

Messiniyen (Geç Miyosen) tuzluluk sorunu : Akdenizin kuruması ve jeodinamik önemi

Mustafa KARABIYIKOĞLU Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Dairesi, Ankara.

Aykut BARKA

Maden Tetkik ve Arama Genel Md.lüğü, Temel Araştırmalar Dairesi, Ankara.

GİRİŞ

Akdeniz'de 1970 yılında Derin Deniz Sondajı Projesi kapsamında gerçekleştirilen ve Glomar Challenger gemisi ile yapılan bir dizi sondaj sonucunda, Akdeniz'in derin deniz düzlükleri altında uzanan ve yaşı kesinlikle Messiniyen olarak saptanan yaygın evaporitlerin varlığı ortaya konmuştur [1, 2].

Akdeniz tabanındaki bu evaporitlerin oluşum nedenlerini ve bu birimlerin Akdeniz'in jeodinamik evrimindeki yeri ve önemini saptamak amacı ile Uluslararası Jeoloji Korelasyonu programı kapsamında bir proje geliştirilmiştir (IGCP Project No. 96).

Bu proje 1975 - 1979 yılları arasında sürdürülmüş ve oluşturulan Uluslararası Çalışma Grubu, Akdeniz ve Karadeniz ile bu denizleri çevreleyen karalarda konuya ilişkin çeşitli sismik, paleontolojik ve sedimentolojik araştırmaları gerçekleştirmiştir [3, 4, 5, 6]. Messiniyen sorununa yönelik olan bu çalışmalar özellikle aşağıdaki konularda odaklanmıştır :

- 1 — Miyosen/Pliyosen stratigrafisi ve stratotip kesitlerin üst ve alt sınırlarının biyostratigrafik denestirilmesi;
- 2 — Messiniyen evaporit fasiyesleri ve çökeltme ortamları;
- 3 — Messiniyen resifleri ve resif karmaşıkları;
- 4 — Messiniyen aşındırma yüzeyleri ve paleojeomorfolojisi;
- 5 — Miyosen/Pliyosen tektonizması;
- 6 — Messiniyen tuzluluk sorununun jeodinamik önemi.

Yapılan bu çeşitli çalışmalar sonucu ortaya konulan bulgular, yaklaşık olarak bir milyon yıllık bir zaman aralığını kapsayan Messiniyen (Üst Miyosen) dönemi sırasında Akdeniz'in kuraklaştığını ve bu dönemde yaygın ve kalın bir evaporit kütlelerinin (yaklaşık 1×10^6 km³) çökeldiğini göstermiştir [7, 8, 9].

AKDENİZ'İN GENEL KONUMU

Bugünkü Akdeniz ve Karadeniz, Afrika'yı Avrupa'dan ayıran ve Atlantik Okyanusu'nu Hint Okyanusuna bağlayan eski bir ekvatorial okyanusun (Tetis Denizi) kalıntılarıdır [10, 11, 12]. Bu denizler, Tersiyer levha hareketlerine bağlı olarak Tetis Okyanusu'nun parçalanması ile oluşan denizel alanların giderek sınırlı bir görünüm kazanması sonucunda oluşmuştur [8, 13, 14].

Akdeniz'de yapılan sismik çalışmalar, Akdeniz'in genel konumunun Üst Miyosen sırasında da bugünkünden pek farklı bir görünümde olmadığını ortaya koymuştur [15]. Tetis okyanusunun bir kalıntısı olan Akdeniz bugün doğu - batı uzanımlı bir iç denizdir. Göreli olarak kü-

çük ve dar bir deniz olan Akdeniz yaklaşık olarak 2,5 milyon km² lik bir alan kaplar. Cebelitarık Boğazı'ndan, Lübnan dağlarının eteklerine değin olan uzunluğu ise 4000 km dir [16].

Genel olarak Akdeniz batı, orta ve doğu Akdeniz olmak üzere üç bölge kapsamında ele alınır. Bu bölgeler denizaltı sırtları, eşikleri, tektonik bloklar veya yarımadalar ile birbirlerinden belirgin olarak ayrılan çeşitli havzalar ile belirlenmektedir (Şekil 1).

MİYÖSEN/PLİYÖSEN STRATİGRAFİSİ

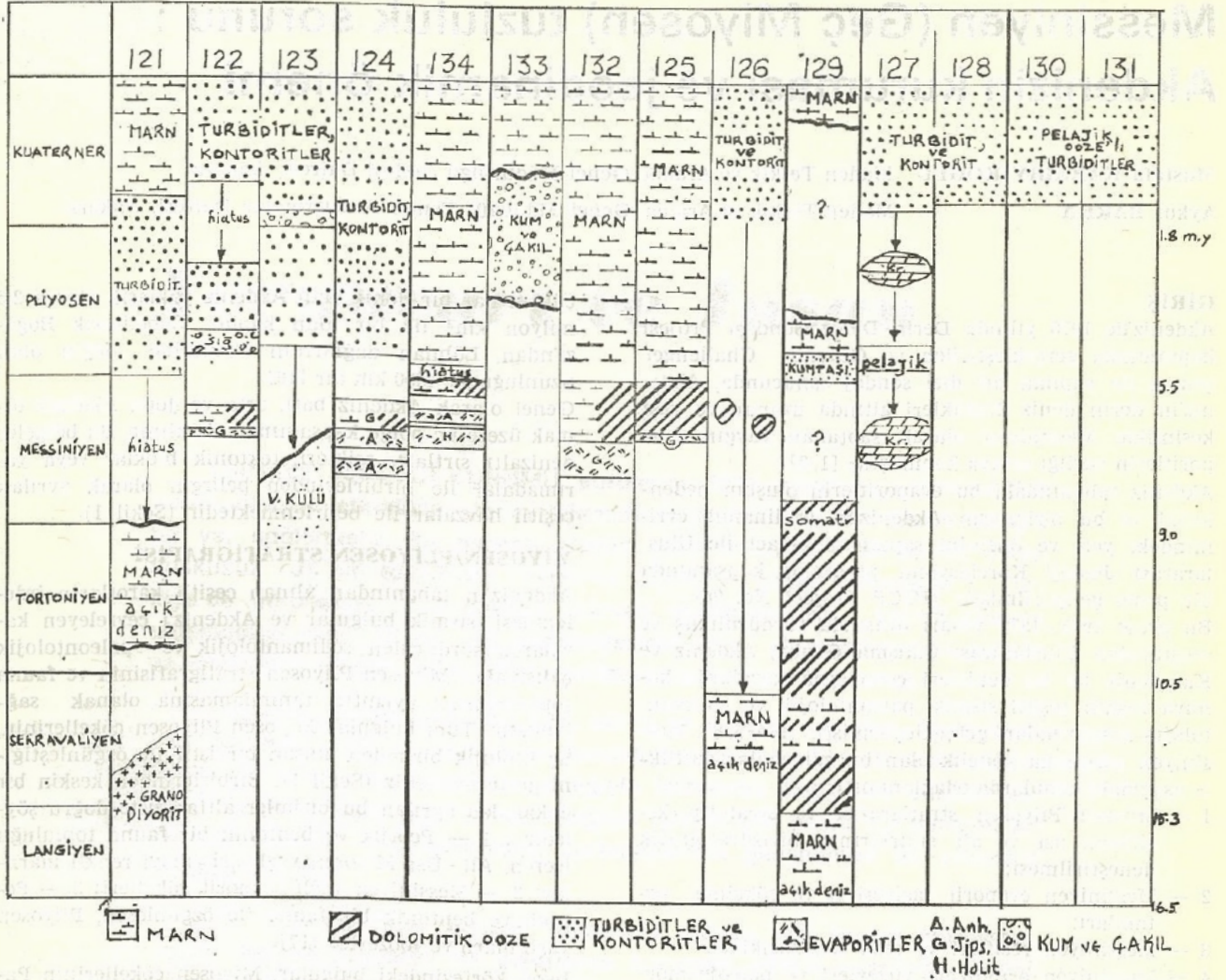
Akdeniz'in tabanından alınan çeşitli karotların irdelemesi, sismik bulgular ve Akdeniz'i çevreleyen karalarda sürdürülen sedimentolojik ve paleontolojik çalışmalar, Miyosen/Pliyosen stratigrafisinin ve fauna topluluğunun ayrıntılı tanımlamasına olanak sağlamıştır. Tüm bulgular Miyosen/Pliyosen çökellerinin, üç litolojik birimden oluşan bir istif ile özgülendiğini göstermektedir (Şekil 1). Birbirlerinden keskin bir dokanakla ayrılan bu birimler alttan üste doğru şöyledir : 1 — Pelajik ve bentonik bir fauna topluluğu içeren, Alt - Üst Miyosen yaşlı gri - mavi renkli marnlar; 2 — Messiniyen yaşlı evaporit çökelleri; 3 — Pelajik ve bentonik bir fauna ile özgülleşen, Pliyosen yaşlı marn ve «ooze»lar [17].

Lyon körfezindeki bulgular, Miyosen çökellerinin Paleozoyik temel üzerinde uyumsuz olarak yer aldığını göstermektedir [18]. Burada Miyosen taban serilerini oluşturan çökeller, polijenik breş, siyah siltli marn, kalkerli marn ve kumtaşı litolojilerinden oluşan bir istif biçiminde belirginleşmektedir. Siyah siltli marnlardaki faunaya göre bu birimin Alt Akitaniyen (?) yaşlı olabileceği düşünülmektedir.

Bu istif üzerine marn ve killi kumtaşından oluşan, Üst Akitaniyen - Alt Burdigaliyen olarak yorumlanan bir istif gelmektedir. Bu çökeller üzerinde bol planktonik fauna içeren siltli marnlar yer alır. Bu çökeller Burdigaliyen ve kısmen de Langiyen olarak düşünülmektedir.

Burdigaliyen - Langiyen birimi üzerine gelen çökeller ise gri - mavi renkli marn, silt ve kumtaşından oluşan bir istif sunmaktadır. Orta Miyosen yaşlı verilen bu çökeller belirgin olarak bol ve homojen nitelikte bir planktonik fauna ile çeşitli bentonik formlar içermektedir.

Orta Miyosen üzerine gelen çökeller siltli şeyl, kumtaşı, gri - mavi renkli killi marn ve marnlardan oluşan bir istif sunar. Bu istifin taban serilerini oluşturan çökellerde bulunan planktonik fauna, bu çökellerin Alt Pliyosen (Tabien) yaşlı olduğunu göstermektedir.



Şekil 1 — Akdeniz'den alınan karotların (DSDP 13. tur) litolojik özellikleri : 121, Alboran havzası; 122, Valensiya kanalı; 123, Valensiya sırtı; 124, Balear yükselimi; 134, Balear derin deniz düzlüğü; 133, Sardunya yamacı; 132, Tirenien havzası; 125,

Lyon havzası; 126, Akdeniz sırtı; 129, Strabo dağı; 127, Kuzey Helenik teknesi; 128, Güney Helenik teknesi; 130, Akdeniz sırtı (Levanten havzası); 131, Nil deltası ([17] den alınmıştır).

Lyon Körfezi'nden alınan karotlarda tipik Messiniyen faunasına veya çökellerine rastlanılmamıştır. Alt-Orta Miyosen ile Alt Pliyosen faunası ise olağan derin deniz koşullarının varlığını göstermektedir. Orta Miyosen ile Alt Pliyosen arasındaki hiatus bir aşındırma dönemi olarak yorumlanmıştır [19, 20].

Benzer bir durum Balear Denizi'nden alınan karotlarda da saptanmıştır. Burada evaporit çökelleri altında bol pirit kristalleri içeren gri-yeşil marnlar yer almaktadır. Zengin bir foraminifer faunası içeren bu marnlar Serravaliyen yaşlıdır [21].

Serravaliyen marnları üzerine gelen ve varlıklar, lamiyalı jipsler, jipsli ve dolomitik marnlar ile özgünleşen istifte ise tipik Messiniyen faunası saptanmıştır. Bu fauna *Ammonia beccarii* tepida, *Globigerina bulloides* s. str., *Globorotalia acostaensis acostaensis*, *G. aff. suterae*, *G. acostaensis humerosa*, ve *Globigerina multiloba* formları içermektedir [22, 23].

Balear Denizinde Serravaliyen ile Messiniyen arasında saptanan bu hiatus günümüzden altı milyon yıl önceki bir aşındırma dönemini yansıtmaktadır [19, 20, 23].

Akdeniz'in tüm diğer kesimlerinde ve Akdeniz'i çevreleyen karalarda Messiniyen çökelleri Tortoniyen çökelleri üzerine gelmektedir [24, 25, 26, 27, 28, 29, 30]. Messiniyen çökelleri buralarda *Ammonia beccarii* ile birlikte planktonik ve bentonik foraminiferlerden oluşan karmaşık bir fauna topluluğu ile özgünleşmektedir.

Özellikle Doğu Akdeniz Messiniyeninde bulunan bentonik foraminiferler iç self ve litoral kuşak koşullarını yansıtan türlerle beraber bulunmaktadır. Messiniyen çökellerinin en üst düzeylerinde bulunan formlar sığ, acı su koşullarının varlığını yansıtmakta ve Akdeniz'in bu evrede sığ acı su ve/veya tatlı su lagün ve gölleri ile (Lago Mare) kaplandığını göstermekte-

dir [22,23]. Özellikle, yapılan biyometrik analizler Paratetis benzeri sığ su ortam koşullarının etkinliği- ni göstermektedir [23].

Akdeniz ve çevresinde Tortoniyen, üst-epibatyal çökeltme ortamı faunası içeren marnlardan oluşmaktadır [22,23,27]. Bu fauna zengin ve çok çeşitlilik sunan bir topluluk ile belirginleşmektedir.

Tortoniyen/Messiniyen arasındaki sınır, planktonik foraminifer toplulukları üzerine kurulu biyostratigrafik zonlar ile saptanmıştır [31,32,33,34]. Tortoniyen ve Messiniyen'e ilişkin önerilen sınıflama iki biyostratigrafik zondan oluşmaktadır [33]. 1) **Globorotalia acostaensis acostaensis** zonu ve 2) **Globorotalia conomiozea** zonu. Bu iki zon arasındaki sınırdaki belirgin bir fauna değişimi saptanmıştır. Özellikle **G. conomiozea**, biyostratigrafik olarak belirgin ve coğrafik dağılımı bakımından çok yaygın olarak bulunan bir taksondur. Dolayısı ile **G. conomiozea**'nın ilk ortaya çıkışı Tortoniyen/Messiniyen sınırını ayırt etmede en önemli ölçüt olarak alınmaktadır. Bu bağlamda **Globorotalia acostaensis acostaensis** zonu Tortoniyen'i; **G. conomiozea**'nın ilk ortaya çıkışı ile özgülleşen **Globorotalia conomiozea** zonu ise Messiniyen'i tanımlamada kullanılmaktadır [31,33]. Ayrıca bentonik bir form olan **Bulimina echinata**'nın da ilk olarak **Globorotalia conomiozea** zonu'nda ortaya çıkması, Tortoniyen/Messiniyen sınırı için diğer bir güvenilir veriyi oluşturmaktadır [27].

Açık derin - deniz koşullarını yansıtan Pliyosen çökeltileri zengin bir fauna topluluğu ile özgülleşmektedir. Pliyosen çökeltilerinin taban serileri **Sphaeroidinellopsis acme** zonu ile özgülleşmekte ve Miyosen/Pliyosen sınırını tanımlamaktadır [21,23,31,33,34].

MESSİNİYEN EVAPORİTLERİ, FASIYES VE ÇÖKELME ORTAMLARI

Messiniyen evaporitli çökeltileri başlıca jips, anhidrit ve selenit gibi sülfatlar; halit ve potasyum tuzları ile dolomit ve karbonatlardan oluşmaktadır [9]. Kalın istifler oluşturan bu evaporitler iki temel birimden oluşmaktadır: I) Asıl tuzlar ve alt evaropit birimi, ve II) üst evaporit birimi [35]. Bu iki birim birbirinden bir uyumsuzluk yüzeyi ile ayrılmaktadır. Sismik veriler, alt evaporit çökeltilerinin yaklaşık 1000 m kalınlıkta olduğunu ve özellikle Akdeniz'in orta ve batı bölümlerinde yaygın olduğunu göstermektedir. Yüzlerce metre kalınlıkta olan üst evaporit birimi ise Akdeniz'in tabanında daha yaygın bir dağılım sunmaktadır.

Evaporitli çökeltiler İtalya ve Sicilya'da yaygın yüzleklere sahiptir. Kuzey ve Güney İtalya ile Sicilya'da ayrıntılı olarak çalışılan evaporit istifleri, bunlara ilişkin fasiyeslerin ve çökeltme ortamlarının tanımlanmasına olanak sağlamıştır.

Kuzey Apeninler'de yer alan Vana Del Gesso havzasındaki evaporitli çökeltilere ilişkin litostratigrafi alttan üste doğru şu birimlerden oluşmaktadır [36]: a) inci kumtaşı arakatmanlı marnlar (Tortoniyen), b) evaporitli çökeltiler (Messiniyen yaşlı Gessoso-solfifera Formasyonu) ve c) mavi killer ve marnlar (Pliyosen).

Evaporitli çökeltiler (Gessoso - solfifera F.) evaporitleşme öncesi şeyller, jipsler, karbonatlar ve marnlar ile

evaporitleşme sonrası kırıntılı çökeltilerden oluşan bir istif sunmaktadır. Bu istifte derince lagünden - sığ lagüne, gelgit üstü düzlüğünden - alüvyon yelpazesine değin değişen çökeltme ortamlarını yansıtan altı fasiyes saptanmıştır [36]. Bu fasiyesler ve bunlara ilişkin çökeltme ortamları düzey olarak bir çökeltme dönemini (depositional cycle) oluştururlar.

Orta - Güney Apenin Dağları'nın doğu kenarında yer alan Monti de Frentani yöresinde çalışılan Messiniyen evaporitleri ise Tortoniyen - Messiniyen yaşlı denizel marnlar üzerine gelmektedir. Gessoso - solfifera Formasyonu olarak tanımlanan ve jips ile karbonatlardan oluşan bu evaporitli çökeltilerde beş temel fasiyes ayırdedilmiştir [37]. Bunlar: A — Selenitli lagün fasiyesi; B — Lagün kıyı gerisi - kıyıönü fasiyesi; C — Lagün kıyıönü - kıyıyüzü fasiyesi; D — Şelf çamuru - lagün geçişi fasiyesi; ve E — Fırına dolguları içeren lagün kanalı dolgusu fasiyesleridir.

Jipsli seriler (Gessoso - solfifera formasyonu) olarak tanımlanan evaporitli çökeltiler Sicilya'da çok yaygındır. Bu evaporitik çökeltiler derin su koşullarında çökelmiş yarı pelajik marnlar (Tortoniyen yaşlı Tripoli formasyonu) üzerine gelmektedir. Evaporitik istif, birbirlerinden bir uyumsuzluk yüzeyi ile ayrılmış iki asbirimden oluşmaktadır: 1 — Alt evaporit çökeltileri; 2 — Üst Evaporit çökeltileri. Bu birimlerde saptanan litostratigrafik istif, aşağıdan yukarı doğru taban kalkerleri, cattolica jipsleri, kırıntılı jips yatakları, halit, potasyum tuzları, uyumsuzluk yüzeyi, jips ve marnlardan oluşmaktadır [38].

Sicilya havzasındaki evaporit çökeltilerinde sekiz fasiyes saptanmıştır [39,40,41].

Sicilya'daki evaporitik çökeltiler karasaldan aşırı tuzlu havza koşullarına değin değişen çok çeşitli ortamlarda depolanmıştır [39]. Genel olarak evaporitlerin çökelediği su derinliği göreceli olarak sığdır. Bu su derinliği belirgin olarak dalga tabanı veya ışık etkinliğindeki kuşak (Photic zone) altına inmemektedir. Bu bölgedeki evaropit çökeltimini dört temel etmen denetlemiştir: 1. Havzayı besleyen su miktarı, 2. Eriyikteki iyonların yoğunluğu, 3. Buharlaştırma hızı, ve 4. Çökeltmenin gerçekleştiği ortamdaki fiziksel koşullar [39,40].

İtalya ve Sicilya'da ayrıntılı olarak çalışılan Messiniyen evaporitleri (Gessoso - solfifera formasyonu) tüm Akdeniz evaporit çökeltileri için geçerli temel bir çökeltme ortamı modeli oluşturulmasına olanak sağlamıştır. Bu model kapsamında evaporit tortullanması hava etkinliğine açık karasal koşullardan derin sualtı kuşağına değin uzanan beş as ortam kapsamında ele alınmaktadır [40].

1. Hava etkisine açık karasal rejim («karasal sabka» ve bunlara ilişkin fasiyesler): Buradaki çökeltilerin pek çoğu karasal kökenlidir. Bu çökeltiler kütle akmaları, akarsu veya göl - yatağı oluşukları olarak depolanmıştır. Bu kırıntılı çökeltilerin depolanması sırasında evaporitler gözenek suyundan veya sığ playa ile aşırı tuzlu göl sularından tortullanarak kırıntılı çökeltiler arasında gelişmiştir. Bu ortamdaki iyon girdisi tamamen taban suyundan veya rüzgarın çökeltme ortamına getirdiği tuzların erimesinden kaynaklanmaktadır.

2. **Gelgit üstü rejimi** («kıyı sabkaları ve ilişkin fa-siyesler») : Bu çökeller, köken olarak karasal veya yeniden işlenmiş sığ -denizel çökellerde ve alg yay-gıları ve diğer biyojenik molozlar ile iç içe bulunur. Çökeller, genel olarak taşkınlar ile karalardan veya fırtına dalgaları ile denizlerden çökeltme ortamına ge-tirilmiş ve burada rüzgar etkinliğine açık koşullar-da depolanmıştır. Dönemsel olarak denizel veya kara-sal taşkınlar nedeni ile su baskınlarına açık olan bu ortamda alg yaygıları gelişmiştir. Ortamın iyon içe-riği deniz baskınları ile sağlanmıştır.

3. **Gelgitarası ve gelgitaltı rejimi** : Bu rejimdeki sular sülfat veya halit içeriği bakımından tam doy-gun veya doyguna yakındır. Sülfat ve halit çökelleri birincil veya ikincil olabilir. Bu ortam güçlü dalga hareketleri ile akıntı ve kazıma süreçlerinin etkisine açıktır. Ortamda dönemsel kurumalar da gerçekleş-mektedir. Bu ortama çeşitli oranlarda hem denizel, hem de karasal çökeller gelmektedir. Ortamın iyon kaynağı ise yaygın denizel salamuralardan sağlan-maktadır.

4. **Işıklı sualtı kuşağı (dalga tabanı altında fakat ışık etkinliğinde bulunan kuşak)** : Bu ortamdaki su, sülfat ve halit tuzlarınca doygun bir duruma erişmiş-tir. Akıntı etkinliği dışında kalan bu ortamdaki iyon girdisi başlıca deniz sularından kaynaklanmaktadır.

5. **Derin sualtı kuşağı** : Bu kuşaktaki su, sülfat ve/veya halit içeriği bakımından doygun veya doyguna yakın durumdadır. Bu ortamdaki kristal büyümesi su/hava arayüzeyinde gerçekleşmektedir. Aşırı tuzlu su koşullarında organik maddenin su yüzeyinde yoğun-laşması ve bakteri etkinliği, sudaki O₂ miktarının gi-derek azalmasına ve dolayısı ile su dibinde indirge-yici koşulların gelişmesine neden olmuştur. Bu koşul-larda anaerobik bakterilerin daha güçlü bir etkinlik sunması nedeni ile sülfat birikimi engellenmekte ve ortamda mikritik karbonat çökelişi gerçekleşmekte-dir.

Bu bağlamda gelgitaltı-gelgitarası evaporit çökelle-ri, dalga tabanı altı koşullarında gerçekleşen ve yu-karı doğru devamlı akıntı işlevinin görüldüğü sığ or-tam koşullarına geçiş yapan bir dönemsellik sunar. Bu dönemsellik kapsamında karbonat çökelleri yukarı doğru sülfatlara geçmektedir.

Gelgitüstü ortamı dönemselliği ise yine büyük bir bölümü ile sualtı koşullarında başlayan ve gerçekle-şen bir istif ile özgünleşir. Ancak bu dönemsel istif-te sığlaşma ve kuruma dönemlerini de gösteren bul-gular vardır.

Devamlı sualtı ortamlarında gelişen dönemsel istif ise derin aşırı tuzlu denizel koşullarda gerçekleşmek-tedir.

AKDENİZ'İN KÖKENİ VE MİYOSEN JEOTEKTONİĞİ

Akdeniz ve yakın çevresinin güncel tektoniği, Avra-sya ve Afrika arasındaki çarpışmanın karmaşık bir deformasyon olarak geliştiğini vurgulamaktadır [42, 43]. Bu çarpışma sonucunda geniş ve kompleks bir zondaki kıtasal kabuk parçalanarak irili ufaklı bir-çok plakalara ayrılmıştır [42, 44]. Bu parçalanma en-geç Kretase'de başlamış ve Pliyosen başlarında ancak bugünkü biçimini almıştır [44, 45, 46, 47, 48].

Bu gelişmeye paralel olarak Akdeniz'de birçok deği-şik kökende ve yaşta havzalar gelişmiştir. Örneğin Levanten ve İyon havzaları, Mesozoyik Tetisi'nin ka-lıntısıdır [9]. Karadeniz, Geç Kretase - Eosen aralı-ğında gelişmiştir [49]. Balerik havzası, Erken - Orta Miyosende [9], Tireniyen havzası Orta - Üst Miyosen-de açılmaya başlamıştır [4, 9]. Ege denizinin önemli gelişmesi Pliyo - Kuvaterner'de olmuştur [48, 50, 51]. Pannoniyen havzası da Neojen'de gelişmiştir [52]. Bu havzaların gelişmesi çevredeki kıta kenarlarının ha-reketlerine bağlıdır. Genel anlamda çoğu, okyanusal ve kıtasal kabuğun yitimine bağlı olarak gelişen yay gerisi havzalarıdır [9, 44, 53].

Akdeniz çevresindeki dağlar da (kıvrımlar, bindirme-ler ve naplar) kıta - kıta çarpışması sonucu gelişmiş-lerdir ve bunlar da havzalar gibi ayrı ayrı yaşadılar. Örneğin, Pireneler'in ve Alpler'in en fazla deforma-syonu Lütésiyen'de, Apeninler'in ise Stampiyen'de ol-ması gibi [44]. Genel anlamda erken - orta Jura'da, Afrika ile Av-rupa'yı ayıran bir ekvatorial okyanus yer almaktadır. Bu, Tetis olarak adlandırılmıştır. Tetis'in güney kolu olarak adlandırılan Mesojen veya güney Tetis, Jura - Kretase aralığında gelişti ve Üst Kretase sonlarında (Maestrihtiyen'de) maksimum büyüklüğe ulaştı [44, 53]. Yine Kretase'de Tetis'in kuzey kolunun kapanması ve okyanusal kabuk yitilmesi nedeniyle Karadeniz yaygerisi havzası olarak açılmaktaydı [49]. Bu tek-tonik çerçeve Afrika'nın Avrupa'ya göre sol - yanal hareketi ile ortaya çıkmış olup, kökeni Atlas Okyanu-sunun kuzeyinin (Amerika - Avrupa) ve güneyinin (Güney Amerika - Afrika) farklı hızda açılmasına bağlıdır [44].

Yine En Geç Kretase'de Afrikanın Avrupa'ya göre olan sol - yanal hareketi, Avrasya (Anadolu) ve Afrika - Arabistan çarpışması sonucunda durmuştur. Bu çarpışma Avrasya ve Afrika - Arabistan arasındaki ilk önemli çarpışmadır ve bugünkü Akdeniz'in ilk şeklini oluşturmuştur. [44, 45, 53]. Bu çarpışmadan sonra Amerika - Avrupa arasındaki açılma hızlanarak, sol - yanal hareket sağ - yanal'a dönüşmüştür ve Afrika Fas'ta yer alan bir kutba göre (saat yönünün tersine) hareket etmeğe başlamıştır [44]. En Geç Kretase'de Akdeniz yoluyla Atlantik ile Hint - Pasifik arasında bir bağlantı bulunmaktaydı [9]. Lütésiyen'de İberik'teki kutba göre hareket eden Afrika (sağ - yanal) ile Avrasya arasında çarpışma devam etmiş ve İberik - Afrika, Arabistan - Anadolu çarpışması sonucunda sı-rasıyla Betikler, Rifler ve Pireneler, Alpler Pontidler ve Toridler oluşmağa başlamıştır. Aynı evrede Kara-deniz maksimum büyüklüğüne ulaşmıştır [44, 49]. Stampiyen'de kutup Atlantik üzerine taşınmıştır ve Balerik havzası Afrika'nın kıtasal yitimine paralel olarak yayardı olarak açılmaya, ve Karadeniz ise ya-vaş yavaş kapanmaya başlamıştır.

Burdigaliyen'de Hint - Pasifik ile Akdenizin bağlan-tısı kesilmiştir.

Tortoniyen - Kuvaterner aralığında Kalabriyen ve Hellenik yaylarının gelişmesi Akdeniz'in boyutlarını daraltmış ve Afrika'nın kutup noktası yine Atlantik içinde yer almıştır [54]. Tireniyen gelişmiş ve bugün-kü biçimini almaya başlamıştır [9, 44, 45, 53].

Avrasya - Afrika ve Arabistan arasındaki bu çarpışmalar sonucunda büyük dağ sıraları gelişmiştir. Örneğin Toridler, Hellenidler, Dinaridler ve sonra da Geç Miyosen'de İsviçre Alpleri. Bu dağlar Akdeniz ve Doğu Avrupa'da Paratetis'i birbirinden ayırmıştır [9]. Özellikle Tortoniyen sonlarında Doğu Akdeniz'de genel tektonik çerçeve şöyledir. Alt - Orta Miyosen'de Kızıldenizin ve Aden Körfezinin açılması ile Arap plakasının Afrika plakasına göre kuzeye doğru daha hızlı hareketi, Burdigaliyen'de Arap plakası ile Anadolu'nun çarpışmasına neden olmuş ve devam eden çarpışma neticesinde Anadolu'da (özellikle Doğu Anadolu'da) Tortoniyen'de aşırı bir sıkışma meydana gelmiştir. Böylece Tortoniyen sonlarında Kuzey Anadolu Fayı oluşmaya başlamıştır. Hellenik yayda ise Tortoniyen başlarında yitme başlamış ve Ege denizi açılmaya başlamıştır [54].

Batıda ise Betik ve Rif boğazları Tortoniyen'de artan sıkışma sonucu Messiniyen başlarında kapanmış ve Akdenizin Atlantik Okyanusu ile ilişkisi kesilmiştir [9, 44, 55].

Bu durumda Tortoniyen sonlarında oluşmuş sıradağlar, Akdenizin Paratetis ile ilişkisini kesmiştir. Hint - Pasifik bağlantısı zaten kapalı olduğundan, Akdenizin okyanuslarla bağlantıları Messiniyen başında tamamen kopmuştur.

Bu olaylara paralel olarak Hellenik yay çevresinde Üst Miyosen'de başlayan yitme neticesinde, daha önceleri kara olan (Üst Miyosen öncesi) Ege denizi civarı bir yay - gerisi olarak açılmaktadır.

Bütün bu gelişmelerin yanısıra Messiniyen'de Doğu Akdenizdeki tüm sistemde birçok farklılaşmalar veya tektonik rejim değişiklikleri meydana gelmiştir, ve bunlardan birkaçı aşağıdadır :

1) Güncel olarak paleomanyetik verilerin değerlendirilmesi sonucunda; Kızıldeniz ve Aden körfezinin açılması, yaklaşık 6 - 4 milyon yılları arasında (Messiniyen'de) durmuştur [56]. Açılmanın son devresi Pliyosen başlarında başlamış (3,5 - 4 milyon yıl) ve günümüzde sürmektedir.

2) Kızıldeniz ve Aden körfezinin açılmasının durmasına paralel olarak Ölü Deniz Fayı'nda sıkışma rejiminin 7 - 5 milyon yılları arasında genişlemeye dönüştüğünü ve son evre olan Pliyo - Kuvaterner'de ise rejimin tekrar sıkışma olduğunu ortaya koymuşlardır [57].

3) Doğu Anadolu'da yapılan araştırmalarda henüz Messiniyen'de herhangi bir tektonik farklılaşmanın varlığı belirtilmemiştir.

4) Ancak Kuzey Anadolu Fayı'nın orta kesimlerinin de Neojen - Kuvaterner havzalarındaki detay tektonik çalışmalar neticesinde, Messiniyen'de bu alanda tektonik rejimin değişerek Kuzey Anadolu Fayı'nda terslenme oluşturduğu ve Pontik arkin bu devredeki tektonikle son şeklini aldığı savunulmuştur [58]. Pliyosen başlarında tektonik rejim tekrar değişerek bugünkü düzende gelişmiştir.

5) Ege'de yapılan çalışmalarda Messiniyen'de başlayan bir tektonik terslenme ortaya konulmaktadır [59]. Buna göre daha önceleri açılma olan rejim sıkışmaya dönüşmüş ve 2 - 3 milyon yıl (Messiniyen belki En Erken Pliyosen) sürmüştür. Mercier [59] bu

sıkışmayı, Hellenik yaydaki yitimin kilitlemesi neticesinde Ege'nin yayılmasının bir daralma geçirmesi şeklinde açıklamaktadır.

6) Mercier [59] benzer tektonik terslenmelerin Batı Akdeniz'deki var oluşları ile ilgili referanslar vermektedir.

Yukarıda belirtilen veriler Messiniyen'deki tektonik terslenmelerin birkaç örneğini yansıtmaktadır.

Pliyosen başlarında ise tektonik rejim tekrar Tortoniyen'dekine benzer biçimde gelişmiştir.

Batı Akdeniz'de Cebelitarık Boğazı olasılıkla sağ - yanal ve yaklaşık D-B doğrultulu fayla açılmış ve Akdeniz - Atlantik bağlantısını yeniden sağlamıştır [60]. Doğu Akdeniz'de Kızıldeniz ve Aden körfezi açılmalarına devam etmiş, Ölü Deniz fayı sol - yanal olarak hareket etmiş, Doğu Anadolu sıkışmış, Anadolu plakası Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu fayları boyunca batıya hareket etmiştir. Hellenik yaydaki yitme devam etmiş ve Ege denizinin açılma hızı artmıştır.

Sonuç olarak ilk evrede Atlantik Okyanusunun açılması ile Afrika'nın Avrupaya göre KB ve BKB olan hareketi, Kretase sonunda Arabistan - Avrasya çarpışması neticesinde değişerek merkezi ilk önce Fas (İpresiyen), sonra İberik (Lütesiyen) ve sonra da Atlantik (Stampiyen - resent) okyanusunun içinde yer alan bir kutba göre hareket etmiştir. Mekanizma hem çarpışma hem de Atlantik'in açılmasına bağlı olarak gelişmiştir. Daha sonra Kızıldeniz'in açılması, mekanizmayı denetleyen üçüncü etmen olmuştur.

Tortoniyen sonlarında veya Erken Messiniyen'de Betik ve Rif boğazların kapanması, En Geç Kretase Tortoniyen sonu kıta - kıta (Avrasya - Afrika) çarpışmasının sonucudur. Ancak Messiniyen içinde bu tektonik rejim değişmiştir. Bu değişim Afrika ve Arap plakalarının hareketini sağlayan Atlantik ve Kızıldeniz açılımındaki değişimlerle (duraklama veya azalma) yakından ilgilidir ve olasılıkla Afrika'nın hareket doğrultusunda değişim meydana getirmiştir. Belki bu nedenle Hellenik yaydaki yitme durmuştur. Bu terslenme veya hareketin yön değiştirmesi Akdeniz'de o zamanın var olan bütün plakalarının hareketlerini etkilemiş, hareketlerinde duraklama veya terslenmeler oluşturmuştur. Tortoniyen rejimi tekrar Messiniyen sonları - Erken Pliyosen'de kurulmuş ve sonuçta Cebelitarık Boğazı açılmış ve Messiniyen krizi son bulmuştur.

EVAPORİTLERİN OLUŞUMU VE MİYOSEN/PLİYOSEN PALEOCOĞRAFYASI

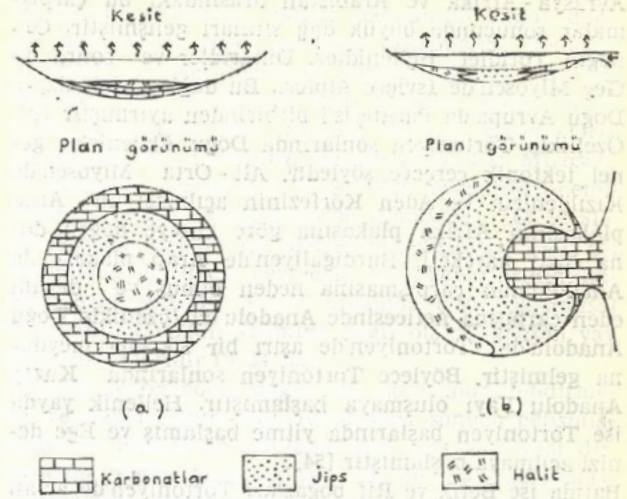
Evaporitlerin Akdeniz tabanında yaygın ve kalın olarak bulunması, yaklaşık 2.5 km² lik bir alanda «katasrafik ortamsal değişimlerin» kısa bir zaman aralığında gerçekleştiğini göstermektedir. Evaporitler Geç Miyosen'de (Messiniyen) çökelmiştir. Ancak evaporitlerin kökeni ve havza koşullarının karakteri ile Akdenizin Üst Miyosen sırasındaki genel konumu yoğun tartışma konusu olmuştur. Bu tartışmalar üç temel görüş üzerinde odaklanmış ve formüle edilmiştir : 1 — Derin - su, derin - havza modeli; 2 — sığ - su, sığ - havza modeli; ve 3 — kurumuş derin - havza modeli. Birinci görüşe göre, Messiniyen evaporitlerinin çökelişi, Akdeniz'in Atlantik Okyanusu ve Paratetis ile ilişkisinin kesilmesi nedeni ile artan buharlaşmaya

bağlı olarak derin su koşullarında gerçekleşmiştir [61]. Derin su kütlelerine sahip ve diğer su kütleleri ile ilişkisi kesilmiş kapalı havzalarda evaporit çökelişiminin gerçekleşebileceği görüşü eskiden beri bilinen ve savunulan bir yaklaşımdır. Örneğin, Almanyadaki Zechstein havzası bu modelin tipik bir örneğini oluşturur. Bu havzadaki evaporit çökellerinin bin metre derinliğe sahip olan bir deniz suyu kütlelerinin tabanında çökelmiş olduğu düşünülmektedir. Çökeltme Zechstein havzasının daha az tuzlu deniz suyu ile beslenmesini sağlayan yolun kapandığı ve dolayısı ile kapalı havza koşullarına dönüştüğü dönemlerde gerçekleşmiştir. Bu dönemlerde artan buharlaşma nedeni ile önce sülfatların, daha sonra da halit tuzlarının çökelişi gerçekleşmiştir. Bu yolunun açıldığı dönemlerde ise evaporit dönemi son bulmuştur. Derin su kütlelerine sahip bu tür bir havzada artan buharlaşma sonucu olarak, evaporit çözeltisi duraylı su kütlelerinin üst düzeyinin altında yoğunlaşarak toplanır. Bu aşamada evaporitlerin çökmesi sıg ve çözelti bakımından daha yoğun suların bulunduğu havza kenarlarında gerçekleşir. Buralarda çökeltin evaporitler aynı zamanda havzanın daha derin bölümleri için bir kaynak - beslenme alanı oluşturur. Bunun sonucu olarak havzanın derin yerlerindeki çözelti yoğunluğu, havza kenarlarından beslenme nedeni ile giderek artar ve buralarda evaporit çökelişi gerçekleşir.

Akdeniz Messiniyen evaporitleri için önerilen bu modelin geçerliliğini doğrulayacak her hangi bir kanıt yoktur. Paleontolojik ve sedimentolojik veriler ile oksijen izotop analizleri [17], Messiniyen evaporitlerinin sıg su koşullarında çökeldiğini açıkça ortaya koymuştur. Bu veriler ışığında evaporitlerin sıg bir havzada ve sıg su koşullarında çökelmiş olabileceği önerilmiştir. Sıg su - sıg havza modeli olarak tanımlanan bu görüşe göre Akdeniz buharlaşma sonucu olarak tamamen kurumuş ve sıg bir havza görünümü kazanmıştır [62]. Ancak evaporit çökellerinin stratigrafik konuları bakımından derin su kırıntılı çökelleri ile ilişkili olması, evaporit çökelişiminin derin su koşulları içeren bir havzanın kuruması sonucunda gelişen sıg su ortamlarında ve/veya «şabka» tipi karasal koşullarda gerçekleşmiş olabileceğini göstermektedir [1, 2, 9, 20]. Öte yandan Sardunya adası batısında ve Mayorka adası güneyinde Messiniyen evaporitleri ile arakatmanlı olarak bulunan pelajik «ooze»ler ile İtalya Penadriyatik teknesi ve Girit Khamla havzasında bulunan derin su turbiditleri, Akdenizin tüm Messiniyen boyunca sıg su koşullarında olmadığını gösteren en önemli bulgulardır [63, 64].

Derin havza - sıg su modeli olarak tanımlanan bu görüşe göre Akdeniz evaporitlerinin çökelişi, bir iki milyon yıl gibi kısa bir zaman aralığı ile özgünleşen Messiniyen döneminde, derin - deniz koşullarının zaman zaman kuruyarak sıg su ve şabka tipi karasal ortam koşullarına dönüşmesi sonucunda gerçekleşmiştir [2, 6, 9].

Messiniyen evaporitlerinin Batı Akdenizdeki dağılım düzeni giderek kuruyan bir playa modelindeki evaporitlerin dağılımı düzeniyle uyumluluk göstermektedir (Şekil 2). Şekilden de görüleceği gibi kuruyan bir playa modelinde evaporitlerin dağılımı «Boğa



Şekil 2 — İdeal evaporit dağılım düzenleri. a) Kapalı bir havzada gelişen «boğa gözü» örneği; b) Kısmen sınırlı bir havzada gelişen «gözyaşı damlası» örneği.

«Gözü» olarak tanımlanan konsantrik halkalar biçimindedir (Şekil 2 a). Bu değişim düzenine göre en dış halkada karbonat çökelleri, en iç halkada ise en kolay eriyebilen tuzlar yer almaktadır. Diğer bir deniz su kütleleri ile bağlantısı olan sınırlı derin deniz havzalarında çökeltin evaporitlerin dağılımı ise «Gözyaşı damlası» olarak tanımlanan bir düzende gelişir (Şekil 2 b). Bu düzene göre bağlantının gerçekleştiği alanda en az eriyebilen tuzlar, havzanın en uç noktasında ise daha kolay eriyebilir tuzlar çökelmektedir [2].

Messiniyen evaporitlerinin kökeni konusunda, derin havza - sıg su modeli bugün için en geçerli çözüm biçimi olarak kabul edilmektedir. Ancak evaporit çökelişi sırasında Akdeniz havzalarının derinliği ve kökeni konusunda çeşitli görüşler ileri sürülmektedir [19, 20].

Sismik veriler ve bölgesel tektonik verilerin sentezi, Akdeniz havzalarının oluşumunun Geç Miyosen'den önce gerçekleşmiş ve bugünküne benzer bir görünüm kazanmış olduğunu göstermektedir. Paleontolojik ve sedimentolojik veriler de bu görüşü kanıtlar [42, 43, 44].

Levanten ve İyon havzalarının, Tetis'in (Mesozoyik) kalıntıları olabileceği düşünülmektedir [4, 9]. Tirenyen havzasının ise Erken ve Orta Miyosen'de, Alpin orojenezin doruk noktasına erişmesinden sonra oluştuğu görülmektedir. Bu havzalardan sadece Ege havzası, olasılıkla, önemli derecede bir Pliyo - Kuvaterner çökmesine uğramıştır [48, 50, 51].

Balear havzası Geç Oligosen ya da Erken Miyosen döneminde riftleşme sonucu oluşmuştur [8, 13]. Bentonik foraminiferlerin paleobatimetrik analizi Erken Miyosen (Burdigaliyen) sırasında deniz derinliğinin en azından 900 m civarında olduğunu ortaya koymuştur. Geç Burdigaliyen'de 1200 m olan su derinliği Orta Miyosen'in bitiminden önce 1500 m ye de-

ğin ulaşmıştır. Bu havzadaki planktonik ve bentonik faunanın doğası, açık deniz derin su koşullarından gerçekleşen bir pelajik çökelinin varlığını belgeleyer. Levanten havzasından elde edilen veriler Messiniyen öncesi çökellerinin yarı pelajik bir ortamda çökeldiğini göstermektedir. Paleobatimetri analizleri Levanten denizinin Messiniyen öncesi dönemlerinde derin ve açık deniz koşulları ile özgünleşmiş olduğunu ortaya koymaktadır.

Akdeniz Jura ve Kretase sırasında Avrupa'yı Afrika'dan ayıran ekvatorial okyanusun (Tetis okyanusu) Tersiyer levha hareketleri sonucu giderek kapanması ile ortaya çıkmıştır. Geç Kretase'de bu iki kıtanın birleşmesi sonucu Atlantik ve Hint Pasifik Okyanusları arasındaki ilişki sığ bir su yolu ile gerçekleşmekteydi. Bu self denizi Burdigaliyen sırasında da ortadan kalkmaya başlamıştır.

Alt ve Geç Miyosen başı arasındaki orojenik hareketler İsviçre Alpleri, Dinaridler, Helenidler ve Toridlerin oluşmasına neden oldu. Bunun sonucu olarak Tetis denizinin giderek parçalanması ve Akdeniz ile Paratetis'in oluşması gerçekleşti. Burdigaliyen'de bu iki deniz arasındaki bağlantı Alpler'in kuzeyinde yer alan bir peri-Alpin çöküntüsü ile gerçekleşmekteydi. Bu su yolu, Alpler'in yükselmesi sonucunda Orta Miyosen'in başında ortadan kalkmıştır. Bu iki iç deniz arasındaki bağlantı, tam anlamı ile günümüzden 14-15 milyon yıl kadar önce (Serravaliyen) kesilmiştir [8, 13, 14].

Orta Miyosen'de bu iki deniz arasındaki ilişkinin kesilmesi, Paratetis'in Akdeniz'in tuzlu suları ile beslenmesini engellediği gibi, Akdeniz'e Paratetis'den gelen tatlı su beslenmesini de engelledi. Bu durum Akdeniz'de giderek tuz yoğunlaşmasına yol açtı. Akdeniz'in Atlantik Okyanusu ile olan bağlantısı Betik ve Rif boğazları yolu ile gerçekleşmekteydi. Orta Miyosen sonunda Betik Boğazı sığlaştı. Ancak bu durum Akdeniz'deki açık deniz koşullarını fazla etkilemedi. Açık derin deniz koşulları Geç Miyosen başlarında (Tortoniyen - Erken Miyosen) halen Akdeniz'de hüküm sürmekteydi.

Ancak Messiniyen'de Akdeniz'in ortamsal koşullarında ani bir değişim gerçekleşti. Bu değişimi iklimsel koşullardaki bir değişimle bağdaştırmak olanaksızdır. Paleobotanik verileri Burdigaliyen başlarından beri iklimde giderek daha kuru ve serin hava koşullarına doğru bir genel değişim olduğunu göstermektedir. Dolayısıyla olağan tuzluluktaki açık deniz koşullarından evaporitleşme koşullarına olan ani geçişi iklimsel nedenler çerçevesinde değerlendirmek pek olası değildir. Bu değişimin ancak Betik ve Rif Boğazlarının Miyosen sonunda (Messiniyen) kapanması ve Akdeve hidrografik rejiminin değişmesi, Messiniyen tuzuniz'in kapalı bir havza durumuna geçmesi nedeni ile gerçekleşmiş olabileceği düşünülmüştür. Bu bağlamda Akdeniz'in kapalı bir havza durumuna geçmesi luluğunun temel nedenlerini oluşturmaktadır. Kapalı havza durumu tüm Messiniyen boyunca tek düze sürmemiştir. Zaman zaman bu boğazların açılması ile Akdeniz'de evaporitlerle ardalanmalı olarak denizel koşullar gelişmiştir [2, 6].

Messiniyen sırasında Akdeniz havzaları iki dönemli bir evrim geçirmiştir. Akdeniz'in ilk kurumasını izleyen evrede (Erken Messiniyen) Alt Evaropit çökelleri havza tabanlarının en derin yerlerinde çökelmiştir. Akdeniz'in Atlantik ile ilişkisinin tamamen kesilmesi ve yoğun evaporit çökmesinden ötürü salamuraaların düzeyleri giderek iyice alçalmıştır. Bunun sonucu olarak evaporit havzalarını çevreleyen geniş alanlar yüzeye çıkmış ve yer yer aşınmaya uğramıştır. Özellikle kıta kenarlarında akarsu aşındırmasının etkinliği nedeniyle derin kanyonlar gelişmiştir [19, 20]. Ayrıca bu yoğun aşındırma olayı, Alt ve Üst Evaporit çökelleri arasında bir uyumsuzluk yüzeyi oluşturmuştur [9]. Bu aşındırma dönemi Akdeniz'in yeniden sınırlı olarak deniz suları ile basılması sonucu kesilmiş ve aşındırma yüzeyi üzerinde denizel marnlar çökelmiştir. Atlantik denizi ile olan ilişkinin yeniden kesilmesi, Üst Evaporit çökellerinin depolanmasına neden olmuştur. Denizel marnlar ile Üst Evaporit çökellerinin dönemsel bir ardalanma göstermesi, Akdeniz ile Atlantik arasındaki bağlantının yinelenerek kesildiğini göstermektedir.

Pliyosen deniz basmasından hemen önceki evreyi yansıtan Messiniyen sonunda, özellikle Doğu Akdeniz bölgesinde önemli ortamsal değişimler gerçekleşmiştir. Üst Evaporit çökellerinin en üst seviyelerini oluşturan tuzların çökmesinden sonra İyon, Antalya ve Levanten havzaları hemen hemen tümüyle kurumuştur. Messiniyen'in bitimini tanımlayan bu evrede, bu havzaların tabanlarında durgun su koşulları gelişmiş ve buralarda Ammonia - Cyprideis faunası içeren marnlar çökelmiştir. Paratetis faunası ile benzerlik sunan bu fauna tipik olarak «euryhaline» koşulların varlığını yansıtmakta ve tuzlu su ve/veya tatlı su göllerinin gelişmiş olduğunu göstermektedir [6, 22, 23]. İzotop analizleri de bu göllerin büyük ölçüde karalardan gelen sular ile beslendiğini ortaya koymuştur [17]. Ammonia ve Cypridies faunası içeren bu marnlar, Batı Akdeniz ile Akdeniz'i çevreleyen karalarda da yaygındır. Bunlar belirgin olarak Üst Messiniyen evaporitlerinin üzerinde bulunmaktadır. Bu ilişki, tuzlu veya tatlı su göllerinin Messiniyen sonunda tüm Akdeniz'in tabanında yaygın olarak yer aldığını göstermektedir. Lago Mare olarak adlandırılan bu göl, evaporit çökmesi ile Pliyosen deniz basması arasındaki çok kısa bir zaman aralığında (olasılıkla yüz bin yıl) gelişmiştir. Akdeniz hidrografik dengesindeki kökten bir değişimi gösteren bu gelişim, olasılıkla Avrupa'daki akarsuların drenaj sistemlerindeki değişimler ile ilişkilidir.

Lago Mare çökelleri üzerinde yer alan istiflerde yeniden derin deniz çökme ortamı koşullarının yer aldığı görülmektedir. Bu çökellerde bulunan bentonik ostrakod faunası bin metre derinlikteki su koşullarının varlığını göstermektedir. Bunlarla ilişkili bulunan foraminiferler de derin deniz çökme ortamı koşullarının varlığını göstermektedir. Özellikle bu çökellerde çok yaygın ve sık olarak Spheroidinellopsis cinsinin bulunması Akdeniz'in Pliyosen başında tekrar derin ve normal açık deniz koşullarını kazandığını göstermektedir. Derin deniz koşulları Cebelitarık Boğazı'nın açılması sonucu Akdeniz'in yeniden Atlan-

tik okyanusunun suları ile istila edilmesi ile gerçekleşmiştir. Bu koşullar Pliyosen ve Pleistosen boyunca fazla bir değişim göstermeksizin günümüze değin gelmiştir.

KATKI BELİRTME

Konuya ilişkin İtalyanca literatürün taranması ve değerlendirilmesi Mutlu Ermumcu'nun [M.T.A.] katkıları ile gerçekleştirilmiştir. İlgili literatürün bir kısmı Özcan Aksoy [M.T.A.] tarafından sağlanmıştır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- [1] Hsu, K.J., 1972, Scientific American, 227, 26 - 36.
- [2] Hsu, K.J., Ryan, W.B. ve Cita, M.B., 1973, Nature, 242, 240 - 244.
- [3] Finetti, I. ve Morelli, C., 1973, Boll. Geofis. Teor. Appl., 15, 263 - 341.
- [4] Morelli, C., Pisani, M. ve Gantar, G., 1975, Boll. Geofis. Teor. Appl., 15, 211 - 249.
- [5] Ryan, W.B.F. ve diğ., 1973, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 13 (1 - 2), U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 147 s.
- [6] Hsu, K.J., 1978, Init. Rept. DSDP, 42 A., U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C.
- [7] Cita, M.B., 1977, Lethaia, 10, 208.
- [8] Gvirtzman, G. ve Buchbinder, B., 1976, Proc. 25 th Congr. CIESM, Split, 411 - 420.
- [9] Hsu, K.J. ve diğ., 1977, Nature, 267, 399 - 403.
- [10] Hsu, K.J., 1971, Nature, 233, 44 - 48.
- [11] Dewey, J.F. ve diğ., 1973, Bull. geol. soc. Amer., 84, 3137 - 3180.
- [12] McKenzie, D.P., 1970, Nature, 226, 239 - 243.
- [13] Buchbinder, B. ve Gvirtzman, C., 1976, Ist. Congress on Pacific Neogene Stratigraphy, Tokyo, 32 - 35.
- [14] Rogl, F., Steininger, F.F. ve Muller, C., 1977, Init. Rept. DSDP, 42 A., U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C.
- [15] Ryan, W.B.F. ve diğ., 1971, The Sea (ed. Maxwell, A.C.), John Wiley.
- [16] Carter, R. ve diğ., 1972, The Mediterranean Sea : A natural Sedimentation Laboratory (ed. Stanley, D.J.), Dowden, Hutchinson ve Ross. Inc. Stroudsburg, Pennsylvania, 1 - 24.
- [17] Nesteroff, N.D. ve diğ., 1972, The Mediterranean Sea : A natural Sedimentation Laboratory (ed. Stanley, D.J.), Dowden, Hutchinson ve Ross. Inc. Stroudsburg, Pennsylvania, 47 - 61.
- [18] Burolet, P.F. ve Dufaure, Ph., 1972, The Mediterranean Sea : A natural Sedimentation Laboratory (ed. Stanley, D.J.), Dowden, Hutchinson ve Ross. Inc. Stroudsburg, Pennsylvania, 91 - 98.
- [19] Ryan, W.B.F., 1978, Marine Geology, 27, 349 - 363.
- [20] Ryan, W.B.F. ve Cita, M.B., 1978, Marine Geology, 27, 193 - 220.
- [21] Cita, M.B. ve Blow, W.H., 1969, Riv. Ital. Paleont. Strat., 75, 549 - 603.
- [22] Cita, M.B. ve diğ., 1978 a, Init. Rept. DSDP, 42 (1), U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 671 - 685.
- [23] Cita, M.B. ve diğ., 1978 b, Init. Rept. DSDP, 42(1), U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1003 - 1035.
- [24] Decima, A., 1964, Paleontogr. Italica, 57, 81 - 133.
- [25] Cita, M.B., Stradner, H. ve Ciaranfi, N., 1973, Riv. Ital. Paleontol. Strat., 79, 393 - 446.
- [26] Berggren, W.A. ve Poore, R.Z., 1974, Riv. Ital. Paleont. Strat., 80, 689 - 698.
- [27] Iaccarino, S. ve diğ., 1975, Riv. Ateneo Parmense, 1, 273 - 313.
- [28] Salvatorini, G. ve diğ., 1975, Relazione scientifica, 41 - 50.
- [29] Sturani, C., 1975, Relazione scientifica, 51 - 58.
- [30] Schilling, A.V., 1976, Mem. Geol. Soc. It., 16, 279 - 317.
- [31] Bizon, G. ve Bizon, J.J., 1972, Technip., 1 - 316.
- [32] Cita, M.B., 1975, Riv. Ital. Paleont. Strat., 81, 527 - 544.
- [33] D'Onofrio, S. ve diğ., 1975, Boll. Soc. Paleont. Ital., 14, 177 - 196.
- [34] Bizon, G. ve Muller, J., 1977, Int. Symp. Struc. History, Med. Basins, (ed. B. Biju-Duval ve L. Montadert), Split, 381 - 390.
- [35] Montadert, L.C., Letouzey, J. ve Mauffret, A., 1978, Init. Rept. DSDP, 42A, U.S. Govt., Printing Office, Washington, D.C.
- [36] Vai, G.B. ve Ricchi Lucchi, F., 1976, Messinian Seminar No. 2, Gargnan.
- [37] Ciaranfi, N. ve diğ., 1978, Messinian Seminar No. 4, Roma.
- [38] Decima, A. ve Wezel, F.C., 1973, Init. Rept. DSDP, 13, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1234 - 1240.
- [39] Schreiber, B.C. ve Friedman, G.M., 1976, Sedimentology, 23, 255 - 270.
- [40] Schreiber, B.C. ve diğ., 1976, 23, 729 - 760.
- [41] Schreiber, B.C. ve Decima, A., 1976, Mem. Soc. Geol. It., 16, 111 - 126.
- [42] McKenzie, D., 1972, Geophys. Jour., 30, 109 - 185.
- [43] McKenzie, D., 1978, Geophys. J. Ast. Soc., 55, 217 - 254.
- [44] Biju-Duval, B., Dercourt, J. ve LePichon, X., 1977, Structural history of the Mediterranean Basins. Proc. 25 th Congr. CIESM, Split, 143 - 165.
- [45] Dewey, J.F. ve diğ., 1973, Jour. Geol. Soc. Am. Bull., 84, 31 - 37.
- [46] Biju-Duval, B. ve Montadert, L., 1977, Structural history of the Mediterranean Basins, Proc. 25 th Congr. CIESM, Split, 1 - 13.
- [47] Lemoine, M., 1978, Geological Atlas of Alpine Europe and adjoining Alpine Areas. Elsevier. 584 s.
- [48] Şengör, A.M.C., 1982, Türk. Jeo. Kur., 59 - 71.
- [49] Letouzey, J. ve diğ., 1977, Structural History of the Mediterranean Basins, Proc. 25 th Congr. CIESM, Split, 363 - 377.
- [50] Arpat, G. ve Bingöl, E., 1969, M.T.A. Der., 78, 44 - 50.
- [51] Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C., 1978, Geol. Soc. Amer. Bull., 90, 84 - 92.
- [52] Bocalletti, M. ve diğ., 1976, Tectonophysics, 35, 45 - 69.
- [53] Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tectonophysics, 75, 181 - 241.
- [54] LePichon, X. ve Angelier, ..., 1981, Phil. Trans. R. Soc. Lond. A. 300, 357 - 372.
- [55] Mulder, C.J. ve Parry, G.R., 1977, Structural History of the Mediterranean Basins, Proc. 25th Congr. CIESM, Split, 401 - 411.

- [56] Le Pichon, X. ve Francheteau, J.F., 1978, Tectonophysics, 46, 369 - 406.
- [57] Athround, F. ve diğ., 1978., Reun. Ann. Sci. Terre, Orsay, 8.
- [58] Barka, A., (Baskıda), Türk. Jeo. Kur. Bül., 26(2).
- [59] Mercier, J.L., 1981, Trans. R. Soc. Lond. Ser. A., 300, 337 - 355.
- [60] Foucoul, A., 1974, Travaux et Titres Scientifi ques et Universitaires, Paris, 66 s.

- [61] Schmalz, R.F., 1969, A.A.P.G. Bull., 53, 798 - 823.
- [62] Ogniben, L., 1957, Mem. Descr. Carta Geol. d'It., Roma, 33, 1 - 275.
- [63] Parea, G.C. ve Ricci Lucchi, F., 1972, Israel J. Earth Sc., 21, 125 - 141.
- [64] Ricci Lucchi, F., 1973, Messinian Events in the Mediterranean. (ed. Drooger, C.W), North - Holland Amsterdam, 142 - 149.

Menderes masifindeki tafoniler

Erol ALKANOĞLU Otto - Hahn - Str. 65, 4152 Kempen 1, F. Almanya.

Batı - Anadolu'da yer alan Menderes masifi geniş bir alanı kaplar. Masif metamorfik kayalardan oluşmuştur. Philippson [1] yaptığı çalışmalarda masifi Çekirdek (=Kern) ve Örtüsü (=Randzonu=Schiferhülle) ismi altında iki kısımda incelemiştir. Masifin çekirdek diye isimlendirilen kısmı gözlü gnays, metagranit, migmatit, amfibolit ve çeşitli gnays ve şistlerden oluşmaktadır. Bu kayalar yeşilist fasiyesine ait örtü şistler (örneğin : mikaşistler, fillatlar, kuvarsitler, kalkışistler ve mermerler) tarafından üstlenmiştir.

1972 - 1974 yıllarının yaz aylarında Menderes masifinin güneydoğu kanadında yürütülen jeolojik harita alımı çalışmalarında, çekirdeği oluşturan kayalardan gözlü gnayslar ve metagranitlerin egemen olduğu yüzeylemelerde, belirgin özellikte morfolojik bir yapı göze çarpar. Özellikle gözlü gnayslar uzaktan gözlenediklerinde kendilerine özgü tipik kubbemsi ayrışma yüzeyleri gösterirler.

Gözlü gnayslar daha yakından incelendiklerinde, ayrışma şekilleri daha belirgin bir biçimde kendilerini belli ederler. Bu ayrışma türünün gözlü gnayslarda oldukça yaygın olduğu gözlenmiştir. Bu tipik ayrışmaya metagranitlerde ender biçimde, şistlerde ise hiç rastlanmamıştır.

Çalışmalarımızda bu ayrışma şekillerini biraz olsun inceleyebilmek olanağımız oldu. Bu nedenle gözlü gnayslardaki bu tipik ayrışmanın çalışma alanımızın dışında ve Menderes masifinin diğer kısımlarında olup olmadığını belirlemek için, masifin güney ve güneybatı kanadında da incelemeler sürdürülmüştür. Masifin güneybatı kanadında ve Bafa gölünün doğu ve kuzeydoğu kesimlerindeki gözlemlerde, gözlü gnayslarda izlenen ayrışmaların inceleme alanımız olan güneydoğu kanadında görülen ayrışmalara oranla çok daha gelişmiş, çok daha belirgin ve çok tipik oldukları kanıtlanmıştır.

TAFONİ

Dünyanın birçok yerinde çeşitli kayalar oyuklu ayrışma biçimleri gösterirler. Özellikle bu ayrışma şekilleri granitlerde daha yaygın görülmektedir. Tipik olarak Korsika adasının kuzeybatı sahillerinde granit bloklarının iri oyuk biçimindeki ayrışması görülür. Kayalar yüzeyleri boyunca ya da iri kayaç blokları

ağız açık çuval görüntüsünde, içe doğru genişleyen boş oyuklar sunarlar. Bu tipik oluşumlara bilimsel dilde «TAFONİ» ismi verilmiştir. Tafoni ismi ise Korsika adası halkının granitlerde oluşan ayrışmaların sonucu meydana gelen oluşumlar için vermiş olduğu «pietra tafonata» isminden alınmıştır (Korsika Tafoni = boşluklar anlamına gelmektedir, Wilhelmly [2]). Oyuklar ya da boşluklar genellikle elips ve küre şeklindedirler. Çeşitli Tafoni tipleri belirlenmiştir.

Tafoni diye isimlendirilen bu tipik ayrışma şekillerinin bir benzeri de Menderes masifinin güney kanadında izlenmiştir. İlk kez Philippson, 1915 yılında Bucak nahiyesinin yakınlarında (Bafa gölünün doğusu) kayaların ayrışma şekillerini izlemiş ve çalışmasında şöyle belirtmiştir [1] :

«Die Oberflaeche des Granits zeigt entweder glatte Felsflaechen, die in rundhöckerartigen Wülsten hervorstehten und durch tiefe Rillen voneinander getrennt sind, oder sie ist von einem Meer von wollsackförmigen Blöcken bedeckt, die aus dem ausstehenden Gestein durch die an Klüften fortschreitende Verwitterung entstehen».

Arazi çalışmalarımızda, gözlü gnayslarda tipik ayrışma gösteren oyuklar izlenmiş ve bunlar da Tafoni olarak isimlendirilmiştir. Menderes masifindeki gözlü gnayslarda 3 - 4 yönde egemen olan eklemler (Başarı [3] ve Alkanoglu [4]), bu kayaların iri bloklar biçiminde kopmalarına neden olmuş ve olmaktadır. Çoğunlukla eklemler boyunca ve eklemler yönünde ayrışma daha kolay ve tipiktir. Gnays blokları tek tek ya da toplu bir bütün şeklinde ayrışmaya uğramışlardır.

MENDERES MASIFİNDEKİ TAFONİ ŞEKİLLERİ

İnceleme alanında olsun, Menderes masifinin güney ve güneybatı kanadındaki gözlemlerde olsun çeşitli Tafoni tiplerine rastlanmıştır. Özellikle gözlü gnays blokları yakından incelendiklerinde;

a - Blokların taban yüzeylerinden ve özellikle merkezlerinden başlayan bir ayrışma göze çarpar. Şekil 1 den de görüleceği gibi blokun alt yüzeyinde başlayan ayrışma, başlangıç aşamasını göstermektedir ki Tafonilerin oluşumu için tipiktir. Blok, taban yüzeyinden ve merkezli kısmından kayacın içine