

ÇANAKKALE YÖRESİNDE KUVATERNER KIYI OYNAMALARI

Oğuz EROL

Özet

Miyosen-Pliyosen süresince Paratetis'e bağlı denizel (acısu) ve karasal çökellerin içinde biriktiği bir totullanma oluşu halindeki, Çanakkale Yöresinin Kuvaterner içindeki gelişimi dört evrede özetlenebilir: (1) Enalt Pleyistoende yöre Paratetis sistemine bağlı bir acısu denizi uzantısı ile kaplıdır. Boğazın kuzey ucunda Gelibolu'daki Çavda depoları ve Çardak yakınındaki bazı depolar bu evreye aittir. (2) Yörede Alt Pleyistose a ait denizel depolar saptanamamıştır. Bu evrede Marmara'ya yönelik bir vadinin 100 ve 80 metrelik akarsu sekileri ve onların depoları oluşmuştur. (3) Orta-Üst Pleyistose a Akdeniz yöreye erişmiş, buzularası çağlarda boğazı kaplamış, buzul çağlarında bu bağlantı kopmuştur. 60 m., 35 m. Tirenien, 15 m. Esas ve 8 m. Geç Monastriyen denizel sekileri ve depolan bu evrenin eseridir. (4) Son Würm regresyonundan itibaren başlayan Versiliyen transgresyonu boğazı yeniden kaplamıştır. Trova ve Geyikli çevresinde alüvyonlarda yapılan sondajlar bu transgresyonun gelişimi hakkında ilginç yeni bilgiler sağlamıştır.

Giriş

Çanakkale Boğazı yöresi yaklaşık Miyosen başlarından beri Tetis ve Paratetis arasında bir geçiş alanıdır. Bu iki büyük havza arasındaki bağlantı Ege, Çanakkale ve İstanbul Boğazları alanındaki bir kara eşğinde meydana gelen dikey tektonik hareketlerle belirlenmiştir. Genel olarak gözönüne alınırsa, Çanakkale Boğazı Yöresi Neojen boyunca Paratetise bağlıydı; çünkü Tetis ve Paratetis havzalarını ayıran karasal eşik güney Ege'de bulunuyordu. Bu genel durumun sonucu olarak Miyosen-Alt Pliyosende, genellikle Sarmasiyen olarak adlandırılmış olan, kaim akarsu-göl-deniz (acısu) çökelleri yörede birikmiştir. {Erentöz L. 1956, Erol 1969, Taner 1978). Miyosen sonlarında bu for-

masyonun hafifçe kıvrılması ve kırılmasından sonra yörede karasal dönem başlamıştır. Böylece çevredeki yüksek yerler aşınmış ve Gelibolu Yarımadası'ndaki Anafartalar'da görüldüğü gibi, çukur yerlerde kalın akarsu-göl çökelleri birikmiştir. Marmara bölgesinde Pliyosenin sonlarına doğru penepren benzeri düz bir aşınım-dolgu yüzeyinin şekillendiği genellikle kabul edilir (Bilgin 1969, Ardel 1957, Yalçınlar 1969, Erol 1969).

Kuvaterner Kıyı Oynamaları

Çanakkale Yöresinin Kuvaterner içindeki gelişimi şöyle belirlenebilir:

(1). Kuvaterner başlarında, *Enalt Pleyistosen*de Çanakkale Boğazı Yöresi hâlâ Karadeniz havzasına (Paratetise) bağlı bulunuyordu. Çavda acısu çökellerinin Mürefte ve Gelibolu çevreleri (Erol 1977, 1978) ile Ege'deki (Gillet 1957) dağdımına bakılırsa, bu dönemde Karadeniz-Marmara üzerinden Ege'ye doğru uzanan, olasılıkla tektonik ve aşınma ile şekillenmiş bir çukur alanın geliştiği söylenebilir. Bu çukurluk bugünkü boğazların başlangıcı olarak kabul edilebilir. Truvanın 50-80 kilometre kadar güneyindeki Kaz Dağları - Baba Burnu su bölümünün kuzeyinde, Karamenderes vadisi çevresinde, Marmara-Çanakkale Boğazı depresyonunun bir bölümü olarak, geniş bir akarsu aşındırma havzası meydana gelmiştir. Eski Karamenderes akarsu sisteminin kuzeye doğru görülen genel uzanımı bu jeomorfolojik durumun doğal bir sonucudur.

(2). *Alt Pleyistosen*'de ki çevre görünümü, bir önceki dönemden pek farklı değildir. Bu dönemde de kuzeye yönelik bir vadi sisteminin içinde 110-100 ve 80-70 metre yükseldikteki akarsu sekileri oluşmuştur. Çanakkale kuzeyindeki Karacaviran Özbek köyleri arasında uzanan Büyükkır sekisi bu sistemin göze çarpan örneklerinden birisidir (Erol-İnal 1980). Fosil bulgulara raslanılmamakla birlikte, genel jeomorfolojik görünüme göre bu sekiler Akdenizin Siciliyen dönemi ile yaşıt sayılabilir. Böyle genel bir ayırım Ruggieri'nin İtalya Pleyistoseni üzerindeki görüşleri (1979) ile ilginç bir uygunluk gösterir.

(3) *Üst Pleyistosen* Akdeniz'in zaman zaman Çanakkale ve Marmara'ya sokulduğu bir dönemdir. Akdeniz sularının yöreyi ilk istilası Tirenien dönemde olmuştur. Böylece boğaz oluşu boyunca 35, 15 ve 8 metrelerde Tirenien depolan oluşmuştur. Bu nedenle yörede bu-

lunan 60-50 metrelik akarsu sekileri ve depoları genellikle Orta Pleyistosen'e sokulur.

Orta ve Üst Pleyistosenin interglasyal evrelerinde yükselen Akdeniz'in Tirenien, Monastriyen ve Versiliyen transgresyonlarının Çanakkale Yöresindeki kesin kanıtları olarak 35, 10-15, ve 7-8 metrelik denizel sekiler ile onların fosilli depoları açıkça gözlenmektedir (Erol-Nuttall 1973, Erol-İnal 1980).

Böylece denizel ve fluvial şekiller, özellikle sekiler ve bunların Kuvaterner depoları Çanakkale Boğazı Yöresinde birbiri ardınca gelişmiştir. Bu seki ve depoların genel dizilişi ile Ruggieri'nin İtalya kıyıları için önerdiği yeni stratigrafik şema arasında bir benzerlik vardır (Ruggieri 1979, Erol 1980).

(4) Çanakkale Boğazı yöresinin kuzeye yönelik vadi sisteminin Ege-Saros Körfezi'ne doğru uzanan akarsular tarafından son kapılması denizin Würm *Buzul Çağındaki regresyonu* sırasında olmuştur (Erol 1976:461). Bu jeomorfolojik gelişmenin sonucu olarak, bugünkü Ege Denizi'ne çok yakın olmasına rağmen Karamenderes Vadisi, Çanakkale Boğazı'ndan geçerek kuzeye yönelmiş bulunan eski vadinin bir bölümü olarak özelliğini korumuştur.

Postglasyal deniz yüzeyi yükselmesi ya da Anadolu'nun Ege kıyılarındaki Versiliyen transgresyonu üzerine bazı yeni gözlemler de yapılmıştır (Erol 1975, 1976, 1978, Göçmen 1976). Bu gözlemlere ve bizim (Kraft-Kayan-Erol 1980) Karamenderes deltasındaki sondajlarımızdan elde edilen örneklerin C 14 tarihlendirmelerine göre Geç Würm'den (Son Pleniglasiyalden) Holosene uzanan bir deniz yüzeyi değişmesi eğrisi çizilebilir. Bu eğriye göre Karamenderes vadisi Würm regresyonunun ilk zamanlarında kapılmış olmalıdır. Böylece, bu eski Würm vadisi içinde, —55 metrede 30 000 yıl önce eski çökeller birikmiştir. Bu eski Würm çökellerinin birikmesini izleyen bir aşınım dönemi geçmiş olmalıdır. —45 metrede ve 20 000 yıldan önceki çökeller Würm glasyalinin daha geç bir döneminde birikmiş gibi görünüyor. Akdeniz'deki Pleniglasyal regresyondan sonra, kuşkusuz denizin son postglasyal transgresyonu başlamıştır. Tarihlendirilebilen öteki örnekler, deniz yüzeyinin 9700 yıl önce —40 metrede ve 7700-7800 yıl önce —28-30 metrede bulunduğunu göstermektedir. Bu, deniz yüzeyinin —30 ilâ —20 metrelerde bir süre durakladığı dönem, o yüksekliklerde bazı denizaltı sekilerinin oluştuğu bir dönemdir (Erol 1976, 1973).

—30 ilâ —20 metrelerdeki duraylı dönemden sonra denizin hızlı bir transgresyonu ile deniz Batı Anadolu'nun hemen bütün eski akarsu vadileri içine sokulmuş, bazan 40 kilometre kadar içerilere uzanmıştır (Erol 1976:465). Karamenderes vadisinde deniz yaklaşık 20 kilometre kadar içeriye sokulmuştur. Bu hızlı transgresyon Klimatik Optimumda dünyanın ısınması ile ilgili olmalıdır ve olasılıkla bu Klimatik Optimumun sonlarında, yani bugünden yaklaşık 6500—5500 yıl önce deniz +2 metreye kadar yükselmiştir. Erol (1978) 6500-5500 yıl önceki + 2 metrelik yüzeyde iki maksimum bulunduğuna dair jeomorfolojik kanıtlar bulunduğunu kabul eder. Bunlardan sonra Ege Denizi'nde bazı süngertaşı yayılımları olmuş ve +2 metre Versiliyen plajlarının lagüner iç kenarlarında yoğunlaşmış süngertaşı birikimleri meydana gelmiştir. Erol'un topladığı süngertaşlarının Keller tarafından incelenmesi, eskiden sanıldığı gibi bunların Santorin'in son püskürmeleri sırasında denize yayılmış olmayıp, Ege'in başka volkanlarından geldiğini ortaya koymuştur (Erol 1978). Klimatik Optimum'un +2 metrelik kıyı izlerinden başka, yine Erol'a göre (1978), deniz yüzeyinin bugünden yaklaşık 3000-2000 yıl önceleri +1 metre ve 800-900 yıl önceleri de -{0,50 metrede olduğunu gösteren bazı kıyı izleri vardır. Anadolunun Ege Akdeniz kıyılarındaki bu salınımlar, Fairbridge'in (1972) genel eğrisi ve Fedorov'un (1977, 1978) Karadeniz için çizdiği eğrilere ana uzanışıyla uyur.

QUATERNARY SEA-LEVEL CHANGES IN THE DARDANELLES AREA

Oğuz EROL

Abstract

Geomorphological evolution of the Çanakkale (Dardanelles) Area, has been occurred in several cycles since the regression of the sea (Paratethys) from the area at the end of Miocene. The dominant factor in this evolution was the fluvial system which had directed from the Kazdağı Chain in the south towards the Marmara Basin in the north during the period of lower Pliocene-middle Pleistocene. Pleistocene. After the middle Pleistocene the Mediterranean Sea had invaded the Dardanelles Area and consequently the drainage had directed towards the Aegean Sea with a series of river captures. The

captures were principally happened during the upper Pleistocene glacial regressions, and the marine and those connected fluvial terraces have been developed along the both sides of the Strait of Dardanelles during the interglacial transgressions.

Introduction

The Dardanelles Area is a transitional region between Tethys and Paratethys at least since the beginning of the Miocene. The connection between these two great basins is determined by the vertical tectonic movements of the Continental thresholds at Aegean, Dardanelles and Istanbul (Kocaeli-Çatalca) Areas. Broadly speaking, the Dardanelles Area were connected to the Paratethysian Basin during the Neogene times, because the Continental thresholds which separating Tethysian and Paratethysian basins were at about the southern part of the Aegean Area. As a consequence of this general setting, thick Miocene fluviolacustrine-marine (brackish) sediments (usually called as Sarmatian) have been deposited in the Dardanelles Area (Erentöz L. 1956, Erol 1969, Taner 1978). After the slight folding and faulting of these formations at about the end of Miocene, a Continental phase had begun in this region. So, the surrounding highlands have been eroded, and thick fluviolacustrine sediments have been deposited in the lower stretches, for example at Anafartalar district, in the Gelibolu Peninsula. It is generally accepted that a peneplain-like flat erosional-depositional surface has developed in the Marmara Region at about the end of the Pliocene (Bilgin 1969, Ardel 1957, Yalçınlar 1949, Erol 1969).

During the Early and Lower Quaternary the Dardanelles Area seems still connected to the Black Sea (Paratethysian) Basin. Basing on the distribution of the Tchaudean brackish water deposits at Mürefte and Gelibolu Areas (Erol 1976, 1978) and in the Aegean Area (Gillet 1957) one can say that, a probably tectonic-erosional depression which were extending from the Black Sea-Marmara towards the Aegean Area, has been developed during this stage. This depression can be accepted as the precedent of the recent straits. As a part of this Marmara-Dardanelles depression the large fluvial-erosional basin at around the ancient Karamenderes (Scamander) valley, has also developed at the northern side of the Kaz Dağları-Baba Burnu watershed which is about 50-80 kms south of Trojan Area. So, the northwards directed general inclination of the ancient system of Karamenderes (Scamander) river is a normal consequence of this geomorphic setting.

Quaternary sea-level changes

The first invasion of the waters of the Mediterranean seems have been occurred after the middle Pleistocene, and 35, 15, 8 m marine terraces have been developed along the Dardanelles strait. Therefore the Narababa fluvial terraces at 50-60 m are attributed to middle Pleistocene. There are clear evidence of Tyrrhenian, Monastrian and Versilian transgressions of the Mediterranean Sea during the interglacials of the Middle and Late Pleistocene and Holocene, and regressions during the glacials of the same period. Thus marine and fluvial features, especially terraces and their deposits of later Quaternary age were developed respectively in the Dardanelles Area. The final capture of the northward directed Dardanelles Valley System by the rivers directed towards the Aegean-Saros Bay seems have developed during the last-Würm Glacial regression of the Sea (Erol 1976:461). So, as a result of this geomorphic evolution, although it is very near to the recent Aegean Sea, the valley of Karamenderes (Scamander) has developed as a part of northward directed Dardanelles Valley.

On the postglacial sea-level rise, or Versilian transgression at the Anatolian coasts of the Aegean there are some recent observations (Erol 1975, 1976, 1978, Göçmen 1976). Basing on these observations, and C 14 datings of the samples obtained from our borings at the Scamander Delta, one can now draw a curve of sea-level rise during the Late Würm to Holocene. According to this curve, Karamenderes (Scamander) Valley should have been captured at an earlier stage of Würm regression, and the sediments at -55 m and older than 30 000 years BP should have been deposited, in this earlier Würm Valley. Following the deposition of this earlier Würm sediments, there must be an erosional phase. The sediments at 45 and older than 20 000 years BP must have been deposited at the later stages of Würm glacial. Following the Pleniglacial regression of the Mediterranean, apparently the late -postglacial transgression of the Sea has begun. The other datings indicate that the Sea-level has risen at -40 m. at 9 700 BP and -28-30 m at 7 700 - 7 800 BP. This is a relative stillstanding stage of the sea-level at about -30 and -20 m. and there are several evidence of a submarine terrace at this level (Erol 1976, 1978).

Following the stillstanding period at -30 to -20 m it seems a rapid transgression of the sea has occurred and the sea invaded the lower parts of the nearly all river valleys of the Western Anatolia, some-

times up to 40 kms towards inland (Erol 1976:465). The sea has advanced about 20 kms inland at Karamenderes (Scamander) Valley. This rapid transgression might corresponds roughly the heating of the world during the Climatic Optimum, and probably at the later stage of this Climatic Optimum, that is at about 6 500 - 5 500 BP it seems that the sea has attained about +2 m level. Erol (1978) believes that there are geomorphological evidence of a double maximum at about -f 2 m of the late Climatic Optimum about 6500 and 5500 BP, a +1 m high level at about 3 000-2 000 BP and a +0,50 m level about 800-900 BP, in the Aegean and Mediterranean coasts of Anatolia. These oscillations correspond roughly to the Fairbridg's (1972) general curve and Fedorov's curve (1977, 1978) for the Black Sea.

Kaynaklar - References

- Ardel, A. 1957 Trakyanın jeomorfolojisi.' Türk Coğrafya Derg. 17:152-158. istanbul.
- Erol, O. 1976 a. Çuaternary shoreline changes on the Anatolian Coasts of the Aegean Sea and related problems. Changement des lignes de rivage auaternaire sur la cote anatolienne de la mer Egee et problemes Kes (R). Bull; Soc. Geol. France 18.2:459-468, Coll. Intern. CNRS Paris. No 244:263-272. Paris.
- Erol, O., İnal, A. 1980 b. Çanakkale yöresi Karacaviran köyü çevresindeki Kuvaterner depoları ve denizel fosilleri. Çuaternary deposits and marine fossils at the north of the Karacaviran Village in the Dardanelles Area, Turkey (Summary). Jeomorfoloji Derg. 9:1-35. Ankara.
- Erol, O. 1981 Çanakkale yöresi güney kesiminin jeomorfolojisi. Erol, O. (Ed.) Biga Yarımadası batı ve güney kıyı kesiminin jeomorfolojisi. M.T.A. Rapor. Ankara. (Yayınlanmamıştır).
- Erol, O. 1981 Türkiye denizel Kuvaternerine ait bazı problemler ve G. RUGGIERFnin "'İtalya dünizel Kuvaterneri için yeni stratigrafik şema"sı ile bir karşılaştırma. Some problems of the marine Çuaternary of Turkey, ih respect to the "New stratigraphic scheme for the marine Quaternary of Italy" by G. RUGGIERI (1979). Coğr. Araşt. Derg. 10:1-14. Ankara.

- Erol, O. 1981 *Neotectonic and geomorphologic evolution of Turkey*. Zeitschrift für Geomorphologie. N.F. Suppl. Bd. 40:193-211. Berlin-Stuttgart.
- Erol, O. 1981 *Occurrences of the marine Çuaternary formations in Turkey*. Geologie Mediterranee. Numero Special: 53-69.
- Erol, O. 1982 *Türkiye'de orta Pleyistosen genç tektonik hareketlerin önemi vurgulayan yeni gözlemler. Observations on the importance of the middle Pleistocene neotectonic movements in Turkey (Abst.)*. Türkiye Jeoloji Kurultayı. Özetler: 114. Ankara.
- Erol, O. 1982 *Batı Anadolu genç tektoniğinin jeomorfolojik sonuçları*. Türkiye Jeoloji Kurultayı 1982. Batı Anadolu'nun genç tektoniği ve volkanizması paneli. Türkiye Jeoloji Kurumu Yayını: 15-21. Ankara.
- Fairbridge, R.W. 1972. *Çuaternary shoreline problems at Inqua* 1969. Quaternaria 15.1:1-17.
- Fedorov, P.V. 1977 *Correlation scheme of the Pleistocene of the Pontocaspian, Mediterranean and Russian Plain*. 10 th Inqua Congr. Abstracts: 134. Birmingham.
- Fedorov, P.V. 1978 *The Ponto-Caspian Pleistocene*. Acad. of Sci. of the USSR. Order of the Red Banner of Labour Geol. Inst. Moskva.
- Gillet, G. 1957 *Contribution a l'histoire du bassin euxinique et mediterraneen au Neogen et au Çuaternaire*. Bili. srv. Carte geol. Alc. Lorr. 10.2:49-
- Göçmen, K. 1976 *Aşağı Meriç vadisi taşkın ovası ve deltasının alüvyal jeomorfolojisi. Alluvial geomorphology of the Lower Meriç Valley Flood Plain and its Delta (Thrace, Turkey)*. -İstanbul Univ. Coğrafya Enst. Yay. 80. 364 s.-İstanbul.
- Kayan, t, Kraft, J.G., Erol, O. 1980 *Truva doğal çevresinin son 15000 yıldaki değişimleri*. Bilim Teknik 155:8-13. Ankara.
- Kayan, I. , Kraft, J.C., Erol, O. 1982 *Trova (Çanakkale) çevresinde Holosen transgresyonu*. TÜBİTAK 7. Bilim Kong. Yerbilimleri Seks.: 237-250. Ankara.
- Kraft, J.C., Kayan, I. , Erol, O. 1980 *Geographic reconstructions in the environs of ancient Troy*. Science 209. 4458:776-782.
- Kraft, j.C, Kayan, I. , Erol, O. 1982 *Geology and paleogeographic reconstructions in the vicinity of Troy*. in RAPP G. Jr-GIFFORD

- J. (Ed.) Troy. Supplementary Monograph 4:11–42. Princeton University Press.
- Taner, G. 1977 *Gelibolu Yarımadası Neojen formsyonları ile Bakuniyen mollusca faunasının incelenmesi*. Ank. Üni. Fen Fak. Doçentlik Tezi. 66 s. Ankara. (Teksirdir).
- Taner, G. 1978 *Gelibolu Yarımadası Neojen stratigrafisi*. Türk. Jeol. Kur. 32. Bil. ve Tekn. Kurult. Bildiri özetleri: 29-30. Ankara
- Yalçınlar, I. 1949 a. *İstanbul civarı ve Kocaeli Yarımadasının jeomorfolojisi hakkında notlar*. Notes sur la geomorphologie des environ d'İstanbul et de la presquile de Kocaeli. TJKB 2.1:134-143. Ankara.
- Yalçınlar, I. 1949 b. *Çanakkale Boğazı civarının jeomorfolojisi üzerine müşahedeler*. Observations sur la geomorphologie des environs du Dardanelles. TCD 6-8. 11-12:129-138. İstanbul.