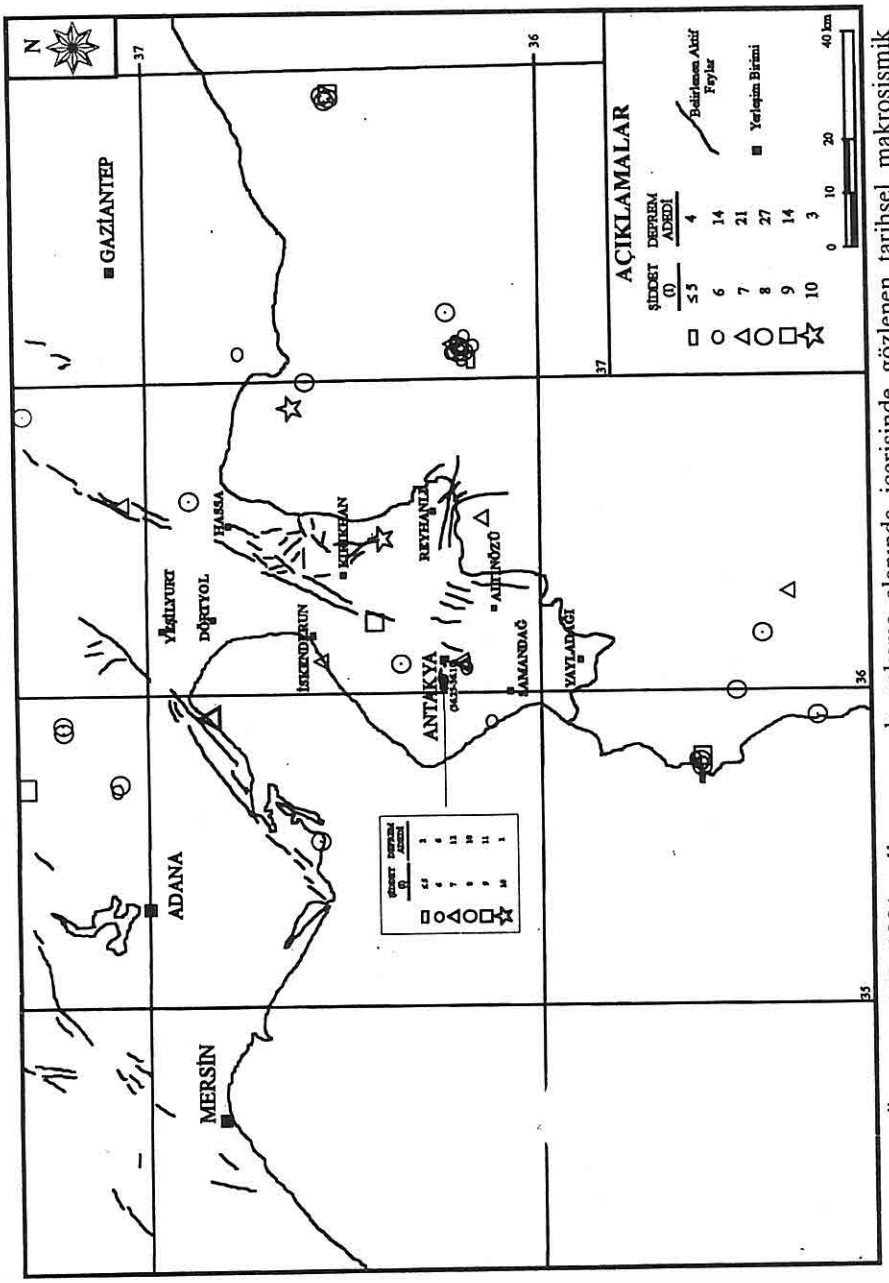
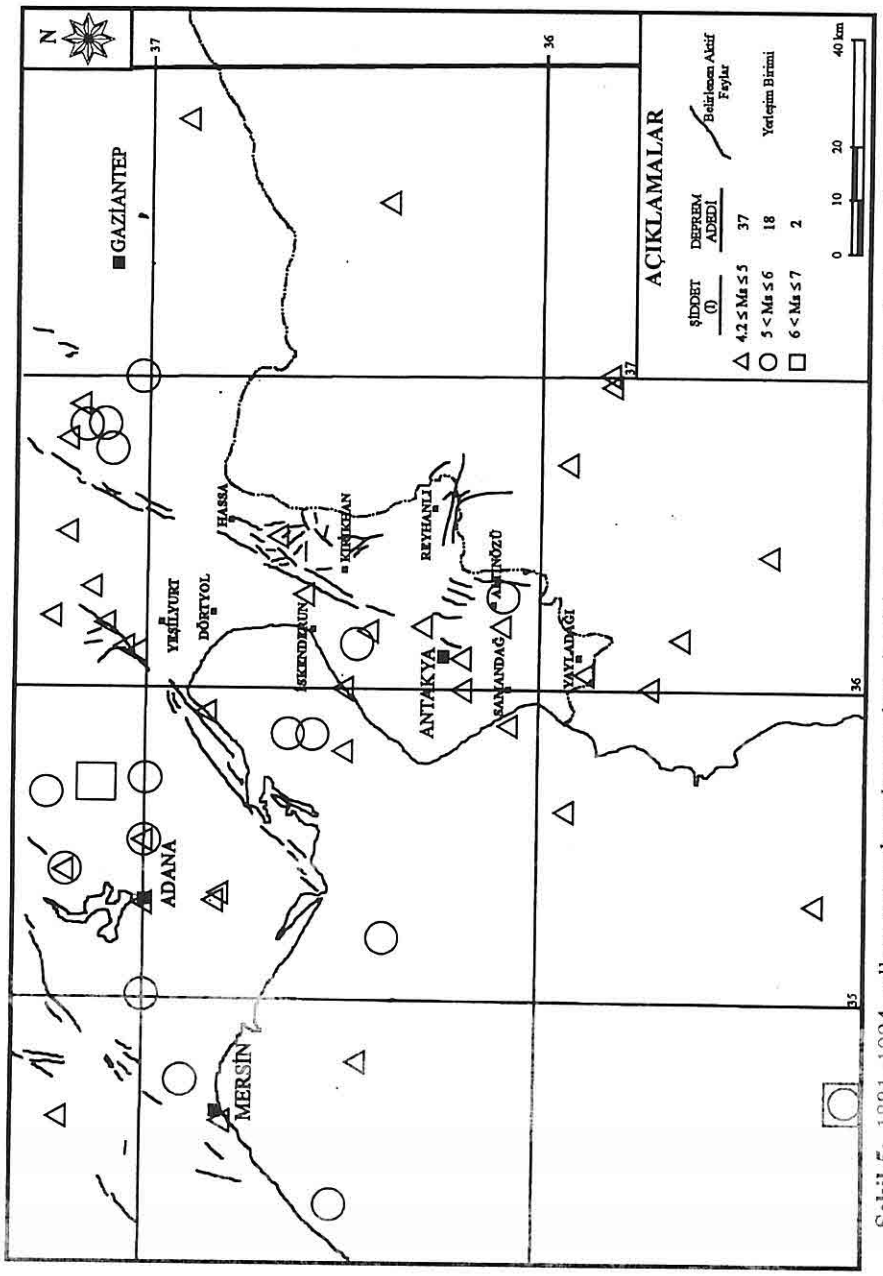
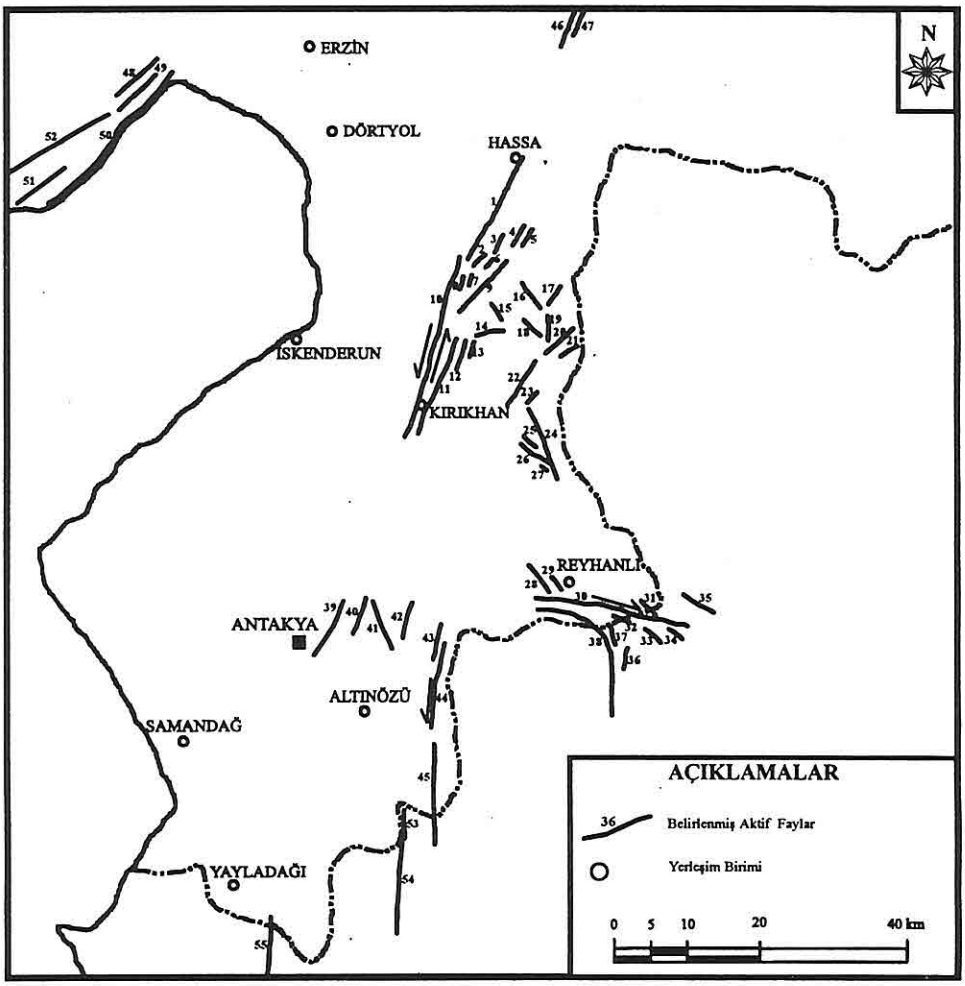


Şekil-4: MÖ 131 – MS 1881 yılları arasında çalışma alanında içerisinde gözlenen tarihsel makrosismik depremler (tarihsel makrosismik deprem verileri Sovsal ve diğ., 1981, Ambraseys, 1989, Ambraseys and Melville, 1995'ten alınmıştır):



Şekil-5: 1881–1994 yılları arasında çalışma alanı içerisinde gözlenen makrosismik depremler (aletsel makrosismik deprem verileri Alsan at al., 1975, Eyidoğan ve diğ., 1991, Deprem Araştırma Dairesi, 1995'ten alınmıştır).



Şekil-6: Çalışma alanı içerisinde belirlenen aktif faylar (Şaroğlu ve diğ., 1992).

5. MAGNİTÜD-FREKANS BAĞINTILARI

Richter (1958) tarafından depremler için öne sürülen ampirik magnitüd frekans bağıntısı aşağıda gösterilmektedir.

$$\text{Log } N = a - bM$$

Başka bir ifadeyle;

$$N = \alpha e^{-\beta M}$$

olarak verilir.

$$a = \text{Log}_{10} \alpha \text{ ve } b = \beta \text{ Log}_{10} e$$

şeklinde ifade edilir.

Burada N, verilen bir bölgede belirli bir periyot için magnitüdü, M'den büyük olan depremlerin sayısını, a ve b ise regresyon katsayılarını göstermektedir. a katsayısı, kullanılan örneğin yer ve

zamanına bağlı bir katsayıdır. b katsayısı ise, bölgesel özelliklere bağlı olan bir sabit olmakla beraber, daha çok tektonikle ilgili bir parametredir ve bilinen değerleri 0.5 ile 1.5 arasında değişmektedir.

Bu çalışmada Deprem Araştırma Dairesi'nden elde edilen veriler ışığında çalışma alanı için, yukarıda bahsedilen ampirik magnitüd frekans bağıntısının;

Log N = 3.60 - 0.54 M şeklinde olduğu kabul edilerek, çalışma alanında yer alan her bir deprem kaynağının oluşturabileceği çeşitli büyüklükteki depremlerin tekrarlanma periyodu ve yinelenme ilişkilerine ait değerler Tablo-1'de sunulmuştur.

6. MAKSİMUM MAGNİTÜD DEĞERLERİ

Bu çalışmada, yukarıda da belirtildiği üzere deprem kaynağı olarak bölgede halen aktif olduğu düşünülen diri faylar kullanılmıştır. Deprem sırasında ortaya çıkan veya tekrar harekete geçen fayların uzunluğu ile ortaya çıkan magnitüd değeri arasında belirgin bir ilişkinin var olduğu pek çok araştırmacı tarafından kabul edilmekte olup, bu ilişkiyi ifade eden çeşitli bağıntılar geliştirilmiş bulunmaktadır. Bu çalışmada da ortaya çıkacak maksimum magnitüd değerleri Bonilla ve diğ. (1984) tarafından ortaya konulmuş olan;

$$Ms = 6.04 + 0.704 (\text{Log } L)$$

formülüne dayanılarak hesaplanmıştır. Formülde L her bir fay veya segmentin km cinsinden uzunluğunu ifade etmektedir. Belirtilen bu bağıntı, dünyanın çeşitli bölgelerindeki orta ve büyük ölçekli 58 adet sığ odaklı depreme sebep olan değişik nitelikli fayın incelenmesi sonucunda ortaya konmuş olup, bu verilerin 9 adedi Türkiye'den derlenmiştir. Formülün elde edilmesinde irdelenen fayların % 50'sini normal, ters, normal oblik ve ters oblik faylar % 50'sini ise doğrultu atımlı faylar oluşturmaktadır.

Yapılan hesaplamalar sonucunda, çalışma alanı içinde yer alan aktif fayların yaratabileceği en büyük magnitüd değerinin 7.04 olduğu ve özellikle 1, 9, 10, 11, 22, 24, 30, 38, 39, 44, 45, 46, 48, 50, 51, 52, 54 ve 55 numaralı aktif fayların magnitüd değeri olarak, büyük bir potansiyele sahip oldukları belirlenmiştir (Şekil-6). Yukarıda verilen bağıntıya göre çalışma alanı için sismik kaynak olarak kabul edilen faylar ve onların yaratabileceği maksimum magnitüd değerleri Tablo-2'de sunulmuştur.

7. AZALIM İLİŞKİLERİ

Herhangi bir deprem için o bölgede meydana gelen yer hareketi, azalım ilişkileri veya fiziksel, matematiksel modellerden yararlanılarak elde edilmektedir. Sismik risk analizi çalışmalarında maksimum yer ivmesi azalımı en çok kullanılan yer hareketi belirleyicisidir. Bu çalışmada da yer hareketi belirleyicisi olarak maksimum yer ivmesi azalımının yatay bileşeni kullanılmıştır.

Tablo 1: Çalışma alanında yer alan deprem kaynaklarının oluşturabileceği çeşitli büyüklükteki depremlerin tekrarlanma periyodları ve bazı yıllara göre yinelenme olasılıkları (Deprem Araştırma Dairesi, 1995).

MAKSİMUM MAGNİTÜD (Ms)	*TEKRARLANMA PERİYODU (Yıl)*	*1 YILLIK OLASILIK (%)*	*25 YILLIK OLASILIK (%)*	*49 YILLIK OLASILIK (%)*	*73 YILLIK OLASILIK (%)*	*97 YILLIK OLASILIK (%)*
6.4	96.4	1.06	23.9	41.1	54.2	64.3
6.5	106.2	0.9	21	37	49.7	59.9
6.6	124.4	0.82	19.2	34.1	46.2	56.2
6.7	142.8	0.74	17.3	31	42.5	52.1
6.8	161.2	0.66	15.5	28	38.7	47.8
6.9	179.5	0.58	13.6	24.8	34.7	43.2
7	197.8	0.5	11.9	21.9	30.9	38.8

Tablo 2: Çalışma alanı içerisinde gözlenen ve halen aktif olduğu öne sürülen fayların uzunlukları ve yaratabilecekleri maksimum magnitüd miktarları.

SEGMENT ADI	SEGMENT UZUNLUĞU (km.)	MAKSİMUM MAGNİTÜD (Ms)	SEGMENT ADI	SEGMENT UZUNLUĞU (km.)	MAKSİMUM MAGNİTÜD (Ms)
Fay 1	15.40	6.88	Fay 29	2.00	6.25
Fay 2	2.80	6.35	Fay 30	21.30	6.98
Fay 3	3.00	6.38	Fay 31	3.10	6.39
Fay 4	3.00	6.38	Fay 32	3.00	6.38
Fay 5	2.90	6.37	Fay 33	3.30	6.41
Fay 6	1.10	6.07	Fay 34	2.90	6.37
Fay 7	1.20	6.10	Fay 35	3.50	6.42
Fay 8	3.00	6.38	Fay 36	3.10	6.39
Fay 9	10.00	6.74	Fay 37	2.80	6.35
Fay 10	21.00	6.97	Fay 38	21.00	6.97
Fay 11	15.50	6.88	Fay 39	7.52	6.66
Fay 12	5.00	6.53	Fay 40	6.00	6.59
Fay 13	2.90	6.37	Fay 41	7.20	6.64
Fay 14	4.00	6.46	Fay 42	5.30	6.55
Fay 15	1.80	6.22	Fay 43	5.62	6.57
Fay 16	4.00	6.46	Fay 44	15.00	6.87
Fay 17	3.80	6.45	Fay 45	10.00	6.74
Fay 18	3.00	6.38	Fay 46	9.80	6.74
Fay 19	4.00	6.46	Fay 47	7.00	6.63
Fay 20	5.00	6.53	Fay 48	8.00	6.68
Fay 21	3.40	6.41	Fay 49	7.20	6.64
Fay 22	7.10	6.64	Fay 50	26.00	7.04
Fay 23	2.30	6.29	Fay 51	8.70	6.70
Fay 24	11.00	6.77	Fay 52	22.00	6.99
Fay 25	2.80	6.35	Fay 53	7.40	6.65
Fay 26	5.00	6.53	Fay 54	12.00	6.80
Fay 27	1.40	6.14	Fay 55	8.70	6.70
Fay 28	4.00	6.46			

Kullanılan azalım ilişkilerinin pek çoğunda maksimum yer ivmesi azalımı, magnitüd (M), mesafe (R), ve yersel zemin koşullarına bağlı ifadelerle verilmektedir. Türkiye'de oluşan depremlerin genellikle sığ oluşu ve genelde yüzeysel yırtılmaların gözlenmesi nedeniyle bu çalışmada yüzey magnitüdünün kullanılması ve yersel bölgeden fay çizgisine olan uzaklığın belirlenmesi uygun görülmüştür. Maksimum yer ivmesi azalımının M ve R'ye göre değişimini veren azalım bağıntıları genel olarak:

$PGA = b_1 \exp(b_2 M)(R+b_4)^{b_3}$

formülü ile gösterilmekte olup, bu denklemde b_1, b_2, b_3, b_4 regresyon sabitleridir.

Bu çalışmada ise, Campbell (1981) tarafından geliştirilmiş olan ve aşağıda gösterilen azalım ilişkisi bağıntısı kullanılmıştır.

$$PGA = 0.0159\ EXP\ (0.868Ms)\ (R + 0.0606\ EXP\ (0.7Ms))^{-1.09}$$

Bu formülde, dünya genelinde magnitüdleri 5.0 ile 7.7 arasında değişen 229 depremin ve bu depremler sonucu oluşan yüzey kırıklarını içine alan 50 km^2'lik bir alan içindeki maksimum yer ivmesinin yatay bileşenleri kulanılmıştır. Burada zemin türü (litoloji) dikkate alınmamış olup, formül tüm fay çeşitleri için geliştirilmiş olmakla beraber, analiz edilen fayların % 61'i (139 adet) doğrultu atımlı faylardır. Bu çalışmada da, çalışma alanı içerisinde, giriş kısmında da belirtildiği gibi, özellikle DAF ve Ölü Deniz fayı gibi çok önemli doğrultu atımlı fayların bulunması nedeniyle yukarıda belirtilen ve Campbell (1981) tarfından geliştirilen formülün kullanılması uygun görülmüştür.

8. EŞŞİDDET MAKSİMUM YER İVMESİ AZALIMI HARİTASININ HAZIRLANIŞI

Yukarıda sırasıyla anlatılan, aktif fayların bulunuşu, bu fayların uzunluklarının belirlenişi ve bu uzunluklarına göre yaratabilecekleri maksimum magnitüd değerlerinin elde edilişinden sonra, belirtilen aktif fayların çalışma alanında yaratacağı maksimum yer ivmesi azalımı değerlerinin bulunabilmesi amacıyla, çalışma alanı, 52x48 ebatında ve toplam 2496 kareden oluşan bir ağ haline getirilmiştir. Çalışma alanının oldukça küçük karelere bölünerek bir ağ haline getirilmesi işlemi Tilford ve Çetin (1995) tarafından önerilmiş olup, yapılan işlemde karelerin mümkün olabildiğince küçültülmesi ile hesaplamalardaki hassasiyetin artacağı belirtilmiştir. Daha sonra, çalışma alanı içerisinde yer alan her bir aktif fay üzerinde yaklaşık 2 km (haritada 2 mm)'de bir olmak üzere noktalar belirlenerek, bu noktaların oluşturulan ağın içindeki herbir karenin merkezi olarak belirlenen düğüm noktalarına olan uzaklığı belirlenmiştir. Bu işlemdeki amaç, haritada deprem kaynağı olan bir aktif fayı tek bir nokta ile ifade etmenin doğuracağı eksiklik ve hata oranını ortadan kaldırarak, belirtilen aktif fay üzerinde birbirine çok yakın birçok

noktanın alınması ile hem aktif fayın tamamını deprem kaynağı olarak ifade etmek, hem de daha detaylı ve hassas hesaplamalar yapabilmektir. Elde edilen bu değerler Campbell (1981) tarafından geliştirilmiş olan maksimum yer ivmesi azalım ilişkisi bağıntısında, belirlenen aktif fayların yaratabileceği maksimum magnitüd değerleri ile birlikte, yerine konarak her bir düğüm noktası için, her bir aktif faya ait maksimum yer ivmesi azalımı değerleri saptanmıştır. Daha sonra, belirlenen bu değerlerden en büyük olanlar seçilerek, her düğüm noktası için olasılı olan maksimum yer ivmesi azalımı değeri bulunmuştur (Tablo-3). Çalışma alanında yer alan her bir aktif fay üzerinde seçilen noktaların belirlenen düğüm noktalarına olan uzaklığı ve bu noktalarda oluşacak maksimum yer ivmesi azalım değerleri ile bu değerlerden en büyük olanların belirlenmesi işlemleri tamamiyle bilgisayar programlarıyla yapılmış olup, yapılan bu işlemlerde kullanılan bilgisayar programları üçüncü yazar tarafından hazırlanmıştır. Çalışmanın son bölümünde ise belirlenen her bir düğüm

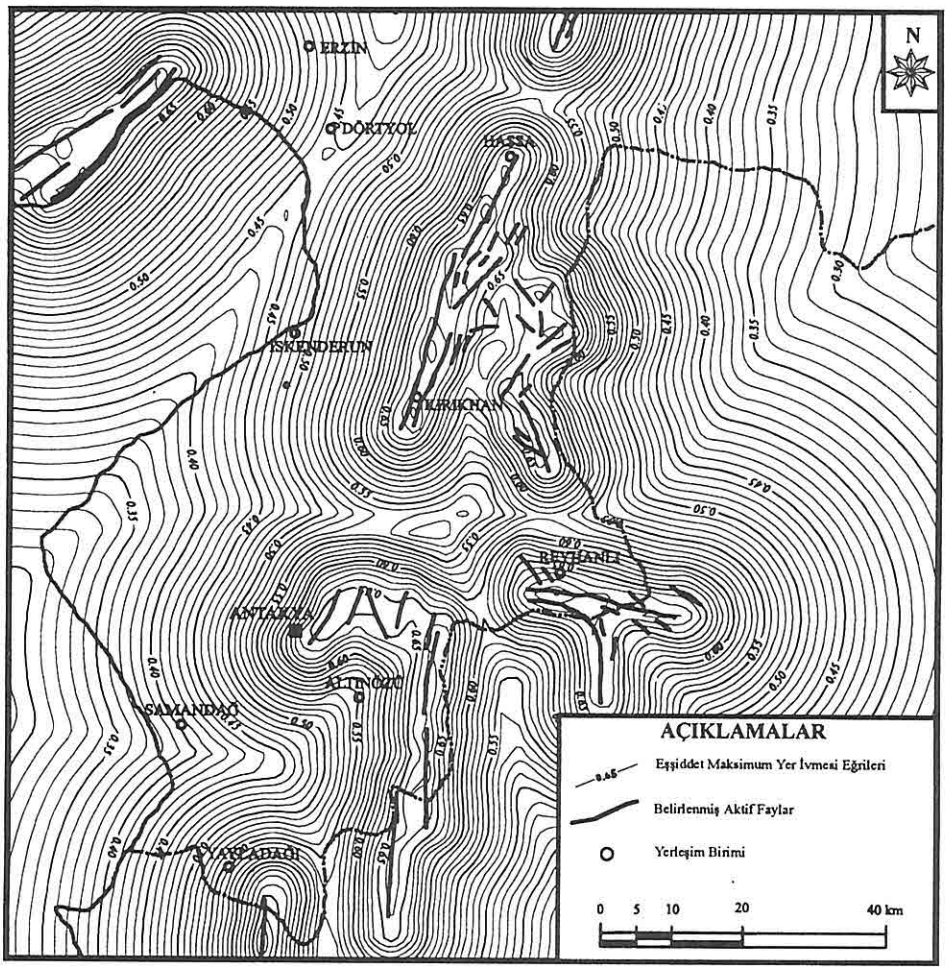
Tablo 3: Çalışma alanı içerisindeki her bir düğüm noktası için, belirlenen aktif fayların oluşturacağı maksimum yer ivmesi azalımı değerleri arasından seçilen en büyük değerlere ait örnek veri tablosu.

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
7	0.37	0.36	0.36	0.36	0.37	0.37	0.38	0.38	0.38	0.37	0.37	0.36	0.35	0.34	0.35	0.35
8	0.38	0.37	0.37	0.38	0.39	0.39	0.40	0.40	0.39	0.39	0.38	0.38	0.37	0.36	0.36	0.36
9	0.40	0.38	0.39	0.40	0.41	0.41	0.42	0.42	0.42	0.41	0.40	0.39	0.38	0.38	0.37	0.38
10	0.41	0.39	0.40	0.42	0.43	0.44	0.44	0.44	0.44	0.43	0.42	0.41	0.40	0.39	0.39	0.39
11	0.42	0.41	0.42	0.44	0.45	0.46	0.47	0.47	0.47	0.46	0.44	0.43	0.42	0.41	0.40	0.41
12	0.43	0.42	0.44	0.46	0.47	0.49	0.50	0.50	0.49	0.48	0.47	0.45	0.44	0.43	0.42	0.42
13	0.44	0.43	0.45	0.48	0.50	0.52	0.53	0.53	0.53	0.51	0.49	0.48	0.47	0.45	0.44	0.44
14	0.44	0.44	0.47	0.49	0.52	0.55	0.57	0.57	0.56	0.54	0.52	0.51	0.50	0.48	0.46	0.46
15	0.45	0.46	0.48	0.51	0.54	0.57	0.61	0.62	0.59	0.57	0.56	0.54	0.52	0.50	0.47	0.48
16	0.47	0.48	0.48	0.51	0.55	0.59	0.63	0.66	0.63	0.61	0.60	0.57	0.54	0.51	0.48	0.50
17	0.50	0.50	0.51	0.51	0.54	0.58	0.62	0.65	0.66	0.66	0.64	0.60	0.56	0.52	0.50	0.52
18	0.54	0.53	0.54	0.54	0.53	0.56	0.58	0.63	0.66	0.65	0.65	0.61	0.57	0.53	0.52	0.54
19	0.58	0.56	0.57	0.57	0.57	0.56	0.60	0.62	0.64	0.66	0.67	0.62	0.57	0.53	0.53	0.55
20	0.62	0.60	0.60	0.60	0.60	0.59	0.61	0.67	0.66	0.64	0.63	0.60	0.56	0.53	0.54	0.57
21	0.65	0.63	0.65	0.64	0.64	0.63	0.63	0.63	0.65	0.67	0.65	0.59	0.55	0.51	0.54	0.57
22	0.68	0.67	0.68	0.67	0.68	0.68	0.67	0.67	0.65	0.64	0.61	0.58	0.54	0.51	0.53	0.56
23	0.64	0.64	0.65	0.64	0.65	0.66	0.66	0.67	0.67	0.64	0.60	0.55	0.53	0.51	0.52	0.55
24	0.59	0.60	0.60	0.60	0.61	0.62	0.62	0.63	0.63	0.61	0.57	0.57	0.55	0.54	0.52	0.53
25	0.55	0.56	0.57	0.57	0.58	0.58	0.58	0.59	0.59	0.60	0.60	0.60	0.58	0.56	0.53	0.54
26	0.52	0.53	0.54	0.54	0.54	0.55	0.57	0.60	0.62	0.64	0.64	0.63	0.61	0.58	0.55	0.57
27	0.51	0.53	0.54	0.55	0.55	0.55	0.57	0.61	0.65	0.68	0.68	0.65	0.65	0.59	0.57	0.60

noktası için saptanmış olan maksimum yer ivmesi azalım değerleri Kriking medoduyla lineer variogram modeli seçilerek konturlanmış ve sonuçta çalışma alanı için eşşiddet maksimum yer ivmesi azalımı haritası hazırlanmıştır (Şekil-7).

10. SONUÇ VE ÖNERİLER

Öncelikle çalışma alanındaki tarihsel ve aletsel deprem kayıtları derlenerek, belirtilen alan için tarihsel ve aletsel makrosismik deprem haritaları hazırlanmıştır. Daha sonra, çalışma alanının bölgesel tektonik içerisindeki konumu ve Türkiye Diri Fay Haritası gözönüne alınarak bölgede halen aktif olarak kabul edilen çok önemli faylar incelenmiş ve Bonilla ve diğerleri (1984) tarafından geliştirilen bağıntıya



Şekil-7: Antakya ve civarının maksimum yer ivmesi azalımı haritası.

dayanılarak, bu fayların yaratabileceği maksimum magnitüd miktarları belirlenmiştir. Yapılan hesaplamalar sonucunda, çalışma alanı içinde yer alan aktif fayların yaratabileceği maksimum magnitüdlerin 6.07-7.04 değerleri arasında yer aldığı ve bölgede bulunan pek çok aktif fayın da magnitüd değeri olarak, büyük bir potansiyele sahip oldukları belirlenmiştir (Tablo-2). Daha sonra Campbell (1981) tarafından elde edilmiş taban kayasındaki maksimum yatay ivme azalım ilişkileri kullanılarak çalışma alanı içinde her bir fayın yaratabileceği maksimum yer ivmesi azalım değerleri hesaplanmıştır. Son olarak elde edilen değerlerin tamamı incelenerek çalışma sahasında gözlenebilecek maksimum yer ivmesi azalım değerleri bulunmuştur. Belirlenen değerlerin konturlanması sonucunda ise bölgenin eşşiddet maksimum yer ivmesi azalımı haritası elde edilmiştir (Şekil-7).

Yapılan hesaplamalar sonucunda, bölgede oluşabilecek maksimum yer ivmesi azalımı değerleri 0.26-0.70 değerleri arasında değişmektedir. Çalışma alanında gözlenen en yüksek değerler Yumurtalık KD'sunda Misis-Yumurtalık fayı civarında, Kırıkhan ve Hassa arasında Karasu Segmenti yakınında, Reyhanlı GD'su, Antakya D'su, Altınözü KKD'su ve son olarak Yayladağ G'i ve D'sunda kalan alanlarda belirlenmiştir (Şekil-7). Belirtilen alanlardaki maksimum yer ivmesi azalım değerleri 0.65-0.70 aralıkları arasında yer alan değişimler sunmaktadır.

Çalışma alanında ileride yapılacak veya halen yapılmakta olan önemli mühendislik projeleri (nükleer santral, baraj, otoyol, köprü, viyadük, havaalanı, hastane vb.) için bulunan maksimum yer ivmesi azalımı değerleri mutlaka gözönünde bulundurulmalı, geçmişte yapılmış projeler için ise, bu sonuçlar ışığında gerekli iyileştirmelere gidilmelidir.

KAYNAKLAR

Alsan, E., Tezuçan, L. and Bath M., 1975, An Earthquake catalogue for Turkey For The Interval 1913-1970. Kandilli Observatory Seismological Department Çengelköy-İstanbul, Turkey and Seismological Instytute Box 517 S-751 20 Uppsala, Sweden. Report No: 7-75.

Ambraseys, N. N., 1989, Temporary Seismic Quiescence: SE Turkey, Geophysical Journal, 96, 311-331.

Ambraseys, N. N. and Melville, C. P., 1995, Historical Evidence of Faulting in Eastern Anatolia and Northern Syria, Annali Di Geofisica, Vol. XXXVIII, N, 3-4.

Bonilla, M. G., Mark, R.K., and Lienkaemper, J.J., 1984, Statistical Relations Among Earthquake Magnitude, Surface Rupture Length, and Surface Fault Displacement, Bull. Seis. Soc. Am., V. 74, pp. 2379-2411.

Campbell, K.W., 1981, Near-Source Attenuation of Peak Horizontal Acceleration, Bullletin of the Seismological Society of America, Vol. 71, No. 6, pp. 2039-2070.

Demirtaş, R., Yılmaz, R., 1996, Türkiye'nin Sismotektoniği. T.C. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Ankara.

Erdik, M., Doyuran, V., Gülkan, P., Akkaş, N., 1984, Türkiye Deprem Tehlikesinin İstatistiki Açıdan Değerlendirilmesi, TÜBİTAK, Proje No: MAG 444.

Eyidoğan, H., Güçlü, U., H., Utku, Z., Değirmenci, E., 1991, Türkiye Büyük Depremleri Makro-Sismik Rehberi, İTÜ Maden Fakültesi jeofizik Müh. Bölümü, İstanbul.

Gülen, L., Barka, A., Toksöz, M. N., 1987, Kıtaların Çarpışması ve İlgili Kompleks Deformasyon: Maraş Üçlü Eklemi ve Çevre Yapıları, Yerbilimleri, 14, 319-336.

Krinitzski, E. L., Chang, F. K., Nuttli, O. W., 1988, Magnitude-Related Eartquake Ground Motions, Bulletin of the Association of Engineering Geologist, Vol. XXV, No. 4, 399-423.

Perinçek, D. and Çemen, Y., 1990, The Structural Relationship Between the East Anatolian and Dead Sea Fault Zones in Southeastern Turkey, Tectonophysics, 172, 331-340.

Richter, C. F., 1958, Elementary Seismology, Freeman and Co.

Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D., Altınok, Y., 1981, Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu, TÜBİTAK. Proje No: TBAG 341, İstanbul.

Şaroğlu, F., Emre, Ö., Kuşçu, Y., 1992, Türkiye Diri Fay Haritası. MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.

Tilford, R.N. and Çetin. H., 1993, Engineering Geology Laboratory Manuel Prepared for GEOL-440 (Engineering Geology) Class at the Department of Geology, Teksas A&M University (unpublished).

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1997 SAYI 30 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

OSMANELİ (BİLECİK) YÖRESİNDEKİ *ORBİTOİDES*'LERİN BİYOMETRİK İNCELEMESİNİN ÖN BULGULARI

Muhittin GÖRMÜŞ
S. D. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 32260 Çünür-ISPARTA

ÖZET: *Bu çalışma Osmaneli (Bilecik) yöresindeki Orta-Üst Maastrihtiyen yaşlı çökellerden derlenen **Orbitoides**'lerin biyometrik analizini içerir. Yaklaşık beşyüzelliye yakın **Orbitoides** bireyinin iç ve dış parametreleri araştırılmıştır. Bol **Orbitoides**'li düzeylerde ortalama **Orbitoides** embriyon büyüklüğünün 0.850 mm ile 1.211 mm; ortalama oksiler loca sayısının 9.25 ile 13.75 arasında olduğu görülmüştür. İstifte üste doğru belirtilen parametrelerin ortalama değerlerinde çok az düşüşler ve yükselişler bulunmaktadır. Değinilen cinsin kavkıları da basık ve büyük; embriyonları ise iri ve genelde küresele yakındır. Ayrıca, ekvatoral localardaki büyüme yapıları, mikrosferik-makrosferik fert özelliklerinin ortaya konması ve Hekimhan (Malatya) yöresinde benzer ortamlarda gözlenen **Orbitoides** parametreleri ile karşılaştırılması da bu çalışmada sunulmuştur.*

PRELIMINARY RESULTS OF BIOMETRIC ANALYSIS OF *ORBITOIDES* IN THE OSMANELİ(BİLECİK) AREA.

ABSTRACT: *This study is an investigation of biometric analysis of **Orbitoides** from the Middle to Upper Maastrichtian aged sediments of Osmaneli (Bilecik). Biometric analysis of about five hundreds and fifty specimens of **Orbitoides** includes valuation of measurements of internal and external features. In the area, the arithmetical mean values of **Orbitoides** embryo size changes between 0.850 mm and 1.211 mm and the number of auxiliary chambers from 9.25 to 13.75. Increases or decreases of the mean values from bottom to top are seen. The orbitoids usually show large test size and sub-globular embryos. Besides equatorial chambers' growings, the features of microspheric and megalospheric forms of **Orbitoides** and comparison of external and internal biometric parametres between Hekimhan (Malatya) and Osmaneli (Bilecik) areas also presented.*

1. GİRİŞ

İnceleme lokasyonu Osmaneli (Bilecik) ilçesinin yaklaşık 1-1.5 km batısında yer alır (şekil 1). Bölge jeolojisini (Eroskay 1965; Altınlı, 1973a-b; Saner, 1978a-b; Yılmaz, 1981; Bargu, 1982; Yılmaz, 1992) konu edinen bir çok araştırma bulunmasına karşılık, *Orbitoides*'lerin biyometrik analizine değinen çalışma bulunmamaktadır. Değinilen cinsin yöredeki resimlemeleri ilk kez Meriç, (1974) tarafından gerçekleştirilmiştir.

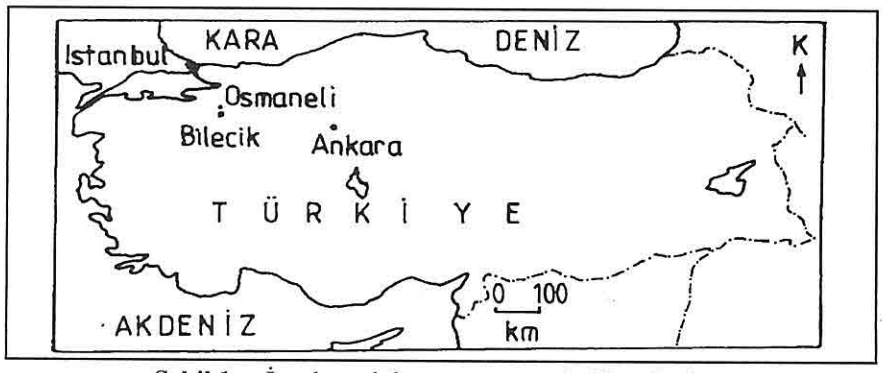
Orbitoides'lerin içerisinde gözlendiği birim, Eroskay (1965) tarafından Gölpazarı Grubu olarak adlandırılmış, istifin üst düzeyleri Saner (1978a-b) tarafından Taraklı formasyonu, Bargu (1982) tarafından ise Nushetiye formasyonu olarak ayırtlanmıştır. Formasyon, silttaşı-kiltaşı litolojileri ile temsil edilir. Birimin yaşı fauna içeriğine göre Orta-Üst Maastrihtiyen'dir.

Arazi çalışması Kasım 1996'da gerçekleştirilmiştir. Ölçülü stratigrafik kesit hazırlanmış (Görmüş, 1997; Levha 1), yaklaşık 25 el örneği alınmıştır. Bu örneklerden 17'sinde *Orbitoides* bireylerine rastlanılmıştır.

Birkaç örnek dışında her örnekten yaklaşık 30-40 *Orbitoides* bireyinin incekesitleri hazırlanmıştır. 482 makrosferik, 34 mikrosferik *Orbitoides* bireyin incekesiti yapılmış ve bu bireylerin herbirinde kavkı ve embriyon parametreleri ölçülmüştür. Böylece, yöredeki *Orbitoides*'lerde gerçekleştirilmiş biyometrik çalışma ile *Orbitoides*'lerin iç, dış özelliklerinin ne olduklarını ortaya koymak ve bunların ortam ya da zaman bağlantılı olup olmadığını tartışmak amaç edinilmiştir.

2. PARAMETRELER VE GÖZLEMLER

Orbitoides'lerdeki parametreler cinsin kavkı ve embriyon özelliklerinin ölçülmesiyle ilgilidir. Kavkı özellikleri ile ilgili parametreler kavkı çapı (d), kavkı kalınlığı (t) ve kavkı şeklidir (t/d). Embriyon özellikleri ile ilgili parametreler de embriyon büyüklüğü (Lo+lo ya da Li+li), embriyon şekli (li/Li), toplam oksiler loca sayısı (E), embriyon sonrası toplam loca sayısı (P), tomorcuklanma (E/P) ve embriyon duvar



Şekil 1. İnceleme lokasyonunun yerbulduru haritası

kalınlığıdır (te).

2.1. Kavkı ile ilgili gözlemler

Sahadaki *Orbitoides* kavkıları simetrik ve bikonvekstir. Makrosferik (A) ve mikrosferik (B) formları beraberce gözlenir. İnce kesitleri gerçekleştirilen bireyler arasında oransal olarak mikrosferik kavkılar az orandadır. Tüm örneklerdeki ortalama %7 bulunmuş olup, bu değer bazı örneklerde %15 olarak belirlenmiştir (Çizelge 1).

Dikkati çeken noktalar şunlardır.

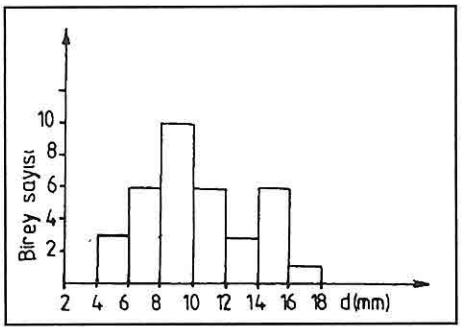
a) Hernekadar mikrosferik bireylerin orta boyutlu olanlarına (5-7mm) rastlanmakla birlikte kavkılarının iri, egemen çap aralığının 8-10 mm arasında olduğu görülür (şekil 2).

b) Makrosferik birey olmasına karşın 16-19 mm'ye ulaşan, mikrosferik fert gibi görünen bireylerde bulunmaktadır (Ek 1).

Osmaneli yöresindeki makrosferik *Orbitoides* kavkı özellikleri incelendiğinde tüm örneklerde maksimum çapın 19mm, minumum çapın

Çizelge 1. *Orbitoides* kavkı parametreleri (d.çap, t.kalınlık, t/d.kavkı şekli) ile ilgili minumum, maksimum ve minumum değerler ve mikrosferik birey oranları.

S.n	Ö.n.	B.s	d	t	d+t	t/d	B.s.	%
			min-ort-mak.	min-ort-mk	ort.	ort.		
17	OSM25	10						
16	OSM21	6	5.0/8.2/12	1.0/1.2/1.4	9.4	0.16		
15	OSM19	36	3.5/6.8/9.0	0.9/1.2/1.5	8.0	0.19	5	12
14	OSM18	33	4.5/7.5/10.5	1.1/1.4/1.8	8.9	0.19	6	15
13	OSM17	41	4.0/5.9/8.0	1.0/1.3/1.6	7.2	0.22	3	6
12	OSM16	22	2.5/4.7/8.5	0.9/1.2/1.8	5.9	0.26	2	8
11	OSM15	36	3.0/5.5/8.5	0.7/1.1/1.4	6.6	0.20	3	7
10	OSM14	34	4.2/5.5/8.5	1.1/1.2/1.4	6.7	0.23		
9	OSM13	38	4.0/6.2/10.2	1.1/1.4/2.5	7.6	0.24	1	2
8	OSM12	33	3.5/6.1/8.0	0.8/1.4/1.7	7.5	0.23	3	8
7	OSM11	28	4.0/6.5/10	1.0/1.4/1.6	7.9	0.22	2	6
6	OSM10	27	4.0/8.2/19	1.1/1.3/1.6	9.4	0.16	2	7
5	OSM9	25	5.5/7.9/10.5	1.3/1.5/2.4	9.5	0.19	2	7
4	OSM8	30	5.5/7.9/13.4	1.0/1.4/2.4	9.3	0.18	2	6
3	OSM7	4	6.0/8.5/10	1.1/1.4/1.5	9.9	0.17		
2	OSM6	36	3.8/8.5/16	1.2/1.8/2.7	10.3	0.22	1	3
1	OSM5	38	4.0/6.6/9.5	1.0/1.5/3.0	8.1	0.24	2	5
	Toplam	482					34	
	Ort.		6.9	1.3		0.2		



Şekil 2. Mikrosferik bireylerin çap dağılımını gösterir histogram.

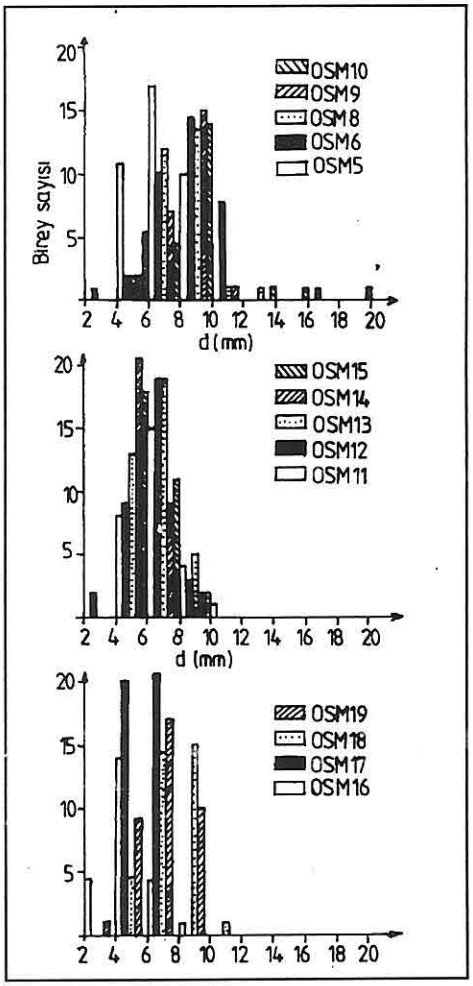
2.5mm, ortalama çapın da 6.9mm olduğu görülmüştür. Maksimum kavkı kalınlığı 3mm, minumum kalınlık 0.7mm, ortalama kalınlık 1.3mm; maksimum kavkı şekli değeri 0.26, minumum 0.16, ortalama 0.2 olarak bulunmuştur. Kavkı çapı histogramları incelendiğinde (şekil 3) klastiklerin başlangıç düzeylerinde (Osm5-Osm10 arası) genel çap aralığının 6-10mm; klastiklerin orta düzeylerinde (Osm11-Osm17 arası) 4-8mm ve en üst düzeylerde de yine 6-10mm arasında olduğu görülür. .

2.2. Embriyon ile ilgili gözlemler

Yukarıda belirtilen embriyon parametreleri 482 bireyin herbirinde tek tek incelenmiştir (Ek1). Osmaneli yöresindeki 17 örnekte *Orbitoides* iç parametrelerinin maksimum, minumum ve ortalama değerleri Çizelge 2'de sunulmuştur.

Embriyon büyüklüğü (Li+li): *Orbitoides* embriyon büyüklüğü olarak Lo+lo ya da Li+li dikkate alınabilir (Lo, lo: dış çeper uzunluk ve genişliği; Li, li: iç çeper uzunluk ve genişliği). Bu çalışmada *Li+li* değerleri dikkate alınmıştır. Tüm örneklerde maksimum Li+li 2.119mm, minumum 0.416mm ve ortalama 1.013 mm olarak bulunmuştur.

Embriyon büyüklüğü değerlerinin aritmetik ortalamaları cinsin türlerini



Şekil 3. Makrosferik bireylerin seçilmiş örneklere göre çap dağılımını gösterir histogramlar.

Çizelge 2. *Orbitoides* embriyon parametreleri (ayrıntılar için metne bakınız) ile ilgili minumum, maksimum ve minumum değerler.

S.n	Ö.n.		Lo+lo	Li+li	li/Li	E	P	E/P	tc
			min-ort-mak.	min-ort-mak.	min-ort-mak	min-ort-mak.	min-ort.-mak.	min-ort.-mak.	min-ort-mak.
17	OSM25	10	0.871/1.020/1.168	0.752/0.844/1.030	0.62/0.84/1.0				0.03/0.044/0.064
16	OSM21	6	1.109/1.360/1.604	0.950/1.211/1.445	0.78/0.83/0.97	12/13.75/1	23/24.75/26	0.52/0.55/0.58	0.03/0.037/0.045
15	OSM19	36	0.812/1.265/1.881	0.693/1.115/1.713	0.58/0.81/1.0	9/12.93/16	17/25.03/32	0.39/0.52/0.61	0.025/0.037/0.067
14	OSM18	33	0.752/1.338/2.515	0.683/1.161/2.119	0.54/0.80/1.0	6/12.24/16	15/24.27/30	0.40/0.47/0.58	0.017/0.044/0.099
13	OSM17	41	0.693/1.107/1.544	0.574/0.944/1.307	0.52/0.86/1.0	7/11.31/16	16/24.62/38	0.38/0.46/0.54	0.010/0.041/0.074
12	OSM16	22	0.772/1.055/1.327	0.693/0.902/1.198	0.63/0.83/1.0	7/11.25/15	17/23.12/28	0.40/0.48/0.56	0.015/0.038/0.062
11	OSM15	36	0.653/1.077/1.445	0.495/0.925/1.267	0.62/0.86/1.0	7/11.68/15	16/24.58/33	0.37/0.47/0.55	0.020/0.038/0.074
10	OSM14	34	0.792/1.223/2.178	0.713/1.064/1.861	0.55/0.83/1.0	7/12.07/18	17/25.03/35	0.39/0.48/0.57	0.017/0.040/0.099
9	OSM13	38	0.673/1.261/2.178	0.545/1.077/1.921	0.48/0.82/1.0	6/11.81/17	16/24.6/35	0.39/0.47/0.54	0.010/0.046/0.099
8	OSM12	33	0.455/1.201/2.495	0.416/1.024/2.099	0.64/0.84/1.0	5/11.03/19	14/24.9/36	0.35/0.44/0.54	0.010/0.044/0.104
7	OSM11	28	0.673/1.133/2.158	0.594/0.993/1.861	0.55/0.82/1.0	7/10.25/16	16/21.95/32	0.35/0.47/0.55	0.020/0.035/0.104
6	OSM10	27	0.673/1.204/1.663	0.564/1.078/1.445	0.56/0.80/1.0	7/10.95/16	16/22.71/33	0.39/0.49/0.53	0.017/0.031/0.059
5	OSM9	25	0.653/1.138/1.505	1.604/1.005/1.287	0.52/0.79/096	6/10.71/15	17/21.76/34	0.33/0.49/0.58	0.012/0.033/0.079
4	OSM8	30	0.713/1.118/1.386	0.634/0.988/1.327	0.59/0.80/1.0	7/10.4/16	15/20.8/28	0.35/0.50/0.60	0.015/0.032/0.069
3	OSM7	4	0.822/0.987/1.109	0.703/0.851/0.990	0.63/0.77/0.95	7/9.25/12	16/18.5/22	0.43/0.49/0.55	0.030/0.034/0.040
2	OSM6	36	0.733/1.124/1.485	0.634/0.975/1.307	0.54/082/1.0	5/10.31/16	16/20.31/28	0.38/0.50/0.65	0.020/0.037/0.084
1	OSM5	38	0.713/1.263/1.940	0.594/1.070/1.485	0.58/0.83/1.0	6/11.88/18	14/23.0/36	0.40/0.51/0.63	0.025/0.048/0.114
	Top.	482		17.227	13.95	181.8	369.930	7.750	0.66
	Ort.			1.013	0.82	11.36	23.120	0.490	0.04

ayırtlamada bir kriter olarak kullanılmıştır (Hinte, 1976; Gorsel, 1978). Bu nedenle bu parametre üzerinde Hinte (1976) tarafından önerilen sınır değerlere yakınlık açısından birey birey bir değerlendirme yapılmıştır. Şekil 4'de belirtilen histogramlar incelendiğinde *Orbitoides apiculatus* Schlumberger bireyleri için önerilen sınır değerlerine yakın bireylerin popülasyondaki bollukları dikkat çeker. Bununla birlikte *Orbitoides apiculatus gruenbachensis* Papp ve Kupper için önerilen sınır değerlerine yakın bireylerinde yine fazla olduğu gözlenir.

Embriyon şekli (li/Li): Minumum 0.48 (embriyon iç çeper uzunluğu, embriyon iç çeper kalınlığının iki katından biraz fazla, basık elips görüntülü), maksimum 1 (embriyon dairesel) ve ortalama da 0.82 (embriyon dairesele yakın) olarak bulunmuştur (Çizelge 2).

Toplam oksiler loca sayısı (E): Değinilen cinsin yine tür ayırtlamasında önemli olan bir parametresidir. Her örnekteki maksimum, minumum ve ortalama E değerleri Çizelge 2'de sunulmuş olup, tüm örneklerde maksimum 16, 19?, minumum 5 olarak sayılmış, ortalama ise 11.36 olarak bulunmuştur. Her örnekteki ortalama E değeri Hinte (1976) ve Gorsel (1978) tarafından önerilen sınır değerleri ile karşılaştırıldığında yörede *O. apiculatus gruenbachensis* Papp ve Kupper formlarının popülasyonda fazlalığı gözlenir. Ayrıca embriyon büyüklüğü arttıkca E değerinin de arttığı görülür. Bazı örneklerde E değeri, rekristalizasyon sonucu birleşen loca duvarlarının bulunması ya da bir başka organizma nedeniyle locaların tahrip edilmesi (Görmüş, 1997) nedenlerinden ötürü açık bir şekilde sayılamamaktadır (Levha 2, şekil 8-9; Levha 4, şekil 1-2).

Embriyon sonrası gelişmiş toplam

LEVHA AÇIKLAMALARI

Tüm örneklerdeki embriyon parametrelerinin detaylı ölçü ve sayıları için Ek 1'e bakınız. Ölçek tüm incekesitlerde 0.2 mm'yi göstermektedir. Levha 1, Şekil 2, 4? haricindeki tüm şekiller *O.apiculatus* Schlumberger ve *O.apiculatus gruenbachensis* Papp ve Kupper bireylerinin ekvatoral kesitlerine aittir.

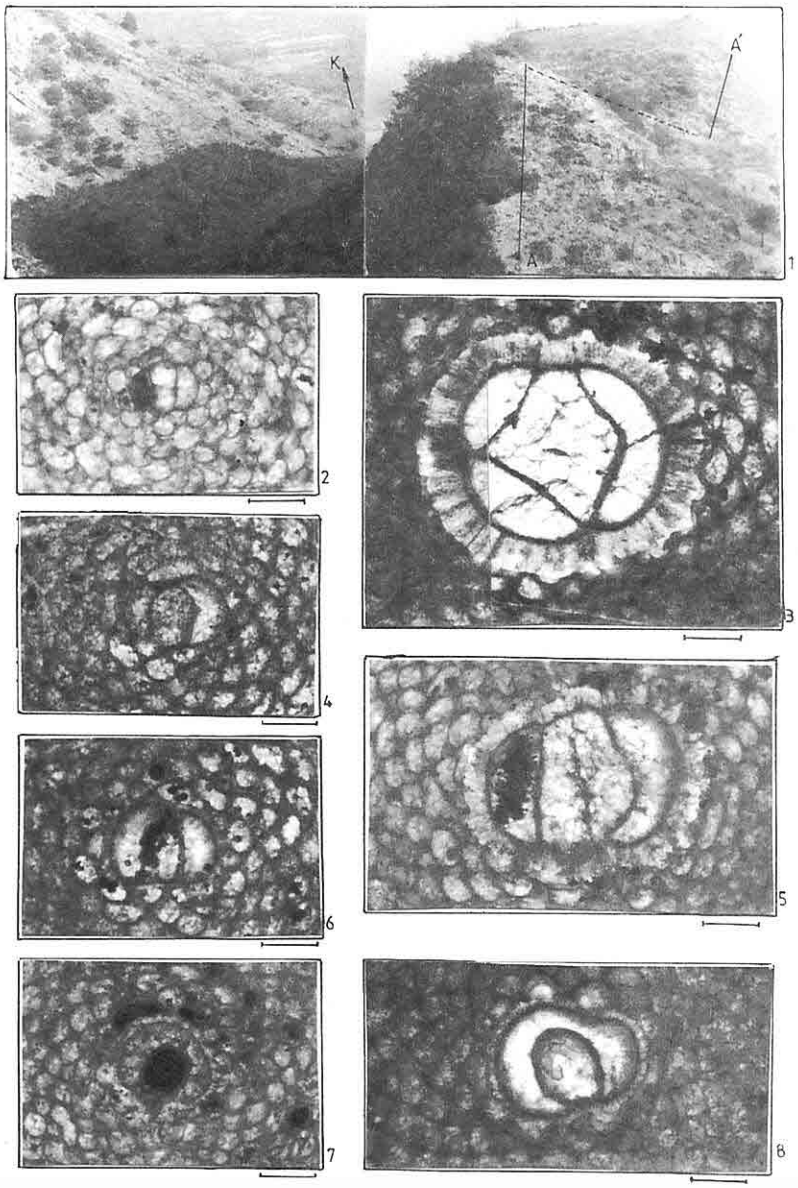
LEVHA 1

Embriyon büyüklüğü ve embriyon duvar kalınlıkları ile ilgili şekiller

1. *Orbitoides*'lerin derlendiği ve ölçülü kesitin gerçekleştirildiği lokasyon, AA' kesit doğrultusunu, K. kuzeyi göstermektedir.
2. Osmaneli yöresindeki en küçük embriyona sahip bireyin ekvatoral kesiti, Osm12.25 (embriyon duvar kalınlığının inceliğine ve dörtlü loca gelişimi ile az sayıdaki E ve P değerlerine dikkat ediniz).

3.Yöredeki en kalın embriyon duvarına sahip birey, Osm5.30.
4.İnce embriyon duvarlı birey, Osm8.21
5.İri embriyonlu bir birey, Osm5.23
6.Embriyon duvarı belirgin birey, Osm6.39
7.Protokonku demirli birey, Osm

LEVHA 1

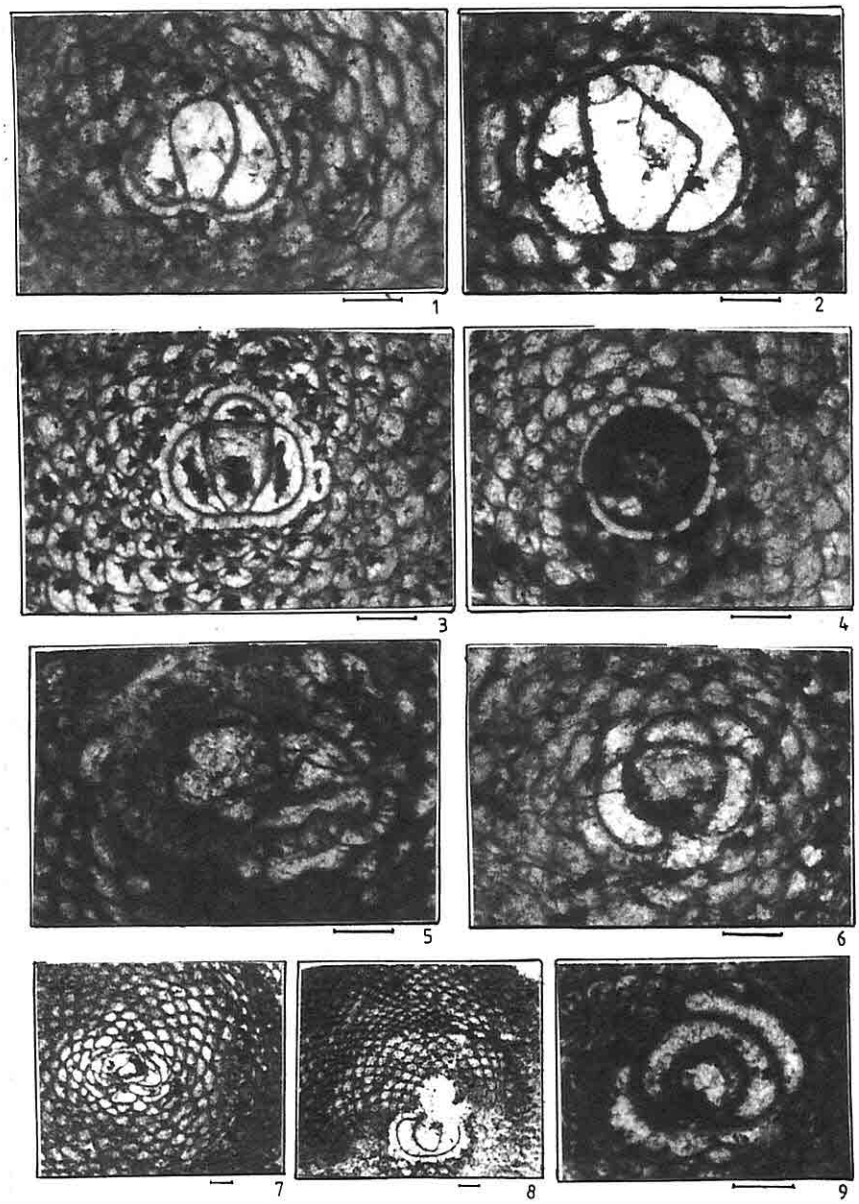


LEVHA 2

Orbitoides'lerde değişik embriyon şekilleri

1. Üçgene yakın embriyon, Osm6.16
2. Elipse yakın embriyon, Osm5.39
3. İçi demirli kil malzemeli, rekristalize olmuş, üçgene yakın embriyonlu ve ilk loca düzeni farklı gözüken birey, Osm13.20
4. Dairesel embriyonlu, ilk localar demirli kil malzemeli, Osm14.16
5. Basık embriyonlu, Osm18.34
6. Güle benzer embriyonlu, Osm9.30
7. Basık embriyonlu, ince duvarlı, Osm9.11
8. Embriyon duvarı rekristalizasyon ile tahrip olmuş birey, Osm15.29
9. Embriyon sonrası locaları rekristalizasyon ile birleşmiş? birey, Osm6.4

LEVHA 2



LEVHA 3

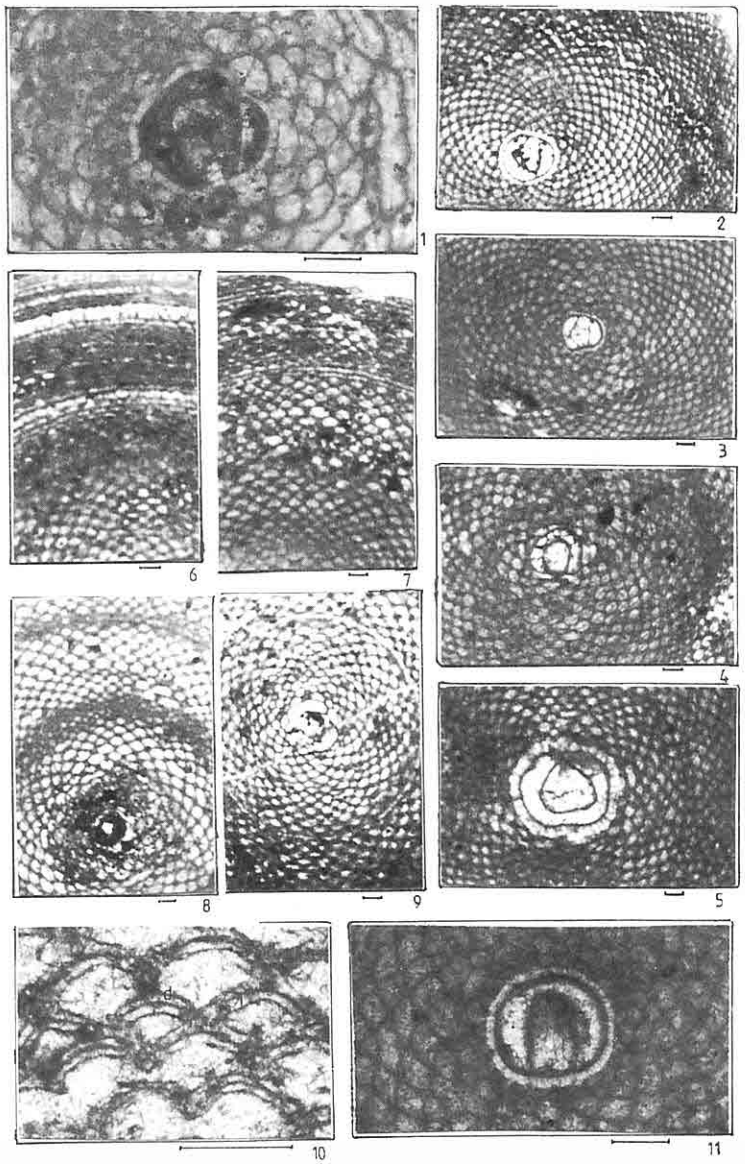
E, P değerlerinin farklılıklarını ve ekvatoral localardaki büyüme halkalarını gösteren şekiller,

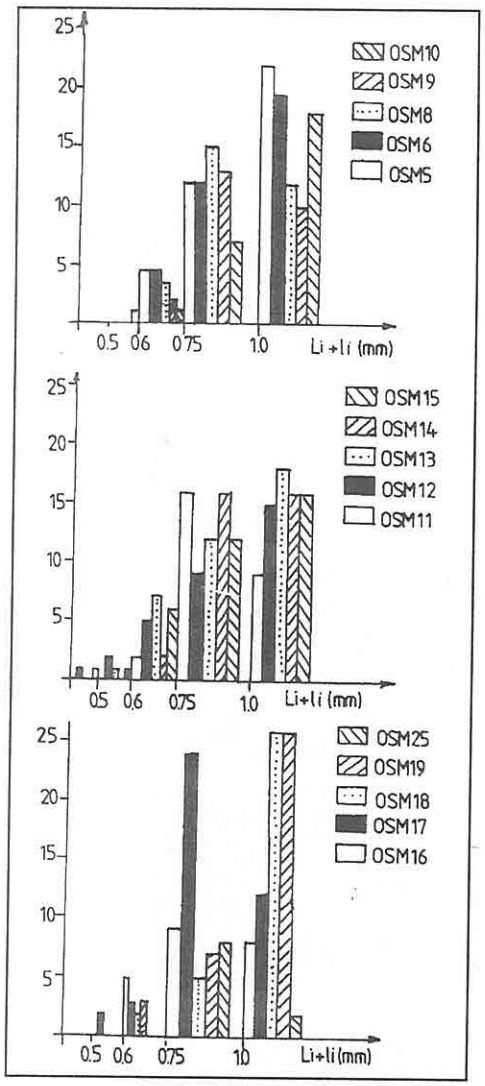
1. Az sayıda E ve P'si bulunan birey,Osm5.34
2. 3 Çok sayıda E ve P'li, Osm17.27, Osm12.19
4. E ve P'si belirgin birey, Osm6.40
5. Çok sayıda E ve P'li, Osm12.18

6-9. Değişik ekvatoral loca büyüme yapıları, büyüme halkaları, Osm8.2, Osm8.20, Osm6.34, Osm

10. Ekvatoral localardaki iç (i), dış(d) tabaka ile siyah çizginin (s) ve temel açıklığın (t) görünüşü, Osm8.31
11. E ve P'leri belirgin bir birey, Osm6.19

LEVHA 3





Şekil 4. Tür tanımlarında kriter olarak kullanılan embriyon büyüklüğü (Li+li) ve E parametrelerinin seçilmiş örneklerdeki histogramları (Li+li ve E değerleri, Hinte (1976) tarafından önerilen sınır değerler olarak ya da yakın değerler olarak seçilmiştir).

loca sayısı (P): Bu değerlerde maksimum 38, minumum 14 olarak sayılmıştır. Ortalama 23.12 olarak hesaplanan P parametresinin her örnekteki ortalama, maksimum ve minumum değerleri Çizelge 2'de verilmiştir.

Tomurcuklanma-Ekvatoral localarda büyüme (E/P): P değerlerinin hemen hemen E'nin iki katı olduğu görülür. Bazı örneklerde E'nin iki katından daha fazla sayıda P bulunmaktadır. Yöredeki tüm örneklerde maksimum 0.65, minumum 0.33, ortalama 0.49 olarak bulunmuştur.

Embriyon duvar kalınlığı (te): Bazı örneklerde çok ince (minumum 0.010mm), bazı örneklerde de çok kalın (maksimum 0.114mm) embriyon duvar kalınlığı gözlenir. Yöredeki tüm örneklerde ortalama ise 0.039 olarak hesaplanmıştır. Örnekler dikkatli incelendiğinde (Levha 1-3) embriyon duvar kalınlığının embriyon irileştikce arttığı gözlenir. Yöredeki üç örnekte (Osm5, Osm12, Osm17) ayrı ayrı embriyon büyüklüğü ve embriyon kalınlığı değerlendirildiğinde bu sonuç belirgindir (Çizelge 3). Bununla birlikte bazı örneklerde iri embriyonlarda biraz ince, küçük embriyonlarda kalın embriyon da görülmüştür (Ayrıntılı değerler için Ek 1'e bakınız).

2.3. Kavkı-Embriyon ilişkisi

Osmaneli yöresindeki *Orbitoides*'lerin kavkı özellikleri ile embriyon özellikleri birbirleriyle karşılaştırıldıklarında a)Embriyon iri - kavkısı küçük, b)Embriyon iri-kavkısı iri, c)Embriyon

Çizelge 3. Birey birey değerlendirme ile Hinte (1976) tarafından önerilen sınır değerlere yakınlık açısından tür mertebesindeki birey sayıları ve ortalama embriyon büyüklüğü (Li+li) ile embriyon duvar kalınlığı (te) değerleri (mm olarak), b.s. birey sayısı.

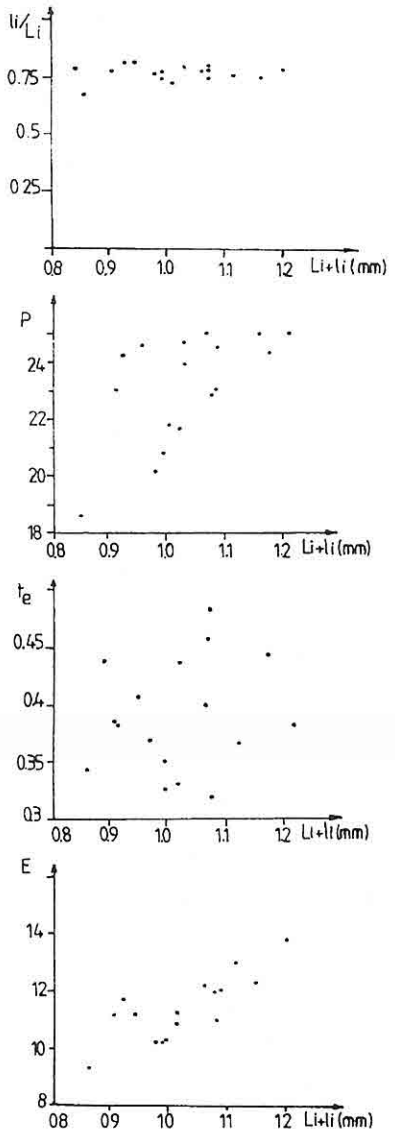
	OSM 5		
	B.s.	Li+li	te
O.apiculatus	22	1.235	0.055
O.ap.gruenbachensis	12	0.904	0.042
O.m.edius megaliformis	4	0.658	0.031
	OSM12		
	B.s.	Li+li	te
O.apiculatus	15	1.331	0.055
O.ap. gruenbachensis	9	0.847	0.042
O.m.edius megaliformis	3	0.700	0.031
O. medius	3	0.568	0.030
O.tissoti	1	0.416	0.010
	OSM17		
	B.s.	Li+li	te
O.apiculatus	12	1.165	0.049
O.ap. gruenbachensis	24	0.900	0.039
O.m edius megaliformis	3	0.673	0.028
O.medius	3	0.544	0.032

küçük- kavkısı küçük ve d) Embriyon küçük-kavkısı iri formların varlığı dikkat çekicidir. Burada kavkı iriliğinin ölüm ve yaşam arasındaki hayat süresinden kaynaklanabileceği düşünülür. Bununla birlikte embriyon büyüklüğünün cinsin türleri ile ilgili olabileceği, dolayısıyla genetik olabileceği varsayılır. Yöredeki örneklerde genelde çapı küçük olan bireylerde embriyonun iriliği de gözlenmektedir. Sahada *O. apiculatus* formlarının egemenliği açıktır. Bu formlarda da az lateral localı, az kalınlıklı bir kavkının ikili, üçlü loca gelişimli iri bir embriyona sahip olduğu görülür.

Nokta diyagramları (şekil 5) incelendiğinde *Orbitoides* embriyonunun irileştikçe E, P ve te'nin arttığı gözlenir. Embriyon şeklinin yuvarlaklığı de E ve P'nin artışına neden olmakta olup, embriyon şekli ortalama değerlerinin Li+li'ye bağlı olmaksızın her örnekte hemen hemen yakın değerlerde olduğu görülür.

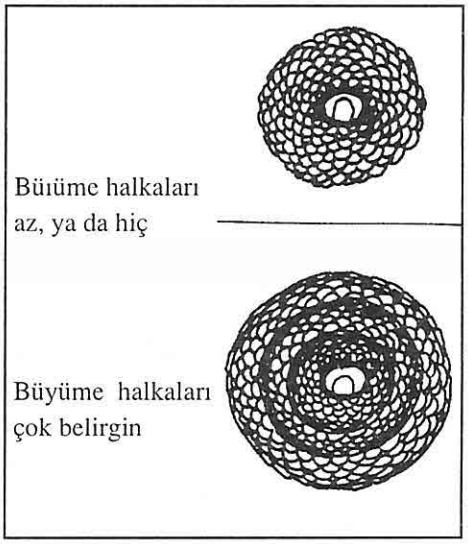
2.4. Ekvatoral loca özellikleri

Ekvatoral localarda iç tabaka, koyu çizgi ve üst tabaka ile yarım ay, yay şeklindeki ekvatoral locaların temeldeki açıklıkları bazı örneklerde belirgin bir şekilde görülür (Levha 2, şekil 10).



Şekil 5. Osmaneli yöresindeki *Orbitoides*' lerde embriyon parametreleri ile ilgili nokta diyagramları (ortalama değerler dikkate alınmıştır).

Tüm örneklerde ekvatoral localar alttan üste incelendiğinde Osm5-Osm12 arasındaki örneklerin bireylerinde büyüme halkalarının açık ve belirgin olması, Osm12-14 örneklerinde bu özelliklerin hemen hemen hiç gözlenmemiş olması ile Osm15-19 örneklerinde az belirgin olması dikkat çekicidir. Ekvatoral localarda büyüme halkaları da a) kalın sparitik duvar görünümlü (Levha 3, şekil 6), b) ince diktörtgenimsi ekvatoral loca görünümlü (Levha 3, şekil 7) c) ekvatoral localarda



Şekil 6. *Orbitoides*'lerde büyüme halkalarının örneklere göre görünümü.

küçülme-büyüme (Levha 3, şekil 8) şeklinde görülmektedir. Özellikle üstteki örneklerde üçüncü tip büyüme yapıları ile karşılaşılmaktadır. Büyüme halkalarının belki de çap ile bağlantısı bulunabilir. Şöyleki genelde iri örneklerde bu tip halkalar daha belirgindir. Örneklere göre

basitleştirilmiş büyüme halkaları şekli aşağıda sunulmuştur.

2.5. Üreme ile ilgili gözlemler

Osmaneli yöresindeki örneklerin bazılarında, yaklaşık 15-20 bireyde ürüme aşamasında fosilleşmelere de rastlanılmıştır. Bunlar a) Ana embriyonun bölünmeye başlamasını (Levha 4, şekil 3-7), b) Embriyondan uzaklaşmayı (Levha 4, şekil 7) gösteren örneklerdir. Embriyonların eş yada farklı boyutlu gelişebilmelerini de (Levha 4, şekil 6-8) gösteren bu bireyler doğal olmayan bir üreme şekli olarak tanımlanmaktadır (Meriç, 1966; Meriç ve Görmüş, 1997).

3. HEKİMHAN YÖRESİ İLE DENEŞTİRME

Osmaneli yöresindeki ince tanelilerin ortamının sığ denizel ya da sığ-yamaç arası (Saner, 1978; Yılmaz, 1992) şeklinde yorumlanması yeterli olmayıp, yeni verilerin ortaya konması, belki de su derinliğinin tam aydınlatılması gerekmektedir. Böylece, Hekimhan yöresindeki yamaca yakın kısımlarda gözlenen (Görmüş, 1992) *Orbitoides*'ler ile karşılaştırması daha anlamlı olacaktır. Zaman olarak bakıldığında her iki yöredeki çökellerin de Maastrihtiyen yaşlı olduğu açıktır.

Osmaneli ve Hekimhan yörelerindeki ince taneli kırıntılılarda gözlenen *Orbitoides*'lerin iç ve dış özellikleri birbirleriyle karşılaştırıldığında (Çizelge 4) çok az farklılıkların olduğu gözlenir. şöyleki Osmaneli yöresindeki *Orbitoides*'lerin biraz daha basık ve çaplarının iri olduğu, buna karşılık embriyon büyüklüklerinin hemen hemen aynı boyutlu olduğu görülmüştür. Diğer parametrelerin karşılaştırması da Hekimhan yöresindeki *Orbitoides* embriyon duvarlarının biraz kalın, E ve P değerlerinin biraz azlığı ile embriyon şeklinin de ovale yakınlığı söylenebilir. Osmaneli yöresindeki örneklerde büyüme halkalarının belirginliği, Hekimhan yöresindeki örneklerde gözlenmemiştir. Dış parametre farklılıklarının (kavkı kalınlığının) ortamdaki akıntı gibi fiziksel aktivitelerden kaynaklanabileceği (ayıklanma uzaklığı, Görmüş, 1996-1997) düşünülebilir. Bu nedenledir ki dış parametrelerden daha çok güvenilebilir sonuçlar veren iç parametreler de karşılaştırmada dikkate alınmıştır. Kavkı gözlemleri cinsin kavkısı hakkında genel bir bilgi vermeye

Çizelge 4. Osmaneli ve Hekimhan yörelerindeki ince taneli kırıntılılarda gözlenen *Orbitoides*' lerin ortalama iç ve dış parametre değerlerinin karşılaştırması

	Hekimhan (120 örnek)	Osmaneli (482 örnek)
$\overline{t}$	1.76mm	1.3mm
$\overline{d}$	5.65mm	6.9mm
$\overline{t/d}$	0.3	0.2
$\overline{Li+li}$	0.989mm	1.013mm
$\overline{li/Li}$	0.75	0.82
$\overline{E}$	7.22	11.36
$\overline{P}$	18.3	23.12
$\overline{te}$	0.045mm	0.03

LEVHA 4

Orbitoides embriyon görünümleri ve üreme aşamasında fosilleşmiş örnekler,

1-2.Tek localı gibi gözüken ve embriyon duvarı bozunmaya uğramış bireyler, Osm18.28, Osm18.29

3-5.Ana embriyonun bölünmeye başlamasının görünümleri, Osm10.3, Osm18.12, Osm13.37

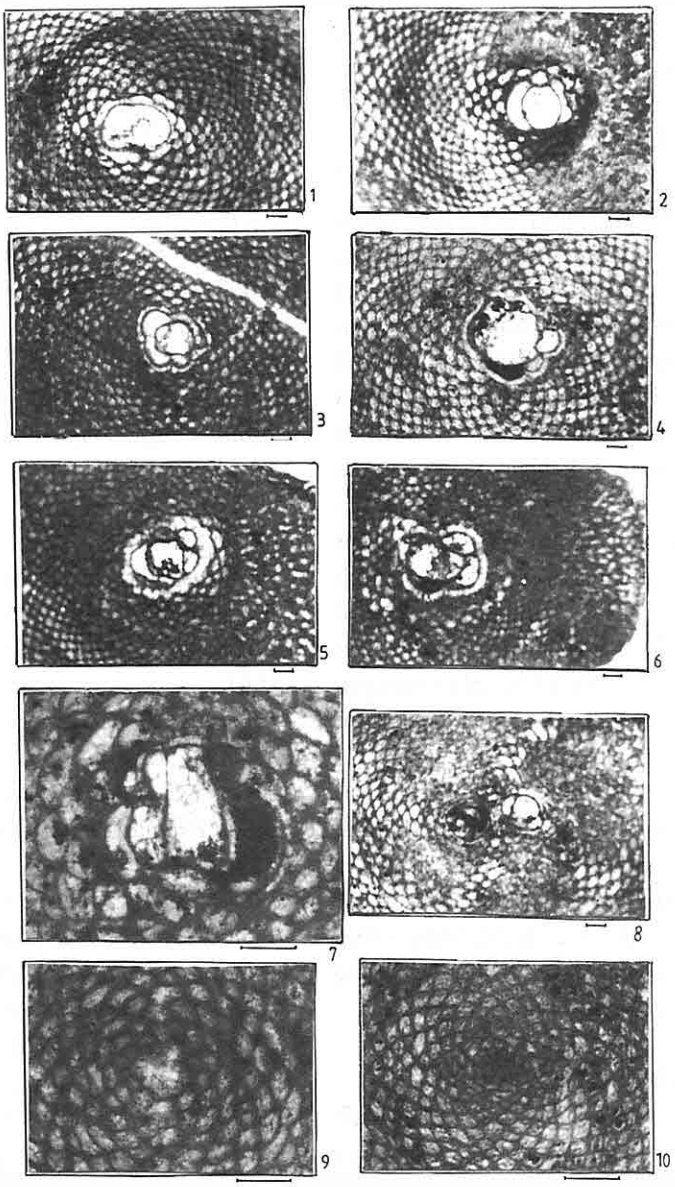
6.Aynı boyutlu iki yapışık embriyon, Osm14.15

7.Farklı boyutlu yapışık embriyonlar, Osm6.35

8.Birbirinden az uzaklaşmış, hemen hemen eş boyutlu iki embriyon, Osm8.29

9-10. Mikrosferik bireylerin ilk loca görünümleri, Osm10.6, Osm16.1

LEVHA 4



yönelik olup, ortamdaki fiziksel aktivite göstermesi açısından da önemlidir. Tüm bunlara rağmen genel çap aralıklarının Hekimhan yöresindeki örneklerle benzer olduğu açıktır.

4. SONUÇLAR

Osmaneli yöresindeki *Orbitoides*' lerde ilk kez gerçekleştirilen biyometrik analiz ile *Orbitoides* tür tanımlarında iç ve dış parametrelerinin birlikte değerlendirilmesi gerekliliği ortaya çıkar.

Bu değerlendirmeler ile sığ denizel ince taneli çökellerde *Orbitoides apiculatus* Schlumberger ve *O.apiculatus gruenbachensis* Papp ve Kupper formlarının popülasyondaki fazlalıkları belirlenmiştir. Farklı bir yöntem uygulanarak (biyometrik inceleme) tür tanımları yapılan *Orbitoides*'ler ile ince taneli klastiklerin ayrıntılı yaşının Orta-Üst Maastrihtiyen olduğu ortaya konmuştur. Embriyon büyüklüklerindeki çok az düşüş ve yükselişler bulunmakta olup, bunların genetik olabileceği varsayılabilir. Ayrıca, kavkı, embriyon ilişkisi, ekvatoral locular ve üreme anında fosilleşmiş örneklerdeki gözlemler ilk kez açıklanmış olup, Hekimhan yöresindeki *Orbitoides*'ler ile karşılaştırması da sunulmuştur.

5. KATKI BELİRTME

Arazi seçimini ve çalışmanın yapılmasını öneren ve araştırma süresince her türlü yardımı esirgemeyen Prof. Dr. Engin MERİÇ'e (İ.Ü) teşekkür ederim.

6. DEĞİNİLEN BELGELER

Altınlı, İ.E., 1973a. Orta Sakarya jeolojisi. Cumhuriyetin 50. Yılı, Yerbilimleri Kongresi, Tebliğler, MTA, Ankara, 159-191.

Altınlı, İ.E., 1973b. Bilecik Jurasiği. Cumhuriyetin 50.yılı, ıerbilimleri Kongresi, Tebliğler, MTA, Ankara, 103-111.

Bargu, S., 1982. The geology of İznik-Yenişehir (Bursa), Osmaneli (Bilecik) area. İstanbul, Yerbilimleri, 3 (1-2), 191-234.

Eroskay, S.O., 1965. Geoloy of the Paşalar Gorge-Gölpazarı area. Ist. Üniv. Fen Fak. Mecm. seri B, 30 (3-4), 135-170.

Gorsel, J.T. Van, 1978. Late Cretaceous Orbitoidal Foraminifera. In "Foraminifera" Hedley R.H. ve Adams, C. G. (eds.), Akademik Press, London, 1-120.

Görmüş, M. 1992a. Quantitative Data on the Relationship between the Orbitoides genus and its environment. Revista Espanola de Micropaleontologia, XXIV (3), 13-26, Madrid.

Görmüş, M. 1996-1997. Osmaneli (Bilecik) yöresindeki Orbitoides'lerde fosilleşme ve mikroiz aktivite. İst Üniv. Yerbilimleri, 10 (Basımda)

Hinte, J.E. Van, 1976. A Cretaceous Time Scale. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 60(4), 498-516.

Meriç, E., 1966. A propos de la reproduction des Orbitoididae (Deuxieme partie). Bull. Min. Res. Explor. Inst. Turkey, 66, pp. 147-153, pls. 1-3.

Meriç, E. 1974. Türkiye'de bulunan başlıca Loftusidae ve Orbitoidae'lerin stratigrafik yayılımı ve paleontolojik incelemesi. İst. Tek. Üniv. Doçentlik tezi, 116s. 46pl.

Meriç, E. ve Görmüş, M. 1997. Simplorbites ve Orbitoides cinslerinde olağan olmayan bir üreme tipi üzerine düşünceler. Tür. Jeo. Bült. 40 (2),75-84.

Saner, S., 1978a. Geology and the environments of deposition of Geyve-Osmaneli-Gölpazarı-Taraklı area. Ist. Üniv. Fen Fak. Mecm. seri B, 43, 63-91.

Saner, S., 1978b. Orta Sakarya'daki Üst Kretase-Paleosen-Eosen çökelme ilişkileri ve Anadolu'da petrol aramalarındaki önemi. Türkiye 4. Petrol Kong. Tebliğler, 94-114.

Yılmaz, Y., 1981. Sakarya Kıtası güney kenarının tektonik evrimi. Ist. Üniv. yerbilimleri, 1(1-2), 33-52.

Yılmaz, K., 1992. Mekece (Adapazarı) - Bahçecik (Kocaeli) dolayının jeolojik ve petrografik incelemesi. İst. Üniv. Fen Bilim. Enst. Doktora tezi, 260s.

EK

A

S.No	Örn.No.	Ç	K	K/Ç	Lo	Li	lo	li	Lo+lo	Li+li	li/Li	E	P	E/P	te
22	OSM19.23	7.5	1.3	0.17	44	38	27	22	1.406	1.188	0.58	14	27	0.52	0.054
23	OSM19.24	8.0	1.4	0.18	42	36	36	29	1.544	1.277	0.82	14	25	0.56	0.067
24	OSM19.25	6.0	1.1	0.18	24	21	18	14	0.832	0.693	0.67				0.035
25	OSM19.26	6.0	1.2	0.20	34	31	31	28	1.287	1.148	0.90	12	26	0.46	0.035
26	OSM19.27	7.0	1.3	0.19	35	31	34	30	1.366	1.198	0.98	15	28	0.54	0.042
27	OSM19.28	3.5	0.9	0.26	40	37	37	33	1.525	1.386	0.89	15	29	0.52	0.035
28	OSM19.29	6.0	1.0	0.17	38	35	27	24	1.287	1.168	0.69	14	27	0.52	0.030
29	OSM19.30	7.0	1.1	0.16	34	30	24	21	1.148	1.000	0.68	12	24	0.50	0.037
30	OSM19.33	7.5	1.2	0.16	43	39	33	30	1.505	1.366	0.77				0.035
31	OSM19.34	8.0	1.4	0.18	28	25	27	24	1.089	0.970	0.96				0.030
32	OSM19.35	8.0	1.3	0.16	33	30	27	23	1.188	1.049	0.77	14	26	0.54	0.035
33	OSM19.36	7.5	1.2	0.16	47	44	48	43	1.881	1.713	0.99	16	32	0.50	0.042
34	OSM19.40	8.5	1.4	0.16	21	18	20	17	0.812	0.693	0.94				0.030
35	OSM19.43	7.5	1.3	0.17	41	36	32	27	1.445	1.238	0.76	15	26	0.58	0.052
36	OSM19.44	7.5	1.4	0.19	37	34	26	23	1.247	1.129	0.68	13	23	0.57	0.030
T		244	44	6.75					45.54	40.13	29.3	349	676	13.94	1.351
O		6.8	1.2	0.19					1.265	1.115	0.81	12.9	25	0.52	0.037
1	OSM21.1	7.5	1.4	0.19	36	32	33	31	1.366	1.247	0.97	15	26	0.58	0.030
2	OSM21.2	7.0	1.0	0.14	31	28	25	22	1.109	0.990	0.79	14	24	0.58	0.030
3	OSM21.4	12.0	1.3	0.11	32	28	25	21	1.129	0.970	0.75	12	23	0.52	0.040
4	OSM21.7	9.0	1.3	0.14	45	41	36	32	1.604	1.445	0.78	14	26	0.54	0.040
5	OSM21.11	8.5	1.3	0.15	42	39	35	31	1.525	1.386	0.79				0.035
6	OSM21.12	5.0	1.1	0.22	38	34	34	29	1.426	1.247	0.85				0.045
T		49	7.4	0.96					8.16	7.29	4.9	55	99	2.22	0.218
O		8.2	1.2	0.16					1.360	1.211	0.83	9.2	16.5	0.37	0.037
1	OSM25.1				31	26	28	24	1.168	0.990	0.92				0.045
2	OSM25.2				24	21	20	17	0.871	0.752	0.81				0.030
3	OSM25.3				24	20	28	24	1.030	0.871	1.20				0.040
4	OSM25.4				31	28	28	24	1.168	1.030	0.86				0.035
5	OSM25.5				24	21	23	20	0.931	0.812	0.95				0.030
6	OSM25.6				28	22	22	16	0.990	0.752	0.73				0.059
7	OSM25.7				26	20	20	15	0.911	0.693	0.75				0.054
8	OSM25.8				30	25	23	17	1.049	0.832	0.68				0.054
9	OSM25.9				28	21	24	18	1.030	0.772	0.86				0.064
10	OSM25.10				31	29	22	18	1.049	0.931	0.62				0.030
T									10.20	8.43	8.38				0.441
O									1.020	0.844	0.84				0.044

B

		Örn. No.	Ç	K
1	39	OSM5.8	5.0	1.0
2	40	OSM5.27	7.2	1.5
3	37	OSM6.17	13	3
4	31	OSM8.13	9	1.4
5	32	OSM8.20	10	1.5
6	26	OSM9.10	8.5	1.7
7	27	OSM9.18	12	1.3
8	28	OSM10.6	15	1.3
9	29	OSM10.10	16	1.1
10	29	OSM11.14	4.5	1.3
11	30	OSM11.7	8	1.5
12	34	OSM12.1	11	1.5
13	35	OSM12.3	12	1.6
14	36	OSM12.17	9.5	1.6
15	39	OSM13.7	9	1.3
16	37	OSM15.1	15	1.4
17	38	OSM15.13	10	1.3
18	39	OSM15.17	9.5	1.4
19	26	OSM16.1	11	1.5
20	27	OSM16.23	12	1.3
21	42	OSM17.3	8	1.6
22	43	OSM17.10	6	1.5
23	44	OSM17.43	10	1.4
24	34	OSM18.1	10.0	1.6
25	35	OSM18.13	10.5	1.5
26	36	OSM18.27	7.0	
27	37	OSM18.35	8.0	1.3
28	38	OSM18.37	15.0	1.7
29	39	OSM18.38	15.0	1.6
30	41	OSM19.39	17.5	1.5
31	40	OSM19.38	12.0	1.8
32	39	OSM19.37	15.0	1.9
33	38	OSM19.32	12.0	1.4
34	37	OSM19. 31	14.0	1.4

Ek 1: *Orbitoides* dış (Ç.çap, K. kalınlık, t/d. kavkı şekli) ve iç (Lo+lo ve Li+li, embriyon büyüklüğü, li/Li. embriyon şekli, E. toplam oksiler loca sayısı, P. embriyon sanrası toplam loca sayısı, E/P. büyüme, te. embriyon kalınlığı) parametrelerinin birey birey ölçü ve hesaplanmış değerleri (4 sayfa-A kısmı) ve mikrosferik bireylerin dış parametre değerleri (son sayfa B kısmı).

EK

SN	Örn.No.	Ç	K	K/Ç	L+le	L+li	B/Ll	E	P	E/P	te
1	OSM5.1	9.2	1.8	0.20	1.287	1.129	0.90	11	22	0.50	0.040
2	OSM5.2	6.1	1.8	0.30	1.010	0.832	0.68	8	17	0.47	0.045
3	OSM5.3	8.0	1.9	0.23	1.307	1.129	0.73	12	21	0.57	0.045
4	OSM5.4	6.0	1.3	0.22	0.713	0.594	0.58	6	15	0.40	0.030
5	OSM5.5	6.2	1.5	0.24	1.584	1.485	1.08	16	25	0.64	0.025
6	OSM5.6	8.0	1.8	0.23	1.485	1.327	0.72	14	22	0.64	0.040
7	OSM5.7	7.5	2.0	0.27	1.188	0.970	0.88	11	20	0.55	0.054
8	OSM5.9	6.1	1.5	0.25	1.525	1.307	0.78	16	32	0.50	0.054
9	OSM5.10	5.5	1.6	0.29	0.871	0.772	0.95	9	17	0.53	0.025
10	OSM5.11	7.0	1.6	0.23	1.307	1.049	0.89	15	23	0.43	0.064
11	OSM5.12	8.5	1.7	0.20	0.752	0.634	0.78	7	16	0.44	0.030
12	OSM5.13	9.0	2.5	0.28	1.406	1.168	0.97	16	25	0.64	0.059
13	OSM5.14	5.2	1.3	0.25	1.228	0.990	1.00	14	27	0.52	0.059
14	OSM5.15	6.1	1.7	0.28	1.525	1.228	0.77	15	24	0.63	0.074
15	OSM5.16	7.0	2.1	0.30	1.168	0.970	0.75	11	22	0.50	0.050
16	OSM5.17	8.0	2.0	0.25	0.851	0.713	0.71	9	20	0.45	0.035
17	OSM5.18	8.5	1.6	0.19	1.228	1.089	0.96	10	18	0.56	0.035
18	OSM5.19	4.5	1.5	0.33	1.624	1.445	0.92	14	24	0.58	0.045
19	OSM5.20	7.0	1.4	0.20	1.168	0.931	0.88	11	25	0.44	0.059
20	OSM5.21	8.5	1.5	0.18	0.812	0.693	0.84				0.030
21	OSM5.22	5.0	1.2	0.24	1.208	1.089	0.96	10	19	0.53	0.030
22	OSM5.23	6.0	1.3	0.22	1.624	1.307	0.74	18	36	0.50	0.079
23	OSM5.24	6.0	1.3	0.22	1.148	1.030	0.79	10	20	0.50	0.030
24	OSM5.25	4.5	1.0	0.22	1.465	1.168	0.59	16	30	0.53	0.074
25	OSM5.26	4.5	1.3	0.29	1.366	1.188	0.94	12	24	0.50	0.045
26	OSM5.28	7.5	1.4	0.19	1.129	0.970	0.81	10	20	0.50	0.040
27	OSM5.29	7.1	1.4	0.20	1.604	1.287	0.86	18	32	0.56	0.079
28	OSM5.30	7.0	1.3	0.19	1.940	1.485	0.88	16	33	0.48	0.114
29	OSM5.31	4.0	1.2	0.30	1.426	1.129	0.78	14	29	0.48	0.074
30	OSM5.32	5.0	1.5	0.30	0.95	0.792	0.90				0.040
31	OSM5.33	5.5	1.5	0.27	1.584	1.307	0.94	14	28	0.50	0.069
32	OSM5.34	7.0	1.5	0.21	1.069	0.950	0.92	8	16	0.50	0.030
33	OSM5.35	7.0	1.5	0.21	0.99	0.851	0.79	10	20	0.50	0.035
34	OSM5.36	4.0	1.2	0.30	1.624	1.346	0.79	16	32	0.50	0.069
35	OSM5.38	5.0	1.1	0.22	1.188	1.069	0.80	11	23	0.48	0.030
36	OSM5.39	6.0	1.3	0.22	1.544	1.426	0.85	11	21	0.52	0.030
37	OSM5.40	8.0	1.4	0.18	0.97	0.832	0.91	6	14	0.43	0.035
38	OSM5.41	9.5	3.0	0.32	1.129	0.990	0.85	8	16	0.50	0.035
T		250	60	9.2	47.995	40.67	31.89	428	828	18.50	1.832
O		6.6	1.5	0.2	1.263	1.070	0.8	11.9	23	0.50	0.048
1	OSM6.1	7.5	1.8	0.24	1.247	1.139	0.95	6	16	0.38	0.027
2	OSM6.2	5.7	1.8	0.32	1.307	1.129	0.78				0.045
3	OSM6.3	9.2	1.8	0.20	1.208	1.030	0.68	9	19	0.47	0.045
4	OSM6.4	7.0	1.4	0.20	1.445	1.307	0.74	5	18	0.28	0.035
5	OSM6.5	10.2	1.8	0.18	1.148	0.812	0.86	11	27	0.41	0.084
6	OSM6.7	10.0	2.0	0.20	1.346	1.208	0.94	12	21	0.57	0.035
7	OSM6.8	6.0	1.7	0.28	0.812	0.673	0.89	8	21	0.38	0.035
8	OSM6.9	9.8	2.1	0.21	1.228	1.109	0.81	11	22	0.50	0.030
9	OSM6.10	3.8	1.2	0.32	1.247	1.119	0.71	12	25	0.48	0.032
10	OSM6.11	8.5	1.7	0.20	1.307	1.129	0.78	13	23	0.57	0.045
11	OSM6.12	5.0	1.7	0.34	0.911	0.762	0.93	7	16	0.44	0.037
12	OSM6.15	9.0	1.8	0.20	1.129	1.010	0.89	11	18	0.61	0.030
13	OSM6.16	8.0	1.6	0.20	1.208	1.079	0.98	12	22	0.55	0.032
14	OSM6.19	7.0	2.0	0.29	0.970	0.782	0.88	16	28	0.57	0.047
15	OSM6.20	7.5	2.0	0.27	1.525	1.307	0.89				0.054
16	OSM6.21	10.0	2.0	0.20	1.168	1.049	0.77				0.030
17	OSM6.22	7.5	1.5	0.20	0.970	0.842	0.73	10	21	0.48	0.032
18	OSM6.23	10.0	2.0	0.20	1.485	1.307	0.74	10	18	0.56	0.045
19	OSM6.24	7.2	1.7	0.24	1.406	1.198	1.02	14	24	0.58	0.052
20	OSM6.25	10.2	2.5	0.25	1.287	1.148	1.07	11	19	0.58	0.035
21	OSM6.27	9.2	2.2	0.24	1.247	1.069	0.69	13	20	0.65	0.045
22	OSM6.30	6.5	1.6	0.25	1.069	0.871	1.00	10	21	0.48	0.050
23	OSM6.31	10.0	2.0	0.20	0.733	0.634	0.78	6	16	0.38	0.025
24	OSM6.32	7.0	1.8	0.26	1.109	0.970	0.75	10	18	0.56	0.035
25	OSM6.33	10.0	2.2	0.22	0.950	0.653	0.83				0.074
26	OSM6.34	8.2	1.8	0.22	0.990	0.911	0.84	9	18	0.50	0.020
27	OSM6.35	11.0	2.0	0.18	1.148	1.030	0.68	11	22	0.50	0.030
28	OSM6.36	7.8	2.3	0.29	0.990	0.812	0.71	13	24	0.54	0.045
29	OSM6.37	9.5	2.0	0.21	1.020	0.891	0.96	12	21	0.57	0.032
30	OSM6.38	8.0	1.7	0.21	1.030	0.891	0.96				0.035
31	OSM6.39	9.0	1.8	0.20	0.752	0.673	0.70	9	18	0.50	0.020
32	OSM6.40	8.0	1.5	0.19	1.129	1.040	0.91	11	18	0.61	0.022
33	OSM6.41	16.0	2.7	0.17	1.089	0.931	0.96	11	20	0.55	0.040
34	OSM6.43	9.0	1.6	0.18	0.931	0.851	0.59				0.020
35	OSM6.44	8.5	1.8	0.21	1.188	1.069	0.54				0.030
36	OSM6.45	8.5	2.0	0.24	0.733	0.653	0.78	6	15	0.40	0.020
T		305	67	8.18	40.46	35.08	29.7	299	589	14.62	1.344
O		8.5	1.8	0.22	1.124	0.975	0.82	10.3	20.3	0.5	0.037

S.No	Örn.No.	Ç	K	K/Ç	L+le	L+li	B/Ll	E	P	E/P	te
1	OSM7.1	10	1.5	0.15	1.049	0.901	0.63	8	17	0.471	0.037
2	OSM7.2	8	1.5	0.19	0.822	0.703	0.82	7	16	0.438	0.030
3	OSM7.3	6	1.1	0.18	0.970	0.812	0.95	10	19	0.526	0.040
4	OSM7.4	10	1.5	0.15	1.109	0.990	0.67	12	22	0.545	0.030
T		34	5.6	0.67	3.950	3.406	3.07	37	74	1.98	0.136
O		8.5	1.4	0.17	0.987	0.851	0.77	9.25	18.5	0.49	0.034
1	OSM8.1	7.5	1.1	0.15	0.99	0.871	0.91	9	16	0.56	0.030
2	OSM8.2	8.0	1.2	0.15	1.079	0.970	0.69	11	21	0.52	0.027
3	OSM8.3	5.2	1.2	0.23	0.911	0.733	0.85	9	18	0.50	0.045
4	OSM8.4	9.2	1.5	0.16	1.228	1.109	0.87	9	18	0.50	0.030
5	OSM8.5	8.4	1.3	0.15	0.891	0.812	0.78	8	15	0.53	0.020
6	OSM8.6	10.0	2.4	0.24	0.83	0.703	0.78	10	21	0.48	0.032
7	OSM8.7	7.5	1.7	0.23	1.010	0.871	0.63	9	17	0.53	0.035
8	OSM8.8	8.0	1.8	0.23	1.129	0.990	1.00	14	24	0.58	0.035
9	OSM8.9	5.5	1.2	0.22	1.366	1.228	0.82	15	25	0.60	0.035
10	OSM8.10	8.0	1.3	0.16	1.148	1.049	0.71	11	22	0.50	0.025
11	OSM8.11	7.5	1.0	0.13	1.129	0.990	0.79	11	23	0.48	0.035
12	OSM8.12	8.0	1.8	0.23	1.129	0.970	0.75	13	23	0.57	0.040
13	OSM8.14	6.8	1.2	0.18	1.465	1.218	0.60	16	27	0.59	0.062
14	OSM8.15	7.0	1.3	0.19	1.346	1.069	0.80	14	26	0.54	0.069
15	OSM8.16	8.0	1.4	0.18	0.970	0.891	0.73	10	19	0.53	0.020
16	OSM8.17	7.0	1.3	0.19	1.564	1.327	0.76	14	25	0.56	0.059
17	OSM8.18	13.4	1.3	0.10	1.505	1.346	0.70	15	28	0.54	0.040
18	OSM8.19	7.5	1.4	0.19	0.990	0.911	0.59	8	16	0.50	0.020
19	OSM8.21	9.2	1.4	0.15	0.713	0.634	0.60	7	16	0.44	0.020
20	OSM8.22	7.5	1.4	0.19	1.208	1.049	0.71	11	23	0.48	0.040
21	OSM8.23	9.0	1.3	0.14	0.970	0.911	0.77	7	16	0.44	0.015
22	OSM8.24	7.0	1.3	0.19	0.990	0.891	0.96	8	20	0.40	0.025
23	OSM8.25	8.2	1.5	0.18	1.228	1.099	0.82	10	22	0.45	0.032
24	OSM8.26	6.5	1.4	0.22	1.228	1.049	1.04	8	18	0.44	0.045
25	OSM8.27	8.2	1.5	0.18	1.386	1.327	0.72	12	24	0.50	0.015
26	OSM8.28	9.0	1.6	0.18	0.970	0.851	1.05	7	20	0.35	0.030
27	OSM8.29-1	7.2	1.6	0.22	0.931	0.832	0.87	9	19	0.47	0.025
28	OSM8.29-2				0.970	0.851	0.72	8	19	0.42	0.030
29	OSM8.30	6.0	1.3	0.22	1.277	1.188	0.94	10	23	0.43	0.022
30	OSM8.31	8.0	1.4	0.18	0.990	0.901	0.98	10	22	0.45	0.022
T		228	41.1	5.32	33.54	29.64	23.9	313	626	14.89	0.953
O		7.9	1.4	0.18	1.118	0.988	0.8	10.8	20.8	0.5	0.032
1	OSM9.1	8.3	1.3	0.16	1.069	0.931	0.88	11	19	0.58	0.035
2	OSM9.2	8.9	1.5	0.17	1.089	0.970	0.75	10	18	0.56	0.030
3	OSM9.3	6.7	1.4	0.21	1.089	0.950	0.78	9	20	0.45	0.035
4	OSM9.4	9.5	2.4	0.25	0.653	0.604	0.85	6	17	0.35	0.012
5	OSM9.7	8.0	1.4	0.18	1.010	0.931	0.81				0.020
6	OSM9.8	8.0	1.5	0.19	1.465	1.208	0.45	14	24	0.58	0.045
7	OSM9.9	8.5	1.3	0.15	1.505	1.287	0.81	15	32	0.47	0.054
8	OSM9.11	8.5	1.8	0.21	1.089	0.990	0.32	9	18	0.50	0.025
9	OSM9.12	7.0	1.8	0.26	1.327	1.010	0.96	15	30	0.50	0.079
10	OSM9.13	10.5	1.5	0.14	1.089	0.970	0.96				0.045
11	OSM9.14	8.0	1.5	0.19	1.386	1.267	0.73	14	27	0.52	0.030
12	OSM9.15	7.5	1.3	0.17	0.970	0.851	0.72	10	21	0.48	0.030
13	OSM9.16	5.5	1.4	0.25	0.812	0.733	0.76	8	17	0.47	0.020
14	OSM9.17	7.0	1.4	0.20	0.950	0.851	0.87	9	18	0.50	0.025
15	OSM9.19	8.5	1.8	0.21	0.950	0.851	0.79	11	19	0.58	0.025
16	OSM9.20	7.0	1.5	0.21	1.287	1.148	0.87	10	20	0.50	0.035
17	OSM9.22	8.0	1.4	0.18	1.386	1.228	0.94	14	26	0.54	0.040
18	OSM9.23	8.2	1.5	0.18	0.990	0.871	0.76	9	20	0.45	0.030
19	OSM9.24	9.5	1.6	0.17	0.970	0.851	0.95				0.030
20	OSM9.25	8.5	1.5	0.18	0.950	0.871	0.76	8	17	0.47	0.020
21	OSM9.26	9.0	1.6	0.18	1.228	1.089	0.77				0.035
22	OSM9.27	7.0	1.4	0.20	1.901	1.663	0.91	16	34	0.47	0.059
23	OSM9.28	6.0	1.3	0.22	0.871	0.772	0.63	8	18	0.44	0.025
24	OSM9.29	9.5	1.5	0.16	1.267	1.188	0.76	13	24	0.54	0.020
25	OSM9.30	5.5	1.4	0.25	1.148	1.049	0.83	6	18	0.33	0.025
T		199	38	4.87	28.45	25.14	19.8	225	457	10.3	0.829
O		7.9	1.5	0.19	1.138	1.005	0.79	10.7	21.7	0.49	0.033
1	OSM10.1	9.0	1.1	0.12	1.228	1.089	0.72	11	22	0.50	0.035
2	OSM10.2	7.8	1.2	0.15	1.030	0.921	0.69	10	21	0.48	0.027
3	OSM10.3	19.0	1.6	0.08	1.505	1.317	1.05	15	33	0.45	0.047
4	OSM10.4	12.0	1.3	0.11	1.287	1.168	0.74				0.030
5	OSM10.5	8.0	1.2	0.15	1.208	1.109	0.56	11	23	0.48	0.025
6	OSM10.7	8.5	1.2	0.14	1.366	1.247	1.03	7	18	0.39	0.030
7	OSM10.8	8.0	1.2	0.15	1.010	0.891	1.05	10	20	0.50	0.030
8	OSM10.9	8.0	1.3	0.16	0.673	0.564	0.90	8	20	0.40	0.027
9	OSM10.12	9.0	1.2	0.13	1.247	1.168	0.90				0.020
10	OSM10.13	5.5	1.1	0.20	0.990	0.861	0.78	8	20	0.40	0.032
11	OSM10.14	8.5	1.3	0.15	1.327	1.188	0.74	8	19	0.42	0.035
12	OSM10.15	4.0	1.1	0.28	1.465	1.317	0.77	14	32	0.44	0.037
13	OSM10.16	14.0	1.4	0.10	1.614	1.376	0.88	16	31	0.52	0.059

14

EK

S.No	Örn.No.	Ç	K	K/Ç	Lo+Io	LI+II	II/LI	E	P	E/P	Ie
14	OSM10.17	7.0	1.3	0.19	1.168	1.099	0.91	11	22	0.50	0.017
15	OSM10.18	5.0	1.1	0.22	1.525	1.317	0.93	13	28	0.46	0.052
16	OSM10.19	8.0	1.3	0.16	0.792	0.713	0.80				0.020
17	OSM10.20	4.0	1.1	0.28	1.436	1.238	0.67	14	28	0.50	0.050
18	OSM10.21	9.0	1.3	0.14	1.049	0.950	0.60	8	17	0.47	0.025
19	OSM10.22	6.5	1.1	0.17	1.178	1.079	0.70	7	16	0.44	0.025
20	OSM10.23	8.5	1.3	0.15	1.208	1.109	0.70				0.025
21	OSM10.24	7.0	1.2	0.17	0.891	0.772	0.77				0.030
22	OSM10.25	8.5	1.3	0.15	0.861	0.762	0.79	9	17	0.53	0.025
23	OSM10.26	9.0	1.3	0.14	1.327	1.238	0.87	12	23	0.52	0.022
24	OSM10.27	5.5	1.1	0.20	1.386	1.317	0.77	11	22	0.50	0.017
25	OSM10.28	8.0	1.3	0.16	0.851	0.752	0.73				0.025
26	OSM10.29	5.5	1.2	0.22	1.663	1.445	0.87	15	30	0.50	0.054
27	OSM10.30	8.8	1.4	0.16	1.228	1.099	0.68	12	25	0.48	0.032
T		222	33	4.45	32.5	29.1	21.6	230	477	9.88	0.851
O		8.2	1.2	0.16	1.204	1.078	0.8	10.9	22.7	0.49	0.031
1	OSM11.1	9.0	1.6	0.18	1.228	1.069	0.66		20	0.35	0.040
2	OSM11.2	6.5	1.3	0.20	1.109	0.911	0.92	9	23	0.39	0.050
3	OSM11.3	10.0	1.5	0.15	0.931	0.832	0.83	10	18	0.56	0.025
4	OSM11.4	7.0	1.3	0.19	0.792	0.653	0.74	8	18	0.44	0.035
5	OSM11.5	9.0	1.5	0.17	1.703	1.344	0.86				0.040
6	OSM11.6	6.0	1.3	0.22	0.990	0.871	0.63				0.030
7	OSM11.8	5.0	1.3	0.26	0.911	0.812	0.71				0.025
8	OSM11.9	7.5	1.4	0.19	1.049	0.881	0.78	8	17	0.47	0.042
9	OSM11.10	5.0	1.3	0.26	0.891	0.812	0.78				0.020
10	OSM11.11	6.0	1.3	0.22	1.049	0.851	0.72	8	16	0.50	0.050
11	OSM11.12	4.0	1.3	0.33	0.733	0.634	0.78	8	21	0.38	0.025
12	OSM11.13	6.5	1.4	0.22	1.525	1.426	0.80				0.025
13	OSM11.15	7.0	1.4	0.20	0.851	0.752	1.00	9	20	0.45	0.025
14	OSM11.16	4.5	1.3	0.29	2.158	1.742	1.00	16	32	0.50	0.104
15	OSM11.17	6.5	1.4	0.22	1.030	0.842	0.55	12	25	0.48	0.047
16	OSM11.19	8.5	1.5	0.18	1.188	1.079	0.88	12	26	0.46	0.027
17	OSM11.20	6.0	1.4	0.23	0.950	0.832	0.83				0.030
18	OSM11.21	7.0	1.4	0.20	1.129	1.030	0.73	9	17	0.53	0.025
19	OSM11.22	5.0	1.3	0.26	1.089	0.990	0.92	11	20	0.55	0.025
20	OSM11.23	8.0	1.5	0.19	0.911	0.832	1.00	9	19	0.47	0.020
21	OSM11.27	7.2	1.5	0.21	1.129	0.990	0.92	11	23	0.48	0.035
22	OSM11.28	4.5	1.0	0.22	1.188	1.069	0.69	10	22	0.45	0.030
23	OSM11.29	6.2	1.0	0.16	1.346	1.228	0.94	14	29	0.48	0.030
24	OSM11.31	5.8	1.9	0.33	1.129	0.980	0.90	10	19	0.53	0.037
25	OSM11.32	5.5	1.2	0.22	1.049	0.891	0.88	10	24	0.42	0.040
26	OSM11.33	7.0	1.4	0.20	0.673	0.594	0.88				0.020
27	OSM11.34	6.0	1.3	0.22	0.891	0.792	1.00				0.025
28	OSM11.35	6.5	1.4	0.22	2.099	1.861	0.74	14	30	0.47	0.059
T		183	38	6.09	31.72	27.80	23.05	205	439	9.36	0.980
O		6.5	1.4	0.22	1.133	0.993	0.82	10.3	21.9	0.47	0.035
1	OSM12.2	6.0	1.7	0.28	0.812	0.693	0.75				0.030
2	OSM12.4	6.0	0.9	0.15	1.148	1.010	0.82	10	22	0.45	0.035
3	OSM12.5	6.5	1.4	0.22	1.426	1.208	0.79	14	30	0.47	0.054
4	OSM12.6	3.5	0.8	0.23	0.653	0.515	0.86	6	16	0.38	0.035
5	OSM12.7	8.5	1.5	0.18	1.346	1.168	0.90	14	30	0.47	0.045
6	OSM12.8	5.5	1.2	0.22	1.445	1.208	0.65				0.059
7	OSM12.9	8.0	1.6	0.20	2.099	1.822	0.77	14	34	0.41	0.069
8	OSM12.10	6.0	1.7	0.28	1.822	1.663	1.05	16	34	0.47	0.040
9	OSM12.11	7.0	1.6	0.23	0.871	0.713	0.89	12	25	0.48	0.040
10	OSM12.12	5.0	1.4	0.28	1.228	1.049	0.89	16	30	0.53	0.045
11	OSM12.13	7.0	1.5	0.21	1.148	1.010	0.65	10	22	0.45	0.035
12	OSM12.14	5.0	1.2	0.24	1.030	0.901	0.90	10	27	0.37	0.032
13	OSM12.15	8.0	1.4	0.18	0.792	0.673	0.89	8	18	0.44	0.030
14	OSM12.16	3.5	1.3	0.37	0.733	0.594	0.76	8	19	0.42	0.035
15	OSM12.18	6.5	1.4	0.22	2.257	1.841	1.02	14	28	0.50	0.104
16	OSM12.19	7.5	1.4	0.19	0.911	0.792	0.82	9	25	0.36	0.030
17	OSM12.20	6.5	1.2	0.18	1.030	0.871	0.91	9	24	0.38	0.040
18	OSM12.21	7.0	1.2	0.17	1.366	1.129	0.90	11	28	0.39	0.059
19	OSM12.22	6.0	1.6	0.27	1.802	1.584	0.90	14	26	0.54	0.054
20	OSM12.24	6.0	1.3	0.22	1.287	1.129	0.68	14	28	0.50	0.040
21	OSM12.25	5.0	1.3	0.26	0.455	0.416	0.75	5	14	0.36	0.010
22	OSM12.26	6.2	1.4	0.23	0.792	0.693	0.75	7	17	0.41	0.025
23	OSM12.27	5.0	1.3	0.26	0.673	0.594	0.88	7	18	0.39	0.020
24	OSM12.29	5.5	1.4	0.25	1.049	0.851	0.95	9	22	0.41	0.050
25	OSM12.30	5.0	1.1	0.22	2.495	2.099	0.83	19	36	0.53	0.099
26	OSM12.31	6.0	1.3	0.22	0.970	0.832	0.91	9	22	0.41	0.035
27	OSM12.32	4.5	1.3	0.29	0.931	0.792	1.00	8	23	0.35	0.035
28	OSM12.33	5.5	1.4	0.25	1.148	0.950	0.92	14	31	0.45	0.050
29	OSM12.34	7.0	1.7	0.24	1.406	1.168	0.79	14	27	0.52	0.059
30	OSM12.36	7.0	1.4	0.20	0.970	0.713	0.64				0.064
31	OSM12.37	6.0	1.3	0.22	1.426	1.287	0.97	13	25	0.52	0.035
32	OSM12.38	6.0	1.6	0.27	1.069	0.871	0.69	8	22	0.36	0.050
33	OSM12.39	7.0	1.5	0.21	1.049	0.950	1.00	9	24	0.38	0.025
OPL.		201	45	7.63	39.64	33.79	27.88	331	747	13.10	1.463
ORT.		6	1.4	0.23	1.201	1.024	0.84	11	24.9	0.44	0.044

S.No	Örn.No.	Ç	K	K/Ç	Lo+Io	LI+II	II/LI	E	P	E/P	Ie
1	OSM13.1	6.0	1.5	0.25	1.653	1.366	0.97	14	30	0.47	0.072
2	OSM13.2	4.5	1.4	0.31	1.168	0.990	0.67				0.045
3	OSM13.3	8.0	1.5	0.19	1.426	1.208	0.91	16	32	0.50	0.054
4	OSM13.4	5.0	1.3	0.26	0.990	0.851	0.72	11	23	0.48	0.035
5	OSM13.5	10.2	2.5	0.25	2.178	1.921	0.76	17	33	0.52	0.064
6	OSM13.6	5.5	1.1	0.20	1.366	1.198	0.75	12	26	0.46	0.042
7	OSM13.8	4.5	1.5	0.33	1.416	1.257	1.02	14	27	0.52	0.040
8	OSM13.9	7.2	1.4	0.19	2.109	1.881	0.86	17	35	0.49	0.057
9	OSM13.10	5.2	1.4	0.27	0.931	0.733	0.95	12	25	0.48	0.050
10	OSM13.11	7.0	2.0	0.29	1.069	0.911	0.77	12	24	0.50	0.040
11	OSM13.12	4.0	1.4	0.35	1.069	0.921	0.82	8	21	0.38	0.037
12	OSM13.13	8.0	1.6	0.20	1.228	1.030	0.76	14	29	0.48	0.050
13	OSM13.14	5.0	1.6	0.32	0.782	0.614	0.94	8	19	0.42	0.042
14	OSM13.15	8.0	1.4	0.18	1.188	1.069	0.74	12	25	0.48	0.030
15	OSM13.16	4.2	1.2	0.29	1.069	0.881	0.75	13	25	0.52	0.047
16	OSM13.17	7.0	1.7	0.24	0.931	0.792	0.95	11	23	0.48	0.035
17	OSM13.18	5.0	1.3	0.26	1.604	1.327	0.76	15	32	0.47	0.069
18	OSM13.20	6.0	1.3	0.22	1.079	0.931	0.88	11	21	0.52	0.037
19	OSM13.21	6.2	1.6	0.26	0.673	0.545	0.67	6	16	0.38	0.032
20	OSM13.23	7.2	1.7	0.24	2.099	1.703	0.93	16	33	0.48	0.099
21	OSM13.24	5.0	1.5	0.30	0.792	0.713	0.80	7	18	0.39	0.020
22	OSM13.25	8.0	1.3	0.16	1.010	0.861	0.89	9	20	0.45	0.037
23	OSM13.26	5.0	1.3	0.26	1.762	1.564	0.76	15	32	0.47	0.050
24	OSM13.27	6.0	1.2	0.20	0.772	0.673	0.79	8	16	0.50	0.025
25	OSM13.28	6.0	1.6	0.27	0.842	0.762	0.88	7	17	0.41	0.020
26	OSM13.29	6.2	1.4	0.23	1.940	1.544	0.70				0.099
27	OSM13.30	5.0	1.3	0.26	1.426	1.287	0.86	10	19	0.53	0.035
28	OSM13.31	6.2	1.4	0.23	0.683	0.644	0.86	6	16	0.38	0.010
29	OSM13.32	6.0	1.5	0.25	1.901	1.505	0.77	15	32	0.47	0.099
30	OSM13.33	6.0	1.4	0.23	0.891	0.693	0.75	7	18	0.39	0.050
31	OSM13.34	6.0	1.3	0.22	0.733	0.634	0.68	10	20	0.50	0.025
32	OSM13.35	7.0	1.6	0.23	1.564	1.307	0.94	14	29	0.48	0.064
33	OSM13.36	6.0	1.3	0.22	0.871	0.792	0.82				0.020
34	OSM13.37	8.0	1.6	0.20	1.604	1.317	0.77	15	28	0.54	0.072
35	OSM13.39	5.5	1.5	0.27	1.901	1.683	1.07	17	34	0.50	0.054
36	OSM13.40	7.0	1.6	0.23	1.129	1.040	0.48	7	17	0.41	0.022
37	OSM13.41	6.0	1.4	0.23	0.990	0.901	1.02	11	23	0.48	0.022
38	OSM13.42	6.0	1.5	0.25	1.069	0.891	0.88	13	25	0.52	0.045
T		235	56	9.31	47.91	40.94	31.3	410	863	16.43	1.742
O		6.2	1.4	0.24	1.261	1.077	0.82	11.7	24.6	0.47	0.046
1	OSM14.2	4.2	1.1	0.26	0.891	0.822	0.77	10	24	0.42	0.017
2	OSM14.3	8.5	1.4	0.16	0.901	0.822	0.93	8	20	0.40	0.020
3	OSM14.4	5.0	1.3	0.26	2.099	1.861	0.74	16	32	0.50	0.059
4	OSM14.5	5.0	1.3	0.26	0.871	0.792	0.82	7	18	0.39	0.020
5	OSM14.6	8.0	1.4	0.18	1.346	1.148	0.84	12	23	0.52	0.050
6	OSM14.7	5.0	1.3	0.26	0.891	0.782	0.80	11	25	0.44	0.027
7	OSM14.8	7.5	1.3	0.17	2.178	1.782	0.55	15	29	0.52	0.099
8	OSM14.9	4.0	1.1	0.28	1.327	1.119	1.05	14	28	0.50	0.052
9	OSM14.10	7.0	1.3	0.19	0.941	0.772	0.73	12	26	0.46	0.042
10	OSM14.11	5.5	1.3	0.24	1.049	0.911	0.70	9	20	0.45	0.035
11	OSM14.12	6.5	1.3	0.20	1.465	1.247	0.97	14	26	0.54	0.054
12	OSM14.13	5.0	1.2	0.24	0.980	0.802	0.88	11	23	0.48	0.045
13	OSM14.14	6.0	1.3	0.22	0.871	0.772	0.70	11	23	0.48	0.025
14	OSM14.15	4.5	1.1	0.24	1.742	1.495	0.76	16	30	0.53	0.062
15	OSM14.16	6.0	1.2	0.20	1.000	0.861	0.98	10	25	0.40	0.035
16	OSM14.17	4.0	1.1	0.28	1.643	1.426	0.95	15	31	0.48	0.054
17	OSM14.18	6.0	1.2	0.20	1.713	1.564	0.80	14	26	0.54	0.037
18	OSM14.19	4.5	1.1	0.24	1.119	0.970	0.69	13	23	0.57	0.037
19	OSM14.20	7.0	1.3	0.19	1.287	1.148	1.07	14	28	0.50	0.035
20	OSM14.21	4.5	1.1	0.24	0.891	0.723	0.87	11	23	0.48	0.042
21	OSM14.22	5.5	1.2	0.22	1.346	1.178	0.59	14	29	0.48	0.042
22	OSM14.23	5.2	1.3	0.25	0.792	0.713	0.80	9	17	0.53	0.020
23	OSM14.24	5.5	1.2	0.22	1.247	1.010	0.76	13	28	0.46	0.059
24	OSM14.25	4.2	1.1	0.26	1.346	1.158	0.92	9	22	0.41	0.047
25	OSM14.26	6.0	1.4	0.23	0.990	0.911	0.92				0.020
26	OSM14.27	4.5	1.2	0.27	1.327	1.218	0.81	11	23	0.48	0.027
27	OSM14.28	5.5	1.3	0.24	1.069	0.931	0.81	10	22	0.45	0.035
28	OSM14.29	4.5	1.1	0.24	1.049	0.911	0.77				0.035
29	OSM14.30	5.5	1.2	0.22	1.109	0.960	0.83	11	23	0.48	0.037
30	OSM14.31	4.5	1.2	0.27	1.673	1.475	0.84	15	30	0.50	0.050
31	OSM14.32	5.2	1.2	0.23	0.990	0.921	0.98	9	19	0.47	0.017
32	OSM14.33	6.0	1.3	0.22	1.228	1.040	0.91	18	35	0.51	0.047
33	OSM14.34	5.0	1.2	0.24	0.891	0.772	0.95				0.030
34	OSM14.35	5.0	1.3	0.26	1.327	1.148	0.93				0.045
T		186	52	7.86	41.59	36.16	28.4	362	751	14.37	1.356
O		5.5	1.2	0.23	1.223	1.064	0.83	12	25	0.48	0.04
1	OSM15.2	6.0	1.3	0.22	1.089	0.9801	0.87	11	24	0.46	0.027
2	OSM15.3	3.0	0.7	0.23	1.238	1.1484	0.87	10	21	0.48	0.022
3	OSM15.4	8.5	1.4	0.16	1.445	1.2672	0.94	12	23	0.52	0.045

EK

S.No	Örn.No.	Ç	K	K/Ç	Lo+lo	Li+Ii	B/Li	E	P	E/P	te
4	OSM15.5	5.0	1.0	0.20	1.307	1.168	0.64	15	33	0.45	0.035
5	OSM15.6	8.2	1.4	0.17	1.089	0.911	0.88	11	24	0.46	0.045
6	OSM15.7	6.0	1.0	0.17	0.673	0.594	0.76	7	19	0.37	0.020
7	OSM15.8	8.0	1.3	0.16	1.396	1.267	0.71	14	27	0.52	0.032
8	OSM15.9	5.0	0.8	0.16	0.842	0.733	1.00	11	23	0.48	0.027
9	OSM15.10	6.0	1.3	0.22	1.257	1.158	0.72	11	22	0.50	0.025
10	OSM15.12	6.5	1.1	0.17	0.871	0.752	0.69	8	19	0.42	0.030
11	OSM15.14	3.5	1.1	0.31	0.832	0.713	1.00	12	22	0.55	0.030
12	OSM15.15	7.5	1.4	0.19	1.247	1.089	0.96	9	20	0.45	0.040
13	OSM15.16	5.0	1.0	0.20	1.386	1.238	0.81	13	25	0.52	0.037
14	OSM15.18	5.0	0.8	0.16	0.960	0.802	0.88	12	25	0.48	0.040
15	OSM15.19	5.5	1.2	0.22	0.931	0.772	0.77				0.040
16	OSM15.20	4.0	0.9	0.23	0.861	0.752	0.77				0.027
17	OSM15.21	6.2	0.8	0.13	1.386	1.089	0.96	15	29	0.52	0.074
18	OSM15.22	4.5	1.0	0.22	0.871	0.693	0.84	10	21	0.48	0.045
19	OSM15.25	5.0	0.8	0.16	1.346	1.089	0.96				0.064
20	OSM15.26	5.0	0.8	0.16	1.277	1.139	0.62	9	20	0.45	0.035
21	OSM15.27	4.5	0.9	0.20	1.208	1.010	0.89				0.050
22	OSM15.28	5.5	1.2	0.22	0.931	0.772	0.95	13	28	0.46	0.040
23	OSM15.29	4.0	1.0	0.25	1.267	1.030	0.63	15	32	0.47	0.059
24	OSM15.30	6.0	0.8	0.13	1.030	0.851	0.95	11	23	0.48	0.045
25	OSM15.31	5.5	1.4	0.25	0.891	0.743	1.27	12	24	0.50	0.037
26	OSM15.32	3.5	1.1	0.31	1.267	1.089	0.96	14	33	0.42	0.045
27	OSM15.34	4.0	1.1	0.28	0.653	0.495	0.72	7	16	0.44	0.040
28	OSM15.35	6.5	1.2	0.18	1.228	1.049	0.89	14	30	0.47	0.045
29	OSM15.36	5.5	0.8	0.15	0.931	0.812	0.86	13	28	0.46	0.030
30	OSM15.37	5.0	1.0	0.20	1.139	1.010	0.89	14	28	0.50	0.032
31	OSM15.38	7.0	1.2	0.17	1.208	1.049	0.83	12	23	0.52	0.040
32	OSM15.39	6.0	1.2	0.20	1.010	0.891	0.96	12	25	0.48	0.030
33	OSM15.40	6.0	1.4	0.23	1.069	0.921	0.86	13	28	0.46	0.037
34	OSM15.41	6.0	1.3	0.22	0.911	0.772	0.95				0.035
35	OSM15.42	5.0	1.4	0.28	0.832	0.713	0.85	9	19	0.47	0.030
36	OSM15.43	5.0	1.2	0.24	0.911	0.733	0.90	13	28	0.46	0.045
T		198	39	7.35	38.79	33.29	31.0	362	762	14.70	1.374
O		5.5	1.1	0.2	1.077	0.925	0.86	11.7	24.6	0.47	0.038
1	OSM16.2	2.5	1.4	0.56	1.168	1.020	0.81	14	28	0.50	0.037
2	OSM16.3	3.3	1.3	0.39	1.129	1.000	0.91	15	27	0.56	0.032
3	OSM16.4	8.5	1.8	0.21	1.178	1.049	0.86	13	25	0.52	0.032
4	OSM16.5	4.0	0.9	0.23	1.168	0.970	0.92	13	26	0.50	0.050
5	OSM16.6	4.5	1.0	0.22	1.109	0.990	0.85				0.030
6	OSM16.7	4.0	1.2	0.30	0.871	0.693	0.94				0.045
7	OSM16.8	6.0	1.3	0.22	1.049	0.851	0.72	12	24	0.50	0.050
8	OSM16.9	4.0	0.9	0.23	1.445	1.198	0.95				0.062
9	OSM16.10	5.0	1.3	0.26	1.327	1.188	0.79	11	26	0.42	0.035
10	OSM16.11	4.0	1.0	0.25	0.851	0.772	0.81	10	21	0.48	0.020
11	OSM16.12	5.0	1.2	0.24	0.950	0.792	0.82	11	23	0.48	0.040
12	OSM16.13	3.5	1.0	0.29	0.772	0.693	0.84	8	20	0.40	0.020
13	OSM16.14	6.0	1.3	0.22	0.931	0.733	0.95	10	20	0.50	0.050
14	OSM16.15	3.0	0.9	0.30	0.871	0.772	0.70	9	18	0.50	0.025
15	OSM16.16	4.5	1.1	0.24	0.911	0.762	0.79	11	23	0.48	0.037
16	OSM16.17	5.0	1.2	0.24	1.188	1.000	0.71	13	27	0.48	0.047
17	OSM16.18	5.0	1.3	0.26	0.752	0.693	0.63	7	17	0.41	0.015
18	OSM16.19	5.0	1.3	0.26	1.148	0.980	1.02				0.042
19	OSM16.20	5.0	1.2	0.24	1.069	0.871	0.83	13	24	0.54	0.050
20	OSM16.21	4.0	1.0	0.25	1.228	1.069	0.80				0.040
21	OSM16.22	5.0	1.1	0.22	0.871	0.733	0.85	10	21	0.48	0.035
22	OSM16.25	6.0	1.2	0.20	1.228	1.030	0.86				0.050
T		103	26	5.82	23.22	19.86	18.4	180	370	7.74	0.839
O		4.7	1.2	0.26	1.055	0.902	0.83	11.2	23.1	0.48	0.038
1	OSM 17.1	7.5	1.4	0.19	1.267	1.148	0.76	11	25	0.44	0.030
2	OSM 17.2	6.5	1.5	0.23	0.891	0.851	0.87	8	19	0.42	0.010
3	OSM 17.4	7.5	1.5	0.20	1.049	0.931	0.88				0.030
4	OSM 17.5	5.5	1.5	0.27	0.871	0.752	0.73	10	23	0.43	0.030
5	OSM 17.6	6.0	1.4	0.23	0.950	0.832	0.91	9	19	0.47	0.030
6	OSM 17.7	6.5	1.6	0.25	1.109	0.911	0.80	10	22	0.45	0.050
7	OSM 17.8	7.5	1.4	0.19	1.188	0.950	0.92	13	27	0.48	0.059
8	OSM 17.9	5.5	1.1	0.20	1.544	1.307	0.94	14	28	0.50	0.059
9	OSM 17.11	5.0	1.0	0.20	1.148	0.921	0.98	13	24	0.54	0.057
10	OSM 17.12	6.0	1.1	0.18	1.049	0.911	0.92	10	22	0.45	0.035
11	OSM 17.13	5.5	1.3	0.24	1.069	0.901	0.94	12	24	0.50	0.042
12	OSM 17.14	5.5	1.0	0.18	1.109	0.960	0.94	11	25	0.44	0.037
13	OSM 17.15	4.5	1.3	0.29	1.366	1.109	1.00	16	38	0.42	0.064
14	OSM 17.16	6.0	1.2	0.20	1.495	1.346	0.70	12	27	0.44	0.037
15	OSM 17.17	6.0	1.2	0.20	1.129	0.891	0.96	11	24	0.46	0.059
16	OSM 17.18	5.0	1.1	0.22	1.109	0.960	0.90	10	20	0.50	0.037
17	OSM 17.19	5.0	1.2	0.24	1.406	1.129	0.90	14	27	0.52	0.069
18	OSM 17.20	7.0	1.3	0.19	1.109	0.990	1.00	10	22	0.45	0.030
19	OSM 17.21	6.0	1.1	0.18	1.208	1.010	0.89				0.050
20	OSM 17.22	5.0	1.3	0.26	1.049	0.911	0.92	10	22	0.45	0.035
21	OSM 17.23	5.5	1.3	0.24	1.049	0.822	0.98	10	21	0.48	0.057
22	OSM 17.24	6.0	1.2	0.20	1.089	0.911	0.77	12	24	0.50	0.045
23	OSM 17.25	7.0	1.3	0.19	1.525	1.307	1.13	15	32	0.47	0.054
24	OSM 17.26	5.0	1.2	0.24	0.733	0.653	0.74				0.020
25	OSM 17.27	5.0	1.3	0.26	1.188	1.030	0.93	15	33	0.45	0.040
26	OSM 17.28	4.5	1.2	0.27	1.168	0.990	0.52				0.045
27	OSM 17.29	6.0	1.3	0.22	0.693	0.574	0.81	9	23	0.39	0.030
28	OSM 17.30	5.0	1.5	0.30	0.851	0.713	0.71				0.035
29	OSM 17.32	6.5	1.3	0.20	1.049	0.970	0.96	9	20	0.45	0.020
30	OSM 17.33	6.5	1.4	0.22	1.168	1.030	0.68	9	20	0.45	0.035
31	OSM 17.34	5.0	1.4	0.28	1.247	1.109	0.81	10	23	0.43	0.035
32	OSM 17.35	5.5	1.3	0.24	1.010	0.832	1.00	10	23	0.43	0.045
33	OSM 17.36	4.0	1.0	0.25	1.010	0.851	0.87	9	24	0.38	0.040
34	OSM 17.37	5.0	1.2	0.24	1.544	1.247	0.70	15	30	0.50	0.074
35	OSM 17.39	7.0	1.3	0.19	0.653	0.515	0.73	7	16	0.44	0.035
36	OSM 17.40	8.0	1.2	0.15	0.772	0.653	0.83	9	21	0.43	0.030
37	OSM 17.41	4.5	1.2	0.27	1.049	0.931	0.88	15	30	0.50	0.030
38	OSM 17.42	6.5	1.3	0.20	1.089	0.871	0.76	10	28	0.36	0.054
39	OSM 17.44	6.5	1.3	0.20	0.911	0.792	1.00				0.030
40	OSM 17.45	5.5	1.3	0.24	1.089	0.970	0.96	14	30	0.47	0.030
41	OSM 17.46	7.0	1.3	0.19	1.386	1.208	0.74	14	26	0.54	0.045
T		240	52		45.39	38.70	35.3	396	862	16.06	1.673
O		5.9	1.3	0.22	1.107	0.944	0.86	11.3	24.6	0.46	0.041
1	OSM18.2	9.5	1.8	0.19	1.129	1.020	0.66	10	23	0.43	0.027
2	OSM18.3	8.0	1.5	0.19	0.822	0.713	1.00	8	16	0.50	0.027
3	OSM18.4	7.0	1.3	0.19	1.208	1.030	0.86	10	23	0.43	0.045
4	OSM18.5	9.5	1.8	0.19	0.752	0.683	0.73	6	15	0.40	0.017
5	OSM18.6	9.0	1.8	0.20	1.406	1.208	0.85	14	30	0.47	0.050
6	OSM18.7	5.5	1.1	0.20	1.030	0.950	0.78	10			0.020
7	OSM18.8	6.0	1.4	0.23	1.287	1.129	0.81	14	30	0.47	0.040
8	OSM18.9	4.5	1.1	0.24	1.287	1.129	0.78	11	25	0.44	0.040
9	OSM18.10	7.5	1.6	0.21	1.168	0.871	0.69				0.074
10	OSM18.11	8.5	1.7	0.20	1.624	1.386	0.75	16	30	0.53	0.059
11	OSM18.12	7.5	1.7	0.23	1.901	1.683	0.81	13	27	0.48	0.054
12	OSM18.14	7.0	1.5	0.21	1.228	1.099	0.71	13	26	0.50	0.032
13	OSM18.15	8.0	1.4	0.18	1.505	1.267	0.83	11	23	0.48	0.059
14	OSM18.16	7.0	1.3	0.19	1.445	1.247	0.80	14	30	0.47	0.050
15	OSM18.17	6.0	1.3	0.22	0.950	0.851	0.83	8	17	0.47	0.025
16	OSM18.19	5.5	1.3	0.24	1.247	1.109	0.93	14	29	0.48	0.035
17	OSM18.20	9.0	1.6	0.18	1.346	1.188	0.76	13	23	0.57	0.040
18	OSM18.21	9.5	1.4	0.15	1.386	1.208	0.61	15	30	0.50	0.045
19	OSM18.22	6.0	1.4	0.23	0.990	0.851	0.54	9	19	0.47	0.035
20	OSM18.23	8.5	1.3	0.15	1.624	1.366	0.86				0.064
21	OSM18.24	9.0	1.4	0.16	1.208	1.030	0.79	14	27	0.52	0.045
22	OSM18.25	5.5	1.3	0.24	1.049	0.911	0.77	9	22	0.41	0.035
23	OSM18.26	8.0	1.4	0.18	1.564	1.366	0.82	14	28	0.50	0.050
24	OSM18.28	7.0	1.2	0.17	1.624	1.346	0.94	15	26	0.58	0.069
25	OSM18.29	6.5	1.2	0.18	1.247	1.178	0.83	14	27	0.52	0.017
26	OSM18.30	7.0	1.3	0.19	1.386	1.208	0.61	11	24	0.46	0.045
27	OSM18.32	6.0	1.3	0.22	1.386	1.188	0.71	13	25	0.52	0.050
28	OSM18.33	8.0	1.3	0.16	1.465	1.287	0.73				0.045
29	OSM18.34	8.0	1.4	0.18	2.515	2.119	0.65	14	29	0.48	0.099
30	OSM18.36	10.5	1.3	0.12	1.267	1.109	0.87	13	26	0.50	0.040
31	OSM18.39	7.5	1.3	0.17	1.247	1.109	0.75				0.035
32	OSM18.40	9.0	1.2	0.13	1.485	1.247	0.91	14	25	0.56	0.059
33	OSM18.41	9.0	1.2	0.13	1.366	1.228	0.77	15	29	0.52	0.035
T		250	46	6.24	44.14	38.31	25.7	355	704	13.66	1.458
O		7.5	1.4	0.19	1.338	1.161	0.80	12.2	24.3	0.47	0.044
1	OSM19.1	5.0	1.3	0.26	1.307	1.119	0.85	10	21	0.48	0.047
2	OSM19.2	5.0	1.1	0.22	0.931	0.792	1.00				0.035
3	OSM19.3	7.0	1.2	0.17	1.426	1.297	0.58				0.032
4	OSM19.4	8.0	1.3	0.16	1.307	1.168	1.03	14	27	0.52	0.035
5	OSM19.5	8.5	1.4	0.16	0.990	0.891	0.88	9	18	0.50	0.025
6	OSM19.6	5.0	1.1	0.22	1.327	1.188	0.88	9	23	0.39	0.035
7	OSM19.7	9.0	1.4	0.16	1.188	1.049	0.89				0.035
8	OSM19.8	8.0	1.4	0.18	1.663	1.475	0.89	13	25	0.52	0.047
9	OSM19.9	8.0	1.5	0.19	1.148	0.941	0.73	12	24	0.50	0.052
10	OSM19.10	7.5	1.4	0.19	1.505	1.386	0.75	14	23	0.61	0.030
11	OSM19.11	8.0	1.4	0.18	1.307	1.158	1.02	13	26	0.50	0.037
12	OSM19.12	4.5	1.2	0.27	1.505	1.337	0.71	14	25	0.56	0.042
13	OSM19.14	7.5	1.2	0.16	1.228	1.079	0.82	14	27	0.52	0.037
14	OSM19.15	6.0	1.1	0.18	1.366	1.228	0.72	13	24	0.54	0.035
15	OSM19.16	6.0	1.1	0.18	1.445	1.277	0.77	14	29	0.48	0.042
16	OSM19.17	5.5	1.2	0.22	1.247	1.129	0.78	12	23	0.52	0.030
17	OSM19.18	4.0	0.9	0.23	0.851	0.713	0.80				0.035
18	OSM19.19	5.5	1.1	0.20	0.931	0.822	0.80	10	21	0.48	0.027
19	OSM19.20	5.5	1.2	0.22	1.445	1.247	0.97	15	30	0.50	0.050
20	OSM19.21	7.5	1.2	0.16	0.950	0.812	0.71				0.035
21	OSM19.22	7.0	1.2	0.17	0.911	0.812	0.71	9	17	0.53	0.025

YERBİLİMLERİ *GEOSOUND* | HAZİRAN *JUNE* | 1997 | SAYI *NO* 30 | ISSN 1019-1003

SEYHAN VE CEYHAN DELTA'LARININ KRONOLOJİK EVRİMİ VE BUNLARIN KIYI DEĞİŞİMİNE ETKİLERİ

Kemal GÜRBÜZ

Çukurova Üniversitesi Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü 01330 Balcalı/ADANA

ÖZET: *Türkiye'nin en büyük ovalarından birisi olan Çukurova; doğuda Misis yükselimi, kuzey ve batıda Toros Dağları ve güneyde Akdeniz ile sınırlanmış olup yaklaşık 6-10 km kalınlıktaki Adana Baseni Neojen istifinin güney kesimleri üzerinde yer alır. Seyhan, Ceyhan ve Tarsus bu geniş ovanın önemli akarsularıdır. Kıyılar nehir, rüzgar, gel-git ve biyolojik işlevler tarafından şekillendirilirler. Çalışma alanında kıyıların şekillenmesi ve kum tepeciklerinin oluşumu nehir yataklarının yanal olarak hareketleri ve rüzgar işlevleri ile düzenlenmiştir. Bu yatak değişimleri ve kumul hareketlerinin yaptığı jeomorfolojik şekiller hava fotoğraflarından, topoğrafik haritalardan ve uydu görüntülerinden gözlenebilmektedir. Nehir yatağının yanal hareketi (özellikle Seyhan Nehri) kıyıdan içerilere doğru uzanan kum tepelerine ait çizgisel ve kıyıya yaklaşık paralel farklı kum silsileleri oluşturmuştur. İyi boylanmalı değişik ölçekli çapraz tabakalı bu kumullarda ve kum tepeciklerinde kavkı parçaları bol miktarda gözlenmektedir. Güncel kıyı kumul sırtından içerilerde bulunan yaşlı kumullar (Eski Seyhan Delta'sına ait) arasındaki alanlar bataklıkları oluşturmuştur. Nehirler tarafından getirilen sedimanlar ile oluşturulmuş kum barları ve bu kumların kıyıya paralel olarak dağıtılması ile düzgün ve yumuşak hatlı kumul dizilimleri oluşmuştur. Nehir yatağı değişimleri ise kıyıya gelen malzemenin ve deltanın yer diğiştirmesi sonucunda yaşlı kum tepelerinin genç olanlar tarafından kesilmesine neden olmuştur.*

Bu çalışmanın amacı; Seyhan ve Ceyhan nehirlerin yatak değişimlerinin ve evriminin kronolojik açıdan incelenmesi ve bunların kıyı değişimlerine olan etkilerini tartışmaktır. Bu kıyı değişimlerinin ve yatak değişimlerinin çalışılması ayrıca bölgedeki tarla sahipleri arasındaki veya devlet ile arazi sahipleri arasındaki anlaşmazlıkların çözümüne de ışık tutacaktır.

CHRONOLOGICAL DEVELOPMENT OF THE SEYHAN AND CEYHAN DELTAS AND THEIR EFFECTS ON THE SHORELINE CHANGES

ABSTRACT: *The Çukurova Plain surrounded by the Misis Mountains in the east, the Tauride Mountain belt in the north and west, the Mediterranean Sea in the south and occupies the southern part of the Neogene sedimentary fill which is about 6-10 km*

thick. Seyhan, Ceyhan and Tarsus are the main rivers of the Çukurova Plain. Shorelines are effectively changed by rivers, wind, tide and biogenic factors. In the study area main effects are lateral shifting of river channels and wind action on the shoreline sand-ridges. The lateral shifting of the river channels and occurrences of sand-ridges can be recognized from the aerial photographs, topographic maps and also stallite images. Due to the sideward shifting of river channels helped to shape deltaic plains; between these plains several coastal sand ridges have been generated by the wind action. Shell debris is also common in these well-sorted small to large scale cross-bedded sand ridges. Behind the active coastal beach ridge, the space between older sand-ridges (belonging to the old Seyhan Delta) have been occupied by swamps and marshes. These areas also occupied by some lagoons (as Tuzgölü lake, Akyatan lake and Ağyatan lake). The sediments, transported to the plain by rivers, have been redistributed as sand ridges by strong wind actions on the relatively straight, smooth shoreline. The westward shifting of the Seyhan River mouth to the west have resulted distortions on the older sand-ridges.

The main aim of this study is to establish the environmental changes of these rivers and their effects on the shoreline. To study of these in the study area; will be helpful on solving law-wise problems between land owners and also government.

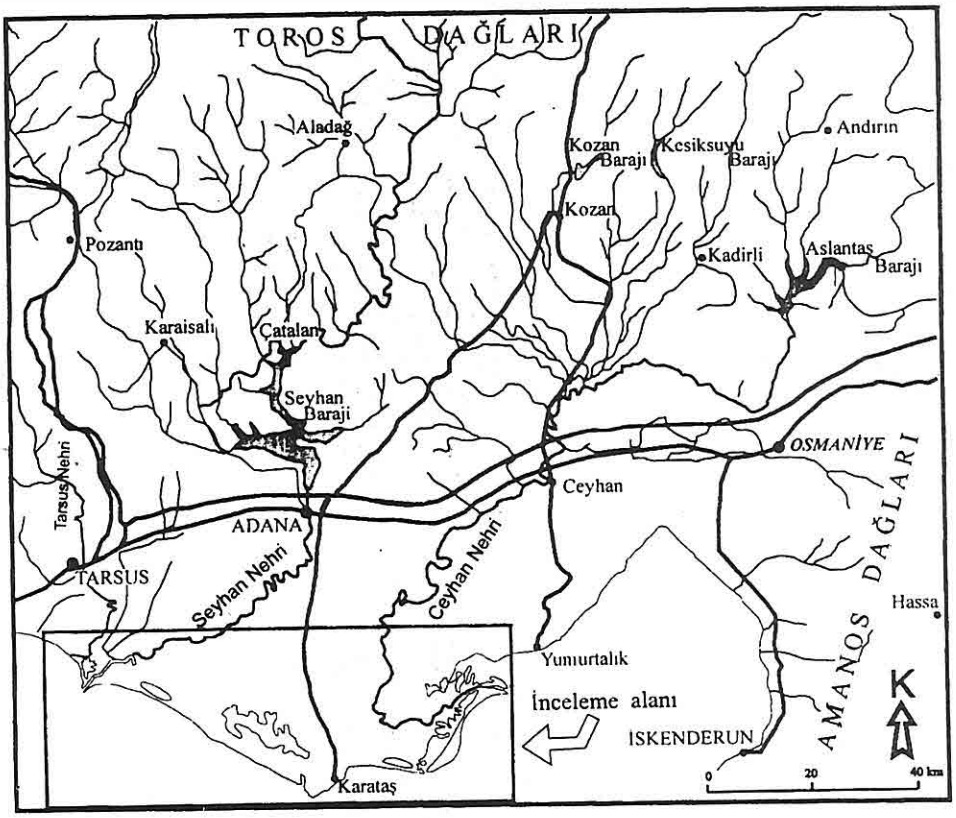
1.GİRİŞ

Seyhan, Ceyhan ve Tarsus (Berdan) nehirleri Toros Dağları'ndan doğup yurdumuzun en büyük ovalarından birisi olan Çukurova üzerinden Akdeniz'e ulaşırlar. Bu nehirler kuzey ve batıdan Toros dağları, doğudan Amanos Dağları ve Misis Yükselimi, güneyde ise Akdeniz ile çevrili Miyosen yaşlı 6-10 km kalınlıktaki Adana Baseni sedimanter istifi üzerinden geçerek Akdeniz'e dökülmektedirler (şekil 1). Bu nehirlere ait Kuvaterner yaşlı alüvyonlar ise Çukurova'nın oluşmasını sağlamışlardır.

Bu ovada alüvyon sedimantasyonunu ve delta oluşumlarını kontrol eden Seyhan ve Ceyhan nehirleridir. Bu iki nehrin malzemesi genellikle çok az litolojik değişiklikler gösteren, ama gerçekte benzer litolojilerden oluşan geniş bir kaynak alandan türemektedir. Seyhan ve Ceyhan nehirlerinin Adana Baseni sedimanter istifi üzerinden geçtiği alanlarda nehir terasları (taraçalar) halinde genelde çakıltaşları; ovada ise aluvyon yaygıları halinde malzeme birikimleri sözkonusudur.

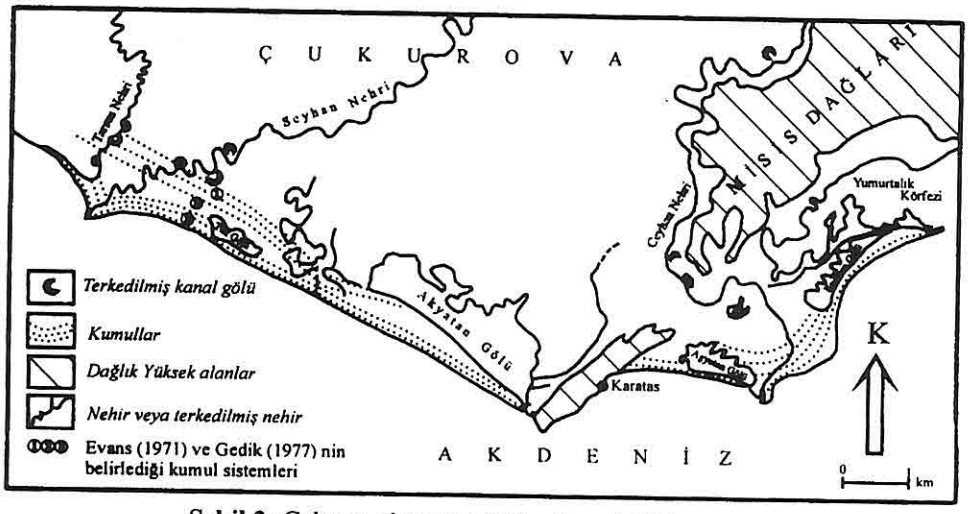
Seyhan, Ceyhan ve Tarsus nehirlerinin denize döküldüğü alanlar ve yakınlarında bu nehirlerin ve kıyı kumullarının son birkaç bin yıllık gelişimlerine ait detaylı ve güzel sedimantolojik veriler mevcuttur. Bunlar terkedilmiş nehir yatakları, terkedilmiş kanal gölleri, kıyı kumulları, lagünler ve bunlarla ilgili as ortamlarla temsil edilmektedirler.

Seyhan, Ceyhan ve Tarsus nehirleri'nin evrimi ve oluşumları üzerine şu ana kadar yapılmış sedimantolojik çalışma



Şekil 1: Seyhan, Ceyhan ve Tarsus nehirleri drenaj ağı ve çalışma alanı yerbulduru haritası.

pek fazla değildir. Yapılmış olan çalışmalar genelde, Adana Baseni sedimanter istifinin jeolojisi ve sedimantolojisi ile ilgilidir (Schimidt, 1961; Yetiş ve Demirkol 1984; Görür 1979, 1980; Gürbüz, 1993; Gürbüz ve Kelling 1991, 1992a,b, 1993; Ünlügenç, 1993; Williams ve diğ., 1995). Deltalar ve bunlarla ilgili sedimanlar üzerinde ilk çalışma Erinç (1953) tarafyndan başlatılmıştır. Bunu Evans (1971), Göney (1976) ve Gedik (1977) izlemiştir. Bunlardan Evans (1971), yaptığı incelemelerle buradaki lagün gölleri, kıyı kumullarının topografik özellikleri üzerinde durmuş ve Seyhan Deltası üzerinde yaptığı C-14 yöntemi ile bu delta üzerindeki kumulların yaşlarının tayinini yapmıştır (şekil 2). şekil 2 de verilen, 1 nolu kumul 3200-3800 yyl, 2 nolu kumul 1500-2000 yyl (günümüzden önce) olarak Evans (1971) tarafından tespit edilmiştir. Bu yaş tayinleri bu çalışmada da aynen kullanılmıştır. Gedik (1977); inceleme alanı içerisinde yer alan Akyatan lagün gölü ve bunun civarındaki kumullar üzerinde yaptığı çalışma ile bu alanların sedimantolojik çalışmalar için



Şekil 2: Çalışma alanının 1990 yıllarındaki durumu.

önemli yerler olduğunu ve bu alanların milli park olarak düzenlenmesini önermiştir. Bal (1983) ise Seyhan, Ceyhan ve Göksu deltalarında hava fotoğrafları ve uzaktan algılama metodları kullanarak, değişik yıllardaki kıyı değişimlerini incelemiştir ve bölgedeki kıyı erozyonundan bahsetmiştir. Bu çalışmaları Erol (1983) izlemiştir.

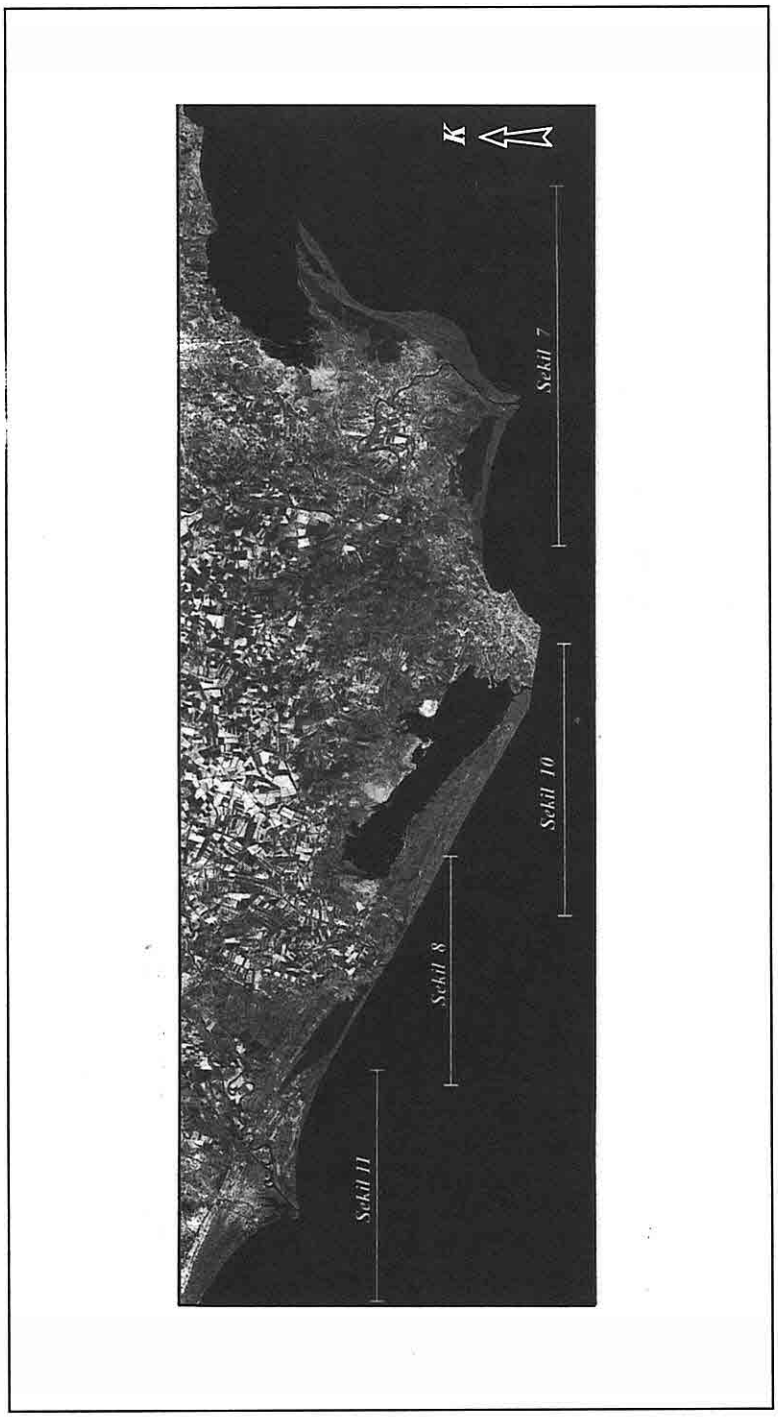
Bu çalışma ile, bu nehirlerin son birkaç bin yıllık (yaklaşık olarak) yatak değişimleri Evans (1971) in verdiği C-14 yaş tayinlerinden yararlanılarak saptanmış; bu yatak değişimlerinin kıyı çizgisi üzerindeki etkileri ve bunların oluşturduğu yapıların açıklanması yapılmıştır. Ayrıca, bu bölgelerde sürekli olarak karşımıza çıkan bazı tarla sahipleri arasında veya bunlarla hazine arasındaki anlaşmazlıklarda kullanılmak üzere çeşitli önemli verilerin ortaya çıkarılması da düşünülmüştür.

2. SEYHAN VE CEYHAN NEHİRLERİNİN KRONOLOJİK EVRİMİ

2.1.Ceyhan Nehri

Ceyhan Nehri Kahramanmaraş il sınırları içerisinden doğup Çukurova'ya indikten sonra Misis Dağları'nın batısından güney-güneybatı yönünde bir müddet aktıktan sonra bu yükseltinin doğusuna geçip Karataş ile Yumurtalık arasındaki Hurma Boğazı'ndan denize dökülür (şekil 2 ve 3).

Ceyhan Nehri'nin daha önceki terkedilmiş yataklarının incelenmesi ile, nehrin son birkaç bin yılda sürekli olarak önemli yatak değişikliklerine uğramış olduğu saptanmaktadır. Ceyhan Nehri'nin günümüzde yüzeyden izlenebilen en eski yatağının şu anda Karataş'ın batısında yer alan Akyatan Lagün gölünün bulunduğu alanın hemen hemen en batısında olduğu ve nehrin



Şekil 3: Çalışma alanına ait landsat görüntüsü (4. Band)

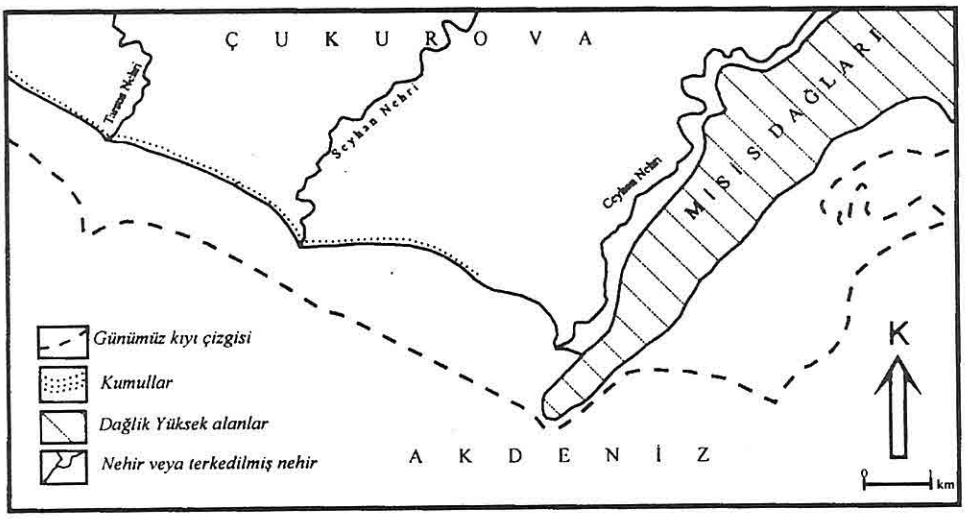
buradan o andaki denize ulaştığı gözlenmektedir. Bu ise bize Misis Yükselimi'nin daha önceleri topografik olarak yüksek olduğunu ve Ceyhan Nehri'nin ise bu yükselimi aşamayıp daha batıdan aktığı düşüncesini desteklemektedir (şekil 4). Daha sonraları Misis Dağları'ndaki erozyon ve Nehrin bu kısmı doldurması veya başka bir nedenden dolayı; nehir şimdiki döküldüğü alana doğru akmaya başlamıştır (şekil 5). Bu yükselimin doğu kesimine akmaya batladığında ilk olarak küçük boyutlu bir delta oluşturmuş, sonra Yumurtalık Körfezine doğru akmaya (şekil 6), daha sonra ise tekrar güneye doğru akmıştır (şekil 2,3 ve 7). Bu yatak değişimlerinin nedenleri ve tam kronolojik sırası, bundan sonra yapılacak olan detay jeolojik, sedimantolojik ve özellikle sismik çalışmalarla aydınlatılmalıdır. Tüm bu yatak değişimleri sırasında oluşan rüzgar ve dalga hareketleri ise bu alanlarda denizin bazı kısımlarının kumsallar ile denizden ayrılması sonucunda çeşitli lagün gölleri oluşmuştur.

2.2.Seyhan Nehri

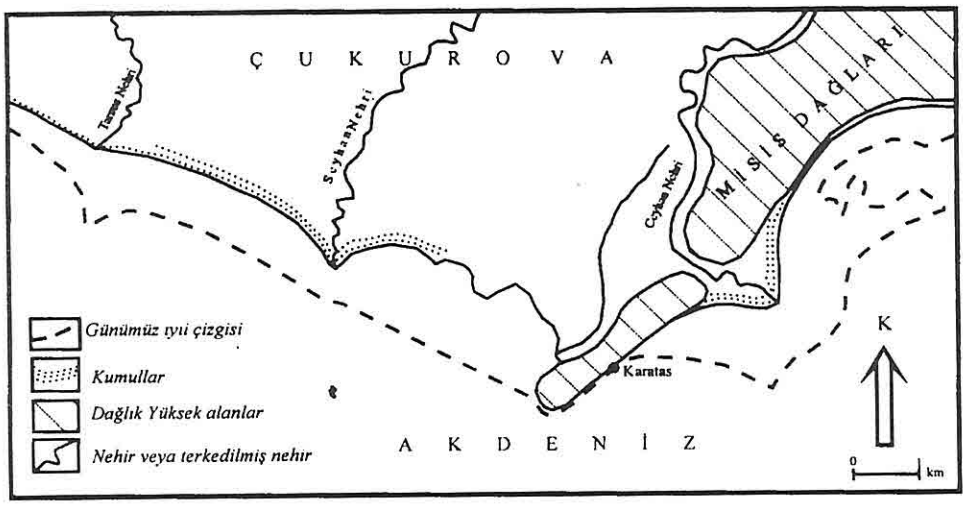
Seyhan Nehri de Ceyhan Nehri gibi Toroslardan doğup Kayseri ve Niğde il sınırlarının da içinde bulunduğu geniş bir akaçlama havzasından toparlanıp Çukurova üzerinden güneyde Akdeniz'e dökülmektedir. Bu nehir de Ceyhan Nehri gibi çeşitli önemli yatak değişimleri ve bunlarla ilgili sedimantolojik veriler sunmaktadır.

Seyhan Nehri'nin gözlenebilen en önemli eski yatağı karataş ile Tarsus arasında yer alan Tuzla civarında bulunmaktadır. Bu alanda bazıları hala su ile dolu bazıları ise örtülü çok sayıda eski nehir yatağı ve terkedilmiş kanallar (ox-bow lake) ile temsil olmaktadır (şekil 6 ve 8). Seyhan Nehri'nin buraya aktığı sırada oluşturduğu deltanın aşağıda belirtilen verilere dayanarak günümüzdeki kıyı çizgisinin ilerisinde olabileceği düşünülmektedir (şekil 9). Evans ve Diğ. (1995) bu miktarın yaklaşık 3 km. Kadar olabileceğinden sözetmektedirler. Bunu destekleyen en önemli veri bu alanyn kara tarafında yer alan eski kumul tepelerinin gidişleridir. Seyhan Nehri'nin bu alana aktığı zamanda taşımış olduğu sedimanlar o andaki dalgalar ve rüzgar etkisi ile deltanın iki yanına yaklaşık simetrik bir şekilde karaya doğru konkav bir şekilde dağıtılmışlar ve sıralar halinde kum tepeciklerini oluşturmuşlardır. Bu kumul sırtlarının deniz kenarından bazı kesimlerin denizle olan ilişkisini koparmış ve çeşitli lagün göllerinin oluşmasını sağlamıştır (şekil 5, 6 ve 9). Bu lagün göllerinden bazıları günümüze kadar geçen zamanda ya bu kumullarla ya da nehir taşkınları ile doldurulmuşlardır. Bunların özellikle genç olan bazıları günümüzde hala gözlenebilmektedir. Hatta bunlardan Akyatan Gölü'nün denizle bağlantısı bir kanalla sürekli açık tutulmaya çalışılmaktadır. Tuz gölü ise (Tuzla civarı) denizle olan ilişkisini güncel kıyı kumulları nedeniyle kaybetmiştir (şekil 8 ve 10).

Daha sonra, Seyhan Nehri batıya

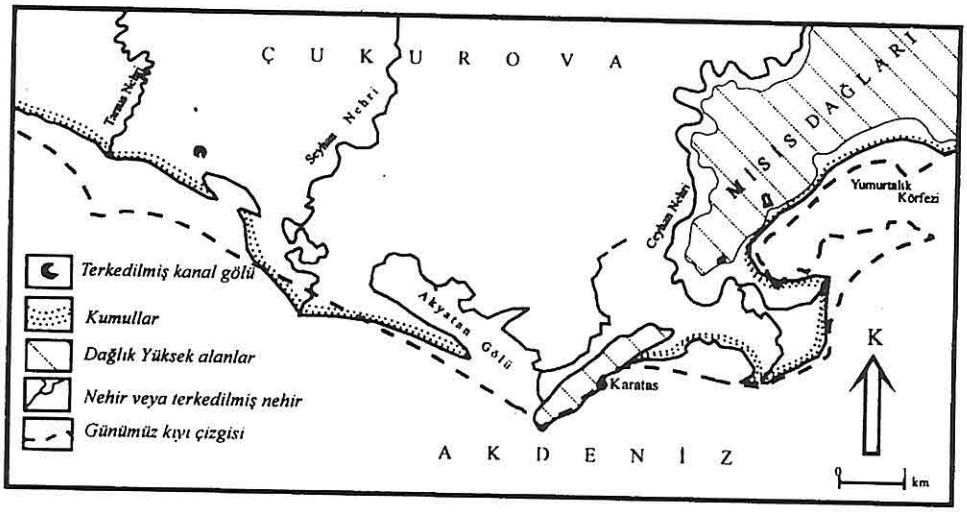


Şekil 4: Seyhan, Ceyhan ve Tarsus nehirlerinin yaklaşık 4000 yıl önceki durumu.



Şekil 5: Seyhan, Ceyhan ve Tarsus nehirlerinin yaklaşık 3000 yıl önceki durumu.

doğru yatak değiştirmiş ve günümüzde aktığı bölgeye gelmiştir (şekil 2 ve 11). Bu sırada daha önceki kıyı çizgisine ait kum tepelerini keserek denize doğru ilerlemiştir. Bu tepecikler arasında ilerlerken tepelerin geri taraflarında ve aralarında alüvyonlarını bırakmıştır. Bu sırada daha önceden oluşmuş deltaya ait kumulların bir kısmı ile deltaya ait deniz tarafındaki çıkıntı; malzeme geliminin durması sonucunda dalga ve rüzgar işlevleriyle yeni kıyının şekline uygun



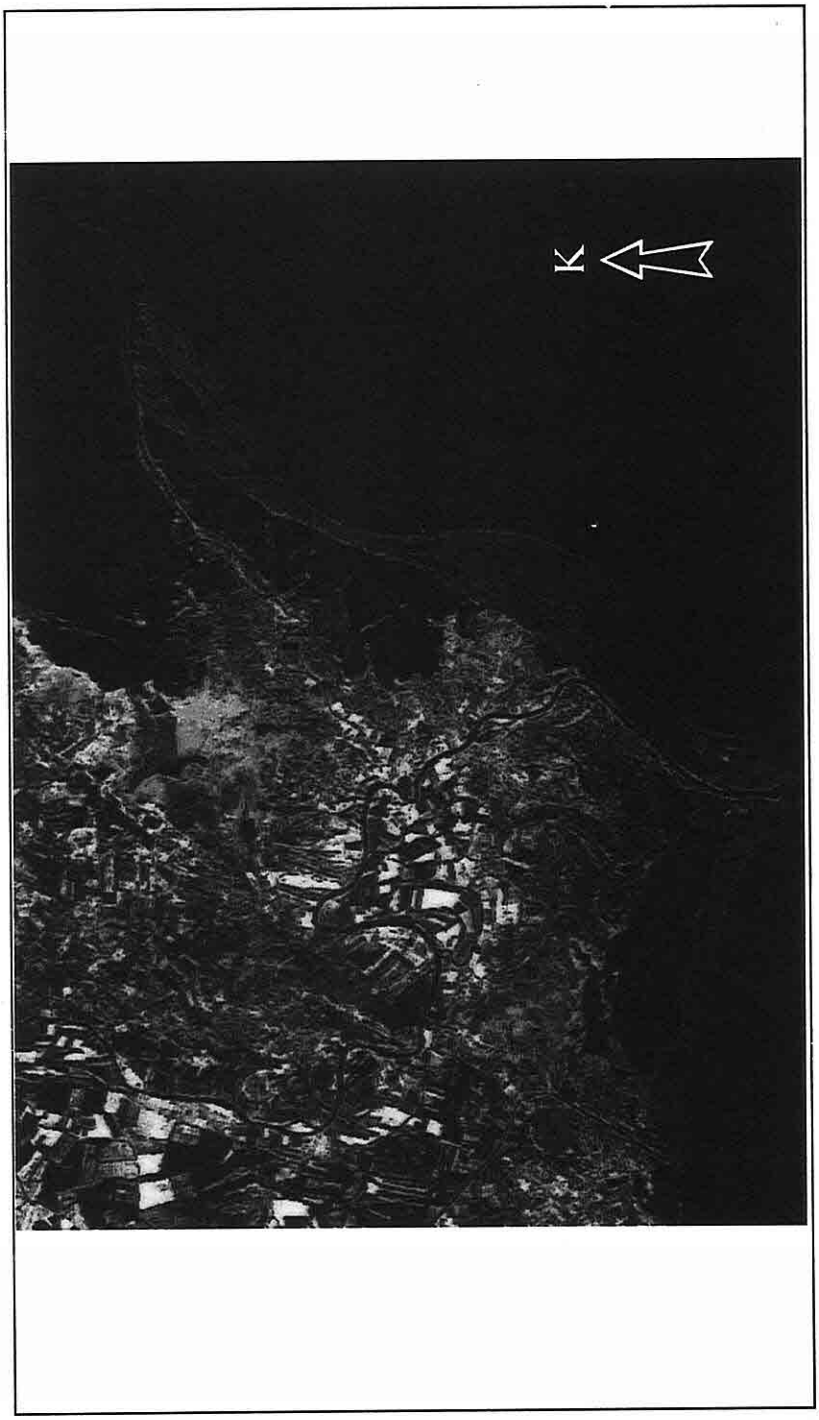
Şekil 6: Seyhan, Ceyhan ve Tarsus nehirlerinin yaklaşık 1500 yıl önceki durumu.

bir şekilde dağıtılmıştır (şekil 2, 8 ve 9) Bu arada malzemenin bir kısmı ise denize taşınmıştır. Bu iki delta sistemine ait kumulların gidişleri harita üzerine çizildiğinde bunların birbirlerini kestikleri gözlenmektedir. Seyhan Nehri'nin yatak değiştirmesi ve kumulların rüzgar etkisi ile kıyıyı şekillendirmesi sırasında yine çeşitli lagün gölleri oluşmuştur

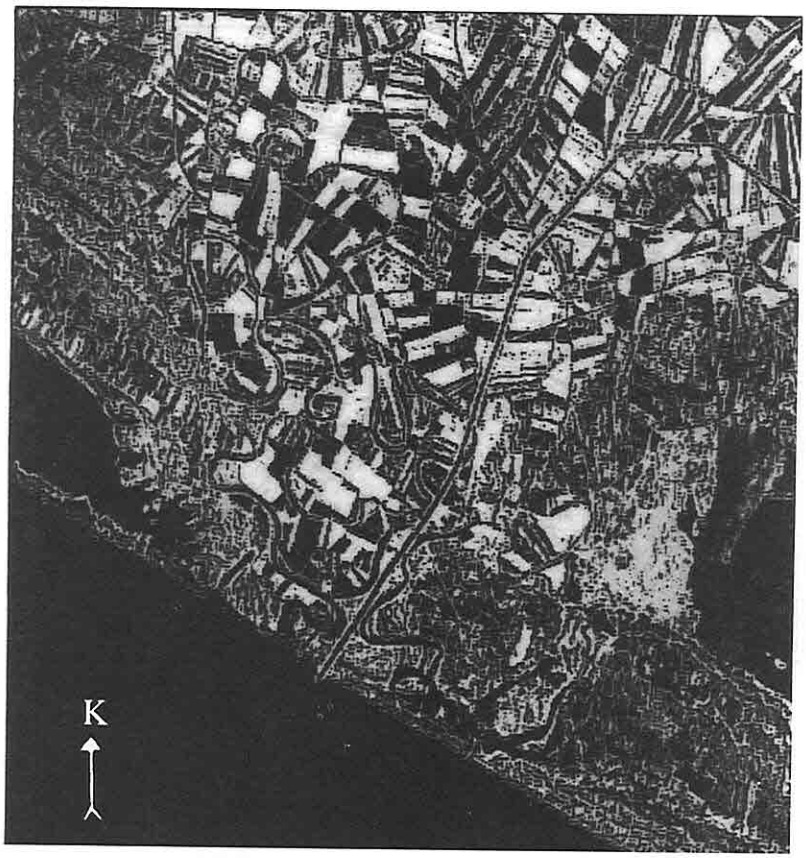
Tarsus Nehri Seyhan ve Ceyhan Nehri'ne göre daha küçük olup ova üzerindeki katettiği mesafede onlardan azdır. Aynı zamanda Tarsus Nehri taşıdığı sediman miktarı açısından diğer ikisine göre zayıf olduğundan bu nehrin gelişimi ve yatak değişimleri de Seyhan Nehri ve bunun getirdiği malzemenin dağıtılması sonucu oluşturulan plaj ve bunlarla ilişkili kumullarca denetlenmektedir (şekil 2 ve 11). Bunu destekleyen en önemli veri ise Tarsus Nehri'nin denize yaklaştığı yerde aniden batıya dönmesi ve bir miktar bu yönde aktıktan sonra denize dökülmesi gösterilebilir. Tarsus Nehrinin batı kesimlerinde gözlenen bataklık alanlar bu kesimlerin çok önceleri deniz, daha sonraları lagün olduğu ve bu lagünlerin de sonradan kısmen plaj kumları, kısmen aluvyon, kısmen de kumullarca doldurulduğu söylenebilir. Bu da tarihte Tarsus'un deniz kenarında olduğunu destekleyen en önemli ipuçlarıdır.

2.3.Kıyı Kumları ve Kumul Sırtları

Kumsal ve kumul sırtlarından oluşan kıyı bariyerinin üç ayrı kumul sisteminden (şekil 2 ve 11 de 1,2,3 numaraları ile gösterilmiştir) oluştuğu ve bunlardan başka kara tarafında da örtülmüş olarak başkalarının da bulunabileceği Gedik (1977) tarafından belirtilmiştir. Aynı yazar bu kumulların gidişlerini ve topografik konumlarını incelemiştir. Bu sırt sistemleri Seyhan ve

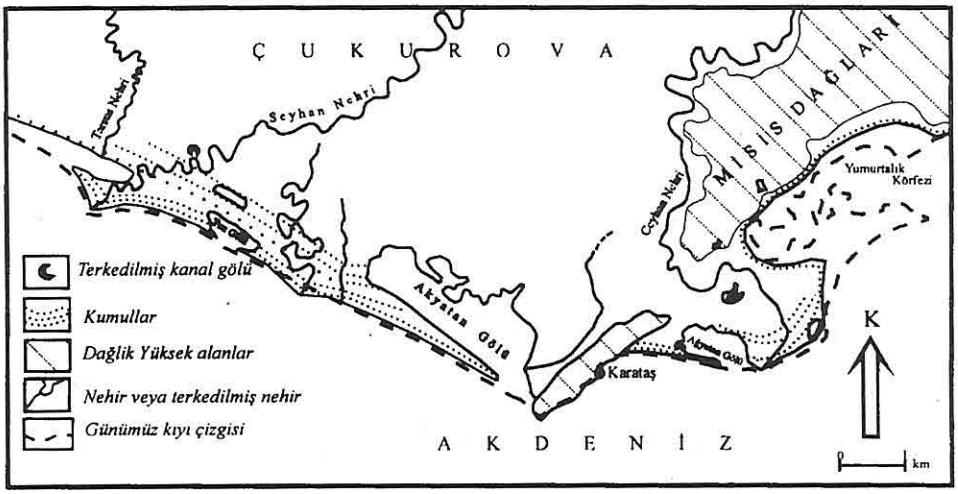


Şekil 7: Ceyhan Deltası'nın uydu görüntüsü.



Şekil 8: Seyhan Deltası'nın eski yatağının bulunduğu kesimlere ait uydu görüntüsü.

Ceyhan nehirlerinin zaman içerisindeki evrimleri yani nehir yatak değişimleri ile yakından ilişkili oldukları saptanmıştır (şekil 8 ve 11). Gedik (1977) nin 1 ci sırt sistemi olarak adladığı en iç kesimdeki kumul sırt sistemi Ceyhan Nehri'nin Akyatan gölünün kuzeyinden aktığı zamana paralellik göstermektedir. 2 nolu kumul sistemi (1 nolu ile günümüz kıyısına paralel 3 nolu arasındaki kumul) ise Ceyhan Nehrinin doğuya yatak değiştirdiği ve Seyhan Nehri'nin Tuzla civarından aktığı zamana ait kumul sistemi olup; bu alanın iki yanında kara tarafına konkav bir şekilde yayılmıştır. Bu yayılım o andaki deltanının doğası ile uyumludur. 3 nolu kumul sistemi ise günümüz kıyısına uyumluluk göstermektedir. Bu sistemde gelişmiş izlenebilen kumul sistemleri birbirlerini keser durumdadırlar, ancak bazı yerlerde bunları birbirinden kesin bir şekilde ayırmak güçtür. Özellikle Seyhan Nehri şu andaki denize aktığı alana yatak değiştirdikten sonra burada bulunan eski deltası ile ilişkili kumulları keserek denize dökülmüştür. Bu kumullar incelendiğinde petroğrafik



Şekil 9: Seyhan, Ceyhan ve Tarsus nehirlerinin yaklaşık 1000 yıl önceki durumu.

olarak çok fazla değişiklik sunmamaktadır. Ancak bunların iyi boylanmalı, temiz ve bazen bol miktarda kavkı parçaları içeren çapraz tabakalı kumullar olduğu gözlenmektedir. Ayrıca bu kumullar şiddetli esen rüzgarların etkisi ile kara içerilerine doğru sürüklenmekte ve yer değiştirmektedir. Diğer bir etken de, köylülerin tarla edinmek amacıyla bu kumulları yer yer tahrip etmeleri, dolayısıyla kumulların doğal dengesini bozmalarıdır.

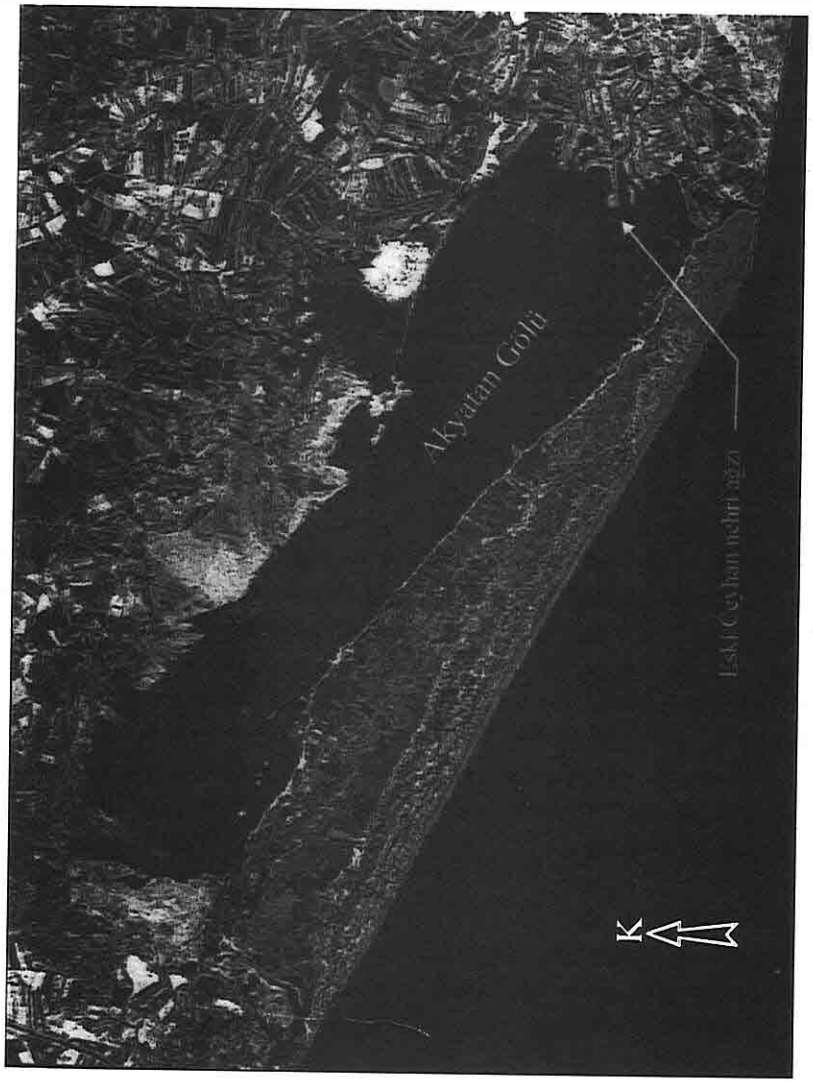
3. SONUÇ VE ÖNERİLER

Bu çalışma ile öncelikle Seyhan, Ceyhan ve Tarsus nehirlerinin son birkaç bin yıllık yatak değişimleri, bunlaryn kıyı değişimlerine etkileri incelenmiş ve sonuç olarak bölgede kıyının şekillendirilmesinde önemli faktörlerin hem nehirlerin malzeme miktarı, hem aktığı yer hem de rüzgar işlevleri olduğu ortaya konmuştur.

Özellikle nehirler üzerinde yapılan barajlar buralara sediman getirimini önemli ölçüde engellemiştir. Bunun sonucunda zaten kıyının oluşumu ve şekillenmesinde kuvvetli bir etken olan rüzgar işlevinin daha da etkin olmasyny sağlamıştır. Bu ise kıyıda kumul gelişiminin durması ve halihazırda oluşmuş kumulların ya taşınması ya da yeniden işlenmesi ve yokolmasına neden olmaya başlamıştır. Bunun için bölgede yapılması ve yapılmaması gerekenler aşağıda özetlenmeye çalışılmıştır.

1- Öncelikle bu çalışmada kaba hatları çizilmiş olan bu nehirlerin tüm yatak değişimleri, kıyı kumul hareketleri sismik verilerle de desteklenerek detaylı bir şekilde çalışılmalıdır. Bu çalışmalar daha detay ölçekli olacağı için bu çalışma ile gözden kaçan hususlar rahatlıkla tespit edilebilecektir.

2- Bundan sonra yapılacak çalışmalarla



Şekil 10: Akyatan Gölü ve Ceyhan Nehri eski yatağına ait uydu görüntüsü



Şekil 11: Seyhan Nehri'nin günümüzdeki durumunu gösterir uydu görüntüsü.

tüm anlaşmazlıklarda referans noktası olacak kıyı çizgisi ve kıyı şeridinin net olarak belirlenmesi ve haritalanması gerekmektedir.

3-Kıyı kumullarının korunması ve bunların kara içerisine hareketinin kısmen de olsa engellenmesi amacıyla bu bölgeler ağaçlandırılmalıdır

4- Hem kumulların hem de nehir sedimanlarının lagünleri doldurmasını engelleyici önlemler alınmalıdır.

5- Seyhan Nehri ne ait günümüz deltasy üzerinde geniş ağaçlandırma çalışmaları yapılmalı ve bu kesimlerin yavaş yavaş dalga ve rüzgar etkisi ile denize taşınması engellenmelidir.

6- Plajdan ve kumul alanlarından kum alınması kesinlikle önlenmelidir.

4.TEŞEKKÜR

Yazar uydu görüntülerinin temini ve değerlendirilmesi konusunda yardımlarından dolayı sayın Zeki Billor'a teşekkürü borç bilir.

5.KAYNAKLAR

Bal, Y. 1984. Doğu Akdeniz Kıyı Çizgisi Değişimleri. Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 67 sayfa.

Erinç, S. 1953. Çukurovanın alüvyal morfolojisi hakkında. İstanbul Üniv. Coğrafya Enstitüsü Derg. 3-4, s. 149-159.

Erol, O. 1983. Historical changes on the coastline of Turkey. Proceedings "Coastal Problems in the Mediteranean Sea" Eric, C. F. Bird and Paolo Fabbri (Editors), p- 95-107. Bologna.

Evans, G., 1971. Recent sedimentation of Turkey and adjacent Mediterranean and Black seas: a review. In A. S. Campbell (Editor), Geology and History of Turkey. Petr. Expl. Soc., Tripoli, Libya, 385-406.

Evans, G., 1972. Recent coastal sedimentation: a review. Proc. 1 st Conf. Marine Archaeology Proc. XVIII Colston Symposium (J. Blackman, Editor) London, Butterworths Scientific Publications. 89-114.

Evans, G., Lane-Serff, G. F., Collins, M.B., Ediger, V. ve Pattiaratchi, C. B. 1995. Frontal instabilies and suspended sediment dispersal over the shelf of Cilician Basin, southern Turkey. Marine Geology 129 127-136.

Gedik, A. 1977. Korunması gerekli doğal anıtlarımızdan Akyatan Gölü (Lagün). Yeryuvarı ve İnsan 38-43.

Göney, S. 1976. Adana ovaları I. İstanbul Üniv. Coğrafya Enst. Derg. 88, 179 s.

Görür, N. 1979. Karaisali kireçtaşının (Miyosen) sedimentolojisi. Turkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, v. 22, s. 2, s. 227 235.

Görür, N., 1980. Miyosen yaşlı Karaisali kireçtaşının diyajenetik evrimi. In Saner, S.and Perincek, D., (ed.) Turkiye Beşinci Petrol kongresi bildiriler. 123 128.

Gürbüz , K., 1993. Identification and Evolution of Miocene Submarine Fans, in the Adana Basin, Turkey. Ph.D. Thesis, Univ. of Keele, 327 p.

Gürbüz, K. & Kelling, G., 1991. Evolution of Miocene Submarine Fans, Northern Adana Basin, Turkey. EUG VI

Strasbourg, 24-28 March, Terra Abstracts, p. 342.

Gürbüz, K. & Kelling, G., 1992 a. Provenance of Miocene Submarine Fans in the northern Adana Basin: A Test of Discriminant Function Analysis. Abstracts International Workshop: Work in progress on the Geology of Türkiye, Keele, England, April 9-10, 1992, p. 33-34.

Gürbüz, K. & Kelling, G. 1992 b. Internal/External controls on submarine fan development: Two examples from the Neogene of southern Türkiye. 29th. International Geological Congress. 23 Aug - 3 Sept. 1992, Kyoto, Japan, Abstracts, v. 2, p. 292.

Gürbüz, K. & Kelling, G., 1993. Provenance of Miocene Submarine Fans in the northern Adana Basin: A Test of Discriminant Function Analysis. Geological Journal v. 28, p.277-294.

Schmidt, G. C. (1961). Stratigraphic nomenclature for the Adana region petroleum district VII. Petroleum Administration Bulletin, v. 6. p. 47-63, Ankara.

Ünlügenç, U.C. 1993. Controls on Cenozoic Sedimentation, Adana Basin, Southern Turkey. Ph.D. Thesis, Univ. of Keele, 2 volumes, 228 p.

Williams, G. D.; Ünlügenç, U. C.; Kelling, G. & Demirkol, C. (1995). Tectonic Controls on Stratigraphic Evolution of the Adana Basin, Turkey. Journal of the Geological Society, London, v. 152, 873-882.

Yetiş, C., & Demirkol, C. (1984). Adana Baseni kuzeybatısının stratigrafisi üzerine bazı gözlemler. Türkiye jeoloji derneği 38. bilimsel ve teknik kongresi. p. 59-61 Ankara.

YERBİLİMLERİ *GEOSOUND* | HAZİRAN *JUNE* 1997 | SAYI *NO* 30 | ISSN 1019-1003

MARMARA DENİZİ GÜNEY ŞELFİNDE GÜNCEL PLANKTONİK FORAMİNİFERA DAĞILIMI

Aynur HAKYEMEZ
MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi, ANKARA

Vedia TOKER
AÜ Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, ANKARA

ÖZET: *Marmara Denizi güney şelfinin taban çökellerinden alınan 67 örnekte 3 planktonik foraminifer cinsine ait 12 tür tanımlanmış ve bunların Akdeniz tipi türler olduğu belirlenmiştir. Şelf üzerinde derinliğe bağlı olarak farklı dağılımlar gösteren bu türler* ***Globigerina quinqueloba***, ***Globigerina bulloides***, ***Globigerina calida***, ***Globigerina praecalida***, ***Globigerina bermudezi***, ***Globigerina*** *cf.* ***digitata***, ***Globigerinoides ruber***, ***Globigerinoides elongatus***, ***Globigerinoides tenellus***, ***Globigerinoides gomitulus***, ***Globigerinoides trilobus*** *ve* ***Orbulina universa****'dır. Kıyıdan şelfin derin kesimine doğru türlerin sayılarında artış izlenmekte ve en derinde 200 fert sayısına ulaşılmaktadır. Tanımlanan planktonik foraminifer türleri Ege Denizi'nin kuzey kesiminde tanımlananlarla büyük benzerlik göstermektedir. Şelfin sığ kesimlerinden alınan örneklerde jüvenil formların hakim olduğu, derinlik arttıkça olgun fertlerin sayısal olarak çoğaldığı gözlenmiştir. Çalışılan alanda tanımlanan türlerin subtropikal kuşağın serin suları ve geçiş zonunda yaşayan türlerden olduğu saptanmıştır.*

DISTRIBUTION OF RECENT PLANKTONIC FORAMINIFERA ON THE SOUTHERN SHELF OF THE SEA OF MARMARA

ABSTRACT: *Totally 12 species of 3 planktonic foraminifera genera have been identified in 67 samples taken from the bottom sediments of the southern shelf of the Sea of Marmara. All they are of the Mediterranean type species. These species are Globigerina quinqueloba,* ***Globigerina bulloides***, ***Globigerina calida***, ***Globigerina praecalida***, ***Globigerina bermudezi***, ***Globigerina*** *cf.* ***digitata***, ***Globigerinoides ruber***, ***Globigerinoides elongatus***, ***Globigerinoides tenellus***, ***Globigerinoides gomitulus***, ***Globigerinoides trilobus*** *and* ***Orbulina universa****. Distribution patterns of the species show differences due to water depth. The number of the species ranges from 1 to 200 increasingly from the shoreline to the deeper parts of the shelf. It has been found that there is a great similarity between the planktonic foraminifera species identified in the*

northern part of the Aegean Sea and the ones in the southern shelf of the Sea of Marmara.

The number of the adult members increases with the deepening while the juvenile forms are dominant in the shallower parts. The identified species within the investigated area are the ones living in subtropical cool and transtional waters.

GİRİŞ

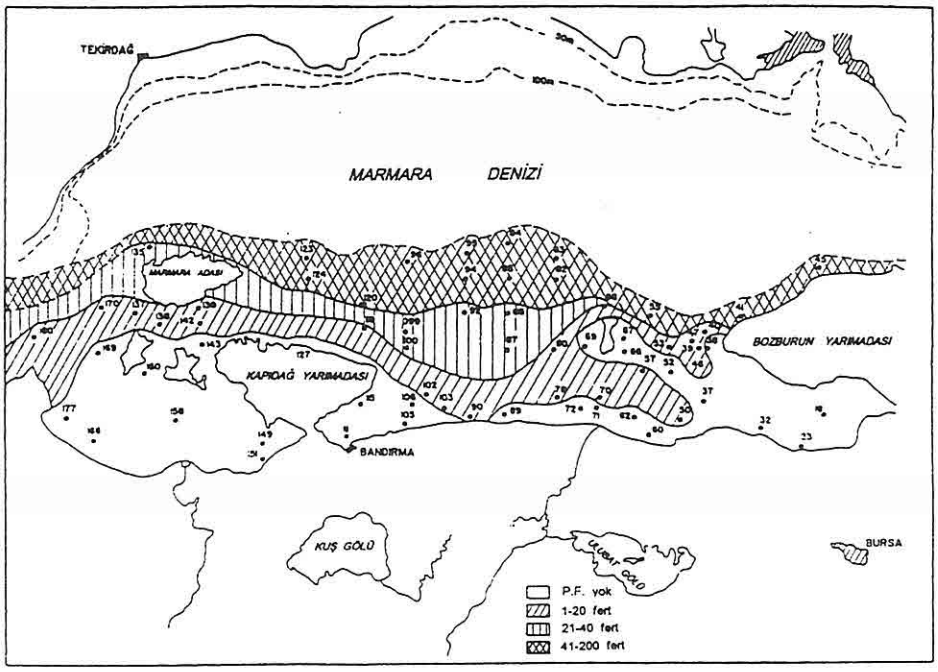
"Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Araştırma Programı"nın YDABÇAG 241/G kodlu "Marmara Denizi'nin Oluşumu: Tektonik ve Sedimantasyon Pojesi" kapsamında Marmara Denizi güney şelfinin güncel taban çökellerinde yapılan bu çalışmada 67 adet dip örneğindeki planktonik foraminiferler incelenmiş ve *Globigerina*, *Globigerinoides* ve *Orbulina* cinslerine ait 12 tür tanımlanmıştır.

Akdeniz'de güncel planktonik foraminiferlere yönelik çalışmalar son yıllarda büyük bir önem kazanmıştır. Marmara Denizi'nin dip çökellerinde saptanan türler Thunell (1978), Blechschmidt ve diğ. (1982), Cita ve diğ. (1982), Muerdter ve Kennett (1983/1984), Violanti ve diğ. (1987), Cimerman ve Langer (1991), Rasmussen (1991), Sprovieri (1992), Golovina ve diğ., (1994) ve Pujol ve Grazzini (1995) tarafından yapılan çalışmalarda Akdeniz'de de bulunmuştur.

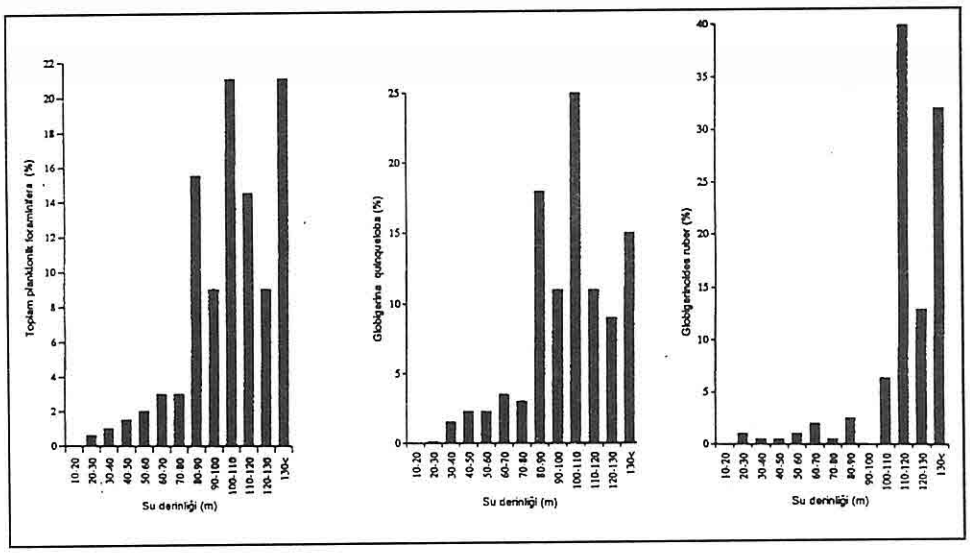
Araştırma gerecini 1995 yılı Temmuz ayında MTA Sismik-1 gemisinin Leg 957 etüdünde alınan örnekler oluşturmaktadır. Marmara Denizi'nin dip çamurlarından grab ile alınan bu yüzey örnekleri kurutularak her örneğin 50 gramlık bölümü 60, 120, 200 ve 250 numaralı eleklerden geçirilmiş, örneklerdeki planktonik foraminifer türleri tanımlandıktan sonra sayımları yapılmış ve fert sayısının 1-20, 21-40 ve 40'tan fazla olması esas alınarak dağılım haritası çizilmiştir (Şekil 1). Ayrıca toplam planktonik foraminiferlerin en bol bulunan ve en geniş dağılıma sahip iki türü olan *Globigerina quinqueloba* Natland ve *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny)'in her 10 metredeki dağılım yüzdeleri saptanmış (Çizelge 1) ve tanımlanan türlerin derinliğe göre dağılımları da belirlenmiştir (Çizelge 2).

1. DERİNLİĞE GÖRE DAĞILIM

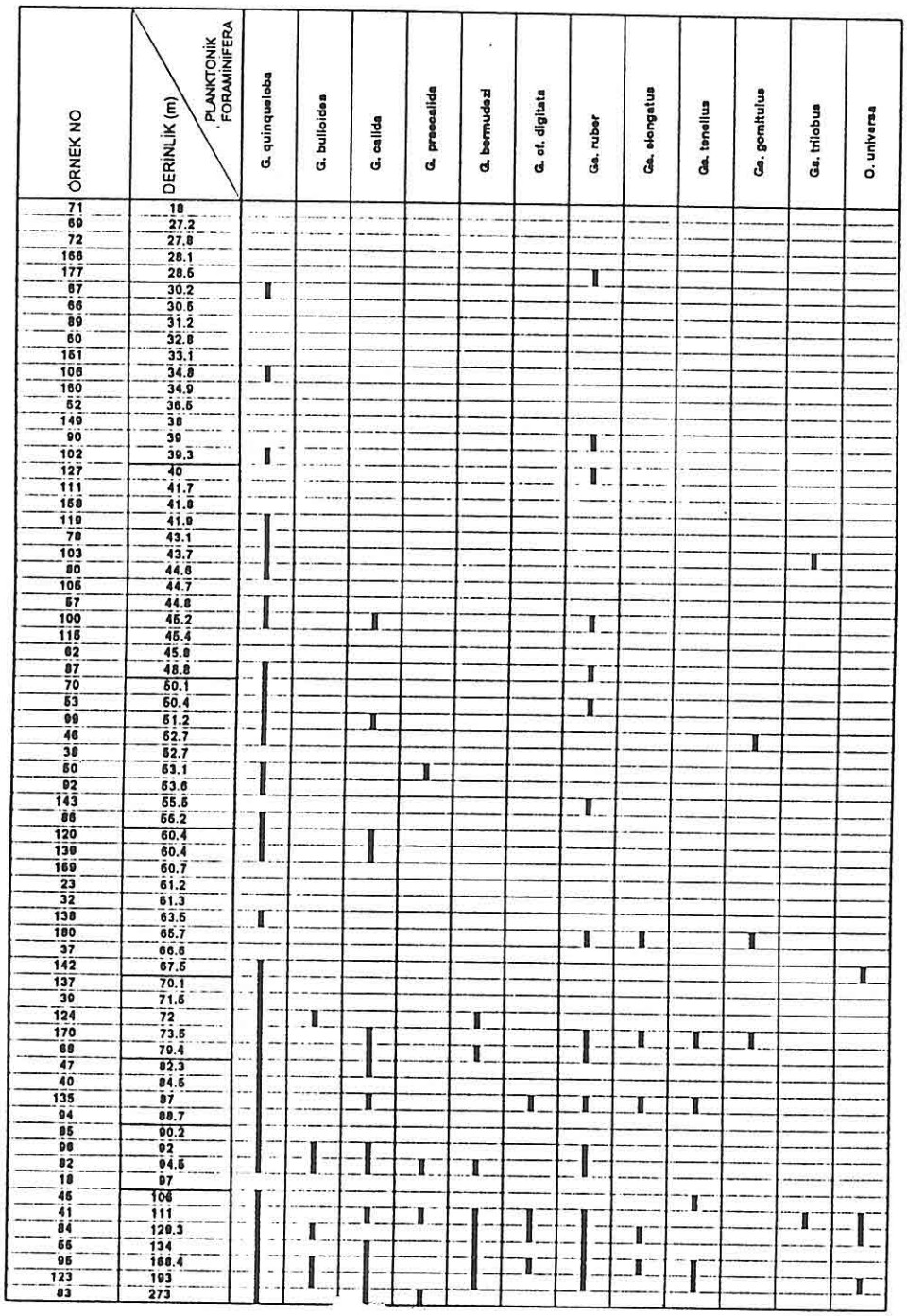
Planktonik foraminiferler denizel çökellerin önemli bileşenlerindendir ve inorganik depolanma hızının yavaş olduğu derin denizel alanlarda çökelin önemli bir yüzdesini oluştururlar. Öte yandan şelf sularının temel özelliği mevsimsel ısı katmanlarının içinde bulunması ve bu etkinin dibe kadar ulaşmasıdır. Ayrıca, bu bölgeler organik üretimin ve dip akıntılarının yoğun olduğu alanlardır (Phleger, 1960). Bu nedenlerle Marmara Denizi güneyinde Kapıdağ yarımadası'nın doğu ve batısı ile Bozburun yarımadası'nın güney ve güneybatısında, 0-30 m derinlikler arasındaki şelf alanından alınan örneklerde planktonik foraminifere rastlanılmamıştır. 30-40 metreler arasında 1-20 fert sayısı ile bir kuşak,



Şekil 1: Marmara Denizi güney şelefinde planktonik foraminiferlerin dağılımı.



Çizelge 1: Toplam planktonik foraminifera, *Globigerina quinqueloba* ve *Globigerinoides ruber*'in derinliğe göre dağılım yüzdeleri.



ÖRNEK NO	DERİNLİK (m)
71	18
69	27.2
72	27.8
166	28.1
177	28.6
87	30.2
66	30.6
89	31.2
60	32.8
151	33.1
106	34.8
160	34.9
52	36.6
140	38
90	39
102	39.3
127	40
111	41.7
168	41.8
119	41.9
78	43.1
103	43.7
80	44.6
105	44.7
67	44.8
100	45.2
118	45.4
62	45.8
87	48.8
70	50.1
53	50.4
99	51.2
46	52.7
38	52.7
50	53.1
92	53.6
143	55.5
86	56.2
120	60.4
130	60.4
169	60.7
23	61.2
32	61.3
138	63.5
180	65.7
37	66.6
142	67.5
137	70.1
39	71.5
124	72
170	73.5
68	79.4
47	82.3
40	84.5
135	87
94	88.7
85	90.2
98	92
82	94.5
18	97
45	106
41	111
84	120.3
56	134
95	168.4
123	193
93	273

Çizelge 2: Marmara Denizi'nde planktonik foraminiferlerin derinliğe göre dağılımı (G: *Globigerina*, Gs: *Globigerinoides*, O: *Orbulina*).

40-70 metreler arasında 21-40 fert içeren ikinci bir kuşak izlenir. Su derinliğinin 70 metreden daha derin olduğu alanlardaki örneklerde ise fert sayısı 200'e ulaşmaktadır (şekil 1). Bu kuşak aynı zamanda tür çeşitliliğinin de en bol olduğu alandır (Çizelge 2). 70 metreden daha sığ kesimde planktonik foraminiferlerin çoğunluğunu jüvenil *Globigerina quinqueloba* Natland oluşturmaktadır. Bu derinlikten itibaren tür ve fert sayısının hızla artmasının yanı sıra olgun formların egemenliği göze çarpar.

Marmara Denizi güney şelfine ait dip örneklerinde tanımlanan *Globigerina*, *Globigerinoides* ve *Orbulina* türleri genel olarak küresel localı, ince kavkılı ve dikenli türlerdir. Bunlar yüzeye yakın sularda yaşar ve öfotik zonun üst kısımlarını tercih eder. Suyun ilk 10 metrelik kolonunda *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny), *Globigerinoides trilobus* (Reuss) ve *Globigerina quinqueloba* Natland bol bulunur. 50 metreden daha derin su kolonunda ise *Globorotalia* ve bazı *Globigerina* türleri ile ya az dikenli ya da dikensiz olan türler yaşamlarını sürdürürler. Bu derinlikten itibaren kavkı kalınlığının da arttığı gözlenir (Bé ve Tolderlund, 1971).

Thunell (1978) tüm Akdeniz'i içeren çalışmasında *Globorotalia menardii* (Parker, Jones ve Brady), *Globorotalia tumida* (Brady), *Globorotalia hirsuta* (d'Orbigny), *Globorotalia crassaformis* (Galloway ve Wissler), *Sphaeroidinella dehiscens* (Parker ve Jones) ve *Candeina nitida* d'Orbigny'nın Kuzey Atlantik'te bol olarak bulunmasına karşın Akdeniz'de rastlanılmadığını belirtmektedir. Marmara Denizi'nde yapılan bu incelemede ise bu türlerle birlikte Thunell (1978)'ın Akdeniz'de saptadığı *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny), *Globorotalia inflata* (d'Orbigny), ile *Neogloboquadrina*, *Globigerinella* ve *Globigerinita* cinslerine ait türlere de rastlanılmamıştır. Ancak, Thunell (1978)'ın çalışmasında, adı geçen türlerin Kuzey Ege'de %1'den az oranlarda bulunduğu dikkat çekmektedir.

2. ILIMAN KUŞAĞI VE GEÇİŞ SULARINI KARAKTERİZE EDEN TÜRLER

Geniş coğrafik dağılıma sahip bazı planktonik foraminifer türlerinin temsil ettikleri iklim kuşakları eskiden beri yapılan çalışmalarla kesin olarak ortaya konmuştur (Bé, 1967, 1969; Bé ve Tolderlund,1971; Boltovskoy 1969). Marmara Denizi'nde saptanan *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *Globigerina quinqueloba* Natland, *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny), ve *Orbulina universa* d'Orbigny, iklim kuşaklarını belirleyen en önemli planktonik foraminifer türleridir. Son yıllarda yapılan çalışmalar ise planktonik foraminifer türlerinin mevsimsel ısı değişimlerine göre dağılımları üzerinde yoğunlaşmaktadır (Thunell, 1978; Pujol ve Grazzini,1995).

2.1. Globigerina quinqueloba NATLAND

Atlantik'te serin suların karakteristik türüdür. Geçiş sularında da yaygın olarak bulunur (Çizelge 3). *Globigerina bulloides* d'Orbigny, ile topluluk oluşturur. Atlantik'te %20, Akdeniz'de ise %1-10 arasında bir dağılım gösterir. 15ºC'den daha düşük ısıya sahip sularda maksimum bolluğa ulaşır (Thunell, 1978).

Marmara Denizi dip çökellerinde *Globigerina quinqueloba* Natland en bol bulunan türdür. 80 metre derinliğe kadar toplam planktonik foraminiferlerin %13'ünü oluştururken 80-90 metreler arasında bu değer %18'e ulaşır ve 100-110 metreler arasında %25 ile maksimum bolluğu verir (Çizelge 1). Şelfin sığ kesimlerinde jüvenil formlarına rastlanırken derin kesimlerde olgun formları egemen hale gelir.

2.2. Globigerina bulloides d'ORBIGNY

Atlantik Okyanusu'nun subpolar ve geçiş sularında %50'ye varan bolluklarıyla en baskın türdür (Çizelge 3). Doğu Akdeniz'in ılık sularında %5-20 iken, Ege Denizi'nde 13-16ºC su sıcaklığında %20-40 oranını verir (Thunell,1978). Isıya karşı en duyarlı planktonik foraminifer türlerinden olan *Globigerina bulloides* d'Orbigny'e Marmara Denizi'nde 72 metreden daha sığ derinliklerden alınan örneklerde rastlanılmamıştır. Daha derin kesimlerdeki göreli serin sularda toplam planktonik foraminiferlerin %2-3'ünü oluşturmaktadır.

Globigerina bulloides d'Orbigny' in soğuk su formları sıkı sarılımlı, kalın duvarlı ve küçük ağız açıklığına sahipken (Rögl ve Bolli, 1973), Marmara Denizi'nde saptanan formları geçiş

	POLAR	SUBPOLAR	GEÇİŞ	SUBTROPİKAL	TROPİKAL	SICAKLIK (c°)		SU DERİNLİĞİ (m)	
						Max-Min	Optimal	Max-Min	Optimal
Globigerina quinqueloba	—	—	—			1-21	1-5 11-18		
Globigerina bulloides		—	—	—		0-27	3-19	0-1000	250-1000
Globigerina calida			—	—	—	15-33			
Globigerinoides ruber				—	—	14-30	21-29	0-700	0-100
Orbulina universa			—	—	—	10-30	12-17 17-23	0-100	

Çizelge 3: Marmara Denizi'nde de bulunan bazı planktonik foraminifer türlerinin ekolojik dağılımları. (Bé, 1967, 1969; Bé ve Tolderlund, 1971; Boltovskoy, 1969'e göre: Rögl ve Bolli, 1973'ten).

sularını karakterize eden, ince kavkılı, gevşek sarılımlı, geniş ağız açıklığı olan, oldukça iri tiplerdir.

2.3. Globigerinoides ruber (d'ORBIGNY)

Atlantik'te % 50 ile oldukça bol ve geniş dağılıma sahip olan bu ılık su formu (Çizelge 3), Doğu Akdeniz'de de %40 bolluğa sahiptir. 21-26°C arasında maksimuma ulaşır (Thunell, 1978). Dağılımını sıcaklığın yanında tuzluluk da kontrol eder. Bol olarak ‰36'nın üstünde veya ‰34.5'un altında tuzluluğa sahip sularda bulunur (Rögl ve Bolli, 1973). Marmara Denizi'nde 110 metre derinliğe kadar %1-7 arasında değişen bolluğa sahipken 110-120 metreler arasında toplam planktonik foraminiferlerin %40'ını oluşturarak maksimum bolluğa ulaşır (Çizelge 1).

2.4 . Orbulina universa d'ORBIGNY

Okyanusların subtropikal ve geçiş sularında yaygın olarak bulunan türe tropikal sularda da rastlanır (Çizelge 3). Genellikle 13-19°C ısıya sahip yüzey sularını tercih eder (Pujol ve Grazzini, 1995). *Orbulina universa* d'Orbigny'nın soğuk sulardaki boyutu, ılıman sulardaki boyutunun 1/4 veya 1/3'ü kadardır. Ayrıca soğuk sularda kavkı kalınlığı fazla olup porları hemen hemen kapanmıştır (Rögl ve Bolli, 1973).

Marmara Denizi'nde, ılıman kuşağı temsil eden oldukça iri boyutlu ve ince kavkılı *Orbulina universa* d'Orbigny türü az sayıda saptanmıştır.

Globigerina calida Parker, *Globigerina digitata* (Rhumbler), *Globigerinoides tenellus* Parker ılıman sularda (Akdeniz'de 23-26°C) yaşayan planktonik foraminiferlerdir (Thunell, 1978).

Globigerina bermudezi Seiglie soğuk suları karakterize eder (Rögl ve Bolli, 1973). Marmara Denizi'nde *Globigerina bulloides* d'Orbigny, ile birlikte 72 m derinlikten itibaren görülmeye başlar.

SONUÇ

Marmara Denizi güney şelfinin güncel dip çökellerinde bu çalışmada saptanan planktonik foraminifer türlerinin, Ege Denizi kuzeyinde bulunan planktonik foraminifer türlerine (Thunell, 1978) büyük benzerlik gösterdiği belirlenmiştir. Bu durum Ege Denizi sularının Çanakkale Boğazı yoluyla Marmara Denizi'nin güney kesimini etkisi altına aldığını ortaya koymaktadır.

Tanımlanan türler çalışılan alanın geçiş zonu içinde bulunduğunun açık bir göstergesidir.

Tür ve fert sayısının dağılım yüzdeleri kıyıdan şelfin derin kesimine doğru belirgin bir şekilde artmaktadır.

Globigerina quinqueloba Natland türü 100-110 metre su derinliğine sahip alanlarda toplam planktonik foraminiferlerin % 25'ini oluşturan en bol tür olarak tanımlanmıştır.

Globigerinoides ruber (d'Orbigny) 110-120 metre derinlikler arasında maksimum bolluğa ulaşarak tüm planktonik foraminiferlerin %40'ını oluşturmaktadır.

Isıya en duyarlı planktonik

LEVHA 1

Şekil 1- *Globigerina bermudezi* Seiglie
Spiral görünüm. Örnek no: 55, 134 m.

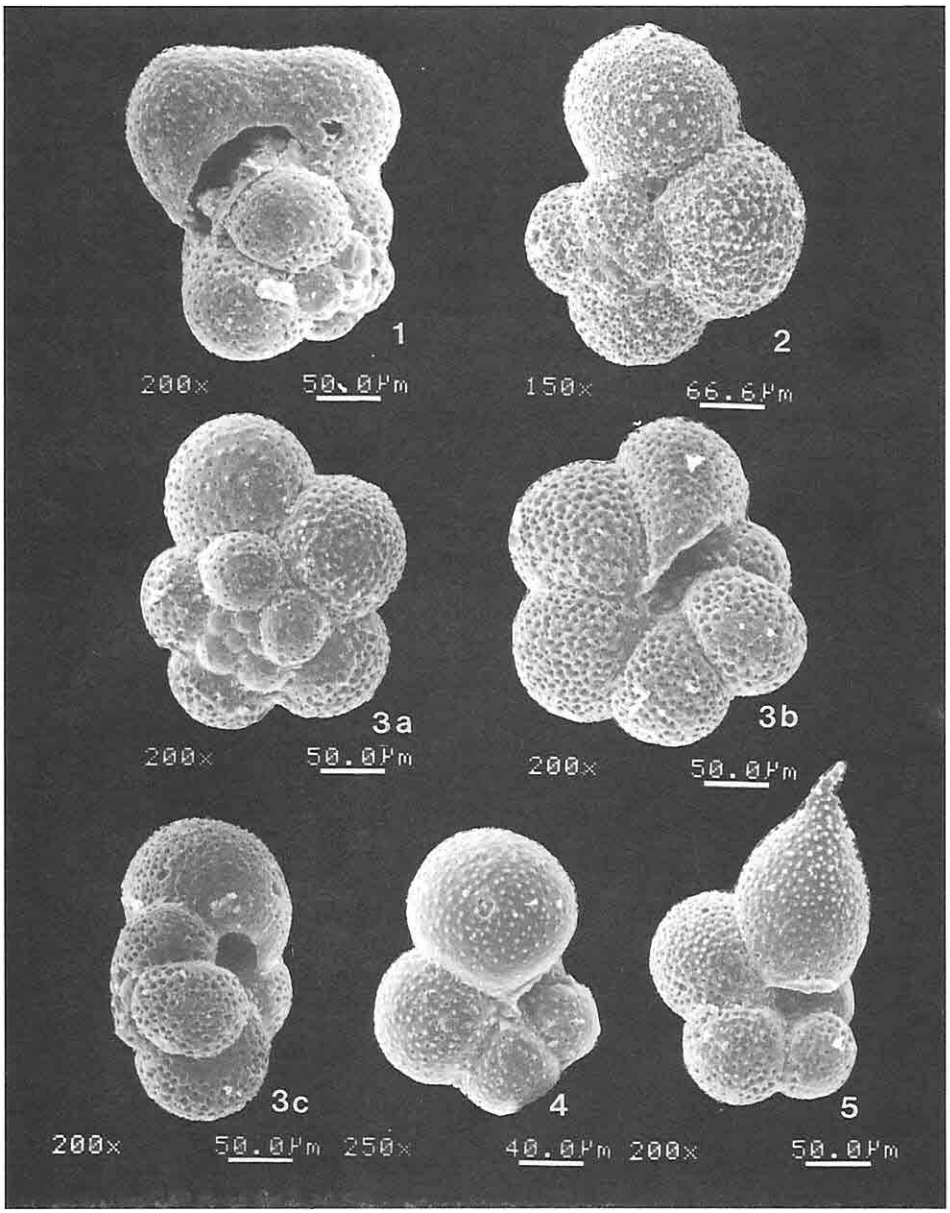
Şekil 2- *Globigerina bulloides* d'Orbigny
Spiral görünüm. Örnek no: 123, 193 m.

Şekil 3- *Globigerina quinqueloba* Natland
a) Spiral görünüm, b) Ombilikal görünüm, c) Yan görünüm.
Örnek no: 82, 94.5 m.

Şekil 4- *Globigerina praecalida* Blow
Ombilikal görünüm. Örnek no: 82, 94.5 m.

Şekil 5- *Globigerina* cf. *digitata* (Rhumbler)
Ombilikal görünüm. Örnek no: 135, 87 m.

LEVHA 1


1
200× 50.0µm
2
150× 66.6µm
3a
200× 50.0µm
3b
200× 50.0µm
3c
200× 50.0µm
4
250× 40.0µm
5
200× 50.0µm

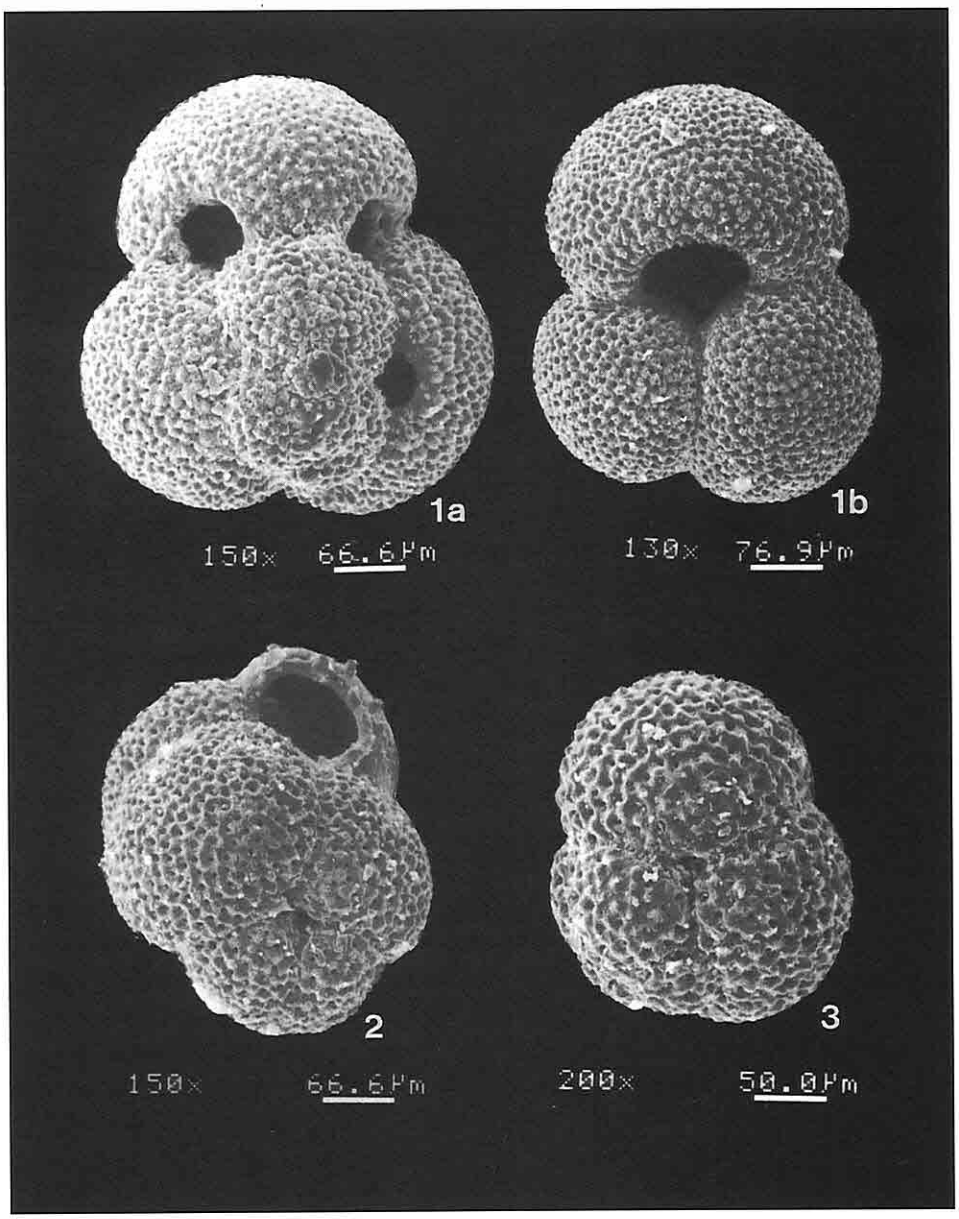
LEVHA 2

Şekil 1- *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny)
a) Spiral görünüm, b) Ombilikal görünüm.
Örnek no: 95, 168.4 m.

Şekil 2- *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny)
Ombilikal görünüm. Örnek no: 95, 168.4 m.

Şekil 3- *Globigerinoides gomitulus* (Seguenza)
Spiral görünüm, Örnek no: 180, 65.7 m.

LEVHA 2



foraminifer türlerinden biri olan *Globigerina bulloides* d'Orbigny soğuk su formu olması nedeniyle su derinliğinin 70 metreden daha fazla olduğu kesimlerde bulunabilmiştir. Benzer şekilde diğer bir soğuk su formu olan *Globigerina bermudezi* Seiglie'ye de şelfin derin kesimlerinde *Globigerina bulloides* d'Orbigny ile birlikte rastlanılmıştır.

KAYNAKLAR

Bé, A.W.H.,1967, Foraminifera. Families: Globigerinidae and Globorotaliidae.Fichesd'ident.Zooplanct on, Charlottenlund Slot, Danemark, Sheet 108.

Bé, A.W.H., 1969, Planktonic foraminifera. Antarctic Map Folio Ser. Geogr. Soc., 11, 9.

Bé, A.W.H. and Tolderlund, D. S., 1971, Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian oceans. Funnel, B. M. and Riedel, W. R. (eds.), In: Micropaleontology of Oceans, London (Cambridge Univ. Press), pp. 105-109.

Blechschmidt, G., Cita, M. B., Mazzei, R. and Salvatorini, G., 1982, Stratigraphy of the western Mediterranean and southern Calabrian ridges, Eastern Mediterranean, Marine Micropaleontology, 7, pp. 101 -134.

Boltovskoy, E., 1969, Living planktonic foraminifera at the 90° E meridian from the equator to the Antarctic. Micropaleontology 15, 237p.

Cimerman, F. and Langer, M. R., 1991, Mediterranean foraminifera, Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti, Ljubljana, 118 p.

Cita, M. B., Broglia, C., Malinverno, A., Spezzibottiani, G.,Tomadin, L. and Violanti, D., 1982, Late Quaternary pelagic sedimentation on the southern Calabrian ridge and western Mediterranean ridge, Eastern Mediterranean, Marine Micropaleontology 7, pp.135-162.

Golovina, L. A., Kourenkova, V. G. and Krasheninnikov, V. A., 1994, Planktonic foraminifera and nannoplankton of the Late Quaternary sediments of the Eastern Mediterranean (Levantine Sea) and position of the sapropel horizons.

Krasheninnikov, V. A. and Hall, J. K. (eds.), In: Geological structure of the North-Eastern Mediterranean, pp. 163 -184.

Muerdter, D. and Kennett, J. P., 1983/1984, Late Quaternary planktonic foraminiferal biostratigraphy, Strait of Sicily, Mediterranean Sea, Marine Micropaleontology 8, pp.339-359.

Phleger, F. B.,1960, Ecology and distribution of recent foraminifera, The Johns Hopkins Press,Baltimore, 297 p.

Pujol, C. and Grazzini, C. V., 1995, Distribution patterns of live planktic foraminifers as related to regional hydrography and productive sıstems of the Mediterranean sea, Marine Micropaleontology 25, pp.187-217.

Rasmussen, T. L., 1991, Benthonic and planktonic foraminifera in relation to the Early Holocene stagnation in the Ionian Basin, Central Mediterranean, Boreas, 20, pp. 357-376.

Rögl, F. and Bolli, H. M., 1973, Holocene to Pleistocene planktonic foraminifera of Leg 15. Site 147 (Cariaco Basin (trench), Caribbean Sea) and their climatic interpretation, Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj., 15, pp.553-615.

Sprovieri, R., 1992, Mediterranean Pliocene biochronology: an high resolution record based on quantitative planktonic foraminifera distribution, Riv. It. Paleont. Strat.,98, pp.61- 100.

Thunell, R. C., 1978, Distribution of recent planktonic foraminifera in surface sediments of the Mediterranean Sea, Marine Micropaleontology 3, pp.147-173

Violanti, D., Parisi, E. and Erba, E.,1987, Fluttuazioni climatiche durante il Quaternario nel mar Tirreno, Mediterraneo occidentale (Caroto PC-19 Ban 80) , Riv. It. Paleont. Strat., 92, pp.515-570.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1997 SAYI 30 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

GÖKÇEADA-BOZCAADA-ÇANAKKALE BÖLGESİNİN GEÇ KUVATERNER (HOLOSEN) MOLLUSK FAUNASI

Uğraş Işık
T.P.A.O. Arş Mer., Mustafa Kemal Mah. 2. Cad. No:86 ,06520 Esentepe/ANKARA
Güler Taner
A Üniv. Fen Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06100- Tandoğan/Ankara

ÖZET: *Gökçeada-Bozcaada-Çanakkale arasındaki sedimanların yüzeyinden alınan örneklerde yapılan ön çalışmada, mollusk faunasına ait örneklerin bol miktarda olduğu görülmüştür. Çalışılan Gastrapoda ve Pelecypoda'lardan; faunanın Akdeniz, Karadeniz ve Atlantik okyanusuna ait karekteristik türlerden oluşturulduğu görülmüştür.*

Zengin faunanın tür düzeyinde coğrafik yayılımı incelendiğinde büyük bir çoğunluğunun Akdeniz provensine ait olduğu, Diodora gracea (Linné), Bolma rugosa (Linné), Nuculana pella (Linné) gibi örneklerin Atlantik'te de görüldüğü saptanmıştır. Pelecypodalardan Nucula nucleus (Linné), Striarca lactea Linné, Modiolula phaseolina (Philippi), Gastropodalardan Diodora grecea (Linné), Gibbula albida (Gmelin) gibi Akdeniz Bölgesi'ne ait örnekler Karadeniz Bölgesi'nde de görülmektedir.

Faunanın tümü denizel ortamda yaşayan örneklerden oluşmakta ve stratigrafik yayılımları bütün örneklerin Holosen yaşlı olduğu sonucunu vermektedir. Faunanın ekolojik özelliklerine bakıdığında büyük çoğunluğunun 10-45 m derinlikte, litoral bölgede ve kumlu ortamda yaşayan Pecten opercularis (Linné), Bolma rugosa (Linné) gibi formlar olduğu anlaşılmaktadır. Örneklerin alındığı istasyonlara göre dağılımları kontrol edildiğinde, daha çok Çanakkale Boğazı'nın Ege'ye açıldığı bölgede toplandıkları görülmektedir.

LATE QUATERNARY MOLLUSK FAUNA IN GÖKÇEADA - BOZCAADA - ÇANAKKALE REGION

ABSTRACT:*Preliminary investigations on surficial sediment from the Gökçeada-Bozcaada-Çanakkale triangle revealed the presence of high abundances of the various fauna species. The Gastropoda and Pelecypoda studied of showed that the fauna contained the characteristic species from the Mediterranean Sea, Black Sea and Atlantic Ocean.*

Geographic extensions of faunal-rich samples investigated belong dominantly to the Mediterranean Sea which are also known in part from the Atlantic regions. e.g., Diodora gracea (Linné), Bolma rugosa (Linné), Nuculana pella (Linné). Part of the fauna belonging to Mediterranean Sea was found in the Black Sea regions, e.g Nucula

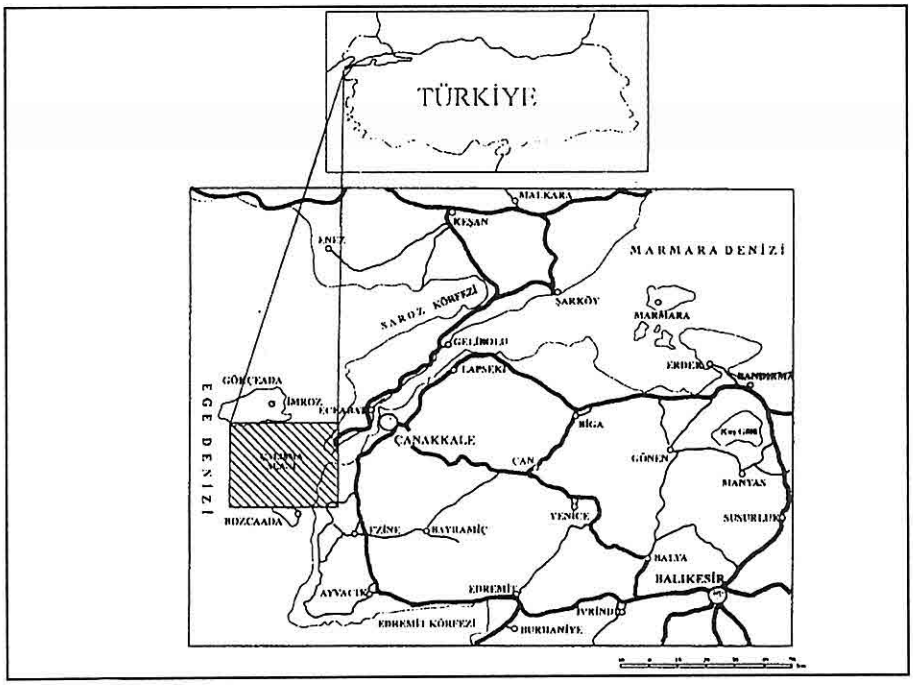
nucleus (Linné), Striarca lactea Linné, Modiolula phaseolina (Philippi) of pelecypod, Diodora grecea (Linné), Gibbula albida (Gmelin) of gastropod. All of fauna have marine forms and stratigraphic extension of the fauna investigated were of Holocene age. Ecological characteristics of the fauna indicate that they lived in sandy environments of littoral zone, at 10-45 m water depths. e.g. Pecten opercularis (Linné), Bolma rugosa (Linné). Distribution of the number of the mollusc species in the localities were also investigated and in most of them were found at the Aegean Sea-Çanakkale Strait approach.

I. VERİLER

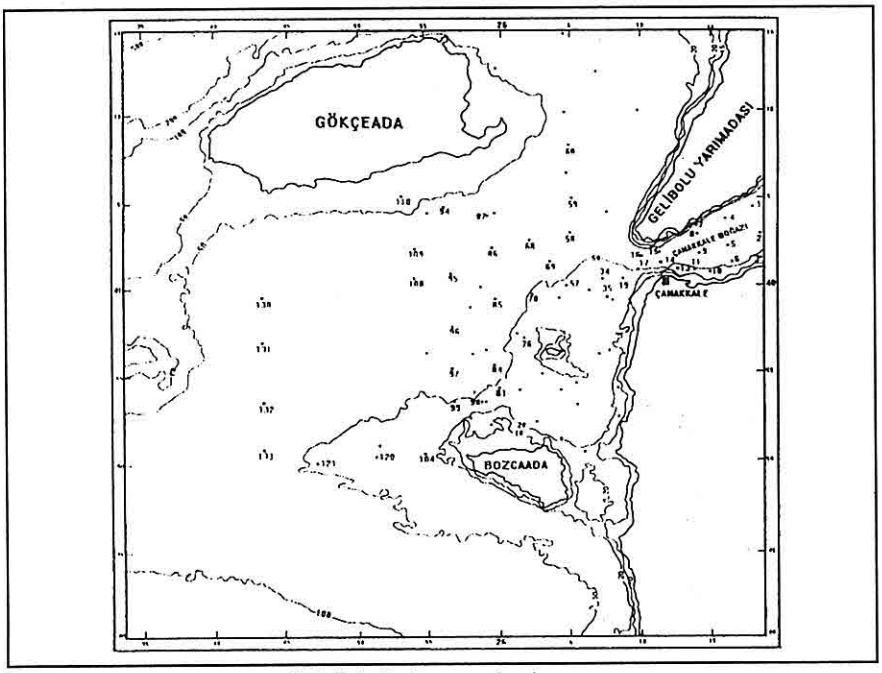
Bu çalışma TÜBİTAK Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Araştırma Programı kapsamındaki YDABÇAG-156, "KD Ege Denizinin Gökçeada - Bozcaada-Çanakkale üçgeninde kalan kıta sahanlığındaki Geç Kuvaterner tortullarının ve deniztabanı mikrotopografyasının araştırılması" adlı projenin paleontoloji çalışmalarının bir bölümü olarak yürütülmüştür.

İnceleme alanı, Gökçeada – Bozcaada - Çanakkale arasında kalan bölge (şekil 1) olup, alınan 47 dip çökel örneği incelenmiştir (Şekil 2). Makropaleontolojik incelemeler sonucunda Mollusk faunasının Gastropoda, Pelecypoda ve Scaphopoda sınıflarına ait birçok cins ve tür tanımlaması yapılmıştır.

Gastropoda sınıfının Archaeogastropoda ordosundan; *Scissurella costata* d'Orbigny, *Diodora gracea* (Linné), *Emarginula rosea* Bell, *Acmaea virginea* (O.F. Müller), *Calliostoma dubium* (Philippi), *C. granulatum* (Born), *Clanculus corallinus* (Gmelin), *Gibbula albida* (Gmelin), *G. fanulum* (Gmelin), *G. guttadauroi* (Philippi), *G. magus* (Linné), *Jujubinus exasperatus* (Pennant), *J. montagui* (Wood), *J. striatus* (Linné), *Bolma rugosa* (Linné), *Tricolia pullus* (Linné), *T. tenuis* (Michaud), *Theodoxus* sp.; Mesogastropoda ordosundan; *Alvania beani* (Thorpe), *A. geryonia* (Chiereghini in Nardo), *A. punctura* (Montagu), *A. testae* (Aradas & Maggiore), *Rissoa ventricosa* Desmarest, R. *violacea* Desmarest, *Rissoina bruguierei* (Payraudeau), *Turritella communis* Risso, *T. turbona* Monterosato, *Bittium jadertinum* (Brusina), *B. latreilli* (Payraudeau), *Cerithium vulgatum* (Bruguiére), *Calyptraea chinensis* (Linné), *Aporrhais pespelecani* (Linné), *Natica rizzae* (Philippi), *Tectonatica* sp., *Erato voluta* (Montagu), Neogastropoda ordosundan; *Ocinebrina aciculata* (Lamarck), *Mitrella scripta* (Linné), *Heliacus fallaciosus* (Tiberi), *Eulima bilineata* Alder; Bullomorpha ordosundan; *Crenilabrium exilis* (Forbes in Jeffreys), *Retusa* sp., *Ringicula coniformis* Monterosato, *Haminoea hydatis* (Linné), *Cylichna cylindracea* (Pennant), *Roxania untriculus* (Brocchi) ve Pyramidellomorpha ordosundan; *Odostomia acuta* Jeffreys, *Turbonilla acutissima* Monterosato ile *T. rufa*



Şekil 1: Yer bulduru haritası



Şekil 2: Lokasyon haritası

(Philippi) cins ve türleri tanımlanmıştır.

Pelecypoda sinifinin Nuculoida ordosundan; *Nucula nucleus* (Linné), *N. sulcata* Bronn, *Nuculana commutata* (Philippi), *N. pella* (Linné); Arcoida ordosundan; *Anadara diluvii* (Lamarck), *Arca tetragona* (Poli), *Striarca lactea* Linné; Mytiloida ordosundan; *Modiolula phaseolina* (Philippi), Pterioida ordosundan; *Pteria hirundo* (Linné), *Palliolum incomparabile* Risso, *Peplum clavatum* (Poli), *Karnekampia bruei* (Payraudeau), *Chlamys glabra* (Linné), *C. hyalina* (Poli), *Aequipecten opercularis* (Linné), *Similipecten similis* (Laskey), *Monia patelliformis* (Linné), *Limaria loscombii* (Sowerby); Veneroida ordosundan; *Myrtea spinifera* (Montagu), *Lucinoma borealis* (Linné), *Diplodonta rotundata* (Montagu), *Glans aculeata* (Poli), *Gonilia calliglypta* (Dall), *Parvicardium exiguum* (Gmelin), *P. scabrum* (Philippi), *Arcopagia balaustina* (Linné), *Tellina donacina* Linné, *T. nitida* Poli, *T. pulchella* Lamarck, *T. serrata* Brocchi, *Gari costulata* (Turton), *Abra renierii* (Bronn), *Clausinella brongniartii* (Payraudeau), *Gouldia minima* (Montagu), *Pitar rudis* (Poli), *Timoclea ovata* (Pennant), *Corbula gibba* (Olivi), *Hiatella arctica* (Linné); Pholadomyoida ordosundan; *Cardiomya costellata* (Deshayes), *Cuspidaria cuspidata* (Olivi), *C. rostrata* (Spengler) türleri tayin edilmiştir (Levha I).

Scaphopoda sınıfına ait tek bir tür örneğimiz olup, Dentaliidae familyasına ait *Dentalium inaequicostatum* Dautzenberg örneğidir. (Tanımlamalar için Aartsen, 1981, 82, 87; Aartsen vd. 1984; Bouchet, 1982; Bogi vd., 1982, 83; Cianfanelli vd., 1987; Fasulo vd., 1982; Fretter vd., 1982; Linden vd., 1990; Melone vd., 1982; Poppe vd., 1991, 93; Talavera vd., 1987; Verduin, 1982; Voskuil vd., 1989; Wagner, 1991 kullanılmıştır).

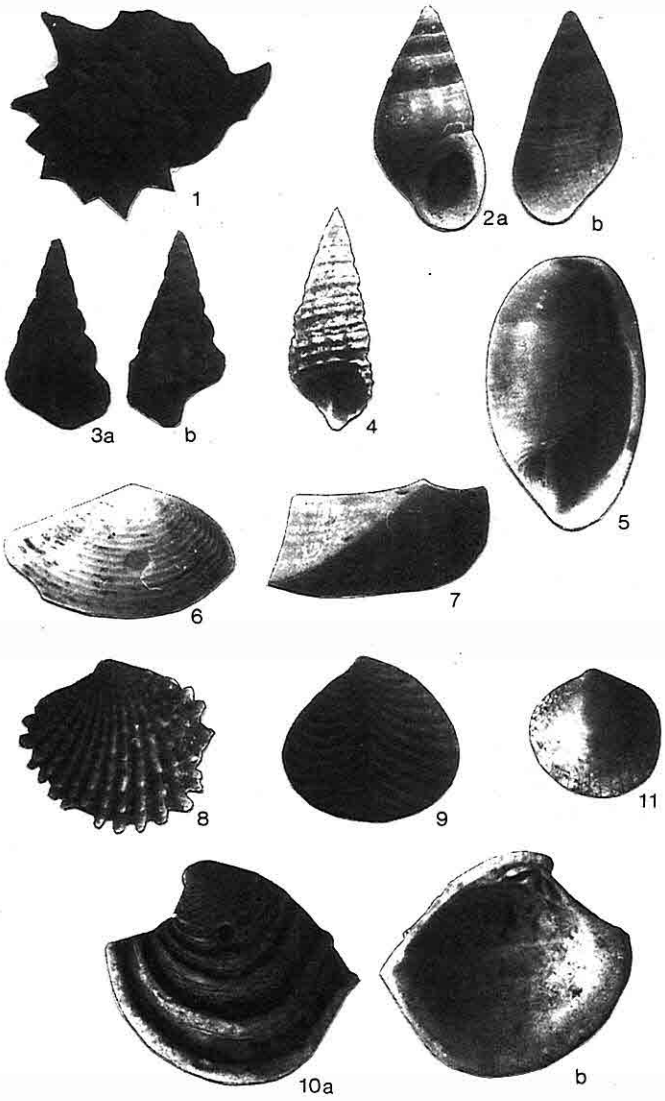
II. SONUÇLAR

Zengin faunanın tür düzeyinde coğrafik yayılımı incelenmiş, türlerin Akdeniz provensi, Atlantik Okyanusu ve Karadeniz bölgelerine ait olduğu saptanmıştır. Örneklerin tamamı Akdeniz yaşamasına rağmen büyük bir kısmı da *Diodora gracea* (Linné), *Bolma rugosa* (Linné), *Nuculana pella* (Linné) gibi esasen Atlantik Okyanusu kökenlidir. Bunun yanında, Pelecypodalardan *Nucula nucleus* (Linné), *Striarca lactea* Linné, *Modiolula phaseolina* (Philippi), Gastropodalardan *Diodora grecea* (Linné), *Gibbula albida* (Gmelin) gibi Akdeniz'e ait olup, aynı zamanda çok az miktarda Karadeniz Bölgesinde de görülen türler de bulunmaktadır (Tablo 1,2).

Gastropoda ve Pelecypoda sınıflarına ait tür ve cinslerin coğrafik yayılımları karşılaştırıldığında, Gastropodalara nazaran Pelecypoda örneklerinin daha fazlasının Atlantik Okyanusunda bulunduğu görülmüştür. *Peplum clavatum* (Poli), *Glans aculeata* Poli, *Gonilia calliglyta* (Dall) gibi.

Faunanın tamamının denizel olmasına rağmen, 96 nolu lokasyonda bir tatlı su formu olan *Theodoxus* sp. cinsi tayin

LEVHA 1



GASTROPODA (Cins ve türler)	AKDENİZ	KARA DENİZ	ATLANTİK
Scissurella costata d'Orbigny, 1824	*		
Diodora gracea (Linné, 1758)	*	*	*
Emerginula rosea Bell, 1824	*		*
Acmaea virginea (O.F. Müller, 1776)	*		*
Calliostoma dubium (Philippi, 1844)	*		
Calliostoma granulatum (Born, 1778)	*		*
Clanculus corallinus (Gmelin, 1791)	*		
Gibbula albida (Gmelin, 1791)	*	*	
Gibbula fanulum (Gmelin, 1791)	*		
Gibbula guttadauroi (Philippi, 1836)	*		
Gibbula magus (Linné, 1767)	*		*
Jujubinus exasperatus (Pennant, 1777)	*		*
Jujubinus montagui (Wood, 1828)	*		
Jujubinus striatus (Linné, 1767)	*		*
Bolma rugosa (Linné,1767)	*		*
Tricolia pullus (Linné, 1758)	*		*
Tricolia tenuis (Michaud, 1828)	*		
Alvania beani (Thorpe, 1844)	*		*
Alvania geryonia (Chiereghini in Nardo, 1847)	*		
Alvania punctura (Montagu, 1803)	*		*
Alvania testae (Aradas and Maggiore, 1843)	*		
Rissoa ventricosa Desmarest, 1814	*		
Rissoa violacea Desmarest, 1814	*		
Rissoina bruguierei (Payraudeau, 1826)	*		*
Turritella communis Risso, 1826	*		*
Turitella turbona Monterosato, 1877	*		
Bittium jadertinum (Brusina, 1865)	*		*
Bittium latreilli (Payraudeau, 1826)	*		*
Cerithium vulgatum (Bruguiére, 1792)	*		
Calyptraea chinensis (Linné, 1758)	*	*	*
Aporrhais pespelecani (Linné, 1758)	*		*
Natica rizzae (Philippi, 1844)	*		
Tectonatica sp.	*		
Erato voluta (Montagu, 1803)	*		*
Ocinebrina aciculata (Lamarck, 1822)	*		*
Mitrella scripta (Linné, 1758)	*		*
Fusinus pulchellus (Philippi, 1846)	*		
Granulina clandestina (Brocchi, 1814)	*		
Vexillum ebenus (Lamarck, 1811)	*		
Comarmondia gracilis (Montagu, 1803)	*		*
Mangelia attenuata (Montagu, 1803)	*		*
Mangelia costata (Donovan, 1804)	*		*
Mangelia smithii (Forbes, 1844)	*		
Mitrolumna olivoidea (Cantraine, 1835)	*		
Raphitoma sp.	*		
Teretia teres (Reeve, 1844)	*		*
Monopharus perversus (Linné, 1758)	*		*
Monupharus sp.	*		
Epitonium aculeatum (Allan, 1818)	*		
Heliacus fallaciosus (Tiberi, 1872)	*		*
Eulima bilineata Alder, 1848	*		*
Crenilabrium exilis (Forbes in Jeffreys, 1870)	*		*
Retusa sp.	*		
Ringicula coniformis Monterosato, 1877	*		
Haminoea hydatis (Linné, 1758)	*		*
Cylichna cylindracea (Pennant, 1777)	*		*
Roxania utriculus (Brocchi, 1814)	*		*
Odostomia acuta Jeffreys, 1867	*	*	
Turbonilla acutissima Monterosato, 1884	*		
Turbonilla rufa (Philippi, 1836)	*		*

Tablo 1: Holosen yaşlı Gastropodaların coğrafik yayılımı

PELECYPODA (Cins ve türler)	AKDENİZ	KARA DENİZ	ATLANTİK
Nucula nucleus (Linné, 1758)	*	*	*
Nucula sulcata Bronn, 1831	*		*
Nuculana commutata (Philippi, 1844)	*		*
Nuculana pella (Linné, 1767)	*		*
Anadara diluvii (Lamarck, 1805)	*		
Arca tetragona Poli, 1795	*		*
Striarca lactea (Linné, 1758)	*	*	*
Modiolula phaseolina (Philippi, 1844)	*	*	*
Pteria hirundo (Linné, 1758)	*		*
Palliolum imcomparabile (Risso, 1826)	*		*
Peplum clavatum (Poli, 1795)	*		*
Karnekampia bruei (Payraudeau, 1826)	*		*
Chlamys glabra (Linné, 1758)	*		*
Chlamys hyalina (Poli, 1758)	*		
Aequipecten opercularis (Linné, 1758)	*		*
Similipecten similis (Laskey, 1811)	*		*
Monia patelliformis (Linné, 1761)	*		*
Limaria loscombii (Sowerby, 1820)	*		*
Myrtea spinifera (Montagu, 1803)	*		*
Lucinoma borealis (Linné, 1767)	*		*
Diplodonta rotundata (Montagu, 1803)	*		*
Glans aculeata (Poli, 1795)	*		*
Gonilia calliglypta (Dall, 1903)	*		*
Parvicardium exiguum (Gmelin, 1791)	*	*	*
Parvicardium scabrum (Philippi, 1844)	*	*	
Arcopagia balaustina (Linné, 1758)	*		*
Tellina donacina Linné, 1758	*	*	*
Tellina nitida Poli, 1791	*		*
Tellina pulchella Lamarck, 1818	*		
Tellina serrata Brocchi, 1814	*		*
Gari costulata (Turton, 1822)	*		*
Abra renierii (Bronn, 1831)	*		
Clausinella brongniartii (Payraudeau, 1826)	*		
Gouldia minima (Montagu, 1803)	*	*	*
Pitar rudis (Poli, 1795)	*		*
Timoclea ovata (Pennant, 1777)	*	*	*
Corbula gibba (Olivi, 1792)	*	*	*
Hiatella arctica (Linné, 1767)	*		*
Cardiomya costellata (Deshayes, 1835)	*		*
Cuspidaria cuspitata (Olivi, 1792)	*		*
Cuspidaria rostrata (Spengler, 1793)	*		*
SCAPHOPODA			
Dentalium mutabile inaequicostatum Dautzenberg, 1891	*		*

Tablo 2: Holosen yaşlı Pelecypodaların coğrafik yayılımı.

edilmiştir. Örneğin oldukça küçük olması ve çok kötü gelişmesi denizel ortam koşullarına uyamamasından kaynaklanmaktadır.

Faunanın bütün formları günceldir, ancak, *Rissoa violecea* Desmarest, *Modiolula phaseolina* (Philippi) gibi birçok cins, Pliyosen'den itibaren görülmektedir.

Faunanın büyük çoğunluğunun sığ sularda ve kumlu ortamda yaşamayı tercih eden formlardan oluştuğu görülür. En tipik örnekler *Pecten opercularis* (Linné), *Nuculana commutata* (Philippi), *Jujubinus montagui* (Wood), *Bolma rugosa* (Linné)'dır. Ancak bazı tipik derin deniz örnekleri olan *Alvania testea* (Aradas & Maggiore), *Ringicula coniformis* Monterosato, *Teretia teres* (Reeve), *Nucula sulcata* Bronn, *Cardiomya costellata* (Deshayes) gibi örnekleri 70 m den daha derin olan 9, 15, 58, 68, 96, 109, 130, 131, 132, 133 nolu lokasyonlarda bulunmuştur.

Biyofasiyes haritalarında (şekil 3,4) da görüldüğü gibi fauna yoğun olarak Çanakkale Boğazı'nın Ege Denizi'e açıldığı yerler olan 13, 17, 19, 34, 35, 57, 69 lokasyon numaralarında görülmektedir. Bu bölgede derinlik 25-45 m arasında değişmekte olup, dip çökelde kaba taneli malzeme ve kum oldukça bol miktardadır. Çanakkale Boğazı'nın Ege Denizi'ne yakın kısımları ise faunanın oldukça az görüldüğü yerlerden olup, 45-80 m arasında değişen derinlikte killi dip çökeli yaygındır. Faunanın az olması çökel ortamının bileşimi ve akıntının fazla olmasından kaynaklanmaktadır. Bu bölgede, genellikle çamurda ve derinde yaşamayı tercih eden *Turritella communis* (Risso) bol miktarda bulunmaktadır.

Toplam mollusk türlerinin derinlik ile değişim grafiğinde (şekil 5) görüldüğü gibi, fauna yoğun olarak 50 m derinliğe kadar olan lokasyonlarda bol miktarda bulunurken, derinlik artışına bağlı olarak azalmaktadır. Gastropoda ve Pelecypodanın birbirlerine göre bolluk oranları ile ilgili grafikte (şekil 6) ise, Gastropodanın yoğun olduğu yerlerde Pelecypodanın daha az, Pelecypodanın yoğun olduğu yerlerde Gastropodanın daha az olduğu gözlenmektedir. Bunun sebebinin biz bu iki grubun birbirini yiyerek beslenmesine bağlıyoruz.

III. KAYNAKLAR

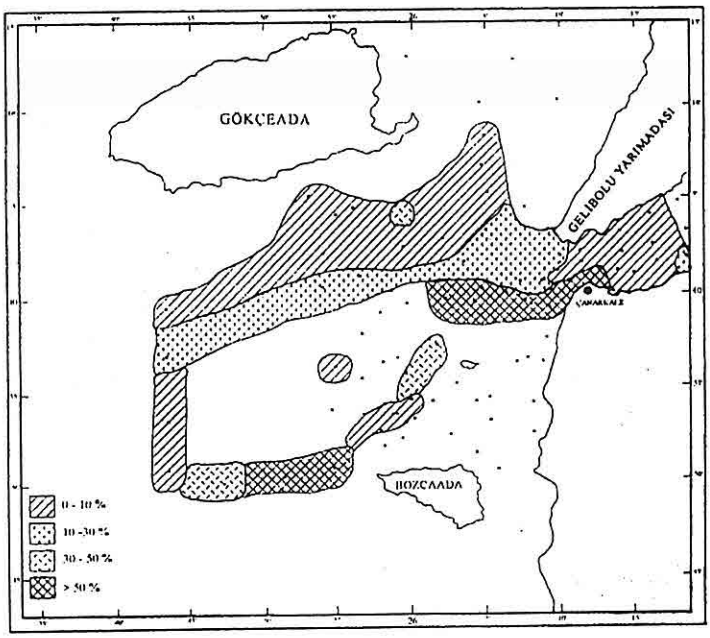
Aartsen, J.J. van, 1981; European Pyramidellidae: II. Turbonilla. - Boll. Malacologico, 17 (5-6): 61-88; Milano.

1982; Synoptic Tables of Mediterranean and European Conchology (Gen. Alvania),- La Conch., 9 (158-159) 4-5, Roma.

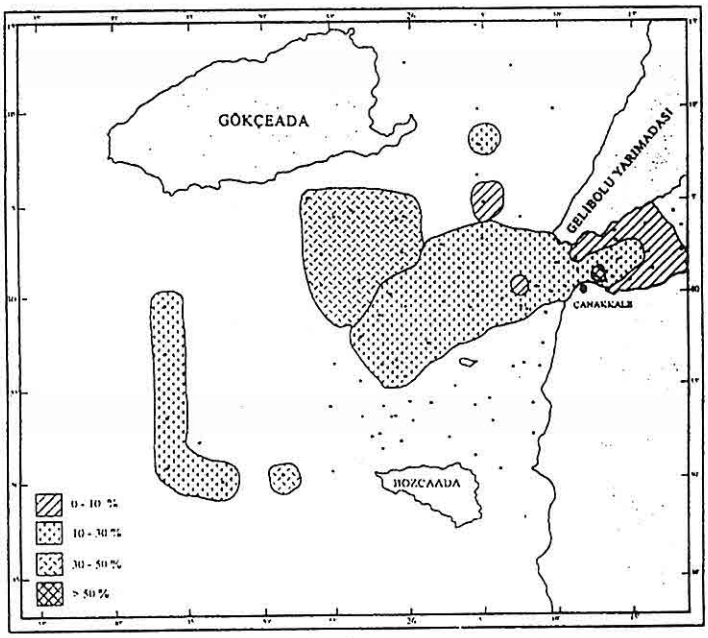
1987; European Pyramidellidae: III. Odostomia and Ondina. Boll. Malacologico, 23 (1-4): 1-34, Milano.

Aartsen, J.J. van, Menkhorst, H.P.M.G. ve Gittenberger, E., 1984; The marine Mollusca of the Bay of Algeciras, Spain, with general notes on Mitrella, Marginellidae and Turridae. Basteria, 2, 1-135, Leiden.

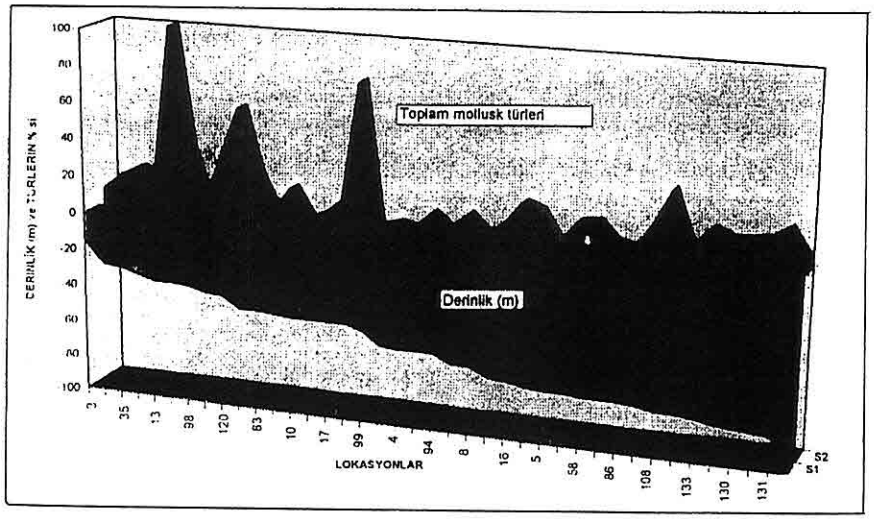
Bouchet, P., 1982; Les Triphoridae Mediterranee et du Proche Atlantique Sea Genera:Solemya, Arca, Barbatia,



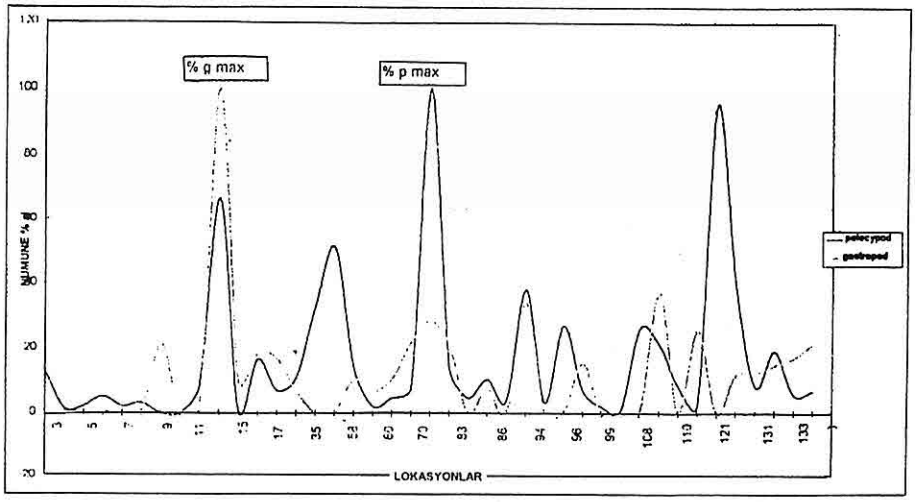
Şekil 3: Gastropodaların yüzdelerine göre yapılmış biyofasiyes haritası



Şekil 4: Pelecypodaların yüzdelerine göre yapılmış biyofasiyes haritası.



Şekil 5: Toplam mollusk türlerinin derinlik ile değişimini gösterir grafik



Şekil 6 : Gastropoda ve Pelecypodaların yüzde dağılım grafiği.

(Mollusca, Gastropoda), Lavori S.I.M., 21 (5-58), Milano.

Bogi, C., Coppini, M. ve Margelli, A., 1982; Contribution to the knowledge of the Moll. Fauna of the Centr. Thyrr. Sea (Fam. Nuculanidae), - La Conch., 14 (158-159), 10-11, Roma.

1982; Contribution to the knowledge of the Molluscan fauna of the Thyrrenian Sea (Fam. Nuculidae), - La Conch., 14 (156-157), 6-7, Roma.

1983; Contribution to the knowledge

of the Malacofauna North Tyrrhenean Anadara & Striarca, - La Conch., 15 (174-175), 10-15, Roma.

Cianfanelli, S. ve Talenti, E., 1987; Ulteriori conoscenze sulla Malacofauna del Golfo di Baratti (Piombino-LI), Boll. Malacologico, 23 (5-8): 263-268, Milano.

Fasulo, G., Izzillo, F. ve Perna E., 1982; Molluscs living in the G. of Naples, - La Conch., 9 (154-155) 6-10, Roma.

Fretter, V. ve Graham, A., 1982; The Prosobranch Molluscs of Brytain and Denmark, Part 7 - ' Heterogastropoda' (Cerithiopsacea, Triforacea, Epitoniacea, Eulimacea), - J. Moll. Stud., Suppl. 11: 410-425, London.

Linden, J. van der ve Wagner, W.M., 1990; A key to the Recent European species of the genus Bittium Leach (Gastropoda, Prosobranchia, Cerithiidae),- Basteria, 54, (4-6), 243-246, Leiden.

Melone, G. ve Taviani, M., 1982; Revisione delle Architectonicidae del Mediterraneo, Lavori S.I.M, 21 (149-192), Milano.

Poppe, G.T. ve Goto, Y., 1991; European Seashells. Vol. I - 352 s.; Wiesbaden./Verlag Christa Hemmen

1993; European Seashells. Vol II - 221 s., Wiesbaden./Verlag Christa Hemmen Talavera, P., Murillo, L. ve Templado, J., 1987; The genus Haminoea Turton Kingston, 1830 (Opisthobranchia, bullomorpha) in the southeast of Spain with the description of a new species. Boll. Malacologico, 23 (1-4): 53-68, Milano.

Verduin, A., 1982; On taxonomy and variability of Recent European species of the genus Bittium Leach (Mollusca, Gastropoda, Prosobranchia), - Basteria, 46, (5-6), 93-120, Leiden.

Voskuil, R.P.A. ve Onverwagt, W.J.H., 1989; Inventarisation of the Recent European and West African Cardiidae (Mollusca, Bivalvia). Gloris Maris, 28 (4) (5): 49-96, Antwerpen.

Wagner, H.P., 1991; Review of the European Pectinidae - Vita Marina, 41 (1): 3-48; Den Haag.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1997 SAYI 30 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

MARMARA DENİZİ TORTULLARININ KUATERNER MOLLUSK FAUNASI (TÜRKİYE)

Sevinç Kapan YEŞİLYURT
A Ü. Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Ankara
Güler TANER
A. Ü. Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Ankara
Yeşim İSLAMOĞLU
MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Dairesi Ankara

ÖZET:*Bu çalışmada Marmara denizi güneyinde farklı lokalitelerden alınan kazı örneklerinden pelecypod, gastropod ve scaphopod türleri tanımlanarak, sistematik düzenlemeleri yapılmıştır. Mevcut örneklerin paleocoğrafik yayılımları tespit edilmiş ve Akdeniz faunasının hakim olduğu, ancak Karadeniz faunasının da zengin olduğu belirlenmiştir. Denizel formların yanısıra tatlı su örneklerine, ayrıca denizde yaşamaya uyum sağlayabilen tatlı su örneklerine de rastlanmıştır. Bu veriler ışığında Marmara denizinin paleoekolojisi yorumlanmaya çalışılmıştır.*

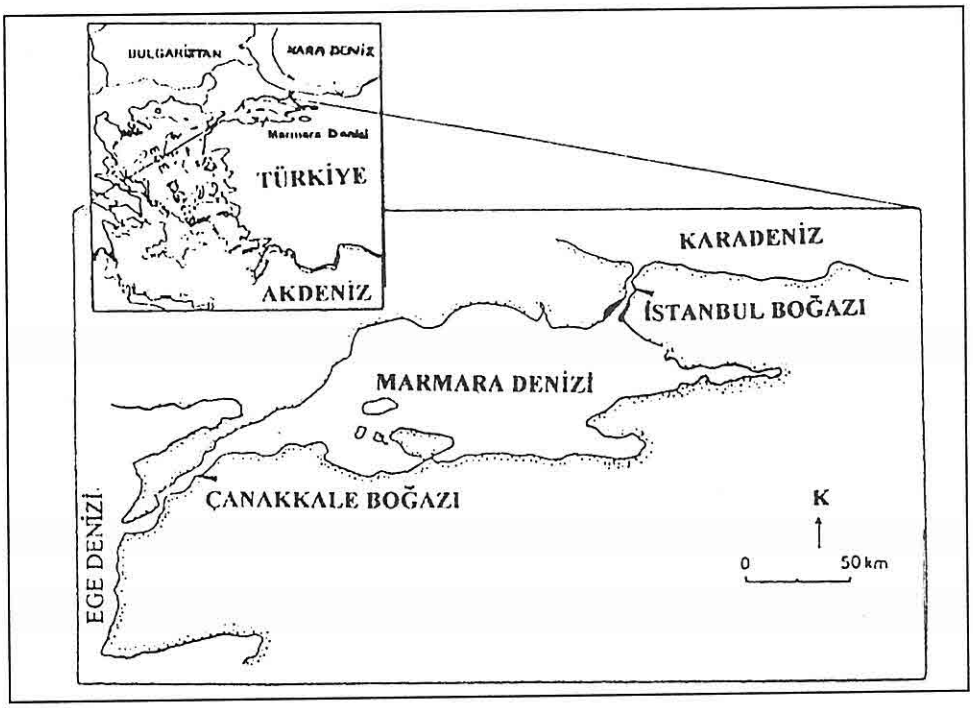
QUATERNARY MOLLUSCAN FAUNA OF THE MARMARA SEA (TURKEY)

ABSTRACT:*In this study, grab samples taken from southern part of Marmara Sea were investigated. Pelecypod, gastropod and scaphopod species determined and arranged systematically. Paleogeographic distributions of the fauna studied and it is found that most of them belonging to Mediteranean Sea. In addition, very rich Black Sea fauna have been observed. It is also found that marine forms together with some fresh water species which are competible to the marine conditions. Paleogeography and paleoecology of the Marmara Sea were interpreted according to these datas.*

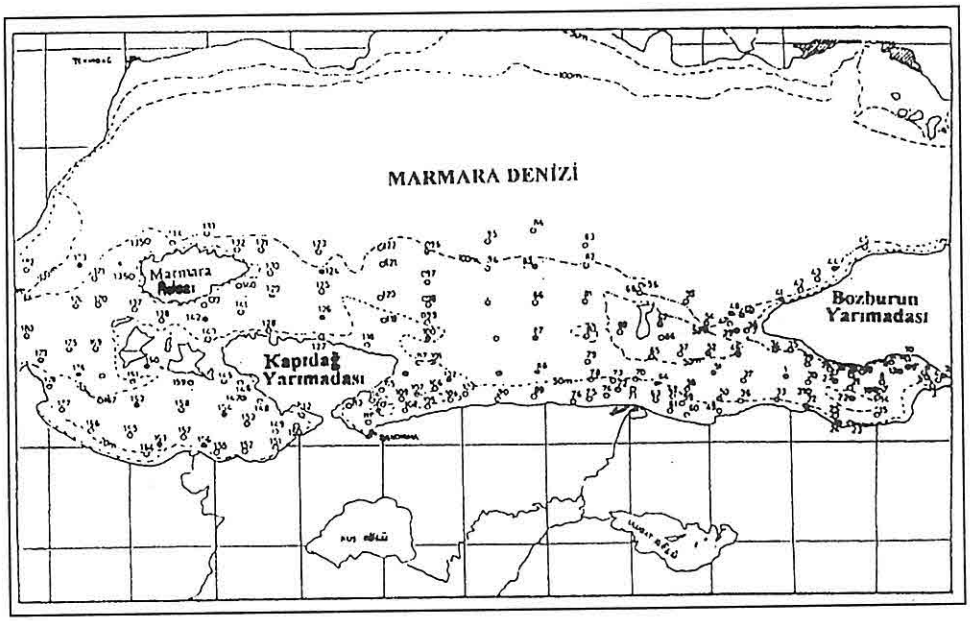
GİRİŞ:

Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Araştırma programı kapsamındaki **TÜBİTAK YDABÇAG 214/G** no'lu Marmara Denizi'nin Oluşumu: Tektonik ve Sedimantasyonu alt projesinde paleontolojik araştırmaların bir bölümü olarak gerçekleştirilen bu çalışmada Marmara denizi güneyinde, Gemlik Körfezi, Kapıdağ Yarımadası ve Marmara Adası'nın batısına kadar uzanan kesimlerde deniz tabanından alınmış kazı örnekleri incelenmiştir. (Şekil 1 ve 2).

Pelecypod'lardan; *Nucula* (N.) *nucleus* (Linne), *Nucula* (Saccella) *fragilis* (Chemnitz) , Arca noae *Linne*, *Barbatia barbata* (Linne), *Barbatia* (Barbatia) *pectinata* (Brochi), *Arcopsis* (A.) *lactea* (Linne), *Anadara* (A.) *diluvii* (Lamarck), *Modiolus* (M.)*adriaticus* (Lamarck), *Palliolum clavatum* (Poli), *Chlayms* (Aequipecten) *opercularis* (Linne), *Chlayms varia* (Linne), *Dimya tenuiplicata* (Sequenza), *Limatula subauriculata* (Montaqu), *Ostrea* (O.) *edulis* Linne, *Lucina* (Dentilucina) *borealis anteproducta* (Sacco), *Megaxinus transversus* (Brogniart), *Myrtea spinifera* (Montaqu), *Diplodonta astartea* (Nyst), *Diplodonta rodundata* (Montaqu), *Cardita aculeata* (Poli), *Cardium* (Acanthocardia) *paucicostatum Sowerby, Cardium* (Parvicardium) *exiguum Gmelin* in Linne, *Laevicardium norvegicum mediterraneum* (B. D. D.), *Cerastoderma* (C.) *edule* (Linne), *Arcopagiopsis balaustina brunnaea Sacco, Donax* (Sernula) *trunculus* Linne, *Dreissena rostriformis distincta Andrussow, Dreissena polymorpha* (Pallas), *Trapezdum sp. Dosinia lupinus* Linne, *Chione* (Clausinella) *gallina* (Linne), *Clausinella fasciata* (Da Costa), *Timoclea ovata* (Pennant), *Corbula* (Lentidium) *mediterranea* (Costa), *Corbula* (Varicorbula) *gibba Olivi*, *Hiatella* (Saxicava) *arctica minuta* (Sacco), *Panopea sp.*, *Cuspidaria cuspidata* (Olivi), *Cardiomya costellata* (Deshayes) olmak üzere 32 cins, 39 tür, *gastropod lardan; Acmaea* (T.) *virginea* (O. F. Müller), *Gibbula* (G.) *magus* (Linne), *Jujubinus striatus* (Linne), *Hydrobia* (H.) *iacuta* (Draparnaud), *Hydrobia* (H.) *ventrosa* (Montaqu), *Lithoglyphus naticoides* (C. Pfeif), *Micromelania caspia lincta Mil.*, *Alvania* (Acinulus) *cimicoides* (Forbes), *Alvania* (Actonia) *testae* (Aradas and Maggiare), *Turboella* (T.) *parva* (Da Costa), *Rissoa* (R.) *splendida* (Eichwaldi), *Turritella tricarinata* (Linne), *Architectonica* sp., *Bittium* (B.) *reticulatum* (Costa), *Cerithium* (Thericium) *vulgatum* İ(C.) *tubercularis* (Montaqu), *Scala* (Clathrus) *communis* (Lam.), *Chrysallida* (Parthenina) *excavata* (Phillippi), *Chrysallida* (Parthenina) *interstincta* (Montaqu), *Odostomia* (Brachystomia) *pallida* (Montaqu), *Capulus* sp. *Calyptraea* (C.) *chinensis* (Linne), *Crepidula* (Janacus) *unguiformis* Lam., *Natica millepunctata* (Lamarck), *Truncullariopsis trunculus* (Linne), *Trophonopsis* (T.) *muricata* (Montaqu), *Trophon* (Trophonopsis) *muricatus breviatus Jeffr.*, *Nassarius* (Hinia) *reticulatus* (Linne), *Bela* (B.) *nebula*



Şekil 1: Çalışma bölgesinin yer bulduru haritası.



Şekil 2: Çalışma bölgesinin numune lokasyon haritası.

(Montaqu), *Ringicula* (R.) *conformis* (Monterasato), *Cylichna alba* (Brown), *Retusa* (Cylichnina) *umblicata* (Montaqu), *Obeliscella lucidissima* (Paladilhe) olmak üzere 29 cins, 32 tür, *scaphopodlardan*; *Dentalium* (Antalis) cf. *dentale* (Linne) olmak üzere 1 cins, 2 tür, Mollusk faunasına ait toplam 62 cins, 73 tür tanımlanmıştır. (Tanımlamalarda Wenz,1938-44; Wenz ve diğ., 1959-60; Nevesskaja, 1963; Moore, 1964-69; Ruggieri ve diğ., 1968; Iliana ve diğ., 1976; Rosso, 1979; Menesini ve diğ., 1983; Taner, 1995 kullanılmıştır). Türlerin ekolojik özellikleri, buna bağlı olarak coğrafik yayılımları araştırılmış (Şekil 3 ve 4), Akdeniz faunasının hakim olduğu ancak Karadeniz faunasının da zengin olduğu belirlenmiştir. Ayrıca, Akdeniz ve Karadeniz'e ait bu türleri, İzmit körfezi'nden Çanakkale boğazına kadar tüm Marmara denizi güneyinde gözlemek mümkün olmuştur.

Örneklerin lokalitelerdeki sayısal dağılımlarının hesaplanmasıyla elde edilen yüzde dağılım grafiğinde de izlendiği gibi (Şekil 5) tüm gastropod ve pelecypodlar birbirleriyle doğru orantılı yayılım oluşturmakta ve maksimum-minimum değerlerine aynı noktalarda ulaşmaktadırlar.

Yapılan gözlemlerde denizel formların yanısıra tatlı su örnekleri olmakla beraber denizde de yaşamaya uyum sağlayabilen *Hydrobia* (H.) *acuta* (Draparnaud), *Obeliscella lucidissima* (Paladilhe), *Dreissena* (D.) *polymorpha* (Pallas), Dreissena *rostriformis distincta Andrussow* gibi türlere rastlanmıştır (Iliana ve diğ., 1976; Neveskaja, 1963; Wenz, 1938-44; Wenz ve Zilch, 1959-60). Bu formların bulunduğu 40, 177, 90, 66, 68, 169 ve 135 no.lu örnekler kıyıya yakın olduğundan akarsu etkisine açık ortamlar olduğu düşünülmektedir. 92, 94, 95 ve 83 no.lu örnekler ise kıyı ve adalardan uzak olup, derinliğin arttığı kesimlerdir. Bu bölgelerde ise aktif faylara bağlı bir tatlı su akıntısının olabileceği düşünülmektedir (Şekil 6).

Tipik Akdeniz türleri olan *Odostomia* (Brachystomia) *pallida* (Montaqu), *Truncullariopsis trunculus* (Linne) ile tipik Karadeniz türleri olan *Dreissena* (D.) *polymorpha* (Pallas) ve *Dreissena rostriformis distincta Andrussow* tüm çalışma bölgesinde görülebilmektedir; dolayısıyla yayılımlarında bir kesiklik yoktur (Şekil 7 ve 8). Ancak İzmit Körfezi'nde Holosen'e ait zengin Mollusk faunası mevcut iken (Taner, 1995), Gemlik Körfezi'ndeki dip çökellerinde örneğe rastlanmamıştır.

SONUÇLAR:

Marmara denizinden alınan örnekler incelenerek Akdenize ve Karadenize ait bir çok tür tanımlanmıştır. Bunlardan özellikle Akdenize ait olan türler tip türleri ile karşılaştırıldığında, boyutlarının daha küçük olduğu görülmüştür. Ancak aynı durum Karadeniz formları için söz konusu değildir. Bu farklılık, o dönemde Marmara denizinde tuzluluğun Akdenize oranla daha düşük olduğunu ifade etmektedir. Kapıdağ Yarımadası ve

PELECYPODA	Akdeniz	Karadeniz
Cins ve Tür		
Nucula (N.) nucleus (Linne)		*
Nucula (S.) fragilis (Chemnitz)	*	
Arca noae Linne		*
Barbatia barbata (Linne)	*	
Barbatia (B.) pectinata (Brochi)	*	
Arcopsis (A.) lactea (Linne)	*	
Anadara (A.) diluvii (Lamarck)		*
Modiolus (M.) adriaticus (Lamarck)		*
Palliolum clavatum (Poli)	*	
Chlayms (A.) opercularis (Linne)	*	
Chlayms varia (Linne)	*	
Dimya tenuiplicata (Sequenza)	*	
Limatula subauriculata (Montaqu)	*	
Ostrea (O.) edulis Linne	*	*
Lucina (D.) borealis anteproducta (Sacco)	*	
Megaxinus transversus (Brogniart)	*	
Myrtea spinifera (Montaqu)	*	
Diplodonta astartea (Nyst)	*	
Diplodonta rodundata (Montaqu)	*	
Cardita aculeata (Poli)		*
Cardium (A.) paucicostatum Sowerby		*
Cardium (P.) exiguum Gmelin in Linne		*
Laevicardium norvegicum mediterraneum (B. D. D)	*	
Cerastoderma (C.) edule (Linne)	*	*
Arcopagiopsis balaustina brunnaea Sacco	*	
Donax (S.) trunculus Linne		*
Dreissena rostriformis distincta Andrussow		*
Dreissena polymorpha (Pallas)	*	*
Trapezdum sp.	*	*
Dosinia lupinus Linne	*	*
Chione (C.) gallina (Linne)		*
Clausinella fasciata (Da Costa)	*	
Timoclea ovata (Pennant)	*	
Corbula (L.) mediterranea (Costa)	*	*
Corbula (V.) gibba Olivi	*	*
Hiatella (S.) arctica minuta (Sacco)	*	*
Panopea sp.	*	*
Cuspidaria cuspidata (Olivi)	*	
Cardiomya costellata (Deshayes)	*	

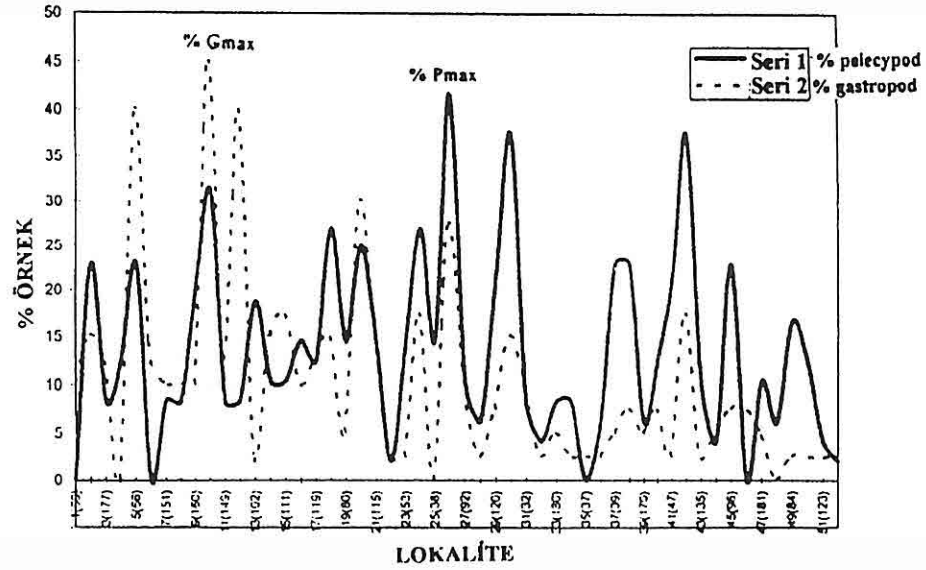
Şekil 3: Marmara denizinde Pelecypoda sınıfına ait örneklerin paleocoğrafik dağılımı.

çevresinin mağmatik ve metamorfik kayaçlardan oluşması nedeniyle, yöredeki denizsuyu bileşiminin yoğun kimyasal konsantrasyonu ve deniz tabanının beslenme için uygun koşullara sahip olmayışı faunanın bol olarak gelişimine olanak sağlamamıştır. Kavkıların tanımlanmasıyla ortaya çıkan tüm bu paleoekolojik verilerden, Marmara denizinin pliohalin (‰o 9-16.5) - acısu (‰o 16.5-35) - denizel (> ‰o 35) özelliği ifade eden bir fosil topluluğuna

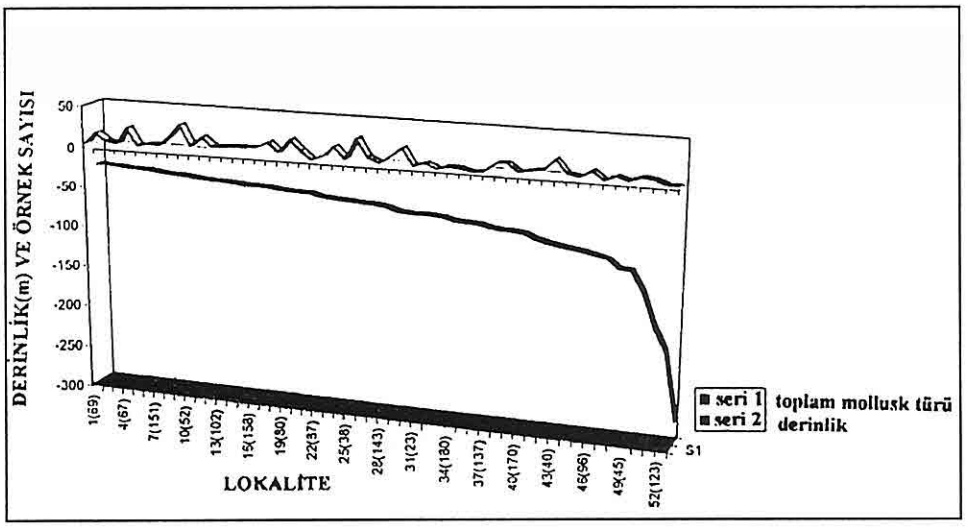
GASTROPODA	Akdeniz	Karadeniz
Cins ve Tür		
Acmaea (T.) virginea (O. F. Müller)	*	
Gibbula (G.) magus (Linne)	*	
Jujubinus striatus (Linne)	*	
Hydrobia (H.) acuta (Draparnaud)		*
Hydrobia (H.) ventrosa (Montaqu)		*
Lithoglyphus naticoides (C. Pfeif)	*	
Micromelania caspia lincta Mil.		*
Alvania (Acinulus) cimicoides (Forbes)	*	
Alvania (Actonia) testae (Aradas and Maggiare)	*	
Turboella (T.) parva (Da Costa)	*	
Rissoa (R.) splendida (Eichwaldi)	*	*
Turritella tricarinata (Linne)	*	
Architectonica sp.	*	*
Bittium (B.) reticulatum (Costa)	*	*
Cerithium (Thericium) vulgatum Bruguiere	*	*
Cerithiopsis (C.) tubercularis (Montaqu)	*	
Scala (Clathrus) communis (Lam.)	*	
Chrysallida (Parthenina) excavata (Phillippi)	*	
Chrysallida (Parthenina) interstincta (Montaqu)	*	
Odostomia (Brachystomia) pallida (Montaqu)	*	
Capulus ? sp.	*	*
Calyptraea (C.) chinensis (Linne)	*	
Crepidula (Janacus) unguiformis Lam.	*	
Natica millepunctata (Lamarck)	*	
Truncullariopsis trunculus (Linne)	*	*
Trophonopsis (T.) muricata (Montaqu)	*	*
Trophon (Trophonopsis) muricatus breviatus Jeffr.	*	
Nassarius (Hinia) reticulatus (Linne)	*	
Bela (B.) nebula (Montaqu)	*	
Ringicula (R.) conformis (Monterasato)	*	
Cylichna alba (Brown)	*	*
Retusa (Cylichnina) umblicata (Montaqu)	*	
Obeliscella lucidissima (Paladilhe)	*	
SCAPHOPODA		
Dentalium sexangulum Schroeter	*	
Dentalium (Antalis) cf. dentale	*	

Şekil 4: Marmara denizinde Gastropoda sınıfına ait örneklerin paleocoğrafik dağılımı.

sahip olduğu, ancak türlerin genelde orjinal boyutlarından farklı olmaları nedeniyle faunanın endemik olarak geliştiği anlaşılmıştır. Sonuç olarak; Marmara denizinin, ne Karadeniz kadar tatlı ne de Akdeniz kadar tuzlu olduğu, ancak coğrafyasına da uygun şekilde Karadeniz ve Akdenizin etkisinde ve



Şekil 5: Marmara denizi güneyinde farklı yerlerden alınan Gastropoda ve Pelecypoda sınıfı örneklerinin dağılım grafiği.

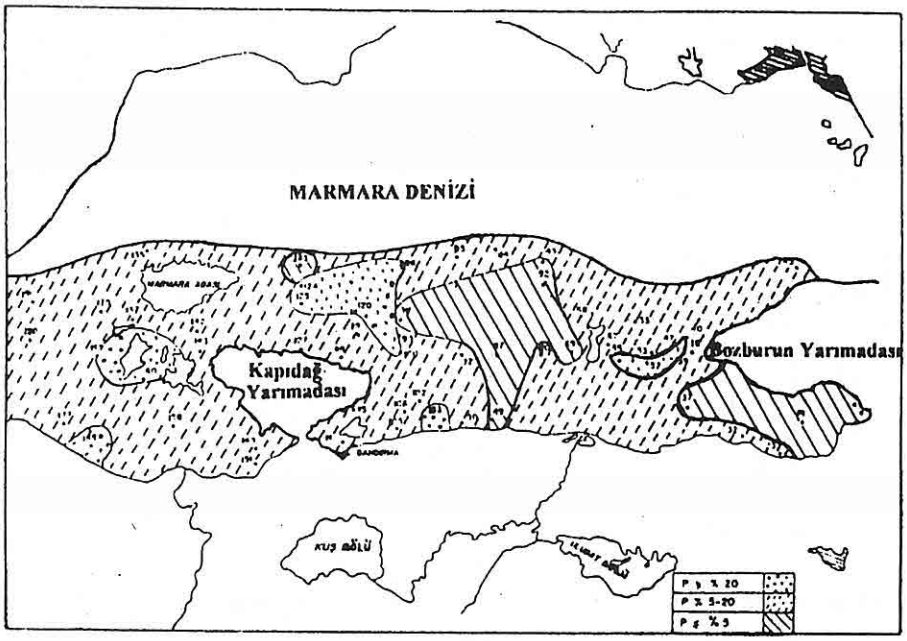


Şekil 6: Marmara denizi güneyinde su derinliğine bağlı olarak molluskların dağılım grafiği.

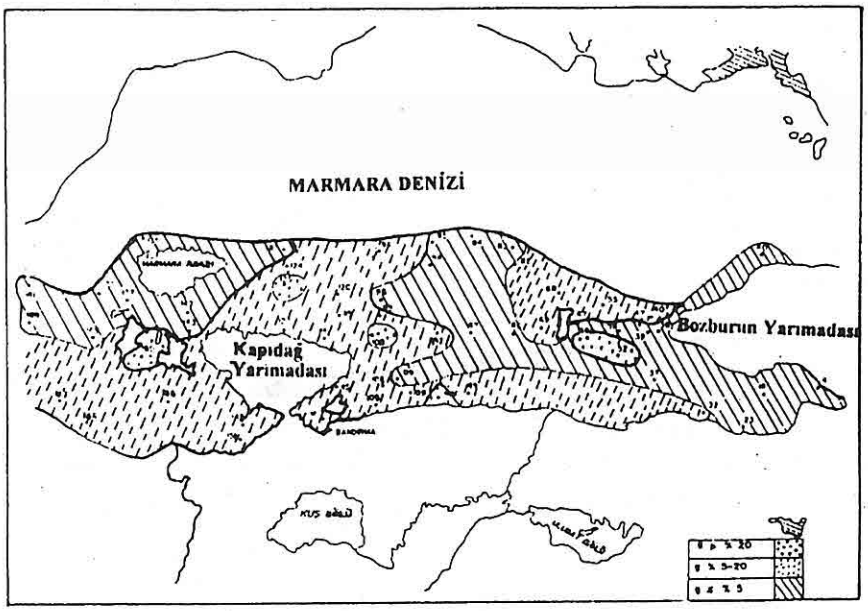
endemik faunaya sahip bir ara deniz konumunda gelişmiş olduğu ortaya çıkmaktadır.

KAYNAKLAR:

Iliana, L. B., Nevesskaja, L. A. and Paramonova, N. P., Regularities of

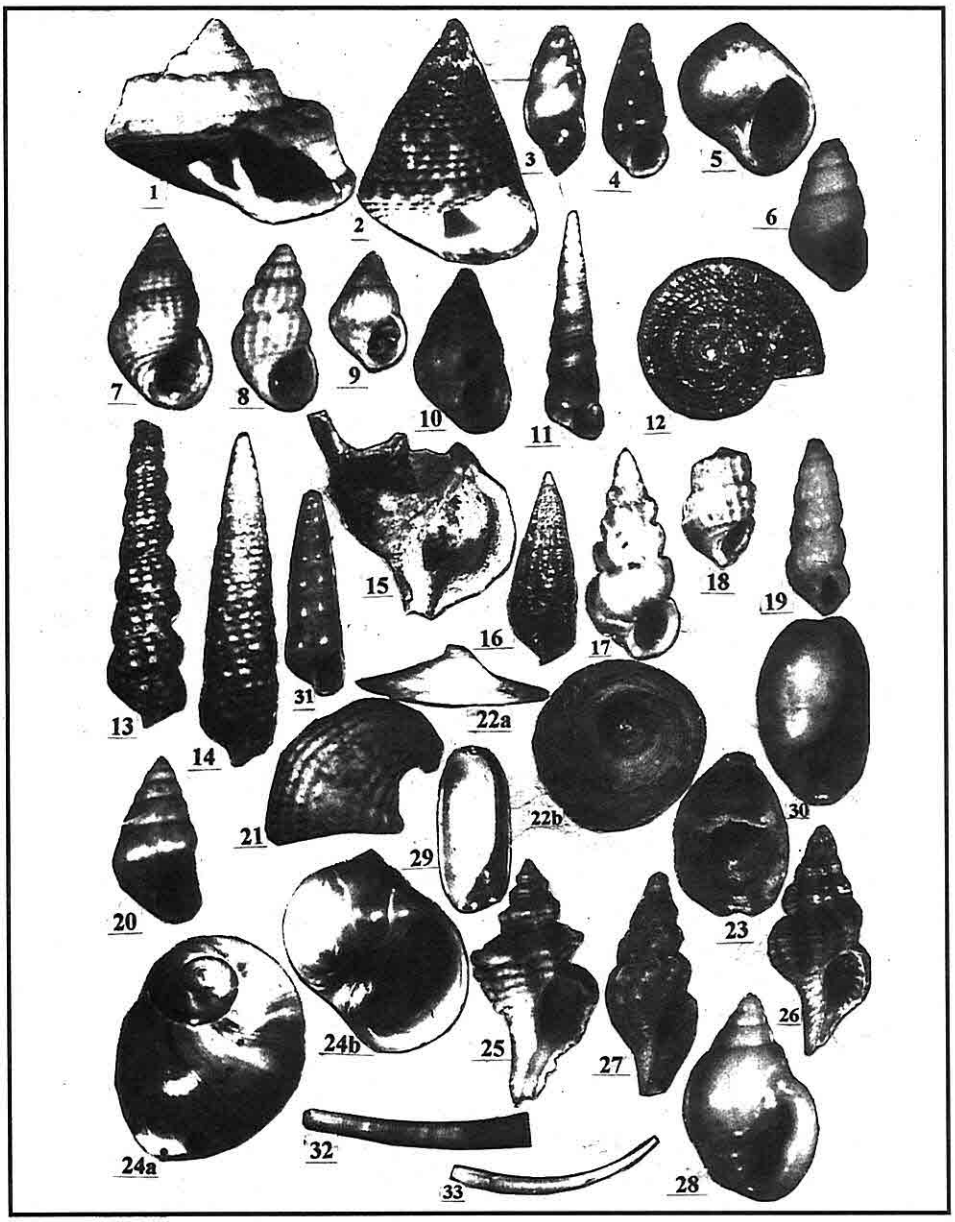


Şekil 7: Marmara denizi güneyinin Pelecypoda sınıfı örnekleri yüzdesine göre biyofasiyes haritası.

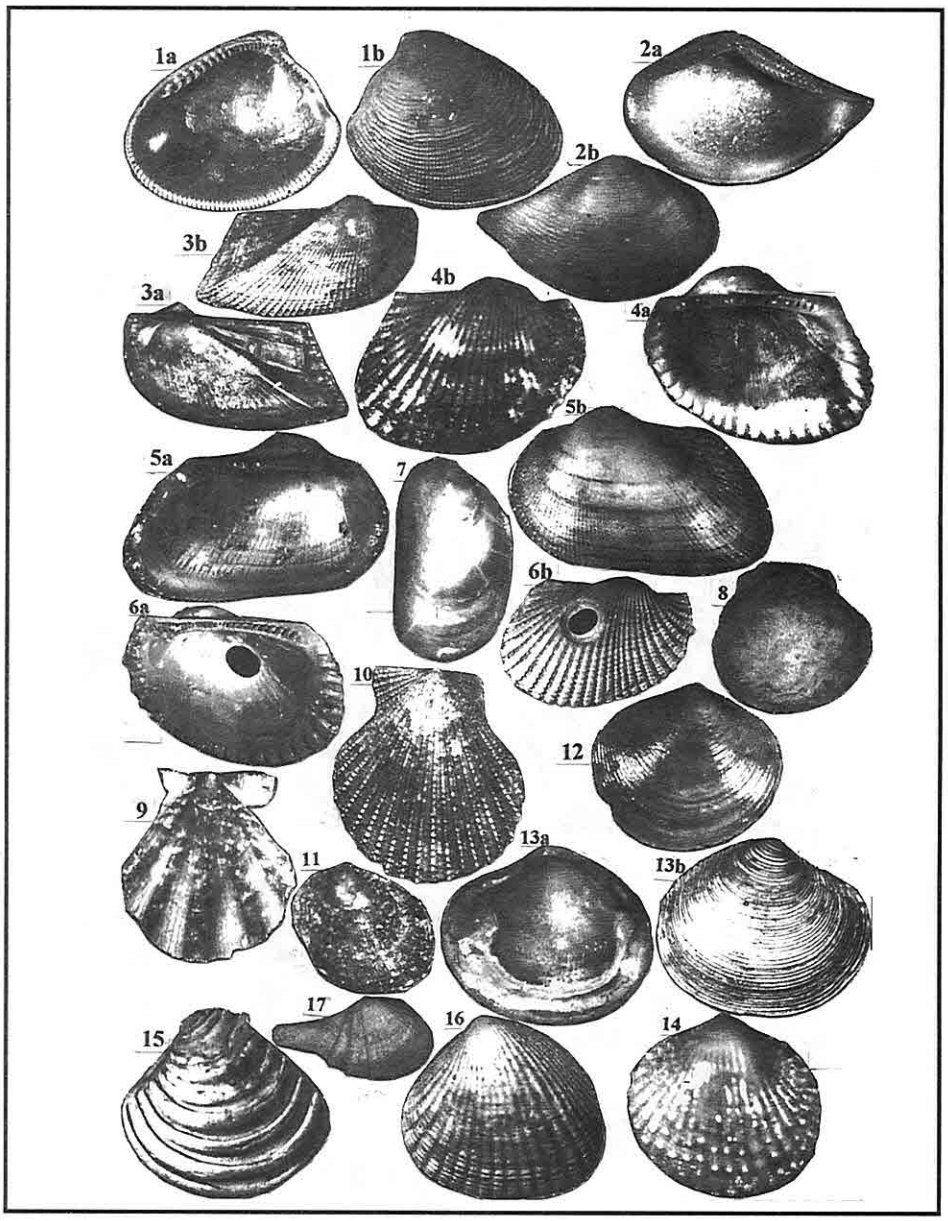


Şekil 8: Marmara denizi güneyinin Gastropoda sınıfı örnekleri yüzdesine göre biyofasiyes haritası.

LEVHA I


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
31
15
16
17
18
19
22a
22b
30
21
29
20
23
24b
25
27
26
24a
32
33
28

LEVHA II



Mollusc development in the Neogene semimarine and brackishwater basins of Eurasia (Late Miocene-Early Pliocene). Academy of Sciences of the USSR. Vol.155, Moscow.1976,

Menesini, E., and Ughi, R., I molluschi del giacimento di vallebiaia: 2a, Parte

Gasteropodi e Scafopodi, Geol. Rom., vol: 22, 233-237.1983,

Moore,C.R., Treatise on Invertebrate Paleontology. Geol.Soc.Of America, Kansas.1964-69,

Nevesskaja, L. C. Bestimmungstabelle zweiklappiger Mollusken mariner Quatarsedimente des Schwarzmeerbeckens. Acad. D. Wiss. USSR. Arbeit des Palaon. Institut. Bd. 96, Moscow. 1963,

Rosso, J. C., Etude des organismes/biology, Geologie Mediterraneenne la mer pelagienne, Tome VI, No: 1, 143-170.1979,

Ruggieri, G. and Buccheri, G., Una malacofauna Tirreniana Dellíisola di ustica (Scilia), Geol. Rom., VII, 27-58.1968,

Taner, G., ızmit Körfezi (Hersek Burnu-Karaburun arası) Kuvaterner dip tortul istifinin pelesipod ve gastropod faunası, TJK Bül., 10, s. 51.1995,

Wenz, W., Gastropoda-Handbuch der Palaozoologie. Teil I, Berlin.1938-44,

Wenz, W. And Zilch, A., Gastropoda, Euthyheura, Handbuch der Palaozoologie. Teil II, Berlin.1959-60.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1997 SAYI 30 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

ACIPAYAM OVASI (DENİZLİ) ANA KANAL GÜZERGAHINDA GELİŞEN KARMAŞIK TÜR KAYMANIN GERİ ANALİZ YÖNTEMİ İLE İNCELENMESİ

Halil KUMSAR
Pamukkale Üniversitesi, Jeoloji Müh. Böl., Kınıklı Kampüsü, 20017, DENİZLİ
Mehmet AKGÜN
D.S.İ. 212. Şube Müdürlüğü, DENİZLİ
Turgay BEYAZ
Pamukkale Üniversitesi, Jeoloji Müh. Böl., Kınıklı Kampüsü, 20017, DENİZLİ
Ömer AYDAN
Tokai University, Dept. of Marine Civil Eng., Shimizu, Orido 3-20-1, JAPAN

ÖZET : *Bu çalışma Acıpayam Ovası (Denizli) S1 ana kanal güzergahında meydana gelen kama tipi kaymanın geri analizini içermektedir. S1 ana sulama kanalı Dalaman Çayından alınacak suyun Acıpayam Ovasına aktarılmasında büyük bir öneme sahiptir. Bu sulama kanalının 21 ve 22 km'ler arasında yapılan palya kazısı sonucu eğimleri birbirine doğru olan iki makaslama çatlağı üzerinde yeralan yamaç molozu birimi bu iki makaslama çatlağının arakesiti doğrultusu boyunca hareket ederek ana sulama kanalı inşaatı için tehlike oluşturmuştur. Karmaşık tür kaymanın meydana geldiği çalışma alanındaki kireçtaşı birimleri normal faylanmaya uğramıştır ve ana fay yüzeyinin doğrultusuna paralel basamak fayları yeralmaktadır. Bu fay zonunda yer yer birbirlerini kesen makaslama çatlak sistemleri gelişmiştir. Bu makaslama çatlak yüzeyleri ve fay yüzeyleri üzerinde yeralan yamaç molozu ve kireçtaşı birimleri yapılan kazı çalışmaları sonucunda duraylılığını yitirerek hareket etmiştir. Bu çalışmada çatlak yüzeylerini dolduran kumlu, siltli çamurtaşı ve kayan kütlenin bir kısmını oluşturan yamaç molozu birimlerinden bozulmamış ve bozulmuş örnekler alınarak laboratuvar deneyleri yapılmış ve bu birimlerin jeomekanik özellikleri belirlenmiştir. Karmaşık tür kayma kütlesinin kayma nedenlerini saptamak için limit denge eşitlik yöntemleri kullanılmış ve geri analiz yapılmıştır.*

A BACK ANALYSIS OF A COMPOSITE TYPE SLOPE FAILURE OCCURED ALONG AN IRRIGATION MAIN CHANNEL IN ACIPAYAM BASIN (DENİZLİ)

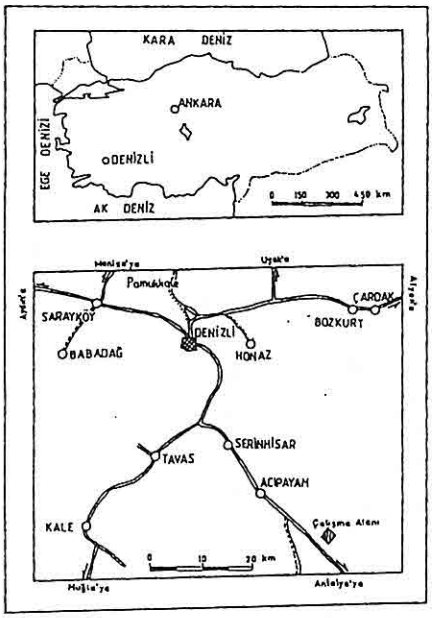
ABSTRACT : *This study includes a back analysis of a wedge type of slope failure occurred near to an irrigation main channel (S1) in Acıpayam Basin in Denizli. The S1 irrigation main channel has an important role for transferring the water of Dalaman River into Acıpayam Basin. A talus formation, resting on two joints dipping to each other, slid along the intersection direction of these two joint surfaces forming a wedge*

failure surface. The limestone stratum, where the composite failure took place, was subjected to step faulting. At this fault zone there are shear joints crossing each other on the ground surface. The talus stratum, which is deposited on these joint surfaces, failed as a result of an excavation at the toe of the slope for the construction of the irrigation channel. In this investigation, field work has been carried out for geological mapping and in-situ undisturbed and disturbed sampling from the talus and joint filling stratum has been done. Laboratory experiments have been performed for the determination of geomechanical properties of the talus and joint filling material. Back analysis of the sliding block has been done by using limiting equilibrium methods for the assessment of disturbing forces that caused the wedge failure.

1. GİRİŞ

Kaya şevlerde meydana gelen yamaç duraylılıkları genelde kaya kütlesi içerisinde yeralan kırık ve çatlak sistemleri tarafından kontrol edilmektedir. Kaya kütlesi içerisinde yeralan süreksizlik yüzeylerinin sıklığı, açıklığı, dolgu malzemesi ile dolu olup olmaması, dolgu malzemesi türü, yamaç yüzeyi ve birbirleri ile kesişmeleri, eğim ve doğrultuları yamaçların duraylılığında önemli rol oynamaktadır. Kama türü kaymalar ise genellikle eğimleri birbirine doğru olan ve topoğrafyada iki noktada kesişen iki süreksizlik yüzeyinin oluşturduğu alan üzerinde yeralan kaya ve/veya zemin kütlesinin ara kesit doğrusu boyunca yamaç eğimi yönünde hareket etmesi ile meydana gelir. Kama yüzeyi üzerinde yeralan kayma kütlesi kaya kütlesi, bu kesimde çökelmiş zemin kütlesi veya bu ikisinin karışımı bir kütle olabilir.

Bu çalışmada Denizli-Acıpayam Ovası I. kısım inşaat alanı içerisinde yeralan sulama ana kanalı (Şekil 1) inşaatı sırasında yapılan palya kazısı sonucu duraysız hale geçip hareket etmiş yamaç molozu ve kireçtaşı birimlerinden oluşan bir kayma kütlesinin duraylılığını azaltan faktörler geri analiz yöntemi ile incelenmiştir. Kama tipi kaymanın meydana geldiği çalışma alanındaki kireçtaşı birimleri normal faylanmaya uğramıştır ve ana fay yüzeyinin doğrultusuna paralel basamak fayları yeralmaktadır. Bu fay zonunda yer yer birbirlerini kesen makaslama çatlak sistemleri gelişmiştir. Bu makaslama çatlak yüzeyleri ve fay yüzeyleri üzerinde yeralan yamaç molozu ve kireçtaşı birimleri, yamacın topuğunda yapılan kazı çalışmaları sonucunda duraylılığını yitirerek hareket etmiştir. Bu çalışmada tabanda yeralan pelajik kireçtaşı çatlak yüzeylerini dolduran kumlu, siltli çamurtaşı ve kayan kütleyi oluşturan yamaç molozu biriminlerinden bozulmamış ve bozulmuş örnekler alınarak laboratuvar deneyleri yapılmış ve bu birimlerin jeomekanik özellikleri belirlenmiştir. Kayma kütlesinin hareket nedenlerini saptamak için limit denge eşitlik yöntemleri kullanılmış ve geri analiz yapılmıştır.



Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

2. ÇALIŞMA ALANI VE ÇEVRESİNİN JEOLOJİSİ VE TEKTONİĞİ

İnceleme alanının tabanında Üst Kretase yaşlı filiş yeralır. Bu birim mikrokonglomera, kumtaşı, silttaşı, kiltaşı ve çörtlü kireçtaşı seviyeleri içerir (özpınar, 1987). Filiş birimi Acıpayam Ovasının güneyinde geniş bir alanda mostra verir (D.S.İ., 1974). Bu birim bölgede gelişen tektonik hareketlerin etkisiyle kıvrımlı ve kırıklı bir yapı kazanmıştır.

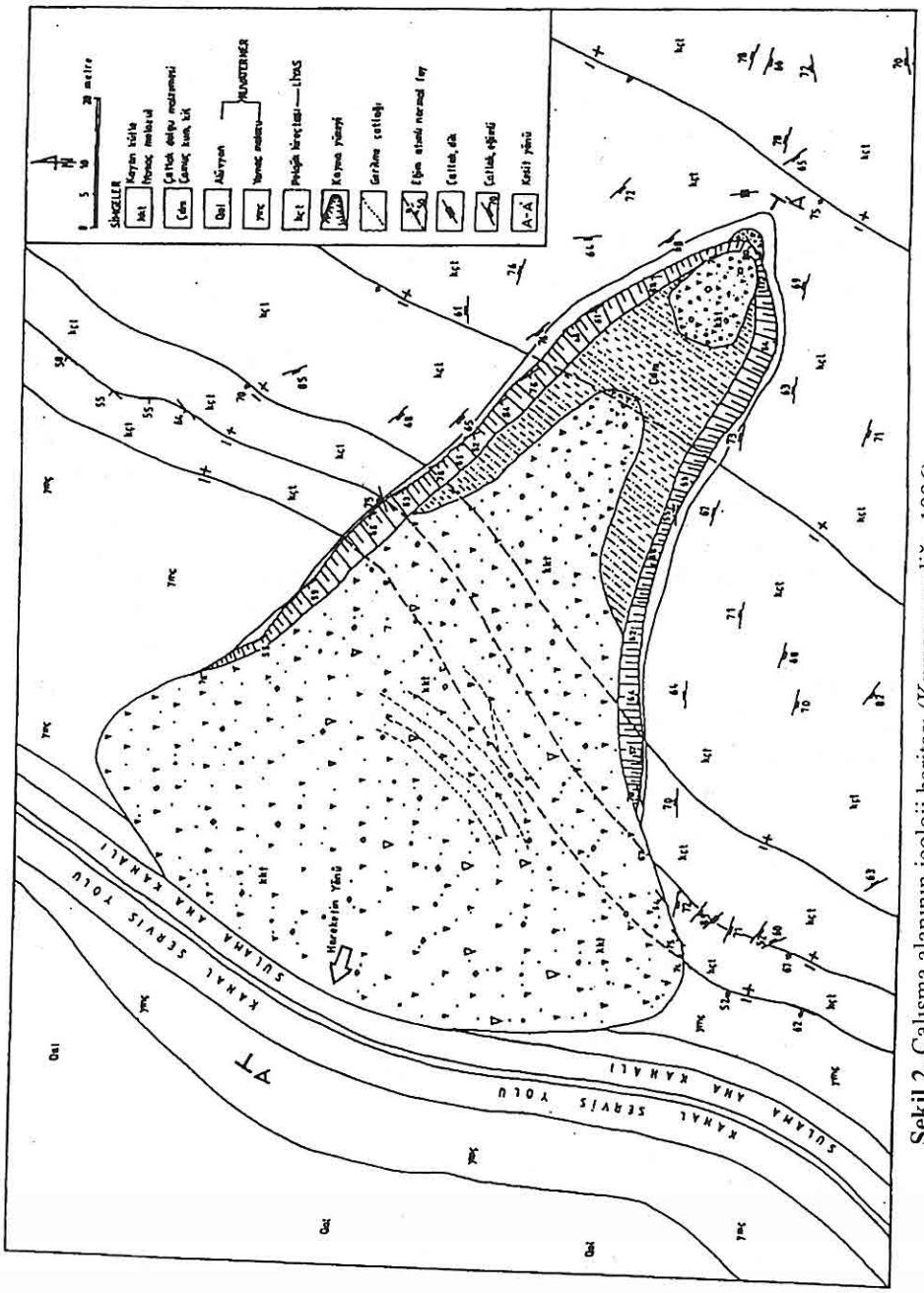
Filiş üzerine tektonik bir dokanakla ofiyolit, melanj, Liyas yaşlı mikritik kireçtaşı, radyolaryalı pelajik kireçtaşı ve Kretase yaşlı rekristalize kireçtaşı içeren allokton birimler yerleşir. Kuvaterner yaşlı yamaç molozu ve alüvyon, alttaki birimleri açısal uyumsuzlukla örter.

İnceleme alanında tabandaki filiş üzerinde yeralan allokton birimler bindirme faylı bir dokanakla yerleşmişlerdir. Sürüklenme sırasında allokton birimler içerisinde kıvrımlar ve kırık sistemleri oluşmuş ve değişik yönlerde makaslama kırık ve çatlak yüzeyleri gelişmiştir. Bütün bu birimler Eosen sonrası normal faylanmaya uğramış ve bugünkü Acıpayam Ovası çöküntü havzası oluşmuştur.

Bu çalışmanın yapıldığı sahada meydana gelen kitle haraketleri tektonizma kontrollü gelişmiştir. İnceleme alanında allokton birimleri kesen normal fay yüzeyleri ve bu fay yüzeylerini değişik yönlerde kesen iki makaslama çatlağının (DB ve KB-GD yönlerinde) arakesiti doğrultusu boyunca kama tipi bir yamaç kayması meydana gelmiştir (Şekil 2). Kayan kütlenin duraylılığını azaltan esas etken topukdaki palya kazısı olmuştur. Kayma hareketi sonrası hareket etmiş kütlenin bir kısmı kazı sonucu alınmış ve S1 sulama ana kanalının inşaatı tamamlanmıştır. Arazide yapılan gözlem ve ölçümler sonucunda sulama ana kanalının güney doğusunda (Şekil 2) yeralan kütle içerisinde yeni gerilme çatlaklarının oluştuğu gözlenmiştir.

3. LABORATUVAR DENEYLERİ

Kayma kütlesinin bir bölümünü oluşturan yamaç molozu ve çatlak yüzeylerini dolduran çamurtaşı birimlerinin jeomekanik özelliklerinin belirlenmesi için yerinde bozulmamış ve



Şekil 2. Çalışma alanının jeoloji haritası (Kumsar ve diğ., 1996).

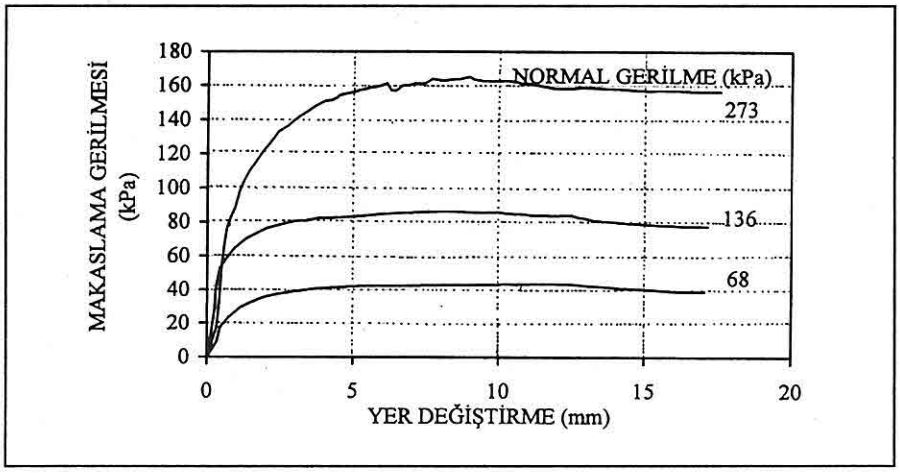
bozulmuş örnekler alınmış ve bu örnekler üzerinde laboratuvar deneyleri yapılmıştır. Çatlak dolgusunun kıvam limitlerinin belirlenmesi için yapılan laboratuvar deneyleri sonucunda zeminin sınıfı CL olarak elde edilmiştir. Bu sonuçlara göre zemin orta plastisitede çakıllı, kumlu ve siltli killerden oluşmaktadır. Yağışlı mevsimde hareket etmiş kütleden alınan zemin örneklerinin doğal nem oranları % 10.8-22.3 arasında değişmekte olup, ortalama değeri ise % 16.2'dir. Zeminin doğal birim hacim ağırlığı ise 20 kN/m^3 olarak hesaplanmıştır. Kayan kütlenin bir bölümünü oluşturan kireçtaşının doğal birim hacim ağırlığı ise 27 kN/m^3 olarak belirlenmiştir.

Çamurtaşı ve kaymış yamaç molozundan alınan zemin örnekleri üzerine laboratuvarda kesme kutusu deney aletinde normal ve makaslama kuvvetleri uygulanmış ve zeminin makaslama dayanımı saptanmıştır.

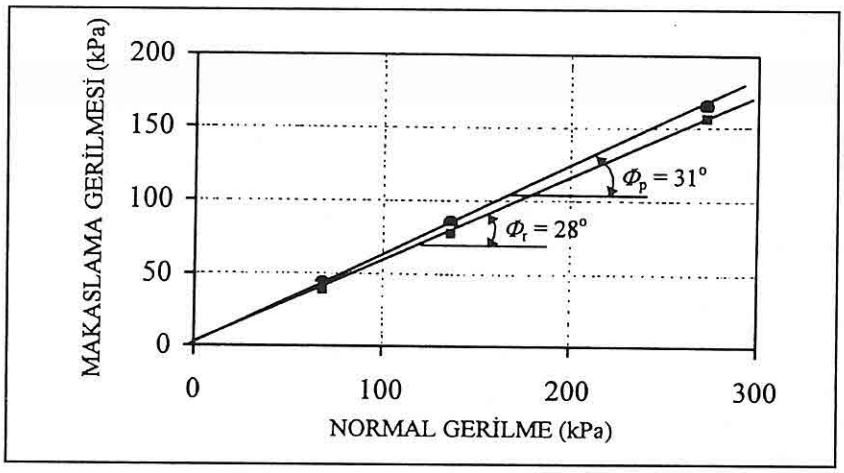
Şekil 3 ve 4' de verilen grafiklerde görüldüğü gibi çamurtaşı kohezyonsuz olup içsel sürtünme açısının doruk değeri (ϕp) 31° ve artık değeri (ϕr) ise 28° dir. Yamaç molozu biriminin kohezyonu da (c) = 0 olup içsel sürtünme açısı ise (ϕp = ϕr) = 32° olarak elde edilmiştir (Şekil 5 ve 6).

4. KAYMA KÜTLESİNİN DURAYLILIĞININ İNCELENMESİ

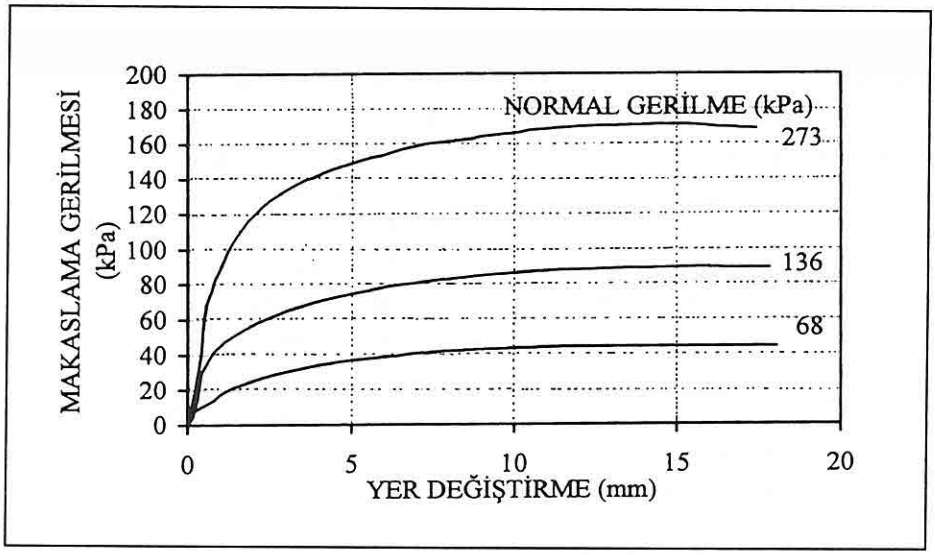
Kaya kütlenin hareket öncesi duraylılığının incelenmesi ve kaymaya neden olan kazı profilinin belirlenmesi için birinci yazar tarafından geliştirilmiş olan SLOPAC 2D adlı yamaç duraylılığı programı kullanılmıştır. Şekil 7'de de görüldüğü gibi basamaklı bir fay zonunda yeralan iki ana makaslama çatlağının arakesiti boyunca hareket eden kayma kütlesinin kama kayma yüzeyinde hareket edebilmesi için arakesit doğrusunun yamaç yüzeyi ile kesişmesi



Şekil 3. Çamurtaşının makaslama gerilmesi - yer değiştirme grafiği

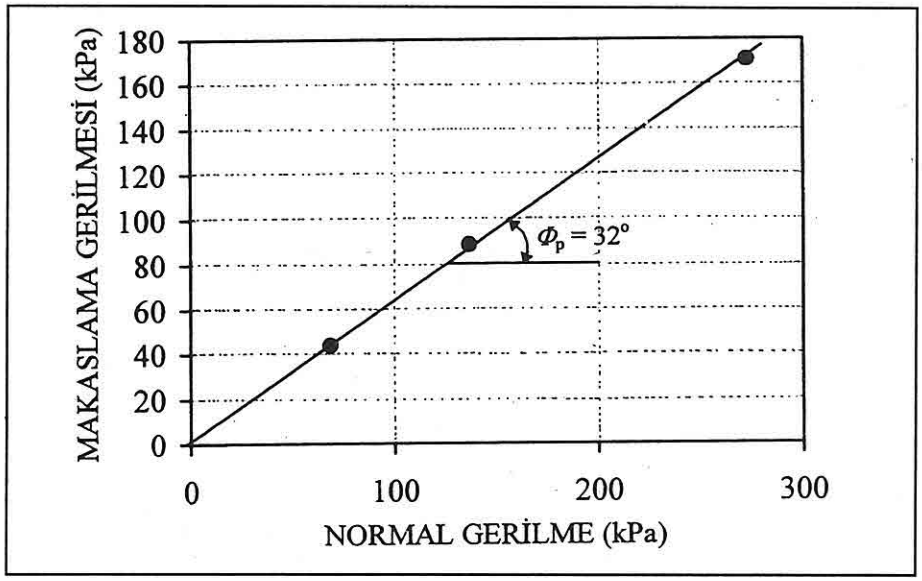


Şekil 4. Çamurtaşının makaslama gerilmesi - normal gerilme grafiği

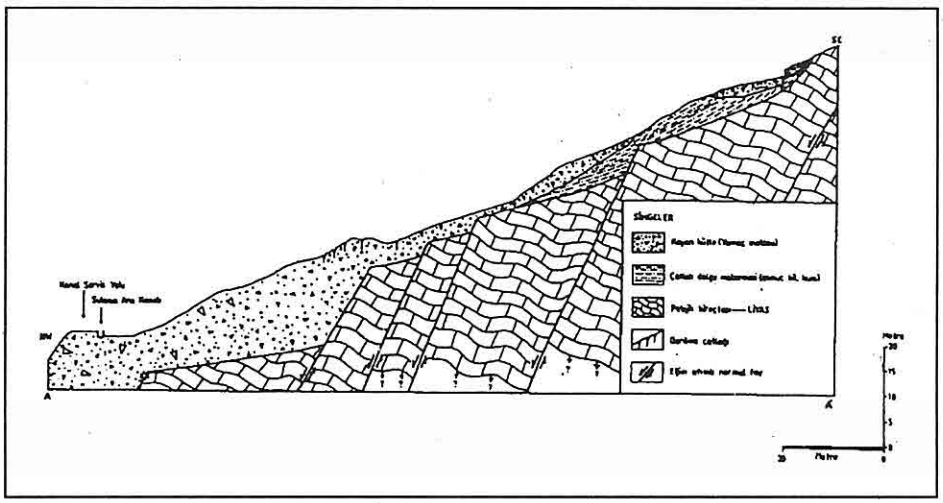


Şekil 5. Yamaç molozunun makaslama gerilmesi - yer değiştirme grafiği

gerekmektedir. Kama kayma yüzeyini oluşturan 2 makaslama yüzeylerinin stereonet üzerindeki iz düşümleri kullanılarak arakesit doğrusunun yatayla yapmış olduğu açı 25° olarak bulunmuştur. Hareket öncesi yamaç yüzeyinin eğim açısının ise 14.9° olduğu belirlenmiştir. Süreksizlik yüzeyinde yeralan çatlak dolgu malzemesi olan çamurtaşının içsel sürtünme açısı da 31° dir. Bu ölçüm verileri ile kama türü kitle hareketinin meydana gelmesi mümkün

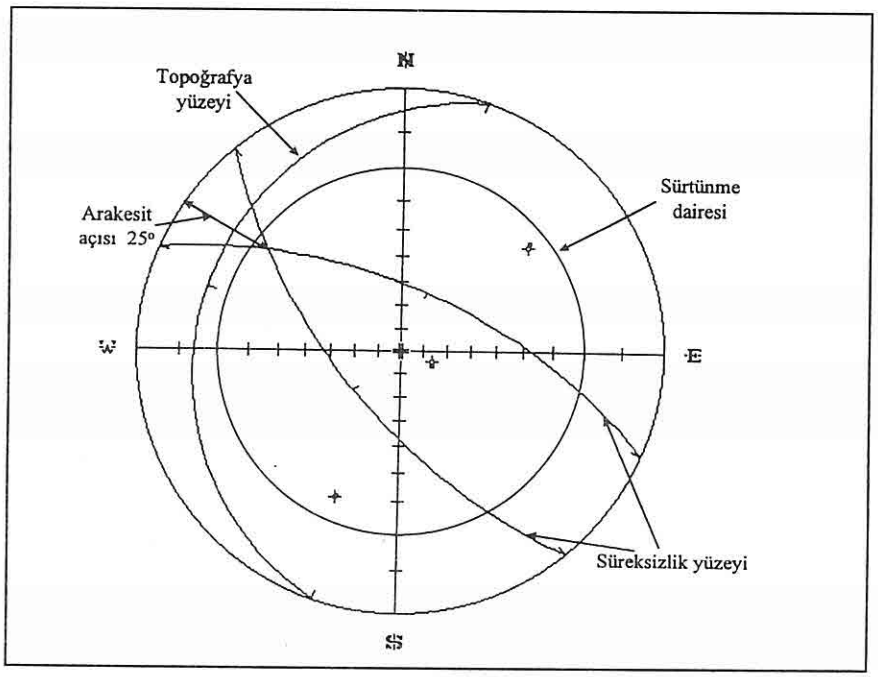


Şekil 6. Yamaç molozunun makaslama gerilmesi - normal gerilme grafiği



Şekil 7. Karmaşık tür kayma yüzeyi doğrultusunda (A-A') alınan jeolojik kesit.

bir kayma yüzeyi ile değildir (Şekil 8). Çünkü arakesit doğrusu yamaç yüzeyi ile kesişmemektedir ve sürtünme açısı arakesit doğrusunun eğim açısından büyüktür. Bu durumda bu yamaçta sadece kama tipi kayma yüzeyi üzerinde hareket eden kütle topuk kesiminde yamaç molozu içerisinde gelişen dairesel

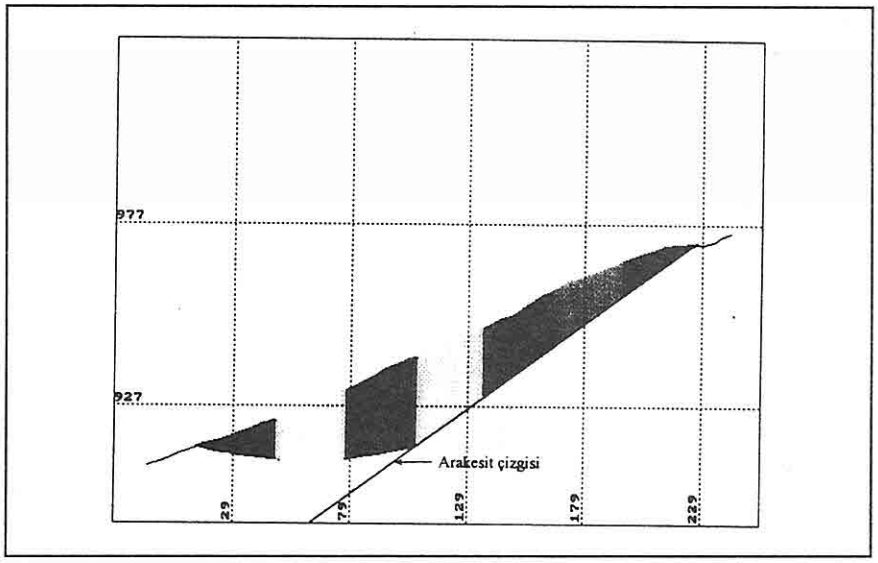


Şekil 8. Kama türü kayma yüzeyini oluşturan süreksizlik yüzeleri ve yamaç yüzeyinin stereonet üzerindeki izdüşümleri.

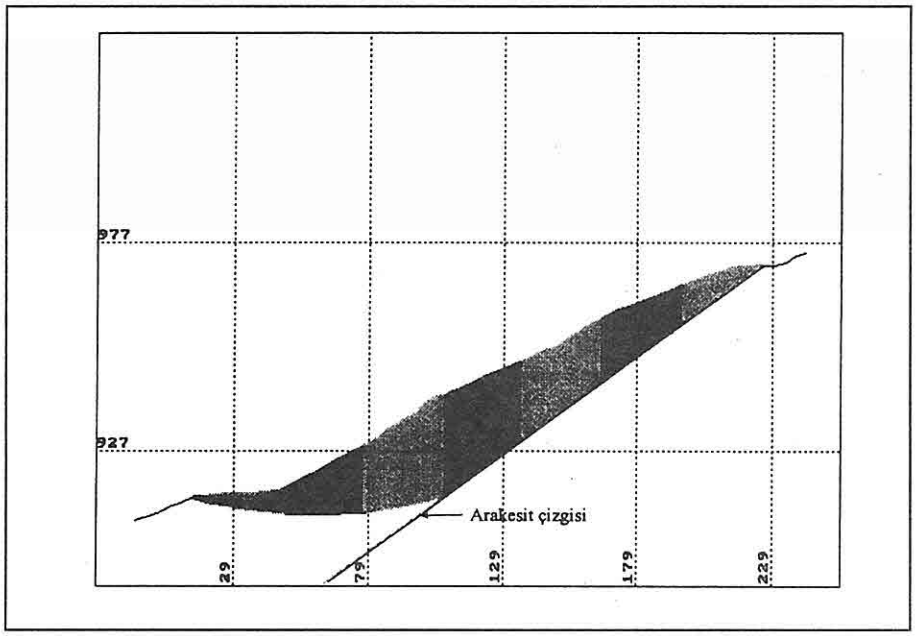
bir kayma yüzeyi ile kesişmektedir. Sonuçta karmaşık tür bir kitle hareketi (düzlemsel ve dairesel) meydana gelmiştir.

Düzlemsel ve dairesel kayma yüzeylerinde oluşan karmaşık kayma yüzeyinin sınırlarının belirlenmesi için bir çok kayma dairesi merkezleri seçilerek bunların içerisinden en düşük güvenlik katsayısına sahip kayma yüzeyi kritik kayma yüzeyi olarak seçilmiş ve bu kayma yüzeyinin topuğunun topoğrafyası palya kazısının etkisini vurgulaması açısından değiştirilmiş ve yamacın duraylılığı Bishop (1955), Janbu (1973), Aydan ve diğ. (1992) ve Kumsar (1993) yöntemleri kullanılarak araştırılmıştır.

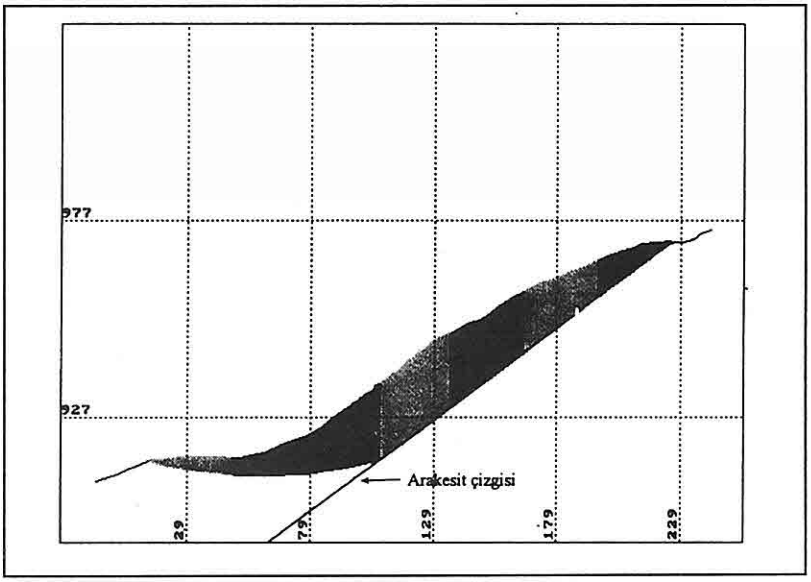
Arakesit doğrultusu boyunca 5 ayrı yamaç kesiti üzerinde duraylılık hesapları yapılmıştır. 1 numaralı kesit (Şekil 9) yamacın kayma öncesi topuktaki palya kazısı yapılmadan önceki sınırlarını temsil etmektedir. 2, 3, 4 ve 5 numaralı kesitlerde (Şekil 10, 11, 12, 13 ve 14) ise kanal inşaatı için yapılan kazı miktarının arttığı kabul edilerek her kesit için şevin duraylılığı hesaplanmıştır. Sonuçlar göstermektedir ki, kazı öncesi yamacın duraylılığı 2.2 ve üzerindedir (Şekil 15). Kazı sınırı genişledikçe kayma yüzeyinin topuğundaki tutucu kuvvetlerde azalma meydana gelmekte ve yamacın duraylılığı önemli ölçüde azalmaktadır. Bu günkü kazı sınırına ulaşıldığında ise yamacın güvenlik



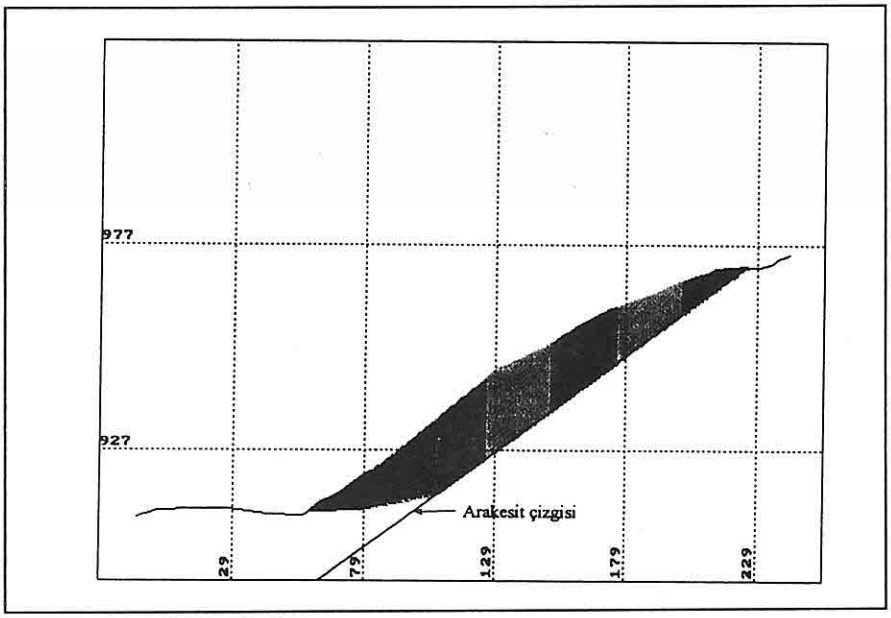
Şekil 9. 1 numaralı yamaç kesitindeki dilimlere ayrılmış kayma kütlesi.



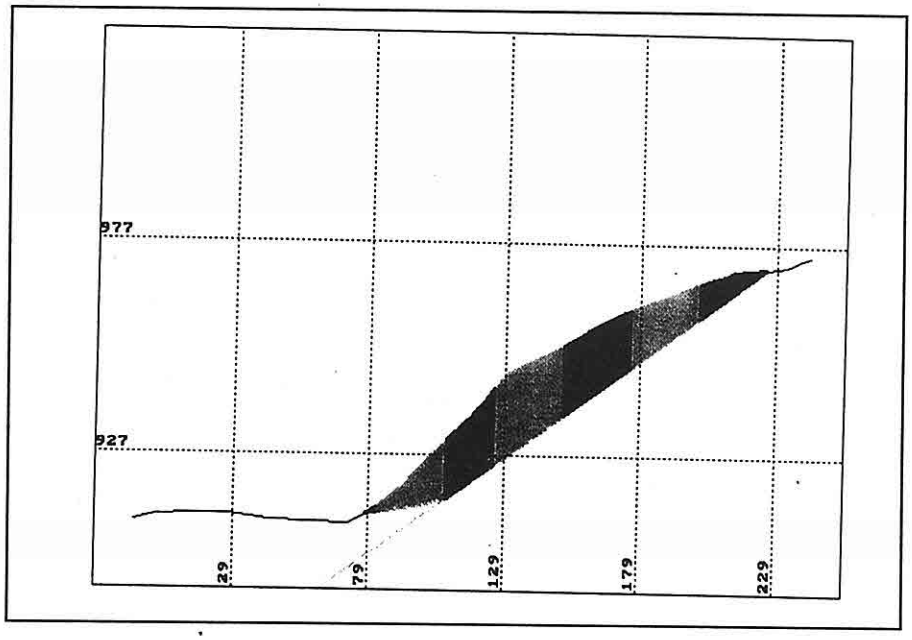
Şekil 10. 2 numaralı yamaç kesitindeki dilimlere ayrılmış kayma kütlesi.



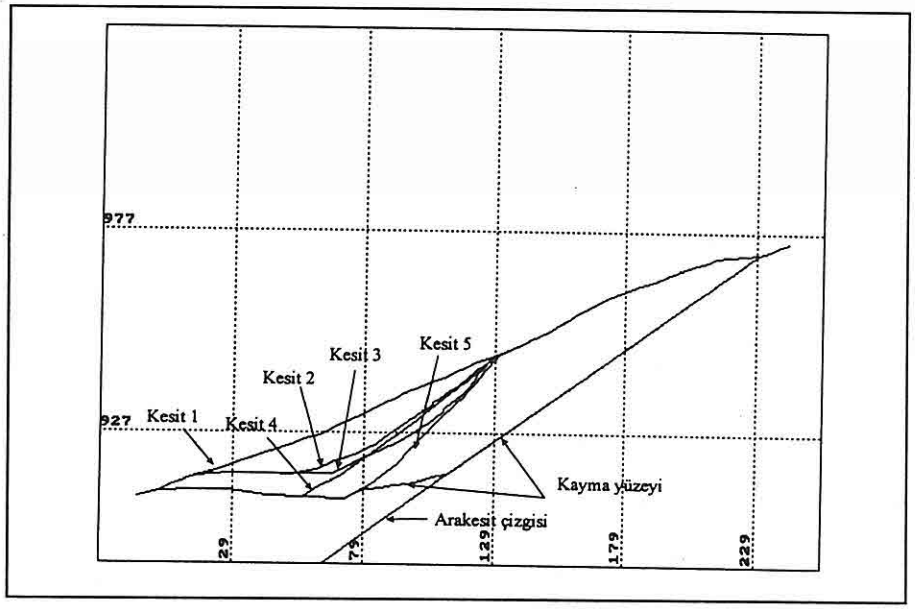
Şekil 11. 3 numaralı yamaç kesitindeki dilmlere ayrılmış kayma kütlesi.



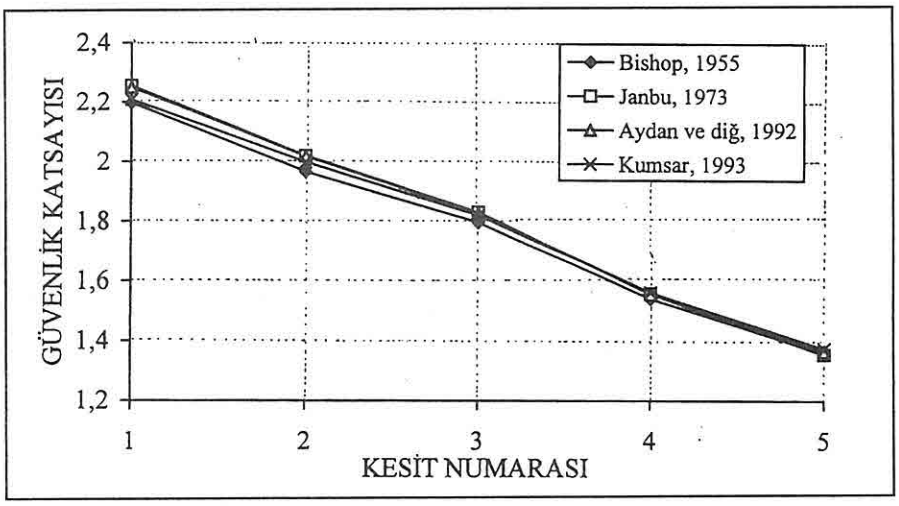
Şekil 12. 4 numaralı yamaç kesitindeki dilimlere ayrılmış kayma kütlesi.



Şekil 13. 5 numaralı yamaç kesitindeki dilimlere ayrılmış kayma kütlesi.



Şekil 14. Arakesit doğrultusu boyunca yamaç kazı sınırlarının genel görünümü.



Şekil 15. Farklı kesit geometrilerine sahip kayma kütlesinin duraylılık analizleri.

katsayısı 1.37'ye inmiştir. Bu konumda yamaç hala duraylıdır.

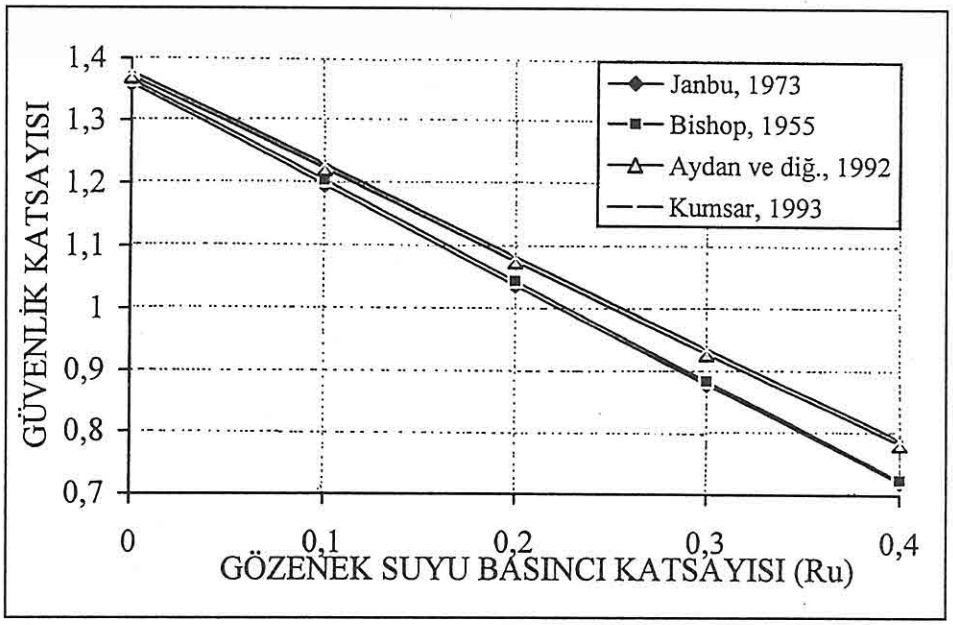
Kayan kütleyi oluşturan birimler çok çatlaklı kireçtaşı blokları ve geçirimli yamaç molozundan oluşmaktadır. Yağışlı mevsimlerde bu birimler içerisine yağış suları rahatlıkla sızabilmekte, kayma kütlesinin gözenek suyu basıncını arttırmakta ve yenilme yüzeyi boyunca sürtünme açısını azaltmaktadır.

Gözenek suyu basıncının artan değerleri için 5 numaralı kesitteki kayma kütlesinin duraylılığının değişiminin incelenmesi için yapılan analiz sonuçları göstermektedir ki, (Şekil 16) yamaçtaki gözenek suyu basıncı arttıkça yamacın duraylılığı önemli miktarda azalmakta ve Ru = 0.21 değerine ulaştığında yamaç duraysızlaşmakta ve hareket etmektedir. Farklı sürtünme açısı değerleri için yapılan duraylılık analizleri sonucunda yenilme yüzeyi boyunca sürtünme açısının azalması sonucu yamacın duraylılığı azalmakta ve yamaç duraysız konuma geçmektedir. Sürtünme açısı 23° de yamaç duraylılığını kaybetmektedir (Şekil 17). Bu yamaçtaki duraysızlığın bir kış mevsimi sonunda meydana gelmesi de, yağışlar sonucu zemine sızan suların yamacın duraylılığının azalmasına önemli ölçüde katkıda bulunduğunu ortaya koymaktadır.

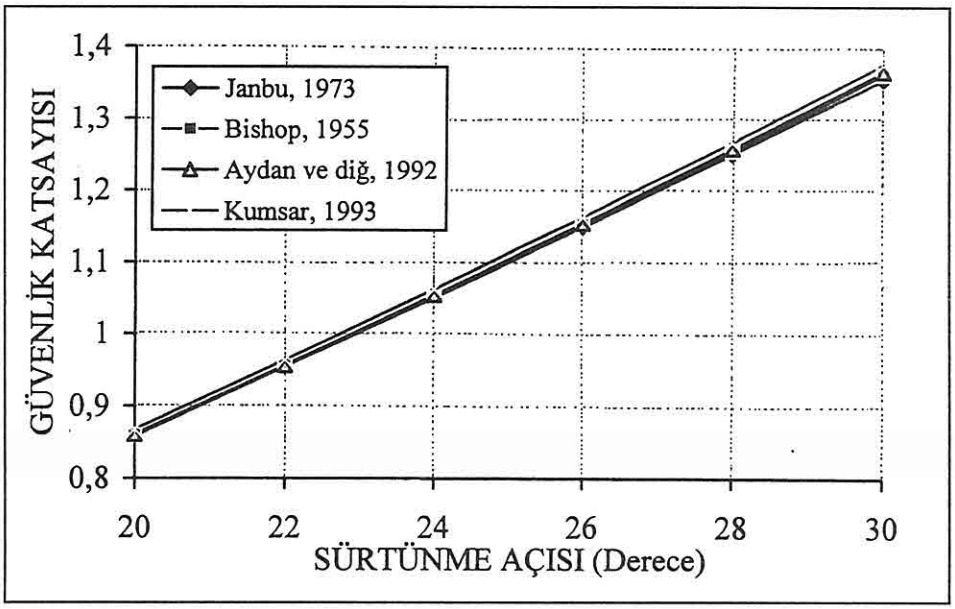
SONUÇLAR

Bu çalışmada Acıpayam Ovası sulama ana kanalı güzergahında meydana gelen karmaşık bir kayma yüzeyi üzerinde yeralan kütlenin hareket nedenleri limit eşitliği yaklaşımları kullanılarak incelenmiştir.

İnceleme alanı basamaklı bir normal faylanma zonunda yeralmaktadır. Fay zonundaki makaslama çatlaklarının arakesiti boyunca yamaç molozu ve kireçtaşı blokları hareket etmiş ve topukta yamaç molozu içerisinde kayma



Şekil 16. 5 numaralı kayma kütlesinin duraylılığının gözenek suyu basıncı ile değişimi.



Şekil 17. 5 numaralı kayma kütlesinin duraylılığının sürtünme açısı ile değişimi.

yüzeyi dairesel bir şekilde devam etmiştir.

Yamacın duraylılığını etkileyen faktörlerin başlıca topuktaki palye kazısı, yağışlı mevsimlerde gözenek suyu basıncının artması ve içsel sürtünme açısının azalması olduğu yapılan analizler sonucu ortaya çıkmıştır.

Yamaç yenildikten sonra kayan kütlenin bir kısmı harfiyatla alınmış ve yamaçtaki itici kuvvetler azaltılmıştır.

Fakat 1996 kış mevsimi sonunda kayan kütle hareketine tekrar devam etmiş ve ortalama 50 cm'lik bir düşey atım oluşmuştur. Bu şevin hareketi yağışlı mevsimlerde küçük atımlarla tekrar devam edebilecektir. Bunun için bu şev üzerinde yeralan kütlenin bir kısmının tekrar kazı yapılarak uzaklaştırılması ana sulama kanalının Acıpayam ovasına sulama suyunu güvenli olarak aktarması açısından gereklidir.

KAYNAKÇA

Aydan, Ö., Shimizu, Y. and Kawamoto, T., 1992. The Stability of Rock Slopes Against Combined Shearing and Slidind Failures and Their Stabilization. Asian Regional Symposium on Rock Slopes, Ozford & IBH Pub. Co. Pvt. Ltd., New Delhi, pp 1105-1117.

Bishop, A. W., . The Use of Slip Circle in the Stability Analysis of Slopes. Geotechnique, v. 5, pp 7-17.

D.S.İ., 1974. Acıpayam vası Hidrojeolojik Etüt Raporu, D.S.ı. Genel Müdürlüğü, Ankara 53p.

Kumsar, H. 1993. Mine Slope Stability Assessment by Using Inter-slice Force Transmission Theory, PhD Thesis, Nottingham University, U.K., 21 p.

Kumsar, H., Akgün, M., Beyaz, T. ve Aydan, ö., 1996. Denizli Acıpayam Ovası S1 Ana Sulama Kanal Güzergahında Gelişen Kama Tipi Kayma Kütlesinin İç

Boyutlu Duraylılık Analizi, Zemin Mekaniği ve Temel Mühendisliği Altıncı Ulusal Kongresi, II. Cilt, D.E.İ., İzmir,Sayfa 335-345.

Janbu, N., 1973. Slope Stability Computations, In Embankment and Dam Engineering, Casagrande Volume, pp 47-86.

Özpınar, Y. 1987 Denizli-Acıpayam Batısının Jeolojik, Petrografik ve Petrokimyasal İncelenmesi, Doktora Tezi, K.T.İ.-FBE Jeoloji Ana Bilim Dalı, Trabzon, 220 p.

YERBİLİMLERİ *GEOSOUND* | HAZİRAN *JUNE* 1997 | SAYI *NO* 30 | ISSN 1019-1003

SÜREKSİZLİKLERİN YERALTISUYU DEPOLANMASINA VE İLETİLMESİNE OLAN ETKİSİ

M. Tahir NALBANTÇILAR
S. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Konya /Türkiye

M. Kemal GÖKAY
S.Ü., Maden Mühendisliği Bölümü, Konya/Türkiye

ÖZET: *Yeryüzüne ulaşan atmosferik suyun, zemin ve kaya kütleleri üzerinden akıp gitmesi veya yeraltısuyuna iletilmesi, bu kütlelerin ortam özelliklerine bağlıdır. Kayaçların gözenek veya çatlak poroziteli olması, su geçirebilme ve iletebilme özelliğini etkilemektedir. Bu çalışmada Doğanbey (Konya) doğusundaki Erenkilit dağını oluşturan volkanitlerin su geçirme ve depolama özelliği incelenmiştir. İncelenen alanda yağışla gelen suyun geçebileceği ve depolanabileceği tek unsurun süreksizlikler ile bunların oluşturduğu ağ sisteminin olduğu belirlenmiştir. Bölgede yeraltısuyunun deşarj noktaları olan pınarlara su sağlayan süreksizlikler ile diğer süreksizlikler arasındaki oryantasyonlar incelenmiştir. Böylece benzer türdeki kaya kütleleri için, yeraltısuyunun depolanması ve iletilmesinde süreksizliklerin önemi vurgulanmıştır.*

DISCONTINUITY EFFECTS ON GROUNDWATER STORAGE AND ROCK MASS CONDUCTIVITY

ABSTRACT: *When atmospheric waters reach the ground surface, either it flows on it or it penetrates into ground which depends on rock mass properties. Properties of rock mass (porosity, discontinuity, etc.) influence rock mass conductivity and transmisibility because of their different porosity characteristics. In this study, volcanic rocks of Erenkilit mountain located east of Doğanbey (Konya) were investigated for their groundwater storage capacity. It is determined that, discontinuities and their connections as a network in this rock mass are the only structural features here to reserve the groundwater. Discontinuity sets in the region were found out and then their relation with the spring fractures were interpreted. Importance of the discontinuities were presented for further researchs for similar rock mass conditions.*

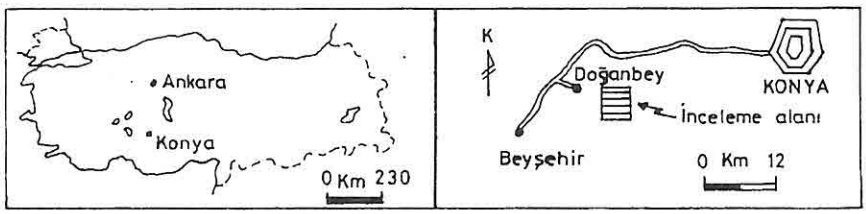
1. GİRİŞ

Yeraltısuyunun iletilmesinde ve depolanmasında süreksizliklerin fonksiyonunun araştırıldığı bu çalışma, Konya'nın 70 km güneybatısında yer alan volkanitlerde yapılmıştır (Şekil 1). Bunlar dom şekilli yapısıyla Beyşehir göl havzasının kuzey doğusundaki ilk yükseltileri oluşturmaktadır. Yörede andezit, dasit, riyodasit ve bazaltın yanı sıra tüf ve aglomera içeren volkanikler, Erenlerdağ lav üyesi olarak isimlendirilmiştir (Özcan ve diğ., 1990). Erenkilit dağının doğusunda ise riyodasit kökenli ignimbirit düzeyi de yer alır. Yaklaşık 20 km^2 'lik inceleme alanında izlenen dasitik ve bazaltik bileşimli kayaçlar eğimli yamaç morfolojilerini oluşturmaktadır.

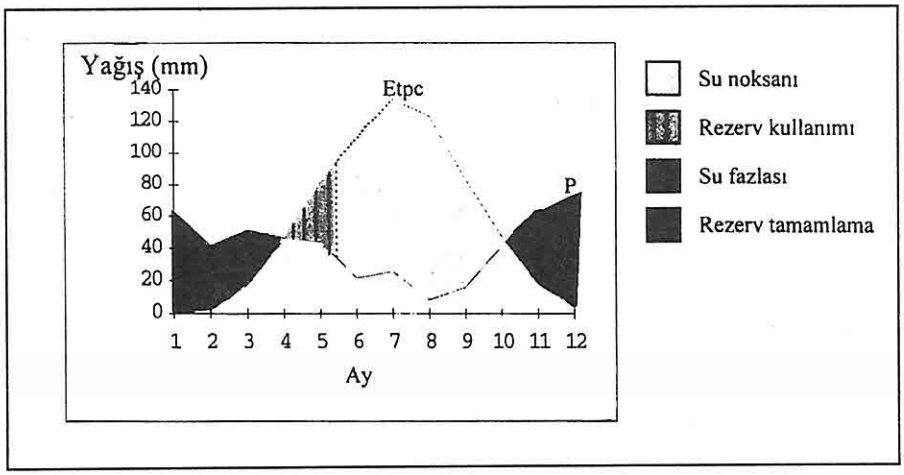
Bölgenin iklim şartları karasaldır. Beyşehir meteoroloji istasyonunun 1996 yılı verilerine göre bu bölgede aylık ortalama sıcaklık 10,9 °C, yıllık toplam yağış 591,7 mm'dir. Aynı bölgenin son otuz iki yıllık ortalamasına göre yıllık toplam yağış miktarı ise 493,5 mm'dir. Thornthwaite (1948) formülüne göre hazırlanan aylık yağış ve buharlaşma-terleme grafiğinde gözlendiği gibi Şubat-Mart aylarında su fazlası oluşmaktadır. (Şekil 2).

Haziran ayları başlarına kadar zeminin su yedeği tüketilmekte ve ekim ayı ortalarına kadar da su noksanı görülmektedir. Bölgeye düşen yağışlar buharlaşma ve yüzeysel akımın yanı sıra, bölgede mostra veren kayaçların niteliklerine bağlı olarak kayaç içlerine süzülmektedir. Yöredeki volkaniklerin soğuma sürecinde ve sonraki tektonik hareketlerle meydana gelmiş çok fazla süreksizlik içermeleri ve bazaltik lav düzeylerindeki tabakalı yapılar aracılığı ile, yağışın kayaç içlerine süzülüp yeraltısuyuna ulaşmasını ve dolayısıyla da süreksizlik pınarlarının beslenmesini sağlamaktadır. Marsily (1986)'nın bu konuda yaptığı araştırmalarda hidrolik geçirgenliğin süreksizlik içeren kaya kütleleri için de önemli bir faktör olduğunu belirtmiştir (Tablo 1). Yine süreksizlik açıklıklarının geçirgenlik üzerinde etkili olduğunu vurgulayarak belirli açıklığa sahip bir süreksizlikten sızabilecek suları, gözenekli kaya kütlelerinden sızan sularla karşılaştırmıştır, (Şekil 3).

Bu çerçevede araştırma yapılan bölgedeki süreksizlik sistemli akiferi oluşturan süreksizliklerin açıklıkları, aralıkları ve yüzeylerinin durumu incelenmiştir. Yağışın, zamanla kayaç



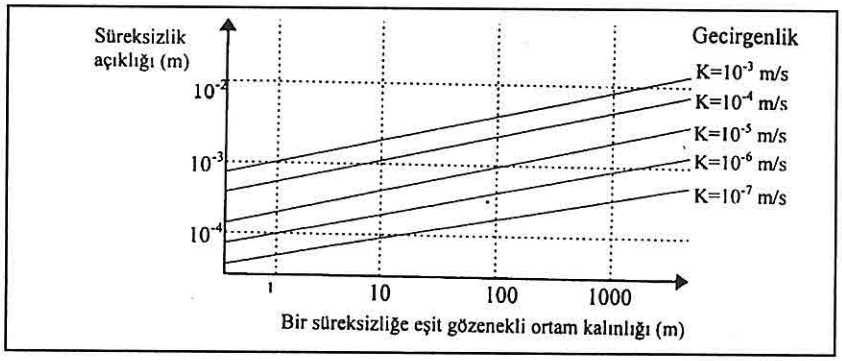
Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.



Şekil 2. İnceleme bölgesine ait yağış (P) ve buharlaşma-terleme (Etpc) grafiği.

Tablo 1. Bazı kayaçların hidrolik geçirgenlik ve porozite katsayıları, (ARH Co., 1976; Marsily, 1986):

Kaya kütlesi	K (m/s)	Porozite (%)
Gözenekli kayaçlar:		
İri kum, çakıl	10^{-1} - 10^{-2}	25-40
Kum ve çakıl	10^{-2} - 10^{-5}	25-50
İnce kum,silt	10^{-5} - 10^{-9}	35-50
Kil, şeyl, buzul kumu	10^{-9} - 10^{-13}	40-70
Çatlaklı kayaçlar:		
Dolomitik kireçtaşı	10^{-3} - 10^{-5}	0-20
Bozuşmuş kireçtaşı	10^{-2} - 10^{-5}	-
Bozuşmamış kireçtaşı	10^{-6} - 10^{-9}	-
Kristalli kayaç	10^{-4} - 10^{-8}	0-10
Kireçtaşı	10^{-5} - 10^{-9}	5-50
Kumtaşı	10^{-4} - 10^{-10}	5-30
Şeyl	-	0-10
Granit, gnays, kompakt bazalt	10^{-9} - 10^{-13}	0,1-1
Boşluklu bazalt	-	5
Bozuşmuş,kırıklanmış bazalt	-	10
Tabakalı bazalt	10^{-8} - 10^{-5}	20



Şekil 3. Gözenekli kayaçlar ile süreksizlik içeren kayaç kütlelerinin, süreksizlik açıklığına bağlı olarak karşılaştırılması (Marsily, 1986).

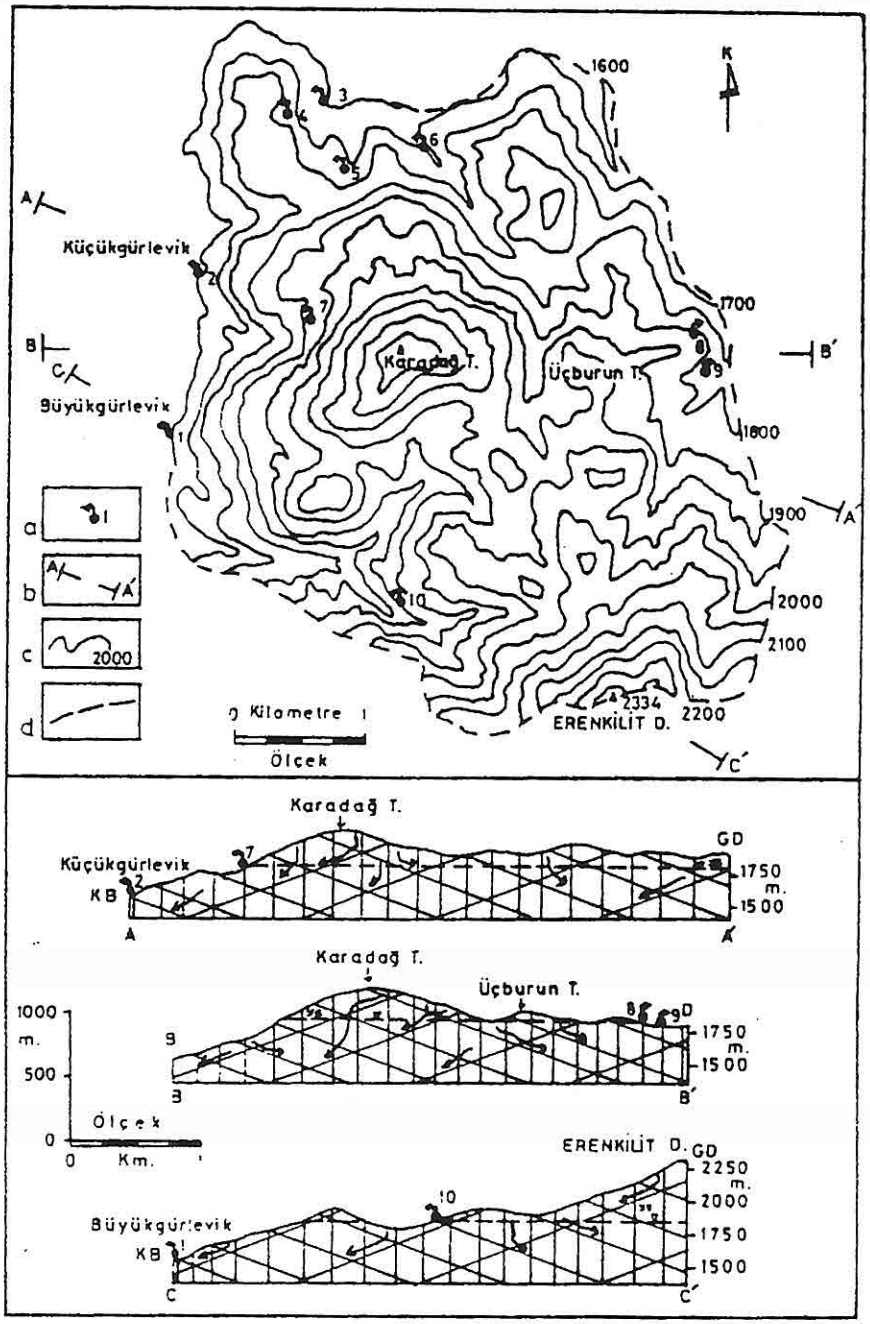
içerisine sızmasıyla süreksizlik yüzeylerinde fizikokimyasal alterasyonları oluşturduğu gözlenmiştir.

Bu çalışmada inceleme alanı içerisinde bulunan Büyük Gürlevik, Küçük Gürlevik, ve diğer sekiz pınardan boşalan su miktarı ile süreksizliklerin oluşturduğu porozitenin, yeraltısuyunun depolanması ve iletilmesindeki etkisi araştırılmıştır. Bunun için Şekil 4'te araştırma alanının KB-GD ve B-D yönlü kesitleri verilmiştir. Pınarların boşalım kotu ile su bölüm hattı arasında kalan hacim çatlak sisteminden oluşmuş rezervuar olarak düşünülüp, yorumlar buna göre yapılmıştır.

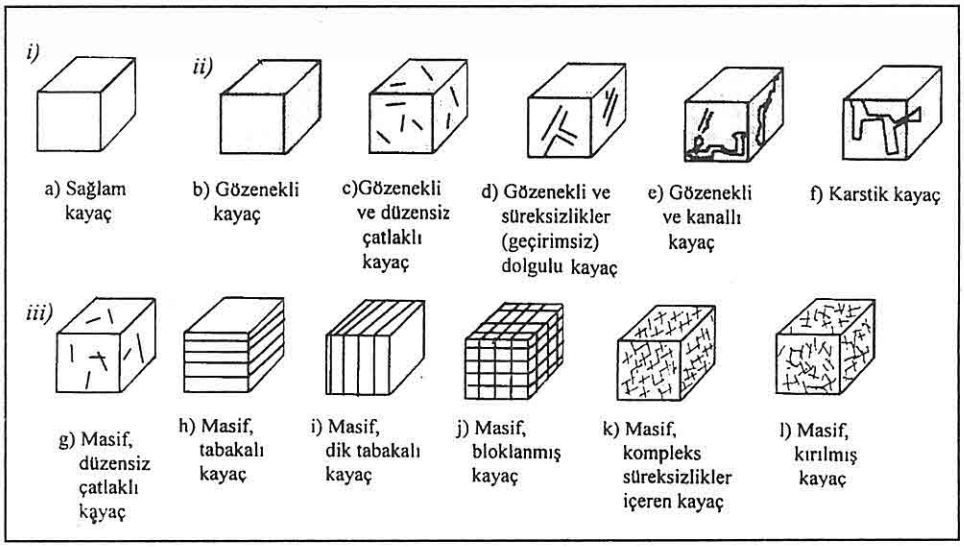
2. SÜREKSİZLİK ÖLÇÜMLERİ VE DEĞERLENDİRİLMESİ

Kaya kütlelerinin genel yapısı Burton (1965), Hoek ve Brown (1980), Marsily (1986) v.d. tarafından farklı mühendislik uygulamaları için açıklanmış, su geçirgenliği açısından Gökay (1996) tarafından tekrar düzenlenmiştir. Bu düzenlemede kaya kütlesi üç önemli gruba ayrılmaktadır; bunlar geçirimsiz sağlam kayaçlar, gözenekli (geçirgen) kayaçlar, süreksizlik içeren sağlam-geçirimsiz kayaç kütleleridir (Şekil 5).

Bu kaya kütleleri ile ilgili olarak yapılan farklı araştırmalarda; sağlam kaya kütlelerine suyun fizikokimyasal etkisi, gözenekli ortam oluşturan çakıltaşı, kumtaşı v.b. kayaçların su geçirme ve depolama özellikleri incelenmişir. Özellikle gözenekli ortamlarda biriken petrol ve dogal gaz yataklarının hareketi ve rezerv tespit çalışmaları, yeraltısuyunun hareketi ve içinde bulunan çözünmüş minerallerin kaynağının araştırılması bu konularda yapılan çalışmaları artırmıştır. Son yıllarda, masif ve geçirimsiz kayaçlarda suyun geçişinin izlenmesi ve gözeneklilikle ilgili çalışmalarda artış gözlenmektedır (ARH Co., 1976). Geçirimsiz kayaçlarda su ancak süreksizliklerden sızabileceği için, araştırmalar süreksizlik analizleri üzerinde yoğunlaşmıştır. Bu konuda



Şekil 4. Çalışma alanının topografik harita ve kesitleri (a: kaynak, b: kesit yeri, c: eş yükselti eğrileri, d: hidrolojik beslenme alanı sınırı).



Şekil 5: Kaya kütlelerinin genel sınıflandırılması (Gökay ve Tarlan, 1996).

yapılan çalışmalara, yeraltında açılan nükleer atık depolarına sızabilecek suların izleyeceği yolun araştırılması ve yeraltısularının kirli atıklardan dolayı kontaminasyonunun bulunması örnek olarak verilebilir.

Üzerinde çalışılan süreksizlikler, kayaçlarda makroskopik olarak izlenebilen çatlak, yarık, tabaka, fay ve benzerlerinden oluşmaktadır. Suyun sızma ve depolanmasında son derece önemli olan süreksizlikler, kayaç içerisinde homojen bir şekilde dağılmadıkları için, öncelikle bunların düzensizmi mi yoksa bir süreksizlik takımı mı oluşturduklarının anlaşılması gereklidir. Doğanbey batısındaki arazi çalışmalarında yukarıda belirtilen kontaminasyon örneğinin aksine yüzeysularının yeraltı suyuna ulaşması istenmektedir. Bunun miktarının ve değişiminin belirlenmesi süreksizlik analizleriyle göreceli olarak araştırılmıştır. Bölgede mostra veren volkaniklerin süreksizlik ölçümlerinden elde edilen eğim yönü ve eğim miktarı değerlerinin ortak özellik gösterenleri Tablo 2'de verilmiştir.

Ölçümler jeolog pusulasıyla 600 ayrı noktadan alınmıştır. Verilerin istatiksel değerlendirilmesinin mümkün olabilmesi için ölçüm noktaları arasında yeterince uzaklık bırakılmıştır. Ölçümlerin değerlendirilmesi, süreksizliklerin stereonet üzerinde gösterilmesi sonucu ortaya çıkan süreksizlik oryantasyonlarına göre yapılmıştır. Buna ilaveten ölçümlerin süreksizlik takımı oluşturup oluşturmadıkları da değerlendirmeye alınmıştır. Ölçülen değerlerin Hoek ve Diederichs (1989) tarafından geliştirilen DIPS programıyla değerlendirilmesi sonucu, bunlara ait

Eğim Yönü/ Eğim miktarı (Derece)	Eğim Yönü/ Eğim miktarı (Derece)	Eğim Yönü/ Eğim miktarı (Derece)	Eğim Yönü/ Eğim miktarı (Derece)	Eğim Yönü/ Eğim miktarı (Derece)	Eğim Yönü/ Eğim miktarı (Derece)	Eğim Yönü/ Eğim miktarı (Derece)
123/31^{+}	125/23^{+}	027/52^{x}	000/72^{x}	342/52^{+}	350/62^{x}	085/83^{x}
308/90^{x}	015/71*	022/70^{x}	100/27^{+}	344/40	052/77^{x}	038/65^{x}
165/20^{+}	238/90^{x}	265/64^{x}	149/74^{x}	122/29^{+}	135/34^{+}	027/70^{x}
143/19^{+}	265/56^{x}	060/64^{x}	064/57^{x}	030/32^{+}	355/75^{x}	000/90^{*+}
307/60^{x}	030/56^{x}	140/12^{+}	035/48^{x}	155/20^{+}	035/45^{x}	250/47^{x}

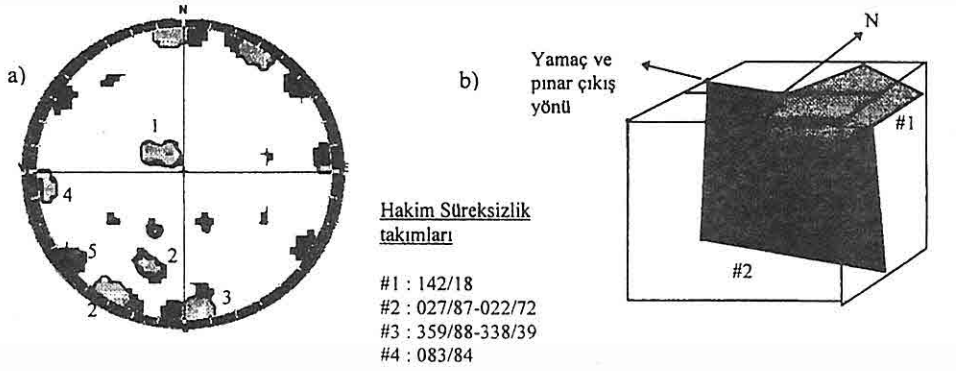
Tablo 2. İnceleme alanında ölçülen süreksizliklerin eğim yönü ve eğim miktarları, (+ tabaka, x çatlak, * pınar çatlağı)

stereonet kontur diyagramı elde edilmiştir (Şekil 6). Bu değerlendirmelere göre süreksizlik takımı oluşturan gruplardan en önemlisi, eğim yönü ve eğim miktarı 142/18 merkezinde odaklanmış olan 1 numaralı süreksizlik takımıdır. Bu değerin volkaniklerde bulunan tabaka düzeylerinin eğim yönü ve eğim miktarlarına yakın olduğu gözlenmiş ve incelenen kayaçlardaki hakim süreksizlik olduğu belirlenmiştir.

İkinci derece öneme sahip süreksizlikler ise volkaniklerdeki tabakalı yüzeylere hemen hemen dik konumdaki çatlaklardır. Bunların oluşturduğu dört ayrı süreksizlik takımı bulunmuştur. Bunlardan en önemlisi 027/87 değerine sahip olan süreksizlik takımıdır(#2).

Diğer süreksizlik takımlarının (#3, #4, #5) eğim yönleri bu süreksizlik takımına göre maksimum ±65°'lik bir farklılık göstermektedir.

Tablo 2'de verilen değerler arasında, arazide gözlenen Büyük Gürlevik



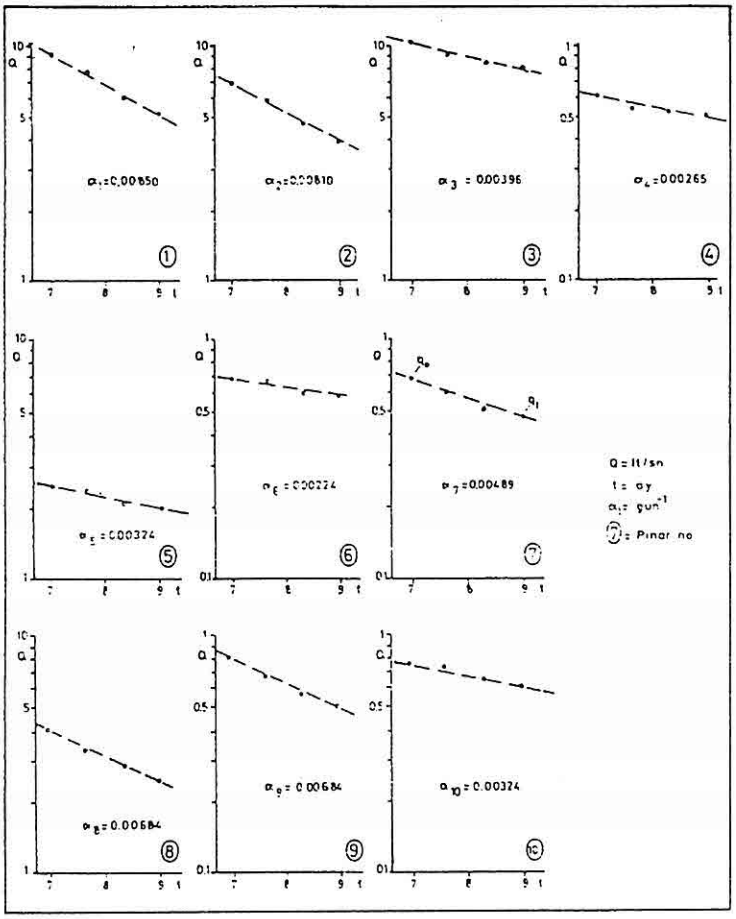
Şekil 6. Arazide ölçülen süreksizliklerin stereonet grafiği (a) ve belirlenen iki önemli süreksizlik takımının birim küp üzerinde gösterilmesi (b).

pınarına su getiren süreksizlik değeri de vardır. Bu süreksizliğin ölçüm değeri, 015/71'dir. Bu değerin #2 numaralı süreksizlik takımına ait değerlere yakınlığı bunların aynı orijin nedeniyle oluştuklarını doğrulamaktadır. Bu değerlendirmeye göre kendisi su depolamaya elverişli olmayan volkanitler, bünyelerindeki suyu süreksizlik ağlarının oluşturduğu bir sistemde (süreksizlik sistemli akiferde) depolamaktadırlar. Bu süreksizlik ağ yapısı içinde bulunan yeraltısuyu, #2 numaralı süreksizlik takımı elemanları tarafından yeryüzüne Şekil 4'de gösterilen pınarlardan deşarj edilmektedir. Şekil 6b' de görüldüğü gibi #1 numaralı süreksizlik takımı ile Büyük Gürlevik pınarının bulunduğu yamacın doğrultuları hemen hemen birbirlerine yakındır (±10°). Bu süreksizlik takımını oluşturan (#1) tabaka yüzeyleri yamaç içine doğru ortalama 18° eğimlidirler; bunların mostralardan belirlenen ortalama sıklıkları (aralıkları) 5-50 cm arasında değişirken, açıklıkları ortalama 0,1-2,0 mm olarak gözlenmiştir. Çalışma alanında #2 numaralı süreksizlik takımı elemanları pınarların bulunduğu yamaçlarda dik eğimle uzanan çatlaklar şeklinde gözlenmiştir. Bu süreksizlikler, açıklıkları 0,2-1,0 arasında değişen çatlak ve bazen açıklığı 15 cm olan yarıklardan oluşmaktadır, bu süreksizliklerin sıklığı 1,5-3,0 m arasında değişmektedir. İkincil oluşumlu kalsit ve aragonit mineralleri ile dolgulanan süreksizliklerin bir kısmı su geçişine tamamen kapalıdır. #2 numaralı süreksizlik takımına ait süreksizliklerin mostra üst seviyelerinde açıklıkları şev hareketerinden dolayı daha fazla olarak ölçülmüştür (2,0-150,0 cm).

Süreksizliklerin oryantasyonları belirlendikten sonra, bunların hepsinin ama özellikle #1 numaralı süreksizlik takımının yağış sularını dağın içine doğru yönlendirdiği, diğer süreksizliklerin (#2, #3, #4 ve #5) ise bu süreksizliğin elemanları arasında bağlantı sağlayarak süreksizlik ağından oluşmuş bu akiferde yeraltısuyunun depolanması ve hareketi için uygun bir ortam oluşturdukları belirlenmiştir. Bu akiferin suyu #2 nolu süreksizlik takımının elemanları aracılığı ile pınarlardan boşaltılmaktadır.

İnceleme alanında Büyük Gürlevik, Küçük Gürlevik ve diğer pınarlardan boşalan su miktarı mevsimsel değişiklik göstermektedir. Yeraltısuyunun dolduğu bahar aylarında pınarlardan gelen su artmakta, sonbaharda ise azalmaktadır. Yapılan debi ölçümlerine göre mevcut pınarlardan boşalan su miktarı 0,0005 m^3/sn ile 0,0105 m^3/sn arasında değişmektedir. Gerçek rejim döneminde akifer dış etkilerle beslenmediğinden pınarlar mevcut rezervi boşaltmaktadırlar. Şekil 4'te gösterilen sürekli akan pınarlara ait gerçek rejimdeki yarı logaritmik boşalım grafikleri Şekil 7'de verilmiştir.

Boşalımları bu şekildeki değerlerle temsil edilen pınarların boşalım kotu (1800 m) üzerindeki işletme rezervinin minimum hacmi (süreksizlik takımlarından oluşmuş rezervuarın depolama gücü) aşağıdaki bağıntı ile



Şekil 7. Çalışma alanında bulunan pınarlara ait yarı logaritmik boşalım grafikleri (q_o: boşalımın başlangıcındaki debi değerleri, q_t: boşalımın bitimindeki debi değerleri)

bulunabilmektedir (Maillet, 1905: Castany, 1963):

$V_1 = (\Delta q_1/\alpha_1).86400,$

$V_2 = (\Delta q_2/\alpha_2).86400$,..... ,

$V_{10} = (\Delta q_{10}/\alpha_{10}).86400,$

$\Delta q_1 = q_{1o} - q_{1t}$,..... ,

$\Delta q_{10} = q_{10o} - q_{10t}$

$V_T = V_1+V_2+V_3+.....+V_{10}$

Burada,

V : Her bir kaynağın boşalttığı su hacmi (m^3),

q_o : Boşalımın başlangıcındaki debi (m^3/sn) ,

q_t : Boşalımın bitimindeki debi (m^3 /sn),

α : Boşalım katsayısı ($gün^{-1}$),

V_T : Kaynakların boşalttığı toplam su hacmi (m^3) 'dir.

V_T =177925 m^3 @ 1,78x10^{-4} km^3

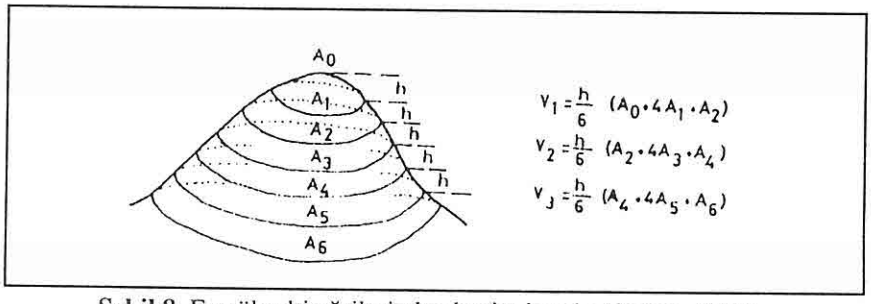
Doğanbey doğusundaki bu volkaniklerin yüzeylediği alan Şekil 4'den planimetre yardımıyla ölçülmüş ve 18,7 km^2 olarak bulunmuştur. Buradan yola çıkarak, eş yükselti eğrilerinin kullanıldığı Simpson hacim hesaplama formülleri kullanılmıştır (Şekil 8). Formülde, A eş yükselti eğrilerinin geçtiği düzlemin alanını (m^2), h eş yükselti eğrileri arasındaki mesafeyi (m) ve V incelenen yerin (dağ) hacmini (m^3) vermektedir. Pınarların bulunduğu taban kotu (1550 m) üzerindeki dağın hacmi 23,7 km^3 olarak bulunmuştur. Bu değerlere göre; pınarlardan gerçek rejimde boşalan su hacmi, dağ hacminin (1,78x10^{-4} km^3 / 23,7 km^3) % 0,00075 'dir.

Bu akiferin depolayabileceği maksimum su hacmini bulmak için izlenecek yol, üzerinde çalışılan bölgede bulunabilecek toplam süreksizlik boşluk hacminin hesaplanmasıdır. Yukarıda verilen dağ hacminin hesaplandığı kot değerleri arasında (1550-2330 m) kalan kayaçların içindeki süreksizliklerin Şekil 6'da gösterilen iki süreksizlik takımının (#1, #2) elemanı olduğu düşünülürse, 1,0 m^3 'lük eşdeğer birim küp için süreksizliklerin oluşturacağı boşluğun hacmi ve porozitesi bulunabilecektir. Burada;

1. varsayım: #1 nolu süreksizlik takımı : 25,0 cm aralıklı ve 2,0 mm açıklıklı, #2 nolu süreksizlik takımı : 2,0 m aralıklı ve 10,0 mm açıklıklı kabul edilirse; süreksizlik boşluk hacmi 0,0231 m^3 ve porozite %2,3 olarak bulunurken,

2. varsayım: #1 nolu süreksizlik takımı : 25,0 cm aralıklı ve 0,1 mm açıklıklı, #2 nolu süreksizlik takımı : 2,0 m aralıklı ve 2,0 mm açıklıklı kabul edilirse; süreksizlik boşluk hacmi 0,002987 m^3 ve porozite % 2,98 olarak bulunacaktır.

Bu değerlerden yola çıkarak, pınarların tavan boşalım kotu (1800 m) üzerindeki kayaçlarda bulunabilecek süreksizlik



Şekil 8. Eş yükselti eğrilerinden hacim hesabı (Songu, 1981)

boşluklarının hacmi hesaplanırsa;

Toplam dağ hacmi (1550-2330 m arası): 23,7 km^3

Tavan boşalım kotu üzerindeki (1800-2330 m arası) hacim: 9,48 km3 olacaktır.

Burada, tavan boşalım kotu üzerindeki süreksizliklerin oluşturacağı toplam boşluk hacmi ve porozite: 1. varsayıma göre 0,218 km^3 , % 2,29 olarak, 2. varsayıma göre 0,0275 km^3 , % 0,29 olarak bulunacaktır. Bu pınarlardan gerçek rejimde boşalan suyun toplam hacminin $1,78x10^{-4}$ km^3 olduğu bilindiğine göre hesaplanan boşluk hacimleri için su doluluk oranı sırasıyla 1. varsayıma için % 0,082 ve 2. varsayıma için % 0,647 bulunmuştur.

3. SONUÇLAR

Doğanbey doğusunda bulunan volkanitler bölgenin en yüksek topografik yerlerini oluşturmaktadır. Burada bulunan pınarların su deşarj debilerindeki değişim incelendiğinde, bunun bölgeye düşen yağışlara bağlı olduğu belirlenmiştir. Pınarların bulunduğu kot aralığı düşünüldüğünde (1550-1800 m arası), pınar sularının kökeninin aynı bölgede yüksekliği 2330 metreye ulaşan Erenkilit dağı dolaylarına düşen yağışlar olduğu gözlenmiştir. Yapılan arazi çalışmalarında, bölgede gözlenen süreksizlik takımları belirlenmiş, bunların yeraltısuyu depolanmasına ve iletilmesine etkileri ortaya konulmuştur. Belirlenen süreksizlik takımlarından yola çıkarak bölgedeki masif ancak süreksizlik içeren kayaçların poroziteleri yaklaşık % 2,5 olarak bulunmuştur. Bu kaya kütleleri içerisinden deşarj olan pınarların gerçek rejimdeki boşalımlarından yararlanılarak süreksizliklerin su ile doluluk oranı ortalama % 0,07 olarak bulunmuştur. Belirli yaklaşımlardan yola çıkılarak ulaşılan bu sonuçlar, bölgede yürütülecek detaylı deneyler, gözlem kuyuları ve diğer ölçümlerle daha da kesinlik kazanabilecektir. Bu çalışma sonunda incelenen bölgedeki süreksizliklerin su depolama kapasitelerinin çok az bir kısmının kullanıldığı ortaya çıkmıştır. Bu yöreye düşecek daha fazla yağış, depolanacak su miktarını artıracaktır.

Böylece bölgedeki pınarların mevcut şartlardaki su deşarjı daha uzun zaman sürecektir.

KAYNAKLAR

ARH Co. (Atlantic- Richfield Hanford Company), 1976, Preliminary feasibility study of storage of radioactive wastes in Columbia river basalts, Rept. ARH- ST-137, V1, 168 p.

Burton, A.N.,1965, Discussion on coates (1964), Int.J. Rock Mech. Min. Sci., 2, pp105-110

Castany, G., 1963, Traite pratique des eaux soutrraines, Dunod, Paris.

Gökay, M.K. ve Tarlan, E., 1996, Effects of discontinuities on groundwater, First Mine Environment Conferance, Dumlupınar University, Kütahya.

Hoek,E ve Diederichs,M., 1989, DIPS-User manual, advanced version,

Rock Eng. groupe, Civil Eng. Dept., Toronto Univ., Canada.

Marsily, G., 1986, Quantitative hydrogeology; groundwater hydrology for engineers, Academic Press Inc., New York.

Özcan, A., Göncüoğlu, M. C. , Turhan, N., Şentürk, K., Uysal, Ş. ve Işık, A., 1990, Konya - Kadınhanı - Ilgın dolayının temel jeolojisi, MTA raporu, No: 9535, 132 s.

Songu, C., 1981, Ölçme Bilgisi, Birsen yayınevi, İstanbul, 496 s.

Thornthwaite, C.W., 1948, An approach toward a rational classification of climate, The Geological Review, 38, pp 55-94.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1997 SAYI 30 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

BAKIRKÖY HAVZASI (İSTANBUL) TERSİYER ÇÖKELLERİNİN OSTRAKOD FAUNASI

Ümit ŞAFAK
Ç.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/ Türkiye

ÖZET : *Bakırköy Havzası-Merter kuzeyinde (İstanbul) yapılmış Jawa deposu sondajına ait örneklerin mikropaleontolojik açıdan incelenmesi sonucunda, zengin bir ostrakod topluluğu içerdiği belirlenmiştir. Mikropaleontolojik incelemeler, yapılan sondajla üst yüzeyden tabana doğru sırası ile Geç Miyosen ve Geç Eosen-Oligosen yaşlı çökellerin kesildiğini ortaya çıkarmıştır. Çalışılan ostrakod faunasının değerlendirilmesi yapıldığında, faunanın Geç Miyosen esnasında Tetis ve Paratetis kökenli karakteristik türlerden oluştuğu gözlenmiştir. Bu bakımdan çalışmada Tortoniyen= Pannoniyen , Messiniyen= Ponsiyen şeklinde iki farklı provens çağını birlikte kullanma gereği ortaya çıkmıştır. Yapılmış sondajdan alınan örneklerden Bartoniyen-Ştampiyen yaş aralığında* ***Bairdia subdeltoidea*** *(Muenster),* ***Bairdoppilata gliberti*** *Keij,* ***Cytheromorpha zinndorfi*** *(Lienenklaus),* ***Schizocythere tessellata tessellata*** *(Bosquet),* ***Eucythere*** *sp. 1,* ***Eucythere*** *sp. 2.,* ***Thracella apostolescui*** *Sönmez,* ***Echinocythereis septentrionalis*** *Ducasse ,* ***E. isabenana*** *Oertli,* ***E. lütfullahi*** *Sönmez-Gökçen,* ***Leguminocythereis*** *sp.,* ***Nucleolina multicostata*** *(Deltel) gibi denizel,* ***Pokornyella osnabrugensis*** *(Lienenklaus),* ***P. ventricosa*** *(Bosquet),* ***Hermanites paijenborchiana*** *Keij,* ***H. alata*** *Ducasse,* ***Bradleya*** *sp.,* ***Quadracythere hulusii*** *Sönmez-Gökçen,* ***Cytheropteron kuruensis*** *Sönmez-Gökçen,* ***Loxoconcha*** *sp. II Sönmez-Gökçen,* ***Xestoleberis subglobosa*** *(Bosquet),* ***X. convexa*** *Deltel ,* ***Paracypris contracta*** *(Jones)gibi sığ denizel ortamlarda bulunan ostrakodlar gözlenmiştir.*

Tortoniyen= Pannoniyen'e ait ostrakodlardan ***Bairdia subdeltoidea*** *(Muenster),* ***Neonesidea corpulenta*** *(Mueller) gibi sığ denizel,* ***Limnocythere*** *sp.1 Ünal,* ***Limnocythere*** *sp. 2 Ünal gibi gölsel özellikli,* ***Cyprideis anatolica*** *Bassiouni,* ***C. pannonica*** *(Mehes),* ***C. seminulum*** *(Reuss),* ***C. torosa*** *(Jones),* ***C. sublittoralis adentata*** *Bassiouni,* ***C. trituberculata*** *Krstic,* ***C. sarmatica*** *Krstic,* ***C. sohni*** *Bassiouni ,* ***C. heterostigma majör*** *Kollmann,* ***C. quadrituberculata*** *Krstic,* ***C. tuberculata*** *(Mehes)),* ***C. compacta turgida*** *Bassiouni ,* ***Cytheridea acuminata acuminata*** *Bosquet gibi lagün ortamını karakterize eden,* ***Aurila speyeri*** *(Brady),* ***A. convexa*** *(Baird),* ***Loxoconcha*** *sp. 1 Ünal,* ***Loxoconcha*** *sp. 2 Ünal gibi litoral ,* ***Xestoleberis ventricosa*** *Mueller,* ***X. reymenti*** *Ruggieri gibi sığ denizel,* ***Ilyocypris bradyi*** *(Norman),* ***Candona (Candona) decimai*** *Freels,* ***C. (Candona) parallela pannonica*** *Zalanyi,* ***C. (Candona) neglecta*** *Sars,* ***C. (Candona) devexa*** *Kaufmann,* ***C. (Typhlocypris)*** *sp.,* ***Heterocypris salina salina*** *(Brady) ,* ***Eucypris dulcifons*** *Diebel & Pietrzenuik gibi gölsel özellikli*

türler yeralmaktadır.

Messiniyen=Ponsiyen yaş aralığında ise ostrakodlardan **Bairdia subdeltoidea** (Muenster), **Neonesidea corpulenta** (Mueller) gibi sığ denizel, **Leptocythere sanmarinensis** Ruggieri, **Leptocythere** sp., **Callistocythere** sp. gibi litoral, **Limnocythere** sp. 1 Ünal, **Limnocythere** sp. 2 Ünal, **Paralimnocythere** sp.1 Ünal gibi gölsel özellikli, **Cyprideis anatolica** Bassiouni, **C. pannonica** (Mehes), **C. seminulum** (Reuss), **C. torosa** (Jones), **C. sublittoralis adentata** Bassiouni, **C. sublittoralis sublittoralis** Pokorny, **C. trituberculata** Krstic, **C. sarmatica** Krstic, **C. sohni** Bassiouni, **C. quadrituberculata** Krstic, **C. tuberculata** (Mehes), **C. compacta turgida** Bassiouni, **Cyprideis** sp. gibi lagün ortamında bulunan, **Aurila speyeri** (Brady), **A. venetiensis** (Uliczny) **A. convexa** (Baird), **Urocythereis seminulum** (Sequenza) gibi sığ denizel, **Tyrrhenocythere triebeli** Krstic, **Loxoconcha** sp. 1 Ünal, **Loxoconcha** sp. 2 Ünal, **Loxoconcha** sp. 1, **Loxoconcha** sp. 2, gibi lagün, litoral ortamı karakterize eden, **Xestoleberis ventricosa** Mueller, **X. reymenti** Ruggieri, **X. communis** Mueller, **Xestoleberis** sp. gibi sığ denizel, **Ilyocypris bradyi** (Norman), **Candona (Candona) decimai** Freels, **C. (Candona) parallela pannonica** Zalanyi, **C. (Candona) neglecta** Sars, **C. (Candona) devexa** Kaufmann, **Candona** sp., **C. (Pseudocandona) compressa** (Koch) sen. Brady, **Heterocypris salina salina** (Brady), **Heterocypris** sp., **Eucypris dulcifons** Diebel & Pietrzenuik gibi göl ortamına ait cins ve türler bulunmuştur.

Yapılan sondajla tanımlanan ostrakodların ortamsal dağılımlarından, istif içerisinde özellikle Miyosen devrinde sığ denizel fauna yanında lagüner ve gölsel özellikteki fananın yaygın olduğu gözlenmektedir.

OSTRACODA OF TERTIARY SEDIMENTS IN THE BAKIRKÖY BASIN (İSTANBUL)

ABSTRACT: A rich Ostracoda assemblage was determined at the result of the micropaleontological investigation of the drilling samples belonging to Jawa tank which is located in the Bakırköy Basin, northern part of Merter (İstanbul). Micropaleontological examination indicated that late Eocene-Oligocene and late Miocene sediments were cut respectively from surface to bottom. It was pointed out that characteristic species of the Tethys and Paratethys were taken place within the late Miocene time interval, when the evaluation of the ostracoda fauna was examined. For this reason, two different provenances were used together as, Tortonian= Pannonian, Messinian= Pontian. The following ostracoda assemblages were described from the samples characterizing is the Bartonian-Stampian time interval **Bairdia subdeltoidea** (Muenster), **Bairdoppilata gliberti** Keij, **Cytheromorpha zinndorfi** (Lienenklaus), **Schizocythere tessellata tessellata** (Bosquet), **Eucythere** sp. 1, **Eucythere** sp. 2., **Thracella apostolescui**

Sönmez, ***Echinocythereis septentrionalis*** Ducasse , ***E. isabenana*** Oertli, ***E. lütfullahi*** Sönmez-Gökçen, ***Leguminocythereis*** sp., ***Nucleolina multicostata*** (Deltel) of marine environment, ***Pokornyella osnabrugensis*** (Lienenklaus), ***P. ventricosa*** (Bosquet), ***Hermanites paijenborchiana*** Keij, ***H. alata*** Ducasse, ***Bradleya*** sp., ***Quadracythere hulusii*** Sönmez-Gökçen, ***Cytheropteron kuruensis*** Sönmez-Gökçen, ***Loxoconcha*** sp. II Sönmez-Gökçen, ***Xestoleberis subglobosa*** (Bosquet), ***X. convexa*** Deltel , ***Paracypris contracta*** (Jones)g of shallow marine environment .

The following characteristic ostracodes and their environmental proporties were determined in Tortonian-Pannonian. These are respectively, ***Bairdia subdeltoidea*** (Muenster), ***Neonesidea corpulenta*** (Mueller) of shallow marine, ***Limnocythere*** sp.1 Ünal, ***Limnocythere*** sp. 2 Ünal of lacustrine, ***Cyprideis anatolica*** Bassiouni, ***C. pannonica*** (Mehes), ***C. seminulum*** (Reuss), ***C. torosa*** (Jones), ***C. sublittoralis adentata*** Bassioni , ***C. trituberculata*** Krstic, ***C. sarmatica*** Krstic, ***C. sohni*** Bassiouni ,***C. heterostigma majör*** Kollmann, ***C. quadrituberculata*** Krstic, ***C. tuberculatao***(Mehes)), ***C. compacta turgida*** Bassiouni of lagoon, ***Cytheridea acuminata acuminata*** Bosquet, ***Aurila speyeri*** (Brady), ***A. convexa*** (Baird), ***Loxoconcha*** sp. 1 Ünal, ***Loxoconcha*** sp. 2 Ünal of littoral , ***Xestoleberis ventricosa*** Mueller, ***X. reymenti*** Ruggieri of shallow marine, ***Ilyocypris bradyi*** (Norman), ***Candona (Candona) decimai*** Freels, ***C. (Candona) parallela pannonica*** Zalanyi, ***C. (Candona) neglecta*** Sars, ***C. (Candona) devexa*** Kaufmann, ***C. (Typhlocypris)*** sp., ***Heterocypris salina salina*** (Brady) , ***Eucypris dulcifons*** Diebel & Pietrzenuik of lacustrine.

In addition, these ostracodes characteristically representing Messinian-Pontian and their various environments were identified. These ostracodes are ***Bairdia subdeltoidea*** (Muenster), ***Neonesidea corpulenta*** (Mueller) of shallow marine, ***Leptocythere sanmarinensis*** Ruggieri, ***Leptocythere*** sp., ***Callistocythere*** sp. of littoral, ***Limnocythere*** sp. 1 Ünal, ***Limnocythere*** sp. 2 Ünal, ***Paralimnocythere*** sp.1 Ünal of lacustrine, ***Cyprideis anatolica*** Bassiouni, ***C. pannonica*** (Mehes), ***C. seminulum*** (Reuss), ***C. torosa*** (Jones), ***C. sublittoralis adentata*** Bassiouni, ***C. sublittoralis*** Pokorny, ***C. trituberculata*** Krstic, ***C. sarmatica*** Krstic, ***C. sohni*** Bassiouni, ***C. quadrituberculata*** Krstic, ***C. tuberculata*** (Mehes), ***C. compacta turgida*** Bassiouni, ***Cyprideis*** sp., of lagoon, ***Aurila speyeri*** (Brady), ***A. venetiensis*** (Uliczny), ***A. convexa*** (Baird), ***Urocythereis seminulum*** (Sequenza) of shallow marine, ***Tyrrhenocythere triebeli*** Krstic, ***Loxoconcha*** sp. 1 Ünal, ***Loxoconcha*** sp. 2, Ünal, ***Loxoconcha*** sp. 1, ***Loxoconcha*** sp. 2 of lagoon and littoral environmental, ***Xestoleberis ventricosa*** Mueller, ***X. reymenti*** Ruggieri, ***X.***

communis *Mueller,* ***Xestoleberis*** *sp. of shallow marine,* ***Ilyocypris bradyi*** *(Norman),* ***Candona (Candona) decimai*** *Freels,* ***C. (Candona) parallela pannonica*** *Zalanyi,* ***C. (Candona) neglecta*** *Sars,* ***C. (Candona) devexa*** *Kaufmann,* ***C. (Pseudocandona) compressa*** *(Koch) sen. Brady,* ***Heterocypris salina salina*** *(Brady),* ***Heterocypris*** *sp.,* ***Eucypris dulcifons*** *Diebel & Pietrzenuik of lacustrine.*

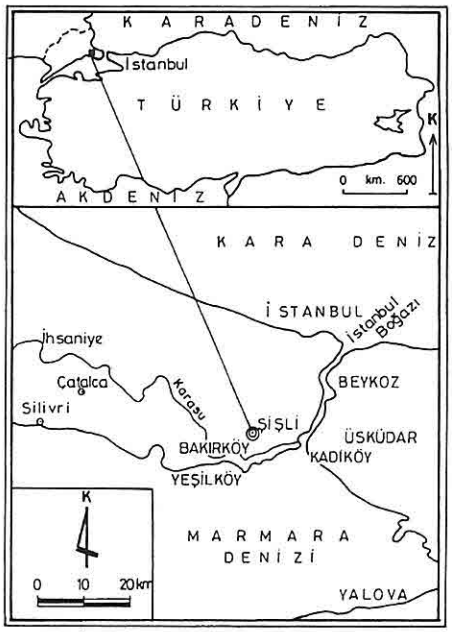
After environmental distribution of described ostracodes, shallow marine fauna, lagoonal and lacustrine forms, were commonly observed within the Miocene sequence.

1. GİRİŞ

İnceleme alanı ve çevresinde (Şekil 1) Arabu (1917), Akartuna (1953), Erentöz (1953), Pamir (1954), Ozansoy (1962, 1964), Rückert-Ülkümen (1964, 1965), Kemper (1966), Sönmez (1963), Sönmez-Gökçen (1964, 1973), Keskin (1966), Aslaner (1966) farklı zamanlarda ayrıntılı jeolojik araştırmalar yapmışlardır. Bu araştırma ise İstanbul çevresinde yapılan hidrojeolojik çalışmalardan birisi ile ilgili olarak açılmış derin bir sondajdan alınan örneklerin incelenmesi sonucunda ortaya çıkmış bir çalışmadır.

İnceleme için 50 gr. lık kuru örnek tartılarak yıkama yapılmış, ayıklamaya tabi tutularak, mikrofosil tayinine hazırlanmıştır. Mikrofosil toplama slaytlarında biriktirilen ve tayini yapılan ostrakod cins ve türleri sayılmıştır.

Böylece ostrakodların yanal ve düşey



Şekil 1. İnceleme alanının yerbulduru haritası.

dağılımları hesaplanmış ve sayısal bollukları belirlenmiştir. Dağılım tablosunda ostrakodların frekansını yansıtabilmek amacıyla Tablo 1'de yeralan simgeler kullanılmıştır.

Tablo 1. Ostrakodların frekans tablosu (Sissingh, 1972'den değiştirilerek alınmıştır).

Frekans	Sayı	Sembol
Çok nadir	1-2 kapak	+
Nadir	3-5 kapak	X
Yaygın	6-15 kapak	O
Sık	16-25 kapak	●
Çok sık	> 25	■

2. STRATİGRAFİ

İncelemeye konu olan bölgede sondaj verilerinin değerlendirilmesi sonucunda tabanda Geç Eosen-Oligosen yaşlı, üzerinde ise hiyatüs (= stratigrafik boşluk)olarak Geç Miyosen yaşlı birimlerin bulunduğu ortaya konulmuştur (Şekil 2).

İnceleme bölgesinin Tersiyer stratigrafisi ostrakod faunasına göre saptanmış olup

Üst Miyosen
Messiniyen=Ponsiyen
Tortoniyen=Pannoniyen
Oligosen
Stampiyen
Eosen
Bartoniyen

seri ve katlarıdır.

Üst Eosen (Bartoniyen)

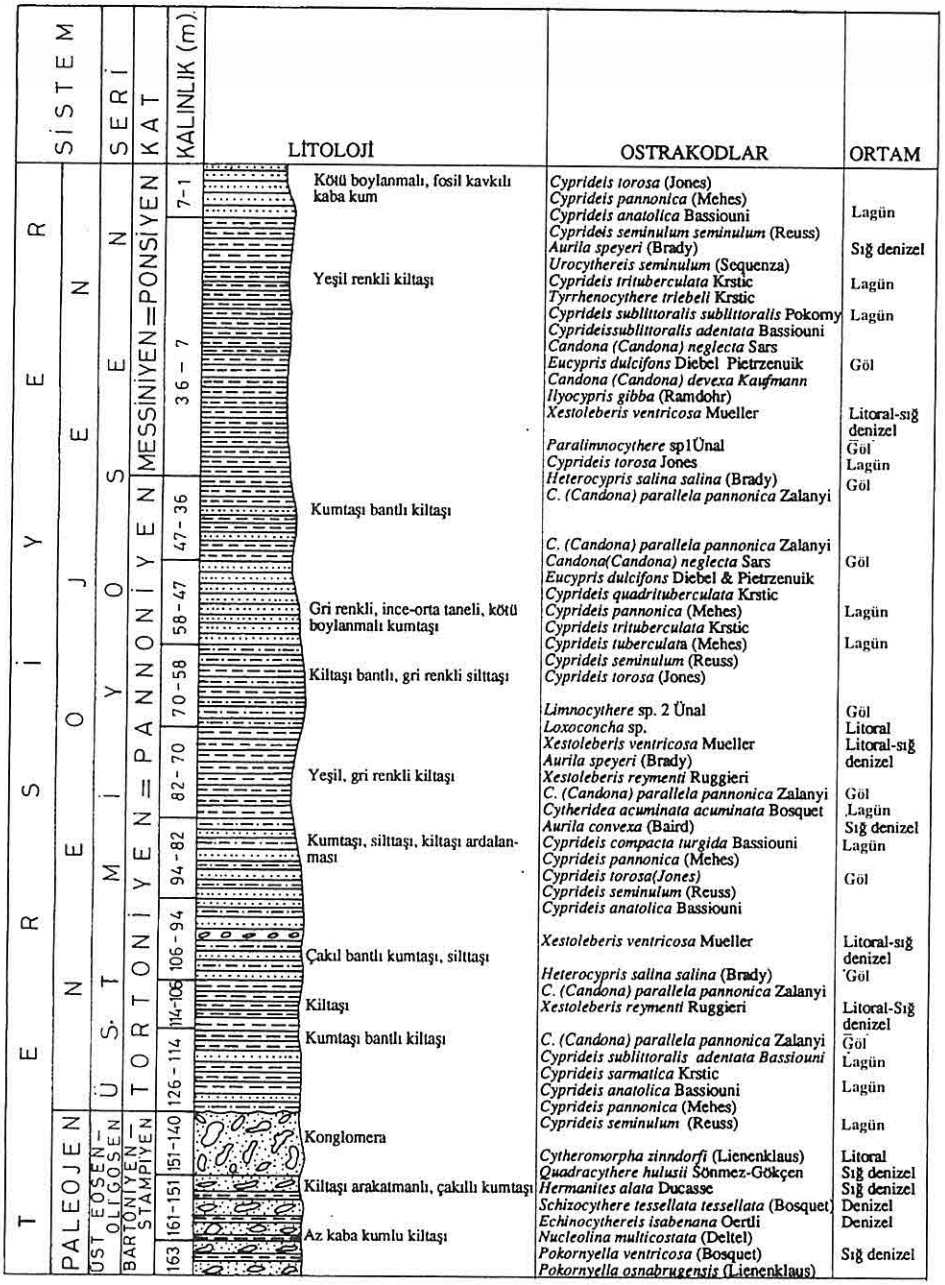
Bu kat inceleme bölgesinde sondajla inilen 163- 161 metre derinlikte gri renkli, kuvars, grovak ve kireçtaşı taneli, az kaba kumlu kiltaşı ve sondajın 161-151 metrelerinde kiltaşı arakatmanlı çakıllı kumtaşları ile tanınır. Kumtaşları koyu gri renkli, kötü boylanmalı olup, grovak, kuvars ve kireçtaşı tanelidir. Kat içerisinde saptanan *Bairdoppilata gliberti* Keij, *Schizocythere tessellata tessellata* (Bosquet), *Eucythere* sp. 1, *Eucythere* sp. 2, *Thracella apostolescui* Sönmez, *Echinocythereis septentrionalis Ducasse, E. lütfullahi* Sönmez-Gökçen, *E. isabenana* (Oertli), *Leguminocythereis* sp., *Nucleolina multicostata* (Deltel), *Pokornyella osnabrugensis* (Lienenklaus), *Hermanites alata* Ducasse, *H. paijenborchiana* Keij, *Bradleya* sp., *Quadracythere hulusii* Sönmez - Gökçen, *Cytheropteron kuruensis* Sönmez- Gökçen, *Loxoconcha* sp. II Sönmez - Gökçen, *Xestoleberis subglobosa* (Bosquet), *X. convexa* Deltel *Paracypris contracta* (Jones) gibi ostrakod türleri Trakya Havzası'nda (Sönmez, 1963; Sönmez-Gökçen, 1964; Gökçen, 1975), Polatlı ve çevresinde (Duru, 1984), Malatya bölgesinde (Şafak, 1990, Nazik, 1993) yapılan çalışmalarda da Üst Eosen (Bartoniyen)'i karakterize etmektedir (Levha I, II, IV, V, VI, VII).

Oligosen (Stampiyen)

Alttaki Üst Eosen (Bartoniyen) ile alt seviyelerinde benzer litolojiyi içeren Oligosen Devri, üst seviyelerini oluşturan 151-140 metreler arasında gri renkli, kötü boylanmalı, grovak ve kuvars tanesi içeren konglomeralarla tanınır. Bu metrede, mikropaleontolojik verilerle ortaya çıkan bir hiyatüs (= stratigrafik boşluk) saptanmıştır. Çünkü Tersiyer sistemi içerisinde çok farklı iki katın bitiş ve başlangıç noktası bu metrelerde bulunmuştur. Bu kat *Cytheromorpha zinndorfi* (Lienenklaus), *Eucythere* sp.1, *Pokornyella osnabrugensis* (Lienenklaus) gibi Alt Oligosen (Stampiyen) ostrakod türlerini içermektedir (Sönmez, 1963; Sönmez -Gökçen, 1964) (Şekil 3) .

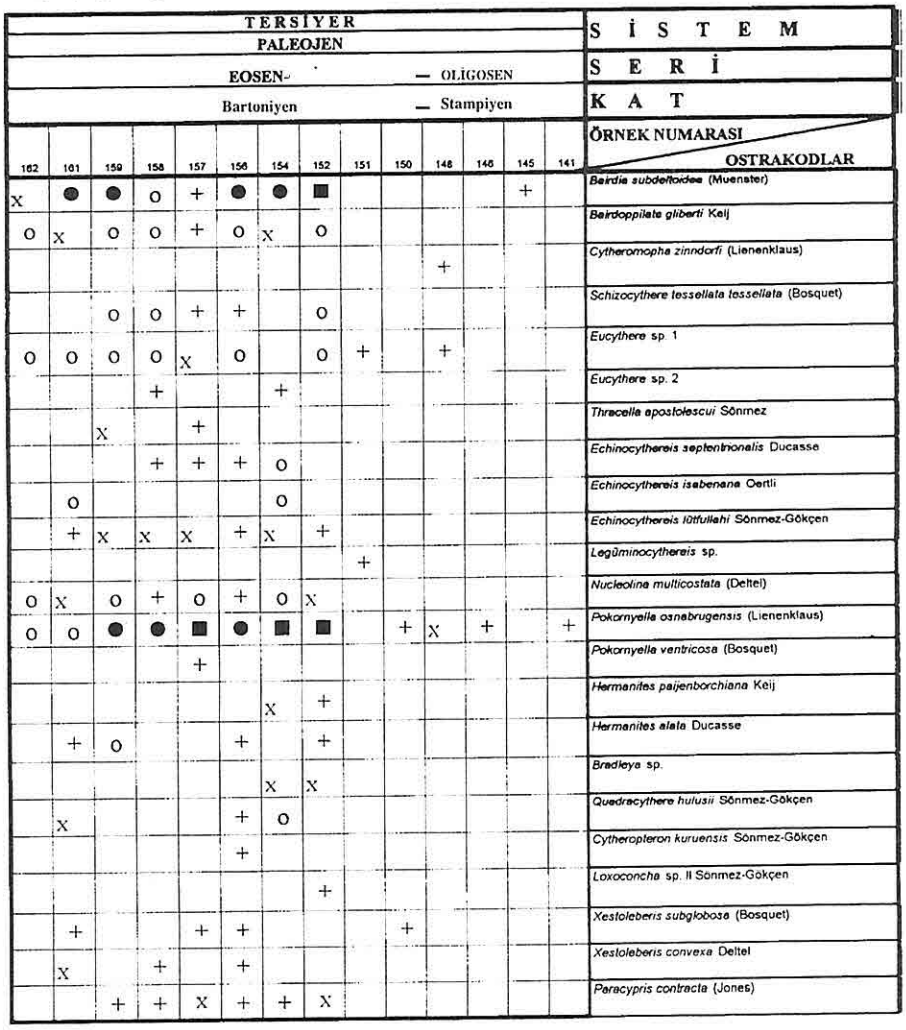
Tortoniyen=Pannoniyen

Bu kat sondajın 126–36 metreleri arasında saptanmıştır. İnceleme bölgesinde sondajla inilen 126-114 metreler arası kumtaşı bantlı kiltaşı içermektedir.114-106 metrelerde kiltaşı



Şekil 2. Bakırköy Havzası Tersiyer İstifinin Dikme Kesiti.

geçilmiştir. Kiltaşları yeşil renkli olup, az miktarda kum ve çakıl içerir. İstifin 106-94 metreleri arasında sarı renkli, kötü boylanmalı çakıl bantları içeren kumtaşı ve silttaşı bulunur.94-82 metreler arası kumtaşı, silttaşı ve kiltaşı ardalanması gösterir. 82-70 metrelerde kiltaşı, 70-58 metrede kiltaşı bantlı silttaşı geçilmiştir. 58-47 metreler arası kumtaşı litolojisi gösterir. Bu kumtaşları ince-orta taneli, kötü boylanmalı olup, yeşilimsi gri renktedir. 47-36 metre arası kumtaşı bantlı kiltaşı Bu katta, alt düzeylerden başlayıp üst sınıra dek yoğun gözlenen *Cyprideis anatolica* Bassiouni, *C. pannonica* (Mehes), *C. seminulum* (Reuss), *C. torosa* (Jones), üst kesimde saptanan *Cprideis tritubercula*



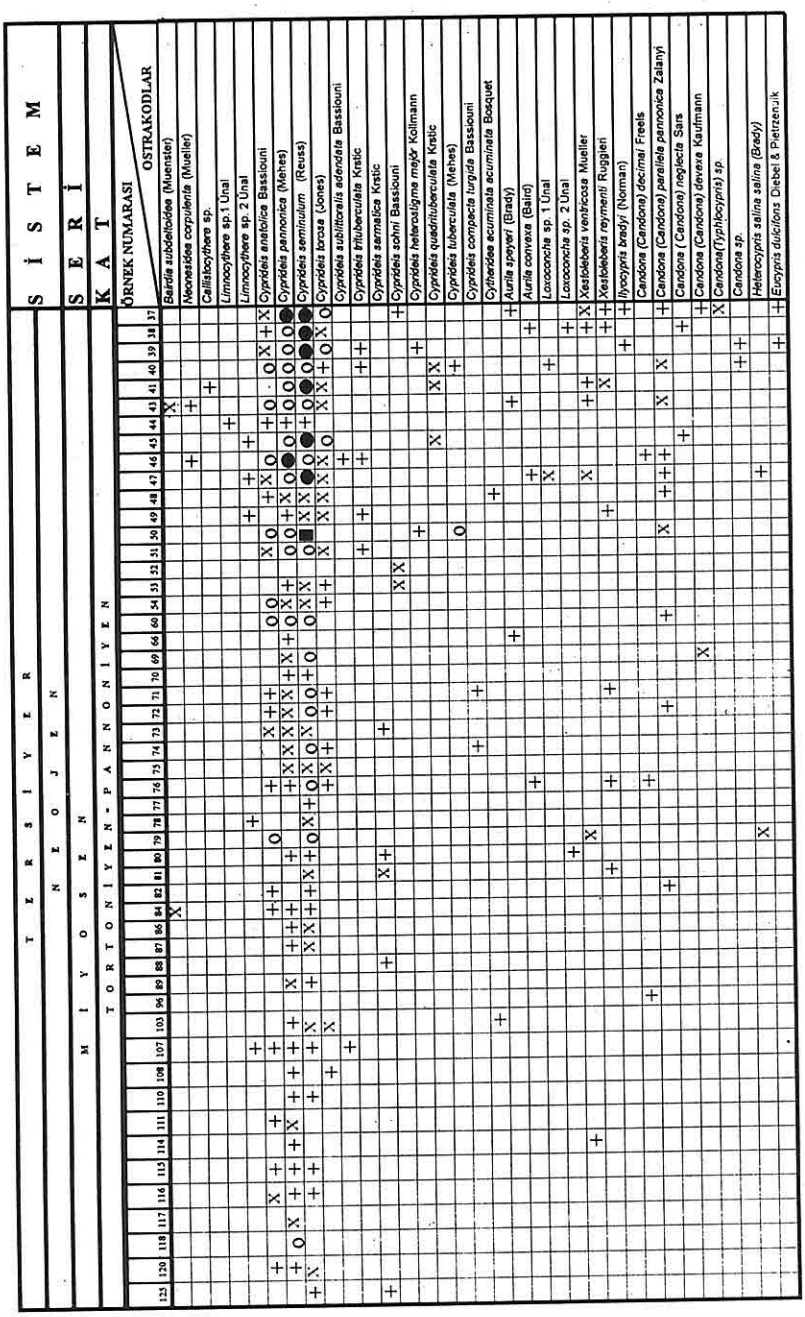
Şekil 3. Bakırköy Havzası Paleojen istifinde ostrakodların dağılımı.

Krstic, *C. sohni* Bassiouni, *C. tuberculata* (Mehes), *C. quadrituberculata* Krstic, istifte yaygın görülen *Xestoleberis ventricosa* Mueller, *X. reymenti* Ruggieri, *Candona (Candona) parallela pannonica* Zalanyi, *C. (Candona) neglecta* Sars gibi ostrakod türleri yeralmaktadır. Bu türlerden özellikle *Cyprideis anatolica* Bassiouni, *C. pannonica* (Mehes), *C. seminulum* (Reuss), *Xestoleberis ventricosa* Mueller, *X. reymenti* Ruggieri genellikle Tetis bölgelerinde daha çok bulunan (Sissingh, 1972; Bassiouni, 1979; Şafak, 1993; Şafak ve Nazik, 1994; Nazik ve Gökçen, 1995; Şafak ve diğ., 1996; Şafak ve Meriç, 1997) türlerdir. Bu türler Gelibolu Yarımadası'nda Ünal, 1996 tarafından da bulunmuştur. Buna karşılık *Cyprideis tritubercula* Krstic, *C. tuberculata* (Mehes) gibi ostrakod türlerine genellikle Paratetis etkisinin görüldüğü bölgelerde rastlanmaktadır (Krstic, 1960,1968 a, b ; Carbonnel, 1978; Bassiouni, 1979; Ünal, 1996). Bugüne dek Trakya ve Gelibolu Yarımadası'nda yapılmış olan çalışmalarda da Paratetis katları kullanılmıştır(Taner, 1983; Ünal, 1996). Bu bakımdan bu çalışma içerisinde Pannoniyen katının Tetis bölgeleri için karşılığı olan Tortoniyen katının da kullanılmasının uygun olacağı düşünülmüştür. (Şekil 4) (Levha I, II, III, IV, V, VI, VII- VIII).

Messiniyen=Ponsiyen

Bu kat sondajda 36-7 metreler arası derinlikte yeşil renkli, az çakıllı, kumlu kiltaşı litolojisindedir. 7-1 metreler arası ise bej renkli, kötü boylanmalı, az killi, bol fosil kavkısı içeren kaba kum şeklindedir.

Cyprideis anatolica Bassiouni, *C. pannonica* (Mehes), *C. seminulum* (Reuss), *C. torosa* (Jones) yoğun şekilde en üst Miyosen istifinin tüm örneklerinde görülmektedir.İstifin alt-orta düzeyinde *Cyprideis sublittoralis sublittoralis* Pokorny, *C. sublittoralis adentata* Bassiouni, orta-üst düzeyinde *Cyprideis tritubercula* Krstic, *Aurila speyeri* (Brady), *A. convexa* (Baird), *Tyrrhenocythere triebeli* Krstic, yaygın olarak *Xestoleberis ventricosa* Mueller, *X. reymenti* Ruggieri, *Candona (Candona) parallela pannonica* Zalanyi, üst düzeyinde *Urocythereis seminulum* (Sequenza), *Candona (Candona) decimai* Freels, *C. (Candona) devexa* Kaufmann, *Heterocypris salina salina* (Brady), *Heterocypris* sp., *Eucypris dulcifons* Diebel & Pietrzenuik gibi türler yeralmaktadır. Yukarıda sözedilen , Tetis bölgelerinde özellikle çok bulunan *Cyprideis* türleri yanında, Paratetis kuşağı içerisindeki bölgelerde bulunup tanımlanmış *Tyrrhenocythere triebeli* Krstic türünün (Krstic, 1976; Tunoğlu, 1984; 1985) istifte bulunuşu, ayrıca *Cprideis tritubercula* Krstic, *Cyprideis sublittoralis* Pokorny türlerinin Tetis ve Paratetis kökenli havzalarda gözlenmesi (Krstic, 1960, 1968; Carbonnel, 1978), *Xestoleberis ventricosa* Mueller, *X. reymenti* Ruggieri türlerinin Akdeniz ve Ege Adaları'nda (Sissingh, 1972; Şafak 1993; Şafak ve Nazik, 1994), aynı zamanda Gelibolu Yarımadası'nda (Ünal,



Şekil 4. Bakırköy Havzası Neojen istifinde ostrakod dağılımı.

(1996) ve İstanbul civarında da bulunması nedeni ile, çalışmada Messiniyen=Ponsiyen katının birlikte kullanılması uygun görülmüştür (Şekil 5) (Levha I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII).

3. PALEOEKOLOJİ

Geç Eosen-Oligosen yaş aralığı içerisinde genellikle *Pokornyella* , *Hermanites*, *Quadracythere* cinsleri epineritik bir sığ deniz ortamını belirlerken; *Eucythere*, *Echinocythereis*, *Nucleolina*, *Bradleya*, *Cytheropteron* gibi cinsler daha derin olan infraneritik derinliği temsil etmektedirler (Morkhoven, 1963). Üst Miyosen'in (Tortoniyen=Pannoniyen) alt seviyelerinde bulunan *Limnocythere*, *Paralimnocythere* cinsleri tamamen göl; *Cyprideis* cinsi lagün ortamının, *Cytheridea*, *Loxoconcha* cinsleri litoral bir ortamın iyi bir belirtecidirler (Bassiouni, 1972; Yassini, 1979; Freels, 1980). *Aurila* cinsi epineritik derinliği temsil ederken, *Xestoleberis* cinsi litoral ortamdan sığ denizel ortama dek uyum sağlayabilen cinstir (Gökçen, 1982, Şafak ve Nazik, 1994). Bu isifin üst kesiminde görülen *Ilyocypris*, *Candona*, *Heterocypris* cinsleri ise tamamen göl ortamı özelliği gösteren ostrakodlardır. Bu veriler ışığında bu dönemde başlangıçta lagün ortam koşullarının, etkin olduğu, ara ara çok az sığ deniz etkisinin görüldüğü, daha sonra lagüner ve gölsel ortam koşullarının egemen olduğu, fazla bir sığlaşma döneminin başlamış olduğu görülmektedir.Üst Miyosen'in (Messiniyen= Ponsiyen) üst seviyesinde ortamsal koşullarda değişiklik olmamış, lagün, göl ve çok sığ olan denizel koşulların istifte etkin olduğu görülmüştür. *Leptocythere*, *Callistocythere*, *Limnocythere*, *Cyprideis*, *Tyrrhenocythere*, *Loxoconcha*, *Xestoleberis*, *Candona*, *Heterocypris*, *Eucypris* cinslerinin istif içerisindeki dağılımları bu koşulların devam ettiğini açıklamaktadır (Şekil 2).

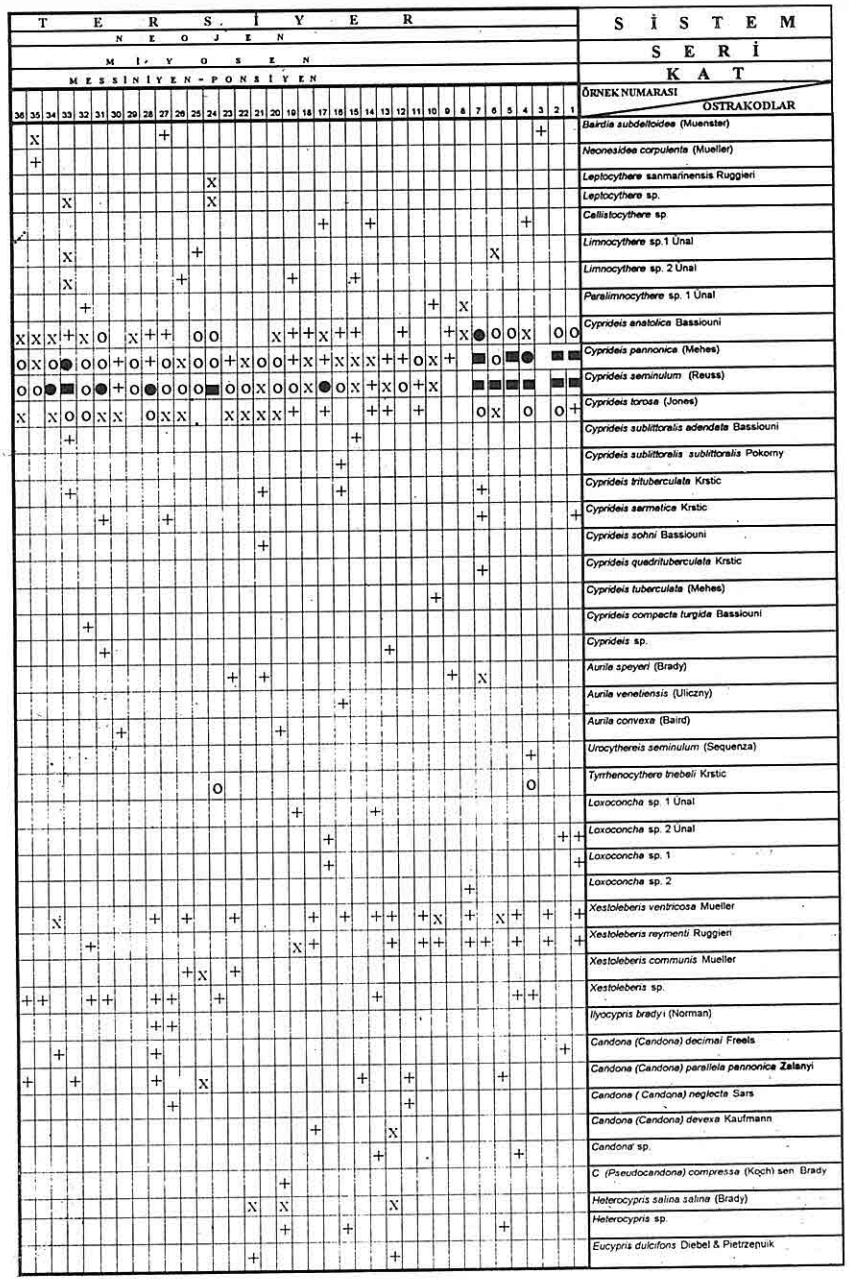
4. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Bu çalışmada Bakırköy Havzası-Merter kuzeyinde (İstanbul İli güney kesimi) hidrojeolojik amaçlı bir proje için açılmış Jawa Deposu sondajının örneklerinin alınarak incelenmesi ve ostrakod faunasının değerlendirilmesi amaçlanmıştır.

163 metre derinlikte açılmış sondajın örneklerinin incelenmesi sonucunda tabanda denizel bir Geç Eosen-Oligosen, bu birimin üzerinde stratigrafik boşlukla çok sığ deniz-litoral ortam-lagün ortamı ve göl ortamına geçiş gösteren bir Geç Miyosen'in varlığı ortaya çıkarılmıştır.

İnceleme alanı yakın civarında yapılmış ayrıntılı araştırmalardaki (Sönmez, 1963; Sönmez-Gökçen, 1973) Eosen-Oligosen yaş aralığı içerisinde bulunan türlerin bir kısmı bu çalışmada da bulunmuştur.

Geç Miyosen Devri içerisinde gerek Tetis, gerekse Paratetis bölge koşullarında gelişebilen ve genellikle sığlaşmayı temsil eden acısu ortam ürünü ostrakodlar bulunmuştur. Bu türlerin dağılımları, tüm örneklerde bulunma durumları, daha önce yapılmış çalışmalarda tanımlanan türlerin de



Şekil 5. Bakırköy Havzası Neojen istifinin ostrakod dağılımı.

incelenmesi sonucunda Geç Miyosen, Tortoniyen=Pannoniyen ve Messiniyen = Ponsiyen katları kullanılmıştır.

Geç Eosen-Oligosen (Bartoniyen-Stampiyen) yaş aralığını belirleyen ostrakod topluluğu *Bairdia subdeltoidea* (Muenster), *Bairdoppilata gliberti* Keij, *Cytheromorpha zinndorfi* (Lienenklaus), *Schizocythere tessellata tessellata* (Bosquet), *Eucythere* sp. 1, *Eucythere* sp. 2, *Thracella apostolescui* Sönmez, *Echinocythereis isabenana* Oertli, *E. lütfullahi* Sönmez - Gökçen, *Luguminocythereis* sp., *Nucleolina multicostata* (Deltel), *Pokornyella osnabrugensis* (Lienenklaus), *P. ventricosa* (Bosquet), *Hermanites paijenborchiana* Keij, *H. alata* Ducasse, *Cytheropteron kuruensis* Sönmez - Gökçen, *Xestoleberis subglobosa* (Bosquet), *X. convexa* Deltel, *Paracypris contracta* (Jones)'dan oluşmaktadır.

Tortoniyen=Pannoniyen yaşı *Bairdia subdeltoidea* (Muenster), *Neonesidea corpulenta* (Mueller) , *Limnocythere* sp. 1Ünal, *Limnocythere* sp. 2 Ünal, *Cyprideis anatolica* Bassiouni, *C. pannonica* (Mehes), *C. seminulum* (Reuss), *C. torosa* (Jones), *C. sublittoralis adentata* Bassiouni, *C. trituberculata* Krstic, *C. sarmatica* Krstic, *C. sohni* Bassiouni, *C. heterostigma majör* Kollmann, *C. quadrituberculata* Krstic, *C. tuberculata* (Mehes), *Cytheridea acuminata acuminata* Bosquet , *Loxoconcha* sp. 1 Ünal, Loxoconcha sp. 2 Ünal, *Xestoleberis ventricosa* Mueller, *X. reymenti* Ruggieri, *Ilyocypris bradyi* (Norman), *Candona (Candona) decimai* Freels, *C. (Candona) parallela pannonica* Zalanyi, *C. (Candona) neglecta* Sars, *C. (Candona) devexa* Kaufmann, *C. (Typhlocypris)* sp., *Candona* sp., *Heterocypris salina salina* (Brady), *Eucypris dulcifons* Diebel & Pietrzenuik gibi ostrakod cins ve türleri ile belirlenmiştir.

Messiniyen=Ponsiyen'de ise ostrakodlardan *Bairdia subdeltoidea* (Muenster), *Neonesidea corpulenta* (Mueller), *Leptocythere sanmarinensis* Ruggieri, *Leptocythere* sp., *Callistocythere* sp. , *Limnocythere* sp. 1 Ünal, *Limnocythere* sp. 2 Ünal, *Paralimnocythere* sp.1 Ünal , *Cyprideis anatolica* Bassiouni, *C. pannonica* (Mehes), *C. seminulum* (Reuss), *C. torosa* (Jones), *C. sublittoralis adentata* Bassiouni, *C. sublittoralis sublittoralis* Pokorny, *C. trituberculata* Krstic, *C. sarmatica* Krstic, *C. sohni* Bassiouni, *C. quadrituberculata* Krstic, *C. tuberculata* (Mehes), *C. compacta turgida* Bassiouni, *Cyprideis* sp. gibi lagüner ortamda bulunan, *Aurila speyeri* (Brady), *A. venetiensis* (Uliczny), *A. convexa* (Baird), *Urocythereis seminulum* (Sequenza), *Tyrrhenocythere triebeli* Krstic, *Loxoconcha* sp.1 Ünal, *Loxoconcha* sp. 2. Ünal, *Loxoconcha* sp. 1, *Loxoconcha* sp. 2, *Xestoleberis ventricosa* Mueller, *X. reymenti* Ruggieri, *X. communis* Mueller, *Xestoleberis* sp. , *Ilyocypris bradyi* (Norman), *Candona (Candona) decimai* Freels, *C. (Candona) parallela pannonica* Zalanyi, *C. (Candona) neglecta* Sars, *C. (Candona)*

devexa Kaufmann, *Heterocypris salina salina* (Brady), *Heterocypris* sp., *Eucypris dulcifons* Diebel & Pietrzenuik gibi cins ve türler bulunmuştur.

5. KATKI BELİRTME

Bu araştırmanın gerçekleşmesini sağlayan sondaj örneklerini temin eden sayın Prof. Dr. Engin Meriç'e (İstanbul Üniv.), sondajı gerçekleştiren sayın Prof. Dr. Okay Eroskay'a sonsuz teşekkürlerini sunarım. Çalışma sırasında desteklerini gördüğüm Ç.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanlığı'na ve bölüm elemanlarına teşekkürü borç bilirim.

6. KAYNAKLAR

Akartuna, M., 1953. Çatalca-Karacaköy bölgesinin jeolojisi.İstanbul Üniv. Fen Fak. Monog. no. 13, İstanbul.

Arabu, N., 1917. Remarques stratigraphiques sur les formations tertiaires du bassin de la mer de Marmara. Bull. Soc..Geol. France. s. 4, t.17, no. 8-9, Paris

Aslaner, M., 1966. Tozaklı-Poyralı linyitleri ve Pınarhisar civarının jeolojisi. MTA Derg. no. 66, Ankara.

Bassiouni, M.A., 1979. Brackische und marine Ostrakoden (Cytherideinae, Hemicytherinae, Trachyleberidinae) aus dem Oligozan und Neogen der Türkei. Geol. Jb. Reihe B, Heft 31, Hannover, 200 s.

Carbonnel, G., 1978. L' espece Cyprideis pannonica Mehes: 1908 (Ostracoda) dans la Tethys au Messinien (Miocene). Docum. Lab. Geol. Fac. Sci. 72, s: 79-97, Lyon.

Duru, M., 1984. Polatlı (GB Ankara) günyindeki Alt Paleojen istifinin ostrakod biyostratigrafisi. Yüksek Lisans Tezi, Hacettepe Üniv., 140 s., Ankara.

Erentöz, C., 1953. Etudes geologiques dans la region de Çatalca (İstanbul). Publ. MTA. ser. B, no. 17, Ankara.

Freels, D., 1980. Limnische Ostrakoden aus Jungtertiar und Quartar der Türkei. Geol. Jb., B 39, 3-169, 2 Abb., 18 Taf., Hannover.

Gökçen, N., 1975. Pınarhisar Formasyonu'nun yaşı ve ortam şartlarında görülen yanal değişmeler (N-NE Trakya). Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Tebliğleri, s: 128-142, Ankara.

Gökçen, N., 1982. Denizli-Muğla çevresi Neojen istifinin ostrakod biyostratigrafisi. Yerbilimleri Dergisi. 9: 111-132, Ankara.

Kemper, E., 1966. Beobachtungen in Obereozanen Riffen am Nord Rand des Ergene Beckens. Neues Jahrrb. Geol. Palaont. 125, v. 1-3.

Keskin, C., 1966. Microfacies study of the Pınarhisar Reef Complex. Rev. Fac. Sci. Univ. d'İstanbul, serie B, t. 31, fasc. 3-4, İstanbul.

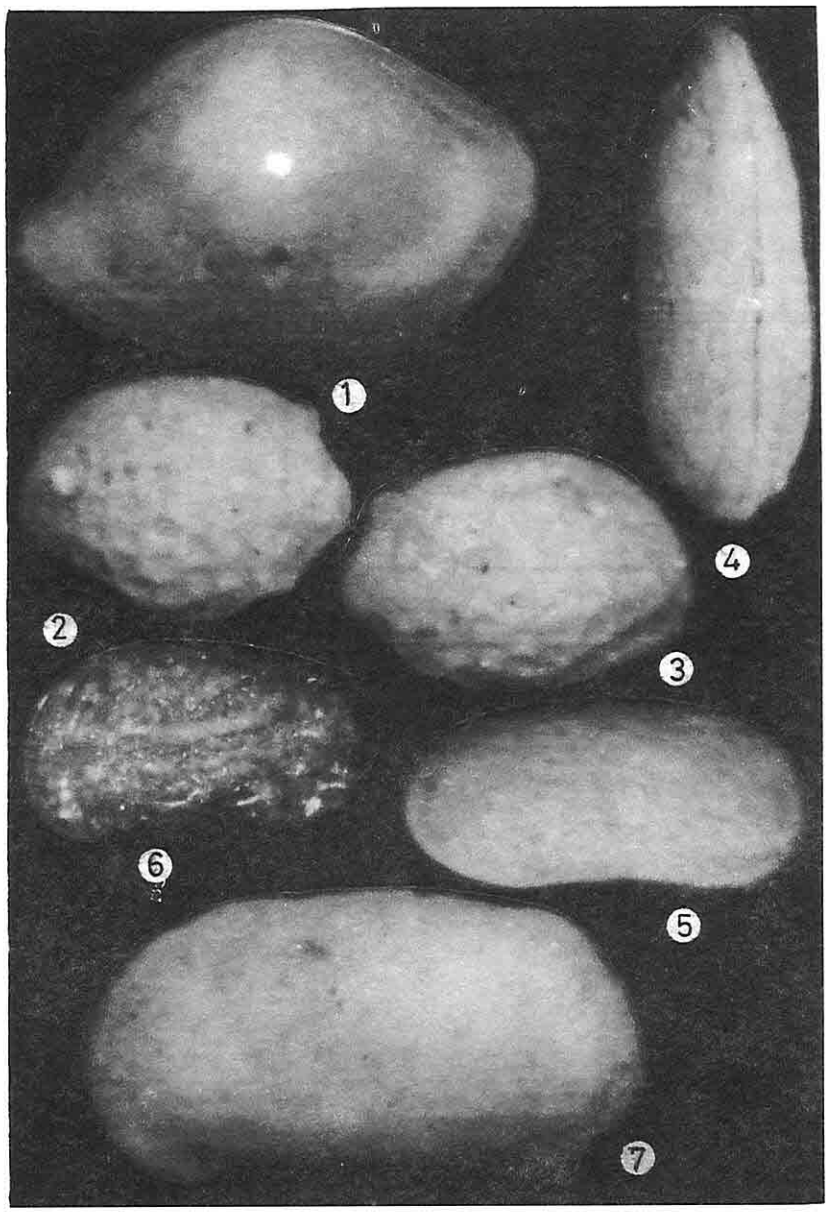
Krstic, N., 1960. Beitrag zur Kenntnis der Pannonischen Ostracoden in der Umgebung von, Ann. Geol. Penins. Balcan, 27, s: 269-284, Beograd.

Krstic, N., 1968 a. Ostracodes des

LEVHA I

Bairdoppilata gliberti Keij
Şekil 1: Kabuk, sağ yan görünüm, 157 nolu örnek, Üst Eosen, x 55
Schizocythere tessellata tessellata (Bosquet)
Şekil 2: Kabuk, sol yan görünüm, 157 nolu örnek, Üst Eosen, x 65
Şekil 3: Kabuk, sağ yan görünüm, 157 nolu örnek, Üst Eosen, x 65
Leptocythere sanmarinensis Ruggieri
Şekil 4: Kabuk, sırttan görünüm, 24 nolu örnek, Messiniyen= Ponsiyen, x 65
Şekil 5: Kabuk, sağ yan görünüm, 24 nolu örnek, Messiniyen= Ponsiyen, x 65
Callistocythere sp.
Şekil 6: Kabuk, sol yan görünüm, 4 nolu örnek, Messiniyen= Ponsiyen, x 70
Limnocythere sp. 2 Ünal
Şekil 7: Kabuk, sol yan görünüm, 26 nolu örnek, Messiniyen= Ponsiyen, x 80

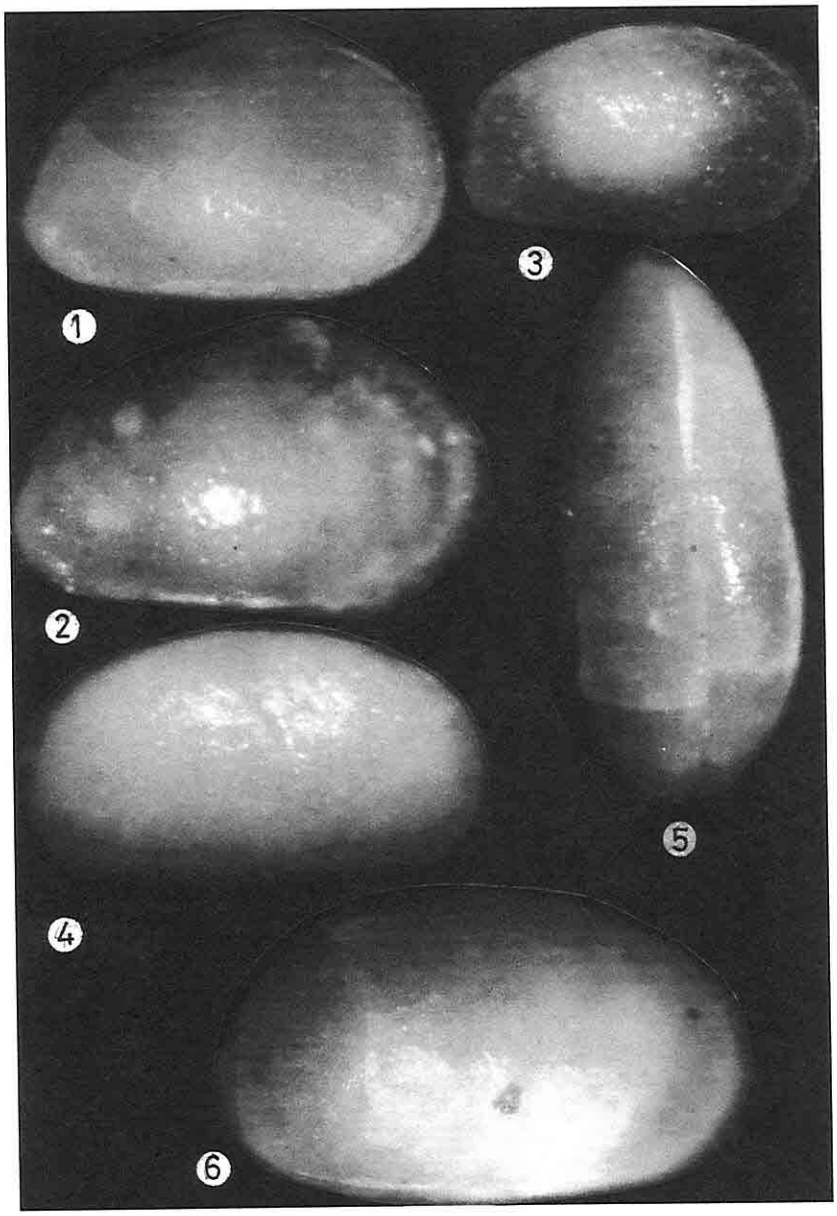
LEVHA I



LEVHA II

Eucythere sp. 1
Şekil 1: Kabuk, sağ yan görünüm, 157 nolu örnek, Üst Eosen, x 75
Eucythere sp. 2
Şekil 2: Sağ kapak, dıştan görünüm, 158 nolu örnek, Üst Eosen, x 75
Cyprideis anatolica Bassiouni
Şekil 3: Sağ kapak, dıştan görünüm, 25 nolu örnek, Messiniyen= Ponsiyen, x 70
Cyprideis seminulum (Reuss)
Şekil 4: Sağ kapak, dıştan görünüm, 50 nolu örnek, Tortoniyen= Pannoniyen, x 75
Cyprideis pannonica (Mehes)
Şekil 5: Kabuk, sırttan görünüm, 118 nolu örnek, Tortoniyen= Pannoniyen, x 70
Şekil 6: Kabuk, sağ yan görünüm, 118 nolu örnek, Tortoniyen= Pannoniyen, x 70

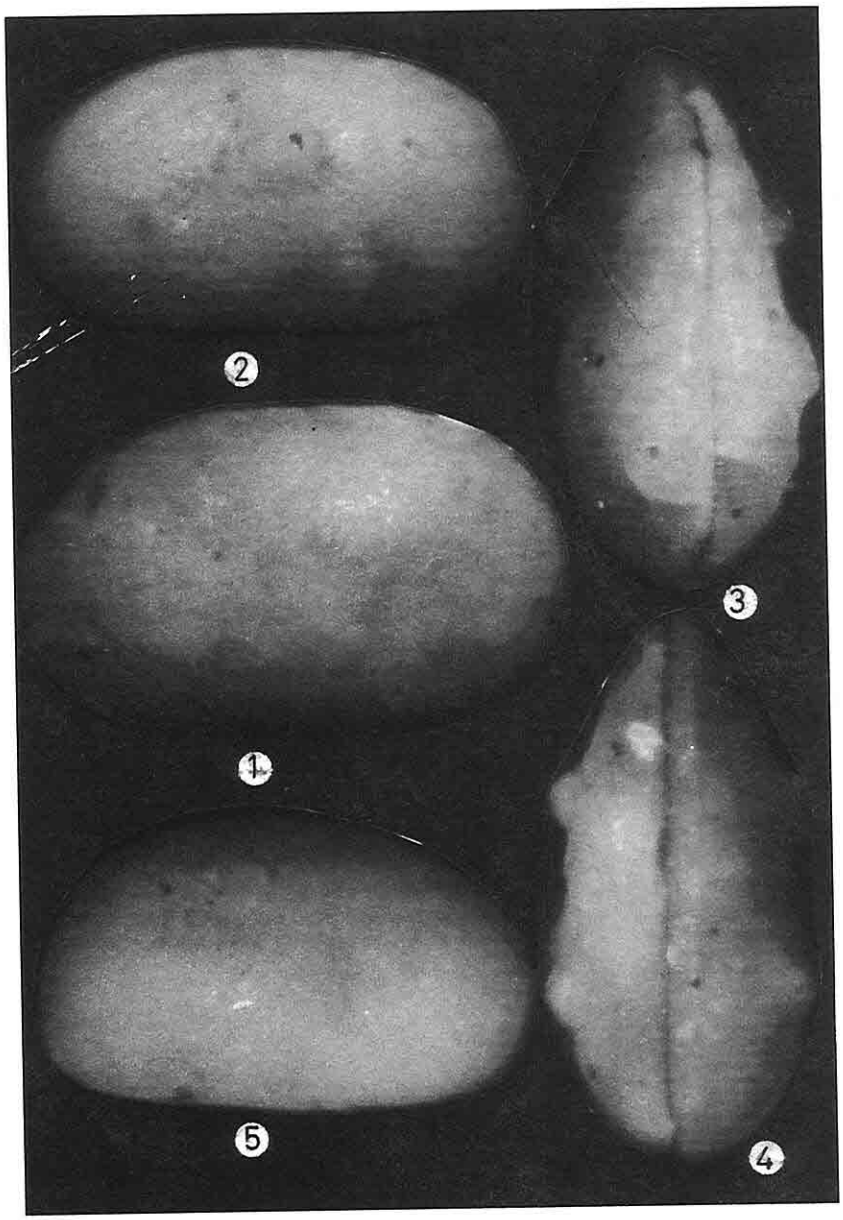
LEVHA II



LEVHA III

Cyprideis pannonica (Mehes)
Şekil 1: Sol kapak, dıştan görünüm, 118 nolu örnek, Tortoniyen= Pannoniyen, x 70
*Cyprideis tritubercula*ta Krstic
Şekil 2: Kabuk, sol yan görünüm, 50 nolu örnek, Tortoniyen= Pannoniyen, x 70
Şekil 3: Kabuk, sırttan görünüm, 50 nolu örnek, Tortoniyen= Pannoniyen, x 70
Şekil 4: Kabuk, karından görünüm, 50 nolu örnek, Tortoniyen= Pannoniyen, x 70
Cyprideis sarmatica Krstic
Şekil 5: Kabuk, sağ görünüm, 81 nolu örnek, Tortoniyen= Pannoniyen, x 70

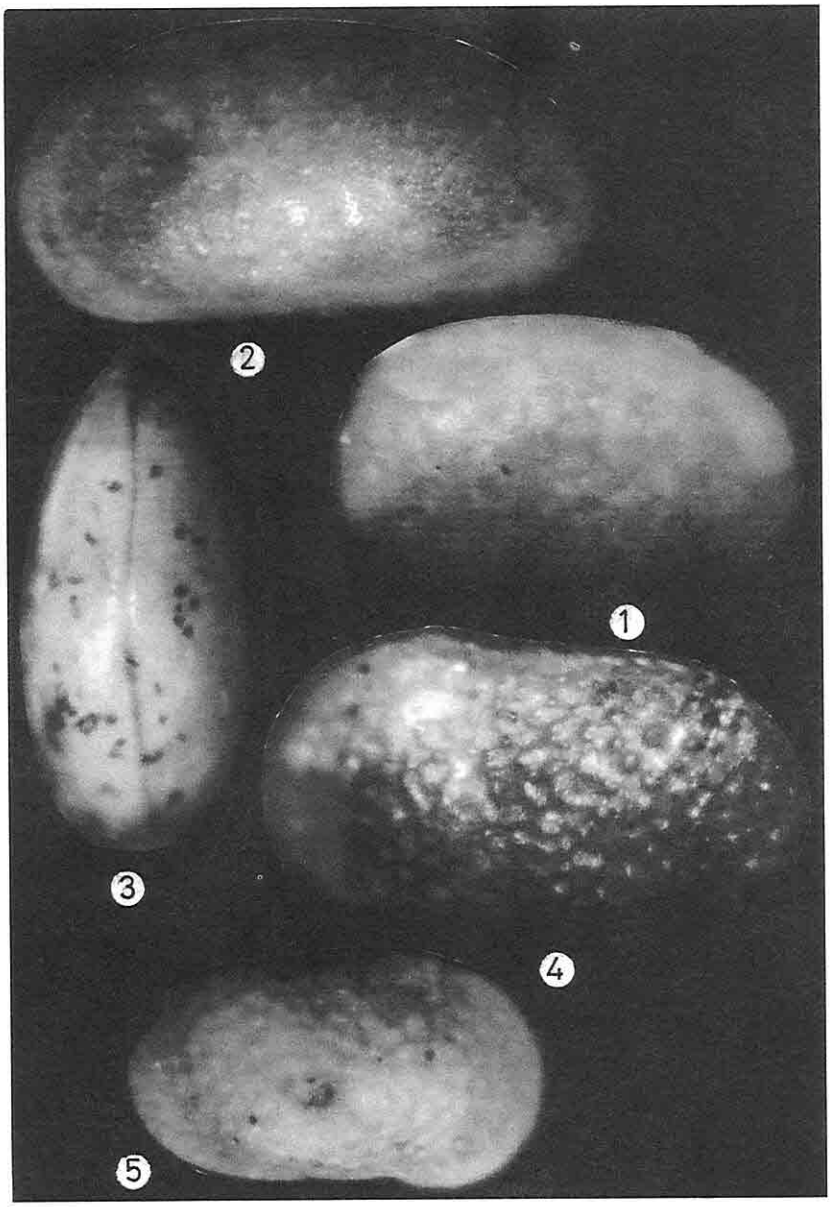
LEVHA III



LEVHA IV

Cyprideis sarmatica Krstic
Şekil 1: Sağ kapak, dıştan görünüm, 88 nolu örnek, Tortoniyen= Pannoniyen, x 70
Cyprideis torosa (Jones)
Şekil 2: Sol kapak, dıştan görünüm, 21 nolu örnek, Messiniyen= Ponsiyen, x 70
Cyprideis tuberculata (Mehes)
Şekil 3: Kabuk, sırttan görünüm, 50 nolu örnek, Tortoniyen= Pannoniyen, x 70
Echinocythereis lütfullahi Sönmez-Gökçen
Şekil 4: Kabuk, sol yan görünüm, 154 nolu örnek, Üst Eosen, x 70
Echinocythereis isabenana Oertli
Şekil 5: Kabuk, sağ yan görünüm, 157 nolu örnek, Üst Eosen, x 70

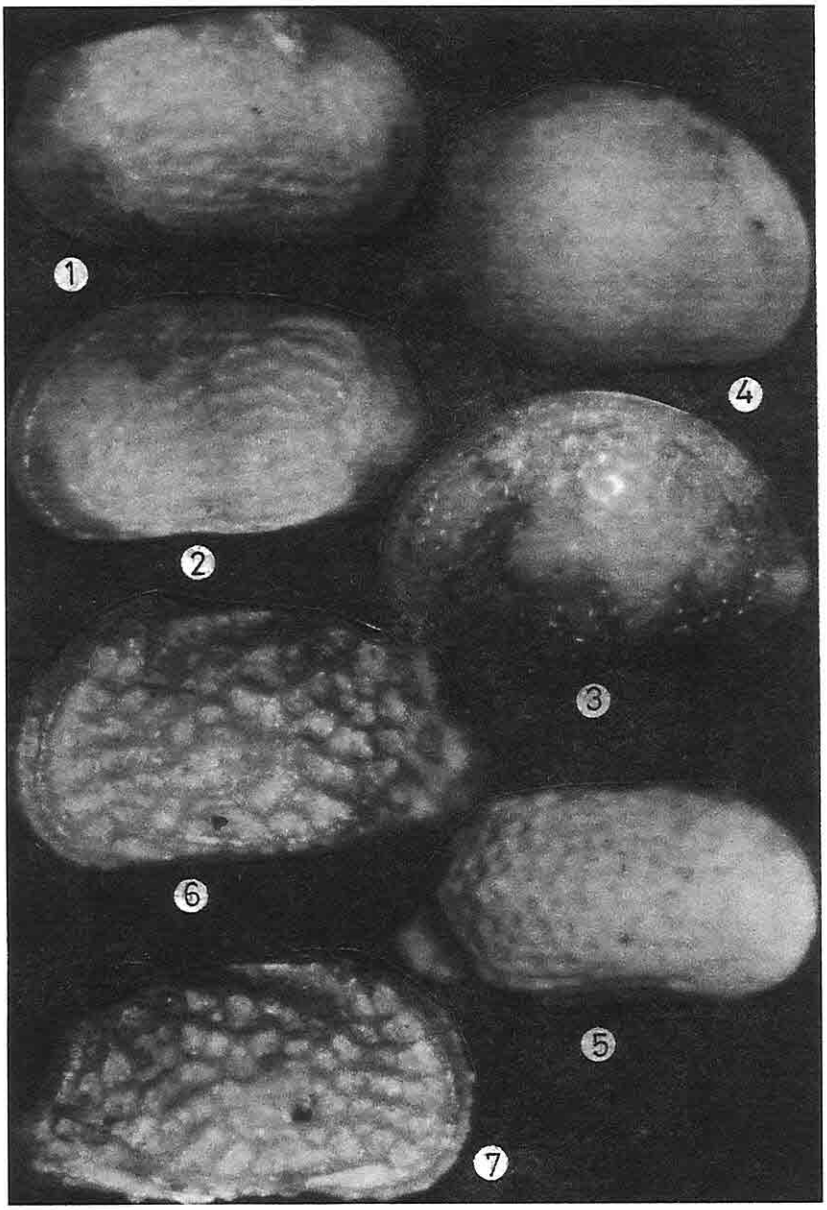
LEVHA IV



LEVHA V

Nucleolina multicostata (Deltel)
Şekil 1: Kabuk, sağ yan görünüm, 162 nolu örnek, Üst Eosen, x 70
Şekil 2: Kabuk, sol yan görünüm, 162 nolu örnek, Üst Eosen, x 60
Aurila convexa (Baird)
Şekil 3: Sol kapak, dıştan görünüm, 47 nolu örnek, Tortoniyen= Pannoniyen, x 90
Pokornyella osnabrugensis (Lienenklaus)
Şekil 4: Kabuk, sağ yan görünüm, 157 nolu örnek, Üst Eosen, x 100
Pokornyella ventricosa (Bosquet)
Şekil 5: Kabuk, sağ yan görünüm, 157 nolu örnek, Üst Eosen, x 90
Hermanites alata Ducasse
Şekil 6: Kabuk, sol yan görünüm, 159 nolu örnek, Üst Eosen, x 90
Şekil 7: Kabuk, sağ yan görünüm, 159 nolu örnek, Üst Eosen, x 90

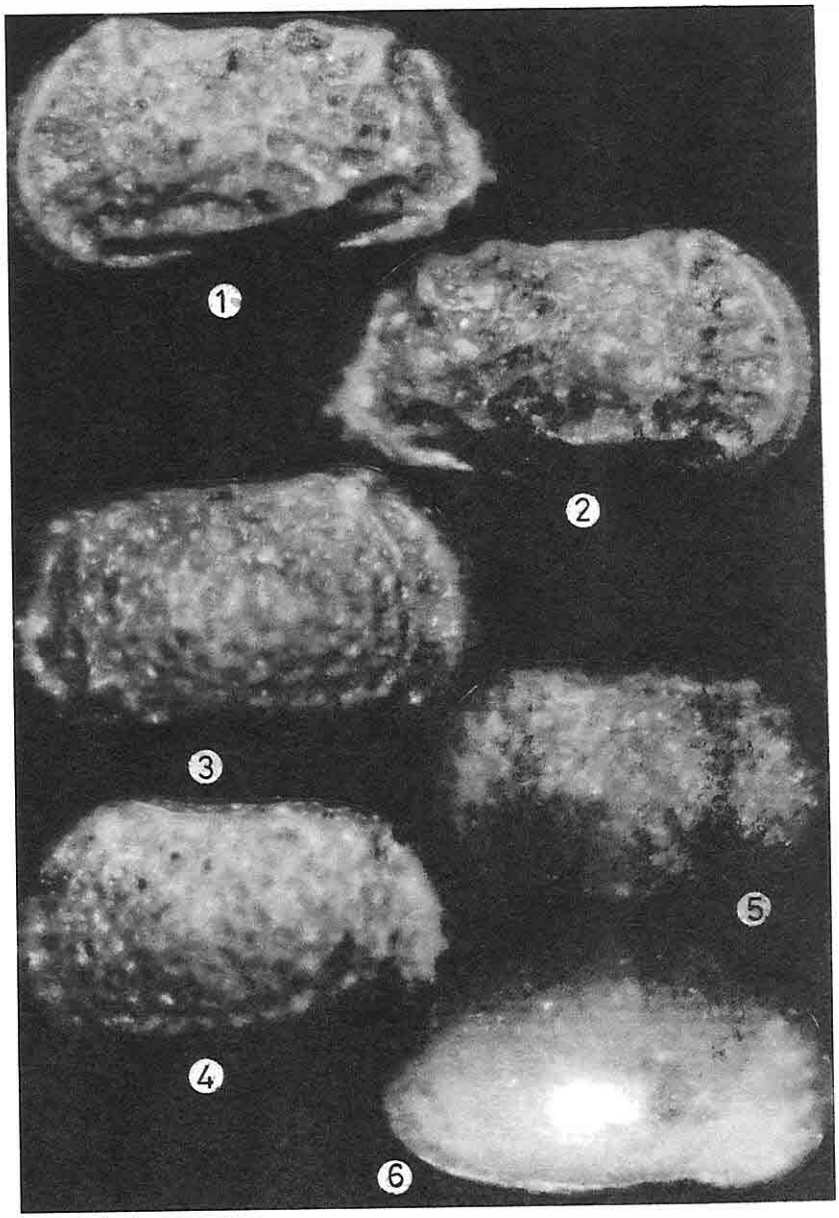
LEVHA V



LEVHA VI

Hermanites paijenborchiana Keij
Şekil 1: Kabuk, sol yan görünüm, 154 nolu örnek, Üst Eosen, x 90
Şekil 2: Kabuk, sağ yan görünüm, 154 nolu örnek, Üst Eosen, x 90
Quadracythere hulusii Sönmez-Gökçen
Şekil 3: Kabuk, sağ yan görünüm, 154 nolu örnek, Üst Eosen,, x 105
Şekil 4: Kabuk, sol yan görünüm, 154 nolu örnek, Üst Eosen, x 100
Bradleya sp.
Şekil 5: Sol kapak, dıştan görünüm, 152 nolu örnek, Üst Eosen, x 100
Tyrrhenocythere triebeli Krstic
Şekil 6: Sağ kapak, dıştan görünüm, 4 nolu örnek, Messiniyen= Ponsiyen, x 80

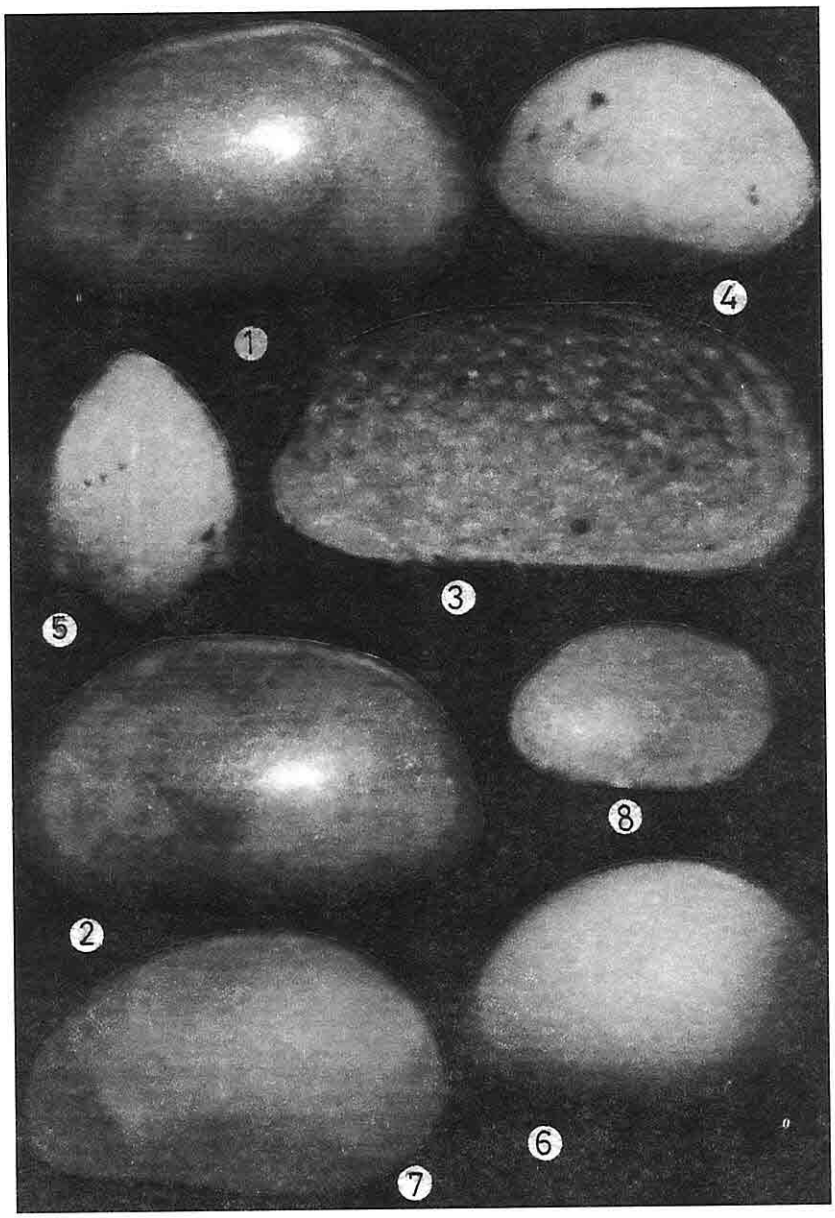
LEVHA VI



LEVHA VII

Tyrrhenocythere triebeli Krstic
Şekil 1: Kabuk, sağ yan görünüm, 4 nolu örnek, Messiniyen= Ponsiyen, x 90
Şekil 2: Kabuk, sol yan görünüm, 4 nolu örnek, Messiniyen= Ponsiyen, x 90
Urocythereis seminulum (Sequenza)
Şekil 3: Sağ kapak, dıştan görünüm, 24 nolu örnek, Messiniyen= Ponsiyen, x 70
Cytheropteron kuruensis Sönmez-Gökçen
Şekil 4: Kabuk, sağ yan görünüm, 156 nolu örnek, Üst Eosen, x 90
Şekil 5: Kabuk, sırttan görünüm, 156 nolu örnek, Üst Eosen, x 90
Xestoleberis subglobosa (Bosquet)
Şekil 6: Kabuk, sol yan görünüm, 157 nolu örnek, Üst Eosen, x 90
Xestoleberis ventricosa Mueller
Kabuk, sol yan görünüm, 79 nolu örnek, Tortoniyen= Pannoniyen, x 95
Xestoleberis convexa Deltel
Kabuk, sol yan görünüm, 158 nolu örnek, Üst Eosen, x 60

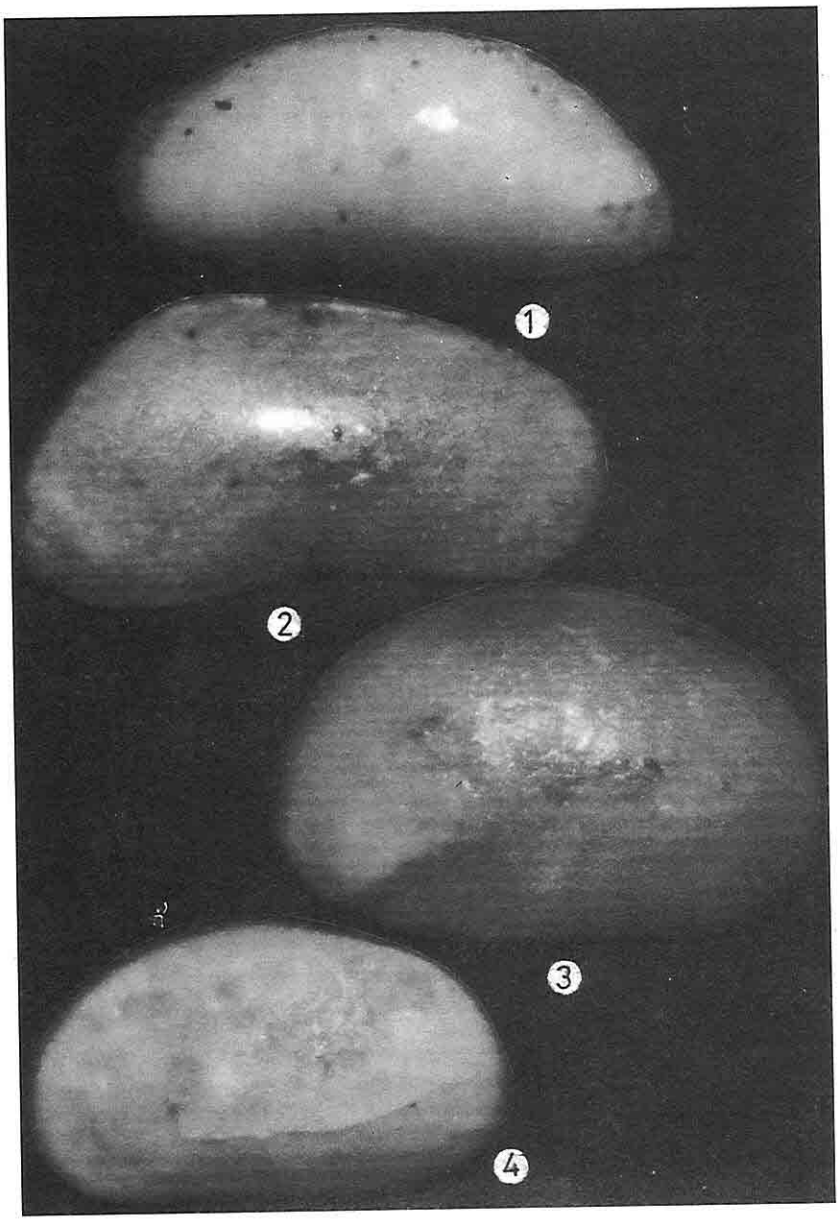
LEVHA VII



LEVHA VIII

Paracypris contracta (Jones)
Şekil 1: Kabuk, sol yan görünüm, 156 nolu örnek, Üst Eosen,x 70
Candona (Candona) decimai Freels
Şekil 2: Sağ kapak, dıştan görünüm, 76 nolu örnek, Tortoniyen= Pannoniyen, x 80
Heterocypris salina salina (Brady)
Şekil 3: Kabuk, sol yan görünüm, 97 nolu örnek, Tortoniyen= Pannoniyen, x 100
Eucypris dulcifons Diebel Pietrzenuik
Şekil 4: Kabuk, sol yan görünüm, 38 nolu örnek, Tortoniyen= Pannoniyen, x 90

LEVHA VIII



couches Congeriennes: 1. Cyprideis I, Bulletin du Musèum d' Histoire Naturelle, Série A, Livre 23, 151 s., Belgrade.

Krstic, N., 1968 b. Ostracodes des couches Congériennes: 3. Cyprideis II Bulletin du Muséum d'Histoire Naturelle. Série A, Livre 23, 183 s., Belgrade.

Morkhoven, F. P. M. van, 1962. Post Paleozoic ostracoda, Elsevier edit., 1: 244 s.

Nazik, A., 1993. Darende Havzası Tersiyer İstifinin mikropaleontolojik (Ostrakod ve Foraminifer) incelemesi. T J K Bülteni, Cilt: 36, Sayı: 1, 13,37, Ankara.

Nazik, A. and Gökçen, N., 1995. Ostracods of the uppermost Tertiary sequence of the north Adana Basin and Misis area, in Ostracoda and Biostratigraphy, J. Riha, ed: A.A. Balkema, Rotterdam, p. 251-260, Balkema, Rotterdam.

Ozansoy, F., 1962. Doğu Trakya Alt Oligosen Antrakoterienleri. MTA Derg. no. 58, Ankara.

Ozansoy, F., 1964. Fosil memeli faunizon birimleri ışığında Trakya Tersiyer kronostratigrafisi. Ankara Üniv. Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi, Antropoloji, cilt I, no. 2, Ankara.

Pamir, H. N., 1954. Recherches geologiques au Bassin d'Ergene. Rev. Fac. Sci. Univ. d'İstanbul , serie B, t. 19, fasc. 1, İstanbul.

Rückert-Ülkümen, N., 1964, Tertiaire Fische aus Thrakien und den Dardanellen. İstanbul Üniv. Fen Fak . Monog. no. 16, İstanbul.

Rückert-Ülkümen, N., 1965. Fossile Fische aus dem Sarmat von Pınarhisar (Thrakien). Senckenberg. Bd. 46 a, Frankfurt.

Sissingh, W., 1972. Late Senozoic Ostracoda of the South Aegean Island Arc. Utrecht Micropaleontological Bulletins. 6: 187 , Utrecht.

Sönmez, N., 1963. Deux nouveaux genres d'Ostracodes du Paleogene de Thrace (Turquie). Rev. Micropal. v. 6, no. 2, Paris,

Sönmez-Gökçen, N., 1964. Notice sur le nouvel age determine par les Ostracodes de la serie a Congeria du Neogene des environs de Çatalca (Thrace). MTA Bull. no. 63, Ankara.

Şafak, Ü., 1990. Malatya kuzeybatısının (Medik-Ebreme yöresi) Üst Lütesiyen ostrakod faunası. Ç. Ü. Müh. Mim. Fak. Dergisi, Cilt: 5, Sayı: 1, 135-149, Adana.

Şafak, Ü., 1993. Antakya Havzası ostrakod biyostratigrafisi. T J K Bülteni, Cilt: 36, Sayı: 2, 115-139, Ankara.

Şafak, Ü. ve Nazik, A., 1994. Eshab-ı Kehf (Tarsus-Mersin) dolayı Neojen istifinin ortamsal yorumu, Ç.Ü. Müh. Mim. Fak. 15. Yıl Sempozyumu Bildirileri, 291-300.

Şafak, Ü., Ünlügenç, U. ve Şenol, M., 1996. İncirlik (Adana güneydoğusu) çevresinde yer alan Miyosen resifinin stratigrafisi ve mikropaleontolojisi. 49. T J K Kurultayı Bildiri Özleri, s. 43, Ankara.

Şafak, Ü. ve Meriç, E., 1997. Kahta (Adıyaman) Geç Miyosen Ostrakod Topluluğu hakkında Yeni Görüşler.

Yerbilimleri, sayı: 29 , Adana.

Taner, G., 1983. Hamzaköy Formasyonu'nun Çavda (Bakuniyen) Bivalvleri, Gelibolu Yarımadası. T J K Bülteni, Cilt: 26, 59-94, Ankara.

Tunoğlu, C., 1984. İncipınarı-Kurtkuyusu (Sinop batısı) yöresi Neojen'inin ostrakod biyostratigrafisi. Yüksek Müh. Tezi, Hacettepe Üniv., 174 s, Ankara.

Tunoğlu, C. ve Gökçen, N., 1985. İncipınarı-Kurtkuyusu (Sinop batısı) yöresi Üst Miyosen İstifinin Yeni Ostrakod Faunası, Yerbilimleri. 12, 19-38, Ankara.

Ünal, A., 1996. Gelibolu Yarımadası Neojen İstifinin ostrakod biyostratigrafisi. Yüksek Müh Tezi, Hacettepe Üniv. 160 s, Ankara.

Yassini, I., 1979. The littoral system ostracodes from the Bay of Bou-İsmail, Algeiers, Algeria. Revista Espanola de Micropaleontologia, 11 (3), 353-416, Espagne.

YERB L MLER / GEOSOUND | HAZ RAN / JUNE 1997 | SAYI / NO. 30 | ISSN 1019-1003

KONYA OVASI ALÜVYON ZEMİNİNDE ISLANMAYLA OLUŞAN GÖÇMELER

Adnan ÖZDEMİR
Selçuk Üniversitesi,Jeoloji Mühendisliği Bölümü,KONYA

ÖZET: *Bu Çalışmada, Konya Ovası alüvyon zemininde ıslanmayla oluşan göçmeler incelenmiş ve göçmeden kaynaklanan zararların azaltılmazı veya ortadan kaldırılması için alınması gerekli önlemler belirtilmiştir. Öncelikle, yapılaşmanın yoğun olduğu Konya Büyükşehir Belediye binası çevresindeki zeminin indeks özellikleri belirlenmiş ve sınıflaması yapılmıştır. Daha sonra farklı basınç kademelerinde , belirlenen düşük yüksek plastisiteli inorganik kil (CL, CH) ile killi kum (SC) zeminde ıslanmayla oluşan göçmeler tesbit edilmiştir. 800 kN/m2 basınç altında CL zeminde 7%, SC zeminde 5%, CH zeminde ise 1.6% göçme potansiyeli belirlenmiştir. Islanmayla daha yüksek basınç altında daha büyük göçmelerin olduğu tespit edilmiş olup, incelenen CL ve SC zeminlerin sorunlu göçen zemin, CH zemininin ise orta derecede göçen zemin sınıfında olduğu belirlenmiştir.*

COLLAPSES UPON WETTING OF ALLUVIUM SOIL IN THE KONYA PLAIN

ABSTRACT: *In this study, collapses which is resulted upon wetting are investigated and required measures for decreasing and preventing damages have been evaluated. Primarily, soil index properties of surrounding of Konya Municipality buildings where urbanization is very condense are determined and these soils were classified. Later, under the different pressure conditions, collapse potential upon wetting were determined for the soils classified as low and high plastic inorganic clay (CL, CH) soils and clayey sand (SC) soil. Under 840 kN/m2 pressure, collapse potential upon wetting is detrermined as 7%, 5%, 1.6% for CL, SC and CH type soils, respectively. On the other hand , it has been determined that the collapse potential was increased with incressing pressure. While the studied CL and SC soil types are classified as trouble soil , CH soil type is classified as moderately trouble soil.*

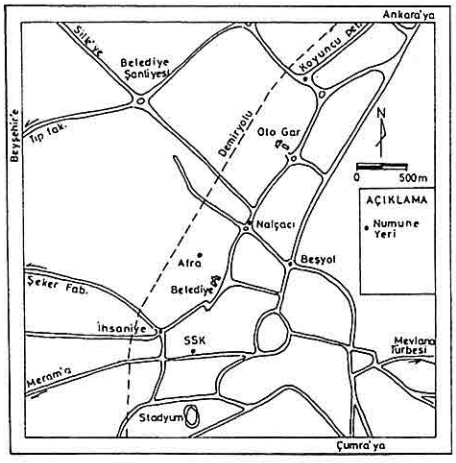
1. GİRİŞ

Su içeriğindeki değişime bağlı olarak, bazı zeminlerin hacimlerinde azalma ve artma görülmektedir. Genelde kısmen doygun durumda bulunan ve ıslandıklarında hacımlarında küçülme azalma meydana gelen zeminler göçen zemin (collapsing soil) veya stabilitesi değişen zemin (metastable soil) olarak bilinmektedir. Zeminin su içeriğinin artmasıyla veya zeminin suya doygun duruma gelmesiyle oluşan hacim azalması, zemin üstüne değişik maksatlarla uygulanan yükün uygulanması esnasında olabileceği gibi sabit yük altında da gerçekleşebilmektedir. Düşük su muhtevalı alüvyonların veya gevşek ve nispeten kuru kum çakıl dolguların ıslanması ile büyük oturmaların meydana geldiği bilinmektedir (Dudley ,1970). Alüvyon zemin üzerine inşaa edilen yapılarda, göçme oturmalarından dolayı önemli derecede deformasyonlar görülmektedir. Göçen zeminler, genellikle yarı kurak bölgelerde, dağ silsilesi eteklerinde ince kum, silt ve killi kayaçların biriktiği kesimlerde bulunurlar (Mathewson, 1981). Ancak sadece doğal olarak oluşan zeminler için değil, maden sahalarını ziraate elverişli hale getirmek maksadıyla, maden sahası yüzey alanına serilen zeminlerde de ıslanmadan dolayı göçme olayının oluştuğu bilinmektedir (Schneider, 1977). Zeminin ıslanması sonucu, zemin hacminde oluşan azalmada ana faktör zeminin dokusudur. Göçebilme dokusu (collapsing fabrıc) olarak bilinen zemin dokusunda boşluk oranı yüksek zeminlerde taneler çevresinde kolloidal veya diğer boyuttaki kaplama tabakaları, zemin kuru veya doygun olmadığı zamanlarda zemine nispeten yüksek kesme mukavemeti kazandırmaktadır (Brink, Partridge ve Williams,1982). Kısmen doygun zeminlerdeki zemin yapısı, tanelerin birbirine değme noktalarında suyun yüzey gerilim kuvvetleriyle bir arada tutulur. Zemin doygun hale gelince yüzey gerilim kuvveti ortadan kalkar. Taneleri bağlayan kolloidal materyal dayanımını-gücünü aniden kaybeder ve taneler daha yoğun bir yığın oluşturmak üzere hareket etmesiyle göçme oturması gerçekleşir. Kuru zeminlerde ise bağlama görevini yönlenmiş kil minerali levhacıkları sağlar (Mathewson,1981). Zemin tamamen kurutulduğunda da, zeminin tamamen doygun haldeki duruma benzer şekilde, bağlayıcı elamanların dayanımı aşılır ve göçme oluşur. Göçme sonucu oluşan oturma, potansiyel göçen zemin zonu kalınlığının yaklaşık %10'u mertebesine ulaşabilmektedir (Brink, Partridge and Williams, 1982). Dudley (1970) alüvyon zeminlerde ıslanmadan dolayı oluşan göçmenin %15 mertebesinde, Leonards ve Altschaeffl (1971) ise kilin ıslanmasıyla %15,2 oranında bir hacim küçülmesi olduğunu belirtir. Düşük su muhtevalı sıkı yerleşmiş, iri taneli alüvyon zeminde 400-800 kN/m2 basınç altında ıslanmadan dolayı %1,38 - %3,76 arasında değişen oranlarda hacim azalması olabileceği tespit edilmiştir (Ordemir ,1985).

Bu çalışmada Konya alüvyon zemininden alınan örneklerde ıslanmadan dolayı meydana gelen göçme potansiyeli tespit edilmiş ve göçmeden kaynaklanan zararların aza indirilmesi için alınması gerekli önlemler belirtilmiştir.

2. ÇALIŞMA ALANI VE MATERYAL

İnceleme alanı Konya yerleşim sahası içersinde, yeni belediye civarıdır (Şekil 1). Konya şehri Pliyokuvaterner yaşlı gevşek çökeller üzerine kurulmuştur. Gevşek çökeller, hemen Konya batısında yükselen Toros Dağ silsilesinin kuzey yamaçlarından aşındırılan kırıntıların Pleistosen gölüne taşınıp biriktirilmesiyle oluşmuştur. Tane boyu kil boyutundan, iri çakıl -blok boyutuna kadar değişen gevşek çökellerin kalınlığı batıdan doğuya doğru gidildikçe artar. Konya yerleşim sahasında yapılan sondajlar, inceleme yapılan kesimde gevşek çökel kalınlığının 200m civarında olabileceğini göstermektedir (Özdemir, 1984). Gerek yapılan sondajlardan elde edilen bilgiler, gerekse Konya yerleşim alanında açılan derin temel kazılarında yapılan gözlemler, sahada gevşek çökellere ilişkin tane boyu dağılımlarının hem düşey hem de yatay yönde, çok kısa mesafelerde fazlaca değişim gösterdiğini ortaya koymaktadır. Çalışma alanının temelinde Neojen yaşlı killi kireçtaşı, kireçtaşı, ve marn yer almaktadır. Yeraltı suyu seviyesi yaklaşık olarak 25-35m derinliktedir.



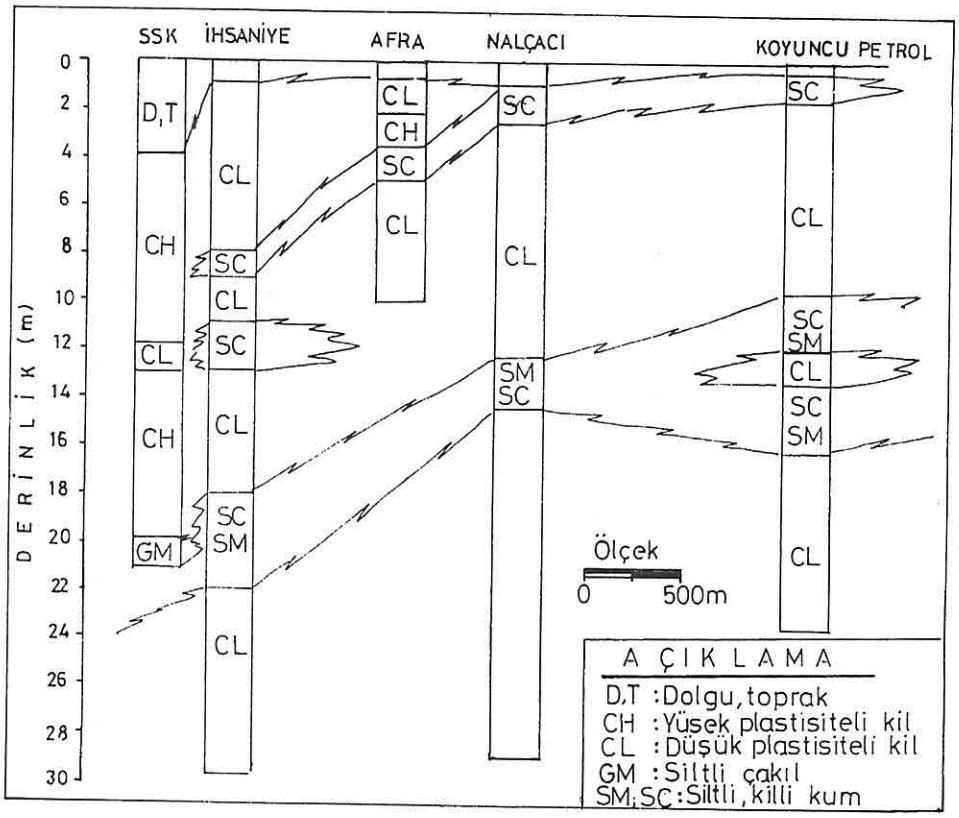
Şekil 1: İnceleme Alanının Lokasyon Haritası.

Bu çalışma, Konya şehri yerleşim alanı içinde, çok katlı yapıların inşa edildiği yeni belediye binası çevresinde yapılmıştır. SSK Bölge Müdürlüğü binası, İhsaniye, Afra alışveriş merkezi ve Nalçacı kavşağı ile Koyuncu Petrol kavşağı arasında yapılmış sondajlar ile derin temel çukurlarında yapılan gözlemlere göre öncelikle incelenen alanda zemin tipleri belirlenmiş ve korelasyonu yapılmıştır (Şekil 2).

Bu çalışma sonucunda, incelenen alanda genelde düşük ve yüksek plastisiteli kil (CL, CH) ile ince mercekler halinde siltli killi kum (SM, SC) seviyelerinin varlığı belirlenmiştir. Belirlenen bu zemin tiplerini temsil eden numuneler, Afra alışveriş merkezi derin temel çukurundan alınmıştır.

3 . ÇALIŞMA METODU

Derin temel çukurlarından alınan bozulmuş ve bozulmamış örnekler üzerinde labaratuvarda temel zemin özelliklerini belirleme deneyleri ile



ekil 2. ncelenen Sahanın Zemin Kesitleri.

konsolidasyon deneyleri yapılmıştır. Bozulmuş örneklerden zeminin tane dağılımı eğrisi ıslak eleme ve hidrometre metoduyla belirlenmiştir. Yine zemin numunelerinin tane özgül ağırlıkları da bu örnekler üzerinde yapılan deneylerle tespit edilmiştir. Bozulmamış örnekler üzerinde yapılan deneylerle de zeminin birim hacim ağırlığı (BHA), boşluk oranı (eo) ile sıkışabilme özellikleri belirlenmiştir. Bozulmamış örnekler önce 1 kN/m2 basınç altında 24 saat sıkışmaya tabii tutulmuştur. Daha sonra değişik basınç kademelerine kadar doğal su içeriğinde sıkıştırılan örnekler, seçilen bu farklı basınç kademelerinde doygun hale getirilmiş ve klasik konsolidasyon deney işlemlerine devam edilmiştir. Zeminin göçme potansiyelinin (Cp) belirlenmesinde Jennings ve Knight (1975) tarafından verilen; Cp = (e1– e2)/ (1+e0) bağıntısı kullanılmıştır. Burada e1 ve e2 sırasıyla ıslanmadan önceki ve sonraki boşluk oranları eo ise zeminin doğal boşluk oranıdır. Bulunan göçme potansiyeli, Clemence and Finbarr (1981) tarafından verilen göçme potansiyelinin temel üzerinde oluşturacağı zararlar sınıflaması esas alınarak sınıflamada kullanılmıştır. Yine alınan örneklerin

Holtz and Hilf (1961) tarafından verilen göçme potansiyelinin yüksek olduğu lös zeminlere benzerlik durumu incelenmiştir.

4. DENEY SONUÇLARI VE DEĞERLENDİRME

İncelenen alanda belirlenen 3 farklı zemin tipinin su muhtevası (w,%), tabii birim hacim ağırlığı (BHA,kN/m3), özgül ağırlığı (Gs), likit limit (LL, %), plastik limit (PL, %), plastisite indisi (PI, %), 4 numaralı elek üstünde kalan zemin % miktarı (+4,%) , 200 numaralı elek altına geçen zemin % miktarı (200,%), zemin sınıfı (CH,CL,SC), serbest basınç mukavemeti (qu, kN/m2), kohezyon (c, kN/m2) ve içsel sürtünme açısının (ϕ, derece), maksimum minimum değişim sınırları ile ortalama değerleri Tablo 1'de verilmiştir.

Bazı değerleri Tablo 1'de verilen zemin zonlarından alınan ve üzerinde ıslanmayla oluşan göçmelerin incelendiği zemin örneklerinin granülometri eğrileri Şekil 3'de, indeks özellikleri ise Tablo 2'de verilmiştir. Göçme üzerine ıslanma etkisinin incelendiği örneklerde birim hacim ağırlık 15,513-18,326 kN/m3, özgül ağırlıkları ise 2,65-2,72 arasındadır. Tane dağılım eğrileri (Şekil 1) incelendiğinde kil oranının SC zeminde %14, CL zeminde %25 ve CH zeminde ise %45, çakıl oranının CL zeminde %4, SC zeminde %2 olduğu belirlenmiştir. İnce malzeme oranı (0.074 mm'den küçük % miktar) SC zeminde %42, CL zeminde %64, CH zeminde ise %92'dir. Likit limit değeri SC zeminde %27, CL zeminde %43, CH zeminde ise %58, plastik limitler ise sırasıyla %19, %24 ve

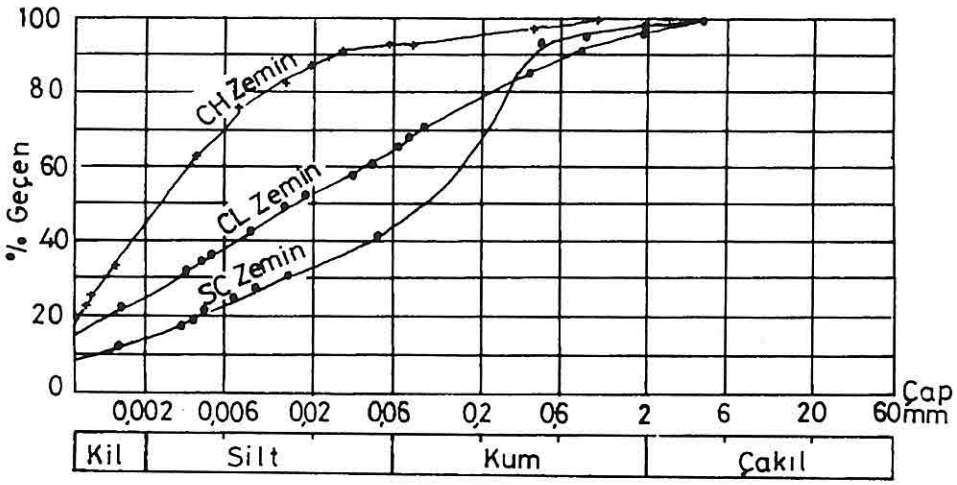
Tablo 1. İncelenen zeminlerin bazı indeks değerleri.

Zemin	CL		CH		SC	
	Max-Min.	Ort.	Max-Min	Ort.	Max-Min	Ort.
w(%)	28-16	22.16	22-18.8	20.4	19-12	15.6
BHA,kN/m^3	22-15.0	19.4	19.7-18	19	18.5-16	17.2
Gs	2.76-2.7	2.74	2.72-2.72	2.72	2.65-2.56	2.6
LL(%)	48–24	39.5	67.6-51	56.2	32-0	17.6
PL(%)	26-18	22.4	30.5-22	39.2	19-0	12.3
PI(%)	23-5.3	17	36.3-27	32.4	13-0	5.3
+4(%)	8-0	1.16	12-0	4.8	9-0	4.3
-200(%)	90-51	79	97-72	82	48-12	34
Sınıfı	CL		CH		SM,SC	
qu(kN/m^2)	290-122	218	310-96	196		
c(kN/m^2)	147-96	120	196-59	142		
ϕ(derece)	11-8	8	5-3	4		

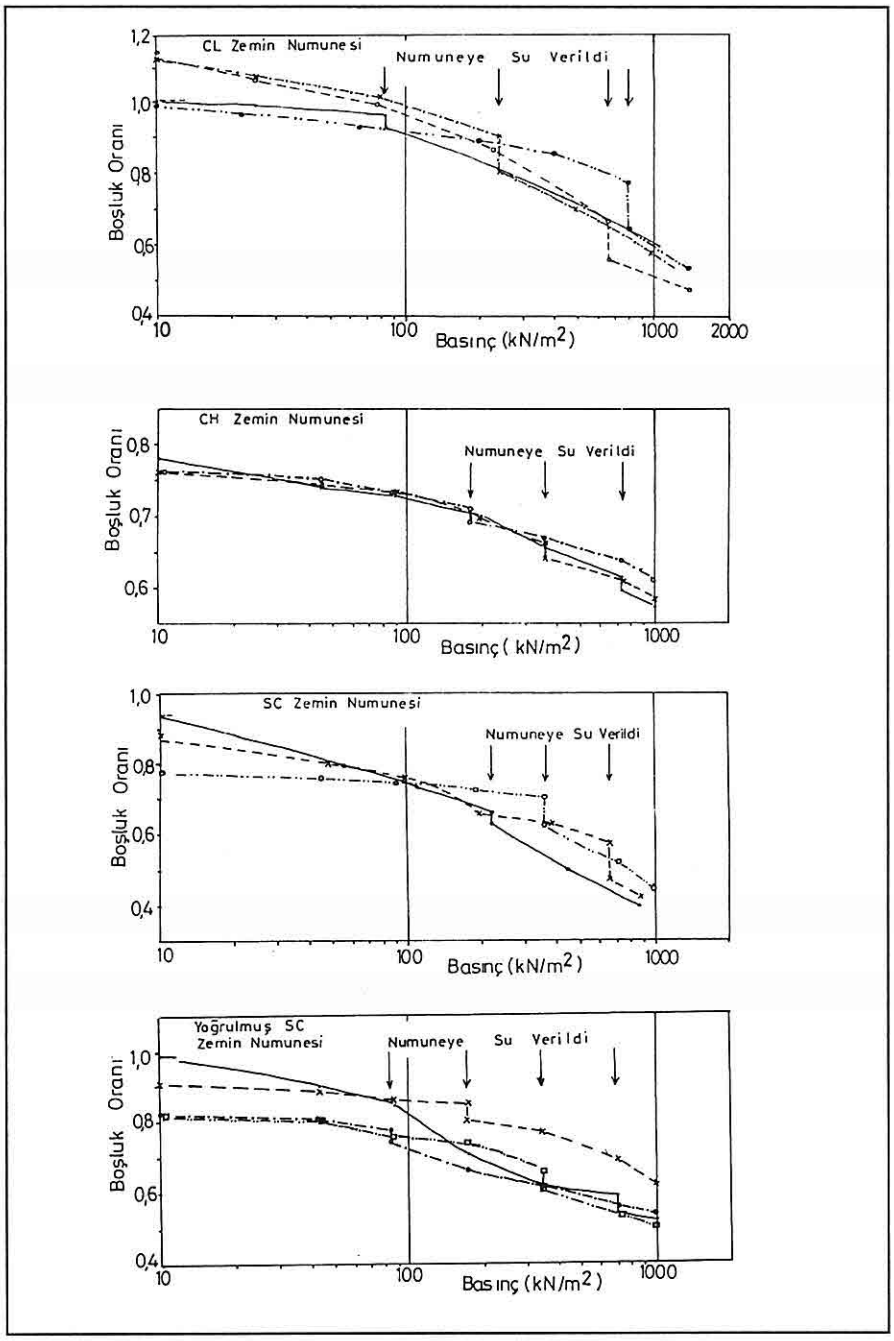
Zemin sınıfı	CL	CH	SC
Doğal Birim Hacim Ağ. kN/m³	15.5	18.3	16.1
Kuru birim Hacim Ağ., kN/m³	12.8	15.1	13.9
Özgül Ağırlık	2.7	2.72	2.65
Çakıl, %	4	0	2
Kum, %	31	8	55
Silt, %	40	47	29
Kil, %	25	45	14
+4.76 mm, %	1	0	1
-0.074 mm, %	64	92	42
Likit limit, %	43	58	27
Plastik limit, %	24	26	19
Optimum su içeriği, %	20	24	17
Max. Kuru Yoğunluk, gr/cm³	1.68	1.6	1.8
Zemin aktivitesi	0.76	0.71	0.57

Tablo 2. Deney yapılan numunelerin bazı indeks değerleri.

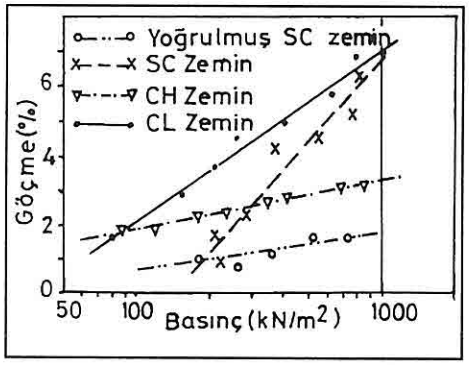
%26'dır. Alınan örneklerde standart Proctor yoğunluğu 1,6-1,8 gr/cm^3, optimum su içeriği %17 - 24, plastisite indisinden hesaplanan aktivite (Skempton 1953) değerleri ise 0,57 - 0,76 arasındadır. Diğer yandan alınan CL, CH, SC zemin tiplerine ait bozulmamış örnekler ile SC zemininin yoğrulup doğal birim hacim ağırlığına kadar sıkılanmasından elde edilen örneklerin, ıslandığında göçme durumunu belirleyebilmek amacıyla konsolidasyon deneyi basınç boşluk oranı eğrileri Şekil 4' de verilmiştir. Bu grafikler incelendiğinde aynı örneğe ait basınç boşluk oranı eğrilerinin birbirlerine oldukça yakın ve paralel sıkışma özelliği gösterdiği görülmektedir. Diğer yandan ıslanma sonucu oluşan göçmeler, giriş bölümünde verilen cp = (e1 - e2)/(1+e0) bağıntısına göre hesaplanmış ve elde edilen göçmelerin basınçla ilişkileri Şekil 5'de gösterilmiştir. Şekil 5' in incelenmesi göstermektedir ki; daha yüksek basınçlarda daha büyük ıslanma göçmeleri oluşmaktadır. Yine yoğrulan SC zeminde ıslanmayla oluşan göçmelerin, bozulmamış örnekleri üzerinde belirlenen göçmenin yaklaşık yarısı kadar olduğu tespit edilmiştir. 800 kN/m2 basınçta CL zeminde %7, SC



Şekil 3. Deney yapılan numunelerin granülometri eğrileri.



Şekil 4: Islanma zemin boşluk oranı basınç değişimi grafikleri.



Şekil 5: Islanmayla oluşan göçme basınç ilişkisi.

zeminde %5,2 ve CH zeminde ise %1,6 civarında göçme belirlenmiştir. Bu zemin zonlarının başlangıç birim hacim ağırlıkları ise sırasıyla 15,5 kN/m3, 16,01 kN/m3 ve 18,326 kN/m3 olması başlangıç birim hacim ağırlığı arttıkça göçme oturmasınınazaldığını (Nobari ve Duncan 1972) göstermektedir.

Diğer yandan CL ve CH zeminlerdeki göçme miktarları ve bu zeminlerin içerdikleri kil % miktarları birlikte değerlendirildiğinde CH zeminlerdeki kil oranının fazla olmasının sıkışmaya bir katkısı olmadığı söylenebilir.

Göçme oturmasının oluştuğu numunelerde, doğal su içeriğinde P basıncına kadar sıkıştırıldıktan sonra doygun duruma getirilen numunede P+P' basınç kademesine ulaşıldığında elde edilen boşluk oranı ile, başlangıçta doygun duruma getirilip P+P' basınca kadar sıkıştırılan numunede elde edilen boşluk oranı aynıdır. Başka bir ifadeyle deneyin başka bir kademesinde veya deney sonucunda doygun hale getirilen numunelerde nihai boşluk oranı yaklaşık aynıdır. Bu durum Şekil 4'de, farklı basınç kademelerinde doygun duruma getirilen örneklerin sıkışma basınç eğrilerinin yaklaşık paralelliklerinde görülmektedir. Clemence ve Finbarr (1981) sınıflamasına göre, incelenen örneklerden CL ve SC zeminlerinin % 5 den daha fazla göçme potansiyeli göstermesiyle sorunlu zemin, CH örneğinin ise 1% ile 5 % arasında göçme potansiyeli göstermesiyle (Cp=1,6) orta derecede sorunlu zemin sınıfında olduğu belirlenmiştir. Holtz ve Hilf(1961) tarafından verilen silt benzeri göçebilen zemin için likit limit ve kuru birim hacim ağırlığı değerleri (Tablo 2) göz önüne alındığında; sadece SC zemininde löslü zeminlere benzer göçebilme karekteri gözlenebilmektedir.

Diğer yandan Konya yerleşim sahası içersinde çok sayıda alınan zemin örneği üzerinde yapılan deneylerde (Özdemir 1984, Çelik 1987), likit limitin %20- 56 arasında (ortalama % 38), plastisite indisinin ise % 0-31 arasında (ortalama %17) olduğu belirlenmiştir. Holtz ve Gibbs (1956) tarafından verilen plastisite indisi ile likit limite göre hacim değişimi gösteren zeminler sınıflaması esas alındığında; yöredeki zeminlerin likit limit değerlerine göre düşük ile yüksek, ortalama likit limit değerine göre orta derecede hacim değişimi gösteren zeminler olduğu görülmektedir. Plastisite indisi yönünden ise bu zeminler; düşük (hacim değişimi %5 den az) ile çok yüksek hacim değişimi (hacim değişimi %25'den fazla) göstermekte olup, ortalama plastisite indisi değerine göre

ise orta derecede hacim değişimine uğrayabilme durumunda oldukları görülür. Düz topoğrafyaya sahip sahalarda, zeminde gözlenen hacim değişimi genelde düşey hareketleri oluşturacaktır. Genelde oturma-göçme şeklinde ortaya çıkan bu hareketler yapılarda deformasyonların oluşmasına neden olabilmektedir.

Konya yerleşim bölgesinde, nehirlerin taşıdığı sedimanların alüvyon yelpazesinde biriktirilmesiyle oluşan zemin yer aldığından, zemin indeks özellikleri düşey ve yatay yönde sürekli değişmektedir. Bu değişken zeminler üzerine inşaa edilecek yapılarda öncelikle mutlaka zemin incelenmesi yapılmalı ve zemin cinsi ile oturma - göçme - şişme özellikleri belirlenmelidir. Göçme özelliği gösteren zeminler eğer yüzeyden 1,5-2 m derindeyse zemin ıslatılmalı veya ağır silindirlerle yeniden şıkıştırılmalıdır. Şıkıştırılmış zemin üzerine yaygın ve yüzen temeller yapılabilir. Şartlar uygunsa, temel çukuru sodyumsilikat veya kalsiyum klorit ile doldurularak zemin kimyasal stabilizasyona tabi tutulmalıdır. Eğer göçmeye yatkın zeminler 10 m derinliğe kadar ulaşılabiliyorsa, yapı temeli inşa edilmeden, temel zemindeki göçme olayını sağlayacak tekniklerin uygulanması gerekir. Bunlar serbest drenajlı zeminlerde başarıyla uygulanan vibroflatasyon yöntemi ile yüzdürme yöntemleridir. Eğer tüm bunlar uygun değilse, son olarak yapının, göçme potansiyeli yüksek zeminden uzak kesimlere inşaa edilmesi gerekir. Burada yatay kaydırmalar söz konusu olabileceği gibi kazıklarla bu işlem düşey olarak da yapılabilir.

5. SONUÇLAR

Bu çalışmada, Konya Belediye binası çevresindeki farklı zemin zonlarının korelasyonları ve sınıflamaları sonucu belirlenen CL, CH ve SC sınıfındaki zeminlerin göçme potansiyelleri tespit edilmiştir. CL ve SC zeminlerin 800 kN/m2 basınç altında 7%, ve 5.2% gibi yüksek göçme potansiyelleriyle sorunlu zemin, CH zeminin ise 1.6% göçme potansiyeliyle orta derecede sorunlu zemin sınıfında olduğu tespit edilmiştir. Daha yüksek basınç altında ıslanmayla daha büyük göçmelerin oluştuğu ve yine yoğrulmayla ıslanma sonucu göçmelerin 50% 'ye yakın oranda azaldığı belirlenmiştir. Yine yapılan konsolidasyon deneylerinde deneyin belirli bir kademesinde veya deney sonunda doygun duruma getirilen numunelerde nihai boşluk oranının yaklaşık aynı olduğu tespit edilmiştir. Ayrıca SC zeminin löslü zeminlere benzer göçebilen zemin olduğu belirlenmiştir. Konya yerleşim alanında ıslanmaya bağlı oluşan göçmelerin yapılarda oluşturacağı zararların aza indirilebilmesi veya ortadan kaldırılabilmesi için öncelikle zemin incelemelerinin yeterli titizlik ve hassasiyette yapılması ve bu incelemelerden elde edilecek sonuçlara göre alınacak tedbirlerin belirlenmesi gerektiği sonucuna varılmıştır.

6. KAYNAKLAR

Brink, A. B. A. , Partridge, T. C. , and Williams , A. A. B., 1982 ; Soil Survey for Engineering, Clarendon press. Oxford.

Clemence, S. P. , and Finbarr, A. O., 1981; Design considerations for collapsible soils : Journal of the Geotechnical Engineering Division, American Society of Civil Engineers, vol 107, no GT3 , pp 305 317.

Çelik , M., 1987; Malas Sille (Konya) Sahası jeoloji ve zemin incelemesi; S.Ü. Fen Bil. Enst. , Yüksek lisans tezi (Yayınlanmamış), Konya.

Dudley, J. H. 1970; Review of collapsing soils, Journal of the Soil Mechanics and Foundations Engineering, Division, ASCE, No SM 3.

Holtz, W., G., and Hilf, J. W. , 1961 ; Settlement of Soil Foundations Due to Saturation: Proceedings fifth İnternational Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Paris, vol. 1, pp 673 679.

Holtz, W.,G., and Gibbs, H., J., 1956; Engineering properties of expansive clays, Transcations ASCE 121, p 641 663.

Jennings, J., E., and Knight, K. 1975 ; A Guide to Construction on or with Materials Exhibitings additional setlements due to collapse of grain structure ; Proceedings, sixth Regional Conference for Africa on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Johannesburg, pp 99 105.

Leonards, R., J., and Altschaeffl, A. , G., 1971 ; Discussion Review of Collapsing soils, Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division ASCE, No SM 4.

Mathewson, C., C., 1981 ; Engineering Geology A. Bell and Howell Company, London

Nobari, E., S., Duncan, J. M. 1972; Effect of Reservoir filling on stresses and movements in Earth and rockfill dams : University of California, Berkeley, rapor no TE 72 1.

Ordemir, İ., 1985; Islanmadan dolayı zeminlerde ve dolgularda meydana gelen sıkışmalar: Dolgu barajlar yönünden zemin mekaniği semineri (Adana), DSİ Gen. Müd. TAKK Dairesi Başk.

Özdemir , A. 1984; Sille Meram (Konya) Sahası jeoloji ve zemin incelemesi (yüksek lisans tezi) S.Ü. Fen Bil. Enst. , 152s (yayınlanmamış).

Schneider, W. J., 1977; Analaysıs of the densification of reclaimed surface mined land, Masters thesis, Texas A and M University, Collage station, Texas.

Skempton, A. ,W., 1953 ; Colloidal activity of clay, proc. 3rd, İnt. Conf., Soil Mech., Found. Eng. Zurich; 1,57 61.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1997 SAYI 30 ISSN 1019-1003
GEOSOUND *JUNE* *NO*

SULAKYURT GRANİTOİDİNDE AÇILACAK DERİVASYON TÜNELİNDEKİ DESTEK TASARIMI

Aydın ÖZSAN ve Yusuf Kağan KADIOĞLU
Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06100 Tandoğan, Ankara

ÖZET: *Sulama amaçlı olarak planlanan Sulakyurt barajı Ankara ilinin kuzeydoğusundadır. D.S.İ tarafından yapılması planlanan Sulakyurt barajı derivasyon tüneli 3 m. çapında, 260 m. uzunluğundadır. Tünel güzergahı boyunca yer alan Sulakyurt Granitoidleri çoğunlukla ayrışmış olup, Tonalit ve Diyorit kaya birimlerinden ibarettir. Bu birimler ileri derecede epidotlaşma, killeşme ve fiziko-mekanik özelliklerine göre zayıf kaya özelliği tanımlaması gösterirler. Ancak Tonalitlerde görülen silisleşmeler onun Diyorite nazaran daha sağlam kaya olduğunu kanıtlamaktadır.*

Saha ve laboratuvar verilerinden elde edilen parametrelere dayanarak Sulakyurt derivasyon tüneli boyunca RMR, Q ve RSR kaya kütle sınıflamaları yapılmıştır. Tonalite yapılan kaya sınıflamalarında RMR=21-28 (ort.=24), Q=0.04-0.13 (ort.=0.08) ve RSR=35 bulunmuştur. Bu değerler tonalitin zayıf kaya olduğunu göstermektedir. Diyoritte ise RMR=17-23 (ort=21), Q=0.025-0.1 (ort=0.05) ve RSR=34 değerleri elde edilmiş olup bu sonuçlar diyoritin çok zayıf kaya özelliğini tanımlamaktadır.

Sulakyurt derivasyon tünelindeki zayıf kayalar için destek tasarımında çelik kafes, kaya bulonları ve püskürtme betonunun farklı tipleri önerilmiştir.

SUPPORT DESIGN FOR SULAKYURT GRANITOID AT THE DIVERSION TUNNEL

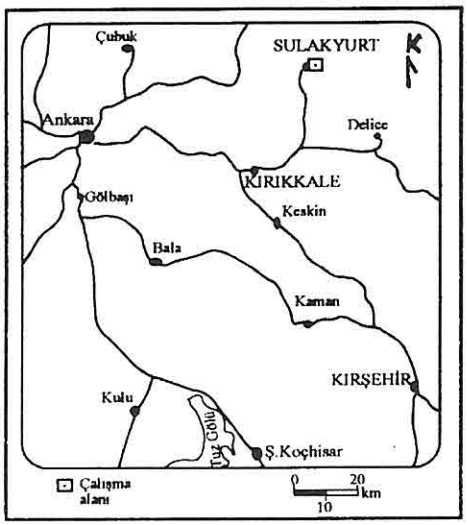
ABSTRACT: *The proposed Sulakyurt irrigation dam is located in the North-East part of Ankara. The diversion tunnel of Sulakyurt dam has 3 meters diameter and 260 meters length will be constructed under control of State Water Works . The Sulakyurt Granitoids along the tunnel alignment are moderately-to-highly weathered. Granitoid type of rocks are composed of tonalite and diorite which present highly weathered characteristic resulting in by products such as epidotization and clay formation. However, silicification developed in tonalite renders these rock stronger than diorite.Rock mass classifications such as RMR, Q and RSR were determined for the rocks along the Sulakyurt diversion tunnel using the field and laboratory data . These classifications yields values for tonalites such that RMR= 21-28 (av.=24), Q=0.04-0.13 (av.=0.08) and RSR=35 indicating the values for weak rocks. the same classifications results values of RMR=17-23 (av.=21), Q=0.025-0.1 (av.=0.05) and RSR=24 for*

diorite which are typical for very weak rocks.

The different types of the support design such as steel rib , rock bolts and shotcrete were recommended for the weak rock at Sulakyurt diversion tunnel.

1. GİRİŞ

İnceleme alanı Sulakyurt ilçesinin yaklaşık 6 km Kuzeyinde olup (şekil 1), Orta Anadolu Granitoidlerinin (Kadıoğlu,1996) Kuzey batı bölümündeki Sulakyurt granitoidinin bir bölümünü oluşturmaktadır. DSI Genel Müdürlüğü tarafından bölgenin sulu tarıma açılması için baraj yapımı planlanmıştır.Bu amaçla Sulakyurt baraj yeri ve dolayında toplam 23 adet sondaj kuyusu açılmıştır. Sondaj verilerinden yararlanarak çalışma alanındaki Granitoidlerin mineraloji ve petrografisi ile bunların birbirleri ile ilişkileri



Şekil. 1 Yer belirleme haritası

Kadıoğlu ve Özsan (1997) ve baraj yerindeki kaya birimlerin jeoteknik özellikleri Özsan ve Kadıoğlu (1997) tarafından belirlenmiştir. Toprak dolgu olarak planlanan Sulakyurt barajının talveg kotu 745 m.,yüksekliği 41 m.,kret uzunluğu 350 metredir. Bu çalışma ile baraj yeri sağ sahilde açılacak 260 metre uzunluğunda ve 3 metre çapındaki derivasyon tünelindeki kaya birimlerinin kaya kütle sınıflamaları yapılmış ve gerekli ön destek koşulları saptanmıştır. Bunun için Sulakyurt granitoidinin jeolojik ve jeoteknik özellikleri saha ve laboratuvar çalışmalarından bulunmuştur. Elde edilen jeoteknik parametrelere dayanarak RMR (Bieniawski, 1979 ve 1989), Q- Sistemi (Barton ve Diğ., 1974) ve RSR (Wickham ve Diğ., 1972) kaya kütle sınıflamaları yapılmış ve gerekli destek tasarım önerileri saptanmıştır.

2. JEOLOJİ

İnceleme alanı, Sulakyurt granitoidinin bir bölümünü oluşturmaktadır. Sulakyurt granitoidi; baraj yeri ve tünel güzergahı boyunca tonalit ve diyorit olmak üzere temel iki kayaç birimi ile temsil edilmektedir (şekil 2). Tonalitler, fanaritik dokulu ve kahverengimsi sarı renklerdedirler.Bu kayaçlar topoğrafya ve yapısal unsurlara bağlı yüzeysel ayrışmaya gösterirler.

Diyoritler baraj yeri sağ sahilinde özellikle tünel güzergahı boyunca fazla yayılım göstermektedirler. Bunlar koyu yeşil ve yeşilimsi siyah renkte olup tonalitler ile sinizoidal dokanaklıdırlar.

Tonalitler; petrografik analizleri

sonucu holokristalin dokulu olup, başlıca kuvars ve plajiyoklas minerallerinden oluşmaktadır. Amfibol, klorit, epidot ve dolomit tali minerallerdir. XRD analizleri sonucunda killerin kaolinit ve kısmen serizitlerden oluştuğu saptanmıştır. Diyoritler holokristalin dokulu olup, kısmen subofitik doku özelliği gösterirler. Ana mineraller; amfibol, oligoklas ve andezin, tali mineraller ise biyotit, epidot, kalsit, titanit, kuvars ve opak minerallerdir.

Baraj yerindeki Taretözü deresinde alüvyon, açılan sondajlardan ortalama 40 m kalınlık göstermektedir. Alüvyonun %20'si kil, %20'si kum, %20'si blok ve %40'ı çakıl türü malzemeden ibarettir.Sulakyurt baraj yerinin her iki sahilinde mostra veren yamaç molozu, tonalit ve diyoritlerden oluşmuş olup, ortalama kalınlığı 3 m'dir.

İnceleme alanındaki tonalit ve diyoritlerde görülen en önemli yapısal unsurları eklemler oluşturmaktadır. Baraj yeri sol sahilde 125, sağ sahilde (tünel güzergahı boyunca) 144 eklem ölçüsü alınmıştır. Stereografik eşit alan izdüşümleri sonuçlarına göre sol sahilde; E1=K41D/74 KB, E2= K27B/54 KD, E3= K71B/72 GB, E4= D-B/ 48K, E5= K70D/ 61KB ve sağ sahilde; E1= K29B / 80KD, E2= K43B/ 86KD, E3= K44D/ 15GD hakim eklem takımlarıdır. Kayaların mühendislik özellikleri ve kaya sınıflamalarına esas oluşturacak eklemlerin yönleri, sıklığı, ara uzaklığı ve açıklığı ISRM (1978)'e göre belirlenmiş ve bu değerler Tablo-1' de gösterilmiştir.

3. MÜHENDİSLİK JEOLOJİSİ

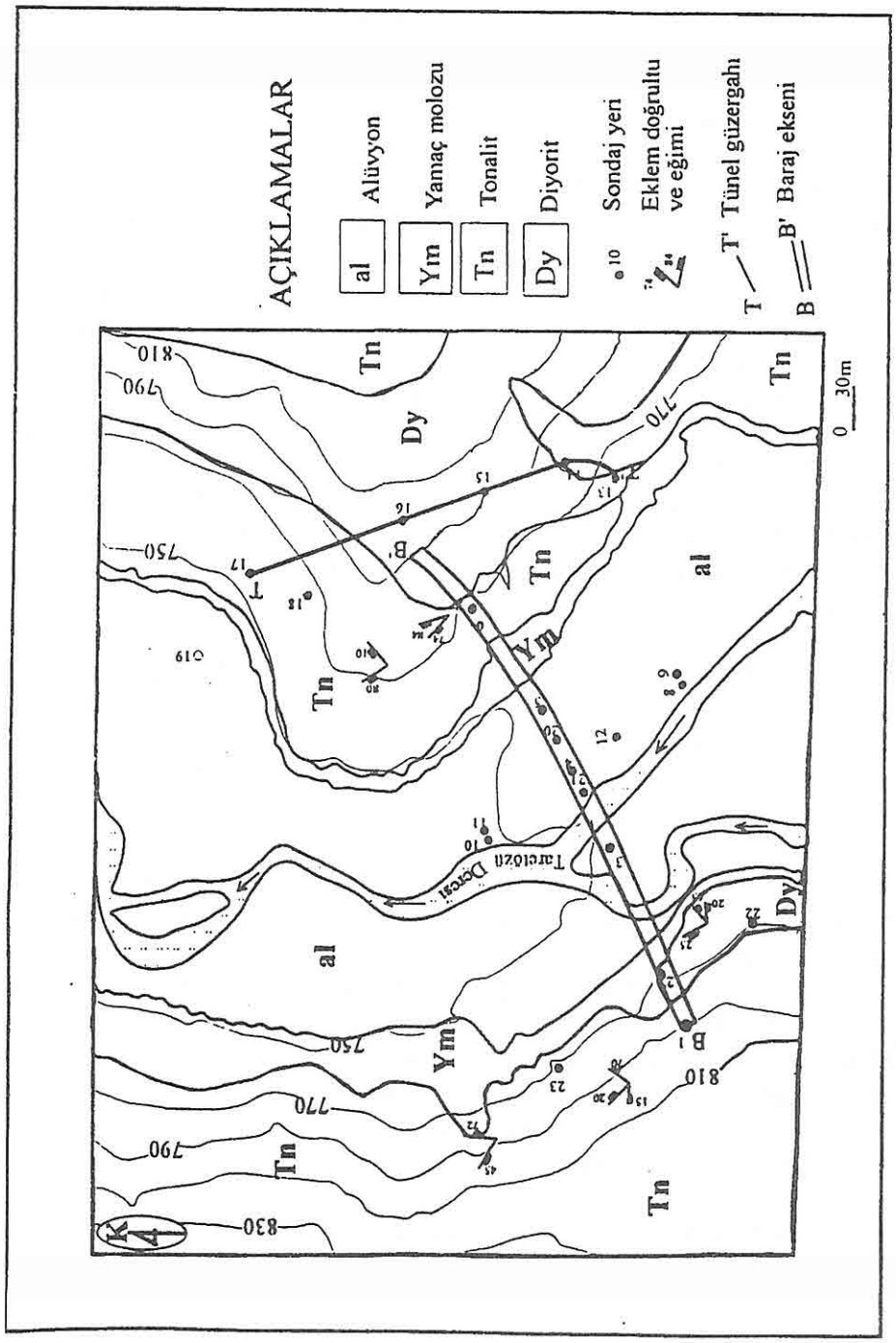
Sulakyurt Barajı derivasyon tüneli 260 m uzunluğunda ve 3 m çapındadır. Tünel güzergahı boyunca yapılan sondajlarda tonalit ve diorit kaya birimleri saptanmıştır (şekil 3). Genel jeoloji ve yapısal jeoloji çalışmalarına dayanılarak elde edilen parametrelere bağlı jeoteknik çalışmalar yapılmıştır. Bu amaçla kaya birimlerinin fiziksel ve mekanik özellikleri belirlenmiştir. Tünel güzergahı boyunca kesilen kaya birimlerinin fiziksel, mekanik ve mühendislik özellikleri şöyledir ;

Tonalit; çok zayıf kaliteli, orta ile yüksek derece arası ayrışmış, az geçirimli, sık eklemli,tek eksenli basınç dayanımı 74 Mpa ,çekme dayanımı 6.5 Mpa ve birim ağırlığı 2.70 ton/m3 Diyorit; çok zayıf kaliteli, yüksek derecede ayrışmış, geçirimsiz, çok sık eklemli,tek eksenli basınç direnci 60 Mpa, çekme direnci 5.2 Mpa ve birim ağırlığı 2.68 ton/m3 tür(Tablo-2). Sahagözlemleri ve laboratuvar deneylerinden elde edilen mekanik ve fiziksel parametrelere dayanılarak RMR, Q ve RSR kaya kütle sınıflamaları yapılmıştır. Bu sınıflamalara göre tonalit zayıf kaya, diyorit ise çok zayıf kaya özelliği göstermektedir (Tablo-3).

Bulunan kaya kütle kalitelerine göre uygulanacak gerekli destek tasarımı hazırlanmış ve Tablo-4'de gösterilmiştir.

4. SONUÇLAR

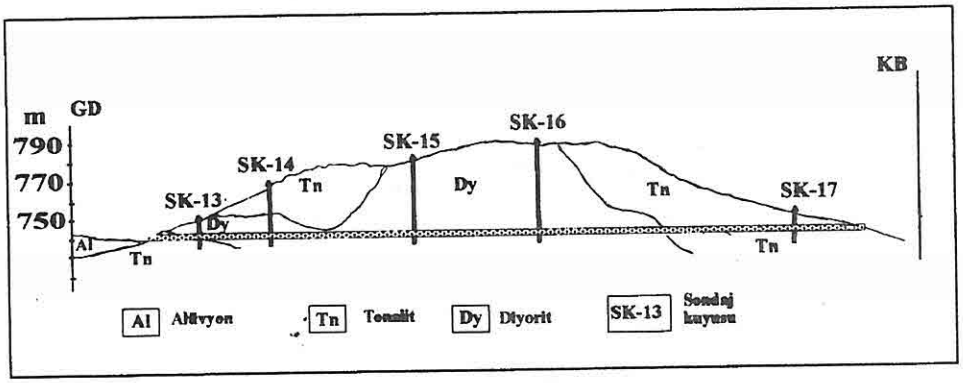
Sulakyurt baraj yeri ve tünel güzergahı boyunca mostra veren tonalit ve diyorit kaya birimleri orta ile yüksek derece



Şekil 2. Sulakyurt barajı tünel güzergahı ve dolayının jeoloji haritası

Tablo 1. Sulakyurt granitoidlerindeki süreksizlik analizleri

	Eklem Ara Uzaklığı mm		Eklem Açıklığı mm	Eklem Sürekliliği m	Baskın Eklem Takımları		Eklem Dolgusu
Tonalit	Min.	Max.	1-2	>20	Sol Sahil	Sağ Sahil	Klorit
Diyorit	<60	30-150	0.5-2	>20	K41D/74KB K27B/54KD K71B/72GB D-B/48K K70D/61KB	K29B/80KD K43B/86KD K44D/15GD	Klorit,Kalsit



Şekil 3. Derivasyon tünelinin jeolojik enine kesiti

Tablo 2. Sulakyurt granitoidinin fiziko-mekanik özellikleri

	Tek Eksenli Basınç Dayanımı MPa	Çekme Dayanımı MPa	Birim Ağırlık ton/m^3	RQD (%)
Tonalit	74	6.50	2.70	5.50
Diyorit	60	5.20	2.68	4.20

ayrışma gösterirler. İleri derecede epidotlaşma ve killeşme gösteren bu birimler zayıf kaya özelliğindedir.

Tonalitlerde görülen yaygın silisleşmeler bu kayacın diyorite nazaran daha sağlam olduğunu kanıtlamaktadır. Bu birimler çoğunlukla çok sık eklemlidirler. Tünel güzergahı boyunca yapılan kaya kütle sınıflamalarında kaya birimleri çok zayıf kaya özelliği

Tablo 3. Sulakyurt derivasyon tünelindeki birimlerin kaya kütle sınıflamaları

Kaya Birimi	RMR	Kaya Kütle Sınıfı	Q	Kaya Kütle Sınıfı	RSR
Tonalit	21 - 28 (24)	Zayıf Kaya (IV)	0.04 - 0.13 (0.08)	Zayıf Kaya	35
Diyorit	17 - 23 (21)	Çok Zayıf Kaya (V)	0.025 - 0.1 (0.05)	Çok Zayıf Kaya	34

Tablo 4. Sulakyurt derivasyon tünelindeki destek tasarımı

	Tonalit Destek Sınıfı - IV	Diyorit Destek Sınıfı - V
RMR	Tek kafesli duvarlarda ve kemerde 1-1,5 m aralıklı, 4-5 m uzunluklu sistematik bulonlar. Tavan kemerinde 100-150 mm ve yan duvarlarda 100 mm püskürtme betonu.	Tel kafesli duvarlarda ve kemerde 1-1,5 m aralıklı, 5 m uzunluklu sistematik bulonlar. Püskürtme betonu ise tavan kemerinde 150-200 mm, yan duvarlarda 150 mm, aynada 50 mm.
Q-Sistemi	***Destek kategorisi 36:*** Kafes takviyeli, 1 m uzunluğunda gerdirmeli sistematik bulon, püskürtme betonu kalınlığı 100-200 mm	***Destek kategorisi 37:*** Kafes takviyeli, 1m uzunluğunda gerdirmeli sistematik bulon, püskürtme betonu kalınlığı 200-600 mm
RSR	120cm aralıklı 6H20'lik çelik kafes, 25 mm'lik, 87cm aralıklı kaya bulonlar: ve 97mm kalınlıkta püskürtme betonu	70cm aralıklı 6H20'lik çelik kafes, 25 mm'lik 83 cm aralıklı kaya bulonları ve 100 mm kalınlıkta püskürtme betonu

gösterirler. Q sistemi ile yapılan kaya kütle sınıflaması, bulundurduğu ayrıntılı jeoteknik parametrelere göre daha geçerlidir. Sondajlardaki yeraltı suyu. verilerine göre tünelin açılımı esnasında herhangi bir su sorunu beklenmemektedir.

5. KAYNAKLAR

Barton, N., Lien, R., and Lunde, J., 1974. Classificiation of rock masses for design of Tunnel support . Rock Mech., 6(4). 189-236

Bieniawski, Z. T., 1979. The Geomechanics Classificiation in Rock Engineering Applications. Proc. 4th Int. Cong. Rock Mech. , ISRM Montreux, Vol. 2 pp 41-48

Bieniawski, Z. T., 1989. Engineering Rock Mass Classificiations. Wiley, New York, 251 pp

ISRM, 1978 Suggested methods for quantitative description of discontinuities in rock masses. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstract., 15, 319-368

Kadıoğlu,Y.K., 1996. Genesis of Ağaçören Intrusive Suite and its enclaves (Central Anatolia): Constraints from Geological,Petrografic,Geophysical and Geochemical Data, M.E.T.U., Ph.D. Thesis (Unpublished).

Kadıoğlu,Y.K., ve Özsan, A.,1997. Sulakyurt Granitoidindeki ofioylitik olmayan gabroların konumunun sondajlarla belirlenmesi :Jeoloji Mühendisliği ve Sondaj Uygulamaları Sempozyumu s .14, Ankara

Özsan.,ve Kadıoğlu,Y.K., 1997. Sulakyurt baraj yeri Granitoidlerinin mühendislik jeolojisi özellikleri:Jeoloji Mühendisliği,51.s.30-35

Wickham, G. E., Tiedemann, H. R., and Skinner, E. H., 1974. Ground Support Prediction Model-RSR Concept. Proc. Rapid Excavation Tunneling Conf. AIME, New York, pp 691-707

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1997 SAYI 30 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

LORAS DAĞI-ÇALDAĞI İLE HATUNSARAY (KONYA BATISI) ARASINDA KALAN BÖLGENİN STRATİGRAFİSİ VE BAZI TEKTONİK ÖZELLİKLERİ

Ahmet TURAN ve Şuayip KÜPELİ
Selçuk Üniv. Müh.-Mim. Fakültesi Jeoloji Bölümü 42100 Konya

İlkay KARAKOÇ
Kombassan A.Ş. 42100 Konya

ÖZET: *Konya batısındaki Loras Dağı-Çaldağı ile Güneybatıdaki Hatunsaray Kasabası arasında kalan inceleme alanında, Geç Permiyen-Kuvaterner aralığında oluşmuş kaya birimleri yüzeyler. Bunlar otokton, allokton ve neootokton birimler şeklinde ayrılmışlardır.*

Gökçeyurt grubu olarak ele alınan otokton birliğin en altında metakırıntılar ve karbonatlardan oluşan Geç Permiyen-Geç Triyas yaşlı Aladağ formasyonu bulunur. Aladağ formasyonu Geç Triyas-Erken Jura yaşlı dolomitize karbonatlardan yapılı Kızılören formasyonu ile yanal ve düşey geçişli olarak, platform tipi karbonatlardan oluşan ve Jura-Kretase'de çökelmiş Lorasdağı kireçtaşına geçer. Gökçeyurt grubunun en üst birimi, Geç Kretase'de oluşan ve pelajik karbonat ve kırıntılılardan yapılı Midostepe formasyonudur.

Allokton birliğin tabanında Hatip ofiyolitli karışığı yer alır. Geç Kretase'de oluşmuş bu karışık üzerine, yine tektonik bir dokanakla Çayırbağı ofiyoliti gelir.

Neootokton birimlerin çoğunluğu, temeldeki formasyonları açılı uyumsuzlukla örten Dilekçi grubu içerisindedir. Geç Miyosen-Erken Piloyesen sürecinde şekillenen ve ince-kaba kırıntılarla karbonatlardan ve volkanoklastiklerden yapılı Dilekçi grubu, Sille, Ulumuhsine, Küçükmuhsine formasyonları ile Erenlerdağı volkanitleridir. Geç Pliyosen-Kuvaterner'de oluşmuş Topraklı formasyonu ve yamaç molozu ile alüvyonlar, Dilekçi grubunu uyumsuz olarak örterler.

Erken Paleosen ve sonrasında Orta Alpin devinimlerle duraysızlaşan bölgede, kompresyonel tektonik rejimin etkisiyle yaklaşık D-B gidişli ana kıvrım yapıları oluşurken, ofiyolitli karışık ve okyanusal kabuk dilimlerinden yapılı naplar bölgeye yerleşmiştir. Kıvrılma ve naplaşma ile yükselen bölge, Orta Miyosen'e kadar bir erozyon geçirmiş ve Orta-Geç Alpin hareketlerinin izleri olarak da yörede Geç Miyosen ve Geç Pliyosen tabanlarındaki açılı uyumsuzluklar oluşmuştur.

THE STRATIGRAPHY AND SOME TECTONICAL FEATURES BETWEEN LORAS DAĞI-ÇALDAĞI AND HATUNSARAY (WESTERN KONYA) AREA

ABSTRACT: *The stratigraphic units in the study area have been divided mainly into three groups as autochthonous, allochthonous and neoautochthonous based on their present tectonostratigraphic position. The Late Permian-Late Triassic age Aladağ Formation is composed of clastics and carbonates. The Aladağ Formation is overlain by the Kızılören Formation which consists of dolomites in Late Triassic-Early Jurassic age. The Gökçeyurt Group continues conformably upward with the Lorasdağı Formation containing continental shelf limestone in Jurassic-Cretaceous age. The Gökçeyurt Group ends up by the Late Cretaceous age Midostepe Formation composed of deep marin sedements.*

The allochthonous units, are made up of the Hatip ophiolitic melange and the Çayırbağı ophiolites which were originated from the oceanic crust in Late Cretaceous time.

The neoautochthonous units studied as the Dilekçi Group and Topraklı Formation, lie on the older rocks by an unconformity. This group consisting of fine coarse clastics, carbonates, volcanosediments and laves were mapped as the Sille, Ulumuhsine, Küçükmuhsine formations and Erenlerdağı volcanics. The Topraklı Formation overlies the Dilekçi Group unconformably. All of the units mentioned above are overlain by talus and alluviums disconformbly.

During Early Paleocene and after Paleocene, the area was subjected to compressional stresses by the Middle Alpine movements. Major folding systems with an approximate trend of E-W were developed and ophiolitic melange and slice of the oceanic crust were emplaced on the platform by the compressional stresses. The area started to uplift by napping and folding. The upliffed are was then subjected to erosion until Middle Miocene. The impressions of the Middle-Late Alpine movements are represented by unconformities, seen at the base of the Late Miocene and Late Pliocene deposits in the study area.

1. GİRİŞ

İnceleme alanı, Konya'nın batısında önemli bir morfolojik kabartı olan D-B gidişli Kızılören Dağı-Çaldağı-Loras Dağı yükselim hattı ile bu hattın doğuda Konya Ovası'na ve güneybatıda Hatunsaray - Akören düzlüğüne doğru inişe geçtiği bölgede yeralır (Şekil 1). Bölge genelinde nitelikli jeolojik çalışmalar, Göğer ve Kıral (1969), Görmüş (1984); Özcan ve diğ. (1988, 1990), Eren (1993) ve Karakoç (1996) tarafından yapılmıştır.

Bu çalışmada yöre stratigrafisi ve tektoniği irdelenerek, önceki çalışmaların da ışığı altında yöre jeolojisinin aydınlatılması amaçlanmıştır.

Otokton, allokton ve neootokton

birliklere ayrılan yöre kayaları, Geç Permiyen'den Kuvaterner'e kadar yaş verir. Otokton birlik, Gökçeyurt grubundan oluşur ve grubun allokton örtüsü durumunda Hatip ve Çayırbağı ofiyolitli toplulukları izlenir. Otokton ve allokton birimleri üzerleyen Tersiyer çökelleri ise Dilekçi grubu içinde yer alır. Dilekçi grubu üzerine uyumsuzlukla Topraklı formasyonu, yamaç molozu ve alüvyonlar gelir.

2. STRATİGRAFİ

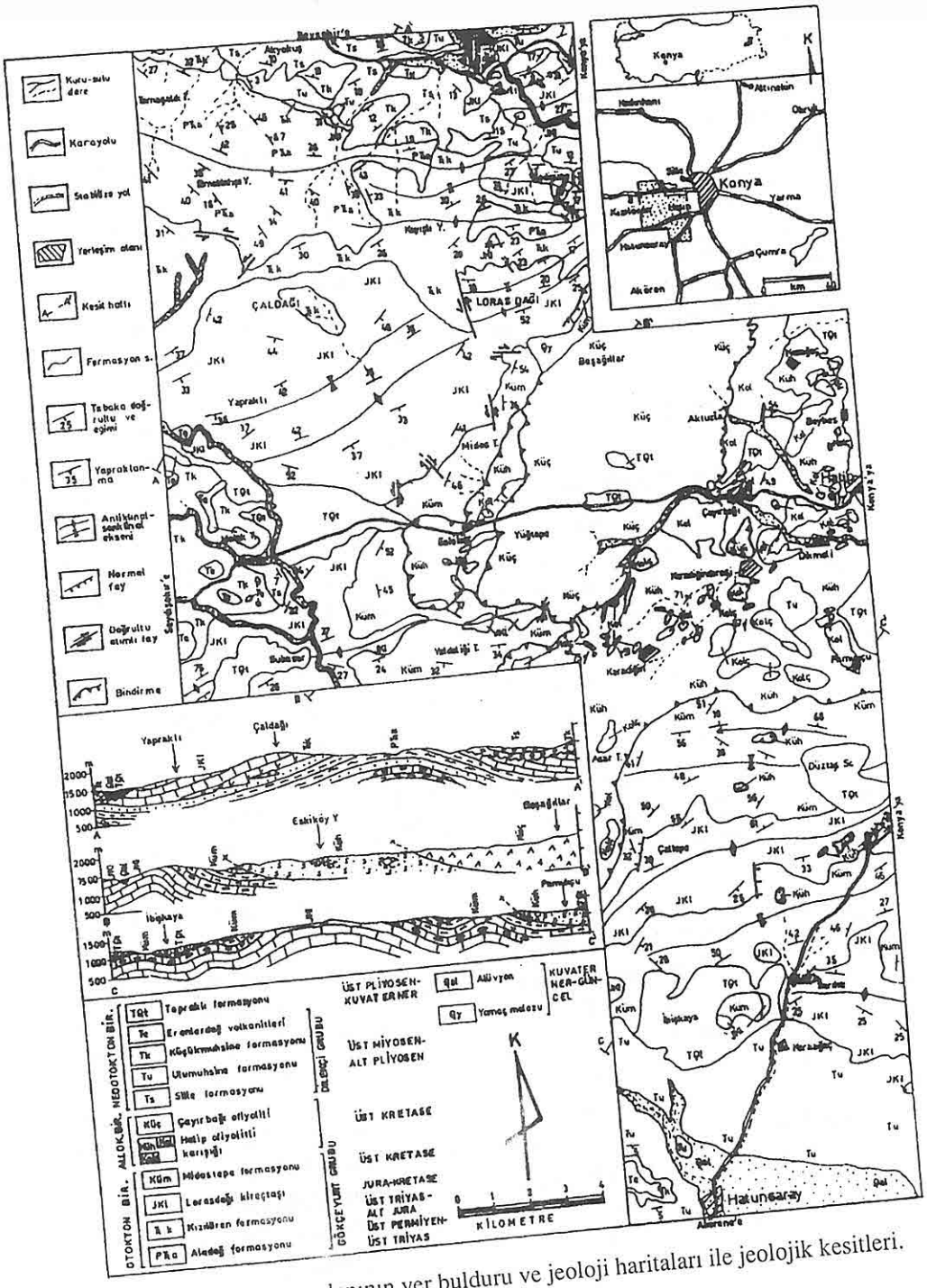
2.1. OTOKTON BİRİMLER

Bölgenin otokton temeli, Geç Permiyen-Geç Kretase aralığında çökelmiş kırıntılı ve karbonatlardan yapılı formasyonları kapsayan Gökçeyurt grubudur. Grup adı Eren (1993) tarafından kullanılmış olup en üstte bulunan Midostepe formasyonuda tarafımızdan bu gruba dahil edilmiştir. İnceleme alanında Gökçeyurt grubu alttan üste doğru Aladağ, Kızılören, Lorasdağı ve Midostepe formasyonlarını kapsar.

ALADAĞ FORMASYONU (PT a): Hafif metamorfize alacalı renkli kırıntılar ve karbonatlardan yapılı istif, Göğer ve Kral (1969) tarafından "Aladağ formasyonu" olarak adlandırılmıştır. İnceleme alanının kuzeyinde Tamaşalık T., Elmalıbahçe Y., Kayışlı Y., ve doğusunda antiklinal eksenleri boyunca geniş ve kalın yüzeylemeleri olan formasyonun, Düztaş Sırtı'nın güneyinde bir fayın yükselen blokunda yüzlek verdiği de görülür (Şekil 1).

Aladağ formasyonu, mor, koyu sarı ve yeşilimsi renkli şeyl-metaşeyl, meta kumtaşı, konglomera-metakonglomera, sleyt, fillitler ile ara tabakalar ve mercekler halindeki sarı boz ve gri renkli kristalize karbonatlardan oluşur. Kireçtaşı merceklerinde bol miktarda vermes izleri görülür. Paralel ve çapraz lamina yapıları kapsayan metakumtaşları, kökende kuvars arenit-litik arenit türündedir. İnce-kalın tabakalı karbonatlar ise çoğunlukla kristalize kireçtaşı ve kısmen biyointrasparittir. Oldukça kıvrımlı yapıdaki mor ve yeşilimsi renkli, granolepidoblastik dokulu fillit ve sleytlerde, özşekilsiz ince kuvars ve feldspat kristalleri yanında kayaca şisti bir görünüm kazandıran serisit pulcuklarına rastlanır. Orta-kalın tabakalı, gri ve koyu gri renkli kireçtaşı-dolomit-kuvarsit ve çörtler içeren mor renkli konglomeraların taneleri, yönlenmiş çok iri çakıldan ince çakıla kadar değişirken, bağlayıcının da kristalize karbonat olduğu görülür.

İnceleme alanı dışında Geç Permiyen yaşlı Derbent formasyonu ile yanal ve düşey geçişli olan Aladağ formasyonu (Eren, 1993), Kızılören formasyonu veya Lorasdağı kireçtaşı ile uyumlu bir şekilde örtülür. Metamofizma ve kıvrımlanma nedeniyle formasyon kalınlığı net olarak saptanamamakla birlikte, kalınlığın 500-600 m'yi bulduğu sanılmaktadır. Formasyonun kristalize karbonatlarında Triyas'ı gösteren Meandrospira cf. pusilla, Meandrospira sp., Glomospira sinensis, Glomospira sp., Glomospirella



Şekil 1: İnceleme alanının yer bulduru ve jeoloji haritaları ile jeolojik kesitleri.

sp. gibi mikrofaunaya rastlanmıştır. Formasyonun stratigrafik yeri ve önceki araştırmacıların bulguları da dikkate alındığında, Geç Permiyen-Geç Triyas boyunca çökeldiği anlaşılır.

Birimin litolojik gelişimi ve fosil kapsamı, Aladağ formasyonunun başlangıçta karasal şartlarda (Özcan ve diğ., 1980), genelde Selley (1976)'in karışık-kıyı ortamında çökelmiş, sığ denizel nitelikli tortullar olduğunu gösterir.

KIZILÖREN FORMASYONU (Tk): Çaldağı ve Loras Dağı'nın kuzeyi ile Kayışlı Y. dolaylarında Aladağ formasyonunu bir kuşak şeklinde çevreleyen dolomitik karbonatlar, Kızılören formasyonu (Görmüş, 1984) olarak tanımlandığından, aynı ad bu çalışmada da benimsenmiştir.

Koyu gri-siyah renkli, orta-kalın tabakalı, pürüzlü yüzeyli dolomit tabakalarından yapılı olan formasyon, kül renkli, stramatolitik yapıda, laminalı, ince katmanlı, bol kalsit damarlı ve bitümlü kireçtaşı ara düzeyleri de içerir. Formasyondan alınan örneklerin çoğu şeker dokulu, kristalize dolosparitler olup didolomitleşme yaygındır. Kireçtaşı örnekleri ise mikrosparit, biyomikrit ve kristalize kalker şeklindedir.

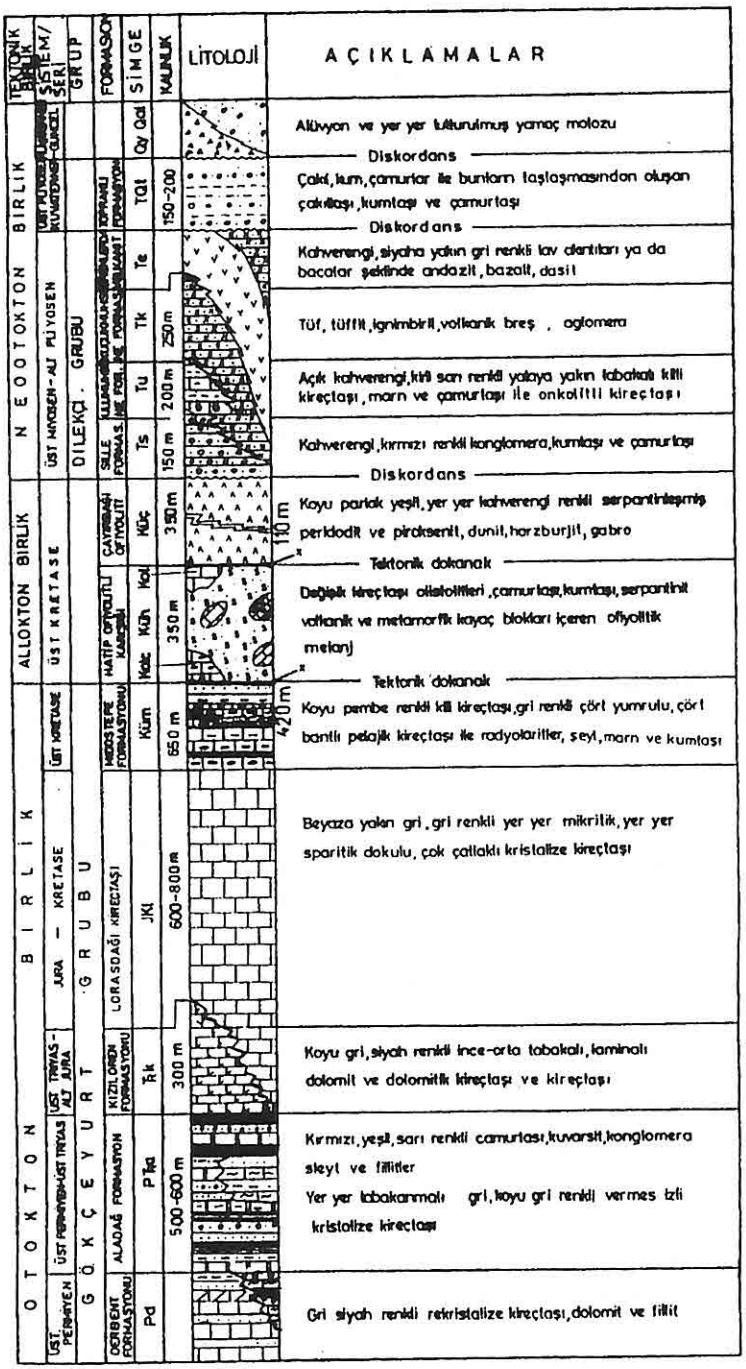
Aladağ formasyonunu uyumlu olarak örten Kızılören formasyonu, Lorasdağı formasyonuyla yanal ve düşey geçişlidir. Formasyonun kalınlığı değişken olup en çok 300 m kadardır (Şekil 2). Triyas-Jura'yı gösteren Aulotortus sp., Frondicularia sp., Hemigordiopsis sp. gibi formlar içeren formasyon, stratigrafik konumundan ötürü, Geç Triyas-Erken Jura olarak yaşlandırılmıştır.

Stromatolititli-dolomitli karbonatlar, genelde sığ ve tropik sularda, lagünlü, duraylı karbonat platformlarındaki bir çökelimi gösterirken; birimin koyu gri-siyah renk tonu ve bitüm içeriği, redüktör ortam koşullarını yansıtır.

LORASDAĞI KİREÇTAŞI (JKl): Çalışma sahasının kuzey bölümünde Çaldağı, Loras Dağı, Kedigüneyi T., Yapraklı dolayları ile güneydoğuda Çaltepe, Sarıkız ve Karaağaç köyleri civarlarında geniş bir alanda yüzeyleyen kireçtaşları (Şekil 1), daha önce Göğer ve Kral (1969) tarafından "Lorasdağı kireçtaşı" olarak tanımlandığından bu çalışmada aynı ad kullanılmıştır.

Açık gri-gri renkli, orta-kalın tabakalı, bol eklemli ve yoğun çatlaklı yer yer kristalize olmuş kireçtaşlarından oluşan sert morfolojili birim içinde, yaygın olarak lapya . ve dolinler oluşmuştur. Formasyondan sistematik olarak toplanan örnekler mikrosparit -mikrit, intrasparit, biyointramikrit, dismikrit, pelbiyointrasparit , pelintramikrittir.

Kızılören formasyonu ile yanal ve düşey geçişli olan Lorasdağı kireçtaşı, Kızılören formasyonunun çökelmediği yerlerde Aladağ formasyonu üzerinde uyumlu olarak gelir (Şekil 1). Lorasdağı kireçtaşı, üst sınırı boyunca Midostepe formasyonuyla uyumludur. İnceleme alanında Lorasdağı biriminin kalınlığı 600-800 m arasındadır (Şekil 1,2). Loras



Şekil 2: Çalışma alanının tektonostratigrafik dikme kesiti.

Dağı kireçtaşında genelde Jura'yı gösteren; Thaumotoparella parvovesiculifera, Paleodacyclatus sp., Valvulina sp., Mesoendothyra sp., Pseudocyclamina sp., Opthalmidium sp., Salpingoporella sp., tanımlanmıştır. Konya bölgesinde benzer özellikli kayaların yaşı Göğer ve Kral (1969)'a göre Liyas-Alt Kretase, Görmüş (1984)'e göre Üst Jura-Üst Kretase, Özcan ve diğ. (1988)'ne göre Orta Triyas-Alt Jura, Eren (1993)'e göre de Üst Triyas-Alt Kretase'dir. Neticede Lorasdağı kireçtaşı (Kızılören formasyonunun üzerinde kalan kısım için), genel bir ifadeyle Jura-Kretase olarak yaşlandırılmıştır.

Lorasdağı biriminin litolojik gelişimi ve fosil içeriği, sığ, sıcak ve duraylı bir karbonat platformunun kapalı şelf-açık şelf kenarı zonlarındaki bir çökelime işaret eder. Sparitik mikrofasiyesler bu platformun yüksek enerjili-çalkantılı dönemlerini gösterirken; çokça rastlanan mikritik mikrofasiyesler ise düşük enerjili, dingin dönemleri gösterir.

MİDOSTEPE FORMASYON (Küm)

İnceleme alanının orta kesimlerinde Midos T., Yeldeliği T. ile Pamukçu ve Sarıkız köyleri arasında senklinal bölgelerinde izlenen pelajik çökeller, bu makalede Midostepe formasyonu olarak verilmiştir. Formasyon adı Göğer ve Kral (1969)'dan alınmıştır.

Midostepe formasyonu altta gri renkli ince tabakalı çört yumrulu kireçtaşları ile başlar. Üste doğru bej renkli, killi, çörtlü kireçtaşlarına, koyu gri-gri renkli çört ara tabakaları ve koyu kırmızı-kahverengi radyolarit ara katkıları eşlik eder. En üst kesimlerde ise çörtlü kireçtaşı, killi kireçtaşı, marn ve türbiditik kumtaşı, mikroçakıltaşı, şeyl ardışımı ile istif sona erer. Genelde ince tabakalı ve sıkışık kıvrımlı olan formasyonun kireçtaşları; biyomikrit, intramikrit, fosilli mikrit şeklindeyken; marnlar daha çok silis içerikli, fosilli killi mikrit karekteri sunar. Kumtaşları ise litik arenit-litik vake türündendir.

Loras dağı formasyonu üzerine uyumlu olarak oturan Midostepe formasyonu; Hatip ofiyolitli karışığı ve Çayırbağı ofiyoliti tarafından tektonik dokanakla örtülmektedir (Şekil 1). Formasyonun kalınlığı, Midos T. dolayındaki tip yerinde 650 m ölçülmüştür.

Formasyondan alınan örneklerde; Cuneolina sp., Gümbelina sp., Globotruncana sp., Radiolaria sp., Hedbergella sp., Heterohelicidae gibi faunalara rastlandığından birime Geç Kretase yaşı verilmiştir. Ayrıca Göğer ve Kral (1969)'ın fosil bulguları Üst Senoniyen'i, Özcan ve diğ. (1988)'nin paleontolojik verileri ise Kretase'yi göstermektedir.

Formasyonun radyolaryalı, çörtlü, kırmızı renkli, pelajik faunalı biyomikritleri, çökelmenin karbonat doyum derinliğinin altında ve silisce zengin derin suda, jeosenklinalde pelajik havzada olduğunu gösterir. Formasyonun alt-orta bölümlerindeki silisli killi karbonatlar düşük enerji zonlarını gösterirken; üst düzeylerdeki kırıntılılar, yüksek enerjili çalkantılı zonları,

türbiditik ortam koşullarını yansıtmaktadır.

2.2. ALLOKTON BİRİMLER

Yöredeki allokton birimler, Hatip ofiyolitli karşılığı ile Çayırbağı ofiyolitinden oluşur.

HATİP OFİYOLİTLİ KARIŞIĞI (Küh):

Hatip Kasabası, Kozağaç- Beybes -Çayırbağı- Karadiğinderesi- Karadiğin-Dikmeli ve Pamukçu köyleri ile Eskiköy civarlarında geniş bir alanda yüzeyleyen melanj oluşuklarını, Özcan ve diğ. (1988) Hatip ofiyolitli karışığı şeklinde tanımladıklarından, bu çalışmada aynı isim kullanılmıştır.

Ofiyolitli karışık; bazalt, andezit, diyabaz, gabro, çört, radyolarit, farklı niteliklere sahip kireçtaşı, yeşil ve mor renkli sleyt, fillit, talk şist, piroksenit, amfibolit, metagabro ve serpantinitlerden yapılı irili ufaklı bloklar ile bu blokların içinde yüzdüğü ofiyolitik kayaç kırıntılarından türemiş ve yoğun makaslanmalı çakıltaşı -grovak -şeyl - çamurtaşı türü bir matriksten oluşur. Melanj içerisinde Lorasdağı kireçtaşı biriminden kopan bloklar (Kol) ile Midostepe formasyonundan türemiş bloklar (Kolç), haritalanabilir boyutlardaki egzotik parçalar olduklarından, jeoloji haritasında gösterilmişlerdir (Şekil 1).

Alt sınırı boyunca Midostepe ve Lorasdağı formasyonlarını tektonik bir dokanakla üzerleyen Hatip ofiyolitli karışığı, Çayırbağı ofiyoliti ile yine tektonik olarak örtülür. Karışığın görünen mostra kalınlığı 350 m'ye kadar varmaktadır. Karışığın içindeki Lorasdağı kireçtaşlarına ait bloklarda (Kol) Jura-Kretase yaşını veren; Thaumatoporella parvovesicularia, Thaumatoporella sp., Textularia sp. fosillerine rastlanırken, Midostepe formasyonuna ilişkin bloklarda (Kolç)'da Geç Kretase'yi gösteren; Globotruncana helvetica, Globotruncana sp., Hedbergella sp. gibi planktonik foraminiferalara rastlanılmıştır. Ayrıca Özcan ve diğ. (1990)'nin bulguları, karışığın Karbonifer'den Geç Kretase'ye kadar bloklar içerdiği hususunda iken, Göğer ve Kral (1969)'ın verileri de karışığın Jura-Kampaniyen yaşta bloklar kapsadığını ortaya koymaktadır. Karışık içindeki blokların Kampaniyen'e kadar yaş vermesi, bu karışığın oluşumunu en erken Geç Kretase'de Kampaniyen sonlarına kadar sürdürdüğünü göstermektedir.

Karışığın içindeki sığ platform ve pelajik havza karbonatlarına ait blokların yanı sıra, ofiyolitik kökenli parçaların yaygın olarak bulunması, farklı provenslere ait kayaların tektonik hareketlerle yığışım bölgelerine taşındıktan sonra, hızlı bir birikme-çökme ve karışmanın olduğu okyanusal hendeklerde yığışması ile oluşan renkli melanjları gösterir.

ÇAYIRBAĞI OFİYOLİTİ (Küç):

Serpantinleşmiş peridotitlerden oluşan ve inceleme alanının orta kesimlerinde Çayırbağı Köyü ile Aktuzla, Beşağıllar,

Yüğtepe dolaylarında Hatip karışığı üzerinde büyük bir klip şeklinde izlenen birimin, Karadiğinderesi ve Çayırbağı arasında da bir klipi izlenir (Şekil 1). Birimi, Özcan ve diğ. (1990) "Çayırbağı ofiyoliti" şeklinde adladığından, aynı ad bu çalışmada da benimsenmiştir.

Koyu yeşil ve altere zonlarda kahverenkli serpantinleşmiş peridotit, dunit, harzburjit, piroksenit ve gabrolardan yapılı olan birim, bol eklemli ve yoğun çatlaklıdır. Birimin yüzeylediği alanlar, düşük rölyefli nisbeten düz sahalar olduğundan, inceleme alanında Çayırbağı ofiyolitinin üst kesiminde, koyu sarı-kahverenkli silisifiye serpantinitlerin oluşturduğu bir kabuk-silis şapka oluşumu söz konusudur. Bu silis şapkanın altında ağsal manyezit damarları içeren altere serpantinitler yer alır. Bu zonun altında da serpantinit, dunit, harzburjit, piroksenit ve gabrolardan oluşan ultrabazikler izlenir.

Genelde Hatip karışığını tektonik olarak üzerleyen Çayırbağı ofiyoliti, jeoloji haritasında da gözlendiği gibi bazen Midostepe hatta Lorasdağı formasyonlarına da bindirir. Birim yörede yaklaşık 350 m kadarlık bir mostra kalınlığı sunar.

Oluşum yaşı Meastrihtiyen'e kadar çıkan Hatip karışığı üzerine oturan Çayırbağı ofiyolitinin bölgeye yerleşimi, Orta-Geç Maestrihtiyen belki de Erken Paleosen'dir. Ofiyolit napı üzerinde uyumsuzlukla Yunak bölgesinde Üst Paleosen-Eosen (Yeniyol, 1979), Kadınhanı yakınlarında Eosen (Özcan ve diğ., 1990) birimlerinin varlığı, Çayırbağı ofiyolitinin bölgeye yerleşmesinin Erken Paleosen sonuna kadar sürmüş olabileceğini düşündürmektedir.

Çayırbağı ofiyoliti ilksel olarak, Neo-Tetis'in kuzey kolundan türeme deniz tabanı yayılmasına paralel olarak şekillenmiş eski bir okyanusal kabuk dilimidir (Şengör ve diğ. 1981; Okay, 1986).

2.3. NEOOTOKTON BİRİMLER

Otokton ve allokton birliklere ait litostratigrafi ve litodem birimlerini açılı uyumsuzlukla örten Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı Dilekçi grubu, neootokton birliğin temelini oluşturur. Önceleri Dilekçi formasyonu (Göğer ve Kral, 1969; Görmüş, 1984; Özcan ve diğ., 1990) kapsamında incelenen bu birimler, daha sonra Eren (1993) tarafından Dilekçi grubu içinde Sille, Ulumuhsine, Küçükmuhsine formasyonları şeklinde bölümlendirilmiştir. Dilekçi grubu uyumsuz olarak Topraklı formasyonu ile örtülür. En üstte de yamaç molozu ve alüvyonlar yeralır.

SİLLE FORMASYONU (Ts):

Konya-Beyşehir ve Konya-Seydişehir karayolları üzerinde mostraları bulunan çakıltaşları, Sille formasyonu olarak haritalanmıştır.

Sille formasyonu kırmızı ve kahverenkli çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşlarından yapılıdır. Egemen litolojisi kötü tabakalı konglomeralar olan birimin çakılları, temelden türemişlerdir ve boyutları blok-ince çakıl

arasında değişir. Heterojen-polijenik nitelikli bu konglomeralarda normal ve ters derecelenmeler ile çapraz tabakalanmalara sık rastlanır. çakıltaşları arasında 30-40 cm kalınlıklı litik kumtaşları ile 5-10 cm kalınlıklı seviyeler halinde çakıllı, kumlu çamurtaşları olağandır.

Temeldeki formasyonları açılı uyumsuzluklarla örten Sille formasyonu, yanal ve düşey yönde gölsel çökellere ve volkaniklere geçer. Formasyonun kalınlığı 100-150 m civarındadır. Çalışma alanının batısında Kızılören civarında Görmüş (1984), belirlediği omurgalı fosilleri ile birime Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşını vermiştir.

Sille formasyonu, morfolojik kabartıların eteklerinde teşekkül eden çamur ve moloz akması çökelleri ile geçici akarsu tortuları şeklinde birikmiş alüvyal yelpaze sedimanları veya flüviyal oluşuklardır.

ULUMUHSİNE FORMASYONU (Tu):

Kuzeyde Konya-Beyşehir karayolu güzergahı ile güneyde Karaağaç-Hatunsaray arasında yüzeyleyen ve kireçtaşı-marn-kiltaşı tabakalarından yapılı gölsel oluşuklar, Ulumuhsine formasyonunu oluşturur.

Formasyonun yaygın litolojisi, kirli beyaz, krem ve bej renkli, orta-kalın tabakalı, onkolitik ve stromatolitik yapılarla tatlı su gastrapod ve bivalvleri içeren kireçtaşlarıdır. Kil oranının artmasıyla killi kireçtaşı ve marnlara geçilir. Ulumuhsine formasyonu sarımsı gri renkli çamurtaşı, kumtaşı, silttaşı ara tabakaları ile alt yüzeyleri erozyonal çakıltaşı mercekleri de kapsar.

Sille formasyonuyla yanal ve düşey geçişli olan Ulumuhsine formasyonu, Sille formasyonunun çökelmediği yerlerde temel üzerine açılı uyumsuzlukla gelir. Küçükmuhsine formasyonu ve Erenlerdağı volkanitleriyle yanal ve düşey geçişler sunan formasyon, bazen Topraklı formasyonu ile uyumsuz olarak örtülür. Ulumuhsine formasyonunun kalınlığı 200 m civarındadır.

Formasyonun litolojik özellikleri ve tatlı su fosil içeriği, gölsel bir ortamdaki çökelmeyi gösterir. Birimin kırıntılı ara katkılar ve mercekler içermesi, Geç Miyosen-Erken Pliyosen'de oluşan kapalı gölsel havzada, türbit akıntılarının etkinliğini gösterir.

KÜÇÜKMUHSİNE FORMASYONU (Tk):

Konya-Beyşehir, Konya-Seydişehir karayolları üzerinde ve Hatunsaray'ın batısında (Şekil 1), gölsel-karasal çökellerle yanal ve düşey geçişli olan volkanosedimanlar, Küçükmuhsine formasyonu olarak incelenmiştir.

Formasyon, gri, beyaz, krem ve pembemsi renkli tüf, tüfit, volkanik breş, aglomera, ignimbrit ve volkanojen kumtaşı ardalanması şeklindedir. Birim içinde çok ince lav ara katkıları bulunabilir. Tabakalı yapıdaki tüf, tüfit ve volkanojen kumtaşlarında normal ve ters derecelenmelerle paralel ve çapraz

laminasyonlar gözlenir. Tüfit ve volkanojen kumtaşlarında temel kayalardan türemiş kırıntılara rastlanır. Tüfler litik ve kristal tüf özelliği gösterir.

Küçükmuhsine formasyonu genelde Sille ve Ulumuhsine formasyonları ile yanal ve düşey geçişli, bazen de temeldeki formasyonlar üzerinde açılı uyumsuzdur (Şekil 1). Erenlerdağı volkanitleriyle kesilen veya örtülen birim, Topraklı formasyonu ile açılı uyumsuz olarak örtülür.

Küçükmuhsine formasyonunun volkanosedimentleri, Geç Miyosen -Pliyosen esnasındaki püskürmeler neticesinde su altı-gölsel ve su üstü-karasal ortamlarda çökelmişlerdir.

ERENLERDAĞI VOLKANİTLERİ (Te):

İnceleme alanının batısında Malak Tepe dolayları ile Hatunsaray'ın batısında boyun, dayk ve lav akıntıları şeklinde gözlenen dasit, andezit ve bazaltlardan yapılı genç volkanik kayaçlar, Erenlerdağı volkanitleri olarak incelenmiştir. Birim adı Görmüş (1984)'den alınmıştır.

Makro olarak pembemsi renkli dasit, gri ve yeşilimsi renkli andezit ile siyah renkli gaz boşluklu bazaltlardan oluşan lavlar; vitrofirik-porfirik dokulu andezit, hipokristalin porfirik dokulu piroksenli andezit, hipokristalin porfirik dokulu bazalt şeklindedir.

Erenlerdağı volkanitleri ve Küçükmuhsine formasyonu içindeki volkanoklastiklerde K/Ar yöntemiyle yapılan yaş tayininde, bu kayaçların mutlak yaşı 11.95-3.35 m.y. olarak belirlenmiştir (Besang ve diğ., 1977). Neticede volkanik karmaşığın yaşı, içinde yer aldığı grubun yaşına uygun olarak Geç Miyosen-Erken Pliyosen'dir.

TOPRAKLI FORMASYONU(TQt):

Alüvyal karmaşık niteliğindeki çökellerden oluşan ve daha yaşlı birimleri açılı uyumsuzlıkla üstleyen istif (Şekil 1), Eren (1993) tarafından adlandırılmıştır.

Birim kırmızı, kahve ve gri renkli konglomera, çakıl ve kum ile kalişlerden oluşur. Sırtlarda yaşlı birimlerin kırıntılarını içeren heterojen-polijenik konglomera niteliğindeki birim, düzlüklerde gevşek dokulu çakıl, kum ve çamur depoları şeklindedir.

Kalınlığı 150-200 m kadar olan ve diklerden süpürülen kırıntılı gereç ile oluşumunu sürdürmüş bu birimin, stratigrafik konumundan ötürü Geç Pliyosen-Kuvaterner'de oluştuğu düşünülmüştür.

YAMAÇ MOLOZU (Qy):

Loras Dağı'nın güneyindeki dikliklerin eteklerinde izlenen köşeli blok ve çakıllardan oluşan gevşek malzemeler ve yer yer tutturulmuş çökeller, Kuvaterner'den günümüze kadar oluşa gelen yamaç molozlarıdır ve kalınlığı birkaç on metre kadardır.

ALÜVYON (Qal):

İnceleme alanının en genç çökelleridir. Çakıl, kum ve çamurlardan oluşan gevşek çökeller, dere yataklarında ve vadi tabanlarında oluşumlarını halen

sürdürmektedirler.

3. TEKTONİK

Toridler ana tektonik birliğinin Bolkardağı ve Bozkır alt birlikleri (Özgül, 1976) içinde yeralan inceleme alanı, Okay (1986)'a göre "Afyon-Bolkar Dağı Zonu" içinde, Özcan ve diğ. (1988)'ne göre de "Kütahya-Bolkar Dağı Kuşağı" içinde bulunur.

Bölgede Geç Paleozoyik-Mesozoyik sürecinde gelgit düzlüğü-lagün-kapalı şelf-açık şelf kenarı-açık şelf pelajik havza ortamlarını karekterize eden sürekli bir çökelim vardır. Mesozoyik sonlarında aktif bir kıta kenarına doğru yaklaşan bölgeye, dalma-batma zonlarında ve okyanusal riftlerde oluşmuş ofiyolitli topluluklar yerleşmiştir. Paleojen bölgede naplaşma ve yükselme dönemlerine karşılık gelir. Bölge Orta-Geç Miyosen geçişinde etkileşen blok faylanmalarına bağlı olarak, kıta içi aktif volkanizma faliyetinin de olduğu bir dönemde gelişen kapalı havzaların su ile dolması sonucu göl halini almıştır. Bu kapalı havzada (Konya Gölü, Roberts, 1982) alüvyal yelpaze, göl çökelleri ve volkanik karmaşıklar oluşmuştur.

Bölgedeki birimler, Orta ve Geç Alpin dağ oluşum hareketlerinin izlerini taşıyan uyumsuzlukların da gözlenebildiği, kıvrımlı, kırıklı-bindirmeli bir yapı arzederler.

UYUMSUZLUKLAR:

Dikme kesit ve jeoloji kesitlerinde de izlendiği gibi yöredeki birimler arasında üç uyumsuzluk yüzeyi belirlenmiştir. Birinci uyumsuzluk otokton ve allokton birimler ile Dilekçi grubu arasındaki açılı uyumsuzluktur ve Orta Alpin hareketlere bağlıdır. İkinci uyumsuzluk ise Dilekçi grubu ile Topraklı formasyonu arasındaki Geç Alpin hareketleriyle ilintili olan uyumsuzluktur. Üçüncü uyumsuzluk ise yamaç molozu ve alüvyonlar ile diğer formasyonlar arasındadır.

KIVRIMLAR:

Bölgede Gökçeyurt grubunu oluşturan Geç Palezoyik-Mesozoyik yaşlı birimler içinde, makro ölçekte yaklaşık D-B eksen gidişli, ekseri simetrik, açık antiklinal ve senklinal yapıları oluşmuştur (Şekil 1). Mikro ölçekte ise Aladağ formasyonunda yatık ve izoklinal sıkışık kıvrım girişimleri, Midostepe formasyonunda ise yer yer devrilmiş sıkışık izoklinal kıvrım stilleri izlenir. Dilekçi grubu içinde, mikro ölçekte hafif ondülasyonlar şeklinde, geniş senklinal ve antiklinal yapıları görülebilmektedir.

FAYLAR VE BİNDİRMELER:

Topoğrafyadaki izi 1.5-2 km kadar olan normal gravite fayları ile yırtılma faylarının uzanımları, genelde K-G gidişine yakındır. Yörede iki önemli bindirme hattı vardır. Bunlardan birincisi KKD-GGB istikametinde Midos T. - Eskiköy güzergahını izleyerek, inceleme alanı dışına çıkan ve güneyde Pamukçu Köyü-Asar T. Hattı boyunca yaklaşık D-B istikametini izlendikten sonra, Asar T.'den güneye doğru KKD-GGB istikametinde inceleme alanını terkeden

ve Midostepe formasyonu üzerine itilen Hatip ofiyolitli karışığı bindirmesidir (Şekil 1). İkinci bindirme ise Hatip karışığı üzerinde büyük bir klip şeklinde yeralan ve Beşağıllar -Yüğtepe Çayırbağı-Aktuzla istikametini izleyen (Şekil 1), Çayırbağı ofiyoliti bindirmesidir. Çayırbağı bindirmesinin tabanında ekseri Hatip ofiyolitli karşılığı yeralır (Şekil 1).

4. SONUÇLAR

Bu çalışmada Konya batısında yaklaşık 400 km^2'lik bir alanın jeoloji haritası hazırlanarak, yörenin litostratigrafi ve litodem birimleri ayrılmış ve bölge genelindeki çalışmalar dikkate alınarak birim adlamaları yapılmıştır. Yörede yüzeyleyen ve birbirleriyle uyumlu olan otokton birimler Gökçeyurt grubu içinde, allokton birimler Hatip karışığı ve Çayırbağı ofiyoliti kapsamında, neootokton birimler ise Dilekçi grubu ve Topraklı formasyonu altında toplanmışlardır.

Yörede yüzeyleyen birimlerde gözlenen yapısal unsurlar jeoloji haritasına işlenmiş ve yöredeki fay, bindirme hattı ve ana kıvrım eksenleri çıkartılmıştır.

Önceki çalışmalarda inceleme alanının güney kesiminde Lorasdağı ve Midostepe formasyonlarının yüzeylediği alanlar (Şekil 1) tamamen Hatip karışığı içinde gösterilmiş ve önemli antiklinal yapıları oluşturan karbonatlar da, melanjin içerisinde bloklar olarak verilmiştir. Dikkatlice incelendiğinde blok olarak gösterilen bu karbonatların, kuzeyde Kızılören Dağı-Çaldağı-Lorasdağı kütlesine bağlandığı ve otokton konumlu oldukları görülür. Söz konusu güney kesimde Hatip ofiyolitli karışığı çok küçük klipler halinde yer yer gözlenmekte olup, bu alandaki yüzleklerin çoğu Midostepe bir kısmı da Lorasdağı formasyonuna aittir.

5. DEĞİNİLEN BELGELER

Besang, C., Eckhart, F.J., Harre, W., Kreuzer, H., Müller, P., 1977, Radiometrische altersbestimmungen an Neogen eruptivgesteinen der Turkei, Geol. Jb, B25, 3-36.

Eren, Y., 1993, Konya kuzeybatısında Bozdağlar masifinin otokton ve örtü birimlerinin stratigrafisi: Türkiye Jeo. Bült., 36, 7-23s.

Göğer, E. ve Kral, K., 1969, Kızılören dolayının jeolojisi: MTA rapor no: 5204 (yayınlanmamış).

Görmüş, M., 1984, Kızılören (Konya) dolayının jeoloji incelemesi: S.Ü. Fen Bil. Ens. yüksek lisans tezi, (yayınlanmamış), 60s.

Karakoç, İ, 1996, Hatip-Çayırbağı-çaldağı ve kuzeyinin jeolojisi: S.Ü. Fen Bil. Ens., yüksek lisans tezi, (yayınlanmamış), 67s.

Okay, A.I., 1986, High-pressure/low temparature metamorfic rocks of Turkey, in bleuschists and eclogites, The Geol Sos. Amer., Mem, 164, 338-348.

Özcan, A.., Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Uysal, Ş., Şentürk, K., Işık, A., 1988, Late Paleozoic evolution of the Kütahya-Bolkardağ belt, METU journal

of Pure and Appl. Sci., 21, 1/3, 211-220.

Özcan, A., Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Şentürk, K., Uysal, Ş., Işık, A., 1990, Konya-Kadınhanı-Ilgın dolayının temel jeolojisi: MTA Rap., No: 9535.

Özgül, N., 1976, Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri: TJK Bült., 19, 65-78.

Roberts, N., 1982, Age paleoenvironments and climatic significance of Late Pleistocene Konya Lake, Turkey, Quaternary Research, 19, 154-171 .

Selley, R.C., 1976, An introduction to sedimentology, Acad. Press., London, 408 .

Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, Tectonophysics, 75, 181-241.

Yeniyol, M., 1979, Yunak manyezitlerinin oluşum sorunları, değerlendirilme ve yöre kayaçlarının petrojenezi: İst. Üniv., Fen Fak., Jeo. Böl., doktora tezi (yayınlanmamış).

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1997 SAYI 30 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

MEKANİK RÖLE SEPARATÖRLÜ İLETKEN TANK MODELİ ÇALIŞMASI

Tekin YEKEN ve Cengiz KURTULUŞ
Kocaeli Üniversitesi, Müh.Fak.Jeofizik Bölümü , 41300 İzmit

ÖZET: *Bu çalışmada; Schlumberger, Wenner ve dipol- dipole dizilimleri ile doğru akım özdirenç ve I.P (Induced Polarized) yöntemleri kullanılarak, antiklinal şeklindeki iletken bir modelin yanal ve düşey uzaklıktaki özdirenç etkileri belirlenmiştir.*

Özdirenç ölçümlerinde, ortama Unipol (eş kutuplu) ve Bipol (zıt kutuplu) akım uygulanarak, iletken modelin tepkisi ayrı ayrı kıyaslanmıştır. Yapılan bu model çalışmalarında, her iki ölçüm sistemi için mekanik röleli bir ayırıcı düzenek (separatör) geliştirilmiştir.

İletken antiklinal modele, dipole - dipole açılımlı IP yöntemi de uygulanarak, değişen derinliklerdeki metal faktör (MF) ile özdirenç (ρ) parametreleri arasındaki ilişkiler ve kritik anomali belirlenmiştir.

Deneysel çalışmaların sonucunda, Schlumberger ile Dipole-Dipole ölçüm sistemleri ile ilgili özdirenç profilleri arasında belirli derinliklerde iyi bir uyum görülmüştür. Ayrıca , bir anomali kaynağı olarak alınan antiklinal modelin ortam-süreksizlik geçişindeki bozulmaları ve model tankının duvar etkileri de incelenerek, model tankı boyutlarına göre yaklaşık bir ölçüm oranı belirlenmiştir.

MODEL TANK WORK WITH MECHANIC RELAY SEPARATOR

ABSTRACT: *In this study,the resistivity and induced polarization (IP) effect of a conducting model in anticlinal shape were determined by using Schlumberger, Wenner and dipol- dipol elektrode configurations.The response of the conducting model was compared individualy by applying the current with unipole and bipole polarities in the resistivity measurements. In this model work, a mechanic relay which switches the unipole and bipole measuring units was developed.*

The IP model was applied to the conducting model and the relations among the metal factor and resistivity parameters versus depths including critical anomalies were determined. A good consistency were observed between the resistivity profiles of Schlumberger and dipol-dipol systems at certain depths.. Moreover, an approximate measurement ratio was determined depending on the dimentions of the model tank considering the effects of the model tank walls and the disturbances at the discontinuities.

1.GİRİŞ

Son yarım yüzyıldan beri birçok araştırmacılar özdirenç yöntemlerini kullanarak labo-ratuvar model çalışmaları uygulamışlardır. Bu araştırmacılardan; Nostrand (1953), Battacharya ve Gupta (1963), Parasnis (1964), Apparao ve diğ.(1969), Gupta ve diğ.(1970), Goudswaard (1977), Apparao(1979), Naidu (1966), Apparao ve Roy (1977) model tank deneylerinde, bozucu modelin tepkilerini belirlemişler ve elde ettikleri profillerin görünür özdirenç derinlik ilişkisini elde etmişlerdir. Parasnis (1965) doğadaki özdirenç kontrastına sahip gömülü madenlerle ilgili çalışmasında iletken maden filizlerindeki rezistivite kontrastının ρ_2/ρ_1=0.01 ile 0.1 aralığında olduğunu belirlemiştir.

Kurtuluş (1977), ince damar tipindeki cevherler üzerinde Wenner, iki elektrod, değişik tek kutup ve yüzey laterelogu profil ölçümleri ile çalışmalar yapmıştır. Yeken (1991), üç boyutlu dayk ve antiklinal modelleri üzerinde deneysel ve teorik özdirenç tepkileri ile ilgili çalışmalar yapmıştır. Ayrıca, Kurtuluş ve Yeken (1993), üç boyutlu iletken bir graben üzerinde rezistivite çalışmaları yapmıştır.

Bu çalışmada, iletken antiklinal bir kütlenin özdirenç yöntemler yardımıyla değişik derinlik ve konumdaki tepkilerinin ölçülmesi amaçlanmıştır. İletken modele IP özdirenç ve metal faktör ölçüm yöntemi de uygulanarak elde edilen anomali haritası ve kesitleri yorumlamada kullanılmıştır.

2. YARISONSUZ HOMOJEN BİR ORTAMDA POTANSİYEL DAĞILIMI

Homojen ve izotrop bir ortamda ρ özdirencinde ve içinden I akımı geçen bir ortamda verilen bir nokta kaynaktan r uzaklığındaki bir noktada J akım yoğunluğu;

$$J=E/\rho= -1/r\,(\partial V/\partial r) \quad (1)$$

ile verilir (Burada; V,potansiyel farkı, E, elektrik alandır.) .

Kaynaktan r uzaklığında bulunan bir küre yüzeyinden geçen akım için;

$$I/4\pi r^2=E/\rho= -1/r(\partial V/\partial r) \quad (2)$$

yazılabilir. Buradan;

$$\partial V= -(I.\rho / 4\pi r^2)\,\partial r \quad (3)$$

olarak bulunur. (3) eşitliğinin her iki tarafının integrali alınarak,

$$\int \partial V=\int(I.\rho / 4\pi r^2)\,\partial r \quad (4)$$

$$V= \rho.I / 4\pi r + C \quad (5)$$

elde edilir. Burada C bir sabittir. Kaynaktan çok uzaklarda potansiyelin sonlu bir değeri olamayacağından, C sıfır olacaktır. Yerküre hava ile sınırlandığı için,ortam yarısonsuz olmaktadır. Bu durumda ise potansiyel farkı,

$$V= \rho.I / 2\pi r \quad (6)$$

ile verilmektedir

3.ÖLÇÜM EKİPMANLARI

3.1.Model Tankı:

280 x104x110 cm boyutlarında PVC den yapılmıştır (Şekil.1).

3.2.MODEL:

Deney modeli 60x38x18 cm boyutlarında, hacim olarak 11+4 oranında pirinç+polyesterden yapılmış olup, özdirenci 2.3Ωm olarak

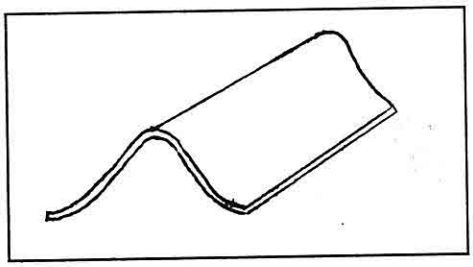


Şekil.1.Model tankı

belirlenmiştir (Şekil.2). Yapılan ölçümlerde; antiklinal şekilli anomali kaynağının uzun eksen doğrultusu, ölçüm profiline dik konumda tutulmuştur.

3.3.ÖLÇÜM CİHAZI:

Laboratuvar çalışmalarında VF IP/III LP (değişken frekanslı IP/Rez.) modelindeki ekipman kullanılmıştır. Alıcının giriş empedansı 22 MΩ ve maksimum .ölçme sınırı 100 Voltdur.



Şekil.2. Deney Modeli

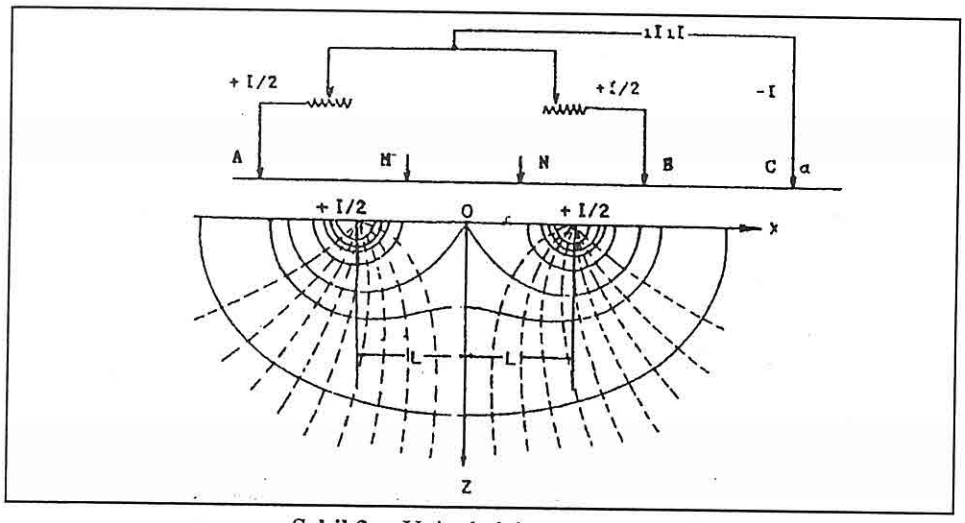
Verici ise; 12V/400V DC-DC konverter yardımıyla 0.5-4 Hz kademelerinde kare dalga üretici özelliğindedir. Ayrıca vericinin ürettiği kare dalga karekteristiğini ölçmek ve kontrol etmek amacıyla osiloskop kullanılmıştır.

3.4.ÖLÇÜM TEKNİĞİ

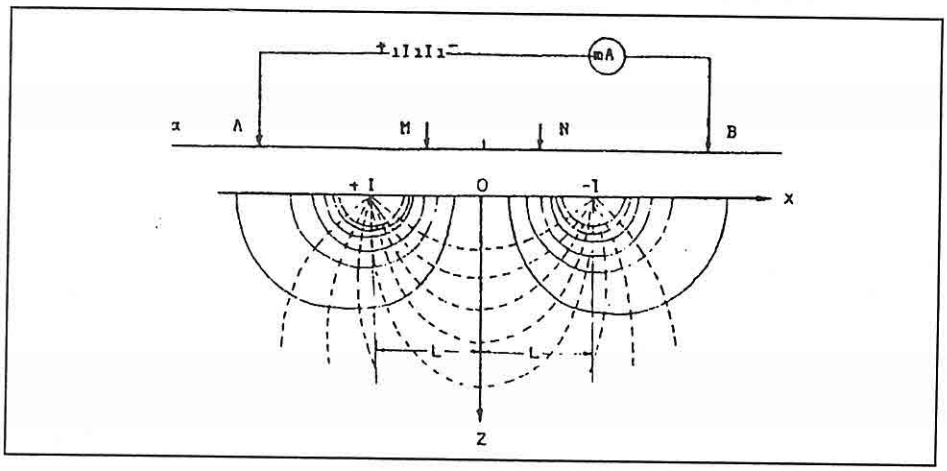
Çalışmada Unipol (Up) ve Bipol (Bp) Schlumberger açılım sistemi kullanılmıştır. (Şekil.3.a ve b). Tank içinde belirli derinliklerde tutulan model üzerinde 1 cm aralıklarla kaydırmalı ölçüm uygulanmıştır.

4.Up - Bp ÖLÇÜM SEPARATÖRÜ

Çalışmada Unipol Schlumberger ve Bipol Schlumberger , dizilimlerinin kısa sürede yapılması ve elektrotların her ölçüm konumundaki milimetrik kayma



Şekil.3.a. Unipol elektrot açılımı

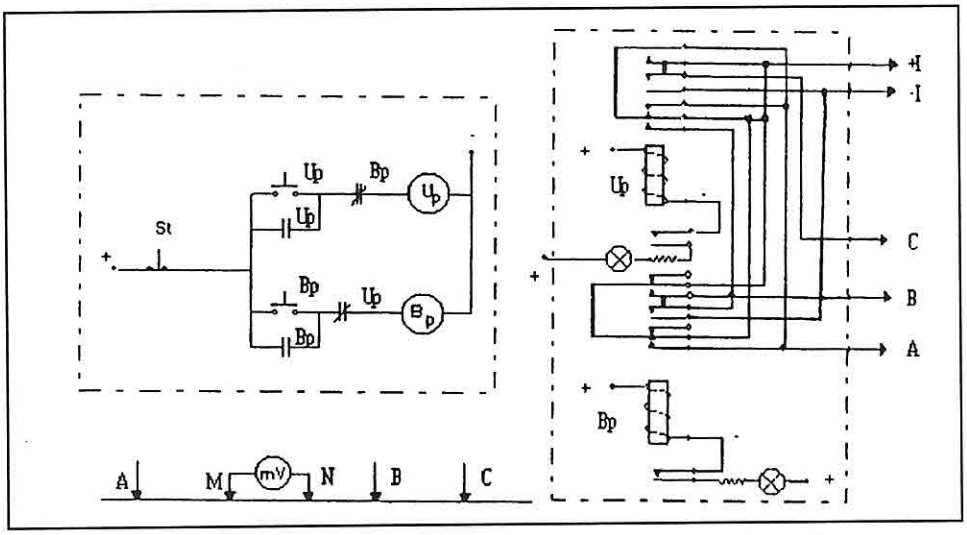


Şekil.3.b. Bipol elektrot açılımı

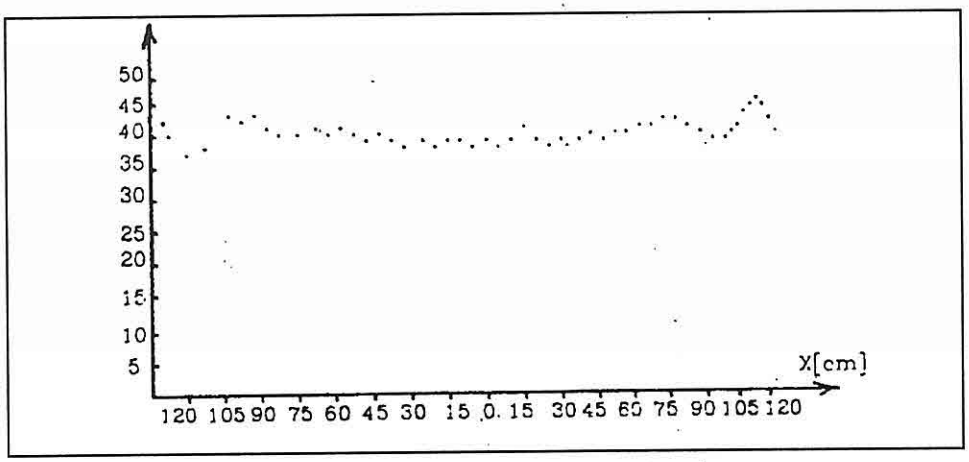
riskinin en aza indirilmesi için, uygulanan mekanik röleli Unipol-Bipol separatör devresi aşağıda görülmektedir (Şekil.4). Devre, mekanik röle yardımıyla vericiden aldığı akımı Up veya Bp olarak seçilen elektrotlara iletecektir. Up başlatıldığında A ve B elektrotlarına aynı, C'ye ise zıt polaritede akım verilir. Bp seçildiğinde ise A ve B elektrotlarına zıt kutuplu akım gelecek, C'nin akımı ise kesilecektir.

5. UYGULAMA

Model tankının suyu 40 Ohm-m lik sabit bir özdirenç değerinde tutulmuştur. Suyun homojenliğini sağlamak için, tank içine bir sirkülasyon pompası yerleştirilmiştir. Yapılan çalışmada tank



Şekil.4. Mekanik röleli Unipol (Up) - Bipol (Bp) separatör devresi



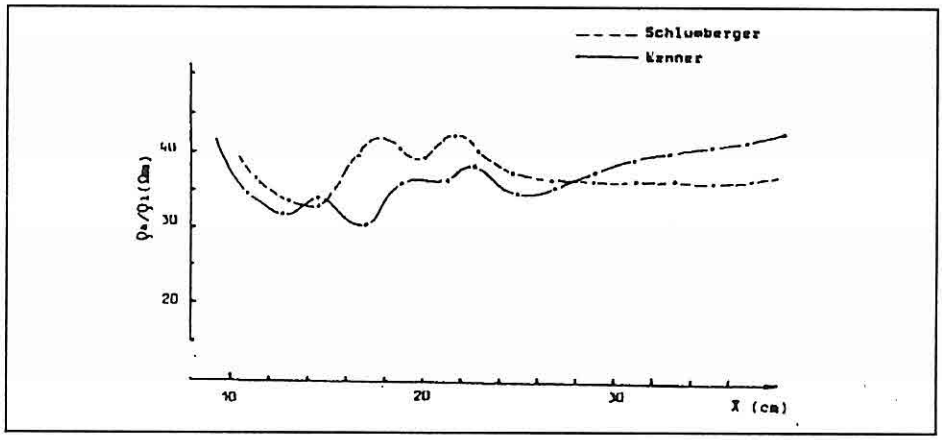
Şekil.5. Model tank suyunun özdirenci

duvarının etki alanı tank duvarına yaklaşık 40 cm'den daha yakın bir aralıkta başladığı gözlenmiştir (Şekil.5).

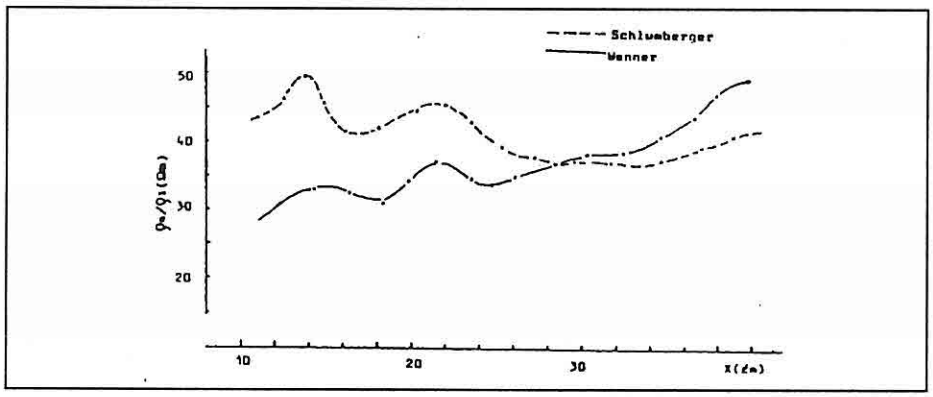
5.1. SCHLUMBERGER VE WENNER ÖLÇÜMLERİ

Antiklinal model, su seviyesinin 10,15,20 ve 25 cm derinliklerinde tutularak görünür özdirenç tepkileri Schlumberger ve Wenner açılım sistemleri kullanılarak belirlenmiştir. Ölçme doğrultusu boyunca 2 cm aralıklı ölçümler, kaydırmalı olarak yapılmıştır (Şekil:6-9).

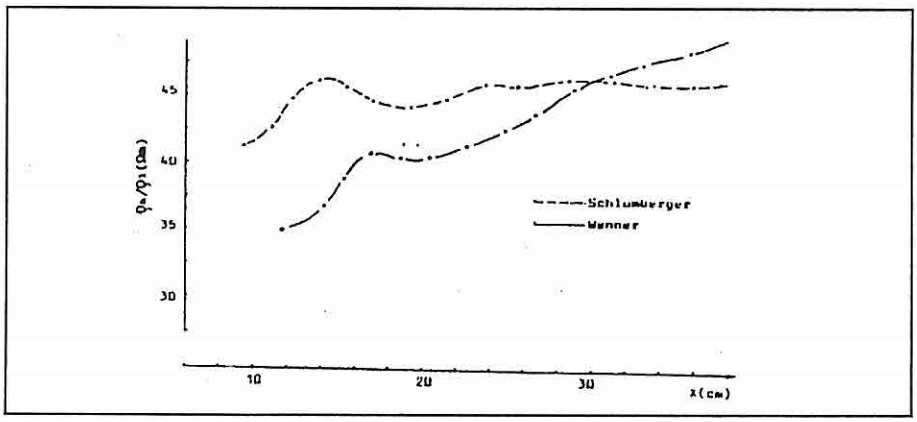
Şekillerden de görüleceği gibi, h=10 cm derinlikte Schlumberger ve Wenner dizilim sistemleri arasında genel olarak bir uyumun görülmesine karşılık, bu



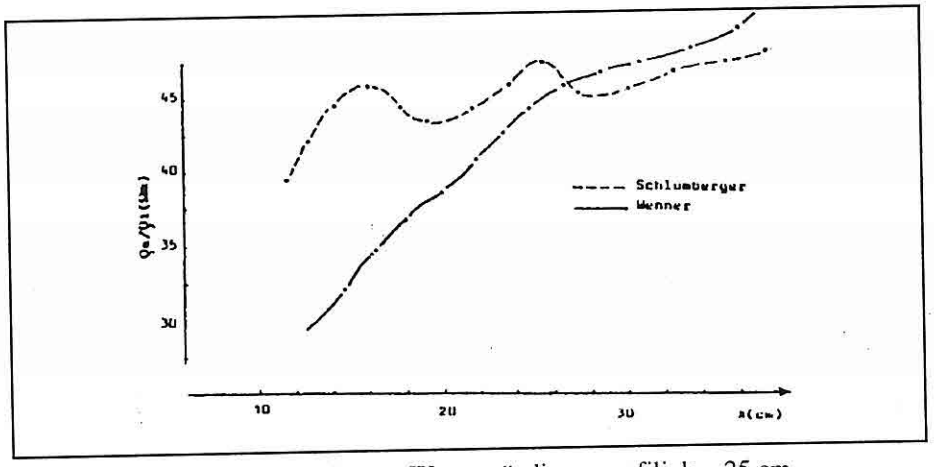
Şekil.6. Schlumberger-Wenner özdirenç profili h = 10 cm



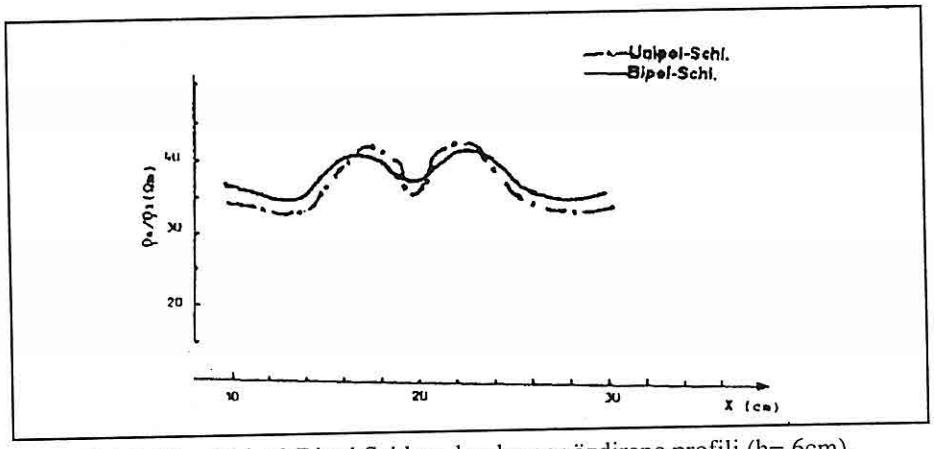
Şekil.7. Schlumberger-Wenner özdirenç profili h = 15 cm



Şekil.8. Schlumberger-Wenner özdirenç profili h = 20 cm



Şekil.9. Schlumberger-Wenner özdirenç profili h = 25 cm



Şekil 10.a. Unipol-Bipol Schlum-lumberger özdirenç profili (h= 6cm).

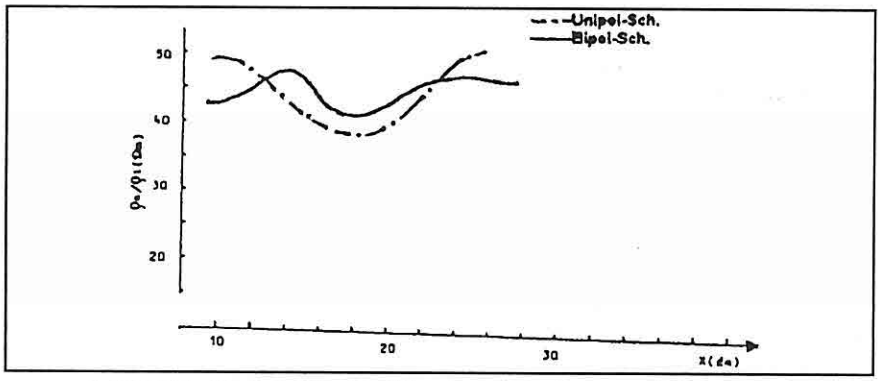
derinlikten sonraki ölçümlerde özdirenç profillerinin uyumu bozulmaktadır.

5.2. UNIPOL VE BİPOL SCHLUMBERGER ÖLÇÜMLERİ

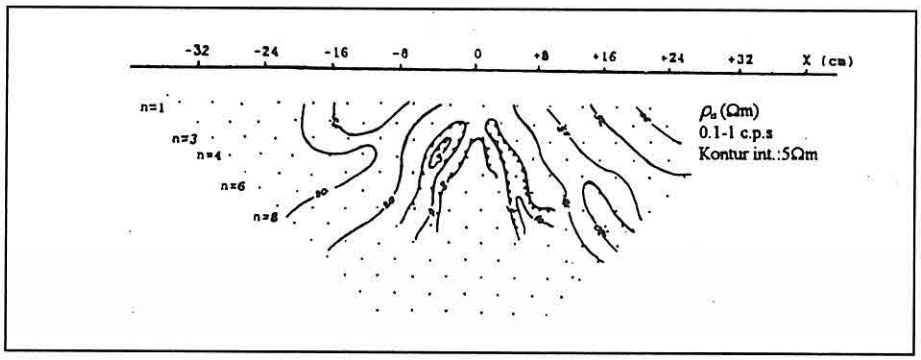
İletken antiklinal model h=6 cm ve h=12 cm derinliklerde tutularak Unipol Schlumberger ve Bipol Schlumberger ölçümleri yapılmıştır (Şekil 10a ve 10b). Çalışmada Mekanik Röleli Separatör sistemi kullanılarak 2 cm aralıklı bir profil boyunca özdirenç ölçümleri yapılmıştır. Şekilde görüldüğü gibi h= 6cm model derinliğinde Unipol ve Bipol ölçümleri uyumlu iken, h=12 cm ve sonraki derinliklerde her iki açılım sistemi ile yapılan ölçümlerde uyumsuzluk görülmüştür.

5.3. İNDÜKLEMPOLARİZASYON (IP) ÖLÇÜMLERİ

Deney modeli 2,4,6 cm derinliklerde



Şekil 10.b. Unipol-Bipol Schlumberger özdirenç profili (h=12 cm).

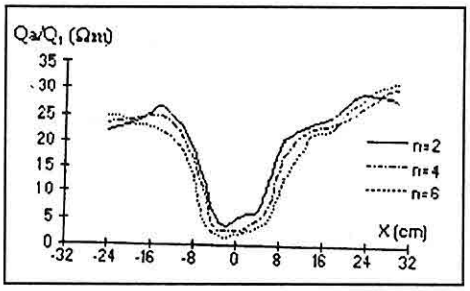


Şekil.11.a) IP özdirenç anomali haritası (h=2 cm)

tutularak dipol-dipol açılım sistemi ile IP ölçümleri yapılmıştır (Şekil 11-13).

Şekillerden de görüldüğü gibi, modelin anomali tepkisi; derinlik arttıkça verdiği olduğu genişlemektedir. Şekil.11'de h=2 cm model derinliği için oluşan dar ve dik anomali, derinlik h=6 cm'de daha basık bir durum almaktadır.

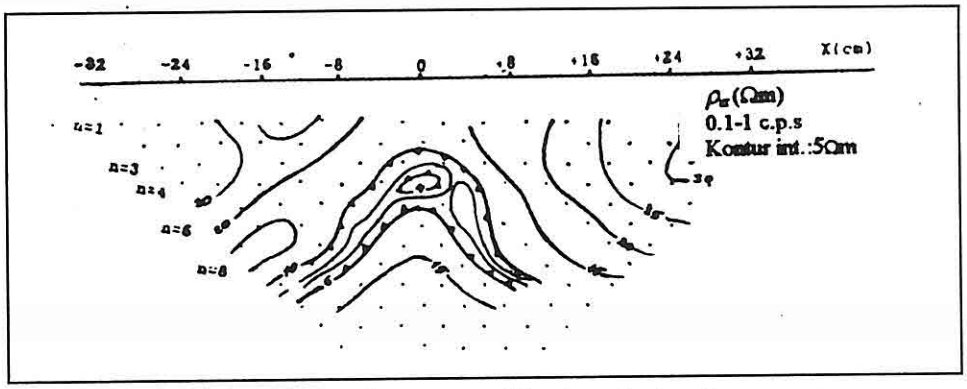
Bu anomali tepkilerinden model derinliği hakkında bir yorumlama yapılacağı açıktır. Model ile homojen ortamın özdirencinin 1/20 oranında tutulduğu bu çalışmada, antiklinal şekilli iletken model kalınlığının iki katını aşan derinlikten sonra anomali şeklinin bozulduğu gözlenmiştir.



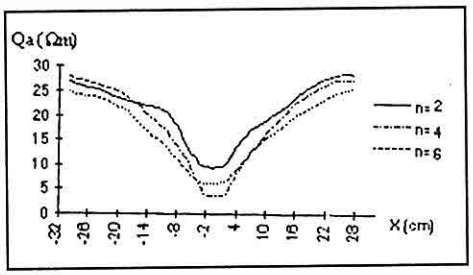
Şekil.11.b) n=2,4 ve 6'cı seviyelerde özdirenç-derinlik kesiti (h=2 cm).

5.4. IP METAL FAKTÖRÜ (MF)

Dipol-Dipol sistemi ile h=4 cm



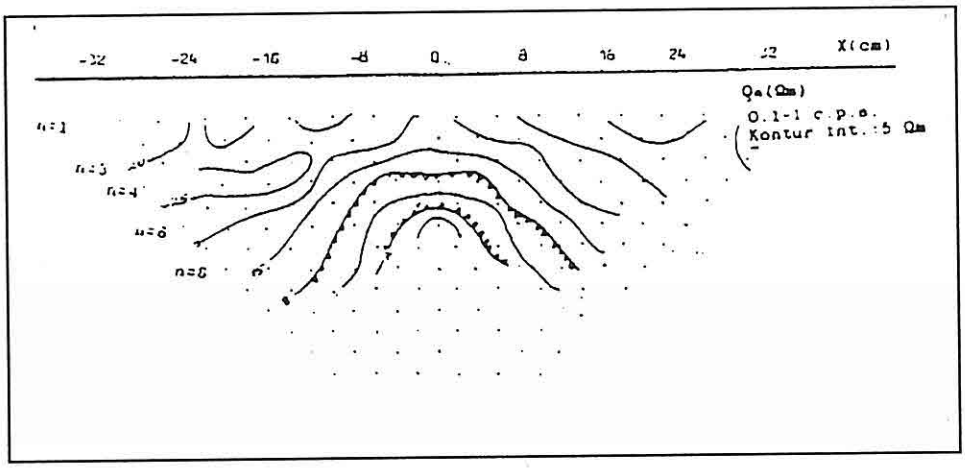
Şekil.12.a) IP özdirenç anomali haritası (h=4 cm)



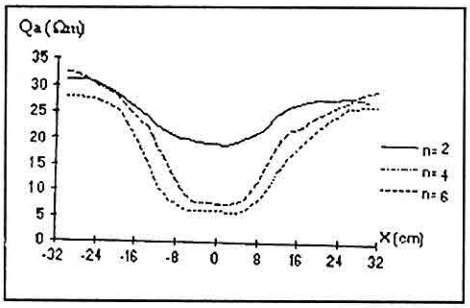
Şekil.12.b) n=2,4 ve 6'cı seviyelerde özdirenç-derinlik kesiti (h=4 cm).

derinlikte metal faktörü (MF) anomali kesiti elde edilmiştir (Şekil.14).

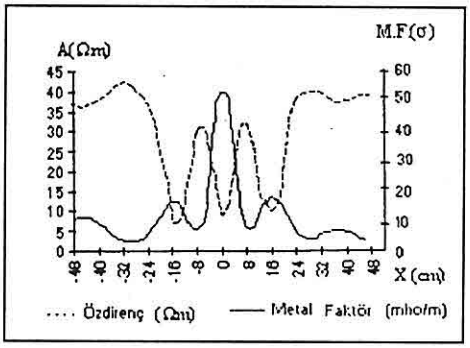
Şekil.14. den, maksimum iletkenlik bölgesinin (35.000 mho/cm) modelin simetri ekseni üzerinde n=4 ve n=5 seviyeleri arasında olduğu gözlenmektedir. Bu bölge antiklinal model yüksekliğinin yaklaşık yarısına karşılık gelmektedir. Buradan da, iletkenlik bölgesine bakarak, model derinliği hakkında bir fikir elde etmek mümkündür.



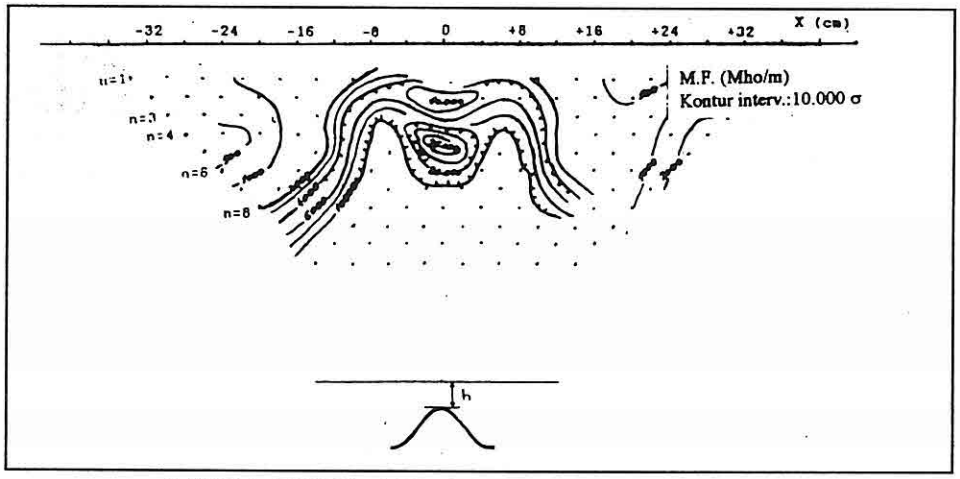
Şekil.13.a) IP özdirnç anomali haritası (h+6 cm)



Şekil.13.b) n=2,4 ve 6'cı sviyelerde özdirnç-derinlik kesiti (h=6 cm).



Şekil.14.b) MF -özdirenç ilişkisi(h=4cm)



Şekil.14 a) IP(Dipol-Dipol) MF anomali haritası (h=4cm)

Şekil.14.b'de, MF ile özdirenç arasındaki ilişki gösterilmektedir. Model derinliğinin h=4cm olarak tutulan ölçümde, MF değerinin yüksek olduğu kesimlere, düşük özdirenç değerleri karşılık gelmiştir. Bu durum, çalışmanın doğruluğunun kontrol edilmesi için önemli bir faktör olmaktadır.

6. SONUÇLAR

Up ve Bp ölçümleri için dizayn edilen röleli separatör devresi uygulamada büyük kolaylık sağlamış olup, her iki ölçüm yönteminin uygulanma süresi % 50 azaltılarak ölçüm duyarlılığı arttırılmıştır.

Schlumberger ve Wenner elektrot sistemleri antiklinal şekilli iletken kaynakların araştırılmalarında yüzeye yakın derinlikler için iyi cevap vermiştir. Bu derinlik oranı ise, antiklinal yüksekliğinin, 1/4 katını geçmediği bir oran olarak belirlenmiştir. Bununla birlikte, ölçme derinliği arttıkça

Schlumberger ölçüm profilinin Wenner ölçümlerine göre daha iyi cevap verdiği ve iki sistem arasında bir uyumsuzluğun ortaya çıktığı gözlenmiştir.

IP özdirenç ölçümlerinde yüzeye yakın antiklinal şekilli iletken cevherleri yüzeyde daha dar, ancak derinlerde daha geniş anomali verdiği belirlenmiştir.

IP metal faktör (MF) ve özdirenç anomalileri iyi bir uyum göstermiştir. Buna göre, MF'in yüksek olduğu kesimlere düşük özdirenç değerleri karşılık gelmiştir. Bununla birlikte MF'in eşik değerinin çok iletken bölgesi, antiklinal modelin yüksekliğinin yaklaşık 2/5 oranına karşılık geldiği gözlenmiştir.

7. KAYNAKLAR

Apparao,A.,Roy,A& Mallick,K.(1969). Resistivity Model Experiments, Geoexploration, 7, 45-54.

Apparao,A.,(1979).Model Tank Experiments on Resolution of Resistivity Anomalies Obtained Over Buried Conducting Dayks Inline and Briedside Profilling; Geophysical Prorpecting 27,635 663.

Bhattacharya,P.K.,and Gupta,R.N., (1963).Unipol method of Electrical profilling Geophysics, Vol.23, No.4,pp.608-616.

Gupta,R.P.,Singh,J.,(1970). Model Tank Experiments For Resistivity, Pure and Applied Geophsics. 81,192 201.

Kurtuluş, C.,Yeken, T.,(1993), Üç boyutlu iletken bir graben üzerinde rezistivite model çalışmaları, J.M.O.Kurultayı, Ankara..

Naidu,P.S. (1966), Theorical analysis of apparent rezistivity over a dike of arbitary shape. Geophysics. Prospecting 4(2):168-183.

Parasnis,D.S.,(1964), Long, horizontally cylindincal are body at arbitary depth in the field of two linear current electrodes. Geophysics. Prospecting 12(4):457-487.

Parasnis,D.S.,(1965), Theory and practice of electric potential and resistivity prospecting using linear current electrodes. Geoexploration, 3 (1):3-69.

Yeken,T.,(1991), Üç boyutlu modeller üzerinde deneysel ve teorik D.C. özdirenç ölçümlerinin yorumu, Master tezi, İ.Ü.-Fen Bilimleri Ens.,İstanbul.

Kurtuluş, C.,Yeken, T.,(1993),Üç boyutlu iletken bir graben üzerinde rezistivite model çalışmaları, J.M.O.Kurultayı, Ankara.

YERBİLİMLERİ *GEOSOUND* HAZİRAN *JUNE* 1997 SAYI *NO* 30 ISSN 1019-1003

MAÇKA-ZİGANA YÖRESİNDE ÜST KRETASE SÜRECİNDEKİ YAY- İÇİ ÇÖKEL KAYITLARI VE BÖLGE JEOLOJİSİNDEKİ ÖNEMİ

Cemil YILMAZ ve Orhan KARSLI

KTÜ, GMF Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 29000/Gümüşhane

ÖZET: *Doğu-batı yönünde uzanan Pontid tektonik birliği farklı kayaç türleri ve fasiyesleri açısından kuzey zon, güney zon ve eksen zonu olarak üç ayrı gruba ayrılır. Daha çok kuzeydoğu Türkiye kıyı şeridi boyunca yüzlek veren kayaçların oluşturduğu kuzey zon Mesozoyik-Senozoyik yaşlı yay volkanitlerinin oluşum yeri olarak tanıtılmıştır. Maçka-Zigana kesimini kapsayan bu çalışma sırasında elde edilen veriler Üst Kretase sürecinde andezitik-bazaltik yay volkanitlerin sürekli aktif olmadıklarını, volkanizmanın durduğu veya etkinliğinin azaldığı dönemlerde pelajik karakterli çökellerin biriktiği dönemlerin varlığını kanıtlamaktadır. Sakinlik dönemlerinin kayıtlarını içeren pelajik foraminifer ve radyolaryalı kireçtaşı, marn, kiltaşı, türbiditik karakterli kumtaşı, silttaşı ve olistostromal karakterli çökel istiflerin sık sık volkaninitlerle ardışıklı olarak izlenmesi tektonik ve magmatik açıdan kuzey zonun, aynı süreçte volkanik etkinliğin bilinmediği veya yerel olarak izlendiği güney zona oranla çok daha duyarsız olduğunu gösterir. Bazı seviyelerde izlenen kırmızı pelajik matriksle bağlanan pillov lavların pelajik matriksi pişirmiş olması çökelme sırasında da denizaltı volkanizmasın aktif olduğunu göstermektedir. Geniş alanlarda yüzlek veren yay volkanitlerinin egemen olarak iri çakıldan 100m' ye varan bloklara kadar değişen boyutlarda sığ denizel kireçtaşı parçaları içermesi Jura-Alt Kretase sürecinde, güney zonda olduğu gibi, kuzey zonda da yaygın sığ denizel karakterli kireçtaşı çökelimi gerçekleştiğini ancak Üst Kretase sürecindeki aktif yay volkanitlerinin bu platformu parçalaması / maskelemesi nedeniyle yüzleklerinin artık izlenemediğini düşündürmüştür. Özellikle çökel kökenli istiflerin fasiyes ve kalınlık olarak farklılıklar sunması yay içi çökel havzanın asimetrik konumundan kaynaklanmış olmalıdır.*

UPPER CRETACEOUS INTRA-ARC SEDIMENTARY RECORDS IN THE MAÇKA-ZİGANA AREA (NE TURKEY) AND THEIR IMPORTANCE IN THE REGIONAL GEOLOGY

ABSTRACT: *Eastern Pontides tectonic unit extending in E-W direction can be subdivided into three sub-groubs from north to south depending on the characteristic lithological assemblages and their facies. The northern zone is characterized by the dominance of arc volcanics of the Mesozoic and Senozoic. Data obtained in the Maçka-Zigana area demonstrated volcanic-quiescence periods during Upper Cretaceous time. The Pelagic foraminiferal limestone, marl, claystone turbiditic*

sandstone, siltstone and olistostromal deposits containing unactivity period records coexist with volcanic rocks. This reflect that magmatism in the northern zone is unstable than southern zone of which volcanic activity unknown or locally observed. The pillow lavas connect with red pelagic matrix. This show that sea-floor volcanism is active even during sedimentation. The are volcanites which outcrop large area dominantlı include coarsed sand-size to boulder of shallow sea limestone. This process supports that shallow sea limestone subsidanced in even norther zone, as same in that southern zone in Jura-Lower Cretaceous period but it is suggested that these rocks is not observed because of active arc volcanics break-up this platform in Upper Cretaceous.Thickness differences recognized in the study area are related to asimmetric geometry of the basin.

1. GİRİŞ

Doğu-batı yönünde uzanan Pontid tektonik birliği farklı kayaç türleri ve fasiyesleri açısından kuzey zon, güney zon ve eksen zonu olarak üç ayrı gruba ayrılır (Bektaş ve diğ., 1995, Şekil 1). Daha çok kuzeydoğu Türkiye kıyı şeridi boyunca yüzlek veren kayaçların oluşturduğu kuzey zon Mesozoyik -Senozoik yaşlı yay volkanitlerinin oluşum yeri olarak tanıtılmıştır (Bektaş, 1984). Ancak yörede yapılan çalışmalar ve gözlemler özellikle Mesozoyik sürecinde (Kretase) volkanik etkinliğin yanında tektonik kontrollü çökelme ortamlarında olistostrom, pelajik kireçtaşı, marn ve türbiditik fasiyesteki kayaçların da yaygın olarak geliştiğini göstermiştir (Taslı ve diğ.; 1995). Bu çalışmada, bu çökellerin oluşum koşulları ile yastık debili volkanizma ve piroklastikleri arasındaki ilişkisi çok yönlü irdelenerek havza genelinde yoruma gidilecektir.

2. JEOLOJİK KONUM

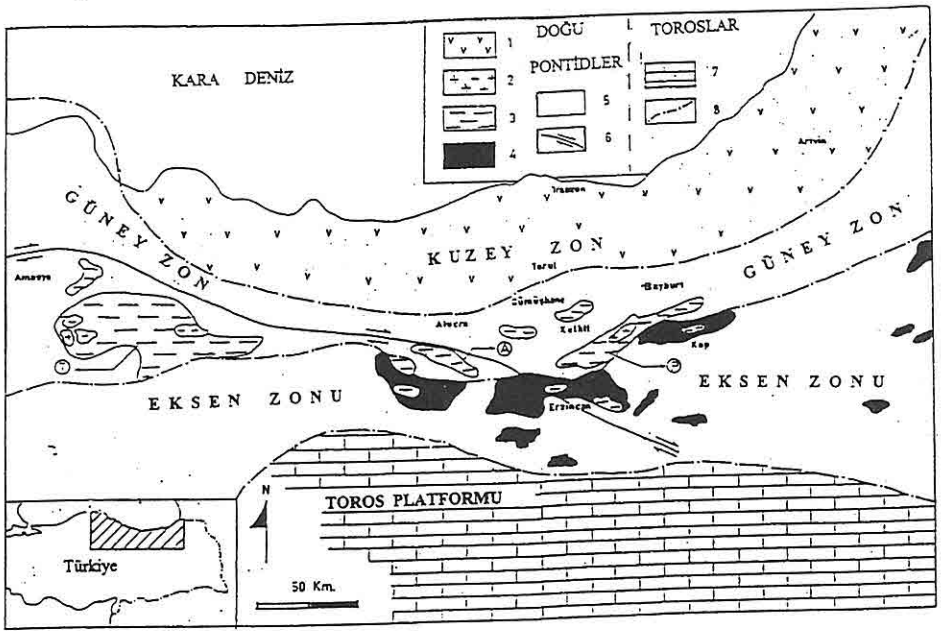
Bu çalışmaya konu olan alan, Trabzon güneyinde Maçka-Zigana yöresidir. İnceleme alanının temelini küçük yüzlekler halinde izlenen Liyas yaşlı Hamurkesen formasyonu oluşturur (Levha 1/a). Birimin genel özelliklerinin (Yılmaz, 1995; Yılmaz ve Korkmaz, 1994) aksine sedimanter bileşen içermeyen spilitik bazaltlardan oluşur. Yörede Dogger-Alt Kretase süreci tüm Doğu Pontidlerde olduğu gibi platform karbonatlarının gelişim dönemidir (Berdiga Formasyonu, Taslı, 1985) (Levha 1/b). Kalın genel olarak masif görünümlü kireçtaşları çoklukla haritalanamayacak ölçekte küçük yüzlekler halindedir. Bu yüzleklerin en büyüğü Başarköy-Hamsiköy arasında yer alır. Çoğu kez mega-bloklar şeklinde Üst Kretase yaşlı volkaniklerin içinde yüzer konumda izlenirler. İnceleme alanındaki Üst Kretase yaşlı kayaçlar (Çatak Formasyonu) ilk bakışta çok farklı ortam koşullarını yansıtan izlenim verirler. Ancak kayaç ilişkileri incelendiğinde çok sade çökel ve volkanik işlevlerin izleri fark edilir. Çoklukla çökel-tektonik ilişkilerin yönlendirdiği kayaçlar başlıca

ince orta katmanlı kireçtaşı, marn, silttaşı, lav, tüf, tüffit ve akma yapıları içeren kaba kırıntılılardan oluşur. Senozoyik başlıca Eosen yaşlı çoğu kez prizmatik debili andezit-bazalt ve bunların piroklastiklerinden oluşan Çağlayan Formasyonu ile temsil edilir (Şekil 2).

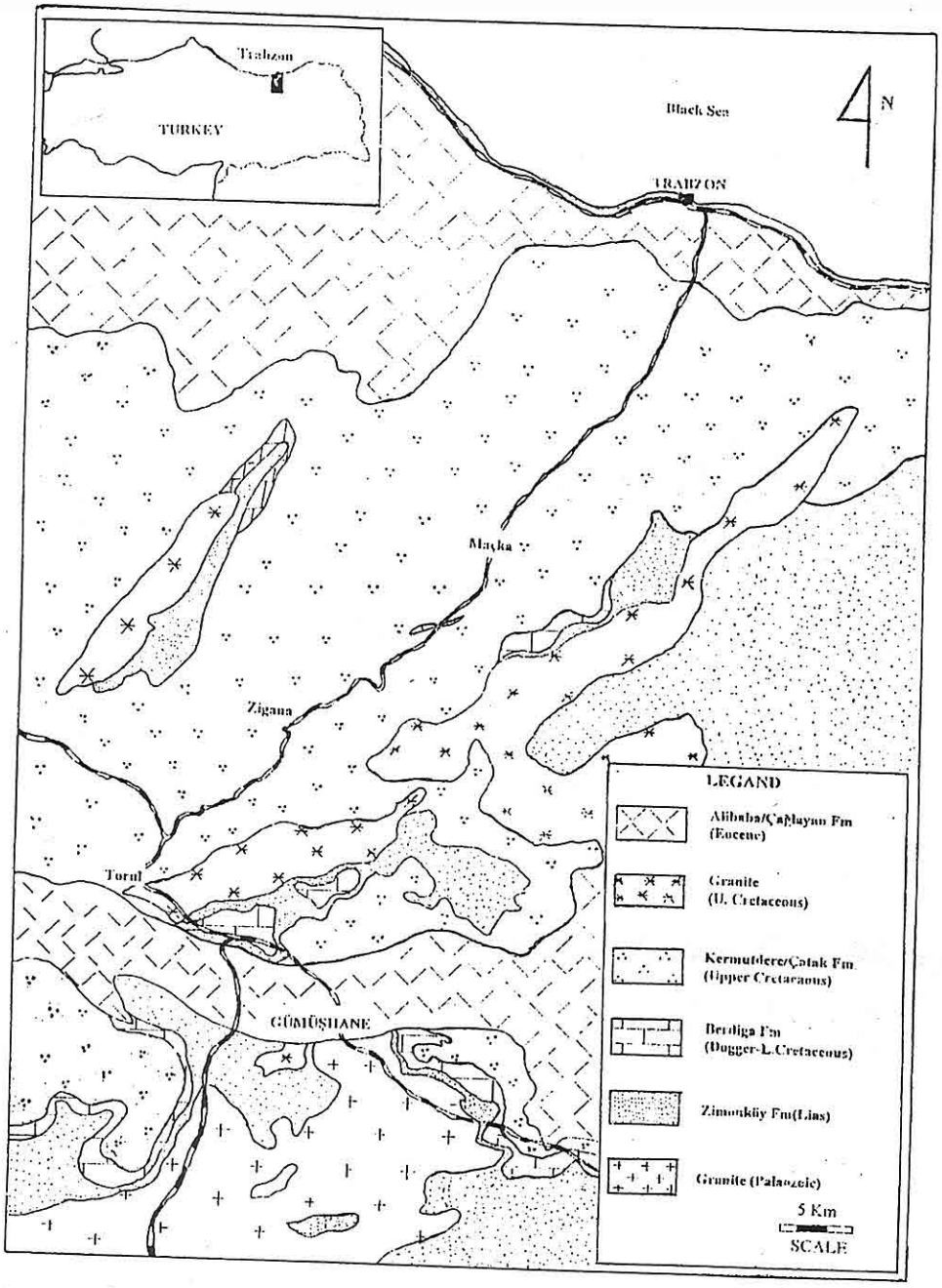
3. ÜST KRETASE YAŞLI KAYAÇLARIN GENEL ÖZELLİKLERİ

Maçka zigana yöresinde yüzeylenen Üst Kretase yaşlı kayaçlar başlıca olistostromal özellikte gelişen kaba kırıntılılar, türbiditik özellikli ince kumtaşı, silttaşı, marn ardışımı, bol pelajik foraminiferli, kırmızı renkli kireçtaşları ve ince kil arabandlarından oluşan çökel kayaçlar ile özellikle güneye Zigana`ya doğru yastık debi sunan lav, tüf, tüfit ve bunların, yer yer kaba boyutlu, piroklastitlerinden oluşur (Şekil 2 ve 3) (Levha 1).

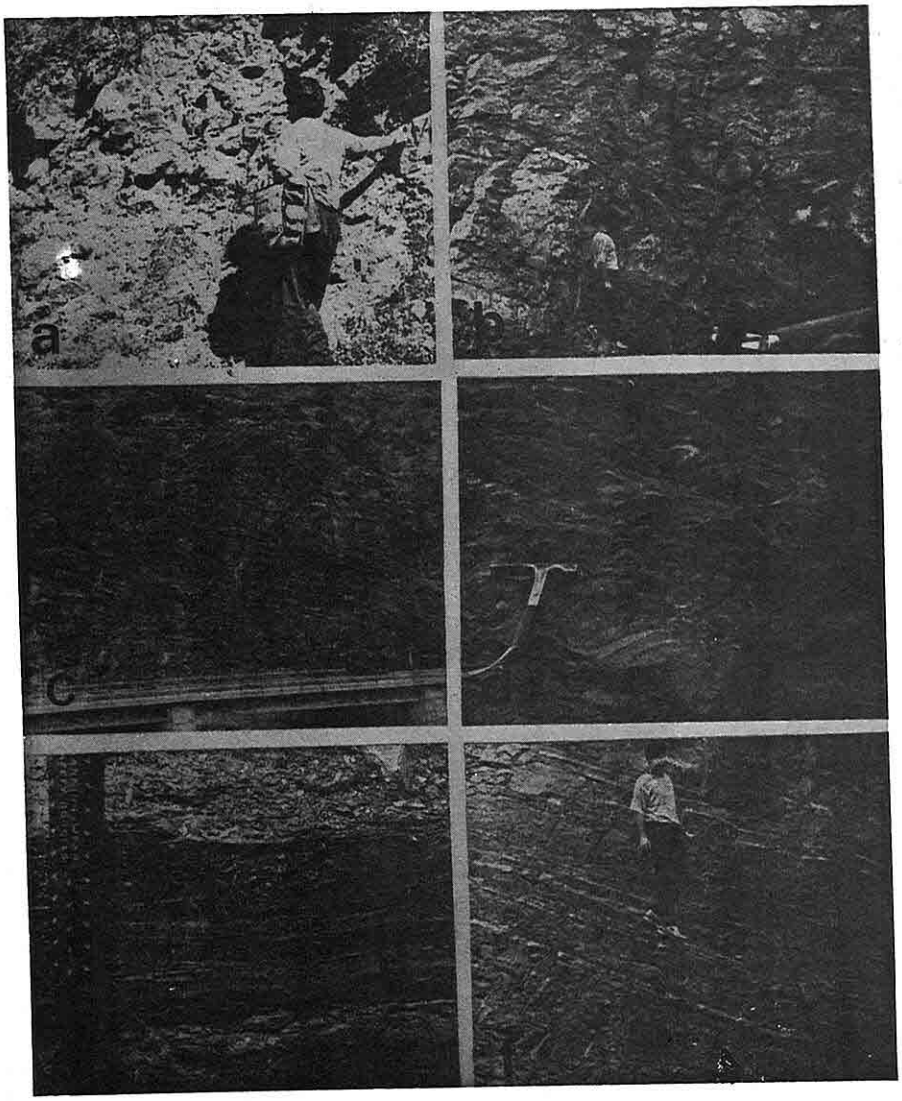
Üst Kretase yaşlı kayaçların dağılımları da farklılıklar sunmaktadır. Maçka-Çatak yöresinde daha çok ince seviyeler halinde volkanik arakatkılı çökel istifler kalınlık ve yayılım olarak egemenken Zigana'ya doğru bu olgu yerini ince çökel arakatkılı volkaniklere bırakır (Levha 1/c). Öyleki Zigana-Torul arasındaki alan tümüyle



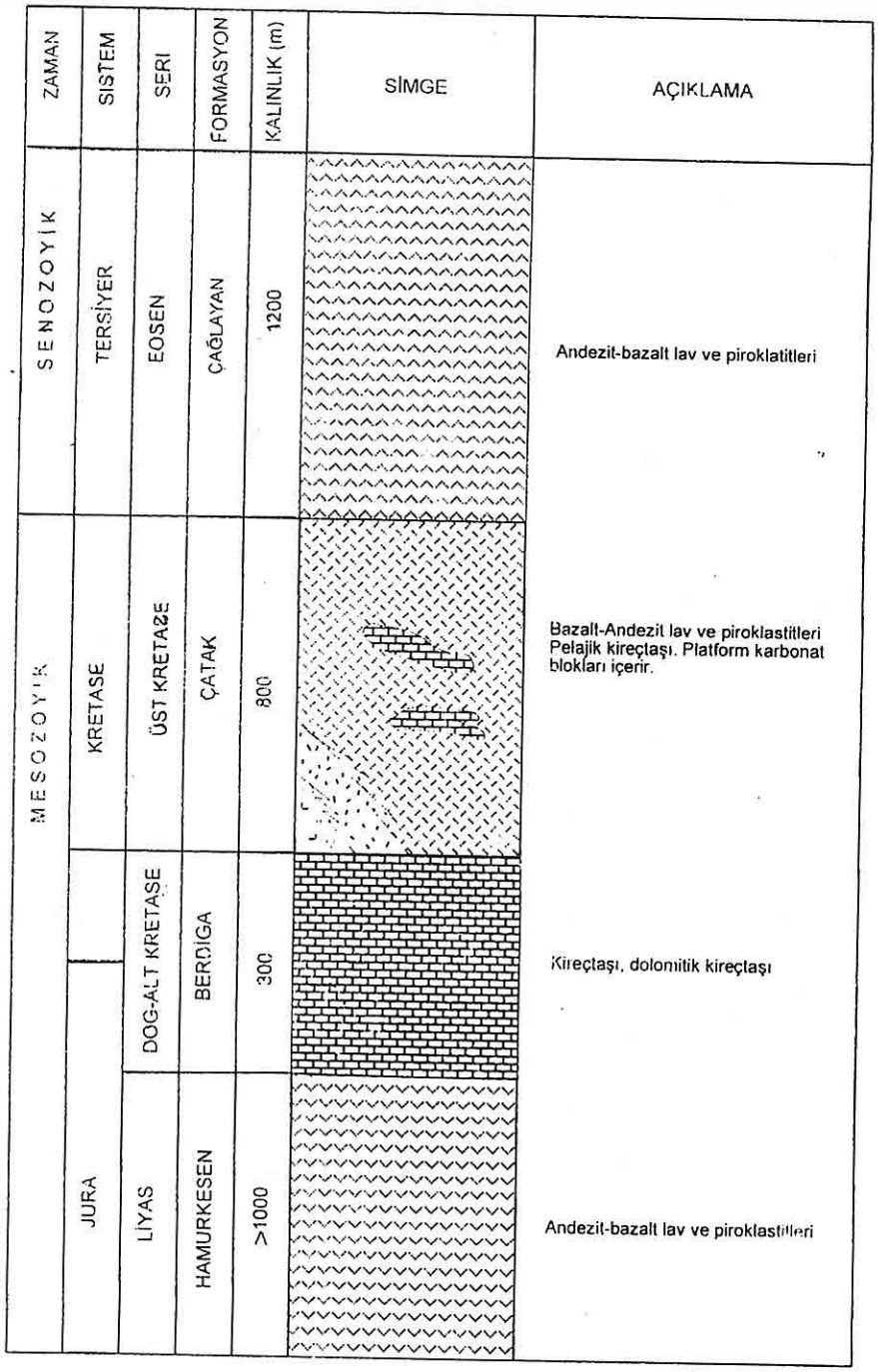
Şekil 1. KD Türkiye`nin tektonik birlikleri (1, Mesozoyik ve Senoziyik yaşlı volkanitler; 2, Paleozoyik yaşlı granitoyidler; 3, Metamorfik masifler; 4, Ofiyolitik kayalar; 5, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı kayaçlar; 6, Kuzey Anadolu Fayı; 7, Toros karbonat platformu; 8, Zon sınırları; Bektaş ve diğ., 1995).



Şekil 2. İnceleme alanının jeolojik haritası (İ. Hakkı Güven`in yayınlanmamış 1/250.000`lik haritasından değiştirilerek alınmıştır).



Levha 1- a, Liyas yaşlı kayaçların makroskobik görünümleri; b, Berdiga Formasyonu`na ait bloklar; c, Üst Kretase genel istifinin görünümü; d, Volkanik kayaç parçaları tarafından pişirilmiş pelajik kireçtaşları; e, Türbiditik kayaçların yakın görünümleri; f, Türbiditik kayaçlardaki küçük ölçekli faylar.



Şekil 3. İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti

prizmatik ve yastık debili volkaniklerden oluşmuştur. Çatak yöresinde volkanik elemanlar siltli-çamurlu bir matriks içerirken Başarköy civarında matriks, az bir hacimde olsa bile, radyolarit türü silisli oluşukla temsil edilmektedir.

Başarköy-Hamsiköy yöresinde yarı-otokton konumda izlenen platform karbonatlarının dışındaki Dogger-Alt Kretase yaşlı sığ kireçtaşı blok ve mega-blokları Üst Kretase yaşlı volkaniklerin içinde yüzerler ve gelişigüzel konumda izlenirler (Levha 1/b). Özellikle Maçka-Çatak arasında nispeten düzenli istif sunan bol Globotruncana sp., Radiolaria sp., ve Inoceramus sp. içeren orta katmanlı, kırmızı renkli kireçtaşları kuzeye doğru, tedricen, volkanik arakatkılı, türbiditik karakterli silttaşı-miltaşı-marn ve kırmızı kirectaşlarına geçer (Levha 1/f-e). Bu özelikleri taşıyan istif çatak yöresinde kalın ve yaygın yüzlekler olusturur. Yukarıda da belirtildiği gibi bu istif kuzeye doğru daha çok volkanik kayaçlardan türemiş ve bol akma yapıları içeren iri kırıntılılara geçer. Bununla birlikte kırmızı kireçtaşı seviyeleri tüm inceleme alanında az kalınlıklarda olsa bile her zaman izlenmektedir. Zigana yöresinde yoğun volkanik kayaçların yüzeylendiği Bekçiler mevkiinde, Maçka-Çatak yöresinde tipik olarak izlenen, türbiditik karakterde çökeller yersel olarak izlenmektedir.

Maçka kuzey yöresinde pelajik fosilli, kırmızı renkli kireçtaşları ile volkanik kayaçların birlikteliği yörede volkanizma ile çökelme işlevlerinin gelişimini net olarak ortaya koyan yapı ve ilişkileri içerir. Burada bulunan pelajik kireçtaşları yer yer volkanik blok veya mega-blokların ya matriksi ya da volkaniklerin içinde yüzdükleri çamurtaşı dokusunda izlenir (Levha 1d). Çamurtaşları ile volkaniklerin dokanak halinde olan sınırların tümüyle pişmiş olarak izlenmeleri eş zamanlı çökelme ve volkanizmanın varlığını ortaya koymaktadır.

4. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Kuzeydoğu Türkiye' de yakın geçmişe kadar Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı mağmatik arkının oluşum yeri konumunda olan alanın bir kısmında gerçekleştirilen bu çalışma ile yöredeki genel stratigrafi ve kaya türü özellikleri incelenmeye çalışılmıştır. İnceleme alanının güneyinde yer alan Doğu Pontid güney zonu'ndan (Gedikoğlu ve diğ.; 1979) farklı olarak inceleme alanı üst Kretase yaşlı volkanizma içerir. Güney zonda Erken Liyasta etkin olan gerilmeli tektonik rejime (Bektaş ve diğ, 1995; Yılmaz ve Bektaş 1995a ve 1996a ve b) bağlı olarak gelişen rift havzalarında, bu havzaların tipik ürünleri olan ve rift geometrisini yansıtan kayaçlar gelişmiştir (Yılmaz; 1995). İnceleme alanında Liyas sürecinin sadece volkanik kayaçlarla temsil edilmesi normal faylarla kabuğun inceltilerek yoğun volkanizma gelişiyle açıklanabilir. Dogger-Alt Kretase süreci tüm Doğu Pontidlerde tektonik sakinlik sürecine karşılık gelir (Yılmaz ve Korkmaz, 1994; Bektaş ve diğ.;1995a). Bu dönemde gelişen kireçtaşları ideal bir

karbonat platformunun tüm alt ortamlarını barındırmaktadır. Alt-Üst Kretase geçişi Kuzeydoğu Türkiye'de, Mesozoyik sürecinin ikinci riftleşme haraketlerinin başlangıcına karşılık gelir (Bektaş ve diğ., 1995; Yılmaz ve Bektaş, 1995a; Yılmaz, 1996a). Bu süreçte karbonat platformu parçalanarak ortam normal faylarla derinleşmiştir.

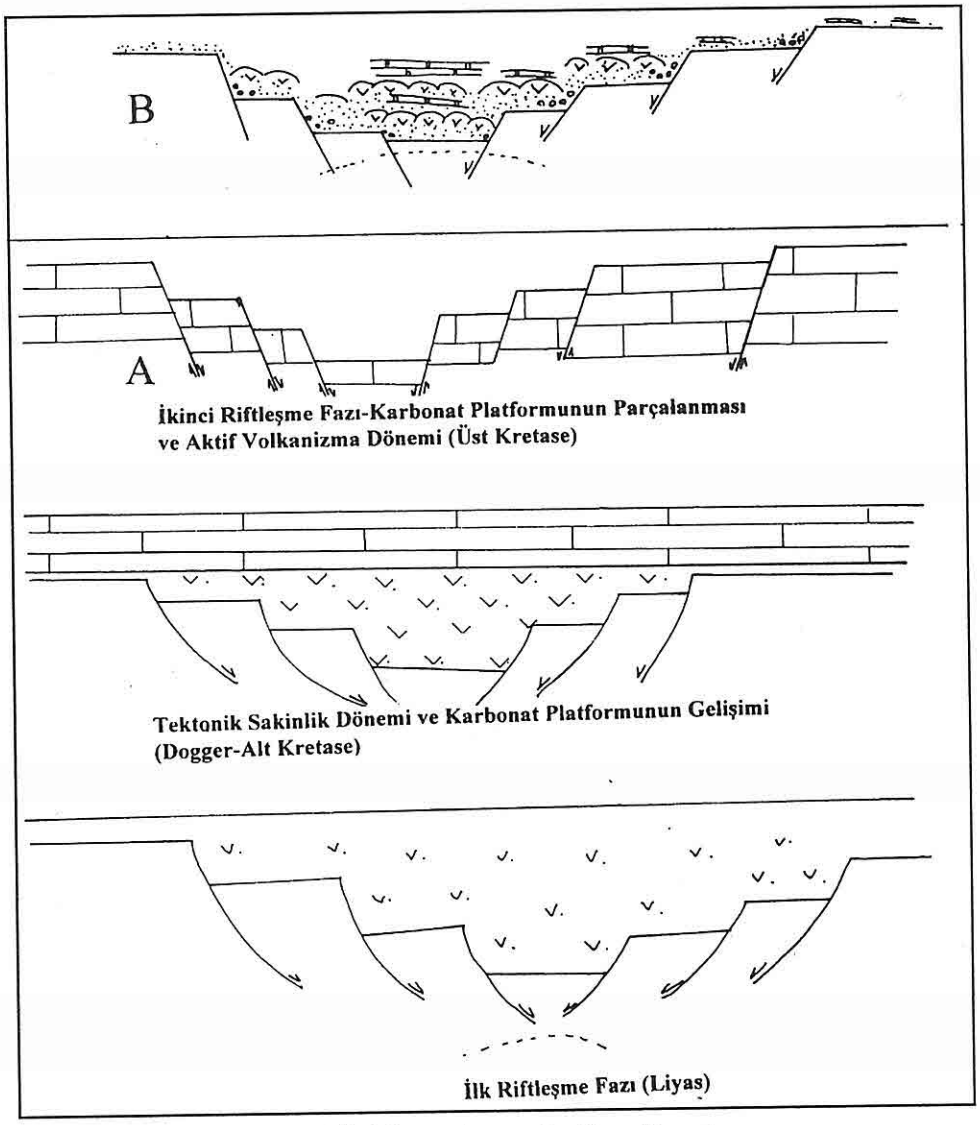
Geniş alanlarda yüzlek veren yay volkanitlerinin egemen olarak iri çakıldan 100m ye varan bloklara kadar değişen boyutlarda sığ denizel kireçtaşı parçaları içermesi Jura-Alt Kretase sürecinde, güney zonda olduğu gibi, kuzey zonda da yaygın sığ denizel karakterli kireçtaşı çökelimi gerçekleştiğini ancak Üst Kretase sürecindeki aktif yay volkanitlerinin bu platformu parçalaması / maskelemesi nedeniyle yüzleklerinin artık izlenemediğini düşündürmüştür. Güneyde Üst Kretase sürecinde volkaniklerin yokluğu buna karşın inceleme alanının da içinde olduğu kuzey kıyı şeridinde yoğun volkanizmanın kıta kabuğunun iyice incelmesiyle geliştiği düşünülmüştür. Volkanikler arasındaki pelajik çamurların dokanak zonlarında pişik özelliği göstermesi, yastık debili volkaniklerin ve granitik kayaçların varlığı bu görüşe destek oluşturur.

Maçka-Zigana (Şekil 2) kesimini kapsayan bu çalışma sırasında elde edilen veriler Üst Kretase sürecinde andezitik-bazaltik yay volkanitllerin sürekli aktif olmadıklarını, volkanizmanın durduğu veya etkinliğinin azaldığı dönemlerde pelajik karakterli çökellerin biriktiği dönemlerin varlığını kanıtlar. Sakinlik dönemlerinin kayıtlarını içeren pelajik foraminifer ve radyolaryalı kireçtaşı, marn, kiltaşı, türbiditik karakterli kumtaşı, silttaşı ve olistostromal karakterli çökel istiflerin sık sık volkaninitlerle ardışıklı olarak izlenmesi tektonik ve magmatik açıdan kuzey zonun, aynı süreçte volkanik etkinliğin bilinmediği veya yerel olarak izlendiği güney zona oranla çok daha duraysız olduğunu gösterir. Bazı seviyelerde izlenen kırmızı pelajik matriksle bağlanan pillov lavların pelajik matriksi pişirmiş olması çökelme sırasında da denizaltı volkanizmasın aktif olduğunu gösterir (Şekil 3). Özellikle çökel kökenli istiflerin fasiyes ve kalınlık olarak farklılıklar sunması yay içi çökel havzanın asimetrik konumundan kaynaklanmış olmalıdır (Şekil 4). Güncel olarak çalışılan tektonik kontrollü havzaların (Eberli; 1988 ve 1991, Boillot; 1986, Enos ve Stephens; 1993, Rosoles ve diğ. ve 1994, Santantonio; 1993) genel özellikleri arasında yer alan bu olgu Doğu Pontid kuşağı Mesozoyik havzalarında belirleyici özelliği olarak bilinir (Yılmaz ve Bektaş; 1995b ve Yılmaz; 1996a).

5. KAYNAKLAR

Bektaş, O., 1984, Doğu Pontidlerde Üst Kretase yaşlı şoşonitik volkanizma ve jeotektonik önemi. K. Ü. Yerbilimleri Dergisi, 3-1/2, 53-62

Bektaş, O., Yılmaz, C. ve Taslı, K., 1995a, Doğu Pontid yay gerisi havzasında derin yayılma çukurlarının



Şekil 4. İnceleme alanının jeodinamik evrimi

oluşumu (KD Türkiye): Neotetisin pasif kıta kenarı evrimi. KTÜ, 30. yıl sempozyumu, bildiriler (baskıda)

Bektaş, O., Yılmaz, C., Taslı, K., Akdağ, K. ve Özgür, S., 1995b, Cretaseus rifting eastern Pontide carbonate platform (NE Turkey): The formation of the carbonate brecias and turbitites as evidence of the drowned platform. Giornale di Geolgica, 57 / 1, 233-244, Bologna

Boillot, G., 19986, Comparison between the Galicia and Aquitaine margins. Tectonophysics, 129, 243-255

Eberli, G., 1988, The evolution of the

southern continental margin of the Jurassic Tethys Ocean as recorded in Allgau Formation of the Austroalpine Nappes of Graubunden (Switzerland). Ecl. Geol. Hel., 83, 175-214

Enos, P. ve Stephens, B. P., 1993, Mid-Cretaceus basin margin carbonates, East-central Mexico, Sedimantology, 40, 539-556

Gedikoğlu, A., Pelin, S. and Özsayar, T., 1979, The main lines of the geotectonic evolution of the E-Pontides in Mesozoic area. Geocome-1, Abstracts, p. 68-69, Ankara

Rosales, I., Fernandes-Mendiola, P. A. ve Garcia-Mandejar, J., 1994, Carbonate depositional squence devolopment unactiv fault blocks: The Albian in the Castro Urdioles area, Northern Spain. Sedimentology, 41, 861-882

Santatonio, M., 1993, Facies associations and evolution of pelagic carbonate platform / basin system: Examples from the Italian Jurassic. Sedimentology, 40, 1039-1067

Taslı, K., Bektaş, O. ve Yılmaz, C., 1995, Doğu Pontid magmatik arkının kuzey zonundaki Malm-Alt Kretase karbonat platformuna ait yüzeylemeler. TJK Bülteni, 9, 56-61

Yılmaz, C. ve Korkmaz, S., 1994, Evolution of the Pontide carbonate platform during Dogger-Lower Cretaceous, N-Turkey. Geologie Mediterreaneenne, 21, 3/4, 101-104, Marseille

Yılmaz, C. ve Bektaş, O., 1995a. Doğu Pontidlerde Kretase sürecindeki platform, yamaç ve havza fasiyesleri. KTÜ, 30. yıl sempozyumu, Özetler, 92

Yılmaz, C. ve Bektaş, O., 1995b, The evolution of the asymmetric passive continental margins Eastern Pontides and Eastern Taurides, NE-Turkey. 6. Int. Symp. Fossil Algae and carbonate platform, Abstracts, 33, Ankara

Yılmaz, C., 1996a, In the light of the new data break up of the Eastern Pontide carbonate platform, NE-Turkey. 11. Petroleum congress of Turkey, proceeding, 190-198, Ankara (in Turkish with english abstracts)

Yılmaz, C., 1996b, The sedimentological records of the platform-basin in the reletionship in the Bayburt Region during Mesozoik, NE-Turkey. SDÜ, IV. Eng. Symposium, Proceeding, 9-13, Isparta (in Turkish with English Abstracts)

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1997 SAYI 30 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

NURDAĞI'NI OLUŞTURAN BİRİMLERİN YANLIŞ ADLANDIRILMASINDAN KAYNAKLANAN JEOTEKNİK SORUNLAR

İlyas YILMAZER
Spektra Jeotek A.ş., Ankara
Tamer Yiğit DUMAN
MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdleri Dairesi, Ankara

ÖZET: *Yüksekliği 1800 m'ye ulaşan Nurdağı, yaklaşık 500 m kotundaki Bahçe ve Kömürler ovaları arasında, ulaşım açısından doğal bir engeldir. Çukurova'yı Güneydoğu Anadolu'ya bağlayacak olan Tarsus-Adana-Gaziantep (TAG) otoyolu bu dağı aşmak zorundadır. Genel jeoloji ve petrol jeolojisi amaçlı yapılan çalışmalar (1990 öncesi), bu dağın ana bileşeni olan başkalaşım kayaçlarını şeyl-çamurtaşı ardalanması olarak tanımlamışlardır. TAG otoyolu için hazırlanan raporlar, daha önceki jeolojik modelleri temel aldığından, gerçeği yansıtmayan jeolojik ve jeoteknik modeller üzerine kurulmuştur.*

Otoyol gibi büyük ölçekli mühendislik yapılarının yerinin doğru seçimi; maliyet, zaman, çevre ve güvenlik-emniyet açısından, o projenin %70 'i ve daha fazlasını oluşturmaktadır. Jeoteknik tasarım, sırasıyla hazırlanacak olan jeolojik, hidrojeolojik, mühendislik jeolojisi ve jeoteknik modeller üzerine oturur. Her modelin güvenilirliği bir önceki modelin güvenilirliğine doğrudan bağlıdır. Bu anlamda, TAG otoyolu projesinde, yanlış jeolojik model üzerine kurulan hidrojeolojik-jeoteknik modeller de gerçeği yansıtamamıştır. Aynı bölgede açılan ve toplam uzunluğu 5.5 km olan Ayran demiryolu tünelleri 1890'dan beri donatısız olarak görevini sürdürmektedir.

Gerçek saha modelleri gözönüne alındığında, Bahçe ovasından Kömürler ovasına, demiryolu kotunun 50 m altında, yaklaşık 6.0 km uzunluğunda ve %0.2 eğimli tek bir tünelle geçmek en doğru çözüm olarak ortaya çıkmaktadır. Ancak TAG otoyolu, 1990 öncesi hazırlanan ve gerçeği yansıtmayan modeller (şeyl-çamurtaşı ardalanması) üzerine kurulduğu için uzun tünelli bir seçenekten doğal olarak kaçınılmıştır.

İlk yazar, 1990 yılında projeye katılarak, bu dağın ana bileşeninin başkalaşım kayaçları olduğunu, tek yönlü yapıları, gizilgüçlü (potential) kayma alanlarını ve su-süreksizlik-kil (SSK) üçlüsünün alansal dağılımını ortaya koymuş ve raporlandırmıştır. Ancak, bu çalışmalar gözardı edilerek yanlış modellere dayalı olarak belirlenen geçkinin yapımına geçilmiştir. Yapımı halen sürmekte olan bu geçki, 6 km uzunluğundaki tek tünele karşılık, ikisi özel 9 köprü, 4 tünel (toplam uzunluk= 4.5 km), yüksek yarma-dolgu, çok sayıda sanat yapısı ve standartların üzerinde eğim içermektedir. İki seçenek arasındaki maliyet farkı, 20 yıllık işletme süresi gözönüne alındığında, 10 milyar ABD Dolarını aşmaktadır.

GEOTECHNICAL PROBLEMS INHERITED FROM THE IMPROPER NOMENCLATURE OF THE UNITS IN THE NURMOUNTAIN REGION

ABSTRACT: *The Nur mountain attaining an elevation of 1800 m forms a natural obstacle between Bahçe and Kömürler plains, elevations of which are around 500 m. The Tarsus - Adana -Gaziantep (TAG) motorway, in order to connect the Çukurova region and Southeastern Anatolia, should cross the Nur mountain range. The previous (before 1990) general and petroleum geological studies misidentified the metamorphic rocks which are major constituents of the mountain, as shale-mudstone alternation. Since the reports prepared for the TAG motorway project were based upon the former geological studies, they include improper geologic-geotechnical models.*

A proper site selection of a large scale engineering structure such as a motorway, makes up 70% or more of the project in terms of cost, time, environment, and safety-security. Geology, hıdrogeology, engineering geology, and geotechnical models, which are prepared in the given order, form an essential basis for a comprehensive geotechnical design. The reliability of each model depends on that of the former. In this sense, the hydrogeological - geotechnical models based upon the wrong geological model could not reflect the actual field conditions. The Ayran railway tunnel of 5.5 km long, constructed across this mountain range in 1890, still works efficiently without any reinforcement installation. If the actual field models are taken into account, the feasible alternative is to cross the mountain with a 6.0 km long tunnel, grade of which is around 0.2%. However, the models prepared before 1990 misinterpreted the metamorphic rocks as shale-mudstone alternation. Consequently, the designer did not consider an alignment with a long tunnel in a weak to extremely weak rock sequence.

The first author has joined the project in 1990 and identified the metamorphic rocks, homoclinal structures, potential landslides, and the arial distribution of the water-discontinuity-clay WDC) trinity which characterize the mountain range. However, without accounting this study, the contractor has commenced the construction of the formerly defined wrong alternative in 1990. Instead of the aforementioned one tunnel, the alternative which is being built comprises 9 viaducts two of them are special, 4 tunnels (total length = 4.5 km), high cuts and fills, many structures, and high grades exceeding the standards. Nevertheless, the erection of the TAG motorwaı is ongoing. Moreover, the difference in cost (including the operation cost within the twenty-year interval) of the two alternatives (one of them is the 6.0 km long tunnel alignment proposed by the first author), exceeds ten billion US Dollars.

Anahtar sözcükler: Geçki seçimi, otoyol, tünel, jeolojik adlandırma, çevre.

Keywords: Route selection, motorway, tunnel, geologic nomenclature, environment.

1. GİRİŞ

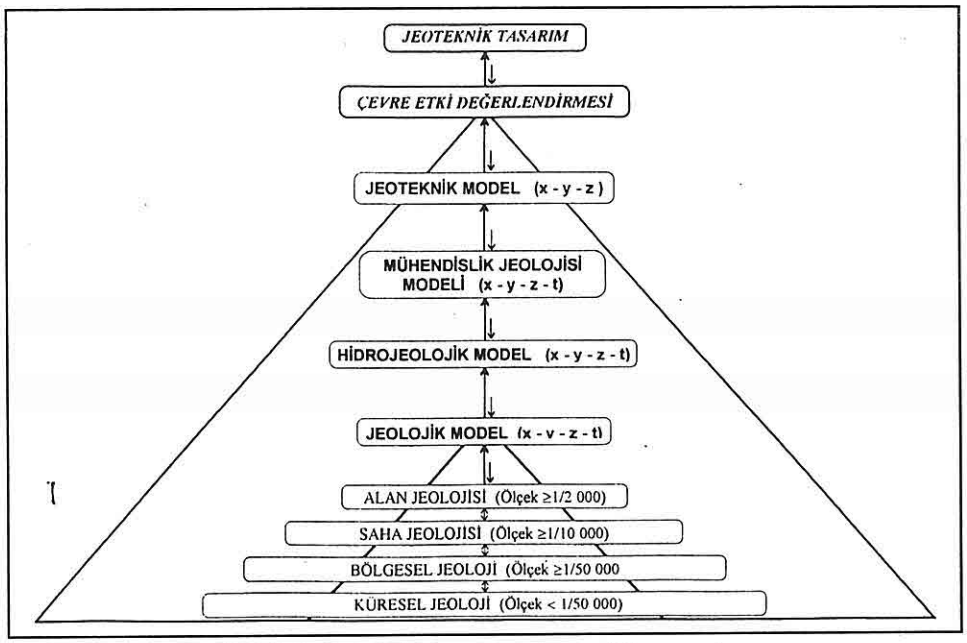
Şekil. 1 'de gösterildiği gibi, jeoteknik tasarıma giderken ilk aşama güvenilir ve gerçek saha koşullarını gösteren bir jeolojik modelin ortaya konmasıdır. Buradaki her aşamanın güvenilirliği bir öncekinin güvenilirliğinden geçer. Bu çalışmada sunulan örnekte, jeolojik modelde yapılan bir yanlışlık (yanlış adlandırma) 10 milyar ABD Dolarının gereksiz yere harcanmasına (toprağa ve havaya atılmasına) neden olmuştur. İstifbilim, yapısal jeoloji, fotojeoloji, mineraloji, kayaçbilim, tektonofizik, jeofizik, jeomorfoloji, sınayi mineral ve hammaddeleri, fizyografi ve benzeri bilim dalları, sağlıklı bir jeolojik modelin ortaya çıkarılmasında başvurulması gereken ana kaynaklardır.

İstifbilimin ilkeleri kullanılarak öncelikle üç anakaya türü belirlenmelidir (Tab. 1) Bunlar, (a) tortul kayaçlar (sedimentarı rocks), (b) başkalaşım kayaçları (metamorphic rocks) ve (c) korkayaçlardır (igneons rocks). Birinci grup kayaçlar taneli doku sunarken diğerleri kristallidir. Örneğin Nurdağı'nın (Adana) temel birimi başkalaşım kayaçlarıdır. Yaklaşık 100 m derinlikten sonra tamamen geçirimsizdirler. Örneğin, Demiryolu Ayran Tünelinin Adana'dan girişinin 15-20 m üzerinden akan derenin suyu tünele ulaşmamaktadır. Toplam boyu 5.5 km olan bu tünel 1890'da yapılmıştır. Aynı (özellikle Çürçek) bölge(sin)de yapılan sondajlarda da bu durum doğrulanmıştır. Oysa, 1843 'ten Yılmazer'e (1990) kadar elde edilen yayınlarda şeyl - çamurtaşı - miltaşı ardalanması olarak değerlendirilmiştir. Yılmaz ve diğerleri (1984) TPAO'na yaptıkları projede de geleneksel yanılgı sürdürülmüştür. Karadere, Kızlaç, Dedeler, Akçadağ ve Bahçe formasyonu olarak adlandırdıkları bu birimlerin tamamında şeyl seviyelerine sıkça rastlandığını belirtmişlerdir. Ayrıca, bu yanılgıdan kaynaklanan "öncelikle Bahçe formasyonu, sonrada Amonos grubu ve sınırlı olarak Kızlaç formasyonunun kalitatif ana kaya özellikleri taşıdıkları ve potansiyel ana kaya olarak gözetilmeleri gerektiği sonucuna varılmıştır." yargısıyla projenin ana ereğini noktalamışlardır. Oysa, ancak yüzeye doğru geçirimlilik kazanan ana dokanaklar dışında, iridokulu şistleri içeren bu birim geçirimsizdir. Başka bir anlatımla, dere içlerinde birkaç on metre ve diğer yerlerde en fazla 200 m derinlikten sonra kaya gözenekliliği (n, %) ve geçirimliliği (K, m/s) sırasıyla $1x10^{-3}$ ve $1x10^{-10}$ 'nun altındadır.

Böyle bir temel jeolojik yanılgı mühendislik projelerinde de giderilmesi güç sorunlara yolaçabilmektedir. Bu konuya burada yer verilmesinin amacıda bu bağlamdadır. Nurdağı (Orta Amonoslar) olarak adlandırılan bu bölgede, 1988'den bu yana araştırma ve yapımı sürdürülen TAG otoyolu yeralmaktadır. Şimdiki gibi eşgüdümlü

Tablo 1: Yaygın olarak gözlenen zemin türü ve belirteçleri.

TOPRAK ZEMİNLER		KAYA ZEMİNLER				DÜŞÜNCELER
türü	belirteci	türü	belirteci	türü	belirteci	
		TORTUL KAYAÇLAR		BAŞKALAŞIM KAYAÇLARI		
Kil		Kiltaşı		Kayraktaşı		
Mil		Miltaşı		Fillit		
Kum		Kumtaşı		Şist		
Çakıl		Çakıltaşı		Gnays		
Çamur		Çamurtaşı				
Organik çamur		Organik şeyil		Grafitik şist		
Moloz		Tortul breş		Breşik mermer		
		Kireçtaşı		Mermer		
		Dolomit		Dolomitik mermer		
		KORKAYAÇLAR				
Püskürük toprak zeminler		Püskürük kayaçlar		Ortaç korkayaçlar		
türü	belirteci	türü	belirteci	türü	belirteci	
Volkan külü		Tüf		Aplit		
Volkan çamuru		Aglomera		Mikrogranodiyorit		
Lapilli		Lapillit		Mikrodiyorit		
				Dolerit (diyabaz)		
		Yüzey korkayaçları		Derinlik korkayaçları		
		Riyolit		Granit		
		Dasit		Granodiyorit		
		Andezit		Diyorit		
		Bazalt		Gabro		
				Peridotit		



Şekil 1: Jeoteknik tasarım için gerekli aşamalar.

bir çalışmanın yapılmadığı Türkiye otoyol projelerinde yol geçki belirlenmesinde daha çok tek meslek dalı karar verici olmuştur. Yol geçkisinin, bir mühendislik ayıbı olarak ortaya çıkmasında hatalı jeolojik adlandırmanın da katkısı olduğu, ilgililer arasındaki genel kanıdır. Yol mühendisliği temsilcileri, şeyl-çamurtaşı içerisinde uzun tünel (L> 6.0 km) açılamaz yargısını ileri sürmüşlerdir. Böylece, yadsınılamayacak olumsuzluklar içeren bir geçki seçilmiştir. Mathewson, (1981) tortul kayaçların dayanım açısında birinci sınıfının olmayacağını vurgulamıştır. Şeyl ve çamurtaşları su-süreksizlik-kil (SSK) üçlüsünü birlikte ve yaygın olarak içerenen kayaç türleridir. Bu tür zeminlerde tünel açımının zorluğu ile ilgili çok sayıda yayın ve örnek çalışmalar vardır. Bu anlamda yol mühendisi, suçunu hatalı adlandırmaya (başkalaşım kayacı yerine şeyl - çamurtaşı adlandırmasına) bağlamasında az da olsa haklılık kazanmaktadır. Ancak, aynı bölgede ve aynı birim içerisinde bir asırdır kaplamasız olarak çalışan yaklaşık 5.0 km uzunluğundaki demiryolu tünelini görmemezlikten gelemez. İlk yazar, proje başladıktan yaklaşık 2 sene sonra (1990 yılında) projede yer almıştır. Sahada çalışmaya ilk başladığı günden projeyi bırakana (1993) kadar geçen süredeki tüm rapor ve yayınlarında, birimin başkalaşım kayaçlarından oluştuğunu ve yol geçkisinin hemen değiştirilmesi gerektiğini vurgulamıştır. Sıradağın iki yanında yeralan ovanın yaklaşık 6.0 km uzunluğunda tünelle bağlanması gerektiğini ileri sürmüştür. Yaklaşık 6.0

km uzunluğunda, % 0.5 eğimli ve kaplamasız olarak çalışabilecek kadar duraylı bir zeminde açılacak öneri tünele karşılık yapımı sürdürülen geçkinin genel durumu aşağıda verilmiştir (şek. 2).

1.Toplamda ~ 4.5 km uzunluğunda üç tünel,

2.% 4 eğim (standardlara göre tünelde ve yüksek köprülerde yolboyu eğim < %2),

3.İkisi özel dokuz köprü,

4.Çok sayıda yüksek dolgu yarma ve sanat yapıları,

5.Çok sayıda duraysız alan içerisinden geçmek ve

6.Yolun uzaması (~ 5 km) ilk bakışta göze çarpan olumsuzlukların başında gelmektedir.

Bu hatalı seçime neden olarak, dayanımlı başkalaşım kayaçlarının şeyl-çamurtaşı olarak adlandırılması gösterilmektedir.

2. ÇALIŞMA ALANININ JEOLOJISI

Çalışma alanını karakterize eden birimler ve aralarındaki ilşiki şekil 3 'te genelleştirilerek verilmiştir. Batıdan doğuya, Nurdağı'nı oluşturan birimler

1. Kretase yerleşim yaşlı renkli (ophiolitic) karmaşık,
2. Doleritik damar kayaçlarıyla kesilmiş başkalaşım kayaçları istifi,
3. Kristalize kireçtaşları ve dolomitik kireçtaşları,
4. Silisleşmiş kireçtaşları ve
5. Kretase yerleşim yaşlı renkli (ophiolitic) karmaşığın özellikle serpantinit bileşeni ve peridotidlerdir.

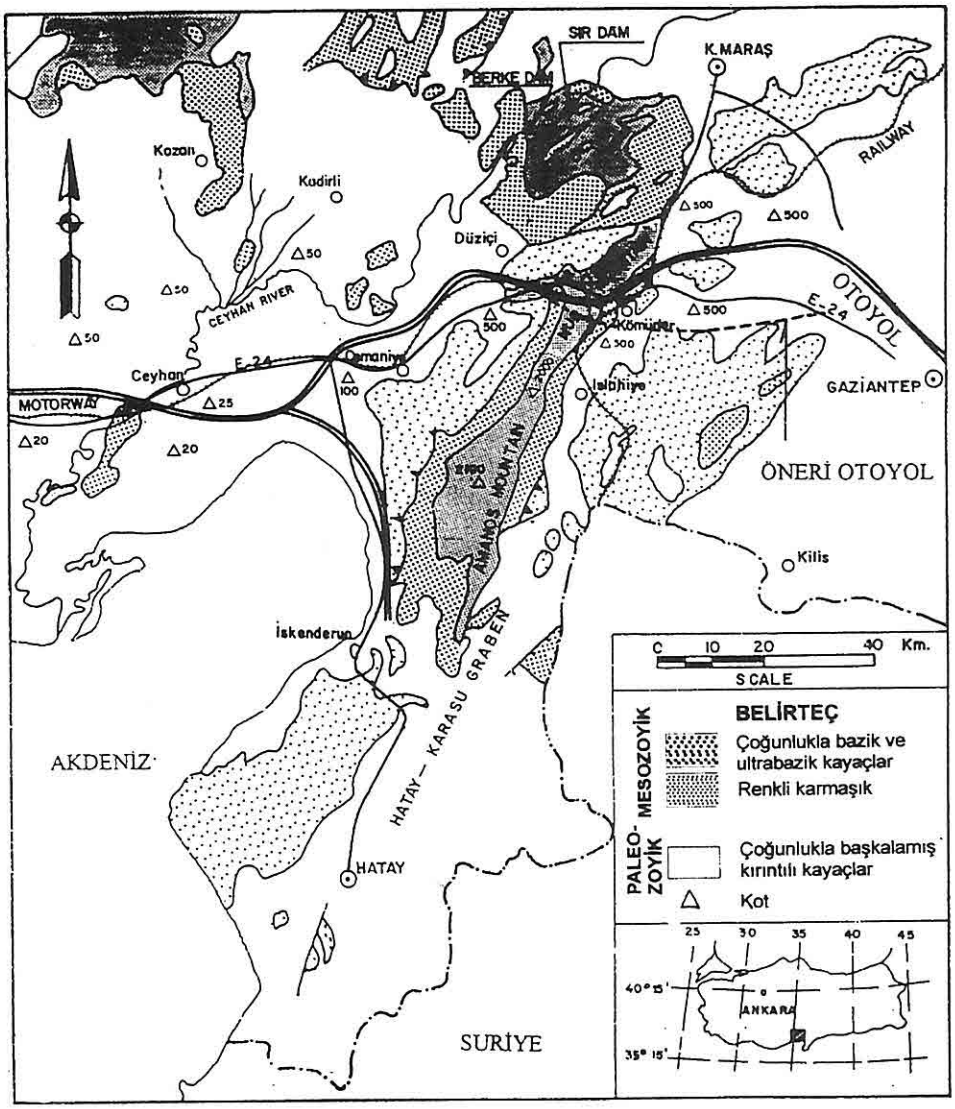
Bütün bu birimler içerisinde tek yönlü yapılar egemen durumdadır. Tabakalanma, yapraklanma, devrik kıvrım eksenleri, sıkıştırma eklemleri ve bindirme fayları KB'ya eğimlidirler. Bu nedenle, Nurdağı'nın doğu yamaçları daha kuru ve duraylıdır. Kayma ve kanakların çoğu batı yamaç ve yamaç eteklerinde yeralmaktadır. Bölgenin jeolojisi ve mühendislik jeolojisi hakkında ayrıntılı bilgi Yılmazer ve diğ (1992); Yılmazer ve Demirkol (1993); Yılmazer, Ertunç ve Erhan (1993); Yılmazer, İşler ve Duman (1993) ve bunlarda sunulan kaynakçada bulunabilir.

3. SONUÇ VE ÖNERILER

Jeoteknik tasarımın, sırasıyla üretilmesi gereken jeoloji-hidrojeoloji-mühendislik jeolojisi- jeoteknik modeller ve çevre etki değerlendirmesi üzerine oturtulması kaçınılmazdır. Her modelin güvenilirliği bir öncekinin güvenilirliğinden geçer. Bu bağlamda, jeolojik model ilk ve en önemli aşamadır. Bu yazıda sunulan örnekte, başkalaşım kayaçlarından oluşan istife şeyl-çamurtaşı denmesi, yanlış geçki belirlenmesine, dolayısıyla 20 yıllık işletme süresi de gözönünde bulundurulduğunda 10 milyar ABD Dolarının gereksiz yere harcanmasına yolaçtığı görülmektedir.

KATKI BELIRTME

Yazarlar, ilk olmayan ancak son olmasını arzuladıkları bu tür hataların yinelenmemesi için uğraş veren tüm birey, kurum ve kuruluşlara teşekkür ederler.



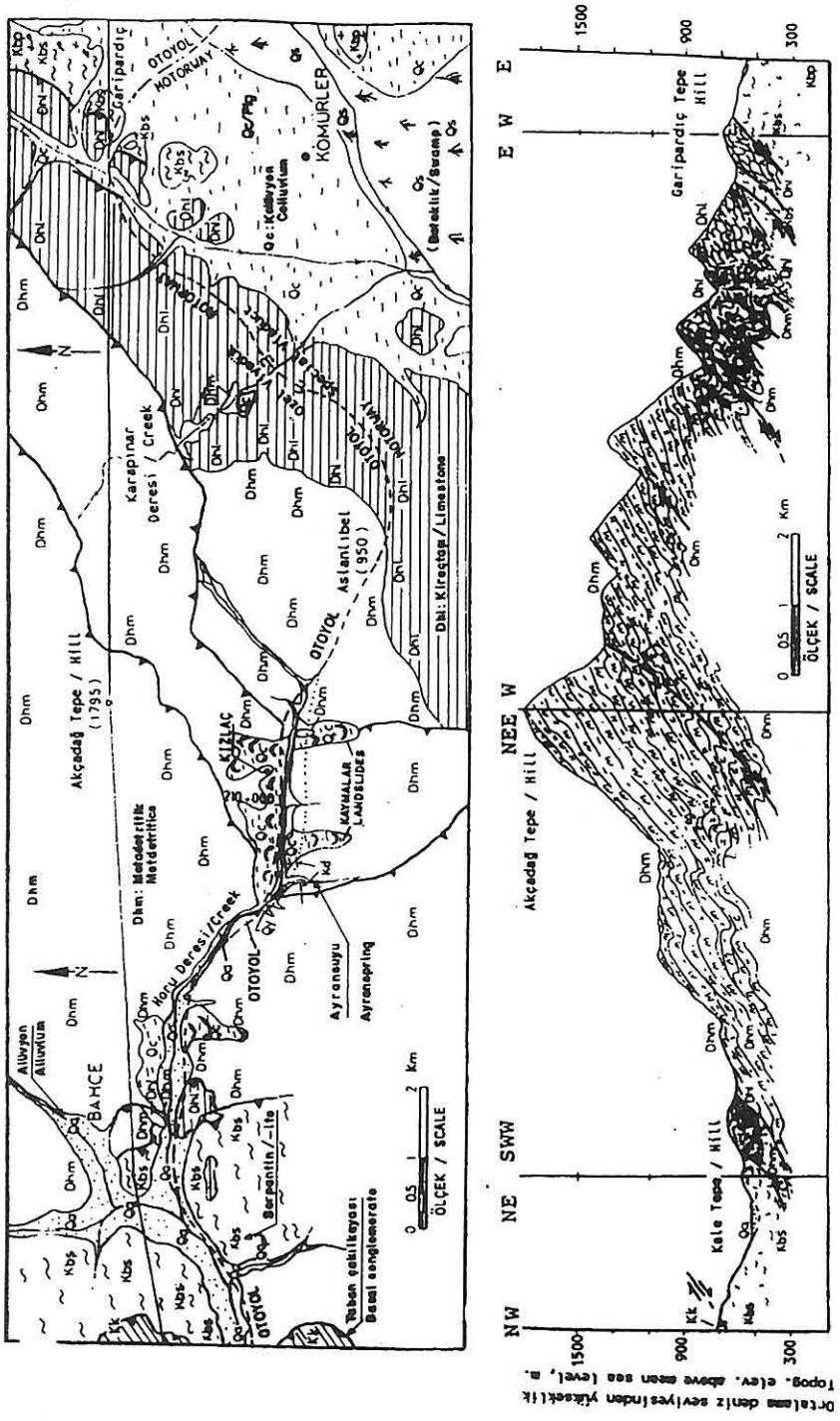
Şekil 2: Çalışma alanının genelleştirilmiş jeoloji haritası ve otoyol seçenekleri.

KAYNAKÇA

Mathewson, C.C., 1981. Engineering geology. Bell & Howell Company,450 p.

Yılmaz, I., Demirkol, C., Gürpınar, O., Yalçın, N., Yetiş, C., Yiğitbaş, G., Günay, Y. ve Sarıtaş, B., 1984. Amanos Dağlarının Jeolojisi ve Stratigrafisi. Istanbul Üniv. Müh. Fak. Döner Sermaye İşletmesi, 227 s.

Yılmazer, I., 1990. Unpublished geotechnical reports including engineering geological studies of the



Şekil 3: Jeolojik birim ve tek yönlü yapıları gösteren genelleştirilmiş harita ve kesit.

Bahçe-Kömürler region along the TAG Motorway. Unpublished reports, Motorway Division of General Directorate of State Highways, Ankara.

Yılmazer, I. and Demirkol C., 1993. About the geology of the Nurmountain Range (NMR). Proceedings and Abstracts of the 1st International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, 13-16 October 1992, 313, Adana-Turkey.

Yılmazer, I., Erhan, F., Duman T. ve Aytekin, E., 1992. Mühendislik çalışmalarında süreksizlik araştırmalarının önemi (Significance of discontinuity survey in engineering works). 3. Mühendislik Jeolojisi Sempozyumu, 21-23 Mayıs 1992, Uluslararası Mühendislik Jeolojisi Türk Milli Komitesi ve Çukurova Univ. Müh.-Mim. Fak., Adana. Mühendislik Jeolojisi Türk Milli Komitesi Bülteni, 14, 61-70.

Yılmazer, I., Ertunç, A., and Erhan, F., 1993. Engineering geology of the Düziçi-Kömürler region. Proceedings and Abstracts of the 1st International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, 13-16 October 1992, 77-90, Adana-Turkey.

Yılmazer, I., İşler, F., and Duman, T., 1993. Metamorphism in the Nurmountain Range and its effect on engineering geologı of the region. Proceedings and Abstracts of the 1st International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, 13-16 October 1992, 67-76, Adana-Turkey.

YERBİLİMLERİ *GEOSOUND* | HAZİRAN *JUNE* 1997 | SAYI *NO* 30 | ISSN 1019-1003

GÜRPINAR FORMASYONU KİLLİ SEVİYELERİNİN ŞİŞME ÖZELLİĞİ VE YAPILARA ETKİSİ

İ. Halil ZARİF ve Ali Malik GÖZÜBOL
İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul/Türkiye

ÖZET: *Haramidere ile Yakuplu (İstanbul) arasında yeterince detaylı jeolojik ve jeoteknik incelemeler yapılmadan yerleşime açılan alanda, Gürpınar formasyonunun aşırı konsolide bol fissürlü olan killi düzeyleri üzerinde bulunan yapıların büyük bir kısmında orta ve yüksek oranda hasarlar oluşmaktadır. Killer incelendiğinde yer yer yüksek şişme basınçları (100-300 kPa) gösteren düzeyleri olduğu ve inceleme alanında oluşan deformasyonların bu düzeylerde meydana geldiği belirlenmiştir. Yüksek şişme basınçlarına sahip olan bu killerin XRD (X-ışını difraksiyon) metodu incelemesi sonucunda ise simektit türü killerce çok zengin olduğu görülmüştür.*

Gürpınar formasyonunun killi düzeylerinin üzerine oturan yapı temellerinde yüksek şişme özelliği gösteren seviyelerin yaratacağı sonuçların göz önüne alınarak değerlendirilmesi ve buna göre mühendislik önlemlerinin alınması, bölgedeki problemsiz yapılaşma için gerekli çözüm olarak görülmektedir.

EFFECTS OF SWELLING PROPERTIES OF THE GİRPINAR CLAY ON STRUCTURES

ABSTRACT: *Deformation in buildings occur in a new urban area between Haramidere and Yakuplu (İstanbul), where no detailed geological and geotechnical investigations were carried out previously. As a result of this deformation, medium and high damage takes place in the buildings. When the over consolidated and fissured clays of the Gürpınar formation were examined, it was found out that these have local high swelling pressure horizons and the deformation in the study area takes place in such levels. XRD study of these clays with high swelling pressure properties showed that they were enriched in smectite-clays.*

It is obvious that safe urbanisation can be achieved by consideration of possible problems of such clays in building foundations with high swelling properties and by taking engineering measures accordingly.

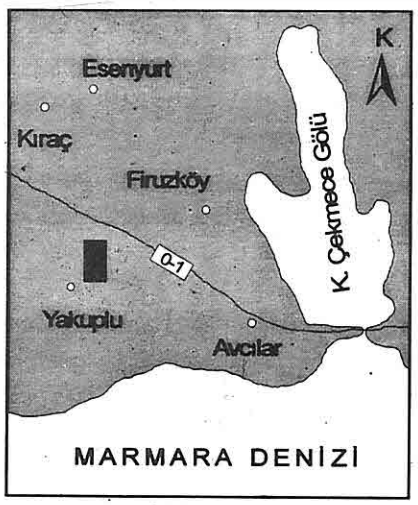
* Bu çalışma İstanbul Üniversitesi Araştırma Fonunca desteklenmiştir. Proje No: T-95/160695

1. GİRİŞ

İstanbul'un hızlı nufus artışı ile birlikte, yapılaşmada en çok tercih edilen yerlerden biri de Küçükçekmece -Büyükçekmece gölleri arasındaki alandır. Yakuplu ile Haramidere arasında kalan alan ise 1994 yılı sonunda yerleşime açılmıştır (Şekil 1). Bu alan, çevresindeki sanayii merkezlerinin ve kolay ulaşım imkanlarının etkisiyle hızla yapılaşmaktadır. Bu yapılaşma ile birlikte binaların bir kısmında deformasyonlar gözlenmiştir. Deformasyonların büyük kısmının belli alanlarda yoğunlaşmasının, zemin özelliklerinden kaynaklandığı ve binaların stabilitelerini bozduğu görülmüştür (Zarif, 1996). Tersiyer yaşlı birimler üzerinde yer alan inceleme alanında, zemin özelliklerinin iyi belirlenmesi, yapıların stabilitesi için önemli bir faktör olmaktadır.

2. YAKUPLU - HARAMİDERE ARASINDAKİ ALANIN MORFOLOJİSİ

İnceleme alanı, Haramidere ile Yakuplu arasındaki yamaçta yeralmaktadır. Haramidere düzlüğünde topoğrafya kotu 25 m iken, Beylikdüzünde 110 m kadardır. Fayların denetiminde gelişmiş yamaç dikleşmeleri ile basamaklı morfolojiye sahip olan inceleme alanında yamaç eğimleri yaygın olarak % 5-20, yer yer % 20-25 arasında değerler alır. Yakuplu haramidere arasındaki inceleme alanının güneyinde hakim eğim % 10-15, kuzeyinde ise % 5-10 arasındadır. Çalışma alanındaki en



Şekil 1: İnceleme alanının bulduru haritası.

yüksek eğim % 20-25 arasında olup, bu kesimlerde çukurçeşme formasyonunun kumlu çakıl seviyeleri bulunmaktadır.

3. JEOLOJİ

İnceleme alanında, istifin en altında Oligosen yaşlı Gürpınar formasyonu bulunmaktadır. Bu formasyonun alt düzeylerini gri, açık kahverengi gnays, kuvarsit, granit türü kayalardan türemiş ve karbonat çimentosu ile tutturulmuş çakıl taşları oluşturur. Bu düzeyin üstünde bej, açık gri orta katmanlı, yer yer erime boşlukları içeren Congeria'lı kireçtaşı seviyeleri yer alır. Kireçtaşında kil oranının artmasıyla birlikte marn, killi marn, ve kil düzeylerine geçiş gözlenmektedir. Bu seviyenin üstünde yeşilimsi gri renkli, fissürlü, orta-kalın katmanlı killer bulunmaktadır. Killi seviyeler içinde kötü derecelenmiş ve kalınlığı 10 metreye ulaşan kum ve çakıl

mercekleri bulunmaktadır. Gürpınar formasyonu üzerinde diskordan olarak Çukurçeşme formasyonu bulunmaktadır. Açık sarı, açık kahverengi siltli ince kum ve çakıl seviyelerinden oluşan birimin, ince kumlu seviyeleri bol mikalıdır. Çukurçeşme formasyonunda yer yer silt ve kil bantları ve sık sık da çakıl mercekleri gözlenmektedir. İnceleme alanında en üstte Bakırköy formasyonu bulunmaktadır. Alt düzeyleri daha çok killi, üst seviyeleri kireçtaşı ve kil ardalanmasından oluşan formasyonun hakim litolojisi ak, krem renkli ince taneli, ince kalın katmanlı, bol çatlaklı, bol fosilli kireçtaşıdır. (Şekil 2).

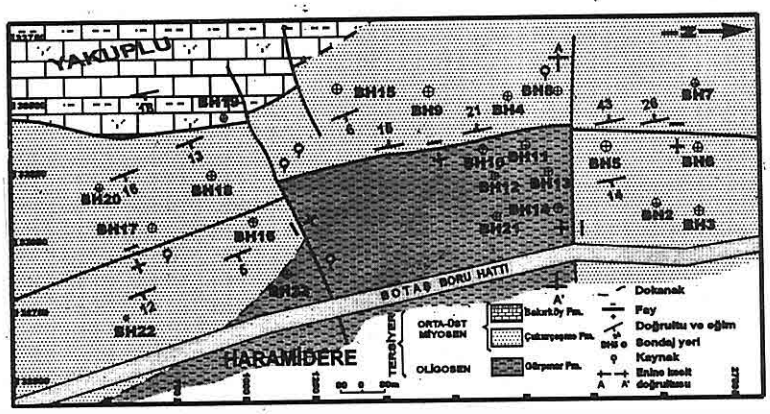
4. İNCELEME ALANINDAKI YAPILARDA GÖZLENEN DEFORMASYONLAR

1994-1995 yılında imara açılmış olan Yakuplunun Haramidere arasındaki yamaçtaki binaların büyük bölümü kaba inşaat aşamasındadır. Binaların yapım aşaması başladığında büyük çoğunluğu belli bir bölgede bulunan binalarda stabilite bozuklukları görülmtür (Foto 1,2).

Yapılan ön incelemelerde, binaların kiriş-kolon bağlantılarında oluşan hasarın büyük olması nedeniyle kullanılmayacak durumdadır. Bu yapıların bir kısmı mal sahipleri tarafından küçük iyileştirme çalışmaları ile kullanıma uygun hale getirilmeye çalışılsada, zemin iyileştirmesi yapılmadığından deformasyonlar devam etmiştir.

5. YAKUPLU - HARAMİDERE ARASINDAKİ ALANDA YÜZEY VE YÜZEYALTI SULARI

Yakuplu-Haramidere arasındaki alanda yüzeylenen, Çukurçeşme formasyonu geçirimli, altında yer alan Gürpınar formasyonu ise geçirimsiz birimlerdir. Alttan Gürpınar formasyonunun kil ve silt düzeyleri ile sınırlı Çukurçeşme formasyonu zayıf akifer özelliğindedir. Sondaj verilerine



Şekil 2: Yakuplu-Haramidere arası alanının jeoloji haritası.

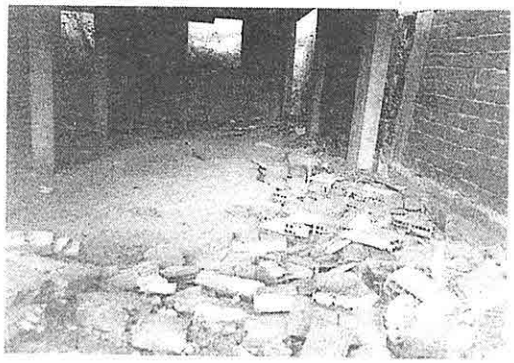


Foto 2: Yakuplu-Haramidere arasında Gürpınar Formasyonu üzerindeki bina içinde zemin şişmesi ile oluşan deformasyonlar

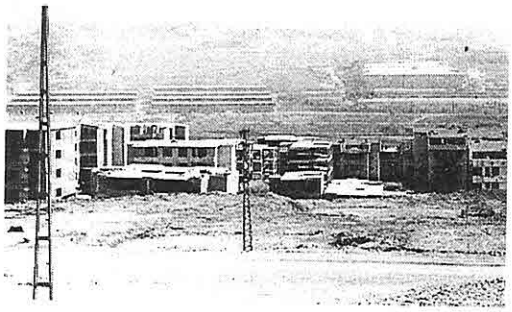


Foto 1: Yakuplu-Haramidere arasında Gürpınar formasyonu üzerinde yapılan binalarda zemin şişmesine bağlı deformasyonlar.

göre Çukurçeşme formasyonunda yeraltı su seviyeleri 2-6 metre arasında değişmektedir. Topoğrafya, batıdaki yüksek kesimlerde küçük kaynaklar ve sızıntı sularının oluşmasına imkan vermiştir. Çukurçeşme formasyonu içerisindeki geçirimsiz sınırlara bağlı gelişen bu boşalımlar, yüzeysuyu zenginliği dışında önem arzetmez.

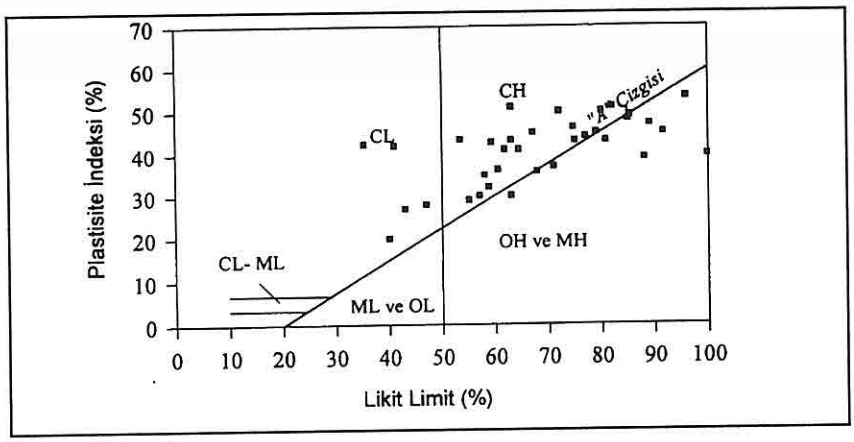
6. ZEMİNİN JEOTEKNİK ÖZELLİKLERİ

İnceleme alanındaki, zemin değişimini belirlemek amacıyla 23 araştırma sondajı yapılmıştır. Sondajlarda, SPT ve Menard presiyometre deneyleri yapılmış, alınan örselenmiş ve örselenmemiş örnekler yardımıyla jeoteknik özellikleri belirleyici veriler toplanmıştır.

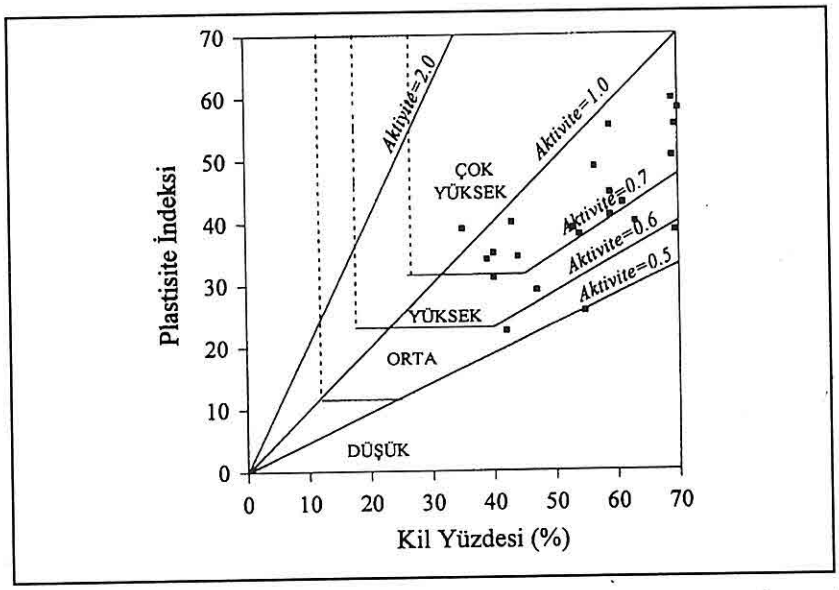
Doğal su içeriği %10-56 arasında değişen inceleme alanında, yüzeyden 1.5-2.0 m aşağıda %30-40 arasında değişen su içeriği değerleri, derinlikle azalmakta ve %10-20 arasında değişen değerler almaktadır. Çukurçeşme formasyonunu oluşturan kumlar Birleştirilmiş Zemin Sınıflaması'na göre, iyi derecelenmiş kum (SW), çakıllı seviyelerin isc siltli çakıl ve killi çakıl (GM-GC) sınıfında olduğu belirlenmiştir. İnceleme alanında Gürpınar formasyonuna ait killi seviyelerin Birleştirilmiş Zemin Sınıflamasına göre % 85'in üzerindeki kısmı yüksek plastisiteli inorganik kil (CH) sınıfında olduğu ve A çizgisinin üstünde yeraldığı görülmektedir (Şekil 3). Killerin likitlik indeksi I_L=-0.35 ile 0.65 arasında, kıvamlılık indisi I_C= 0.34 ile 1.42 arasında değerler alarak, sertten çok serte kadar değişik kıvamlar sunar. İncelenen kil örneklerinin Van der Merwe (1964) sınıflamasına göre % 72'si çok yüksek, % 14'ı yüksek, % 14'ı ise orta aktiviteli olduğu belirlenmiştir (Şekil 4).

6.1. KAYMA MUKAVEMETİ PARAMETRELERİ

Yakuplu yamacından alınan Gürpınar



Şekil 3: Gürpınar formasyonuna ait killi seviyelerin plastisite kartı üzerinde dağılımı.



Şekil 4: Gürpınar formasyonundaki ince taneli zeminlerin aktivite abağı üzerindeki dağılımı.

formasyonuna ait örneklerin drenajsız kayma mukavemeti açısı (ϕ_u) üç eksenli basınç deneyinde 0.3°- 26°, kesme kutusu deneyinde 5.1°- 45.4° arasında, kohezyonu (C_u) ise üç eksenli basınç deneyinde ve kesme deneyinde sırasıyla 0-95 kPa (0.00-0.95 kgf/cm^2) ve 1-145 kPa (0.10-1.45 kgf/cm^2) arasında değiştiği saptanmıştır. Üç eksenli basınç deneylerinden ortalama $C_{u\ ort} \approx 48$ kPa ($\approx$ 0.48 kgf/cm^2) ve ($Q_{u\ ort} \approx 7.5°$ bulunmuştur (Zarif,1996).

Aşırı konsolide kil özelliğindeki Gürpınar kilinde gelişen heyelanlar, daha

önce Durgunoğlu ve Vardar (1979) tarafından yapılan stabilite analizleri sonucunda, rezüdüel (kalık) kesme mukavemeti açısı (ϕ'_r) yaklaşık olarak 20° olarak bulunmuştur. Ergun ve Nalçakan (1995) ise Ambarlı doğalgaz anaboru hattının Marmara Denizine girdiği alandaki heyelanları incelemişlerdir. İnceledikleri heyelanın $C_{u\ ort} \approx 75$ kPa olarak bulmuşlardır. Heyelan verileri ters analizle değerlendirilerek rezidüel kayma mukavemeti açısı $\phi'_r = 7^o$ olarak bulunmuştur.

Yakuplu haramidere arasında Gürpınar formasyonuna ait killi seviyeleri Lupini v.d. (1981) ve Mesri (1986) nin rezidüel kesme mukavemetini belirlemeye yönelik oluşturmuş oldukları abaklara dayanarak değerlendirildiğinde ise rezidüel kesme mukavemeti $\phi'_r \approx 8^o$ - 14° arasında bulunmuştur. Bu değerler laboratuvar verileri ile uyumlu olup birbirine çok yakındır.

Elde edilen mukavemet paremetrelerinin çok düşük olması, buna karşın yamaçlarda stabilite problemlerinin gözlenmemesi, Gürpınar formasyonunun inceleme alanında %10 altındaki eğime sahip alanlarda yüzeylenmesi nedeniyledir.

7. JEOFİZİK ARAŞTIRMALAR

Yakuplu ile Haramidere arasında kalan yerleşim alanında Sclumberger açılımı kullanılarak 63 noktada (Şekil 2) ölçüm yapılmış ve 5-64 Ohm-m arasında görünür özdirenç değerleri elde edilmiştir. Ölçümlerden Çukurçeşme formasyonu ve yer yer gözlenen Bakırköy formasyonuna ait kireçtası seviyelerinde 12-30 Ohm-m, Gürpınar formasyonunda ise 6-15 Ohm-m özdirenç değerleri elde edilmiştir.

8. ZEMİNİN MİNERALOJİK ANALİZİ

İnceleme alanındaki Gürpınar formasyonunun killi düzeyleri oluşturan çeşitli seviyelerinde sevilen 25 adet örnek XRD (X-ışını difraksiyon) analizleri yapılmıştır (Zarif 1996). Tüm kayaç analiz sonuçları sonrasında Gürpınar formasyonuna ait killi düzeylerin simektit türü killerce zengin olduğu görülmüş, yapılarda deformasyonların gözlendiği bölgedeki örneklerin kil kısmı ayrılarak kil fraksiyonu çekimi ve son olarak da Etilen Glikol ile doyurulup şişirilen örneklerin XRD analizleri yapılmıştır. Yapılan analizler Gürpınar formasyonuna ait killi seviyelerin bolluk sırasına göre Montmorillonit, illit, Kaolonit, kuvars, kalsit ve plajioklas minerallerinden oluştuğu belirlenmiştir.

9. ZEMİNİN ŞİŞME DAVRANIŞI

Gürpınar formasyonuna ait killi düzeylerin yüzeyinde, zeminde su noksanı olan yaz aylarında kurumaya bağlı olarak geniş ve derin büzülme çatlakları oluşmaktadır. Killi düzeylerin bol fissür, çatlak içermesi, taze yüzeylerine bakıldığında parlak görünümü ve Gremko (1974) gözlemleri dikate alındığında, şişme özelliği yüksek olan kilin belirtecidir. Sondajlardan Gürpınar formasyonuna ait killi

düzeylerden alınan örselenmemiş örnekler üzerinde yapılan ödometre deney sonuçları, şişme basıncının 100-300 kPa (1-3 kg/cm^2) arasında değişen değerlere sahip alanların olduğu göstermiştir (Zarif, 1996). Elde edilen bu deney sonuçları Wayne v.d. (1984) sınıflaması esas alınarak değerlendirildiğinde yapılarda orta ve yüksek hasarların oluşturabileceği sonucuna ulaşılmaktadır.

İnceleme alanında yüksek şişme potansiyeline sahip zeminlerde yapılan bina kazılarının su noksanı olan yaz aylarında yapılması ve zemin yüzey drenaj şartlarının oluşturulmaması, yapılarda şişme ile oluşacak hasara uygun ortam oluşturmaktadır. Wasley (1990)'in belirttiği gibi gerekli önlemler alınmadan bu tip zeminler üzerine yapılan hafif yapılarda önemli hasarlar meydana gelmektedir. İnceleme alanındaki bazı yapılarda oluşan deformasyonlar, Wayne (1984) tarafından temel tasarımında kullanılmak üzere önerilen şişme-deformasyon ilişkisini doğrular sonuçlar vermektedir.

Gürpınar formasyonuna ait zemin örnekleri, Seed vd. (1962) geliştirdiği ampirik bağıntıya göre % 2.1-14.95 ve Lav ve Ansal (1991) göre ise % 1.43-8.21 arasında şişme yüzdesi değerleri aldığı hesaplanmıştır. Her iki ampirik bağıntı sonuçları Wayne (1984) göre değerlendirildiğinde uygun koşullar oluşturulmadan yapılan binalarda şişme basınçları yüzünden orta ve yüksek hasarlarla karşılaşılabileceği sonucu çıkmaktadır.

10. SONUÇ ve ÖNERİLER

Yakuplunun Haramidere'ye bakan yamaçlarında, Gürpınar kilinin simektit türü kil minerallerince zengin, yüksek plastisiteli, aşırı konsolide ve yer yer 300 kPa'la (3 kg/cm^2) varan yüksek şişme potansiyeline sahip olması, yapı stabilitesi açısından dikkate alınması gerekli özellikler dir. Ayrıca zeminin doğal su içeriğinin plastik limit değerine yakın ve altında olduğu kesimlerde su ile çabuk etkileşebileceği ve zeminin şişmesi için uygun ortam yaratılabileceği düşünülerek yapı dizayn ve yapım programı oluşturulması gerekmektedir.

Yapılaşma ile meydana gelecek

Tablo 1- Hacim değişikliği, şişme basıncı ve olası hasar arasındaki ilşki (Wayne v.d.,1984)

Hacim Değişikliği (%)	Şişme Basıncı (kPa)	Olası Hasar
0 - 1.5	0 - 50	Düşük
1.5 - 5	50 - 250	Orta
5 - 25	250 - 1000	Yüksek
>25	>1000	Çok Yüksek

hasarların önlenebilmesi için şişme potansiyeli ve şişme miktarı hakkında detaylı bilgi sahibi olunması ve bu özelliğe etken nedenler belirlenmelidir. Ayrıca uygulanacak iyileştirme metodları ve hafif yapılar için seçilecek yapı temel tiplerini zeminin bu özelliğinin belirlenmesinden sonra seçmek gerekmektedir.

İnceleme alanındaki yapılarda gözlenen deformasyonlar, aşırı konsolide Gürpınar formasyonunun bünye özellikleri ve ortam koşullarının dikkate alınmadan oluşturulan yapılaşma sonrası olmaktadır.

8. KAYNAKLAR

Ergun, U., Nalçakan, M. (1995), Ambarlı doğalgaz anaboru hattı heyelanı, İkinci Ulusal Heyelan Sempozyumu, Adapazarı, s. 185-193.

Keskin, N.S., Yıdırım, H., Acar, C., İlker, R., Ansal, A.M. (1994), Aşırı konsolidasyon oranının zeminlerin şişme davranışına etkisi, Zemin Mekaniği ve Temel Mühendisliği Beşinci Ulusal Kongresi, Ekim, Ankara, s. 70 -76.

Lav, M., A., Ansal, A. M. (1991), Killi zeminlerde şişme basıncının ampirik olarak bulunması, V. Ulusal Kil Sempozyumu Bildiriler Kitabı, Eskişehir, s 318-327.

Lupini, J. F., Skinner, A. E., Vaughan, P. R. (1981), The drained residual strength of cohesive soils, Geotechnique, Vol. 31, No. 2.

Means, R.E., Parcher, J.W. (1963), Physical Properties of Soils, Charles E. Merril Publishing Comp. , Columbia, Ohio, 467 pp.

Mesri, G., Cepeda-diaz, A. F. (1986), Residual shear strength of clays and shales, Geotechnique, Vol. 36, No. 2.

Nayak, N. V., Christensen, R. W. (1971), Swelling characteristics of compacted expansive soils, Clays and Clay Minerals, Vol. 19, No. 4, p. 251-261.

Sağlamer, A. (1991), Doğal gaz boru hattı Marmara denizi girişi heyelanı stabilitenin tekrar sağlanması için alınan önlemler, Türkiye 1. Ulusal heyalan sempozyumu, Trabzon, s. 22 - 37.

Schneider, G.L., Poor, A.R. (1974), The Prediction of Soil Heave and Swell Pressures Developed by an Expansive Clay, Research Report TR-9-74, Construction Research Center, Univ. of Texas.

Seed, H. B., Woodward, R. J.,Lundgreen, R. (1962), Prediction of swelling potential for compacted clays, Journal ASCE, Soil Mechanics and Foundations Div., Vol. 88.

Stround, M.H., Butler, F.G. (1975), The standard penetration test and the engineering properties of glacial materials, Proceeding of a Symposium on Behavior of Glacial Materials, Midland Soul Mechanics Society.

Tezcan, S. vd. (1977), İstanbul Yeni İskan Yöreleri Geoteknik ve Geodinamik Etüdü, Boğaziçi Üniv. İstanbul Belediyesi.

Ülker, R., Yıldırım, H. (1993), Keskin, S.N., Killerin şişme davranışının ön yüklemenin ve minerolojinin etkisi, VI. Ulusal Kil Sempozyumu, s. 323-334.

Van der Merwe, D. H. (1964), The prediction of heave from plasticity index and percentage clay fraction of soils, South African Civil Engr., 6, p. 103-107.

Voigth, B. (1973), Correlation between Atterberg limits and residual shear strength of natural soils. Geotechnique, Vol. 23, No. 2, p. 265 - 267.

Wayne, A. C., Osman, M. A., and Elfatih, M. A. (1984), Construction on expansive soils in Sudan, Journal of construction engineering and management, ASCE, Vol. 1 10, No.3, p. 359-379.

Yıldırım, M., Yıldırım, S., Akgüner, C. (1996), Haramidere-Yakuplu yöresi zemin davranışının yapılardaki temel sistemine etkisi, Süleyman Demirel Üniversitesi IX. Mühendislik Sempozyumu, İnşaat Mühendisliği Bildiriler Kitabı, s. 27-35.

Zarif, İ. H. (1996), Küçükçekmece -Büyükçekmece Gölleri Arasındaki Alanın Yamaç Stabilitesi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Estitüsü, Doktora,141s. (yayınlanmamış).

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1997 SAYI 30 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

İZMİT GENÇ ÇÖKELLERİNİN JEOTEKNİK ÖZELLİKLERİ

İ.Halil ZARİF, Atiye TUĞRUL, Okay GÜRPINAR
İ. Ü, Jeoloji Mühendisliği Bölümü İstanbul / TÜRKİYE

Ferhan TEMEL
Hitit Seramik , İstanbul / TÜRKİYE

ÖZET: *İzmit ilinde, mühendislik yapılarının çoğu, kıyı düzlüğünü oluşturan Kuvaterner yaşlı genellikle tutturulmamış, yer yer gevşek tutturulmuş çökeller üzerinde yer almaktadır. Bu alandaki yapıların, üzerinde oturtulacağı zemine ait jeoteknik parametrelerin önceden belirlenmesi, yapı güvenirliği ve maliyet açısından önem taşımaktadır.*

İzmit Körfezi çevresinde yaygın olarak gözlenen genç çökeller gri-siyah renkli, yer yer kum ve çakıl mercekleri içeren killerden oluşmaktadır. Killerin jeoteknik özelliklerini belirlemek amacıyla altı bölgede detaylı araştırmalar yapılmıştır. Elde edilen verilere göre, İzmit genç çökellerine ait kil düzeyleri temel olma yönünden değerlendirilmiştir. Yapılan değerlendirmeler sonucunda, İzmit genç çökellerine ait normal konsolide kil düzeylerinin taşıma gücünün düşük ve sıkışabilirliğinin yüksek olmasandan dolayı bu killer üzerine oturtulacak mühendislik yapılarında, zemin ıslahı veya derin temel sistemlerinin tercih edilmesi gerekliliği ortaya konulmuştur.

GEOTECNICAL PROPERTIES OF YOUNG SEDIMENTS OF İZMİT

ABSTRACT : *There are generally uncemented, place to place loosely cemented Quaternary aged sediments in the coastal plain of izmit city. In this area, the geotechnical parameters of the soil is of importance for structural safety and cost.*

Young sediments in izmit bay includes sandy or pebbly clay lenses. To determine geotechnical properties of the clay, detailed investigations were carried out in five region. The results were evaluated in terms of foundation properties to the structures. Due to the low bearing capacity of normally consolidated clay layers and the high compressibility, soil treatment or deep foundation systems were suggested for structure built on these clay layers.

1. GİRİŞ

İzmit ilinde, kıyı düzlüğünü oluşturan Kuvaterner yaşlı genellikle tutturulmamış, yer yer gevşek tutturulmuş çökeller üzerinde küçük boyutlu yapılaşma, yerini zemine daha fazla yük aktaran büyük boyutlu yapılaşmaya bırakmaktadır. Bu incelemede, İzmit genç çökellerine ait kil zeminlerin jeoteknik özelliklerini belirlemek amacıyla altı bölgede yapılan 34 adet temel araştırma sondajına ait veriler, arazi ve laboratuvar deney sonuçları ile korele edilerek zemininin jeoteknik özellikleri temel olma yönünden değerlendirilmiştir.

2. JEOLOJİ

İnceleme alanının İzmit Körfezine paralel olan sahil düzlüğü boyunca Kuvaterner yaşlı alüvyonlar bulunmaktadır. Kuzeye doğru gidildikçe Mesozoyik ve Senozoyik'e ait birimler yüzeylenmektedir (Şekil 1).

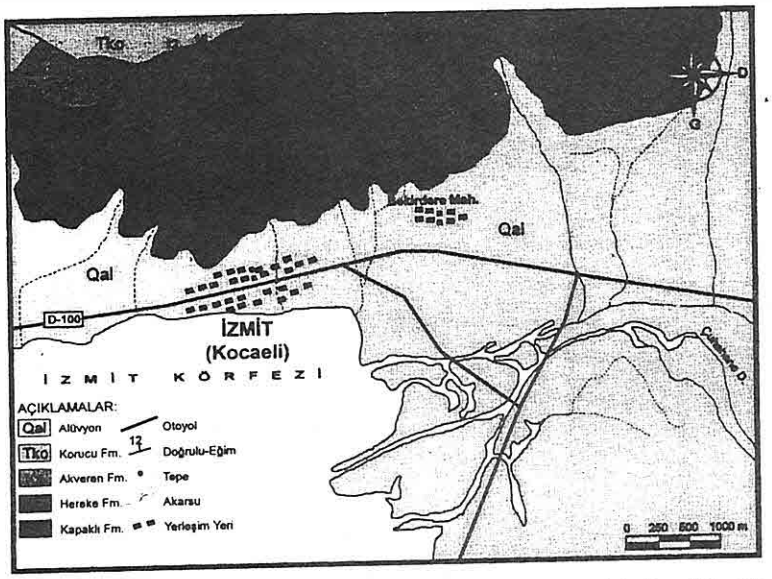
İnceleme alanının en yaşlı kaya birimini Alt Triyas yaşlı çakıltaşı, kumtaşı ve şeyllerden oluşan Kapaklı formasyonu oluşturmaktadır. Kapaklı formasyonu inceleme alanında izlenmeyen Paleozoyik temel üzerine açısal uyumsuz olarak gelmekte, üzerinde ise uyumlu olarak Hereke formasyonu bulunmaktadır. Hereke formasyonu; boz sarımsı ve yer yer kirli kırmızımsı kumtaşı, silttaşı ve marn ardalanmalı olarak başlar ve bunlar üzerine kirli beyaz, grimsi yeşil ve pembemsi yumrulu dolomitik kireçtaşları gelir. Bu formasyon alttaki Kapaklı formasyonunu açısal uyumsuzlukla örtmektedir. Üzerinde ise Akveren formasyonu yine açısal uymsuzlukla bulunmaktadır. Akveren formasyonu beyaz, kirli beyaz, yer yer sarımsı, ince katmanlı, seyrek makro fosilli ve bol mikrofosilli kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu birimin üzerine Korucu formasyonu uyumlu olarak gelmekte ve kirli sarı, kumtaşı, marn ve şeyl ardalanmasından oluşmaktadır. En üstte ise Kuvaterner yaşlı alüvyon bulunmaktadır. İnceleme alanında gri siyah renkli, yer yer kum ve çakıl mercekleri içeren siltli killerle temsil edilmekte, İçinde yer yer yoğun olarak kavkı parçaları bulunmaktadır.

3. ALÜVYONLARIN GENEL KARAKTERİSTİKLERİ

Alüvyal ova 25 metrenin üzerinde siltli kil ve kil katmanlarından oluşmaktadır. Ovadaki alüvyonun üzerinde kalınlığı yer yer 4 metreye ulaşan yapay dolgu malzemesi bulunmaktadır. Her yerde gözlenmeyen ancak şehirleşmenin büyük bir kısmının dolgu malzemesinin üzerinde bulunduğu batı kesimindeki zemin genel özellikleri itibarıyla sert, orta katı kıvam sunmaktadır. İnceleme alanının doğusuna doğru yapay dolgu malzemesinin altında zemin yumuşak-çok yumuşak kıvamdadır.

4. ZEMİNLERİN GEOTEKNİK ÖZELLİKLERİ

İzmit genç çökellerine ait zemin koşullarındaki değişimi ortaya çıkarmak için altı bölgede detay araştırmalar

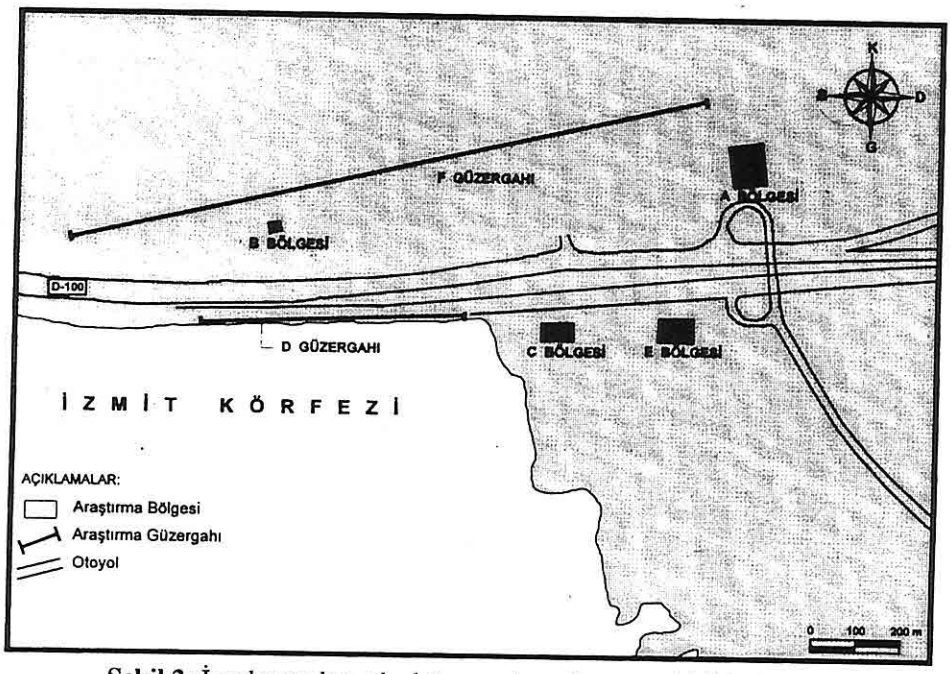


Şekil 1: İnceleme alanı ve dolayının jeoloji haritası (Tk: Kapaklı fm., Th: Hereke fm., Ka: Akveren fm., Tko: Korucu fm., Qoal: Alüvyon)

yapılmıştır (Şekil 2).

A Bölgesi: Zeminin doğal birim hacim ağırlığı, γ_n= 1.79-1.85 t /m^3, doğal su içeriği ise w_n= % 43-81.6 arasında değişmektedir. Birleştirilmiş zemin sınıflamasına göre (Casagrande, 1948) siltli kil zeminin tamamı CH (yüksek plastisiteli kil) grubunda yer almaktadır (Şekil 3). Plastisite indeksi, Ip= %38-56 arasında değiştiğinden Leonards (1962) sınıflamasına göre "Plastik-Çok plastik" tir. Bu killerin kıvam (konsistans) indeksi, Ic= -0.32-0.34 arasında değiştiğinden "Akışkan-Yumuşak" arası kıvama sahiptir. Likitlik indeksi, IL= 0.58-1.55 arasında değişen zemin; Rominger ve Rutlege (1952) ile Means ve Pearcher (1963)'e göre değerlendirildiğinde "Normal Konsolide ve Hassas Kil" sınıfındadır (Şekil 4). Zeminin sıkışma indeksi c_c= 0.2-0.7 arasında değerler aldığından Sowers (1979)'a göre yüksek sıkışabilirlik özelliğine sahiptir. Bu bölgedeki zeminin, konsolidasyonsuz - drenajsız üç eksenli basma deney sonuçlarına göre içsel sürtünme açısı ϕ=0 ve kayma mukavemeti (kohezyon) c=0.60-0.70 kg/cm^2 olarak bulunmuştur.

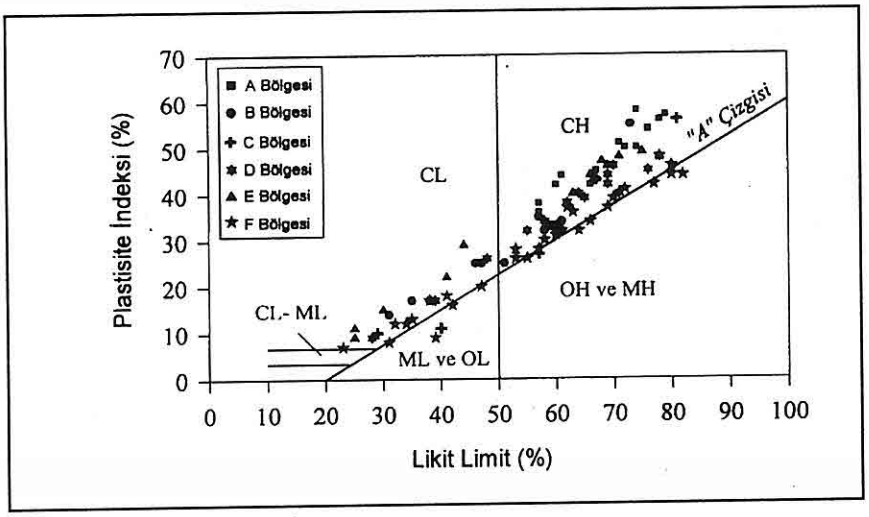
B Bölgesi: Doğal birim hacim ağırlığı, γ_n=1.82-1.88 t/m^3 arasında değişen siltli kil zeminin birleştirilmiş zemin sınflamasına (Casagrande, 1948) göre %27'si CL, %73'ü ise CH türü killerden oluşmaktadır (Şekil 3). Bu alandaki zeminin plastisite indeksi, Ip= %14-35 arasında değiştiğinden Leonards (1962)' ye göre "Az plastik-Plastik" karakterdedir. Kıvam indeksi değerleri Ic= 0.32-0.86 arasında olduğundan



Şekil 2: İnceleme alanında detay araştırmaların yapıldığı bölgeler.

zeminin kıvamı "Yumuşak-Sert" arasında değişmektedir. Doğal su içeriği w_n= %19-46 arasında olup bu değerlerin likit limit değerine çok yakın olmasından dolayı zemin "Normal Konsolide Kil" gibi düşünülebilir. Ancak likitlik indeksi, I_L= 0.22-0.62 arasında değiştiğinden bu değerler Rominger ve Rutlege (1952) ile Means ve Pearcher (1963)'e göre değerlendirildiğinde düşük plastisiteli killerin bir kısmı "Normal Konsolide Kil" bir kısmı "Aşırı Konsolide Kil" karakterindedir (Şekil 4). Bu killerin bulunduğu derinlikler yüzeyden 16 metrenin aşağısındaki kesimler olup inceleme alanının doğusuna doğru yoğunlaşmaktadır. B bölgesinden alınan numuneler üzerinde yapılan konsolidasyon deneylerinden üst düzeylerde yer alan zeminin sıkışma indeksi C_c= 0.2-0.6 arasında değiştiğinden Sowers (1979)'a göre "Orta-Yüksek Sıkışabilir" niteliktedir.

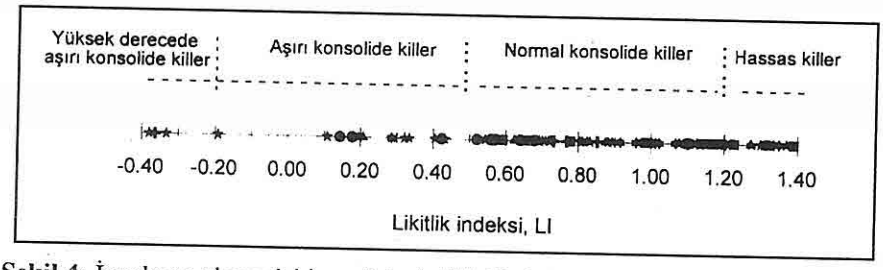
C Bölgesi: Bu alandaki zeminler çok değişken özellik sunmaktadır. Doğal su içeriği, w_n= %25-66 arasında değişen zeminin plastisite indeksi, Ip= %10-56 arasında olup "Az Plastik-Çok Plastik" arasında geniş bir yayılıma sahiptir. Birleştirilmiş zemin sınıflamasına (Casagrande,1948) göre zeminin %60'ı CH, % 20'si CL, % 20'si ise ML-MH sınıfındadır (Şekil 3). Zeminin likitlik indeksi, R_L= 0.40-1.10 arasında değerler aldığından bu bölgedeki zeminler Rominger ve Rutlege (1952) ile Means ve Pearcher (1963)'e göre



Şekil 3: İnceleme alanındaki zeminlerin plastisite kartındaki yeri.

değerlendirildiğinde büyük bölümü "normal konsolide kil" karakterindedir (Şekil 4). Kıvam indeksi değerleri, Ic= -0.10-1.36 arasında olduğundan zeminin 25 metreye kadar olan kesimi akışkan, 25 metrenin altında ise katı (çok sert) kıvamdadır. Sıkışma indisi C_c= 0.2-0.6 arasında olan zemin (Sowers, 1979)'a göre "Orta-Yüksek Sıkışabilir" nitelikte olup bu zeminde yapılan kanatlı kesici deneylerinden kayma mukavemetinin, 0-25 metre arasında 0.2-0.4 kg/cm^2, 25-30 metreler arasında ise 0.5-0.8 kg/cm^2 olduğu belirlenmiştir.

D Bölgesi: Doğal birim hacim ağırlığı γ_n=1.47-1.97 t/m^3 değerleri arasında değişen zeminin birleştirilmiş zemin sınıflamasına (Casagrande, 1948) göre %20'si CL, %80'i CH sınıfındadır (Şekil 3). Likitlik indeksi değerleri IL= -0.40-1.62 arasında değişen zemin Rominger ve Rutlege (1952) ile Means ve Pearcher (1963)'e göre değerlendirildiğinde, büyük kesimi normal konsolide killerden oluşmaktadır (Şekil 4). Normal konsolide olan killerin sıkışma indisi C_c= 0.2-0.7 arasında değişen değerler aldığından Sowers (1979)'a göre "Orta-Yüksek Sıkışabilir" niteliktedir. Kıvam indeksi Ic= -0.34-0.48 arasında olduğundan "Akışkan- Yumuşak" kıvamlıdır. Plastisite indeksi Ip=%9-48 arasında değerler almakta ve bu değerler Leonards (1962)'ye göre değerlendirildiğinde "Az Plastik-Çok Plastik" özelliktedir. Drenajsız- konsolidasyonsuz üç eksenli basma deneyi sonuçlarına göre, yüzeyden derinlere doğru kohezyonun c=0-0.53 kg/cm^2, içsel sürtünme açının ise ϕ=0-15 derece arasında değiştiği belirlenmiştir. Bu veriler de yüzeyden derine doğru konsolidasyon derecesinin arttığını göstermektedir.



Şekil 4: İnceleme alanındaki zeminlerin likitlik indeksi'ne göre değerlendirilmesi.

E Güzergahı: Doğal birim hacim ağırlığı, γ_n=1.61-2.01 t/m^3 arasında değişen zeminin birleştirilmiş zemin sınıflamasına (Casagrande, 1948) göre % 45'i CL, % 55'I ise CH türü killerden oluşmaktadır (Şekil 3). Doğal su içeriği W_n= % 21-69 arasında değişen değerler alan zeminin likitlik indeksi, IL= -0.53-1.21 arasında olup bu değerler Rominger ve Rutlege (1952) ile Means ve Pearcher (1963)'e göre değerlendirildiğinde büyük çoğunluğu normal konsolidedir (Şekil 4). Plastisite indeksi Ip= % 9-49 arasında değişen değerler aldığından Leonards (1962)'ye göre değerlendirildiğinde "Az Plastik-Çok Plastik" karakterdedir. Kıvam(konsistans) indeksi Ic=-0.27-0.38 arasında olup, bu veriler değerlendirildiğinde zeminin 10.50 metreye kadar olan kısmı "çok yumuşak", 10.50-22.50 metreler arasındaki kesimi "Yumuşak", 36 metreden sonra ise "Çok Katı Kıvam" da olduğunu göstermektedir. Sıkışma indeksi C_c=0.2-0.9 arasında olan ve Sowers (1979)'a göre "Orta-Yüksek Sıkışabilir" nitelikte olan zeminin konsolidasyonsuz-drenajsız üç eksenli basma deneyinden, kohezyonu c=0.2-1.49 kg/cm^2, içsel sürtünme açısı ise ϕ= 0-1 derece olarak bulunmuştur.

F Güzergahı: Bu güzergah boyunca yer alan zeminlerin doğal birim hacim ağırlığı, γ_n=1.60-2.18 t/m^3 arasında değişen değerler almaktadır. Doğal su içeriği, W_n= % 15-67 arasında değişmektedir. Zeminin birleştirilmiş zemin sınıflamasına (Casagrande, 1948) göre % 24' ü CL, % 59'u CH, % 10'u ML ve %7'si ise MH sınıfındadır (Şekil 3). Likitlik indeksi, I_L= -0.32-1.39 olan zemin Rominger ve Rutlege (1952) ile Means ve Pearcher (1963)'e göre değerlendirildiğinde; üst seviyelerinin normal konsolide karakter sunmasına karşılık batıda yüzeyden 18 metre aşağıda rastlanılan aşırı konsolide kil düzeylerine, doğuya gidildikçe 30 metrenin altındaki seviyelerde rastlanılmaktadır (Şekil 4). Bu bölgedeki kilin sıkışma indeksi, C_c=0.4-0.75 arasında değerler almakta ve bu değerler Sowers (1979)'a göre değerlendirildiğinde "Yüksek Sıkışabilir" nitelikte olduğu görülmektedir. Serbest basma dayanımı, q_u=0.14-1.67 kg/cm^2, konsolidasyonsuz-drenajsız üç eksenli basma deney sonuçlarına göre

kohezyonu, c=0.24-0.45 kg/cm^2, içsel sürtünme açısının ϕ=0-18 derece arasında değişen değerler aldığı saptanmıştır.

5. İNCELEME ALANININ GENEL DEĞERLENDERMESİ

İnceleme alanında yer alan altı bölgedeki sondajlarda yapılan arazi deneyleri ve bu sondajlardan alınan örselenmiş ve örselenmemiş örnekler üzerinde yapılan laboratuvar deneyleri sonucuna göre zemin koşullarının değişimi değerlendirilmiştir. Deniz kıyısına yakın olan C, D bölgeleri ve E güzergahında "Normal Konsolide Kil"ler bulunmaktadır. Bunun yanında denizden yaklaşık 600 metre uzaklıkta olmasına rağmen, yeraltısuyu seviyesinin yüzeye yakın olması ve yapılaşmanın olmaması sonucu bu alandaki killer normal konsolide ve hassas kil davranışı sunmaktadırlar. İnceleme alanının en kuzeyinde bulunan F Bölgesi boyunca yapılan sondajlarda, bölgenin batı kesiminde yüzeyden 18 metre, doğuya doğru 30-40 metreye ulaşan derinliklerde aşırı konsolide killere rastlanılmıştır. Aşırı konsolide kil özelliğinde olan bu killerin büyük kısmı CL sınıfındadır. F güzergahının verileri batı kısmında bulunan B bölgesinin verileri ile uyum içinde olup bu bölgede 25 metrenin altındaki kesimler de aşırı konsolide kil karakterindedir (Şekil 5a ve b).

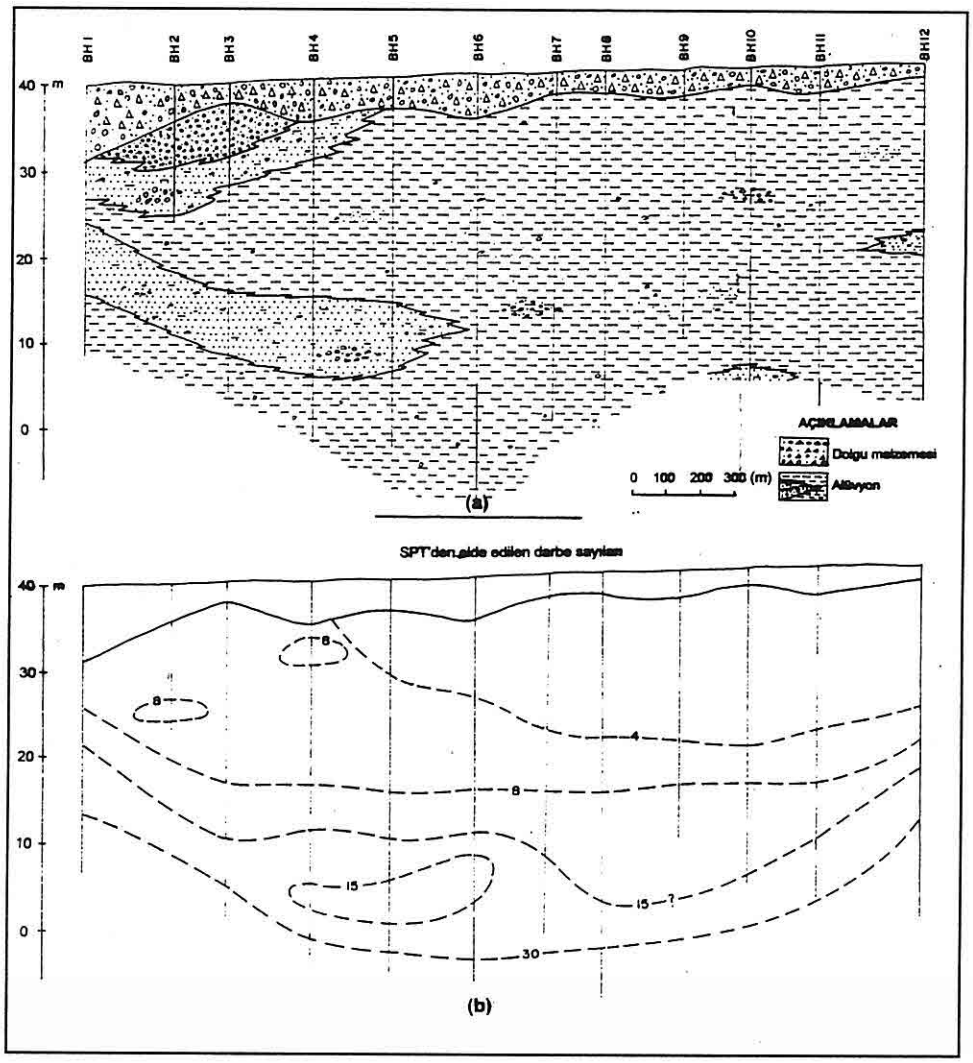
Altı bölgede yapılan çalışmalar sonucunda, denizin doldurulması sonucu kazanılan ve daha önce bataklık koşullarının hakim olduğu alanlardaki zeminlerin yüzeyden 30-40 metreye kadar normal konsolide kil karakterinde olduğu ve inceleme alanının batısına doğru bu düzeyin daha yukarılara çıktığı saptanmıştır.

6 . ZEMİNLERİN TEMEL OLMA AÇISINDAN DEĞERLENDİRİLMELERİ

İnceleme alanının büyük bir kısmının yüzeyi inşaat atığı malzemelerden oluşan yapay dolgu tabakası ile kaplıdır. Uygun koşullarda sıkıştırılmamış olan bu malzeme üzerine yapı yapılması yapı stabilitesi bakımından sakıncalıdır. Yapının dolgu tabakasına tattırılması veya dolgunun kaldırılarak kontrollü olarak serilip inşaa edilmesi durumunda ise alttaki mevcut yumuşak ve normal konsolide kildeki oturmaların yapıya zarar vermiyecek sınırlara inmesi için uzun bir süre beklenmesi gerekecektir. Dolayısıyla inceleme alanında uzun süreli yapım programları için zemin ıslahı, kısa süreli yapım programları için de derin zemin temel uygulaması çözüm olabilir.

7. SONUÇ VE DEĞERLENDİRME

İnceleme alanındaki zeminlerin yüzeyinin büyük kısmı inşaat artığı malzemeleriyle kaplıdır ve genel olarak yüzeyin 30-40 metre altına kadar çok yumuşak kıvamda olup taşıma gücü azdır. Yerleşimin yoğun olduğu batıdan doğuya gittikçe daha yüksek su içeriğine sahip CL-CH türü siltli kil zemin bulunmaktadır. Zeminin bu özellikleri özellikle çok katlı ve zemine aşırı yük



Şekil 5: **a-** F Bölgesine ait jeoloji enine kesiti, **b-** SPT deneylerinden elde edilen darbe sayılarına göre hazırlanmış jeoteknik profil.

aktaran yapı türlerinde derin temel uygulamasını zorunlu hale getirmektedir. Bu uygulamayla yüksek miktarda oturmalarla karşılaşılamayacağı gibi zemin değişkenliğinden kaynaklanan farklı oturmalar oluşmayacaktır.

İzmit körfezi çevresindeki güncel çökellerin temel olma açısından değerlendirilmesi yapılırken, Kuzey Anadolu Fay Zonunun yakınlığı, zemin özelliklerinin düşey ve yanal yöndeki değişimi, yeraltı su seviyesinin derinliği dikkate alınarak sıvılaşma potansiyelini belirleyici çalışmalar yapılmalıdır.

8. KAYNAKLAR

Casagrande, A., 1948, Classification and identification of soils, Transaction, American Society of Civil Engineers, Vol. 113, pp.901-930.

Leonards, G.A., 1962, Foundation Engineering, Mc Graw-Hill, New York.

Means, W.E. and Parcher, J.V., 1963, Physical Properties of soils. Charles E. Merril Publ. Co., Columbus, Ohio, 476p.

Rominger, J.F. and Rutledge, P.C., 1952, Use of soil mechanics data in correlation and interpretation of Lake Agassiz sediments, J. Geol., 60, 2: 160-180.

Sowers, G.F., 1979, Introductory Soil Mechanics and Foundations, 4th Ed., Collier Mc Millan International Edition, McMillan Publishing Company, New York.

Temel, F., 1996,İzmit Genç Çökellerinin Jeoteknik İncelemesi, İst. Üniv. Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans tezi, 38 sayfa.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1997 SAYI 30 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE

TARSUS YÖRESİ (ADANA HAVZASI) ÜST TERSİYER-KUVATERNER İSTİFİNİN MİKROPLEONTOLOJİK (PLANKTİK FORAMİNİFER, OSTRAKOD VE NANNOPLANKTON) İNCELEMESİ

Atike NAZİK
Ç.Ü. Müh-Mim. Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü- Adana
Vedia TOKER
A.Ü.Fen Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü- Ankara,
Muzaffer ŞENOL
ZER Ltd. Şti., Cemalpaşa mah., 1.sok., Öğretmenler sitesi, B/20- Adana
Güldemin ÖĞRÜNÇ
Ç.Ü. Müh-Mim. Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü- Adana

ÖZET: *Bu çalışmanın amacı; Adana Havzasında Geç Miyosen -Pliyosen geçişindeki jeolojik olayları çeşitli fosil gruplarının incelenmesiyle ve sedimantolojik verilerle ortaya koymaktır. Araştırma Geç Tersiyer-Kuvaterner yaşlı çökellerde yapılan Tarsus sondajının 10 düzeyine ait birimlerden derlenen örnekler üzerinde gerçekleştirilmiştir.*

Örnekler, 846 metrelik sondajın ancak karot alınabilen seviyelerinden derlenmiştir. Sondajın 598-185 m'ler arası kiltaşı, marn; 182-0.5 m'ler arası yer yer kil, silt arakatkılı kum ve yakıllı birimler, 0.5-0 m'ler arası ise bitkisel topraktan oluşmuştur.

Yapılan paleontolojik incelemelerle 15 planktik foraminifer, 27 nannoplankton ve 10 ostrakod türü saptanmıştır. Bu fosil topluluğuna ve birimlerin litolojik özelliğine göre istifte kronostratigrafik olarak 3 seviye ayırtlanmıştır. Bunlar; Akdeniz bölgesinde lago-mare fasiyesi olarak bilinen kaspi-brahik ostrakodlardan ***Cyprideis'*** *in bulunduğu, nannoplanktonlardan* ***Discoaster icarus*** *Stradnerin karakterize ettiği üst Messiniyen; brahik ve sığ deniz ostrakodlu,* ***Pulleniatina primalis*** *Banner and Blow,* ***Sphaeroidinellopsis seminulina*** *(Schwager),* ***Globigerinoides obliquus extremus*** *Bolli ile belirlenen ve* ***Discoaster brouweri*** *Tan' ın son görünümü ile üst sınırı çizilen Pliyosen ile üstte östatik hareketlerin etkin olduğu ve taşınmış fosillerin de yer aldığı Pleyistosen'dir. Belirlenen bu düzeyler diğer Akdeniz ülkelerinden Vera Havzası (İspanya), Sicilya ve Tirreniyen Havzası (Italya), Yunan Adaları, Gabes Körfezi (Tunus) ve Kıbrıs ile benzerlik göstermektedir.*

MICROPALEONTOLOGICAL INVESTIGATION (PLANKTIC FORAMINIFERA, OSTRACODA AND NANNOPLANKTON) OF UPPER TERTIARY-QUATERNARY SEQUENCES, TARSUS REGION (ADANA BASIN)

ABSTRACT: *The main aim of this study is to investigate geological events around*

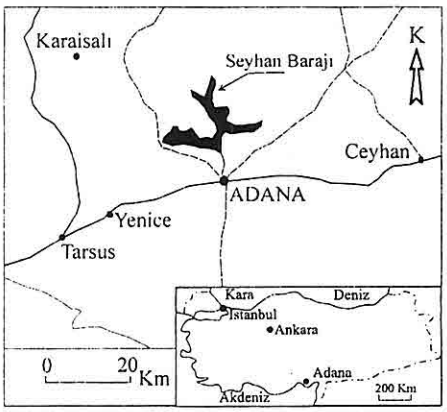
the late Miocene-Pliocene boundary using sedimentological and fossil data. For this purpose, 10 samples were collected from a drilling site in the Tarsus region (Adana Basin) which has been drilled through the Late Tertiary-Quaternary sedimentary succession.

Samples have been taken from only cores comprising a total depth of 846 m. Between 598-185 m the sediments consist of marls and claystone intercalations; while between 182-0.5 m there are clay-silt intercalated sand and gravel units; the uppermost 0.5 m of this log is a rich soil.

15 planktic foraminifers, 27 nannoplankton and 10 ostracods species have been determined in our paleontological study. Based on these identified fossil assemblages and on some lithological features, 3 chronostratigraphical levels have been described. These are: an Upper Messinian unit, corresponding to lago-mare facies in the Mediterranean area, which is characterized by ***Discoaster icarus*** *Stradner from nannofossils and* ***Cyprideis*** *from caspi-brackish ostracodes; next, the Pliocene is characterized by brackish and shallow marine ostracodes, and such planktic foraminifers as* ***Pulleniatina primalis*** *Banner and Blow,* ***Sphaeroidinellopsis seminulina*** *(Schwager),* ***Globigerinoides obliquus extremus*** *Bolli, plus the nannoplankter* ***Discoaster brouweri*** *Tan; the Pleistocene contains some reworked fossils from older deposits and provides evidence of eustatic sea-level fluctuations. All these chronostratigraphical levels accord with other Mediterranean sequences such as the Vera Basin(Spain), Sicily and Tyrrhenian Basin (Italy), the Greek Islands, Gabes Strait (Tunisia) and Cyprus.*

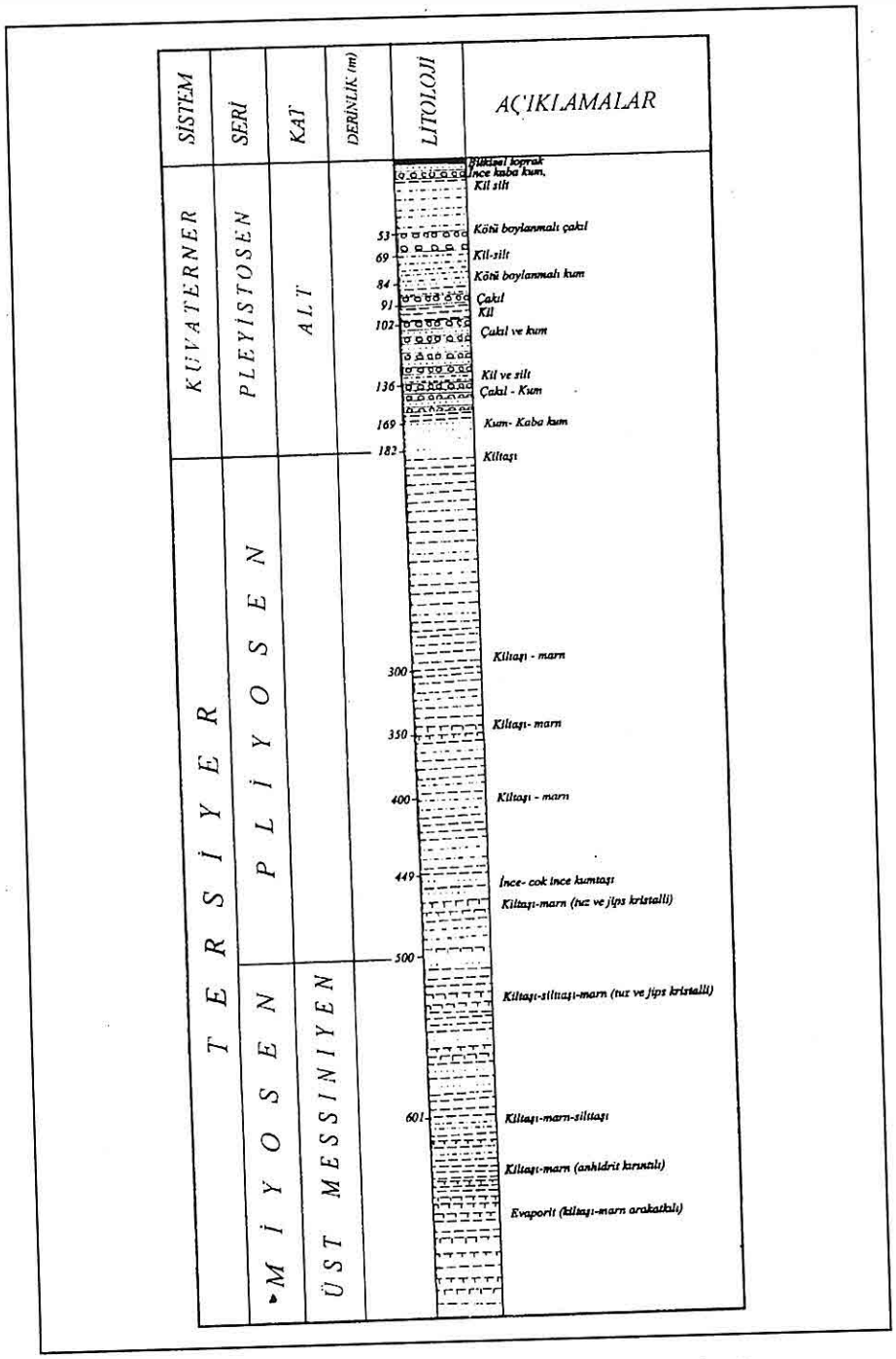
1.GİRİŞ

Araştırma; Adana-Tarsus yolu üzerinde Tarsus'a 3 km yakınlıkta açılan bir sondaj kuyusunun (Şekil 1) değişik düzeylerinden elde edilen çökellerin fosil içeriğini (planktik foraminifer, ostrakod, nannoplankton) belirlemek, bu fosillerin belirlediği zaman aralığında paleoekolojik koşulları açıklamak üzerine kurulmuştur.



Şekil 1. Yerbulduru Haritası

Adana Havzasında sedimantolojik ve paleontolojik amaçlı çok sayıda jeolojik çalışma (Schmidt,1961, İlker, 1975; Yetiş



Şekil 2. İnceleme Alanı Üst Tersiyer-Kuvaterner İstifi

ve Demirkol, 1986; Yetiş, 1988; Gürbüz, 1993; Ünlügenç, 1993 vb.) gerçekleştirilmiştir. Adana Havzası Tersiyer istifinin stratigrafisi kurulurken yapılan yaşlandırmalarda fosillerden büyük ölçüde yararlanılmış, ancak Geç Miyosen zaman aralığına ait yaşlandırmalar daha çok stratigrafik konuma göre yapılmıştır. Bu sondajdan alınan örneklerin paleontolojik çalışılması ile Öğrünç (1996)' nın çalışmaları birleştirilerek Adana Havzası Geç Tersiyer-Kuvaterner istifi için kesin yaşlandırmalar yapılabileceği ortaya konulmuştur.

İnceleme alanında yapılan sondaj sırasında karot alınabilen ve özellikle makro olarak fosillerin görüldüğü düzeylerden 10 örnek derlenmiştir. Örneklerdeki tane fosilleri (ostrakod ve planktik foraminifer) elde etmek için yıkama, nannoplanktonlar için preparat yöntemi kullanılmıştır.

2. LİTOLOJİK ÖZELLİKLER

Tarsus kuyusundan elde edilen litolojik verilere göre Geç Tersiyer-Kuvaterner istifi içinde farklı düzeyler saptanmıştır (Şekil 2). Bunlar;

a) Evaporit

Sondajın 600 m'den sonra olan seviyelerinde kiltaşı arakatkılı evaporitler bulunmaktadır. Evaporitlerle arakatkılı olan kil katmanları 1-7 cm kalınlıkta ve killerin içinde evaporit parçaları bulunmaktadır.

b) Kiltaşı, marn, silttaşı

601-500 m' ye kadar kiltaşı, marn, silttaşı ardalanımı izlenmektedir. 500-450 m'ler arasında kumtaşı-silttaşı-kiltaşı-marn gözlenmektedir. Tuz, jips, anhidrit kristallidir. Yer yer küçük gastropod kavkılıdır.

c) Kiltaşı-marn

450-182 metreye kadar kiltaşı, marn hakim olup, nemli iken az tutturulmuş, kuru iken sıkı tutturulmuş, laminalı, küçük boyutta ve ince kavkılar halinde lamelli, gastropodlu ve tuz tatlıdır.

d) Çakıl, kum

182-0 metreler arasında kaba kum, çakıllı seviyeler hakim olup, yer yer kil, silt birimleri arakatkılıdır. Kırıntıların % 70' ini çeşitli renklerde kristalize kireçtaşları, % 20' sini Miyosen yaşlı kireçtaşından türeme malzeme oluşturmaktadır. Çakıllar kötü boylanmalıdır.

3. FOSİL TOPLULUKLARI

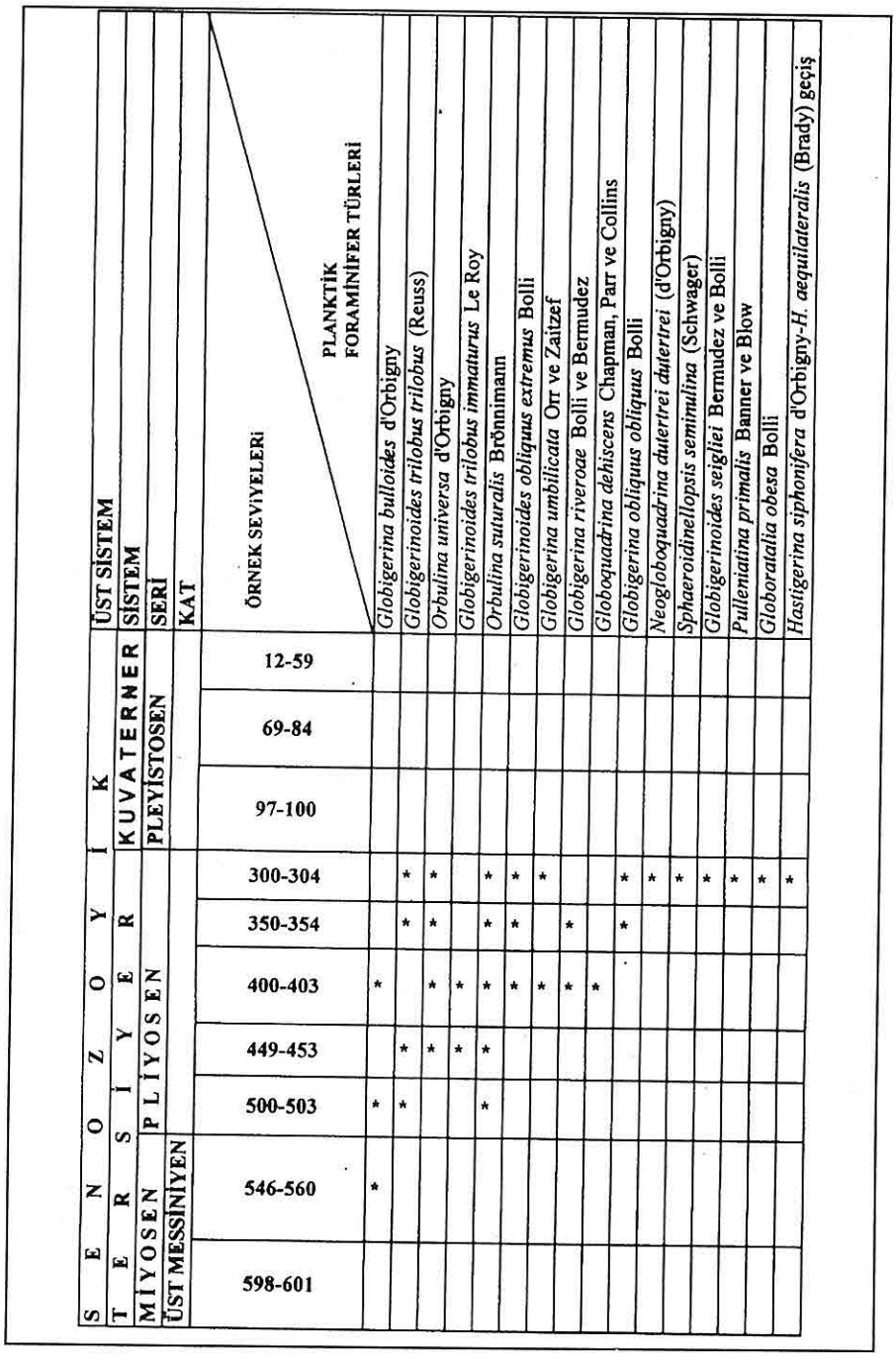
Çalışmada örneklerin ostrakod, planktik foraminifer ve nannoplankton içeriği incelenmiştir. Bu fauna ve flora gruplarının özellikleri aşağıda belirtilmiştir. Çizelge 1, 2 ve 3' te planktik foraminiferler, ostrakodlar ve nannoplanktonlar yapılan sondaj sırasında örneklerin alındığı metreler baz alınarak alttan üste doğru sıralanmıştır.

a)Ostrakodlar

Jipslerin üst düzeylerinde ve onların üstündeki seviyelerde hakim cins **Cyprideis** olup, Çizelge 1'de verilen ostrakodlar saptanmıştır. Akdeniz Bölgesinde yaygın olan ve çok iyi bilinen "Lago-mare" biyofasiyesi Geç

SENOZOYİK				ÖRNEK SEVİYELERİ / OSTRAKOD TÜRLERİ	*Cyprideis sublitoralis* Pokorny	*Cyprideis heterostigma* Reuss	*Cyprideis torosa* (Jones)	*Heterocypris salina* (Brady)	*Ilyocypris* sp.	*Carinocythereis carinata* (Roemer)	*Aurila freudenthali* Sissingh	*Xestoleberis glabrescens* Reuss	*Loxoconcha variesculpta* Ruggieri
ÜST SİSTEM													
SİSTEM													
SERİ													
KAT													
TERSİYER	KUVATERNER			12-59									
				69-84									
				97-100									
	PLİYOSEN			300-304									
				350-354									
				400-403	*	*	*	*	*	*	*	*	*
				449-453	*	*	*						
				500-503		*							
	MİYOSEN	ÜST MESSİNİYEN		546-560	*	*							
				598-601									

Çizelge 1. Üst Tersiyer-Kuvaterner İstifinde Ostrakodların Dağılımı



SENOZOYİK				ÜST SİSTEM
TERSİYER		KUVATERNER		SİSTEM
MİYOSEN	PLİYOSEN	PLEYİSTOSEN		SERİ
ÜST MESSİNİYEN				KAT

ÖRNEK SEVİYELERİ / PLANKTİK FORAMİNİFER TÜRLERİ	598-601	546-560	500-503	449-453	400-403	350-354	300-304	97-100	69-84	12-59
Globigerina bulloides d'Orbigny		*	*		*					
Globigerinoides trilobus trilobus (Reuss)			*	*		*	*			
Orbulina universa d'Orbigny				*	*	*	*			
Globigerinoides trilobus immaturus Le Roy				*	*					
Orbulina suturalis Brönnimann			*	*	*	*	*			
Globigerinoides obliquus extremus Bolli					*	*	*			
Globigerina umbilicata Ott ve Zaitzef					*		*			
Globigerina riveroae Bolli ve Bermudez					*	*				
Globoquadrina dehiscens Chapman, Parr ve Collins					*					
Globigerina obliquus obliquus Bolli						*	*			
Neogloboquadrina dutertrei dutertrei (d'Orbigny)							*			
Sphaeroidinellopsis semimulina (Schwager)							*			
Globigerinoides seigliei Bermudez ve Bolli							*			
Pulleniatina primalis Banner ve Blow							*			
Globoratalia obesa Bolli							*			
Hastigerina siphonifera d'Orbigny-*H. aequilateralis* (Brady) geçiş							*			

Çizelge 2. Üst Tersiyer-Kuvaterner istifinde planktonik foraminifer'lerin dağılımı.

| ÜST SİSTEM | | |

Toscana Havzasında en Geç Messiniyen ve en Erken Pliyosen tortulları olan marnlar içinde saptanmıştır. Bu arada litolojik olarak herhangi bir farklılık yoktur (Bassio vd.,1978; Cita vd. 1980'den). Gabes körfezinde yapılan Ashart I kuyusundan alınan verilere göre Geç Miyosen'in üst seviyelerinde 127 m kalınlıkta marn, jips tabakaları ve yumuşak ince jipsli kumtaşlarından oluşan evaporitik / brahik çökeller olduğu tespit edilmiştir (Qued bel Kadim formasyonu). Bu birimin çökelleri "Messiniyen Tuzluluk Krizi" sırasında gelişmiştir (Bonaduce vd., 1992). Bu çalışmada da kuyu verilerinden elde edilen bilgilere göre benzer litolojik devamlılığın olduğu belirlenmiştir (Şekil 2).

b)Planktik Foraminiferler

Çalışmaya konu olan sondajda planktik foraminiferlerin dağılımı Çizelge 2'de verilmiştir.

540-400'üncü metreler arasındaki birimlerde ostrakodlarla beraber görülen planktik foraminiferler, 300'üncü metreye kadar oldukça bol olarak bulunmaktadır.

Örneklerimizde **Globigerina**, **Globigerinoides**, **Orbulina** ve karensiz **Globorotalia**' nın türleri sayıca fazladır. Bu topluluğun benzer bulunduğu yer Pliyosen marnları içinde Vera Baseni Cuevas del Almanzaro kesitinde saptanmıştır. Miyosen jipslerini üzerleyen "lago-mare" biyofasiyesi ve pelajik oozların bulunduğu erken Pliyosen Sicilya'da Trubi formasyonunda gözlenmiştir. Gabes körfezinde en üst evaporitik üst Miyosen tortullarını Pliyosen'in açık deniz çökelleri izler (Raf Raf formasyonu). Bu birim killerden oluşmakta ve yapılan analiz sonucunda normal deniz ortam şartlarına geçildiğini göstermektedir (Bonaduce vd, 1992).

Örneklerimizde yukarıda verilen topluluğun sayıca az görünmesine karşılık **Pulleniatina** ve **Sphaerodinellopsis** cinsleri de eşlik etmektedir. **Pulleniatina** cinsi ısıya en fazla duyarlı olan planktik foraminiferlerden biridir. Bu faktör stratigrafik ve coğrafik olarak yayılımını etkiler. Bu cins tropikal ve subtropikal sularda yaşar. Karayib, Meksika Körfezi ve Atlantik Bölgesi'nde Erken ve Orta Pliyosen'i karakterize eder. **Pulleniatina** Atlantik Bölgesi'nde Erken Pliyosen'de **Globorotalia margaritae margaritae** Altzonunda, **Pulleniatina primalis** Banner ve Blow olarak bütün kesitlerde gözlenmekte ve aynı altzon içerisinde kısa bir süre sonra yokolmaktadır (Bolli ve Saunders, 1985). Atlantik Bölgesine ait olan **Pulleniatina primalis** Banner ve Blow türü yaptığımız çalışmada Messiniyen Tuzluluk Krizi ürünü olan jipslerin üzerindeki killi birimler içinde bulunmuştur. Dolayısıyla bu düzeylerin de Erken Pliyosen'e ait olduğunu göstermektedir. Bu düzeylerde örneklerimizde bol olarak bulunan planktik foraminiferlerden **Globigerinoides obliquus extremus** Bolli Pliyosen derin deniz çökellerinde nannoplanktonlardan **Discoaster brouweri** Zonu'nun alt bölümüne karşılık

gelen bir düzey de bulunmaktadır (Cita, 1973).

c.Nannoplanktonlar

Nannoplanktonlar, ısı, tuzluluk ve yüzey suyu temizliği, coğrafik oluşum, mevsimsel değişimler ve akıntılara bağlı gelişim ile bolluk gösterirler. Havzanın paleoiklimi, paleoekolojisi, paleooşinografisi hakkında bilgi verirler. Kuvaterner'de Akdeniz'de Nannoplanktonların evolusyonları belirlenmiştir (Golovina vd., 1994). Akdeniz Kuvaterner nannoplankton çalışmaları; Raffi ve Rio, 1979; Raffi ve Sprovieri, 1984; Rio, Sprovieri ve Raffi, 1984; Parisi ve Erba ve Cita, 1987; Golovina, Kourenkova, Krasheninnikov, 1997 tarafından detaylı olarak yapılmıştır.

Akdeniz'de havzanın coğrafik oluşumu termohalin sirkülasyonlarla bağlantılıdır. Batı ve Doğu Akdeniz'de kendilerine has akıntılar vardır; buharlaşma, ısı ve tuzlulukta farklılıklar gösterir. Batı Akdeniz'de Atlas Okyanusu etkisi fazlayken, Doğu Akdeniz'de okyanus etkisi az olup sapropel ardalanmaları sıktır. Tuzluluk da Batı Akdeniz'den azdır. Akarsular ve Nil nehri Akdeniz'e bolca su verir. Bu rejim farklılığı Batı ve Doğu Akdeniz nannofosil topluluklarında bazı farklılıklar görülmesine neden olmuştur.

Keza bu çalışmada nannoplanktonların Doğu Akdeniz topluluğu olduğu izlenmektedir.

Geç Messiniyen

601-546 m arasındaki çökellerde **Discoaster icarus** türü tanımlanmıştır ve bu türün yayılımı Messiniyen'dir (Perch-Nielsen, 1985). Ekolojik faktörlere bağlı bir tür olan **Coccolithus pelagicus** ise oldukça fazla fert sayısıyla temsil edilmiştir. Ilıman kuşağın serin sularında ve boreal alanda çok sayıda fert ile temsil edilen bu tür, örneklerde çok fertle belirlenmiştir. Bu da yörenin, Geç Messiniyen'de ılıman kuşağın serin sularıyla kaplı olduğunu göstermektedir.

Pliyosen

503-300 m arasındaki çökellerin Pliyosen'e ait olduğu **D. icarus**'un görünmemesiyle anlaşılmaktadır. Pliyosen'in üst sınırı tüm Akdeniz'de **Discoaster broweri**'nin son görünümüyle belirlenmektedir. Pliyosen çökellerinin tabanında **Coccolithus pelagicus** türü fert sayısı oldukça fazla iken orta düzeylerde bir azalma ve üstte de yeniden bir artış gözlenmektedir. Bu durum Pliyosen'in tabanında serin suların, ortasında ılık suların ve üst seviyelerde yeniden serin suların yöredeki varlığını ortaya koymaktadır. Ayrıca, Pliyosen'in orta seviyelerinde su ısısının artışını gösteren bir cins olan **Syracosphaera**'da izlenmektedir.

Alt Pleyistosen

100-12 m arasındaki çökellerin Alt Pleyistosen oluşu **D. brouweri**'nin bulunmayışı ile kesin olarak belirlenmektedir. Pliyosen / Pleyistosen sınırı tüm Akdeniz'de **Discoaster brouweri**'nin son görünümü ile çizilmektedir. **C. pelagicus** fert sayısı

azalması Pliyosen'e göre daha sıcak bir denizin yörede yayılımlı olduğunu da göstermektedir.

SONUÇLAR

Adana Havzası üst Tersiyer-Kuvaterner istifinin mikroplaeontolojik incelemesi sırasında planktik foraminifer, nannoplankton ve ostrakodlar incelenmiştir. Bu fauna ve flora gruplarının gösterdiği ortam şartları ile litolojik veriler değerlendirilmiş, Akdeniz ülkelerinde yapılan çalışmalarla karşılaştırılmış ve aşağıdaki sonuçlara varılmıştır.

a) Akdeniz bölgesinde Erken Messiniyende çökelmiş evaporitlerin üzerinde bulunan Geç Messiniyen yaşlı Lago-mare biyofasiyesi ostrakod ve nannoplanktonlarla saptanmış, Geç Miyosen ise nannoplanktonlardan **Discoaster icarus** türü ile belirlenmiştir.

b)İnceleme alanında yeralan ince taneli kumtaşı, silttaşı ve marnların içermiş olduğu planktik foraminiferler (**Pulleniatina primalis**, **Globigerinoides obliquus extramus**, **Sphaerodinellopsis**) ve nannoplanktonlardan **Discoaster icarus**'un son görünümü ile Pliyosen başlamış ve **Discoaster broweri**'nin son görünümü ile Pleyistosen'e geçilmiştir.

c)Evaporitik çökeller sıcak iklimi gösterirken bu çökellerin üzerinde yer alan birimlerde **Coccolithus pelagicus** türünün gözlenmesi Geç Messiniyende yörede ılıman iklim kuşağının varlığını yansıtmaktadır. Bu düzeyin üzerine gelen Pliyosen yaşlı ince taneli birimlerde, adı geçen türün alt seviyelerde sayısının artması ortamda serin suların olduğunu, orta seviyelerde azalması ve **Syracosphaera** cinsinin varlığı ılık suları ve tekrar üst seviyelerde bu türün azalması su ısısının düştüğünü göstermektedir.

KAYNAKLAR

Bolli, H. M. ve Saunders, J., 1985., Oligecene to Holocene low latitude planktic foraminifera, Plankton Stratigraphı, Edited by M. Bolli, John B. Saunders, K. Perch-Nielsen 155-236,328 s., Cambridge.

Bonaduce, G., Ruggieri, G., Russo, A ve Bismuth, H., 1992. Late Miocene Ostracods From the Ashart 1 Well (Gulf of Gabes, Tunisia), Bıllettino delta Socreta Paleontologica Italiana, 31 (1), 3-93, Mucchi, Modena,

Cita, M. B., 1973. Pliocene Biostratigraphı and Cronostratigraphy Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume XIII, Part2, California,

Cita, M.B., Vismara, A.S. ve Bassio, A., 1980. XII. Stratigraphy and Paleoenvironment of the Cuevas Del Almanzora Section (Vera Basın) A Reinterpretation, Rivista Itallana di Paleontologia e stratigrafia, Vol. 86, n. 1, pp.215-240, Milano.

Golovina, L.A., Kourenkova, V.G. and Kraskeninnikov, V.A., 1994. Planktonic Foraminifera and Nannoplankton of the Late Quaternary Sediments of the Eastern Mediterranean (Lavantine Sea)

and position of the sapropel horizons. In. V.A. Krasheninnikov and J.K. Hall (Eds), Geological structure of the North-Eastern Mediterranean. p. 163-184.

Gürbüz, K., 1993. Identification and Evolution of Miocene Submarine Fans, in the Adana Basin, Turkey. Ph.D. Thesis, Univ. of Keele, 327 p.

İlker, S., 1975. Adana Baseni kuzeybatısının Jeolojisi ve petrol olanakları: TPAO Arama Arşiv. NO: 973, 63 s. Ankara (yayımlanmamıştır)

Öğrünç, G., 1996. Yenice (Tarsus) kuzeyi Neojen istifinin mikropaleontolojik incelemesi ve ortamsal özellikleri, Ç.Ü.Fen Bil. Enst., Yüksek Lisans Tezi, 115 s., Adana

Parisi, E., Erba, E. and Cita, M.B., 1987. Stratigraphy and sedimentation in the anoxic Bannock Basin (eastern Mediterranean). In. J.E. van Hinte, M.B.Cita and C.H. van der Weijden (Eds), Extant and Ancient Anoxic Basin conditions in the Eastern Mediterranean, Marine Geology, v.75, p.93-117.

Perch-Nielsen, K., 1985. Cenozoic calcareous nannofossils: In M.H. Bolli, J.B. Saunders and K. Perch-Nielsen (Eds), Plankton Stratigraphy, p. 467-479.

Raffi, I. and Rio, D., 1979. Calcareous nannofossil biostratigraphy of DSDP, site 132, Leg 13 (Tyrrhenian Sea-Western Mediterranean), Riv., Ital., Paleont., Strat. v.85, n.1, p. 127-172.

Raffi, I. and Sprovieri, R., 1984. Calcareous plankton in DSDP Hole 125, Leg (Ionian Sea-Eastern Mediterranean). a Review. Boll., Soc., Paleontol. Ital., v.23, n.1, p.53-73.

Rio, D., Sprovieri, R. and Raffi, I. 1984. Calcareous plankton biostratigraphy and biochronology of the Pliocene-Lower Pleistocene succession of the Capo Rossello Area, Sicily. Mar.Micropaleont., v.9, p.135-180.

Schmidt, G. C., 1961. Stragraphic Nomenculature for the Adana regıon Petroleum district VII: Petroleum Administration Bull, 6.47-63, Ankara,

Ünlügenç, U., 1993. Controls on Cenozoic sedimetation in the Adana Basın, Southern Türkiye, PhD Thesis. Keele University, 2 volume, 229 p. England (Unpublished)

Yetiş, C. ve Demirkol, C., 1986. Adana Baseni Batı kesiminin Detay Jeolojisi Etüdü: MTA Rap: 8037, 187 s., Ankara (yayımlanmış).

Yetiş, C., 1988. Reorganizations of the Tertiary Stratigraphy in the Adana Basin Southern Turkey, Newsl, Stratigr., 20 (1), 43-58,Berlin - Stutgard, Germany.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1997 SAYI 30 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

GEÇ KUVATERNER (HOLOSEN) DÖNEMİNDE İSTANBUL VE ÇEVRESİNDE GÖZLENEN ORTAMSAL DEĞİŞİMLER

Engin MERİÇ

İstanbul İniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 34850 Avcılar-İSTANBUL

ÖZET: *Bu çalışmada, İstanbul ve yakın çevresinde yer alan; Küçükçekmece Gölü, Ataköy, Haliç, Kuşdili Çayırı ve Anadoluhisarı gibi alanlarda Geç Kuvaterner (Holosen) döneminde çökelmiş olan tortul istiflerin içermiş olduğu mikro ve makrofauna dikkate alınarak, Holosen boyunca gelişmiş olan ortamlar ile bunlarda gözlenen değişimler verileri ile ortaya konulmaktadır.*

Çalışılan alanlardan Küçükçekmece Gölü'nün Yarımburgaz Mağarası kazılarından elde edilen bulgular ışığında daha önce Marmara Denizi'in bir koyu olduğu ve yakın zamanda göle dönüştüğü, Ayamama Deresi çevresinde yapılmış olan sondaj bulgularına göre Ataköy alanının Holosen döneminde bir acısu gölü özelliği taşıdığı, yine sondaj verilerine göre Haliç'te akarsu, acısu, denizel, acısu ve denizel olarak 5 farklı fasiyesin geliştiği; Kurbağalı Dere ağızında yeralan Kuşdili Çayırı'nda yine haliç benzeri acısu, denizel, acısu, denizel şeklinde 4 fasiyesin varlığı ve İstanbul Boğazı doğusunda bulunan Anadoluhisarı güneyinde, Göksu Çayırı'nda ise denizel, acısu ve denizel gibi 3 fasiyesin varlığı içermiş olduğu foraminifer ve ostrakod faunasına dayanılarak belirlenmiştir.

CONDITIONS OF SEDIMENTATION IN THE VICINITY OF İSTANBUL DURING LATE QUATERNARY (HOLOCENE)

ABSTRACT: *In this study, sedimentary environments existed in an area around present-day İstanbul and surrounding areas including the Küçükçekmece Lake, Ataköy, Haliç, meadows of Kuşdili and Anadoluhisarı during Late Quaternary (Holocene) period and variations in environmental conditions have been determined facilitating micro and macrofauna. Evidence gathered from the caves of Yarımburgaz near Küçükçekmece Lake indicate that the lake under consideration was a bay by the Marmara Sea until quite recently being converted into a lacustrine environment. Ataköy area was covered by a brackish lake throughout the Holocene whereas Haliç experienced five different facies during the same period: river, brackish water, marine, brackish water and marine respectively. The Kuşdili meadow lacoted around the mouth of Kurbağalıdere stream displays a similar facies order to that of the Haliç: brackish water, marine, brackish water and then again marine summing up four different facies. On the basis of the foraminifera and ostracoda fauna, it has been concluded that three*

different facies (marine, brackish water and marine) had existed around the Göksu meadow, located to the south of Anadoluhisarı, Eastern Bosphorous.

1. GİRİŞ

Yirminci yüzyılın ikinci yarısında İstanbul ve yakın çevresinde gerçekleştirilen muhtelif mühendislik çalışmaları ile arkeolojik kazılar, Yarımburgaz Mağarası kazıları, Ayamama Deresinin islahı ile ilgili olarak DSİ tarafından yapılan sondajlar, Haliçte yapılması düşünülen metro köprüsü ve Yeni Galata Köprüsü ile ilgili denizde yapılmış olan sondajlar, Kadıköy Fikirtepe arkeolojik kazıları, yine Kadıköy Kuşdili Çayırı güneyi'nde, Kurbağalı Dere'nin islahı ile Anadolu Yakası kanalizasyon şebekesi için yapılmış olan sondajlar ve Anadoluhisarı'ndaki Küçüksu Kasrı'nın temelinde oluşan çökmeleri engelleme amacı ile kasır çevresinde DSİ tarafından yapılmış sondajlar (Şekil 1) bu çalışmaya malzeme olanağı sağlamıştır.

Çalışmanın amacı ise Holosen döneminde, yani son 10.000 yıllık süreçte, değinilen bölgelerde oluşmuş bulunan ortamsal koşulların ne gibi değişiklikler gösterdiğini, günümüze göre nasıl bir farklılık sunduğunu belirlemektir.

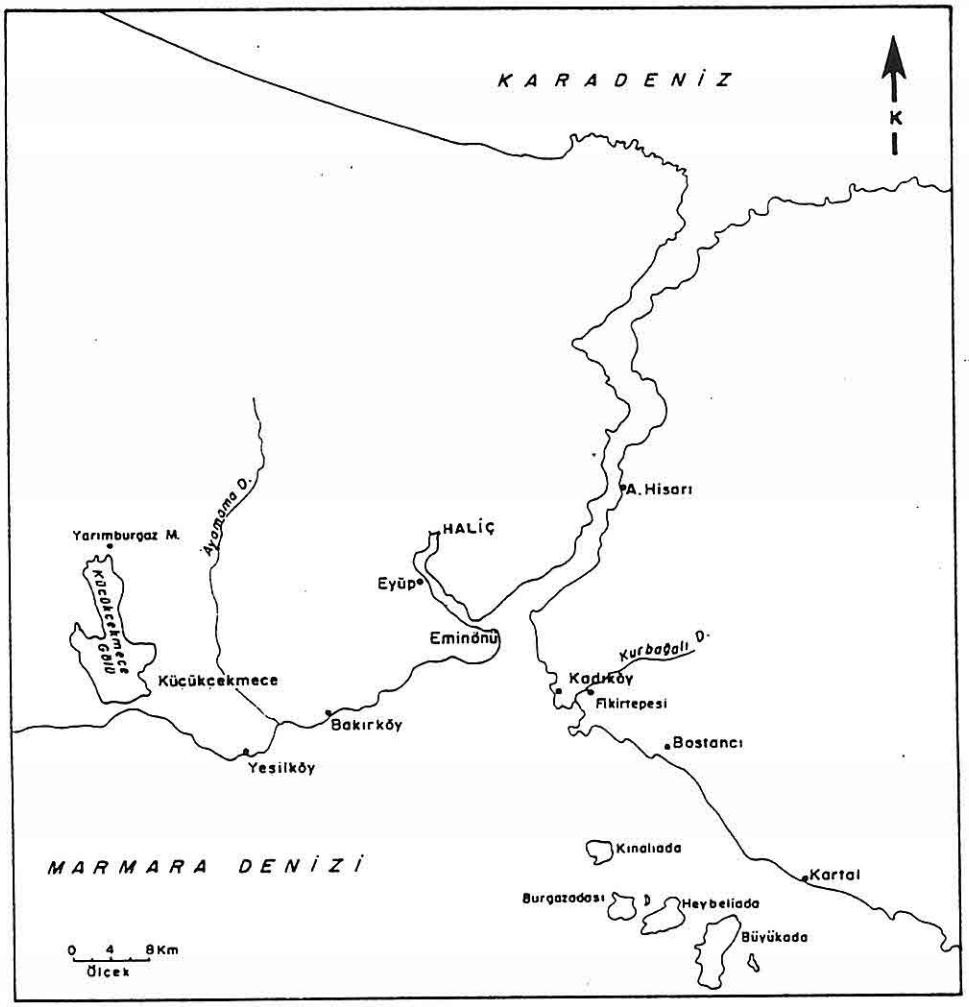
1.1. Küçükçekmece Gölü

Küçükçekmece Gölü kuzeyinde yeralan Yarımburgaz Mağarası'nda 1986 yılında yapılmış olan arkeolojik kazılar (Şekil 1), günümüzden 6.500 yıl önceki insan yaşamı ile ilgili olarak, 3. düzey katmanlarında (Özdoğan ve Koyunlu, 1986), çoğu ateşte yanmış *Mytilus galloprovincialis* Lamarck, *Cerastoderma edule* (Linné), *Ostrea edulis* Linné gibi pelesipodlar gözlenmiştir. Başta *Mytilus galloprovincialis* Lamarck olmak üzere değinilen pelesipod cins ve türleri denizel ortamı karakterize etmektedir. Günümüzde fazla derin olmayan deniz sahillerinde *Mytilus*'ların 6.500 yıl önce yaşamış olan insanlar tarafından bol miktarda gıda maddesi olarak tüketilmiş olması, Küçükçekmece Gölü'nün yakın geçmişte, Orta Holosen'de (Yanko, 1990) Marmara Denizine ait bir koy olduğunu, Geç Holosen'de doğa ve insan etkisi ile bir kıyı kordonu oluşarak günümüzdeki görünümü kazandığını ortaya koymaktadır.

1.2. Ataköy (Baruthane Bataklığı)

Günümüz Ataköy yerleşim alanı ve Ayamama Deresi çevresi (Şekil 1) İstanbulun batı kesiminde yeralan başlıca Geç Kuvaterner (Holosen) depolanma alanlarından birini oluşturmaktadır.

Ayamama Deresi'nin islahı amacı ile DSİ tarafından yapılmış olan sondajlardan 6 adedinin incelenmesi sonucunda, güncel alüvyon dışında kalınlığı 23.80 m ile 1.30 m arasında değişen Holosen istifinin varlığı belirlenmiştir. SPT-1 sondajında 12.25-12.50 m arasından 10.400±1.100 yıl, 9.20-9.40 m arasından 6.300±700 yıl, SPT-3 sondajında 7.40-7.50 m arasından 7.600±800 yıl, 4.00-4.20 m arasından



Şekil 1: Bulduru Haritası.

3.000±400 yıl ve SPT-5 sondajında ise 6.70-6.80 m arasından da 5.600±800 yıl gibi sayısal yaş değerleri elde edilmiştir (Çetin ve diğ., 1995). Değinilen dönemlerde *Aubignyna perlucida* (Heron-Allen ve Earland), *Ammonia ammoniformis* Colom, *A. tepida* Cushman, *Elphidium crispum* (Linné) gibi foraminiferler ile *Cyprideis torosa* (Jones) gibi ostrakod fertlerine bol miktarda rastlanılması (Meriç ve diğ., 1991 a), Holosen boyunca yörenin acı su fasiyesinde bir göl ortamı özelliği taşıdığını kanıtlamaktadır. Yine, 1950'li yılların sonunda, günümüz Ataköy yerleşim alanının "Baruthane Bataklığı" adı ile anılması, tren yolu hattı kuzeyindeki bölgenin bir bataklık

niteliği sunması, değinilen gölün son durumunu simgeleyen bir özelliktir.

1.3. Haliç

Haliç te (Şekil 1) metro ve Yeni Galata Köprüsü gibi mühendislik projeleri için yapılmış olan deniz dibi sondajlarından derlenen çökel örneklerinin paleontolojik ve sedimentolojik açıdan incelenmesi sonucu, Geç Kuvaterner (Holosen)'de yörede egemen olan farklı ortamların belirlenmesi mümkün olmuştur.

Atatürk Köprüsü doğusunda ve Eski Galata Köprüsü batısında yapılmış, Paleozoyik temele kadar ulaşmış bulunan 4 sondaja ait veriler, Orta Holosen başlarında (Yanko, 1990) bir akarsu özelliği taşıyan Haliç'in (Derman, 1990) zamanla Akdeniz sularının etkisi altında kalarak günümüz özelliğini kazandığını ortaya koymaktadır.

İstifin taban bölümünde, Trakya Formasyonu üzerinde 2.00-9.00 m kalınlık sunan ve temele ait grovak çakılları içeren koyu renkli çamurlar yeralmaktadır. Muhtemelen bir akarsu kanalı dolgusu özelliği gösteren (Derman, 1990) bu bölüm içindeki kumlu çamur merceğinde bulunmuş olan *Textularia aglutinans* d'Orbigny, *Adelosina cliarenesis* (Heron-Allen ve Earland), *A. duthiersi Schlumberger,* A. *longirostra* (d'Orbigny), *Quinqueloculina berthelotiana* d' Orbigny, *Pyrgo elongata* (d'Orbigny), *P. williamsoni* (Silvestri) gibi denizel foraminiferler ve *Turritella* (T.) *terebra* (Linné) ile *Corbula (V.) gibba* Olivi gibi denizel gastropod ve pelesipod'ların varlığı (Meriç ve Sakınç, 1990; Meriç ve diğ., 1996a; Taner, 1990 ve 1995) Akdeniz sularının Haliç'e günümüzden 7.400±1.200 yıl önce ulaşmış olduğunu (Göksu ve diğ., 1990) , bu dönemden itibaren Haliç'in ortamsal özelliğinin değişmeye başladığını belirtmektedir. Bunu izleyen süreçte *Astrononion stelligerum* (d'Orbigny), *Ammonia ammoniformis* Colom, *A. tepida* Cushman, *Haynesina depressula* (Walker ve Jacob), *Elphidium crispum* (Linne)'un varlığı Haliçte acı su ortamının baskınlığını kanıtlamaktadır. Daha sonraki dönemelerde *Spiroplectinella sagittula* (d' Orbigny), *Textularia aglutinans* d' Orbigny, T. *bocki* Höglund, *Adelosina cliarensis* (Heron-Allen ve Earland), *A. duthiersi* Schlumberger, *Cycloforina colomi* (le Calvez J. ve Y.), *C. juleana* (d Orbigny), C. *rugosa* (d'Orbigny), *Quinqueloculina vulgaris* d'Orbigny, *Miliolinella subrotunda* (Montagu), *Pyrgo williamsoni* (Silvestri), *Triloculina tricarinata* d Orbigny, *Lagena interrupta* Williamson, L. *striata* (d'Orbigny), *Brizalina spathulata* (Williamson), *Bulimina aculeata* d'Orbigny, B. *marginata* d'Orbigny, *Rosalina bradyi* Cushman, *Nonionella turgida* (Williamson), *Challengerella bradyi* Billman, Hottinger ve Oesteerle, *Elphidium complanatum* (d'Orbigny), *E. macellum* (Fichtel ve Moll) gibi denizel foraminifer cins ve türlerinde gözlenen artış, Haliç'te Akdeniz suyunun baskınlığını sergilemektedir. Bunu izleyen üst düzeylerde *Cycloforina rugosa* (d Orbigny) , *Miliolinella*

elongata Kruit, M. *subrotunda* (Montagu), *Brizalina alata* (Seguenza), B. *spathulata* (Williamson), *Cassidulina carinata* Silvestri, *Bulimina aculeata* d'Orbigny, B. *elongata* d Orbigny, B. *marginata* d'Orbigny, *Lobatula lobatula* (Walker ve Jacob), *Asterigerinata mamilla* (Williamson), *Nonionella turgida* (Williamson) olarak belirlenen denizel tiplerdeki azalma ise ortamın tekrar acı su fasiyesine dönüştüğünü belirtmekte olup, Orta Holosen ortalarında (Yanko, 1990), 6.100±1.300 yıl ve 5.700±1.800 yıl arasında denizel koşullar ikinci defa baskın duruma geçmiştir ve günümüzde de bu özelliğini korumaktadır (Meriç ve diğ., 1996 a). Çünkü bu dönem tortullarında gözlenen Spiroplectinella sagittula (d'Orbigny), *Textularia bocki* Höglund, *T. truncata Höglund*, Spirillina *vivipara Ehrenberg*, *Patellina corrugata* Williamson, *Adelosina mediterranensis* (le Calvez J. ve Y.), *Spiroloculina excavata* d'Orbigny, *Cycloforina colomi* (le Calvez J. ve Y.), *C. contorta* (d'Orbigny), C. *rugosa* (d'Orbigny), *Lachlanella bicornis* (Walker ve Jacob), *Quinqueloculina berthelotiana* d'Orbigny, Q. *bidentata* d'Orbigny, Q. *laevigata* d'Orbigny, Q. *vulgaris* díOrbigny, *Miliolinella elongata* Kruit, M. *labiosa* (d'Orbigny), *M. subrotunda* (Montagu), *Pyrgo elongata* (d'Orbigny), *Triloculina marioni* Schlumberger, T. *tricarinata* d'Orbigny, *Sigmoilinita tenuis* (Czjzek), Favulina *hexagona* (Montagu), *Valvulineria bradyana* (Fornasini), *Stomatorbina concentrica* (Parker ve Jones), *Eponides repandus* (Fichtel ve Moll), *Neoconorbina orbicularis* (Terquem), *Rosalina bradyi* Cushman, R. cf. *globularis* díOrbigny, *Discorbinella bertheloti* (d'Orbigny), *Hyalinea baltica* (Schröter), *Cibicides floridanus* (Cushman), *Cibicidina walli Bandy, Planorbulina mediterranenesis* d'Orbigny, *Asterigerinata mamilla* (Williamson), *Nonionella turgida* (Williamson), *Ammonia compacta Hofker*, A. *parkinsoniana* (d'Orbigny), *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny), *E. advenum* (Cushman), E. *complanatum* (d'Orbigny), *E. macellum* (Fichtel ve Moll) Haliç'te Akdeniz suyunun baskınlığını belirgin bir şekilde ortaya koymaktadır.

1.4. Kuşdili Çayırı

İstanbul'un Anadolu yakasında yeralan bölümde, Kocaeli Yarımadası'nın batısında, Kuvaterner çökelme alanlarından birini oluşturan ve Kurbağalı Dere ağızında yer alan Kuşdili Çayırı'nda (Kadıköy-İstanbul) (Şekil 1), Kurbağlı Dere'nin islahı ve Kadıköy atıksu projesi ile ilgili olarak yapılmış olan sondajlardan ikisinin incelenmesi sonucunda ve 1950'li yıllarda Fikirtepe'de yapılan arkeolojik kazılardan elde edilen bulgular ışığında yörenin Holosen dönemine ait özellikleri hakkında bazı bilgilerin ortaya çıkması sağlanmıştır.

Özellikle Fenerbahçe Stadı batısında, Kurbağlı Dere doğu kenarında DSİ tarafından yapılan SPT-1 sondajının 10.200±1.100 yıllık süreci simgeleyen 16.80 m lik üst düzeyleri farklı ortamsal

koşulları ortaya koyan foraminifer topluluğu içerir. 16.80 m lik tortul istifin alt düzeylerinde *Haynesina depressula* (Walker ve Jacob), *Ammonia tepida* Cushman, *Cribroelphidium poeyanum* (d'Orbigny), *Elphidium crispum* (Linné) gibi acı su ortamını karakterize eden foraminiferlerin baskınlık göstermesi, Holosen başında yöredeki acı su fasiyesinin varlığını kanıtlamaktadır. Üst düzeylere doğru *Lobatula lobatula* (Walker ve Jacob), *Cibicides advenum* (d'Orbigny), *Ammonia compacta* (Hofker), *Elphidium macellum* (Fichtel ve Moll) gibi denizel tiplerin ağırlık kazanması, 8.100±900 yıldan günümüze doğru gelen sürede *Haynesina depressula* (Walker ve Jacob), *Ammonia tepida* Cushman, *Elphidium crispum* (Linné) gibi acı su ortamında yaşamış olan tiplerin tekrar gözlenmesi ve son olarak denizel fasiyesi simgeleyen *Spiroloculina excavata* d'Orbigny, *Massilina secans* (d'Orbigny), *Pseudotriloculina rotunda* (d'Orbigny), *Triloculina marioni* Schlumberger, *Rosalina bradyi Cushman*, *R. floridensis* (Cushman), *Cibicides advenum* (d'Orbigny), *Ammonia compacta Hofker*, *A. parkinsoniana* (d'Orbigny), Elphidium *aculeatum* (d'Orbigny), *E. complanatum* (díOrbigny), *E. macellum* (Fichtel ve Moll), *E. maioricense* Colom gibi cins ve türlerin fazlalığı (Meriç ve diğ., 1996 b) bu alanda Haliç benzeri bir gelişimi göstermektedir.

Değinilen verilerin dışında, Kalamış Koyu'nun kuzeydoğusunda bulunan Fikirtepe'de 1950'li yıllarda yapılmış olan arkeolojik kazılar, günümüzden 7.000 yıl önce yaşamış olan İstanbul'un ilk sakinleri ve onların yaşamları hakkında bazı bilgilerin ortaya çıkmasını sağlamıştır. Kazılarda o dönemde yaşamış olan insanların yemek artığı olarak çeşitli balık, kuş, sürüngen ve memeli hayvan kalıntıları bulunmuştur. Bunlardan en önemlisi balıklara ait olup, denizel ortamı simgeleyen *Merluccius merluccius* (Linné) (Berlam balığı), *Dicentrarchus labrax* (Linné) (Levrek balığı), *Sparus aurata* Linné (Çipura balığı), *Argyrosomus reguis* (Asso) (Sarıağız balığı), *Mugil sp.* (Kefal balığı), *Thunnus thynnus* (Linné) (Orkinos balığı) ve gölsel ortama ait *Aspius aspius* (Linné) (Kocaağız balığı), *Leuciscus cephalus* (Linné) (Tatalı su kefalı), *Rutilus frisii* (Nordmann) (Levgit balığı), *Silurus glanis* Linné (Yayın balığı), *Essox lucius* Linné (Turna balığı), *Stizostedion lucioperca* (Linné) (Sudak balığı)'dır (Boessneck ve Driesch, 1979). Gölsel ortamı belirleyen 6 cins ve tür, Fikirtepe yerleşim alanı yakınında, günümüzden 7.000 yıl önce bir gölün varlığı fikrini desteklemektedir (Meriç ve diğ., 1991 b). Özellikle 8.100±900 yılından günümüze doğru olan süreye ait olduğu ve bu dönemde çökeldiği düşünülen tortullar içinde denizel foraminiferlerin bulunmaması da bu düşünceyi destekleyen bir özelliktir. Çünkü, bunu izleyen sürede, Kuşdili Çayırı alanında denizel fasiyes baskınlık kazanmış olup, daha genç dönemlere ait olduğu düşünülen üst düzeylerde fazla sayıda ve sığ denizel ortamda yaşamış olan

foraminifer cins ve türleri saptanmıştır (Meriç ve diğ., 1996 b).

1.5. Anadolu Hisarı

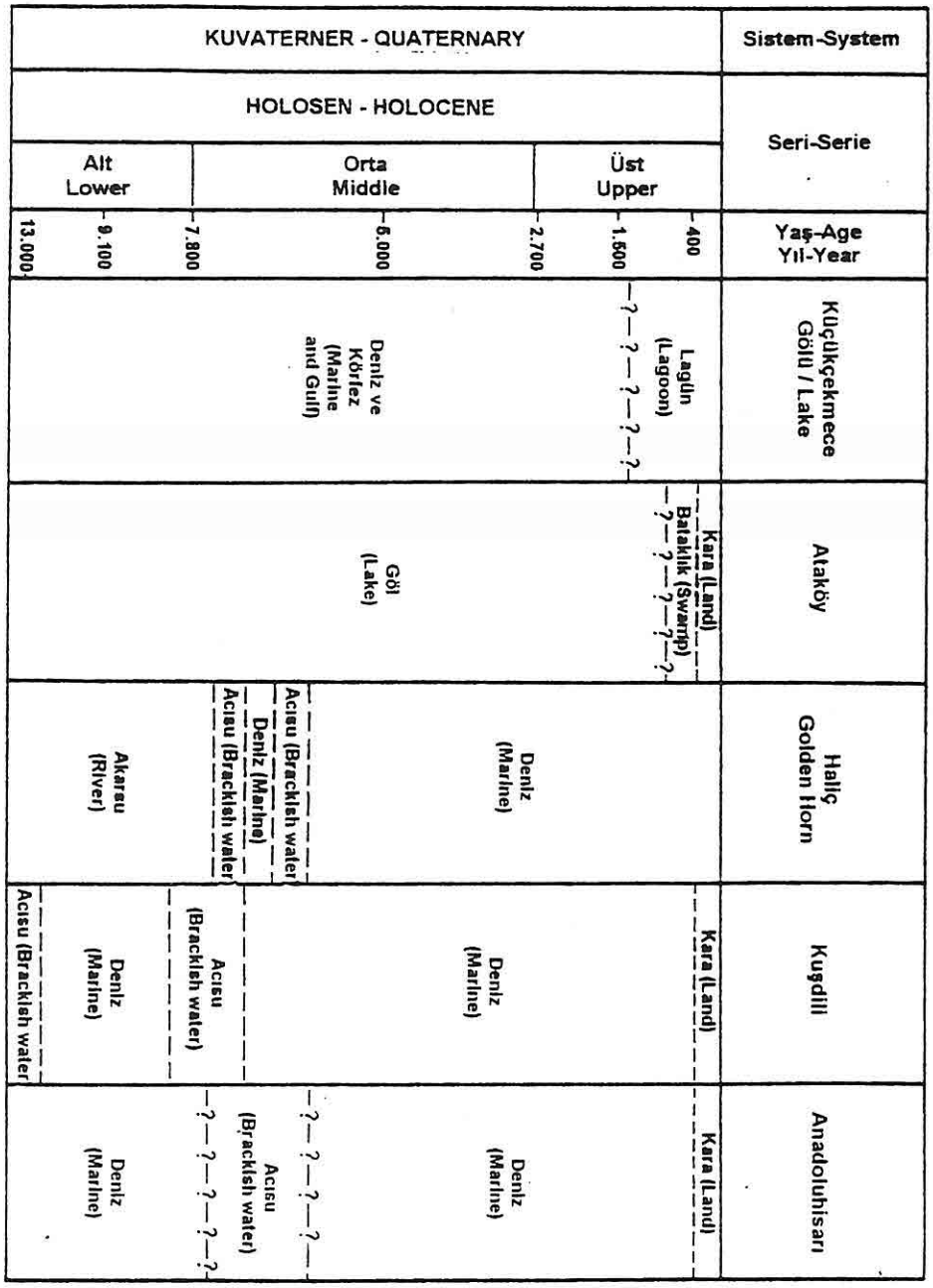
Anadoluhisarı güneyinde (Şekil 1), Küçüksu Deresi kuzey kesiminde 1856 yılında inşa edilmiş olan Küçüksu Kasrı'nın temelinde meydana gelen oturma ve kaymalar nedeni ile bina çevresinde DSİ tarafından çok sayıda sondaj yapılmıştır. Kasra yakın alanda yapılmış olan 8 sondaja ait karot örneklerinin incelenmesi sonucunda bu yörede gelişmiş olan Kuvaterner istifi hakkında gerek foraminifer ve gerekse ostrakod topluluğu dikkate alınarak ayrıntılı bilgiler ortaya konulmuştur.

İstifin kalınlığı bu alanda 12.50-25.10 m arasında değişmekte ve genç çökeller Paleozoyik temel üzerinde uyumsuz olarak bulunmaktadır.

Tabanda denizel fasiyesi simgeleyen *Spiroplectinella sagittula* (d'Orbigny), *Textularia bocki Höglund*, *Massilina secans* (d'Orbigny), *Miliolinella subrotunda* (Montagu), *Triloculina marioni* Schlumberger, *Stomatorbina concentrica* (Parker ve Jones), *Rosalina bradyi* Cushman, *R. floridanus* (Cushman), *R. globularis* d'Orbigny, *Lobatula lobatula* (Walker ve Jacob), *Ammonia compacta Hofker*, *Elphidium* cf. *limbatum* (Chapman), *E. macellum* (Fichtel ve Moll) gibi denizel foraminiferleri içeren bölümü, fazla sayıda fertleri gözlenemeyen *Miliolinella subrotunda* (Montagu), *Rosalina bradyi* Cushman, *Cibicides floridanus* (Cushman), *Lobatula lobatula* (Walker ve Jacob), *Cibicidina walli Bandy*, *Ammonia tepida Cushman*, *Haynesina depressula* (Walker ve Jacob) gibi denizel-acı su geçiş dönemine ait tortullar izler. En üstte'de *Lachlanella undulata* (d'Orbigny), *Massilina secans* (d'Orbigny), *Miliolinella subrotunda* (Montagu), *Triloculina marioni* Schlumberger, *Sphaerogypsina globula* (Reuss), *Ammonia compacta* (Hofker) içeren ikinci denizel dönem tortulları bulunmaktadır.

2. SONUÇLAR

Yukarıda değinilen, İstanbul ve çevresinde gelişmiş olan Geç Kuvaterner (Holosen) yaşlı alanların, günümüz ile yakın geçmişteki özellikleri arasında büyük farklılıklar bulunduğu Küçükçekmece Gölü'nün Orta Holosen'de Marmara Denizi'ne ait bir koy, Yeşilköy-Bakırköy arası alanın yakın döneme kadar Holosen boyunca bir göl ve bataklık, Haliç'in başlangıçta bir akarsu niteliği taşımasına karşın, Orta Holosen başından itibaren deniz etkisi altına girerek acı su-deniz-acı su-deniz şeklinde 5 farklı fasiyes sunduğu, Kuşdili Çayırı'nın bulunduğu alanın acı su-deniz-acı su-deniz olarak 4 ayrı fasiyes özelliği gösterdiği ve son olarakda Anadoluhisarı güneyinde bulunan Kuvaterner alanının deniz-acı su-deniz olmak üzere 3 fasiyes özelliği taşıdığı, günümüzde ise Yeşilköy-Bakırköy arası bölgenin, Kuşdili Çayırı ile Göksu Çayırı'nın tamamen karasal alana dönüşmüş olduğu bu çalışma ile ortaya konulmaktadır (Şekil 2).



Şekil 2: İstanbul ve Çevresinde Holosen Döneminde Gözlenen Ortamsal Değişmeler.

3. KAYNAKLAR

Boessneck, J. und Driesch, A., 1979, Die tierknochenfunde aus der Neolitischen siedlung auf dem Fikirtepe bei Kadıköy am Marmaramear. Aus dem Institut für Paleoanatomie, Domestikationforchung und Geochicte der tiermediun der Universitat München, 81 s.

Çetin, O., Çetin, T. ve Ukav, İ,1995, İzmit Körfezi (Hersek Burnu - Kaba Burun) Kuvaterner istifinde gözlenen mollusk kavkılarının Elektron Spin Rezonans (ESR) yöntemi ile tarihlendirilmesi. İzmit Körfezi Kuvaterner istifi, 269-275 (ed:Meriç),İstanbul.

Derman, S., 1990, Genç çökellerin (Holosen) sedimentolojik özellikleri ve ortamsal yorumu. ıstanbul Boğazı güneyi ve Haliç"in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları , 5-12 (ed: Meriç), İstanbul.

Göksu, H.Y., Özer, A. M. ve Çetin, O., 1990, Mollusk kavkılarının Elektron Spin Rezonans (ESR) yöntemi ile tarihlendirilmesi. İstanbul Boğazı güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları , 95-97 (ed: Meriç), İstanbul.

Meriç, E. ve Sakınç, M., 1990, Forominifera. İstanbul Boğazı güneyi ve Haliç' in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları , 13-41 (ed: Meriç), İstanbul.

Meriç. E., Oktay, F. Y., Sakınç, M., Gülen, D. ve İnal, A., 1991a, Ayamama (Bakırköy- İstanbul) Kuvaterneríinin sedimenter jeolojisi ve paleoekolojisi. C.İ. Müh. Fak. Dergisi, A, Yerbilimleri, 8(1), 93-100,Sivas.

Meriç. E., Oktay, F. Y., Sakınç, M., Gülen, D., Ediger, V. Ş., Meriç, N. ve Özdoğan, M., 1991b, Kuşdili (Kadıköy-İstanbul) Kuvaterner'inin sedimenter jeolojisi ve paleoekolojisi. C.İ. Müh. Fak. Dergisi, A, Yerbilimleri, 8(1), 83-91, Sivas.

Meriç, E., Şamlı, A. C. ve Avşar, N., 1996a, Haliç Geç Kuvaterner (Holosen) istifi forominifer topluluğu ve ortamsal özelliklerde gözlenen değişimler. Sualtı Bilim ve Teknolojisi toplantısı bildiriler kitabı, 187-192, Boğaziçi İniv., İstanbul.

Meriç. E., Avşar, N. ve Çetin, O.,1996b, Kuşdili (Kadıköy- İstanbul) Kuvaterner stratigrafisi hakkında yeni görüşler. Yerbilimleri (Geosound), 29,151-159,Adana.

Özdoğan, M. ve Koyunlu, A., 1986, Yarımburgaz Mağarası, 1986 yılı çalışmalarının ilk sonuçları ve bazı gözlemler. Arkeoloji ve Sanat, 32-33, 4-14, ıstanbul.

Taner, G., 1990, Lamellibranchiata ve gastropoda. İstanbul Boğazı güneyi ve Haliçí in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları , 81-93 (ed: Meriç), İstanbul.

Taner, G., 1995,İzmit Körfezi (Hersek Burnu - Kaba Burun) Kuvaterner istifinin pelesipod ve gastropod faunası. ızmit Körfezi Kuvaterner istifi, 219-239 (ed:Meriç), ıstanbul.

Yanko, V., 1990, Stratigraphy and paleogeography of the marine Pleistocene and Holocene deposits of the southern seas of the USSR. Mem. Soc. Geol. It.,44, 167-187.

YERBİLİMLERİ *GEOSOUND* | HAZİRAN *JUNE* 1997 | SAYI *NO* 30 | ISSN 1019-1003

DENİZLİ KIZILDERE JEOTERMAL SAHASINDA AÇILAN "TH-2 REENJEKSİYON SONDAJ KUYUSU" VERİLERİNİN HİDROJEOLOJİK DEĞERLENDİRMESİ

H. Levent ÇETİNER
MTA Ege Bölge Müdürlüğü, Bornova/İZMİR

Şevki FİLİZ
Dokuz Eylül Üniversitesi, Müh. Fak., Jeoloji Müh. Böl., Bornova - İZMİR

ÖZET: *Kızıldere (Denizli) Jeotermal Enerji Santralında üretim yapan sondaj kuyularından, Büyük Menderes Nehri'ne yaklaşık; 98 C° sıcaklığında ve 1000 m^3/saat debide mineralce zengin termal su atılmaktadır. Tarım alanlarındaki tuzlanmayı ve kuyulardaki üretimler nedeniyle rezervuarda oluşan basınç düşümlerini önlemek amacıyla, sahada MTA tarafından geniş kapsamlı bir reenjeksiyon çalışmasına başlanılmıştır. Çalışmanın ilk evresinde açılan TH-2 reenjeksiyon sondaj kuyusunun derinliği 2001 m. dir. Büyük Menderes Grabeni'nin orta kesimlerinde yer alan TH-2 kuyusunda yapılan testler sonucunda, kuyunun reenjeksiyona elverişli olmadığı anlaşılmıştır. Bu çalışma; Kızıldere (Denizli) jeotermal sahasında önerilen yeni bir reenjeksiyon alanı için, öne sürülen varsayımları ve gerekçelerini açıklamaktadır.*

THE HYROGEOLOGICAL EVALUTION OF DATA FROM "TH-2 REINJECTION WELL" DRILLED IN KIZILDERE (DENİZLİ) GEOTHERMAL FIELD

ABSTRACT: *The temperature and the flow rate of high mineralized wasted thermal water from the production wells in Kızıldere (Denizli) power plant to the Büyük Menderes River are 98 C° and 1000 m^3/h, respectively. To prevent the salinity in the agricultural fields and also the decreasing of the reservoir pressure because of the long term geotermal production, an extensive reinjection project has been started by MTA. At the first stage of this project the 2001 m depth deep well called as TH-2 were drilled that located almost at the central point of the graben. TH-2 well does not seem to be an available reinjection well. This study declares the assumptions and their justifications in proposing a new one reinjection area in the Kızıldere geothermal field.*

1. GİRİŞ

Denizli-Kızıldere jeotermal alanı, Batı Anadolu'da Denizli ilinin yaklaşık 40 km. batısında yer almaktadır. Bu sahada, Türkiye'nin yegane jeotermal santralı yaklaşık 10 MW gücünde elektrik üretimi yapmaktadır.

Denizli-Kızıldere jeotermal enerji santralı için üretim yapan kuyulardan çevreye atılan sular yüksek oranda bor içermektedir. Santralin atık suları ortalama 1000 ton/saat debide, 98°C'de olup, 25 mg/l dolayında bor tuzu içermektedir. Kızıldere Jeotermal Santralından, Büyük Menderes Nehrine karışan atık sular, yörede sulama amacıyla kullanılmaktadır. Bu durum ise tarım arazilerinin hızla tuzlanarak, çoraklaşmasına yol açmaktadır. Ayrıca uzun süreli üretimler, sahada bir miktar basınç düşümlerine neden olmaktadır. Üretimle beraber jeotermal rezervuarın basıncı yılda 0.5 bar kadar azalma göstermektedir. Rezervuardaki üretimlerden kaynaklanan yıllık basınç düşümleri göz önüne alındığı takdirde, sahada ekonomik olarak 14 yıl daha elektrik üretimi yapılabileceğini ortaya koymaktadır (Aksoy, 1997).

Bütün bu olumsuzlukları giderebilmenin en önemli yöntemi, sahada reenjeksiyonu başarıyla uygulayabilmektir. Santralden açığa atılan jeotermal akışkanın, uygun bir ortamda yeraltına geri basımı ile tarımsal arazilerdeki bor tuzlanması durdurulabilir. Reenjeksiyon ile, soğumaya yol açmadan, rezervuar bir miktar beslenecek olursa, üretimden kaynaklanan basınç düşümlerinin kısmen de olsa önlenebilmesi mümkündür. Bu amaç doğrultusunda sahada 2001 m. derinliğinde bir sondaj kuyusu açılmış ve jeotermal alanda geribasım olanakları denenmiştir.

2. SAHANIN JEOLOJİSİ

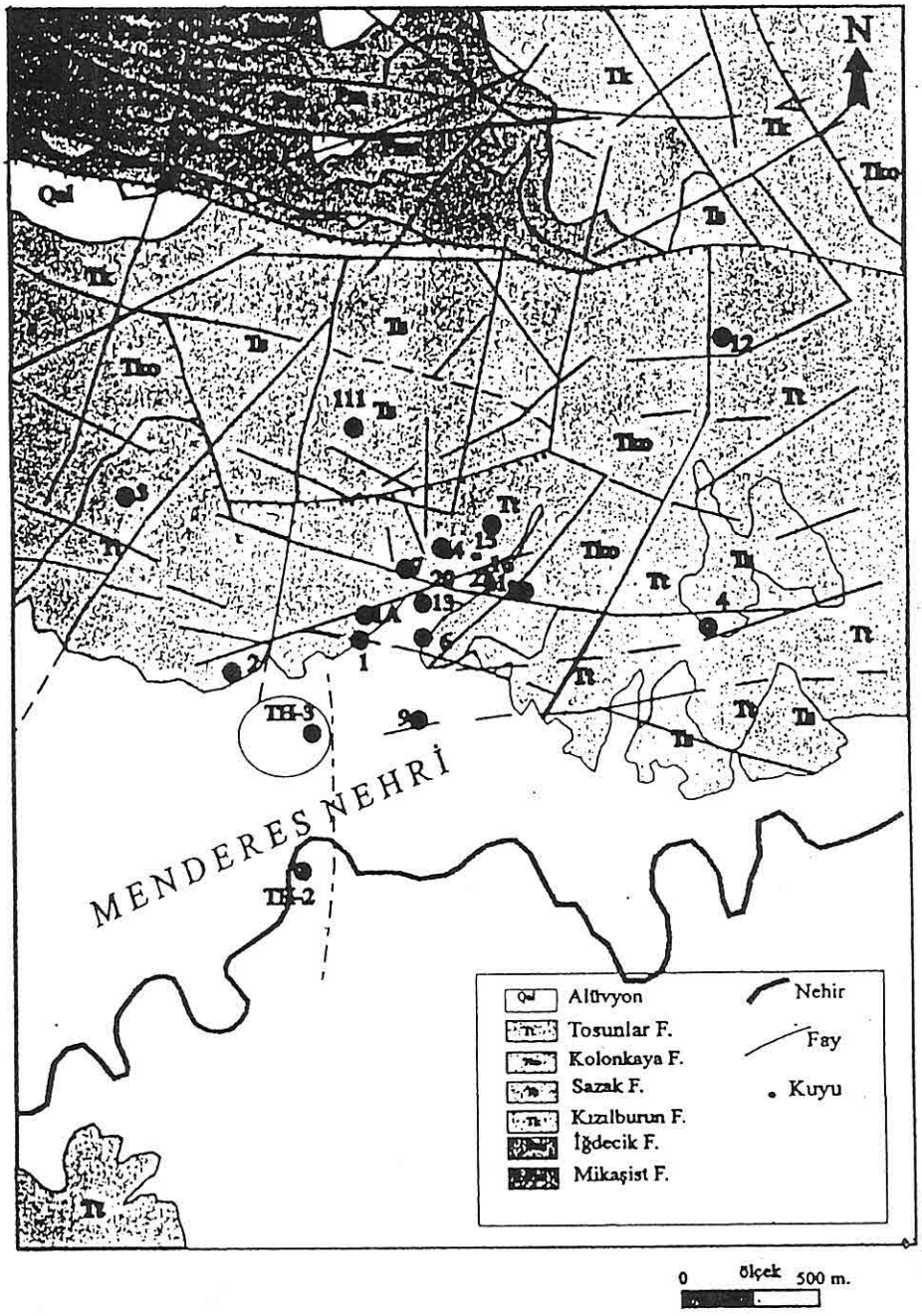
Denizli Kızıldere jeotermal alanında Menderes masifine ait metamorfikler ile Pliyosen ve Kuvaterner yaşı çökeller yer almaktadır (Şekil. 1.).

Paleozoyik yaşlı Menderes Masifinin çekirdeğini gnayslar oluşturur. Buldan ve Çubukdağ yükselimlerinde yüzlek veren gnayslar, ilksel kayacın bileşimine ve metamorfizma derecesine göre; gözlü gnays, albit gnays gibi isimler alırlar (Şimşek, 1984). Gnayslar üst seviyelere doğru ince taneli yapı kazanırlar.

Gnayslar üzerinde ve şistlere geçiş zonunda kuvarsitler bulunur. Şistler ile ardalanmalı kuvarsitler kırıklı ve çatlaklı olup, jeotermal rezervuar özelliğindedirler. Menderes Masifi metamorfiklerinin üst seviyelerini ise mika şist, kuvarsit şist ve mermer ardalanmaları meydana getirmektedir. Bu durum İğdecik formasyonu olarak isimlendirilmiştir (Şimşek, 1984).

Sahada Senozoyik yaşlı birimler Kızılburun, Sazak, Kolonkaya ve Tosunlar Formasyonları ile, Kuvaterner ve güncel oluşuklar ise; yamaç molozu, traverten ve alüvyonlar ile ifade edilir.

Metamorfikler üzerine açısal uyumsuzlukla gelen Kızılburun Formasyonu iri bloklu çakıltaşı ile başlar ve yukarıya doğru kiltaşı kumtaşı



Şekil 1: Denizli-Kızıldere Jeotermal Alanı Genelleştirilmiş Jeoloji Haritası (Şimşek (1984)'den alınmış ve hafifçe modifiye edilmiştir.)

ardalanması halinde devam eder. Kızılburun üzerine uyumlu olarak gelen Sazak Formasyonu kireçtaşı, marn, silttaşı, kiltaşı ve diyatomitlerden oluşur. Birinci jeotermal rezervuardır. Sazak Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen Kolonkaya Formasyonu kumtaşı, marn ve killi kireçtaşı ardalanmasından meydana gelir. Söz konusu bu üç birim Alt-Pliyosen yaşlıdır. Kolonkaya üzerine açısal uyumsuzlukla gelen Üst-Pliyosen yaşlı Tosunlar Formasyonu; çakıltaşı, kiltaşı, çamurtaşı, killi kireçtaşı ardalanmasından meydana gelmiştir. Sahada gözlenen en genç oluşuklar, Kuvaterner yaşlı Büyük Menderes Nehri alüvyonları, fay kenarlarındaki yamaç molozları ve sıcak sular çevresindeki travertenlerdir.

3. TH-2 REENJEKSİYON SONDAJ KUYUSU

29.07.1996 ile 11.02.1997 tarihleri arasında tamamlanan TH-2 sondaj kuyusu 2001 m. derinliğindedir. Kuyuda geçilen litolojik birimler sahanın genel stratigrafik istifine uygundur. Sondaj çalışmalarının tamamlanmasından sonra kuyudaki çamur temiz su ile değiştirilmiş ve kuyu üretime açılmıştır. İlk aşamada 6-7 lt/sn debide, 98°C sıcaklıkta gayzer tipi kesikli üretim gözlenmiş, kuyu geliştirme amacıyla yapılan kom-presör kullanımı sonrası kuyudaki üretim devamlı hale gelmiş, ancak debide artış olmamıştır.

3.1. TH-2 Kuyusu Sıcaklık Değerleri

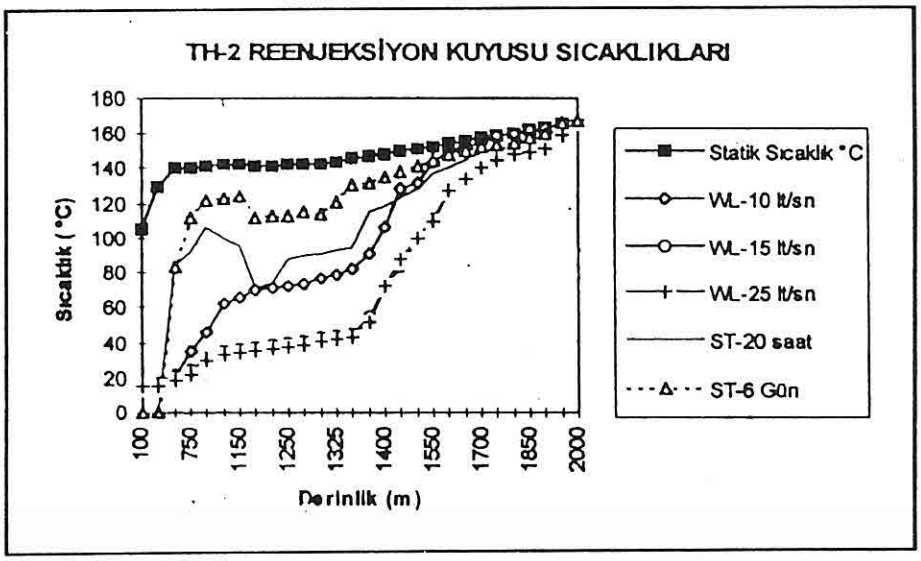
Kuyu üretime kapatılıp dinlendirildikten sonra yapılan statik sıcaklık ölçümü ile, kuyuda 1300 m. derinliğe kadar konduktif sıcaklık artışının düzenli olduğu ve 144.71°C'ye ulaştığı görülmüştür. Ancak 1300 m. den 1990 m. ye kadar sıcaklık artışının yaklaşık normal gradyan seviyesinde ve tabanda max. sıcaklığın 168.02°C olduğu ölçülmüştür.

İlksel konvensiyonel statik sıcaklık ölçümleri sonrası, kademeli olarak kuyuya 10-15 ve 25 lt/sn debilerde soğuk su basılarak, su kaybı (water loss) testleri uygulanmıştır. Soğuk su basımından 20 saat ve 6 gün sonra yapılan statik sıcaklık ölçümleri sonucunda, kuyunun esas üretim zonlarının 1200-1300 m. derinlikler olduğu anlaşılmıştır. Bu seviyeden tabana kadar çok az su kaybı olduğu gözlenmiştir. (Şekil 2).

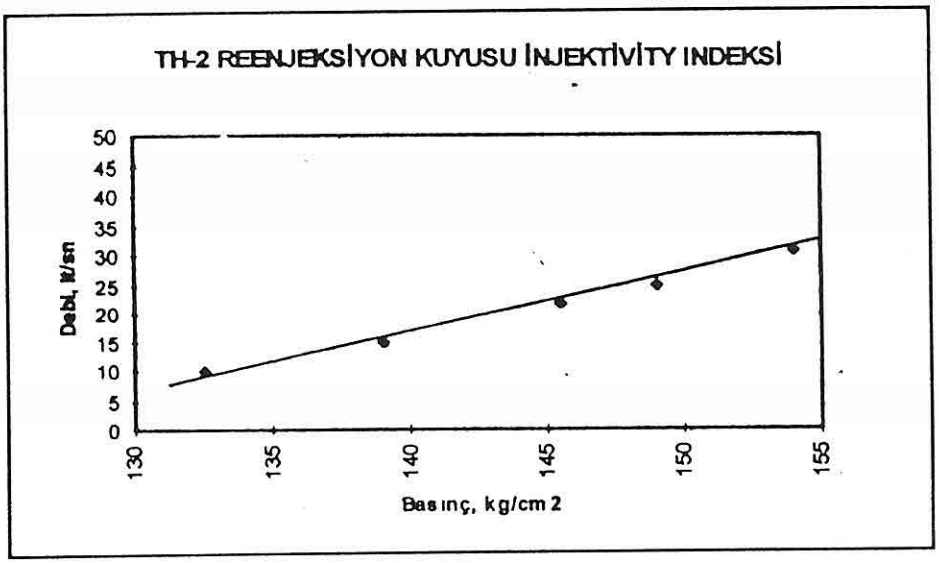
3.2. TH-2 Reenjeksiyon Kuyusu Su Alma Kapasitesi

Sondaj kuyusunun su alma kapasitesinin tespiti amacıyla, kuyuya kademeli olarak 10-15-21.2-25 ve 30 lt/sn debilerde basınç altında su basılmış ve basınç yükselimi ölçülmüştür. Test verilerinin değerlendirilmesi sonucu, kuyunun su alma kapasitesinin (injetivity indeksi) 1 lt/sn/kg/cm^2 dolayında olduğu ve permeabilitenin de buna bağlı olarak çok düşük olduğu anlaşılmıştır (Şeki 3).

Şu ana kadar yapılan testler TH-2 kuyusunun ekonomik olarak reenjeksyon amaçlı kullanılamayacağını göstermektedir. Kuyu ile ilgili detay test çalışmalarına, kuyu başındaki sondaj kulesinin yeni lokasyona taşınmasından



Şekil 2: TH-2 Reenjeksiyon Kuyusu Water Loss Testleri Sıcaklık Değerleri



Şekil 3: TH-2 Reenjeksyon Kuyusu Su Alma Kapasitesi

sonra devam edilecektir. TH-2 kuyusu Kızıldere jeotermal sahasında, üretimlerden kaynaklanan rezervuar basınç düşümlerinin izlenmesi amacıyla kullanılabilir.

4. Reenjeksiyon ile İlgili Karşılaşılan Sorunlara Dünya'dan Örnekler

Özellikle Kızıldere Jeotermal Alanı gibi su baskın sahalarda, atık suyun reenjeksiyonu oldukça problemli ve zaman zaman olanaksız bir işlem haline gelebilmektedir. Reenjeksiyon ile ilgili olumsuzluklar; çoğu yerde üretimin zorunlu olarak azaltılmasına, üretimden sağlanan gelirlerin ise büyük ölçüde atık suyun doğrudan veya dolaylı olarak neden olduğu zararların giderilmesi amacıyla kullanılmasına yol açmaktadır. Bu durum ise santrallerin gerçek anlamda ekonomik verimliliklerini azaltmaktadır. Dünyada bazı önemli su baskın Jeotermal sahalarda, atık suyun reenjeksiyonu ile ilgili karşılaşılan sorunlar Aksoy (1997) tarafından etraflıca incelenmiştir.

Wairekei (Yeni Zellanda) Jeotermal Sahası'nda 500.000 ton/saat debideki atık suyun reenjeksiyonu için 10 yıl boyunca çalışma yapılmış ve bunun sonucunda sadece 2500 ton/saat debide reenjeksiyon yapılabilmesi öngürülmüştür. Fiili reenjeksiyona 1974 yılında 600 t/saat debide başlanılmış ve 13 ay süren bu denemeden sonra, enjekte edilen suyun kısa sürede rezervuara ulaştığı anlaşılmıştır. Jeotermal rezervuar için çok riskli görülen uygulamaya son verilmiştir (Bixley vd., 1992).

Ahuachapan (El Salvador) Jeotermal Sahası'nda 1975 yılında başlanan reenjeksiyon çalışmalarına, 1982 yılında son verilmesi zorunluluğu ortaya çıkmıştır. Üretim miktarı olan 17 milyon ton/yıl atık suyun her ne kadar yarısı yer altına enjekte edilmişse de, bu değer rezervuara soğuk su girişini artırmış ve soğumalara neden olmuştur. Rezervuardaki soğuma nedeniyle, buhar üretimi azalarak santrali bir süre devre dışı bırakmıştır. Yapılan reenjeksyon denemelerine son verilerek, atık su 75 km.lik beton bir kanalla Pasifik Okyanusu'na akıtılmaktadır (Steingrimsson vd., 1994).

Tongonan (Filipinler) Jeotermal Sahası'nda 1983 yılında 5 reenjeksiyon kuyusu ile beraber üretime geçen santral reenjeksiyon kuyularındaki silika ve demiroksit kabuklaşması nedeniyle ancak yarı kapasitede çalışabilmektedir (Sarmiento vd., 1986).

Hatchobaru (Japonya) jeotermal enerji santrali atık sularının %60 oranı aynı sahada, geri kalan %40 lık bölümü ise yakındaki Otake jeotermal sahasına enjekte edilmektedir. Basınç altında yapılan enjekte işlemi sırasında, iletim ve reenjeksiyon kuyu içi borularında silika kabuklaşması meydana gelmektedir. Enjeksiyon nedeniyle rezervuarda oluşan soğumalar santralin yıllık kapasitesini %6, reenjeksiyon kuyu ve borularındaki kabuklaşmalar ise %3 oranında düşürmektedir (Mitsubishi, 1983).

Yukarıda anılan bazı örnekler, reenjeksiyon çalışmalarının ne kadar zaman aldığı ve sonucunun ne kadar başarılı olabildiği konusunda fikir

verebilmektedir. Türkiye Kızıldere Jeotermal Sahasında reenjeksiyona yönelik kapsamlı proje çalışmasına yeni başlamıştır. 1960 yılından günümüze kadar, MTA tarafından sürdürülegelen Kızıldere jeotermal sahasındaki çalışmaların sonuçları yurdumuzdaki diğer önemli jeotermal sahalar için de olumlu deneyimler kazanılmasına yardımcı olacaktır.

5. Kızıldere Jeotermal Sahası Hidrojeolojik Modeli

Yürütülen çalışmalar ışığında elde edilen yeni deneyimler, Kızıldere Jeotermal Sahası'nın hidrojeolojik modelinin geliştirilmesine de olanak vermektedir. Jeotermal sahanın genelleştirilmiş hidrojeolojik modeli reenjeksiyon çalışmalarının başlangıç noktasıdır. Model eldeki verilere göre mümkün olabilen en mantıklı halde ortaya konabilirse, reenjeksiyona dönük rezervuar mühendisliği çalışmalarının da o denli başarılı olabilme şansı vardır.

Filiz (1982), Şimşek (1985), ENEL (1988) ve Berlin Üniversitesi (1997) tarafından yapılan çalışmalar ışığında, Kızıldere Jeotermal Sahası hidrojeolojk modeli tekrar ele alınmıştır (Şekl 5).

Kızıldere Jeotermal sahasından alınan su ve gaz numunelerinin izotopik değerlendirmesinde, termal suların meteorik kökenli olduğu ve hemen hemen hiç Trityum bulunmaması nedeniyle, beslenme alanından rezervuara giren suların 50 yıldan dahayaşlı oldukları saptanmıştır (Filiz, 1982). Üretim kuyularından üretilen CO_2 gazının, güncel başkalaşma gösteren karbonatlı kayaçların en az 350°C sıcaklığında ayrışmalarından kaynaklandığını bulmuştur (Filiz, 1982).

Şimşek (1985) ve ENEL (1988)'den derlenen suların kimyasal analiz sonuçları yardımı ile, sahada Cl/B dağılımı çizilmiştir. Genel anlamda, jeotermal sistemlerde, hidrojeolojik akım yönü boyunca Cl/B oranında azalma ve B/Li oranında artışlar gözlenmektedir (Nicholson, 1993). Kızıldere jeotermal sahasında Cl/B oranı kuzeyden güneye doğru azalma gösterir (Şekil 4). Bu ise jeotermal sistemdeki akım yönünü ifade etmektedir. Döteryum analizleri sonucunda, Kızıldere jeotermal sistemi beslenme alanları yükseklik ortalaması 935-1450 m. arasındadır (ENEL, 1988).

6. REENJEKSİYON İÇİN ARANAN ORTAMLAR VE YENİ BELİRLENEN REENJEKSİYON LOKASYONU ÖZELLİKLERİ

Reenjeksiyon için aranan ortamlarda istenen özellikler, aşağıda kısaca maddelenmiştir;

a. Atık suyu bünyesine alabilecek yüksek permeabilite

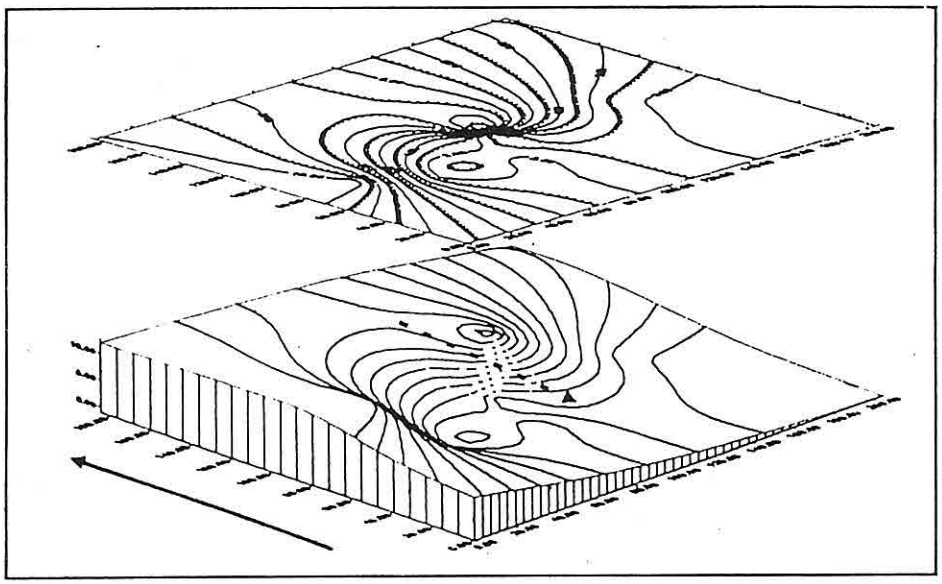
b. Üretim sahasını besleyebilecek hidroelektrik ilişki

c. Üretim sahasında sıcaklık düşümüne yol açmamak

d. Üretim sahasına yakın olabilmek

e. Atık su boru hattında ve reenjeksiyon için kullanılan formasyonların permeable zonlarda kabuklaşma riskini en aza indirebilmek

f. Reenjeksiyonun rezervuara olabilecek



Şekil 4: Kızıldere Jeotermal Sahası C1/B Dağılımı ve Jeotermal Suyun Akım Yönü (Kesikli ok akım yönünü, düz çizgili ok coğrafik kuzeyi gösterir. Yatay eksenlerde her bir sayı arasındaki mesafe 1 km).

etkilerinin sağlıklı olarak gözlem kuyuları ile izlenebilmesi.

TH-2 reenjeksiyon kuyusu verilerinin değerlendirilmesi sonucunda, Kızıldere jeotermal sahasında MTA tarafından yeni bir reenjeksiyon alanı belirlenmiştir. Yeni reenjeksiyon alanının denenmesi, aşağıdaki gerekçeler nedeniyle uygun görülmektedir. Reenjeksiyon için önerilen yeni kuyu lokasyonu TH-3, TH-2 kuyusunun kuzeyinde ve santralin güneyinde yer almaktadır.

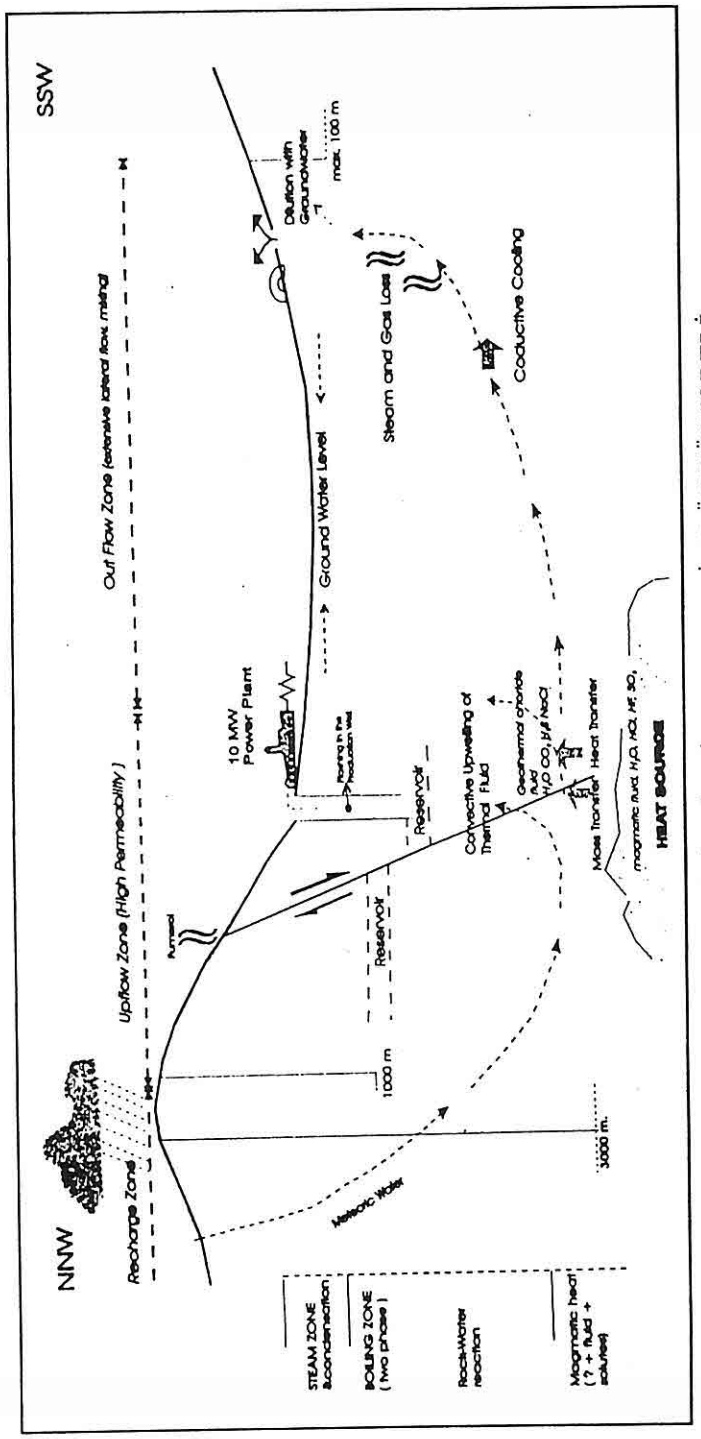
a. Jeofizik Jeokimyasal ve Sahada Açılan Sondaj Kuyuları verilerine göre, Kızıldere Jeotermal Sahasının ısı kaynağı kuzeyde bulunmaktadır.

b. Sahada yüksek kotlarda yer alan temele ait çatlaklı formasyonlar ile sahada yüzlek veren; sıcaklık aktivitesinden uzak, yüksek permeabiliteli birincil ve ikincil fay zonları, jeotermal rezervuarların beslenmesi bakımından, ortak davranış göstermektedir.

c. Jeolojik verilere göre sahada rezervuar özellik gösteren mermerlerin kalınlıkları, kuzey yönde kalınlaşma göstermektedir.

d. Kuzey yön graben kenarı olup, kuzey yöne gidildikçe yaklaşık D-B uzanımlı ana faylar nedeniyle, yükselen bloklara yaklaşılmaktadır. Yükselen blokta yapılacak sondajlarda temel yükselimlerini, sondaj kapasitesi içerisinde kesebilmek olasıdır.

e. Yüksek sıcaklıklı üretim sahası ile sahanın batısında önerilen yeni



KIZILDERE SAHASI GENELLEŞTİRİLMİŞ HİDROJEOLOJİK DÖNGÜ MODELİ

Şekil 5: Kızıldere Jeotermal Alanı Genelleştirilmiş Hidrojeolojik Modeli. Filiz (1982), Şimşek (1985), ENEL (1988) ve Berlin Üniversitesi (1997) çalışmalarından faydalanılarak modifiye edilmiştir.

reenjeksiyon lokasyonu arasında, sahayı sınırlayan K-G uzanımlı bir fay mevcuttur (Şekil 1).

f. Yeni lokasyon çevresinde kullanılabilir çok sayıda gözlem kuyusu vardır. Yeni lokasyon, üretim kuyularından daha aşağı kotlardadır.

g. Sahada var olduğu öne sürülen jeotermal akım yönü KKD-GGB'dır. Yeni lokasyon, sahada boşalım yönünde yer almaktadır. Rezervuar sıcaklığına olumsuz bir etki yapması beklenmemektedir. Boşalım yönünde, reenjeksiyon nedeniyle oluşacak su seviyesi yükselimi, üretim zonları için basıncı olumlu yönde yükseltebilecek bir eşik vazifesi görebilmektedir.

6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Kızıldere Jeotermal Sahasında açılan TH-2 kuyusu reenjeksiyon için elverişli değildir. Sondaj kuyusu projenin devamı ve sonrasında, rezervuarın gözlemlenmesi amacıyla kullanılacaktır. Daha ileri aşamada, TH-2 sondaj kuyusu derinleştirilerek, geçirimli gnayslar hedeflenebilir.

Sahada yüksek kotlarda yer alan temele ait çatlaklı formasyonlar ile sahada yüzlek veren; sıcaklık aktivitesinden uzak, yüksek permeabiliteli birincil ve ikincil fay zonları, jeotermal rezervuarın beslenmesi bakımından, ortak davranış göstermektedir.

Jeotermal sahalarda reenjeksiyonun başarıyla uygulanabilmesi veya en azından sahanın reenjeksiyona ne derecede uygun olup olmadığının anaşılması için, uzun süreli ve detaylı bir çalışmaya gerek vardır. Kızıldere jeotermal alanında rezervuarın yayılımı vedevamlılığı henüz kavram aşamasındadır. MTA Genel Müdürlüğü tarafından uygulamaya konulan bu yeni proje desteklenmelidir.

1960 yılından günümüze kadar, MTA tarafından sürdürülegelen Kızıldere jeotermal sahasındaki çalışmaların sonuçları, yurdumuzdaki diğer önemli jeotermal sahalar için de olumlu deneyimlerin kazanılmasına yardımcı olacaktır.

FAYDALANILAN KAYNAKLAR

Aksoy, N., (1997). Kızıldere (Denizli) Jeotermal Enerji Sahasının Reenjeksiyon Olanakları. Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, İzmir.

-Arbeitszwischenbericht, (1997). Hydrogeochemische Untersuchungen der Thermawasser von Kızıldere, W-Anatolien, Türkei, Freie. Universitat Berlin, Germany.

Bixley, P., F., Carey, B., S & Harwood K., H. (1992). Reinjection at the Wairakei geothermal field. Geothermal resourcescouncil transactions, 16, 621-625.

ENEL, Ente Nazionale per l'Energia Elettrica Unita Nazionale Geotermica (1988). Optimization and development of the Kızıldere geothermal field, Pisa.

Filiz, Ş. (1982). Ege Bölgesindeki Önemli Jeotermal Alanların O^{18}, H^2, H^3, C^{13} izotoplarıyla İncelenmesi. Doçentlik Tezi.

Filiz, Ş. (1989), Isotopic analysis of CO_2 and travertines in the Denizli geothermal provinces (West Anatola). Seminar on new developments in geothermal energy, Ankara.

Mitsubishi Heavy Industries td. (1983). Reinjection of geothermal water.

Nicholson, K., (1993). Geothermal Fluids, Chemistray and Exploration Techniques, 20-35. ISBN 3-540-56017-3 New York.

Şimşek, Ş., (1985). Geothermal model of Denizli - Sarayköy - Buldan Area. Geotermics, 14, 393-417.

Sarmiento, Z., F. (1986). Waste water reinjection at Tonganon geothermal field resuts and implications. Geothermics, 15, 295-308.

Steingrimsson, B., Aunzo, Z., Bodvarsson, G.S., Truesdel, A., Cuellar, G., Escobar, C. & Quintanilla, A. (1994). Changes in thermodynamic conditions of the Ahuachapan resevoir due to production and reinjection. Geothermics, 20, 23-38.

YERBİLİMLERİ *GEOSOUND* | HAZİRAN *JUNE* 1997 | SAYI *NO* 30 | ISSN 1019-1003

YENİ YERLEŞİM ALANLARININ BELİRLENMESİNDE YERBİLİMİ VERİLERİNİN KULLANIMI

Hidayet TAĞA
Mersin Üniv. Müh.Fak. Jeoloji Mühendisliği, Çiftlikköy/MERSİN

Cavit DEMİRKOL
Çukurova Üniv. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Mühendisliği, Balcalı/ADANA

ÖZET: *Sağlıklı kentleşmenin temel öğesi olan doğal çevre ile uyum, kent planlaması aşamasında göz önünde bulundurulması gereken en önemli özelliklerden biridir.Yoğun nüfus artışı ile meydana gelen çarpık kentleşme ve sanayileşme çevre korunması sorununu ön plana getirmekte, doğal arazinin en verimli şekilde kullanımını zorunlu kılmaktadır. Doğal arazinin kullanım şeklinin belirlenmesi aşamasında, Mersin yerleşim alanı örneğinde olduğu gibi, yerbilimlerinden yararlanılmadığı zaman çözümü oldukça zor, hatta imkansız problemler gündeme gelmektedir ve artarak gelecektir.*

THE USE OF EARTH-SCIENCE DATA FOR IN SELECTION OF NEW URBAN AREAS

ABSTRACT: *Environmental compatibility in urban planning is one of the factors that must be considered in selecting new urban areas. Improper urbanization along with industrialization and high rate of population increase brings up the need for protection of the environment and proper land use. Problems arise when geology is not considered, as done in the city of Mersin, planning land uses.*

1.GİRİŞ

Yerbilimlerinin yeni yerleşim alanlarının belirlenmesindeki etkisini ortaya koymak amacıyla Doğu Akdeniz Bölgesinde Mersin ilinin kuzey-kuzeybatı kesimlerinde yer alan çalışma, 1/25000 ölçekli Mersin O 33 a1, a4 ve Silifke O32 b2, b3 paftalarında yaklaşık 210 km^2'lik bir alanı kapsamaktadır.

Doğal arazinin kullanım şeklinin belirlenmesinde yerbilimlerinin önemli bir yeri bulunmaktadır (Tablo.1). Bölgenin depremselliği, sel tehlikesi, heyelan, çığ düşmesi, kaya düşmesi, zemin duraylılığı gibi jeolojik yapıyla ilgili sorunların yanısıra, doğal dengenin bozulması gibi sorunları irdeleyerek çözüm önerileri getiren yerbilimi verilerinden yararlanılmadığı zaman giderilmesi çok zor, hatta olanaksız olan yanlış seçimler gündeme gelmektedir. Doğal arazinin kullanımı için günümüzdeki hızlı ve düzensiz gelişme, şehir plancılarını çözümü olanaksız sorunlarla karşı karşıya getirmektedir. Çok kaba bir varsayımla kentlileşen her kişi başına en az 100-150 m^2'lik (Birleşmiş Milletler'in yayınlarında 285 m^2/kişi olarak geçmektedir) bir alan gereksinimi vardır (Altaban, 1984).

Kıyıya paralel dar bir şerit halinde uzanan Mersin şehri, verimli tarım toprakları üzerinde gelişimini sürdürmekte, doğal arazide giderilmesi oldukça güç, hatta imkansız çevre problemleri meydana gelmektedir.

Tablo 1: Jeolojik Şartların Arazi Kullanımına Göre Önemliliği (Çakmak ve Ünver, 1993).

Arazi Kullanım Tipi / Jeolojik Şartlar	Ağır Yapı İnşaatı	Hafif Yapı İnşaatı	Atık Tanzimi	Yapı Malzemesi Seçimi	Hafriyat Kolaylığı	Yol Yapımı	Tarım
Toprak ve kayanın fiziksel özellikleri	●	●	●	●	●	●	●
Şev Duraylılığı	●	●	○	○	○	●	○
Yüzey Malzemesi Kalınlığı	●	●	○	●	○	○	○
Yeraltısuyu Derinliği	●	●	●	●	○	○	●
Yüzey Suyunun Sağlanması	○	○	○	●	○	○	●
Taşkın Tehlikesi	●	●	●	●	●	●	●

●	Birinci Derece Önemli
○	İkinci Derece Önemli

2. MATERYAL-METOD

2.1. Materyal

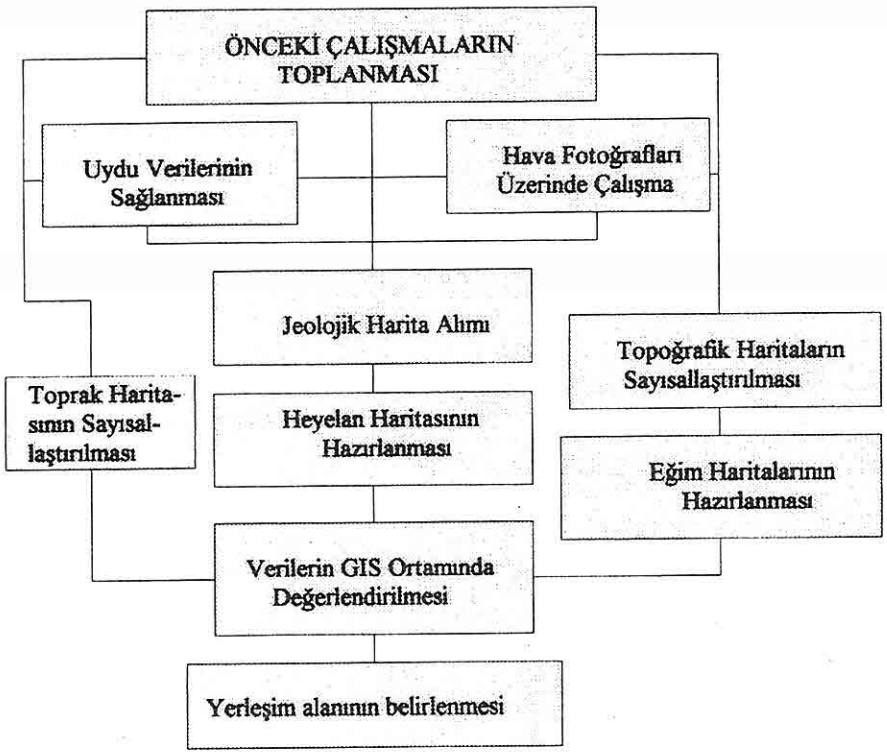
Bu çalışmada Landsat5 TM'in 21/9/1991 tarih ve 176/34 frame görüntüsünün 3., 4., 5. bantları, bu görüntülerin yorumlanması ve bölgenin jeolojisinde kullanılmak amacıyla hava fotoğafları kullanılmıştır. Bölgenin jeoloji, heyelan ve eğim haritaları hazırlanarak sayısallaştırılmıştır.

2.2. Metod

Saha, laboratuvar ve büro çalışması şeklinde gerçekleştirilen bu araştırmada aşağıdaki akım şeması izlenmiştir (şekil.1).

Temel haritalar ile Köy Hizmetleri'nden sağanan toprak haritası, jeoloji haritası ve heyelan haritası ARC/INFO'da sayısallaştırılmıştır.

Eğim yüzdesi ve eğim yönü gibi parametrelerin oluşturulması amacıyla 1/25000 ölçekli topoğafik haritadaki 50 m den geçen eşyükselti eğileri hat takip edilerek ARC/INFO'da sayısallaştırılmış ve ERDAS Raster GIS'e aktarılmıştır. Bu veriler Erdas görüntü işleme sisteminde bulunan sayısal eğim modeli (DEN) programında değerlendirilerek çalışma alanına ait % eğim ve eğim yönü haritası çıkarılmıştır.



Şekil 1: Çalışmada izlenen akım şeması.

3. ARAŞTIRMA BULGULARI

3.1. Jeoloji

Orta Toroslar'da Bozkır Birliğinde yer alan (Özgül, 1976) inceleme alanında temeli oluşturan Fındık melanjı (Maastrihtiyen) (Yaman, 1991) üzerine açısal uyumsuzlukla sığ denizel nitelikli çakıltaşı, çakıllı kireçtaşı, kumlu-killi kireçtaşından oluşan Kaplankaya formasyonu (Üst Burdigalien-Langifen) (Yetiş ve Demirkol, 1986) gelmektedir. Kaplankaya formasyonu ile yatay ve düşey geçiş sunan resifal nitelikli Karaisalı formasyonunu (Burdigaliyen-Langiyen) (Yalçın ve Görür, 1984), marn ve şeylden oluşan ve oldukça derin deniz ortamı ürünü olan Güvenç formasyonu (Langiyen-Serravaliyen) (Yetiş ve Demirkol, 1984) üzerlemektedir. Siltli kumtaşı-kumtaşından oluşan Kuzgun formasyonu (Tortoniyen) (Schmidt, 1961; İlker, 1976) üzerinde ise açısal uyumsuzlukla Kuvaterner yaşlı kaliş ve alüvyonlar yer almaktadır (Şenol, 1989; Taga, 1995; Taga ve Demirkol, 1996) (şekil.2.)

3.2. Heyelan

Arazi gözlemleri ve hava fotoğaflarından yararlanılarak inceleme alanındaki heyelanlar, mostraların işaretlenmesi yöntemi ile haritalanmıştır (şekil.2). İnceleme alanındaki heyelanların çoğunluğu ofiyolitik melanj ile kumlu, siltli ve killi birimlerde görülmektedir.

Yeni yerleşim alanları seçiminde, heyelan olan veya olma olasılığı olan kesimler şehirleşme için kullanılmamalı, genel eğence ve dinlence yerleri olarak bırakılmalıdır.

3.3. Eğim

Eğim haritalarının hazırlanmasının temel amacı; inceleme alanını çeşitli eğim değerlerine göre guruplandırmanın yanı sıra; jeolojik, jeomorfolojik yorum ile tektonik hatları, açık veya örtülmüş fay hatları ve bunların arasındaki ilişkilerin ortaya çıkarılması oluşturmaktadır.

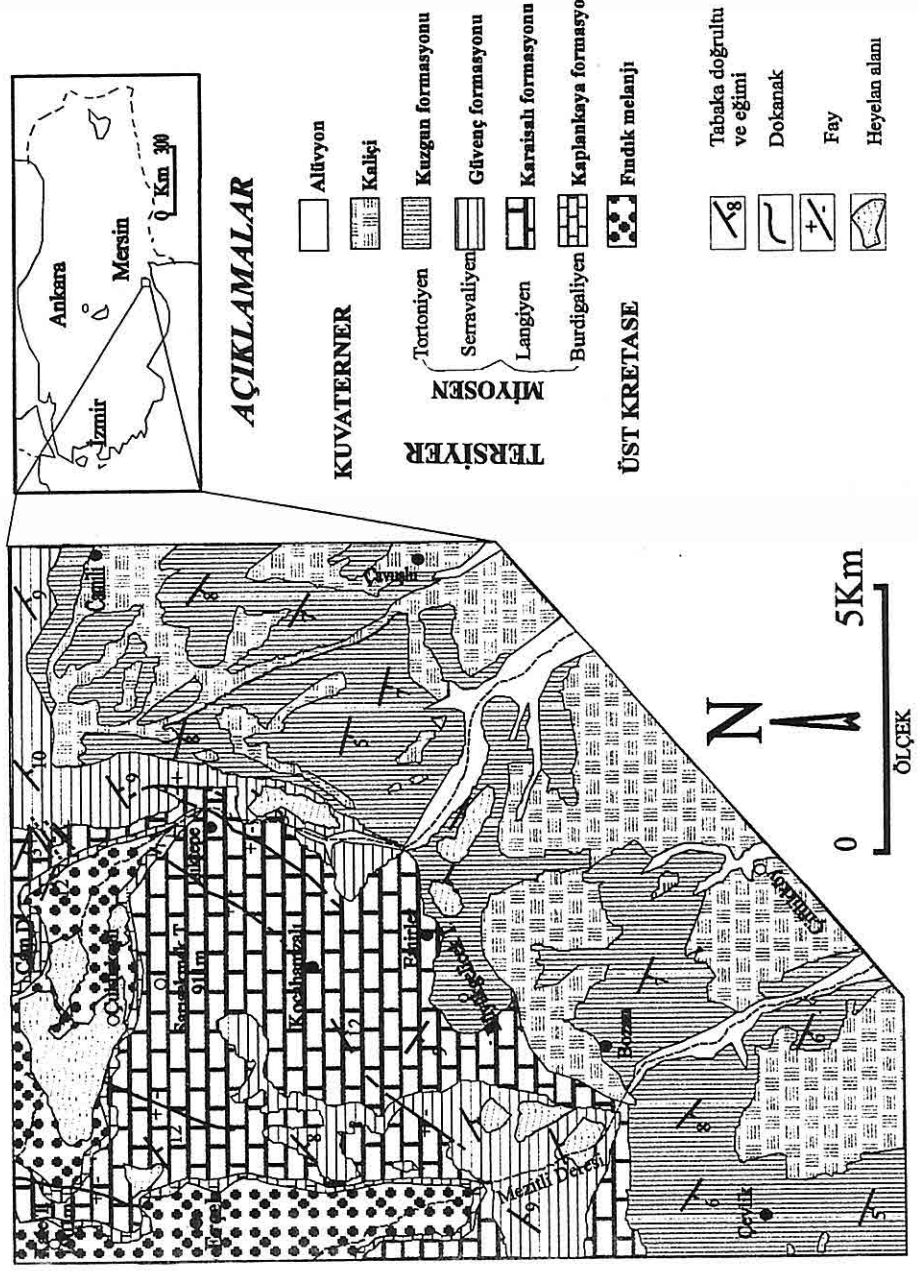
Eğim haritalarının; ziraat, ormancılık, yerleşim, endüstrileşme alanlarının seçiminde kullanımına gereken önemin verilmemesi, bu tip uygulama alanlarında birçok ekonomik ve çevre sorununu beraberinde getirmektedir.

Planlamada kullanılan baz haritalardan birisini eğim haritaları oluşturmaktadır. Arazinin eğim açısından kullanılabilirliği eğim haritalarının hazırlanmasından sonra anlaşılabilmektedir. Bu yüzden çalışma alanının eğim haritası hazırlanmıştır (şekil.3). Böylelikle doğal arazinin en uygun kullanım şekilleri belirlenerek, yanlış arazi kullanımlarından kaynaklanan çevre problemlerinin önüne geçilmiş olacaktır.

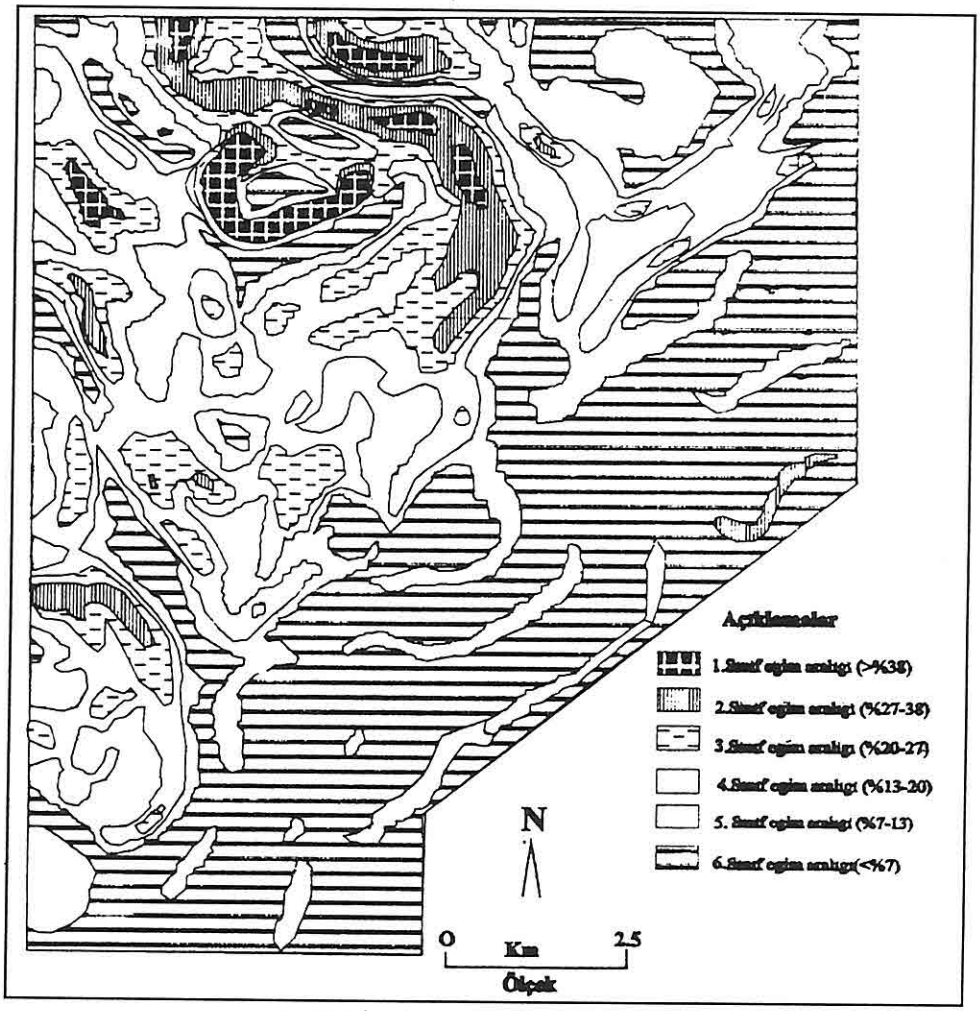
3.3.1.Eğim Değerlerinin Hesaplanması

İnceleme alanına ait eğim değerleri Erdas "Terrain Analysis Module" (ERDAS, 1991) yardımıyla hazırlanmıştır.

3x3 piksellik bir alanda her bir piksele ait x ve y koordinatları ile belirtilen piksele ait eğim değeri hesaplanması aşağıdaki şekile göre yapılmaktadır



Şekil 2: İnceleme alanının jeoloji haritası (Tağa ve Demirkol, 1996).



Şekil 3: İnceleme alanının eğim haritası

(şekil.4).

Erdas (1991) yazılımında eğim değerleri; merkezdeki "e" pikselini (30x30 m) çevreleyen x,y,z kordinatları esas alınarak Δx ve Δy değerleri hesaplanır.

$\Delta x1=c-a$, $\Delta x2=f-d$, $\Delta x3=i-g$ ve

$\Delta x=(\Delta x1+\Delta x2+\Delta x3)$ olur. Aynı şekilde Δy'de hesaplanarak "e" pikseline ait eğim değeri;

$\Delta e=\sqrt{\Delta x^2+\Delta y^2}$ olur. S değeri "e" opikseline ait yükseklik değeri olmak üzere;

$\Delta e \leq 2S$ ise % eğim=$(\Delta e/2S)100$, $\Delta e 2S$ ise %eğim=$100+(1-2S/\Delta e)x100$ olur.

Derece olarak eğim=$\tan^{-1}(\Delta e/2S)x180/\pi$ olur. Bunu bizim örneğe uyguladığımızda; $\Delta x=5.33$, $\Delta y=-2.33$, $\Delta e=5.8$, % eğim=8.88 ve derece olarak eğim=5.52 olur.

a)

a	b	c
d	e	f
g	h	i

b)

10	20	25
22	*30*	25
20	24	18

Şekil 4: "e" pikselinin eğim değerinin hesaplanmasına ait sembolik (a) ve sayısal örnek (b).

3.3.2. Eğim Aralıklarının Seçimi ve Uygulama Alanları

Düzenli kent yerleşim alanlarının seçiminde eğim haritalarının önemi çok büyüktür. Oluşturulan eğim aralıklarına uyulmadığı taktirde ileriki safhalarda ekonomik ve çevre sorunları meydana gelmektedir. İnceleme alanı literatürde yer alan sınıflama sistemleri esas alınarak (Aktimur ve diğ, 1984; Aktimur ve diğ, 1988; Gürel ve diğ, 1980, Soil Survey Division Staff,1993) altı eğim gurubuna ayrılmıştır (Tablo.2; şekil.3). Bu eğim guruplarından 1. ve 2. sınıf eğim guruplarına ait alanlar yerleşim için uygun olmayan alanlar olarak değerlendirilmiştir.

3.4. Toprak

Doğal bir kaynak olan toprak, esas olarak kayaların parçalanma ürünleri ile çeşitli miktarlardaki organik maddelerin karışımından oluşmaktadır.

Sanayileşme ve konut gelişmeleri sonucu Bursa ve Düzce ovalarıyla Çukurova gibi yerlerdeki tarım toprakları elden çıkmaktadır. Dörtyol-Mersin arasındaki karayolu boyunca uzanan 2 km genişliğndeki şerit içinde 1956 yılında yalnız 691 dekar olan sanayi alanı, 1975'de 11121 dekara, 1980'de de 25576 dekara yükselmiştir. Kentsel kullanım alanları ise 1975-80 arasında 4749 dekardan 38640 dekara yükselmişti (Öztan, 1975; Koç, 1982).

Bu örneklerden de görüleceği gibi verimli tarım toprakları amaçları dışında kullanılarak yok olmaktadır. Günümüzde, Mersin'deki kentsel gelişme de verimli tarım toprakları üzerinde hızlı bir şekilde artmaktadır. 1963-1993 yılları arasında tarım topraklarının kentsel kullanımı 15.7 kat artmıştır (Dinç ve diğ, 1996).

Bu çalışmada Kocabaş ve diğ (1987)'nin yapmış oldukları 1/100000 ölçekli toprak haritası toprak işlemesine elverişili olan I., II., III. ve IV. topraklara ait sınırlar sayısallaştırılmış ve bu alanlar tarım alanı olarak kullanılması gerekli alanlar olarak belirlenmiştir. Toprak işlemesine elverişsiz topraklar ile anakayanın yüzeyde olduğu alanlar ise yeni yerleşim alanları için uygun alanlar olarak belirlenmiştir (şekil.5).

Tablo 2: Eğim Aralıklarının Seçimi ve Uygulama Alanları.

Eğim sınıfı	Eğim değeri (%)	Eğim değeri (°)	Arazi kullanım kabiliyetine uygunluk
1	>%38	>17°	Genel eğlence ve dinlence alanları, dik eğimli araziler, özel mühendislik önlemleri gerektiren çalışmalar
2	%27-38	12-17°	Makinalı orman çalışmalarının üst sınırı
3	%20-27	9-12°	Kentleşme için üst sınır, eğimli tarım alanları
4	%13-20	6-9°	Genel kentleşme, evsel yerleşim
5	%7-13	3-6°	Sulu tarım, kent içi yollar
6	%0-7	0-3°	Demiryolları, hava alanları, karayolları, ticaret merkezleri, tarım alanları

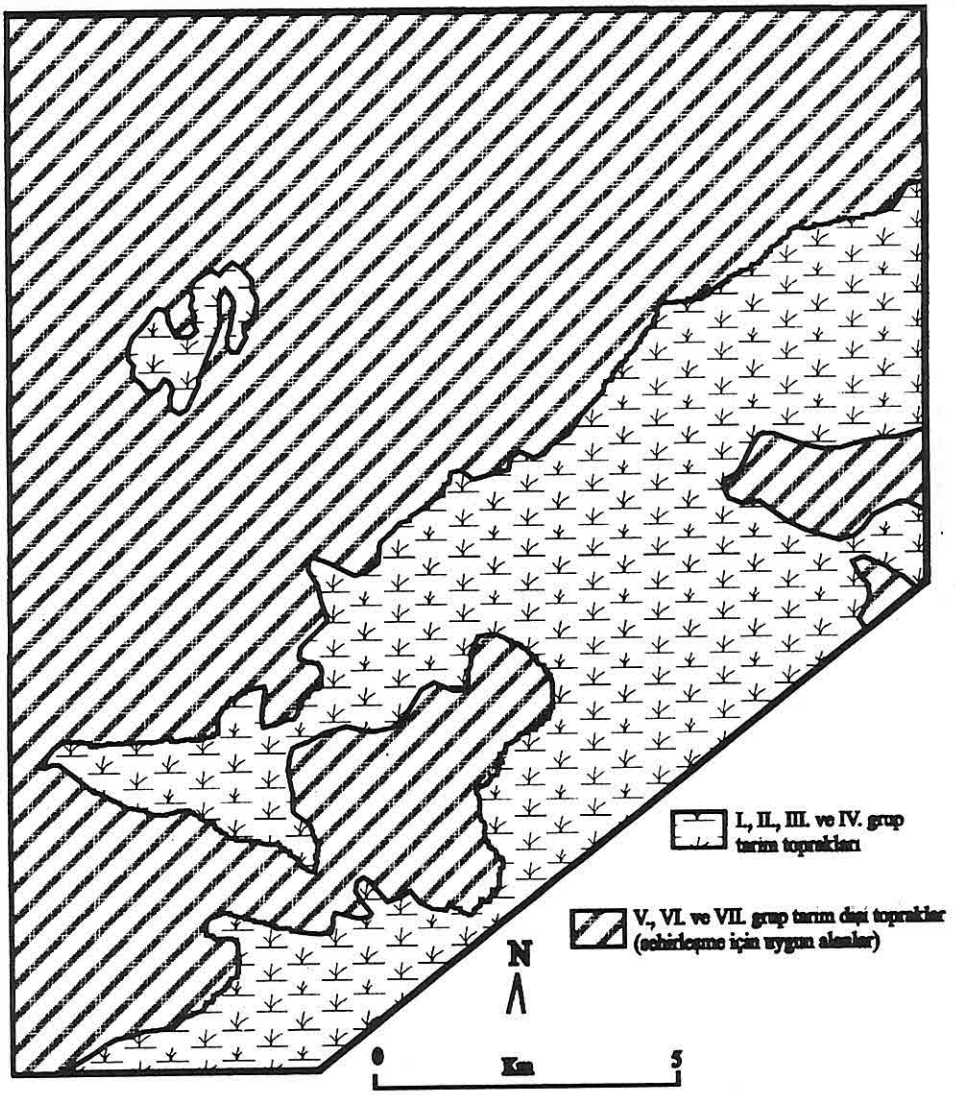
4. TARTIŞMA VE SONUÇ

Yeni yerleşim alanlarının belirlenmesinde yerbilimi verilerinin kullanımı ve öneminin belirlenmesi amacıyla yapılan bu çalışmada, son 100 yıllık taşkın alanları ile orman verilerine ait sağlıklı bilgiler bulunamadığı için çalışmada bu kısımlar eksik kalmıştır. Bu eksikliklere rağmen yeni yerleşim alanlarının belirlenmesi aşamasında bu tip bir pilot çalışmanın yapılması, doğal arazinin en uygun kullanım şeklinin belirlenmesi açısından oldukça önemlidir. Jeoloji, eğim, heyelan ve toprak bilgilerinin yardımıyla şehirleşme için uygun alanlar belirlenmiştir. Bu verilerin her biri tek tek ve toplu olarak analiz edilerek yeni yerleşim için uygun alanlar belirlenmiştir (şekil.6). Buna göre inceleme alanının kuzey-kuzeybatı ve doğu kesimleri başta eğim, jeolojik özellikleri ve büyük toprak gurupları açısından şehirleşme için uygun olanları oluşturmaktadır. Buna karşılık çalışma alanının güney-güneydoğu kısımları eğim açısından şehirleşme için uygun olmasına karşılık, jeolojik özellikleri ve verimli toprak guruplarının yer almasından dolayı yerleşime uygun olmayan alanlar olarak belirlenmiştir.

Düzenli yerleşim alanlarının sağlanması, sağlıklı ve ekonomik ulaşım ağlarının kurulması, çarpık kentleşme ve hızlı nüfus artışı olgusunun doğurduğu büyük sorunların ortadan kaldırılması veya iyileştirilmesinde yerbilimi verilerinin kullanım zorunluluğu açıkça görülmektedir. Bu çalışma ile yerbilimi verileri kullanılarak hatalı arazi kullanımdan kaynaklanabilecek çevre problemlerinin önlenebileceği belirlenmiştir.

5. TEŞEKKÜR

Bu çalışmayı FBE 94-127 nolu ile destekleyen Ç.Ü. Araştırma Fonuna, Ç.Ü

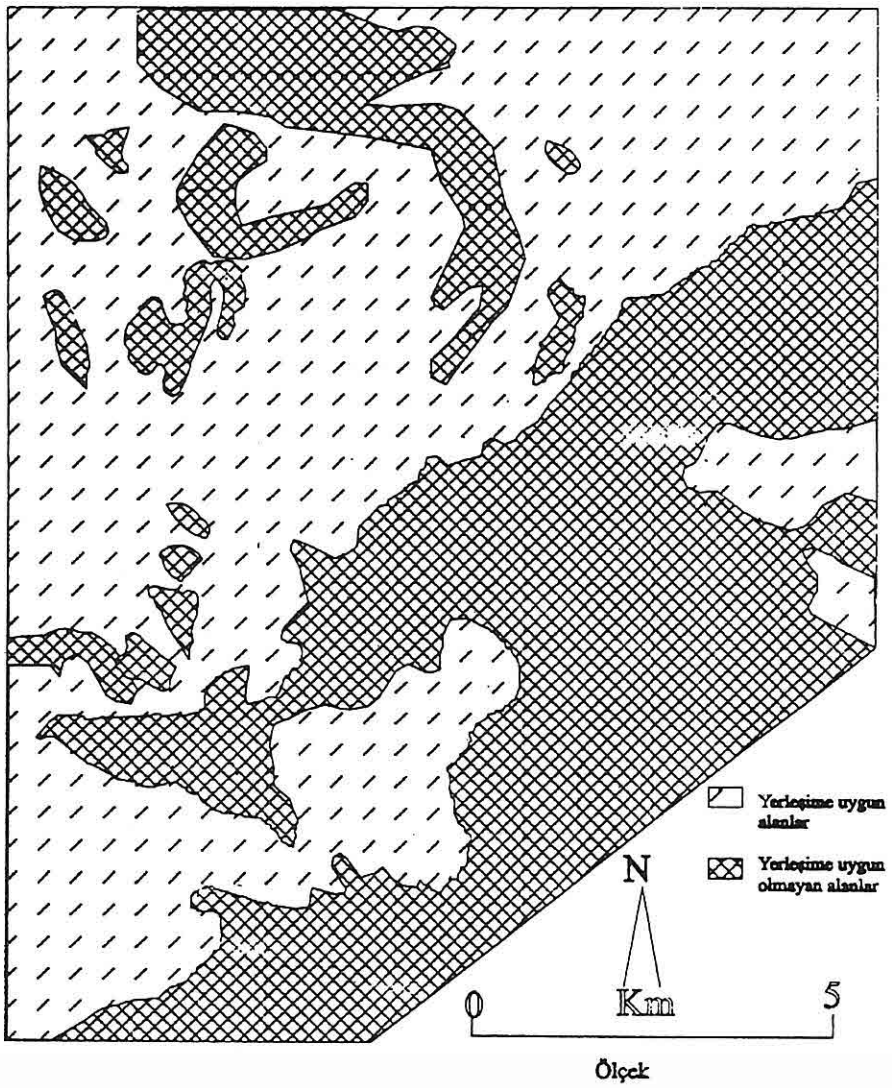


Şekil 5: İnceleme alanının büyük toprak guruplarına göre kullaırm şekli (Koçabaş ve diğ, 1987'den)

Ziraat Fakültesi Toprak Bölümü Uzaktan Algılama Merkezi Sorumluları Prof.Dr.Ural DİNÇ'e, Yard.Doç.Dr.Naci ÖZTÜRK'e ve GIS konusunda çalışmayı tavsiye eden Yard.Doç.Dr.Fred ERNST'e ve TPAO'dan Ömer ÇUHADAR'a teşekkür ederiz.

6. KAYNAKLAR

ALTABAN, Ö., 1984. Kentsel Gelişmenin Kırsal Alandaki Etkileri Üzerine Görüşler. 8. Düıra şehircilik



Şekil 6: Belirlenen yeni yerleşim alanları

Günü, 73-81, Adana.

AKTİMUR, H.T., ATEŞ, S ve ORAL, A., 1984. Bolu çevresindeki deprem zararlarının azaltılmasına yönelik Sismik zonlama. TJK Bülteni, cilt:29, 43-49.

AKTİMUR, HT., TEKİRLİ, E., YURDAKUL, M.E., TEOMAN, M.S., ATEŞ, Ş., SÖNMEZ, M., KEÇER, M., ÖZTÜRK, V.,ve POTOĞLU, S., 1988. Erzincan ve çevresinin arazi kullanım potansiyeli. MTA Raporu, Derleme No.8381, (Yayınlanmamış) Ankara.

ÇAKMAK, Y.T. ve ÜNVER, Ö., 1993. Jeoloji ve Arazi İslah Çalışmaları. Türkiye Jeoloji Kurultayy Bülteni, s.8, 90-96, Ankara.

DİNÇ, U., ŞENOL, S., ÖZTÜRK, N., ÖZBEK, H., DİNGİL, M. ve ÖZTEKİN, M.E.,1996. Adverse effect of uncontrolled development of the urban areas on the agricultural land in Turkey, a case study at Mersin province. International Conference on Land Degradation, p.70, Adana-Turkey.

ERDAS, 1991.Core Volume 1: A-G Atlanta

ERDAS, 1991. Core Volume 2: H-Z Atlanta

ERDAS, 1991. Raster GIS Modelling Atlanta

GÜREL, N., ÜNSAL, Y., YURDAKUL, E. ve YÜKSEL, M., 1980. Ankara-Mogan ve Eymir Gölü çevresinin arazi kullanım potansiyel haritası. MTA Derleme Rapor no:6836, Ankara.

İLKER, S., 1976. Adana Baseni Kuzey-Batısının Jeolojisi ve Petrol Olanakları, TPAO, Arama Arşiv No:973, Ankara.

KOÇABAŞ, D., YÜZER, A., YAYMACI, H., ÖZUS, A., SANRIDAĞLI, U., ŞAHİT, Y., TEZEL, G., BÜYÜKYILMAZ, G., KARAÖMERLYOĞLU, S., KARABAŞ, A.N. ve YÜZGEÇ, A., 1987. İçel ili verimlilik envanteri ve gübre ihtiyaç raporu. T.C. Tarım Orman ve Köyişleri Bakanlığı, Köy hizmetleri Genel Müdürlüğü, Tovep Yayın No:47, Ankara

KOÇ, N., 1982. "Sanayi Hamlelerinin Yarattığı Önemli Sorunlar ve Peyzaj Mimarisi Açysından Alınması Gereken Önlemler." Başbakanlık Çevre Müsteşarlığı ve TMMOB, Sanayileşme Sürecinde Çevresel Etkiler, Ankara.

ÖZGÜL, N., 1976. Torosların Bazı Temel Jeoloji Özellikleri. TJK Bülteni, C.19, 65-78, Ankara.

ÖZTAN, Y., 1975. "Ülkemizde Endüstriyel Yerleşmelerin Yarattığı Tarımsal alan Kaybı." Peyzaj Mimarlığı, No.1 (Özel sayı), 68-75.

SCHMYDT, G.C.,1961. Stratigraphic Nomenclature for the Adana Region Petroleum Administration Bull., 6, 47-63, Ankara.

SOIL SURVEY DIVISION STAFF,1993. Soil Survey Manual. United States Department of Agriculture Handbook No.18, Washington, USA.

ŞENOL, M., 1989. Adana-Balcalı/Çatalan Bölgesi Geç Tersiyer-Kuvaterner İstifinin Lito-pedolojik ve Sedimantolojik İncelenmesi. Ç.Ü.Fen Bilimleri Enstitüsü, Toprak Anabilim Dalı, Doktora Tezi, Adana

TAĞA, H., 1995.Emirler-Çavuşlu (Mersin)Yöresinin jeolojisi ve Arazi Kullanım Potansiyeli. Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliğ Anabilim Dalı Yüksek Lisans Tezi, 86 s, Adana.

TAĞA, H. ve DEMYRKOL, C., 1996. Emirler-Çavuşlu Mersin Yöresinin Jeolojisi, 49. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildirileri, s.11, 1-6, Ankara

YALÇIN, N.M. ve GÖRÜR, N., 1984. Sedimentological evolution of the Adana Basin, International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, 165-172.

YAMAN, S., 1991. Mersin Ofiyolitinin

Jeolojisi ve Metallojenesi. Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu, 255-267, Adana.

YETİŞ, C. ve DEMİRKOL, C., 1984. Adana Baseni Kuzey-Kuzeybatı kesiminin temel stratigrafisine ilişkin bazy gözlemler. Türkiye Jeoloji Kurultayı 38. Bilimsel ve Teknik Kurul. Bildiri özleri, 59-61, Ankara.

YETİŞ, C. ve DEMİRKOL, C., 1986. Adana Baseni Batı Kesiminin Detay Jeoloji Etüdü, MTA Rapor No:8037, 187s., Ankara.

YERBİLİMLERİ *GEOSOUND* HAZİRAN *JUNE* 1997 SAYI *NO* 30 ISSN 1019-1003

AYDINCIK (İçel) YÖRESİNİN JEOLOJİSİ

Hayati KOÇ, Erol ÖZER ve Türker ÖZSAYAR
Mersin İniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü - İçel

ÖZET: *Aydıncık (İçel) yöresinde Infra-Kambriyen-Miyosen zaman aralığında oluşmuş 12 birim ayırtlanmıştır. Bunlar yaşlıdan gence doğru; Sipahili formasyonu (ınfra-Kambriyen), Hüdai kuvarsiti (Erken Kambriyen), Çaltepe formasyonu (Erken-Orta Kambriyen), Seydişehir formasyonu (Geç Kambriyen-Ordovisiyen), Büyükeceli formasyonu (Orta Devoniyen), Akdere formasyonu (Geç Devoniyen), Korucuk formasyonu (Erken Karbonifer), Kırtıldağı formasyonu (Geç Permiyen), Murtçukuru formasyonu (Geç Triyas), Cehennemdere formasyonu (Jura-Kretase), Yavça formasyonu (Geç Kretase) ve Mut formasyonu (Orta Miyosen)' dur. Bu birimlerden Infrakambriyen-Erken Paleozoyik yaşlı kayaçlar düşük dereceli metamorfizma geçirmiş ve ilksel dokularını genellikle kaybetmişlerdir.*

GEOLOGY OF AYDINCIK (İçel) AREA

ABSTRACT: *Twelve units have been distinguished between Infra-Cambrian and Miocene ages in the Aydıncık (ıçel) area. These units from bottom to top are Sipahili formation (Infracambrian), Hüdai quartzite (Early Cambrian), Çaltepe formation (Early-Middle Cambrian), Seydişehir formation (Late Cambrian-Ordovician), Büyükeceli formation (Middle Devonian), Akdere formation (Late Devonian), Korucuk formation (Early Carboniferous), Kırtıldağı formation (Late Permian), Murtçukuru formation (Late Triassic), Cehennemdere formation (Jurassic-Cretaceous), Yavça formation (Late Cretaceous) and Mut formation (Middle Miocene). Infra-Cambrian-Early Paleozoic rocks have undergone low grade regional metamorphism and they have lost their prior characteristics by regional tectonism.*

1. GİRİŞ

Çalışma alanı, Torid tektonik birliği içerisinde Orta Toroslar bölümünün güneyindeki Aydıncık civarında yeralmakta olup, 1/25000 ölçekli Silifke P30-c1 paftasını kapsamaktadır. Bölge, Toridler'in en yaşlı metamorfik ve metamorfik olmayan kayaçları arasında bir geçiş oluşturmaktadır.

Tüm Torid kuşağı, Paleozoyik öncesinden Tersiyer'e kadar uzanan, yer yer kesintisiz istifleri ve karmaşık tektonik yapısı nedeniyle birçok araştırıcının ilgisini çekmiştir. Özellikle çalışma alanı batısında yer alan Alanya-Antalya bölgesi ve çalışma alanı doğusunda yeralan Ovacık-Silifke bölgesinde birçok ayrıntılı jeolojik çalışmalar yapılmıştır. Aydıncık yöresi bu iki kuşağı birbirine bağlayacak, yapısal ve sedimantolojik ilişkileri açığa çıkaracak ilginç yörelerden biridir.

Çalışma alanını da içeren Orta Toroslar kuşağındaki en önemli çalışmalar Özgül ve Gedik (1973), Demirtaşlı (1976, 1984, 1987), Özgül (1976, 1983), Yüksel (1985), Yetiş ve diğ. (1995), Günay ve diğ. (1995) ve Kozlu ve Göncüoğlu (1995).dur.

2. STRATiGRAFi

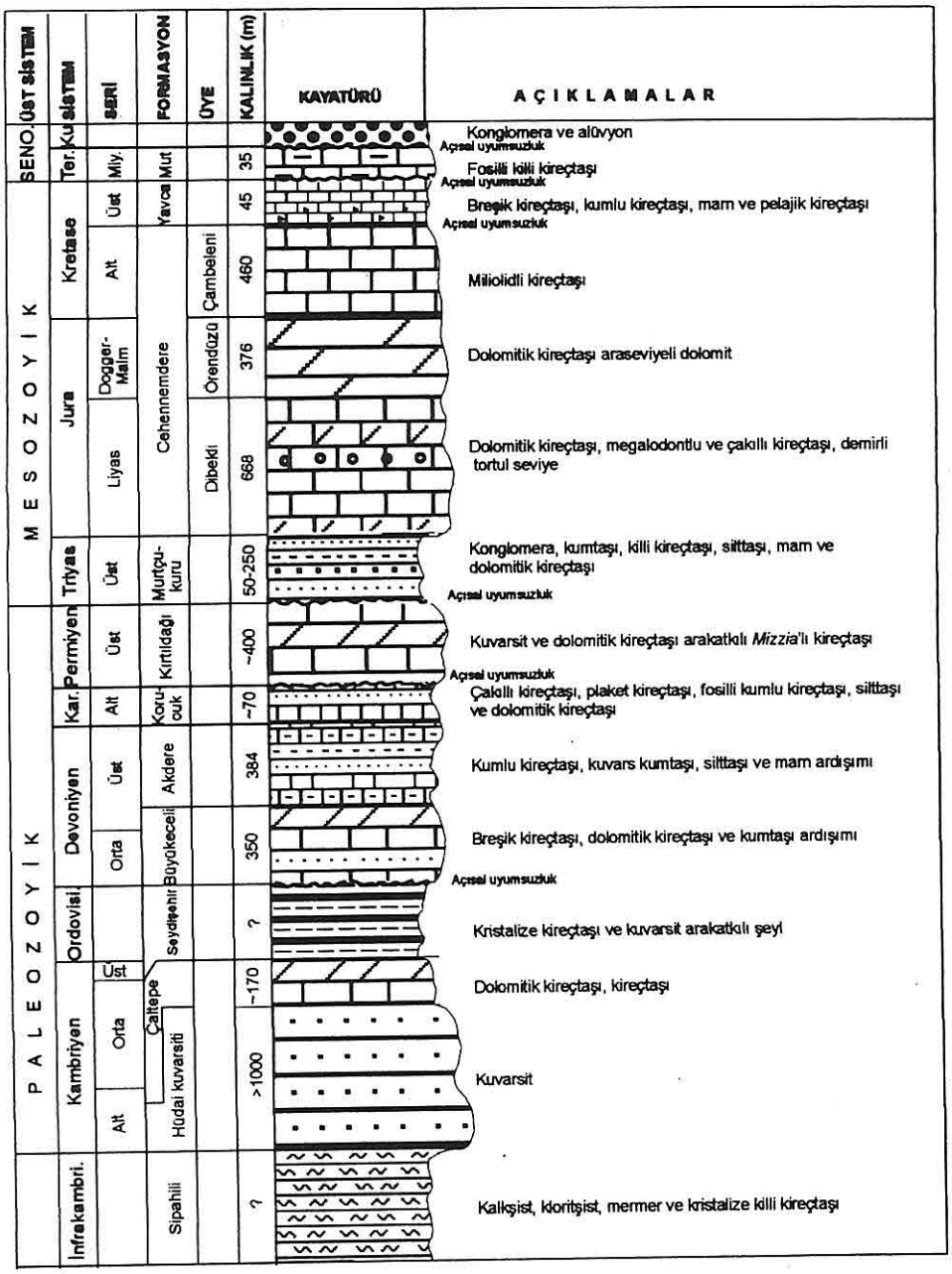
Çalışma alanında Infra - Kambriyen -Miyosen aralığında gelişmiş 12 farklı birim ayırtlanmıştır. Bölgenin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti Şekil-1.de, jeolojik haritası ise Şekil-2.de verilmiştir.

2.1 Sipahili formasyonu (Infra-Kambriyen)

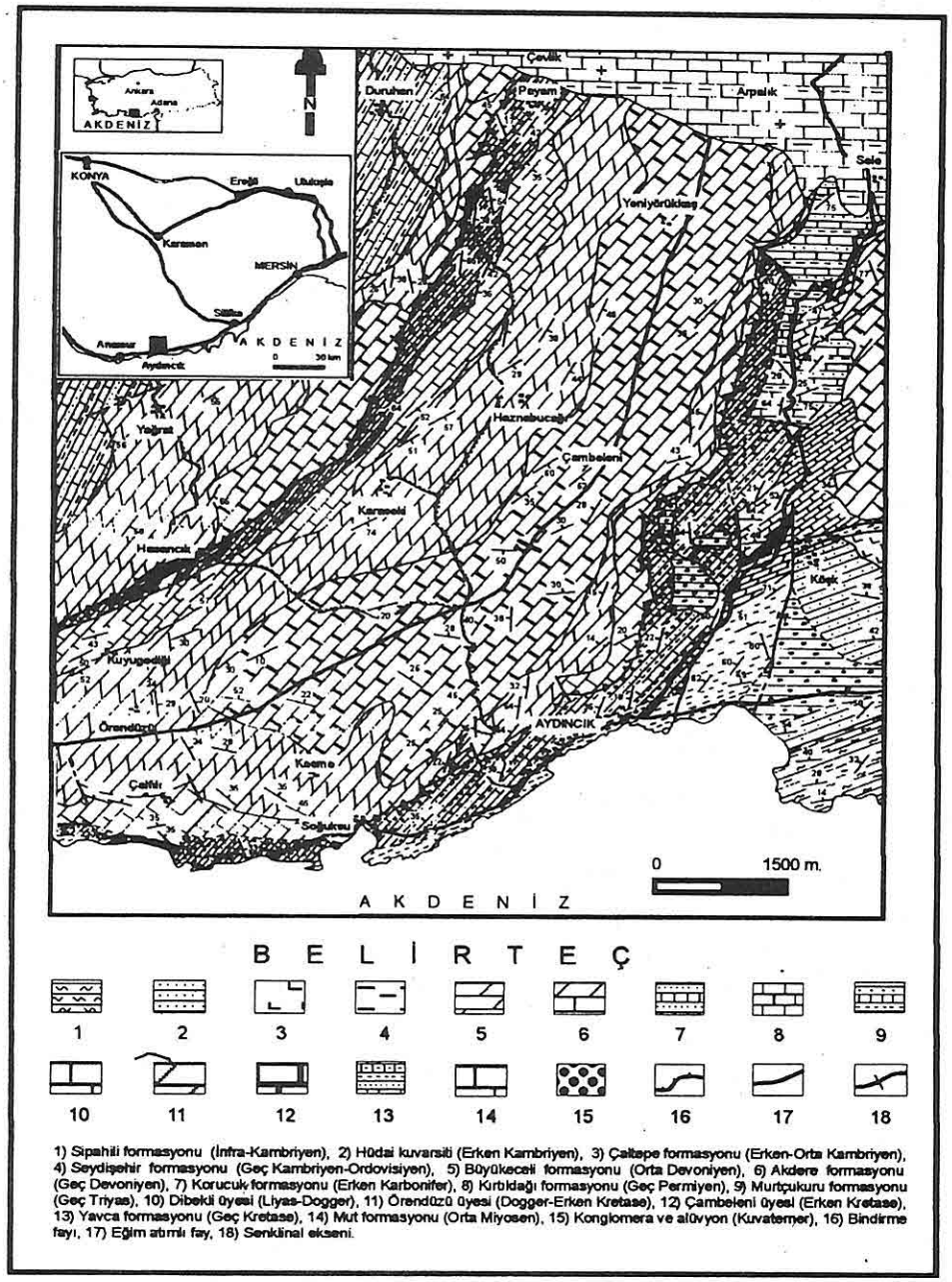
Tüm Toros kuşağında olduğu gibi, inceleme alanının tabanını Sipahili formasyonu olarak adlandırılan düşük dereceli metamorfizma izleri taşıyan kalkşist, klorit şist, kristalize kireçtaşı ve metakonglomera'dan oluşan ardalanım oluşturmaktadır (Şekil 1). Metakonglomera seviyeleri içerisinde eski bir kristalen temelden türeyen mikaşist ve gnays çakılları gözlenmektedir. Sandıklı (Afyon) civarında eş yaşlı birim içerisinde ignimbrit, litik ve kristal tüflerden oluşan metavolkanit arakatkıları saptanmıştır (Kozlu ve Göncüoğlu, 1995). Kröner ve Şengör (1990) tarafından Sandıklı Graniti olarak adlandırılan bu intrüziflerden yapılan yaş tayinleri 543+7 ve 2448+3 my arasında değişen yaşlar vermiştir. Birimin litolojik içeriği, yanal ve düşey fasiyes değişimleri ve farklı yörelerde farklı kalınlıklar sunması, tektonik olarak aktif ve kenarları faylarla sınırlı bir rift havzasında çökelmiş olabileceğini gösterebilir. Husseini (1989), Gondwana kıtasının kuzeydoğu kenarı boyunca 550-600 my arasında kıta içi gerilmelerin geliştiğini, Tolluoğlu ve Sümer (1995) bu bölgenin magmatik ve metamorfik birimlerden türeyen klastiklerin çökelme alanı olduğunu belirtmektedir.

2.2. Hüdai Kuvarsiti (Alt Kambriyen)

Çalışma alanında Büyükalan ve Çıra Tepe arasında geniş bir alan kaplayan kuvarsitler (Şekil 2), tabanda yeralan Sipahili formasyonu üzerine uyumlu



Şekil 1: Aydıncık (İçel) yöresinin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti.



Şekil 2: Aydıncık (İçel) Yöresinin jeolojik haritası.

olarak gelirler. Kuvarsitler pembe-kahve-beyaz renkli, kalın tabakalı, çapraz tabakalanmalı olup, yer yer ince silttaşı arakatkıları içerirler.

Deformasyon etkisiyle kuvars tanelerinde yeniden kristallenme yapıları, dalgalı sönme ve üçlü birleşim yapıları gözlenmektedir.

Birimin yaşı, stratigrafik konumu ve bölgesel deneştirmelere göre Alt Kambriyen olarak belirlenmiştir. Hüdai kuvarsitini uyumlu olarak üzerleyen Çaltepe formasyonunun içerisinde Orta Kambriyen yaşını veren trilobit, brachiopod ve conodontların bulunmuş olması, birimin Alt Kambriyen yaşını destekleyen veridir.

Hüdai kuvarsiti kırmızı rengi ve çapraz tabakalanması nedeniyle karasala çok yakın kıyı kumluğu ortamında çökelmiş olmalıdır. Yoğun kuvars taneleri beslenme alanının granitik veya metamorfik bir temel olabileceğini gösterir. Kuvarsitlerin farklı yörelerde farklı kalınlıklar sunması, çökelme alanının blok faylı taban topoğrafyası ile ilişkili olmalıdır.

2.3. Çaltepe formasyonu (Alt-Orta Kambriyen)

Başlıca kalın tabakalı dolomitik kireçtaşları ve orta-kalın tabakalı kireçtaşlarından oluşan Çaltepe formasyonu Hüdai kuvarsiti üzerine uyumlu olarak gelmektedir (Şekil 1). Toros kuşağının birçok yerinde birim içerisinde Orta Kambriyen yaşını veren trilobit ve conodontlu kırmızı yumrulu kireçtaşlarının yeraldığı belirtilmektedir (Dean ve Monod, 1970,1995; Gedik,1977, 1989; Özgül ve Gedik, 1973). Çalışma alanında birimin yaşını belirleyen fosilli yumrulu kireçtaşlarının bulunamamış olmasına karşın, bölgesel deneştirmelere göre benzer litolojik özellikler birimin aynı yaşlı olduğunu göstermektedir. Formasyon gelgit üstü ve gelgit içi koşullarını yansıtan bir karbonat platformunda çökelmiştir.

2.4. Seydişehir formasyonu (Üst Kambriyen-Ordovisiyen)

Batı Toroslar'da genel olarak şeyllerden oluşan Üst Kambriyen -Ordovisiyen yaşlı birim Seydişehir formasyonu olarak adlandırılmıştır (Dean ve Monod, 1970). Çalışma alanında dokanağı faylı olmasına karşın, tüm Toros kuşağında birimin Çaltepe formasyonu üzerine uyumlu olarak geldiği belirtilmektedir (Dean ve Monod, 1970,1995; Gedik,1977, 1989; Özgül ve Gedik, 1973). Birim yer yer kristalize kireçtaşı ve kuvarsit arakatkıları içeren şeyllerden oluşmaktadır (Şekil 1). Formasyonun litolojik özellikleri ve fauna içeriği birimin açık deniz koşullarında çökeldiğini kanıtlar. Birim içerisinde yoğun olarak gözlenen laminalı şeyl seviyeleri ve bu seviyeler içerisinde bulunan graptolit fosilleri açık deniz ortamını gösteren verilerdir. Şeyllerle yer yer arakatkılar şeklinde gözlenen kumtaşları türbiditik arakatkılar olarak yorumlanabilir.

2.5. Büyükeceli formasyonu (Orta Devoniyen)

İnceleme alanında Geç Paleozoyik yaşlı kayaçlar Seydişehir formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen Orta Devoniyen yaşlı Büyükeceli formasyonuyla başlar. Formasyon taban konglomerası ile başlamakta ve alttaki düşük dereceli metamorfizma geçirmiş yaşlı birimlerin çakıllarını içermektedir. Konglomera üzerinde kuvars kumtaşı ve breşik kireçtaşı araseviyeleri içeren orta tabakalı kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşları yeralmaktadır. Birim içerisinde gözlenen brachiopod ve mercan kavkıları yaş vermekten uzaktır. Formasyonun yaşı Üst Devoniyen yaşlı birimle uyumlu olarak üzerlenmesi ve önceki çalışmalara göre Orta Devoniyen olarak belirlenmiştir (Demirtaşlı, 1987; Özgül ve diğ. 1973). Birimin litolojik özellikleri ve fauna içeriği açık denizle bağlantılı olup sığ lagünel bir denizi temsil etmektedir.

2.6. Akdere formasyonu (Üst Devoniyen)

Büyükeceli formasyonu üzerinde uyumlu olarak bol brachiopod, mercan, alg, bryozoa v.s. fosilli, kuvarslı kumtaşı, silttaşı ve şeyllerle ardışımlı, resifal kireçtaşları ve kumlu kireçtaşlarından oluşan Akdere formasyonu yer almaktadır. Birimin alt sınırı inceleme alanında tektonik dokanaklıdır. Üst dokanağı ise Alt Karbonifer yaşlı Korucuk formasyonuyla uyumlu olmasına karşın, birçok alanda aşınmaya bağlı olarak Geç Permiyen yaşlı Kırtıldağı formasyonu ve Geç Triyas yaşlı Murtçukuru formasyonuyla uyumsuz olarak üzerlenir. Formasyon içerisindeki kumlu kireçtaşlarından saptanan Spirifer sp., Atrypa sp., Zaprentis sp., Hexagonaria sp. gibi fosiller Geç Devoniyen yaşını verirler. Akdere formasyonunun litolojik özellikleri ve fauna içeriği birimin çok sığ, yer yer resifal nitelikli, zaman zamanda karasal malzemenin geldiği denizel bir ortamı karakterize etmektedir.

2.7. Korucuk formasyonu (Alt Karbonifer)

Korucuk formasyonu başlıca tabanda bol brachiopod, trilobit ve mercan fosilli killi-kumlu kireçtaşları ve üst seviyelerde küçük boyutlu brachiopod fosilleri içeren plaketli kireçtaşlarından oluşur. Birimin en üst seviyelerinde dolomitik kireçtaşları yer alır. Akdere formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen birim, Geç Permiyen yaşlı Kırtıldağı formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenir. Birimin içinden saptanan Rhipidomella michelini (LEVEILLE), Whidbornella sp., Cyrtospirifer sp., Composita sp., Productella sp., Rugosochonetes hardressis (PHILIPS), Semenevia sp., Leptagonia analoga (PHILIPS), Athyris lamellosa (LAVEILLE), Tomiproductus sp., Schuchertella sp., Cleiothyridina sp., Tylothyris sp., Syringothyris sp., Spirifer sp., Marginatia sp. gibi fosillerle formasyona Erken Karbonifer yaşı verilmiştir.

Korucuk formasyonu sığ bir karbonat platformunda çökelmiş olmalıdır. Zaman

zaman denizin sığlaşıp-derinleşmesine bağlı olarak şeyl, kumtaşı ve resifal kireçtaşlarının oluşumları mümkündür.

2.8. Kırtıldağı formasyonu (Üst Permiyen)

Kırtıldağı formasyonu çalışma alanının bazı bölümlerinde Korucuk formasyonu ve Akdere formasyonu üzerinde uyumsuzlukla yer almakta olup, Geç Triyas yaşlı Murtçukuru formasyonu ile uyumsuz olarak üzerlenir. Birim tabandan tavana kalın tabakalı kireçtaşları, çapraz tabakalanmalı kuvarsitler ve Mizzia'lı kireçtaşlarından oluşmaktadır. Birim içerisinden sağlanan Geinitzina sp., Parafusulina sp., Schwagerininidae, Hemigordius sp., Epimastopera sp., Involutinidae, Gymnocodium sp., Mizzia sp., Thaumatoporella sp. gibi mikro fosiller Geç Permiyen yaşını verirler.

Formasyonun mikrofasiyes özellikleri ve fauna içeriği, birimin çok sığ bir karbonat platformunda çökeldiğini kanıtlamaktadır.

2.9. Murtçukuru formasyonu (Üst Triyas)

Murtçukuru formasyonu; Seydişehir formasyonu, Akdere formasyonu ve Kırtıldağı formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır. Birim Jura-Kretase yaşlı karbonatlar tarafından uyumlu olarak üzerlenmektedir. Birim başlıca konglomera, kumtaşı, killi kireçtaşı, marn, kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Konglomeranın elemanları genellikle Geç Permiyen yaşlı Kırtıldağı formasyonundan ve daha az olarak diğer yaşlı birimlerden türemiş olmalıdır.

Murtçukuru formasyonu içerisinde birimin yaşını direkt olarak verebilecek fosillere rastlanmamıştır. Demirtaşlı (1984, 1987) yaptığı çalışmada konglomera çakılları içerisinde Anisiyen yaşını veren Turritella mesotriassica, Frondiculoria sp., Nodosaria sp, Henugorelius sp. ve Sigmoilina sp. fosillerini bularak birime Geç Triyas yaşını vermiştir.

Formasyon blok faylanmalara bağlı olarak gelişen horst-graben nitelikli bir havza içerisinde çökelmiş olmalıdır. Birimin bazı alanlarda farklı kalınlık ve fasiyesler sunması, havzanın blok faylı taban topoğrafyasıyla ilişkilidir.

2.10. Cehennemdere formasyonu (Jura-Alt Kretase)

Tüm Toros kuşağında olduğu gibi çalışma alanında da Jura-Kretase dönemi kalın bir karbonat istifiyle belirgindir.

Murtçukuru formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen birim, inceleme alanında üç üyeye ayrılarak incelenmiştir. Cehennemdere formasyonunun en alt kesimlerini oluşturan Dibekli üyesi orta-kalın tabakalı dolomit, megaladontlu kireçtaşları ve iri bentik foraminiferli kireçtaşlarından oluşmaktadır. Birimden derlenen Haurania gr. amiji HENSON, Praekurnubia crusei REDMOND, Valvulina sp., Milolidae, Lituolidae, Paleodasycladus sp., Megaladontidae fosilleri Liyas-Dogger yaşını verirler.

Dibekli üyesi üzerinde yer alan

Örendüzü üyesi tamamıyla kalın tabakalı dolomitlerden oluşmaktadır. Dolomitler arasında yer alan dolomitik kireçtaşı seviyelerinden saptanan Kurnubia palaestinensis HENSON, Nautiloculina sp., Pseudocyclammina sp., Valvulina sp. fosilleri Malm yaşını vermektedir. Yüksel (1985) üyenin dolomitik kireçtaşları seviyelerinde Dogger-Erken Kretase yaşını veren mikrofosiller saptanmıştır.

Cehennemdere formasyonunun en üst üyesini kalın-masif tabakalı, bentik foraminifer ve algli kireçtaşlarından oluşan Çambeleni üyesi oluşturmaktadır. Üye içerisinde Erken Kretase yaşını veren Siphovalvulina sp., Praechrysalidina infracretacea LUPERTO-SINNI, Debarina hahovnerensis FOURCADE, RAOULT ve VILA, Nezzazatinella cf. picardi (HENSON), Cyanophycean alg mikrofosilleri belirlenmiştir.

Cehennemdere formasyonunun mikrofasiyes özellikleri ve fauna içeriği, bu birimin geniş bir karbonat platformunun evrimine bağlı lagün ve karbonat düzlüğü ortamlarında çökeldiğini kanıtlar. Elde edilen veriler bu dönemde platformun Bahama bankına benzer şekilde izole platform tipinde geliştiğini gösterir (Read, 1982).

2.11. Yavça formasyonu (Üst Kretase)

Başlıca breşik kireçtaşı, kumlu kireçtaşı ve üst seviyelerde kırmızı renkli Globotruncana'lı biyomikritlerden oluşan birim inceleme alanında tektonik bir dilim şeklinde yer almaktadır. Tektonizma etkisiyle birimde yoğun kıvrımlanma izlenir.

Yavça formasyonunun marnlı seviyelerinden elde edilen Heterohelix sp., Hedbergella sp. ve Globigerinelloides sp. mikrofosilleri Turoniyen-Koniasiyen yaşını verirler. Marnlı seviyeler üzerinde yeralan kırmızı renkli biyomikritlerden elde edilen Globigerinelloides sp., Globotruncana cf. arca (CUSHMAN) ve Globotruncana gr. linneiana mikrofosilleri üyenin Kampaniyen-Mestrihtiyen yaşı olduğunu göstermektedir.

Birimin litolojik özellikleri ve fauna içeriği kıta yamacından derin denize kadar değişen bir ortamı karakterize etmektedir.

2.12. Mut formasyonu (Orta Miyosen)

İnceleme alanının en genç birimi olan Mut formasyonu diğer birimleri uyumsuz olarak örtmektedir. Formasyon kalın tabakalı killi kireçtaşları, kumlu kireçtaşları ve resifal kireçtaşlarından oluşur. Birim içerisinde çok bol alg, foraminifer, ekinit, pelecypod, gastropod ve mercan fosilleri saptanmıştır. Saptanan Amphistegina sp., Borelis sp., Peneroplis sp., Lithoporella sp., Lithothamnium sp., Clypeaster sp., Ostrea sp. gibi fosillerle birime Orta Miyosen yaşı verilmiştir. Birimin litolojik özellikleri ve fauna içeriği yer yer resifal nitelikli çok sığ bir denizel ortamı göstermektedir.

3. TEKTONİK

İnceleme alanını içeren tüm Torid

kuşağı Geç Kretase ve sonrası dönemlerde Alpin orojenezi etkisiyle sıkışma tektoniği etkisi altında kalmıştır. Bu tektonik yapıya bağlı olarak büyük bindirme fayları ve kıvrımlar gelişmiştir.

Çalışma alanının kuzeybatısında Hasancık köyü ile Payam mahallesi arasında uzanan Hasancık bindirme fayı Mesozoyik yaşlı birimleri etkilemiştir (Şekil 2). Üzerleyen dilim Orta Devoniyen-Kretase yaşlı birimleri içerir. Bu dilim içerisinde yer alan Devoniyen yaşlı istifin, inceleme alanının kuzeydoğusunda yüzeyleyen Devoniyen yaşlı birimlerle yer yer litolojik farklılıklar sunması, bu dilimin uzak bir alandan allokton olarak taşınmış olabileceğini gösterir. Fay boyunca Cehennemdere formasyonuyla Yavça formasyonu arasında kalın breşik seviyeler gelişmiştir. Üzerleyen dilimin Miyosen yaşlı birimlerle uyumsuz olarak örtülmesi, bindirme fayının Geç Kretase-Miyosen zaman aralığında geliştiğini kanıtlar. Hasancık bindirme fayının ön kısmında yüzeylenen Geç Kretase yaşlı Yavça formasyonu her iki tarafından bindirme fayıyla sınırlanmış tektonik bir dilim niteliğindedir. Dilim içerisinde yer alan Geç Kretase yaşlı birimler yoğun deformasyon etkisiyle küçük boyutlu Z-şekilli kıvrımlar, içerirler.

İnceleme alanında diğer önemli bir tektonik unsur, Hasancık bindirme fayı ile eş yaşlı ve aynı tektonik mekanizma altında gelişen Aydıncık bindirme fayıdır. Fay, Soğuksu, Aydıncık ve Sele mahallesi boyunca kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda uzanır (Şekil 2). Yapı, Geç Triyas yaşlı Murtçukuru formasyonuyla Jura-Kretase yaşlı Cehennemdere formasyonu arasında yaklaşık tabakalaşmaya paralel gelişmiştir. Faylanma etkisiyle Cehennemdere formasyonunun farklı üyeleri Geç Triyas yaşlı birimlerle tektonik dokanak oluşturur.

Hasancık ve Aydıncık bindirme fayları arasında kalan tektonik dilim içerisinde, aynı tektonik mekanizma altında kuzeybatı kanadı daha yüksek eğimli asimetrik bir senklinal gelişmiştir (Şekil 2). Senklinal ekseni diğer bindirme faylarında olduğu gibi kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda uzanır.

İnceleme alanında Mesozoyik yaşlı birimleri etkileyen tüm tektonik yapı unsurları (tabaka duruşları, kıvrımlı yapılar, bindirme fayları) ortak bir tektonik mekanizma altında değerlendirildikleri zaman, bölgenin Geç Kretase sonu dönemde kuzeybatı - güneydoğu yönlü basınç kuvvetleri altında kaldığı görülür.

4. SONUÇLAR

Bölgedeki en yaşlı birimleri, düşük dereceli metamorfizma izleri taşıyan Infrakambriyen yaşlı Sipahili formasyonu ve Erken Kambriyen yaşlı Hüdai kuvarsiti oluşturmaktadır. İki birim arasındaki sınır uyumlu olup, tabanda yeralan Sipahili formasyonunun kenarları faylarla sınırlı bir havza içerisinde çökeldiği ve eski bir kristalen temelden beslendiği anlaşılmaktadır. Mesozoyik

başlangıcında benzer bir havza evrim gözlenir. Geç Triyas döneminde, Geç Paleozoyik yaşlı karbonat platformunun faylanarak çökmesine bağlı gelişen horst-graben nitelikli havzalar içerisine Paleozoyik yaşlı kayaçlardan türeyen malzeme taşınmıştır. Liyas-Senomaniyen dönemi Geç Triyas'da açılan havzanın gelişim dönemidir. Bu dönemde Toros kuşağının birçok yerinde aynı yaşta benzer fasiyeslerin izlenmesi, günümüz Bahama Bankı ile karşılaştırılabilecek izole tipte bir platformun varlığını yansıtır (Read, 1982). Geç Kretase'de açık denizi belirleyen Globotruncana'lı biyomikritlerin gözlenmesi izole tip platformun gömülmüş platform tipine dönüştüğünü gösterir. Geç Kretase sonunda başlayan hareketlere bağlı olarak inceleme alanında büyük boyutlu bindirme fayları ve kıvrımlı yapılar gelişmiştir. Tüm tektonik yapı unsurlarının birlikte değerlendirilmesi, bölgenin Geç Kretase sonu dönemde kuzeybatı-güneydoğu yönlü basınç kuvvetleri etkisi altında kaldığını gösterir.

5. KATKI BELİRTME

Bu çalışmada, Permiyen ve Jura-Kretase mikrofaunasını tanımlayan Yrd.Doç.Dr.Kemal Taslı'ya ve Devoniyen-Karbonifer brachiopodları tanımlayan Arş.Gör.Gonca Eroğlu'na teşekkür ederiz.

6. KAYNAKLAR

Dean ,W.T. and Monod, O., 1970. The Lower Paleozoic stratigraphy and faunas of the Taurus Mountains near Beyşehir, Turkey, 1. Stratigraphy, Bull. Brit. Mus. Nat. Hist. 19/8, 411-426.

Dean, W.T. and Monod, O., 1995. Geological Excursion. Hüdai-Sandıklı Area, IGCP Project 351, Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana, Lower Paleozoic of Southern Turkey Excursion Guide Book, pp.10-13.

Demirtaşlı, E., 1976. Toros kuşağının petrol potansiyeli, Türkiye 3. Petrol Kongresi, s.39-52.

Demirtaşlı, E., 1984. Stratigraphy and tectonics of the area between Silifke and Anamur, Central Taurus Mountains, Geology of the Taurus Belt, pp.101-118.

Demirtaşlı, E., 1987. Silifke batısında Hacıisaklı, Büyükeceli, Korucuk ve Akdere köyleri arasında kalan bölgenin jeolojisi. M.T.A. Raporu, No.8769.

Gedik, İ., 1977. Orta Toroslar'da konodont biyostratigrafisi, T.J.K. Bülteni, c.20, s.35-48.

Gedik, İ., 1989. Batı Toroslar Kambriyen'inde Hadimopanellid biyostratigrafisi: Kambriyen'de yeni bir biyostratigrafik zonlama, T.J.K. Bülteni, c.32, s.65-78.

Günay, Y., Derman, A.S., Kozlu, H., Göncüoğlu, C.M. ve Gül, M.A., 1995. Stratigraphy of Lower Paleozoic in Southern Turkey, IGCP Project 351 Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana, Lower Paleozoic of Southern Turkey Excursion Guide Book, pp.3-9.

Husseini, M.I., 1989. Tectonic and deposition model of the Precambriyen-Cambriyen Arabian and adjoining plates, A.A.P.G. Bull., 73/9,

pp.1117-1131.

Kozlu, H. and Göncüoğlu, M.C., 1995. Infracambriyen Hüdai area in Sandıklı, IGCP Project 351 Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana, Lower Paleozoic of Southern Turkey Excursion Guide Book, pp.15-16.

Kröner, A. and Şengör, A.M.C., 1990. Archean and Proterozoic ancestry in Late Precambrian to Early Paleozoic crustal elements of Southern Turkey as revaled by single-zircon dating, Geology, vol.18, pp.1186-1190.

Özgül, N., 1976. Torosların temel jeolojik özellikleri, T.J.K. Bülteni, c.19, s.65-78.

Özgül, N., 1983. Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides, Geology of the Taurus Belt, pp.77-99.

Özgül, N. ve Gedik, İ., 1973. Orta Toroslarída Alt Paleozoyik yaşta Çaltepe Kireçtaşı ve Seydişehir Formasyonuínun stratigrafisi ve konodont faunası hakkında yeni bilgiler, T.J.K. Bülteni, 16/2, s.39-52.

Read, J.F., 1982. Carbonate platform of passive (extansional) continental margin types charactaristic and evolution, Tectonophysics, 81, 192-212.

Tolluoğlu, A.İ. ve Sümer, E.Ö., 1995. Gondwana kuzeyi Anadolu mikrokıtası Erken Paleozoyik evrimi, T.J.K. Bülteni, c.38, s.1-22.

Yetiş, C., Toker, V., Searl, A. ve Altıner, D., 1995. Aydıncık (Mersin) dolayının Mesozoyik stratigrafisi ve Mesozoyik karbonatlarının katod lüminesans özellikleri, Türkiye Jeoloji Araştırmaları Özleri, s.38.

Yüksel, M.M., 1985. Aydıncık (Mersin) bölgesinin jeolojisi, O.D.T.İ. Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek lisans tezi, 74 s.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1997 SAYI 30 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

AYRIK ELEMANLAR YÖNTEMİ (DEM) İLE EKLEMLERİN KAYA KÜTLESİNİN ŞEKİL DEĞİŞTİRMESİNE OLAN ETKİSİNİN İKİ BOYUTTA İNCELENMESİ

Hasan ÜÇPIRTI
Sakarya Ü., İnşaat Mühendisliği Bölümü, Sakarya/Türkiye

ÖZET: *Bu makalede, yalancı eklemler ile birlikte ayrık elemanlar yöntemi (DEM) kullanılarak belirsiz uzunluktaki eklemlerin geometrik parametrelerinin kaya kütlesinin şekil değiştirmesine olan etkisini çalışmak için önerilen yeni bir teknik tanıtılmıştır. Bu çalışmada elde edilen sonuçlar, şekil değiştirme parametreleri için tüm kaya kütlesini temsil eden bir hacimin (REV) ve REV özelliklerinin elde edilebilme olasılığına işaret etmektedir.*

INVESTIGATION OF THE EFFECTS OF JOINTS ON THE DEFORMABILITY OF ROCK MASSES WITH DISTINCT ELEMENT METHOD (DEM) AT 2 DIMENSIONAL LEVEL

ABSTRACT: *In this paper, a new proposed technique to study the effect of non-persistent joint parameters on rock mass deformability by using the Distinct Element Method (DEM) along with fictitious joints is presented. Results obtained through this study has an indication that there is a possibility to obtain representative elementary volume (REV) and REV properties for rock mass with respect to deformability parameter.*

1. GİRİŞ

Kaya kütleleri üstünde ve/veya içinde yapılan yapıların mühendislik özelliklerinin doğru bir şekilde tahmin edilebilmesi, yapının üzerinde bulunduğu ve/veya yapıyı çevreleyen kaya kütlelerinin mekanik özelliklerinin, örneğin şekil değiştirme, bilinmesine bağlıdır. Özelliklede çeşitli niteliklere sahip süreksizliklerin kaya kütlesi içinde bulunması, kaya kütlesinin şekil değiştirme özelliğinin doğru olarak tahmin edilmesini güçleştirmekte ve karmaşık hale getirmektedir.

Yapılan bazı laboratuar model-deneyleri (Brown, 1970; Einstein ve Hirschfield, 1973; Ladanyi ve Archambault, 1970 ve Chappel, 1974), eklemli kayalardaki farklı yenilme şekillerinin varlığını ve eklemli kaya kütlesi içindeki içsel gerilme dağılımının ne kadar karmaşık olduğunu göstermesi açısından hayli önem taşımaktadır.

Eklemli kaya kütlelerinin şekil değiştirme özelliklerini gerçekçi olarak elde etmek için çeşitli hacimlerde ve bilinen farklı eklem sistemi içeren kaya kütlelerinin önemli gerilme düzeyinde denenmesi gerekmektedir. Tüm bu basamaklrı içeren bir deney programının laboratuvar koşullarında gerçekleştirilmesi son derece zor, zaman alıcı ve çok pahalıdır. Blok boyutunun kaya kütlelerinin modülüne olan etkilerini saptamak amacıyla Bieniawski (1978) tarafından arazide yerinde yapılan çalışmalar rapor edilmiştir. Ayrıca, boyutsal değişimin kaya kütlelerinin modülüne olan etkilerini dikkate alan diğer bazı çalışmlar Heuze (1980) tarafından incelenmiştir.

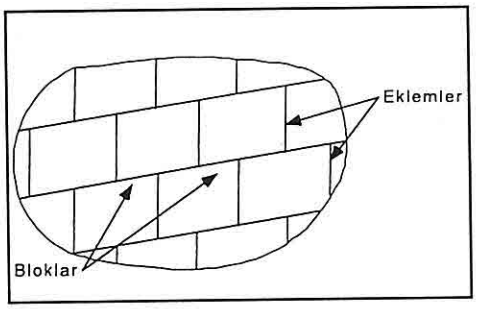
Bieniawski (1978), izotropik kütle modülü kabulü ile, kaya kütle puanı (RMR) ve kaya kütle modülü arasında görgül (empirical) bir ilişkiyi önermiştir. Bilinen diğer bir yaklaşım da, bütünü küçük parçalara ayırma ve sayısal olarak tanımlama tekniğidir (numerical decomposition technique). Buna göre; kaya kütlesinin şekil değiştirmesi, anakayanın ve eklemlerin şekil değiştirme özellikleri dikkate alınarak sayısal yöntemle saptanır.

Ayrık elemanlar yöntemi ile belirli uzunlikta eklemler içeren kaya kütlelerinde gerilme analizi yapılabilir. Fakat kaya kütlesi çoğunlukla belirli uzunlukta olmayan eklemler içerir. Belirli uzunlukta olmayan eklemlerin her zaman blokları oluşturması mümkün olmaz. Bloklar oluşmayınca da ayrı elemanlar yöntemini kullanarak gerilme analizi yapmak mümkün deyildir (Üçpırtı, 1992, 1995). Dolayısıyla, bu çalışmada devamlılık göstermeyen eklemler içeren kaya kütleleri için gerilme analizinin ayrık elemanlar yöntemini kullanarak nasıl yapılacağı ve eklem geometri parametrelerinin kaya kütlesinin sekil değiştirmesini nasıl etkilediği araştırılacak ve sonuçlar gösterilecektir.

2. AYRIK ELEMANLAR YÖNTEMİ (DEM)

1970'li yıllarda ilk defa Cundall tarafından ortaya atılan ve daha sonra Cundall ve arkadaşları tarafından

geliştirilan bu yöntem, ekonomik ve güçlü bir bilgisayar programı olup, belirli uzunlukta eklemler içeren kaya kütlelerinde gerilme analizi yapma olanağı sağlar (Cundall, 1988; Lemos ve diğerleri, 1985). Bu yöntemde, kaya kütlesi katı veya şekil değiştirebilen blokların bileşimi olarak modellenmektedir (Şekil 1). Ayrık elemanlar metodu kullanış itibarıyla sadece bloklar için devamlılık teorisini temsil etmez, ayrıca bloklar arasındaki kuvvetleri tanımlayan kuvvet-yerdeğiştirme kanunlarını ve blok üzerinde bulunan dengesiz kuvvetlerden dolayı her bloktaki hareketi tanımlayan hareket kanununu temsil eder. Ayrık elemanlar yöntemi anakaya blokları ile eklemler arasındaki etkileşmeyi dikkate alarak, farklı gerilme ve yer değiştirme sınır koşullarında etkin olarak bloklardan oluşan bir sistemin mekanik davranışını hesaplayabilir.



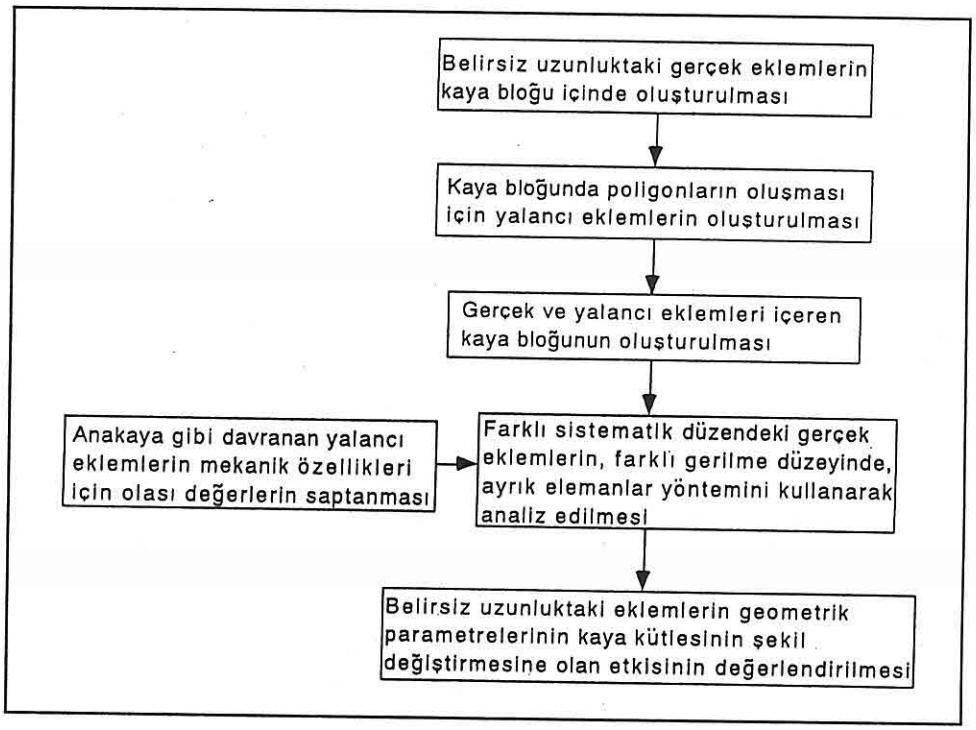
Şekil 1. Ayrık elemanlar yönteminde problem kütlenin katı elemanlara veya bloklara ayrışımı.

3. ÖNERİLEN TEKNİĞİN GENEL TANITIMI

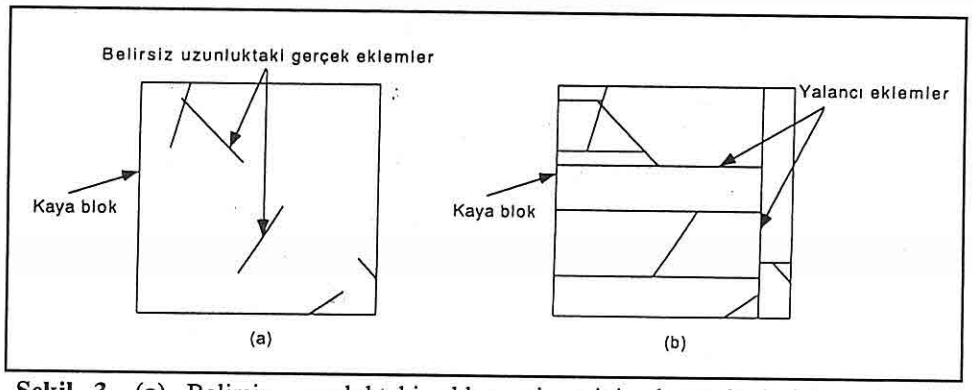
Şekil 2'de, eklem geometri parametrelerinin kaya kütlesinin şekil değiştirme özelliklerine olan etkisini çalışmak için önerilen tekniğin genel tanıtım akış diagramı verilmiştir. Gerçek eklemler, önceden belirlenen veya istatistiksel bir düzen içerisinde oluşturulur. Eklemli kaya kütlelerinde ayrık elemanlar yöntemini kullanarak gerilme analizi yapabilmek için kaya kütlesinin ayrık bloklara (poligonlara) ayrıştırılması gerekir. Örneğin belirli uzunlikta olmayan eklem sisteminin kaya kütlesini ayrık bloklara ayıramayacağı Şekil 3(a)'da gösterilmiştir (Üçpırtı, 1995). Bu durumda ayrık elemanlar yöntemini kullanarak gerilme analizi yapabilmek için, her hangi bir şekilde yalancı eklemler tanımlanmalı ve gerçek eklemlerle birleştirildiğinde kaya kütlesini poligonlara ayrıştırabilmelidir (Şekil 3(b)). Burada tanımlanan yalancı eklemler anakaya gibi davranması gerekmektedir. Bu durumda şu soru akla gelebilir: yalancı eklemler için hangi dayanım degerleri kullanılmalıki anakaya gibi davransın? Dolayısıyla, gerilme analizine başlamadan önce bu probleme bir çözüm bulunması gerekmektedir.

4. ANAKAYA GİBİ DAVRANAN YALANCI EKLEMLERİN MEKANİK ÖZELLİKLERİ İÇİN OLASI DEĞERLERİN SAPTANMASI

Temel model (constitutive model) olarak hem anakaya hem de yalancı eklemler için sınırlandırılmış çekme dayanımını da içeren Mohr-Coulomb



Şekil 2. Eklem geometri parametrelerinin kaya kütlesinin şekil değiştirme özelliklerine olan etkisini araştırmak için önerilen yeni tekniğin akış diagramı.



Şekil 3. **(a)** Belirsiz uzunluktaki eklem sisteminin kaya kütlesini poligonlara ayrıştırmaması, **(b)** kaya bloğunda belirsiz uzunluktaki gerçek eklemlerle birlikte yalancı eklemlerin tanıtılması ve kaya bloğunun poligonlara ayrıştırılması.

yenilme kriteri ile birlikte lineer elastik mükemmel plastik bir model seçilir. Yalancı eklemlerin dayanım parametreleri için anakayanın dayanım parametreleri kullanılır. Anakayanın izotropik lineer elastik kısmı için şekil değiştirme parametresi, elastisite modülü E ile poisson oranı n nin veya kesme modülü G ve bulk modülü K nin bir kombinasyonu olarak tanımlanabilir. Yalancı eklemlerin lineer elastik şekil degiştirmesi JKN olarak bilinen eklem normal sertliği ve JKS olarak bilinen eklem kesme sertliği ile tanımlanması gerekmektedir. Böylece, anakaya gibi davranması gereken yalancı eklemler için JKN ve JKS degerlerini uygun bir şekilde seçme olanağı belirir. Olası JKN değerleri seçilirken genel anlamdaki kaya bloğu dikkate alınmıştır.

Yalancı eklemler için JKN ve JKS değerlerinin saptanabilmesi için 1m x 1m kesit alanına sahip kaya bloğu dikkate alınmıştır. Belirli uzunliğa sahip eklemler tanımlanan bu kesit alana birçok farklı şekilde yerleştirilebilir. Bu çalişmada dikkate alınan granit kökenli kaya için kullanılan parametrik değerler Tablo 1'de verilmiştir. Yalancı eklemlerin JKS ve JKN/JKS oranı için farklı değerler kullanılmıştır. Yalancı eklemlerin bulunduğu kaya blokları ayrık elemanlar yöntemi kullanılarak: (a) tam kesme (pure shear) ve (b) tek eksenli gerilme analizine tabi tutulmuştur. Ayrık elemanlar yöntemine göre farklı JKN ve JKS değerleri kullanılarak genel anlamdaki bloğun davranışı için sayısal çözümler elde edilmiştir.

Yenilme öncesi davranışı tanımlayan gerilme düzenleri altındaki kaya blokların genel davranışına ilişkin açık çözümleri elde etmek mümkündür. Anakayanın yenilmesi, sınırlandırılmış çekme dayanımını da içeren Mohr-çoulomb yenilme kriteri tarafından kontrol edilmiştir. JKS ve JKN/JKS oranı, iki çözüm arasında iyi bir benzerlik olana kadar değiştirilmiştir. İki çözüm arasında iyi bir yaklaşım olduğunda elde edilen JKS ve JKN/JKS değerleri yalancı eklemler için olası sertlik değerleri olarak adlandırılmaktadır. Elde edilen bu bilgileridiğer kayalar içinde kullanılır hale getirmek için elde edilen JKS değerleri G değeri ile ilişkilendirilmiştir. Böylece G/JKS ve JKN/JKS oranları oluşturulmuştur.

Yalancı eklemlerin anakaya gibi davranması için; (a) hem anakaya hemde yalancı eklemler için aynı dayanım parametreler kullanılmalı, (b) JKS değeri, G/JKS oranının 0.008-0.012 arasında olacak şekilde seçilmeli, (c) JKN/JKS oranı 2-3 arasında seçilmeli. Herhangi bir kaya için bu sınırlar içinde belkide seçilebilecek en iyi değer E/G oranina karşılık gelen değerdir (Üçpırtı, 1992).

5. BELİRSİZ UZUNLUKTAKİ GERÇEK EKLEMLERİN, GEOMETRİ PARAMETRELERİNİN KAYA KÜTLELERİNİN ŞEKİL DEĞİŞTİRMESİNE ETKİSİ

1m2 lik kesit alanına sahip olan kaya bloklar kullanılmıştır. Düzlem-birim deformasyon (plane-strain) koşulunu

Tablo 1. Anakaya ve yalancı eklemlerin jeomekanik özellikleri.

ANAKAYA		YALANCI EKLEMLER	
Parametre	Verilen Değer	Parametre	Verilen Değer
Yoğunluk (d)	2500 (Kg/m^3)	Eklem normal sertliği (JKN)	Farklı değerler (MPa/m)
Elastisite Modülü (E)	60 (GPa)	Eklem kesme sertliği (JKS)	Farklı değerler (MPa/m)
Poisson Oranı (ν)	0.25	Eklem kohezyonu (J_c)	50 (MPa)
Bulk Modülü (K)	40 (GPa)	Eklem genişleme katsayısı (J_d)	0
Kesme Modülü (G)	24 (GPa)	Eklem çekme dayanımı (J_t)	10 (MPa)
Kohezyon (c)	50 (MPa)	Eklem sürtünme katsayısı ($tan\phi$)	0.839
Çekme dayanımı (t)	10 (MPa)		
Sürtünme katsayısı ($tan\phi$)	0.839		

sağlaması için kesite dik yöndeki blokların yeterli uzunlikta olduğu düşünülmektedir. Bu bloklar içinde, belirsiz uzunluktaki gerçek eklemler yatay düzlemle belirli bir açı (q) yapacak şekilde sistemetik bir şekilde oluşturulmuştur. Kaya bloğunda poligonların oluşabilmesi için yalancı eklemler tanımlanarak gerçek eklemlerle birleştirilmiştir.

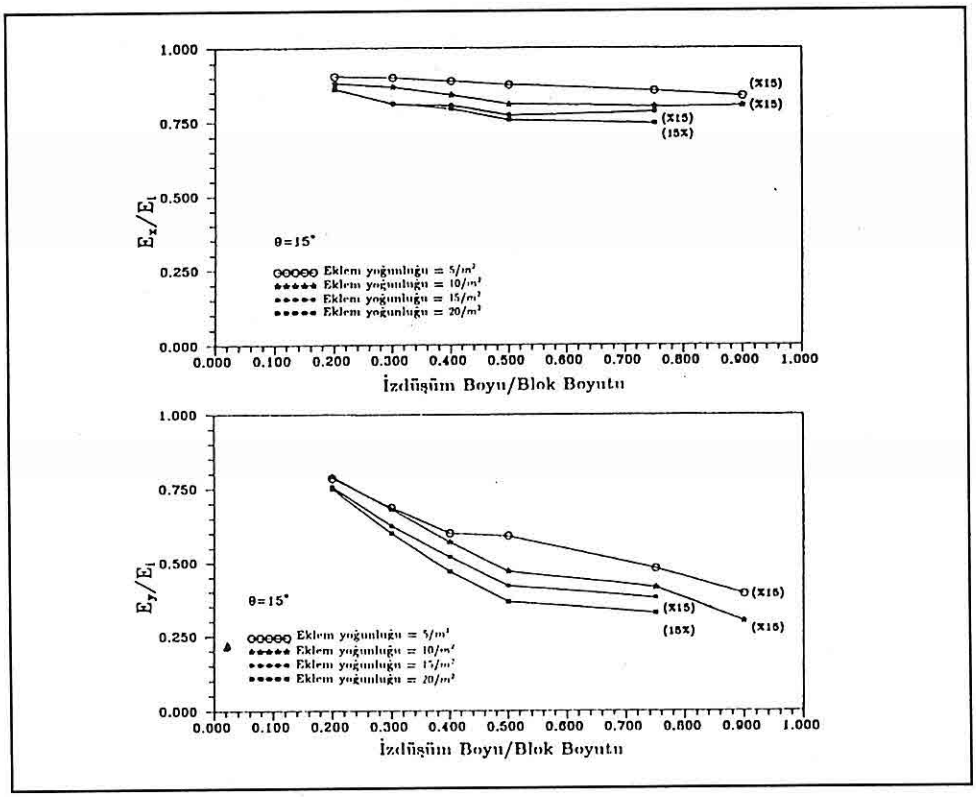
Kaya blokları bir önceki bölümde tanımlanan granit kökenli kayadan oluşmaktadır. Tablo 1'de verilen parametre değerleri anakaya ve yalancı eklemler için kullanılmıştır. Yalancı eklem için JKS = 3x106 MPa/m ve JKN/JKS = 2.5 değeri kullanılmıştır. Tablo 2'de verilen parametre değerleri aynı temel model dikkate alınarak gerçek eklemler için kullanılmıştır. Kaya blokları iki farklı gerilme düzeni dikkata alınarak sınanmıştır; (1) düşey yöndeki (y-yönünde) gerilmelerde azalma, (2) yatay yöndeki (x-yönünde) gerilmelerde azalma. Gerilme analizi sırasında kaya bloklarının x ve y yönündeki yer değiştirmeler izlenerek ortalama blok birim deformasyonları göreceli olarak hesaplanmıştır.

Elde edilen gerilme-birim deformasyon ve düşey birim deformasyon-yatay birim deformasyon

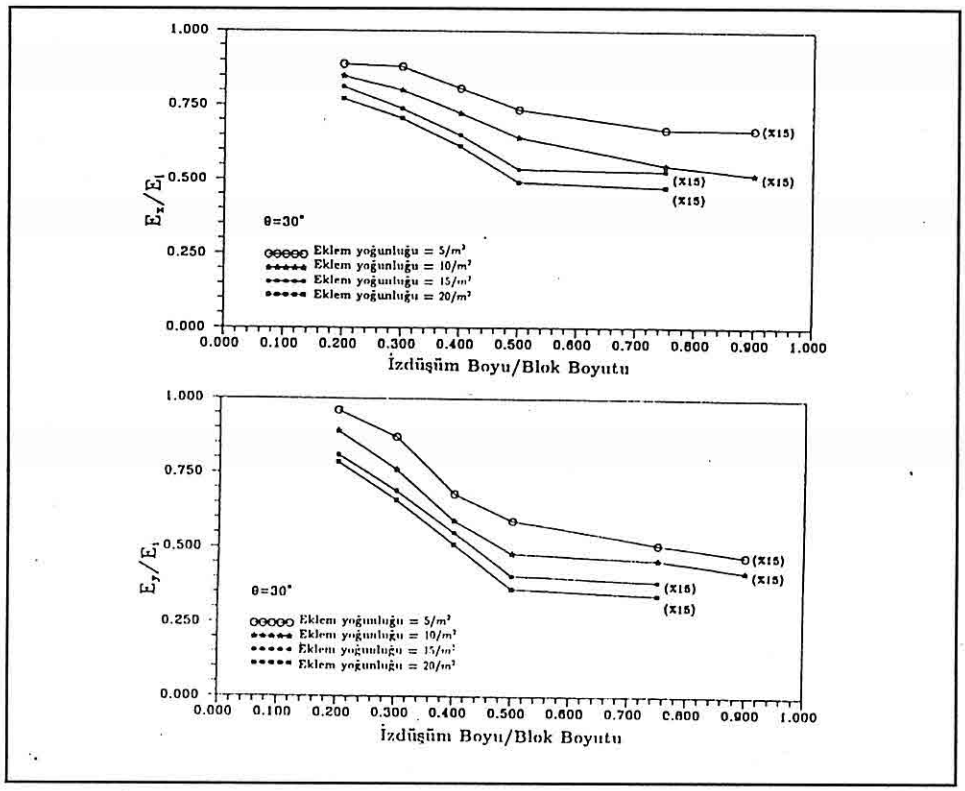
Tablo 2. Gerçek eklemlerin jeomekanik özellikleri.

PARAMETRE	DEĞER
Eklem normal sertliği (JKN)	6.72 x 10^4 MPa/m
Eklem kesme sertliği (JKS)	2.7 x 10^3 MPa/m
Eklem kohezyonu (J_c)	0.4 MPa
Eklem çekme dayanımı (J_t)	0 MPa
Eklem sürtünme katsayısı ($tan\phi$)	0.654

ilişkileri kullanılarak belirsiz uzunlukta gerçek eklemler içeren kaya bloklarının yenilme öncesi şekil değiştirme davranışı saptanmıştır. Şekil 4 ve 5, q = 15 ve 30 için eklemin izdüşüm boyu/blok boyutu ve eklem yoğunluğunun x ve y-yöndeki oranlanmış elastisite modülüne (Ex/Ei, Ey/Ei) olan etkisini göstermektedir. Şekildeki Ei anakayanın elastisite modülüne karşılık gelmektedir. Şekildeki %15 in anlamı, x ve y-yönündeki elastisite modülünün, anakayanın dayanım dğerinin %15'i dikkate alınarak değerlendirildiğini gösterir. Şekillerde görüldüğü gibi Ex/Ei ve Ey/Ei, eklem yoğunluğunun ve izdüşüm boyu/blok boyutunun artması ile hemen hemen asimtotik bir değre ulaşmaktadır. Şekiller karşılaştırıldığında, gerçek eklemlerin neden olduğu anizotropik kaya kütle şekil değiştirmesine ilişkin bazı bilgiler görülebilmektedir. Eklem yoğunluğu ve izdüşüm boyu/blok boyutunun poisson oranları Vyx ve Vxy üzerindeki etkisinin küçük olduğu görülmüştür. Eklem geometri parametreleri ile poisson oranları arasında belirli bir ilişki gözlenmektedir.



Şekil 4. İzdüşüm boyu/blok boyutu ve eklem yoğunluğunun x ve y yönündeki oranlanmış elastisite modülüne (Ex/Ei, Ey/Ei) q = 15° için olan etkisi.



Şekil 5. İzdüşüm boyu/blok boyutu ve eklem yoğunluğunun x ve y yönündeki oranlanmış elastisite modülüne (Ex/Ei, Ey/Ei) q = 30° için olan etkisi.

6. SONUÇLAR

Bu makalede, belirsiz uzunluktaki eklem geometrik parametrelerinin kaya kütlesinin şekil değiştirmesine olan etkisini araştırmak için yeni bir teknik sunulmaktadır. Bu teknikte, anakaya gibi davranması gereken yalancı eklemler tanıtılarak, gerçek eklemlerle birleştirilerek poligonlar oluşturulmuş ve ayrık elemanlar yöntemini kullanarak gerilme analizinin nasıl yapılacağı tanımlanmıştır. Yalancı eklemlerin anakaya gibi davranması için bu çalışmada bir örneği verildiği gibi yalancı eklemler için parametre değerleri değerleri seçilmelidir.

Elde edilen sonuçlardanda görüldüğü gibi, şekil değiştirme parametreleri için tüm kaya kütlesini temsil eden bir hacim (REV) ve REV özelliklerinin elde edilme olasılığı bulunmaktadır. Bunun gerçekleştirilebilmesi için daha detay bir araştırmanın yapılması ve laboratuvar deneyleri ile desteklenmesi kaçınılmazdır.

KAYNAKLAR

Bieniawski, Z.T., 1978. Determining

rock mass deformability; experience from case histories. Int. J. of Rock Mech. and Min. Sci., Vol. 15, pp. 237-247.

Brown, E.T., 1970, Strength of models of rock with intermittent joints. J. Soil Mech. and Found. Div., ASCE, Vol. 96, pp. 1935-1949.

Chappel, B.A., 1974, Load distribution and deformational response in discontinua. Geotechnique, Vol. 24, pp. 641-654.

Cundall, P.A., 1988, Formulation of a three-dimensional distinct element model-Part I. A scheme to detect and represent contacts in a system composed of many polyhedral blocks. Int. J. of Rock Mech. and Min. Sci., Vol. 25, pp. 107-116.

Einstein, H.H. and Hirschfield, R.C., 1973, Model studies on mechanics of jointed rock. J. Soil Mech. and Found. Div., ASCE, Vol. 99, pp. 229-242.

Heuze, F.E., 1980, Scale effects in the determination of rock mass strength and deformability. Rock Mechanics, Vol. 12, pp. 167-192.

Hoek, E. and Brown, E.T., 1980, Empirical strength criterion for rock masses. J. Geotech. Engrg. Div., ASCE, pp. 1013-1035.

Ladanyi, B. and Archambault, G., 1970, Simulation of shear bahaviour of a jointed rock masses. Proc. 11th Symp. on Rock Mechanics, AIME, New York, pp. 105-125.

Lemos, J.V., Hart, R.D. and Cundall, P.A., 1985, A generalized distinct element program for modelling jointed rock mass. Proc. Symp. on Fundamentals of Rock Joints, Bjorkliden, Sweden, pp. 335-343.

Üçpırtı, H., 1992, Joint geometry parameters effects on deformability and strength of jointed rock masses at the two dimensional level. PhD. Dissertation, University of Arizona, Tucson.

Üçpırtı, H., 1995, Ayrık elemanlar yöntemi ile süreksiz-eklemli kaya kütlesinde gerilme analizi tekniği. Kaya Mekaniği Bülteni, Sayı: 11, pp. 1-16.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1997 SAYI 30 ISSN 1019-1003
GEOSOUND *JUNE* *NO*

KIZILDERE (DENİZLİ) JEOTERMAL ENERJİ SAHASININ REENJEKSİYON OLANAKLARI

Niyazi AKSOY
D.E.Ü., Torbalı Meslek Yüksekokulu, İzmir/Türkiye
Şevki FİLİZ
D.E.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir/Türkiye

ÖZET : *Yüksek oranda mineral içeren atık jeotermal sular ve rezervuarlardaki basınç düşümleri su baskın jeotermal sahaların en önemli sorunlarıdır. Ekonomik ve teknik açıdan uygulanabilir olması durumunda, atık suların derin akiferlere reenjekte edilmesi çok caziptir. Üretim sonucu Kızıldere Jeotermal Enerji Sahası'nda yıllık 0.5-0.6 bar basınç düşümü ve kuyular arasında güçlü hidrolik bağlantılar olduğu ortaya çıkartılmıştır. Sahanın güneyinde Büyük Menderes yakınlarındaki bölge, reenjeksiyon için jeolojik ve topoğrafik olarak en uygun alan olarak belirlenmiştir.*

REINJECTION POSSIBILITIES OF THE KIZILDERE (DENIZLI) GEOTHERMAL FIELD

ABSTRACT : *Highly mineralised water and pressure drawdown represent major problems for the water dominated geothermal fields. Reinjection of the waste water into deep formations was considered to be the most attractive method, if this could be technically and economically feasible. The studies tests have proven that the production wells were linked strongly together for that the reinjection site must be away from the production area and the faults which control the geothermal system. The point of wiew geological and topographical conditions, the southern part of the field, near the Büyük Menderes River is the most suitable area for reinjection.*

1. GİRİŞ

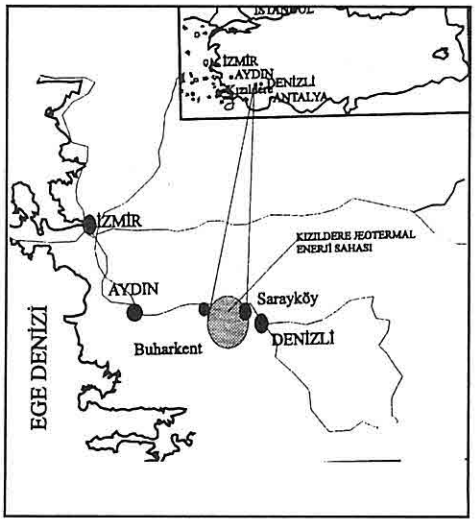
Yüksek mineralizasyonlu termal suların kullanıldıktan sonra çevreye bırakılması büyük zararlara neden olmaktadır. Su baskın sahalarda elektrik üretimi yapan enerji santrallarında, büyük miktarlarda atık su üretilmektedir. Atık sular kimyasal yollarla arıtılabilir, ancak maliyetleri çok yüksektir. Atık jeotermal sulardan kaynaklanan çevre kirliliğinin önlenmesinin en etkili, en ucuz ve kolay yolu bu suların tekrar uygun bir formasyona basılmasıdır. Reenjeksiyonla çevre kirliliği önlenebileceği gibi, atık sudaki termal enerjinin geri kazanılması, rezervuar basıncının korunması ve rezervuarın yapay olarak beslenmesi sağlanabilecek diğer yararlardır.

Atık suların santral kapasitesinde reenjekte edilememesi, çoğu zaman jeotermal enerji sahalarının tam kapasite ile kullanımını sınırlandırmaktadır. Kızıldere sahasında reenjeksiyon uygulamasının başarılı olması durumunda, Türkiye'deki diğer sahaların işletilebilmesi için çok önemli bir engel ortadan kaldırılmış olacaktır.

2. KIZILDERE JEOTERMAL ENERJİ SAHASI

Batı Anadolu'da, Gediz ve Büyük Menderes Grabenleri arasında yer alan Kızıldere Jeotermal Enerji Sahası, Buldan, Sarayköy (Denizli) ve Kuyucak'ı (Aydın) kapsayan yaklaşık 650 km2'lik sistemin bir parçasıdır (Şimşek,1985) (Şekil 1).

Sahada sondaj çalışmaları 1968 yılında başlamıştır. 1984 yılında, 6 kuyu kullanılarak, 17,5 MWe gücünde bir jeneratör ve 20,6 MWe'lık buhar türbünü ile santralda elektrik enerjisi üretimine geçilmiştir. Elektrik üretiminde kullanılan kuyuların sıcaklıkları 193-211 °C, derinlikleri ise 515-900 metreler arasında değişmektedir. Su baskın bir rezervuara sahip olan Kızıldere Jeotermal Enerji Sahasında, üretilen toplam akışkanın %11'i buhar olarak elektrik üretiminde kullanılmakta, %9'u atmosfere buharlaşmakta ve geri kalan %80 oranındaki sıcak su ise Büyük Menderes'e boşaltılmaktadır. Atık suyun sıcaklığı 98°C olup, yılda ortalama $6.5*10^6$ ton su ile birlikte, her yıl 210.000 kg bor ve 4900 kg arsenik doğaya atılarak çevreyi kirletmektedir. Sahada sadece borun kimyasal yollarla atık sudan alınması için 0,1 cent/m3 harcama yapılması gerektiği hesaplanmıştır (Recepoğlu & Beker 1991).



Şekil 1. Yer Bulduru Haritası

Sahada kuyulardaki CO_2 gazından kurubuz üreten, 40.000 ton/yıl kapasiteli bir tesis de bulunmaktadır.

2.1. Sahanın Jeolojisi

Paleozoik yaşlı metamorfik temel üzerinde yer alan saha Tersiyer yaşlı dört, Kuvaterner yaşlı iki sedimanter formasyon tarafından örtülmüştür (Şimşek 1984, 1985; ENEL 1988) (Şekil 2). Sahada iki üretim formasyonu vardır. Bunlardan birincisi Tersiyer yaşlı Sazak Formasyonu içerisinde yer alan ve yaklaşık kalınlığı 50 m. kadar olan kireçtaşları, ikincisi ise daha derinde İğdecik Formasyonu olarak adlandırılan ve yaklaşık kalınlığı 200-300 m. civarında olan mermer ve kuvarsşistlerdir

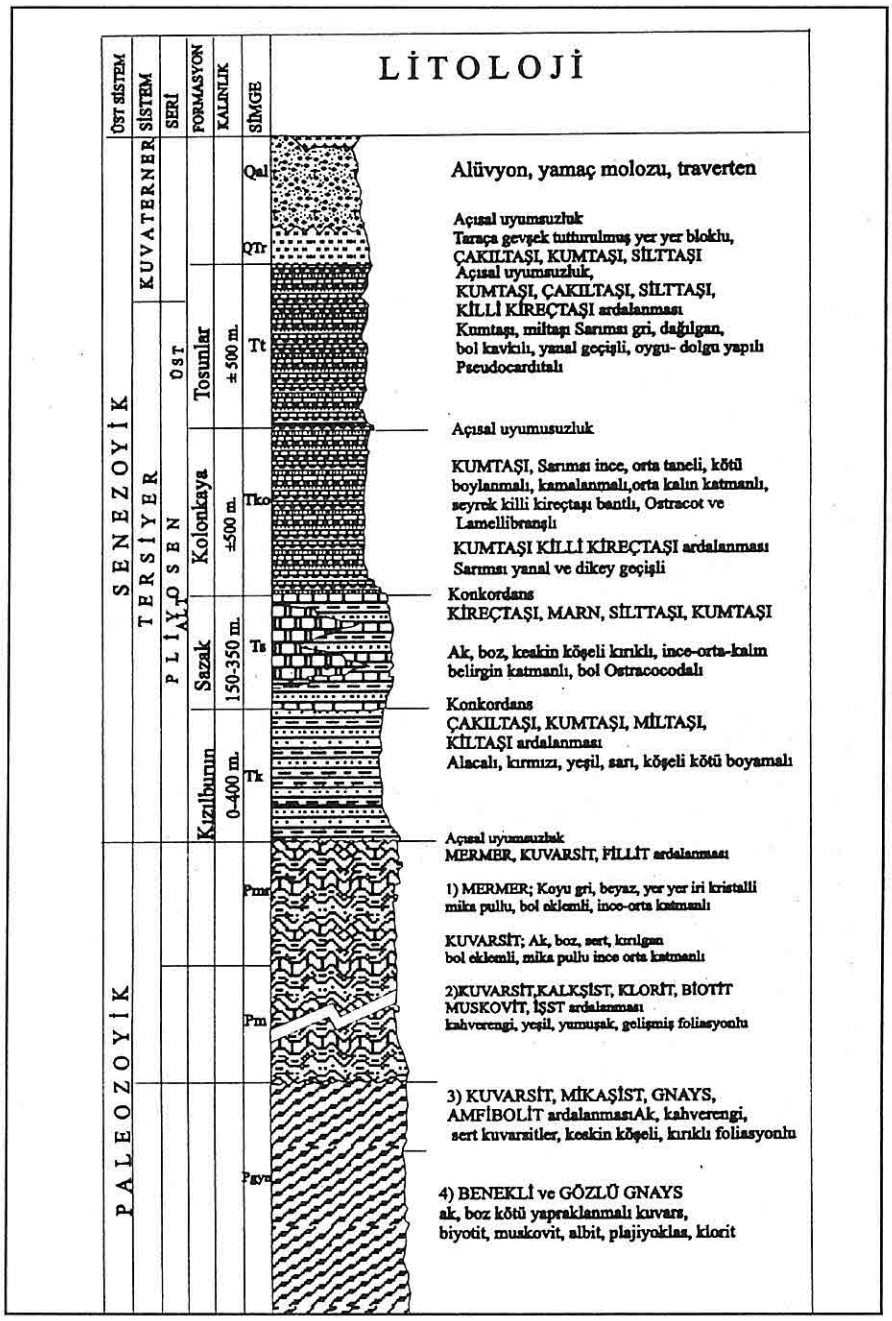
2.2. Hidrojeolojik Döngü

Sahadan alınan su ve gaz numunelerinin analizi ile suların 50 yıldan daha yaşlı, meteorik kökenli oldukları ve kuyulardan üretilen CO_2 gazının, güncel başkalaşım gösteren karbonatlı kayaçların ayrışmalarından kaynaklandığı bulunmuştur (Filiz,1982). Rezervuarın ortalama beslenme yüksekliğinin 935-1450 m'ler arası ve bu yüksekliklere sahip Buldan ve kuzeyindeki metamorfik formasyonlar olduğu izotop çalışmaları ile ortaya konulmuştur (ENEL,1988).

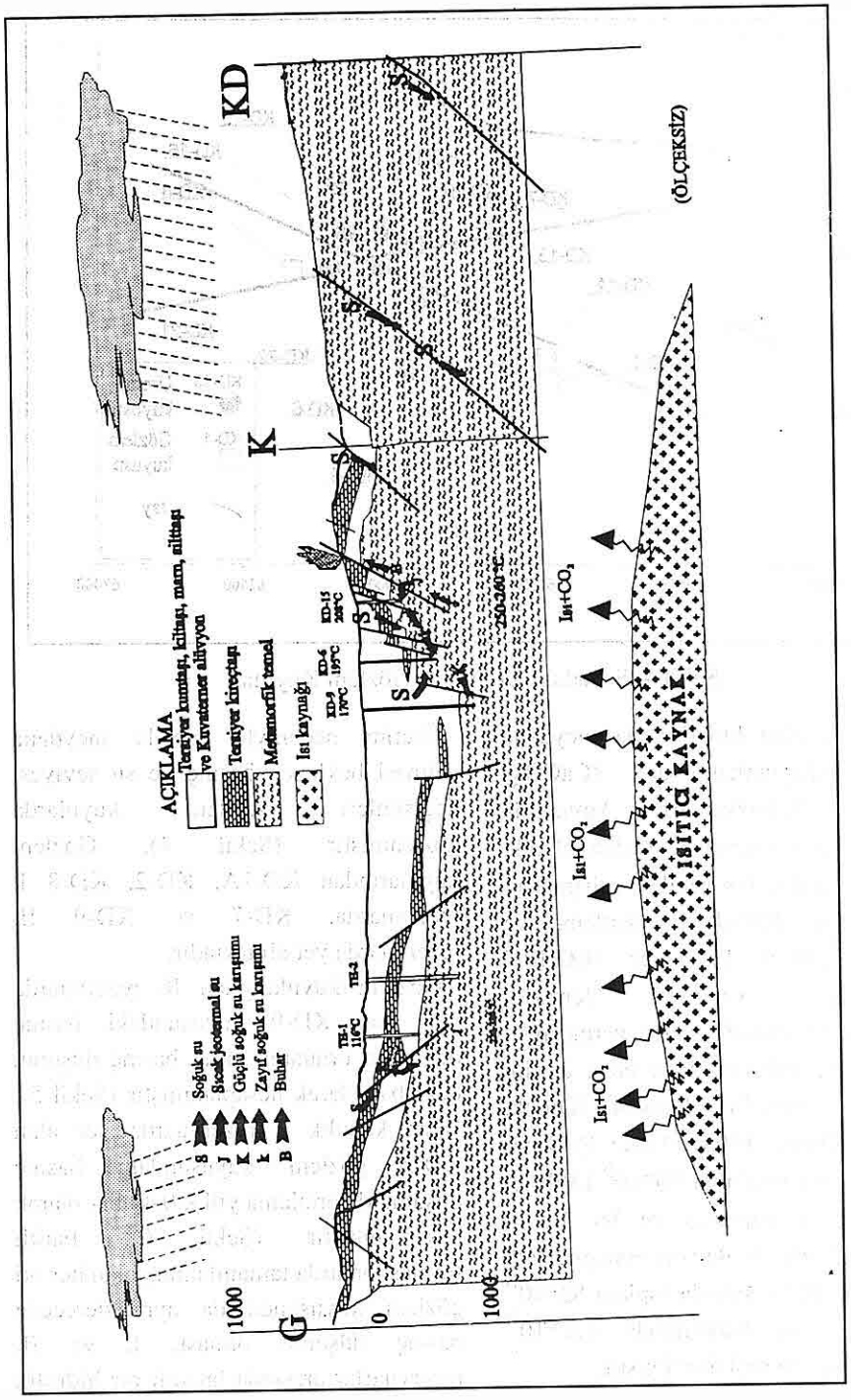
Jeokimyasal termometreler ile Kızıldere bölgesi için 250-260 °C, Tekkehamam yöresinde ise 220-230 °C rezervuar sıcaklığı hesaplanmıştır (Şimşek,1984). Oysa kuyulardan ölçülen değerler, hesaplanan sıcaklıklardan daha düşüktür. Kızıldere sahasında maksimum 210 °C, Tekkehamamda ise 116 °C ölçülmüştür. Bu sonuçlara göre sahaya Kızıldere bölgesinden zayıf, Tekkehamam yöresinden güçlü soğuk su girişimi olmaktadır (Şekil 3). Gnayslardan derinlere doğru süzülen yağmur suları, muhtemelen 5-6 km. kadar derinliklere inebilmekte, mağmadan iletilen ısının etkisi ile sıcaklığı artmaktadır. 250-260 °C sıcaklığa ulaşan ve sıcaklık artışından dolayı yoğunluğu azalan sular, sıvı fazda bulunan CO_2'i de bünyelerine alarak, fay hatları boyunca yükselmektedir. Bu hareket sonucu, temelde yer alan gnaysları geçen akışkan, II. rezervuara ulaşarak, kırık ve çatlaklar boyunca boşlukları doldurmaktadır. Sisteme karışan soğuk sular ve ısı kayıpları etkisiyle II. rezervuarda sıcaklık 190-210 °C'ye düşmektedir. Yukarı harekete devam eden sıcak sular yine uygun rezervuar koşullarına sahip olan Sazak formasyonu içerisinde, kireçtaşı birimine ulaşarak sistemin I.rezevuarını oluşturmaktadır. Burada sıcaklık daha da düşerek 160-190 °C'ye kadar inmektedir.

3. SAHADA ÜRETİM VE BASINÇ DÜŞÜMLERİ

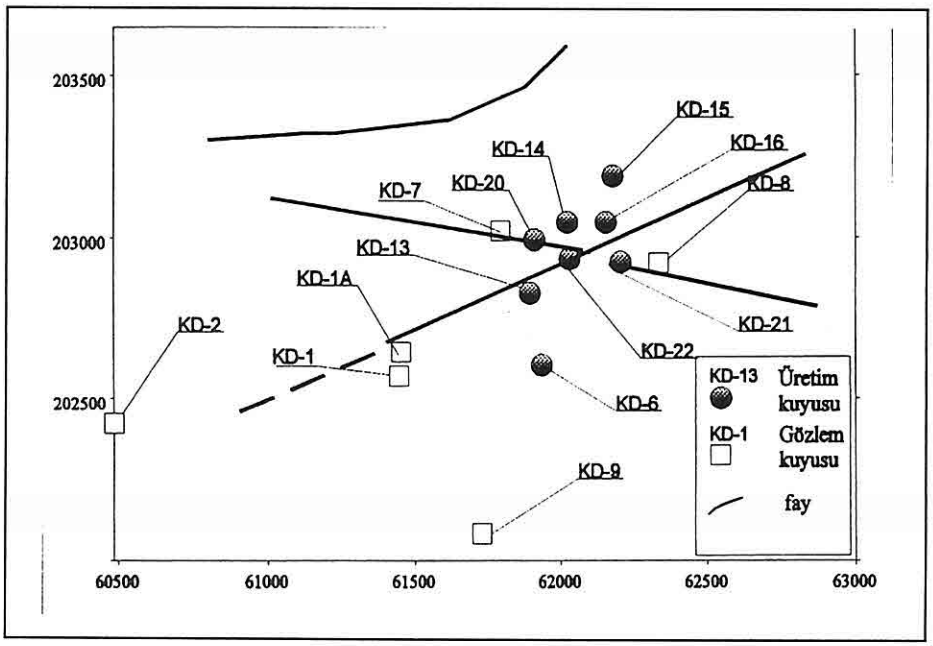
Sahada, II. rezervuarda tamamlanmış bulunan 8 kuyudan üretim yapılmaktadır (Şekil 4). Herbir kuyudan 100-300 t/h arası akışkan üretilmektedir. Sahada 1968-1984 yılları arasında aralıklarla test ve deneme üretimleri yapılmıştır, bu dönemde yapılan toplam üretim $15*10^6$ ton kadardır. Santralın 1984 yılında devreye alınması ile üretim miktarı



Şekil 2. Sahanın Stratigrafik Kolon Kesiti (Şimşek,1984).



Şekil 3. Kızıldere Jeotermal Sisteminin Hidrolojik Modeli (Şimşek,1985; ENEL,1988'den değiştirilerek)



Şekil 4. Sahadaki Üretim ve Gözlem Kuyuları

artmıştır. Üretim kuyularında meydana gelen kalsiyumkarbonat ($CaCO_3$) birikimi (kabuklaşma) kuyularda üretimin hızla düşmesine neden olarak, santralın verimli bir şekilde çalışmasını engellemiştir. Kuyularda, asitleme ve "Döner Başlıklı Preventer (RCHP)" kullanılarak yapılan temizlik çalışmalarının olumlu sonuç vermesiyle, 1987 yılında itibaren daha fazla üretim yapılması mümkün olmuştur (Durak, Erkan & Aksoy, 1993) (Tablo 1). 1990 yılından sonra ortalama $80*10^6$ kWh/yıl enerji üretimi yapılmış ve bu üretim sonraki yıllarda da devam etmiştir.1996 yılı sonuna kadar sahada toplam $83*10^6$ ton akışkan ve karşılığında $811*10^6$ kWh elektrik enerjisi üretilmiştir.

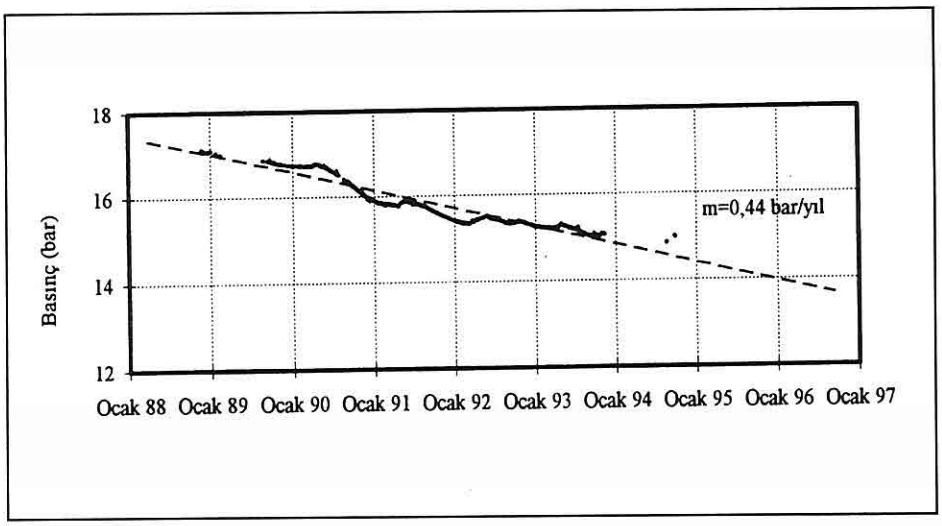
Üretim nedeniyle sahada meydana gelmesi beklenen basınç ve su seviyesi değişimleri seçilen kuyularda gözlenmiştir (Şekil 4). Gözlem kuyularından KD-1A, KD-2, KD-8 I. rezervuarda, KD-7 ve KD-9 II. rezervuarda yer almaktadır.

Gözlem kuyularından II. rezervuarda yer alan KD-9 kuyusundaki basınç değişimi, ortalama yıllık basınç düşümü 0.44 bar olarak hesaplanmıştır (Şekil 5). Buna karşılık I. rezervuarda yer alan KD-2 gözlem kuyusundaki basınç düşümü de ortalama yıllık 0.44 bar olarak hesaplanmıştır (Şekil 6). Farklı formasyonlarda tamamlanmış olan her iki gözlem kuyusunda da aynı derecede basınç düşümü olması, I. ve II. rezervuarlar arasında önemli bir hidrolik

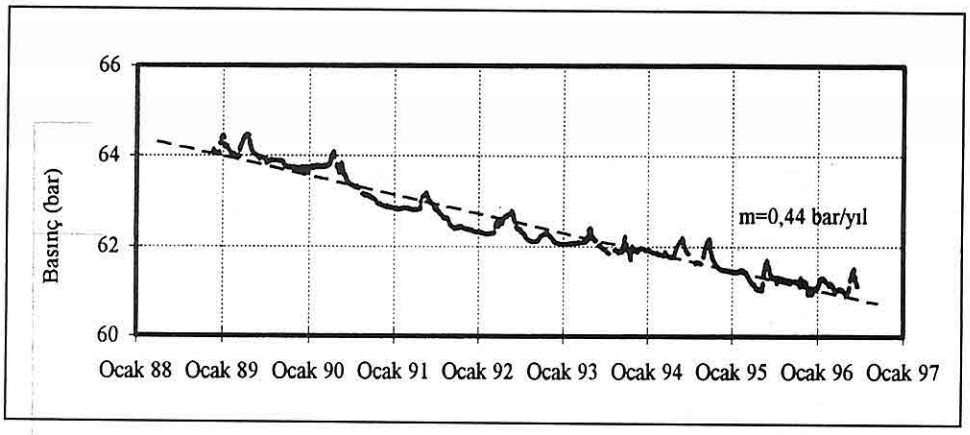
ilişki olduğunu göstermektedir.

Tablo 1. Üretilen Akışkanın ve Enerjinin Yıllara Göre Dağılımı

Yıllar	Jeotermal Akışkan (milyon ton)	Üretilen Enerji (milyon kWh)
1984	1.96	22.1
1985	0.53	5.90
1986	3.84	43.5
1987	5.11	57.8
1988	6.01	68.3
1989	5.53	62.6
1990	7.07	80.1
1991	4.18	81.3
1992	6.14	69.6
1993	6.70	76.0
1994	6.90	79.1
1995	7.40	85.0
1996	7.15	81.0



Şekil 5. KD-2 Kuyusunda Basınç Düşümü



Şekil 6. KD-9 Kuyusunda Basınç Düşümü

Üretim kuyularından elde edilen yıllık ortalama basınç düşümü 0.36-0.69 bar arasında değişmektedir (Tablo 2). Üretim ve gözlem kuyuları dikkate alınarak, sahadaki en fazla basınç düşümünün KD-7, KD-8, KD-20, KD-21 ve KD-22 kuyularının olduğu tespit edilmiştir. Bu kuyular KB-GD doğrultulu fay hattının üzerinde yer alması nedeniyle, sahada üretimi kontrol eden bu fayın reenjeksiyon planlamasında dikkate alınması gerekecektir.

4. SAHADA REENJEKSİYONUN PLANLANMASI

Kızıldere Jeotermal Enerji Sahasında reenjeksiyon kuyuları, sahayı kontrol eden KB-GD doğrultulu ve KD-7, KD8 kuyuları boyunca uzanan ve bu fayla kesişen GB-KD doğrultulu KD-2, KD16 kuyuları boyunca uzanan fay hattına dik ve mümkün olduğunca uzakta olmalıdırlar. Bu nedenle sahanın doğu ve batısında açılacak reenjeksiyon kuyuları olumlu sonuçlar vermeyecektir.

Sahanın kuzey kısımları üretim yapılan bölgeye göre 200 m. kadar yüksekte olduğu için, reenjeksiyon sırasında ek pompaj gücü gerektirecektir. Bu nedenle sahanın kuzeyinin reenjeksiyon bölgesi olabilmesi ekonomik açıdan mümkün değildir. Topoğrafik ve jeolojik şartlar altında sahanın güney kısımları reenjeksiyon için en uygun çözümü oluşturmaktadır. (Şekil 7)

Reenjeksiyon formasyonu olarak, geçirgen ve reenjeksiyona uygun formasyonlar olan kireçtaşları, mermerler veya gnayslar seçilebilir. Gnayslarda yüksek geçirgenliğe sahip zonlar reenjeksiyon için en uygun çözümdür. Yoğunluğu yüksek olan nispeten soğuk reenjeksiyon suları, derine basılacağı için, sıcaklıkları artıp, yoğunlukları azaldıktan sonra yukarı doğru hareket edebileceklerdir. Böylece, tekrar ısınarak üretim kuyularına gelmeleri mümkün olacaktır.

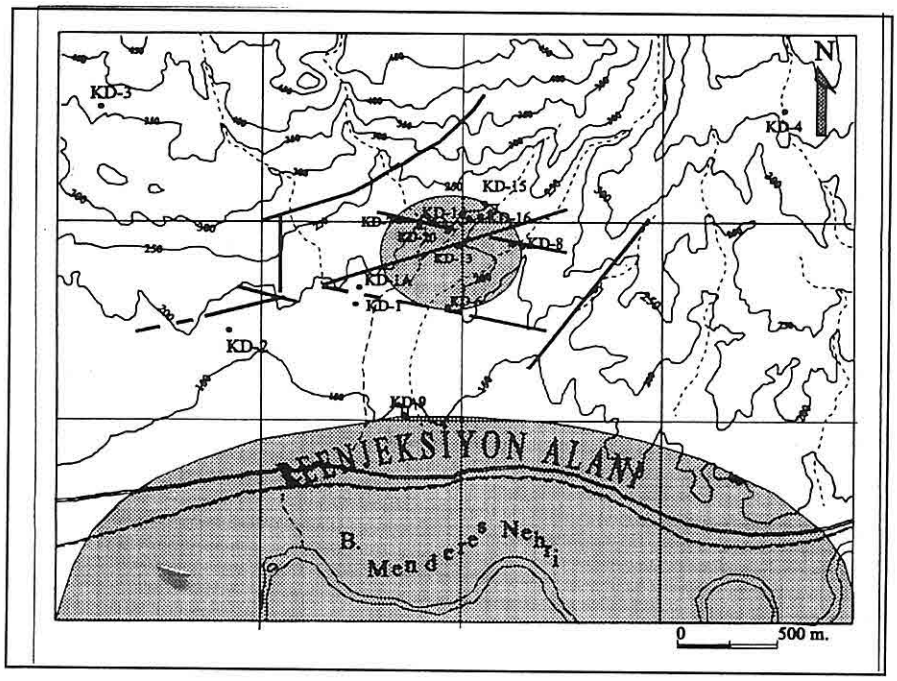
Tablo 2. Üretim ve Gözlem Kuyularında Basınç Düşümleri

Kuyu No: (Bar/yıl)	Basınç Düşümü	Açıklama
KD–6	0.36	Üretim Kuyusu
KD–13	0.36	Üretim Kuyusu
KD–14	0.40	Üretim Kuyusu
KD–15	0.32	Üretim Kuyusu
KD–16	0.36	Üretim Kuyusu
KD–20	0.58	Üretim Kuyusu
KD–21	0.58	Üretim Kuyusu
KD–22	0.69	Üretim Kuyusu
KD–1A	0.30	Gözlem Kuyusu
KD–2	0.44	Gözlem Kuyusu
KD–7	0.51	Gözlem Kuyusu
KD–8	0.48	Gözlem Kuyusu
KD–9	0.44	Gözlem Kuyusu

Mermerlerden reenjeksiyon, mermerlerin üretim formasyonu olması nedeniyle risklidir. Sığda bulunan ve I.rezervuarı oluşturan kireçtaşları da bir başka seçenek olmasına rağmen I. ve II. rezervuar arasında hidrolik bağlantı olması nedeniyle sorun yaratabilir. Ancak gnayslardan reenjeksiyon yapılamaması durumunda, kireçtaşlarından reenjeksiyon denenmelidir.

Sahadaki atık su miktarının 800-1100 t/h olması nedeniyle reenjeksiyon kuyularının toplam kapasiteleri de bu kadar olmalıdır. Basınç yükselim testlerinden elde edilen değerlere göre üretim kuyuların prodüktivite indeksleri 200-300 t/saat/bar değerlerindedir. Kısaca, her bir kuyu bir barlık basınç farkı ile 200-300 t/h suyu alabilecek kapasitedir. Bölgede açılacak reenjeksiyon kuyularının, üretim kuyularının sahip oldukları prodüktivite indekslerine yakın injektivite indeksine sahip olabilecekleri kabul edilerek saha için 1 adet acil durumlar için olmak üzere 5 adet reenjeksiyon kuyusu yeterli olabilecektir.

Uygun reenjeksiyon yeri ve formasyonu saptandıktan sonra, reenjeksiyon kuyuları ana pompaj istasyonu yakınlarında yönlü olarak açılabilir. Bu durumda sondaj ve reenjeksiyon çalışmaları için daha küçük bir alan kulanılacağı gibi, reenjeksiyon için arazide kilometrelerce boru hattı döşenmesine gerek kalmayacaktır. Büyük Menderes Nehri'nin sondaj çalışmaları ve reenjeksiyon boru hatları için



Şekil 7. Sahanın Topografik Haritası ve Muhtemel Reenjeksiyon Alanı

yaratacağı fiziki engel de minimuma inecektir. Yönlü kuyular, reenjeksiyon kuyularının bir arada olmasını sağlayacağından, kuyuların takibinde ve test çalışmalarında önemli bir tasarruf sağlayacaktır.

5. SONUÇLAR

Üretim sonucu, Kızıldere Jeotermal Enerji Sahası'nda yılda 0.5 bar basınç düşümü olmaktadır. Basınç düşümü ve atık suların yarattığı çevre kirliliği sahanın verimli bir şekilde çalıştırılmasını engellemektedir. Bu nedenle sahada reenjeksiyon yapılmalıdır.

I.ve II.rezervuarlar arasında güçlü hidrolik bağlantılar nedeniyle sahanın içerisinden veya kenarından yapılacak bir reenjeksiyon çalışmasının sahayı kısa sürede soğutabilecektir. Jeolojik ve topoğrafik koşullar altında reenjeksiyon için en uygun yer olarak, jeotermal sistemi kontrol eden ana faylara dik doğrultuda, sahanın 2-3 km. güneyindeki bölge seçilmiştir.

Reenjeksiyon bölgesine biri yedek olmak üzere beş reenjeksiyon kuyusu açılmalıdır. Pompaj istasyonu kurulacak bölgeden yönlü kuyuların açılması halinde, sondaj ve reenjeksiyon çalışmalarında daha az bir alan kullanılacağı gibi, reenjeksiyon boru hatları çok daha kısa olacak ve B. Menderes Nehri'nin yaratacağı fiziki engeller daha rahat aşılacaktır.

6. KAYNAKLAR

Aksoy, N., Erkan, B. & Durak, S. (1993). Kızıldere jeotermal enerji sahası 1993 yılı final raporu, Kızıldere: (Yayınlanmamış).

Durak, S., Erkan, B. & Aksoy, N. (1993). Calcite removal from wellbores at Kızıldere geothermal field, Turkey. Proceedings 15th NZ Geothermal Workshop, pp:11-15

Enel, Ente Nazionale per l'Energia Elettrica Unita Nazionale Geotermica (1988). Optimization and development of the Kızıldere geothermal field. Pisa: (yayınlanmamış).

Filiz, Ş.,(1982). Ege bölgesindeki öemli jeotermal alanların O^{18},H^{2},H^{3},C^{13} izotoplarıyla incelenmesi (Doçentlik tezi). İzmir. (yayınlanmamış).

Recepoğlu, O. & Beker, Ü.(1991). A preliminary study on boron removal from Kızıldere/Turkey geothermal waste water. Geothermics,20,83-89

Şimşek, Ş. (1984). Denizli, Kızıldere, Tekkehamam, Tosunlar, Buldan, Yenice alanının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları. MTA, Derleme Rapor No:7846 (yayınlanmamış)

Şimşek, Ş. (1985). Geothermal model of Denizli, Sarayköy - Buldan Area. Geotermics, 14, 393-417

YERBİLİMLERİ *GEOSOUND* HAZİRAN *JUNE* 1997 SAYI *NO* 30 ISSN 1019-1003

DOĞU PONTİD MAGMATİK ARKINDA (KD TÜRKİYE) NEPTUNİYEN DAYKLAR VE BLOK TEKTONİĞİ: MESOZOYİK HAVZALARIN KİNEMATİĞİ İLE İLGİLİ BULGULAR

Osman BEKTAŞ ve Şenol ÇAPKINOĞLU

KTÜ , Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Trabzon/Türkiye

ÖZET: *Uydu ve hava fotoğraflarından elde edilen fotolineasyonlar Doğu Pontid jeolojisine uyarlandığında, bu fotolineasyonların, bölgenin Mesozoyik'te çalışan temel fay tektoniğine karşılık geldiği görülür. Üç farklı doğrultuda (D-B, KB-GD, KD-GB) gelişmiş olan bu faylar, orojenik kuşağın blok fay tektoniğinin çatısını ve buna bağlı olarak gelişmiş ortogonal (birbirine dik) kıvrım sistemini oluşturmuştur. Kuzey Anadolu Fayı ve Kuzeydoğu Anadolu Fayı'na paralel olarak çalışmış olan bu kırık sistemleri ve havza analizi sonuçları, Mesozoyik havzaların pull-apart özelliklerini yansıtır. Güney yönlü bir yitim zonu üzerinde gelişen Mesozoyik havzaları, özellikle Kretase havzaları, farklı zamanlarda açılmış ve kapanmışlardır.*

Mesozoyik döneminde Liyas, Erken Kretase ve Geç Kretase'deki çok safhalı riftleşmeyi veya transtansiyonel tektonik rejimi doğrulayan neptuniyen dayk sistemleri, Doğu Pontidler'de Malm-Erken Kretase yaşlı havzaların, karbonat platformundan pelajik ortama geçiş döneminin Albiyen ve Kampaniyen yaş aralığını kapsadığını, ofiyolitik olistostromal melanjın, sözkonusu karbonat platformu üzerinde sedimanter dokanakla geliştiğini belirtir. Doğu Pontid magmatik arkındaki neptuniyen daykların kinematik analizi, Mesozoyik havzaların oluşumunu sağlayan KB doğrultulu sağ yönlü ve KD doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı fayların, Mesozoyik dönemde çalışan esas olarak D-B doğrultulu sol yönlü bir wrench fayının bileşenleri olduğunu ortaya koymuştur. Bu ana wrench zonu, Mesozoyik başlarında Atlantik Okyanusu'nun açılmasına bağlı olarak Arap-Afrika Plakası'nın Avrazya'ya göre KD'ya doğru hareketi sonucu gelişmiş olmalıdır.

NEPTUNIAN DYKES AND BLOCK TECTONICS IN THE EASTERN PONTIDES MAGMATIC ARC (NE TURKEY): IMPLICATIONS FOR THE KINEMATICS OF THE MESOZOIC BASINS

ABSTRACT: *The view obtained from landsat imagery and airphotos of the eastern Pontide orogenic belt (northeast Turkey) imply that there are three distinctive lineaments, trend northeast, northwest and east-west, corresponding to basement weakness zones and define block-faulted tectonic during the Mesozoic. Block coupling produces a diagnostic en echelon arrangement of drag and drape folds which reflect the trace of the basement fault at the surface. For right lateral coupling parallel to the*

active North Anatolian Fault Zone a clockwiseen echelon pattern is produced, whereas left-lateral coupling parallel to the active Northeast Anatolian Fault Zone produces a counter clockwise pattern. The Mesozoic basins were formed by this block fault framework in the three main distinctive weakness or tectonic zones on the Pontide magmatic arc which were formed by the southward subduction zone. Neptunian dykes were formed by the polyphase rifting of the magmatic arc during the Liassic (Hettangian - Sinemurian), Ealy Cretaceous (Albian) and Late Cretaceous (Campanian). The first rifting is related to break up of the granitic basement of the Hercynian, whereas the later two were related to the break up or drowning of the carbonate platform which reflect transition from the platform carbonate environment to the pelagic facies. Kinematic analysis of the neptunian dykes of the eastern Pontide suggest that neotectonic regime (after the Miocene) was inherited from paleotectonic regime (before the Miocene). This has been achieved by the main left lateral wrench zone in the E-W direction between Arabian-African and Eurasian plates during the Mesozoic and Cenozoic when the Atlantic Ocean have been opened by the northeastward movement of Arabian - African plate.

1. GİRİŞ

Doğu Pontid orojenik kuşağının sınıflandırılması veya yapı sitili hakkındaki çalışmalar oldukça sınırlıdır (Ketin, 1962; Kronberg, 1969; Seymen, 1975; Tatar, 1978; Bektaş, 1986). Bu makalede, Doğu Pontidlerin yapı sitili tanıtılmaya çalışılmaktadır. Ayrıca, neptuniyen dayklardan yararlanılarak Doğu Pontid orojenik kuşağındaki kırık sistemlerinin yaşları verilmekte ve Mesozoyik havzaların bu kırık sistemleri ile olan ilişkileri tartışılmaktadır. Sonuç olarak da neotektonik rejimin, paleotektonik rejimin mirascısı olduğu görüşü savunulmaktadır.

2. DOĞU PONTİD YAPI SİTİLİ

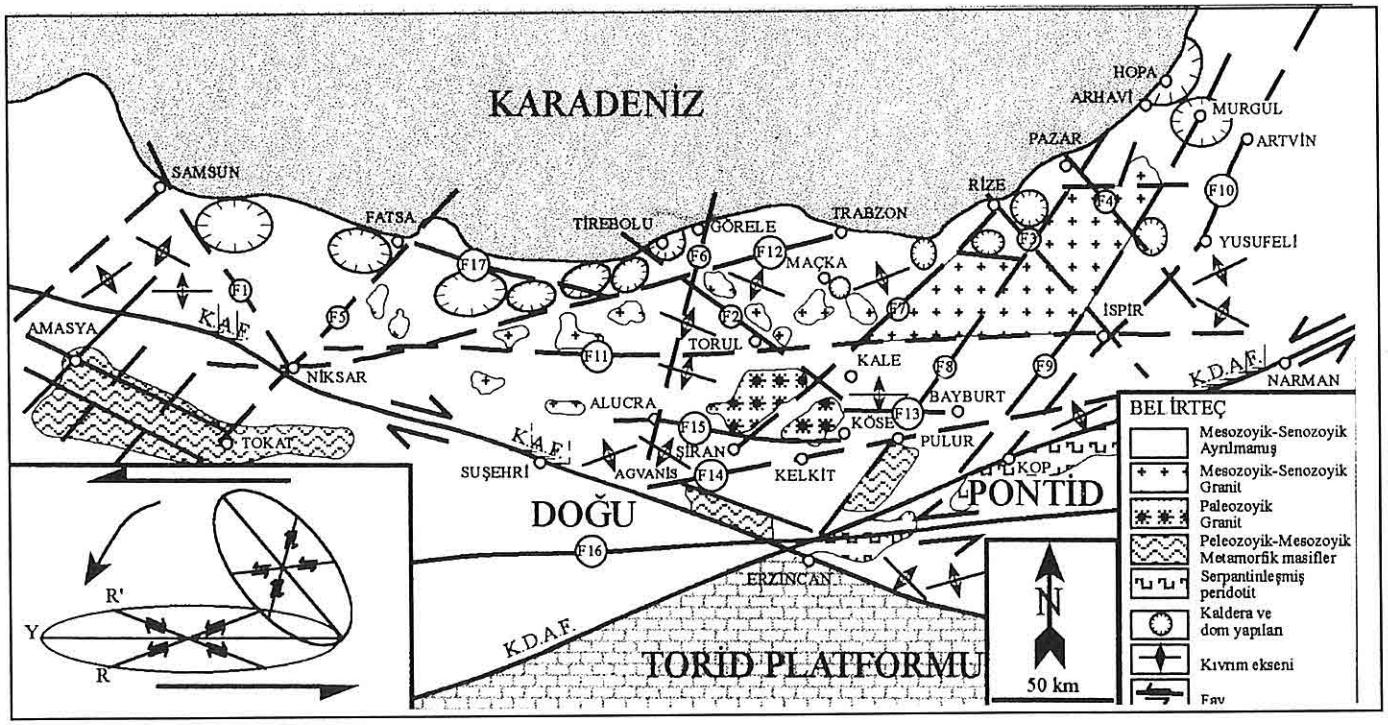
Uydu ve hava fotoğraflarından elde edilen fotolineasyonlar Doğu Pontid jeolojisi ile karşılaştırıldığında, fotolineasyonların, temel fay tektoniğine tam bir paralellik sunduğu görülür (Şekil 1). D-B, KB-GD ve KD-GB doğrultulu olan bu fayların yaşları ile ilgili olarak şu üç olasılıktan sözedilebilir.

1. Hava fotoğraflarında ve arazide izlenen fayların çoğu, neotektonik rejimle (Miyosen sonrası) ilgilidir.

2. Sözkonusu faylar, bölgenin paleotektonik rejimi (Miyosen öncesi) döneminde gelişmiştir.

3. Ya da bu fayların çoğu paleotektonik dönemde etkin olmuş, fakat bir kısmı günümüzde yeniden aktif duruma geçerek diri fay özelliğini kazanmışlardır.

Doğu Pontidlerin batısında, Tokat ve Ağvanis Metamorfik Masiflerinin Kuzey Anadolu Fay Zonu'na (KAFZ); doğusunda ise Pulur Metamorfik Masifi'nin ve Kop Peridotit Masifi'nin, Kuzeydoğu Anadolu Fayına (KDAF)



Şekil 1. Doğu Pontidler'de Mesozoyik döneminde D-B doğrultulu sol yönlü ana Wrench zonuna bağlı olarak gelişmiş antitetik Kuzey Anadolu ve sintetik Kuzeydoğu Anadolu Fay sistemleri ve bunlara paralel olarak uzanan temel jeolojik unsurlar.(F1. Samsun, F2. Tirebolu, F3. Rize, F4. Pazar, F5. Fatsa-Niksar, F6. Görele, F7. Kırıklı, F8. Pulur, F9. Murgul, F10. Artvin,F11. Niksar-İspir, F12. Niksar-Trabzon, F13. Kale, F14. Kelkit, F15. Alucra, F16. Sivas-Erzurum, F17. Fatsa Fayı)

paralellik göstermesi, Kuzey Anadolu ve Kuzeydoğu Anadolu Fay sistemlerinin paleotektonik rejimde de çalışmış olabileceklerini ima eder (Bektaş ve diğ., 1984). Öte yandan, Doğu Pontidler'in kuzeyindeki magmatik zonda, Geç Kretase yaşlı kalderaların ve granit stoklarının KB-GD ve KD-GD doğrultulu kırık sistemleri boyunca dizilmiş olmaları, bu savı doğrular niteliktedir (Şekil 1).

Doğu Pontidlerde blok fay tektoniğine özgü ortogonal (birbirine dik) kıvrım sistemi, tabanı etkileyen fayların yüzeydeki izlerini yansıtır. Bu kıvrımlar, faylarla sınırlı blokların yatay hareketleri ile (drag fold) veya düşey hareketleri ile (drape fold) ya da her iki hareketin etkisiyle gelişmiş olmalıdır (Şekil 2 ve 4).

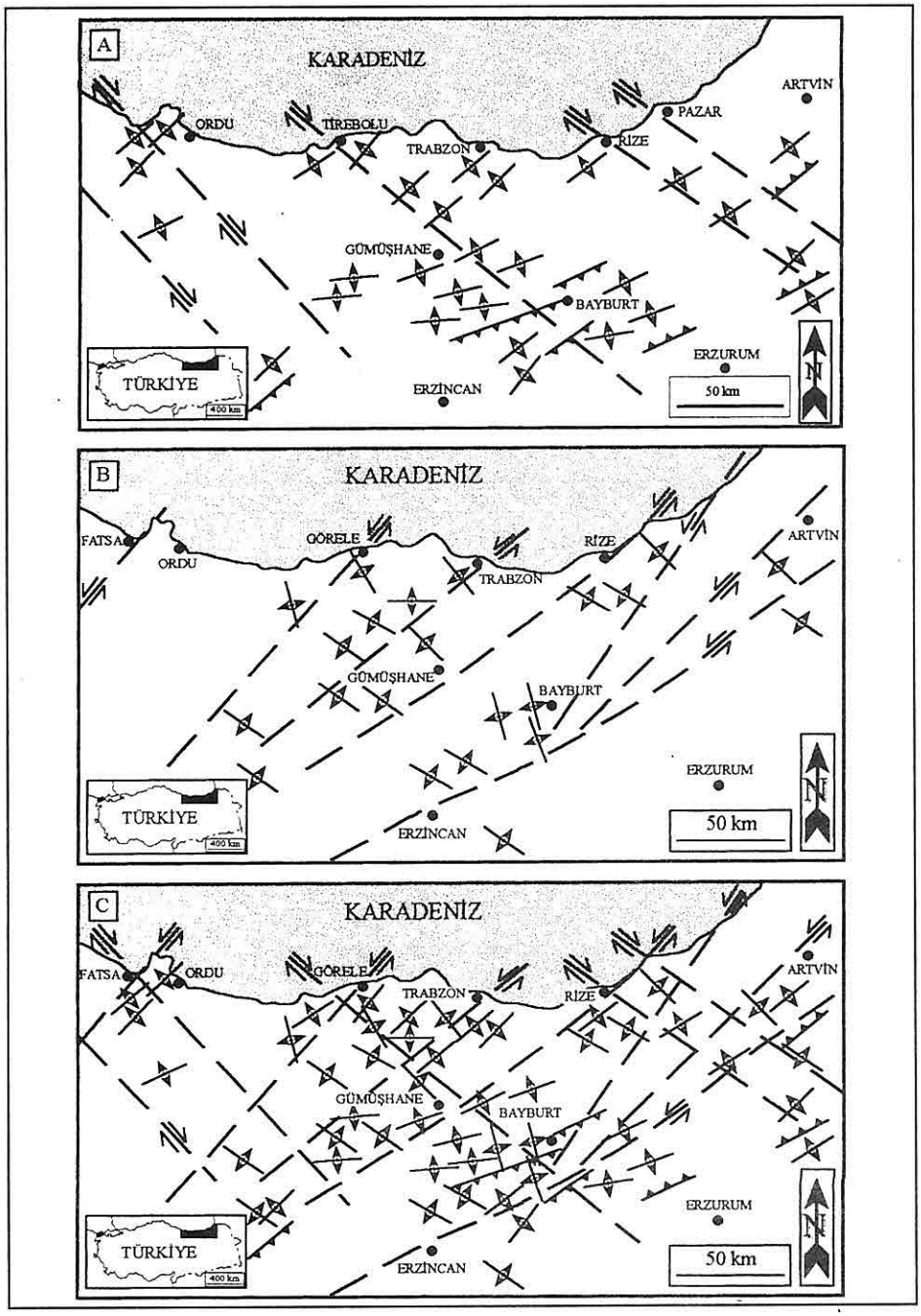
KAF'na paralel faylar KD-GB doğrultulu kıvrımlarla, KDAF'na paralel faylar KB-GD doğrultulu kıvrımlarla deneştirildiğinde, her iki fay sisteminin, paleotektonik rejimde sırasıyla sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı faylar olarak çalışmış olabilecekleri sonucuna varılır (Şekil 2a, b). Eşlenik KAF ve KDAF sistemleri birlikte değerlendirildiklerinde (Şekil 2c), Doğu Pontidler'in bloklu fay tektoniği ve buna bağlı olarak gelişmiş kıvrım sisteminin çatısı ortaya çıkar (Şekil 2c).

3. MESOZOYİK YAŞLI NEPTUNİYEN DAYKLARIN MESOZOYİK YAŞLI HAVZA KİNEMATİĞİNDEKİ ROLLERİ

Düşey ekstansiyon kırıklarının üstten tortularla dolmasıyla oluşmuş sedimanter dayklara, neptuniyen dayk adı verilir (Winterer ve Sarti, 1994). Doğu Pontidlerde sırasıyla Liyas (Hettangiyen-Sinemuriyen), Erken Kretase (Albiyen) ve Geç Kretase (Kampaniyen) dönemlerinde gelişmiş 3 grup neptuniyen dayk saptanmıştır. Ekstansiyon rejiminde ve denizaltında oluşmuş olan bu kırıklar genellikle fosilli pelajik tortularla dolgulanmışlardır.

3.1. Liyas (Hettangiyen - Sinemuriyen) Neptuniyen Daykları

Paleozoyik yaşlı Köse Graniti içinde gelişmiş olan bu dayklar (Şekil 3), tipik yüzeylenmelerini Gümüşhane ili güneydoğusundaki Gökdere Köyü'nde (Hur vadisi) verir. Bu alandaki dayklar, içerdikleri faunaya (Involutina liassica, Agerina martanum, Frondicularia sp., Lingulina sp., Spirillina sp., Protoglobigerina sp., Ophthalmidium sp., Trocholina sp.) dayanılarak Hettangiyen -Sinemuriyen olarak yaşlandırılmışlardır. Dayklar, KAF ve KDAF sistemlerine paralel olarak, sırasıyla KB-GD ve KD-GB doğrultularında uzanırlar. Ammonitiko Rosso fasiyesinde kireçtaşları ile dolgulanan ve örtülen bu kırıklar ekstansiyon kırıkları olarak kabul edilirlerse, ilerleyici deformasyona bağlı olarak daha geniş ve etkin olan KD doğrultulu neptuniyen dayklardan, daha az etkin olan KB doğrultulu neptuniyen dayklara doğru saat yelkovanının tersi yönde bir dönüş gözlenir. Bu da bölgede Liyas döneminde D-B doğrultulu bir wrench zonunun varlığını ortaya koyar

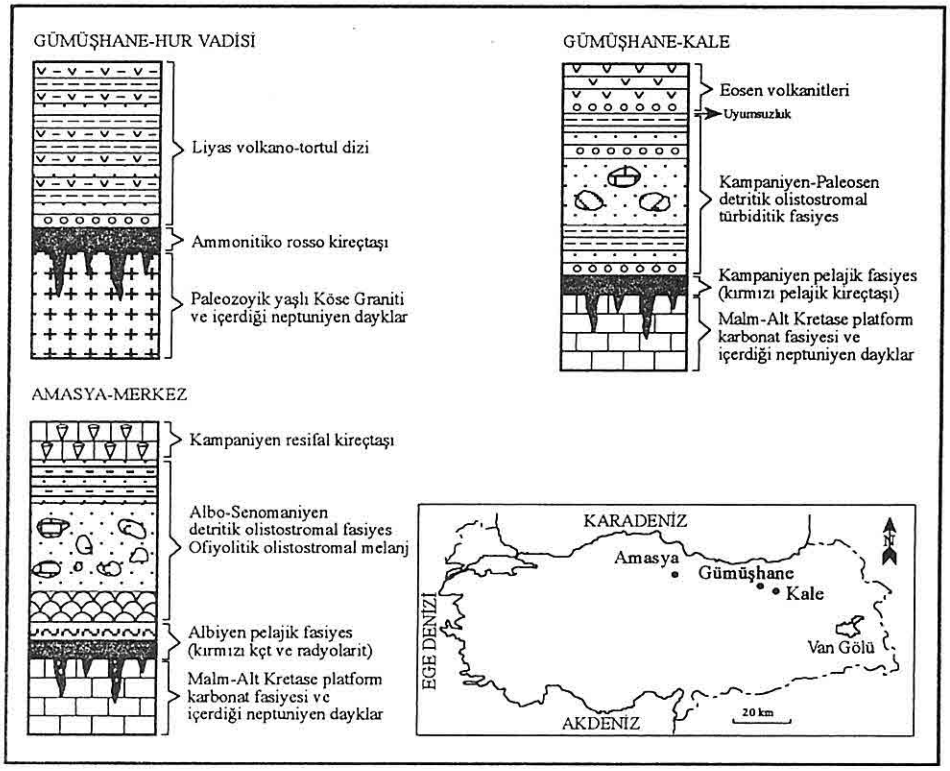


Şekil 2: Doğu Pontidler'de eşlenik doğrultu atımlı sağ yönlü (a) ve sol yönlü (b) fay ve kıvrım sistemleri ve bunların oluşturdukları blok fay tektoniği (c).

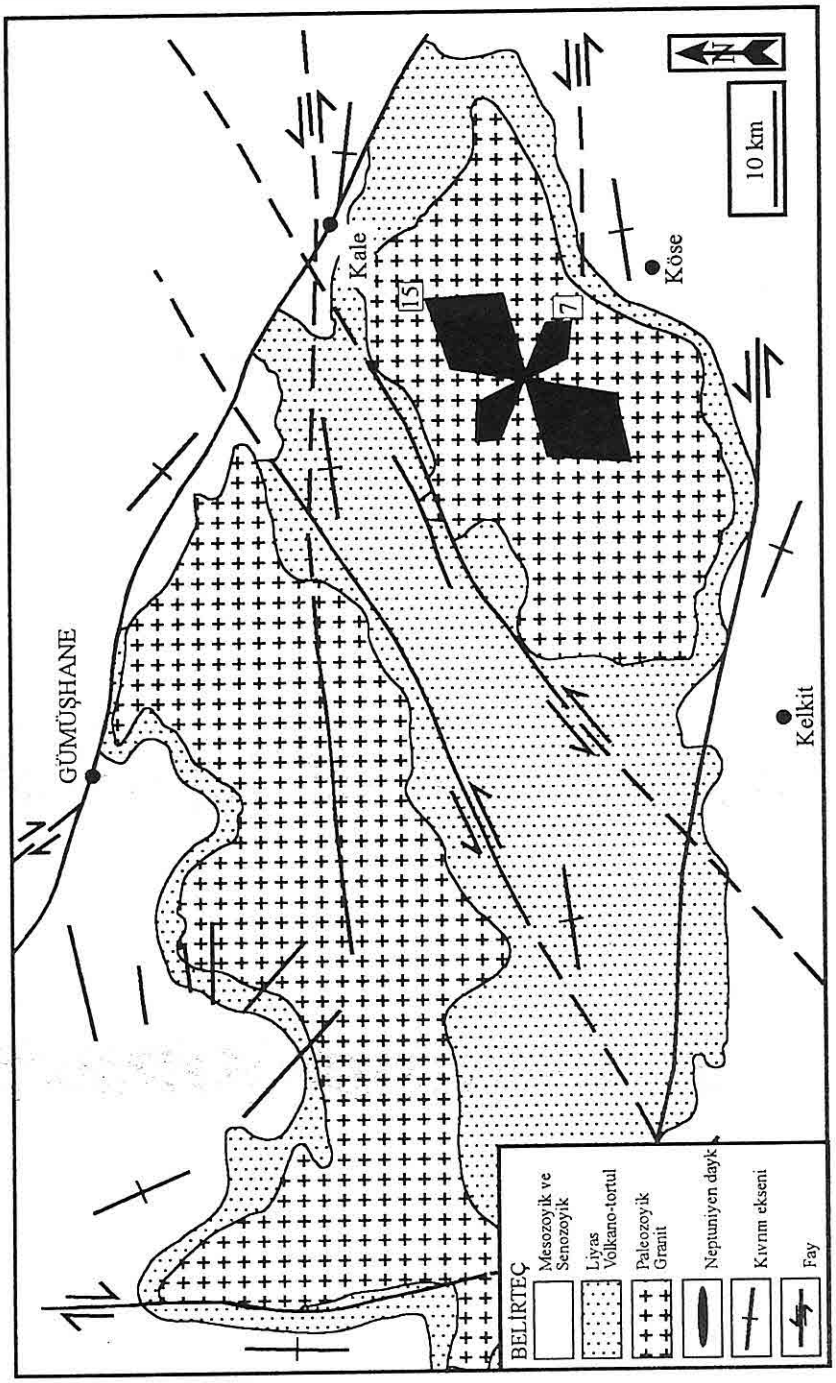
(Şekil 1 ve 4). Öte yandan neptuniyen dayk sistemi, Paleozoyik yaşlı Köse Graniti'nin kenarlarına paralellik sunar (Şekil 4).

3.2. Erken Kretase (Albiyen) Neptuniyen daykları

Amasya şehir merkezinde izlenen neptuniyen dayklar, Malm-Erken Kretase yaşlı karbonat platformunun parçalanması ve pelajik ortamın gelişmesi sonucu oluşmuşlardır (Şekil 3). Platform karbonatları içinde gelişen ve kırmızı pelajik kireçtaşı matriksli breşlerle dolgulanan ve örtülen bu dayklar, KB-GD doğrultuludurlar. Amasya'nın Çakallar mevkiinde yüzeylenen bir neptuniyen daykın pelajik matriksinden alınan örnekte, Albiyen'i tanımlayan bir fauna (Ticinella roberti, Ticinella sp., Hedbergella sp.) elde edilmiştir. Sözkonusu dayklar, hemen yakınlarında bulunan eş yaşlı monojenik fay yamacı breşleri boyunca uzanan doğrultu atımlı fay ile deneştirildiğinde, bu fayın sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay



Şekil 3. Doğu Pontidler'de çok safhalı riftleşme veya transtansiyonal tektonik rejimi kanıtlayan Liyas (Hettangiyen-Sinemuriyen), Erken Kretase (Albiyen) ve Geç Kretase (Kampaniyen) yaşlı neptuniyen daykların jeolojik ve coğrafik konumları.



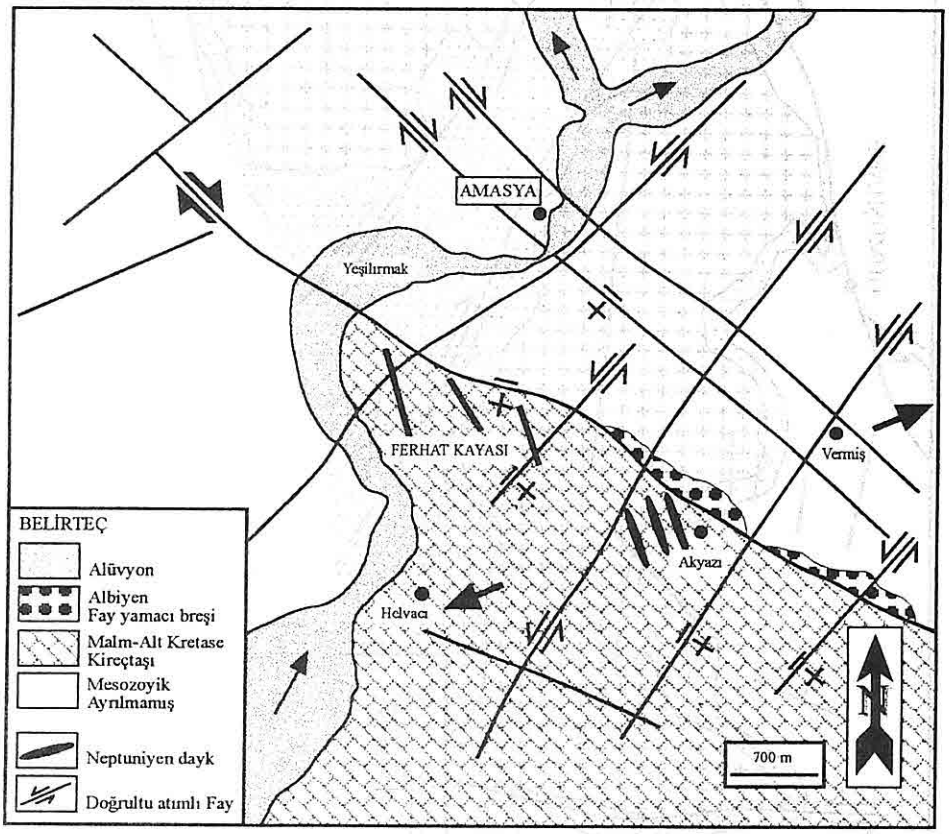
Şekil 4. Liyas yaşlı neptuniyen daykların Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonuna (KDAF) ait kırık ve kıvrım sistemleri ile ilişkisi. Neptuniyen daykların, saat yelkovanının tersi yöndeki dönüşleri, sol yönlü ana wrench zonundaki ilerleyici deformasyonla sağlanmış olmalıdır.

olduğu sonucuna varılır (Şekil 5).

Albiyen'de sağ yönlü doğrultu atımlı fay olarak çalışan ve platform ortamından pelajik ortama geçişte tektonik sübsidansı sağlayan bu fayların doğrultuları ve atımları, Amasya'nın hemen kuzeyinde, Havza ve Ladik yöresinden geçen aktif KAF ile tam bir uyum içindedir (Şekil 1 ve 4).

3.3. Geç Kretase (Kampaniyen) Neptuniyen daykları

Kampaniyen yaşlı neptuniyen dayklar, Gümüşhane güneydoğusunda, Kale Nahiyesi'nin 2 km kadar güneyinde, Malm-Alt Kretase karbonatları içerisinde gelişmiş olup KD-GB doğrultuludurlar (Şekil 3 ve 6). Malm-Erken Kretase karbonat platformunun boğulması veya platform ortamından pelajik ortama geçiş evresine işaret eden neptuniyen dayklar, pelajik ortama geçişin, güney zonda farklı zamanlarda gerçekleştiğini ortaya koyar (Bektaş ve diğ., 1995). Fay yamacı breşleri boyunca uzanan Geç Kretase yaşlı doğrultu atımlı faylar, birlikte

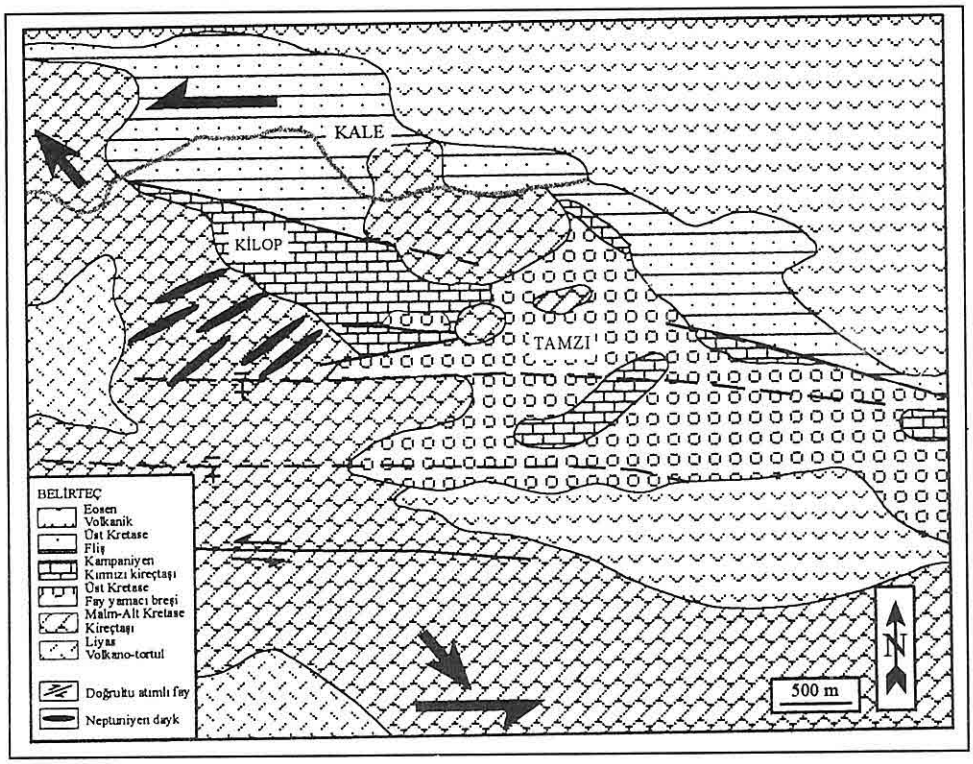


Şekil 5. Amasya yöresinde Geç Kretase (Albiyen) yaşlı neptuniyen dayklarının KAF'na paralel, eş yaşlı doğrultu atımlı faylarla olan ilişkisi.

bulundukları eş yaşlı neptuniyen dayklar ile deneştirildiğinde, Doğu Pontidlerin bu kesiminde, Senoniyen döneminde sol yönlü D-B doğrultulu bir fay sisteminin çalışmış olabileceğini söylemek mümkündür (Şekil 6).

Doğu Pontidler'de asimetrik özellikteki Mesozoyik yaşlı pull-apart havzaların genel uzanımları, ortogonal veya birbirine dik olarak gelişmiş KB ve GD doğrultulu faylar ile uyumludur. Bu faylar, kendi aralarında orta (50°) ve yüksek (70-90°) eğimli faylar şeklinde iki gruba ayrılabilir. Bunlardan eğimi büyük olanlar transfer fay, eğimi küçük olanlar ise normal veya ters fay olarak yorumlanmıştır.

Sonuç olarak, yukarıdaki neptuniyen daykların genel konumlarından çıkarılan ana wrench zonları deformasyon elipsoidine uygulandığında, bugünkü KAF ve KDAF'ına paralel sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı eşlenik fay sistemlerinin, esas olarak D-B doğrultulu sol yönlü bir wrench zonunun sintetik ve antitetik bileşenleri olduğu ortaya çıkar. Bu ana wrench zonu, Mesozoyik başlarında, muhtemelen Atlantik Okyanusu'nun açılmasına bağlı olarak Arap-Afrika plakasının Avrazya'ya göre



Şekil 6. Gümüşhane-Kale yöresinde, Kampaniyen yaşlı neptuniyen daykların, eş yaşlı D-B doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı faylarla olan ilişkisi.

Kuzeydoğuya doğru hareketi sonucu gelişmiştir (Şekil 1).

4. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Genel anlamda Anadolu levhası, Mesozoyik ve Senozoyik dönemlerinde Avrazya ve Arap-Afrika kompleks plaka sınırının bir parçası olarak evrim geçirmiştir. Bu dönemlerde, Anadolu levhasının kuzeyinde (Pontidler) ve güneyinde (Toridler) gelişen, sırasıyla güney ve kuzey yönlü oblik yitim zonları, ark-gerisi bölgelerde (Anatolidler), eşlenik büyük doğrultu atımlı fay zonlarının oluşumunu sağlamıştır. Bugünkü KAF ve DAF Zonlarına özdeş sayılabilecek plaka içi eşlenik doğrultu atımlı faylar, plaka içi veya ensialik ofiyolitik sütur zonlarının oluşumunu sağlamış olmalıdır (Bektaş, 1991).

Yukarıda verilen sentezin modern örneğini, batı Pasifik'teki Filipinler takımadası ve onun Zambala-Angat ofiyolitik sütur zonları oluşturur (Karig ve diğ., 1986). Oblik yitimlerin Anadolu levhasında oluşturduğu sol yönlü ana wrench zonu ve buna bağlı olarak gelişen sintetik ve antitetik eşlenik sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı faylar, Anadolu levhasının saat yelkovanının tersi yönünde dış dönmesini (external rotation) sağlamış olması gerekir (Şekil 1). KAF Zonunun kuzeyinde ve güneyinde, Niksar (Tatar ve diğ., 1994) ve Sivas yörelerinde (Platzman ve diğ., 1994) yapılan paleomanyetik çalışmaların sonuçları, bu görüşü destekler niteliktedir.

Sonuç olarak, yukarıdaki neptuniyen dayklarının genel konumlarından çıkarılan ana wrench zonları deformasyon elipsoidine uygulandığında, bugünkü KAF ve KDAF'ına paralel sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı eşlenik fay sistemlerinin, esas olarak D-B doğrultulu sol yönlü bir wrench zonunun sintetik ve antitetik bileşenleri olduğu ortaya çıkar. Bu ana wrench zonu, Mesozoyik başlarında, muhtemelen Atlantik Okyanusu'nun açılmasına bağlı olarak Arap-Afrika plakasının Avrazya'ya göre Kuzeydoğuya doğru hareketi sonucu gelişmiştir (Şekil 1).

5. KATKI BELİRTME

Fosil tayinlerinde yardımcı olan Dr. Kemal Erdoğan (MTA) ve Y.Doç.Dr. Sibel Özgür'e (KTÜ) katkılarından dolayı teşekkür ederiz.

6. KAYNAKLAR

Bektaş, O., 1986. Paleostress trajectories and polyphase rifting in arc-back arc of eastern Pontides: Bulletin of the Mineral Research and Exploration, 103/104, 1-15.

Bektaş, O., 1991. Doğu Pontid (KD Türkiye) ark gerisi basende ensialik ofiyolit oluşumu. T.J.K Bülteni, 6, 187-197.

Bektaş, O., Pelin, S., Korkmaz, S., 1984. Mantle uprising in Eastern Pontid back-arc basin and the concept of polygenetic ophiolite: Geol. Soc. of Turkey, 38th Scientific and Technical Congress, İhsan Ketin Symposium (in Turkish with English abstract and explanation), 175-188.

Bektaş, O., Yılmaz, C., Taslı, K., Akdağ, K., Özgür, S., 1995. Cretaceous rifting of the Eastern Pontide carbonate platform (NE Turkey): the formation of carbonate breccias and turbidites as evidence of a drowned platform: Giornale di Geologia, 57, 233-244.

Platzman, E.S., Platt, J.P., Tapyrdamaz, C., Sanver, M. ve Rundle, C.C., 1994. Why are there no clockwise rotations along the North Anatolian Fault Zone? Journal of Geophysical Research, 99, 21705-21716.

Karig, D.E., Sarewitz, D.R. ve Haeck, G.D., 1986. Role of strike-slip faulting in the evolution of allochthonous terranes in the Phillippines: Geology, 14, 852-855.

Ketin, İ., 1962, 1/500.000 scaled geological map of Turkey: MTA publ., Ankara.

Kronberg, P., 1969. Bruchtektonik in Ostpontischen Gebirge (North-Turkei): Geol. Rounds. 59, 257-265.

Seymen, İ., 1975. Kelkit Vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun tektonik özelliği: Doktora Tezi (İTÜ), 192 s.

Tatar, Y., 1978. Tectonic investigation on the north Anatolian Fault Zone between Erzincan and Refahiye: Yerbilimleri, 4, 201-236.

Tatar, O., Piper, J.D.A., Park, R.G. ve Gürsoy, H., 1994. Paleomagnetic study of block rotations in the Niksar overlap region of the North Anatolian Fault Zone, Central Turkey: Tectonophysics, 244, 251-266.

Winterer, E. L., Sarti, M., 1994. Neptunian dykes and associated features in Southern Spain: mechanics of formationand tectonicimplications: Sedimentology, 41, 1109-1132.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1997 SAYI 30 ISSN 1019-1003
GEOSOUND *JUNE* *NO*

HADİM NAPI'NDA KARBONİFER-PERMİYEN GEÇİŞİ, GİRVANELLA KİREÇTAŞI OLUŞUM PALEONTOLOJİSİ

Cengiz OKUYUCU ve Tuncer GÜVENÇ
H. Ü. Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe, Ankara

ÖZET: *Bu çalışmada Hadim Napı Karbonifer-Permiyen geçişi ve bu geçişin tipik fasiyesini oluşturan Girvanella Kireçtaşları; Hadim Napı Göksu Vadisi, Çatalkatran Tepe ve Sıvarı Dere'de yapılan kesitlerde incelenmiştir. Bu kesitler, Hadim Napı'na ait Geç Devoniyen-Geç Kretase zaman aralığında çökelmiş karbonat ve kırıntılı kayaçları içermektedir.*

Mikropaleontolojik çalışmalarda, dokuzu fusulin olmak üzere onsekiz foraminifer ve sekiz alg cinsi tanımlanmış ve önceki çalışmalarla karşılaştırılmıştır. Asseliyen yaşı Girvanella Kireçtaşlarında yeralan Pseudofusulina buzulukensis Dobrokhotova, Pseudofusulina parviflucta Zhou, Occidentoschwagerina kosvaensis Echlakov, Rugosofusulina stabilis Rauzer-Chernoussova, Quasifusulina karawanensis Miklukho-Maklay fosilleri ile saptanmıştır.

Karbonifer-Permiyen geçişi Çatalkatran Tepe ölçülü stratigrafi kesitinde Boultonia willsi Lee'nin bittiği Sphaeroschwagerina sp.'nin başladığı, Sıvarı Dere ölçülü stratigrafi kesitinde ise Quasifusulina' ların (Quasifusulina karawanensis Miklukho-Maklay, Quasifusulina longissima Möller vb.) ilk ortaya çıktığı seviye olarak belirlenmiştir.

CARBONIFEROUS-PERMIAN TRANSITION OF HADIM NAPPE, PALEONTOLOGY OF FORMATION OF GİRVANELLA LIMESTONE

ABSTRACT: *In this study Carboniferous-Permian transition of Hadim Nappe and the typical facies of this transition Girvanella Limestone were studied at Hadim Nappe in Göksu Valley, the Çatalkatran Tepe and the Sıvarı Dere stratigraphic sections. The studied sections are realised at the Hadim Nappe that contains carbonate and detrital sediments belonging to Upper Devonian to Upper Cretaceous time interval.*

The nine fusulinids of eighteen foraminifera genera and eight algae genera are determined and compared with previous studies. The Asselian age is given by the presence of Pseudofusulina buzulukensis Dobrokhotova, Pseudofusulina parviflucta Zhou, Occidentoschwagerina kosvaensis Echlakov, Rugosofusulina stabilis

Rauzer-Chernoussova and Quasifusulina karawanensis Miklukho-Maklay.
The Carboniferous-Permian transition is determined by the disappearance of Boultonia willsi Lee and the appearance of Sphaeroschwagerina sp. in the Çatalkatran Tepe section, by the appearance of Quasifusulins (Quasifusulina karawanensis Miklukho-Maklay, Quasifusulina longissima Möller, etc.) in the Sıvarı Dere section.

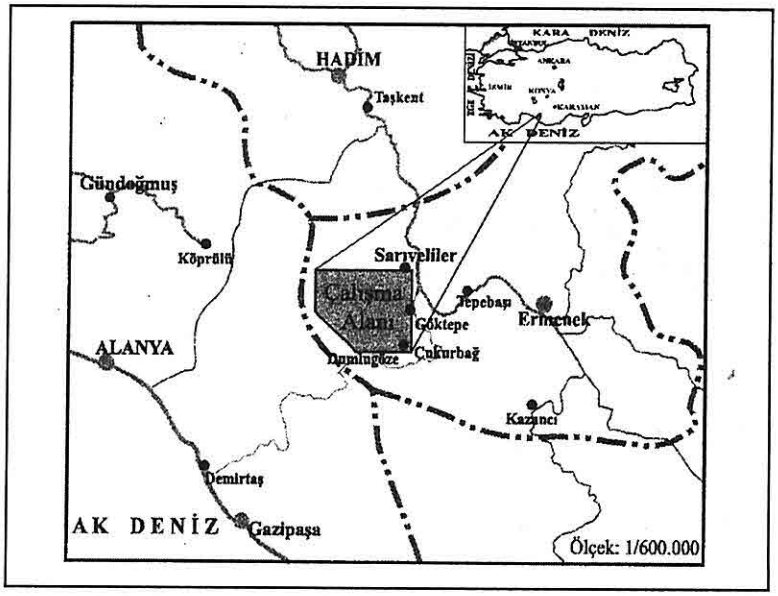
1. GİRİŞ

Çalışma alanı, Toroslarda Karaman iline bağlı Sarıveliler ilçesinin güneybatısında, Ermenek ilçesi ve Göktepe (eski adı Fariske) kasabasının batısında, Alanya O28 c2-c3 ve Alanya O29 d1-d4 paftalarında yeralır (Şekil 1).

Hadim Napı Karbonifer-Permiyen geçişinde gözlenen Girvanella Kireçtaşları ilk defa Güvenç (1965) tarafından Asseliyen katına karşılık olarak tanımlanmıştır. Girvanella Kireçtaşları farklı yaşlarda (Kasimoviyen-Sakmariyen) Anadolu Platformu (Güvenç, 1977 b) ve daha geniş olarak Gondvana Kıtasının Permiyen Platformu üzerinde Elburz'dan (İran) Velebitler'e kadar gözlenir. Yayılımı 10Ø'lerce km, kalınlığı ise 20-60 m arasında değişir. Karbonifer-Permiyen geçişinde gözlenen bu kireçtaşlarının ana bileşeni *Girvanella* (mavi-yeşil alg) olup bunlara eşlik eden önemli fosiller ise fusulinlerdir.

2. STRATİGRAFİ

Hadim Napı'nın stratigrafisine yönelik



Şekil 1. Çalışma alanı yerbulduru haritası.

ilk çalışmalar Blumenthal (1944, 1951) ile başlar ve Güvenç (1965, 1966, 1974, 1977 a-b, 1980), Göktepe (1996) ve Okuyucu (1997) şeklinde devam eder. Özellikle Güvenç (1965 ve 1974) çalışmalarında Hadim Napı Karbonifer-Permiyen stratigrafisi ve fosil dağılımları detaylı olarak incelenmiştir (Şekil. 2).

Geç Devoniyen-Geç Kretase zaman aralığında oluşmuş, metamorfizma göstermeyen şelf tipi karbonat ve kırıntılılardan oluşan Hadim Napı, genelde sürekli bir tortullaşma gösterir. Çalışma alanında Karbonifer-Permiyen geçişini temsil eden, Gavuralanı ve Dikmentepe Formasyonlarını (Güvenç, 1977 a) içine alan Çatalkatran Tepe ve Sıvarı Dere ölçülü kesitleri yapılmıştır.

Burada Girvanella Kireçtaşı deyimi, *Girvanella* tüplerinin genelde fosillerin veya taneler üzerinde sarılım gösterdiği kireçtaşları olarak alınmıştır. Asıl *"Calcaires a Girvanella"* (Güvenç, 1965) veya Girvanella Limestone (Güvenç, 1991) daha geniş anlamdadır. Çalışmada, son yıllarda gelişen genel kanıya uygun olarak Asseliyen katı Permiyen'in tabanı olarak değerlendirilmiştir.

2.1. Litostratigrafi

2.1.1. Gavuralanı Formasyonu

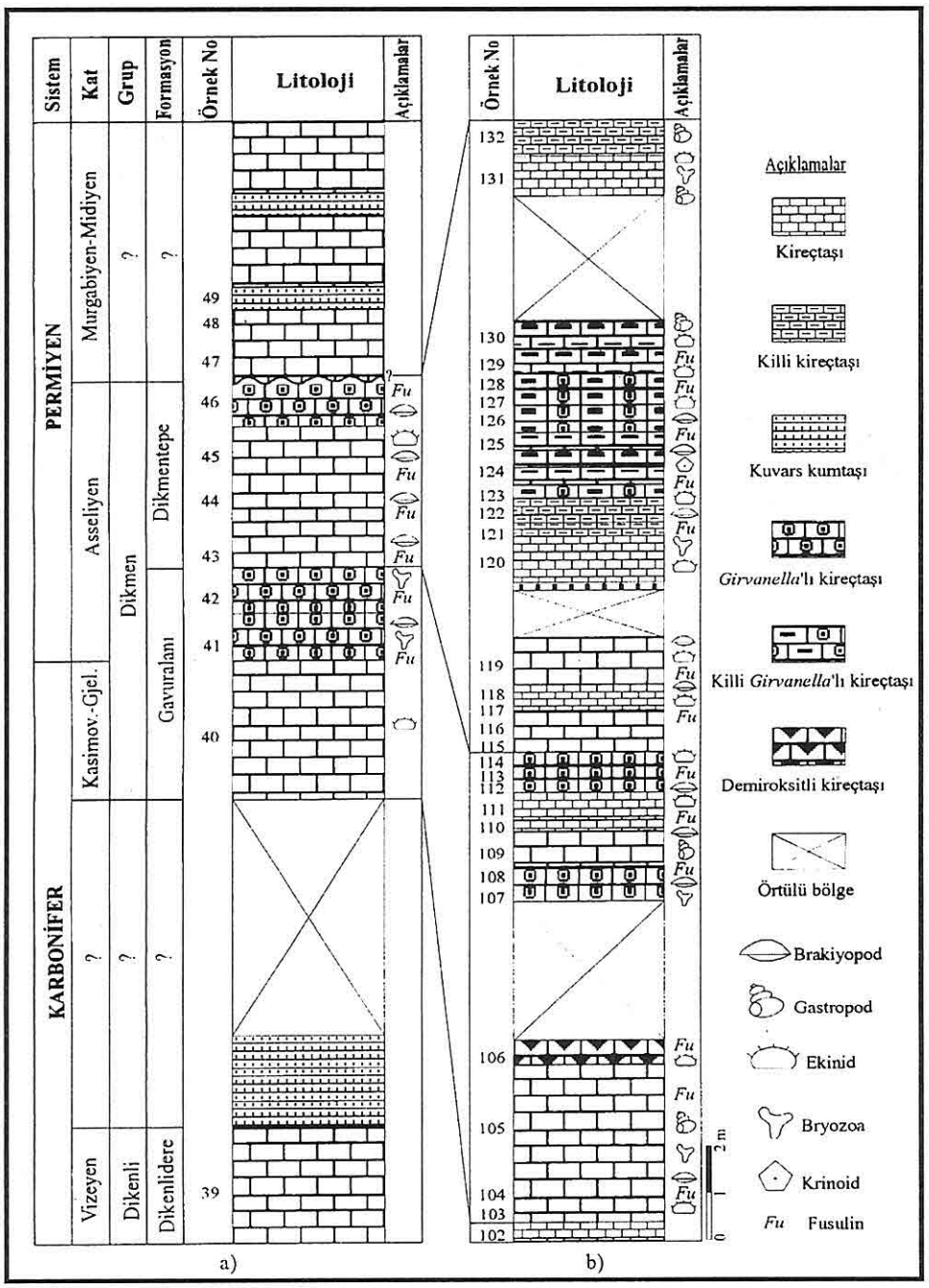
Gavuralanı Formasyonu Güvenç (1977 a, 1980) tarafından Hadim Napı'nın Geç Karbonifer (Kasimoviyen-Gjeliyen) yaşlı çökelleri için tanımlanmış ve kalınlığının yaklaşık 32 m olduğu belirtilmiştir. Bu çalışmada Gavuralanı Formasyonunun alt seviyelerini içine alan 10-12 m'lik bir bölümü incelenmiştir. Formasyonun incelenen bölümü, tabanda bol makrofosil parçaları içeren, demiroksitli koyu kırmızı renkli yer yer kumlu kireçtaşları ile başlar (Şekil. 3). Orta seviyelerinde sarı renkli bol makro ve mikrofosilli kireçteşları gözlenir. Üst seviyeler ise Girvanella'ların oluşturduğu onkolitli seviye ile temsil edilir. Formasyonun yaşı, *Cuneiphycus sp., Epimastapora sp., Girvanella magna yatani* Güvenç, *Girvanella kordeae* Güvenç, *Coactilum sp., Globivalvulina kamensis* Reitlinger, *Quasifusulinoides sp., Boultonia willsi* Lee, *Schubertella obscura var. procera* Rauzer - Chernoussova, *Tetrataxis plana* Morozova, fosilleri ile Kasimoviyen -Gjeliyen (Üst Karbonifer) olarak belirlenmiştir.

2.1.2. Dikmentepe Formasyonu

Dikmentepe Formasyonu Güvenç (1977 a, 1980) tarafından tanımlanmıştır. Formasyon altındaki uyumlu ilişkiye sahip olduğu Gavuralanı Formasyonu gibi Girvanella'ların oluşturduğu sarılımlı taneler ile oldukça karakteristiktir. Formasyonun kalınlığı, Güvenç (1980) tarafından yaklaşık 50 m olarak verilmiştir. Çalışma alanında formasyonun alt seviyelerine içine alan (Karbonifer-Permiyen geçişinin hedef olması sebebi ile) yaklaşık 6- 15 m arasındaki bir kalınlık incelenmiştir. Dikmentepe Formasyonunun incelenen bölümü, tabandan üste doğru,

Sistem	Blumenthal, 1951	Güvenç, 1965		Güvenç, 1974		Göktepe, 1996			
				Biyozonlar		Biyozonlar			
TRİYAS	?			?					
PERMİYEN	*Mizzia velebitana*		*Gymnocodium, Pachypholoia*	*Couches terminales*					
		P_2	*Dunbarula, Nankinella Cordiformis. Robuloides*	B	*Calc. a Tauridium et Diploporidés*	Doraşamiyen		*Gymnocodium hortubelensis Rectostipulina quadrata Pentastipulina kuzubogesiensis* zonu	*Louisettita elagantissima Reichelina Mizzia velebitana*
			Gymnocodium hortubelensis Tauridium cuvillieri Permacalculus anatoliensis			Pamiriyen	Culfiyen		*Paraglobivalvulina Tristipulina Gymnocodium baysalbatmani*
				A	*Calc. a Gymnocodiaceae*		Midiyen		
	Schwagerina		*Afghanella. Yangchiania Cordiformis*		*Calc. a Afghanella Yangchienia*	Murgabiyen Kubergandiyen			
		P_1	*Girvanella embergeri, Coactilum fouryae.*	B	*Calc. a Girvanella*				
			Mizzia velebitana, Eogoniolina		*Calc. a algues*				
			Ungdarella karagözi. Komia erki.		*Calc. a Glomospirella et Pseudovermiporella* (4 zon)				
			Pseudofusulina, Parafusulina, Fusiella	A	*Calc. detr. a Schwagerinidés*				
ÜST KARBONİFER		*Daixina ?. Pseudofusulina, Girvanella*		Asseliyen	*Calc. a Girvanella*				
		Pseudofusulina, Triticites, Girvanella		Gjeliyen	*Calc. a Pseudofusulina*				
		Quasifusulina, Quasifusulinoides.		Kasimoviyen	*Calc. a Quasifusulina*				

Şekil 2. Çalışma bölgesindeki önceki çalışmalar



Şekil 3. Çalışma alanında ölçülen stratigrafi kesitleri; a) Sıvarı Dere, b) Çatalkatran Tepe

demiroksitli, yer yer kumlu, bol makro ve mikrofosilli sarı renkli killi kireçtaşı şeklinde devam eder. Formasyon, Çatalkatran Tepe kesitinde Asseliyen ile sınırlı iken, Sıvarı Dere kesitinde Geç Permiyen yaşlı (Murgabiyen-Midiyen) çökeller, Asseliyen yaşlı çökeller üzerine muhtemel bir uyumsuzlukla veya bir bindirme ile gelir. Dikmentepe Formasyonunun yaşı, *Girvanella sp., Pseudoepimastapora sp., Claracrusta catanoides* Homan, *Tetrataxis parviconica* Lee and Chen, *Nankinella sp., Occidentoschwagerina kosvaensis* Echlakov, *Pseudofusulina parviflucta* Zhou, *Pseudofusulina buzulukensis* Dobrokhotova, *Rugosofusulina stabilis* Rauzer-Chernoussova, *Quasifusulina karawanensis* Miklukho-Maklay fosilleri ile Asseliyen olarak saptanmıştır.

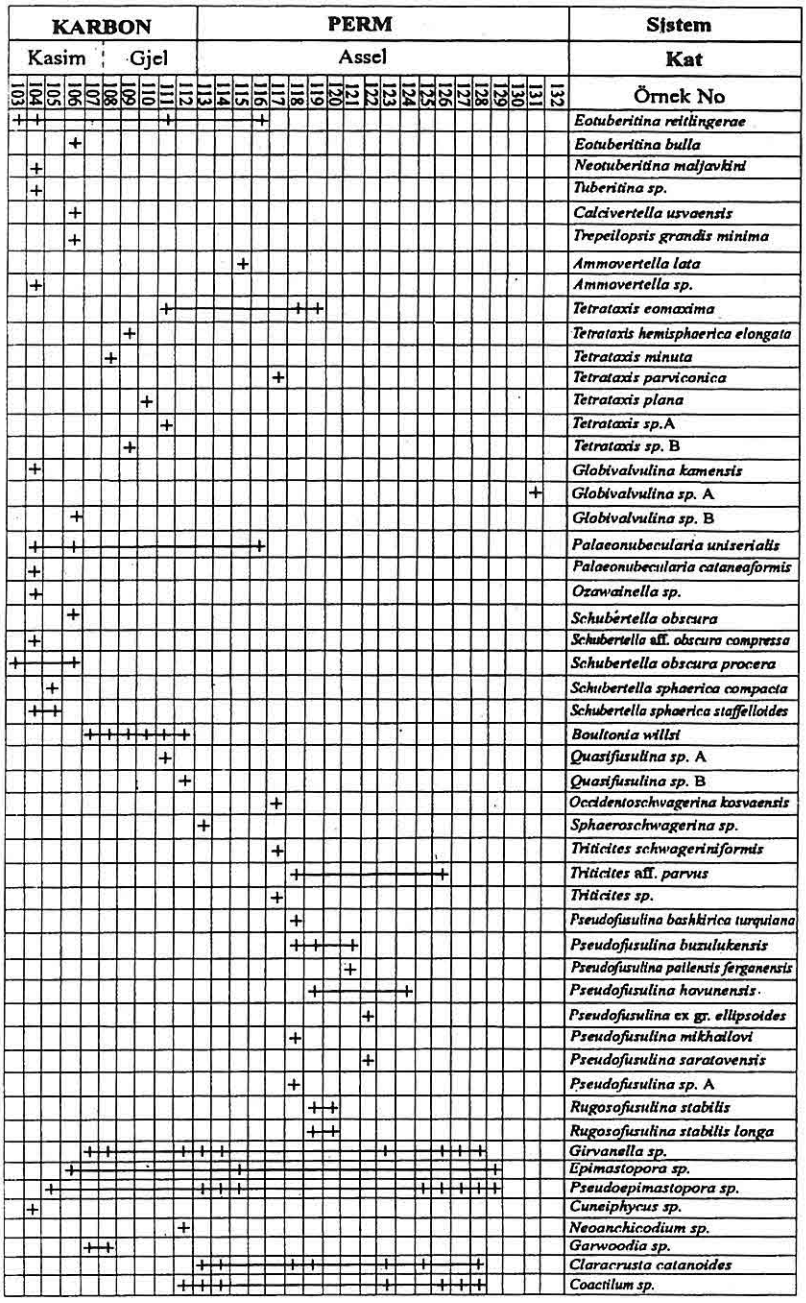
Çalışma alanında Girvanella Kireçtaşlarının gözlendiği Gavuralanı ve Dikmentepe Formasyonlarının çökelme ortamı; fasiyes tipi, *Girvanella*'ların oluşturduğu onkolitler, demiroksitli bileşenler, kuvars kumtaşları itibarı ile gelgit altında, dalga tabanı üzerinde, yüksek enerjili zonlarda veya dalga tabanı altında nisbeten daha sakin koşullarda yer almış olmalıdır. Formasyonlarda gözlenen demiroksitli bileşenler, su üstü olma verilerini ortaya koyarken, kuvars kumtaşları ise karbonat rejimindeki duraksamayı, silisiklastik beslenmeyi işaret ederler.

2.2 . Biyostratigrafi

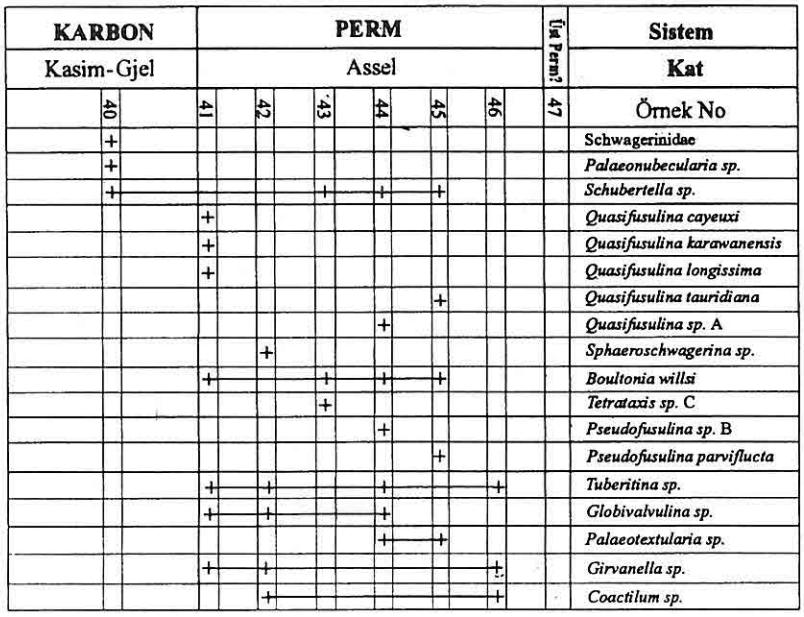
Çalışma alanında Hadim Napı Geç Karbonifer-Erken Permiyen yaştaki birimlerin değerlendirilmesi yapılmıştır. Bu çalışmada Rus Platformunda kullanılan (Karbonifer-Permiyen geçişini de içine alacak şekilde) fosil biyozonlarının (Şekil. 6) ve özellikle Geç Karbonifer için kullanılan fusulin cins ve türlerinin tesbit edilememiş olması Karbonifer-Permiyen geçişi neresidir sorusunu güçleştirmektedir.

Asseliyen katı (Permiyen'in tabanı) ilk tanımlandığında Rujentsev (1954) bu katın tabanının ilk *Sphaeroschwagerina*'ların varlığı ile belirlendiğini söylemiş ve diğer araştırıcılarda (Rozovskaya, 1957, Chuvashov et al., 1993, Davidov, 1993) aynı durumu kabul etmiştir. I.G.C.P. çerçevesinde Aydaralaş Deresi'nde (Kazakistan) yapılan kesitlerde de durum aynıdır.

Bu çalışma kapsamında değerlendirilen Çatalkatran Tepe kesiti çalışma bölgesinin kuzeybatısında Alanya O28 c3 Paftası içeresinde, Sıvarı Dere kesiti ise çalışma bölgesinin güneybatısında Alanya O28 d4 paftasında yer almaktadır. Bu kesitlere ait fosil dağılımları detaylı olarak belirlenmiştir. (Şekil 4 ve 5). Buna göre, Asseliyen katının ilk tanımına uygun olarak (Rujentsev, 1954) Çatalkatran Tepe kesitinde Karbonifer-Permiyen geçişi *Sphaeroschwagerina* cinsinin ilk göründüğü tabakanın tabanı, aynı zamanda kesitimizde *Boultonia willsi* Lee' nin bittiği, Sıvarı Dere kesitinde ise *Quasifusulina karawanensis* Miklukho -Maklay 'in başlangıcı ile belirlenmiştir.



Şekil 4. Hadim Napı Üst Karbonifer - Alt Permiyen foraminifer ve alglerinin dağılımı (Çatalkatran Tepe Ölçülü Stratigrafi Kesiti).



Şekil 5. Hadım Napı Üst Karbonifer-Alt Permiyen foraminifer ve alglerinin dağılımı (Sıvarı Dere Ölçülü Stratigrafi Kesiti).

3. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Hadim Napı'nın Göksu Vadisi civarında, Çatalkatran Tepe ve Sıvarı Dere kesitlerinden elde edilen paleontoloji ve stratigrafi verileri önceki çalışmalara göre farklı görülmektedir. Güvenç (1977 a, 1980) *Girvanella*'ların oluşturduğu yumrulu (*noduler*) veya onkolitli oluşumları yani Gavuralanı Formasyonunu Gjeliyen katına eşdeğer vermiştir. Bunun altında bulunan ve yine *Girvanella* alglerini içeren demiroksitli oluşumlarda (Kasimoviyen-Gjeliyen katı eşdeğeri) Gavuralanı Formasyonu olarak kabul edilmiştir. Yapılan kesitlerde elde edilen sonuçlarda ise Gavuralanı Formasyonu aynen korunmuş, fakat onkolitli seviyenin Asseliyen katı eşdeğeri olduğu ortaya konmuştur. Güvenç (1977 a, 1980) *Girvanella* yumrulu seviyelerin üstünde bazı aşınma yüzeylerinin ve demiroksitli seviyelerin (*hard ground)* Asseliyen'e karşılık olduğunu göstermiş fakat farklı bölgelerde bu formasyonun Gjeliyen-Asseliyen katları eşdeğeri arasında değiştiğini de belirtmiştir.

Çalışmada *Occidentoschwagerina kosvaensis* Echlakov, *Triticites schwageriniformis* Rauzer-Chernousova, *Pseudofusulina bashkirica turquiana* subsp. nov., *Pseudofusulina mihhailovi*

Seri	Kat		Anadolu Platformu (Hadim Napı)	Rus Platformu
ALT PERMİYEN	Artinskiyen		Calc. a algues et *Girvanella* Calc. a *Glomospirella* et *Pseudovermiporella* (4 zon)	Alt: *Parafusulina lutugini* *Pseudofusulina concavutas, Ps. vissarionovae*
	Sakmariyen		Calc. detr. a *Schwagerinides*	Sterlitamak: *Pseudofusulina urdalensis* *Pseudofusulina callosa* Tastubek: *Pseudofusulina verneuili* *Pseudofusulina moelleri* s/z *Ps. moelleri+Ps. bashkirica* s/z *Ps. moelleri+ Rugosofusulina*
	Asseliyen	Üst Orta Alt	Calc. a *Girvanella*	*Schwagerina sphaerica, Pseudofusulina firma* *Schwagerina moelleri, Pseudofusulina fecunda* *Schwagerina vulgaris, Schwagerina fusiformis*
ÜST KARBONİFER	Gjeliyen	Üst Alt	Calc. Organodet. *Pseudofusulina*	E *Daixina sokensis, Pseudofusulina gregaria* D *Jigulites jigulensis, Jigulites longus* C_2 *Triticites stuckenbergi, Triticites proculomensis* C_1 *Triticites rossicus, Triticites paraarcticus*
	Kasimoviyen	Üst Orta Alt	Calc. Organodet. *Quasifusulina*	B_2 *Triticites irregularis, Triticites acutus* B_1 *Triticites arcticus, Triticites ohiconsis* A_2 *Montiparus montiparus* B_1 *Protriticites pseudomontiparus, Obsoletes obsoletes*

Şekil 6. Anadolu Platformu (Güvenç, 1974) ve Rus Platformu (Yys, 1988) kullanılan Üst-Karbonifer-Alt Permiyn biyozonları

Leven, *Pseudofusulina buzulukensis* Dobrokhotova, *Pseudofusulina hovunensis* Davidov, *Pseudofusulina pailensis* var. *ferganensis* Dutkevitch, *Pseudofusulina saratovensis* I. Tchernova, *Pseudofusulina parviflucta* Zhou, *Rugosofusulina stabilis* Rauzer-Chernoussova, *Rugosofusulina stabilis longa* Rauzer-Chernoussova, *Quasifusulina karawanensis* Miklukho -Maklay fosilleri bölgede ve Türkiye'de genelde ilk defa bulunmuş ve aynı zamanda Girvanella Kireçtaşlarının kalınlığının da yer yer değiştiği kanıtlanmıştır. Yaptığımız diğer gözlemlerde, araştırma bölgesinden Aladağ'a kadar, yaşın, tortullaşma boşluklarının ve kalınlığın değiştiği gözlenmiştir.

4. KAYNAKLAR

Blumenthal, M. M., 1944, Bozkır Güneyinde Toros Sıradağları'nın serisi ve yapısı: İ.Ü.F.F. Mec. Seri, B., 9/2., 95-125.

Blumenthal, M. M., 1951, Batı Toroslar'da Alanya Ard Ülkesinde Jeolojik Araştırmalar: Maden Tetkik ve Arama Enst. Seri D., No: 5, 134 s, Ankara.

Chuvashov, B. I., Chernikh, V. V., Mizens, G. A., 1993, Zonal divisions of the boundary deposits of the Carboniferous and Permian in the sections of different facies in the South Urals: Permophiles, 22, p. 11-16.

Davidov, V, I., 1993, The Carboniferous/Permian boundary in Russia and its position in the Aidaralash type-section of the Urals: Permophiles, 23, p. 5-8.

Göktepe, G., 1996, Anadolu Platformu'nda (Hadim Napı) Permiyen-Triyas Biyostratigrafisi ve Mikropaleontolojisi: H. Ü. Fen Bil. Ens., Yüksek Mühendislik Tezi, No. 96Y028, 220 sayfa, Ankara.

Güvenç, T., 1965, Etude stratigraphique et micropaleontologique du Carbonifer et du Permien des Taurus Occidentaux dans l'arriere pays d'Alanya, Turquie. These Univ. Paris, 3 vol., 273p., 52 pl., 5 pl. hors-texte.

Güvenç, T., 1966, Présence d'Algues calcaires dans le Permien des Taurus occidentaux (Turquie), description d'un nouveau genre et de quelques especes, Revue de Micropaleontologie, vol. 9, n. 1, p. 43-49, Paris.

Güvenç, T., 1974, Répartition stratigraphique des Algues calcaires du Carbonifére et du Permien de la Téthys: 7th Cong. Int. Strat. Géol. Carb. (Krefeld, 1971), p. 141-159.

Güvenç, T., 1977 a, Stratigraphie du Carbonifer et du Permien de la Nape de Hadim: 6th Colloq. Geology of Aegean Regions, Aegean Univ., pp. 251-261, Izmir.

Güvenç, T., 1977 b, Permian of Turkey: 6th Colloq. Geology of Aegean Regions, Aegean Univ., pp. 263-282, Izmir.

Güvenç, T., 1980, Alanya-Gazipaşa Bölgesinin jeolojisi ve kıyışeridi deniz tabanıyla yapısal ilişkileri: Ege Univ. Deniz Bil. ve Teknolojisi Enst., 139 p. Izmir.

Güvenç, 1991, Stratigraphy and Paleontology of Permian in Anatolia: International Congress on Permian System of the World, Perm, Russia, 1991-Part 1., Occasional publications ESRI, New Series No. 8B, p. 29-39, S. Carolina, A.B.D.

Lys, M., 1988, Carboniferous and Permian Marine deposits in southern Tunusia - Micropaleontology (Foraminifera) and Paleobiogeography Bulletin Elf Aquitaine, vol. 12, no. 2, pp. 601-659.

Okuyucu, C., 1997, Hadim Napı Permiyen-Karbonifer Geçişi Biyostratigrafisi, H. Ü. Fen Bil. Ens., Yüksek Mühendislik Tezi, No. 97Y007, 155 sayfa, Ankara.

Rozovskaya, S. E., 1957, The Fusulinids of Upper Carboniferous and Lower Permian of Southern Urals: Trans. Peleontol. Inst. Ac. Sci. USSR, 40, p. 3-50.

Rujentsev, V. E., 1954, Asselian stage of the Permian system: Report of USSR, Ac. Sci. 99, No. 6, p. 1079-1082.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1997 SAYI 30 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

GÖKOVA KARSTİK KAYNAKLARININ HİDROJEOLOJİK MODELİ

Ali Malik GÖZÜBOL ve Okay EROSKAY
İ.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul/Türkiye

ÖZET: *Gökova Körfezi'nin değişik kesimlerinden çok sayıda karst kaynağı çıkmaktadır. Alüvyon ve deniz altından da çıkan kaynaklar vardır. Bir kısım kaynakların toplam boşalması, Akyaka'da, DSİ tarafından yaklaşık 11 m^3/s ölçülmüştür. Kaynakların başlıca, kuzey ve kuzeydoğudaki Muğla, Yerkesik ve Ula polyelerinden beslendiği anlaşılmıştır. Bölgede geçirimsiz temeli, Menderes Masifinin metamorfik şistleri oluşturur. Daha üstteki otokton ve allokton kireçtaşlarının, bu kaynakları besleyen akiferi oluşturduğu belirlenmiştir. Karstik boşalmaları ve yeraltı suyu hareketini, geçirimsiz temel kayaçları ile önemli faylar denetlemektedir. Kaynakların çoğunun, körfezin kuzeyindeki D-B doğrultulu Gökova fayı boyunca sıralandığı gözlenmektedir. Kaynakların tuzlanmasının ise, faylanmalara bağlı gömülmeyle oluştuğu anlaşılmıştır. DSİ tarafından açılmış olan sondaj kuyularının bulgularına göre, Çaydere vadisinin kuzeyinde, deniz düzeyi üzerindeki karstik kireçtaşlarından, yaklaşık 30 x 106 m^3/yıl tatlı yeraltı suyunun güvenle çekilebileceği öngörülmüştür.*

HYDROGEOLOGICAL MODEL OF THE GÖKOVA KARSTIC SPRINGS

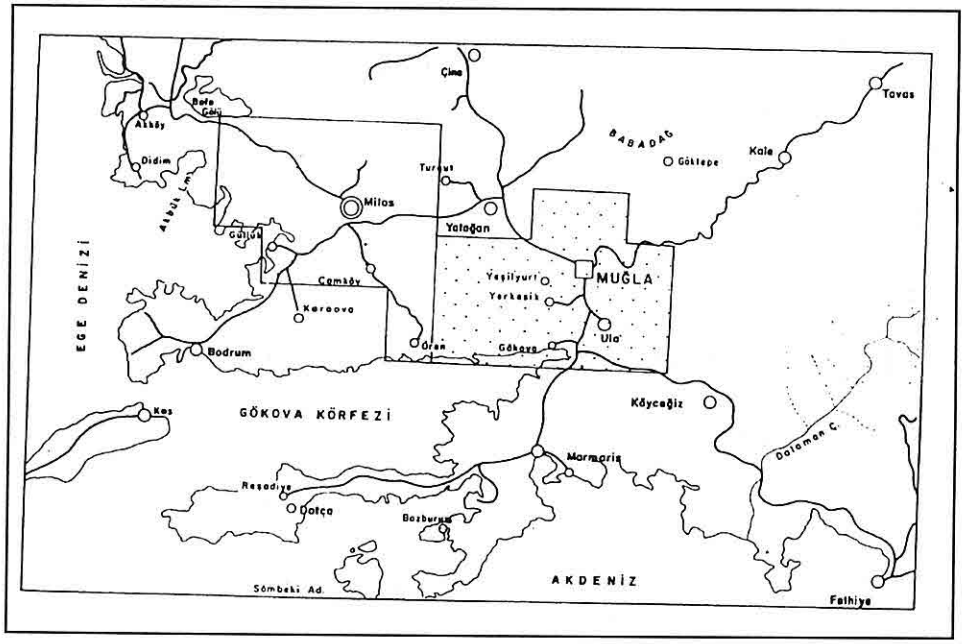
ABSTRACT: *There are many karst springs being discharged from various localities of the Gökova buy. Some discharges from the alluvial deposits and the sediments in sea have also been observed. Total rate of discharges from a number of springs was mea sured as 11 m3/s at the downstream site of the Akyaka by DSİ. It was revealed that the springs were rechaeged by the Muğla, Yerkesik and Ula poljes located in the northeast. The metamorphic rocks of the Menderes massive comprises the impermeable basement in the region. It has been discovered that the authochthonous and the allochthonous limestones lying over the basement are the reservoir rocks of these springs. The discharge of the karst springs and the movement of groundwater are controlled by the major faults which cut the reservoir rocks and the base-ment. It is also observed that the springs are located along the E-W directional fault line to the north of the bay. Salinity of the springs is thought to have been related to submerging of marine water along these faults. According to estimations by DSI from exploration wells, at least 30x106 m^3/y fresh ground water can be exploited from the limestone reservoir at the upstream site of Çaydere valley.*

1. GİRİŞ

Muğla il sınırları içerisinde kalan Gökova Körfezi, büyük debili tuzlu karst kaynaklarının bulunduğu, buna karşılık tatlı su kaynaklarının az olduğu bir kesimdir. Bu bölgenin hidrojeolojik koşulları, kaynakların tuzlanma modelleri ve tuzlanmamış tatlı su akiferlerinin belirlenmesi için yapılmış olan araştırmanın ulaşılan sonuçları sunulacaktır.

2. İNCELEME ALANI

İncelemenin yapıldığı alan, Gökova Körfezinin kuzeydoğusunda, kaynakları besleyen geniş bir bölgedir. Kuzeyde Yatağan, Muğla, doğuda köyceğiz, güneyde Gökova Körfezi, batıda Ören, çalışma sahasını sınırlamaktadır (Şekil 1). Yaklaşık 10 adet 1/25000 ölçekli pafta üzerinde ayrıntılı haritalama yapılmıştır. Bu çalışma, Muğla ile Milas arasında gerçekleştirilen 27 paftalık araştırmanın bir kısmını oluşturmaktadır.



Şekil 1. İnceleme Alanının Yer Belirleme Haritası

3. İNCELEMENİN KAPSAMI

İnceleme alanında daha evvel, birçok araştırmacı ve kuruluş tarafından, çeşitli amaçlarla yapılmış çalışmalar bulunmaktadır (Akat, vd.,1975; Çağlayan vd.,1980; Meşhur vd.,1983). Bu çalışmalar sonunda genellikle birbirlerinden farklı haritalar ve jeolojik yorumlar yapılmıştır.

Gökova karstik kaynaklarının incelemesine yönelik olarak, beslenme alanında ayrıntılı haritalama yapılmış,

kaynaklar ile beslenme alanı ilişkisi, hidrojeolojik model ve yeraltı suyu dolaşımı ortaya konulmuşur. Kaynakları besleyen akifer niteliğindeki karstik kireçtaşı, bunun sınır koşulları ve beslenme alanı ile ilişkisi ortaya konulmuştur.

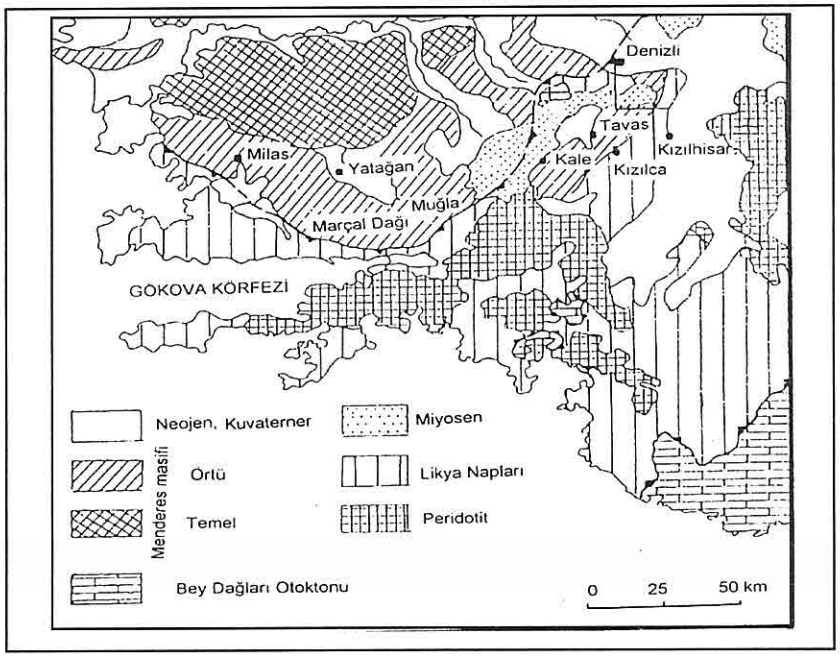
Çalışmalarda, haritalama ile yeraltı jeolojik ve hidrojeolojik modellemesi birarada sürdürülmüş, bölgenin tektoniği (Şekil 2) ve yapısal evrimi esas alınmıştır. Kaynakların tuzluluk dereceleri ile boşalım şekilleri dikkate alınarak, tuzlanmanın sebepleri ve sınır koşulları ortaya çıkarılmıştır. Bulgulara dayanılarak tatlı su akiferine nerelerde ulaşılabileceği ve üretime alınabileceği, araştırmanın sonucu olarak sunulmuştur.

4. BÖLGESEL JEOLOJİ

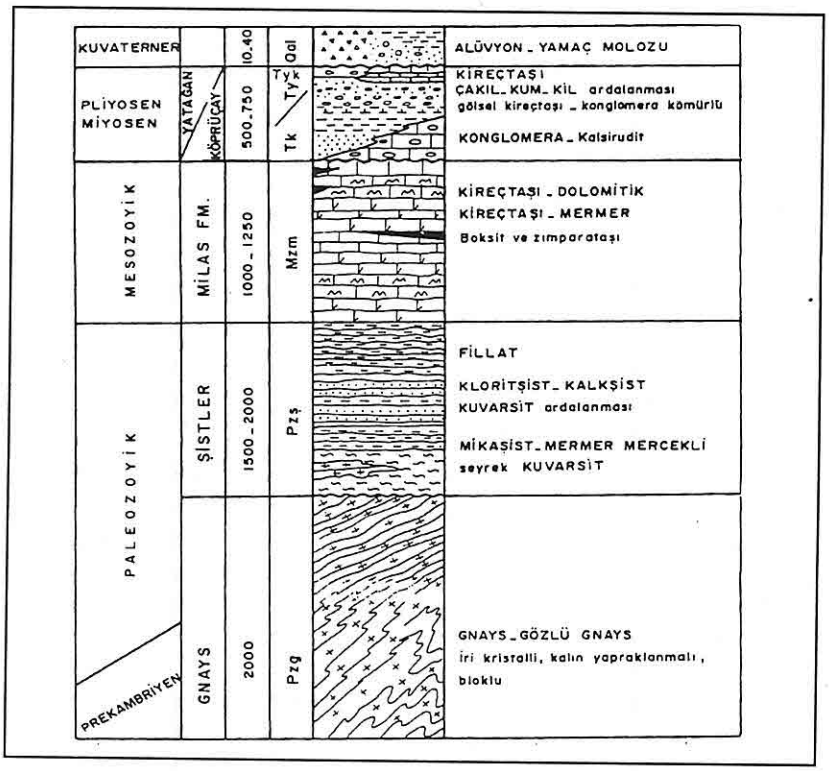
ıncelenen bölgede, kendi içerisinde düzenli 3 ayrı stratigrafi istifi ayırtlanmıştır. Menderes masifini oluşturan kayalar "Otokton istif", bölgeye sürüklenimle yerleşmiş olan Likya Naplarına ait kayaçlar "Allokton istif" ve her iki kayaç grubunu da örten genç çökeller ise ìNeootokton ıstifî olarak tanımlanmıştır. Her üç istifte de, projenin amaçları doğrultusunda kaya birimleri ayırtlanmıştır.

4.1. Otokton Kaya Birimleri

İnceleme alanında Menderes masifinin temel ve örtü kayaları mostra vermektedir (Şekil 3). Menderes Masifinin litolojilerini içeren otokton kaya birimleri, aşağıda sırayla sunulmaktadır.



Şekil 2. İnceleme Alanı ve Dolayının Tektonik Haritası (Okay 1989).



Şekil 3. Otokton Birimlerin Genelleştirilmiş Stratigrafi Kesiti(Eroskay vd. 1992)

4.1.1. Şistler

Menderes Masifinin şist grubu metamorfik kayaları, inceleme alanının kuzey kesimlerinde, Muğla il merkezine yakın Yeşilyurt, Dağdibi, Kafaca dolaylarında mostra vermektedir. Otokton istifin inceleme alanında tesbit edilen en alt birimidir. Daha kuzey alanlarda, Menderes Masifine ait gnaysların üzerine gelmektedir.

Başlıca fillat, kloritşist, kalkşist, kuvarsşist ve kuvarsit ile mermer merceklerinden oluşan şist grubu kayalar üstüne, Muğla dolayında dereceli geçişle Milas formasyonu kireçtaşları gelmektedir. Üst Devoniyen - Orta Permiyen arası yaşlar verilen ve 2000 metreden kalın olduğu bilinen şistlerin, üstteki kireçtaşlarına geçiş dokanağı en iyi şekilde, Muğlanın batısına düşen Yeşilyurt dolayında görülmektedir.

4.1.2. Milas Formasyonu

Menderes masifinin şistleri üzerine dereceli geçişle kireçtaşı istifi gelmektedir. Koyu ve açık gri, beyaz, sert, yer yer dolomitik kireçtaşı istifi, tipik özellikleri ile Milas dolayında yeralmaktadır. ınceleme alanında yaygın mostraları daha çok Muğla dolaylarındadır. Mostra yayılımını kıvrım ve fayların denetlediği gözlenmektedir.

Alttaki şistlerle birlikte istifin genel geometrisi, daha çok güney ve güneydoğuya eğimli, homoklinal bir yapı sergilemektedir. Bölgesel olarak 1000-1250 metre kalınlığa ulaştığı bilinen kireçtaşı için İst Triyas - Jura - Kretase yaşı belirlenmiştir (Akat, vd. 1975).

4.2. Allokton Kaya Birimleri

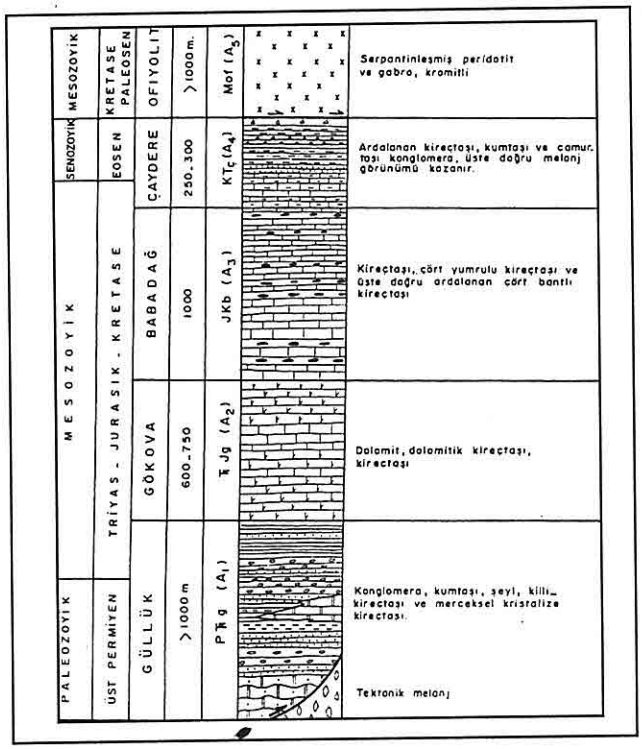
Bölgeye sürüklenimle yerleşmiş, Milas - Muğla - Denizli hattının güneyindeki allokton kaya topluluğu, "Likya Napları" adıyla bilinmektedir (Okay, 1989). Altta kırıntılı çökellerle başlayan istif, kireçtaşlarına ve üstte tekrar kırıntılı çökellere geçmektedir (Şekil 4).

Bu allokton istif içerisinde ayırtlanan birimler aşağıda sunulmaktadır.

4.2.1. Tektonik Melanj

Likya Naplarının sürüklenimle bölgeye yerleşmesi sırasında oluşan ve allokton istifin tabanında yeralan kaotik bir kaya topluluğudur. Tipik özellikleri ile inceleme alanının Yerkesik ve Ula arası kesiminde görülmektedir(Şekil 5).

Birim başlıca serpantin ile alttaki otokton ve üstteki allokton kireçtaşlarının değişik büyüklükte bloklarından oluşmaktadır. Muğlanın kuzey doğusunda, tektonik melanjın en geniş mostraları yeralmaktadır. Burada serpantin matriks içerisinde değişik



Şekil 4. Allokton Birimlerin Genelleştirilmiş Stratigrafi Kesiti (Eroskay vd.,1992).

boyutta kireçtaşı blokları bulunur. Tektonik melanj, değişik mostra genişlikleri ve değişik litoloji bileşenleri ile, otokton ve allokton kayaları ayıran bir birimdir.

4.2.2. Güllük Formasyonu

Allokton istifin en alt çökel birimidir. ınceleme alanında Muğla'nın doğusunda mostraları bulunan birim, tipik özellikleri ile Milas - Güllük dolayında gözlenmektedir.

Güllük fomasyonu başlıca çakıltaşı, kumtaşı, şeyl ile değişik büyüklükte kireçtaşı merceklerinden oluşmaktadır. Egemen rengi alacalı mor ve kızıl kahverengidir. Şeyl düzeyleri gri, koyu gri ve yeşilimsi gri renkler alabilmektedir. Toplam kalınlığı 1000 metreyi aşan birimin şeyl düzeyleri sık kıvrımcıklıdır. İst Permiyen-Alt Triyas yaşı verilen (Meşhur, Yoldemir, 1991) Güllük formasyonu, allokton istifin kırıntılı taban kayalarını teşkil etmektedir. İstüne geçişle Gökova formasyonu gelmektedir.

4.2.3. Gökova Formasyonu

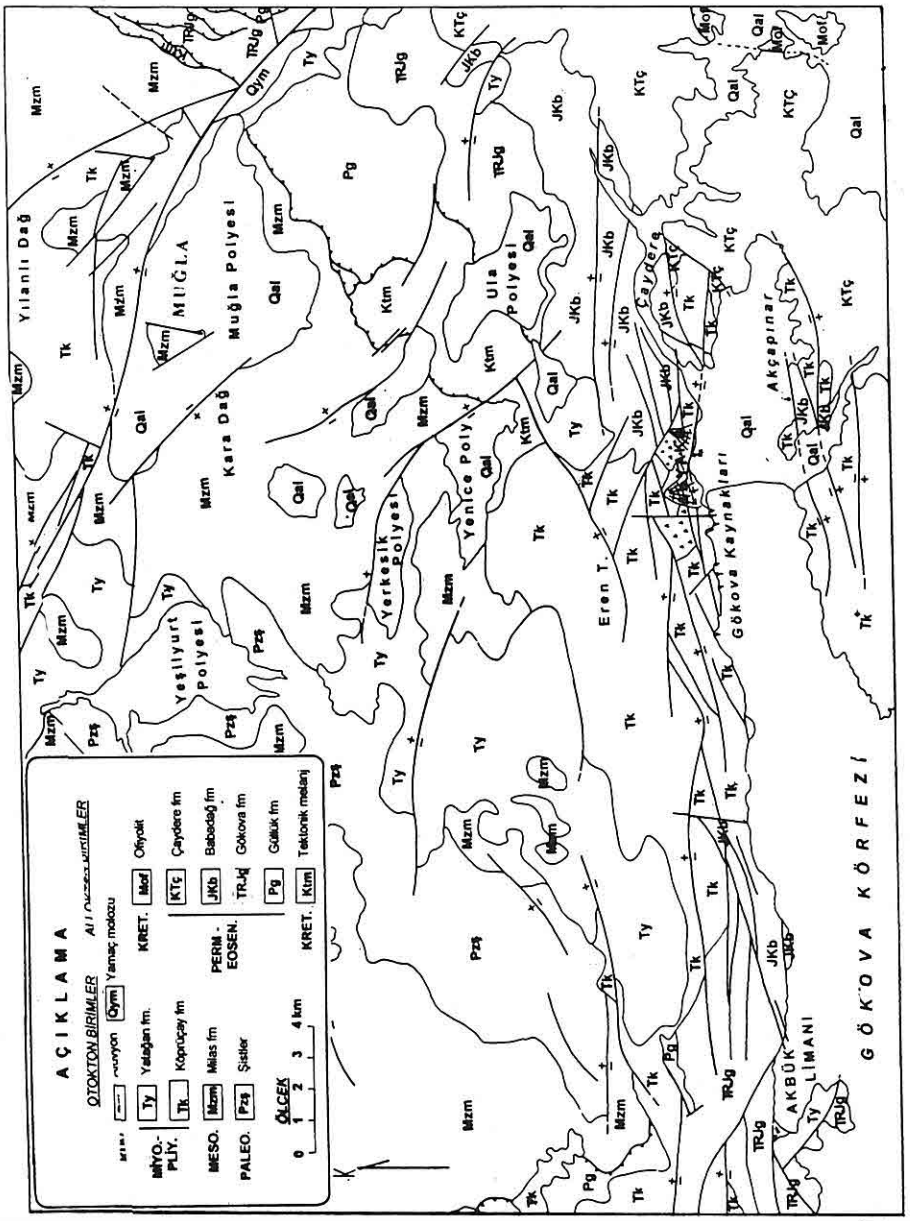
Güllük formasyonu üstüne uyumlu olarak gelen masif, kalın katmanlı, beyaz, gri, siyah kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı istifi, tipik özellikleri ile Gökovaínın doğusunda yeralmaktadır. Çaydere ile Ula ilçesi arasında tipik ve yaygın mostraları bulunmaktadır. Muğlanın doğusundan başlayarak Gökova kaynaklarına kadar, allokton istifin alt kireçtaşı birimini oluşturmaktadır (Şekil 4). Daha evvelki çalışmalarda (Çağlayan, vd., 1980) birime İst Triyas-Alt Jura yaşı verilmiştir. Gökova formasyonu üzerinde uyumlu olarak Babadağ formasyonu bulunmaktadır.

4.2.4. Babadağ Formasyonu

Gökova formasyonu üstünde yeralan çört bantlı, gri, açık gri, beyaz kireçtaşı istifi Babadağ formasyonu adını alır. ınceleme alanında Gökova Körfezi yamaçlarında ve Çayderede yaygın mostraları bulunan birim, 700-800 metrelik kalınlığa sahiptir. Daha önceki çalışmalarda (Meşhur, Yoldemir, 1983) birime Alt Jura- İst Kretase yaşı verilmiştir. Gökova formasyonu ile birlikte allokton istifin kireçtaşı topluluğunu oluşturmaktadır (Şekil 5). Babadağ formasyonu üzerine uyumlu olarak Çaydere formasyonu gelmektedir.

4.2.5. Çaydere Formasyonu

Gökova Körfezinin doğu ve güneydoğusunda yaygın mostraları olan birim, başlıca kumtaşı, çamurtaşı, çakıltaşı ve kireçtaşı düzeylerinden oluşmaktadır. Gri, koyu gri renkli litoloji istifi, düşük dereceli dinamik metamorfizma etkisi altında, zayıf yapraklanma ve kataklastik özellikler göstermektedir. Birim 250-300 metre kadar kalınlığa sahiptir. Daha evvelki çalışmalarda (Akat, vd., 1975) Üst Kretase-Eosen yaşı verilmiştir. İstüne Marmaris-Fethiye yönünde tektonik olarak ofiyolit yerleşmiştir.



Şekil 5. Muğla- Gökova Alanının Jeoloji Haritası

4.2.6. Ofiyolit

İnceleme alanının doğu ve güneydoğu kesiminde, allokton istif üstüne, Özkaya (1981) tarafından Fethiye peridotitleri adı verilen ofiyolit yerleşmiştir. Tüm inceleme alanını doğu ve güneydoğudan sınırlayan ofiyolit grubu kayalar başlıca peridotit, dunit, harzburjit, gabro ve serpantinden oluşmaktadır.

4.3. Neootokton Kaya Birimleri

İnceleme alanındaki tüm otokton ve allokton birimler üzerinde, diskordan olarak bulunan Miyosen-Pliyosen yaşında çökeller Neootokton istifi oluşturur. Bu genç çökel istifinde ayırtlanan birimler aşağıda sunulacaktır.

4.3.1.Köprüçay Formasyonu

Gökova körfezinin kuzeyindeki dik yamaçlarda ve yüksek platoda, gri, boz, alacalı, kalın ve çok kalın katmanlı, çakılları karbonatlı çimento ile sıkı tutturulmuş çakıltaşları mostra vermektedir. Antalya bölgesindeki Miyosen çakıltaşları ile çok benzer özelliklerinden dolayı, birime Köprüçay formasyonu adı uygulanmıştır. Birçok yerde çakıl ve aramaddesi karbonatlardan oluşan birim yanal yönde kırıntılı Yatağan formasyonuna geçiş göstermektedir. Kalınlığı 500 metreden fazla olan birim için önceki çalışmalarda Orta-Üst Miyosen yaşı verilmiştir (Akat, vd., 1975).

4.3.2. Yatağan Formasyonu

İnceleme alanının kuzey kesimlerinde mostra veren gri, boz, krem renkli kumtaşı, çakıltaşı, silttaşı, marn, kiltaşı, kireçtaşı ile kömür düzeylerinden oluşan gölsel çökeller tipik olarak Yatağan dolayında görülmektedir. Otokton ve allokton istiflerin tektonizma sonrası paleotopoğrafyasını dolduran gölsel bu genç çökeller, kuzey alanlara doğru kalınlaşmakta ve 750 metreyi bulmaktadır. Orta Miyosen-Pliyosen yaşında olduğu kabul edilen (Çağlayan, vd., 1980) istif, tektonizma sonrası molas fasiyesinde oluşmuş gölsel bir çökel topluluğudur.

4.3.3. Alüvyon

İnceleme alanında etkin gerç tektonizma ve buna bağlı yükselmeler sonucu, çukur alanlarda yaygın ve kalın alüvyon çökelleri oluşmuştur. Gökova Körfezi, Muğla, Ula, Yerkesik polyeeri ile Çaydere vadisi alüvyonun kalın bulunduğu alanlardır.

4.3.4. Yamaç Molozu

Bölgenin ani yükselimi ve büyük çekim fayları, inceleme alanndaki dağların dik yamaçlarında geniş alanların yamaç molozları ile kaplanmasına sebep olmuştur.

5. YAPISAL JEOLOJİ

İnceleme alanında etkin farklı tektonik evreler ile, 3 ayrı yapısal model ortaya çıkmıştır. Menderes masifi ile örtü çökellerinden oluşan otoktın istif, Menderes Masifinin yükselimi ile kıvrımlı bir yapı kazanmıştır. İst Kretasede başlayarak, süüklenimle bölgeye yerleşen allokton istîte, ekaylı

ve bindirmeli, kataklastik yapı unsurları egemendir. Bölgede neootokton istifi oluşturan, Miyosen-Pliyosen yaşında örtü çökelleri ise, çekim tektoniğine bağlı gelişmiş düşey faylarla bloklu bir yapı sunmaktadır.

İnceleme alanında yapının denetlediği bir mostra dağılımı ve hidrojeolojik model ortaya çıkmaktadır.

6. HİDROLOJİ

6.1. Yağış

İnceleme alanındaki Ula ilçesinde bulunan Devlet Meteoroloji ıstasyonu verilerine göre, yıllık yağış 1592.4 mm., Muğla Meteoroloji ıstasyonu verilerinde yıllık yağış ise, 1185 mm dir. Yüksek kotlarda yağış miktarının azaldığı görülmektedir. Bölgesel olarak drenaj alanında ortalama yağış miktarı, DSı tarafından yıllık 1800-1900 mm kabul edilmektedir.

6.2.Akarsular

İnceleme alanında devamlı akarsu bulunmamaktadır. Buradaki en büyük akarsu olan Çaydere yazları kurumaktadır. Çayderenin Gökova'ya yakın kesimlerde kaynaklarla beslenerek denize boşalımını sağlayan Azmak deresinin, DSİ tarafından yapılan akım rasatlarına göre debisi, 10.240 - 13.381 m3/s arasında değişmektedir. Çaydere yağışlı zamanlarda ani sellenmeler göstermektedir.

6.3. Kaynaklar

Gökova Körfezini kuzeyden sınırlayan Gökova fayı boyunca, Harapkaleiden başlayarak Akbük limanına kadar pekçok kaynak boşalımı bulunmaktadır. Körfezin doğusunda Gökova formasyonu içerisinden boşalan kaynaklar, batı kesimde Köprüçay çakıltaşlarından boşalmaktadır. Kaynak boşalımları, doğuda 1.70 m kotundan başlayarak, batıya doğru daha düşük kotlara ve deniz altı boşalımlarına geçer. Denizaltı boşalımları iskele kaynaklarında gözlenebilmektedir.

Gökova kaynaklarının yaygın boşalımı ile oluşan Azmak debi ölçümlerini esas alarak, DSİ tarafından 365 hm3/yıl üzerinde bir boşalımın olduğu belirlenmiştir(DSİ, 1992).

6.4. Araştırma Sondajları

Devlet Su İşleri tarafından, Gökova kaynakları dolayında araştırma amaçlı, küçük çaplı gözlem sondajları yapılmıştır. Azmak dolayındaki kaynakların gerisinde, statik su seviyesi 3.39 - 3.63 m kotunda, ıskele mevkiindeki sondajlarda su seviyesi 0.74 - 0.91 m kotundadır. İskele 4 araştırma sondajında ise, -8.6 m. Kotuna kadar inildiği halde su seviyesi oluşmamıştır.

7. HİDROJEOLOJİ

Gökova Körfezinin kuzey kıyısı boyunca yeralan ve daha çok Azmak içerisine boşalan tuzlu karst kaynaklarının hidrojeolojik modeli, yeraltı koşulları, akifer ile irtibatları ve tuzlanma modelleri ortaya konulmuştur (Eroskay, vd., 1992).

Gökova kaynaklarının yaklaşık 3800 km^2 lik bir beslenme alanı

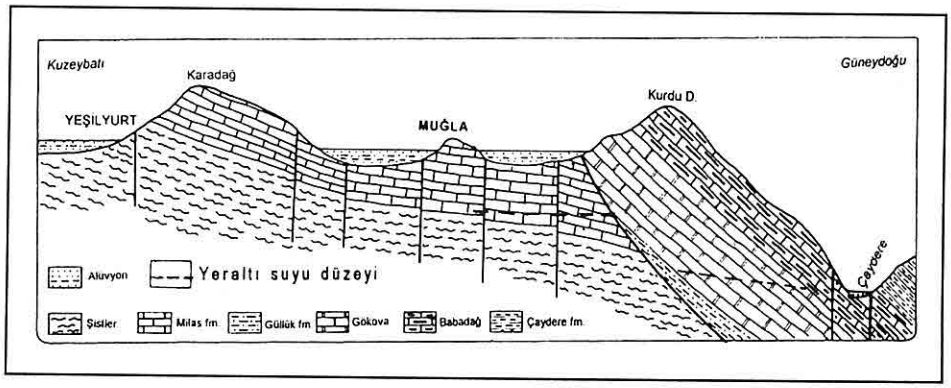
bulunmaktadır. Bu alan içerisinde, drenaj ağını, yapının denetiminde şekillenmiş olan litolojik dağılım denetlemektedir. Kireçtaşı alanlarında, başta Muğla olmak üzere birçok polye, dolin, düden vb. gelişmiştir.

Otokton istifte alttan geçirimsiz şistlerle sınırlanmış olan Milas formasyonuna ait karstik kireçtaşı istifi, kaynakları besleyen, üst kotlardaki birincil akiferikayasını oluşturmaktadır. Allokton istif içerisinde yeralan Gökova formasyonu ile Babadağ formasyonu'na ait kireçtaşları, birlikte kaynakları besleyen akiferi teşkil etmektedir. Alttan Güllük formasyonu ile, üstten ve doğudan Çaydere formasyonu ile sınırlanan bu allokton karbonat topluluğu, ileri derecede karstik akifer ortamıdır.

Drenaj alanından inen ve düşük kotlardaki karstik ortama yerleşen sular, kaynakları besleyen akiferi teşkil etmektedir. Bu akiferde depolanan sular, yapının denetlediği bir sirkülasyon modeli içerisinde kaynaklardan boşalmaktadır.

7.1. Yeraltı Suyu Hareketi

Muğlanın kuzeyi su bölüm çizgisinden Gökova Körfezine kadar kaynakların beslenme alanı içerisinde, otokton istifin karbonatları ve alt sınır düzlemi, doğu ve güneydoğuya eğimlidir. Buna bağlı olarak yeraltı suları, bu yönde hareket ile Çaydere vadisindeki allokton kireçtaşı akiferine doğru akım halindedir (Şekil 6). Yağış alanındaki polyelerin çıkışları ve boşalımları da güneydoğu yönünde, Çaydereye ulaşmaktadır. Çaydere vadisindeki allokton kireçtaşı istifi,



Şekil 6. Muğla-Çaydere Jeoloji Enine Kesiti

yüzey ve yeraltı suyu hareketinin ulaştığı karstik akifer olarak gözükmektedir. Çaydere vadisinin drenaj alanından gelen sular da, karstik arazi şartları sonucu yeraltına inerek, allokton karbonatların ikincil boşluklarında depolanmaktadır.

Alttan Güllük formasyonu ve üstten

Çaydere formasyonunun geçirimsiz sınır koşullarına sahip, yaklaşık kuzey - güney yönelimli, homoklinal yapısal konuma sahip olan allokton kireçtaşı istifinin boşalım çizgisi, doğal olarak Gökova Körfezidir. Gökova körfezindeki 11 m^3/s debiye ulaşan Azmak kaynakları ile karstik akifer arasındaki irtibat, fayların denetiminde gelişmiş karstik sistemden oluşmaktadır. Kireçtaşı akiferi ile Azmak kaynakları arasındaki yeraltı suyu hareketini sağlayan karstik sistem, allokton kireçtaşını kesen faylara bağlı gelişmiştir. Allokton kireçtaşı içerisinde yeraltı suyu hareketi, Gökova fayına bağlı olarak doğu batı yönünde gerçekleşmekte ve Azmak kaynaklarına ulaşmaktadır.

Çaydere vadisindeki karstik akifer ile iskele, Orman kampı, Akbük kaynaklarının irtibatı, aradaki litolojik dağılım gözetildiğinde oldukça zordur. Bu kaynakların, Gökova Körfezi yamaçlarında yeralan Köprüçay formasyonu ile allokton kireçtaşlarından beslendiği sonucuna varılmıştır.

7.2. Kaynaklarda Tuzluluk

Gökova Körfezindeki en büyük kaynak grubunu oluşturulan ve Çaydere vadisindeki karstik akifer ile irtibatlı olan Azmak boyundaki kaynaklarda, değişen oranlarda deniz suyunun karışımının olduğu ve farklı derecelerde tuzluluğun varlığı tesbit edilmiştir. Burada bulunan kaynaklardan 1991 yılı içerisinde ölçümler yapılmış ve aşağıdaki değerler elde edilmiştir:

Kaynak Adı	Tuzluluk	EC (mhos/cm	Ölçme Tarihi
Cennet Rest	0.001	2240	21.09.1991
Kayık ımalath	0.0007	1200	21.09.1991
Kadın Pınarı	0.001	1900	21.09.1991
ıller Bank.Kapt.	0.0001	800	21.09.1991
Deniz Rest.	0.0004	950	21.09.1991

Bu kaynakların değişik boşalma noktalarında yapılan ölçümlerde farklı iletkenlik değerleri ölçülmüştür. Sunulan değerler ortalama değerlerdir. Bu kaynakların hemen kuzeyinde DSİ tarafından araştırma sondajları açılmış ve aşağıdaki değerler belirlenmiştir:

Kuyu No	Kuyuda Su Kotu (m)	Örnek Kotu (m)	EC (mhos/cm)
GK 1	3.39	-1.28	480
GK2	3.62	-	
GK3	3.63	-0.50	435

7.3. Tuzlanma Modeli

İncelemenin bulgularına göre, Gökova kaynaklarının tuzlanmasında, bölgenin jeolojik evrimine bağlı yapısal model etkili olmuştur. Jeolojik bulgular bölgesel ölçekte değerlendirildiğinde, Miyosen başlangıcında Menderes Masifinin yükselmesiyle, kuzeyde pozitif bir alan, güneyde ise blok faylanmalar ile alçalan topoğrafyada çukur alanlar, grabenler oluşmuştur. Miyosen ve Miyosen sonrası dönemde gelişmiş olan önemli boyutta gömülmeler ile karstik boşalım ağızları deniz seviyesi altında kalmıştır. Ayrıca, Holosende deniz düzeyinin yükselmiş olduğu bilinmektedir (Fairbanks, 1989).

Bölgesel evrime bağlı bu gömülme ile gelişen deniz basması sonucu, kaynaklar tuzlu su içerisinden sirkülasyon ile boşalmakta ve deniz suyu ile karışıp gelmektedir. Aktif yeraltı suyu hareketine bağlı olarak, yıkanmış ve yeraltı suyu boşalım yolu olarak çalışan kesimlerde, deniz suyu karışımı ve tuzluluk daha düşük bulunmaktadır.

7.4. Tuzlanmanın Sınır Koşulları

İnceleme alanında, karstik kireçtaşı akiferi ile kaynaklar arası alanda, tuzlanmanın sınır koşullarını, düşey faylara bağlı gelişmiş bariyerler denetlemektedir. Grabenleşmeyi ve deniz basmasını temin eden blok faylanmalar, karstik akiferi de sınırlandırmıştır. Gökova Körfezinin kuzeyinden geçen büyük atımlı düşey faylar, karstik kireçtaşı akiferi ile denizin etkisinde alanları ayırmakta, bir yandan karstik akifer güneyden sınırlamakta, diğer yandan deniz basmasının sınırını teşkil etmektedir. Kuzlukuyu dolayında fayın kuzeyinde korunmuş, tuzlanmamış akifer, güneyinde de denizin etkisi altında kalan gömülü ortam bulunmaktadır. Bu çizgi boyunca gelişen boşalımların bir kısmı tuzlanmış ortamdan geçerek boşalmakta, kuzeyde kalan İller Bankası Kaptajı gibi bir kısım boşalımlarda da, karstik sistemde, tuzlu suya bulaşmadan boşalım gerçekleşmektedir.

8. SONUÇLAR

Gökova tuzlu karst kaynaklarının beslenme alanında, Menderes masifinin geçirimsiz temel kayaları ile örtü karbonatları, Likya Napları'na ait allokton karbonatlar ve Miyosen - Pliyosen yaşında genç çökeller bulunmaktadır.

Yağış alanındaki yüzey suyu drenajı ile yeraltı suyu dolaşımı, Gökova körfezinin devamındaki Çaydere vadisine ulaşmakta, buradaki allokton kireçtaşlarını doyurmaktadır.

Çaydere vadisinde, doğu ve batıdan geçirimsiz sınırlara sahip allokton kireçtaşı akiferi, fayların denetlediği bir karstik sistem ile sularını Gökova kaynaklarından boşaltmaktadır.

Gökova körfezindeki büyük atımlı düşey faylanmalarla gelişen grabenleşme sonucu, karstik sistemler gömülerek deniz seviyesinin altına inmiştir.

Gömülü karstik sistemlerden boşalan Gökova kaynakları, değişik oranlarda deniz suyu ile karışarak tuzlanmaktadır.

Çaydere vadisindeki allokton kireçtaşı akiferi, Gökova faylarının gerisinde, tuzlanmamış tatlı su akiferi olarak kazanılabilecektir.

9. KAYNAKLAR

Akat. U., Öztürk, E.M., Çağlayan, A., 1975. Menderes masifi güneyi SW Toros kuşağı ilişkisi, MTA rapor no: 5488, Ankara.

Çağlayan, M.A., Öztürk, E.M., Öztürk, Z., Sav, H., Akat, U., 1980. Menderes masifi güneyine ait bulgular ve yapısal yorum, jeo. Müh. Bül. Sayı 10, s. 9-17, Ankara.

DSİ., 1992. Muğla-Gökova ve İskele kaynakları geliştirilmesi karst hidrojeolojik etüd raporu, DSİ Jeoteknik Hizmetler ve Yeraltısuları Dairesi, Ankara.

Eroskay, O., Gözübol, A.M., Gürpınar, O., Şenyuva, T., 1992. Muğla Gökova ile Milas- Savran ve Ekinambarı karst kaynaklarının jeolojik ve hidrojeolojik incelemesi, İ.Ü. Mühendislik Fak. Uygulamalı Jeoloji , İstanbul.

Fairbanks, R.G., 1989. A 17000 year glacio-eustatic sea-level record: Influence of glacial melting rates on the younger Drayas event and deep-ocean circulation; Nature, v. 342,p.637-642.

Meşhur, M., Yoldemir, O., 1983. Köyceğiz-Datça-Yatağan(Muğla) Kale (Denizli) arasında kalan alanın jeolojisi ve petrol olanakları, TPAO Arama Grubu, arşiv no. 1847.

Okay, İ.A., 1989. Denizlinin güneyinde Menderes masifi ve Likya naplarının jeolojisi, MTA dergisi sayı 109.

Özkaya, İ., 1981. Fethiye yöresinin jeolojisi, TPAO rapor no. 1564.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1997 SAYI 30 ISSN 1019-1003
GEOSOUND *JUNE* *NO*

K/T GEÇİŞİNDE ANORMAL BÜYÜMÜŞ *Orbitoides apiculatus* Schlumberger BİREYLERİ

Nurdan İNAN
C. Ü., Jeoloji Mühendisliği, Sivas /Türkiye
Engin MERİÇ
İ. Ü., Jeoloji Mühendisliği, İstanbul /Türkiye

ÖZET: *Antalya'nın KB'sında Yeleme köyü civarında yüzeyleyen Yeleme formasyonu'nun en üst Maastrihtiyen düzeylerinde anormal büyümüş Orbitoides apiculatus Schlumberger bireyleri gözlenmiştir. Bu bireyler, dış açıları 55-110° , iç açıları 80-115°, dış kalınlıkları 1.2-2.85, iç kalınlıkları 0.675-2.35 mm olacak şekilde yay şeklinde kıvrılmış olup, bulundukları düzeyde tüm diğer fosil bireylerinin %19'unu oluştururlar. Bu düzeylerde, Orbitoides apiculatus Schlumberger'in normal fertleri %19, teratolojik fertleri %4, çoğalma döneminde fosilleşmiş fertleri %4 oranında bulunurlarken; Orbitoides apiculatus pamiri Meriç bireyleri %42 ve Orbitoides medius (d'Archiac) bireyleri %14 oranında bulunurlar.*

Yay şeklinde kıvrılmış Orbitoides apiculatus Schlumberger anormal bireylerinin oluşumunun ikincil etkilerle olmadığı, bu fertlerin, K/T geçişinde çarpmanın neden olduğu ısı artışının bazı Orbitoides apiculatus Schlumberger bireylerinin büyüme tarzını etkilemesiyle oluşturdukları düşünülmüştür.

AN ABNORMAL GROWTH IN *Orbitoides Apiculatus* Schlumberger INDIVIDUALS AT THE K/T BOUNDARY

ABSTRACT: *An abnormal grow phase within Orbitoides apicalutus Schlumberger individuals observed in the upper most Maastrichtian "Yeleme fomation" (Poisson, 1968), exposed around the Yeleme village (Figure 1), NW of Antalya (SW Turkey) is determined and described.*

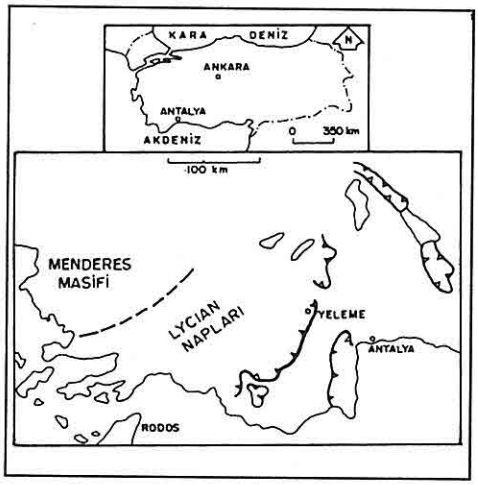
The Yeleme formation has a wildflysch character and consists of detritic sediments of Maastrichtian and Paleocene age an crops out in a tectonic window.

Orbitoides apiculatus Schlumberger individuals in sandstone levels of uppermost Maastrichtian in Yeleme formation are determined. They are curly grown. These individuals are arc-shape curled and show approximately (a) 55-110° external and (b) 80-115° internal degree and external (A) 1.2 - 2.95 mm and internal (B) and their thickness ranges between 0.675-2.35 mm (Plate 1, Figs. 1-6). In this level, 19% of total individuals are normal, 19% of abnormal grow as curled, and 4% are regarded as teratological, and 4% are fossilized in increase phase as Orbitoides apicilatus Schlumberger individuals. These individuals are accompained with 42% of Orbitodies apiculatus pamiri Meriç and 14% of Orbitoides medius (d' Archiac).

The curled shape of some Orbitoides apiculatus individuals is not secondary since normal and abnormal individuals were found together and display no breakig and crushing in test section. In addition, the tests are well preserved in other genera. In this case, some Orbitoides apiculatus individuals should have been formed as curled. This abnormal growth must have occurred due to ecological stresses in the shallow water environment caused by change in temperature at the K/T boundary.

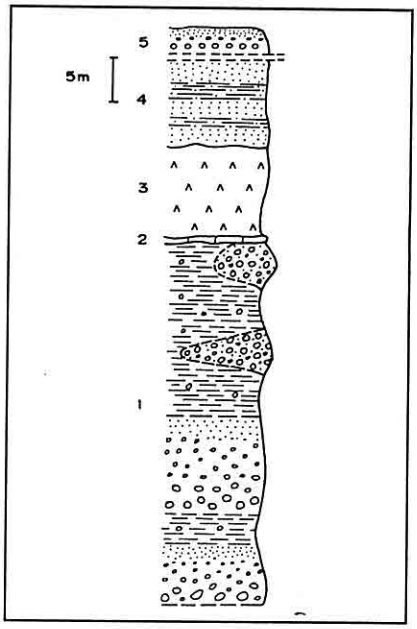
1. GİRİŞ

Yeleme formasyonu, Poisson (1968) tarafından tanımlanmıştır. Formasyon, tektonik karşıklığın hakim olduğu Batı toroslarda Lycian Naplarının doğusunda yer alan Yeleme (Başpınar) köyü (KB Antalya) civarında bir tektonik pencere vasıtasıyla yüzler (Şekil 1).



Şekil 1. Yer bulduru haritası

Genellikle ofiyolitik malzemeli, metrik bloklar, desimetrik kum, pelit, çakıl olarak değişik boyutta kırıntılı wild-fliş tipinde ve mercek geometrili katmanlarla temsil edilen (Şekil 2) Yeleme formasyonuna Maastrihtiyen- Paleosen yaşı verilmiştir. Formasyon yapısal olarak, Eosen flişin üzerinde ve Domuzdağ Masifine ait kireçtaşlarının altında yer almaktadır (Poisson, 1968, 1977).



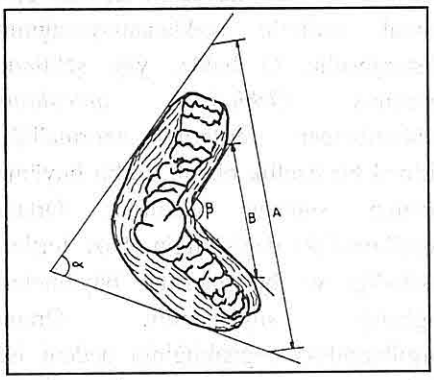
Şekil 2. Yeleme vadisi kesiti (Poisson, 1977) . 1- Konglomeratik bank, kumtaşı, siltli marn ardalanması, 2- Pelajik kireçtaşı, 3- Kireçtaşı ve radiolarit blokları içeren masif lav, 4- Kumtaşı, 5- Bireşik kireçtaşı

Yeleme formasyonu'nda en sık tekrarlanan fasiyes *Orbitoides*'li kumtaşlarıdır. Üst Maastrihtiyen yaşlı bu kumtaşı seviyeleri (Şekil 2, 1 no'lu seviye), *Orbitoides medius* (d'Archiac) *Orbitoides apiculatus* Schlumberger,

Orbitoides apiculatus pamiri Meriç, *Lepidorbitiodes minor* (Schlumberger), *Omphalocylus macroporus* (Lamark), *Pseudomphalocylus blumenthali* Meriç, *Hellenocyclina beotica* Reichel, *Cideina soezerii* (Sirel), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Loftusia anatolica* Meriç *İdalina sinjarica* Grimsdale ve Miliolidae bentik foraminiferlerini istiflenmiş olarak bulundurur. Formasyonun en üst Maastrihtiyen düzeylerindeki (Şekil 2, 4 no'lu seviye). *Orbitoides apiculatus* Schlumberger bireylerin yarısında, kavkının yay şeklinde kıvrılmış olmasıyla belirgin bir anomali mevcuttur (Levha I, Şekil 1-6).

2. ANORMAL *Orbitoides apiculatus* Schlumberger BİREYLERİ

Yeleme formasyonu Maastrihtiyen'inin en üst seviyelerinde (Şekil 2, 4 no'lu seviye) gözlenen Orbitoides apiculatus Schlumberger bireylerinin yarısının kavkısı, normal bireylere göre; iç açısı, dış açısından daha geniş olacak şekilde yay halinde kıvrılmıştır (Şekil 3).



Şekil 3. Yay şeklinde kıvrılmış anormal *Orbitoides apiculatus* Schlumberger bireyi (x51.5) α: dış açı β :iç açı A: Dış Kalınlık(mm) B: İç kalınlık(mm)

Bu bireylerden 10 tanesinin yapılan ölçümlere göre;

Min.	Maks.	Ort.	
Dış açı α	70°	950	82.5°
İç açı β	120°	130°	125°
Dış kalınlık (A)	1.2mm	2.95mm	2.075 mm
İç kalınlık (B)	0.675 mm	2.35 mm	1.51 mm

2.1. Topluluk

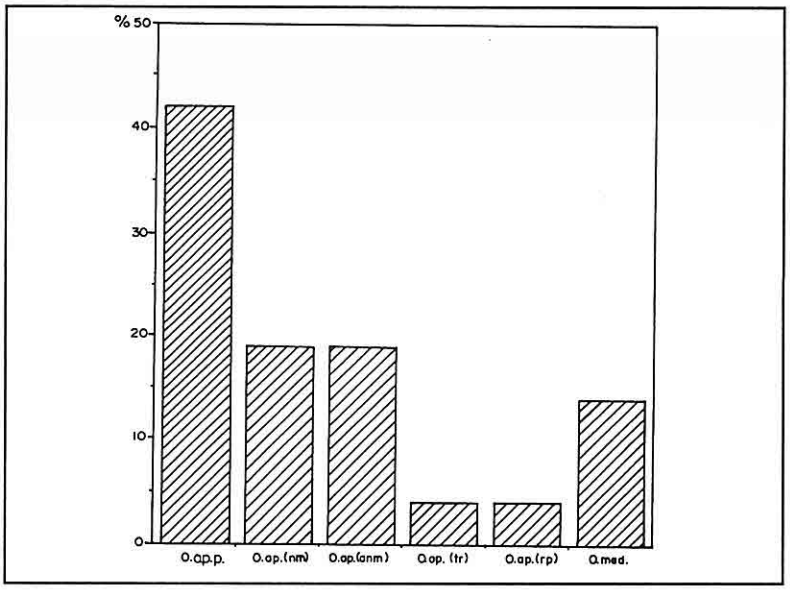
Yay şeklinde kıvrılmış kavkılı anormal *Orbitoides apiculatus* Schlumberger bireylerine *Orbitoides apiculatus pamiri* Meriç, *Orbitoides medius* (d'Archiac), *Orbitoides apiculatus* Schlumberger'in normal bireyleri, teratolojik ve çoğalma döneminde fosilleşmiş bireyleri eşlik eder.

2.2. İstatistik

Anormal bireylerin bulunduğu düzeyde, toplam fosil fertlerinin %46'sını *Orbitoides apiculatus* Schlumberger bireyleri oluşturur. Bunun %19'u normal bireyler, %19'u yay şeklinde kıvrılmış anormal bireyler, %4'ü teratolojik ve %4'ü çoğalma döneminde fosilleşmiş bireylerdir. Bu düzeyde %42 oranında *Orbitoides apiculatus pamiri* Meriç ve %14 oranında *Orbitoides medius* (d'Archiac) bireyi bulunmaktadır (Şekil 4).

3. TARTIŞMA ve SONUÇLAR

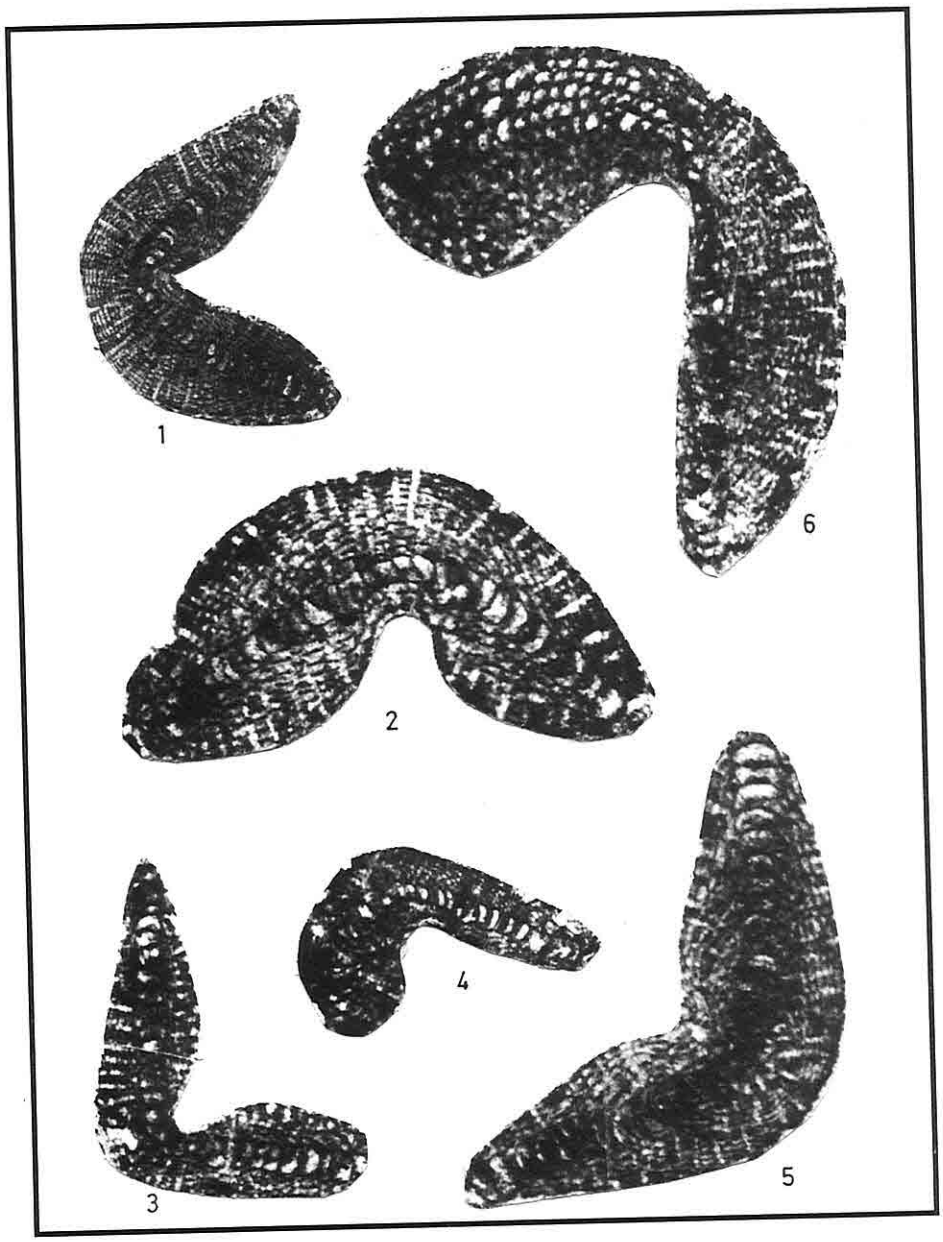
Yeleme formasyonu, tektonik duyarsızlıkların hakim olduğu bir



Şekil 4. Şekil 2,4 no'lu seviyede toplam fosil ve fert sayısının dağılımı
O. app: *Orbitoides apiculatus pamiri* Meriç
O.ap : *Orbitoides apiculatus* Schlumberger
(nm)- Normal fertler, (anm)- Yay şeklinde kıvrılmış anormal fertler,
(tr)- Teratolojik fertler, (rp)- Çoğalma döneminde fosilleşmiş fertler
O.med- *Orbitoides medius* (d'Archiac)

bölgede yüzeylemesine rağmen, stratigrafik görünüm bakımından homojen bir topluluk oluşturur. Formasyonun, özellikle kumtaşı seviyeleri, istiflenmiş fasiyes oluşturacak kadar bol *Orbitoides* kapsar. Bu durum, seçmeyle taşınmanın bir sonucu gibi görünsede, kavkıların tümünün çok iyi korunmuş olması, taşınmanın hiç ya da çok az oluşunun işareti olarak değerlendirilmiştir (Neumann ve Poisson, 1972; Poisson, 1977). Hem fosil kavkılarının tümünün çok iyi korunmuş olması ve hem de anormal kavkılı *Orbitoides apiculatus* Schlumberger bireylerine eşit sayıda normal bireylerin eşlik etmesi; anormal bireylerin oluşumunun tektonik ya da taşınma gibi ikincil etkilerle açıklanamayacağının göstergesidir. O halde, yay şeklinde kıvrılmış *Orbitoides apiculatus* Schlumberger fertlerinin anormalliği, birincil bir özellik olarak, farklı büyüme tarzının sonucu olmalıdır. Ortam koşullarındaki değişikliğin, bazı fertleri etkilediği ve bu anormal büyümeleri sağladığı söylenebilir. Ortam koşullarındaki değişikliğinin nedeni ise K/T geçişinde çarpmanın neden olduğu kısa süreli sıcaklık artışı (Emiliani ve diğ., 1981; Alvarez ve diğ., 1984; Kastner ve diğ., 1984) olmalıdır. Çünkü,

LEVHA 1



Orbitoides apiculatus Schlumberger (Yeleme-ANTALYA) Anormal fertler
Şekil 1-5. Eksenel kesitler;1: (119),x12;2:(106), x24; 3:(104),x14; 4:(118), x12;5:(108),x19.
Şekil 6. Ekvatoryale eğik eksenel kesit, (119), x20.

anomalilerin bulunduğu seviye K/T geçiş seviyesi olup (Şekil 2, 4 no'lu seviye), bunun hemen üzerinde (Şekil 2, 5 no'lu seviye) *Orbitoides* ve Globotruncanidae kırıntılar içeren seviyenin, yanal olarak Kathina delseota Smout, *Miscellanea* sp., *Globorotalia* sp. ve Alg mikrofaunası içeren Paleosen yaşlı düzeylere geçtiği görülür.

Sonuçta, K/T geçişinde çarpmanın neden olduğu sıcaklık artışı ekolojik dengeyi bozmuş, bozulan denge, yaşayan formların bir kısmını öncül olarak etkilemiş, anormal çoğalmalar (İnan ve diğ., 1996) teratolojik fertler ve anormal büyümelerin nedeni olmuş ve bu öncül belirtilerin ardından, tüm diğer fertlerde toplu yokolma gerçekleşmiş olmalıdır.

4. TEŞEKKÜR

Yazarlar, bu çalışmanın konusu olan ince kesit örneklerinden faydalandıkları jeolog Nihat Coşkun'a ve yardımları için Arş. Gör. Nazire Özgen'e (C.Ü.Müh. Fak.) teşekkür ederler.

5. KAYNAKLAR

Alvarez, W., Kauffman, E.G., Luis, F.S., Asaro, F., Michel, H.W., 1984, Impact theory of mass extinctios and the invertebrate fossil Record: Science, vol.223.

Emiliani,C.,Kraus,E., Shoemaker, E.M., 1981, Sudden Death at the and of the Mesozoic:Earth and Planetary science Letter, vol. 55, 317-334.

İnan,N.,Meriç, E.and Özgen, N., 1996, An different asexual reproduction in Simplorbites papyraceus (Boubee) samples of Karaçam Highland (Niksar -Türkiye): Alx Individuals:Revue de Palebiologie, 15(2), 449-459.

Kastner,M., Asaro, F., Michel, H.V., Alvarez,W., Alvarez, L.M., 1984, The precursor of the K/T boundary clays at stevens Klint, Denmark and DSDP Hole 465A: Science, vol.226. XXX.

Neumann,M. and Poisson,A., 1972, A propos de la reproduction chez Orbitoides media (d'Archiac): Revua de mikropaleontologie, 13(2), 122-127.

Poisson,A.,1968, Le Cretace superieur detritique de L'unite de Yeleme (Taurus Lycien, Turquie): C.R.Somm. Soc. Geol. France, 188.

Poisson,A.,1977, Recherches Geologiques dans les Taurides Occidentales (Turquie) These, L'Universite de Paris-Sud (Centre D'Orsay), 795 , 10 levha.

YERBİLİMLERİ HAZİRAN 1997 SAYI 30 ISSN 1019-1003
GEOSOUND JUNE NO

EZİNE (ÇANAKKALE) METAMORFİTLERİNDE GÖRÜLEN FARKLI TÜRDEKİ BURUŞMA KLİVAJLARI VE FİZİKSEL KOŞULLARLA İLİŞKİLERİ

İsmail BİLGİN
İ.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü , İstanbul /Türkiye

ÖZET: *Ezine (Çanakkale) kuzeydoğusunda yer alan metamorfitler, metapelitik kayaçlarla arakatkılı, kalkşist, kuvarsit, metakumtaşı, metabazitik kayaçlarla, olistostromal mermer bloklarından oluşur. Yeşilşist ve albit- epidot- amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğrayan kayaçlarda, klorit-biotit- granat zonları gelişmiştir.*

Bu zonlarda yer alan metapelitik kayaçlarda, farklı türde buruşma klivajları görülür. Bunlar ayrık (discrete), zonlu ve röliyefli kliiajlardır. Petrografik gözlemler, sleytlerde ayrık, mikaşistlerde zonlu, kuiarsit ve metakumtaşların da ise röliyef kliiajın meydana geldiğini göstermektedir. Klivaj türünü, kayaçtaki ilksel fabrik, metamorfizma derecesi, klivaj kıvrım çeşitleri ve klivaj mikroyapıları belirler.

Çalışma alanındaki klivaj içeren kayaçların mineral parajenezlerine göre, sıcaklığın 450 derece ve altında, basıncın da 3-5 kb. olduğu anlaşılmaktadır.

FORMATION of DIFFERENT KINDS CRENULATION CLEAVAGES in EZINE (ÇANAKKALE) METAMORPHIC ROCKS and THEIR RELATIONS with PHYSICAL CONDITIONS

ABSTRACT: *Outcrops of metamorphic rock, located to the NE of Ezine (Çanakkale), consist of calcslicatic rocks, metabasites rocks and olistostrom marble blocks alternating with metapelitic rocks. Chlorite-biotite-garnet zones developed in these rocks which underient greenschist and albite-epidote-amfibolite facies metamorphism.*

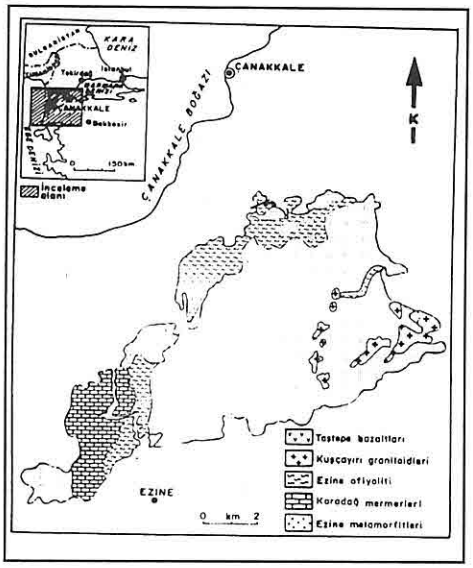
In these metapelitic rocks different types of crenulation cleavage haie beeen observed. These are discrete, zonal and rough cleaiages, petrographical studies conducted on these rocks revealed that cleavage occurs as discrete in slates, zonal in schsits, rough in metasandstones.

Variations in the morphology of crenulation cleavages are controlled by a number of parametres including, preexisting fabric, metamorphic grade, folding types and microstructures of cleavages.

According to the mineral paragenesis of rocks which contain cleaiage in study area, the temperature should been approximately 450 or below, and pressure should have ranged from 3 to 5.

1. GİRİŞ

Ezine (Çanakkale) kuzeydoğusunda geniş yüzlekler veren kalın bir metasedimanter (Ezine Metamorfitleri) istif bulunmaktadır. Bu istif, metapelitlerle arakatkılı kalkşist, kuvarsit, olistostromal mermer blokları ile metabazitik kayaçlardan meydana gelmiştir. Ezine Metamorfitleri üzerine, neritik kireçtaşlarının düşük dereceli metamorfik eşlenekleri olan Karadağ birimi gelir (Okay, 1990). Gerek Ezine gerekse de Karadağ metamorfitlerini, Ezine ofiyoliti tektonik olarak üzerler (Şekil 1).



Şekil 1. Çalışma alanının 1/100.000 ölçekli jeoloji haritası (MTA, 1973).

Ezine metamorfitlerinin tabanında, kuvars-albit-mikaşist, granat mikaşist, turmalinli mikaşist klorit ve grafitli mikaşistler yer alır (Şekil 2). Bu birimler içinde, metrelerce kalınlık ve uzunluğa sahip Ezine kuvars damarlarının bulunması, şistler için ayırtman bir özelliktir.

Ezine metamorfitlerine ait belli başlı kayaç gruplarının mineralojik bileşimi ve dokusu şöyle özetlenebilir.

Mikaşist türlerinde; Kuvars + muskovit + albit+biotit + kalsit + granat + epidot + klorit + turmalin + opak mineraller: hematit + pirit + grafit.

Lebidoblastik Doku.

Kalkşistlerde;

Kalsit+kuvars+muskovit+klorit+grafit

Estaneli ve Lepidoblastik Doku.

Metabazitlerde ise;

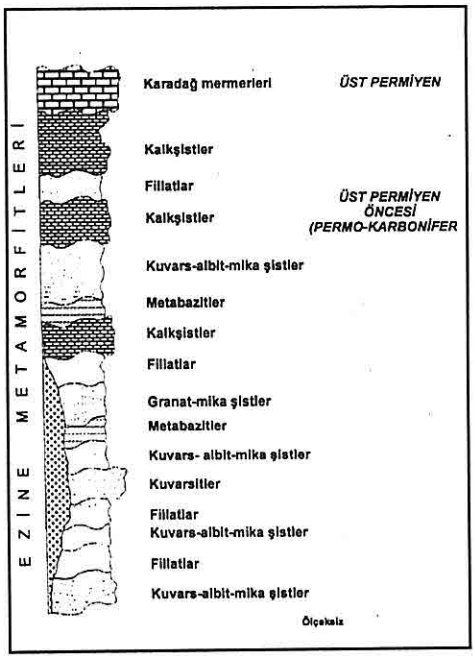
Aktinolit+epidot+hornblend+albit+klorit +sfen+ opak mineraller.

Porfiroblastik Doku.

Ezine metamorfitlerini meydana getiren, tüm kayaçlar polimetamorfizma özelliği göstermektedir. İlk metamorfizma ilerleyen metamorfizma özelliğindedir. İkinci metamorfizma ise gerileyen metamorfizmadır.

METOD: Doktora çalışmasının ilk petrografik sonuçlarına göre yapılan bu incelemede, araziden alınan örneklerin ince kesitteki klivaj özellikleri, konu ile ilgili literatür çalışmaları da temel alınarak tespit edilmiştir. Metamorfik kayaçlara ait yaklaşık 150 ince kesitin bulgularına göre, belli kayaç gruplarında gelişen klivaj türleri araştırılmıştır.

Klivaj Oluşumu: Metamorfik kayaçlar içinde yer alan minerallerden kuvars ve kalsit hareket yeteneği olan, basınç ve

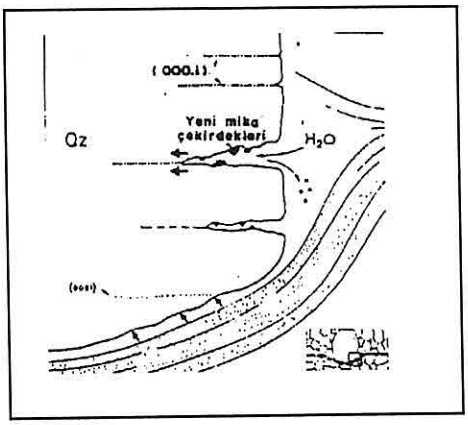


Şekil 2. Ezine metamorfitlerinin genelleştirilmiş sütun kesiti

sıcaklık gibi etmenlere karşı duyarlı minerallerdir. Bu mineraller metamorfizma esnasında kıvrımlanmaya başlayan kayaçların kıvrım eksenlerine doğru göç etme eğilimindedir (Williams, 1972). Klivajlarda kıvrımlanma gösteren bölgelerdeki kuvars zenginleşmesinin nedeni budur. Hareket yeteneği çok az olan fillosilikat grubu mineralleri ve opak mineraller de bazı seviyelerde zenginleşir. Kayaç gerek klivaj düzlemleri boyunca gerekse de mikro kıvrımlanma gösteren yapılarda, kuvars ve mikaca zengin kesimlere ayrılır (Lister ve Snoke, 1984). Mineralojik farklılaşma kayaçta sintektonik olarak gelişir. Ayrıca ikincil olarak oluşan damarlarda dahi bu farklılaşmayı görmek mümkündür. Çünkü düşük dereceli pelitik kayaçları meydana getiren minerallerin kristal kafes yapısı ve difüzyon özelliğinden dolayı, deformasyondan kolayca etkilenir.

Mineral yüzeylerinde giderek artan gerilme, çözülmeyi kolaylaştıran baş etmendir. Bu işlev diyajenetik ve düşük dereceli metamorfik kayaçlarda kolayca gelişebilmektedir. Yüksek sıcaklık etkisinde kalan kayaçlarda ise rekristallenmenin hakim olduğu deformasyonal yapılar gelişir.

Kuvarslı pelitik ve psamitik kayaçlarda çözülme genellikle mineral iç klivaj düzlemlerinde, dilinimlerde ve sınırlarında başlar. Çözülen SiO_2 serbestlenir ve mineral dışına doğru göç etme eğilimi gösterir. Çözülen ve transfer olan SiO_2 etkiyen kuvvete, gerilmeye bağlı olarak gerçekleşir. Kayaçta bulunan su, serbestlenen SiO_2 ile ile birleşerek mika çekirdeklerini oluşturur (Şekil 3).



Şekil 3. Muskovit çekirdeklerinin oluşumu.

Bu çekirdekler ortam koşullarının

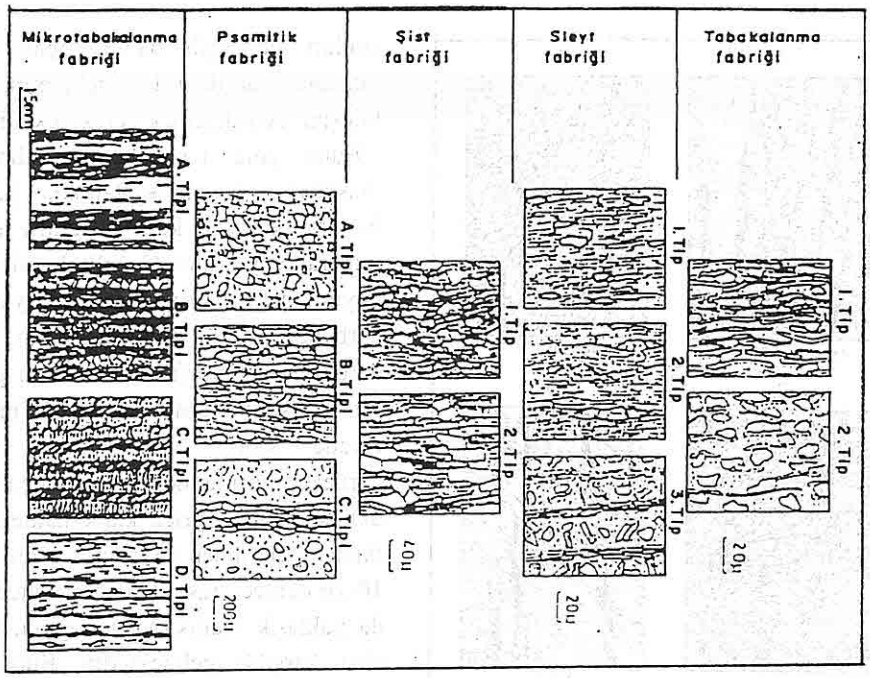
devamı neticesinde büyüme eğilimindedir. İlk önce birbirinden bağımsız, küçük mineraller halinde, daha sonra birbiriyle dokanak oluşturacak şekilde devamlı mika şeritlerini oluştururlar. Meydana gelen mika şeritleri arasında kalan kuvarslar adeta mika minerallerince oluşturulan klivaj ile traşlanır. Buruşma klivaj türlerini, ilksel fabrik, deformasyon yapıları ve metamorfizma derecesi etkiler. Bunun yanında kayaç türü, kayaçtaki tanelerin biçimi, büyüklüğü de klivaj oluşumuna etki eden diğer etmenlerdendir. Bu parametreleri önem sırasına göre özetlemek mümkündür (Gray, 1977). I-Kayaçtaki ilksel fabrik (Tabakalanma, sleyt, şisti, psamitik, mikro tabakalanma fabriği), 2-Metamorfik derece, 3-Kıvrımlanma (Kıvrım şekli, kıvrım türü, kıvrım kısalma % si), 4-Klivaj mikro yapıları (Kırılgan ve sünek deformasyon, kuvars-feldspat oranı, S-C yapısı)

2. KAYAÇTAKİ İLKSEL FABRİK

Klivaj gelişimine neden olan ilksel fabriğe etki eden parametrelerde şöyle sıralanmaktadır; tane biçimi, bileşimi, tanelerin metamorfizma sırasında kazandığı biçim, yönlenme gösteren tanelerin boyutu, tanelerin homojen ve heterojen dağılımları, sürekli (slayt) klivajın gelişim evreleri (Gray, 1977). ***Tabakalanma Fabriği:*** Nisbeten iri taneli pelitik kayaç fabriğini oluşturan bir türdür. Metamorfizmaya bağlı gelişim gösteren iri taneli muskovitler klivajı oluştururlar. Bunlar kuvars, feldspat gibi, kırıntılı veya uzamış minerallerin etrafını sarar. Uzayan mikalar ilksel tabakalanmaya paraleldir (Şekil, 4). ***Sleyt Fabriği:*** Çok ince taneli metapelitik kayaçlarda görülen fabrik türüdür. Kayaçta yüksek oranda mika minerallerinin bileşimi oluşturduğu gözlenir. Yoğun bir yönlenme meydana gelmiştir.Fillosilikat grubu minerallerinin tane çapı 30 mikrondan daha küçüktür. Kuvars ve feldspat minerallerinin tane çapı ise, 15-50 mikron arasında değişir (Şekil 4). **Şistik Fabrik**: Kuvvetli şistozite gösteren silt ve psamitik kayaçlarda iyi gelişim gösterir. Kuvars ve feldspat minerallerinin içeriği bu kayaçlarda daha fazladır. Tane çapları ise 50-60 mikron arasında değişir (Şekil, 4) ***Psamitrik Fabrik:*** Düşük dereceli metamorfizma geçirmiş kumtaşlrının tipik bir fabriğidir. Tane çapları özellikle kuvars ve feldspatlarda 2 mm.ye dek çıkabilir. Köşeli ve kırıntılı taneler daha bol oranda kayaç içinde yer alırlar. Taneler arasında kalan matriks ise çimentolanmıştır. Bazen zayıf bir yönlenme matriks içinde de görülür. (Şekil,4). ***İnce ve ardışıklı tabakalanma fabriği:*** Kayaç içinde heterojen fabrik özelliği nedene ile, mika ve kuvarsça zengin birbirine paralel, ardışıklı fabrik görülür. Bu aynı zamanda ilksel tabakalanmayı da yansıtır. (Şekil 4).

3. KLİVAJ TÜRLERİ

Ayrık Klivaj: İlksel fabrik daha sonra oluşan ikincil minerallerle kesilmiştir. Farklı minerallerin oluşturduğu düzeyler arasındaki sınırlar keskin olup, şeritler

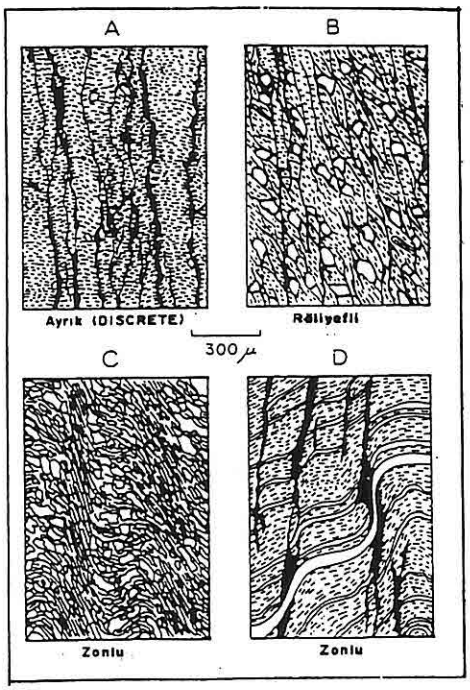


Şekil 4. Kayaçlarda gelişen ilksel fabrik türleri (Gray 1977).

süreklidir. (Şekil 5) Fakat tali olarak ana şeritlere paralel veya oblik olarak gelişen küçük şeritlerde söz konusudur. Kayaç içindeki kalık kırıntılı mineraller % 10'u geçmez. Bunlarda kuvars ve feldspat mineralleridir. Nisbeten düşük dereceli metamorfizmanın olduğu yerlerde görülen klivaj türüdür. Deformasyon etkisi azdır (Foto 1).

Röliyefli Klivaj: Genellikle metakumtaşı ve daha az olarak da şistlerde görülen klivaj türüdür. Süreksiz şeritler arasında kırıntılı, köşeli, kuvars ve feldspat mineralleri çoğunlukta olup, zayıf bir şistozite içinde dağılım göstermişlerdir (Şekil 5). Sürekli şeritler yanında tali süreksiz şeritler de söz konusudur (Foto 2).

Zonlu Klivaj: Kayaç içinde deformasyon olaylarının en sık görüldüğü klivajdır. Farklı iki mineral bölgelerinin bulunduğu zonlar sürekli olup, bunlar kayaç içinde birbirine paraleldir. (Şekil 5). Bu zonlar daha sonra deformasyona bağlı olarak kıvrımlanma gösterirler ve buralarda iyi bir S-C yapısı gelişir. (Foto 3). Kayaçta ilk oluşan sünisoidal kıvrımlanma gösteren kesim S_0 foliasyonun daha sonra gelişen ve S_0 foliasyonunu kesen foliasyon ise S_1 (C düzeyleri) foliasyonu olarak tanımlanır. S düzeylerinde daha çok kuvars ve feldspat mineralleri görülürken, C düzeylerinde mika minerallerinin zenginleşmesi sözkonusudur.



Şekil 5. Gelişen klivaj türleri (Gray,1977).

4. METAMORFİZMA DERECESİ İLE KLİVAJ TÜRLERİ ARASINDAKİ İLİŞKİ

Metapelitik kayaçlarda klivaj gelişimi diğer metamorfik kayaçlara oranla daha yaygındır. Kil, silt boyutundaki malzemenin tekrardan kristallenmesiyle oluşan, genellikle fillosilikat grubu mineralleri klivaj türünü belirlemektedir. Klivajın konumu, düşük dereceli ve az deformasyona maruz kalmış ortamlarda ilksel tabakalanmayı veren önemli ip uçlarındandır.

Ezine metamorfitlerinde tespit edilen ilk petrografik bulgulara göre, yeşilşist fasiyesinde, kloritbiotit-granat zonları gelişmiştir. Metamorfizma derecesi ve zonları ile ilgili bağıntı için, kayacı oluşturan fabrik türlerindeki mineralojik bileşimi de irdelemek gerekmektedir.

Buna göre tabakalanma fabriğinde, muskovit + kuvars + plajioklas (albit) + biotit + kalsit + klorit + grafit + opak mineraller yer alır. Genellikle silt ve kil boyutundaki organik materyal ve karbonat içeren silt taşlarının düşük dereceli metamorfizması sonucu gelişen bir bileşimi vardır. Kayaçta biotitten ziyade klorit bulunmaktadır. Biotit gerileyen bir metmorfizma sonucu klorite dönüşmüştür. Ayrıca kalık haldeki albit ikizlenmelerinden ölçülen sönüm açıları 10-16 derece arasında değişmektedir. Bu da yaklaşık olarak An içeriğinin % 6-7 sine karşılık gelmektedir. Buna göre tabakalanma fabriğine sahip röliyefli klivaj türü klorit ve biotit zonunda tespit edilmiştir. Sıcaklığın yaklaşık olarak 430 derece ve basıncın da 3 kbar olduğu kabul edilebilir.

Sleyt fabriği; çok ince taneli kil kökenli kayaçların metmorfizmasıyla oluşur. Kayaçta muskovit+biotit+klorit+serisit gibi fillosilikat grubu mineralleri hakimdir. Nadiren kuvars ve feldspat mercekleri bulunur. Düşük dereceli ve deformasyonun etkili olamadığı koşullar söz konusudur. Sıcaklığa bağlı olarak bazı kuvarsca zengin kesimlerde poligonal doku görülür. Fakat incelenen alan içinde bu dokuya nadiren rastlanmıştır. Klorit zonunda yer alan bu fabriğin 400-420 ve 3 kbar koşullarına ulaşıldığı söylenebilir.

Şist fabriğinde Ezine metamorfitlerinde



Foto 2: Röliyefli klivaj türü.



Foto 3 b: Zonlu klivaj türleri.



Foto 1: Ayrık klivaj türü.



Foto 3 a: Zonlu klivaj türleri.

en yüksek sıcaklık ve basınç koşullrına görülen zonlu klivaj özelliği gösteren kayaçlardaki fabrik türüdür. Şisti fabrik içinde yer alan granat porfiroblastlarının bulunması bu kayaçların granat zonuna dek ulaşabildiğinin bir göstergesidir.

Muskovit+kuvars+biotit+albit+granat+ klorit + kalsit + epidot + turmalin + opak mineraller şistlerdeki bileşimi oluştururlar. Bu zonla Yeşilşist'in üst sınırına çıkılmaktadır. Kloritin bileşime az oranda katılması ve epidotun görülmeye başlanması ayırtman özelliklerdendir. 450 sıcaklık ve 4-5 kbar basınç bu fabrik türündeki koşullardır.

Psamitik fabrik ise, kumtaşı, çakıltaşı gibi sedimanter kayaçların metamorfizması sonucu oluşan bir fabrik türüdür. Röliyefli klivaj sınıfına girmektedir. Psamitik kökenli kayaçlarda biotit görülmekte, granat ise nadiren bulunmaktadır. Kuvars + albit + oligoklas + biotit + muskovit + klorit + kalsit + epidot + turmalin kayaç bileşimini oluşturan minerallerdir. Oluşan zonlanmanın diğer nedeni de kink kıvrımlarıdır. Deformasyon etkisi ve ktaklastik doku da görülür. Yeşilşistin biotit zonunda tespit edilmiştir.

İnce ve ardışıklı tabakalanma fabriğinde kil, silt ardalanmasını olduğu kayaçlarda gelişen bir türdür. Ayrık ve zonlu klivaj türlerinde görülür. Düşük dereceli klorit ve biotit zonunda bulunmaktadır.

Çalışılan alan içinde andalusit, stavrolit, disten, sillimanit gibi daha yüksek sıcaklık mineralleri bulunamamıştır.

5. SONUÇLAR

Düşük dereceli metamorfik kayaçlarda klivaj gelişimi, yüksek dereceli metmorfik kayaçlara göre daha iyi gelişmektedir. Ezine metamoriklerinde de metapelitik kökenli kayaçlarda fabrik türüne, metamorfizma derecesine bağlı olrak üç tür klivaj gelişmiştir. Bunlar; ayrık, röliyefli ve zonlu klivajlardır.

Nisbeten küçük taneli ve düşük dereceli fillatlarda ayrık, iri taneli fabriğe sahip kayaçlarda mikaşistlerde zonlu ve nadiren röliyefli, kuvarsit ve metakumtaşlrında ise röliyefli klivaj gelişmiştir.

Ezine metamorfikleri yeşil şist metamorfizmasına bağlı olarak gelişen zonlarda şöyle klivaj dağılımını sunarlar:

1-Klorit zonu: Ayrık klivaj

2- Biotit zonu: Ayrık ve zonlu klivaj

3- Granat zonu: Röliyefli klivaj (Tablo1).

Metamorfizma derecesinin 450 °C ve basıncın da 3-5 kbar olduğu bunun da 15 km derinliğe denk geldiği görülmektedir.

6. KATKI BELİRTME

Bu çalışma İ.Ü.Araştırma Fonunda desteklenen doktora projesinin ilk saha ve perografik özelliklerini klivaj türleri bazındaki bulguları içermektedir.

7. KAYNAKLAR

Bell, T.H., 1979, The deformation and recrystallization of biotite in teh

Tablo 1 . Klivaj türlerindeki mineral içeriği ve fabrik türü.

KAYAÇTAKİ FABRİK TÜRÜ		KLİVAJ TÜRÜ			MİNERAL İÇERİĞİ					
		Ayrık	Röliyefli	Zonlu	Kuvars	Muskovit	Biotit	Granat	Andalusit	Kordiyerit
TABAKALANMA FABRİĞİ	1. Tip		— —				— — —	—		
	2. Tip						— —			
SLEYT FABRİĞİ	1. Tip						— —			
	2. Tip			— — —			— —			
	3. Tip			— — —			— —			
ŞİST FABRİĞİ	1. Tip	— — —								
	2. Tip	— — — — —								
PSAMİTİK FABRİĞİ	A. Tipi			— — —			— —			
	B. Tipi			— — — —			— — —			
	C. Tipi						— — —			
İNCE TABAKA FABRİĞİ	A. Tipi			— — — —			— —			
	B. Tipi			— —						
	C. Tipi									
	D. Tipi			— — — — —				— —		

Woodraffe thrust mylonite zone, Tectonophysics 58, 139-158.

Bingöl,E., 1976, Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimi, MT A Derg. 86, 14-34.

Bingöm.Eb ve oiğedmedi. 1973. Biga Yarımadasının Jeolojisi ve Karakaya formasyonunun bazı özellikleri, Cumhuriyetin % 0. Yılı Yerbilimleri Kongresi, Tebliğler kitabı, MTA, 70-75.

Gray, D.R., 1977, Morphologic classification of crenulation cleavage, Journal of Geology Vol.85, 229-235.

Gray, D.R. 1977, Some parameters which effect the morphology of crenulation cleavages, Journal of Geology Vol. 85, 763-780.

Gray, D.R., Durney, D.W., 1979, Investigations on the mechanical significance of crenulation cleavage, Tectonophysics 58, 35-79.

Granath, J.W., 1980, Strain metamorphism and the development of differented crenulation cleavages at Cooma, Autralia, Journal of Geology Vol. 88, 589-601.

Geeeg, J.W., 1985, Microskopic deformation mechanisms associated with mica film formation in cleaved psammitic rocks, Journal of Structural Geology Vol. 7 No 1, 45-56.

Karacık, Z., 1995, Ezine-Ayvacık (Çanakkale) dolayında genç volkanizma plütonizma ilişkileri, İTÜ Fen Bilim.Ens., Dr. Tezi, 342 shf.

Lister, G.S. and Snoke, A.W., 1984, S-C Mylonites, Journal of Structural Geology Vol. 6 No.6, 617-638.

Manctelev, N.S., 1979, The development of slayt cleavage, Fleurıe Peninsula, South Australia, Tectonophysics 58, 1-20.

Powell, C.Mc., 1979, A Morphological classification of the rock cleavage, Tectonophysics 58, 21-34.

Reinhardt,J. and Rubenach, M.J., 1989, Temparature-time relationship across metamorphic zones:: evidence from porfiroblast-matrix relationship in progressively deformed metapelites, Tecnophysics 158, 141 -161.

Shalley,D., 1993, İgneous and Metamorphic rocks under the mecroscope, Classification, Textures, Microstructures and Mineral preferred orientains, Chapman-Hall Company, 445 pp.

Simpson, C. and Schmid, S.M, 1983, An evalution of criteria to deduce the sense of movement sherad rocks, Geological Society of America Bulletein V. 94, 1281-1288.

Okay, A., ve diğerleri, 1990, Biga Yarımadasının jeolojisi ve tektonik evrimi, TPJD Bül.C.1/3, 83-121.

Üşümezsy, Ş. ve Öztunalı, Ö., 1981, Istranca ve Eybek masifinde kataklastik dokunun evrimi, İ.Ü. Yer Bilimleri Derg. C.2, Sayı 3-4, 129-138.

Vernon, R.H. and Flood, R.H., 1979, Microstructural evidence of time-relationships between metamorphism and deformation in the metasedimantary sequence of the northern Hill end through south wales, Australia, Tectonphysics 58, 127-137.

Williams, P.F., 1972, Development of

metamorphic layering and cleavages in low grade metamorphic rocks at bermagui, Australia, Am. Journal Sci., v. 272, p. 1-47.

Wilson, C.J.L. and Bell, A.N., 1979, Deformation of biotite nad muscovite: optical microstructures, Tectonophysics 58, 179-200.

Wright, T. and Handerson, J.R., 1992, Volume loss during cleavage formation in the Maguma Group, Nova Scotia, Canada, Journal of Structural Geology Vol. 14, No.3, 281-290.

Yardley, B.W., 1993, An introduction to metamorphic petrology, ELBS/Longman, Second Edition, 248 pp.

GEOSOUND / YERBİLİMLERİ
YAZIM KURALLARI

Yerbilimleri / Geosound, yerbilimleri dalında teorik veya araştırma sonuçlarını içeren ve özgün sonuçları olan Türkçe, İngilizce, Fransızca ve Almanca makaleleri kabul eder. Dergide ayrıca tanınmış bilim adamlarının güncel yenilikleri içeren tercüme yazılarına da yer verilebilir.

Makalelerin Türkçe olanlarına İngilizce, yabancı dillerde olanlarına da Türkçe özetler konulmalıdır. Makaleler şekil, çizelge veya tablo, fotoğraflı levhalar dahil 6 sayfayı geçemez. Ancak yazarları tarafından ısrar edilen ve kısaltılamıyacak makaleler her yıl sayfa başına tesbit edilen katkı payı miktarı kadar ödeme yapılarak yayınlanabilir. Yazılar A4 ebadındaki kağıtların bir yüzüne çevresine 2.5 cm boşluk bırakılarak yazılmalı, harita, kesit ve levhalar da aynı boyutta hazırlanmalıdır. Yazılar Macintosh bilgisayarda herhangi bir program dilinde hazırlanarak makale ekinde yazı disketi ile verilmelidir. Macintosh imkanı olmayan yazarlar ücret ödeyerek yazılarını yayın sekreterliğine yazdırabilirler.

Makaleler Türkçe başlık; Yazar adı soyadı ve kısa adresi; Özet; İngilizce başlık; Abstract; Giriş; Bölümler ve alt bölümler; Sonuçlar veya Tartışmalar ve sonuçlar; Teşekkür; Kaynaklar şeklinde olmalı, ayrıca Bölümler ve Alt Bölümler 1., 1.1., 2., 2.1., vs. şeklinde numaralanmalıdır.

Kaynaklara metin içerisinde yazar soyadı ve tarih sırasıyla atıfta bulunulmalı, bunlarla ilgili bilgiler ise Kaynaklar başlığında "Soyadı, Adının ilk harfi veya harfleri, Tarih, Makalenin başlığı, Derginin kısaltılmış adı, Cilt No, Başlangıç ve bitiş sayfası" şeklinde verilmelidir.

Dergide yayınlanmayan yazılar geri gönderilir. Yayınlananlardan yazarlarına 20'şer adet ayrı baskı verilir. Çok yazarlı makalelerde bu sayı yazarlar arasında bölüştürülür. Yayınlanan yazılar için telif hakkı ödenmez.

Şekiller, haritalar, grafikler aydınger üzerine çini mürekkep kullanılarak, koyu bir şekilde çizilmeli, fotoğraf ve levhalar 13x19 cm boyutundaki çerçeve dışına çıkarılmadan hazırlanmalıdır. Yerbilimleri / Geosound ofset metoduyla basıldığı için yazıların mizanpajı yazarlar tarafından yapılmalı, şekiller, tablolar, fotoğraflar metin içine yerleştirilmeli ve alt yazılar tek dilde yazılmalıdır.

Makaleler, biri orjinal olmak üzere 3 nüsha halinde aşağıdaki adrese disketiyle birlikte gönderilmelidir.

Yerbilimleri / Geosound Editörlüğü
Ç.Ü.Müh.Mim.Fakültesi
Jeoloji ve Maden Mühendisliği Bölümleri
01330 - Balcalı / ADANA / TÜRKİYE
Tel (Fax) : 338 67 11 veya 338 63 57 (Tel) 338 61 26 (Fax)