo-Tetis K. kolunun kapanmasını da işaretlemektedir (örneğin Tokel, 1977) (bak Şekil-8).

Artvin alanında, Dağyolu ile Yusufeli G.'indeki okyanusal topluluk üzerine dar açılı diskordansla gelen Jura Sonu çökelleri vardır (Şekil-4). Tabanda, alttaki okyanusal topluluk kayalarının 30-50 cm çaplı öğelerinden yapıma çakıtaşı bulunur. Üstüne gelen Jura Sonu tabanı, 1 km'yi aşkın kalınlıktaki kumtaşı ile kireçtaşı nöbetleşmesinden yapılmıştır (MTA, 1977) ve bu, deforme olmuş temel üzerinde giderek çöken bir self alanının geliştiğini anlatır. Bu istif, konkordan olarak 200 m kalın çörtlü kireçtaşıyla temsil olunmuş Alt Kretase'ye geçer ve bu, yer yer olası yaşıt toleyitik dayk ve sillerle biçimlidir. Artvin alanındaki kalkalkalılık magmatizma Kretase sonunda başlamıştır (Tokel, 1977; Akın, 1979) ve

başlıca andezitlerden oluşma bu volkanikler Albiyen öncesi birimleri örtmüşlerdir (Şekil-4, bak MTA, 1962a, 1962b).

Gümüşhane - Bayburt Alanı

Artvin alanına karşıt olarak, kıta topluluğu kayaları Gümüşhane Bayburt ile K'indeki bir takım küçük mostralarda gözükürler (Yılmaz, 1974a). Bu topluluğun tabanındaki silyalik temel, birçok fazda biçim değiştirmiş ve metamorflasmış kuvarşlı feldispatlı şistler, fillitler ve sleytlerden yapılmıştır (Yılmaz, 1974a), Post kinematik, düşük sıcaklıkta ergir bileşimli granitler (örneğin Gümüşhane plütönu, Yılmaz 1973, 1974a, 1974b), tüm kayac Pb izotop yaşı bulgusuna göre 298 ile 338 m.y. arasındadır (Çoğulu, 1975) ve yukarıda sözü edilen temele intrüzyonludur. Bu granitlerde K/Ar yaşı olarak bulunmuş 162 m.y., daha genç bir termal olay nedeniyledir (Çoğulu, 1975). Temelin deformasyonu ve metamorflasımı Gümüşhane granitinin sokulumundan önce olduğu yönle, hiç değilse Paleozoyik sonu yaşıdır,



Şekil 3A: Türkiye'nin tektonik asbölümleri (Ketin, 1966'den değişkenmiştir). İçi dol u kare üçgenliklerin kara çizgi, Şekil-2'de gösterilmiş çarpışma öncesi yitme kutupluğu ile Neo-Tetis kenetleridir. İçi boş üçgenler, K'e sürülmüş Torid allokonlarının çok genelleştirilmiş K aşınma sınırınıdır.

IPS Kretase sonu, Pontid içi kenetler, P/AS Pontid-Anatolit (K Neo-Tetis) ana kenedi, BS Bitlis (G Neo-Tetis) kenedi

3B) Jura Sonu öncesi iç mostralalarında yürütülmüş incelemelerin yerlerini gösterir: eğik tarama, okyanusal topluluk, yatay tarama kıtasal topluluk. İncelemeler şunlardır, MTA: MTA, 1977, E: Eroskay, 1971, T: Taner, 1977, K: Ketin, 1951, W: Wedding, 1963, YY: Yılmaz, 1972, 1973, 1974a, 1974b, Z: Zankı, 1961, G: Gedikoğlu, 1978, N: Nebent, 1961 S: Seymen, 1975, İ. K: Ketin, bu bildiri, OY: Yılmaz, 1979.

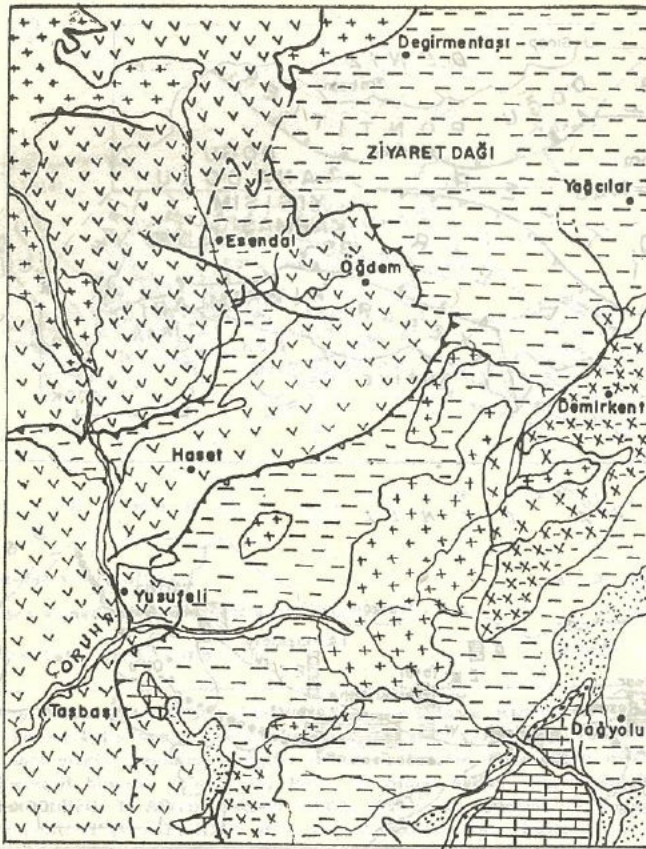
ancak metamorfiklerde bunu destekler veriler elde edilmiş değildir. Karbonifer-Permiyen! de 1.500 m kalın kırmızı arkoz, ortokuvarsit, fosilli koyu renk kireçtaşı ile nöbetleşe hornblendli, biyotitli andezit, tüf ve silisli lavdan yapılmış bir denizel istif metamorfik temelin üzerinde birikmiştir (Ketin, 1931). Ne var ki bunların hiçbirisi Gümüşhane graniti üzerinde bulunmaz. Bu Karbonifer-Permiyen istifi daha sonra yer yer temele kadar aşınmıştır.

Gümüşhane-Bayburt alanında, G'den bir yeni transgresyon (Akın, 1979), Sinemuriyende bir taban çakıtaşıyla başlamıştır (Ketin, 1951). Bu alandaki Alt Jura'nın toplam kalınlığı 1700 m'dir. Taban çakıtaşı yukarıya doğru, bir plaj fasiyesiyle, ince, temiz, ak ortokuvarsite geçer. Daha sonra pembe-kırmızı, yumrulu,

bol Ammonit'li çamurlu kireçtaşı bulunur (Yılmaz, 1972). Nöbetleşimli miltası ile grovak, değişik kalınlıkta kömür düzeyleri ve daha üstte volkanik arakatıklar içerir. Bu istifte 10 m kadar kalın Ammonitli kireçtaşı katkısı tekrarlanır. G'de kuvars normlu toleyitik bazalt (Bergougannan, 1975) ve D-B çekim faylarına koşut daykaların beslemiş olduğu seyrek alkalik trakit nöbetleşmeli çakıtaşı istifa 1000 m kalındır (Schultze-Westrum ve Zankı, 1962, Yılmaz, 1972). D-B çekim fayları, Jura Başında, kıtasal topluluğun G kenarı boyunca gerilme düzeninin başlamış bulunduğunu gösterir. Sinemuriyen transgresyonunun, D-Pontidlerin G kenarını sınırlayan bu rift ile ilişkili bulunduğu sanılmaktadır (Seymen, 1975; Bergougannan, 1976; Tokel, 1977).

Gümüşhane-Bayburt eksenini boyunca Jura volkanizması karada daha K'de ise deniz altında oluşmuştur. (Yılmaz, 1972; Zankı, 1961). Bu volkanizma hem toleyitik hem de kalkalkali nitelik taşır. Doğrultu boyunca devamında, bu volkanizma kalkalkali nitelik gösterir örneğin Küçük Kafkaslarda, riyolit, andezit ve bazalt püskürümü Jura başlarından Neokomiyen'e dek sürmüştür (Adamia ve diğer., 1977).

Gümüşhane-Bayburt alanındaki çökelim, Jura Başından sonra, özellikle K. kısımda yer yer kesikliğe uğramış, ancak yerel olarak istif kesiksizlikle Üst Jura'ya geçmiştir. Türkiye'nin bu kısmında Orta Jura'nın varlığı sorun olmuş, kimi yazarlar Üst Jurasığın arada Orta Jura bulunmaksızın, Alt Jura üstünde bulunduğunu bildirmişlerdir (örne-



Şekil 4: Artvin alanını değiştirmiş haritası (MTA, 1977). Açıklamalar için Bak. Şekil: 3B. Üst Jura tabanındaki tarama, açılı diskordanstır.

ğin Ketin, 1951; Bergougnan, 1976). Başkaları ise (örneğin Nebert, 1961, Ağralı ve diğer., 1966) çökelişin sürekliliği ve Orta Jurasığın varlığı savındadırlar. Karşıtlığın nedeni, çökelişin tektonikçe etkin bir alanda gelişmiş olması, alçalarda çökeliş sürerken, yükseklerde aşınmanın gelişmesidir.

Yüksek açılı faylanma ile çoğu fonsantrik seyrek kıvrımlanma bu alandaki Mezozoyik yapısı için ayırtıcıdır. Eosen sonunda bölge, Neo-Tetis kolunun kapanmasıyla ilişkili olarak, bütünüyle K'e devrik biçim değişimine uğramıştır (Bergougnan, 1976).

Kelkit Vadisi Alanı

Artvin alanındakiyle yakından benzerli olan Jura Sonu öncesi okyanusal topluluk, Kelkit Nehri boyunca Agvanis ve Berdiga dağlarında mostradır. Buralarda başlıca ultramafikler, gabrolar ve metavolkanitlerden oluşma bir metamorfik ofiyolit topluluğu bulunur. Metavolkanitlerin üzerinde azıcık metamorflaş-

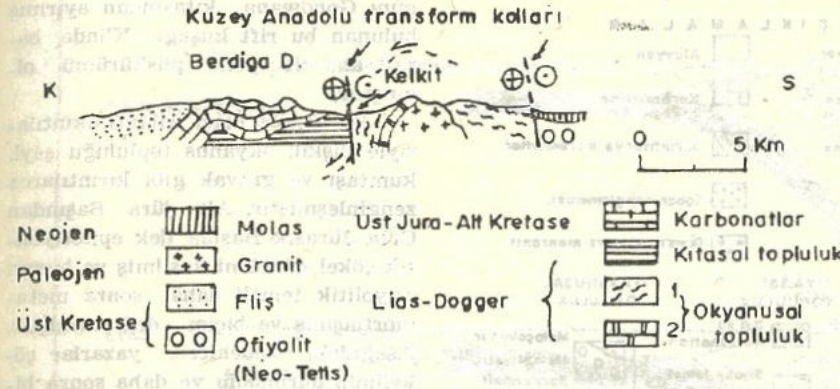
mış Jurasik Başı yaşlı manganezli seyllerle pelitler vardır ki Kelkit vadisi alanının yapısal olarak enalt litoloji topluluğudur (Şekil-5). Nebert (1961) bunun Jura Sonu öncesi yaştaki biçim değişimiyle K'e devrik bir yapı kazandığını bildirmiştir. Fu okyanusal topluluk K'den, Kuzey Anadolu Transform Fayı'nın bir koluyla sınırlandırılmış bulunur (Nebert, 1961), Gümüşhane-Bayburt alanındaki çok benzeyen kıtasal topluluk ile dokanağı faylıdır (Şekil-5). Burada Jura Başı yaştaki çakıltı (örneğin Arda çakıltısı; Bergougnan, 1976) ile değişik kalınlıkta kömür katkılı sunan subgrovak-seyl-kireçtaşı nöbetleşmesi görülür. Yapı, tüm Tersiyer öncesi litolojilere etkimiş senozoyik deformasyonu ile meydana gelmiştir.

Sinop - Daday Bölgesi

Sinop kenti GD'sundaki Kretase Sonu-Eosen magmatik yayının K'e kıvrılmasıyla bu alandaki Pontidlerin Jurasik Sonu öncesi kayaları önemli mostralara vermişlerdir. Bura-

sını Ketin haritalamıştır (Şekil-6). Daha sonra Y. Yılmaz buranın kimi önemli mostralarını gözden geçirmiştir. Çangal dağı antiklinali çekirdeğinde (Şekil-6), Artvin-Kelkit vadisindeki ofiyolitli istif çok andıran silektsit, kara sleyt, fillit, grafitli sist ve grovak yüzeylenmiştir. Yine bu çekirdekte metamorflaşmış mafik kayalar gözükür. Daha B'da ise Küre ile İnebolu ve Abana G.'inde (Şekil-8) tam gelişmiş ofiyolit ile ultramarik, gabro ve mafik volkanikler bulunur. Epi-ofiyolitik çökeller, ofiyolitlerin yastıklı mafik volkanikleyle stratigrafik dokanaklıdır ve bunlar Jura Sonu'ndan önce çokça deforme olmuşlardır. Tortul istif, okyanusal topluluk kayalarının ögelerinden yapılmış bir taban çakıltısıyla başlar (Şekil-6).

Çangal dağı ile daha B'daki Jurasik Sonu öncesi deformasyonla K'e devrik, bölgesel yeşil sist fasiyezi ile yerel mavi sist fasiyezi ve eklojit gelişmiştir (Eren, 1979). Artvin ile Kelkit alanında Jura Sonu-Kretase Sonu yaştaki çökeller tümü ile, Jura Orta-



Şekil 5: Kelkit vadisinde Berdiga dağlarında, okyanus topluluğu ile kıta topluluğunun büyük ölçekli yapısı ile aradaki ilişkileri taslak halinde gösteren enine kesitler Nebert, 1961'den değişkenmiştir. 1. Ofiyolitlerle metapelitler, 2. Mermer. Kuzey Anadolu Transform Fayı'nın Paleotetis okyanusal topluluğuyla dokanağında ve buradaki Tetis ofiyolitlerinin varlığına dikkat edilmelidir. Tortularda Jura Başı fosilleri açıklanmadan önce, bu karmaşıklık dolayısıyla gerçek durum uzun süre bilinmemiştir. Açıklamalar için Bak, Şekil-3B.

s. deformasyonlara göre tektonik sonrasındırlar ve bunlar Neo-Tetik K. kolunun K'e devrilme kenarınca oluşmuş gelişmeyi belirtirler (Şekil-6).

Azdavay ile Daday arasındaki kritik alanı yakın tarihte O. Yılmaz (1979) haritalamıştır (Şekil-3B ve 7). Burada okyanusal topluluk ile kıtasal topluluk arasındaki dokanak ilişkileri arazide gözleme açıktırlar. Şekil-7'de görüldüğü gibi, kıtasal topluluk Jura Başı çökelleri çökeltileri çökeldikten sonra, okyanusal topluluk üzerine bindirmiştir. Daday B ve KB'sındaki bindirme dokanakları, kıtasal topluluk tabanında geniş bir kataklasis ve milonitleşme kuşağını sınırlar. Daha sonraki diyorit ve kuvars monzonitik plütonlar bu bindirmeleri biçmişlerdir (Şekil-7). Bunların K/Aryaşları 165-6 m.y.'dir. (O. Yılmaz, 1979) ve bunlar olasılıkla daha K'deki granodiyoritik plütonlarla yaşittırlar. Transgresyonlu Jura Sonu istifleri bu bindirmeleri örttüklerinden kıtasal topluluk, okyanus topluluğu ile bunu kataden intrüzyonlar üzerinde gözüktür (Şekil-7). Her iki topluluk ile intrüzyon cisimleri, alandaki Jura Sonu taban çakıltaşının öğelerini sağlamışlardır.

Okyanus topluluğunda korunmuş yapılar K'e devriktirler. Sinop-Daday bölgesinde henüz ayrıntılı yapı haritaları ve çalışmalar yapılmamışsa da, okyanusal topluluk yapılarının, kıtasal topluluğun bindirme-siyle gelişmiş bulunduğu ileri sürü-

lebilir ve bu, bindirmenin az çok K. yönünde olduğu söylenebilir.

VERİLERİN ÖZETİ

Yukarıdaki kısa anlatımlardan ve D Pontidlerdeki pek çok küçük mostrolardan edinilen bilgilere dayanılarak (bak. Şekil 3'teki kaynaklar), D. Pontidler için aşağıdaki genellemelere gidilebilmiştir.

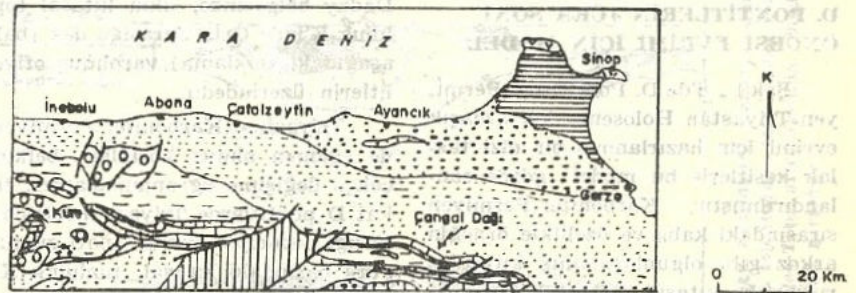
1. Yukarıda belirtildiği üzere, D Pontidlerdeki Jura Sonu öncesi kayalar, kökeni değişik iki litoloji topluluğu halindedir: 1. Okyanusal topluluk, 2. Kitasal topluluk.

2. Okyanusal topluluk hemen hemen tam gelişmiştir; ancak levha daykları bulunmayışı belki de aşırı biçim değişimi nedeniyle tanıma zorlugundandır. Yerel metamorflaşmış ofiyolit dizisinde ültramafikler, gabro ve diyabaz ile yastıklı lav vardır. Bunların enklüçük yaş konağı Triyas (Permiyen) ile Jüra Başı'dır. Bu dizinin üstünde ve bu diziyeye giren derin deniz çökelleri vardır.

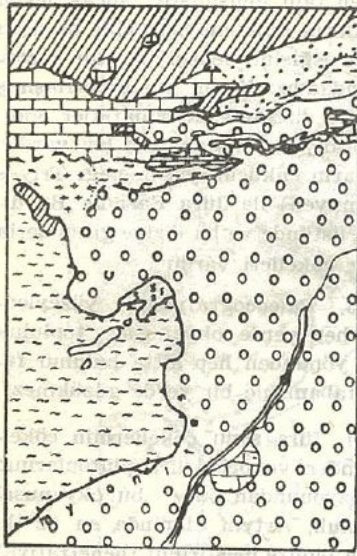
3. Paleocoğrafyada yüzeylendiği her yerde okyanusal topluluk yapı yönünden hep altta bulunur fakat tabanı hiç bir yerde gözükmeyiz.

4. Jüra sonu çökellerinin çökelmesinden ve orta jüra plütonlarının intrüzyonundan önce bu okyanusal topluluk, Artvin alanında en az iki fazda bidüze ileştirilmiş (penetrative) biçim değiştirmiştir. Bütün iç mostrolarda bölgesel yeşil şist metamorfizması, biçim değişimiyle birlikte oluşmuştur. Çoğu Jüra Sonu öncesi yapıların devrikliliği K'dir.

5. Kitasal toplulukta Karbonifer-Permiyenden Jüra Sonuna uzanan blok faylanma ile hem kalkalık hem de toleyitik magmatizma oluşmuştur. Bu, Jürasik Başı ile Kretase Ortası arasında K Türkiye'deki Yeni Tetis K kolunun Atlantik tipi kıta kenarını da oluşturmuştur. Bu okyanus, kıtasal topluluğun, bugünün coğrafyasına göre, daha G'de-



Şekil 6: Sinop bölgesinin yahnılaştırılmış jeoloji haritası. Açıklamalar Şekil-3B'dekiyle aynıdır. Üst Jura öncesi diskordans Şekil-4'teki gibidir.



Şekil 7: Azdavay ile Daday (Bak. Şekil-3B) arasındaki kıtasal topluluğun taban bindirmesinin bir kesiminin yahulaştırılmış jeoloji haritası (Yılmaz, 1979'dan değişmiştir). Haritanın KB çeyreğinde bindirmeyi kesen intrüzyona ve intrüzyonla bindirmeyi örtmüş Alt Jura yaşlı kayaların varlığına dikkat edilmelidir. Üst Jura öncesi diskordans, Şekil-4'teki gibidir.

ki öbür kıta kütlelerinden riftleşme ile açılmasıyla başlamıştır.

6. Kıtasal toplulukla okyanusal topluluğun biraraya gelişi, kıta topluluğunun okyanus topluluğu üzerine sürüklenimiyle oluşmuştur ve bu Alt Jura istifinin çökmesi ile bindirmeleri kesmiş olan Jura Ortası plütonlarının intrüzyonu arasındaki bir tarihte gelişmiştir.

D. PONTİTLERİN JÜRA SONU ÖNCESİ EVRİMİ İÇİN MODEL

Şekil 8'de D. Pontitlerin Permiyen-Triyastan Holosene' dek ardışık evrimi için hazırlanmış bir dizi taslak kesitlerle bu model gözde canlandırılmıştır. Karbonifer-Permiyen sırasındaki kaba ve özellikle örneğin arkoz gibi olgunlaşmamış kırıntılar varlığı, kıtasal topluluk alanında tektonikçe duraysız bir ortamın varlığını işaretler. Bu tektonik ile Karbonifer-Permiyen süresindeki hornblentli biyotitli andezit, tuf ve bir takım silisli lavlarla ayrılan volkanizma, bir magmatik yayın varlığını kanıtlar. Örneğin Gümüşhane graniti gibi granitik-granodiyoritik plütonlar bu düzenle ilgilidir. Elde dolaysız veriler bulunmakla beraber, aşağıdaki bilgiler K'e bakan bir yayın varlığını anlatır:

1. Jüra başına dek kıtasal top-

AÇIKLAMALAR

Kuvarterner	□	Alüvyon
Alt Kretase	▨	Karbonatlar
Üst Jura	▩	Kırıntılar ve Karbonatlar
Alt Kretase	▧	Taban konglomerası
Malın	▦	Dioryit, Kuvars monzonit
? Dogger	▥	
Lias	▤	Sığ su Karbonatları
Lias öncesi	▣	Sıyık temel karmaşığı
Bindirme	—	Metapökeller
Formasyon sınırı	—	Metafiyolit
		Serpantinit

luluk alanı G'inde bir okyanusun varlığını gösterir belirti yoktur. Bölgesel durumlara göre (Şengör 1979a) kıtasal topluluk, Permiyen ile Jurasik Başı arasında Gondvana kıtasının K kenarını, ve hiç değilse Anctolit-Torit uzantısını oluşturmuştur (Şekil: 1 ve 8).

2. Yukarıda değinilen olası Permiyen yaşlı flišimsi çökeller Sinop-Daday bölgesinde, ilkin kıtasal topluluk K'inde Orta Jürasığe dek (bak. aşağıdaki açıklama) varolmuş ofiyolitlerin üzerindedir.

Triyasta Karbonifer-Permiyen'de egemen olmuş koşullar belkide çokça değişime uğramamışlardır; fakat D pontitlerde Triyas mostralari kıtlığı nedeniyle bunun ispatı güçtür. Jüra başındaki kıtasal topluluk K'e bakan etkin yayın bir kısmını oluşturmuştur. Bunun G'indeki rift, yaygın toleyitik ve ikinci önemli alkalik bazaltı ve traktitik volkanizmadan ayrıca çekim faydalarıyla sınırlı çanaklardan 1 km kalınlıktaki çakıtaşı birikiminden anlaşılacağı üzere D-B gidışli kırıkları izlemiştir. Özellikle Seymen (1975) bu jüra rifti ve Jüra Başı-Kretase Ortası sürede genişleyegiden okyanus K'inde, G'e bakan Atlantik tipi bir kıta kenarının oluşumunu belgelemiştir. Önceden varolmuş yayı bölerek bunun K kıs-

mını Gondvana kıtasından ayırmış bulunan bu rift kuşağı K'inde, bazalt andezit-riyolit püskürümü olmuştur.

Bu sürede, olası bulantı akıntılarıyla ilişkili okyanus topluluğu şeyli, kumtaşı ve grovak gibi kırıntılarca zenginleşmiştir. Alt jüra Başından Orta Jürasik Başına dek epi-ofiyolitik çökel çökeli mi kesilmiş ve bunun ofiyolitik temeli daha sonra metamorflaşmış ve biçim değiştirmiştir. Aşağıdaki nedenlerle yazarlar çökeli minin durmasını ve daha sonra biçim değiştirmesini, kıtasal topluluğun okyanus topluluğu üzerine sürüklenimiyle açıklamışlardır:

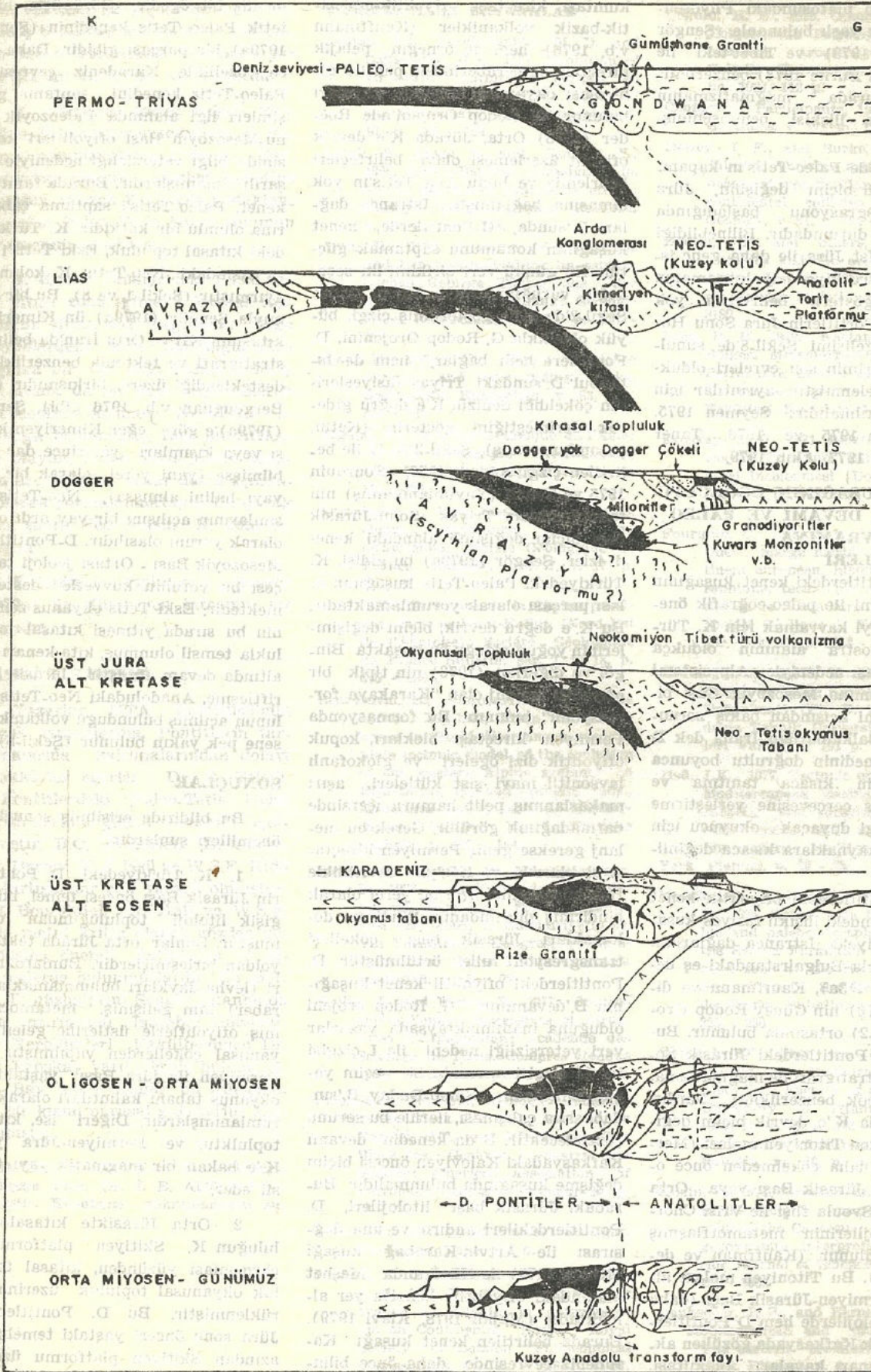
1. Bugün için okyanusal topluluk, kıtasal topluluğun altına sürüklenimle durur.

2. Okyanusal toplulukta yapılar kıtasal topluluğun bindirmesiyle bağdaşan bir geometri sunarlar.

3. Okyanusal topluluğun ilk yeri, paleocoğrafik olarak ancak kıtasal topluluğun K'inde olabilir.

4. Paleo-Tetis zeminini yitiren çarpışmadan önceki yitme zonu K'e eğilimlidir ve bu, çarpışma yapıyla eşit yönelimlidir.

Şekil 8'de, yazarlar bu Jürasik Ortası biçim değişimini Laurasia ile (olasılıkla Skitiyen platformu), kıtasal topluluk (Şengör 1979a ün bir kısmıyla Kimeriyen kıtası; BAK aşağıdaki açıklama) arasındaki çarpışma ile açıklamışlardır. Herne kadar D Pontitlerde okyanusal topluluğun tabanı yüzeyde gözükmezse de yazarların sonuca varımları, Karadeniz çevresince Alt Jüra Sonu ile Orta Jüra Başı şiddetli biçim değişimlerini gözlemeleriyle desteklenmiştir. (Şengör 1979a). Karadeniz çevresinde okyanus ve çoğu deniz koşulları, Karadenizin Kretasede açılışına dek yoktur (Brinkmann 1974, Letouzey ve diğerleri, 1977). Jüra Sonu öncesi biçim değişimi ile üstteki diskordanslı Jüra Sonu çökellerinden sonra, dioryit, kuvars monzonitik ve granodiyoritik plütonlar oluşmuşlardır. Bunlar, çarpışma ile ilişkili biçim değişimi sırasında okyanus topluluğunun derine gömük kısımlarının kısmi ergimesinden türemişlerdir. Bu, örneğin Alplerdeki Bergell intrüzyonuyla olası benzerli bir durumdur. Küçük Kafkasyadaki Jüra Sonu Neokimiyendeki alkalik ve kalkalik tip,



Sekil 8: Doğu Pontidlerde Permian-Jura'dan bugüne dek aşamalı evrimleri gösterir bir sıra taslak enine kesitler. Okyanus topluluğunu temsil eden Paleo-Tetis sürüklenimi örtüleri altındaki Laurasiyen kıta tabanının bulunması ile Paleo-Tetis ofiyolitlerinin allokton niteliği varsayımıdır. Paleo-Tetis ofiyolitlerinin genellikle aşırı biçim değişimi hali görülmektedir.

Türkiye-İran platosundaki Pliyosen-Kuvaterner yaşlı bulunanla (Şengör and Kidd, 1979) ve Tibet'teki ile (Dewey and Burke 1973) benzerlidir. Böylece burada, magmatizmanın çarpışma ile ilişkisi benimsenmiştir.

Türkiyede Paleo-Tetis'in kapamıyla ilişkili biçim değişimi, Jüra Sonu transrasyonu başladığında son bulmuş durumdadır. Bilinebildiği kadarıyla Üst Jüra ile daha genç istiflerde K. Türkiyede yakınsamanın sürdüğünü gösterir belirteçler yok gibidir. D. Pontitlerin Jüra Sonu Holosen'deki gelişimi Şekil-8'de sunulmuştur. Evrimin son evreleri oldukça iyi belgelenmiştir, ayrıntılar için şunlara bakılmalıdır: Seymen 1975, Bergougnan 1975 ve 1976, Taner 1977, Tokel 1977, Akın 1979.

KENET KUŞAĞININ DOĞRULTU BOYUNCA DEVAMI VE PALEO-TETİS KAVRAMINA GETİRDİKLERİ

D. Pontitlerdeki kenet kuşağının jeoloji evrimi ile paleo-coğrafik önemini daha iyi kavramak için K. Türkiyedeki mostra alanının oldukça küçük olması nedeniyle Alp sistemi tüm D. kısmına Mesozoyik Başı biçim değişimi açısından bakış zorunludur. D. Balkanlardan İrana dek D. Pontit kenedinin doğrultu boyunca sürekliliğinin kısaca tanıma ve doğru Tetis çerçevesine yerleştirme yolunda, ilgi duyacak okuyucu için aşağıdaki kaynaklara kısaca değinilmiştir:

D. Pontitlerdeki ofiyolitik kenet ile beraberindeki ilişkili fasiyes kuşağının Türkiye'de Istranca dağlarının orta kısmıyla Bulgairstandaki eş değeri (Şekil - 3a), Kauffmann ve diğerleri (1976) nin Güney Rodop Orojeni (Şekil-2) ortasında bulunur. Burasının, D. Pontitlerdeki Jürasik Sonu öncesi stratigrafi ile magmatizmasıyla bir çok benzerlikleri vardır. Yine burada K.'e devrik biçim değişimi Doubkon Titoniyen molası (Mercier 1973) daha çökelmeden önce oluşmuştur. Jürasik Başı veya Orta Jüra yaşlı Svoula flışı ile Vrissi Chortiatiss litolojilerinin metamorflaşmış çakılları bulunur. (Kauffman ve diğerleri, 1976). Bu Titoniyen molası altındaki Permiyen-Jürasik Başı (daha genç?) litolojilerde hem D. Pontitlerde ve Küçük Kafkasyada gözükken aktif kıta kenarı kayaları (çakıltısı,

kumtaşı, kireçtaşı, riyolitik-andezitik-bazik volkanikler (Kauffmann v.b. 1976), hem de örneğin pelajik kireçtaşı ile beraberindeki pelitler gibi olası okyanusal topluluk kayaları bulunur. G. Rodop Orojeni'nde Roeder (1978) Orta, Jürada K'e devrik ofiyolit üzerlemesi olayı belirteçleri belirlemiş ve bunu Ana Tetis'in yok olmasına bağlamıştır. Istranca dağları D.'sunda, G. Pontitlerde, kenet kuşağının konumunu saptamak güçtür. Bu günkü veri birikimi iki seçeneğin varlığını ortaya koymaktadır. Şekil-2'de I ile gösterilmiş çizgi, büyük olasılıkla G. Rodop Orojenini, D. Pontitlere hem bağlar, hem de İstanbul D.'sundaki Triyas fasiyeslerinin çökelmiş denizin K'e doğru giderek derinleştiğini gösterir (Ketin, yayımlanmamış). Şekil-2'de II ile belirtilen çizgi Radelli 1970, Fourquin 1975 ve Tekeli (Yayımlanmamış) nin tanımladıkları Triyas Sonu-Jürasik başı biçim değişimli alandaki kenedi izler. Şengör (1979a) bu gidışı, K. Türkiyedeki Paleo-Tetis kuşağının olası parçası olarak yorumlamaktadır. Bu K.'e doğru devrik, biçim değişimlerinin yoğun olduğu bu kuşakta Bingöl ve diğerler, (1973) nin tipik bir ofiyolitik melanj olan "Karakaya formasyonu" bulunur. Bu formasyonda Fermiyen kireçtaşı blokları, kopuk ofiyolitik dizi ögeleri ve glokofanlı lavsonitli mavi şist kütleleri, aşırı makaslanmış pelit hamuru içerisinde darmadağınık görülmüştür. Gerek bu melanj gerekse geniş Permiyen kireçtaşı blokları K. ve KB.'ya devriklikle Hersiniyentemel üzerinc yerel olarak bindirmiş durumdadır. Bindirme dokanakları Jürasik başı çökelleri transgresyon uile örtülmüştür. D. Pontitlerdeki ofiyolitik kenet kuşağının B.'devamının, G. Rodop orojeni olduğuna inanılmaktaysa yazarlar veri yetersizliği nedeni ile I çizgisi ile II çizgisi arasında bir seçim yapmamışlardır. Sinop-Daday B.'sındaöl saha çalışması, ileride bu sorunu çözebilecektir. B.'da kenedin devamı Kafkasyadaki Kaloviyen öncesi biçim değişime kuşağında bulunmalıdır. Buradaki Jürasik başı litolojileri, D. Pontitlerdeki andırır ve ana dağsırası ile Artvin-Karabağ kuşağı (Khalin 1975) ile KD İranda Meşhet alanındaki ofiyolitik kenette yer almaktadır (Majidi 1978, Alavi 1979). Burada belirtilen kenet kuşağı Karadeniz çevresinde daha önce bilin-

memiş bir ögedir. Görünüşte, hipotetik Paleo Tetis kenedinin (Şengör 1979a) bir parçası gibidir. Daha önce, özellikle Karadeniz çevresince Paleo-Tetis kenedini saptama girişimleri ilgi alanında Paleozoyik sonu-Mesozoyih Başı ofiyolitleri konusunda bilgi yetersizliği nedeniyle başarılı olmamışlardır. Burada tanıtılan kenet, Paleo-Tetis'i saptama çabalarına olumlu bir katkıdır. K. Türkiyedeki kıtasal topluluk, Eski Tetis'i Jüra başındaki Neo-Tetis K. kolundan ayırmıştır (Şekil 1 ve 8). Bu bir kısmıyla Şengör (1979a) ün Kimeriyen kıtasının KB ve Orta İran'da belirgin stratigrafi ve tektonik benzerliklerle desteklediği üzere, bir kısmıdır (örg Bergougnan v.b. 1976 gibi). Şengör (1979a)'e göre eğer Kimeriyen kıtası veya kısımları yeterince dar olabilmişse (yani yerel olarak bir ada yayı halini almışsa), Neo-Tetis kısımlarının açılışını bir yay ardı olayı olarak yorum olasıdır. D. Pontitlerin Mesozoyik Başı - Ortası jeoloji tarihçesi bu yorumu kuvvetle desteklemektedir. Eski Tetis okyanus zemininin bu sırada vitmesi kıtasal toplulukla temsil olunmuş, kıta kenarı yay altında devam etmiştir. Jürasik Başı riftleşme, Anadoludaki Neo-Tetis kolunun açılmış bulunduğu volkanik ek-sene pek yakın bulunur (Şekil-8).

SONUÇLAR

Bu bildiriye erişilmiş sonuçların önemlileri şunlardır:

1. K. Türkiyedeki D. Pontitlerin Jürasik Başı öncesi temel, iki değişik litoloji topluluğundan oluşmuştur. Bunlar orta Jürada tektonik yoldan birleşmişlerdir. Bunlardan biri (levha daykları bulunmamakla beraber) tam gelişmiş, metamorflaşmış ofiyolitlerle üstlerine gelen okyanusal çökellerden yapılmıştır. Bu Permiyen İla Jüra Başı yaştaki bir okyanus tabanı kalıntıları olarak yorumlanmışlardır. Diğer ise, kıtasal topluluktur ve Permiyen-Jüra yaşlı K.'e bakan bir magmatik yayı temsil eder.

2. Orta Jürasikte kıtasal topluluğun K. Skitiyen platformuyla çarpışması yüzünden, kıtasal topluluk okyanusal topluluk üzerine sürülenmiştir. Bu D. Pontitlerdeki Jüra sonu öncesi yaştaki temelin en azından Skitiyen platformu üzerin-

deki allokon iki büyük dilimden yapılmış bulunduğunu anlatır. Üsttekinin taban bindirmesi boyunca yer değiştirmesi en az 80 km kadardır.

3. Tanıtılan kenet kuşağı B'ya doğru, B Pontitler aracılığıyla, G Rodop Orojeni'ne geçer. D'da ise Kafkasyadan aşarak Meşet kenetine kavuşur. Bu zon Şekil-2'de taslaklanmış olan Paleo Tetis kenet zonuunun bir kısmını oluşturur.

4. Kuzey Türkiye'deki Paleo-Tetis yitme zonu, güneye kıtasal topluluğun altına doğru eğilimlidir. Doğu Pontidlerdeki kıta topluluğu, Jüra başında bir ada yayı haline gelmiş, bu sırada da bu yayı ikiye bölerek rift zonları boyunca "Neo-Tetis" açılmağa başlamıştır. Biz, bu riftleşme olayını, Paleo Tetis yitme zonuunun üzerinde bir kenar deniz açılması olarak yorumlamaktayız. Bu çanak daha sonra Neo-Tetisin K. kolu olmuştur.

5. Kitasal topluluk, Şengör (1979a) ün Kimeriyen kıtasının bir kısmıdır.

KATKI BELİRTİMİ

Yazarlar MTA Enstitüsü'nün birçok uzmanlarına, Pontitlerin tartışmalarına katılmalarından dolayı teşekkür ederler. Dr. O. Tekeli, B. Pontitlerdeki Paleo-Tetis biçim değişimlerinin çeşitli yönlerini açıklamıştır. B.C. Burchfiel, K. Gurke, J.F. Dewey, K. J. Hsü ve W.S.F. Kidd ile tartışmalar çok yararlı olmuştur. B.C. Burchfiel, R. Hall ve W.S.F. Kidd metni kritik olarak gözden geçirmişler, önemli katkılarda ve düzeltmelerde bulunmuşlardır. Bu metnin ilk nüshalarını Şengör İstanbulda iken hazırlarken İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesinden Dr. S.O. Eroskay yardımlarda bulunmuştur. Bay Asım Şengör, bu irdelemenin bir kısım parasal giderlerini karşılamıştır.

YAZARLARIN NOTU : Bu bildiri, Türkçeye Prof. Dr. İ. E. ALTINLI çevirmiştir. Kendisine şükranlarımızı sunarız.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

- Adamia, S.A., Lordkipanidze, M. D., and Zakariadze, G.S., 1977, Evolution of an active continental margin as exemplified by the alpine history of the Caucasus: *Tectonophysics*, v. 40, p. 183 - 199.
- Ağralı, B., Akyol, E., and Konyalı, Y., 1966, Kelkit-Bayburt Jurasığında üç kömür damarının palinolojik etüdü: *Türkiye Jeoloji Kurumu, Bulletin*, v. 10, p. 155 - 158.
- Akın, H., 1979, *Geologie, Magmatismus und Lagerstättenbildung im ostpontischen Gebirge Türker aus der Sicht der Plattentektonik: Geologisches Rundschau*, v. 68, p. 253 - 283.
- Alavi, M., 1979, The Virani ophiolite complex and surrounding rocks. *Geologische Rundschau*, v. 68, p. 331 - 341.
- Argand, E., 1924, La tectonique de l'Asie: *Congres Géologique International, 13th, Bruxelles, Comptes Rendus*, p. 171 - 372.
- Argyriadis, I., 1974, Mesogée Permienne, chaîne hercynienne et cassure téthysienne: *Société Géologique de France Bulletin*, ser. 7, v. 17, p. 56 - 67.
- 1976, Structure de la Chaîne pontique dans le Haut-Kelkit (Nord-Est de l'Anatolie): *Société Géologique de France Bulletin*, ser. 7, v. 18, p. 675 - 686.
- Biju-Duval, B., Dercourt, J., and Le Pichon, X., 1977, From the Tethys ocean to the Mediterranean sea: A plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system, in Biju-Duval, B., and others, eds., *Structural history of the Mediterranean basins: Paris, Editions Technip*, p. 143 - 164.
- Bingöl, A., Akyürek, B., and Korkmaz, B., 1973, Biga Yarımadasının jeolojisi ve Karakaya Formasyonunun bazı özellikleri, in Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri: Ankara, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, p. 70 - 77.
- Boulin, J., and Bouyx, E., 1977, Sutures péri-indiennes successives et structures d'Afghanistan: *Academie des Sciences de Paris, Comptes Rendus Hébdomadaires*, v. 284, p. 785 - 788.
- Brinkmann, R., 1974, Geologic relations between Black Sea and Anatolia, in Degens, E.T., and others, eds., *The Black Sea - Geology, chemistry, and biology: American Association of Petroleum Geologists Memoir* 20, p. 63 - 76.
- 1976, *Geology of Turkey: Stuttgart, Ferdinand Enke*, 158 p.
- Bullard, E. C., Everett, J.E., and Smith, A. G., 1965, The fit of the continents around the Atlantic, in A Symposium on Continental Drift: *Royal Society of London Philosophical Transactions*, ser. A, v. 258, p. 41-51.
- Çoğulu, H. E., 1975, Gümüşhane ve Rize Bölgelerinde Petrolojik ve Jeokronometrik Araştırmalar: İstanbul Teknik Üniversitesi Kütüphanesi, no. 1034, 112 p.
- Conference Participants, 1972, *Ophiolites: Geotimes*, v. 17, no. 12, p. 24 - 25.
- Dewey, J. F., and Burke, K.C.A., 1973, Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: Products of continental collision: *Journal of Geology*, v. 81, p. 783 - 692.
- Dewey, J.F., and others, 1973, Plate tectonics and the evolution of the Alpine System: *Geological Society of America Bulletin*, v. 84, p. 3137 - 3180.
- Eren, R. H., 1979, Kastamonu-Taşköprü Bölgesi Metamorfizminin Jeolojik Petrolojik Etüdü: İstanbul Teknik Üniversitesi Mimarlık - Mühendislik Fakültesi Yayınları, 143p.
- Eroskay, S. O., 1971, Laleli-Tosköy Derivasyonu Tünelinin Mühendislik Jeolojisi İncelenmesi (Doçentlik Tezi): İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi, 73 p.
- Fourquin, C., 1975, L'Anatolie du Nord - Ouest, marge méridionale du continent européen, histoire paléogéographique, tectonique et magmatique durant le Secondaire et Tertiaire: *Société Géologique de France Bulletin*, ser. 7, v. 17, p. 1053 - 1070.
- Gedikoğlu, A., z1978, Harsit Granit Karmaşığı ve Çevre Kayaları (Giresun - Doğanlık) (Ph. D. thesis): Karadeniz Teknik Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi, 161 p.
- Hsü, J.K., 1977, Tectonic evolution of the Mediterranean basins, in Naim, A.E.M., and others, eds., *The ocean basins and margins, v. 4A, The eastern Mediterranean: New York, Plenum*, p. 29 - 75.
- Kauffmann, G., Kockel, F., and Mollat, H., 1976, Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula Formation in the innermost zone of the Hellenides (northern Greece): *Société Géologique de France Bulletin*, ser. 7, v. 18, p. 225 - 230.
- Ketin, I., 1951, Über die Geologie der Gegend von Bayburt in Nordost Anatolien: *Faculty of Science of the University of Istanbul, Review*, serv. B, v. 16, p. 113 - 127. *Exploration Institute of Turkey, Bulletin*, no. 66, p. 23 - 34.
- Khain, V., 1975, Structure and main stages in the tectono - magmatic development of the Caucasus: An attempt at geodynamic interpretation: *American Journal of Science*, v. 275 A, p. 131 - 156.
- Laubscher, H.P., and Bernoulli, D., 1977, *Mediterranean and margins, v. 4A, The eastern Mediterranean: New York, Plenum*, p. 1 - 28.

- Lapparent, A. F. de, Termier, H., and Termier, G., 1970, Sur la stratigraphie et la paléobiologie de la série permocarbonifère du Dacht-e-Nawar (Province de Ghazni, Afghanistan): Société Géologique de France Bulletin, ser. 7, v. 12, p. 565 - 572.
- Letouzey, J., and others, 1977, The Black Sea: A marginal basin. Geophysical and geological data, in Biju-Duval, B., and others, eds., Structural history of the Mediterranean basins: Paris, Editions Technip, p. 363 - 376.
- Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (M.T.A.), 1962a, Explanatory text of the geological map of Turkey: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, scale 1:500,000, Trabzon sheet, 75 p.
- 1962b, Explanatory text of the geological map of Turkey: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, scale 1:500,000, Sinop sheet, 111 p.
- 1977, Geological map of Turkey, scale 1:500,000: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Tortum G47a sheet.
- Majidi, B., 1978, Etude pétrostructurale de la région de Mashhad (Iran). Les problèmes des métamorphites, serpentinites et granodiorites "hercyniens" (Ph. D. thesis): Université des Sciences et Médecine, Grenoble, 277 p.
- Mercier, J., 1973, Etude géologique des zones internes des Hellenides en Macédoine centrale (Grèce): Annales de Géologie des Pays Helleniques, v. 20, 792 p.
- Molnar, P., and Tappin, P., 1975, Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision: Science, v. 189, p. 419 - 426.
- Nebert, K., 1961, Kelkit Çayı ve Kızılırmak (Kuzeydoğu Anadolu) nehirleri mecrâ bölgelerinin jeolojik yapısı: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, no. 57, p. 1 - 49.
- Neumayr, M., 1885, Die geographische Verbreitung der Juraformation: Denkschriften der Akademie der Wissenschaften zu Wien, Mathematisch naturwissenschaftliche Klasse, v. 15, p. 57 - 114.
- Radelli, L., 1970, La Nappe de Balya. La zone des plis égéens et l'extension du Vardar en Turquie occidentale: Géologie Alpine, v. 46, p. 169 - 175.
- Roeder, D., 1978, Three central Mediterranean orogens - A geodynamic synthesis, in Closs, H., and others, eds., Alps, Apennines, Hellenides: Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, p. 587 - 620.
- Schultze - Westrum, H. - H., and Zankl, H., 1962, Geologisch - Lagerstättenkundliche Untersuchungen im ostpontischen Gebirge: Bayerische Akademie der Wissenschaften, Abhandlungen, neue Folge, no. 109.
- Sengör, A.M.C., 1979a, Mid-Mesozoic closure of Permo - Triassic Tethys and its implications: Nature, v. 279, p. 590 - 593.
- 1979b, The North Anatolian transform fault: Its age, offset and tectonic significance: Geological Society of London Journal, v. 136, p. 269 - 282.
- Sengör, A.M.C., and Kidd, W.S.F., 1979, Post-collisional tectonics of the Turkish - Iranian Plateau and a comparison with Tiber: Tectonophysics, v. 55, p. 316 - 378.
- Sengör, A.M.C., and White, G. W., 1978, Late Jurassic to present tectonic evolution of the eastern Mediterranean: Geological Society of America. Abstracts with Programs, v. 10, p. 490.
- Sengör, A.M.C., White, G. W., and Dewey, J. F., 1979, Tectonic evolution of the Bitlis Suture, southeastern Turkey: Implications for the tectonics of the eastern Mediterranean: Rapports de Comité International de Mer Méditerranée: v. 25/262a, p. 95 - 97.
- Seymen, I., 1975, Kelkit Vâdisi Kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tektonik Özelliği: İstanbul Teknik Üniversitesi Yayınları, 192 p.
- Smith, A.G., 1971, Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic: Geological Society of America Bulletin, v. 82, p. 2039 - 2070.
- 1973, The so-called Tethyan ophiolites, in Tarling, D.H., and others, eds., Implications of continental drift to the Earth sciences, Volume 2: London, Academic Press, p. 977 - 986.
- Smith, A.G., and Briden, J.C., 1977, Mesozoic and Cenozoic paleocontinental maps: Cambridge, Cambridge University Press, 63 p.
- Smith, A.G., and Hallam, A., 1970, The fit of the southern continents: Nature, v. 225, p. 139 - 144.
- Stocklin, J., 1977, Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and central Asia, in Livre à la Mémoire de Albert Felix de Lapparent: Société Géologique de France, Mémoires hors séries, no. 8, p. 333 - 353.
- Suess, E., 1893, Are great ocean depths permanent?: Natural Science, v. 2, p. 180 - 187.
- 1901, Das Antlitz der Erde: Vienna, Tempsky, v. 3/1, 508 p.
- Taner, M.F., 1977, Etude Géologique et Pétrographique de la Région de Günece-İkizdere, située au sud de Rize (Pontides orientales, Turquie) (Ph. D. thesis): Université de Genève, 180 p.
- Tokel, S., 1977, Doğu Karadeniz bölgesinde Eosen yaşlı kalk-alkalen andezitler ve jeotektonizma: Türkiye Jeoloji Kurumu, Bulletin, v. 20, p. 49 - 54.
- Wedding, H., 1963, Beiträge zur Geologie der Kelkitlinie und zur Stratigraphie des Jura im Gebiet Kelkit - Beyburt (Gümüşhane): Turkey Mineral Research and Exploration Institute Bulletin, no. 61, p. 31 - 37.
- Yılmaz, O., 1979, Daday-Devrekâni Masif Kuzeydoğu Kesimi Metamorfik Petrolojisi (Doçentlik Tezi): Hacettepe Üniversitesi, Yerbilimleri Enstitüsü 175 p.
- Yılmaz, Y., 1972, Petrology and structure of the Gümüşhane Granite and surrounding rocks (Ph. D. Thesis): London, England, University of London, 260 p.
- 1973, Gümüşhane Granitinin yerleşme sorunu, in Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri: Ankara, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, p. 485 - 490.
- 1974a, Geology of the Gümüşhane Granite (petrography): Faculty of Science of the University of Istanbul, Review, ser. B., v. 39, p. 157 - 172.
- 1974b, Geochemical study of the Gümüşhane Granite: Faculty of Science of the University of Istanbul, Review, ser. B., v. 39, 173 - 203.
- Zankl, H., 1961, Magmatismus und Bauplan des ostpontischen Gebirges im Querprofil des Harşit-Tales, Nordost Anatolien: Geologische Rundschau, v. 51, p. 218 - 240.
- Ziegler, A.M., and others, 1979, Paleozoic paleogeography: Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, v. 7, p. 473 - 502.

Manuscript Received by the Society
November 13, 1979 Revised Manuscript
Received May 12, 1980 Manuscript
Accepted May 27, 1980