

ÇINARCIK VE ÇEVRESİNİN JEOMORFOLOJİK ETÜDÜ

Prof. Dr. Oğuz Erol

Alaeddin Şencan

The geomorphological study of the area Çınarcık and its surroundings

ÖZET

Bu çalışmanın amacı, Çınarcık ve çevresinin jeomorfolojik oluşum ve gelişiminin incelenmesidir. Buna ek olarak çalışma, Samanlı dağlarının ve İzmit körfezinin oluşumunu açıklamaktadır.

Aşınım yüzeyleri alt - orta miyosen 600 - 900 metrelerde, üst miyosen 250 - 600 metrelerde, pliosen 100 - 200 metrelerde, pleistosen deniz taraçaları 30 - 80 metrelerde gözlenmiştir.

ABSTRACT

The purpose of this work is the study of geomorphological formation and evolution of the to that, the study is to explain the formation of Samanlı mountains and İzmit Gulf by geomorphological methods.

Denudational surfaces of lower to middle Miocene at 600 - 900 meters, upper Miocene at 250 - 600 meters, Pliocene at 100 - 200 meters, Pleistocene marine terraces at 30 - 80 meters have been studied.

GİRİŞ

Çalışma alanı Marmara Bölgesi'nin güneydoğusunda bulunur. Yalova ili'nin Çınarcık ve güneyini kapsar.

İncelemenin amacı; sahamızda yer alan ana birimleri ortaya koymak, aşınım yüzeylerini saptamak, bu olayların hangi süreçlerle meydana geldiğini, nasıl işlediğini ortaya çıkarmak, buna bağlı olarak Samanlı dağları ve İzmit Körfezi'nin oluşumuna jeomorfolojik yöntemlerle ışık tutmaktır.

İzmit Körfezi Üst Miyosen'den sonra çökmeye başlamış, çökme Pliosen'de etkili olmuş, güneyindeki Samanlı dağları ile beraber son biçimini Pliosen - Pleistosen arasında meydana gelen tektonik hareketlerle kazanmıştır.

Bölgedeki jeomorfolojik gelişmenin farklı evrelerini gösteren aşınım yüzeylerinden en yüksek ve en eskisi 600 - 900 alt - orta miyosen aşınım yüzeyleridir. Plato görünümü taşıyan bu aşınım yüzeyleri sürekli tektonik hareketlere rağmen, geriye aşınım bu alanın orta kesimlerine henüz erişemediği için yassı röliyef durumunu korumuş ve akarsularla az yarılmıştır. Çalışmamızda DI aşınım yüzeyleri Dalabaş - Karlık aşınım yüzeyi olarak isimlendirilmiştir.

250 - 600 m. yükselti basamaklarında yer alan bir başka yüzey de, bu çalışmada Güllük aşınım yüzeyleri olarak isimlendirilmiştir ve Erol sisteminde DII Üst Miyosen aşınım yüzeyleri olarak tanımlanmaktadır.

100 - 200 m. ler arasında dağılım gösteren Çalıcı yüzeyleri ise Erol sisteminde DII Pliyosen aşınım - birikim yüzeyleri olarak tanımlanır.

Akarsuların geriye aşınımı etkisiyle birbirinin zararına gelişen aşınım yüzeyleri, farklı jeolojik dönemlerde oluşmuş ve tektonik ve östatik nedenlerle taban düzeyi değişimleri ve iklim süreçlerinin denetimi altında oluşmuştur. Sıcaklık, yağış gibi iklim etmenleri yerçekilleri üzerinde farklılıklara yol açmıştır. Erol, aşınım yüzeyleri ile geçmişte meydana gelen değişik iklim şartları arasında ilgi kurar. Buna göre, değişik iklim şartlarında etkili olan denüasyonel süreçler birbirinden farklı aşınım yüzeylerinin oluşumunu hazırlamıştır. Erol (1983)'a göre, DI Alt ve Orta Miyosen gelişim evresi, tropikal nemli bir iklimin etkisi altında bir "yontuk düz (etchplane)" ün olduğu dönemdir. Bu dönemdeki hafif fakat sürekli tektonik hareketler nedeniyle aşınım yüzeylerinde bazı yavaş değişimler olmakla birlikte, sözkonusu yassı röliyefin karakterinde önemli bir değişim olmamıştır.

Üst Miyosen aşınım yüzeyleri (DII), Alt - Orta Miyosen aşınım yüzeylerinin (DI) devamı niteliğindedir ancak, tektonik nedenlerle yükselmiş olan dağların eteklerinde ve onlar üzerindeki, en Üst Miyosen'de özellikle Messiniyen'de hüküm süren kurak şartlardaki iklimin etkisiyle oluşmuş ve DI yüzeylerinin aleyhine gelişmiştir. Dolayısıyla pediplen karakteri gösteren bu eğimli etek yüzeyleri (DII sistemleri) DI yüzeylerini çevreler. Çalışma alanımızda bu evreye ait yüzeyler Büyükkuma, Güllük ve Teşvikiye Köyü çevresinde oluşmuş ve aynı evreye ait vadi tabanları, Orta Miyosen (DI) yüzeyleri içine doğru sokulmuştur (Ayıkayası Tepesi (770 m.) batısı, Karlık d. Güneyinde Karpuzdere yukarı çıkışı, Teşvikiye deresi yukarı çıkışında oluşan vadi tabanları).

DIII Pliosen aşınım - birikim yüzeyleri Miyosen - Pliosen arasında canlanan tektonik hareketlerle Pliosen başlarından itibaren gelişmiştir. Bu dönemde kısmen yağışlı ılıman bir iklim hakimdir ve inceleme alanında, oluşan yeni ve daha alçak taban düzeyine uyumlu bir akarsu aşındırması etkili olmuştur. Pliosende oluşmuş vadi tabanlarının DII aşınım yüzeyleri içerisinde geliştiği örneğin güneyde yer alan Haydariye Köyü'nün bulunduğu vadi tabanı (DIIIIVT) bunlardan biridir.

DI ve DII aşınım yüzeylerinin çeşitli yaş ve cinsteki kayaları geniş ölçüde kesmesi, buradan aşınan tortulların İzmit Körfezi gibi alçak kesimlerde tortulanmasını sağlamıştır. Çalica Köyü (DIII birikim yüzeyi üzerinde) çevresindeki kalın kum - çakıl depoları gerideki alanlardan aşınan materyallerin depolarıdır. Gökçedere köyü batısındaki sarımsak kırmızı renkli karasal depolar (Pliosen), beyaz renkli gölsel formasyonlara (Ponsiyen - Üst Miyosen) yamanmış durumdadır. Bu formasyonlar Erol sistemine göre DII ve DIII aşınım yüzeyleri ile uyum gösterir. Bu jeolojik olayları jeomorfolojik açıdan değerlendirdiğimizde DI ve DII aşınım yüzeylerinin yassı, hafif dalgalı profillerinden anlaşıldığına göre bu yüzeylerin Türkiye çapında Miyosen'deki denüstasyon süreçleriyle oluşmuş, bu alanlardan aşınan materyaller daha alçak sahalarda ve deniz diplerinde korelan katmanlar şeklinde birikmiştir. Dolayısıyla bu korelan katmanlardan yüzeylerin yaşını çıkarmak mümkündür.

Bununla birlikte Pliosen'de oluşmuş DIII sistemleri İzmit Körfezi'nin çökmesine bağlı olarak değişen taban seviyesine göre oluşmuş ve flüvyal süreçlerle işlenerek eğimli yüzeyler halinde ortaya çıkmıştır. Bu suretle yukarıda açıklanan jeomorfolojik bulgulara dayanarak İzmit Körfezi'nin oluşumunu ve gelişim evrelerini ortaya koymak mümkün olabilmektedir. Buna göre, Miyosen ve Pliosen yüzeyleri sonradan faylanmış ve evreler halinde alçalan taban düzeyi denetimindeki Orta Miyosen, Üst Miyosen ve Pliosen dönemlerinde aşınımın denetimi altında gelişip yeniden şekillenmiştir.

Bugünkü rölyef özelliklerinin kazanılmasında kuşkusuz akarsuların büyük rolü vardır. Alt - Orta Miyosen'den itibaren denüstasyonal süreçler çalışma alanında etkili olmuş, DI ve DII aşınım dönemlerine bağlı olarak akarsu ağı kurulmuştur. Araştırma alanında yer alan yapısal ve litolojik faktörler de akarsu şebekesine etki ederek arızalı bir görünüme neden olmuştur. Pliosen'den itibaren sık bir akarsu ağı faydalanma ve alçalan taban düzeyi denetiminde yan kollarıyla topoğrafyaya gömülmüştür.

Dağların orografik uzanırları da aynı yönde olduğundan akarsular yapıya uyum sağlamış subsekan karakterli akarsulardır.

Şekil 1'de DII aşınım sistemlerinin DI sistemlerinden faylarla düştüğü ve oluşan yeni taban düzeyine göre yeniden şekillendiği, buradan geriye sokulan akarsularla DI sistemlerinin yarıldığı ve içerisinde DII döneminde akarsu vadilerin meydana geldiği gözlenir. DI yüzeyleri normal faylar eşliğinde kuzeye doğru basamaklandığına yani faylar DI aşınım yüzeyini kestiğine göre faylanma Orta Miyosenden sonra etkili olmuştur. İnceleme alanında daha sonra, DII yüzeylerini kesen yani Üst Miyosen sonrasında etkili olan faylanmalar da olmuştur. Pliosen DIII aşınım yüzeylerini kesen post - pliosende etkili olan yeni fayların meydana gelmesiyle kuaterner içinde İzmit Körfezi yeniden çökmüş ve oluşan yeni taban seviyesine göre akarsular vadilerini yeniden derinleştirmeye başlamıştır. Miyosen ve Pliosen aşınım yüzeyleri üzerine yerleşmiş akarsu ağı Kuaternerde taban düzeyi alçalmalarına bağlı olarak vadilerini derin bir şekilde kazmışlardır. Buna bağlı olarak bu yüzeyler üzerinde arızalı ve parçalı bir röliyef oluşmuştur.

Özet olarak,

İnceleme alanında üç farklı aşınım yüzeyi tespit edilmiştir. Yüzeyler değişik jeolojik zamanlarda farklı klimatik şartların etkisinde işlenmiş, birbirinin zararına gelişmiş, belirli yükseltiler arasında yer alan basamaklar şeklinde ortaya çıkmıştır.

Bu yüzeylerden en yüksek yerleri 900 metreye ulaşan yüzeyler Erol sisteminde DI Alt - Orta Miyosen aşınım yüzeylerine karşılık gelir. DI sistemleri Alt - Orta Miyosen'de nemli - tropikal iklimin etkisiyle gelişmiş ve "yontuk düz" ün oluştuğu denüdasyon yüzeyleridir. Geniş bir alanda (Kürekn dağı 895 m., Karlık Dağı 897 m., Dalabaş Dağı 816 m.) yayılım gösterirler, çeşitli yaş ve cinsteki kayaçları keserler. Aynı zamanda inceleme alanının en yüksek yerlerini oluştururlar (Sivritepe 903 m., Davlumbaz t. 864 m., Ortatepe 910 m.).

Bölgemizde Teşvikiye, Haydariye ve Güllük Köyü dolaylarında gelişmiş olan DII sistemleri Üst Miyosende kurak, yarıkurak iklim şartlarına göre oluştuğu için belirli bir eğime sahip olmakla beraber yüzey üzerinde yükselen koni biçimli adatepeleri ile karakterizedirler. Bu yüzeyler DI aşınım yüzeylerinin faylarla alçalmış ve Üst Miyosendeki morfoiklimatik süreçlerle işlenmiş parçaları olduğu için onları 600 m. lerden itibaren pediplen karakteri gösteren eğimli etekdüzleri halinde çevreler (Kocadere güneyinde yer alan yüzeyler, bölgenin güneybatısında Ayıkayası T. (770m.) doğusundaki yüzeyler, Çınarcık güneyindeki Güllük ve Hafızıyolu T.(594 m.) yüzeyleri).

DI ve DII aşınım yüzeyleri İzmir Körfezinin oluşumundan bağımsız olarak meydana gelmiştir. Bu yüzeyler körfezin oluşmasından önce bölgesel denüstasyonal süreçlerin etkisiyle oluşmuştur.

DIII sistemleri ise DII sistemlerinden daha alçakta ve onların zararına gelişmiş sistemlerdir. Oluşumlarında taban düzeyinin özellikle oluşmaya başlayan Marmara denizi ve İzmir Körfezi'ne ait o zamanki deniz düzeyinin denetimi vardır.

İnceleme sahasında 30 - 80 m.ler arasında Pleistosen seki sistemleri; denizel ve akarsu sekileri (taraçaları) olmak üzere iki grupta toplanır. Bu sekiler tektonik yükselmeler ve kaide seviyesinde meydana gelen değişmeler denetiminde oluşmuştur.

Samanlı dağlarının kuzeyinde mevcut fay çizgilerinin kıyıya paralel uzanması nedeniyle araştırma alanında yüksek ve falezli kıyılar meydana gelmiştir. Doğu - batı doğrultulu Kuzey Anadolu Fay'ı inceleme alanının kıyılarını etkilemiş ve şelf sahasının daralmasına yol açmıştır. Bu kıyılar tektonik ve litolojinin kontrolünde oluşmuş faylı kıyılardır.

Büyük derelerin gerideki dağlık alanları yararak denize ulaşmaları ve taşıdıkları materyalleri kıyıda biriktirmeleriyle alüvyal kıyı şekilleri ve denize fazla çıkıntılı olmayan deltalar meydana gelmiştir.

KAYNAKÇA

- AKARTUNA M. 1968 ; Armutlu yarımadasının jeolojisi
- ARDEL A. 1948 - 49 ; Armutlu yarımadası, T.C.D. sayı : 11 -12, sf: 35 - 70, Ankara.
- ARDEL A. - KURTER A. 1957 ; Marmara'nın denizaltı reliyefi, İ.Ü.C.E.D. No: 8, sf: 84, İstanbul.
- ARDEL A. - İNANDIK H. 1957 ; Marmara denizinin teşekkül ve tekamülü, T.C.D. No: 17, s: 1 - 19 , İstanbul.
- ARDOS M. 1973 ; Genç tektonik hareketlerin Türkiye'nin jeomorfolojisi üzerine olan etkileri Ayı basım, İstanbul.
- ARDOS M. 1979 ; Türkiye Jeomorfolojisinde Neotektonik İ.Ü. Coğrafya Ens. Yayını No: 113, İstanbul.
- BİLGİN T. 1967 ; Samanlı dağları İ.Ü. Coğrafya Ens. Yayını No: 50, İstanbul.
- ERİNÇ S. 1960 ; Morfoloji II İ.Ü. Coğrafya Ens. Yayını No: 27 , İstanbul.
- EROL O. 1979; Türkiye'de neojen ve kuvaterner aşınım dönemleri, bu dönemlerin aşınım yüzeyleri ile yaşıt (korelan) tortularına göre belirlenmesi. Jeomorfoloji dergisi sayı : 8, s: 1 - 40 , Ankara.
- EROL O. 1983 ; Türkiye'nin genç tektonik ve jeomorfolojik gelişimi. Jeomorfoloji dergisi, sayı : 11, s:1- 22 , Ankara.
- EROL O. 1989 ; Marmara Bölgesinde jeomorfoloji araştırmaları T.J.D. 13. Kurultayı bildiri özetleri., s:30 - 33 , Ankara.
- SAKINÇ M. - BARGU S. 1989 ; İzmit Körfezi güneyindeki geç pleyistesen (Tirenien) çökel stratigrafisi ve bölgenin neotektonik özellikleri T.J.K. bülteni C: 32 sayı : 1 - 2, s: 51 - 64 , Ankara.