

## SAPROPELLER VE SAPROPEL OLUŞUMUNDA KİLLERİN EVRİMİ

Hüseyin Rifat ÖZSOY\*

### 1. GİRİŞ

Sapropeller deniz tabanında çökelmiş, iyi pekleşmemiş bitümce zengin siyah, siyah-koyu gri, gri, koyu kahve renkli renkler sunan jeolojik materyallerdir. Tanım olarak 1 cm den daha kalın ve % 2'den daha fazla organik karbon ihtiva eden çökeller bu isimle anılmıştır. Genellikle kil minerallerince karakterize olan sapropeller diğer deniz tabanı sedimanları altında veya üstünde bulunabilirler.

### 2. SAPROPELLER

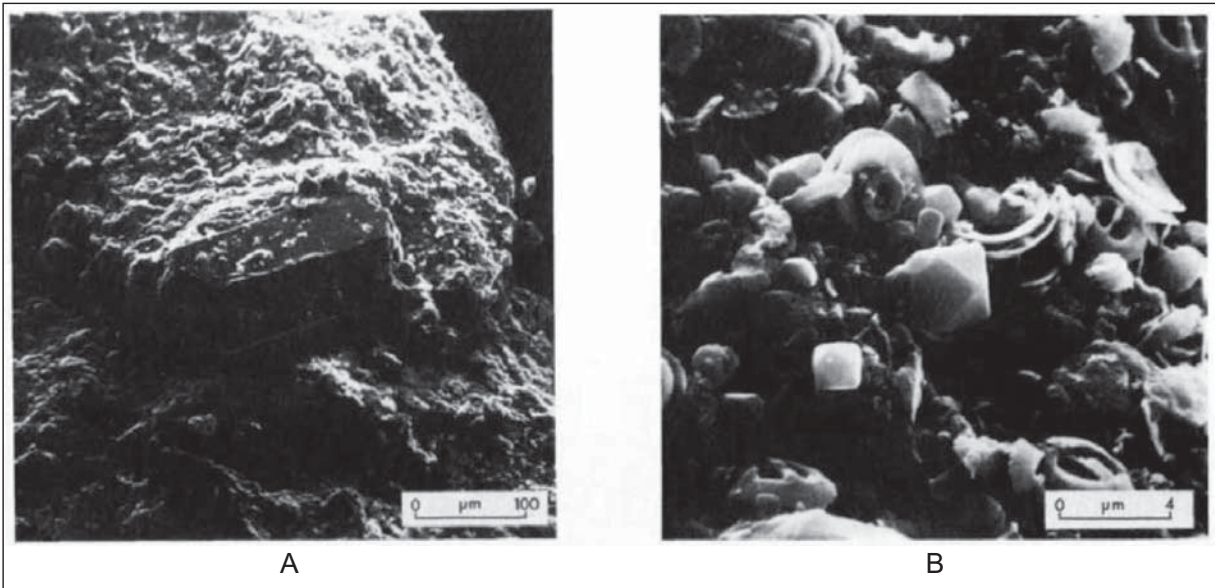
Sapropeller ilk kez Kullenberg (1952) ve Olausson (1961) tarafından Doğu Akdeniz'de organik malzemelerce zengin siyah renkli sedimanlar olarak tanımlanmıştır. Pelajik

sapropeller ve Türbidit sapropeller olarak başlıca iki tür olarak sınıflandırılırlar. Pelajik sapropeller deniz tabanında topografik olarak daha yüksek düzlüklerde çökerken, türbidit sapropeller deniz tabanı hendeklerinde dolgular şeklinde depolanırlar (Kidd vd., 1978). Pelajik sapropeller genellikle iyi katmanlanmış, yüksek karbonatlı ve açık renkli olarak, dip çamurlarıyla keskin sınırlar ile ayrılmış ara katmanlı olarak gözlenirler. Türbiditik sapropeller ise genellikle koyu renkli ve diğer türbiditik sedimanlarla ara katkılı olarak gözlenirler.

Sapropellerin mineralojik özellikleri incelendiğinde yoğunlukla bulunan kil minerallerine (Paligorskit, Smektit, İllit, Klorit, Kaolenit), kuvars, jips, pirit gibi mineraller eşlik eder (Şekil 1).

### 3. SAPROPELLERE AİT KİLLERİN ÖZELLİKLERİ

Sapropellerin mineralojik bileşimleri çökme ortamına göre değişiklikler göstermekle birlikte genelleştirildiğinde iki tip mineralojik bileşimden bahsetmek mümkündür.



Şekil 1- Sapropeller içerisinde gözlenen (A) jips ve (B) piritlerden alınan Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) görüntüleri (Calvert, 1983).

\* Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Deniz Araştırmaları Dairesi Başkanlığı, Ankara.

Bilindiği gibi yarı pelajik dip çamurları, türü ve bollukları karasal kaynağa bağlı olarak değişen çeşitli kil mineralleri içermektedirler (Ratteev vd., 1966; Chambley, 1971).

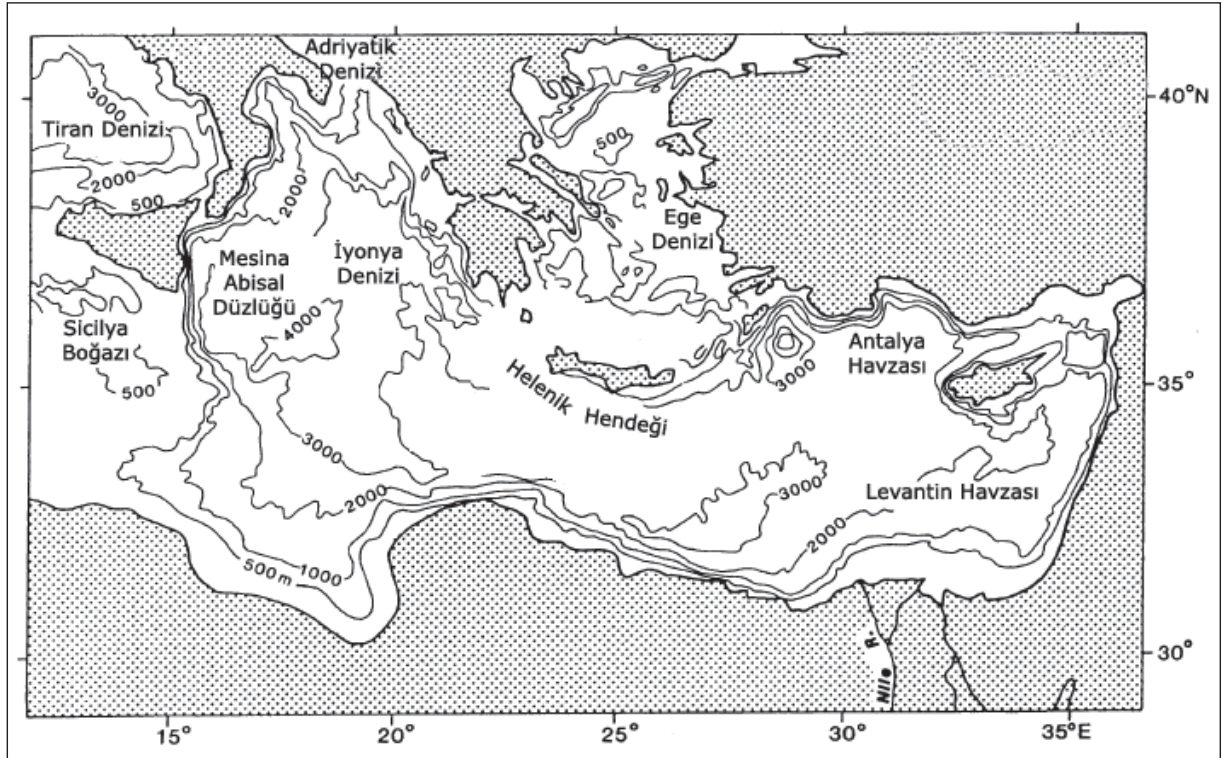
Örneğin; Doğu Akdeniz'de bulunan Levantin Havzası smektitlerçe zenginken İtalya ve Yunanistan arasında bulunan İyonya Havzası'nın kuzey kesimleri İllit ve Kloritçe zengindir. İyonya Havzası'nın Güneyinde, Libya ve Tunus arasında bulunan kesiminde ise dip çamurları Paligorskit ve Kaolenitçe zenginleşmiştir (Şekil 2). Buna karşılık sapropellerde Smektit ve Paligorskit mineralleri daha az bulunmakla beraber (Cita vd., 1977; Sigl vd., 1978; Lunkad, 1986.) klorit ve karışık katmanlarca zenginleşme gösterebilirler. İllit ve mika kristalleri sapropeller içerisinde genellikle oranca bol miktarlarda bulunabilirler ancak smektit minerallerinin oranı illit ve mika minerali ile ters orantılı olarak azalmaktadır.

Deniz tabanı sedimanlarının birçok araştırmacı tarafından elektron mikroskobu ile de incelenmesi sayesinde kil minerallerinin sunduğu mikro yapılar aydınlatılmaya çalışılmıştır.

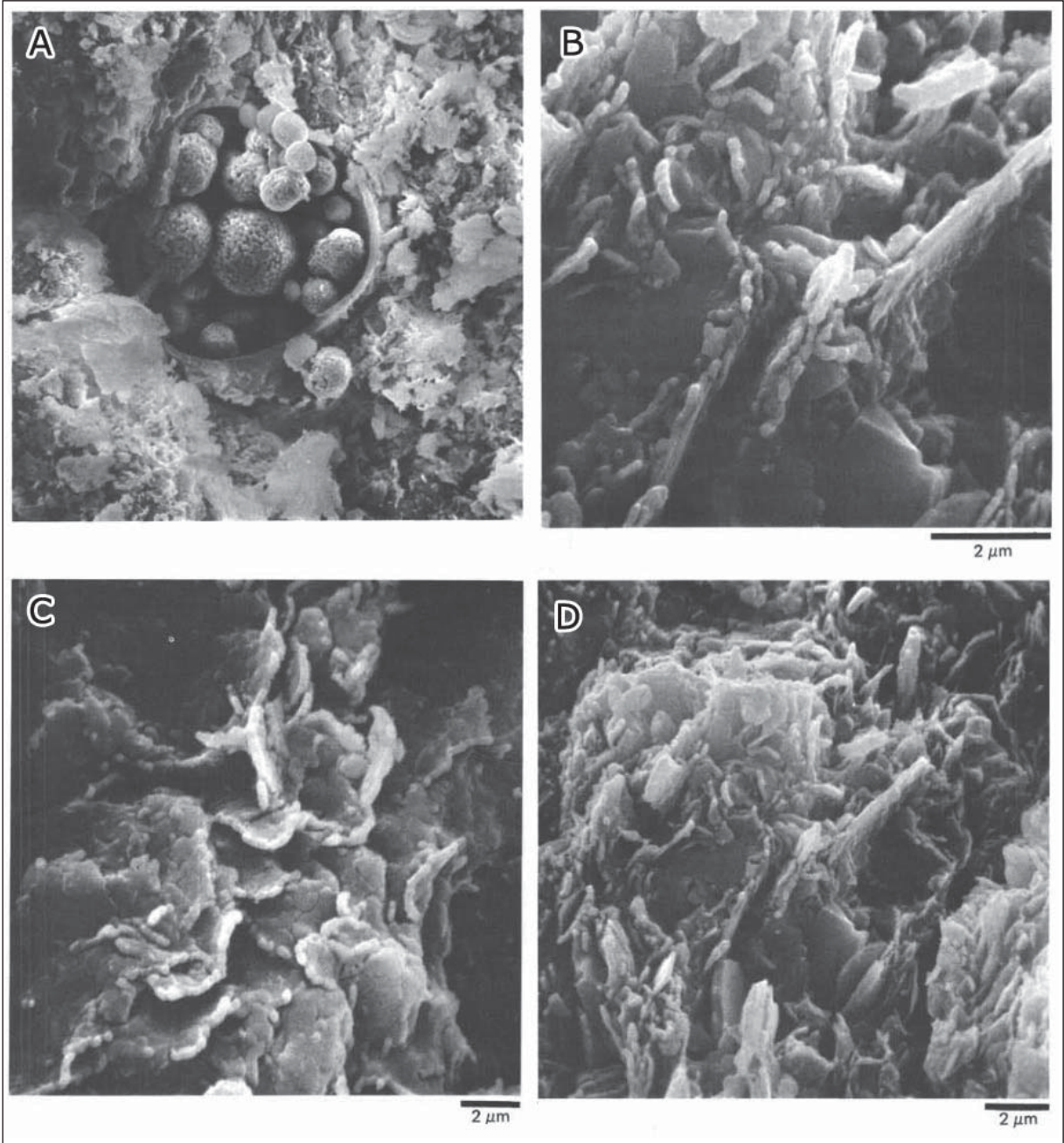
Bu çalışmalarda killerin sedimanlar içerisinde farklı şekiller sunduğu gözlenmiştir (Şekil 3).

Deniz tabanı sedimanlarındaki smektit mineralleri 0,1-2 µm arası boyutlarda gözlenirken, sapropellerde ise daha küçük ölçekli parçalar şeklinde yer almaktadır. Sapropeller içerisinde tüketilen smektit mineralinin yerini ise mika ve klorit mineralleri almış, ayrıca diatom fristülleri de yaygın olarak ortama katılmışlardır. Ek olarak, Helenik Hendeği gibi daha derin havzalara ait sapropel örneklerine ait kesitlerde ise klorit ve illit minerallerinin kenarlarında korozyonlara bağlı olarak gelişen mikro körfez yapıları yaygın bir şekilde gözlenmektedir.

Bu durum Geç Kuvaterner yaşlı sapropellerde belgelenmekle beraber, aynı eğilim Erken Pleistosen, Pliyosen ve Tortoniyen yaşlı karbonca zengin organik sedimanlarda da yaygın olarak gözlenmiştir. Ancak; Messinyen yaşlı sapropel benzeri jeolojik materyaller bir istisna göstermekle beraber, içerdikleri kil minerallerince diğer deniz tabanı sedimanlarından bir farklılık göstermemektedirler (Sigl vd., 1978).



Şekil 2- Akdeniz'de, Sapropellerin çökelediği başlıca depolanma ortamları.



Şekil 3- Kil Minerallerine ait Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) Görüntüleri A. Karbonat ve kil mineralleri arasında gözlenen planktonik foraminiferler ve piritler. B. Pleistosen yaşlı kil minerallerinde sediment alterasyona bağlı olarak gelişen yumrulu, bombeli, vermiform yapılar. C. Kil minerallerinde gözlenen çapraz / kırık yüzeyler. D. Erken Pliyosen yaşlı kil minerallerinde gözlenen yumrulu, bombeli, vermiform yapılar (Sigl vd., 1978).

#### 4. SAPROPELLERİN OLUŞUMU VE GÖZLENEN KİLLERİN EVRİMİ

Doğu Akdeniz'den alınan sondaj ve piston karot örnekleri birçok araştırmacı tarafından sedimentolojik, mineralojik ve jeokimyasal olarak değerlendirilmiş ve sapropellerin mineralojik değişimleri hakkında iki hipotez ortaya atılmıştır.

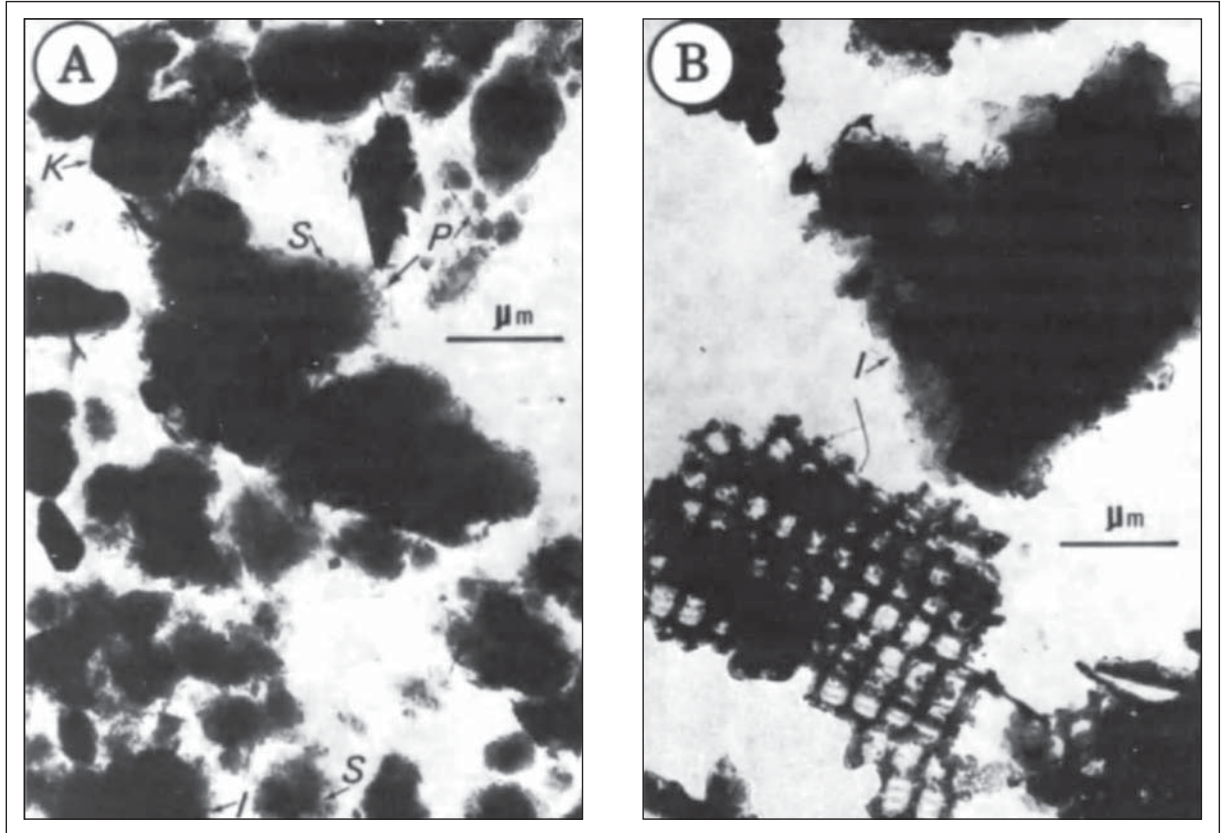
Bunlardan ilki, karasal kökenli malzemenin geçirdiği şiddetli değişimlerdir. Bu değişimlerin mika mineralleri ve kil mineral topluluklarını değiştirerek sapropelleri oluşturduğu düşünülmüştür. Bunun nedeninin, tektonik yenileme ve iklimde meydana gelen şiddetli soğumanın kaya kökenli detritik illit ve klorit miktarının depolama ortamında artması olarak belirtilmiştir.

Özetle sapropellerin depolanma ortamında çökmesinin temel sebebi interglasyal ve plüviyal koşullarda gözlenen kuvvetli hidroliz faaliyetleridir. Bu tür ortamlar genellikle zemin kökenli birçok mineral ve küçük boyutlardaki smektitlerle karakterize edilir. Buna karşılık kayalık kökenli illit ve klorit parçacıkları aktif kimyasal ayrışma koşullarını temsil etmez. Ayrıca smektit parçacıkları denizel ortamlarda uzun mesafeleri kat edebilirler. Bu nedenle Karasal kökenli jeolojik malzemelerde gerçekleşen büyük değişiklikler hipotezi pek mümkün gözükmemektedir.

Sapropellerin oluşumuyla ilgili diğer hipotez ise, sapropellerin depolanma ortamındaki kimyasal değişimler ile oluştuğunu savunmaktadır. Denizaltı bozuşmasını destekleyen birçok kanıt bulunmakla birlikte, kil mineralleri kuvvetli indirgen ortamlarda kısmen ya da

tamamen bozuşurlar. Örneğin; Smektit ve paligorskit mineralleri küçük tane boyutları, kendilerine özgü kristal yüzeyleri, iyonlarının sahip olduğu yüksek değişim kapasiteleri ve düşük ara katman yükleri nedeniyle kimyasal reaksiyonlardan kolaylıkla etkilenecek bozuşurlar. Buna karşılık, illit, kaolenit ve mika gibi mineraller deniz tabanında gerçekleşen bozuşmalara dayanabilmektedir. Elektron mikroskopisi çalışmaları da bunu savunur niteliktedir. Ancak bu çalışmalar illit, kaolenit ve mika minerallerinde de mikro korozyon yapılarının geliştiğini ortaya koymuş smektit, paligorsit mineralleri kadar olmasa da kimyasal reaksiyonlardan etkilendiğini göstermiştir (Şekil 4).

Bir diğer kanıt ise sapropeller üzerinde yapılan pH ölçümleridir. Organik birikimin fazla olduğu, buna bağlı olarak asidik koşulların etkisini yoğun olarak gösterdiği derin deniz



Şekil 4- Geç Pleistosen yaşlı sedimanlara ait Geçirimli Elektron Mikroskop (TEM) görüntüleri A. Yarıpelajik dip çamurları içinde gözlenen pulsu smektit mineralleri ve çeşitli boyutlarda karma katmanlı ve iyi şekillennmiş olarak gözlenen illit, klorit (S), hegzagonal kaolenit (K), kısa ve kırılmış Paligorskit (P) mineralleri; B. Kenarları mikroaktiviteler ile korozyona uğramış geniş boyutlu, ince mika-illit ve klorit plakaları ve diatom parçası (Chamley, 1989).

çukurlarında bazı kil minerallerinin ortamdaki kaybı ya da büyük oranda azaldığı tespit edilmiştir. Örneğin Helenik Hendeği'nden derlenen sapropel örnekleri üzerinde yapılan pH çalışmaları da bunu destekler nitelikte sapropellerin çevresindeki kayalara göre daha düşük pH değerleri gösterdiği belirlenmiştir. Bu durum deneysel çalışmalar yardımı ile de test edilmiş, organik asitlerin silikat mineralleri üzerinde yoğunlukla etkili olduğu saptanmıştır. Bu kanıtlar ışığında bakteriyel aktivitenin denizaltı hidroliz faaliyetlerine eşlik ettiği düşünülmüştür.

Kaolen dışında tüm kil mineralleri sapropelit ortamda bozulabilirler. Kaolen miktarları genellikle tüm denizaltı depolanma ortamlarında benzer şekilde gözlenebilir. Bunun nedeni kaolenlerin sahip olduğu iyi yapısal organizasyondur. Bu sayede kaolenler düşük pH koşullarında bozulmadan kalabilirler (Keller, 1970). Bu verilere dayanarak killerin, deniz tabanı ortamlarında gerçekleşen bozulma faaliyetlerine dayanımlılıkları sıralanırsa bu sıralama; dayanımsızdan dayanımlıya doğru Paligorskit, Smektit, Klorit, İllit ve son olarak Kaolenit şeklinde gözlenecektir.

Sapropel oluşumunda, killerin evrimi tüm bu sonuçlar değerlendirildiğinde şu şekilde özetlenebilir:

1. Deniz tabanındaki killer de herhangi bir alterasyon gözlenmediği durumlarda, killer karasal ortamdaki taşınarak denizel ortamda depolanmışlardır.
2. Alterasyonların çok zayıf olduğu durumlarda, paligorskit orta derecede bozulma gösterirken, smektitlerde çok az değişim gözlenir.
3. Alterasyonların zayıf olduğu durumlarda, paligorskitler kuvvetli bir şekilde bozulur. Deniz tabanında gerçekleşen hidroliz reaksiyonları sonrası smektit de orta derecede alterasyon geçirerek, smek-

tit-klorit, smektit-illit karışık katmanlarını oluştururlar.

4. Orta derecede gerçekleşen alterasyonlar ise paligorskitin ortamdaki kaybı, çeşitli karmaşık kil katmanlarının gözlemlendiği durumlar ile karakterize edilir.
5. Kuvvetli alterasyon gözlenen durumlarda, önceden ortamdaki kaybolan killere kaynaklı karmaşık katmanlı tabakalar meydana gelmişken, smektitlerin büyük bir bölümü ortamdaki elenmiştir. Ek olarak küçük boyutlu ve zayıf kristalize illit ve klorit mineralleride tahrip olmuşlardır.
6. Çok kuvvetli alterasyonların gerçekleştiği depolama ortamlarında ise büyük boyutlu mika-illit mineralleri ve kaolenitler dışındaki tüm kil mineralleri ortamdaki kaybolmuştur. Artık kalan kil minerallerinde ise organik asitlerin yoğunluğuna bağlı olarak korozyon körfezleri gibi yapıların geliştiği gözlenmektedir.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Calvert, S.E. 1983. Geochemistry of Pleistocene sapropels and associated sediments from the Eastern Mediterranean. *Oceanol. Acta*, 6: 255-267.
- Chamley, H. 1971. Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée. *Sci. Geol., Strasbourg*, memo 35: 225 pp.
- Chamley, H. 1989. *Clay sedimentology*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Germany, 623 pp
- Cita, M.B., Vergnaud-Grazzini, C., Robert, C., Chamley, H., Ciaranfi, N., D'Onofrio, S. 1977. Paleoclimatic record of a long deep sea core from the Eastern Mediterranean. *Q. Res.*, 8: 205-235.
- Keller, W.D. 1970. Environmental aspects of clay minerals. *J. Sediment. Petrol.*, 40: 788-813.
- Kidd, R.B., Cita, M.B., Ryan, W.B.F. 1978. Stratigraphy of Eastern Mediterranean sapropel sequ-

- ences recovered during Leg 42A and their paleoenvironmental significance. In: Hsü, K.J., Montadert, L. et al., Eds., *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 42, A, Washington (U.S. Gov. Print. Off.): 421-443.
- Kullenberg, B. 1952. On the salinity of the water contained in marine sediments: *Goteb. Akad. Vet. Vitt-Somhales, Handl. Sjatte FoL*, ser. 8, v. 6, p. 3-37.
- Lunkad, S.K. 1986. Clay minerals in late Quaternary anoxic facies sediment from the Eastern Mediterranean Sea: their diagenetic and palaeoclimatic significance. *Clay Res.*, 5: 53-63.
- Olausson, E. 1961. Studies of deep-sea cores: *Rept:Swedish Deep-Sea Exped.*, v.8, p.337-391.
- Rateev, M.A., Emel'Janov, E.M., Kheirov, M.B. 1966. Peculiarities of the formation of clay minerals in the recent sediments of the Mediterranean Sea. *Lit. Palezn. Isk. Akad. Nauk S.S.S.R.*, 4: 6-23.
- Sigl, W., Chamley, H., Fabricius, F., Giroud d'Argoud, G. ve Miller, J. 1978. Sedimentology and environmental conditions of sapropels. *Init. Rep. DSDP*, 42: 445 465.