

TRAKYA'DA SEENOZOYİK VOLKANİKLERİNİN PALEOMANYETİK ÖZELLİKLERİ VE BÖLGENİN TEKTONİK EVRİMİ

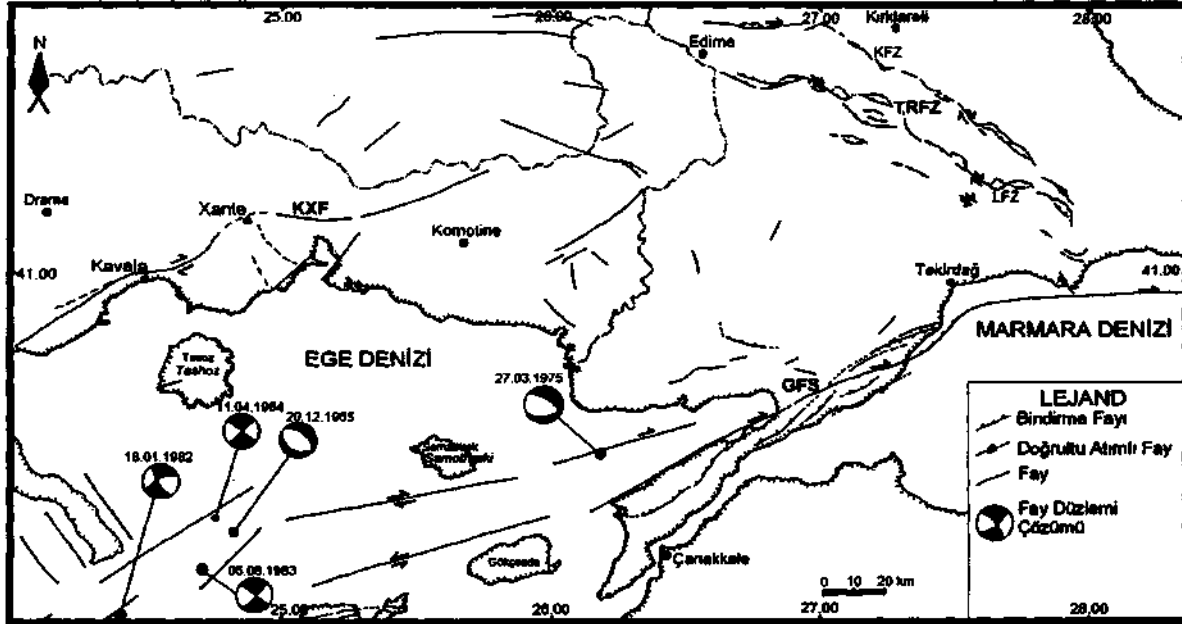
M. Cengiz TAPIRDAMAZ* ve Cenk YALTIRAK**

ÖZ.- Trakya üzerinde Eosen-Oligosen, Oligo-Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı volkaniklerde üç farklı tektonik rejimin etkileri görülür. Bunlardan ilki Oligosen'de saat yönünde 15° olan dönmedir. Bu dönme, Oligo-Miyosende Rodop-Pontid İç Okyanusunun kapanmasına neden olan kıta-kıta çarpışmasının sonucu olmalıdır. İkinci olarak Orta-Geç Miyosen'de Trakya, kuzeyde Trakya Renç fay zone, güneyde Ganos fay sistemi ile sınırlı alanda saat yönünün tersinde 39° dönmüş, Trakya Renç fayları üzerinde sağ yönlü bir hareket meydana gelmiştir. Bu hareketin ardından Pliyosen'den günümüze KAF'ın hareketiyle Anadolu Bloğu, Trakya Bloğu'yla karşılaşmış, Trakya'yı hortlayan ganos fayının kuzeyinde kalan yaklaşık 40 km. uzaklıkta bulunan bir zon boyunca sağ yönlü hareketle makaslayarak sıkıştırılmıştır. Bu hareketin etkisiyle de Trakya'da Hisarlıdağ-Tekirdağ doğrultulu bir eksen boyunca, kuzeyde kalan 39° dönmüş bazaltlar saat yönünde ortalama 30° dönerek ilksel konumlarına yaklaşmışlardır. Ganos fayının güneyinde ise Geç Miyosende saatin ters yönünde 39° dönen Gelibolu bloğu KAF'ın etkisiyle sıkışmaya başlamış, Saroz Körfezi boyunca 20° daha aynı yönde dönmüştür. Bu nedenle Saroz bloğu bir dönem batıya kaçarak Karliova benzeri bir yapıyı ortaya çıkarmıştır. Bu esnada bugünkü haline benzer bir yapı kazanan körfezin-kuzey sınırı boşalan alanı karşılayan oblik normal faylarla karakterize olan gerilmeli bir döneme girmiştir.

GİRİŞ

oluşan Trakya Renç fay zone (TRFZ) (Perinçek, 1987) ile güneyde Ganos fay sistemi (GFS)

Çalışma alanı, kuzeyden BKB-DGD doğrultulu (Yaltırak, 1995b) ve Marmara denizi ile batıda Kırklareli, Lüleburgaz ve Babaeski faylarından Türkiye sınırları içinde kalan alanı kapsamaktadır



Şek. 1- Çalışma alanı ve yakın çevresinin basitleştirilmiş tektonik haritası ve bazı depremlerin fay düzlemi çözümleri. GFS, Ganos Fay, Sistemi; KZF, Kırklareli Fay Zone; KXF, Kavala-Xante Fayı; LFZ, Lüleburgaz Fay Zone; TRFZ, Trakya Renç Fay Zone. (Haritada GFS üzerinde görülen faylar, bölgede daha önce yapılmış 1/25.000'lik jeoloji haritalarından derlenmiş, saha gözlemleri ve LANDSTAD 5TM (1986) görüntüleri ile varlıkları denetlenmiştir. (Bormovas ve Rondogianni-Tsiambau, 1983; Onal, 1984; Sümengen ve diğerleri, 1987; Perinçek, 1987; Kiran, 1988; Şennazlı, 1988; Gheshitev ve diğerleri, 1989; Ayık, 1990; Başkan, 1990; Taymaz ve diğerleri 1991; Barka, 1992; Hakverdi, 1992; Okay ve Tansel, 1992; Yaltırak, 1995a, c).

* İTÜ Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 80626 Maslak/İstanbul

** İTÜ Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 80626 Maslak/İstanbul

(Şek. 1). Bu çalışmada Trakya bölgesinde yüzlekler veren ve Üst Eosen'den başlayarak çeşitli evrelerle Pliyo-Kuvaterner'e kadar devam eden (Ercan, 1992) Senozoyik volkaniklerinden yönlü numuneler alınmış ve çalışma alanında paleotektonik ve neotektonik dönemlerde meydana gelen deformasyonların etkileri araştırılmıştır. Tektonik hareketler incelenirken çalışma alanında Kuzey Anadolu Fay'ının (KAF) "oluşturduğu etkiler, sismolojik yapısal ve jeodezik verilerle karşılaştırılmıştır.

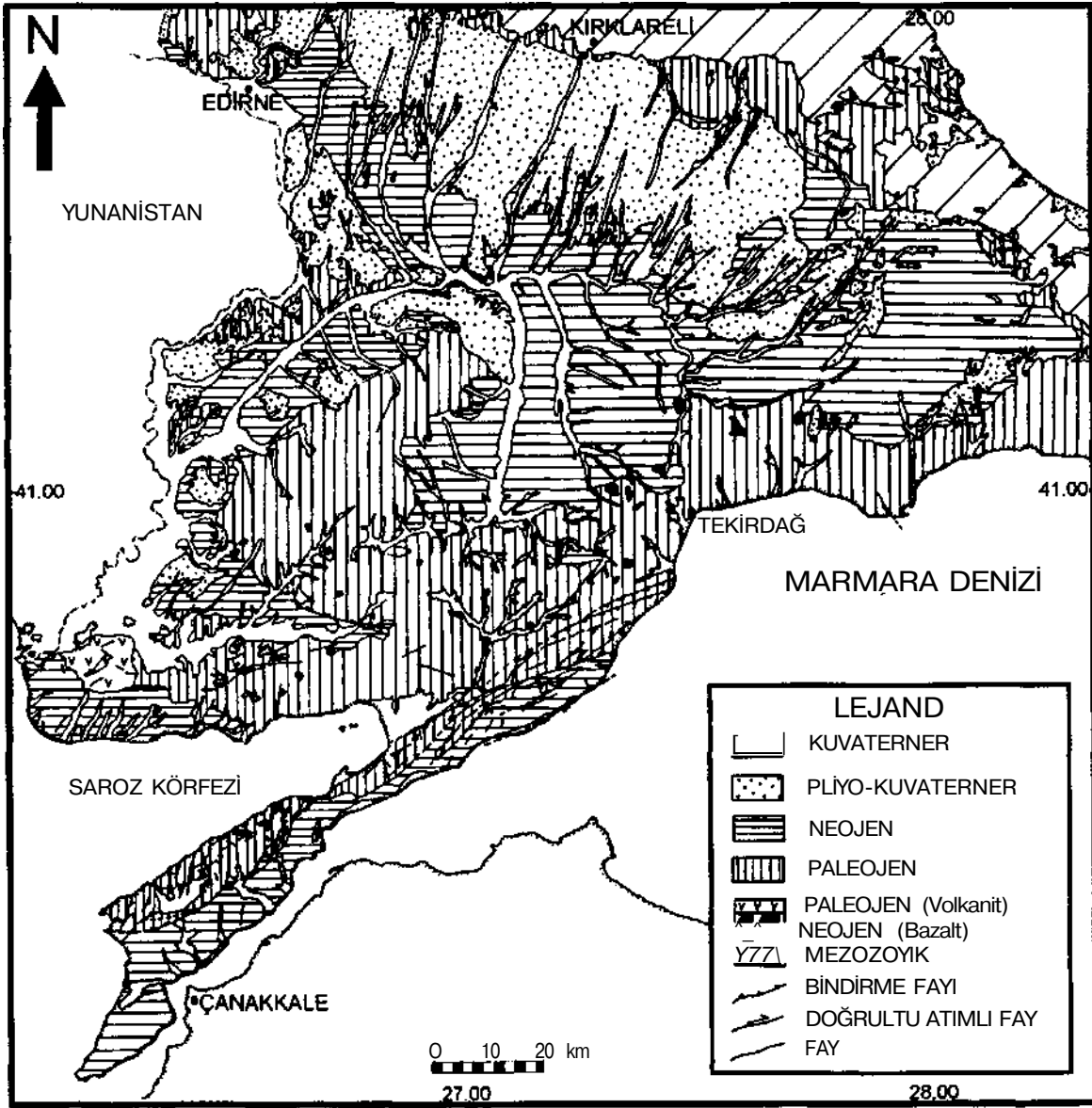
Paleomanyetik verilerin değerlendirilmesi sırasında en güç konu, çalışılan volkanik kayanın kesin yaşının bilinmemesidir. Eğer volkanik kayanın mutlak yaşı bilinirse, Paleomanyetik veriden elde edilen dönme yönleri o bölgenin etkisi altında kaldığı deformasyonların nedeni ve derecesi hakkında daha güvenilir bir yaklaşımda bulunmamıza yardımcı olur. Bu nedenle Tablo-1'de görüleceği gibi yönlü numune toplanan mevkiilerin eğer varsa radyometrik yaşları, diğerlerinde ise jeokimyasal ve petrografik özellikleri gözönüne alınarak stratigrafik yaşları kullanılmıştır.

Kuzey Ege, Biga yarımadası ve Trakya'da neotektonik döneme ait tektonik hareketleri açıklamak amacıyla birçok çalışma yapılmıştır (Mc Kenzie, 1978; Şengör, 1979; Devvey ve Şengör, 1979; Barka ve Hancock, 1985; Saner, 1985; Önal, 1986; Perinçek, 1987; Barka ve Gülen, 1988; Kissel ve diğerleri, 1986; Simeakis ve diğerleri, 1989; Barka 1992, Siyako ve diğerleri, 1989; Taymaz ve diğerleri, 1991; Tapırdamaz ve Yaltırak, 1995; Yaltırak, 1995a; Yaltırak, 1995e). Bu çalışmalardan önemli bir kısmı KAF'a bağlı modellerden oluşmaktadır. Bunların içinde Perinçek'e (1987) göre sağ yanal doğrultu atımlı TRFZ Orta Miyosende KAF'ın bir kolu olarak ortaya çıkmış daha sonra aktivitesini kaybederek güneye Marmara Denizine doğru yer değiştirmiştir. KAF'ın sağ yanal atımına ilişkin jeolojik, jeomorfolojik ve sismolojik kanıtların verildiği pek çok çalışma olmasına karşın, KAF'ın en yaşlı batı uzantısı olan kuzey kolları (TRFZ;GFS) üzerinde gerçek atım miktarı hakkında yapılan çalışmaların azlığı ve çalışma alanından doğan güçlükler nedeniyle bölgesel deformasyonun boyutuna ait bilgilerden son yıllarda söz edilmeye başlanmıştır. Bu nedenle TRFZ ile GFS arasında kalan alanın, etkisinde kaldığı tektonik etkilerin Paleomanyetik veriler baz alınarak ortaya çıkartılması bu çalışmanın ana konusudur.

ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ

Çalışan alanda üç farklı tektonik rejim sonucu oluşmuş volkanik kayalar bulunmaktadır. Bunlardan ilk grup, çarpışma kökenli Üst Eosen-Üst Oligosen yaşlı kalkalkalen ve yüksek potasyumlu kalkalkalen volkanik kayalardır (Ercan, 1992). Bu kayaların Yunanistan sınırları içinde benzer jeokimyasal özellikte olanları üzerinde K/Ar yöntemiyle 33-23 my arasında yaşlar bulunmuştur (Innocenti ve diğerleri 1984; Kissel ve diğerleri, 1986). İkinci grup Üst Miyosen yaşlı (Sümengen ve diğerleri, 1987) kabuk ve manto karışımı, şoşonitik nitelikli melez bir volkanizmanın ürünleridir. Bunlar sıkışma sonrası rahatlama döneminde oluşan fay zonları boyunca yüzeye ulaşmışlardır (Ercan, 1992). Bölgede son grup olarak bulunan Pliyo-Kuvaterner yaşlı manto kökenli, alkali nitelikte bazaltik kayalar ise neotektonik dönemin ürünüdür.

Trakya'da Keşan, Enez çevresinde kendi içinde birkaç farklı volkanik evre gösteren ve kalkalkalenden alkalene değişen volkanik kayalar, genellikle Eosen türbiditik formasyonlarının üzerinde yer alır (Şek. 2). Keşan yöresinde ilk çalışanlar, volkanizmanın Oligosen boyunca sürdüğünü, erken Oligosen'de andezitik ve dasitik tüflerden, geç Oligosen'de andezitik ve dasitik lavlardan oluştuğunu söylemişlerdir (Parejas, 1939; Ternek, 1949; Kopp ve diğerleri, 1969; Lebküchner, 1974); Saner (1985). Hisarlıdağ'da yaptığı çalışmada bu volkanikleri Hisarlıdağ volkaniti olarak tanıtmıştır. Sümengen ve diğerleri (1987) aynı ad altında değerlendirdikleri volkaniklerin üst seviyelerinden aldıkları andezit numunelerinden K/Ar yöntemiyle yaptıkları yaş tayini sonucu birime 35.0 ± 0.9 my (Priaboniyen-Rüpeliyen) yaş vermişlerdir. Benzer bileşimdeki volkanik ürünlerin yer aldığı Keşan, İpsala ve Malkara'nın güneydoğusundaki volkanik kayalarında Hisarlıdağ volkanitleriyle benzer yaşa sahip oldukları tespit edilmiştir (Ercan, 1992). Bu volkaniklerin kökenlerine bakıldığında çarpışma sonucu oluşan manto etkili kabuktan kaynaklanan volkanikler oldukları anlaşılmaktadır (Fytikas ve diğerleri, 1980, 1984; Ercan ve Günay, 1985; Ercan ve Gedik, 1986). Bu volkanizmanın erken Miyosen'de etkinliğini yitirmesi (Ercan ve Günay, 1985) Trakya'da erken Oligosen'de denizel birimlerde görülmeye başlayan regresif etkinin artması, Geç Oligosen-Erken Miyosende bölgede karasal



Şek. 2- Çalışma alanının basitleştirilmiş jeoloji haritası. Bu harita bölgede daha önce yapılmış 1/25,000'lik haritalardan derlenmiştir. (Parejas, 1939; Ternek, 1949; Lebküchner, 1974; Umut ve diğerleri, 1983; Onal, 1984; Umut ve diğerleri, 1984; Sümengen ve diğerleri, 1987; Kıran, 1988; Şennazlı, 1988; Ayık, 1990; Başkan, 1990; Hakverdi, 1992; Okay ve Tansel, 1992; Yalıtırak, 1995 a, c).

çökellerin (Turgut ve diğerleri, 1991) hakim olduğu döneme denk gelmektedir. Bu dönemin ardından Trakya'da bir aşınma olmuş, ardından da karasal çökeller Orta Miyosen (Sümengen ve diğerleri, 1987) başlarında tekrar depolanmaya başlamıştır. Olasılıkla Trakya'da Ganos fay sistemi (GFS) boyunca gözlenebilen Erken Miyosen sonları ile Orta Miyosen başları arasındaki uyumsuzlukla

simgelenen dönerrf bölgede çarpışmanın son safhası olmalıdır.

Çorlu ile Saros körfezinin kuzey kesimlerinde yüzeylenen genç bazaltlar bu bölgede en önemli yükseltileri oluşturur. Bunlar Parejas (1939) tarafından kömür araştırmaları için yapılan bir çalışmada haritalanmış, Kopp ve diğerleri (1969) tarafından

da petrolojik olarak incelenmişlerdir. Bu volkanik kayalar, yer yer bazalitik görünümü olup şoşonitik trakiandezitlerden oluşmaktadır. Bunların Üst Miyosendeki çarpışma sonrası olduğu ye eski fay zonları üzerinde çıktıkları kabul edilmiştir (Ercan, 1992).

Bu birimlerden daha genç oldukları düşünülen Alkali nitelikli bazaltları Umut ve diğerleri (1983) Çorlu'nun güney batısındaki Karatepe üzerinde incelemişler ve Karatepe bazaltı olarak adlandırmışlardır. Bunlar, Ganos fay sisteminin kuzeyinde KD-GB doğrultusunda dizilmiş tepelerde bulunur. İçlerinde iki farklı alkali bazalt ayırtlanmışdır. Mahmutköy ve Tekirdağ çevresindekiler Miyosen-Piyosen grubuna, Karatepe ve Keşan çevresinde olanlar ise Pliyo-Kuvaterner grubuna dahil edilmişlerdir (Umut ve diğerleri, 1983). Mahmutköy'deki bazalt örneklerden K/Ar yöntemiyle yapılan yaş tayininde bunlar 6.7 ± 0.7 my (Mesiniyen) yaş vermiştir (Sümengen ve diğerleri, 1987). Selanik yakınlarında yapılan çalışmalarda da benzer bileşimdeki volkanik kayaların oluşum yaşlarının 5-1.8 my arasında değiştiği bildirilmektedir (Kolios ve diğerleri, 1980). Bu bazaltlar kökensele olarak manto kaynaklı olup (Ercan, 1992) (Ali Polat, 1995, sözlü görüşme) bölgede sıkışmalı rejimin sona ermekte olduğunu göstermektedir. Bu dönemde bölgede dikkat çekici olaylardan biri de Geç Miyosen-Pliyosende başlayan transgresyondur (Sakinç ve diğerleri, 1995). Bu dönemin sonlarına doğru denizel çökellerin regresif karakter kazanması ve Pleyistosen başında aşınmaya başlamış olması (Yaltırak, 1995a) gözönüne alındığında bölgesel bir gerilme rejiminden ziyade Ganos fay sistemi üzerinde KAF'ına bağlı olarak oluşan sağ yönlü makaslama yamulması kaynaklı bir sıkışma ve gerilmeden söz edilebilir (Tapırdamaz ve Yaltırak, 1995).

PALEOMANYETİK DEĞERLENDİRME

Paleomanyetik ölçülerde kullanılmak üzere 21 mevkinin her birinden en az 8 karot olmak üzere toplam 211 karot numune alınmıştır. Bunlar laboratuvarında 1 inç boyunda kesilerek standart numune haline getirilmiş ve toplam 430 yönlü küçük numune ölçmelerde kullanılmak üzere hazırlanmıştır. Yönlü numuneler toplanırken benzinli portatif karot makinesi, yönlendirme için hem jeolog

pusulası hem de güneş pusulası birlikte kullanılmıştır

Ölçmeler iki aşamada tamamlanmıştır. Birinci aşamada, önce her mevkie ait küçük silindirik numunelerden rasgele biri, o mevkie ait "pilot numune" olarak seçilmiştir. Her pilot numune başlangıç değeri 25, 50, 100, 150..., 700 Oersted olan ve yavaş yavaş sıfır değerini alan alternatif manyetik alanlar içinde her seferinde birbirine dik üç eksen doğrultusunda temizlenerek parazitik mıknatıslanmalarından arındırılmaya çalışılmıştır. Her temizleme aşamasından sonra pilot numunenin doğrultusu ve şiddeti ölçülmüştür. Elde edilen mıknatısların şiddetinin değişimi As-Zijderveld projeksiyonuna işaretlenerek, her mevki-den toplanmış numunelerin parazitik mıknatıslanmalarından temizlenmesi için gerekli "alternatif alan"ın şiddeti saptanmıştır. Pilot numuneler üzerinde yapılan bu ölçmeler sonucunda sadece 2 mevkiinin (TR08, TR09) güvenilir mıknatıslanmaya sahip olmadığı ortaya çıkmış, bu iki mevkiye ait yönlü numuneler ölçmelerden çıkartılmıştır.

Ölçmelerin ikinci aşamasında, önce güvenilir mıknatıslık gösteren pilot numunelere ait ölçme sonuçları incelenmiş ve hepsinde başlangıçtaki şiddeti 250 Oersted veya daha büyük olan alternatif manyetik alanla temizlemenin, numunelerdeki parazitik mıknatısları temizlemek için yeterli olduğu saptanmıştır. Böylece eldeki diğer küçük silindirik numunelerin her birinin doğal kalıcı mıknatıslanması ölçüldükten sonra, hepsi başlangıç değeri 250 Oersted veya daha büyük olan alternatif manyetik alan içinde temizlenerek sahip oldukları kalıcı mıknatıslanmaları bulunmuştur. Ortalama doğrultuların ve mevkie ait istatistik parametrelerin hesabında Fisher istatistiği kullanılmıştır.

Paleomanyetik ölçmeler sonucu elde edilen değerler Tablo- 1 'de toplu halde verilmiştir. Şek. 3'te seçilen pilot numunelere ait Zijderveld demanyetizasyon diyagramları incelenirse, demanyetizasyon işlemine tabi tutulan numunelerin ilk 5. ve/veya 7. adımdan sonra duraylı Paleomanyetik vektörün doğrultusunu verdiği görülür. Bundan sonra temizleme işlemi için kullanılan alan şiddeti arttırıldıkça mıknatıslanma şiddetinin azaldığı ancak yönünün değişmediği görülür. Pilot numunelerin temizlenmesi için 15 temizleme adımı kullanılmıştır.

Mevki Adı	Kayaç Adı	Yaş	Numune Alınan Yer	N	D (°)	I (°)	k	α_{95} (°)	R	Polarite
TR 03	Olivin Bazalt	Pliyo-Kuvaterner	Çorlu (Taş ocağı)	10	34.0	58.0	76.6	5.6	9.9	N
TR 04	" "	"	" "	7	21.0	49.0	77.7	6.9	6.9	N
TR 14	" "	"	Asar tepe	5	17.0	71.0	136.0	6.6	5.0	N
TR 15	" "	"	Karakaya tepesi	8	47.0	62.0	156.0	4.4	8.0	N
ORTALAMA				4	30.0	60.0	52.7	12.8	3.9	-
TR 01	Olivin Bazalt	Üst Miyosen	Balabanlı köyü ist.	10	342.0	52.0	150.4	4.0	9.9	N
TR 02	" "	"	Çevrimkaya tepesi	7	2.0	47.0	190.6	4.4	7.0	N
TR 05	" "	"	Balaban köyü	8	345.0	50.0	172.3	4.2	8.0	N
TR 06	" "	"	Muratlı	9	341.0	54.0	81.3	5.7	8.9	N
TR 07*	" "	"	Bıyıklı köyü	15	244.0	-65.0	39.2	6.2	14.6	R
TR 13	" ?	"	Paşayığıt köyü	6	356.0	69.0	87.9	7.2	5.9	N
TR 17	" "	"	Osmanlı köyü	7	353.0	46.0	177.4	4.5	7.0	N
TR 20	Bazalt	6.7±0.7 my	Mahmutköy	13	179.0	-50.0	46.8	6.1	12.7	R
ORTALAMA				7	351.0	53.0	75.8	7.0	6.9	-
TR 10	Trakiandezit	35±0.9my	Hisarlıdağ	8	5.0	46.0	51.9	7.8	7.9	N
TR 11	" ?	"	"	7	3.0	33.0	266.9	3.7	7.0	N
TR 19	andezit	Oligosen	Kovuntepe köyü	10	194.0	-42.0	182.5	3.6	10.0	R
ORTALAMA				3	7.0	40.0	102.2	12.3	3.0	-
TR 12*	Olivin Bazalt	A.Miyosen(?)	Harala köyü	8	315.0	45.0	64.5	6.9	7.9	N
TR 18*	" "	"	Karademiir tepesi	9	145.0	-72.0	104.2	5.1	8.9	R
TR 21*	Bazalt	"	Çakmak tepe	14	116.0	-39.0	36.9	6.6	13.6	R

(*) Bu mevkiiler, ortalamalar alınırken dikkate alınmamıştır.

Tablo 1: Elde edilen paleomanyetik vektörlerin doğrultuları ve ilgili istatistik parametreler. N, kullanılan küçük numune sayısı; D, sapma açısı; I, eğim açısı; k, prezisyon katsayısı; α_{95} , emniyet çemberinin yarıçapı; R, bileşik vektörün uzunluğudur.

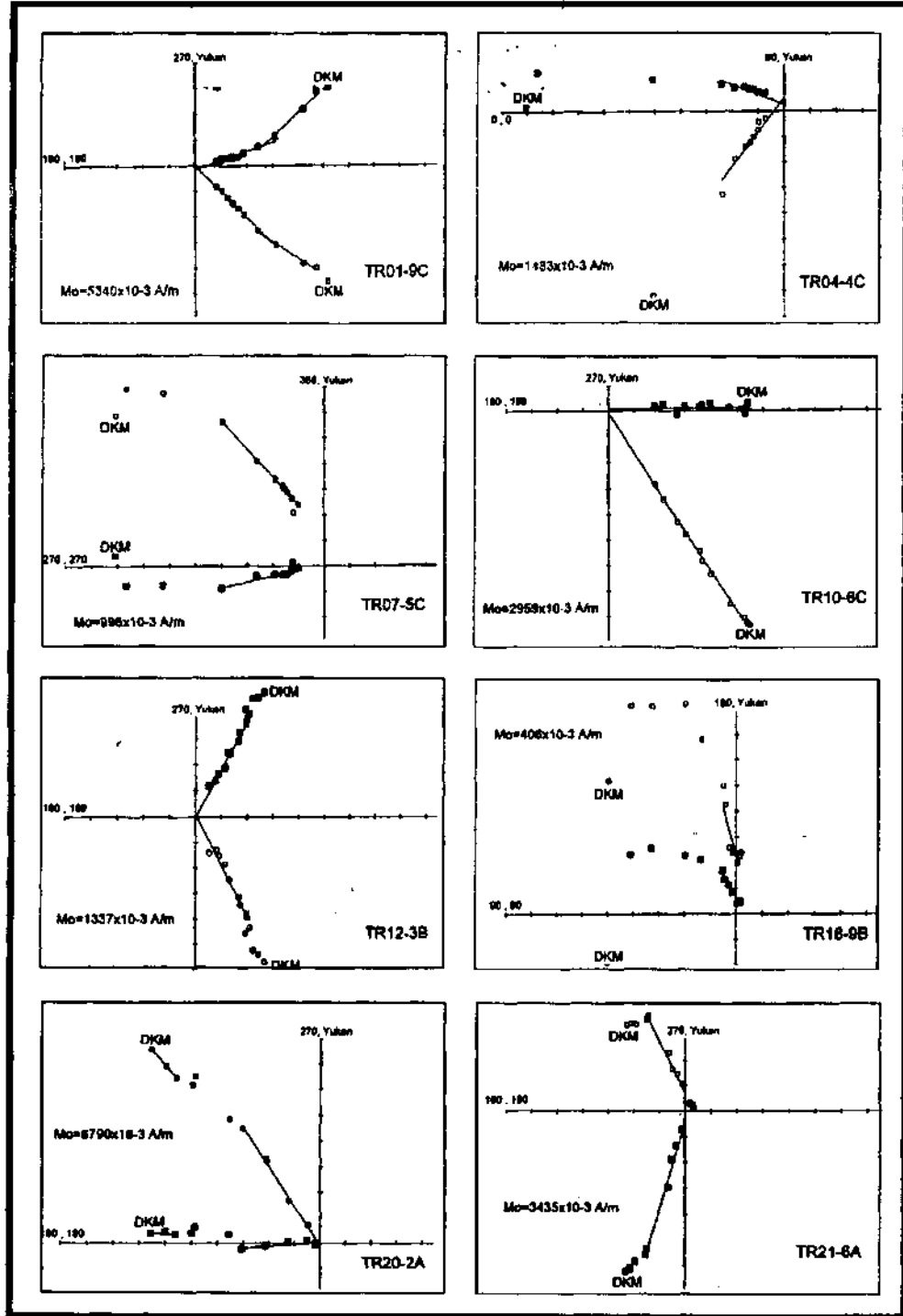
Şek. 4'te mevkiilerin temizleme sonrası stereografik projeksiyon üzerindeki dağılımları verilmiştir. Görüldüğü gibi çalışma alanında hem ters mi knatislanma hem de normal mi knatislanma veren mevkiiler vardır. Bu sonuç Paleomanyetik verilerin güvenilirliği açısından oldukça önemlidir. Projeksiyon üzerindeki dağılımları incelenirse mevki ortalamalarının yeterli güvenilirlik sınırları içerisinde oldukları görülmektedir. Numune alınan mevkiilerde, ayrıca bazaltların çıkış biçimi ve yayılımı göz önüne alınarak yapılan doğrultu ve eğim ölçümlerinde, eğim açılarının birincil konumlarını değiştirmedeği saptanmış, bazılarında ise çökel kayalarla kontakları iyi şekilde ayrılmadığından tektonik düzeltme uygulanmamıştır.

Hisarlıdağ'dan aldığımız Oligosen yaşlı numunelerden elde edilen Paleomanyetik vektörün eğim açısı düşük çıkmıştır. Elde ettiğimiz bu sonuç, daha önce Yunanistan'da aynı yaştaki numunelerden elde edilen eğim açısı ile uygunluk göstermektedir (Kissel ve diğerleri, 1986). Kissel ve diğerleri (1986) çalışmalarında eğim açısının düşük çıkmasının nedeni olarak, Oligosen volkanizmasının olduğu enlemlerin daha güneyde

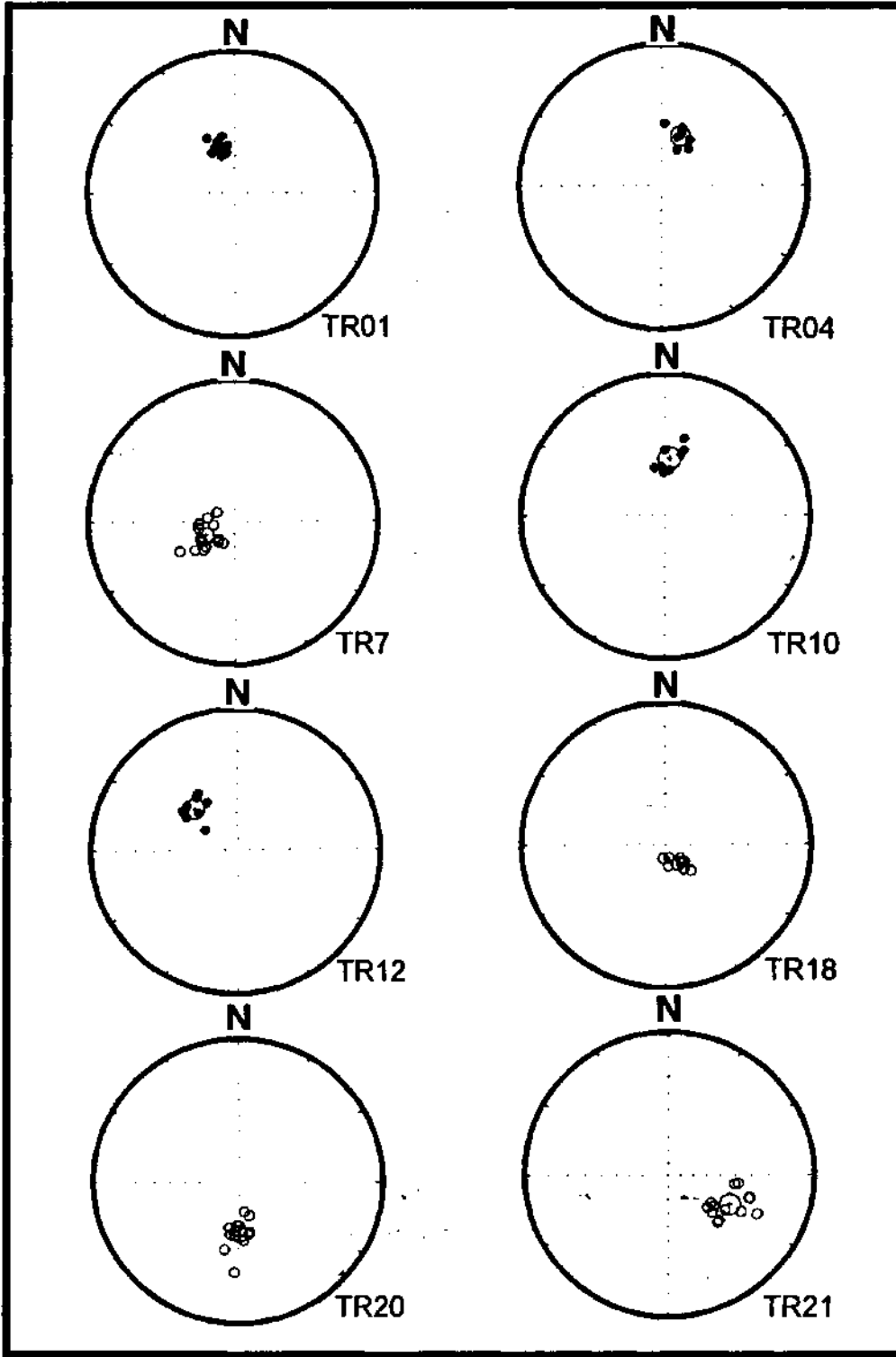
olduğunu ve bugünkü konumuna gelmeleri için yaklaşık 1000 km. kuzeye hareket ettiklerini söylemektedirler. Ancak eğim açılarındaki bu sorunun bölgenin tektoniği ile ilişkili olup olmadığı hâlâ tartışma konusudur (Beck ve Schermer, 1994; Pavlides ve Caputo, 1994). Bu çalışmada Üst Eosen-Alt Oligosen yaşlı Hisarlıdağ volkaniklerinin yaşıyla Kissel ve diğerlerinin (1986) verdikleri yaşlar arasında uyum bulunmaktadır. Buldukları en geç yaşın 23 my olduğu göz önünde tutulursa, Trakya'da Üst Miyosen yaşlı Mahmutköy (6.7 my) bazaltının ortaya çıkışı arasında geçen zamanın 16 my olduğu görülmektedir. Oligo-Miyosene kadar çıkan volkaniklerin bu nedenle 1000 km. güneyden gelmiş olmaları oldukça az bir olasılıktır.

Elde edilen paleo-manyetik vektörler Şek. 5'te toplu halde verilmiştir. Daha önce sözünü ettiğimiz yaş gruplarına ayırarak, çalışma alanının her yaş aralığında yaptığı dönme miktarları Tablo 1'de sunulmuştur.

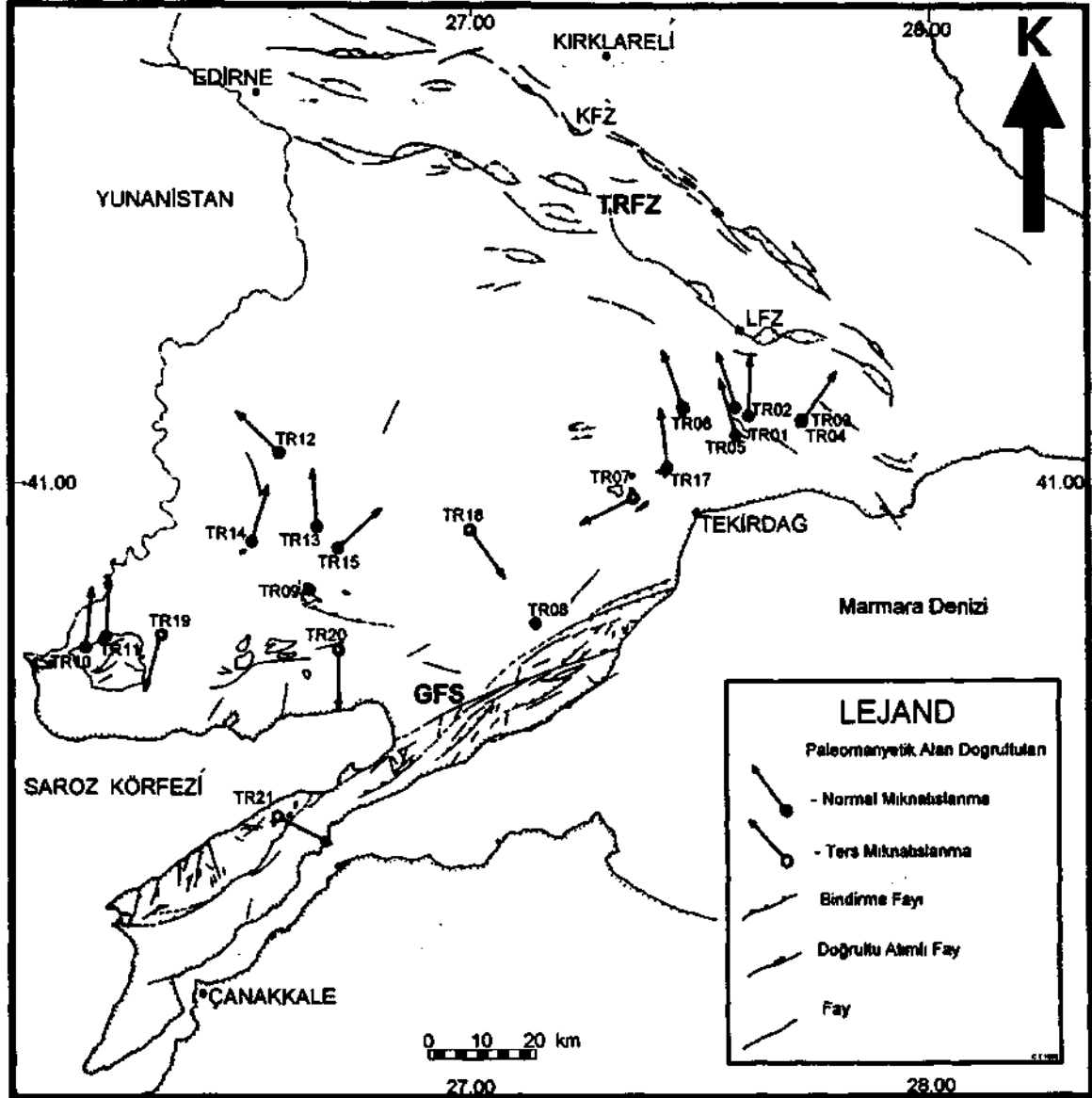
Yukarıda bulduğumuz ortalama dönme miktarları günümüzdeki görünür dönmelerdir (Şek. 5). Trakya bloğunun düşey eksen etrafında



Şek. 3- Paleomanyetik numune toplanan mevkilerden bazılarına ait pilot numunelerin Zijderveld demanyetizasyon diyagramları. DKM, Doğal Kalıcı Miknatıslama; Mo, DKM şiddeti; Paleomanyetik alanın ■, yatay düzlemdeki; □, doğu-batı veya kuzey-güney yönlü düşey düzlemdeki izdüşümlerini gösterirler.



Şek. 4- Örnek olarak seçilen mevkilerin A. F. temizleme sonrası stereografik projeksiyon üzerindeki dağılımları. ● Normal mıknatıslanmayı; ○, Ters mıknatıslanmayı gösterir.



Şek. 5- Paleomanyetik alan doğrultularının çalışma alanındaki dağılımları. GFS, Ganos Fay Sistemi; KFZ, Kırklareli Fay Zonu; KXF, Kavala-Xante Fayı; LFZ, Lüleburgaz Fay Zonu; TRZF, Trakya Renç Fay Zonu.

döndüğünü kabul ederek, üst üste binen dönme miktarlarını yaşlara göre ayırırsak her yaş grubu için gerçek dönme miktarlarını ve yönlerini elde edebiliriz. Buna göre, Pliyo-Kuvaterner yaşlı volkanik mevkilere ait ortalama dönme miktarını ($D=30^\circ$), Miyosen ve Oligosen yaşlı mevkilere ait dönme miktarlarından çıkartırsak, aslında Üst Miyosen yaşlı mevkilerin saatin dönme yönünün tersine ortalama 39° döndüğü ve TRZF'nun

güneyinde Biga yarımadasına kadar tüm bölgeyi etkilediği görülür. Geç Miyosendeki bu dönme miktarını da ($D= -39^\circ$) Oligosen mevkilerinin ortalama dönme yönünden çıkartırsak, Oligosendeki gerçek dönme miktarının da saatin dönme yönünde ortalama 15° olduğu bulunmaktadır (Şek. 6).

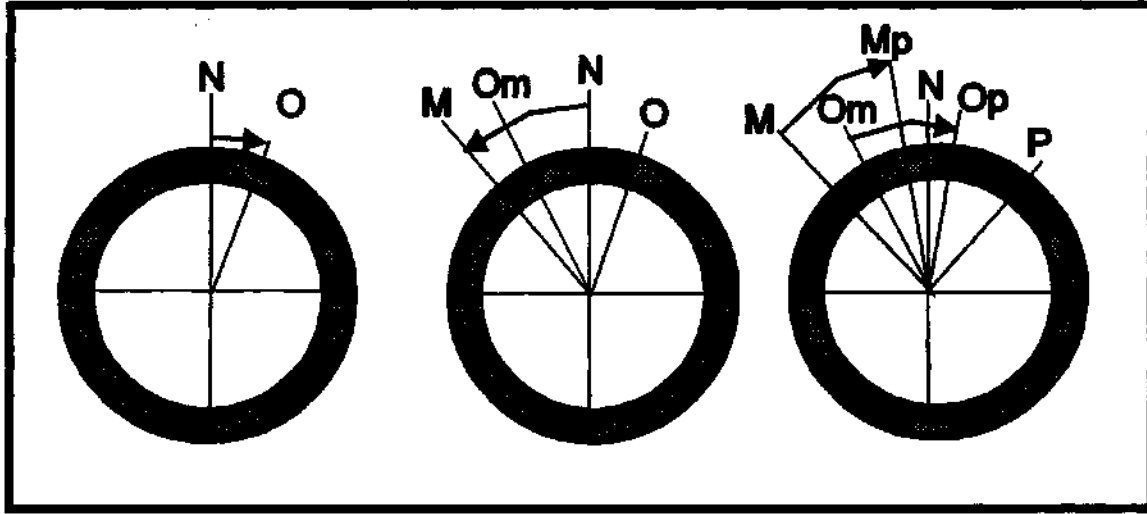
Görüldüğü gibi, çalışma sahasında elde edilen bu değerler dikkate alınarak Trakya bloğunun

asında değişik zamanlarda, içinde bulunduğu hakim tektonik rejime göre farklı yönlerde ve şiddetlerde deformasyonların etkisi altında kaldığı söylenebilir.

BÖLGESEL TEKTONİK

Çalışma alanını sınırlayan iki önemli fay sistemi bulunmaktadır. Bunlardan biri kuzeyde bulunan sismik verilerle elde edilen sonuçlara göre aktivitesini yitirmiş sağ yanallı Trakya renç fay zonedir (TRFZ). Bu fay sisteminin geç Miyosende KAF'ın yön değiştirmesi ile aktivitesini yitirdiği düşünülmektedir (Perinçek, 1991). Yüzeyle gözlene-

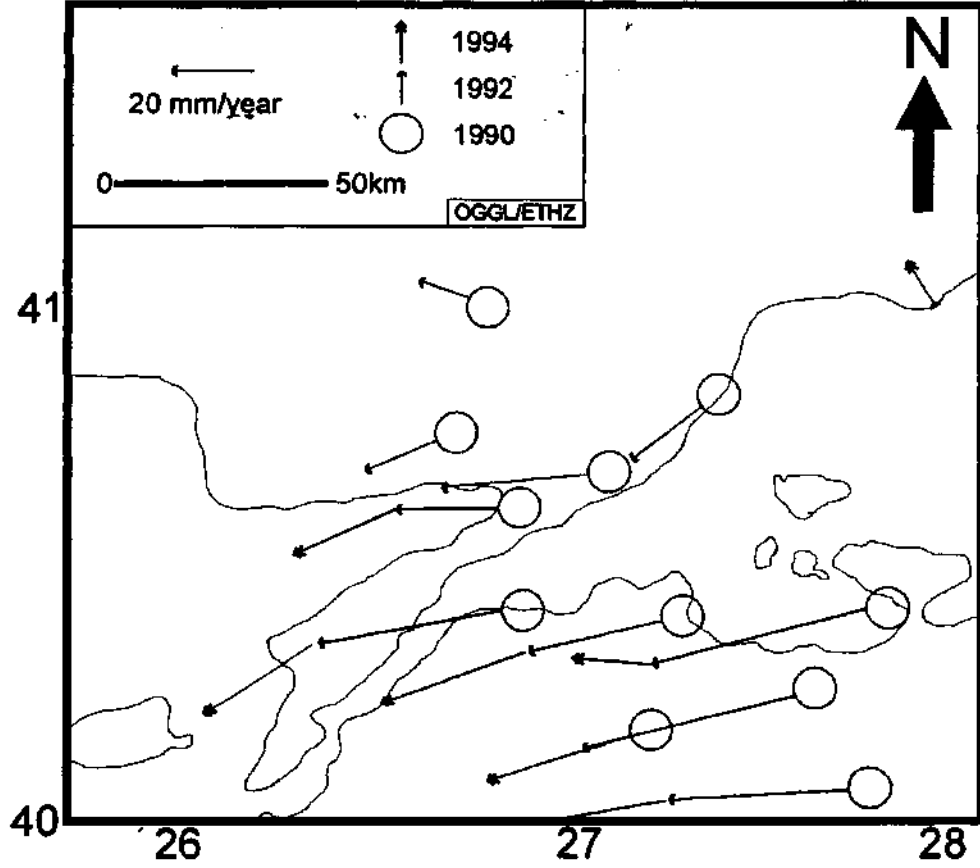
sürdüğü düşünülebilir. Bu çalışma esnasında rastlanan diğer bir veri de TRFZ'nun doğusunda Çantaköy'de (Silivri) açılan bir kanalda Miyosen yaşlı kumların Pliyo-Kuvaterner yaşlı birimlerin üzerine bindirdiği faydır (Mustafa Erdoğan, 1995 sözlü görüşme). Bu KD-GB doğrultulu bindirme düzlemi, güneyinde yer alan bir GPS ölçümüyle de uyumludur (Şek. 7) (Straub ve Kahle, 1995). Çalışma alanının güneyinde ise oldukça karmaşık bir yapı sunan Ganos fay sisteminin (GFZ) 1912 depreminden dolayı tektonik olarak halen etkin olduğu bilinen bir konudur (Ambraseys ve Finkel, 1987; Kalafat, 1989). GFS'ni içine alan çalışmalarda, bu fayın yaşının KAF'ının yaşı ile aynı, yani geç Miyo-



Şek. 6- Trakya bloğunun, a) geç Oligosen-erken Miyosen, b) geç Miyosen, c) Pliyo-Kuvaterner'de yaptığı dönme hareketinin basitleştirilmiş gösterimi. O, Oligosen'deki dönme miktarını; M, Miyosen'deki dönme miktarını; Om, Oligosen yaşlı kayaların Miyosen'deki dönme miktarını; P, Pliyosen'deki dönme miktarını; MP, Miyosen yaşlı kayaların Pliyosen'deki dönme miktarını; Op, Oligosen yaşlı kayaların Pliyosen'deki dönme miktarını gösterir.

meyen bu sistemin, üzerinde tarihsel depremlerin olmasından dolayı, günümüzde az da olsa aktif olma olasılığını düşündürmektedir. Bilinen depremlerden önemlileri 1766'da Çorlu ve 1860'dan 1953'e kadar olan dönemde Edirne ve yakın çevresindeki 11 depremdir (Ergin ve diğerleri, 1967). TRFZ'nun geçtiği alanlarda Pliyo-Kuvaterner yaşlı örgülü akarsu çökellerinin Miyosen birimlerinin üzerinde uyumsuz olarak bulunduğu (Şek. 2) ve vadilerin halen derin kazdığı, temeldeki birimlerin ortaya çıktığı göz önüne alınırsa aktivitesini zaman zaman

sen olduğu kabul görmektedir (Şengör, 1979; Dewey ve Şengör, 1979; Barka ve Hancock 1985; Sanner, 1985; Önal, 1986; Perinçek 1987; Sümengen ve diğerleri, 1987; Barka ve Gülen, 1988; Barka 1992; Siyako ve diğerleri 1989; Taymaz ve diğerleri 1991; Yalıtırak, 1995c). Özellikle aktivitesini Pliyosende artırdığı, bölgede bir karasallaşma-aşınma döneminin erken Pleyistosen'de başladığı düşünülürse (Yalıtırak, 1995a) TRFZ'dan daha aktif olarak çalıştığı görülür. KAF'nın bugün üzerinde yer alan GFZ'una bakıldığında çok daha eski dönemlerde



Şek. 7- Bölgede yapılmış GPS ölçmelerine göre yatay hareket yönleri ve miktarları (Straub ve Kahle, 1995'ten özellenerek alınmıştır).

aktif olduğunu düşündüren bir çok yapı bulunmaktadır. Ganos dağı, Doluca tepe, Helva tepe ve Gelibolu yükselimi bunların en önemlileridir. Gelibolu yarımadasında Eosen-Oligosen birimlerinde görülen ve yarımadaya paralel uzanan kıvrımların (Önal, 1984) üzerini açısız uyumsuz olarak örten Miyosen çökellerinin de yer yer benzer doğrultuda sıkışması, (Yaltırak, 1995a) Anafartalar fayını oluşturan GD-KB doğrultulu sıkışmanın en azından erken Miyosen'de de var olduğunu düşündürür. Doluca tepedeki türbiditler ve kireçtaşları, Helva tepede melanj ve üzerinde uyumsuz bulunan diğer birimleri örten Miyosen birimlerin Mürefte, Eriklice ve Hoşköy'de açılan arama kuyularında üste doğru oldukça aşındığı, benzer bir aşınmanın da Eosen-Oligosen birimlerinde de (Yaltırak, 1995c) görülmesi; Trakya havzasının Ganos dağından başlayarak Tekirdağ'a kadar Orta Eosen-Üst Oligosen uyumlu birimlerinin özellikle Kumbağ ve çevresindeki delta-

ik formasyonların bu kuyularda görülmemesi, GFS'nin Oligo-Miyosende de aktif olduğunu göstermektedir.

Tartışmalı olan bir konu da Ganos fayının hareket yönüdür. Simeakis ve diğerleri, (1989), Le Pichon ve Anglier (1981) Saros körfezi boyunca fayın bir dönem sol yönlü olarak çalışması gerektiğini belirtmişlerdir. Fakat genel kanı sağ yönlü olduğudur (Şengör, 1979; Barka ve Hancock, 1985; Önal, 1986; Sümengen ve diğerleri, 1987; Barka 1992; Siyako ve diğerleri, 1989; Taymaz ve diğerleri, 1991; Erkal, 1991; LePichon ve diğerleri, 1994). Kıvrım ve fayların konumuna bakıldığında Ganos fayının kuzeyinde bulunan Eosen-Oligosen ve Miyosen birimlerinin içinde gelişen yapıların KD-GB uzanan kıvrımlar (Parejas, 1939, Lebküchner, 1974, Sümengen ve diğerleri, 1987) ve buna paralel yakın bindirme fayları olduğu görülür (Yaltırak,

1995c). Bu durum Ganos fayının güneyinde kalan kesimlerde Eosen-Oligosen ve Miyosen birimleri içindeki yapılarda (Önal, 1984; Sümengen ve diğerleri, 1987; Erkal, 1991; Yaltırak, 1995c) Gelibolu'ya kadar hakim olduğu görülür. İstisnai bir durum yalnızca Gelibolu yarımadasının ortasından geçerek geniş bir yay çizen Anafartalar bindirme fayının doğusunda kalan Miyosen yaşlı birimlerde, Ganos fayına 10° açı yapan KD-GB ve 45° açı yapan D-B uzanan ufarak kıvrımlardır (Şentürk ve diğerleri, 1987). D-B yönlü ufarak kıvrımlar ana faya göre sol yönlü bir hareketi veya K-G bir sıkışmayı göstermektedir. Bu da Saroz körfezinin açılması ile ilgili görüşlerle (Saner, 1985) çelişen bir durumdur.

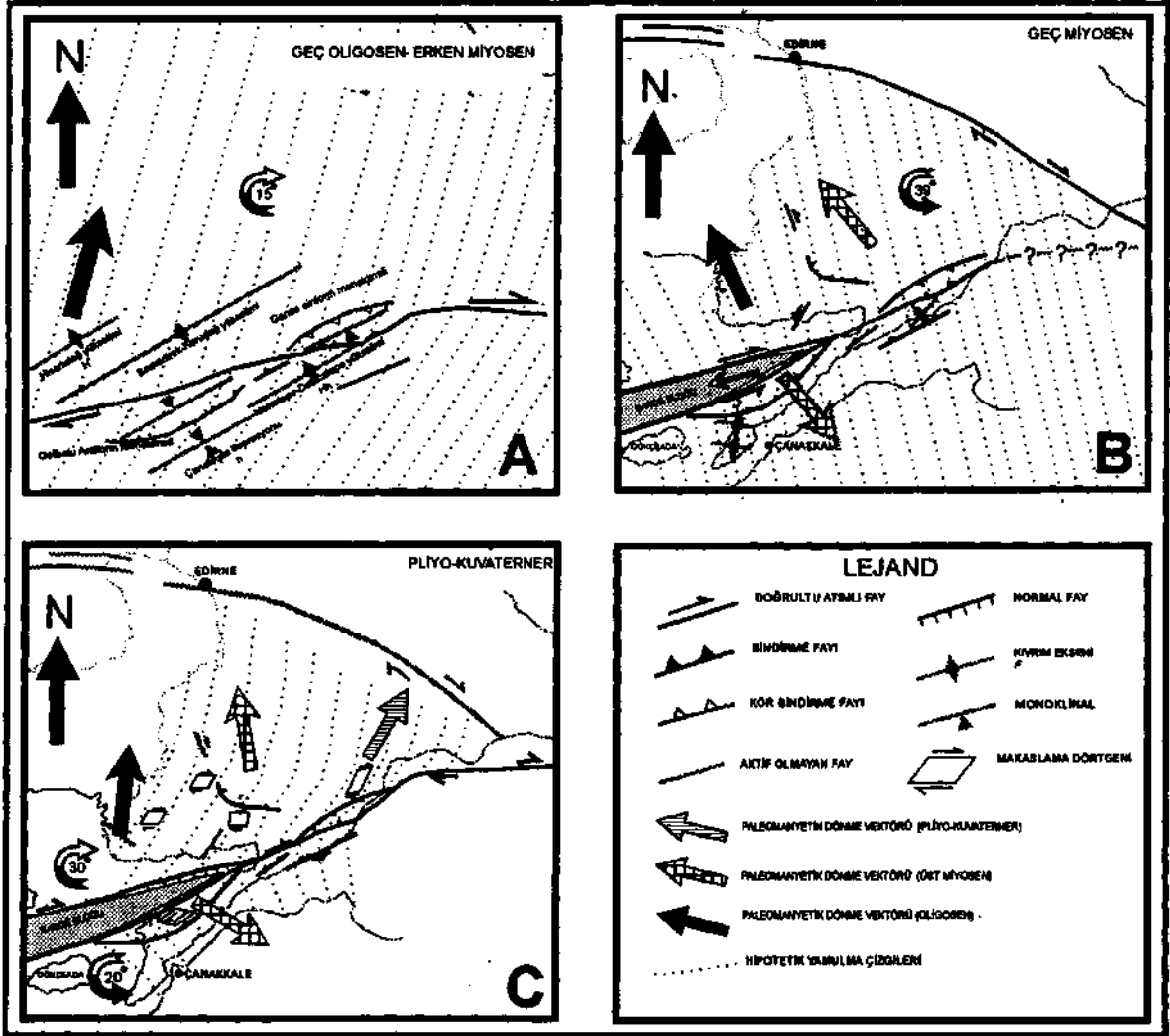
TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Çalışılan alanın tektonik evrimi ve bu evrimin ürünü olan volkanizma üzerinde yapılan tartışmalar halen sürmektedir. Özellikle TRFZ ile GFS arasında kalan alanın gerildiği ve/veya sıkıştığı hakkında ortak bir düşünce oluşmuştur. Bu çalışmada KAF'nın terk edilen uzantısı olarak görülen TRFZ'nun, GFS ile arasındaki ilişkinin Paleomanyetik olarak denetlenmesinin yanında Trakya'yı etkilemiş olduğu bilinen Rodop-Pontid İç okyanusunun kapanmasıyla gerçekleşen kıta-kıta çarpışmasının (Şentürk ve Okay, 1984; Okay ve Görür, 1995) izlerinden birine daha rastlanmıştır. Özellikle Saroz körfezinin açılmasını bir ölçüde açıklayabilecek bir modele Paleomanyetik veri desteği ile ulaşılabilmiştir. Açıklığa kavuşturulmaya çalışılan konulardan biri olan, Trakya'nın günümüzde nasıl hareket ettiğini gösteren yapısal bir yorum da GPS verileriyle destekli olarak, bu modele eklenmiştir.

Trakya'da Eosen sonlarında başlayan çoğunlukla kıtasal, kısmen manto kökenli melez volkanizma, Avrasya ile Afrika plâkalarının çarpışmasına (Ercan, 1992) bağlı olarak gelişen bir başka okyanusun, Rodop-Pontid İç okyanusunun kapanma olayı (Okay ve Görür, 1995) ile ilişkilidir. Geç Paleosen'e kadar açık olan bu okyanusun (Okay ve Tansel, 1992) daha sonraki evrimi, özellikle Sakarya kıtası ile Rodop-Pontid kıtasının çarpışmasının Trakya'ya etkileri halen tartışmalıdır (Saner, 1980; Okay ve Görür, 1995). Fakat Üst Eosen-Alt Oligosen yaşlı Hisarlıdağ volkanitlerinin taşıdığı Pale-

omanyetik kayıtlar bu konuda ise istisnai bir bilgi vermektedir. Bu da düşük eğim açıları ve saat yönünde 15°'lik dönmedir. Bu da Erken Oligosen sonrasında bölgede olasılıkla Ganos fay sisteminin de canlandığı dönemde bölgeyi etkileyen bir dönme hareketi olduğunu gösterir (Şek. 8a). Eğim açılarının düşük oluşu, Kurudağ, Hisarlıdağ (Saner, 1985) ve Ganosdağı'nın ilk kıvrımlanmasının sahadaki uyumsuzluklara göre Geç Oligosen-Erken Miyosen dönemine denk gelmesi ile karşılaştırıldığında, kıta-kıta çarpışmasının nihai noktası olarak erken Miyosen karşımıza çıkar.

Şoşonitik nitelikli Üst Miyosen volkaniklerinden elde edilen veriler de saatin ters yönünde 39° bir dönme gösterdiğine göre, Perinçek'in (1987) bahsettiği sağ yanal hareket TRFZ boyunca Xante-Kavala fayı üzerinden (Şek. 1) saat yönünden tersine blok dönmesiyle gerçekleşmiş olmalıdır (Şek. 8b). Bu dönemin Prinos-Nestos Grabeninin açılmasına (Proedrou, 1979) karşılık geldiği düşünüldüğünde, Anadolu bloğunun çarpışma sonrası ilk olarak TRFZ'ni izlemesi, fay boyunca oluşan pozitif lale yapılarını açıkladığı gibi KB-GB açılan Kavala havzasının kuzey sınırındaki normal fayların (Pollak, 1979) oluşumuna da ışık tutmaktadır. Anadolu levhasının saatin ters yönüne dönüşü (Oral ve diğerleri, 1993; Oral ve diğerleri 1995) ile uyumlu bu hareket, KAF'ın hareketinin bir kısmını GFS'ne aktarmaya başlamasıyla TRFZ ile GFS arasında dönme uyumlu olarak en azından Saros körfezi boyunca sol yanal bir hareketi getirmektedir. Böyle bir hareketin varlığından hem Le Pichon ve Angelier (1981) hem de Simeakis ve diğerleri, (1989) söz eder. KD-GB uzanan Ganos fayında, Saroz boyunca sol yanal hareketin oluştuğunu Gelibolu yarımadasındaki Orta-Üst Miyosen yaşlı birimlerde görülen D-B yönlü kıvrımlar da (Şentürk ve diğerleri, 1987) desteklemektedir. Anafartalar Bindirme Fayı ile Saroz körfezi içinde görülen normal faylar (Saner, 1985) arasında oluşum aşamasında nasıl bir ilişki olduğunu düşündüğümüzde, karşımıza çıkan sorunlardan biri de Orta-Üst Miyosen yaşlı birimlerin Gelibolu yarımadasının orta-güneybatısı dışındaki alanların da KD-GB yönlü kıvrımlarla dolu olmasıdır (Sümengen ve diğerleri, 1987; Erkal, 1991; Yaltırak, 1995c). Bu çelişki, sağ yanal bir fay boyunca blok olarak dönen, Trakya'nın hortlayan GFS üzerinde, Saroz Körfezi boyunca sol yönlü, Marmara'ya doğru olan kesimlerinde ise sağ yönlü bir ha-



Şek. 8- Bölgenin paleomanyetik veriler baz alınarak oluşturulmuş tektonik evrim haritası.

reketi ile açıklanabilir. Böylece Saroz körfesinin açılması ilk olarak kuzeyinde sağ, güneyinde sol yanal oblik faylarla Karlova benzeri bir yapıda gerçekleşmiş olmalıdır. İlk başta sıkışarak kaçmaya başlayan Saroz bloğu, açılmaya başlayan körfezin içinde normal faylar oluştururken, Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşlı bir reze fayını izleyerek Anafartalar Bindirmesini oluşturmuştur.

Elde edilen verilere göre en son dönem günümüzde de sürmektedir. Bu dönem Pliyo-Kuvaterner yaşlı bazaltlarda bulunan kayıtlarla temsil olmaktadır. Bunlara göre Trakya sağ yönlü bir makaslamanın etkisi altına girmiş olmalıdır. Trakya'nın TRFZ

boyunca hareketinin sönümlenmeye başlamasıyla GFS'nin öne çıktığı bu dönemde sağ yanal hareketin kuzeye doğru etkisini göstermeye başladığı anlaşılmaktadır (Şek. 8c). Bu hareketin GFS'ne paralel olarak yaklaşık 40 km.lik bir zonda etkin olduğu görülmektedir. Bu etkinlik KD-GB kıvrımları oluşturmuş (Sümengen ve diğerleri, 1987; Erkal, 1991; Yaltırak, 1995 c), Saroz körfezi kuzey sahili boyunca ve Trakya'nın içlerine kadar azalarak akarsu ağını bile sağ yanal harekete uyumlu bir çizgide etkilemiştir (Şek. 2). Bu lokalitenin, Trakya'daki sağ yanal makaslamanın yarattığı dönme miktarı kadar bir dönme üzerine alarak saatin ters yönünde dönmesini sürdürdüğü anlaşılmaktadır. Eğer GPS

verilerindeki kayma vektörlerine bakılırsa (Şek. 7) hareketin körfezin içine doğru, Ganos fayına paralele yakın bir doğrultuda olduğu görülecektir. Burada hareket vektörü aynı zamanda sıkışmanın doğrultusu olarak düşünülürse Karlıova benzeri oluşan havzanın güneyinde sol yanal hareketin kısmen sürdüğü, deprem verilerine göre de havzanın kuzeyinde yavaş yavaş yerini oblik gerilmeli bir sisteme tek ettiği söylenebilir. Körfezin kuzeyindeki 1975 depremi bu düşünceyi desteklemektedir (Taymaz ve diğerleri, 1991) (Şek. 1). Fakat körfezin dışında, özellikle Gelibolu yarımadasında Pleyistosen denizel çökellerin + 50 m. yükseldiği (Sakinç ve Yalıtırak, 1995) ve bölgede Conkbayırı formasyonu çökelme rejiminin (Yalıtırak, 1995a) sürdüğünü gösteren genç akarsuların körfezin 100 m. yakınına yaklaşıp, tam tersi yönde doğruya doğru aktıkları düşünüldüğünde bölgede, körfez içinde oblik gerilmeli, yarımada da oblik sıkışmalı bir sistemin varolması yüksek bir olasılıktır. Böylece bölgesel tektonik hareketler dönüşümlü olarak normal ve ters fayları ortaya çıkarmış olabilir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma yürütülürken araziden Paleomanyetik numune alınması için TÜBİTAK-Glotek Ünitesi çerçevesinde bizlere destek olan Prof. Dr. Naci GÖRÜR'e, çalışmamızın bir aşaması için araç tahsis eden TPAO Trakya Bölge Müdürü M. Ali DUYGU'ya, bizleri teşvik eden ve imkanlarımızı genişleten Prof. Dr. A. M. Celal ŞENGÖR'e, Paleomanyetik verilerin değerlendirilmesi sırasında konuyu tartıştığımız Prof. Dr. Muzaffer ŞANVER'e ve Dr. Ertuğrul PONAT'a, İÜ Araştırma Fonu Projesi (Proj No: 628/210 994) çerçevesinde alınan 4 mevkiinin sonuçlarını kullanmamıza izin verdiği için Prof. Dr. Naci ORBAY'a teşekkürü bir borç biliriz.

Yayına Verildiği Tarih, 15 Nisan 1996

DEĞİNİLEN BELGELER:

Ambraseys, N. N. ve Finkel, C. F., 1987, The Saros Marmara Earthquake of 9 August 1912, Earthquake Eng. and Structural Dynamikes, 15, 189-211.

Ayık, İ., 1990. Eriklice-Müreftte çevresinin jeolojisi. İTÜ Maden Fakültesi, Jeo. Müh. Genel Jeoloji ABD. Lisans tezi, (Yayımlanmamış).

Barka, A. A., 1992, The North Anatolian Fault Zone. Annales Tectonicae, T, 164-195.

-- ve Gülen, L., 1988, New Constraints on age and total offset of the North Anatolian fault zone: implications for tectonics of the Eastern Mediterranean region. In "1987 Melih Tokay Symp." Spec. Publ. METU. Ankara, Turkey, 39-65.

..... ve Hancock, 1985, Tectonic interpretation of enigmatic Structures in the North Anatolian fault zone. J. Struct. Geol., 5, 217-220.

Başkan, H. G., 1990. Ganos Dağı'nın merkezi kesiminin jeolojisi. İTÜ Maden Fakültesi, Jeo. Müh. Genel Jeoloji ABD. Lisans tezi (Yayımlanmamış).

Bornovas, J. ve Rondogianni-Tsiambau, T. H., 1983, Geological Map of Greece, 1/500000. (Directör: P. Vassilov) Ins of Oil and Min. Ex.

Beck Jr. M. E. ve Schermer, E. R., 1994. Aegean paleomagnetic inclination anomalies. Is there a tectonic explanation? Tectonophysics, 231, 281-292.

Dewey, J. F. ve Şengör, A. M. C., 1979, Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. Geol. Soc. Am. Bull., Part I, 90, 84-92.

Ercan, T., 1992. Trakya'daki Senozoyik volkanizması ve bölgesel yayılımı, JMO, Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 41, 37-50.

- ve Gedik, A., 1986, Karadeniz ve Trakya'da yapılan derin sondajlardan alınan karotlardaki volkanik kayaların petrolojisi ve volkanizmanın bölgesel yayılımı. Jeomorfoloji Derg., 14, 39-48.

- ve Günay, E., 1986, Karadeniz ve Trakya'da yapılan derin sondajlardan alınan karotlardaki volkanik kayaların petrolojisi ve

- volkanizmanın bölgesel yayılımı. Jeomorfoloji Derg., 14, 39-48.
-ve Günay, E., 1985. Kuzeybatı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Oligomiyosen yaşlı volkanizmanın gözden geçirilişi: T.J.K. Bül. 5, 119-139.
- Ergin, K., Güçlü, U. ve Uz, Z., 1967, Türkiye ve civarında deprem katalogu, İTÜ. Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü Yay. 24, 169 s.
- Erkal, T., Trakya'da Kuzey Anadolu Fay Zonunda gelişmiş normal fayların oluşumuna yaklaşımlar. TPJD Bül. 3, 87-99.
- Fytikas, M., Giuliani, O., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. ve Villari, L., 1980, Neogene Volcanism of the northern and central Aegean region: Ann. Geol. Pays Hellen, 30, 106-129.
-, Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. ve Villari, L., 1984 Tertiary to Oterinary evolution of Volcanism in the Aegean region: The Geological Evolution the Eastern Medditranean, (Ed J. E. Dixon ve A. H. F. Robertson) Geological Soc. Special Pb., 17,687-699.
- Gheshitev., Kancev, I., Valkov, V., Marinova, R., Shlyafova, J., Russeva, M. ve Iliev, K., 1989, Geological Map of Bulgaria, 1/100.000. (Ed. G. Gheshitev ve I Kancev) Committe of Geology.
- Güner, H., 1989, Şarköy'ün KB Gölcük çevresinin Jeolojisi. İTÜ Maden Fakültesi, Jeo. Müh. Genel Jeoloji ABD. Lisans tezi, (Yayımlanmamış).
- Innocenti, F., Kolios, N., Manetti, P., Mazzuoli, R., Rita, F. ve Villari, L., 1984, Evolution and geodynamic signifigance of the Tertiary orgenic Volcanism in NE Greece. Bull. Volc., 47/1, 25-37.
- Kalafat, D., 1989, Son yıllarda olmuş bazı depremlerin odak mekanizması açısından irdelenmesi. Deprem Araştırma Bül., 66, 6-20.
- Kıran, F., 1988, Şarköy batısı Helvatepe çevresinin jeolojisi. İTÜ Maden Fakültesi, Jeo. Müh. Genel Jeoloji ABD. Lisans tezi, (Yayımlanmamış).
- Kissel, C., Kondopoulou, D., Laj, C. ve Papadopoulos, P., 1986. New palaeomagnetic data from Oligocene formations of Northern Aegea. Geophysical Res. Lett., 13, no: 10, 1039-1042.
-, Laj, C., Poisson, A., Simeakis, K., 1989. A pattern of block rotations in Central Aegean. Palaeomagnetic Rotations and Continental Deformations (Ed. C. Kissel, C. Laj), NATO ASI series, Series C, 254, 115-129.
- Kolios, N., Innocenti, F., Manetti, P., Peccerillo, A. Ve Giuliani, O., 1980. The Pliocene Volcanism of the Voras Mts. (Central Macedonis, Greece): Bull. Volcan., 43/3, 553-568.
- Kopp, K. O., Pavoni, N. ve Schindler, C., 1969, Geologie Thrakiens IV: Das Ergene Becken. Beihefte Geol. Jahrbuch, Heft 76: 136 s.
- Lebküchner, R. F., 1974, Betrag zur kenntnis der geologie des Oligosans von Mittel Thrakien (Turkei) MTA. Bülteni, 83, 30 s.
- Le Pichon, X. ve Anglier, J., 1981, The Agean Sea Trans, Roy. Coc., London, A300, 357-372.
-, Chamot-Rooke, N., Lallemand, S., Neomen, R. ve Veis, George, 1994, Cinématique de l' Anatolie-Egee par rapport à l'Europe Stable a partir d'une combinaison des mesures de trianulation geodesique sur 80 ans aux mesures de type Satellite Laser Ranging (SLR) recents. C. R. Acad. Sci. Paris t 318, II, 1387-1393.
- McKenzie, D., 1978, Active tectonics of the Alpin-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. Geophysics J. R. astr. Soc, 55,217-254.
- Okay, A. İ. ve Tansel, İ., 1992, Pontid-İçi Okyanusu'nun Üst Yaşı hakkında Şarköy'ün kuzeyinden (Trakya) yeni bir bulgu. MTA Derg. 114,23-26.

-, ve Görür, N., 1995, Batı Karadeniz ve Trakya havzalarının kökenleri arasında zaman ve mekan ilişkisi, Trakya Havzası Jeolojisi Semp. 30 Mayıs-3 Haziran, Lüleburgaz-Kırklareli, 9-10.
- Oral, M. B., Reilinger, R. E., Toksöz, M. N., Barka, A. A. ve Kınık, İ. 1993, Preliminary Results of 1988 and 1990 GPS Measurement in Western Turkey and their Tectonic implications. *Geodynamics*, 23, 407-416.
-, King, R. W., Barka, A. A., Kınık, L, Leng, O., 1995, Global Positioning system offers evidence of plate motions in Eastern Mediterranean, *EOS, AGU*, 76, 2, 9-11.
- Önal, M., 1984, Gelibolu (Çanakale) kuzeybatısının jeolojisi. İ. Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü. (Doktora Tezi) 200 s.
-, 1986, Gelibolu Yarımadası orta bölümünün sedimanter fasiyesleri ve tektonik evrimi, *KB Anadolu, Türkiye, Jeoloji Mühendisliği* 29, 37-46.
- Parejas, Ed., 1939, Trakya linyitleri jeolojik etüdü, Uzunköprü, Keşan, Malkara, Hayrabolu mıntıkası MTA Rap. N. 981 (Yayımlanmamış), Ankara.
- Pavides, S. ve Caputo, R., 1994, The North Aegean region: a tectonic paradox? *Terra Nova*, 6, 37-44.
- Perinçek, D., 1987., Trakya Havzası renç fay zonuunun sismik özellikleri. *Türkiye 7. Petrol Kongresi*. 11-21.
-, 1991, Possible Strand of the North Anatolian Fault in the Thrace basin, Turkey-An Interpretation, *TAAPG Bult.*, 75, 2, 241-257.
- Pollak, H. W., 1979, Structural and lithological development of Prinos-Kaval Basin, Sea of Thrace. VIth Int. Cong on Medditeranean Neogene, Athens, Greece. *Ann. Geol. Pays Hellen*, 2, 1013-1020.
- Proedrou, P., 1979, The evaporites formation in the Nestos-Prinos Graben in the Northern Aegean Sea. VIth Int. Cong on Medditeranean Neogene, Athens, Greece. *Ann. Geol. Pays Hellen*, 2, 1013-1020.
- Sakınç, M. ve Yalıtırak, C., 1995, Güney Trakya'nın sahillerinin denizel Pleyistosen çökelleri ve paleocoğrafyası. *Trakya Havzası Sempozyumu 30 Mayıs-3 Haziran Lüleburgaz-Kırklareli* 38.
-ve Örcen, S., 1995, Trakya'nın Neojen Paleocoğrafyası ve Evrimi, *Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu*, 30 Mayıs-3 Haziran Lüleburgaz-Kırklareli, 35.
- Saner, S., 1980, Batı Ponditler'in komşu havzaların oluşumlarının levha tektoniği kuramıyla açıklaması, *KB Türkiye: MTA Dergi.*, 93/94, 1-20.
-, 1985 Saroz Körfezi dolayının çökeltme istifleri ve tektonik yerleşimi, *Kuzeydoğu Ege Denizi, Türkiye: TJK Bülteni*, 28, 1-10.
- Simeakis, C., Mercier, J. L., Vergely, P. ve Kissel, C., 1989, Paleomagnetic rotations and Continental deformation. (Ed. C. Kissel ve C, Laj) *NATO ASI series*, 254, 131-143.
- Siyako, M., K. A. Burkan ve A. İ. Okay, 1989. Biga ve Gelibolu yarımadaalarının tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. *TPJD Bült.*, 1/3, 183-199.
- Straub, C ve Kahle, H. G., 1995, Active crustal deformation in the Marmara Sea region, NW Anatolia, inferred from GPS measurements. *Geophy. Res. Lett.*, 22, 18, 2533-2536.
- Sümengen, M., Terlemez, İ., Şentürk, K., Karaköse, C., Erkan, E., Ünay, E., Gürbüz, M., Atalay, Z. ve Şentürk; K., 1987, Gelibolu Yarımadası ve Güneybatı Trakya Tersiyer Havzasının Stratigrafisi, Sedimantoloji ve Tektoniği. *MTA Rap.* 8128. (Yayımlanmamış), Ankara.
- Şengör, A. M. C., 1979, The North Anatolian Transform Fault, Its age offset and tectonic significance. *J. Geol. Soc. Lond*, 136: 269-282.

- Şennazlı, N., 1988, Şarköy'ün batısı Harmankaya çevresinin jeolojisi. İTÜ Maden Fakültesi, Jeo. Müh. Genel Jeoloji ABD. Lisans tezi, (Yayınlanmamış).
- Şentürk, K. ve Okay, A. İ., 1984, Saroz Körfezi doğusunda yüksek basınç metamorfizması: MTA Derg. 97/98: 152-155.
- Tapırdamaz, C. ve Yaltırak, C., 1995; Trakya'nın Senazoyik volkaniklerinin Paleomanyetik özellikleri ve tektonik konumu, Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu, 30 Mayıs-3 Haziran Lüleburgaz-Kırklareli, 35.
- Taymaz, T., Jackson, J., ve McKenzie, D., 1991, Active tectonics of the north and central Aegean Sea. Geophys. J. Int., 106, 433-490.
- Ternek, Z., 1949. Geological study of the region Keşan-Korudağ: İ. Ü. Fen Fak. İstanbul, 78 s. (Doktora Tezi).
- Turgut, S., Türkaslan, M. ve Perinçek, D., 1991, Evolution of the Thrace Sedimentary basin and its hydrocarbon prospectivity. Generation, accumulation, and production of Europe's hydrocarbons (ed. A. M. Spencer), 415-437.
- Umut, M., Kurt, Z., ve İmik, M., 1983, Tekirdağ ili-Silivri (İstanbul)-Pınarhisar (Kırklareli) alanının jeolojisi. MTA. Rap., 7349, (Yayımlanmamış), Ankara.
-, İmik, M., Kurt, Z., Özcan, I., Ateş, M., Karabıyıkoglu, M, ve Saraç, G., 1984, Edirne ili-Kırklareli ili-Lüleburgaz (Kırklareli ili) Uzunköprü (Edirne ili) civarının jeolojisi MTA. Rap. 7604, (Yayımlanmamış), Ankara.
- Yaltırak, C., 1995a, Gelibolu Yarımadası'nda Pliyo-Kuvaterner Sedimentasyonunu Denetleyen Tektonik Mekanizma, Nezihi Camtez Sempozyumu, 12-14 Nisan, İstanbul, Jeofizik, 10; 103-106.
- , 1995b, Ganos sisteminin tektonik özellikleri, Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu, 30 Mayıs-3 Haziran Lüleburgaz-Kırklareli, 35.
- , C. 1995c, Gaziköy-Müreffe Arasının Sedimentolojisi ve Tektoniği, TPJD Bült., 6, 1,93-112.