

**RİFT, ALAKOJEN, İMPAKTOJEN**  
**ve**  
**TÜRKİYEDEN ÖRNEKLER**

**Yücel YILMAZ**

Türkiye Jeoloji Kurumu  
Konferans Dizisi 17, 1981

**Doç. Dr. Yücel YILMAZ**

**İstanbul Üniversitesi  
Yerbilimleri Fakültesi**

**ŞAFK MATBAAS I  
TEL : 29 57 84 - ANKARA**

**ÖZ :** Rift, tansiyonel güçlerle, litosferin bütün kalınlığı boyunca koparak oluşturduğu uzun çöküntü alanlardır.

Riftleşme çoğun, rejyonel bir domlaşma olayı ile başlamaktadır. Genellikle, yüksekliği yaklaşık 1 km., eni 100, boyu 200 - 300 km. olan bu yükselim alanlarında aktif alkalen volkanizma ve negatif gravite anomalisi tipiktir.

Negatif gravite anomalisi, olasılıkla mantonun kısmi ergimesiyle kütle eksilmesinin bir sonucudur. Günümüzde ergimenin yükselen manto sorguclarının üzerinde geliştiği düşüncesi yaygındır.

Yükselen kesimde kabuk yenilerek üçlü bir kırık sisteminin gelişmesine yolaçmaktadır. Kollardan ikisi açılarak okyanusları oluşturmakta, üçüncü kol ise okyanus kenarında başarısız kollar halinde kalmaktadır. Alakojen, başarısız bu kollardan özel bir gruba verilen isimdir.

Bu yazıda, rift gelişimine ve fosil riftlere günümüzde Afrika'dan, fosil riftlere ise Atlantik çevresinden ve Dünyanın değişik kesimlerinden örnekler verilmekte, ayrıca Türkiye'nin jeolojik evriminden örneklerle karşılaştırmalar yapılmaktadır.

## G İ R İ Ő

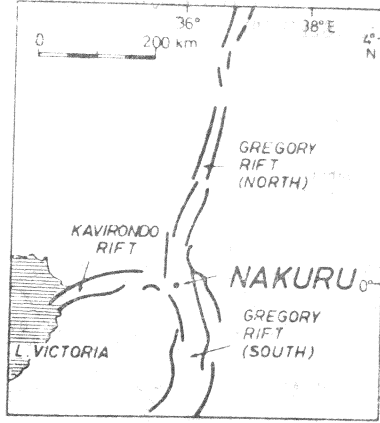
Aktif veya fosil riftler, içlerinde kalın çökeller tutmaları nedeniyle günümüzde Amerika'dan Afrika'ya, Güneydoğu Asya'dan Sibirya Platformuna kadar dünyanın değişik kesimlerinde hidrokarbon üretilen alanların başlarında gelmektedir. Yerbilimlerinde, kabuk evrimine bakış açımızın hızla değiştiği bu dönemde, Türkiye'nin jeolojik evrimini tanımada katkıların hızla yoğunlaşması ve eski verilerin yeniden değerlendirilmesine geçilmesi nedeniyle rift gelişimi konusunda, bilgileri ana hatlarıyla hatırlatmayı yararlı gördük. Bunu yaparken Türkiye'nin jeolojik evrimi üzerinde bilinenleri bu bilgilerle doğrudan karşılaştırarak test etmeyi denedik. Amacımız hem temel jeoloji sorunları, hem de enerji gibi uygulama alanlarına ilginin giderek arttığı bu dönemde, yaygın bir yerbilimci gücü için bu konularda ortak bir ilgi alanı ve bir bilimsel tartışma platformu oluşturabilmektir.

## G E N E L

### Rift Tanımı

Rift terimini ilk kullanan, Afrika rift sisteminin niteliklerine uygun, benimseten kişi olan Gregory (1921) dir (Şekil 1). Bu tanıma göre birbirine paralel normal faylar arasındaki uzun çöküntü alana rift vadisi adı verilir. Günümüzde Burke (1980) aşağıdaki değişlikle yeniden bir rift tanıtımı yapmıştır; tansiyon ile litosferin bütün kalınlığı boyunca kopmasıyla bu kesim üzerinde gelişen uzunlamasına öküntüdür. Bu tanım, paralel fayların varlığını gerekli görmemektedir. Çünkü; Connecticut riftinde olduğu gibi ana faylar, çöküntülerin sadece bir kenarında görülebilmekte-

dir. Bazı riftlerde ise çökme sınırının bir fay mı, yüksek açılı monoklinal bir fleksür mü olduğu açıkça belli değildir.



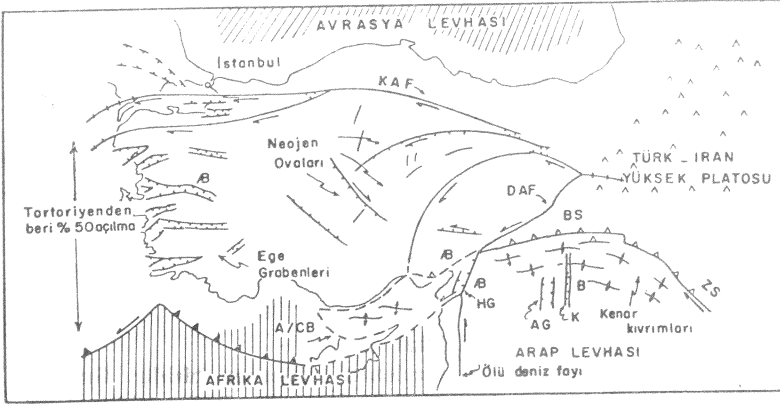
Şekil 1.

Gregory rifti, ayrıntılı ilk incelenen riftlerden biridir. Gregory (1921), daha sonra kendi adıyla anılacak ve Doğu Afrika rift sistemi içinde yer alan (Şekil 23 e bakınız) bu çöküntü alanındaki araştırmada ilk kez rift terimini kullanmıştır.

Litosferin bütün kalınlığı boyunca yırtılmış olması deyimliyle bu tür yapıların büyük ölçekli yapılar olduğu vurgulanmaktadır. Böylece küçük çöküntü alanları bu tarifi dışında bırakılmaktadır. «Tansiyon» ile ayırtılmek istenen özellik ise bu tür yapıların litosferi etkileyen transform fay ve yakınsayan levha kenarı (convergent plate boundary) gibi ana kırık sistemlerinden farklı olduğunun belirtilmesidir.

Bu tanım değişik yollarla gelişen havzaların hemen hepsicini ve genel anlamda grabenlerin her türünün rift olarak yorumlanmasına mani olmaktadır. Örneğin: Doğu Anadolu'da kompresif bir rejim altında (Şengör ve Kidd, 1979) sıkışma ile gelişen, yüksek açılı ters faylar arasında oluşan dağ arası havzaların (Muş havzası ve Pasinler havzası gibi) rift sayılmayacağını açıklıkla gös-

termektedir. Çünkü Doğu Anadolu'da bir açılma değil bir sıkışma, kısalma ve kalınlaşma (Şengör ve Kidd, 1979) gelişmektedir (Şekil 2). Kompresif rejim altında benzeri bir açılmaya, Türkiye'de Üst Kretaseden örnek verilebilir. Güney Doğu Anadolu'da S'e doğru Arap platformu üzerine ilerleyen ofiyolit naplarının önünde Kastel çanağı açılmıştır (Şekil 18).



Şekil 2.

Türkiye'nin, günümüzdeki tektonik birliklerini, bunların ilişkilerini, konumlarını ve tektonik niteliklerini gösterir harita (Şengör ve Yılmaz, 1981 den alınmıştır.) Haritada birbirinden farklı 3 tektonik bölgenin varlığı görülmektedir;

- Doğu Anadolu'da kompresif stres altında sıkışma; kıtasal kısalma ve kalınlaşmaya (ayrıntılı bilgi için Şengör, 1980'e bakınız), Türk İnan Yüksek Platosunun gelişmesine, doğu-batı kıvrımlar ve Arap kıtası üzerinde kuzey-güney derin kırık sistemlerine (Akçakale grabeni : AG, Karacalıcağ bazalt platosu : K) neden olmuştur.
- Kuzey Anadolu transform fayı (KAF) ile Doğu Anadolu transform fayı (DAF) boyunca yanıl atımlı hareket, Anadolu levhasının batıya ilerlemesine yol açmış, böylece, Doğu Anadolu sıkışma sisteminin kaynaklanan kuvvet, kıta içine bu gücü yanıl atımlı faylarla iletmıştır. Batıya ilerleyen Anadolu levhasında 2. cil önemde başka yanıl atımlı faylar

gelişmiştir. Doğu - batı sıkışmasını serbestlenmesi ile kuzey - güney bir tansiyonel rejimin gelişmesine yol açan bu yanal hareketde, ikincil yanal atımlı faylar önemli mertebelerde düşey atımlar kazanmış ve sonuçta büyük havzaların gelişmesine yol açmıştır (örneğin Konya ve Tuz gölü havzaları gibi). Şengörün (1980) «Ova» olarak tanıttığı, tansiyonel güçlerin dolaylı etken olduğu yanal atım sistem içinde gelişen bu havzalar, bu nedenle tipik rift tanımı içine sokulamazlar. Benzeri örnekleri Amerika Birleşik Devletleri batı kesiminde, San Andreas fayının yanal atımlı hareketin bağlı gelişmiş havzalarda görülmektedir (Şekil 19 B'ye bakınız).

- c) Orta Anadolu'dan tedricen geçilen Batı Anadolu da tümüyle N-S gerilmeler egemen olmuş ve Miyosenden beri Ege graben alanının «rift» sistemi olarak açılmasına yol açmıştır.

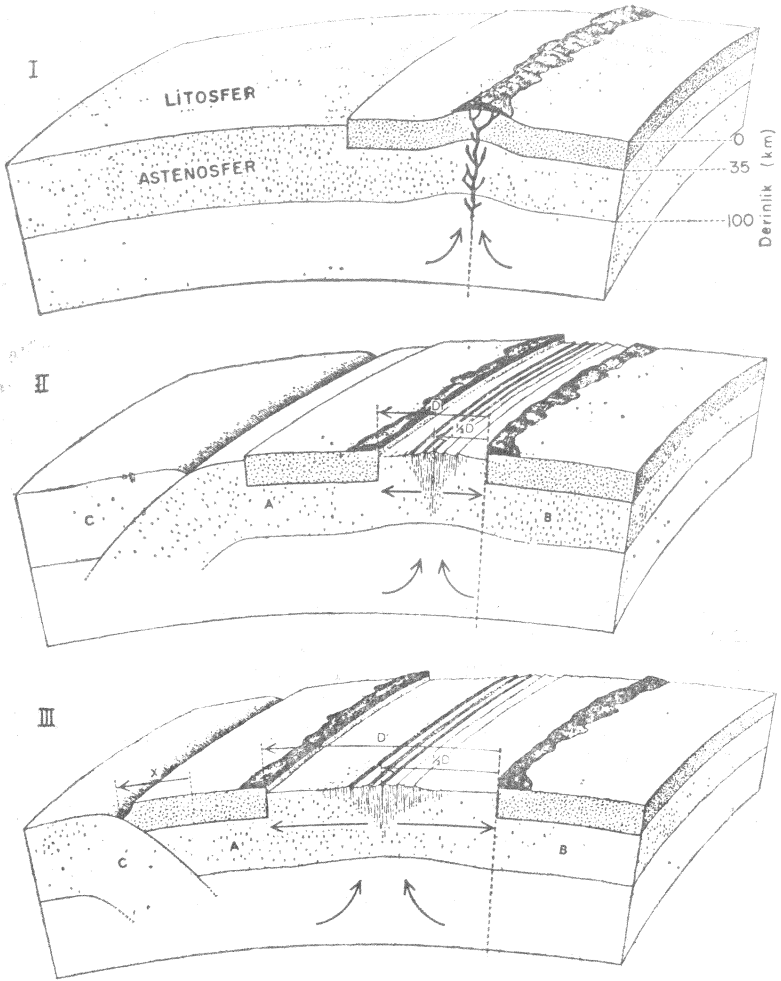
**Kısaltmalar (AB: Alkali Bazalt, BS: Bitlis kenet kuşağı, ZS: Zagros kenet kuşağı, A/CB: Adana - Klıkya havzası, HG: Hatay grabeni).**

Riftler, litosferde en yaygınca görülen kırıklardır, çünkü litosferin tansiyona karşı dayanımı en azdır. Litosferin yırtılması rift ile geliştiğinden, bu yapılar en yaygın olarak litosferin en ince olduğu kesimlerde görülürler. Bu gibi yerler okyanuslardır (Şekil 3). Bu yazıda ise, çok daha seyrek görülen kıtadaki riftler üzerinde durulacaktır.

Son on yılda kıta içlerindeki riftlerin sanıldığındanda fazla olduğu ortaya konulmuş, ayrıca bu bölgelerde farklı yapısal ortamlarda rift geliştiği belirlenmiştir. Farklı bu ortamların ortak özelliği, tansiyonel tektoniğin ana etken oluşudur.

### **Rift ve İlişkili Yapı Unsurları**

Rift gelişiminin birbiriyle yakından ilişkili bazı jeolojik olaylarla beraberliği dikkati çekmektedir. Bunların başında riftleşen bölgenin domlaşması (Şekil 4,5) ve bu gibi alanlarda yaygın bir volkanizma gelişmesi söylenebilir (Şekil5,6). Domlaşma kıtasal gerilme ve litosferin incilmesiyle birlikte ortaya çıkmaktadır (Şekil 7).

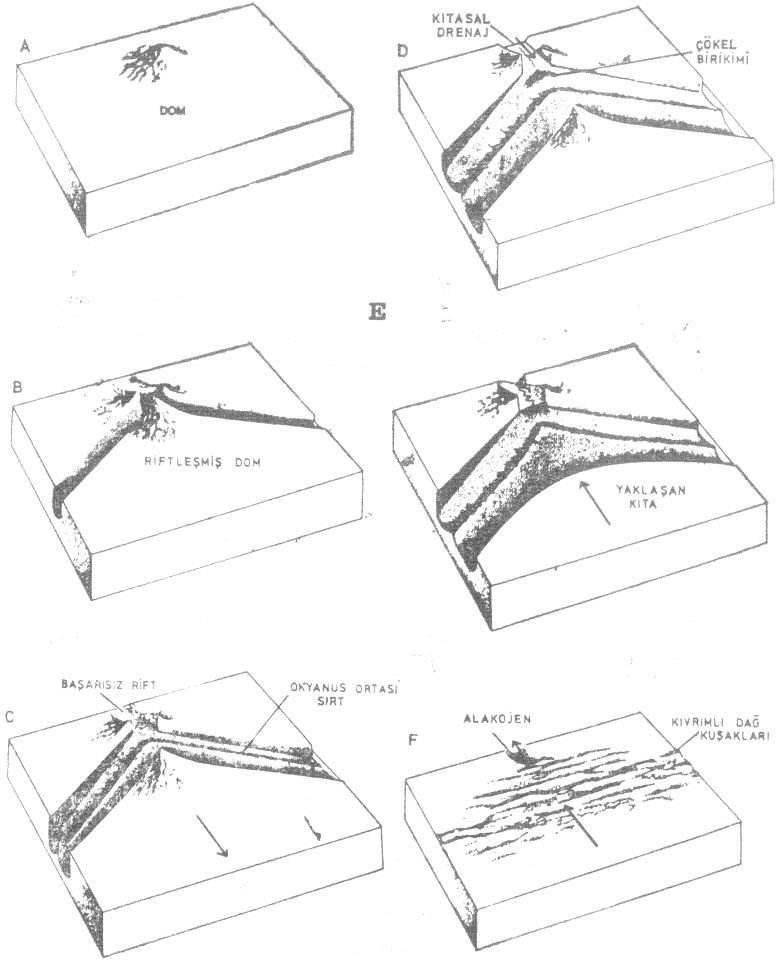


**Şekil 3.**

**Kitasal (I) ve Okyanusal (III) riftleşmeyi birlikte gösteren blok diyagramlar (Dietz ve Holden, 1970'den).**

**Okyanus Litosferi çok daha ince olduğundan, tansiyona dayanımsız bu alanlarda sayısız rift gelişimi vardır. Okyanus ortası Sırt (III D) kuşkusuz bu oluşumun en iyi incelenebileceği alanlardır.**



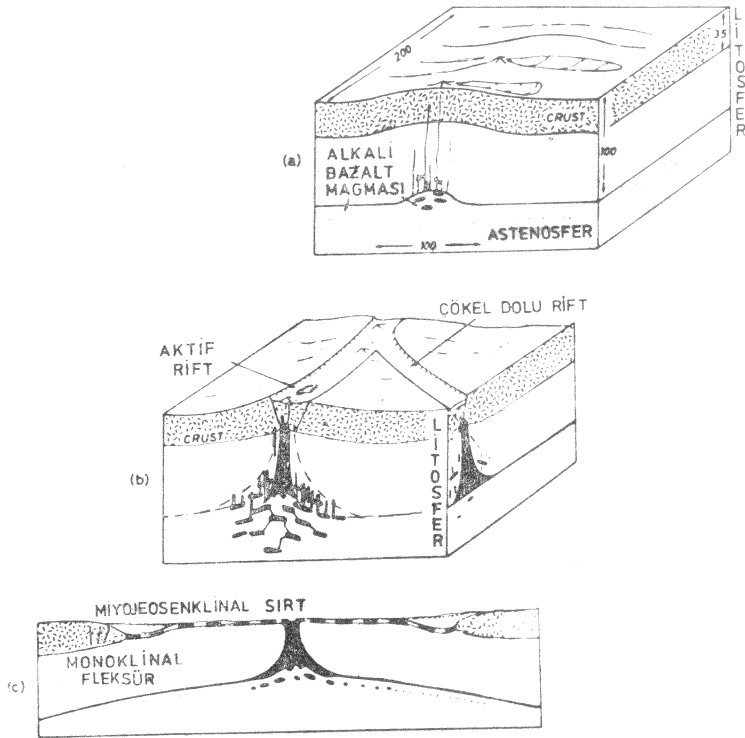


**Şekil 4.**

Rift oluşumunun evrelerini gösteren blok diyagramlar (Burke ve Wilson, 176 dan).

A=Kıta kabuğunda dom gelişmesi, B=Domun 3 kollu kırık sistemi ile yenilerek riftleşmesi, C=İki kolun, gelişen volkanizma ile birlikte birbirinden ayrılarak, arada bir okyanusal alanın oluşması, D=Açılmadan kalan 3. kolun (başarısız rift), nehir vadisi

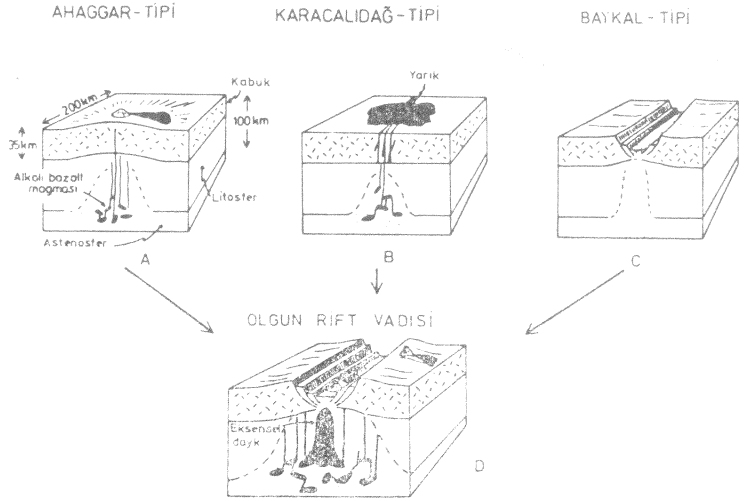
olarak okyanusa gereç taşıyan bir kıtasal drenaj kanalı görevi yapması ve bu nedenle kalın bir çökel havzası halini alışı E=Okyanusun kapanmağa başlaması F=Okyanusun kapanması ile orojenin gelişmesi ve başarısız riftin önünün tıkanması. Yükselmiş olan dağ kuşağından aşındırılan gereçle, riftin (Alakojen) doluşu.



Şekil 5.

Rift oluşumundan - Okyanus açılışına kadarki evrimi gösteren blok diyagramlar (Burke ve Whiteman 1973'den).

- Kabuksal yükselme; uzun eksenli bir dom gelişmesi, kıta yükseliminin kabukta kırılma ile karşılanması.
- 3 kollu rift gelişimi, kırıklar boyunca volkanizmanın başlaması, Astenosferin yükselmesi.
- Tipik bir okyanus haline geçiş.



**Şekil 6.**

**Riftleşmenin değişik derecelerde evrim geçirmiş olduğu günümüz riftlerine örnekler (Şengör ve Burke 1978'den).**

- Sadece domlaşma ve kolkanizmanın ilk verilerinin görüldüğü **Ahaggar örneği.**
- Litosfere varan kırık sistemleri ile şiddetli plato bazalt volkanizmasının yayıldığı **Karacalıdağ (Diyarbakır) örneği.**
- Normal faylarla çökme alanının geliştiği ve içinde Baykal gölünün yerleştiği **Baykal göleti örneği.**
- Riftlerin ileri evrede ulaşacakları olgun bir rift vadisi taslağı.

Hızlı gerilme ve kabuk incelmeye, bu olayların sonucu olarak izostatik çökmeyle ve çöken alana hızlı bir çökme birikmesiyle karışılmaktadır (Mc Kenzie, 1978). Bu sırada çöküntü alanında jeotermal gradyanın yükselmesiyle sıcaklığın artışı, normal jeotermal gradyanın ulaşılacağı kadar yavaş bir biçimde azalması sırasında da çökme ve alçalım devam eder. Bu esnada fay denetiminin etkisi zayıftır. Ancak çökme çok daha yaygın biçimde gelişimini sürdürür. Geniş bir alanda oluşan bu çökeller daha incedir.

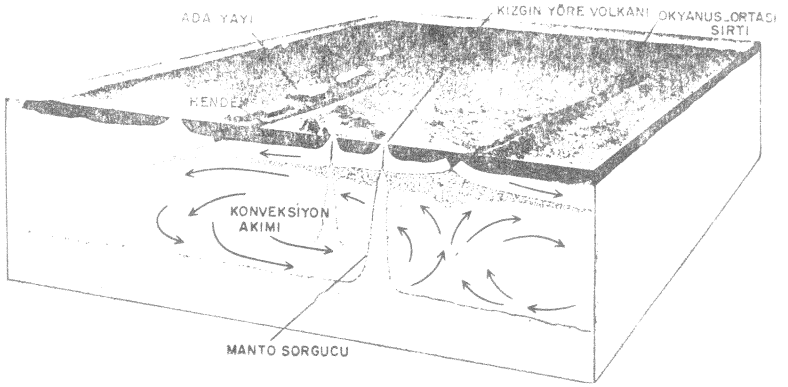
Gerilme fazının başlangıcında kabuğa bazaltik gereç eklenmesi önemli mertebelere ulaşır. Platobazaltlar ve bunlarla ilişkili sığ derinliklerdeki dayk kümeleri, alt kabuğa önemli miktarda gabrosokulumlarının geliştiğini gösterir (Şekil 6). Alt kabuğa, manto-dan gereç eklenmesiyle, alt kabuğun sıcaklığı giderek arttığından, bazaltik mağma derinliklerde katılaşmaksızın yukarılara ulaşabilmektedir. Ferrogranit (ribekit, egrin, fayalit içeren) doyumsuz al-kalen siyenit toplulukları ve bazen karbonatitler rift sistemlerinde yer alan mafik kayaların bimodal yantaşlarıdır. Bu iki tür kaya gurubunun birlikte ortaya çıkışı alt kabuğun kısmi ergimesini ve kabukta önemli derecede farklılaşma geliştiğini işaret etmektedir.

Bazalt ilerlemesinden önce veya sonra hafif silisik ve ortaç eriyiklerin yükselişi, yukarı kabuğun alkalinitesini artırıcı etki yapar, alt kabuğun dayanımını artırır. Rift alanında görülen volkanizma çoğunlukla kızgın yöre (hot spot) volkanizması olarak bilinen türdendir.

### **Rift ve kızgın yöre volkanizması**

Yeryüzüne dağılmış birbirinden kopuk 100'den fazla kızgın yöre olarak tanınan volkanik aktivite vardır. Bunlar dünyadaki diğer volkanlardan farklıdır. Bu volkanlar levha kenarlarıyla veya levha hareketiyle doğrudan bağlantılı değildir. Çoğunlukla levha içlerinde yer alırlar (Şekil 7).

Levha kenarı ile bağlantısız olan volkanizma tüm dünyanın volkanik aktivitesinin % 1'den azını oluşturur. Tek başına bulunuşları karakteristiktir. Kıta içlerinde yer alırlar. Geniş kabuksal yük-selim alanlarında görülürler. Bu kabarıklık, daha küçük ölçekli dağlar oluşturur. Ada yayı volkanizması ürünü yükselimlerinden daha farklı ve belirgindir. Kızgın yöre lavları hem okyanus ortası sırt hem de ada yayı volkanizma türünden farklıdır. Lavları bazalttır. Ancak alkali elementlerce (Si, Na, K v.s....) zengindir. Alkalice zengin lavlar kıta kenarlarında az bulunurlar. Kızgın yöreyi oluşturan mekanizma mantoda aranmalıdır. Bunlar katı fa-kat sıcak, yükselen manto sorguçlarının yüzeydeki ürünüdür (Şekil 7). Sorguç, astenosferin, olasılıkla altından gelmektedir. Olasılıkla faz değişim sınırından kaynaklanmadır (Birkaç 100 km. manto derininden). Kızgın yörelerin çoğunluğu çok yavaş olarak hareket ederler. Bazen bu hareket ile levha üzerinde sönmüş volkanizmanın izleri, ürünleri kalır. Böylece levha hareketlerini belgeliyen önemli veri oluştururlar.



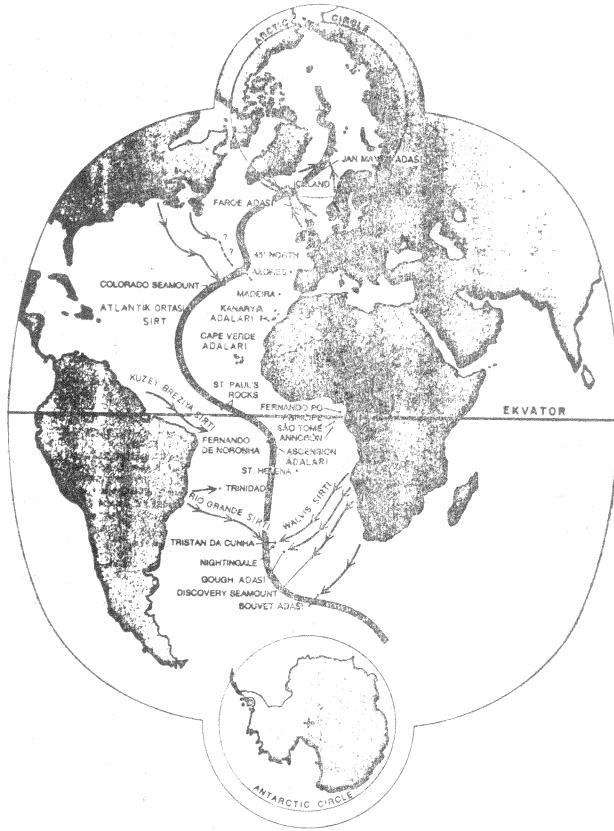
**Şekil 7.**

**Manto Sorgucu (Mantle Plume) üzerinde kısmi ergime ile gelişen kızgın yöre (hot spot) volkanizmasını gösterir blok diyagram (Burke ve Wilson, 176 dan).**

**Kızgın yöreler çoğun levha kenar volkanizmasından bağlantısız, levha içlerinde görülen, tek volkanlar halindedir. Derin kökenlidirler. Günümüzdeki, yaygın görüşe göre konveksiyon akımlarının bir sonucu değil, onu başlatan bir gelişmedir.**

1938'de James Dwight DANA volkanik adaların Kilao ve Mona loa'dan NW'ya giderek yaşlandığına dikkati çekmiştir. Günümüzde açıklıkla bilinmektedir ki; Havai ada sırasıda aynı kaynaktan türemiştir. Pasifik levhası kaynak üzerinden NW'ya ilerlemiştir. Pasifikte bu yöne paralel başka ada sıraları vardır; Austral sırtı - Tumoto sırtı. Bunlar da Havai gibi Pasifik levha hareketi ve aynı kutup etrafında dönüşü göstermektedir. Bunların hareketine dayanarak, Jean - Bernard Minster (California Inst. Tec.) Afrika'nın duraylılığını ileri sürmüştür. Adaların yön değiştirmesi 40 milyon yıl öncedir. Aktivite 80 milyon yıl önceye kadar gitmektedir.

Afrika'da Gondwana'nın parçalanışına kadar yani 120 milyon (Kretase) yıldan önce pekçok aktif volkanizma görülmektedir. 120 milyon yıl önce bu aktivite durmuş ve 30 milyon yıl önce yeniden başlamıştır. Bu 2 tarih arasındaki süre Atlantik okyanusunun açılma evrelerine rastlar. Önceki volkanik aktivite Afrika'nın, Gondwananın parçası olduğunu gösterir. Bu kıta manto üzerinde,



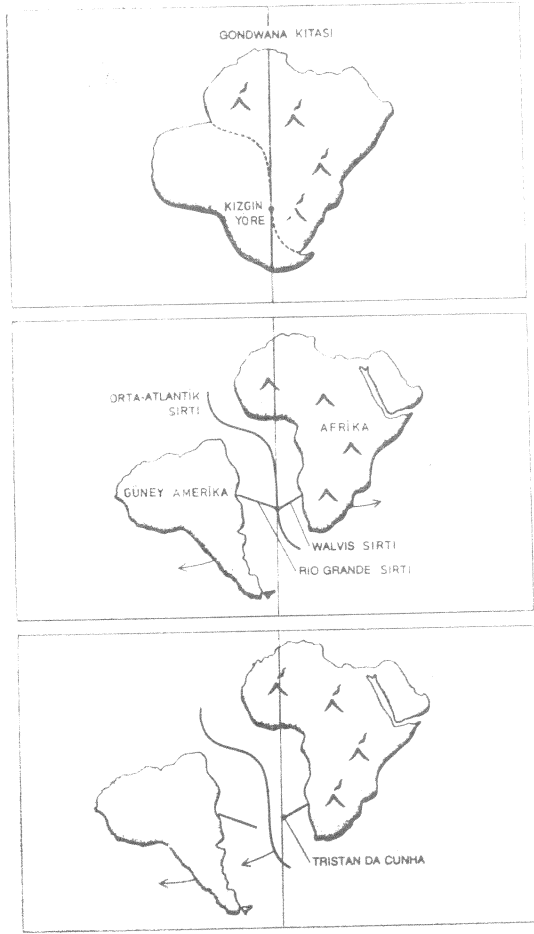
Şekil 8.

Atlantikte kızgın yöre volkanizmasını gösteren harita (Burke ve Wilson, 1976) kıtaların kopması olayını başlatan (Şekil 7) kızgın yöre volkanizması Afrika'nın, Amerikadan kopmasından beri çoğunlukla ilk yerlerini, Okyanus ortası sırtın üstünde veya kenarında az çok koruyarak günümüze kadar gelmişlerdir.

Küçük noktalar, Atlantikteki bu volkanik adaları göstermektedir.

o sürede sabit durmaktadır. Bu dev kıta Atlantik ortası sırtı boyunca kopunca, Afrika doğuya doğru hareket etmiştir. Mantonun üzerinden geçen kıta, volkanizmayı 90 milyon yıl söndürmüştür (120 m. ile 30 m. arasında). Aslında okyanus ortası sırtı sabit düştüğü iki tarafındaki kıtaları ondan simetrik olarak uzaklaştır biçimde hareketli düşünmek daha uygundur. Bu kıtalar, Cape Farewell (Grönland kıyısında) de, kutbun geçtiği bir eksen etrafında hareket etmişlerdir. 30 m. yıl önce Afrika levhası durmuş ve volkanik aktivite tekrar başlamıştır ve devam etmektedir. Ancak Afrika durmuş olmakla birlikte, okyanus ortası sırtından olan yayılma durmamış bu nedenle okyanus ortası sırt W'ya sürüklenmeye zorunlu kalmıştır. Böylece Afrika ile S Amerika'nın bağıl hareketi değişmemiştir. Ancak S Amerika'nın, mantoya göre hareket hızı iki katına çıkmıştır.

Okyanus ortası sırt W'ya göçe başlayınca, sırtın E yamacındaki kızgın yöreler geride sırttan uzakta kalmışlardır (Şekil 8). Okyanus ortası sırtın hareketli oluşunu gösteren deliller, deniz tabanında görülür; Tristan da Cunha'dan NE'ya uzanan volkanik geçitten oluşma bir sırt (Walvis ridge) vardır. Bu sırt, Afrika hareketli ve okyanus ortası sırtı sabit iken okyanus ortası sırtın yamacındaki volkanik gerecin, uzaklaşan Afrika'ya doğru malzeme yığılmasından oluşmuştur. Aynı şekilde, aynı yolla okyanus ortası sırttan W'ya doğru Riogrande sırtı Brezilya kıyılarına kadar ulaşmıştır. Bu sırtın deniz tarafı bitiminde aktif bir volkanik ada (Kızgın yöre) yoktur. Sırt, okyanus ortası sırttan yaklaşık 30 milyon yıllık bir ayırt ile ayrılmıştır. Bu gözlemler şöyle açıklanabilir; Atlantik oluşurken Tristan da Cunha aktif bir volkan olup, riftin tam üzerinde yer almaktaydı. Bu rift açılarak okyanusu oluşturmuştur. Kızgın yöreden çıkan lavlar sırtın 2 yanına doğru taşarak akmış ve hareket eden levhalar boyunca 2 yana sal gibi taşınmıştır. Devam eden volkanizma «V» biçimli bir geometri geliştirmiş (Şekil 9), okyanus ortası sırt W'ya doğru harekete başlayınca kızgın yöre adası, sabit duran Afrika'yı da içeren levha üzerinde geride kalmıştır. Böylece volkanizma okyanus ortası sırtta göre 2 tarafa uzanabilen simetrik bir sırt geliştirememiştir. Bunun yerine yeni volkanik geçit birbiri üzerine yığılmıştır. Kızgın yöreler özellikle sırt boyunca sık görüldüğünden sırtın konumunda bazı denetim uyguladıkları düşünülebilir. Okyanus ortası sırtın bu aktif kızgın yöreler üzerine geriye dönüş yapacağını beklemek olasıdır.



Şekil 9.

Kızgın yörelerin gelişmesi ile kıtaların kopuşunu ve son 30 M. yıldan beri Atlantiğin açılmağa devam etmesine rağmen Afrika'nın sabitliğini koruduğunu belgeleyen taslak haritalar (Burke ve Wilson, 1976'dan) Açıklamalar için metne bakınız.

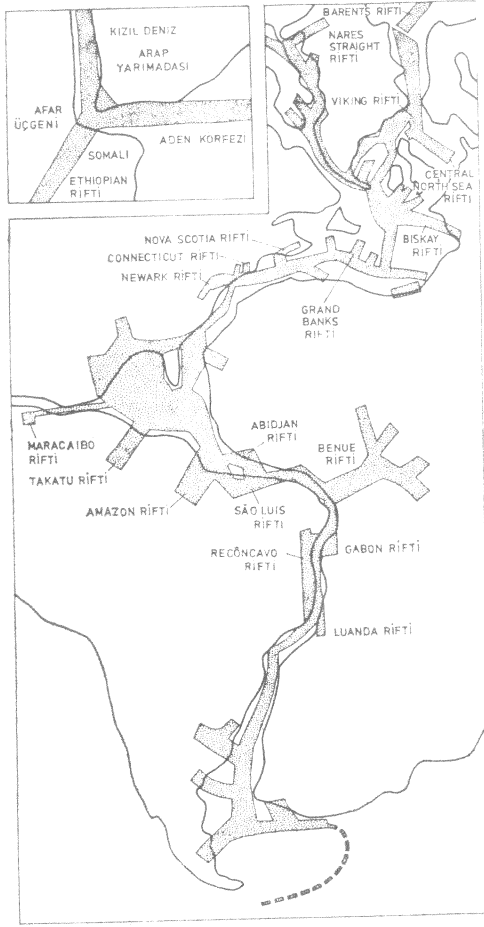


Kızgın yöreler derin kökenlidirler. Bu sonuca, levha hareketine rağmen yerlerinde sabit kalmalarından ulaşılmaktadır. O halde levhaların alt sınırından dahada derinden gelmektedir (Şekil 7). Kızgın yörelerin levha hareketini gerçekleştirmede itme gücü oluşturması açısından görevi ve önemi var düşüncesi günümüzde yaygınca benimsenmektedir.

Bir kıta, kızgın yöre üzerine gelip oturduğu zaman, kızgın yöre üzerinde gelişen yükselim (Dom) kırılmaya maruz kalır. Çünkü kıta kabuğu çoğunlukla bu denli hareketi semiplastik olarak özümseyemez. Rift olduğu zaman çoğun karakteristik 3 kollu bir örnek gösterir (Şekil 4, 5). 40 yıl önce, Hans Cloos, kıta kabuğunun domlaşmasıyla bu tip 3 kollu kırık sistemi geliştiğini söylemiştir. Bu riftler, okyanuslaşmanın ilk evreleridir. Okyanus ortası sırt üzerinde, bu kızgın yörelerin yoğunlaşmış oluşu bu mekanizmaya işaretler. Tipik olarak, 2 kollu rift açılarak okyanusu oluşturur. 3. kol açılmada başarısız kalır. Kıta içinde bir çöküntü alanı olarak kalır (Şekil 4). Pangaeanın, parçalanmasından önceki durumu birleştirilince böyle pekçok başarısız kolların varlığı görülür (Şekil 10). En iyi örneklerden biri Atlantik kenarından Afrika içine ilerleyen Benue riftidir (Şekil 10).

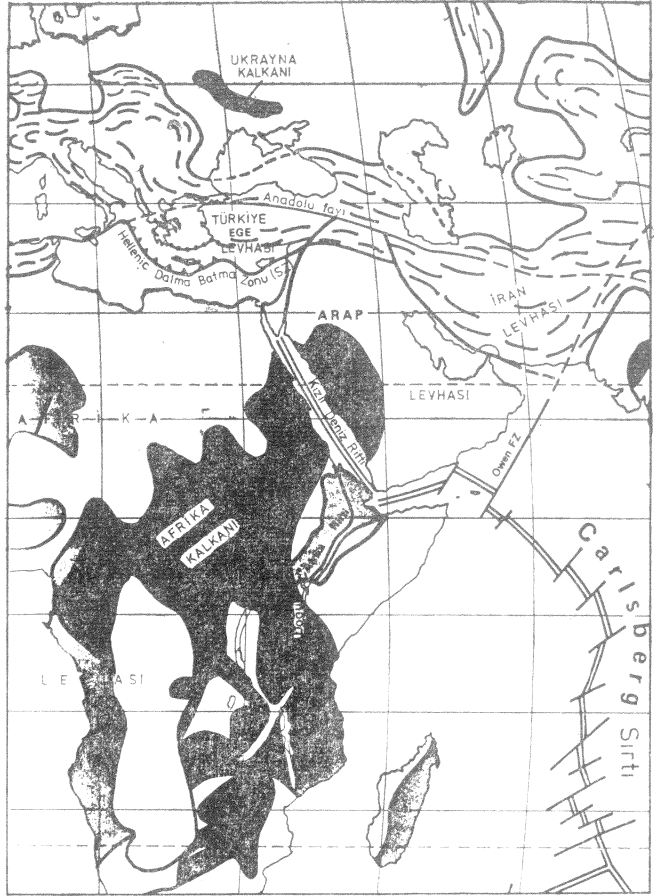
Çok daha güncel örnek ise Arap yarımadası ile Afrikanın ayrılışı ile, Kızıldeniz-Aden körfezi örneklerindeki 3 kollu riftlerin varlıklarıdır (Şekil 11). 3. kol Afar üçgeninden Habeşistan içlerine ilerlemektedir. Afrika 30 m. yıldır sabit olduğuna göre bu rift sistemi Afrikanın parçalanma döneminin başlangıcında başlamış olmalıdır. Burada Aden körfezi ve Kızıldeniz okyanusaldır. Afar'ın tabanında bir okyanus tabanı ya da ona çok benzer özellikte bir temel görülür. Habeşistan Rift'i ise başarısız bir koldur. Şayet gelecekte okyanus gelişirse bu rift boyunca, bu kol başarısız kol özelliğini koruyacak, yeni açılan bu okyanusun bir kenarında erken bir riftleşmeyi gösteren bir bölge olarak kalacaktır.

Kenyadaki Kuzey ve Güney Gregory riftleri (Şekil 1) Nakuru şehrinde merkezlenmiş olan Kavirando rifti ile birlikte 3'lü bir rift sistemi oluştururlar ve erken gelişme evresindedirler.



Şekil 10.

Pangaea birleştirilmesi sonucunda ortaya çıkan başarısız rift kollarını gösteren harita (Burke ve Wilson 1976'dan) sol üst köşede, ise kıta kopmasıyla ilgili 3 lü açılmaya günümüzde; Afar'dan örnek verilmektedir.



Şekil 11.

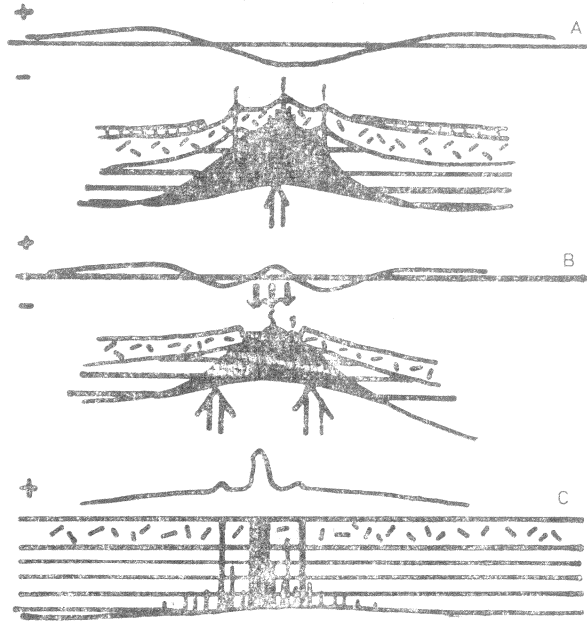
Kıtaların kopması ve okyanus açılmasına örnek gösterilen Kızıldeniz-Yemen körfezi ile bu sistemin komşu alanlardaki levha kenarları ve hareketleriyle ilişkisini gösteren harita. (Condie, 1976'dan)

## Rift Tabanının Özellikleri :

Doğu Afrika rift sisteminde yapılan en anlamlı jeofizik incelemeler, Griffiths ve diğerleri (1971) tarafından Kenya riftinde yapılan sismik refraksiyon çalışmalarıdır. Griffiths ve arkadaşları Gregory riftinin kabaca orta kısımlarında, yüze kadar erişen ve rift vadisi boyunca 100 km. den fazla mesafede uzanan yaklaşık 10 km genişliğinde bazaltik eksen dayklarının varlığını göstermiştir. Khan ve Mansfield (1971) Kenya riftinde yapılan gravite inceleme sonuçlarının bu tür eksen dayklarının varlığı ile uyumlu olduğunu, Searle ve Gouin (1972) Adisababa enleminde 150 km genişliğindeki Etiyopya rifti içindeki gravite alanının, yaklaşık 75 km genişliğindeki birbirine benzer üç eksenel bazalt daykalarıyla bağlantılı olduğu şeklinde yorumlanabileceğini göstermiştir.

Her üç veri de eksenel daykların rift vadisi yapısında önemli bir unsur olduğu fikrini desteklemektedir (Şekil 12). Ayrıca eski ve yeni riftlerin plütonik kayalarından ve eski riftlerin mostra ve gravite modellerinden derlenen veriler de bu görüşü destekler niteliktedir. Ancak aktif olmayan rift sistemleri üzerinde yapılan gravite yorumları bazen yanıltıcıdır çünkü; aktif riftin üzerindeki gravite alanına hükmeden astenosferin kütle kaybına uğramış kısmı, aktif olmayan bir riftin altında mevcut değildir (Şekil 12). Orada gravite alanı rift oluşumu sırasında kabuktaki ve litosferdeki değişikliklerle sonuçlanmıştır. Jones (1956) Uruguay'daki Kretase yaşlı Canelloneo grabeni hakkında yaptığı gravite yorumunda pozitif bir eksenel anomali göstermiştir. Bu anomalinin üzerinde ve yanlarında açılan petrol kuyularının gravite incelemelerindeki anomalinin eksen dayklarına karşılık geldiği görülmüştür. Eksen dayklarını yansıtan pozitif Bouger anomalileri, diğer fosil rift yapılarında da (Bakınız Burke ve Whiteman 1973, Şekil 2) bilinmektedir. Rodezyadaki büyük daykta pozitif Bouger anomalisi gösteren mağma kayaları mostradadır. Büyük dayk yaklaşık 10 km genişliğinde, dik kenarlara sahip (Weiss 1940) ve aşağı yukarı toleyitik bileşimde katmanlı mafik ve ultramafik kayalardan oluşmuştur.

Eski riftlerde eksenel daykların altındaki litosfer, alkali ve toleyitik volkanik kayaların ve eksenel dayk bazaltlarının, gelişmesi nedeniyle fakirleşmiş pirolit içerir. Bu pirolit, rift sistemi aktifken astenosferin bir kısmını oluşturmuş olmalıdır.



Şekil 12.

Rift alanlarında Bouger anomali örnekleri ile kabuk yapısı arasındaki ilişkiyi gösterir taslak kesitler (Burke, 1977 den).

A= Astenosferin yükselmesi, dom gelişimi ve rejyonel bir negatif gravite anomali örneğinin tanınması. Kabuğun yumuşaması ve kütle kaybı, negatif gravite anomalisinin nedeni olarak gösterilmektedir.

B= Mağmanın yükselmesi ve eksen dayk sistemlerinin gelişmesi, kıta kabuğu içine sokulmuş olan yüksek yoğunluktaki bu kayaların negatif rejyonel gravite alanı içinde küçük pozitif değerli bir gravite anomalisi yaratmaktadır.

C= Astenosferin normal konumda olduğu, aktivitesini kaybetmiş, eski bir riftte eksen dayk sistemleri nedeniyle sadece +gravite anomalisinin belirmesi.

Eski eksensel dayklar riftlerin altındaki bazaltik gereçin büyük yoğunluğundan ötürü, eklojite bir dönüşüm gösterir, bu da çökmeye yol açar. Bu tür bir ortamda ne kadar bir bazaltın eklojite dönüşeceği termal evrime bağlıdır.

### **Rift volkanizmasının petrolojisi ve yapı gelişimine etkileri :**

Rift oluşumunda  $10^4 - 10^5$  km<sup>2</sup> lik bir alanda yerel 1 km lik bir yükselim, gelişmenin ilk evresidir (Şekil 4, 5, 6). Bu yükselim her zaman alkalen volkanizma veya rift ile birlikte olmayabilir. Tersine bazı Neojen alkalen volkanizmaları ise çukur alanlarda yeralmaktadır. (Afar da, Cape verde yarımadası örneğindeki gibi) Rift ve yükselim alanlarında alkalen volkanizma egemendir. Jeokimyasal araştırmalar, özellikle izotop çalışmaları bu volkanizmanın manto kökenli olduğunu göstermiştir. Bu bölgelerde negatif gravite anomalisi karakteristiktir (Şekil 12).

Yükselen manto sorguçları (plume) üzerindeki manto malzemesinin kısmi ergimeleri litosferin altında büyük hacimde alkali bazaltik magmanın gelişmesine yol açmaktadır. Bu magma büyük bir kütle kaybına (mass deficiency) yol açmaktadır. Bu kütle kaybının, uzun-dom biçimli yükselimlerin gelişmesiyle karşılandığı düşünülmektedir (Şekil 5). Satha ulaşan bazaltlar alkalen niteliklidir. O halde, litosferin tabanı bu yükselimin altındaki kısımda 60-120 km. arasında yeralmış olmalıdır. Bu yükselimlerin eni 100 km boyu ise bunun 3 misli kadardır. Bu hacim kütle kaybı miktarına az çok yakındır.

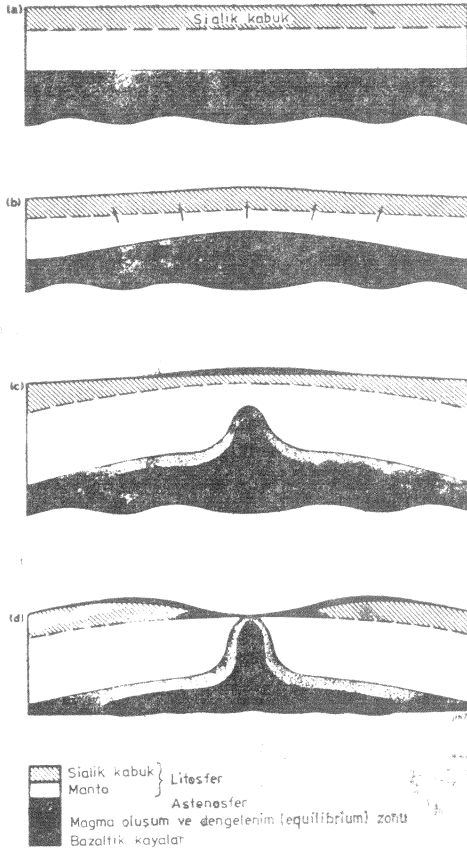
Litosfer eğer zayıf değilse, gerilme stressleri (tensile stress) başlangıçta litosfer dayanımını, kıtayı bir uçtan bir uca kırabilecek, yenecek güçte değildir (Gass, 1973). O halde kabuğu zayıflatan olaylar nelerdir? Termodinamik veriler şunları göstermektedir; kıta litosferi altındaki kesimde Litosfer/astenosfer sınırını sıcaklık açısından duraysız bir sınırdır. Levhanın kendisi de sialik kabukta radyoaktif izotopların fazlalığı nedeniyle termal bir örtü gibi davranabilmektedir. Bu, 2 katman arasındaki termal duraysızlığı daha da artırıcı bir etki yapmaktadır. Böyle bir durumda litosfer/astenosfer sınırı rejyonel olarak yükselecektir (Şekil 13 b). Bu yükselen kesimde, kabuğun altındaki manto henedense çevreye nazaran daha sıcak olmaktadır. Bu ısı gradyanı, termal duraysız alanda, manto peridotitinin daha yüksek bir oranda kısmi ergimesine yol açar. Bu ergime ise faz sınırı-

nın daha aşağıya inmesine neden olmaktadır. Böylece düşük sıcaklık yüksek basınç altındaki bu bölgedeki kayaların minerallerinde hacim artışı gelişir. Sonuç olarak bu mineraller daha az yoğun olan eşdeğer bileşimdeki başka minerallere dönüşürler. Bu olay manto yoğunluğunun 3,5 den, 3,3 e inmesine, bu azalma ise litosferde 3 km. mertebesinde bir yükselime neden olabilir (Şekil 13 c, Şekil 4). Daha sonra bu yükselim alanı kırılır (Şekil 13 d, Şekil 4). O halde mantıksal olarak yükselim ve kırılma olayları püskürme işleminden önce gelişmelidir. Afrika'da Mesozoyikte çok büyük alanlar erozyonla peneplen haline gelmiştir. Mesozoyik sonu ve Tersiyer başında dom şeklindeki yükselimleri volkanizma izlemiştir.

Gass (1973)'ın teklif ettiği petrojenetik modele göre gelişen volkanik ürünün zaman ve mekanda değişimini şu parametre denetler; bazalt ergiyiğinin doyumlu veya doyumsuz oluşu açıkça basınç koşuluna, bir diğer deyişle, bazaltın mantodan hangi derinlikte geliştiğine bağlıdır. Doyumsuz alkali bazaltlar aşırı doyumlu toleyitik bazaltlardan daha derinde gelişmiştir (Şekil 13 c). Olayların sıralanımı magmanın farklı seviyelerde (farklı basınçlar altında) dengelenimiyle (equilibration) ilişkilidir (Şekil 13).

Astenosfer/Litosfer dokanağında termal düzensizlik gelişmesi nedeniyle, termal gradyanın yükselmesine bağlı olarak, kısmi ergime arttıkça ilk magma 60 km. kadar bir derinlikte gelişebilecektir (Şekil 13 c). Çünkü ergime zonunu düşey yönde yaymak için, kaya sıcaklığını ergime noktasına getirmek için gerekenden çok daha fazla sıcaklık gereklidir. Bu magma kabaca levha biçimli bir hacmi işgal eder. Bu hacim yükselim alanının altındadır.

Magma sokulumu ve satıhtaki volkanizma ana kırık zonu boyunca en şiddetlidir. Bu durum izotermal düzeylerin yataya yakın birincil konumlarını bozarak injeksiyon zonu üzerinde ve çevresinde yüksek açılı hale gelmesine yol açar (Şekil 13 c,d). Çizgisel gidişli bu bölgede (Şekil 5b, 5c, 6), magma, mantoda üst seviyelerde dengeye ulaşabilmekte ve bunun sonucunda «ortaç» bazalt'lar (Şekil 13 d) (Ortaç bazalt ile alkali ile toleyitik arası geçiş nitelikli olanlar kastedilmektedir) ve bu kırık zon boyunca peralkalen silisli farklılaşma ürünü kayalar gelişir. Birbirini izleyen çizgisel gidişli injeksiyonlar sialik blokların birbirinden kopup ayrılmasına yol açacak, bunun sonucunda önce yerleşmiş



Şekil 13.

Kıta kabuğunda rejyonel domlaşmanın (b), volkanizmaya yol açan manto kökenli kısmi ergimenin (c ve d), Astenosferin yükselmesi ve volkanizmanın sathı ulaşmasının (c), kıta kabuğunun yenilerek açılma olayının gelişmesinin petrojenetik nedenleri ile evrimini gösterir taslak kesitler (Gass, 1973'den). (Açıklama için metne bakınız).



olan bazik dayklar, injeksiyonun olduğu kesimdeki ana kayaları oluşturacaktır (şekil 12). Birbirini izleyen dayk enjeksiyonu termal gradyanı daha da y¼ksek açılı yapacak, bu çizgisel kuşak boyunca, magma, satıhtan 10 km. altta bile kendisini (equilibre edecektir) dengeleyebilecektir. Bu durumda toleyitik bazaltik magmalar oluşacaktır (şekil 13 d). Kızıldenizde bu t¼r toleyitik volkanizmanın geliştiği g¼r¼l¼r. Ayrıca Burke, 1980, riftlerle ilgili toleyitik magmatizmaları, Amerikadan ¼rneklerle g¼stermiřtir.

## WILSON D¼NG¼S¼NDE RIFTLER

Wilson (1968) American Philosophical Society'de yaptığı konuşma ile yery¼z¼nde okyanusların bir b¼lgede açılıp, başka bir b¼lgede ise kapandığını g¼stermiřtir. Bu gelişmeye bağlı olarak yery¼z¼n¼n jeolojik tarihçesinin, okyanus açılış ve kapanışları ile kaydedildiği g¼r¼ř¼ benimsenmiştir. Okyanus tabanı dalma batma ile kaybolduğuna g¼re, bu d¼ng¼n¼n verileri kıtaların içinde aranmalıdır. Bu d¼ng¼n¼n izlerini, verilerini aramak ve incelemek ise kıtaların jeolojisini yorumlamada en gerekli y¼ntemdir. Bu t¼r okyanus açılıp kapanması d¼ng¼s¼ne daha sonra Wilson d¼ng¼s¼ (Dewey ve Burke, 1974) adı verilmiştir. Rift, Wilson d¼ng¼s¼n¼n her evresinde oluşabilir (Burke 1980). ¼nk¼ tansiyonel tektonik b¼t¼n bu evrelerde gelişebilmektedir.

### Kıtaların kopmasıyla gelişen riftler :

Kıtaların kopması sırasında gelişen riftler (zellikle araştırma yapmak açısından) en iyi gelişmiş olanlardır. Doğu Afrika rift sistemi, en iyi bilinen kıtasal rift sistemidir. Bu sistemi tanıma ve anlama konusundaki bilgiler, Neojen'de Afrikanın, mantodaki bir konveksiyon akımı ¼zerine gelip yerleşmesi sonucunda bu riftlerin gelişmeye başlamış oluşunun ortaya konmasıyla hızla artmıştır. (Burke and Wilson 1976).

Doğu Afrika riftleri yanısıra iyi gelişmiş kıta içi riftlerine diğer kıtalarda da rastlanmaktadır. Bunların pek çoğu k¼¼k ¼lekli veya az bilinir niteliktedirler. Ancak Avrupadaki Ren grabeni ve Asyadaki Baykal grabeni ise ayrıntılı çalışılmış olanlardır.

Doğu Afrika riftinden, riftlere ait belirgin olarak ortaya konulan iki özellikten birisi rift faylarının eski yapıları takip ederek onları yeniden hareketlendirdiği (Mc Connell, 1974) diğeri ise rift magmatizmasının mantodan türediğidir.

Doğu Afrika rift sistemlerindeki çökellerin üzerinde pekçok inceleme vardır. Ancak bunlar sistemli değildir (Burke 1980); biruçta petrol araştırması diğere uçta ise fosil insan aramacılığına kadar değişik yöndeki incelemelerdir. Ancak bu çökel incelemelerinin sonuçlarına dayanarak tektonik yorumlar yapabilmek konusunda ya da riftlerin nasıl dolduğunu anlamamız açısından bilgi türetilecek pekaz yaklaşım yapılmıştır. Diğere yandan bu yörelerin volkanoloji ve jeomorfolojik özellikleri ayrıntılı incelenip tanıtılmıştır. Doğu Afrika riftlerinin tektonik yorumları başlıca bunlara dayanılarak yapılmıştır.

Telesismik çalışmalar, Doğu Afrika rift sisteminde gerçekleştirilen en verimli jeofizik araştırmalardır. Bunlar rift sistemi altındaki mantonun garip niteliğini, pekçok rift depreminin tansiyonel özellikte olduğunu göstermiştir. Sismik refraksiyon çalışmaları yüksek hızlı, dayk benzeri cisimlerin bazı riftlerde varlığını belgelemiştir. Bu bilgi gravite yorumlarının yapılabilmesini kolaylaştırmıştır.

Doğu Afrika sistemi büyümesine devam edip sonuçta tüm Afrika kıtasını boydan boya geçince yeni bir okyanus gelişecek ve Afrika kıtası ikiye bölünecektir. Şayet bu oluşursa halen aktif olan riftlerden birçoğu bu iki kıtanın biri yada diğesinde kalacaklar ve bir okyanus haline geçme şansı bulamayacaklardır. Bu tür başarısız kalmış, kıta içine doğru izlenebilen, kenarlara değişik açılarla ulaşan pekçok rift Atlantik tip kıta kenarlarında tanınmaktadır.

Kıta kopması ile ilgili en çok çalışılan rift sistemleri Atlantik tip okyanusları çevreleyenlerdir. Çünkü içlerinde kalın karasal ve denizel çökeller bulunur. Ana nehirler petrollü delta çökelleri geliştirmiştir. Dünyanın ana petrol provenleri bu rift sistemlerinde görülür. Atlantığı çevreleyen rift sistemleri üç grupta toplanabilirler (Şekil 10);

a) Afrika çıkıntısı ve N Amerika arasında, Orta Atlantik çevresinde toplanan eski «Triyas yaşlı» riftler.

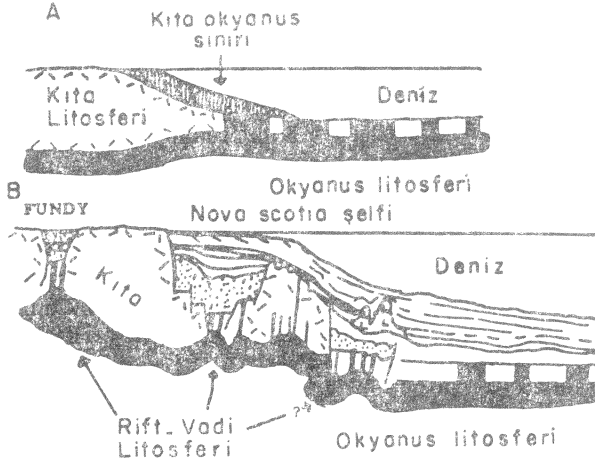
b) Kretase başında, güney Atlantik'in açılışıyla ilgili olan rift topluluğu.

c) Kuzeybatı Avrupa'da Permiyen yaşlı veya daha genç «karmaşık» riftleşme olayları ile ilgili N Atlantik kenarında görülen riftler. Başarısız riftler ve kıtalardaki alakojenler riftleşmenin başlangıç evrelerinde biriken kilometrelerce kalınlıkta çökel içerirler. Bu gelişmenin iyi örnekleri Kuzey Amerika'nın doğu sahili ve Afrika çıkıntısı arasında Orta Atlantik'in açılımla neticelenen riftleşme süreci esnasında oluşan Kuzey Amerika doğusundaki Triyas riftleridir. Örneğin Lee (1976), Culpeper grabeninde 10 km'den fazla kalınlıkta Triyas çökelleri bulunduğunu ileri sürmektedir. Bu tür birikimler Doğu Afrika rift sistemi içinde bilinmemektedir. Ancak Afrika riftleri de bu tür birikimlerin oluşabileceği yapısal bir konuma erişmiş gibi görünmektedir. O halde riftlerin iç kesimlerinde çökel cins ve kalınlıklarının ne olduğu hakkındaki veriler değerlendirmeye değer verilerdir.

Başarısız kalmış bu riftleri dolduran çökellerin bazı bölgelerde petrol içerdikleri bilinmektedir. Bu tür riftlerde, başlıca üç farklı ortamdaki petrol çıkarılmaktadır. Bunlar rift tabanındaki karasal graben fasiyesleri, riftin hızlı çökeli sırasındaki gelişen denizel karbonatlar ve rift boyunca veya riftin eni boyunca gelişen denize doğru gitgide ilerleyen karadan türeme geçişleridir. Kırıntılı geçiş içinde bu zon 2 ast bölüme ayrılmaktadır. Bunlardan biri sığ ve çoğunlukla deltayik diğeri ise daha derin bir ortamdır. Atlantik kenarına değişik açılarla bağlanan pek çok başarısız riftin incelenmesi, kıta ve okyanus kontaklarının kesin sınırlarını saptama güçlüğüne bir açıklık getirebilecektir (Şekil 14).

Genelde Atlantik kenarındaki başarısız kalmış riftlerin evrim ve davranışları benzer bir örnek göstermektedir. Ancak bazı ayrıcalıkları da vardır. Örneğin Nijerya'daki Benue çanağı (Şekil 10), küçük bir okyanus gibi davranmıştır. Wilson döngüsü bu çanakta küçük ölçekte açılma ve kapanmayı da içererek 125 m. yıl ile 80 m. yıl önceki zaman aralığında gelişmiştir (Burke ve Dewey, 1974).

En iyi gelişen riftler kıta kenarına yakın olanlardır, fakat bazı durumlarda örneğin Kuzey Denizi (Şekil 26) çanağında kıtaya uzanım çok uzaktır. Bu tür riftlerin çok iyi bilinmesinin



Şekil 14.

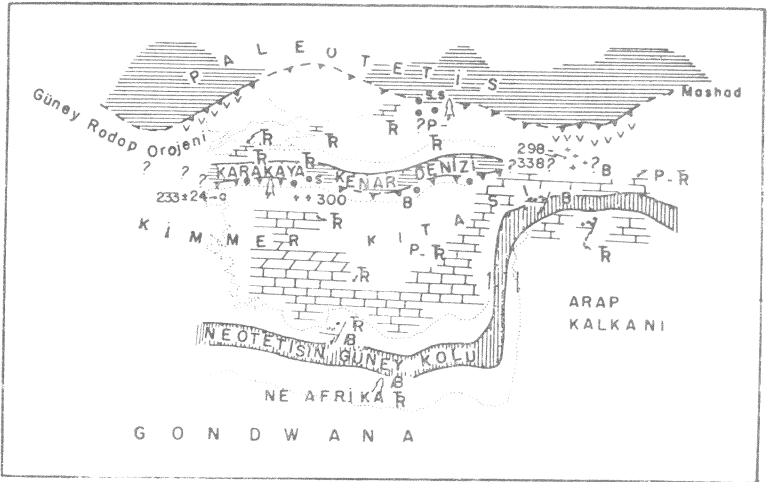
**Kıta litosferinden, okyanus litosferine geçişin niteliğini gösterir kesitler (Burke, 1980'den). Geçiş, rejyonal ölçekte keskin (A), ancak yerel anlamda tedrici (B) olabilmektedir (Açıklama için Yılmaz, 1981 sayfa 5 - 9).**

nedeni petrol açısından zengin olmalarıdır. Çünkü; çok kalın denizel veya karasal Mesozoyik ve Senozoyik çökelleri içerirler ve bunlara kavuşan önemli nehirler petrol içeren deltalar oluşturmuşlardır.

Bu riftlerden küçük bir grubu ise Atlantik kenarında kıtanın ilk kopmasından belirli bir zaman sonra gelişmeye başlamıştır. Bunun en iyi örneklerinden biri Libya'daki Sirite riftidir. Tetis kenarında gelişen bu rift Alt Kretase de açılmaya başlamıştır. Oysa ki Tetis bu kesimde bundan yaklaşık 100 M. yıl önce Triyasta açılmaya başlamıştır. Bu riftin açılması Güney Atlantik'in açılmasına yol açan levhalar arası sıkışmayla ilgili görülmektedir. Rift gelişmesinin volkanizma ile birlikte olması, bir zamanlar yaygınca inanılan, mutlaka gerekli bir olgu gibi görülmekte idi ancak Sirite rifti, gelişmesi sırasında volkanizmanın görülmediği pekçok riftten birisidir. Benzeri bir riftleşme, Tür-

kiyede varlığı tanınan fosil bir riftten örneklenebilir. Permien-  
de, hemen tüm kesimleri Gondwana kıtasının kuzey ucunda yer  
alan Türkiyede başlıca 2 açılma zonu tanınmaktadır. Bunlardan  
kuzeyde tanınan açılma, Triyas başında Biga yarımadasından,  
Bursa kuzeyine, Bilecik ve Ankaradan Tokat masifine (Bingöl  
1976) ulaşan riftleşme olayıdır (Şekil 15). Bu açılma daha da  
doğuya doğru Erzincan yönünde (Tekeli 1981) uzatılabilir.

Biga yarımadasında, Bingöl ve diğerleri (1973), Bingöl (1976)  
bir grup kayaya; splitik bazalt, çamurtaşı, radiolarit, bunlarla  
girik kumtaşı ve silttaşı ile ender görülen bazı konglomera top-  
luluğuna Karakaya formasyonu adını vermiştir. Bu topluluk bir  
okyanuslaşma evresine hemen hemen ulaşabilmiş (Bingöl, 1976:

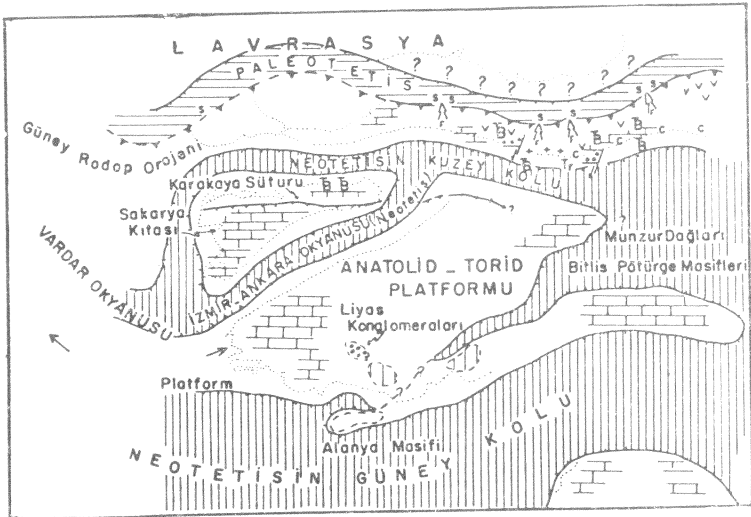


Şekil 15.

Permo Triyasta Türkiye'deki tektonik birlikleri ve bağlı ilişkilerini gösteren harita (Şengör ve Yılmaz 1981'den). Kuzeyde, bağlı olarak Karadenizin günümüzdeki yerinde bulunan Paleotethisin güneye dalması ile olasılıkla bir kenar havza olarak Karakaya kenar denizi'nin Alt Triyasta açılmaya başladığı görülmektedir. Harita ve üzerinde simgelerle gösterilen veriler için orjinal metne bakınız.

Tekeli 1981) ancak kısa bir dönemde kapanmıştır. Liyas taban konglomeraları tarafından diskordan olarak örtülmektedir (Şekil 16) (Yılmaz, 1981). Karakaya çanağı olasılıkla Paleotetis'in dalma - batma zonu üzerinde açılıp kapanan bir kenar denizini temsil etmektedir (Şekil 15) (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Doğu Afrikanın rift vadileri geniş bir yükselme alanında ortaya çıkmıştır (Doğu Afrika yükselimi). Nakuru'da olduğu gibi (Şekil 1) bunlar ayrı ayrı yükseltilerle bağlantılıdır. Rift siste-

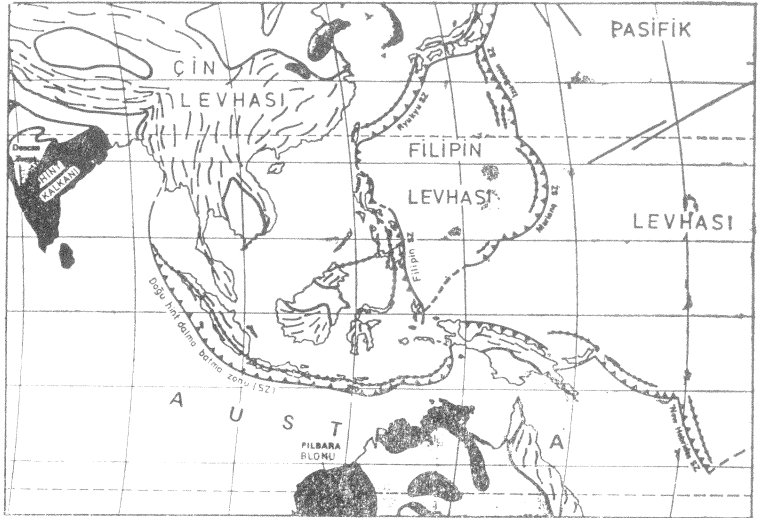


Şekil 16.

Liyasta, Türkiye'deki tektonik birlikleri ve bağlı ilişkilerini gösteren harita (Şengör ve Yılmaz, 1981'den). Paleotetis daralmış, Karakaya kenar havzası kapanmış ve üzerinde, yeni bir kenar havza olarak açılmağa başlayan Neotetis'in kuzey kolunun çökeltileri birikmiştir. Bu yeni açılma Doğu Pontislerin güneyinde kalın bir kırıntılı depolanmasıyla kendini göstermektedir (Ayrıntı için Yılmaz, 1981'e bakınız). Doğu Pontidlerde Liyas açılması, olasılıkla Paleotetis'in güneye dalmasıyla gelişen volkanik yayın (TB) ortadan kopması sonucunda yayıçlı - yayardı (S) bir havza gibi başlamıştır.

mi üzerinde yapılan jeofizik incelemelerde rift vadileriyle ilişkili etkilerle, geniş yükselme alanlarıyla ilişkili etkileri birbirinden ayırmada güçlük çekilmektedir. Doğu Afrika'nın aktif rift sistemleri sıcak, kısmen ergimiş geniş hacimli astenosfer üzerinde uzanırlarki bu astenosfer yüksek topoğrafik görünüme sahiptir.

Bu hızlı çökmenin miktarı, rift çökellerinin incelenmesi ile belirlenebilmiştir. BRGM ve diğerleri (1975) bu hızın yılda yak-



Şekil 17.

Güneydoğu Asyada levha konum ve geometrilerini gösterir harita (Condie, 1976'dan) Avustralya levhasının kuzeye dalması ile gelişen Sumatra, Java - Yeni Gine, Yeni Hebrit dalma batma zonu ve ada yayları zincirinin tam ortadan kopması, kuzeyde yayardı bir çanak oluşumuna yol açmıştır. Aynı şekilde, Filipin levhasının doğuya dalmasıyla gelişen Japon ada yayı'nda ortadan koparak Japon kenar denizini geliştirmiştir. Bu tür jeolojik gelişmenin fosil bir örneğine Türkiye de İyasta (Şekil 16'ya bakınız) ve Üst Kretase de (Şekil 18'e bakınız) rastlanmaktadır.

laşık 0,5 km ye kadar ulaşabildiğini göstermiştir. Bu veri riftlerin altında aynı süreçte hızlı bir soğumanın da gelişmesi gerektiğini göstermektedir. Rift gelişimi sırasında magma kayalarının satha gerçekten ulaşabilmeleri, mutlaka «şu koşul gereklidir» demekten öte, birçok faktöre bağlıdır.

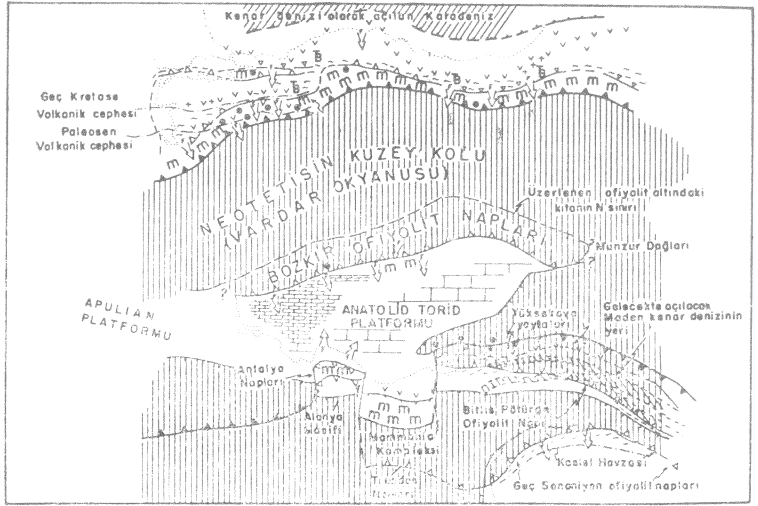
#### **Yakınsar kenarlı riftler :**

And tipi kıta kenarlarında ve ada yaylarında litosferin en ince olduğu kesimlerde rift gelişmesi en belirgindir. Bu kesimler, volkanların geliştiği çizgiyi izler. Aktif And tipi kıta kenarı olarak bilinen Yeni Zelanda, Sumatra ve Javadaki gibi bu riftler (Şekil 17) tektonik evrimlerinin en ileri dönemlerine, volkanik cephe ikiye bölünüp civarda bir kenar havza geliştiğinde erişirler. Bu tip bir örnek Miosen başında Japon denizinde gelişmiştir (Sillitoe, 1977).

Türkiyenin jeolojik evrimi içinde And tipi kıta kenarında havza açılmasını kuvvetle destekleyen veriler vardır. Örneğin: Anadolunun yapı iskeletini kazanmasına neden olan Okyanus (Neotetis), bugünkü Karadenizin yerinde bulunan bir okyanusa göre (Paleotetis) bir yayardı havza olarak açılmıştır (Şekil 16) (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu rift gelişimi Liasta, volkanik cephenin 2 ye bölünmesiyle başlamıştır (Yılmaz, 1981). Daha sonra Paleotetis yok olup, Neotetis güneyde geliştikten sonra, bu kez bu okyanus günümüz Pontid sıradağlarının bulunduğu kesimde yer alan kıta parçasının (Kimmer kıtası; Şengör, 1979) altına doğru güneyden kuzeye doğru dalmaya başlamıştır. Bu dalma-batma Kretaseden Eosen sonuna kadar devam eden And tipi yeni bir E - W gidişli volkanik yay oluşturmuştur. Volkanik kuşak Üst Kretaseden itibaren bölünerek bu günkü Karadenizi açmaya başlamıştır (Şekil 18) (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Amerika Birleşik Devletleri batısındaki Basın ve Range tipi riftlerin kıta kenarındaki transform hareketlerle ilişkili oldukları görülmektedir (Şekil 19A, 19B). Ancak bu tür pek az rift örneği vardır. Ülkemizde de yanal atımlı sistemlerin gelişmesiyle doğrudan ya da dolaylı olarak ilgili havza açılmaları vardır. Örneğin; Karlıhovada birleşen Kuzey Anadolu Transform fayı ile Doğu Anadolu Transform fayı boyunca Miosenden günümüze Anadolu levhasının W yönünde hareket etmesi bu birleşme noktasında E - W bir tansiyon sistemi geliştirmiştir (Şekil 2). Ana-





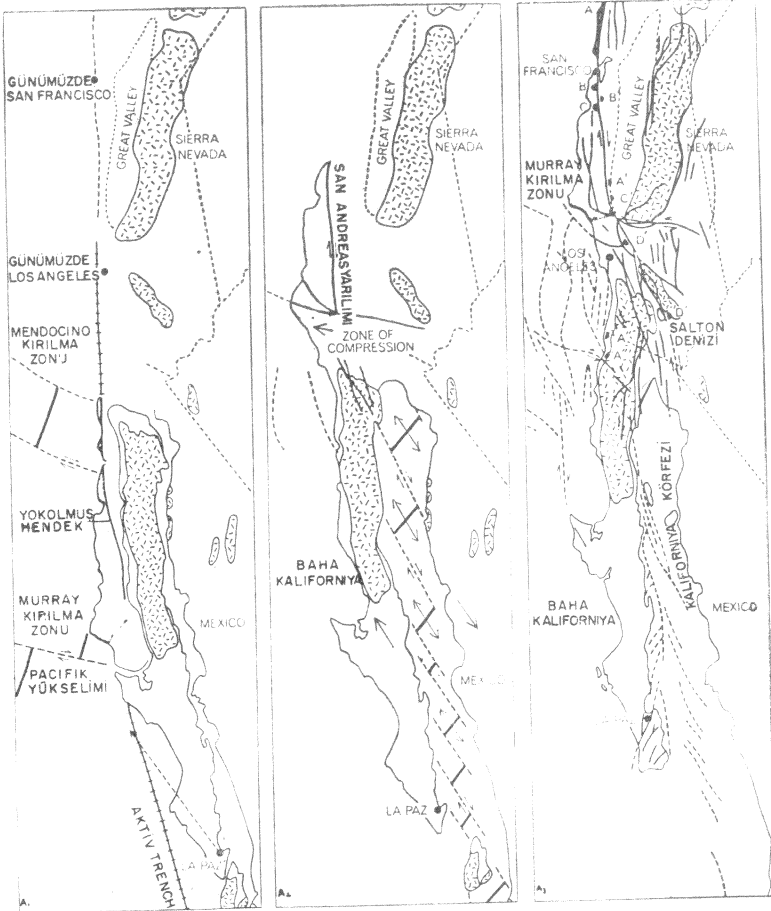
**Şekil 18.**

Üst Kretase'de Türkiye'de tektonik birlikleri ve bağıl ilişkilerini gösteren harita (Şenör ve Yılmaz 1981 den).

Neotetisin kuzey kolunun, kuzey yönünde Pontidlerin altına dalması ile doğu - batı uzanmış bir yay volkanizması ( $T_B$  gelişmekte, bunun ortadan bölünmesi ile yay içi (yayardı ?) havza olarak Karadeniz açılmaktadır. Güneydoğu Anadolu'da ise Arap platformu üzerine ilerleyen ofiyolit naplarının önünde kompresyonel bir havza (Kastel havzası) açılmaktadır.

dolu levhasının W'ya hareketi nedeniyle de bugünkü Erzincan ovası oluşmaya başlamıştır (Şekil 20E). Olasılıkla Maraş ve Adana - Kiliya havzaları da benzeri bir mekanizmayla açılmaktadır (Şekil 20E, F; 21).

Baja Kaliforniya'nın ana ülkeden yanal atımla uzaklaşmasıyla, arada gelişen tansiyon güçlerine bağlı, körfez oluşumu örneğindeki gibi (Şekil 19-A, 19-B), Anadolu levhasının W'ya hareketine bağlı E-W kompresif stresin N-S bir tansiyonel stress ile karşılaşmaya başlaması ile de havzalar gelişmiştir. Örneğin Orta Anadolu da Konya ve Tuz gölü havzaları yanal atımlı bu hare-

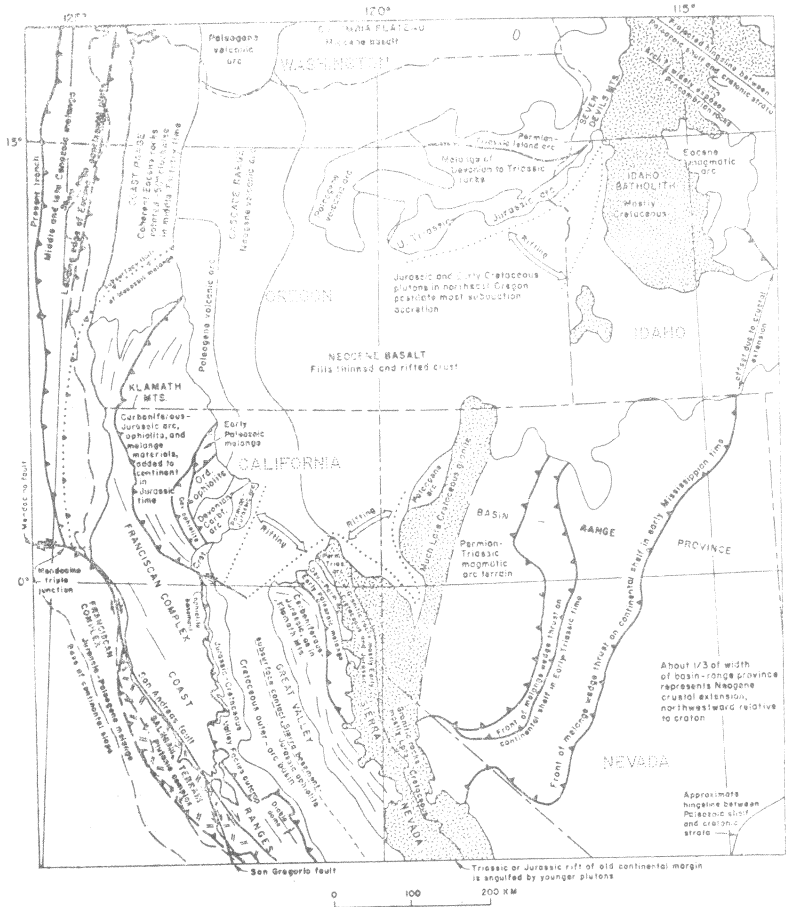


**Sekil 19.**

Kuzeybatı Amerikada, San Andreas fayının gelişmesi ve yanıl atımlı hareketine bağlı olarak, tansiyonel nitelikli havzaların gelişimini gösterir haritalar (Anderson, 1971'den).

**A<sub>1</sub>.** Transform fay öncesi hendek zonu

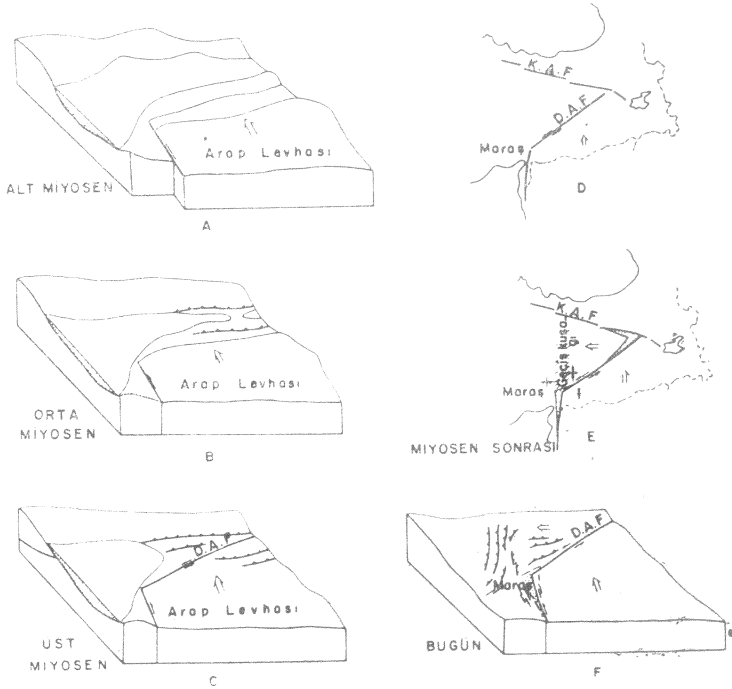
**A<sub>2</sub> ve A<sub>3</sub>,** San Adreas fayının gelişmeğe başlaması, Baha (Kaliforniya) nın kuzeye ilerleyip ana kıtadan kopması ile gelişen tansiyonel rejimde Kaliforniya körfezinin açılması.



Şekil 19 B.

Yanal atımlı sisteme bağlı kuvvetin, kıta içine iletilip dengelenmesi nedeniyle «Basin ve Range» provensinin gelişmesi. Bu sistemin evrimi ile, Kuzey Anadolu fayının Anadolu boyunca sağ atımlı ilerlemesine bağlı olarak doğrudan ve dolaylı havzaların gelişmesi arasında bir analogi kurulabilmektedir.

ketlerin sonucunda gelişebilmişti (Şekil 2), (Şengör, 1980. Şengörün «Ova rejimi» adı altında tanıttığı bu oluşum Prendl hücrelerinin yapı elemanlarıyla karşılaştırılmaktadır.

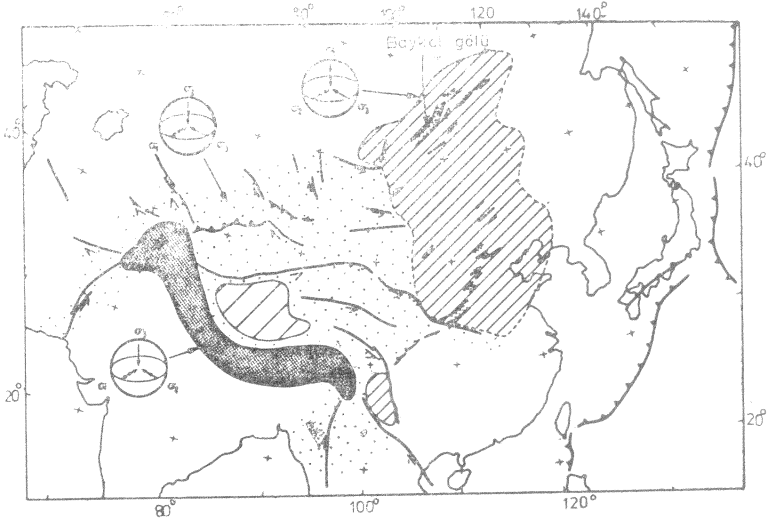


Şekil 20.

Miyosenden günümüze Doğu Anadolu'nun tektonik evrimini ve bu gelişim sırasında ortaya çıkan tektonik elementleri gösterir taslak blok diyagram ve haritalar (Gözübol ve Gürpınar, 1980'den). Kuzey Anadolu Transform fayı (KAF) ile Doğu Anadolu Transform fayı (DAF) arasında Anadolu levhasının batıya ilerlemesi ile fayların birleşme noktasında gelişen tansiyonel rejimde görülen Karlıova (Erzincan) havzası (E) ile güneydeki Maraş havzası (F).

## Çarpışma riftleri

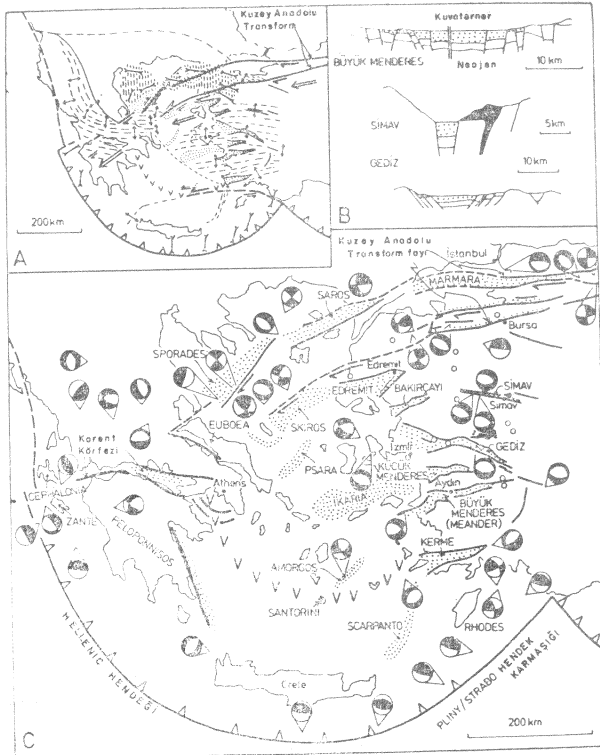
Rift gelişimi en yaygın olarak kıtaların çarpıştığı zonlarda görülmektedir. Bu kesimlerde, sadece kıtanın kopuşu sırasında başarısız kalmış eski riftler yeniden canlanıp rift olarak harekete geçmekle kalmamakta ayrıca yeni rift sistemleri de geliş-



Şekil 21.

Çarpışma orojenik kuşaklarının en iyi örneklerinden Tibet-Himaya sistemindeki tektonik birlikleri, yapı unsurlarını ve bunları geliştiren kuvvet alanlarının S den N'ye tedricen değişimlerini gösteren harita (Tapponnier ve Molnar, 1976).

Tibet Yüksek Platosu (koyu siyah), ofiyolit bindirmeleri ve şaryajlarla temsil edilir. Bu sistem, Bitlis kenet kuşağı ve Doğu Anadolu İnan Yüksek Platosunun bir benzeridir. Kompresif rejim bu alandan Altındağ ve Karakurum yanaklı fayları ile kıta içine iletilmektedir (Noktalı alanlar). Bu faylar, Kuzey ve Doğu Anadolu transformlarının eşdeğerleri gibi düşünülebilir. Değişen kuvvet alanının, yerini kuzeyde tansiyonel bir sisteme bıraktığı kesimde ortaya çıkan riftler (Taramalı alan). En kuzeyde oka bitişik rift, Baykal gölü riftidir. Bu alan ise Anadoludaki Ege graben sisteminin doğal bir eşdeğeri gibi görülmektedir.



Şekil 22.

Batı Anadolu'nun güncel tektoniğini gösteren haritalar ve kesit (Dewey ve Şengör, 1979'dan).

A—,Ege graben sisteminin Kuzey Anadolu fayı ile ilişkisini ve bu fay boyunca batı Yunanistanda ortaya çıkan kompresyonel rejimde «en-echelon» graben sistemlerini göstermektedir.

B—,Büyük Menderes, Simav ve Gediz grabenlerinde kıtasal gerime, açılma ve volkanizmayı göstermektedir.

C—,Ege graben sisteminde önemli yapılar ve fay çözümlerini göstermektedir.

meye başlamaktadır. Çarpışma sonucu gelişmiş olan dağ kuşaklarına kavuşan yeniden hareket geçirmiş bu tür riftlere Shatski (1947) «Alâkojen» adını vermiştir. Kıta çarpışması sırasında ilk kez gelişmeye başlayan riftlere en iyi örnek Ren (Rhine) rifti ile Baykal gölüdür. Bunlar çarpışma sırasında, kıtalar arasındaki sıkışmayla, kuvvet dengelenimine bağlı olarak gelişmişlerdir. Bu tür riftlere «İmpaktojen» denilmektedir. Bunlar alakojenden, jeolojik tarihçelerinin farklılıkları nedeniyle kolaylıkla ayırde-dilebilmektedir.

İmpaktojen olarak gelişim gösteren rift, SE Anadolu da yer alan Akçakale Grabeni ile Karacalıdağ plato bazaltlarıdır (Şekil 2). Her ikisi de SE Anadolu da alt miyosendeki en son kıta - kıta çarpışmasını izleyen kuvvet dengelenimine bağlı olarak ve Arap kıtası üzerinde gelişmişlerdir. Akçakale grabeni orojenik kuşağa diktir. Karacalıdağ bazaltları da, N-S kırık sistemlerinden çıkan alkalin bir yarık eripsiyonudur.

Tıpkı Baykal rifti örneğinde olduğu gibi, çarpışma sistemlerindeki kuvvet dağılımı, çarpışma kuşağında 100 lerce km. uzağa yanal atımlı sistemlerle iletilmesiyle (Şekil 21), (Molnar ve Tapponier, 19..) tansiyonel rejimde Ege graben sistemi açılmıştır (Şekil 2, Şekil 22) (Dewey ve Şengör, 1979).

Çarpışmayla ilgili bu iki ana gurup rift yanısıra okyanusların en son kapanımı sürecinde gelişen karmaşık pekçok başka rift gelişimi de görülmektedir. Bunun iyi örnekleri Akdeniz çevresinde görülmektedir. Örneğin; 200 milyon yıl önce Korsika ve Sardunya riftleri bu adaların dönerek gitgide Fransa'dan uzaklaşmasıyla gelişmiştir (Dewey v.d. 1973). Son 20 milyon yıldan beri açılmakta olan Ege Rift sisteminin gelişmesi ise Anadolu levhasının Karadeniz ve Afrikaya nazaran W'ya hareketiyle ilişkili görülmektedir (Şekil 2), (Dewey ve Şengör; 1979). Şayet Akdeniz kapanmaya devam ederse bu her iki rift de sıkışıp kaybolacak ve tanınmayacaklardır. Bu tür yapılar olasılıkla dağ kuşakları içinde bazı bölgelerde korunabilecek ve dağ kuşağının gelişmesinin son evresinde tam çarpışmadan önce gelişen tansiyonel nitelikli yapılar olarak yorumlanacaklardır. Bu yüzden bu tür rift diğer 4 ara rift sınıfına kıyasla daha önemsizdir. Bu 4 başlıca rift türü şunlardır :

1 — Kıtaların kopmasıyla gelişen riftler (Şekil 11'deki gibi)

- 2 — Atlantik tip bir kıta kenarında gelişen başarısız riftler (Şekil 10 örneğindeki gibi)
- 3 — Alakojen (Şekil 4 örneğinde gelişimi gösterilen türden riftler)
- 4 — İmpaktojen (Şekil 2 ve 21 örneklerindeki gibi).

Bu tür genellemeler, sık rastlanıldığı gibi bazı ayrıcalıklar sunarlar. Norveç'teki (Horn, Solend ve Hornelen) Devon rift havzaları bu tür örneklerdir (Steel, 1976). Çünkü bunlar kıta çarpışmasına bağlı olarak Kaledonitlerin içinde gelişmiştir. Günümüzdeki «Yüksek Himalaya» örneğine yakından benzerlikler sunmaktadır.

## RİFT ÇEŞİTLERİ

Riftler, ortak gelişim özellikleri bakımından birbirleriyle karşılaştırılabilme amacıyla Burke (1977) tarafından aşağıdaki gruplara ayrılmıştır.

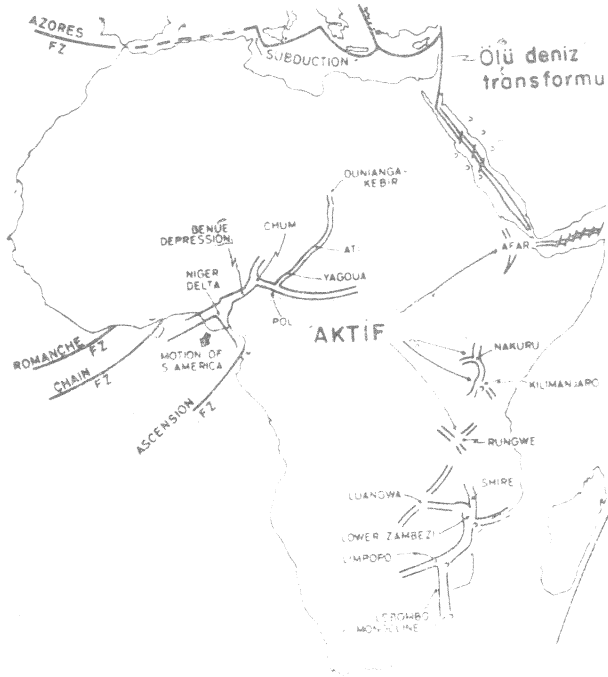
### Yalın Riftler

**Habeşistan tipi riftler**: Okyanusa bakan en basit riftler bu tür riftlerdir. Habeşistan evresinden daha ileri düzeye geçmiş riftlerden günümüze kadar korunmuş olanı pek azdır. Oslo grabeni buna bir örnek olabilir.

Habeşistan riftinin en belirgin özelliği Afrika kıtasından erozyonla aşındırılan çökellerin rift boyunca Avaş nehri ile taşınıp Afar da Okyanus tabanına çökelmiş oluşudur (Şekil 11, Şekil 23). Bu çökeller Meksika körfezinde, tuzların altında yer alarak okyanus tabanı topoğrafyasını örten kırıntılara benzetilebilir. Başarısız riftlerdeki bakır mineralizasyonunun çoğu Habeşistan evresinde gelişir.

**Süveys tipi riftler**: Süveys grabeni, tabanında okyanus kabuğu görülmeden, ancak Alt Miyosenden günümüze 5 km. kadar çökme geçirmiş bir rifttir. Süveys'in tabanında Nubiyan kumtaşlarının görülüşü (400 m.'den daha ince) alçalmadan önce bir domlaşmanın geçmediğini işaret eder. Aksi takdirde yükselim ile bu ince kumtaşı aşındırılırdı. Süveys grabeni Afrika levhasında Kıızıl denizin taban yayılması ve öludeniz riftinin başlangıcında gelişen tansiyonla ortaya çıkmıştır (Şekil 11, Şekil 23).





**Şekil 23.**

**Afrikada riftleri gösterir harita (Burke ve Whiteman 1973'den).**

**Newark tipi riftler :** N Amerika'nın E kenarındaki Triasik riftleri (Şekil 24) kıtanın kopmasından öncede kalın karasal çökeller içermişlersede, Orta Atlantığın açılmaya başlamasından sonra hemen hiçbir gelişme göstermemişlerdir. Gelişmeleriyle ilgili en son oluşumlar bazaltik yerleşme dönemidir. Buna ait bilinen en iyi örnek ise Palisad silidir.

**Sergipe tipi riftler :** Bu tür riftler evaporit bir örtü ile örtülen kilometrelere kalın karasal çökeller içerir. Bu çökeller eski yapıların çöküntüsünün kalıbını almıştır. Brezilya kıyısındaki Alt Kretase, Sergipe - Alagoa havzası bu türün iyi bir örneğidir.

Hemen bu tür riftlerin hepsinde; Gabon, Cuanza, Cabiuda gibi evaporitlerin altından hidrokarbon elde edilmektedir. Tuzların altındaki horst ve graben yapıları Aktif Afar sistemi ile karşılaştırma yapmaya neden olmaktadır. NW Avrupa Keuper tuzlarının çoğunlukla Sergipe tipi grabenler içinde çökelediği zannedilmektedir.

**Rio-Salada tipi riftler :** Sergipe tipi grabenler iklimle denetlenen tuz çökeltme ortamları olarak yorumlanmıştır. Çünkü tuz sadece buharlaşma oranının çok yüksek olduğu graben alanlarında bulunmuştur. Kıta kopmasının hipersalen bir dönemden geçmediği grabenlerde karasaldan denizele, doğrudan doğruya (tuzsuz) bir fazla geçilmektedir. S Atlantığın S kesimi Kretase kıta kopması sırasında böyle bir alan olmalıdır.

Bu tip grabenlerde, şayet ilk denizel şeyller hem ana kaya hemde kapan oluşturabilirse, önemli petrol alanlarını meydana getirmektedir.

**Barreirinhas tipi riftler :** Dewey (1975) Kıta içi transformlariyla ilişkin riftlerin kompresyonel yapılar gösterdiğini belgelemiştir. Çünkü transformdaki yanıl atımın düzensizliği nedeniyle bu kompresif stress pekçok yörede gelişebilir. Örneğin; Doğu Anadolu fayı batısında Üst Miyosende E-W şaryaj sisteminin gelişimi gibi (Şekil 20-F).

N Anadolu zonunun sapsmaları nedeniyle E-W kompresif stress ve buna bağılı Miyosen zonu şaryajlarla batı Yunanistandaki şaryajlar (Şekil 22-A) bu tür gelişmelere örnek gösterilebilir. Aynı şekilde N Brezilya'da Barreirinhas havzası, Orta Kretasede kıvrılmıştır.

### **Eski sistemlerin yeniden hareket geçirdiği riftler**

**Limpopo tipi riftler :** Habeşistan tipi riftlerin daha sonra yeniden hareket geçirdiği riftlere en basit örnek, Doğu Afrikada, Gondwana'nın kopuşu sırasında gelişen riftlerin Neojende yeniden hareket kazananlarıdır. Buna iyi örneklerden biri Limpopo riftidir (Şekil 23, 25). Bu rift Triyas ve Jurada volkanizmanın ege-men olduğu bir evrim geçirmiş, Neojende yeniden hareketlenmiştir. Hem Mesozoyikte hemde Neojende, Limpopo riftinde rift boyunca delta ilerlemesi görülmüştür.

**Lusitaniyen tipi riftler :** Portekiz'de lusitaniye havzası buna örnektir. Üst Triyas riftleşmesi, kıta içi grabene evaporit dolmasına yol açmıştır. Jurada şelf çökelleri gelişmiş, graben, Alt kretasede kuzey Atlantığın bir kenarını oluşturacak biçimde yeneden riftleşmiştir. Alt Kretase açılışı, Jura sonunda, yükselme ile riftleşmeyi ve bazik volkanizmayı izlemiştir.

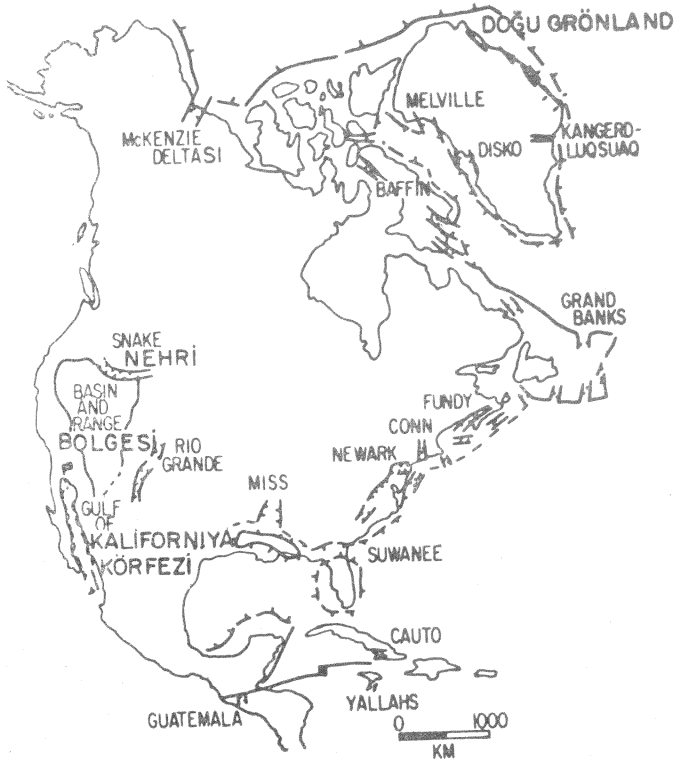
**Kuzey Deniz tipi riftler :** Kuzey Deniz Rift sisteminin gelişimi oldukça karmaşıktır (Şekil 10). Permiyen'de ilk riftleşme gelişmiş, bu tam bir okyanusa dönüşmeden, bir çok evrede yenilenmiştir. Dom sistemi Orta jurada oluşmuş Piper petrol alanının tabanını oluşturmuştur. Bazaltik volkanizma ve üç radyal rift gelişmiştir (Şekil 26). Mesozoik açılma evresinde grabende 3 km den kalın çökel birikmiştir.

**Benue tipi riftler :** Bu tip riftte okyanusa tipik bir geçiş görülür. Çünkü aksial dayk yerleşmesi çok ileri bir evrededir. Çok dar bir okyanus, açılımından hemen sonra kapanmıştır. Ya da çok genişleyen bir riftte kenarlar birbirine yakınsamıştır.

Bu tür riftlere örnek Benue çanağıdır (Şekil 10). Geniş ölçüde Kretase kompresyonel kıvrımları, rift eksenine paralel dizilmiş olup, Afrika içlerine ilerlemektedir. Bu riftin boyu 1000 km. eni 100 km dir. SE ucundaki andezitik volkanizma ve ilişkili plütonizma vardır. Bu veriler en genişlediği zaman, Benue okyanusunun dalıp batarak, kısmi ergime ile andezitleri ve plütonitleri geliştirebilecek yeterli bir okyanusal litosfere sahip olduğunu göstermektedir. Bu okyanusun, o günkü eni olasılıkla 1000 km. kadar olmalıdır.

**Missisipi tipi riftler :** Büyük nehirlerin, tabanının, rift kolları boyunca gelişmesi olağandır (Şekil 24). Karasal çökeller daha sonra, kıta plaformu ile örtülür. Bunu izleyen dönemde gelişen delta, nehir boyunca okyanus tabanına ulaşacak kadar ilerler.

Özel hallerde, rift boyunca ilerleyen delta, henüz sıcak ve hızlı çökelen okyanus tabanına ulaşır. Bu tür deltaların en iyi örneklerinden biri olasılıkla Colorado nehrininkidir. Bazı eski örneklerde, deltaya getirilen çökel kesilirse delta, 1 km., ya da daha derinde okyanus kabuğunda kalabilir : Örneğin Barentz denizi gibi.

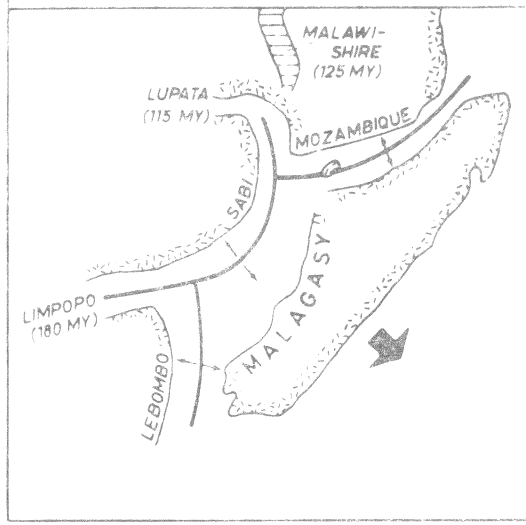


Şekil 24.

Kuzey Afrikada riftleri gösterir harita (Burke, 1980'den)

## ALAKOJEN

Alman silahlı kuvvetleri 1941'de, USSR petrol bölgelerini tehdit etmeye başlayınca Nicholas Shatsky adlı bir rus stratigrafi yeni rezervler bulabilmek için yeni çökel çanakları aramağa başlamış, bu araştırma, daha önce dikkat çekmeyen yeni bulgular ortaya koymuş, çökel örtüsü ortalama 1 km. kadar kalın olan Sibirya'da kalınlığın 3 misli olduğu, 800 km. devamlılığı izlenebilen

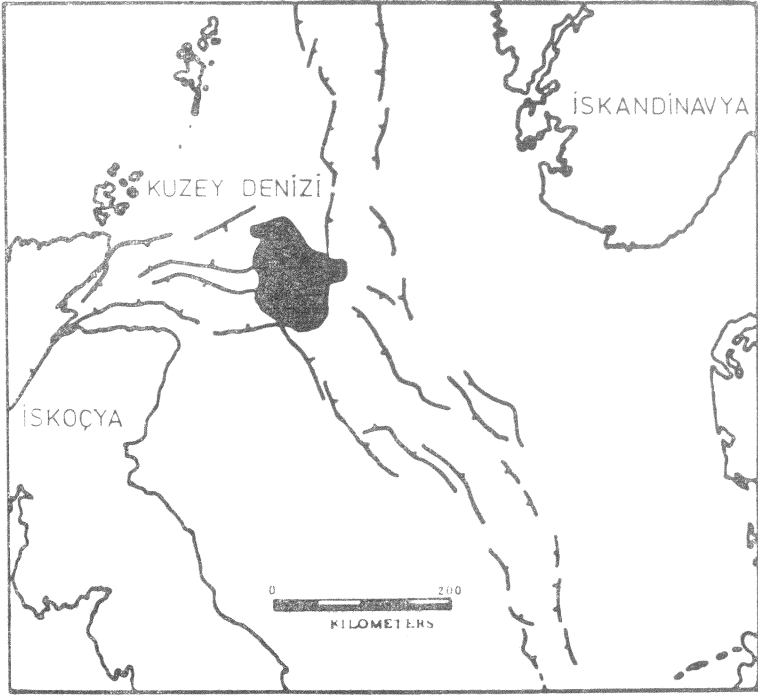


**Şekil 25.**

**Limpopo rifti ile komşu rift alanlarını ve 3'lü açılma sistemlerini gösterir harita (Burke ve Whiteman (1973'den)**

pekçok dar ve derin çanağın mevcut olduğunu göstermiştir. Shatsky bu oluşumlara Alakojen adını vermiştir.

Alakojenler kıvrımlı dağ kuşaklarından kıta platformu içlerine uzanan riftlerdir (Şekil 4-F). Rift sistemlerinin, gelişmeden başarısız kalmış 3. kollarına karşılık gelirler (Şekil 4-C). Okyanus açılıp, bu 3. kol kıta içine uzanan bir derin çanak halini almakta ve kıta drenaj paterninin bir kesimini oluşturmaktadır (Şekil 4-D). İçlerinde kalın çökeller birikebilmektedir. Daha sonra bir kıtanın kenarına yaklaşınca okyanus kapanmakta ve bu riftin de önünü kesmektedir (Şekil 4-F). Çarpışma ile gelişen kompresyon güçleri, kıvrımlı dağları oluşturmaktadır (Şekil 4-D) bu sırada bu rift, derin bir çanak artığı olarak bu dağ sırasına hemen hemen dikey olarak birleşmektedir. Çarpışmayı izleyen fazda bu dağ kuşaklarının aşınmalarından türeyen iri klastik çökeller belirgindir. Ayrıca doğrultu atımlı faylar görülür. Pekçok alakojeninde ta-



Şekil 26.

**Kuzey denizi riftinde 3 kollu açılma ve volkanizmayı (siyah) gösterir harita (Burke ve Whiteman, 1973'den)**

nın en önemli yapısal özellik; içerdikleri çökellerin devasa kalınlıkları ile volkanik kayaların miktarıdır. Kalınlıkları açısından en iyi örnek S Okahoma alakojeninde ölçülmüş olanıdır. Bu bölgede, Paleozoikte 13 km. den daha kalın bir çökel istifi birikmiştir (Ham ve Wilson 1967). Bu çökelin yaklaşık 2/3'sü riftleşmenin hemen başında gelişmiş, diğer kesim ise çarpışma sırasında çökelmiştir.

Ülkemizde bu tanıma uyan bir rift gelişimi tarafımızdan bilinmemektedir. Çünkü Mesozoyiğin başından başlayarak Miyo-

sen sonuna kadar orojenik bir kuşak gelişimine sahne olan Anadolu (bakınız Şekil 2, 15, 16, 18) evriminin, hemen hiçbir döneminde sakin bir bölge halinde kalmamıştır. Üstelik çok sayıda kıta parçasının (Şengör ve Yılmaz 1981) bağlı hareketleri sonucu gelişen bu kuşakta doğal olarak bir kraton yoktur. Küçük kıta parçaları içinde bu nedenle 100'lerce km. uzunlukta, içinde çökel depolanan bir rift bulma şansı çok zayıftır. Alakojen aranılabilecek tek uygun alan SE Anadolu'da arap platformundan, orojenik kuşağa bağlanan kesimlerinden başlayarak S'e uzanan bölgeler gösterilebilir (Şekil 2).

Alp - Himlaya dağ sistemi arasındaki kıtasal çarpışma henüz tamamlanmadığından tam anlamıyla gelişmiş alakojenlere rastlanmaz. Tetisin açılımla ilişkili olarak gelişen riftler sık olarak tanınmaktadır. Dewey ve diğerlerine göre Üst Triyasta (1973) batı Tetiste Sergipe tip riftlere sık rastlanmaktadır. Triyasta **Hessian-Thur** çöküntü alanıyla çevrelenmiş olan (Ziegler 1975 a, Şekil 83 Üst Ren grabeni, Ren'in Alplerden kuzeye taşıdığı detritiklerle alakojen döngüsünü tamamlar gibi görünmüştür.

### **Alakojenlerin Özellikleri**

Alakojenlerin başlıca özellikleri şunlardır;

1) Orojenik kuşaktan kraton içlerine doğru uzun mesafeler devam ederler ve enleri içe doğru giderek daralırlar.

2) İçlerinde kalın, kıvrılmamış veya çok hafif dalgalı çökel bir istif bulunur.

3) Orojenik kuşak ile Alakojenin birleştiği kesimde, orojenik kuşak alakojen içine doğru bir açığı (girinti) yapar.

4) Alakojen, orojenik kuşağın yaşamı boyunca aktif bir yapı olarak varlığını uzun bir süre sürdürmüştür.

5) Alakojen, evriminin ilk evrelerinde, faylarla sınırlı dar bir graben yapısı halinde, daha sonra ise daha geniş bir havza görünümündedir. Geç evrede yeni faylanmalarla canlılık kazanabilir.

6) Gelişiminin erken evrelerinde Alakojenler içinde horst biçimli yapıların ortaya çıkışı çökelmeyi etkiler.

7) İçlerinde evaporitler gelişir.

8) Alakojenlerin oluşmasında, özellikle başlangıç evrelerinde mağma kayaları genellikle (ancak mutlaka değil) gelişir. Bu mağmatizma ile bimodal riyolit ve bazaltlar ortaya çıkarlar.

## İMPAKTOJEN

Harita görünüşleri açısından bir impaktojen ile bir alakojen birbirlerine benzerlik sunar. Çünkü her ikisi de kıvrımlı dağ kuşağına kavuşan rift yapılarıdır. Aralarındaki ayırtımlı olmanın geride doğru okyanus açılma evresine kadar uzanıp uzanmamasına bağlıdır. Bu okyanusun kapanması, riftin kavuştuğu kıvrımlı dağ kuşağına meydana getirmiştir. Şayet riftleşme olayı okyanusun kapanması sırasında başlamışsa ve riftin gelişmesi okyanusun açılması dönemine kadar eskiye gitmiyorsa bu rift bir impaktojendir (Şekil 21'de Baykal gölü gelişmesi ile Himalaya çarpışması örneğine bakınız). Örnek olarak Ren grabeni ve Polonya çanağını ele alalım. Herikisi de N Avrupadan başlayarak S'ye uzanmakta ve Alpin kıvrımlı dağ kuşağına kavuşmaktadır. Ancak bunlardan Ren grabeni gelişmesine, Orta Eosende Orta Alpin çarpışma olayı sırasında başlamıştır (Şengör ve diğerleri, 1978). Polonya çanağı ise, Triyasta, Tetis okyanusunun gelişmeğe başladığı süreçte açılmıştır. Bu nedenle Ren grabeni bir impaktojen, Polonya çanağı ise bir alakojendir. İmpaktojenlerin özellikle Avrupa Hersiyenin kıvrımlı dağ kuşağında iyi geliştikleri görülmektedir. Oslo grabeni buna iyi bir örnektir. Ülkemizde impaktojen örneği, ayrıntısına önceki bölümlerde değinilen Akçakale grabeni ile Karacalı dağ bazaltlarıdır (Şekil 2).

## YARARLANILAN KAYNAKLAR

- ANDERSON, D.L., 1971, The San Andreas Fault, in Continents Adrift and Continents Aground. Ed. Wilson, J.T. Scientific American. s. 87 - 102. Freeman an Co.
- BİNGÖL, E., KORKMAZER, B., AKYÜREK, B., 1973, Biga yarımadasının jeolojisi ve Karakaya Formasyonunun bazı özellikleri. 50. Yıl Yerbilimleri Kongresi, Tebliğler Dergisi, s. 70 - 75.



- BİNGÖL, E., 1976, Batı Anadolunun Jeotektonik Evrimi, MTA Mecm. 86. s.
- BGRM, ELF-Re, ESSO-REP, SNPA., 1974, Geologie du Bassin d'Aquitaine (Atlas). Bureau de Resherches Geologique et Minière.
- BURKE, K., 1977, Aulacogens and Continental Break up. Ann. Rew. Earth Planet. Sci. 5: 371 - 396.
- BURKE, K., 1980, Intracontinental Rifts and Aulacogens, Continental Tectonics, National Academy of Sciences, Washington, D.C. s. 42 - 49.
- BURKE, K. ve DEWEY, J.F., 1974, Two Plates in Africa During the Cretaceous, Nature 249: 313 - 316.
- BURKE, K. ve WILSON, J.T., 1976, Hot Spots on the earth's surface, in Continents adrift and continents aground. Editor Wilson, T. s. 58 - 69, W.H. Freeman co. San Francisco.
- BURKE, K. ve WHITEMAN, A.J., 1973, Uplift, Rifting and the Breakup of Africa. In Implications of Continental Drift to the Earth Sciences, ed. D.H. Tarling, S.K. Runcorn, s. 735 - 755. London: Academic Press.
- CONDIE, K. C., 1976, Tectonic Map of the World. Pergamon Press Inc.
- DEWEY, J.F., 1975, Finite Plate Implications: Some Implications for the Evolution of Rock Masses at Plate Margins. Am. J. Sci. 275: 260 - 284.
- DEWEY, J.F. ve BURKE, K., 1974, Hot Spots and Continental Breakup: Some Implications for Collisional Orogeny. Geology 2: 57 - 60.
- DEWEY, J.F., PITMAN, W.C., RYAN, W.B.F., BONNIN, J., 1973, Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. Geol. Soc. Am. Bull. 84 : 3137 - 3180.
- DEWEY, J.F., ve ŞENGÖR, A.M.C., 1979, Aegean and Surrounding Regions: Complex Multiplate and Continium Tectonics in a Convergent Zone. Geol. Soc. Am. Bull. Part I, v. 90: 84 - 92.

- DIETZ, R.S. ve HOLDEN, J.C., 1970, The Breakup of Pangea, in Continents adrift and Continents aground. Ed. Wilson, J.T. s. 126 - 137.
- GASS, I.G., 1973, The Red Sea Depression : Causes and Consequences; In Implications of Continental Drift to the Earth Sciences. Editor: Tarling, D.H. ve Runcorn, S.K. s. 779 - 789. Academic Press. London and New York.
- GÖZÜBOL, A.M. ve GÜRPINAR, O., 1980, Kahramanmaraş Kuzyeyinin jeolojisi ve Tektonik Evrimi. Türkiye 5. Petrol Kongresi. s. 21 - 29. TPAO, Ankara.
- GREGORY, J. W., 1921 The Rift Valleys and Geology of East Africa, Macmillan. New York. 479 S.
- GRIFFITHS, D. H., KING, R. F., KHAN, M. A., BLUNDELL, D. J., 1971, Seismic Refraction Line in the Gregory Rift. Nature Phys. Sci. 229 : 65 - 75.
- HAM, W. E. ve WILSON, J. L., 1967, Paleozoic Epirogeny and Orogeny in the Central United States. Am. J. Sci. 265 :332 - 407.
- JONES, G., 1956, Some Deep Mesozoic Basins Recently Discovered in Southern Uruguay. Int. Geol. Cong., 20 th. 11 : 53 - 72.
- KHAN, M. A. ve MANSFIELD, J., 1971, Gravity Measurements in the Gregory Rift. Nature Phys. Sci. 229 : 72 - 75.
- LEE, K. Y., 1976, Triassic Geology in the Culpeper Basin. Geol. Soc. Am. Abstr. with Programs 8 : 215 - 216
- Mc. CONNELL, R. B., 1974, Evolution of Taphrogenic Lineaments in Continental Platforms. Geol. Rundsch. 63 : 389 - 430.
- Mc. KENZIE, D. P., 1978, Earth Planet. Sci. Lett. 40. 25 - 32
- MOLNAR, P. vev TAPPONIER, P., 1975, Cenozoic Tectonics of Asia : Effects of a Continental Collision. Science 189 : 419 - 426.
- RAMBERG, I. B ve NEUMANN, E. R., 1977, Tectonics and Geophysics of Continental Rifts. Nato Advance Study Institutes Series, ser. C, 444 s.

- SEARLE, R. O. ve GOVIN, P., 1972, A Gravity Survey of the Central Part of the Ethiopian Rift Valley. *Tectonophysics* 15 : 15 - 19.
- SHATSKI, N. S., 1947, Structural Correlations of Platforms and Geosynclinal Folded Regions, SSR Akad. Nauk Izv. Geol. Ser. 5, 37 - 56.
- SILLITOE, R. D., 1977 Metallogeny of an Andean Continental Margin in South Korea : Implications for opening of the Japon Sea, in Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins, M. Talwani and W. C. Pitman eds., Maurice Ewing Series 1, Am. Geophys. Union Washington, D. C., s. 303 - 310.
- STEEL, R. C., 1976. Devonian Basins of Western Norway - Sedimentary Response to Tectonism and Varying Tectonic Context, *Tectonophysics* 36 : 207 - 224.
- ŞENGÖR, A. M. C., 1980, Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları, TJK Yayını, 40 s.
- ŞENGÖR, A. M. C. ve BURKE, K., 1978, Relative Timing of Rifting and Volcanism on Earth and its Tectonic Implications. *Geoph. Res. Lett.* v. 15 no. 6, s. 419 - 442.
- ŞENGÖR, A. M. C., BURKE, K. and DEWEY, J. F., 1978, Rifts at High Angles to Orogenic Belts : Tests for their Origin and the Upper Rhine Graben as an Example. *Am. Jour. Sci.*, 278 - 24 - 40.
- ŞENGÖR, A. M. C. ve KİDD, W. S. F., 1979, Post - Collisional Tectonics of the Turkish - Iranian Plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics*, v. 55, s. 316 - 376.
- ŞENGÖR, A.M.C. ve YILMAZ, Y., 1981, Tethyan Evolution of Turkey : A Plate tectonic Approach. *Tectonophysics*. (Baskıda)
- TAPPONIER, P. ve MOLNAR, P., 1976, Slip - Line Field Theory and Large - Scale Continental Tectonics. *Nature*, v. 263, s. 31 - 324.
- TEKELİ, O., 1981, Subduction Complex of pre - jurassic age, Northern Anatolia, Turkey. *Geol. Soc. Amer.* v. 9, no. 2. s.

- YILMAZ, Y., 1981, Atlantik Tip Bir Kıta Kenarının Pasifik Tip Bir Kıta Kenarına Dönüşümüne Türkiye'den Örnek. TJK. Yayını. 27 s.
- WEISS, O., 1940, Gravimetric and Earth Magnetic Measurements on the Great Dyke of Southern Rhodesia. Trans. Geol. Soc. S. Afrika; 43, 143 - 153.
- WILSON, J. T., 1968, Static or Mobile Earth and Current Scientific Revolution. Proc. Am. Philos. Soc. 112 : 309 - 320.
- ZIEGLER, P. A., 1975, North Sea Basin History in the Tectonic Framework of N - W Europe, ed. A. W. Wooland, 1 : 131 - 150. London : Halsted - Wiley. 501 s.