

ÖNÜLKE HAVZALARI VE K. MARAŞ ÖNÜLKE HAVZASININ JEOLJİK EVRİMİ

FFORELAND BASINS AND GEOLOGICAL EVOLUTION OF THE K. MARAŞ FORELAND BASIN

Mehmet ÖNALAN

I. Ü. Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul

ÖZ: Çökellerin çökelebileceği, çökelmekte olduğu veya çökelmiş olduğu bir havzaya veyahutta sedimenter kayaların oldukça kalın birikimine sedimenter havza denir. Bu havzalar levha hareketlerine bağlı olarak oluşurlar veya yokolurlar. Sedimenter havzaların bir çeşidi de Önülke havzalarıdır. Önülke havzaları dağların kıtalar üzerine bindirdikleri yerlerdeki kıvrımlı-bindirmeli kuşak ile kratonlar arasında gelişirler. Önülke havzaları köken yönünden "Kenar Önülke Havzaları" ve "Gerileyen Yay Önülke Havzaları" şeklinde ayrılmıştır. Bu havzalar, tektonik yüklenme sonucunda, litosferin elastik veya visko-elastik bükülmesiyle oluşurlar. Asimetri, zaman içerisinde havza ekseninin göçü ve karışık tektonik Önülke havzalarının ana özelliklerindedir. Genellikle Önülke havzalarının ilk çökelleri kuvarsa zengin fakat feldispatça fakirdir. Sonraki evrelerde oluşan çökeller ise kaya kırıntısınca zengindir ve orojenik alanlardan gelmişlerdir. Dünyanın bazı yerlerinde, Paleozoikten günümüze kadar değişik yaşlarda, çok sayıda Önülke havzası mevcuttur. Alberta, Kordillera ve Apalaş havzaları, Bazı Alp ve Apanin havzaları, Himalayalar güneyindeki havzalar, Taiwan ve Timor-Tanimbar havzaları iyi incelenmiş Önülke havzalarından bazılarıdır.

Zagros kenet kuşağının güneyinde gelişen Önülke havzaları Türkiye'de varlığına sürdürür. K. Maraş Tersiyer havzası bu tür havzalar için iyi bir örnektir. Kenar Önülke havzası özelliğinde olan bu havza, kuzeydeki orojenik kuşağa ait birimlerin, güneyindeki Arap Levhası üzerine, Kampaniyen (Üst Kretase) sonrasında zaman zaman birdirmesiyle oluşmuştur.

ABSTRACT: Sedimentary basin is a basin in which sediments can accumulate, are accumulating, are have accumulated or a relatively thick accumulation of sedimentary rocks. These basins are formed or disappeared due to plate movement. Foreland basins are one of the types of sedimentary basins. Foreland basins develop between foldthrust belt where mountains override to continents and craton. Genetically foreland basins are divided as "Peripheral Foreland Basin" and "Retro-arc Foreland Basin". As a result of tectonic loading, foreland basins are formed by elastic or visco-elastic flexure of lithosphere. Asymmetry, tectonic complexity and movements of the basin axis in time are main characteristics of the foreland basin. Generally early fill of foreland basins is quartz-rich but feldspar poor. Later deposits are richer in rock fragments derived from orogenic source areas.

A number of foreland basins are present in some parts of the world and their ages change from Palaeozoic to recent. Alberta, Cordilleran and Appalachian basins, some Alpine and Appennin basins, southern Himalayan foredeeps, Taiwan and Timor-Tanimbar basins are some of the carefully investigated foreland basins.

Foreland basins which have been developed in the southern part of Zagros suture belt continue in to Turkey. K. Maraş Tertiary basin a very good example for this type of sedimentary basins. This basin with peripheral foreland characteristics, is formed by overthrusting of the units of the orogenic belt from the North, onto Arabian plate in the south from time to time after Campanian (Upper Cretaceous).

GİRİŞ:

Önülke havzalarını daha iyi anlatabilmek için, sedimenter havzanın ne olduğu, nasıl geliştiğini ve hangi ölçülere göre sınıflandırıldıklarını belirtmekte fayda vardır.

Çökellerin çökelebileceği, çökelmekte olduğu veya çökelmiş olduğu bir havzaya (Friedman, 1978) veyahutta sedimenter kayaların oldukça kalın birikimine (Biddle, et al., 1985) sedimenter havza denir.

1960'lı yıllara kadar sedimenter havzaların oluşumu Jeosenklinal kavramına göre açıklanıyordu. Jeosenklinaler, içerisinde binlerce metre kalınlığında sedimenter veya volkanik kayaların biriktiği, yer kabuğunun aşağıya çökmekte olan hareketli kısmına deniyordu. Jeosenklinal kavramına göre bu çökmeyi daha sonra sıkışma ve yükselme takip eder.

Levha tektoniği ve levha hareketlerin 1960'lı ve 1970'li yıllarda giderek daha iyi anlaşılması, sedimenter havzaların oluşumu ve evrimini tümüyle yeniden ele alınmasını zorunlu kılmıştır. Bunun bir sonucu olarak, havzaların sınıflamalarında değiştirilmiştir. Levha tektoniği öncesi sınıflamalar Kay (1951) tarafından özetlenmiştir. Kay jeosenkinal teoriyi stratigrafi, sedimenter fasiyesler ve tektonik toplulukların farklılıklarını açıklamak için kullanmıştır.

Levha tektoniğinin gelişmesi ile, jeosenkinal teori, farklı havza tiplerini tanımak için kabul edilebilir bir temel olmaktan çıkmıştır.

Dickinson (1974, 1976), Bally ve Snelson (1982), Kingston ve diğerleri (1983), Miall (1984), Klein (1987) ve Ingersol (1988) tarafından sedimenter havza sınıflamaları ile ilgili önemli çalışmalar yapılmıştır.

Bu sınıflamalardaki çeşitli sedimenter havzaların tanınmasıyla ilgili ölçülerde (kriterlerde) tam bir uyumluluk yoktur. Dickinson (1974) havza sınıflamasında (1) havzanın üzerinde oturduğu kabuğun tipi, (2) levha sınırına olan uzaklığı, (3) levha sınırının tipi ölçülerini kullanmıştır. Bu makalede verilen sınıflama ise Ingersol (1988) tarafından yapılmış olup, Dickinson sınıflamasının daha geliştirilmiş bir şeklidir.

SEDİMENTER HAVZALARIN SINIFLAMASI (R. V. Igersall, 1988)

A. Kıtaların birbirinden ayrılmasıyla (uzaklaşma-sıyla) oluşan sedimenter havzalar (Genişlemeye bağlı olarak gelişen sed. havzalar)

- 1- Karasal rift vadileri
- 2- Okyanuslaşma öncesi rift tekneleri
- 3- Kıta kenarındaki yükselimler ve sekiler (kıta yamacı ile derin deniz arasında)
- 4- Başarısız riffler ve aulocogenler
- 5- Kıta içi havzaları
- 6- Okyanusal havzalar
- 7- Okyanusal adalar, asismik sırtlar ve platolar

B. Kıtaların birbirine yaklaşmasıyla oluşan sedimenter havzalar (Daralmaya bağlı olarak gelişen sed. havzalar)

- 1- Hendekler
- 2- Hendek-yamaç havzaları
- 3- Yayönü havzaları
- 4- Yay içi havzaları

5- Yay arası ve yayardı havzaları

6- Gerileyen yay önülke havzaları

7- Kalıntı okyanus havzaları

8- Kenar önülke havzaları

9- Hareketli bindirmeler üzerinde oluşan ve taşınan havzalar (Piggyback basins)

10- Önülke dağarası havzaları

C. Dönüşümlü (transform) havzalar

1- Doğrultu atımlı fay sistemleri boyunca meydana gelen genişleme ile oluşan havzalar (Transtensional basins)

2- Doğrultu atımlı fay sistemleri boyunca meydana gelen sıkışmaya bağlı olarak oluşan sedimenter havzalar (Traspressional basins)

3- Doğrultu atımlı fay sistemleri içinde kabuk blokunun yaklaşık düşey eksen boyunca dönmesiyle oluşan havzalar (Transrotational basins)

D. Melez (Hybrid) havzalar

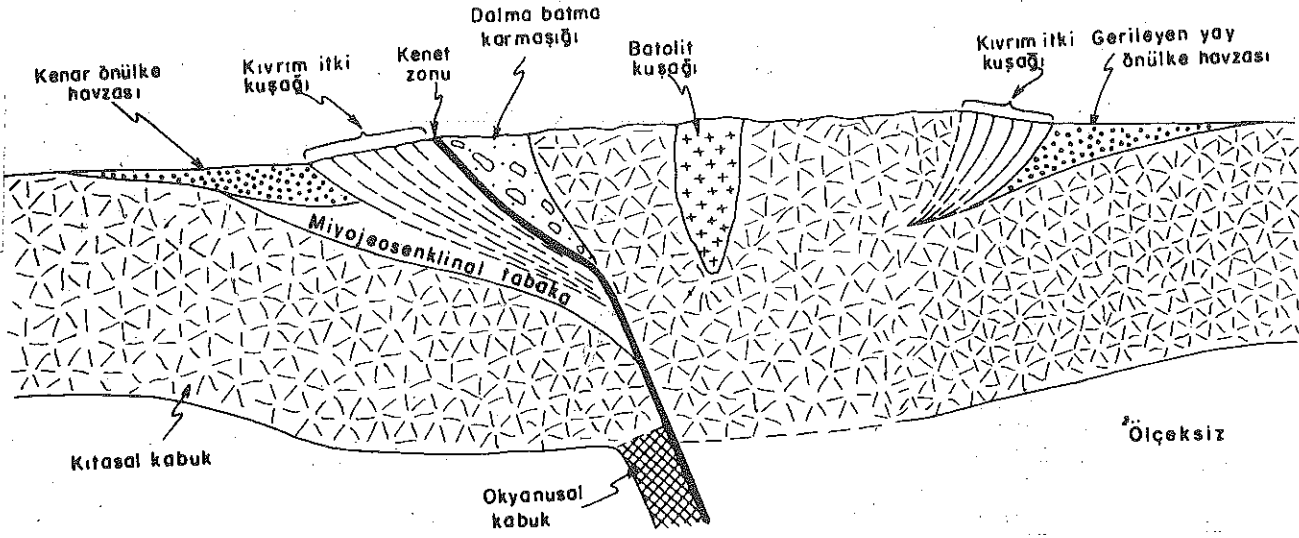
1- Kıta içi bükülme-burkulma havzaları (Intracontinental wrench basins)

2- Artıcıl (sonradan oluşan) havzalar (Successor basins)

Yukardaki sınıflamada da görüldüğü gibi sedimenter havzalardan bir çeşidinde önülke havzalarıdır. Bu havzalar dağların kıtalar üzerine bindirdikleri yerdeki kıvrımlı-bindirmeli kuşak ile kratonlar arasında gelişirler (Şekil-1). Orojenik bölgelerde gelişen bu tür havzaların varlığı 80 yıldan beri bilinmektedir. Kay (1951) jeosenkinal kavramı içerisinde bu tür havzalara "exogeosynclinler" ismini vermiştir. Levha tektoniğine göre aynı tür havzalara Dickinson (1974, b) ve Beaumont (1981) "önülke (foreland) havzaları", Bally-Snelson (1980) ve Miall (1981) ise "önçukur (foredeep) havzaları" adını vermişlerdir. Günümüzde bu adlandırmalardan önülke havzaları şeklinde olanı daha çok kullanılmaktadır.

Köken yönünden (jenetik olarak) iki tür önülke havzası vardır; a) Kenar önülke havzaları (peripheral foreland basins), b) Gerileyen yay önülke havzaları (retro-arc foreland basins)

Kenar önülke havzaları çarpışma bölgelerinde, okyanusal kabuğun tükenmesinden sonra, kıta kenarlarının dalma-batma karmaşığına doğru ilerlediği yerlerde, kabuk kenet kuşaklarına yakın olarak gelişen klasik önülke havzalarıdır (Şekil 1).



Şekil 1: Kenar Önülke havzası ve gerileyen yay önülke havzasını gösterir şematik diyagram.

Gerileyen yay önülke havzaları kıta kenarındaki mağmatik yayların arkasında oluşurlar. Onların yay-hendek sistemleriyle olan ilişkileri, hendek veya yığışım karmaşığı, volkanik zincir veya batolit kuşağı ve önülke kenar havzası tarafından belirtilen genel paralellik tarafından gösterilir.

Yukarda bahsedilenler özetlenecek olursa, çarpışma bölgelerinde, çarpışma ilerledikçe yükselen dağ kuşakları arasında ve çevrelerinde yeni havzalar gelişir. Bunlar çoğu zaman kıtasal kabuk üzerinde yer alırlar. Söz konusu havzalar eğer dalan levha üzerinde meydana gelmişler ise "Kenar önülke havzası" yok eğer üzerleyen levha üzerinde meydana gelmişlerse "Gerileyen yay önülke havzası" olarak adlanır (Dickinson, 1974).

ÖNÜLKE HAVZALARININ OLUŞUMU VE EVRİMİ

Sedimenter havzaları oluşturan en önemli etken litosferde oluşan geniş çökmelerdir. Mantonun yukarıya doğru sıcak bir şekilde yükselmesi ve dayklar şeklinde geniş oranda sokulması, bunu takip eden soğuma nedeniyle kıtanın çökmesi, üst veya alt kabuksal yükten kaynaklanan bükülme, soğuk olan ve alta dalan litosferin oluşturduğu çökme gibi, çökmeyi sağlayan çok sayıda mekanizmalar mevcuttur (Allen, Homewood and Williams, 1986).

Sedimenter havzalar genelde ya kıtaların birbirinden uzaklaşmasına (genişlemeye) ya da yakınlaşmasına (daralmaya) bağlı olarak gelişirler. Daralarak oluşan havzalar, kabuk kalınlaşmasına bağlı olarak meydana gelen litostatik yükten dolayı, litosferin elastik veya visko-elastik bükülmesi sonucunda oluşurlar (Şekil. 2). Bunların çökmeleri tümüyle mekanik kökenlidir. Genişleyerek oluşan havzaların çökmesi ise iki evrede oluşmaktadır.

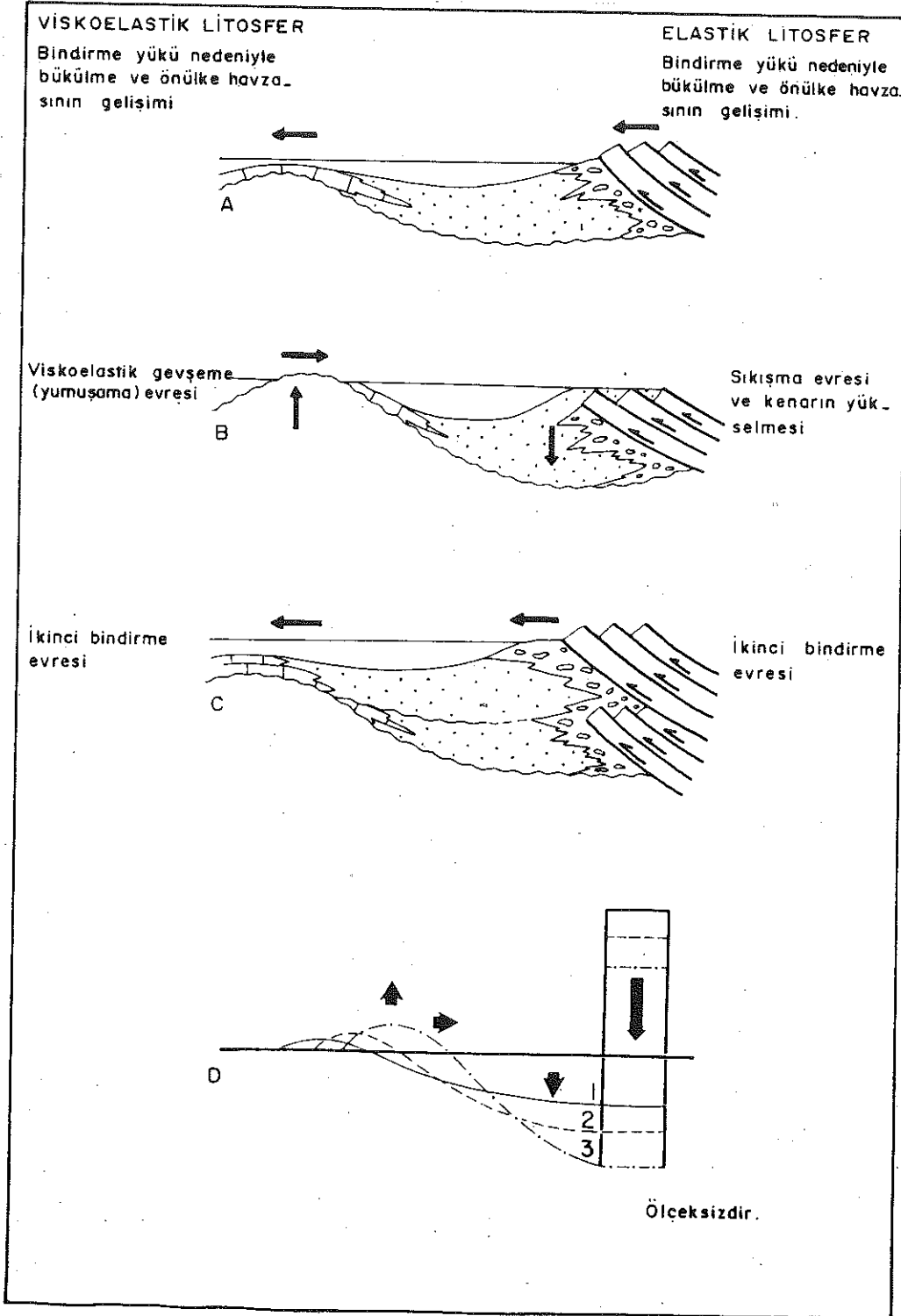
1) Gerilen litosfer incelir ve önce izostatik olarak çöker.

2) Gerilen ve incelen kısmın altında, daha sonra izotermilerin gerilme öncesi normal geometrilerini tekrar kazanmaları sonucu, litosferin yeniden kalınlaşması ve yoğunluğunun, yeniden katılan mafik kök nedeniyle artmasından dolayı havza bu sefer de ısıl olarak çökmesine devam eder (Dewey, 1982).

Karışık tektonik evrime uğramış bölgelerde havza evrimleri de karmaşık gelişir. Örneğin genişleme kökenli olarak oluşan bir havza değişen tektonik rejimlerin etkisiyle varlığını daralma kökenli bir havza olarak sürdürebilir. Genişleme ve daralma kökenli havzalar okyanus açılma ve kapanma evresinin her safhasında oluşabilirler ve bu evreler boyunca bazen birbirinin üzerine gelebilirler.

Jeofizik araştırmalarına göre, okyanusların altında ki litosferin elastik özellik gösterdiği anlaşılmaktadır. Onun yük altında aşağı çökmesi (bükülmesi) yüklenme zamanındaki ısısal yaşına bağlıdır (Parsons ve Sclather, 1977; Watts, 1978; Cochran, 1979). Elastik model daha sonra kıtasal litosfere de uygulanmıştır (Watts ve diğ. 1982). Bununla beraber, sadece elastik modelin; aşırı derecede yüksek elastik bükülme basıncı gerektirmesi, taş yapan minerallerin deformasyon kanunu ile uyumlu olmaması, bir yüklenme olayını takip eden bir asimtotik elastik kalınlıkla ilgili görülen litosferin hızlı yumuşamasını izah etmede yetersiz kalması gibi çok sayıda yetersizlikleri vardır.

Litosferin davranışı ile ilgili ikinci görüş ise visko-elastik modeldir. Visko-elastik modelin ana özelliği, yüklemeyi takiben litosferin gittikçe yumuşaması (gevşemesi)'dir. Böylece litosferin çökmesi-yükselmesi, yüklenmeden bu yana olan zamana bağlıdır.



Şekil 2: a, b, c.: Önülke havzasının, elastik ve viskoelastik davranış gösteren litosfer üzerinde gelişim evreleri (Quinlan ve Beaumont, 1984'den değiştirilerek alınmıştır). Kalın oklar bindirme ve kenar bükülme göçünü, ince oklar ise bindirme faaliyetini göstermektedir. Şekil d'de ise, bir yük altında viskoelastik levhanın bükülme göçünü, ince oklar ise bindirme faaliyetini gösterilmiştir. 1'deki profile levhanın davranışı elastiktir. Yük uzun süre sabit durumda kalırsa, derindeki litosferik hareket azalmakta ve levhayı bükün basınçlar derin ve dar bir çukurluk oluştururlar. Profil 2 ve 3'de görüldüğü gibi viskoelastik gevşeme, böylece ön kesimin devamlı yükselmesine ve yüklenen kısma doğru hareket etmesine neden olmaktadır.

Sedimenter havzalarda jeofiziksel modelleri denemek gerçek bir ümit olabilmemesine rağmen, önülke havzalarının jeolojik karışıklığı bu çeşit girişimleri yetersiz kılmaktadır. Bununla beraber, Jordan (1981) Kayalı dağları önülke havzalarındaki subsidansı sadece elastik modelle, Beaumont (1978) ise Alberta havzasının stratigrafisi ve çökme sebebini visko-elastik modelle izah etmişlerdir.

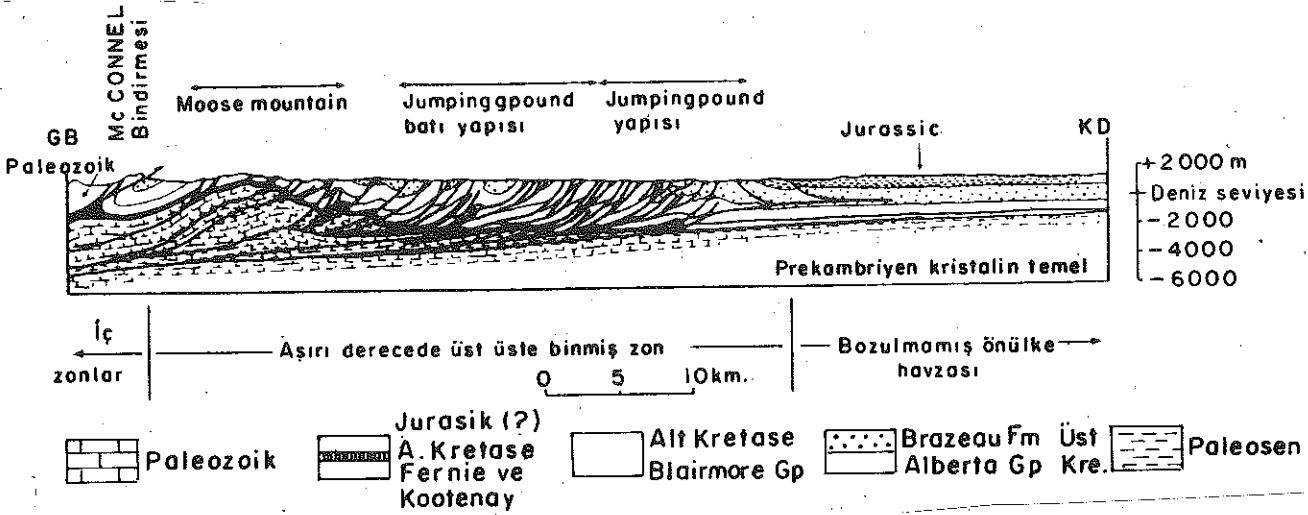
Kusznir ve Karner (1985) tarafından litosferik kompozisyonun önemi ve onun yüklenmeye karşı gösterdiği davranışıyla ilgili yapılar farkedilmiştir. Litosferik materyalin ısı ve basınca bağlılığı, kısa süreli hızlı gevşemede (yayılmada) olduğu gibi, litosferin uzun süreli sınırlı (muayyen) katılığını yeterli bir şekilde açıklayan, termo-reolocikal model kurmak için kullanılmıştır.

Böyle geçerli olan elastik kalınlık ve bundan dolayı bir litosferik levhanın bükülme katılığı onun ısıl durumunun bir fonksiyonudur (Courtney and Beaumont, 1983).

de subsidans çukurlarının orojenik kuşaktan uzaklaştıkça beklenilmedik bir şekilde azaldıkları görülmüştür (Kominz and Bond, 1982, 1986). İkinci bir özellik, dışa bükülmüş bir subsidans eğrisi veren önülke havza subsidansının nisbeten tetrici başlamasıdır. Bu özellik Denver, Green River, Alberta, İsviçre'nin molos havzası gibi havzalarda görülür (Kominz and Bond, 1986; Cross, 1986).

Çökme merkezlerinin göçü ve kolay bükülen ön kısmın ezilerek ileriye doğru ilerlemesi, önülke havzalarında genel bir özelliktir. Bu durum Apanin, Himalaya, İsviçre ve Doğu Preneler'deki önülke havzalarında bariz olarak görülmüştür.

Sade bir ifadeyle önülke havzaları, kütle taşınma yönünün gelişmekte olan havzaya doğru olduğu yerlerdeki hareketli bindirme kuşağının ön cephesinde gelişirler. Bindirme yükünün doğasındaki hareketten dolayı, önülke havzası kamaşık deformasyonlu olur (Şekil 3). Havza, bindirmelerin ilerleme oranı, havza altında kolayca kaya-



Şekil 3: Alberta bölgesindeki Kanada Kayalı Dağları ön cephesinden geçen bir enine kesitte görülen önülke havzasının GB. sında bol miktarda bindirmeler gelişirken, KD.sundaki tabakalarda herhangi bir eğilme-bükülme görülmemektedir (Ollerenshaw 1975).

Çarpışma ve bükülmeden önce meydana gelen jeolojik olaylar oldukça önemlidir. Önülke havzalarının çoğunlukla daha önce incelenmiş olan kıta kenarları üzerinde olduğu düşünülmüştür. Stockmal, Beaumont ve Boutlier (1986) daha önce riftleşmiş olan pasif kıta kenarı üzerine bindirmelerle gelen birimlerin bir analizini vermişlerdir. Burada orojenez birimlerinin kamalar şeklinde daha katı litosfer üzerine devamlı olarak bindirmelerle ilerlemesi özellikle önemlidir. Bu etkenlerin tamamı ve diğer başka faktörler önülke havzasının mevcut olan stratigrafisine katkıda bulunurlar.

Kenar önülke havzalarının tipik çökme tarihi çok az bilinmektedir. Amerika'daki birçok önülke havzaları ısı modellemesi yöntemiyle incelenmiştir. Bu incelemeler-

bilen zon yüzeylerinin varlığı ve bindirme açısı (yaklaşma açısı)'nı kapsayan çok sayıdaki değişkenlere bağlı olarak, parçalanmış veya tümüyle kopmuş olabilir.

Bir aktif bindirme sisteminin ilerisi sedimentlerin çökmesiyle oluşan havza tekne ucu veya önçukur (Sensu stricto) olarak adlanır. Deformasyonun havza altında ilerlediği yerde, hareket eden bindirme örtüleri üzerinde oluşan havzaya Piggyback (Hareketli bindirmeler üzerinde oluşan ve taşınan) havza ismi verilir (Ori and Friend, 1984).

Sediment dağılımını kontrol eden ana etken tektonizmadır. Havza içi istifteki tektonikle yaşdaş uyumsuzluklar (unconformities), yaşdaş tektonik faaliyetleri ve se-

dimentasyonu gösterirler. Bindirme önlerinin yükselmesi, ana sediment besleyicisi olarak faaliyet göstermeyebilir, fakat havzaya doğru sedimet taşınmasına engeller oluşturabilir. Orojenik kenarda kısılma nedeniyle eğimi artan denizaltı yamaçları, kaymalara, oturmalara ve diğer gravite akmalarına neden olabilir. Alplerdeki vahşi fliş bunun için iyi bir örnektir.

Düşey faylar, ister bindirme sistemleri ile ilgili olmayan doğrultu atımlı kırıklar, yanal ve oblik ramplar ister gerilme yapıları olsun, orojenik kuşaktan önülke havzasına aşınmış kırıntıların taşınmasına besleyiciler olarak hizmet ederler. Eğer onlar havzayı baştan başa katederlerse, sedimentlerin büyük kalınlık değişimi göstermelerinden tekbaşına sorumludurlar.

Bu tür havzalarda ister kıta riftleşme evresinde isterse de diğer mekanizmalarla oluşmuş eski gerilme faylarının tersine dönmesiyle (dönüşümüyle) ilgili bilgiler henüz tam olarak toparlanmamıştır. Jackson (1980) Zagros dağlarında, Stoneley (1982) İngiltere'de bu hususta bazı çalışmalar yapmışlardır. Önülke havzaları gelişiminin erken evrelerinde bazen gerilme tektoniğine rastlanır. Doğu İsviçre Alplerinde önülke havzasının ilk çökelleri temeldeki faylarla sınırlanmış gerilmeli havzalara dolmuştur. Pfiffner'in (1986) ayrıntılı düzeltmelerine göre daha sonraki sıkıştırma (compression) sıg kabuk seviyelerinde yoğunlaşmıştır.

Önülke havzalarının orojenik kenarı boyunca kıvrımlar ve bindirmeler oluşurken havzanın diğer tarafında (kıta tarafı üzerinde) kıvrım ve bindirmelerin eşdeğeri olan normal faylar oluşabilir.

Gerileyen yay önülke havzalarındaki durum ise şu şekilde özetlenebilir; Bu tür önülke havzalarındaki bükülerek çökme muhtemelen bir yayardı kıvrım-bindirme kuşağındaki tektonik yüklemenin sonucudur. Ayrıca burada, sınırlı oranda, kısmı bir dalma-batmada oluşur. Ada yayının yay-hendek arasında litosfere doğru yürüdüğü ve yay gidişi boyunca ısısal olarak yumuşamış litosferin kısılma hareketini sağladığı zaman, yayardı kıvrım-bindirme kuşağı belirgin olarak meydana gelir. Böylece gerileyen yay önülke havzaları ve yayardı kıvrım-bindirme kuşakları, yay yapısını kat eden tüm kinematikleri yansıtır. Bu kinematik, yayarası havzalar ve yayardı riftleşmelerden sorumlu olanlara zıttır (Dickinson, 1976). Gerileyen yay önülke kıvrım-bindirme kuşağı, muhtemelen katı-sert olan kıta kenarının yay yapısının geri kanadının altına daldığı yerde gelişir.

ÖNÜLKE HAVZA ÇÖKELLERİ:

Schwab, Quachita, Apalaş, Cordilleran ve Alpin kuşaklardaki eski birimlerden numuneler olarak, petrogra-

fik yüzdelere önülke havzalarının diğer havzalardan ayrılmaya çalışmıştır.

Değişik önülke havzalarından alınan örnekler birbiriyle modern derindeniz ve kıtakerarı çökelleriyle karşılaştırılmıştır. Schwab'ın bu çalışması, önülke havzalarının ilk çökellerinin kuvarsa zengin ve feldispatça fakir olduğunu ve bunların kıtasal ana kayadan türediğini, halbuki daha sonraki çökellerin, orojenik kaynaklardan gelen kaya kırıntısınca zengin olduğunu göstermiştir. Sadece az oranda malzeme, yükselen yığışım karmaşıklarından veya mağmatik yaylardan gelmiştir. Graham ve arkadaşları (1975) Montana'da yaptıkları araştırmalarda önülke havzalarının beslenme alanlarının zaman içerisinde değiştiğini farketmişlerdir. Graham ve diğ.'nin ana tezi tektoniğin ve iklimin etkilerine ilave olarak kaynak alanların evriminin, önülke havza çökellerinin stilini tayin etmede çok önemli rol oynamasıdır.

Önülke havzalarının en eski çökelleri şelften daha derin sularda çökelen çoğunlukla ince taneli ve türbiditik sedimentlerdir. Pakistan, Kuzey Alpler, Kuzey Apeninler ve Güney Preneler'deki önülke havzalarında bunun çok güzel örnekleri vardır.

Önülke havzalarının geç evrelerinde oluşan çökelleri ise başlıca sıg su ve karasal ortamlarda çökelmiş olup "Molas" olarak adlandırılmıştır. Alçak Himalaya'ların Siwalikleri ve Alplerin tatlısu Molaları bu çökeller için en güzel örneklerdir. Bunların dışında Taiwan, Quebec ve Macellan önülke havzaları ise bütünüyle derindeniz olarak kalmışlardır.

Genel bir not olarak, önülke havzalarının erken evresi, başlangıçta litosfer yüklenmesinin doğal bir sonucudur. Normal bir kıta kabuğunda, yükselme ve kırıntılı kamaların oluşması kısılmanın başlamasına eşlik eder, halbuki devamlı incelen kabuk için hızlı kırıntılı sedimentin başlaması orojenik evrede çok fazla ertelenir (Dewey, 1982).

Önülke havzalarında kırıntılı çökel kütleleri, çoğunlukla orojenik taraftan beslenmeyle ilgili olmasına rağmen, bu çökeller havzaya heriki taraftan da gelebilir. Turbidit çökelleri bir dereceye kadar oluşmasına rağmen, fluvio-deltaik çökeller daha fazla tipiktir. Bu tür havzalarda sediment taşınması hem enine hem de boyuna (havza eksenini boyunca) olabilir. Denizel ve karasal istiflerin sıralanını, havzanın çökme oranı ile çökme oranı arasındaki ilişkiye bağlıdır. Kaynak alandan havzaya gelen malzeme oranı kaynak alanın litolojisine, topoğrafik duruma, tektonik aktiviteye bağlı olarak değişir.

Önülke sedimentleri altında gömülmüş olan eski miojeosenklinal prizmalarının kaderi, önülke kenar havzası gelişiminin kritik bir yönüdür (Dickinson, 1976). Miojeosenklinal prizmaları, araba tamponları gibi, kıtasal

blokların kenarlarını itekler. Bir kabuk çarpışmasının olduğu yerden, ilk olarak kıta kenarına ait sediment prizması dalma-batma zonu içine itilir. Prizmanın istiflenmesi (tabakaları) dalma-batma karmaşığının altında güçlü bir şekilde aşağı doğru eğilir ve bu istif önülke kenar havzası tarafından örtülür. Üstte gelen asimetrik önülke havzasında olduğu gibi, böyle bir miyojeosenklinal prizması içinde oluşan hareketlerin yönleri çoğunlukla orojenik kuşaktan uzağa, üste doğrudur. Hareketi (göçü) sağlayan, hem tektonik ve hem de sedimenter yükün aşağı doğru artmasıdır. Buna örnek Basra Körfezi verilebilir. Arap platformunun kenarı boyunca Mesozoyik yaşlı çok kalın riftleşmiş kenar çökel prizması Zagros kenet kuşağına doğru sürülmüştür (itilmiştir) ve Tersiyer yaşlı önülke havzası tarafından örtülmüştür. Hem Mesozoyik hem de Tersiyer kayaları, orojenik taraftaki kıvrımlar boyunca olduğu gibi, hafif eğimli önülke kenar havzasının diğer kenadı boyunca oluşan kapanlarda petrol bakımından oldukça verimlidir. Bu tür deformasyonlar, elverişli yapıların oluşması için yeterlidir ve tüm denizel istif kapan oluşmasına uygun olarak eğilmiş-bükülmüştür.

Eğer kenetlenme ile bir çarpışma kuşağı boyunca uzun mesafeli bindirmeler meydana gelirse, hidrokarbon birikimi ile ilgili elverişli durum metamorfizma ve deformasyon tarafından yok edilir. Hidrokarbon birikimleri için en iyi durum ise çarpışmanın çok ileri safhada olmamasıdır. Gerileyen yay önülke havzalarının en karakteristik (belirgin) istiflenmesi fluvio-deltik çökellerdir. Bu çökel-ler çoğunlukla orojenik taraftan, bazen de kıta tarafından gelmişlerdir. Bu tür havzalarda sığ denizel çökeller olağan fakat derin denizel çökeller nadirdir. Kaynak alanlar, denizel çökelmelerin olduğu yerlerde çok iyi görülür. Eğer havza karasal kırımlarla iyice dolmuş ise kaynak alan belki de görülemez.

Gerileyen yay önülke havzalarındaki hafif tektonik bükülmelerde, etkili stratigrafik ve yapısal kapanlar bekle-
nebilir.

Kenar önülke havzalarında olduğu gibi, gerileyen yay-önülke havzaları altında bulunan daha yaşlı miyojeosenklinal çökel prizmalarının eğilmesi hidrokarbon birikimleri üzerinde güçlü bir etkiye sahip olabilir. Bu havzalarda hareket çok güçlü olmayabilir, çünkü eğilme ve yüklenme toplamı bazen çok büyük değildir. Bununla beraber yay orojeninin geri yanı boyunca artmış ısı akısı ısısal olgunlaşmayı sağlayabilir. Gerileyen yay önülke havzalarındaki ısıyı gösteren organik kırımlara (vitrit gibi) paralel olarak, batolit kuşağı ve kıvrım-bindirme kuşağı arasında olan ve ısı yükselmesine bağlı olarak derinlerde oluşan metamorfik mineral toplulukları, yay orojenindeki yüksek ısı akısını gösterir. Büyüyen yük ve artan eğilme gibi, hareket eden bir ısısal hat da (ceph), gerileyen yay önülke havzaları ve eski miyojeosenklinal çökellerinin bazı kı-

sımlarında, eğime paralel ve üste doğru olan hareketlerin oluşmasına katkıda bulunabilir (Dickinson, 1976).

ÖNÜLKE HAVZALARI İLE İLGİLİ BAZI ÖRNEKLER:

Dünyanın birçok yerinde önülke havzaları mevcuttur. Paleozoyikten günümüze kadar değişik yaşlarda görülen bu havzaların tamamını böyle bir yayında anlatma imkanı yoktur. Çünkü her önülke havzasının genel ve kendine has özellikleri vardır. Bu nedenle burada dünyada iyi incelenmiş ve değişik türde olanlarından birer örnek verilecektir. Ayrıca yurdumuzda bulunan bir önülke havzasının özellikleri ve jeolojik evrimi özetlenerek sunulacaktır.

ABD BATISINDA PALEOZOYİK YAŞLI GERİLEYEN YAY ÖNÜLKE HAVZASININ TEKTONİK VE SEDİMENTASYONU (ANTLER OROJENEZİ VE ÖNÜLKE HAVZASI)

Bugünkü tüm okyanus diplerinin yaşı Orta Mesozoik veya daha genç olduğundan dolayı, deniz diplerinden elde edilen jeomagnetik anomali ölçümlerinin Paleozoyik yaşlı levhalara uygulama şansı yoktur. Bu nedenle Paleozoyikteki levhaları, levha sınırlarını ve hareket yönlerini tayin etmek Mesozoyik ve Conozoyik levha tektoniği kadar kolay değildir. Paleozoyik levha tektoniği için Paleozoyik yaşlı ofiolitlerden ve adayı volkanizmalarından (kalkalkalin volkanizma) yararlanılır. Paleozoyik levha tektoniğinin zorluklarına ilave olarak Paleozoyik yaşlı önülke havzalarının tanınması da oldukça güçtür.

Çünkü bu havzalar;

- 1— Önülke bindirme kuşaklarının napları tarafından örtülmüş,
- 2— Eski havzalar oluşuktan hemen sonra yükselmiş ve aşındırılmış,
- 3— Daha genç birimler tarafından örtülmüş olabilirler.

Tüm bu zorluklara rağmen yine de iyi incelenmiş Paleozoyik yaşlı bazı önülke havzaları vardır.

Amerika'nın batı kesiminde görülen Antler orojenezi ve buna bağlı gelişen önülke havzası, Paleozoyik yaşlı gerileyen yay önülke havzaları için iyi bir örnek oluşturur. Bu önülke havzasını daha iyi anlayabilmek için bölgenin levha tektoniği açısından o zamanki konumunun belirtilmesinde yarar vardır.

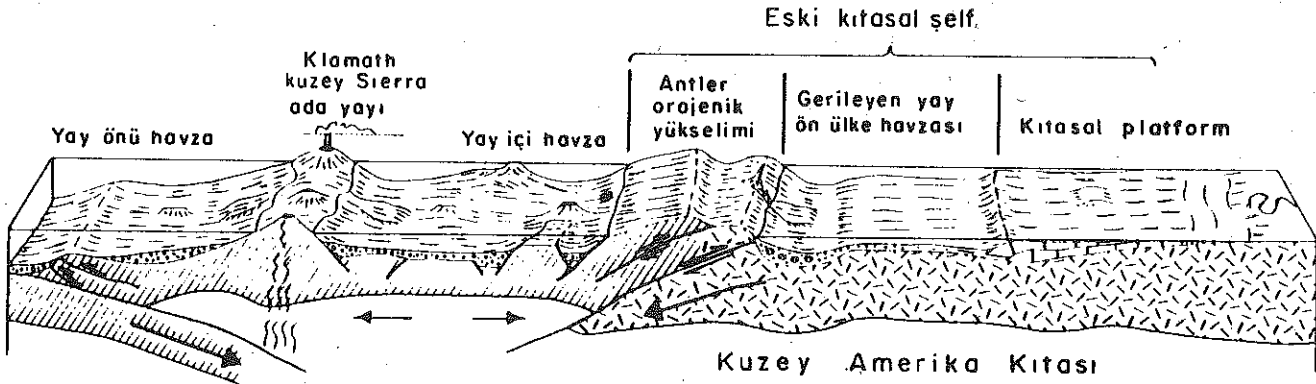
ABD'nin batı kesiminde, Prekambriyen ve Kambriyen çökelileri çoğunlukla miyojeosenklinal çökel özelliği gösterir. En alt birimler kumtaşı, çakıltaşı, diabloz silleri, volkanik kayalar, çakıllı çamurtaşı veya tillit gibi birimlerden oluşmakta ve bunları kumtaşı, yer yer çakıl mercekli silttaşı ve bazem de kumlu dolomitler takip etmekte-

dir. Daha üstlere doğru ise istif kireçtaşı ve dolomitlerle devam eder. Bu nedenle Stewart (1972, 1976), Burke ve Dewey (1973), Dickinson (1977) gibi bazı araştırmacılar Amerika'nın batısında bir rifleşmenin olduğunu ileri sürmüşlerdir. Bu rifleşme 900 M.Y. kadar önce başlamıştır (Stewart and Suczek, 1977). Rifleşmeye bağlı olarak Amerika'nın batısındaki pasif kıta kenarında oluşan çökeller zaman içerisinde çok sığdeniz fasiyesleri halinde doğuya doğru ilerlemiştir. Bu nedenle Amerikan kratonu üzerinde batıda geçişli olan Prekambrian-Kabrian, doğuya doğru kristalen temel üzerinde Kambrian diskordan olarak gelir. Ordovisiyen'de ilerleme daha da artar ve Nevada, Utah kesimlerinde kuvarsarenitler ve gel-git ortamında oluşmuş dolomitler görülür.

Ordovisiyenden sonra bölgede doğruya doğru okyanusal kabuğun okyanusal kabuk altına daldığı bir sistem

kıtaşı ile karakterize edilmiştir. Bu çökeller neritik ve batiyal ortamlarda çökelmişlerdir. Kontinental self çökelleri 2.500 m. kadar kalınlıkta olup, düzenli bir istiflenme sunarlar. Bunlar kalın kireçtaşı ve dolomit birimleri, bazı kumtaşı-silttaşı tabakaları ile temsil edilirler. Kontinental self çökelleri sığ gel-git altı, gel-git arası ve gel-git üstü ortamlarında çökelmiştir (Dickinson, 1977).

Üst Devoniyen ve Missisipien'de ada yayı batısındaki dalmamın hızlanmasıyla, alt Paleozoyik ada yayı, yay arası havzalar ve kıtasal şelfin yapı ve çökeme durumunun büyük oranda değişikliğe uğratılmasıyla Antler orojenezi başlamıştır. Yay arası havzaların Devoniyen ve daha yaşlı kayaları kıta kenarı boyunca şiddetli bir deformasyona uğratılmış ve bunu takiben Robert Dağları allohtonları önceki kıta şelfi üzerine doğru bindirmiştir (Şekil 4).



Şekil 4: Antler orojenezi sırasında Üst Devoniyen-Missisipiyen Adayayı sistemi ve Kuzey Amerika kıtası arasındaki ilişkiyi gösteren genelleştirilmiş diyagram (Poole ve Sandberg, 1977'den alınmıştır).

gelişmiştir (Şekil 4). Levhaların bu şekilde hareketine bağlı olarak Siluriyen ve Devoniyen çökellerini kontrol eden tektonik yapı Amerikan batısında, batıdan doğuya doğru şöyle sıralanmakta idi;

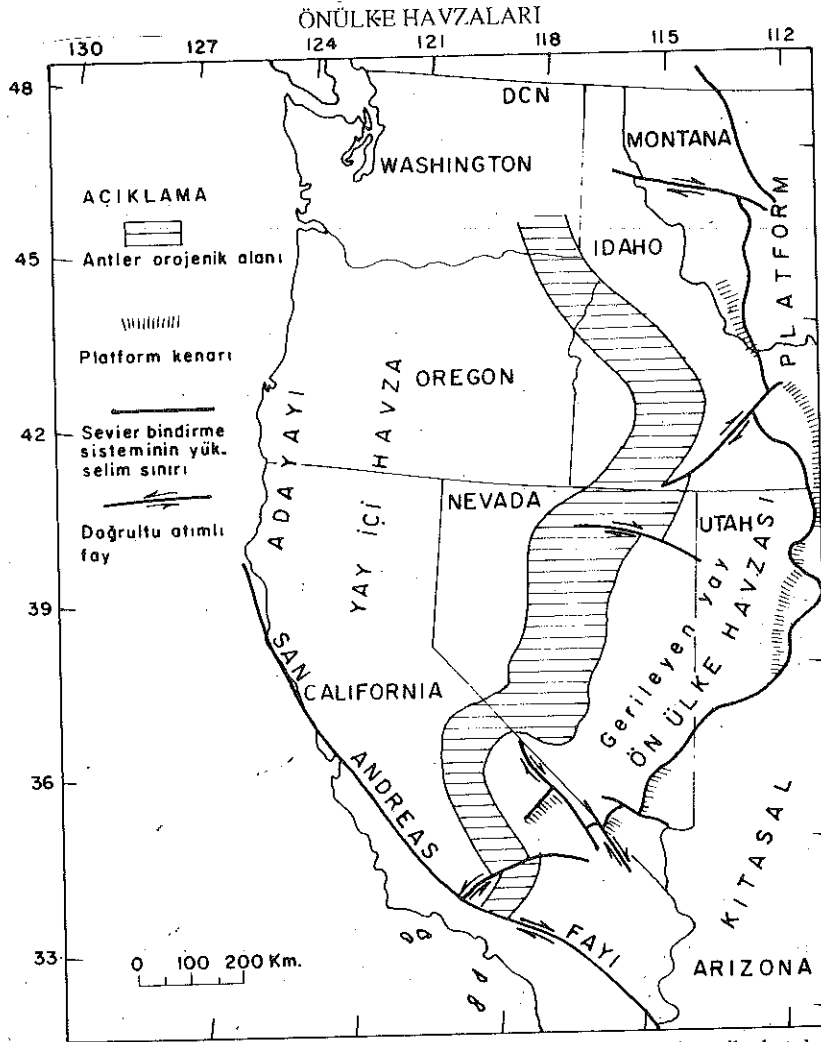
1— Kuzey Kaliforniya, Batı Nevada, Idaho, Oregon ve Washington da bir ada yayı (Klamath ve Kuzey Sierra ada yayı) ve yay içi havzası yer almıştır.

2— Güneydoğu Kaliforniya, Doğu Nevada, Batı Utah, Doğu Idaho, Batı Montana taraflarında geniş bir kıta şelfi.

3— Arizona, Doğu Utah, Wyoming ve orta, doğu Montana'da ise kıtasal bir platform bulunmakta idi (Dickinson, 1978).

Tektonik duyarsızlığından dolayı, ada yayı ve yay arası havza, 2.500 m. kadar kalınlıkta Siluriyen ve Devoniyen yaşlı kayaların dağınık mostralarını kapsar. Yay ve yay arası havza çökelleri ince tabakalı çörtler, çamurtaşı, silttaşı, kireçtaşı, volkanik kayalar ve bazı kumtaşı ve çal-

Antler orojenezi ile oluşan Robert Dağları allohtonları ile kıta platformu arasında oluşan gerileyen yay önülke havzası (exogeosynclinal tekne) içinde (Şekil 5) kalınlığı en fazla 4.500 m. ulaşan fliş çökeli olmuştur. Antler flişi terimi bu bölgede Üst Devoniyen, Missisipien ve Alt Pensilvaniyen yaşlı fliş çökelleri için kullanılmıştır. Antler önülke havzasının eksen kısmındaki çökellerin kalınlıkları genellikle 1.500-3.000 m. arasındadır. Önülke havzalarının asimetric olmalarından dolayı Antler önülke havzasının batı kesimlerinde çökel kalınlığı daha fazladır veya daha fazla korunmuştur. Doğuya doğru bu kalınlık azalmaktadır. Doğu Nevada'da Antler gerileyen yay önülke havzasında Missisipiyen yaşlı kırıntılı birimlerin 2.000 m. kadar bir kalınlığa sahip olduğu görülmüştür (Harbaugh ve Dickinson, 1981). Burada yürütülen eski akıntı ve petrografik veriler beslenme alanının batıdaki Antler orojenik kuşağı olduğunu göstermiştir. Önülke kırıntılı istifleri, Antler olaylarından önce ve sonra Kordilleran kıta kenarı



Şekil 5: Missisipiyan paleotektonik ortamları ve Missisipiyan sonrası ana kırıkları gösteren Amerika batı kesimin indeks haritası (Poole ve Sandberg, 1977'den alınmıştır).

boyunca çökelen şelf karbonatlarının hem üzerine diskordan olarak gelir ve hem de geçişli olarak bu karbonatlar tarafından örtülür. Böylece havza dolumu Antler orojenezine eşlik ve takip eden önülke çökmesinin tüm tarihini kapsar.

Harbaugh ve Dickinson (1981) tarafından yapılan ayrıntılı fasiyes haritalaması kırıntılı istifin 2 ana bölümden oluştuğunu göstermiştir:

a) Alta havza yamacı ve denizaltı yelpazelerinden oluşan yaklaşık 750-1.000 m. kalınlığında transgressif bir istif bulunur. Bu çökeller su derinliği şelften havza yamacına kadar artan aktif tektonik çökme ortamında çökelmişlerdir.

b) Delta yamacı ve delta düzlüğü sedimentleri 1.000-1.250 m. kadar bir kalınlığa sahip olan bu çökeller havzanın sığlaşmasına eşlik eden bir regresif istiflenme olarak çökelmiştir. Transgressif olarak çökelen alt fasiyesler, yeniden aşınmış karbonatlı şeylerden oluşan üst-yamaç fasiyesini, olistostrom tab kalı ve kum mercekli şeylerden oluşan alt-yamaç fasiyesini, çakıltılı ve kumşatı

istifli şeylerden oluşan üst yelpaze fasiyesini ve üste doğru incelen istifler halinde olan şey-kumtaşı ardalanmasının orta yelpaze fasiyeslerini kapsar.

Üstteki regressif fasiyesler ise bir fan-delta topluluğunu teşkil ederler.

Böylece, Antler önülke havzası hem flišimsi ve hem de molasimsi istifler kapsar. Bunlardan flišimsi olanlar Antler orojenezine ile oluşan yüksek alanlardaki birimlerin aşınması ve bindirmeler neticesinde çöken kısımdaki derin su ortamında oluşmuşlardır. Daha sonra havza yükselmiş ve molos tipi çökellerin oluşmasına neden olmuştur (Harbaugh ve Dickinson, 1981).

HİND-HİMALAYA KENET KUŞAĞI VE ÖNÜLKE HAVZASININ JEOLJİK EVRİMİ

Bundan 250 M.Y. kadar önce (Üst Pamiyende) şimdiki Himalayaların kuzeyini oluşturan Lhasa bloğu Gondvana ile birlikte idi (Şekil 6). Orta Triasta (225 M.Y. önce) bu blok Gondvanadan ayrılmaya başlamış ve Asya'ya doğru hareket etmiştir. Bu rifleşme Jura işlerine ka-

dar sürüyor. Bölgede Üst Jurada (160 M.Y. kadar önce) Lhasa bloğunun altına doğru Hindistan kıtacığının dalma-ya başladığını görüyoruz. Yani Üst Jurada Gondvana'dan Hind Levhacığı da ayrılmaya ve Asya'ya doğru hareket etmeye başlıyor. Böylece Gondvana ile Hint levhası arasında rifleşme gelişirken Hindistan ile Lhasa bloku arasında bir dalma-batma (yaklaşma rejimi) başlıyor. Bu durum Üst Kretaseye kadar devam ediyor (100 M.Y. öncesine kadar). Üst Kretase de Hindistan kıtacığı ve Lhasa bloku bir birine iyice yaklaşıyor ve arasında derin deniz, fliş ve melanj birimleri birikmeye başlıyor. Ayrıca bazı okyanus kabuğu dilimleri de bu çökellerin içerisine tektonik olarak sokuluyor (bindiriyor). Paleosen sırasında (65 M.Y. önce) bu yaklaşma daha da artıyor ve iki kıta arasındaki çökeller güneye Hindistan tarafına (dalan levhanın üzerine) doğru itiliyor. Orta Eosen'de (50 M.Y. önce) Hindistan ile Lhasa bloğunun çarpışması ilerliyor hatta Hindistan kıta kabuğundan Paleosende bazı parçalar güneye doğru kendi selfi üzerine bindiriyor ve bu sırada kuzeye ve daha çok güneye doğru bindirmeler görülüyor (Şekil 6). Üst Oligosende (35 M.Y.) kıta-kıta çarpışmasının daha da ilerlemesi sonucunda kuzeydeki Tibet tarafına doğru bazı bindirmelerde oluşuyor ve ayrıca bazı granit sokulumları gelişiyor (çarpışmayla ilgili plutonlar). Halbuki bundan önce Kretasende ve Paleosendeki plutonlar ise dalma batmayla ilgili idiler. Miyosen başlarından (22,5 M.Y.) Pliosen (5 M.Y.) ve günümüze kadar sıkışma devam ediyor. Özellikle güneye doğru Hindistan kıta şelfi ve kıta kabuğu dilimleri bindirmeler yapıyor ve bunlara bağlı olarak güneyde önülke (peripheral) havzaları ve çarpışma ile ilgili granitler oluşuyor (Şekil 6).

Hindistan kıtası ile Avrasyanın geçmişte ve devam etmekte olan çarpışmasının bir sonucu olarak, kırıkların ve kıvrımların çoğalmasıyla Himalaya önülke kenar havzasının kuzey kenarı karışık hale gelmiştir. Himalayalardaki bu çarpışma kuşağının güneyinde gelişen önülke kenar havzasına ait Molas çökelleri (Şekil 7) bu kırık bindirme ve kıvrımlanma ile iyice karışık hale getiriliyor ve buralarda Peşaver, Campbellpore ve Keşmir gibi dağarası havzalar oluşuyor. Himalayalar güneyindeki önülke havzasının geliştiği yerlerden biri olan Keşmir'den güneye doğru Jhelum'a kadar uzanan bir bölgenin jeoloji haritası (Şekil 8) ve enine kesitine bakılacak olunursa (Şekil 9) şu özellikleri görmek mümkündür (Burbank ve dig., 1986). Bu kesit başlıca 4 yapısal ve stratigrafik istif kapsar. Bunlar; 1- Keşmir havzası, 2- Pir Panjal bölgesinin temel kayaları, 3- Yakın önülke kenarının deforme olmuş molasları ve 4- Genellikle yatay durumda olan önülke.

Keşmiş Havzası

Keşmir havzası kuzeyden yüksek Himalayalar, güneyden de Pir Panjal bölgesi ile sınırlanmıştır. P. Panjal bölgesi kuzeye doğru eğimli birçok bindirmeden oluşmuştur. Kuzeydeki dağlar birden 2.000 m. kadar yükselmekte,

Paleozoyik yaşlı kayalar içindeki kıvrımlar ve kuzeye eğimli bindirmeler bu havzanın kuzey sınırı boyunca görülmektedir.

Keşmir havzasının temelinde Paleozoyikten Mesozoyik'e kadar yaşlı olan birimler ile Üst Kretase ve Senozoyik başlarında yükselen ve ayrışan başlıca volkanik ve denizel kayalar bulunur. Bu temel kayalar istifi Eosen yaşlı sığ bir deniz tarafından transgressif olarak örtülür ve bu denizde Nummulitik kireçtaşları çökeltmiştir. Bu kireçtaşlarının artıkları (kalıntıları) hem kuzeyde Ladakh ve Büyük Himalayalar'da hem de Pir Panjal bölgesinin güney kanadında bulunmuştur. Mamafi, bu havzadaki yükselme hem bu kireçtaşlarının ve hem de bunun üzerine gelen Pliosenen dahayaşlı çöellerin tümüyle aşınmasına neden olmuştur.

Bu aşınma evresinden sonra bölgeye Karewa Formasyonunun dağarası havza sedimentleri diskordan olarak çökeltmiştir. Karewa Formasyonu ile altındaki birimler arasındaki çökeltme sınırı Keşmir havzasında çok seyrek olarak görülür. Çünkü çoğu yerde genç çökellerle örtülüdür.

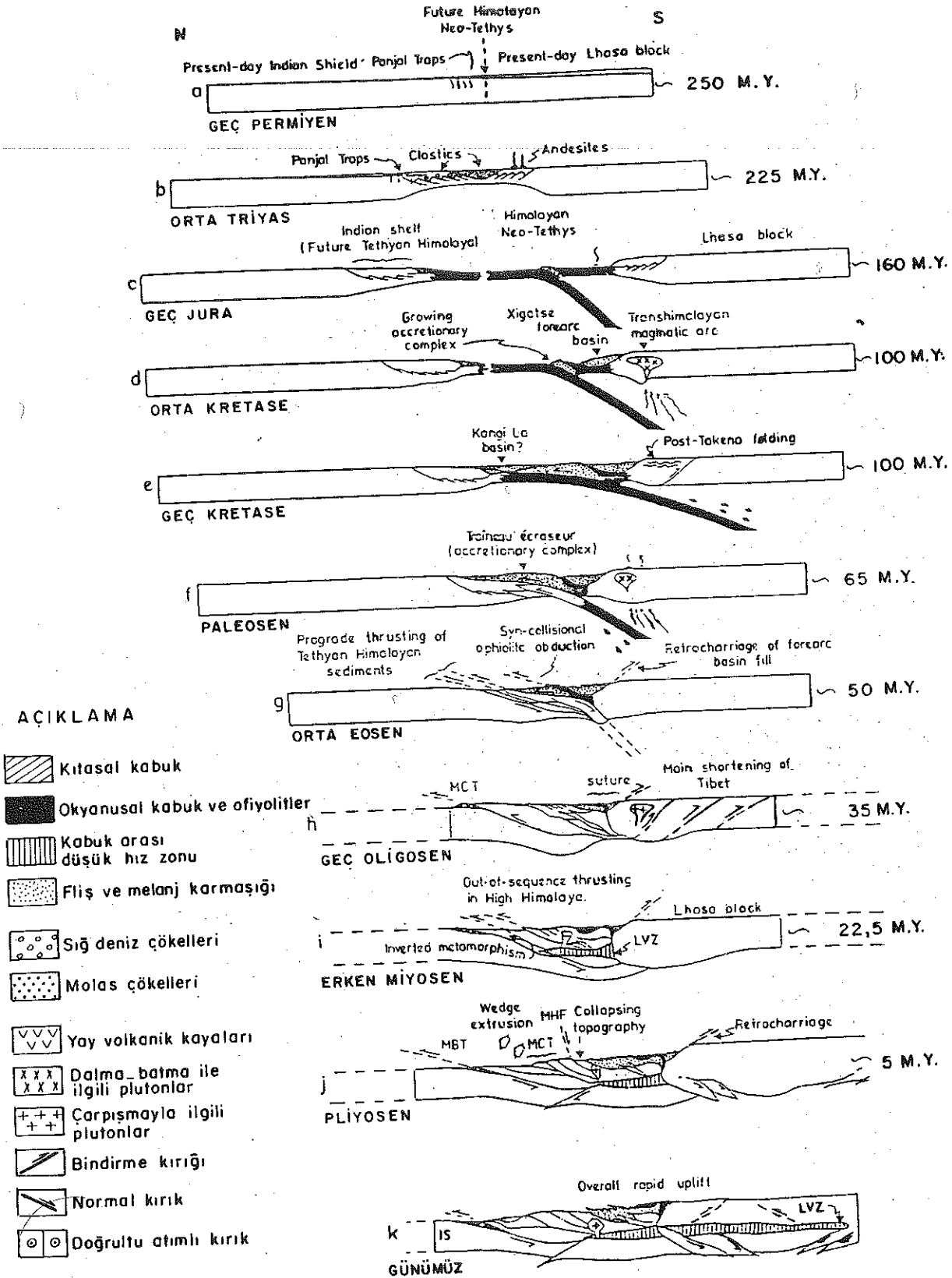
Karewa Fm. asimetrik iki yükselim arasında çökeltmiştir (kuzeydeki daha dik). Pir Panjal bölgesinin kuzeybatı kanadındaki ışınmış vadilerde görülen mostrallar, Indo-Ganj dışmolas havzasını karakterize eden fluvial çökellerin oldukça keskin zıtlıklarını göstermiştir. Bu dışmolas havzasını oluşturan Karewa Formasyonu 1300 m. kadar kalın olup, başlıca görsel çamurtaşları, linyitler ile deltaik silttaşları ve kumtaşlarından oluşmuştur. Düşük enerjili ortamda oluşan bu çökeller temeldeki diskordanın hemen üzerinde çökeltmiştir ve bu durum eski Pir Panjal bölgesi yükseliminin erken bir hareketinin yeni tanımlanan Keşmir havzasındaki daha önce mevcut olan fluvial sistemlerin gelişimine neden olduğunu belirtmiştir.

Göl çökelleri dağarası çökeltimi evresinin tamamı boyunca oluşmaya devam etmiş ve bugünde kuzey havza kenarı boyunca sığ göller içinde devam etmektedir. Bu çamurtaşlarının egemen olduğu Karewa istifi içinde, iri çakıltaşları sakın su çökeltiminin sona erdiğini belirtir.

Bu çakıltaşlarındaki çakıl bindirmeleri ve çapraz tabakalardan alınan eski akıntı analizleri, beslenmenin kuzey-güney yönünden ve muhtemelen Büyük Himalayalardan olduğunu göstermiştir. Bu durum Keşmir havzasındaki Karewa formasyonunun alt kesimlerindeki kalın çakıltaşı kamaları kuzeyden güney-güneybatıya doğru akaraktüm havzayı kat etmişler ve güneydeki Pir Panjal bölgesine kadar uzanmışlardır. Karewa istifinin üst kesimlerinden derlenen eski akıntı verileri ise havza ekseninin kuzeydoğuya doğru kaydığını göstermiştir.

Karewa Fm. yaşının 4-5 M.Y. arasında olduğu tahmin edilmektedir (Pliosen). Yaygın Karewa Formasyonu ait çökeltme 0,4 M.Y. kadar (Pleistosen) devam etmiştir (Burbank and Johnson, 1983).

ÖNÜLKE HAVZALARI



Pir Panjal bölgesinin senede 4 mm. kadar yükselmesiyle havzanın güney yarısındaki Karewa göl tabakaları 1500 m. kadar yükselmiştir. Palaeomagnetik veriler Karewa birimlerinde ihmal edilebilir oranda tektonik rotasyon olduğunu göstermiştir.

Pir Panjal Bölgesi

Pir Panjal bölgesinin kuzeydoğu yamacı üzerinde buzul çökelleri ve yaygın Karewa mostralarının çoğu karışık bir hal alır. Pir Panjal'daki temel birimler kuzey kuzeybatı-güney güneydoğu doğrultulu olup bu bölgede mostralarda bulunan Paleozoyik'den Tersiyer başlarına kadar olan birimler bol miktarda kıvrımlı ve faylıdır ve güneydeki önülke çökelleri üzerine ekaylarla bindirmişlerdir. Pir Panjal bölgesinin orta kısımlarında Ü.Karbonifer, Karbonifer-Triassik birimleri ve bunlarla birlikteki Gabroik sokulumlar bulunmaktadır. Bu birimler çoğunlukla karasal olan Gondwana çökelleri tarafından örtülürler. Her iki birimde güneybatıya doğru ters dönmüştür. Bu birimler Yaşlı Paleozoyik üzerinde diskordan olarak bulunurlar. Tüm bu kırılmış, kırılmış ve tersdönmüş birimler Eosen yaşlı kireçtaşları ve şeyller ile temsil edilen 4'üncü stratigrafik ve yapısal çökeller üzerine Panjal bindirmesi boyunca bindirmişlerdir. Bu bindirme, merkezi ve doğu Himalayaların "Ana Merkezi Bindirmesi"ne yapı bakımından eşdeğer olabilir. Bu zonda daha başka kuzeye eğimli bindirmelerde mevcuttur. Bunların her biri Paleozoyik yaşlı birimleri ters dönmüş güneyeki Eosen çökelleri üzerinetaşırlar. Pir Panjal zonunun güney kenarı "Ana Sınır Bindirmesi (MBT)" veya Murree Formasyonunun yakınsak molaş çökelleri üzerine Eosen ve daha yaşlı kayaları taşıyan "Murree Bindirmesi" tarafından şekillendirilmiştir.

Endiş zonunun Eosen sonrası zamanda deforme olmasına rağmen, Pir Panjal istifi içindeki deformasyon zamanı çok iyi kurulamamıştır. Senezoyikdeki Himalaya sıkıştırması tüm istifte etkili olmuştur. Keşmir havzasından elde edilen kronolojik bilgiler, eski akıntı ve kaynak alan verileri bindirmelerin çoğunun Pliosen başlarında başladığını göstermiştir (Burbank, 1983). Diğer yandan, MBT (Ana Sınır Bindirmesi) kuzeyinde dış molaş istifinin yokluğu ve Karewa tabakaları altında kalın eski toprakların varlığı şuandaki Pir Panjal bölgesinin pozitif bir alan olduğunu, fakat Üst Miyosende Molas havzasının hemen üzerinde (Molas havzasından az yüksek) bulunduğunu göstermiştir.

Pir Panjal bölgesine bağlı bindirmeler 4-5 M.Y. civarında (Pliosen başları) gelişmişlerdir. Bindirme örtüleri alloktan kayalarının farklı rotasyonları, bindirmeler boyunca devam eden harekete ve Hind-Asya yaklaşmasına rağmen korunmuştur.

Deforma Olmuş Önçukur

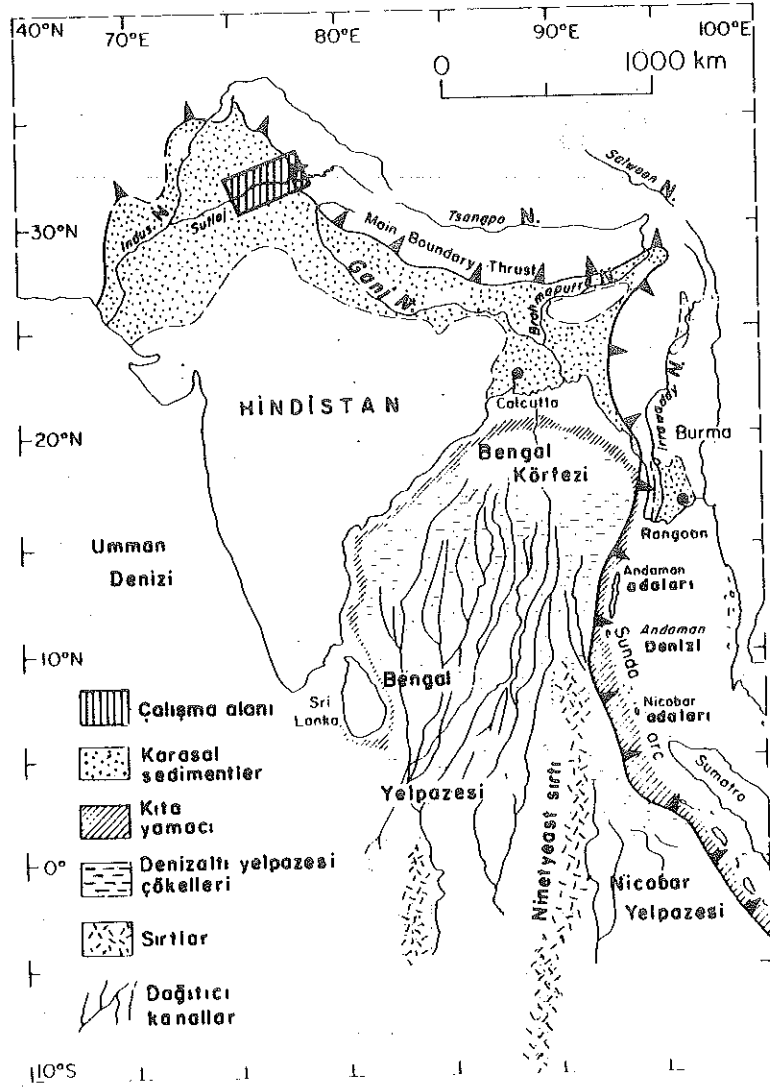
Murree Formasyonu'nun Oligosen-Miyosen Molas

birimleri tarafından oluşturulan 30 km. genişliğinde bir zon MBT'sın güneyinde uzanır (Wadia, 1928; Shah, 1980). Şekillerde de görüleceği gibi (Şekil 9) bu zonun güney kenarı yakınlarında, ana bir bindirme fayı hem Eosen kireçtaşlarını ve hem de Permo-Triassic denizel çökelleri yüzeye taşımıştır. Kotli yakınlığında, ikinci bir bindirme geç Miyosen yaşlı orta Siwalik birimleri üzerine Murree birimlerini taşır. Geniş ve açık kıvrımlar Murree Zonu'nun çoğunluğunu karakterize eder. Bu kıvrımların ve faylanmanın oluşmaya başlaması, magnetostratigrafik çalışmalara göre, 2,5 M.Y. kadar önceye gitmektedir. 2,5 M.Y.'dan bu yana bu bölgedeki kıvrımlanma ve bindirmeler zaman zaman devam etmektedir.

Buradaki duruma stratigrafi açısından bakılacak olursa, bu bölgedeki yaygın görülen ve transgrassif olan yüksek çakıltaşı fasiyesinin ilk oluşumu tarihlendirilebilir. Bu çakıltaşları önemlidir, çünkü bunlar Pir Panjal bölgesinde mevcut olan bir kaynak alanının varlığını temsil eder. Böylece bu fasiyesler Pir Panjal bindirmesi ve yükselmesinin farklı bir ürünü ve Tersiyer öncesi yaşlı ana kayaların ilerleyen aşınması olarak incelenir. Kesit boyunca bu fasiyeslerin güneybatıya doğru olan ilerleme oranı ortalama yılda 3 cm. kadardır. Şayet bu oran zaman içinde geriye kuzey-kuzeydoğu yönünde Pir Panjal'a doğru götürüldüğü düşünülürse; o Pir Panjal'ın güneybatı kenarını sınırlayan faylar boyunca ana bindirmenin 4-5 M.Y. önce başladığını ve çakıltaşlarından oluşan sedimentasyonun da buna eşlik ettiğini gösterir. Jhelum Nehri batısındaki eski çökel istiflerinin pekçoğunda, iki farklı kumtaşı karmaşığı mevcuttur. Bunlardan altta olan "Beyaz Kumtaşları" beyaz kuvarsitik ve granitik çakıllarla birlikte bol miktarda hornblent kapsar. Bu kumtaşları doğu-kuzeydoğuya akan nehirlerle ait akıntı yapıları gösterir. Daha genç olan "Kahverenkli Kumtaşları"nda ise hornblent ve granitik kırıntılar yoktur, fakat bunlar kahverengi kuvarsitik ve volkanik kırıntılar taşırlar. Bu kumtaşları güneye yönlü eski akıntılar kapsar. Beyaz kumtaşlarının, eski İndüs Nehrinin, önçukurun eksenine boyunca akarak, Ganj Nehrine doğru çökelleri taşıması sonucu oluştuğu düşünülmüştür (Raynolds, 1982). Burada tanımlanan ve kesit boyunca Jhelum Nehrinin doğusunda bulunan ve yaygın kumtaşı tipini oluşturan Kahverenge kumtaşları ise Jhelum nehri çökellerini kapsadığı şeklinde yorumlanmıştır. Bu çökeller Pir Panjal bölgesinin yapısal gelişimi ve yükselimine bir cevap teşkil etmektedir. Drainaj sistemlerinin yeniden düzenlenmesi 4 ve 5 M.Y. arasındaki muhtelif istiflerde oluşmuştur. Böylece Keşmirde Karewa çökelinin başlama zamanı 4-5 M.Y. önce Pir Panjal yükseliminin ilk başlamasıyla oluşmuştur.

KAHRAMANMARAŞ ÖNÜLKE HAVZASININ JEOLJİK EVRİMİ

Alp-Himalaya kuşağında bulunan ülkemiz genelinde güney-kuzey yönlü olan ve zaman içerisinde değişen ge-



Şekil 7: Ganj-indüs kenar önülke havzası (Mial, 1984'den alınmıştır.)

rilme ve sıkışma rejimleri altında kalmıştır. Bu tektonik etkilerin bir sonucu olarak yurdumuzun Batı Toroslar ve Güneydoğu Anadolu gibi azı yörelerinde önülke havzaları gelişmiştir. K.Maraş bölgesi Zagros kenet kuşağı güney

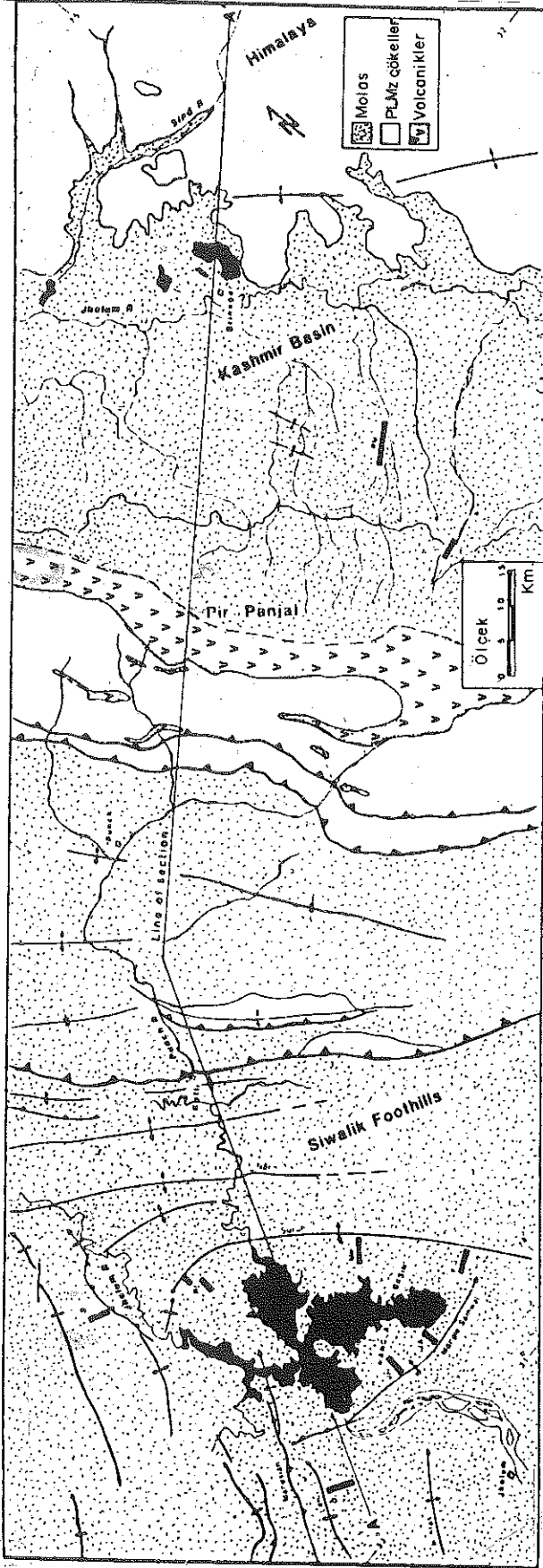
kesiminde oluşan önülke havzalarının Güneydoğu Anadolu'daki bir uzantısı olup bu bölgenin en batısında bulunmaktadır. Güneydoğu Anadolu'nun bazı yörelerinde petrol ve daha başka yeraltı zenginlikleri bulunmas nedeniyle bu bölgenin batı devamında bulunan. K. Maraş, Adana ve Hatay bölgelerinde uzun yıllardan beri ayrıntılı jeolojik çalışmalar yapılmıştır. Burada K.Maraş bölgesindeki kendi çalışmalarımız ve çevrede yapılan diğer çalışmalarından da yararlanarak Güneydoğu Anadolu'nun bu kesiminde gelişen önülke havzasının jeolojik evrimi ortaya konmaya çalışılacaktır.

Söz konusu havzanın evrimini ortaya çıkarabilmek için doğuda Şanlıurfadana, batıda Adana havzasının doğu kesimlerine, güneyde Suriye sınırından kuzeyde de Gök-sun-Elbistan civarlarına kadar olan alanların jeolojisini ve

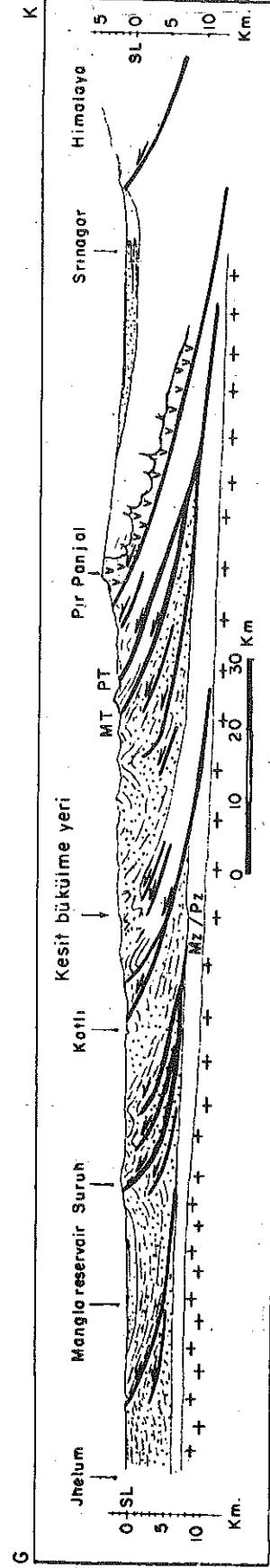
özellikle de stratigrafik istiflenmesinin iyi bilinmesi zorunluluğu vardır. Bölgenin sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Şekil 10) ve sorunun çözümü için önemli görülen üç değişik alandan derlenen bilgilerle tertiplenen stratigrafi sütun kesitleri (Şekil 11, 12, 13) ve bunların üzerindeki zaman, litoloji ve ortamlarla ilgili bilgiler, bu bölgenin jeolojik tarihini ve buna bağlı olarak da bölgede gelişen önülke havzasının jeolojik evrimini ortaya koyacak sağlam veriler sunmuştur. Mevcut bilgilerin ışığı altında Güneydoğu Anadolu'nun batı devamında bulunan bu bölge için özet olarak şunlar söylenebilir:

Bölgede Arap Platformunun kuzey kesimleri ile Toros orojenik kuşağına ait birimler bulunmaktadır.

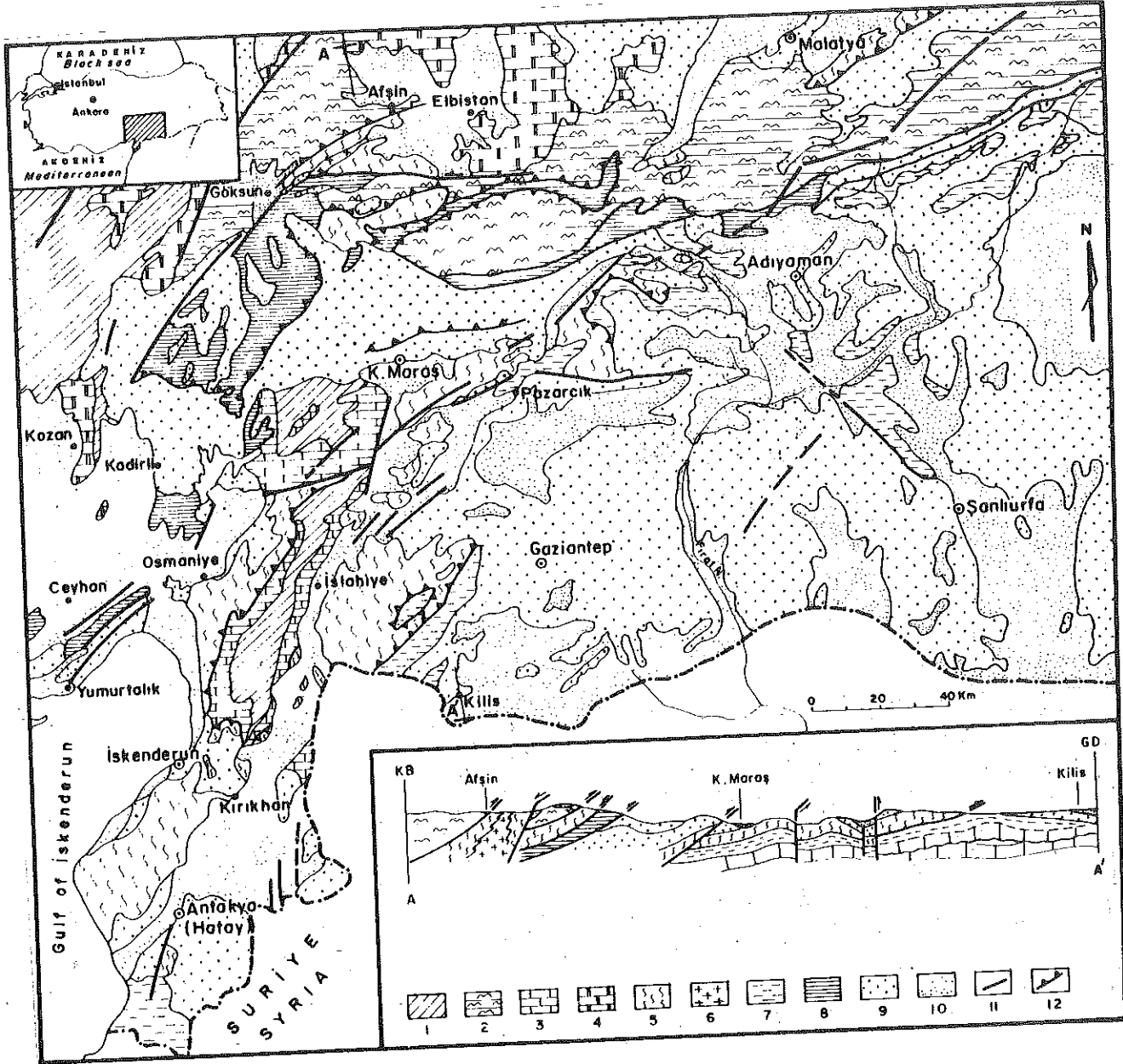
Güney ve Güneydoğu Anadolu'nun bazı yerlerinde Triyas ve daha genç birimler Arab Platformuna ait yaşlı birimler üzerine diskordan olarak gelir. Değişik forasyonlara ayrılan paleozoyik çökelleri kuvarsarenitlerle baş-



Şekil 8: Jhelum nehrinde Keşmir Havzasının Kuzey-Kuzeydoğu kenarlarına kadar uzanan alanın jeolojisi haritası. Haritada Siwalikler ve Murrees formasyonuna ait birimler, çökeltmenin sürekliliğinden dolayı, birbirinden ayrılmamıştır (Burbank ve diğer, 1986'dan alınmıştır)



Şekil 9: Jhelum düzlüğünden Himalaya'lara kadar uzanan bölgenin enine kesiti (Burbank ve diğer, 1986'dan alınmıştır.)



Şekil 10: Kahramanmaraş bölgesi ve civarının sadeleştirilmiş jeoloji haritası ve kesiti.

- 1- Arab platformuna ait Paleozoik ve daha yaşlı çökeller.
- 2- Paleozoik-Üst Kretase yaşlı metamorfik kayalar.
- 3- Mesozoik Arab platform karbonatları.
- 4- Mesozoik platform karbonatları.
- 5- Jura-alt Kretase yaşlı ofiyolitler.
- 6- Afsin granitoid kayalar
- 7- Senomaniyen-Turaniyen yaşlı Karadut Karmaşığı.
- 8- Jura-Üst Kretase yaşlı ayırtlanmamış allokon birimler.
- 9- Üst Kretase (Meastrihtiyen)-Tersiyer yaşlı önölke çökelleri.
- 10- Pliosen ve Kuvaterner yaşlı volkanikler ve güncel çökeller.
- 11- Kırık (Fay).
- 12- Bindirme.

lamakta (Eğrek Fm.) ve bunu alttan üste doğru dolomitik kireçtaşlarından oluşan Koruk, yumrulu mikritlerden oluşan İnderesi, kumtaşı-şeyl ardalanmasından oluşan Tiyek Formasyonu izlemektedir. Sahil-self ve havzaya doğru değişen ortamlarda çökelen bu Kabriyen yaşlı çökelleri Ordovisiyen yaşlı olan ve şelfte çökelen Bahçe ve Ordovisiyen-Siluriyen yaşlı olan ve deltaik-sahil ortamında oluşan Kızlaç formasyonları ile Siluriyen yaşlı Dedeler, Ayrın ve Gökçedağ formasyonları takip eder. Dedeler formasyonu Menderesli nehir, Ayrın formasyonu plaj-sığ self, Gökçedağ formasyonu ise açık self ortamında çökelmiştir (Önal, 1986). Bu birimleri Devoniyen yaşlı Hasanbeyli Fm. ait çökeller takip eder. Amanoslarda görülemeyen Paleozoyik istifin üst kesimleri Toroslarda yer yer görülür. Bu bölgede Devoniyen yaşlı çoğunlukla kuvarsarenitlerden oluşan Ayıtepesi formasyonunu, bol stramatoporoidli dolomitik kireçtaşlarından oluşan Şafaktepe ve bunu da, kumtaşı-kireçtaşı ardalanmasından oluşan Gümüşali formasyonu izler (Metin ve diğ., 1987). Torosların Kozan-Saimbeyli-Sarız dolayların da yüzeylenen bu paleozoyik istifte, Devoniyen yaşlı birimler, Karbonifer yaşlı Tuzludere formasyonu, Kuşkayaşı kumtaşı ve Ziyarettepe kireçtaşı birimlerinden oluşan bir çökel istifi tarafından uyumlu olarak örtülür (Metin ve diğ., 1987). Bu bölgede genellikle şelf tipi çökellerden oluşan Devoniyen ve Karbonifer çökelleri üzerine diskordan olarak Permiyen yaşlı Menteş kuvarsiti ve onun üzerine de bol algi Yığıltepe kireçtaşı gelir. Torosların bu kesiminde Permiyen üzerine Triyas uyumlu olarak gelmiştir ve sahil-sığdeniz ortamında çökelen Permiyen birimleri üzerine gelen Triyas çökelleri daha derin ortamlarda oluşmuştur. Kozan-Saimbeyli-Sarız bölgelerinde Jura-Kretase yaşlı kireçtaşları diskordan olarak daha yaşlı birimler üzerine gelmiştir (Metin ve diğ., 1987).

Güneydoğu Anadolu'da yapılan petrol sondajları ile Amanos Dağları ve Kozan-Saimbeyli-Sarız bölgelerinden elde edilen bilgiler, Arab platformu üzerindeki Paleozoyik istifin Üst Karbonifer'e kadar zaman zaman düşey yönde (epirojenik olarak) hareket eden çoğunlukla bir self ortamında oluştuğunu ve bu yükselme ve alçalmaya bağlı olarak gelişen transgresyonlar ve regresyonlar nedeniyle çökme ortamlarının zaman ve mekan içerisinde değiştiğini göstermektedir. Üst Karbonifer-Alt Permiyen ve Triyasta ise Afrika-Arab Levhası ile Avrasya arasında çarpışma alanının çok daha kuzeylerinde bir yerde bazı olayların olduğu (belki de çarpışma olabilir) anlaşılmaktadır.

İki kıtanın birbirlerine daha fazla yaklaşmalarına ve çarpışmalarına bağlı olarak gelişen çökme ve yükselmeler nedeniyle Güneydoğu Anadolu'daki Üst Karbonifer-Alt Permiyen (Hazro ve Harbol) uyumsuzlukları, Amanoslardaki Triyas-Paleozoyik uyumsuzluğu, Torosların bazı kesimlerinde görülen Permiyen (Saimbeyli-Sarız) ve Triyas (Eğridir güneyi, Seydişehir) uyumsuzlukları mey-

dana gelmiş olmalıdır.

Mesozoyik ve Senozoyik çökellerinin stratigrafik durumu, çökme ortamları ve tektonik özellikleri ise bölgeden bölgeye oldukça farklı özellikler göstermektedir.

Örneğin bu incelemede ele alınan K.Maraş dolaylarının Jeolojik özellikleri bölgenin güney, batı ve kuzeyinde oldukça değişiktir.

K. Maraş ve güneydoğu alanlarında birimlerin zaman ve mekan içerisindeki istiflenmeleri ve çökme ortamları Şekil 11'de gösterilmiştir. Burası kısaca şu şekilde özetlenebilir; Altta Arab kıtası selfinde çökelmiş Paleozoyik yaşlı birimler bulunur (Önal, 1986). Paleozoyik istifi bazı yerlerde Triyas yaşlı kırıntılı Arılık formasyonu ve Triyas-Apsiyen yaşlı karbonatlar (Cudi Grubu) tarafından diskordan olarak örtülür (Şekil 11). Bu Mesozoyik yaşlı olan ve sahilden üstte doğru gittikçe derinleşen ortamlarda çökelen sedimentler üzerine, diskordan olarak Apsiyen-Turaniyen yaşlı Mardin Grubu çökelleri gelir. Bunları Kampaniyen yaşlı Karaboğaz ve Sayındere formasyonları uyumlu olarak takip eder. Alttan üste doğru Karasal-sahil ve şelf ortamında çökelen Mardin Grubu, havza yamacı ortamında çökelen Karaboğaz ve havza ortamında çökelen Sayındere formasyonu üzerine turbiditik kumtaşı-şeyllerden oluşan ve derindeniz ortamında çökelen Kastel birimleri gelir. Üst Kampaniyen-Orta Maastrichtiyen'de Kastel havzasına Karadut karmaşığı ve Koçali birimleri tektonik olarak bindirirler. Bu allokon birimler üzerine karasal-sığdeniz ortamlarında çökelen Üst Kastel birimi gelir. Üst Kastel'de Terbüzek, Besni ve Germav formasyonları takip etmiştir. Üst Maastrichtiyen yaşlı bu formasyonlardan Terbüzek karasal, Besni sığdeniz ve Germavda derindeniz ortamlarında çökelmiştir. Germav formasyonu üst kesimlerine doğru sığlaşmış ve bunun üzerine yersel diskordansla karasal-sahil ortamında çökelen Gercüş ve sığdeniz-havza yamacı ortamlarında oluşan Midyat formasyonu gelmiştir. Paleosen-Alt Miyosen yaşlı Midyat karbonatları üzerine sığdenizden havzaya kadar değişen ortamlarda oluşan Lice, Bertiz ve çoğunlukla nehir çökellerinden oluşan Kılavuzlu formasyonu gelişmiştir. Alt-Orta Miyosen yaşlı olan bu birimler bölgede Pfiosen ve Kuvaterner yaşlı çökeller tarafından uyumsuz olarak örtülür.

K.Maraş ve güneydoğu alanlarında çökellerin zaman içerisindeki istiflenme durumu ve çökme ortamlarına paralel olarak K.Maraş güney ve batısındaki Amanos Dağları ve Andırın dolaylarındaki durum ise Şekil 12'de gösterilmiştir. Bu kesimde de en altta Albiyen-Senomaniyen yaşlı olan ve genellikle şelfte çökelen Mardin Grubu karbonatları üzerine Koçali ofiolitlerinin yaklaşık eşdeğeri olan Kızıldağ ofiolitleri bindirmiştir. Kızıldağ ofiolitleri üzerine diskordan olarak Çona Grubu sedimentleri gelir. Maastrichtiyen-Orta Eosen yaşlı bu çökeller alttan üstte doğru karasaldan derindenize kadar değişen ortamlarda

YAS	GRUB veya FORMASYON	KALINLIK (m)	İSTİF	AÇIKLAMA	ÇÖKELME ORTAMI	
ALT-ORTA MİYOSEN	KILAVUZLU FM.	+500		Çakıltası, litarenit ve şeyl ardalanması	Örgülü nehir	
	BERTİZ FM.	100-1000		Kumtaşı, çakıltası Şeyller, kumtaşı Çakıltası - algal biyomikrit	Delta Havza Sahil	
	LİCE FM.	0-750		Çakıltası - kumtaşı - şeyl ardalanması Resifal kireçtaşı (Atık) Biyomikrit - şeyl ve litarenit ardalanması	Örgülü nehir Sığdeniz Havza Sığdeniz	
OLİGOSEN EÖSEN	MİDYAT FM.	+500			Sığdeniz Havza H.yamacı Sığdeniz	
Ü. MAAST. - PALEOSEN	GERÇÜS FM.	30-100		Kırmızı çakıltası - kumtaşı	Karasal	
	GERMAV FM.	10-535		Marn - kumtaşı - şeyl ardalanması	Sığdeniz Derindeniz	
	BESNİ FM.	10-60		Resifal kireçtaşı Çakıltası - kumtaşı	Deltaik resifal Karasal	
	TERBÜZEK	10-20		Kumtaşı - marn - şeyl	Sığdeniz	
ÜST KAMPANIYEN - ORTA MAASTRIHTIYEN	Senomaniyen - A. Turoniyen			Ofiyolitik karmaşık		
	ÜST JURA ALT KRETASE			Çoğunlukla sedimentlerden oluşan bloklu karmaşık	Derin deniz	
KAMPANIYEN	KARADUT KARMAŞIĞI	300-3000 (2000 m. ara)		Türbiditik kumtaşı - şeyl - marn ardışıması		
	KASTEL FM. SAYINDERE FM. KARABOĞAZ	330 22		Killi biyomikrit Çörtlü kireçtaşı	Havza yamacı	
APSIYEN - TURONİYEN	MARDİN GRUBU	+600				
A. KRETASE (APSIYEN) TRIYAS	CUDİ GRUBU	+400				
PALEOZOİK	GÖKÇEDAĞ AYRAN FM. DEDELER KIZLAÇ FM. BAHÇE FM. TİYEK FM. İNDERESİ KORUK FM.	+2766		AÇISAL UYUMSUZLUK Evaporitler - dolomit, dolomitik kireçtaşları AÇISAL UYUMSUZLUK Mikritik kireçtaşı - kumtaşı - şeyl ardalanması Şeyl ve kumtaşı Kuvarsarenit - şeyl ardalanması Çakıltası - kumtaşı - şeyl ardalanması Şeyl - litarenit ardalanması Kuvarsarenit - şeyl ardalanması Kumtaşı - şeyl ardalanması Yumrulu mikrit Dolomitik kireçtaşları Kuvarsarenitler	Sığdeniz Self Karasal Self Havza yamacı Havza Self - H.yamacı Self Sahil - şelf	
	EĞREK FM.					
					AÇISAL DISKORDANS	
	ÜST PRE. KAMBRIYEN	EĞRİBUCAK FM.	+1000		Şeyl - metagrovak ardalanması	Derindeniz
					ÖLÇEKSİZ	

Şekil 11: Kahramanmaraş yöresi ve güneydoğu alanlarının genelleştirilmiş stratigrafi sütun kesiti.

YAS	GRUB veya FORMASYON	Kalınlık(m.)	İSTİF	A Ç I K L A M A	ÇÖKELME ORTAMI			
PLİOSEN	KADIRLI FM.	500		Çakıltası kumtaşı, marn ve çamurtaşı ardalanması	Nehir			
ORTA - ÜST MİYOSEN	ORTA MİYOSEN	HOKKADAĞ FM	200-1500		Çoğunlukla gevşek tutturulmuş, kötü boylanmış, yer yer çapraz tabakalı çakıltaları	Karasal Sığ deniz		
	ALT MİYOSEN	GEBEN FM.	200-500		Turbiditik kumtaşı - marn ardalanması	Şelf Havza yamacı		
	Ü.EOSEN OLİGOSEN	BULGUR. KAYA FM.	?		Bloklu olistostromlar, çakıltaları ve turbiditik kumtaşı	Derindeniz Sığ deniz		
	ÜST KRETASE - ORTA EOSEN	ANDIRIN KARMAŞIĞI	?		YERSEL DİSKORDANS	Yığılım prizması ve derindeniz		
					Fliş (Ü. Kretase - Eosen)			
					Ofiolitik kayalar (Mesozoik)			
	ALT - ORTA MİYOSEN	ASLANTAŞ FM.	+1000		Bloklu turbiditik kumtaşı - şeyl ardalanması	Derin deniz		
	ALT - ORTA MİYOSEN	KARATAŞ FM.	+1000		Kumtaşı, marn, kumlu kireçtaşı ve şeyl ardalanmasından oluşmuş yer yer kanal dolgulu turbiditler	Havza Havza yamacı		
					KIZILDERE FM.	800-1500		Kumlu şeyller ve bazı çakıltası seviyeli kumtaşı miltası - şeyl
	ALT - ORTA MİYOSEN	KALECİK ÇAKILTAŞI	0.250		Resifal kireçtaşı ve kırıntılılar	Resif - Delta		
HORU KİREÇTAŞI					0.50		Yer yer bazaltlı çakıltası, kumtaşı şeyl ardışımı	Örgülü nehir Alüvyal yelpaze
SAHINKAYA VOLKANİK					0.100		Bazalt ve bazı çakıltası düzeyleri	Örgülü nehir Alüvyal yelpaze
ORTA EOSEN ÜST KRETASE					ÇONA GRUBU	50-500		Turbiditik killi kireçtaşı, kireçli şeyl ve kireçtaşı ardalanması
ÜST KRETASE MESOZOİK	KIZILDAĞ OFİYOLİTİ	+1000		YERSEL DİSKORDANS	Derindeniz			
				Gabro, Peridotit ve bazı sedimentler bloklar				
ALBİYEN SENOMANİYEN	MARDİN GRUBU	+500		Gri - siyah renkli kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve şeyl	Şelf			
ÖLÇEKSİZ								

Şekil 12: Andırın dolaylarının genelleştirilmiş stratigrafi sütun kesiti.

çökelmişlerdir. Çona Grubu alttan üste doğru Şahan kayası, Kalecik, Horu ve Kızıldere formasyonlarından oluşan Orta Miyosen yaşlı çökeller tarafından diskordan olarak örtülür. Daha üstte doğru Alt-Orta Miyosen yaşlı Karataş ve Aslantaş formasyonları Miyosen çökelleri üzerine bindirmeli olarak gelmiştir. Bu bindirmeli Miyosenler üzerine Üst Kretase-Orta Eosen yaşlı Andırın Karmaşığına ait birimler tektonik sınırla gelirler. Andırın Karmaşığı birimleri üzerinde yersel uyumsuzlukla bol bloklu Üst Eosen-Oligosen yaşlı Bulgurkaya formasyonu ve onun üzerinde diskordan olarak Alt Miyosen yaşlı Geben formasyonu bulunur. Geben formasyonu üzerinde uyumlu-geçişli olarak Orta Miyosen yaşlı Hakkadağ formasyonu çökelleri görülür. Tüm bu birimler Ü.Miyosen-Pliosen yaşlı Kadirli formasyonuna ait çökeller tarafından örtülürler.

İnceleme alanının kuzey kesimlerindeki Göksun-Engizek Dağları yörelerindeki birimlerin stratigrafik istiflenmelerini ve tektonik paketlenmelerini ayrıntılı olarak ortaya koymak oldukça zordur. Bu yöreler tümüyle Toros orojenik kuşağı içinde yer aldıkları için mevcut birimlerin birbirleriyle olan ilksel ilişkileri çoğu yerde görülememekte veya nap-bindirme dilimleri altında tektonik pence-reler şeklinde olan mostralardan ancak sınırlı bilgiler alınabilmektedir. Bu nedenlerle yörede çalışan yer bilimciler arasında zaman zaman önemli görüş ayrılıkları belirmektedir.

Göksun-Engizek Dağları yöreleriyle ilgili sütun kesitinde de görüleceği gibi (Şekil 13), bölgedeki birimlerin stratigrafik-tektonik durumları mümkün olduğunca sadeleştirilerek verilmeye çalışılmıştır. Bu yöre için Juradan bu yana olan duruma şöyle bir göz atacak olursak; en altta Göksun metaofioliti, bunun üzerinde Alt Kretase (Valanjiniyen) yaşlı Elbistan Adayayı istifi diskordan olarak bulunmaktadır. Elbistan Adayayı istifi üzerine Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı olan ve muhtemelen yay-yayönü-yardı birimlerinden oluşan Erçene formasyonu gelmektedir. Erçene formasyonunu geçişli olarak Paleosen-Alt Eosen yaşlı Fındık formasyonu izler. Permiyen ve Mesozoyik yaşlı sedimentler ve ofiolitik birimler Maastrichtiyen-Eosen sırasında bölgeye tektonik olarak yerleşmiştir. Bu allokton birimler üzerine yersel uyumsuzlukla Üst Eosen yaşlı Ballıkısık ve Oligosen yaşlı Salyan formasyonları çökelmiştir. K.Maraş yöresinde görülen Alt-Orta Miyosen yaşlı Lice, Bertiz ve Kılavuzlu formasyonları veya bunların eşdeğeri olan çökeller Göksun-Engizek bölgesinde bulunan daha yaşlı birimler üzerine allokton veya otokton olarak gelmektedir. Daha üstlerde ise Toros orojenik kuşağına ait birimlerin yeniden Miyosen çökelleri üzerine yürüttükleri görülür.

Çalışma alanının (Şekil 10) değişik kesimlerindeki birimlerin zaman içerisindeki stratigrafik istiflenmeleri ile tektonik yerleşimi ve çökeltme ortamları birlikte değerlendirildiğinde K.Maraş yöresinin jeolojik evrimi ile ilgili aşağıdaki özellikleri sıralamak mümkündür:

1) Kuzeyde Toros orojenik kuşağının güney kesimleri ile Arab platformunun kuzey kesimlerini kaplayan bir bölgede Üst Triyas'ta şüpheli fakat Jura da daha belirgin olan bir rifleşme gelişmiştir (Şekil 14a). Bunun belirtileri ise;

a) Orta-Üst Triyas yaşlı Karabayır formasyonunun (Yılmaz ve diğ., 1987) Triyas öncesi yaşlı Malatya metamorfikleri üzerinde diskordan olarak durması ve sedimentler kayalar ile birlikte spilitik bazik lavlar ve diabazlardan oluşması,

b) Saimbeyli taraflarındaki Toroslarda (Metin ve diğ., 1987) ve Engizeklerde görülen (Yılmaz ve diğ., 1987) Jura diskordansları,

c) Amanoslar ve Güneydoğu Anadolu'daki Triyas yaşlı birimlerin Paleozoyik üzerinde diskordan olarak bulunmasıdır.

2) Bu açılma rejimi muhtemelen Alt Kretase içlerine kadar sürmüştür (Şekil 14b). Stratigrafi sütun kesitlerinde ve anlatımlarda bahsedilen Kızıldağ, Göksun ve Koçali ofiolitleri tümüyle bu açılma sırasında oluşmuş olmalıdır.

Bölgede görülen Triyas yaşlı Karabayır, (Yılmaz ve diğ., 1987), Arılık (Atan, 1969) formasyonları ile Cudi Grubu ve Andırın kireçtaşlarının büyük bir kısmı bu açılma rejimi süresinde oluşmuş çökel kayalarıdır (Şekil 14b).

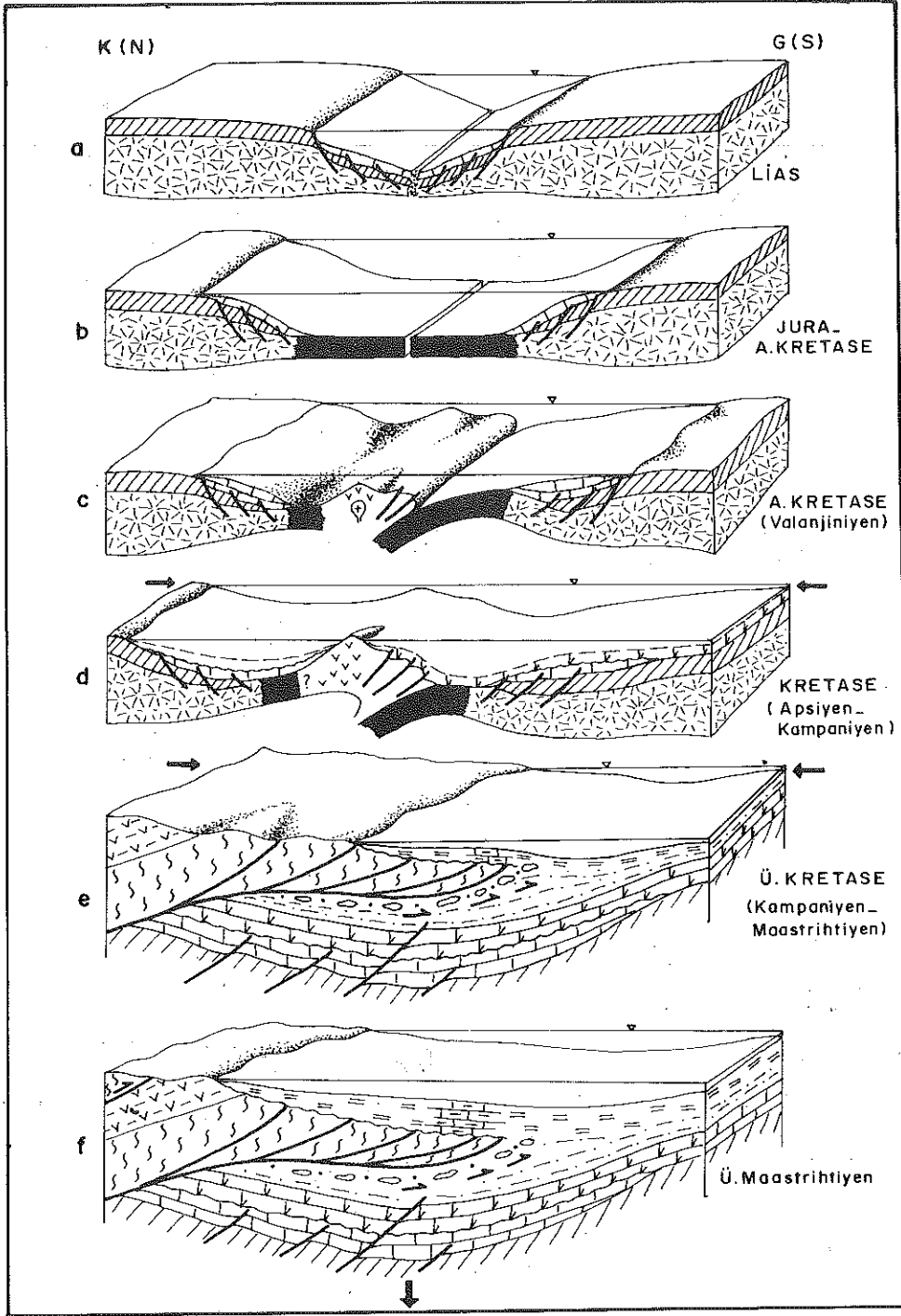
3) Toros orojenik kuşağında Valanjiniyen (Alt Kretase) yaşlı ve ensimatek karakterli Elbistan Adayayı birimlerinin bulunması (Tarhan, 1985) bu bölgede Valanjiniyen öncesi bir dalma-batma olayının başladığını gösterir (Şekil 14c). Ofiolit yerleşimleri ve volkanizmadan elde edilen bilgilere göre kuzeye doğru olduğu düşünülen (Yazgan, 1984; Aktaş ve Robertson, 1984) bu dalma-batma süresince güneydeki Arab platformu üzerinde Mardin Grubu, Karaboğaz ve Sayındere formasyonları çökelmiştir (Şekil 14d).

4) Dalma-batmanın Maastrichtiyen'e kadar devam ettiği kesindir. Çünkü güneydeki Arab platformuna ait birimler içerisine Kampaniyen-Maastrichtiyen de Kızıldağ, Koçali ofiolitleri yerleşmiş ve Karadut melanjda bu yerleşmelerle ilgili olarak gelişmiştir (Şekil 14e). Kuzeyden gelen bu allokton birimlerin ilerlemesi ve ağırlığı ile Maastrichtiyende Arab platformu aşağı doğru çökmeye başlamış ve bu havzada Karadut melanji ile Kastel formasyonunun birimleri çökelmiştir. Kıta kabuğunun visko-elastik davranış göstermesi nedeniyle Kastel çanağının daha güneyi ise yükselmeye başlamıştır (Şekil 14e). Yine bu evrede kuzeyden gelen alloktonların üzerindeki sığlıklarda ve karasal alanlarda Terbüzek ve Besni formasyonları ile Çona grubunun en alt seviyeleri oluşmaya başlamıştır.

5) Şekil 11 ve 12'deki stratigrafik istiflenmeden ve sedimentlerin çökeltme ortamlarından anlaşıldığına göre çökme Üst Maastrichtiyende de sürmüştür ve bu sırada güneyde Germav, kuzey ve kuzeybatıya doğrudan Çona ve

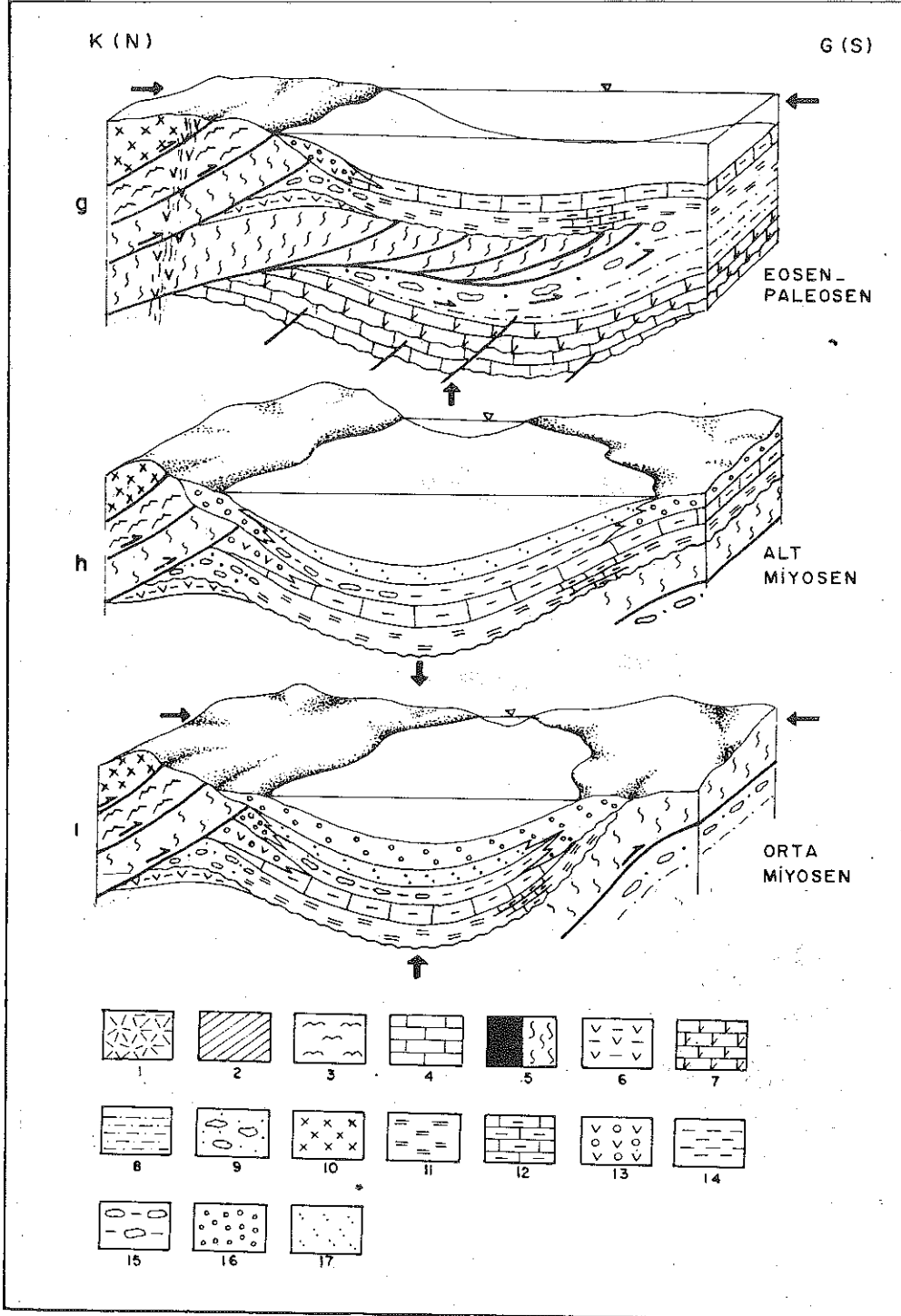
YAŞ	GRUB veya FORMASYON	KALINLIK (m)	İSTİF	A Ç I K L A M A	ÇÖKELME ORTAMI	
Plio-Q		500		Çakıltıtaşı, kumtaşı, çamurtaşı	Karasal	
ALT-ORTA MİYOSEN	KARBONİFER-EOSEN	?		√ √ Balıkısık formasyonu (Ü.Eosen) ⊙ ⊙ Ayırtılmamış karmaşık (Ü.Kretase) √ √ Elbistan adayayı istifi (Valanjiniyen) ++ Granitik kayalar √ √ Ofiyolitik birimler (Jura-Kretase) ≡ Andırın kireçtaşı (Jura-Kretase) ~ Metamorfik birimler (Permo-Karbon)		
		KILAVUZLU FM.	+500		Çakıltıtaşı - kumtaşı tekrarlanması Çakıltıtaşı - kumtaşı - şeyl ardalanması Kumtaşı - şeyl tekrarlanması	Nehir
		BERTİZ FM.	100-1000		Çakıltıtaşı - kumtaşı Şeyl - kumtaşı ardalanması Çakıltıtaşı - biyomikrit	Delta Havza Sahil
		LICE FM. BESEMLİ FM.	0-900		Çakıltıtaşı - kumtaşı - şeyl ardalanması Kumtaşı - kireçtaşı - şeyl ardalanması	Sığdeniz Nehir Sığdeniz Havza yamacı Havza Havza yamacı Sığdeniz
OLİGOSEN	SALYAN FM.	?		----- YERSEL DİSKORDANS Bol bloklı kumtaşı - marn - kireçtaşı ardalanması	Sığdeniz	
Ü.EOSEN	BALLIKISIK FM.	?		----- YERSEL DİSKORDANS Çakıltıtaşı, lav, çeşitli bloklar ve kumtaşı - kireçtaşı	Sığdeniz	
A.EOSEN PALEOSEN	KARBON-KRETASE	?		FINDIK Fm. Kumtaşı - çamurtaşı - marn ardalanması	Derindeniz	
ÜST KRETASE	Kampan - Maastriht	ERÇENE FM.		Çamurtaşı, split, pelajik çökeller ve türbiditler aglomera, tüfit, riyoit, splitik bazalt, bazaltik andezitler	Yay Yay önü Yay ardı	
	A.KRE. (Valanjini)	ELBİSTAN ADAYAYI		Pelajik çökeller Volkanik tortullar	Ada yayı istifi	
	JURA A.KRE.	GÖKSUN METAOFI. YOLİTİ	?		----- DİSKORDANS Levha - dayk karmaşığı Gabro	Derin deniz Okyanus tabanı

Şekil 13: Göksun-Engizek Dağları yöresinin genelleştirilmiş stratigrafi sütun kesiti.



Şekil 14: Kahramanmaraş ve civarının Mesozoyikten Üst Miyosen'e kadar olan jeolojik evrimini gösterir blok diyağramlar;

a- Lias'ta bölgenin plaeocoğrafik konumu.
b- Jura-A. Kretase'de bölgenin plaeocoğrafik konumu.
c- A. Kretase (Valanjiniyen) de bölgenin paleocoğrafik konumu.
d- Kretase (Apsiyen-Kampaniyen) de bölgenin plaeocoğrafik konumu.
e- Üst Kretase (Kampaniyen-Maastrichtiyen) de bölgenin paleocoğrafik konumu.
f- Üst Kretase (Maastrichtiyen) de bölgenin paleocoğrafik konumu.
g- Paleosen-Eosen'de bölgenin paleocoğrafik konumu.
h- Alt Miyosen'de bölgenin paleocoğrafik konumu.
ı- Orta miyosen'de bölgenin paleocoğrafik konumu.



Şekil 14'ün devamı: 1) Kıtasal kabuk. 2) Prekambriyen ve Paleozoyik birimleri. 3) Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı metamorfik birimler. 4) Triyas-Alt Kretase yaşlı birimler (Cudi Grubu). 5) Jura-Alt Kretase yaşlı ofiolitik birimler. 6) Alt Kretase (Valanjiniyen) yaşlı yay volkanitleri. 7) Üst Kretase yaşlı çökeller (Mardin Grubu, Karaboğaz ve Sayındere formasyonları). 8) Üst Kretase yaşlı Kastel Birimleri. 9) Üst Kretase yaşlı Karadut melanjı. 10) Paleozoyik-Mezozoyik bloklu ayrılanmamış allokton birimler. 11) Üst Kretase (Ü. Maastrichtiyen) yaşlı Erçene, Terbüzek, Besni ve Germav formasyonu ile Ü. Kretase-Paleosen yaşlı Gercüş formasyonu. 12) Ü. Kretase-Eosen yaşlı Çona grubu ve Paleosen-Alt Miyosen yaşlı Midyat formasyonu. 13) Ü. Eosen ve Oligosen yaşlı Bulgurkaya, Ballıkısık ve salyan formasyonları. 14) Alt Miyosen yaşlı Lice, A-O. Miyosen yaşlı Kızıldere ve Karataş formasyonları. 15) Alt Miyosen yaşlı Aslantaş formasyonu. 16) Alt Miyosen yaşlı Beşenli ve Orta Miyosen yaşlı Hakkadağ ve Kılavuzlu formasyonları. 17) Alt Miyosen yaşlı Bertiz ve Geben formasyonları.

Erçene formasyonuna ait birimler çökelmeye devam etmişlerdir (Şekil 14f).

6) Paleosen ve Eosen de kuzeyden güneye doğru yeni bindirmelerin olduğu görülmektedir (Şekil 13 ve 14g). Bunun en belirgin işaretleri ise Paleosen yaşlı olan ve karasal ve sahil ortamlarında çökelen Gercüş formasyonu ile Üst Eosen yaşlı olan ve allohton birimler üzerinde diskordan olarak bulunan Ballıkısık formasyonlarıdır.

Bölgenin kuzeyinde bu durumlar görülürken güneyinde sığdenizden havzaya kadar değişen ortamlarda çökelen Midyat formasyonu oluşmuştur (Şekil 14g). Birimlerin kuzeyde ve güneyde (Şekil 11, 12, 13) önce sığ fasiyeslerle başlaması (Midyat, Bulgurkaya ve Ballıkısık) ve gittikçe daha derin ortamlarda çökelmiş fasiyeslere geçmeleri bölgenin önce bir sıkışmaya ve yükselmeye uğradığını, bunun takiben ise yenilenen allohton bindirmelerinin ağırlığı nedeniyle tekrar çökmeye başladığını, ayrıca Kastel havzası güneydeki yükselmenin de biraz daha kuzeye doğru geldiğini göstermektedir.

7) K.Maraş havzasının orta kesimlerinin çökmesi Alt Miyosen'e kadar sürmüştür. Alt Miyosen'de güneyde Beşenli formasyonu gibi karasal çökellerin bulunması (Şekil 11) kuzeyde ise Geben formasyonunun diğer birimler üzerine diskordan olarak gelmesi (Şekil 12) bu evrede bölgenin kuzeyinde yeni bir hareketin (alloktonların ilerlemesi) olduğunu ve havzanın kuzeyde ve güneyde sıkıştığını göstermektedir.

Kuzeyde Geben formasyonunun önce gittikçe derinleşmesi daha güney ve doğu kesimlerinde ise Lice formasyonunun sığ fasiyeslerden derinde oluşan fasiyeslere geçmesi bölgenin bu evrede yeniden çöktüğünü göstermektedir (Şekil 14h). Bu ilerleme ve çökme sırasında bir kısım bloklar Alt Miyosen içerisine karışmış ve bloklar kapsayan Aslantaş formasyonunu oluşturmuşlardır (Şekil 11 ve 14h). Bölgenin Alt Miyosendeki jeoloji evrimi daha önceki bir yayınlımızda (Önal, 1988) ayrıntılı olarak verildiği için burada tekrarlanmayacaktır.

8) Orta Miyosonde bölgede önce yeni bir sıkışma ve yükselme, daha sonra da çökme görülüyor. Bunun verileri ise Amanoslarda Orta Miyosen'in Çona grubu üzerine diskordan olarak gelmesi (Şekil 12), Maraş yöresinde nehir çökellerinden oluşan Kılavuzlu formasyonu ile kuzeyde sığdeniz Karasal ortamlarda çökelen Hakkadağ formasyonlarının varlığıdır (Şekil 14i). Kanımca bölgenin K.Maraş ve doğu kesimlerinde bu önülke havzası Orta Miyosende büyük oranda kapanmıştır. Fakat bu havza batıya doğru Orta Miyosende de varlığını sürdürmektedir. Hatta batıda bu durum Üst Miyosen'e kadar devam etmektedir.

K.MARAŞ ÖNÜLKE HAVZASI İLE İLGİLİ TARTIŞMALAR

İncelemede K.Maraş önülke havzası olarak adlandırılan ve Urfa, Hatay, Adana'nın doğu kesimleri ile Göksun

ve Elbistan dolaylarına kadar uzanan bölgedeki birimlerin yanal ve düşey ilişkileri ve Litofasiyes izellikleri yer ve zaman içerisinde incelendiğinde aşağıdaki meseleler kendini göstermektedir.

a) K.Maraş bölgesindeki jeolojik evrim zaman ve mekan içerisinde değerlendirilirken, bölgedeki önceki çalışmalardan özellikle Atan, 1969; Sungurlu, 1974; Tarhan, 1984, 1985; Kozlu, 1987; Önal, 1985, 1986, 1988 gibi araştırmalardan büyük oranda yararlanılmıştır. Bölgenin her tarafı tarafımızdan ayrıntılı olarak çalışılmadığı için tertiplenen genelleştirilmiş sütun kesitleri ile birimlerin yaş ve çökme ortamlarında bazı hatalar olabilir ve bu da jeolojik evrim modelinde bazı değişikliklere neden olabilir.

b) Çalışma alanında Şekil 10'da da görüldüğü gibi bazı ofiolitik kayalar bulunmaktadır. Bu ofiolitik birimlerin bugünkü buldukları yerlere kuzeyden geldikleri belirgindir. Fakat Torid-Anatolit platformu ile Arab platformu, arasında Jura-Alı Kretasede açılan bir okyanusun kapanması sırasında mı bugünkü yerlerine geldikleri, yoksa Torid-Anatolitlerin daha kuzeyinde bulunan bir okyanusun kapanması sırasında mı bugünkü yerlerine geldikleri kanımca tam açıklığa kavuşmuş değildir.

c) Güney Anadolu ve Amanoslardaki stratigrafik durum (Şekil 11, 12), bölgeye ofiolitin belirli bir dilim halinde geldiğini göstermektedir. Yani ofiolitik birimler ile birlikte melanj ve şelf çökelleri gibi değişik ortam ürünlerini kapsayan, kalın ve çok büyük boyutlu allokton kütleler fazla görülmemektedir. Bu durum Kampaniyen-Maastrichtiyende bölgeye ofiolitler yerleşirken kuzeydeki dalma-batma bölgesinde çarpışma hala olmadı mı? gibi bir soruyu akla getirmektedir.

d) Andırın ile Göksun-Engizek bölgelerinde, ofiolitik birimler ile birlikte Malatya metamorfileri ve Andırın kireçtaşı gibi çoğunlukla şelf ortamında oluşmuş Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı çökel kayaları bulunmaktadır. Üst üste bindirmiş durumda olan bu birimler genellikle düşük derecede metamorfizmaya uğramışlardır. Kuzeyde bulunan ve Toros orojenik kuşağı boyunca Pötürge, Bitlis metamorfiteri şeklinde doğruya doğru uzanan bu birimlerin, dalma-batma zonunun kuzeyindeki üzerleyen levhaya mı ait oldukları, yoksa güneydeki Arab levhası platformunun çarpışma sırasında güneye doğru dilimlenerek bindirmeleriyle mi oluştuğu da tam olarak anlaşılmış değildir. Orojenik kuşakta Maastrichtiyenden daha yaşlı birimlerin düşük derecede metamorfizmaya uğramış olması, Orojenik kuşağın daha güneyindeki ofiolitlerin Kampaniyen-Maastrichtiyen'de kuzeyden güneydeki otokton birimler üzerine gelmeleri, metamorfizmanın, ofiolitlerin kuzeyden güneye diğer birimler üzerinden geçtiği sırada oluşturduğu fikrini akla getirmektedir. Eğer bu varsayım doğru ise çalışma alanı kuzey kesimindeki Berit ve Engizek dağları ve bunların doğuya doğru eşdeğeri olan birimlerin tamamı veya en azından bir kısmının Arab platformuna ait çökeller olduğu söylenebilir.

e) Varlığını sürdüren bu ve daha başka sorunların çözümlenebilmesi için özellikle Toros orojenik kuşağı içinde ve kuzey kesimlerinde daha ayrıntılı jeolojik çalışmalar yapılması gereklidir.

KATKI BELİRTME

Yazar, arazi çalışmaları sırasında yardımlarını gördüğü Yrd. Doç. Dr. A. Malik Gözübol, Şahap Ahmet, Ömer İla, Ayşen Önalın ve İbrahim Loş ile fosil tayinlerini yapan Prof. Dr. Atife Dizer, Yrd. Doç. Dr. Mehmet Salkınç'a mağmatik kayaları tayin eden Yrd. Doç. Dr. Ayhan Erdağ ve Dr. Hasan Emre'ye yayının çizimlerinin tamamlanmasında önemli katkılarda bulunan Araş. Görv. Ali Elmas ve metin yazılarını yazan Gülnur Arı'ya en içten teşekkürlerini sunar.

Ayrıca yazar, bu yayının hazırlanması sırasında zaman zaman sözlü görüşmeler yaptığı ve arazi çalışmalarından yararlandığı; yayının iyileşmesine katkıda bulunan Dr. Erdiñç Yiğitbaş'a teşekkür etmeyi vijdani bir borç bilir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aktaş, G., Robertson, H.F., 1984, The Maden Complex, SE Turkey: Evolution of a Neotethyan active margin In: The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean (J.E. Dixon and A.H.F. Robertson eds.). Blackwell Scientific Publication Oxford London Edinburg Boston Palo Alto Malbourne, p. 375-401.
- Allen, P.A., Homewood, P. and Williams, G.D., 1986, Foreland basins: IAS, Speical Publication Number 8, p. 5-6
- Atan, O., 1969, Egribucak-Karacaören (Hassa)- Ceylanlı-Davezleri (Kurkhan) Arasındaki Amanos Dağlarının Jeolojisi, MTA yayını No. 139, 85 sf.
- Bally, A.W., and Snelson, S., 1980, Realm of subsidence: Canadion Society of Petroleum Geologists, Memoir 6, p. 9-75.
- Beaumont, C., 1978, The evolution of sedimentary basins on a viscoelastic lithosphere: Teory and examples. Geophys. J.R. astr. Soc. 55, p. 471-497.
- Beaumont, C., 1981, Foreland basins: Geophys, J.Roy. Astron. Soc., V. 65., p. 291-329.
- Biddle, K.T., Christie-Blick, N., 1985, Glossary-Strike-Slip deformation, basin formation, and sedimentation: SEPM, Special Publication No. 37, Tulsa, Oklohama, p. 375.
- Burbank, D.W., 1983, The chronology of intermontane basin development in the northwestern Himalayan and evolution of the Northwest Syntaxis. Earth planet. Sci. Lett. 64, p.77-92.
- Burbank, D.W., Raynolds, R.G.H., and Johnson, G.D., 1986, Late Cenezoic tectonics and sedimentation in the north-western Himalayan Foredeep: I. Thrust ramping and associated deformation in the Potwar region. Spec. Publs. IAS, 8, p. 293-306.
- Burke, K and Dewey, J.F., 1973, Plume-generated triple junctions: Key indicators in applying plate tectonics to old rocks. Jour. Geology, 81, p. 406-433.
- Cochran, J.R., 1979, An analysis of isostasy in the world's oceans, 2, Mid-Ocean ridge crests. J.Geophy. Res.84, p. 4713-4729.
- Courtney, R.C. and Beaumont, C. 1983, Thermally activated creep and flexure of the oceanic lithosphere. Nature, 305, p. 201-204.
- Dewey, J.F., 1982, Plate tectonics and the evolution of the British Isles. J. Geol. Soc. London, 139, p. 371-412.
- Dickinson, W.R., 1974 Plate tectonics and sedimentation: SEPM, Special Publication 22, p. 1-27. Dickinson, W. R., 1976, Plate tectonics evolution of sedimentary basins: AAPG Continuing Education Cours Note Series, 62 p.
- Dickinson, W.R., 1977, Paleozoic plate tectonics an the evolution of the Cordilleran continental margin. In: J.H. Stewart, C.H. Stevens, A.E. Fritsche, eds. Paleozoic Paleogeography of the Western United States. The Pasific Section SEPM, Los Angeles, p. 137-157.
- Dickinson, W.R., 1978, Plate tectonic evolution of north Pacific rim. Journal Physics Earth 26: S1-S19.
- Friedman, G.M., Sander, J.E., 1978, Prenciples of Sedimentology: John Wiley and Sons, New York. Chishester. Brisbane. Toronto, p. 571
- Graham, S.A., Dickinson, W.R., and Ingersall, R.V., 1975, Himalayan-Bengal modal for flysch dispersal in Appalachian-Quachita system: Geological Society of America Bulletin, 86, p. 273-286.
- Harbaugh, D.W., and Dickinson, W.R., 1981, Depositional Facies of Mississippian clastics Antler foreland basin, Central Diamond Mountains, Nevada: Jour. Sed. Petrology, 51, p. 1223-1234.
- Ingersol, R.V., 1988, Tectonics of sedimentary basins: Geological Society of Amerika Bulletin, V.100, p. 1704-1719.
- Jackson, J.A., 1980, Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts. Nature, 283, p. 343-346.
- Jordon, T.E., 1981, Thrust loads and foreland basin evaluation, Cretaceous, western United States. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 65, p. 291-329.
- Kay, M., 1951, North American geosynclines: Geol. Soc. America Memoir 48, 143 p.
- Kingston, D.R., Dishroom, C.P., and Williams, P.A., 1983, Global basin classification system: AAPG Bulletin, V.67, p. 2175-2193.
- Klein, G. de V., 1987, Currant aspects of basin analysis: Sedimentary Geology, V. 50, p. 95-118.
- Kominz, M.A. and Bond, G.C., 1982, Tectonic subsidence calculated from lithified basin strata. Abstr. Progr. geol. Soc. Am. 14, p. 534.

- Kominz, M.A. and Bond, G.C., 1986**, Geophysical Modelling of the tectonic history of foreland basins. *Nature*, 320, p. 252-256.
- Kozlu, H., 1987**, Misis-Andırın dolaylarının stratigrafisi ve yapısal evrimi. Türkiye 7. Petrol Kongresi bildiriler jeolojisi, Ankara, sf. 104-116.
- Kusznir, N. and Karner, G.D., 1985**, Dependence of the flexural rigidity of the continental lithosphere on rheology and temperature. *Nature*, 316, p. 138-142.
- Metin, S., Ayhan, A. ve Papak, İ., 1987**, Doğu Torosların batı kesiminin jeolojisi (GGD Türkiye). MTA Dergisi No. 107 (Ayrı baskı) 12 sf.
- Miall, A.D., 1984**, Principles of sedimentary basin analysis: New York, Springer-Verlag, p. 367-455.
- Ori, G.G. and Friend, P.F., 1984**, Sedimentary basin formed and carried piggyback on active thrust sheets: *Geology*, 12, p. 475-478.
- Önalın, M., 1985-1986**, K.Maraş Tersiyer istifinin sedimentler özellikleri ve çökelme ortamları. İ.Ü. Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, 5, S.1-2, sf. 39-78,
- Önalın, M., 1986**, Amanos dağlarındaki Alt Paleozoyik çözelllerini çökelme ortamları ve bölgenin paleo-coğrafik evrimi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, C. 29, sf. 49-63.
- Önalın, M., 1988**, K.Maraş Tersiyer kenar havzasının jeolojik evrimi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 31, S.2, sf. 1-9.
- Parsons, B., and Sclater, J.G. 1977**, An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophys. Res.* 82, p. 803-827.
- Pfiffner, O.A., 1986**, Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps., *Spec. Publs IAS*, 8, p. 219-228.
- Quinlan, G.M. and Beaumont, C., 1984**, Appalachian thrusting, Lithospheric flexure and the Paleozoic stratigraphy of the eastern Interior of North America. *Canadian Jour. Earth Scien.*, 21, p. 973-996.
- Raynolds, R.G.H., 1982**, Did the ancestral Indus flow into the Ganges drainage. *Geol. Bull. Üniv. Peshawar*, 14, p. 141-150.
- Shah, S.K. 1980**, Stratigraphy and tectonic setting of the Lesser Himalayan Belt of Jammu. In: *Stratigraphy and correlations of Lesser Himalayan Formations* (eds. K.S. Valdia and S.B. Bhatia), Hindustan Publication, Delhi, p. 152-160.
- Stewart, J.H., 1972**, Initial deposits in the Cordilleran geosyncline: Evidence of a late Precambrian continental separation. *Geol. Soc. America Bull.*, 83, p. 1345-1360.
- Stewart, J.H., 1976**, Late Precambrian evolution of North America: Plate tectonics implication. *Geology*, p. 11-15.
- Stewart, J.H., Suczek, C.A., 1977**, Cambrian and latest Precambrian Paleogeography and tectonics in the western United States. In: J.H. Stewart, C.H. Stevens, A.E. Fritsche, eds. *Paleozoic Paleogeography of the Western United States: The Pacific Section SEPM*, Los Angeles, p. 137-157.
- Stockmal, G.S., Beaumont, C. and Boutilier, R., 1986**, Geodynamic models of convergent margin tectonics: Transition from rifted margin to overthrust belt and consequences for foreland basin development. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 70, p. 181-190.
- Stoneley, R., 1982**, The structural development of the Wessex Basin, *J.geol. Soc. London*, 139, p. 543-554.
- Sungurlu, O., 1974**, VI. Bölge kuzeyinin jeolojisi ve petrol imkanları. Türkiye ikinci petrol kongresi tebliğleri (derleyen H.Okay- E.Dileköz/, sf. 85-107.
- Wadia, D.N., 1928**, The geology of Poonch state (Kashmir) and adjacent portions of the Punjab. *Mem. geol. Surv. India*, 51, p. 185-370.
- Watts, A.B., 1978**, An analysis of isostasy in the world's ocean, I. Hawaiian-Emperor seamount chain. *Jour. Geophys. Res.* 83, p. 4986-6004.
- Watts, A.B, Karner, G.D. and Steckler, M.S., 1982**, Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins. *Phil. Trans. R. Soc. A.* 305, p. 249-281.
- Yazgan, E., 1984**, Geodynamic evolution of the eastern Taurus region. In: *Geology of the Taurus belt*, eds. O. Tekeli and M.C. Göncüglü, MTA. Ankara, p. 199-207.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., 1987**, Güneydoğu Anadolu Triyas sonu tektonizması ve bunun jeolojik önemi. Türkiye 7. Petrol Kongresi bildiriler jeolojisi, Ankara, sf. 65-77.