



Geç Jura Yaşlı Karbonat Platformunun Litofasiyes Özellikleri ve Evrimi, Uluçayır Yöresi (Bayburt, Doğu Pontidler)

Lithofacies Features and Evolution of the Late Jurassic Carbonate Platform, Uluçayır Area (Bayburt, Eastern Pontides)

M. Ziya KIRMACI KTÜ, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 61080 Trabzon

Öz

Geç Jura-Erken Kretase yaşlı platform karbonatları Doğu Pontidlerde yaygın olarak yüzeylemektedir; Uluçayır (Bayburt) yöresinde, Geç Jura yaşlı kısmı yüzeyleyen bu karbonatlar altı farklı litofasiyede gelişmiştir. Bu litofasiyeler alttan üste doğru: 1- Erken Jura yaşlı çökeller üzerine uyumlu olarak gelen ve kıyıya yakın, transgresif özellikli ve karadan türeme kırıntısı girdisinin etkin olduğu bir şelf ortamında çökelmiş olan kumtaşı-kumlu kireçtaşı litofasiyesi; 2- Kumtaşı-kumlu kireçtaşı litofasiyesi ile kısmen yanall geçişli olan ve karadan türeme kırıntısı girdisinin olmadığı yüksek enerjili sığ bir şelf ortamında çökelmiş olan kabataş litofasiyesi; 3- Kara ile bağlantısı olmayan bir denizaltı yapısal yükselti üzerinde çökelmiş olan pelajik oolitik tanetaşı-istiftaşı litofasiyesi; 4- Maksimum su derinliğinin ışık zonu ile sınırlı olduğu bir denizaltı yapısal yükselti üzerinde çökelmiş olan istiftaşı litofasiyesi (kondanse pelajik kireçtaşı istifi); 5- Kondanse pelajik kireçtaşı istifi üzerine kısmen uyumsuz olarak gelen ve yüksek enerjili sığ bir şelf ortamında çökelmiş olan oolitik tanetaşı litofasiyesi; ve 6- Sığ ve yüksek enerjili bir şelf ortamında (olasılıkla resif gerisi) çökelmiş olan intraklastlı tanetaşı-istiftaşı litofasiyesi şeklinde bir dizilim gösterir. Uluçayır (Bayburt) yöresinde, platform karbonat istifinin düşey yönde böyle farklı litofasiyelerde gelişmiş olması öncelikle çökme ortamında ve çökme koşullarında meydana gelen değişikliklerin bir sonucudur. Bu değişikliklerin meydana gelmesinde tortulaşma ile eş yaşlı gerilmeli tektonik hareketler birinci derecede rol oynamıştır. Deniz seviyesindeki göreceli değişimler ve epirojenik hareketler ise, çökme koşullarının belirlenmesinde etkili olmuştur.

Anahtar Kelimeler: Bayburt, Doğu Pontidler, Karbonat platformu, Litofasiyes, Uluçayır yöresi,

Abstract

Late Jurassic-Early Cretaceous platform carbonates crop out widely in the Eastern Pontides. The platform carbonates in the Uluçayır (Bayburt) area, where only Late Jurassic section of these carbonates is present, have six different lithofacies. These are from base to top: 1- sandstone-sandy limestone lithofacies overlying conformably the Early Jurassic aged sediments, deposited in a near-shore shelf environment with effective terrigenous clastic input, 2- rudstone lithofacies, partly laterally grading into the sandstone-sandy limestone lithofacies, deposited in a high energy shelf environment with no terrigenous clastic feed, 3- pelagic oolitic grainstone-packstone lithofacies deposited on a sea-floor structural high with no connection with land, 4- packstone lithofacies (condensed pelagic limestone sequence) deposited on a sea-floor structural high with a maximum water-column depth limited by the base of the photic zone, 5- oolitic grainstone lithofacies overlying partially unconformably the condensed pelagic limestone sequence and deposited in a high-energy shelf environment, and 6- intraclast grainstone-packstone lithofacies deposited in a shallow, high-energy shelf environment, probably back reef environment. In the Uluçayır (Bayburt) region, the presence of these different lithofacies in the platform carbonate sequence is due mainly to the changes in depositional environments and conditions, resulted primarily by extensional tectonic movements contemporaneous with sedimentation. Relative sea-level changes and epirogenic movements were effective in changes in the depositional conditions.

Key Words: Bayburt, Eastern Pontide, Carbonate platform, Lithofacies, Uluçayır area,.

GİRİŞ

İncelemenin konusunu oluşturan, Geç Jura-Erken Kretase yaşlı platform karbonatları, Berdiga kireçtaşı (Kırmacı, 1992), Doğu Pontidlerde geniş bir yayılıma sahiptir. Uluçayır (Bayburt) yöresinde, Geç Jura yaşlı kısmı yüzeylenen bu karbonatlar genelde yanal ve düşey yönde, gel-git üstünden derin deniz ortamlarına kadar olan değişik çökel ortamlarını yansıtan farklı litofasiyelerde gelişmiştir (Taşlı, 1990; Kırmacı, 1992).

Bu makalenin amacı, Uluçayır (Bayburt) yöresinde yüzeyleyen Geç Jura yaşlı platform karbonatların litofasiyes özelliklerini ve bu litofasiyelerin çökmesinde etkili olan sedimentolojik ve tektonik olayların belirlenmesini ortaya koymaktır. Bu amaçla, inceleme alanındaki platform karbonatların farklı kesimlerindeki yüzeylemelerinden ayrıntılı stratigrafik kesitler ve bunlara bağlı olarak da ayrıntılı sistematik örnekler alınmıştır (Şekil 1). Arazi gözlemleri ve alman örneklere ait mikroskobik incelemeler sonucunda, söz konusu karbonatların yanal ve düşey yönde ne tip bir litofasiyes gelişimine sahip oldukları, bu litofasiyelerin hangi çökel ortamında çökeldikleri ve bu çökel ortamlarının gelişiminden sorumlu olan ana olayların neler olduğu sorusuna yanıt aranmıştır.

GENEL JEOLojİ

İncelene alanındaki temel kayaları Paleozoik metamorfizmaları oluşturur (Şekil 2). Kopuzsuyu ucresi civarında dar bir alanda yüzeyleme veren bu kayalar kuvarsit mercekleri içeren şistlerden meydana gelir (Özer, 1984).

Genel olarak kumtaşı, silttaşı, marn, andezitik ve bazaltik lav ve piroklastların ardalanmasından oluşan Erken Jura yaşlı volkano-tortul seri, temel kayalar üzerine açısal uyumsuzlukla gelen ilk Mesozoyik tortulardır. Bu dönemdeki gerilmeli tektonik hareketlere bağlı olarak gelişen yer yer birbirinden bağımsız, farklı boyut ve geometrilere sahip rift havzalarında çökelmiş olan bu tortular, kısa mesafeler içerisinde bile farklı kalınlık ve litolojik özellikler gösterir (Görür vd., 1983; Özer, 1984; Gedik vd., 1996). İlave olarak, bu tektonik aktivite sonucu oluşan denizaltı yükseltiler üzerinde çökelmiş olan "ammonitico-rosso" fasiyesindeki (Bernoulli ve Jenkyns, 1974) kırmızı renkli, marn ve

killi mikritik kireçtaşları bu birimin üst seviyelerini oluşturur (Özer, 1984).

Liyas transgresyonu ile bölgeye yerleşmeye başlayan deniz, Liyas sonu ve kısmen de Dogger'de bu havzaların dolmasına ve tektonik aktivitenin de yavaşlamasıyla birlikte, bölgenin platform özelliği kazanmasına neden olmuştur. Erken Malm'de meydana gelen tektonik hareketler (blok faylanmalar) platformu parçalamıştır. İnceleme alanında, bu parçalanma sonucu oluşan denizaltı yükseltisi (horst) üzerinde platform karbonatları çökelmeye devam ederken, bu yükseltiyi çevreleyen derin havzalarda ise türbiditik kireçtaşları çökelmiştir. Söz konusu tektonik aktivite sonucu oluşan topoğrafik yapı, bu özelliğini hemen hemen Alt Kretase sonuna kadar korumuştur.

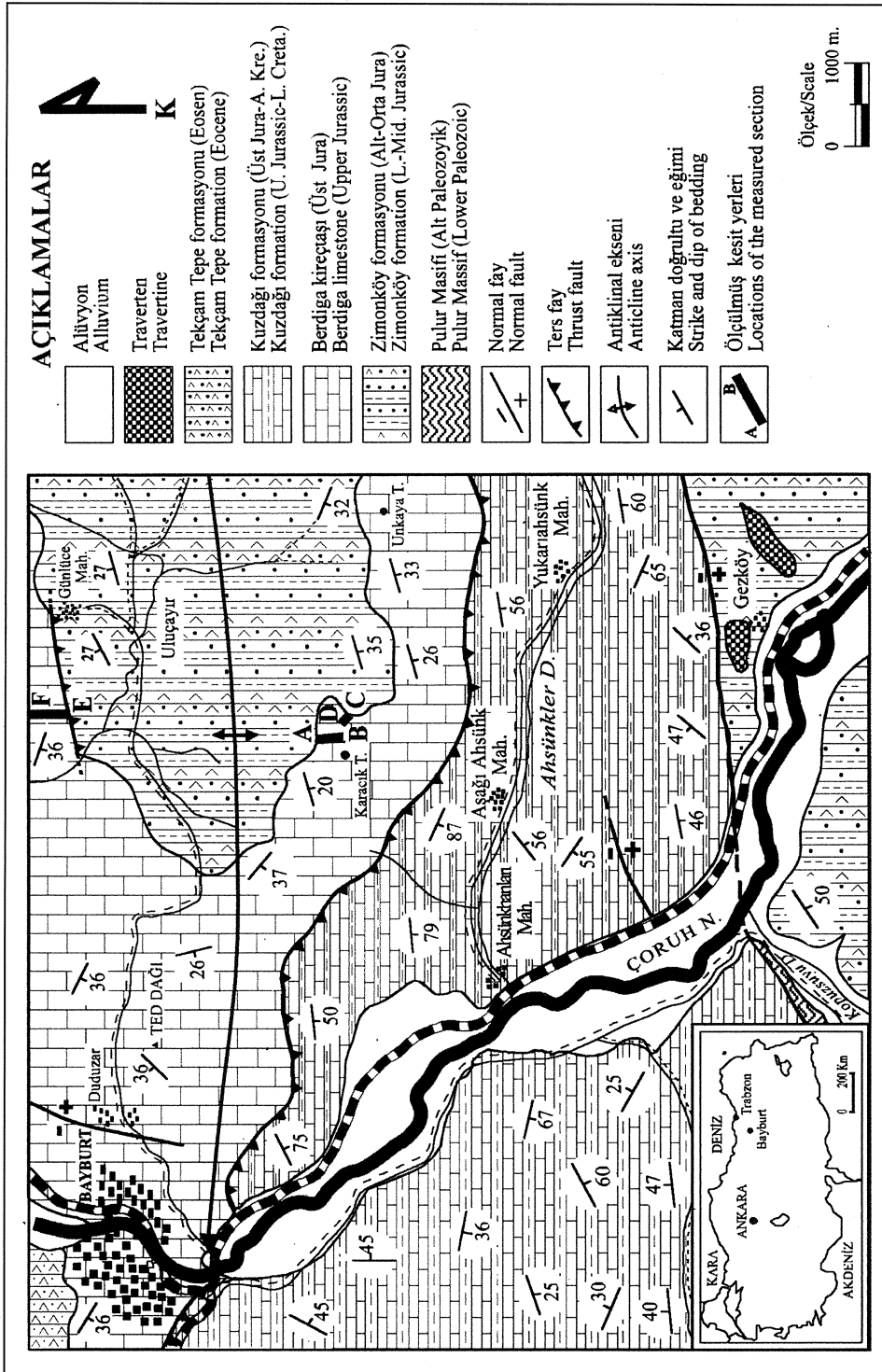
Bayburt'un güney kesimlerinde yüzeyleyen ve türbiditik kireçtaşlardan oluşan Kuzdağı formasyonu, inceleme alanının dışında, Geç Kretase yaşlı ofiyolitik melanj (Otlukbeli melanji) ve resifal kireçtaşları (Kapıkaya formasyonu) tarafından uyumlu olarak üstlenilmektedir (Elmas, 1995; Gedik vd., 1996). Platform tipi karbonatlardan oluşan Berdiga kireçtaşı ise, Bayburt'un kuzey kesimlerinde yaygın olarak yüzeylenmekte ve üzerine Eosen yaşlı Nummulitli-kumlu kireçtaşları ve tüfleri transgresif olarak gelmektedir (Özer, 1984).

SEDİMANTOLOJİ

Uluçayır (Bayburt) yöresindeki Geç Jura yaşlı platform karbonatları (Şekil 1) altı farklı litofasiyes ile temsil edilmektedir. Bu litofasiyeler alttan üste doğru:

- Kumtaşı-kumlu kireçtaşı litofasiyesi,
- Kabataş litofasiyesi,
- Pelajik oolitik tanetaşı-istiftaşı litofasiyesi,
- İstiftaşı litofasiyesi (kondanse pelajik kireçtaşı istifi),
- Oolitik tanetaşı litofasiyesi,
- İntraklastlı tanetaşı-istiftaşı litofasiyesleridir. Bunların bazı sedimentolojik özellikleri Şekil 3 ve fauna içerikleri Şekil 4 de gösterilmiştir.

ULUÇAYIR YÖRESİ (BAYBURT, DOĞU PONTİDLER)



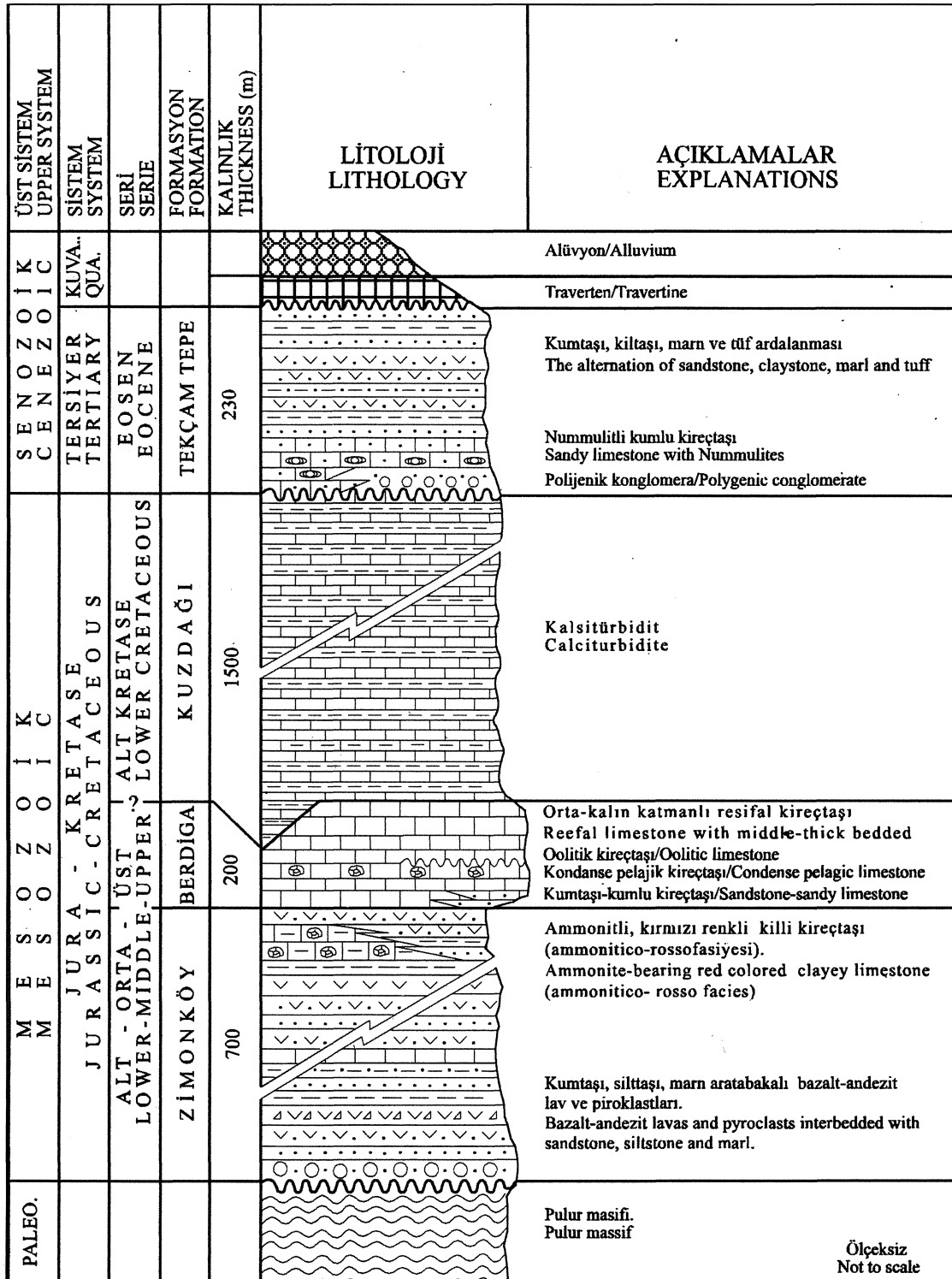
Şekil 1: İnceleme alanının jeolojik haritası ve ölçülmüş stratigrafik kesit yerleri.

Figure 1: Geological map and the measured stratigraphic section locations of the investigation area.

Kumtaşı-Kumlu Kireçtaşı Litofasiyesi

İnceleme alanında, Erken Jura yaşlı çökeller (Zimonköy formasyonu) üzerine uyumlu olarak gelen ve platform karbonat istifinin tabanını oluşturan

bu litofasiyes, yalnızca Karacak Tepenin doğu ve güneydoğusunda dar bir alanda, "C-D kesitinde" yüzeylenir (Şekil 1). Buna karşın, inceleme alanının dışında ve özellikle kuzey kesimlerinde geniş bir yüzeylenmeye sahiptir (Özer, 1984).

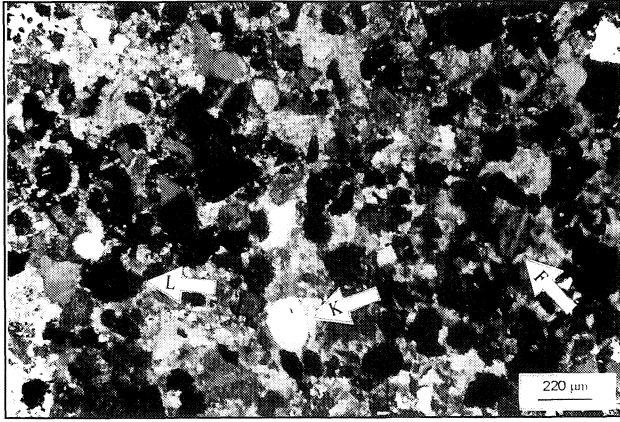


Şekil 2: İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.

Figure 2: Generalised stratigraphic section of the investigation area.

İnceleme alanında, litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık 15 metredir. Katman kalınlıkları 20-40 cm. arasında değişir. Litofasiyesin sarı renkli kumtaşı ve kumlu kireçtaşlarından oluşması arazide, arazide ayırt edilmesini sağlar. Litofasiyesin alt kısmı kum-

taşlarından, diğer kısmı ise kumlu kireçtaşlarından (Şekil 5) oluşur. Kumtaşları içerisindeki karadan türeyen malzeme oranı bileşenlerin yaklaşık %50-60'ını oluşturur. Bu oran yukarı doğru azalarak, en üst seviyelerde yaklaşık %20-30 gibi değerlere



Şekil 5: Kumlu kireçtaşı gösterir fotomikrograf (Kumtaşı-kumlu kireçtaşı litofasiyesi). K= Kuvars L= Kay aç kırıntısı, F= Feldspat.

Figure 5: Photomicrograph showing sandy limestone (Sandstone-sandy limestone lithofacies). K= Quartz, L= Rock fragment, F= Feldspar



Şekil 6: Kabataş dokusunu gösterir fotomikrograf (Kabataş litofasiyesi). Tane kenarları üzerinde iyi gelişmiş birincil eş boylu çimentonun varlığı (oklarla gösterilmiş) sıg ve yüksek enerjili bir çökel ortamını işaret eder.

Figure 6: Photomicrograph showing rudstone texture (Rudstone lithofacies). Presence of well developed isopachous cement (arrows) indicates a shallow high energy environment.

Çökelme Ortamı

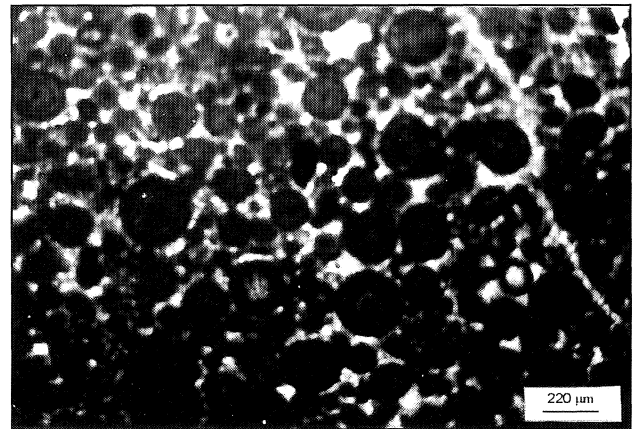
Litofasiyes dokusal gelişim ve bileşen içeriği bakımından, karadan türeme kırıntı girdisinin olmadığı, sıg ve yüksek enerjili (çalkantılı) bir şelf ortamında çökelmiştir (Wilson, 1975; Kırmacı, 1992; Tucker ve Wright, 1994). İskeletsel tanelerin büyük çoğunluğunun resifal karakterli olması yörede bir resifin varlığına işaret eder. Diğer taraftan, özellikle litofasiyesin alt seviyelerinde iyi korunmuş birincil eş boylu kenar çimentonun varlığı da söz

konusu çökel ortamın yüksek enerjili olduğuna (Burgess, 1979; Longmann, 1980; Harris vd., 1985 Selwood vd., 1989) kanıt olarak gösterilebilir.

Pelajik Oolitik Tanetaşı-İstiftaşı Litofasiyesi

Litofasiyes, altındaki kabataş litofasiyesi üzerine uyumlu olarak gelir. Toplam kalınlığı yaklaşık 20 m. olup, katman kalınlıkları 10-25 cm. arasında değişir. Kırmızımsı-pembe renkli, ince-orta katmanlı ve mikritik yapıda oluşu ve yer-yer çört bantları içermesi nedeniyle arazide ayırt edilebilmektedir.

İstif tabandan orta seviyelere kadar tanetaşı-istiftaşı-vaketaşı-çamurtaşı, orta seviyelerden en üst seviyeye kadar ise çamurtaşı-vaketaşı-istiftaşı-tanetaşı dokusal özellikte gelişmiştir (Şekil 3). Tanetaşı katmanları diğer katmanlara göre daha baskındır. Bileşenlerin çoğunluğunu pelajik ooidler, diğer kısmını intraklast, peloid ve iskelet taneleri oluşturur (Şekil 3). Ooidlerin boyları yaklaşık 75-150 mikron arasında değişir (Şekil 7). Korteksler, her birinin kalınlığı 15-35 mikron arasında değişen, konsantrik bir-iki mikritik laminadan oluşur. Çekirdeklerin büyük çoğunluğunu mikritik ögeler oluşturur. İnce kesitlerde, çekirdeklerin farklı boylarda olmasına karşın, ooidler hemen-hemen eş boyutludur. Korteks ve çekirdeklerin mikritik yapıda olmaları, bunların birbirlerinden ayırt edilmelerini zorlaştırır. Ooidlerin dokusal özellikleri ve pelajik fauna ile birlikteliği bunların pelajik kökenli olduklarını ortaya koyar (Jenkyns, 1972).



Şekil 7: Tanetaşı dokusunu gösterir fotomikrograf (Pelajik oolitik tanetaşı-istiftaşı litofasiyesi). Genel olarak, pelajik ooidler konsantrik yapılı ve birkaç mikritik laminalı kortekslere sahiptir.

Figure 7: Photomicrograph showing grainstone texture (Pelagic oolitic grainstone-packstone lithofacies). Generally, pelagic ooids have concentric and few micritic laminated cortices.

İntraklastlar küçük boyutlu (170-300 mikron arası), yarı yuvarlak-yuvarlak ve mikritik dokuludur. Bunların küçük boyulu ve yuvarlaklaşmış olanları bazı peloidlerden yalnızca boy farkı ile ayırt edilmektedir.

Peloidler istiftaşı katmanlarında daha bol görülür. Bunlar küçük boyutlu ve iç yapışız olup, kayaçlar içerisindeki dağılımları homojendir. Bazı peloidler korteks-çekirdek ayrımının yapılamadığı küçük ooidlerden ayırt edilememekte veya zorlukla ayırt edilebilmektedir.

İskelet taneleri ince kesitlerde çok az miktarlarda görülür. Bunların çoğunluğunu ammonit, kalsitik radiolaria gibi pelajik kökenli organizmalar, diğer az kısmını da sünger spikülleri, miliolid, lentikulin ve tektularya tip küçük bentik foraminifer, ekinit ve bivalve kavkı kırıntıları oluşturur (Şekil 4). Kalsitik radrolarya ve sünger spikülleri özellikle vaketası ve çamurtaşı katmanlarında daha bol olarak görülür.

Çökelme Ortamı

Litofasiyesteki pelajik ooidlerin ve açık denizi karakterize eden ammonid, kalsitik radiolaria gibi pelajik organizmaların varlığı, bu litofasiyesin karadan uzak bir denizaltı yapısal yükselti üzerinde çökeldiğini gösterir (Jenkyns, 1972; Bernoulli ve Jenkyns, 1974; Varol ve Tekin, 1989). Diğer taraftan, Jenkyns (1972) bu tip pelajik ooidlerin Jura Tetisinde küçük yapısal yükselti ve büyük pozitif alanların kenarları üzerinde yaygın olarak çökeldiklerini ifade eder. İnceleme alanında, platform karbonat istifinin sedimantolojik gelişimi ve diğer jeolojik veriler dikkate alındığında, söz konusu yapısal yükseltinin bir horsttan ibaret olduğu anlaşılır. Bu durum, kabataş litofasiyesinin çökmesinden hemen sonra platformun parçalanmaya başladığını (bu parçalanma, olasılıkla; kabataş litofasiyesinin sona ermesine neden olmuştur) ve bunun sonucu oluşan denizaltı yapısal yükselti üzerinde de pelajik oolitik tanetaşı-istiftaşı litofasiyesinin çökeldiğini işaret eder.

İstiftaşı Litofasiyesi (Kondanse Pelajik Kireçtaşı İstifi)

Bu litofasiyes, alttaki pelajik oolitik tanetaşı-istiftaşı litofasiyesi üzerine uyumlu olarak gelir. Oolitik tanetaşı litofasiyesi tarafından uyumsuz olarak üstlenir. Litofasiyesin toplam kalınlığı 6-8 m. olup, masif bir görünüme sahiptir. Arazide, kırmızı-

pembe renkli, yumrulu yapılı ve bol ammonitli olması nedeniyle kolaylıkla ayırt edilmektedir.

Kırmızı renk, pek çok araştırmacının da kabul ettiği gibi, kayaçlar içerisinde kısmen homojen ve çok ince taneler halinde dağılmış hematitten (Fe_2O_3) dolaydır (Jenkyns, 1972; Torrent ve Schwetman, 1987; Einsle, 1992; Tucker ve Wright, 1992). Kırmacı (baskıda) bu litofasiyese kırmızı rengi veren hematitleşmenin öncelikle karasal kökenli olduğunu ve bunun daha sonraki diyajenetik süreçte de devam ettiğini ifade etmektedir.

Yumrulu yapı değişik olaylara bağlı olarak gelişebilmektedir. Bununla birlikte, bu yapının, yaygın olarak marnlı tortulardaki $CaCO_3$ 'm erimesi ve yeniden tortulaşması, sıkışma ve basınç erimeleri gibi, diyajenetik olaylar sonucu meydana geldiği görüşü yaygındır (Jenkyns, 1971, 1974; Tucker ve Wright, 1992, Nicosia vd., 1991). Laboratuvar incelemeleri, söz konusu yumrulu yapının diyajenetik olaylara bağlı olarak geliştiğini işaret etmektedir (Kırmacı, baskıda).

Litofasiyes çevresindeki diğer eş yaşlı tortulara göre oldukça düşük bir kalınlığa sahiptir. Stratigrafik daralmayı işaret eden bu olay, o dönemdeki nanoplankton eksikliğinin, oldukça yavaş bir tortulaşmanın, sert zemin yüzeylerinin oluşumuna neden olan akıntı etkinliğinin ve tortuların yeniden işlenmesi gibi olayların birkaçının veya tamamının etkili olduğunu ortaya koymaktadır (Jenkyns, 1971; Varol ve Tunay; 1996).

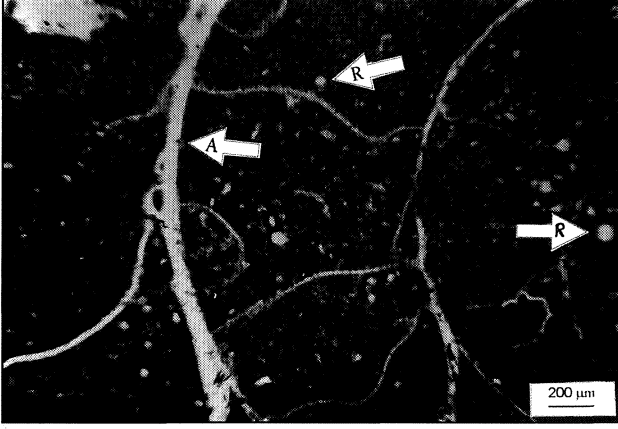
Yukarıda ifade edilen özelliklerin yanı sıra, farklı fauna zenginliği, litofasiyesin kondanse pelajik kireçtaşı olarak yorumlanmasına neden olmuştur (Jenkyns, 1972; Nicosia vd., 1991; Tucker ve Wright, 1992).

Litofasiyes, mikroskobik olarak, yer yer tanetaşı merccekleri içermesine karşın, genelde istiftaşı dokusal özelliğinde gelişmiştir (Şekil 8). Bileşenlerin büyük çoğunluğunu peloidler ve intraklastlar, diğer kısmını iskeletsel taneler, ooidler ve onkoidler oluşturur (Şekil 3).

İntraklastların boyları 200-600 mikron arasında değişir. Bunlar genel olarak iki farklı tipte gelişmiştir. Birinci tip intraklastlar büyük boyutlu (çoğunlukla 350-450 mikron), yuvarlak/yarı yuvarlak ve iç dokuludur. Tane sınırları içerdiği öğelerin sınırlarına paraleldir. Tane dokusu kayacın dokusu

ULUÇAYIR YÖRESİ (BAYBURT, DOĞU PONTİDLER)

ile benzerdir. Ayrıca, bu tip intraklastların kenarlarında bir hematit yoğunlaşması görülür. İkinci tip intraklastlar küçük boyutlu (çoğunlukla 250-300 mikron), mikritik yapı ve köşeli/yarı köşelidir. İntraklastların çoğunluğu bu tipte gelişmiştir.



Şekil 8: İstiftaşı dokusunu gösterir fotomikrograf (İstiftaşı litofasiyesi). R= Kalsitik radiolaria, A= Ammonit.

Figure 8: Photomicrograph showing packstone texture (Packstone lithofacies). R= Calcitised radiolaria, A= Ammonite.

Peloidlerin oranı yaklaşık %40-60'dır. Bunların boyları 50-150 mikron arasında değişir. Tamamı iç yapışız olup, dağılımları homojendir. Bununla birlikte, ammonit kavkuları içerisinde yoğun bir kümelenme gösterirler.

Ooidler yaklaşık %5-10 arasında değişen oranlarda görülür. Bunların tamamı pelajik kökenli olup, özellikleri bakımından alttaki pelajik oolitik tane taşı-istiftaşı litofasiyesindeki pelajik ooidlerle tamamen benzerdir.

Onkoidler yaklaşık %1-5 arasında değişen oranlarla temsil olur. Bunların boyları 400-600 mikron arasında değişir ve düzenli bir büyüme yapısı gösterir. Tamamı algal kökenlidir. Onkoidler laminalarında yer yer sparitleşme ve erime gibi diagenetik yapıları içermelerine karşın, herhangi bir deformasyon yapısı göstermez.

İskeletsel taneler, farklı oranlardaki (%5-20) bentik ve pelajik faunanın bir karışımıyla temsil olur. Bunlar çoktan aza doğru: ammonit, ekinit, bivalve, radyolaryaya, sünger spikülü, bentik foraminifer ve bryozoa gibi organizmalardan oluşur (Şekil 4).

Litofasiyes böyle bir organizma çeşitliliğine

sahip olmasına karşın, bu organizmaların hangi yaş aralıklarını karakterize ettikleri belirlenmemiştir. Zira, kondanse istiflerin bir özelliği farklı zaman aralıklarını ifade eden bentik ve pelajik faunaları, kısa mesafeler içerisinde ve farklı seviyelerde içermeleridir (Jenkyns, 1971; Loutit vd., 1988; Tucker ve Wright, 1992; Einsle, 1992, Nicosia vd., 1991). Söz konusu organizmalardan ammonitler hariç diğerleri geniş bir zaman aralığını kapsayan menzil zonlarına sahiptir. Diğer taraftan, ammonitlerin kavkularının diagenetik süreçte erimeleri bunların kayalar içerisinde yalnızca kalıplar şeklinde bulunmalarına neden olmuştur. Bu durum, ammonitlere dayalı zon ayırımı yapmayı, dolayısıyla litofasiyesin çökeldiği zaman aralığını kesin olarak belirlenmeyi olası kılmamıştır.

Çökeltme Ortamı

Akdeniz kuşağın Mesozoyik birimlerinde iyi bilinen ve geniş bir yayılıma sahip olan kondanse pelajik kireçtaşları çoğunlukla çöken karbonat platformlarının üzerinde depolanmıştır (Jenkyns, 1971; Bernoulli ve Jenkyns, 1974; Tucker ve Wright, 1992; Varol ve Tunay; 1996). Bu kuşakta, özellikle Jura döneminde, karbonat platformları parçalanarak çökmüş ve bunun sonucu oluşan yükseltiler üzerinde pelajik kireçtaşları, daha derin kısımları oluşturan havzalarda ise genellikle kalsitürbiditler çökelmiştir. İnceleme alanında, kondanse pelajik kireçtaşı litofasiyesi sedimentolojik ve paleontolojik özellikleri bakımından tetis kuşağındaki bu kireçtaşları ile benzer özelliklere sahiptir. Bu benzerlik, söz konusu kondanse pelajik kireçtaşı istifinin de bir denizaltı yükselti üzerinde çökelmiş olması gerekliliğini ortaya koyar (Kırmacı, 1998; Kırmacı, baskıda). Kondanse pelajik kireçtaşı istifini içeren platform karbonatlarının sedimentolojik gelişimi ve diğer bölgesel jeolojik veriler söz konusu denizaltı yükseltilerinin blok faylanmalar sonucu oluşmuş bir horst olduğunu gösterir. İstiftaşı litofasiyesinin aynı denizaltı yapısal yükselti üzerinde çökelmiş olan ve benzer petrografik-paleontolojik özellikler gösteren pelajik oolitlik tane taşı-istiftaşı litofasiyesini uyumlu olarak üzerlemesi, istiftaşı litofasiyesine ait ortamsal koşulların önceki litofasiyesin ortamsal koşullarının bir devamı niteliğinde olduğunu gösterir.

Genel olarak kondanse istifler, bir depolanma dizisinde, çökme ve östatik yükselme oranının maksimum olduğu zamandaki maksimum su derinliği sırasında oluşur (Loutit vd., 1988, Tardu ve Baysal,

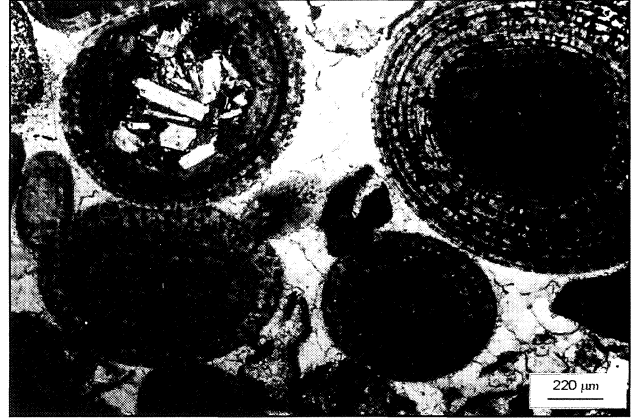
1995). Bu nedenle, kondanse pelajik kireçtaşmm çökeldiği dönem karbonat istifinin sahip olduğu maksimum su derinliğine karşılık gelir. Kondanse pelajik kireçtaşı istifinde bulunan algal onkoidlerin, delici algal izlerin ve mikritik zarflanmaları varlığı (Kırmacı, baskıda) söz konusu maksimum su derinliğinin ışık zonu içerisinde kaldığını gösterir (Jenkyns, 1971; Tucker ve Wright, 1992; Kırmacı, 1998). Bu zon değişik araştırmacılar tarafından değişik derinliklerle ifade edilmesine karşın, genel kanının yaklaşık 80 metre civarında olduğu yönündedir (Bates ve Jackson, 1980).

Oolitic Tanetaşı Litofasiyesi

Litofasiyes, istiftaşı litofasiyesi (kondanse pelajik kireçtaşı istifi) üzerine A-B kesitinin alındığı Karacık Tepenin kuzey yamacında uyumsuz, E-F kesitinin alındığı Günlüce Mahallesi'nin batısındaki yüzeyleme ise uyumlu olarak gelir. Karacık Tepenin kuzey yamacındaki yüzeyleme (A-B kesitinde), 30 cm. kalınlığındaki konglomeratik bir katmanla başlar. Kötü boylanma ve normal derecelenme (iri taneyi takip eden derecelenme) gösteren bu katmanın içerdiği ögelerin tamamı karbonat bileşimlidir. Katmanın taban seviyesinde boyları 2-2,5 cm'ye erişen, köşeli/yarı yuvarlak çakılların bir kısmı alttaki litofasiyeslerden (özellikle kondanse pelajik kireçtaşı istifinden) türemiştir. Günlüce Mahallesi'nin batısındaki yüzeylenme ise, mikritik katmanlarla başlar ve yukarı doğru giderek oolitic tanetaşı katmanlarına geçer. Üstündeki intraklastlı tanetaşı-istiftaşı litofasiyesiyle tedrici geçişlidir. Bu nedenle, üst sınır mikroskobik olarak ve bazı kriterlere dayanılarak ayırt edilmiştir. Litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık 60 metre olup, katman kalınlıkları 20-50 cm. arasında değişir. İstif orta katmanlı, gri-bej renkli ve tamamen tanetaşı dokusal özelliğinde gelişmiş olması nedeniyle arazide tanılabilmektedir. Mikroskobik olarak, litofasiyes tamamen tanetaşı dokusu özelliği göstermektedir. Karadan türeme kırıntıları farklı birkaç seviyede ve nadir olarak görülür. Karbonatlı taneler çoktan aza doğru: ooid, intraklast, iskelet tanesi ve peloid şeklindedir (Şekil 3).

Ooidler litofasiyesin belirlenmesinde en önemli rolü oynayan ögelerdir (Şekil 9). Bunlar tabandan tavana doğru dereceli bir şekilde azalarak yerlerini intraklast ve iskelet tanelerine bırakırlar (Şekil 3). Ooidlerin boylan 0,35-2 mm (çoğunlukla 0,45-0,6 mm) arasında değişir. Bunların korteksleri sayıları 5-

30 arasında değişen ince-ışmsal yapıları laminalardan oluşur. İnce kesitlerde, ooidlerin hemen-hemen eş boyutlu oldukları görülür. Ayrıca, Ooidin şekli çekirdeğin şeklini yansıtmaz.



Şekil 9: Oolitic tanetaşı dokusunu gösterir fotomikrograf (Oolitic tanetaşı litofasiyesi). Genel olarak, büyük boyutlu olan bu ooidlerin korteksleri çok sayıda ince ışmsal yapıları laminalardan oluşur.

Figure 9: Photomicrograph showing oolitic grainstone texture (Oolitic grainstone lithofacies). Generally, these ooids are large size and their cortices consist of many thin laminae with fine-radial structure.

İntraklastlar tabandan tavana doğru giderek artan oranlarla temsil olur. Bunların boyları 250-800 mikron arasında değişen yuvarlak veya yarı yuvarlak taneler şeklinde olup, çoğunluğu iç dokuludur. Tane dokusu kayacın dokusu ile benzerdir.

İskeletsel taneler, özellikle foraminifer ve algal, litofasiyesin başlamasıyla birlikte oldukça fazla çeşitlilik ve önem kazanır (Şekil 4). Ayrıca, bentik foraminiferlerden Labyrinthina'lar litofasiyesin tanınmasında önemli bir rol oynar. Alt seviyelerde bol miktarda bulunan bentik foraminiferlerden Labyrinthina ve Protopenoroplis ve dascyladacea algal, üst seviyelere doğru dereceli bir şekilde azalarak yerlerini resifal karakterli iskelet tanelerine, özellikle tübiphytes, bryozoa, mercan, mavi-yeşil alg vs. bırakırlar.

Peloidler çok az oranlarla temsil olur (Şekil 3). Bunların boyları 100-170 mikron arasında değişir. Her hangi bir iç yapı göstermeyen bu ögelerin kayalar içerisindeki dağılımları gelişigüzdür.

ULUÇAYIR YÖRESİ (BAYBURT, DOĞU PONTİDLER)

Karadan türeme kırıntıları farklı seviyelerde ve nadir olarak görülür. Boylan 100-250 mikron arasında değişen bu kırıntılıların hemen tamamı plajiyoklas ve bazalt kayası parçalarından oluşur.

Çökeltme Ortamı

Oolitik tanetaşı litofasiyesi dokusal ve fauna içeriği bakımından kısmen uyumsuz olarak üzerlediği kondanse pelajik kireçtaşı istifinden tamamen farklı özelliklere sahiptir. Bu durum, her iki litofasiyesin tamamen farklı ortamsal koşullar altında çökeldiklerini gösterir.

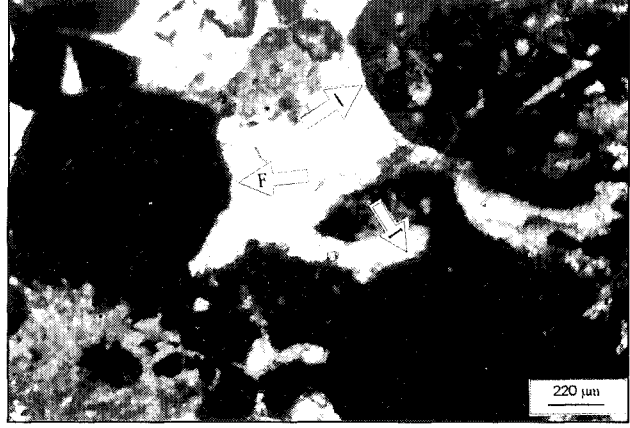
Litofasiyesi oluşturan katmanların dokusal gelişimi ve fauna içeriği, bunların sığ ve yüksek enerjili bir şelf ortamında, olasılıkla oolit sığlığında, çökeldiğini işaret eder. Ayrıca, litofasiyesin tanınmasında ana rolü oynayan ooidlerin yapısı ve ilksel mineralojik bileşimleri (yüksek-Mg kalsit) ile bu ooidlerin Labyrinthina ve Protopenoplis tip foraminifer ve değişik tip dasiklad alglerle olan birlikteliği çökeltme ortamının yukarıda belirtilen özelliklerde olduğunun diğer bir kanıtıdır (Wilson, 1975; Flügel, 1982; Pelissie ve Peybernes, 1984; Tucker, 1984; Strasser, 1986; Kırmacı, 1996). Oolitik tanetaşı litofasiyesinin sığ, yüksek enerjili bir şelf ortamında çökelmiş olması, kondanse pelajik kireçtaşı istifinin çökeltmesinden sonra ortamın hızlı bir şekilde yükseldiğini ve sonuçta sığlaştığını gösterir. Daha önce belirtilen verilere göre de sığlaşmanın başlangıç esnasında tortulaşmada bir duraksamanın olduğu görülmektedir.

İntraklastlı Tanetaşı-İstiftaşı Litofasiyesi

Bu litofasiyes karbonat istifinin en üst seviyesini oluşturur. Oolitik tanetaşı litofasiyesi ile tedrici geçişli olması nedeniyle alt sınırı arazide ayırt edilmemektedir. Bu nedenle söz konusu sınır, daha önce de belirtildiği gibi, yalnızca mikroskopik olarak ayırt edilebilmektedir. Toplam kalınlığı yaklaşık 110 metre olup, katman kalınlıkları yaklaşık 30-100 cm arasındadır. Üst seviyelere doğru gidildikçe katman kalınlıkları dereceli olarak artar. Litofasiyes gri-bej renkli ve orta-kalın katmanlardan oluşması ve ayrıca karbonatlı ögelerin (özellikle resifal karakterli iskeletsel bileşenlerin) çoğunun gözle ayırt edilebilmesi nedeniyle, arazide kolaylıkla tanımlanabilmektedir.

Mikroskopik olarak, litofasiyes alt seviyelerdeki kabataş ve üst seviyelerdeki yüzertaş katmanları

hariç, tamamen tanetaşı-istiftaşı dokusu göstermektedir (Şekil 10). Karadan türeme kırıntılarının görülmediği bu katmanlarda karbonatlı ögeler çoktan aza doğru: intraklast, iskelet tanesi, peloid, ooid ve onkoid şeklindedir (Şekil 3).



Şekil 10: Tanetaşı dokusunu gösterir fotomikrograf (İntraklastlı tanetaşı-istiftaşı litofasiyesi). Bileşenlerin büyük çoğunluğu intraklastlardan oluşmaktadır (Oklarla gösterilmiş). I= İntraklast, F= İskeletsel tane (Tubiphytes).

Figure 10: Photomicrograph showing grainstone texture (Intraclast-packstone lithofacies). Most of the allocems consist of intraclast (arrows)-. I= Intraclast, F= Skeletal grain (Tubiphytes).

İntraklastlar litofasiyesin en üst seviyesindeki bağlamtaşı katmanları hariç, diğer tüm katmanlarda en bol görülen ögelerdir. Bunlar boyları 0,25-2mm (çoğunlukla 0,5-1,2 mm) arasında değişen, köşeli/yarı köşeli taneler şeklindedir. Bunların çoğu iç dokuludur. Tane dokusu kayacın dokusu ile benzerdir.

İskeletsel taneler litofasiyes içerisinde bol miktarda bulunur. Bunların değişik tip formlardan oluşmasına karşın, büyük çoğunluğunu mercan, maviyeşil alg, tubiphytes, bryozoa, sünger ve ekinoderm gibi resifal karakterli organizmalar oluşturur (Şekil 4). Ayrıca, litofasiyesin üst seviyelerine doğru, özellikle bu organizmalarda belirgin bir artış görülür.

Peloidler özellikle istiftaşı ve yüzertaş katmanlarında görülür (Şekil 3). Bunların boylan 60-170 mikron arasında değişir. İç yapı göstermeyen bu ögelerin kayaçlar içerisindeki dağılımları gelişigüze'dir.

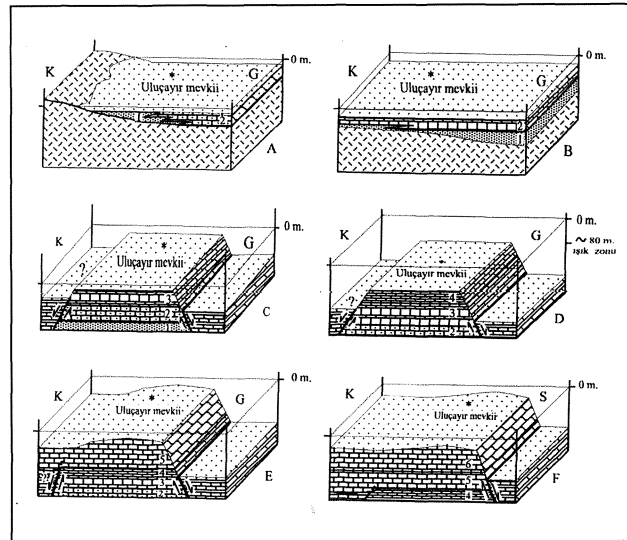
Çökme Ortamı

Litofasiyes, genel olarak, dokusal gelişim ve bileşen içeriği bakımından uyumlu olarak üzerlediği oolitik tanetaşı litofasiyesinin üst seviyeleri ile tamamen benzerdir. Bu durum, söz konusu litofasiyesin çökeldiği ortamın alttaki litofasiyesin çökme ortamının bir devamı niteliğinde olduğunu ve ortamsal koşullarda süregelen sığlaşmanın bu dönemde de devam ettiğini gösterir. Diğer taraftan, resifal karakterli organizmaların (mercan, mavi-yeşil alg, tubiphites, bryozoa, sünger, ekinit, vs.) alttaki litofasiyesin üst seviyelerinden itibaren giderek artan oranlarla temsil olması ve bu litofasiyesin en üst seviyelerinde maksimum değerlere erişmesi, bölgede gelişmekte olan bir resifin varlığını işaret eder.

TEKTONO-SEDİMANTER GELİŞİM

Liyas dönemindeki gerilmeli tektonik hareketler Paleozoyik yaşlı temel kayaların parçalanmasına ve yer-yer birbirinden bağımsız farklı boyut ve geometrilere sahip rift havzalarının oluşmasına yol açmıştır (Görür vd., 1983; Gedik vd., 1996). Geç Liyas-erken Dogger'de bu havzaların dolması ile birlikte tektonik aktivitenin de yavaşlaması bölgenin platform özelliği kazanmasına ve bunun sonucu olarak da platform karbonatlarının çökmesine neden olmuştur (Kırmacı, 1992). İnceleme alanında, platform karbonat istifinin kumtaşı-kumlu kireçtaşı litofasiyesi ile başlaması, bu litofasiyesin çökeldiği dönemde (Kalloviyen?-Oksfordiyen) denizin transgresif özellikle olduğunu ve çökme ortamının kıyı çizgisine yakın bir alanı kapsadığını gösterir (Şekil 11-A). Bu litofasiyesin çökmesinden sonra da denizin transgresif özelliğini sürdürmesi çökme ortamının karadan uzak, sığ ve yüksek enerjili bir şelf ortamına dönüşmesini ve bunun sonucu olarak da kabataş litofasiyesinin çökmesini sonuçlamıştır (Şekil 11-B). Geç Oksfordiyen - erken Kimmerisiyen'de etkili olan gerilmeli tektonik hareketler karbonat platformunun parçalanıp çökmesine neden olmuştur. Platformun parçalanması ile birlikte çökme ortamının giderek derinleşmesi, yapısal yükselti üzerinde, sırasıyla, pelajik oolitik tanetaşı-istiftaşı ve istiftaşı (kondanse pelajik kireçtaşı) litofasiyeslerin çökmesini, bu yükseltiyi çevreleyen derin havzada ise, kalitürbiditler (Kuzdağı formasyonu) çökelmeye başlamasını

sağlamıştır (Şekil 11-C, -D). Çökme ortamındaki derinleşme süreci kondanse pelajik kireçtaşı istifinin çökeldiği dönem sonuna kadar devam etmiş; sübsidans ve dolayısıyla su yüksekliği bu dönemde maksimum değerine (yaklaşık olarak 80m) erişmiştir. Bu dönemden sonra, olasılıkla Kimmerisiyen'de, ortamda meydana gelen hızlı ve asimmetrik bir sığlaşma tortulaşmada yersel ve kısa süreli bir kesikliğin meydana gelmesine, oolitik tanetaşı litofasiyesinin istiftaşı litofasiyesi üzerine kısmen uyumsuz olarak çökmesine ve bu litofasiyesin farklı dokusal özellikte gelişmesine neden olmuştur. Ortamın sığlaşmasından sonra, tektonik aktivitenin de duraksamasıyla birlikte, karbonat birikim hızının çökme hızına göre daha fazla olması ve bu durumun karbonat, istifinin en üst seviyesine kadar devam etmesi, olasılıkla Kimmerisiyen-Portlandiyen döneminde, sırasıyla oolitik tanetaşı ve intraklastlı tanetaşı-istiftaşı litofasiyeslerinin çökmesini sonuçlamıştır (Şekil 11-E,-F).



Şekil 11: Karbonat platformunun Kalloviyen (?)-Portlandiyen zaman aralığındaki tektono-sedimanter gelişimini gösterir ölçeksiz blok diyagramlar (açıklamalar için metne bakınız) 1- kumtaşı-kumlu kireçtaşı litofasiyesi, 2- kabataş litofasiyesi, 3- pelajik oolitik tanetaşı-istiftaşı litofasiyesi, 4- istiftaşı litofasiyesi (kondanse pelajik kireçtaşı istifi), 5- oolitik tanetaşı litofasiyesi, 6- intraklastlı tanetaşı-istiftaşı litofasiyesi.

Figure 11: Block-diagrams showing tectono-sedimentary evolution of the carbonate platform during Callovian-Portlandian time (not to scale; see text for explanations). 1- sandstone-sandy limestone lithofacies, 2- rudstone lithofacies, 3- pelagic oolitic grainstone-packstone lithofacies, 4- packstone lithofacies (condense pelagic limestone sequence), 5- oolitic grainstone lithofacies, 6- intraclast grainstone-packstone lithofacies.

ULUÇAYIR YÖRESİ (BAYBURT, DOĞU PONTİDLER)

SONUÇLAR

Doğu Pontidlerde yaygın olarak yüzeylenen Geç Jura-Erken Kretase yaşlı platform karbonatları, Uluçayır (Bayburt) yöresinde, düşey yönde, altı farklı litofasiyesle temsil edilir. Bu litofasiyelerin gelişiminde muhtemelen tortulaşma ile eş yaşlı tektonik hareketler ve deniz seviyesindeki östatik değişimler ana rolü oynamıştır.

Gerilmeli tektonik hareketler ilk iki litofasiyesin çökmesinden hemen sonra etkili olmuş ve karbonat platformunun parçalanmasına neden olmuştur. Bu parçalanma sonucu sığ platform karbonatlarının oluşturduğu denizaltı yapısal yükselti üzerinde pelajik kireçtaşları (pelajik oolitik tanetaşı ve istiftaşlı litofasiyesleri) çökelmiştir.

İnceleme alanında, karbonat istifinin çökme süresince sahip olduğu maksimum su derinliğinin kondanse pelajik kireçtaşı istifinin çökme zamanına karşılık geldiği ve yaklaşık 80 m. civarında olduğu tespit edilmiştir.

Karacık Tepenin kuzey yamacından alınan kesitte, istiftaşlı litofasiyesi ile oolitik tanetaşı litofasiyesi arasında kısa süreli bir uyumsuzluğun varlığı tespit edilmiştir. Söz konusu yüzey, olasılıkla, istiftaşlı litofasiyesinin çökmesi sonrası ortamdaki hızlı bir yükselmenin (ortamın sıklaşmasının) sonucu olarak gelişmiştir.

Karbonat istifinin en üst seviyelerine doğru giderek artış gösteren resifal karakterli organizmaların varlığı intraklastlı tanetaşı-istiftaşlı litofasiyesinin çöklediği sırada ve yakın bölgede bir resifin gelişmekte olduğunu ortaya koyar.

EXTENDED SUMMARY

In the study area, Palaeozoic metamorphics form the basement (Fig.2). Early Jurassic aged volcano-sedimentary unit, rest with angular unconformity on the basement rocks. In this period, sediments deposited in rift basins, which have different dimension and geometry and developed by extensional tectonics, show variation in thickness and lithological features even in short distance (Görür et al., 1983; Gedik et al., 1996). The sea occupying the region by Liassic transgression caused filling of these basins and, due to slowing down of the tectonic activities towards the end of the Liassic and partly in Dogger?, transformed the region into a platform. In the study

area, while platform carbonates continued to deposit on sea-floor structural highs formed due to breakdown of the platform, turbiditic limestones started to deposit in deeper basins surrounding these highs and continued till the end of the Lower Cretaceous.

Late Jurassic-Early Cretaceous aged platform carbonates crop out widely in the Eastern Pontides. The platform carbonates in the Uluçayır (Bayburt) area, where only the Late Jurassic section of these carbonates is present, have six different lithofacies. These are from base to top: 1) 15 meters thick sandstone-sandy limestone facies overlying conformably on the Early Jurassic aged sediments and forming the base of platform carbonate sequence. Sandstone level passes upward gradually into sandy limestones. Lithologic evolution and textural characteristics of this lithofacies reveal that they deposited in a near shore shelf environment with effective terrigenous clastic input. 2) 10 meters thick rudstone lithofacies, partly laterally grading into the sandstone-sandy limestone facies. The lithologies of this facies all have rudstone textural features, and most of the carbonate components are made up of intraclast and skeletal grains with reefal features (Wilson, 1975; Kırmacı, 1992). Textural evolution and component rate indicates that this lithofacies deposited in high-energy shelf environment with no terrigenous clastic feed. 3) 20 meters thick, red-pink coloured and locally chert interlayered, pelagic oolitic grainstone-packstone lithofacies. This lithofacies contains pelagic ooids and organisms indicating open sea environments. This, in addition to its textural development, indicates that this lithofacies was deposited on a sea-floor structural high with no connection with land (Jenkyns, 1972; Bernoulli and Jenkyns, 1974). 4) 6 meters thick, red coloured, nodular and ammonite-bearing packstone lithofacies (condensed pelagic limestone sequence). This lithofacies is similar to pelagic oolitic grainstone-packstone lithofacies in terms of texture and components and reflects similar conditions in depositional environment. In addition to its pelagic fauna, the presence of micro-algae oncoids, pelagic ooids and boring algae traces indicate that the maximum water-column above sea-floor structural high on which lithofacies was deposited is limited by the base of the photic zone (Jenkyns, 1971; Tucker and Wright, 1992; Kırmacı, 1998). 5) 60 meters thick oolitic grainstone lithofacies, overlaying partly unconformably the condensed pelagic limestone sequence. This lithofacies has different textural and faunal characteristics compared to the condensed pelagic limestone sequence, indi-

eating that both lithofacies were deposited in different environmental conditions. The presence, in this lithofacies, of mainly ooids as carbonate components and Labyrinthina and Protopenneroplis- type benthic foraminifer and dasycladacea accompanying these ooids, as well as the textural evolution of the lithofacies, indicate that it was deposited in a shallow and high-energy shelf environment, possibly oolite shoals. 6) 110 m thick intraclast grainstone-packstone lithofacies, laterally grading into the oolitic grainstone lithofacies. The lithofacies has similar textural features to upper levels of the oolitic grainstone lithofacies which it conformably overlies, suggesting that the depositional environment is a continuation of that of the underlying lithofacies and that shallowing of the environmental conditions also continued during this period. The abundance of reefal organisms increase from upper levels of the underlying lithofacies towards the upper levels of this lithofacies. This indicates the presence of a reef development in the region.

In the Uluçayır (Bayburt) area, the presence of these different lithofacies in the platform carbonate sequence is due mainly to the changes in depositional environments and conditions, resulted primarily by extensional tectonic movements contemporaneous with sedimentation. Relative sea-level changes and epirogenic movements were effective in changes in the depositional conditions.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bates, R.L. and Jackson, J.A., 1980, Glossary of geology, American Geological Institute, Virginia, pp. 749.
- Bernoulli, D. and Jenkyns, H.C., 1974, Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In: modern and ancient geosynclinal sedimentation (Ed. by R.H. Dott and R.H. Shaver), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special. Publication No. 19, 129-160.
- Boggs, S. Jr., 1995, Principles of sedimentology and stratigraphy, Prentice Hall, New Jersey, pp. 774
- Burgess, C. J., 1979, The development of Lower Jurassic carbonate tidal flat, Central High Atlas, Morocco.2: diagenetic history, Journal of Sedimentary Petrology, 39 (2), 413-428.
- Einsle, G., 1992, Sedimentary basins: evolution, facies. and sediment budget, Springer-Verlag, Berlin, pp. 482.
- Elmas, A., 1995, Kop dağı (Bayburt-Erzurum) dolayının jeolojisi: Bir yayönü havzasının evrimi, Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 6 (1), 19-37.
- Gedik, L., Kırmacı, M.Z., Çapkmoglu, Ş., Özer, E. ve Eren, M., 1996, Doğu Pontidlerin jeolojik evrimi, KTÜ, Jeoloji Müh. Böl. 30. Yıl Sempozyumu, Korkmaz, S., ve Akçay, M., KTÜ, Trabzon, Bildiriler, Cilt II, 654-677.
- Görür, N., Şengör, A. M. C, Akkök, R. ve Yılmaz, Y., 1983, Pontidlerde Neo-Tetis'in kuzey kolunun açılmasına ilişkin sedimantolojik veriler, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 26, 11-20.
- Flügel, E., 1982, Microfacies analysis of limestones, Springer-Verlag, Berlin, pp. 633.
- Harris, P.M., Kendall, C.ST.C. and Lerche, I., 1985, Carbonate cementation- \ brief review. In: Carbonate cements (Edits. By: Schneidermann, N. And Harris, P.M.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special. Publication No. 36, 81-95.
- Jenkyns, H. C, 1971, The ^esis of condensed sequences in the Tethyan ^arassic. Lethaia, 4, 327-352.
- Jenkyns, H. C, 1972, Pelagic "oolites" from the Tethyan Jurassic. Journal of Geology, 80, 21-33.
- Jenkyns, H. C, 1974, Origin of red nodular limestones (Ammonitido Rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic model. In: Pelagic Sediments: On Land and Under the Sea (Ed. by KJ. Hsü and H. C. Jenkyns), Special Publications of International Association of Sedimentologists, 1, 249-271.
- Kırmacı, M.Z., 1992, Alucra-Gümüşhane-Bayburt yörelerindeki (Doğu Pontid güney zonu) Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Berdiga kireçtaşının sedimantolojik incelemesi. KTÜ. Fen Bilimleri Enstitüsü., Trabzon, Doktora Tezi, 256 s., (Yayınlanmamış).
- Kırmacı, M. Z., 1996, Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Berdiga kireçtaşı'ndaki (Doğu Pontidler, KD Türkiye) ooidler, Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 6 (1), 1-17.

ULUÇAYIR YÖRESİ (BAYBURT, DOĞU PONTİDLE!)

- Kırmacı, M. Z., 1998, Uluçayır (Bayburt) yöresinde, Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Berdiga kireçtaşındaki kondanse sekansın gelişimi ve sedimentolojik önemi, Türkiye Cumhuriyeti'nin 75. Yılında Fırat Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu, Elazığ, Bildiri Özleri, 74-75.
- Kırmacı, M.Z., (baskıda), Uluçayır (Bayburt) yöresinde, Geç Jura yaşlı platform karbonatlarında gözlenen kondanse istifin sedimentolojik gelişimi ve sekans stratigrafisindeki önemi, Türkiye Cumhuriyeti'nin 75. Yılında Fırat Üniversitesi'nde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu, Elazığ, Bildiriler kitabı.
- Longmann, N. W., 1980, Carbonate diagenetic textures from nearshore diagenetic environments. * American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 64 (4), 461-487.
- Loutit, T. S., Hardenbol, J., Vail, RR. and Baum, G.R., 1988, Condensed sections: the key to age dating and correlation of continental margin sequences. In: Sea-level changes: an integrated approach (Eds. B. S. Kendall, C. G. St. C, Posamentier, H., Ross, C. A. and van Vagoner, J.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42, 183-215.
- Nicosia, U., Conti, M. A., Farinacci, A., Altmer, D. and Koçyiğit, A., 1991, Western Anatolia ammonitico rosso type sediments. Depositional history and geodynamic meaning, Estratto da Geologica Romana, V XXVII, 101-110.
- Özer, E., 1984, Bayburt (Gümüşhane) yöresinin jeolojisi ve mikrofasiyes incelemesi, KÜ. Jeoloji Dergisi, 3(1-2), 77-89, Trabzon.
- Pélissié, T., Peybernés et Rey J., 1984., Les grands foraminifères benthiques du Jurassique moye/supériuer du sud-ouest de la France (Aquitaine, Causses, Pyrénées). Intérêt biostratigraphique, Paléoécologique et paléobiogéographique, Benthos'83; 2nd Int. Symp. Benthic Foraminifera (Pau, April 1983), 479-489.
- Selwood, B. V, Sheherd, T. J., Evans, U. R. and James, P., 1989, Origin of late cements in oolitic reservuar facies: a fluid inclusion and isotopic study (Mid-Jurassic, Southern England), Sedimentary Geology, 61, 223-237.
- Strasso, A., 1986* OuMs m Pkvbeck Ilmesfoiaes (lowennost Cretaceous) of the Swiss and French Jura, Sefimratofog^ 33*111-721,
- Tabla, K., 199% Gimışhaaae-Bayburt yörieriinde Üst Jina-Aft Kretase yaşlı kariMmafı istiflerin staati-grafic, palerooğrafik ve mikr©pale©itolojik incelenmesi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, Doktoım tezi, 223 s., (yayınlanmamış).
- Tardu, T. ve Baysal, E., 1995, "Sequeaace" stialigimfi prensipleri, Ozan SMigorM Bilim, Eğitim ¥€ Yardım Vakfı, Eğitima Yayınlan. Anlkara^ 1, 365 s.
- Tonrent, J, and Schweatmama^ ti., 1987,, Iiafluenos of hematite on the colour of led bads. Journal of Sedimentary Petrology, 57, ĞSI-ösö.
- Tucker, M. E., 1984, Calcitic, aolgonitic and mixed calcitik-aragonitic ooids from the mid-Proterozoic Belt Sepergroup, Montana, Sedimentology, 31,627-644,
- Tiackar, M, E, md Wright, V. R, 1992, Carbonate sedimentology, Blackwell Scieaitific Publications, London, pp. 482.
- Tucker^ MIL, 1994, Sedimenfay petrology.' An intodedtieii to the origin of sediræeatary tocks, BlackweM Scioutific Pöblie^tfojs., London, pp. 260.
- Varol, B. ve Tekin, E., 1989, Pelajik oolitleerin elektron mikmskobisi; Bilecik fonnasyonu'ndan bir örnek, iç-batı Anadolu, Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, İ (3), 229-235.
- Varol B. ve Tunay G., 1996, Kondanse istiflerin tanımı ve iç yapısı; Beyşehir-Hoyran napımdan bir örnek. MTA Dergisi, 118, 23-34.
- Wilson, J, L., 1975, Carbonate faecis in geologic history, Springer-Verlagg Berlin, pp. 471.

Makalenin geliş tarihi: 15.06.1999

Makalenin yayma kabul edildiği tarih: 09.04.2000

Received June 15, 1999

Accepted April 09, 2000

