



T.C.
BAYINDIRLIK ve İSKÂN BAKANLIĞI
AFET İŞLERİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ
DEPREM ARAŞTIRMA DAİRESİ

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

55



Deprem Araştırma Bülteni (DAB)

*Bulletin of Earthquake Research
(Bull. Earthq. Res.)*



Ekim [October] / 1986
Cilt [Volume]: 13

Sayı [Issue]: 55

İÇİNDEKİLER [INDEX]

Sayfa [Page]

ARAŞTIRMA [RESEARCH]

İki Doğrultuda Bileşik Eğilme Etkisindeki Betonarme Kesitler İçin
Taşıma Gücü Hesap Yöntemleri [Bearing Capacity Calculation Methods
for Reinforced Concrete Sections Under the Effect of Compound
Bending in Two Directions]
Erol ÇOKCA, Uğur ERSOY 5-28

ARAŞTIRMA [RESEARCH]

Enstantane Genliklerden Spektral Magnitüd Tayini [Determination of
Spectral Magnitude from Instant Amplitudes]
Ülben EZEN 29-44

ARAŞTIRMA [RESEARCH]

Kayaçlarda Sismik Dalgaların Atenüasyon Mekanizması [Attenuation
Mechanism of Seismic Waves in Rocks]
Ülben EZEN 45-54

ARAŞTIRMA [RESEARCH]

Göller Bölgesinin Depremselliği [Seismicity of the Lake District]
Ahmet YILMAZTÜRK, Özer KENAR 55-82

ARAŞTIRMA [RESEARCH]

1986 ve 1986 Doğanşehir Depremleri ve Doğu Anadolu Fay Zonu ile
İlişkisi [1986 and 1986 Doğanşehir Earthquakes and Their Relationship
with the Eastern Anatolian Fault Zone]
Üstün KIYAK, Doğan KALAFAT, Oğuz GÜNDOĞDU 83-110



YAYIN: 19

BAYINDIRLIK VE İSKAN BAKANLIĞI
TEKNİK ARAŞTIRMA VE UYGULAMA
GENEL MÜDÜRLÜĞÜ

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

55



YAYIN: 19

BAYINDIRLIK VE İSKAN BAKANLIĞI
TEKNİK ARAŞTIRMA VE UYGULAMA
GENEL MÜDÜRLÜĞÜ

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

55

DEPREM ARAşTIRMA
BÖLTENİ



Üç Ayda Bir Yayınlanır
Bilim ve Meslek Dergisi



Sahibi
Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Adına
Oktay Ergünay
Teknik Araştırma ve Uygulama Genel Müdürlüğü
Deprem Araştırma Dairesi Başkanı



Yazı İşleri Müdürü
Erol Aytac
(Jeomorfoloğ)

Teknik Araştırma ve Uygulama Genel Müdürlüğü
Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı



Yazışma Adresi
Teknik Araştırma ve Uygulama Genel Müdürlüğü
Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı
Necatibey Caddesi: NÖ: 63



Yenişehir - ANKARA



Telefon : 287 36 45 - 287 36 46



Teknik Araştırma ve Uygulama
Genel Müdürlüğü Matbaası

DEPREM ARAŞTIRMA BOLTENİ

YIL : 13

SAYI : 55

EKİM 1986

BU SAYIDA

İki Doğrultuda Bileşik Eğilme
Etkisindeki Betonarme Kesitler
İçin Taşıma Gücü Hesap Yöntem-
leri : Erol ÇOKÇA
Uğur ERSOY

Enstantane Genliklerden
Spektral Magnitüd Tayimi : Ülben EZEN

Kayaçlarda Sismik Dalgala-
rın Atenüasyon Mekanizması : Ülben EZEN

Göller Bölgesinin Deprem-
sellliği : A. YILMAZTÖRK
Özer KENAR

5.5.1986 ve 6.6.1986 Doğanşehir
Depremleri ve Doğu Anadolu
Fay Zonu ile ilişkisi : O. KIYAK
D. KALAFAT
O. GÜNDOĞDU

İKİ DOĞRULTUDA BİLEŞİK EĞİLME ETKİSİNDEKİ
BETONARME KESİTLER İÇİN TAŞIMA GÜCÜ HESAP YÖNTEMLERİ

Erol Çokca^(*)

Uğur Ersoy^(**)

ÖZET

Deprem gibi yatay kuvvetlerin etkidiği çerçeve türü yapılardaki betonarme kolonlar genelde iki doğrultuda bileşik eğilme etkisi altındadır. Eksenel yüke ek olarak iki doğrultuda eğilmeye maruz betonarme kesitlerin taşıma gücünün hesabı, uzun ve karmaşıktır. Bu nedenle, hesapları kolaylaştırmak amacıyla birçok abak, tablo ve yaklaşık yöntem geliştirilmiştir. Bu çalışmada, olabildiğince gerçekçi bir yöntem geliştirilmiş ve yöntemin doğruluğu deney sonuçları ile karşılaştırılarak kanıtlandıktan sonra, bu yöntem temel alınarak taşıma gücünü etkileyen değişkenlerin ve yaklaşık yöntemlerin ayrıntılı bir irdelemesi yapılmıştır.

SUMMARY

In reinforced concrete frame buildings columns are subjected to biaxial bending under lateral loads caused by the seismic action. Ultimate strength design of such columns is quite complex and time consuming. Various approximate methods, design charts and tables have been developed to simplify the design of such members.

In this study, a method based on more realistic stress-strain models has been developed for predicting the ultimate strength of sections subjected to axial compression and biaxial bending. The validity of the method has been checked using some of the available test results. Then, taking this method as basis, the effect of some important variables have been investigated.

(*) Y. İnşaat Mühendisi, eski ODTÜ Araştırma Görevlilerinden,

(**) Prof. Dr., ODTÜ İnşaat Mühendisliği Bölümü.

1. GİRİŞ

1.1 Sorunun Tanımlanması

Depremi veya rüzgarın yarattığı yatay kuvvetlerin etkilediği betonarme çerçevelerdeki kolonlar, iki doğrultuda eğilmeye maruzdurlar. İki doğrultuda eğilme etkisindeki betonarme kesitlerde tarafsız eksenin konumu iki değişkene bağlı olduğundan ve basınç altındaki alan, dikdörtgen kesitli kolonlarda bile üçgen veya trapez olduğundan, beton basınç bileşkesinin ve etkiye noktasının hesaplanması oldukça karmaşık ve zaman alıcıdır⁽¹⁾⁽²⁾. Bu nedenle tasarımcılar birçok kez bir yöndeki eğilmeyi ihmal etme eğilimindedirler. Genelde bu elbette onaylanacak bir yaklaşım değildir.

Sorunun çözümü bu denli karmaşık ve zaman alıcı olunca, bilgisayar kullanımı kaçınılmaz olmaktadır. Bu tür bir bilgisayar programı ile elde edilecek sonuçlardan yararlanarak, hesapları kolaylaştırıcı tablo ve abaklar oluşturmak mümkündür. Ancak değişken sayısı çok fazla olduğundan, ortaya çıkan abak veya tabloların sayısı artmakta ve böylece kullanım için bu tür bir yaklaşım pek de pratik olmamaktadır.

Abak ve tablo sayısının fazla olması birçok yaklaşık yöntemin geliştirilmesine yol açmıştır. Bu yöntemlerin hesaplara getirdiği hata oranı ile ilgili ülkemizde kuşkular vardır.

1.2 Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

İki doğrultuda eğilme altındaki betonarme kesitlerin taşıma gücünün hesabı, üç koşulun sağlanması ile gerçekleştirilmektedir; (a) denge, (b) uygunluk ve (c) gerilme-birim deformasyon ilişkileri. Denge ve uygunluk, yöntemle göre değişen koşullar değildir. Yöntemler arasındaki temel fark, beton ve çelik için öngörülen σ - ϵ ilişkileridir (malzeme modelleri). Bu durumda bir yöntemin ne denli gerçekçi olduğu, beton ve çelik için temel alınan σ - ϵ ilişkilerine bağlıdır⁽¹⁾. Bu ilişkilerde, basitleştirilmiş eğriler yerine, gerçeğe yakın eğrilerin kullanılması, hesapların daha karmaşık ve zaman alıcı olması ile sonuçlanmaktadır. Burada beton ve çelik için olabildiğince gerçekçi malzeme modelleri kullanılmış, çözümün karmaşık ve zaman alıcı olması nedeni ile, bir bilgisayar programı geliştirilmiştir.

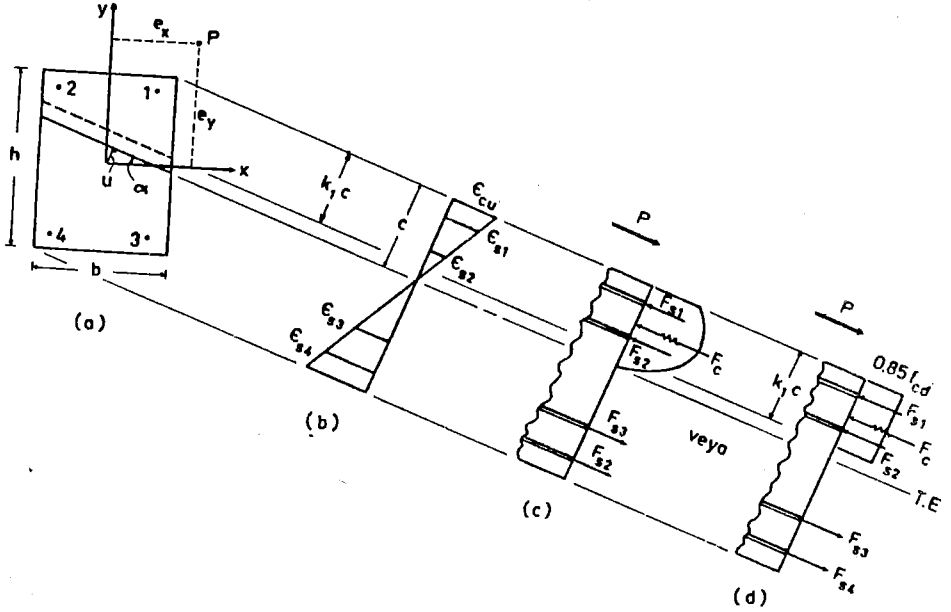
Geliştirilen yöntem ve kullanılan malzeme modellerinin ne denli gerçekçi olduğu, elde edilen taşıma gücü kapasitelerinin deney sonuçları ile karşılaştırılması ile saptanmaya çalışılmıştır. Varsayılan malzeme modelleri ile yöntemin güvenilirliği bu şekilde kanıtlandıktan sonra, önce bu yöntem kullanılarak çeşitli değişkenlerin etkisi incelenmiş, daha sonra yaklaşık yöntemlerden ülkemizde en yaygın kullanılan üçü, bu yöntem aracılığı ile irdelenmiştir.

2. GELİŞTİRİLEN YÖNTEMİN TANITILMASI

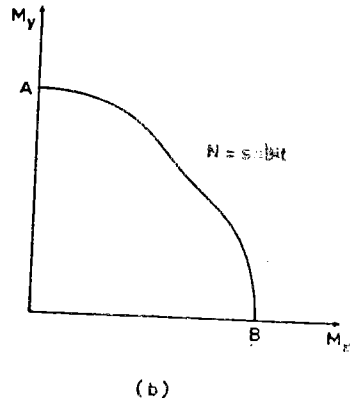
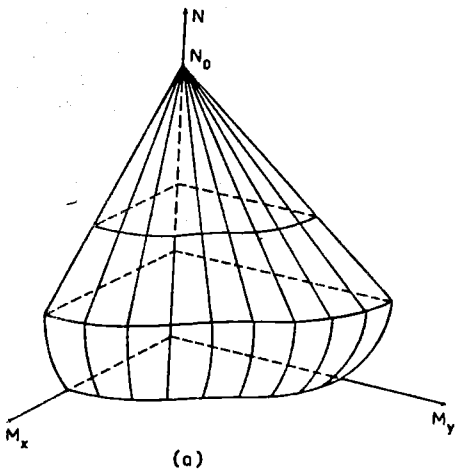
Yazarlar daha önceki bir çalışmalarında, herhangi bir kesitin taşıma gücünün hesabı için yapılan varsayımlardan üçü dışında tümünün değişik yöntemlerde aynı olduğunu, yöntemler arasındaki en önemli farkın, basınç bölgesindeki betonun gerilme dağılımı ve ezilme birim kısalması ile ilgili varsayımlardan kaynaklandığını göstermişlerdir⁽³⁾.

İki doğrultuda eğilme etkisindeki betonarme kesitler için gerekli uygunluk ve denge denklemlerinin yazılmasında, tek doğrultuda eğilme veya bileşik eğilme etkisindeki kesitler için yapılan varsayımlar aynen geçerlidir. Bu varsayımlar taşıma gücü ile ilgili herhangi bir yanda bulunabilir⁽¹⁾⁽³⁾.

İki doğrultuda eğilme etkisindeki dikdörtgen bir betonarme kesit için yazılacak uygunluk ve denge denklemlerinde esas alınacak birim deformasyon dağılımı ve iç kuvvetler Şekil 1(b) ve (c) de gösterilmiştir. Denklemlerin yazılabilmesi için basınç bölgesindeki gerilme dağılımı ve betonun ezilme birim kısalması ϵ_{cu} 'nin bilinmesi veya varsayılması gerekir. Bu varsayımlar yapıldıktan sonra, yazılacak denge ve uygunluk denklemlerinden yararlanarak, M_x ve M_y 'nin eksenel yük düzeyine göre değişimi çizildiği takdirde, Şekil 2(a) da gösterilen "Etkileşim Yüzeyi" elde edilmiş olur. Bu yüzey, herhangi bir eksenel yük düzeyinde M_x ve M_y eksenine paralel bir düzlemle kesildiğinde, Şekil 2(b) de gösterilen ve iki doğrultudaki momentler arasındaki ilişkiyi belirleyen etkileşim eğrisi elde edilir.



Şekil 1



Şekil 2

Bu çalışmada geliştirilen analitik yöntem için seçilen malzeme modelleri Şekil 3 te gösterilmiştir. Çelik için benimsenen model, tüm çevrelerce kabul edilen elasto-plastik davranışı simgeleyen eğridir, Şekil 3(a).

$$\sigma_s = \epsilon_s E_s < f_{yk} \quad (*) \quad (1)$$

Beton için seçilen model, araştırmacılarca yaygın olarak kullanılan Kent ve Park modelidir⁽¹⁾⁽³⁾. Şekil 3(b) de gösterilen bu modeli hem sargılı, hem de sargısız betona uygulamak mümkündür. Gerilmeler kgf/cm^2 olarak ifade edilirse, ilgili denklemler aşağıdaki gibi yazılabilir. (*)

$$\text{A-B parçası} \quad \sigma_c = f_{ck} \left\{ \frac{2\epsilon_c}{0.002} - \left(\frac{\epsilon_c}{0.002} \right)^2 \right\} \quad (2)$$

$$\text{B-D veya B-C parçası} \quad \sigma_c = f_{ck} \{1 - Z(\epsilon_c - 0.002)\} \quad (3)$$

$$\epsilon_{50u} = \frac{3 + 0.0285f_{ck}}{14.2f_{ck} - 1000} \quad (4)$$

$$\epsilon_{50h} = \frac{3}{4} \rho_s \left(\frac{b''}{s} \right)^{1/2} \quad (5)$$

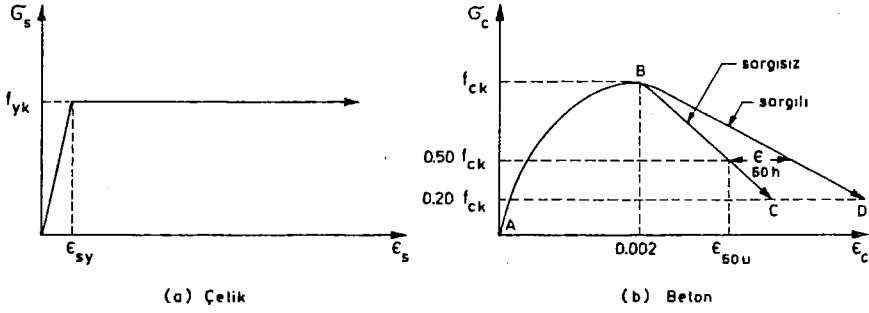
$$Z = \frac{0.5}{\epsilon_{50u} + \epsilon_{50h} - 0.002} \quad (6)$$

$$\rho_s = \frac{2(b'' + h'')A_o}{b''h''(s)} \quad (7)$$

Bu çalışmada, sargı etkisinin araştırıldığı bölüm dışında, sargısız beton modeli kullanılmıştır.

Burada hemen kaydetmek gerekir ki, Kent ve Park eğrisi araştırmacılarca kullanılan tek eğri değildir ve tüm durumlar için %100 doğru sonuçlar verdiği iddia edilemez. İlgili literatür incelendiğinde, betonun gerilme-birim kısalma ilişkisi ile ilgili çok sayıda matematiksel modele rastlanılabilir. Burada bunlar, arasından Kent ve Park eğrisinin seçilmesinin temel nedeni, bu modelin diğerlerine oranla daha yaygın olarak kullanılması ve genelde sağlıklı sonuçlar verdiğinin kanıtlanmış olmasıdır.

(*) Betonarme hesabında f_{yk} ve f_{ck} yerine hesap değerleri kullanılır, f_{yd} ve f_{cd} .



Şekil 3

İki doğrultuda eğilme altındaki kesitin taşıma gücünün hesabında izlenen yol aşağıda özetlenmiştir. İşlem basamakları Şekil 1 den izlenmelidir.

Önce uygulanan belirli bir aksenal yük N için en dış lifteki beton birim kısalması için bir varsayım yapılmalıdır, ϵ_{cu} . Daha sonra tarafsız eksenin x-ekseni ile yaptığı açı α ve tarafsız eksenin kesit ağırlık merkezine uzaklığı u için varsayımlar yapılmalıdır. Yapılan bu varsayımlarla, Şekil 1(b) den yararlanarak donatıdaki birim deformasyonlar saptandıktan sonra, donatıdaki gerilme ve kuvvetler hesaplanmalıdır ($\sigma_{si} = \epsilon_{si} E_s < f_{yd}$ ve $F_{si} = A_{si} \sigma_{si}$). Daha sonra varsayılan ϵ_{cu} ile Şekil 3(b) deki σ - ϵ eğrisine girilerek σ_c saptanmalı ve beton basınç bileşkesi F_c hesaplanmalıdır. Bundan sonra yapılacak olan, elde edilen bu iç kuvvetler ve uygulanan aksenal yük altında kuvvetler dengesinin sağlanıp sağlanmadığının kontrolüdür ($\Sigma F=0$). Denge sağlanmadığı takdirde, α sabit tutularak u denge sağlanıncaya kadar değiştirilmelidir. Kuvvetlerin dengesi sağlandıktan sonra, iç kuvvetlerin x ve y eksenine göre, ağırlık merkezi etrafındaki momentleri hesaplanarak, M_x ve M_y bulunabilir. Bilinen bir N değeri için hesaplanan M_x ve M_y değerleri, Şekil 2(a) daki etkileşim yüzeyi üzerinde bir nokta oluşturur. ϵ_{cu} için çeşitli varsayımlar yapılarak, $\sqrt{M_x^2 + M_y^2}$ yi maksimum yapan değer araştırılır. Bu yolla ϵ_{cu} değerinin saptanabilmesi için, ek bir iterasyon gereklidir. (6)

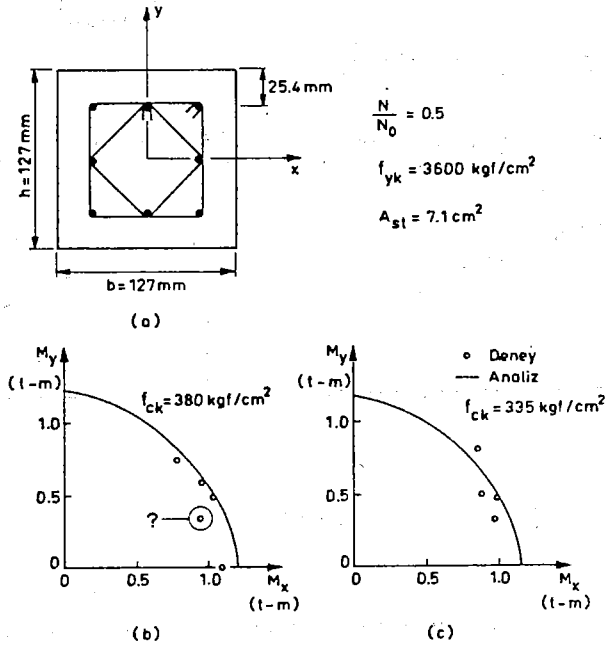
Burada özetlenen işlemler tarafsız eksenin değişik konumları için tekrarlandığında, hesaplanan N_i , M_{xi} ve M_{yi} değerlerinin oluşturduğu yeteri sayıda nokta elde edilerek, Şekil 2(a) da gösterilen etkileşim yüzeyi çizilebilir.

Yukarıda sözü edilen işlemlerin bilgisayarsız olarak gerçekleştirilmesi düşünülemez. Bu amaçla yazarlar bir bilgisayar programı geliştirmişlerdir (3)(6).

3. GELİŞTİRİLEN YÖNTEMİN DENEY SONUÇLARI İLE KARŞILAŞTIRILMASI

Betonarme için geliştirilmiş olan herhangi bir analitik yöntemin geçerliliği, ancak deneysel olarak kanıtlanabilir. Salt kuramsal çözümler kağıt üzerinde ne denli kusursuz görünürse görünsün, gerçek davranışa çok ters düşebilir. Bu nedenle, yazarlar da geliştirdikleri yöntemi kullanarak bazı değişkenlerin etkisini incelemeyi önce, yöntemi deney sonuçları ile kontrol etmek gereğini duymuşlardır.

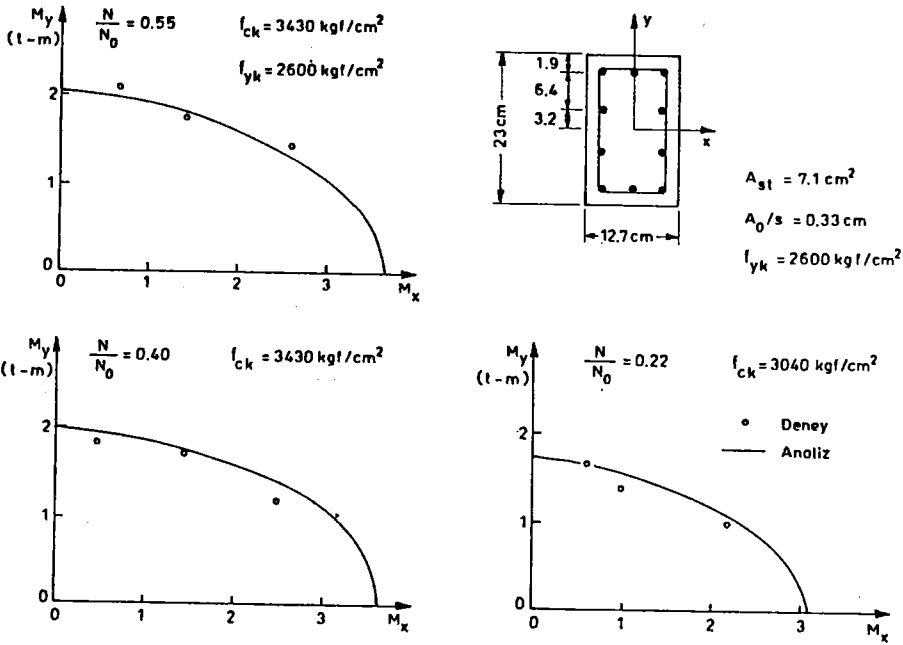
İlk karşılaştırma, $N/N_0=0.5$ tutularak, Meek tarafından gerçekleştirilmiş bulunan deneylerden elde edilen sonuçlarla yapılmıştır. (4) Meek tarafından denenen elemanların kesiti, Şekil 4 te gösterilmiştir. Şekilde, $N/N_0=0.5$ için geliştirilen yöntemle elde edilen M_x-M_y etkileşim



Şekil 4

diyagramı çizilmiş, deney sonuçları da bu diyagramın üstüne işlenmiştir. Görüldüğü gibi, soru işareti konulmuş bulunan deney dışında tüm sonuçlar analitik çözümlerle uyumaktadır. Soru işareti konulan deney, Meek'in de beton dayanımından emin olmadığı deneydir.

İkinci karşılaştırmada Furlong deneylerinden yararlanılmıştır. (5) Furlong tarafından yapılan deneylerde kullanılan deney elemanlarının kesitleri dikdörtgen olup, Şekil 5 te gösterilmiştir. Çeşitli yük düzeylerinde yapılan karşılaştırmada, deney sonuçları ile geliştirilen yöntemden (analitik) elde edilen sonuçların genelde oldukça iyi uydukları görülmüştür, Şekil 5.



Şekil 5

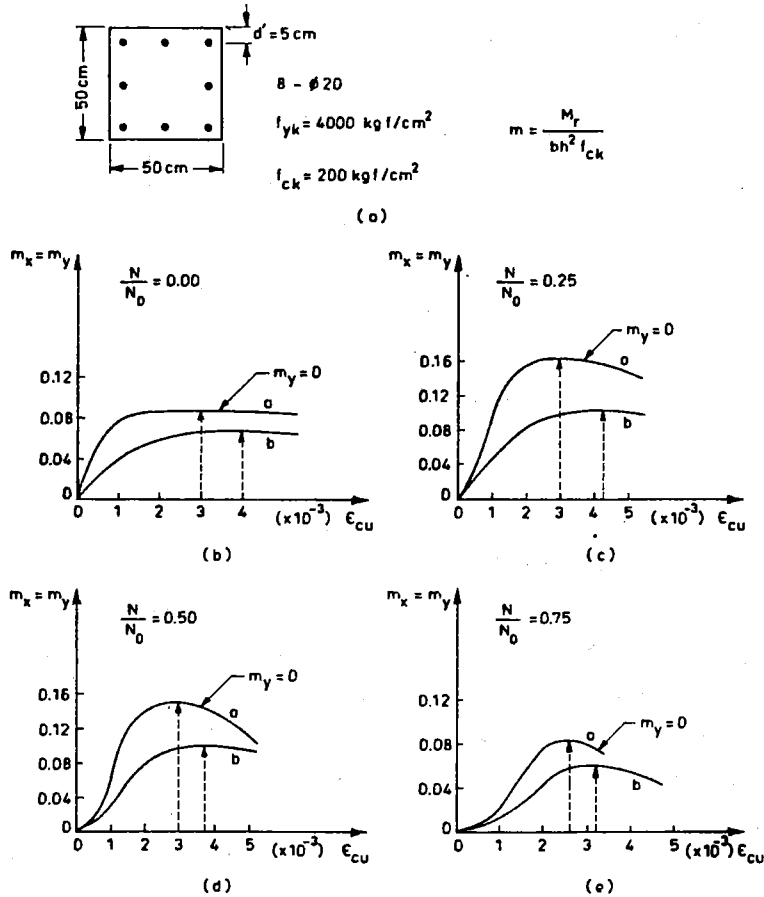
Yapılan bu karşılaştırmalar sonunda, geliştirilen yöntemin gerçekçi sonuçlar verdiği ve güvenle kullanılabileceği kanısına varılmıştır.

4. ÖNEMLİ BAZI DEĞİŞKENLERİN İRDELENMESİ

Bu bölümde, geliştirilen yöntem kullanılarak bazı önemli değişkenlerin, iki doğrultuda eğilme altındaki betonarme kesitlerin taşıma gücüne etkisi incelenecektir. Bu değişkenler, (a) betonun ezilme birim kısalması ϵ_{cu} , (b) varsayılan basınç gerilme dağılımı, (c) kesit geometrisi ve (d) sargı etkisidir.

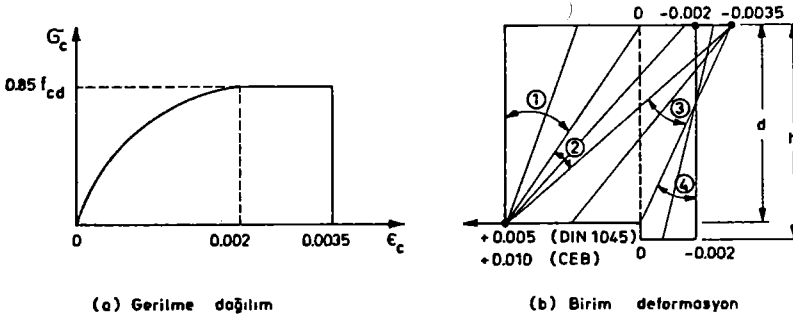
4.1 Betonun Ezilme Birim Kısalması (ϵ_{cu})

Taşıma gücü hesaplanırken ϵ_{cu} için bir varsayım yapmak gerekmektedir. Geliştirilen genel yöntemde ise, varsayılan çeşitli ϵ_{cu} değerleri için moment kapasiteleri hesaplanmakta ve böylece M' 'in ϵ_{cu} ile değişimi taranarak, maksimum kapasiteyi veren ϵ_{cu} değerinin saptanması mümkün olmaktadır. Şekil 6(a) da gösterilen kare kesit için, verilen malzeme dayanımları temel alınarak, çeşitli eksenel yük düzeyleri için çizilen



Şekil 6

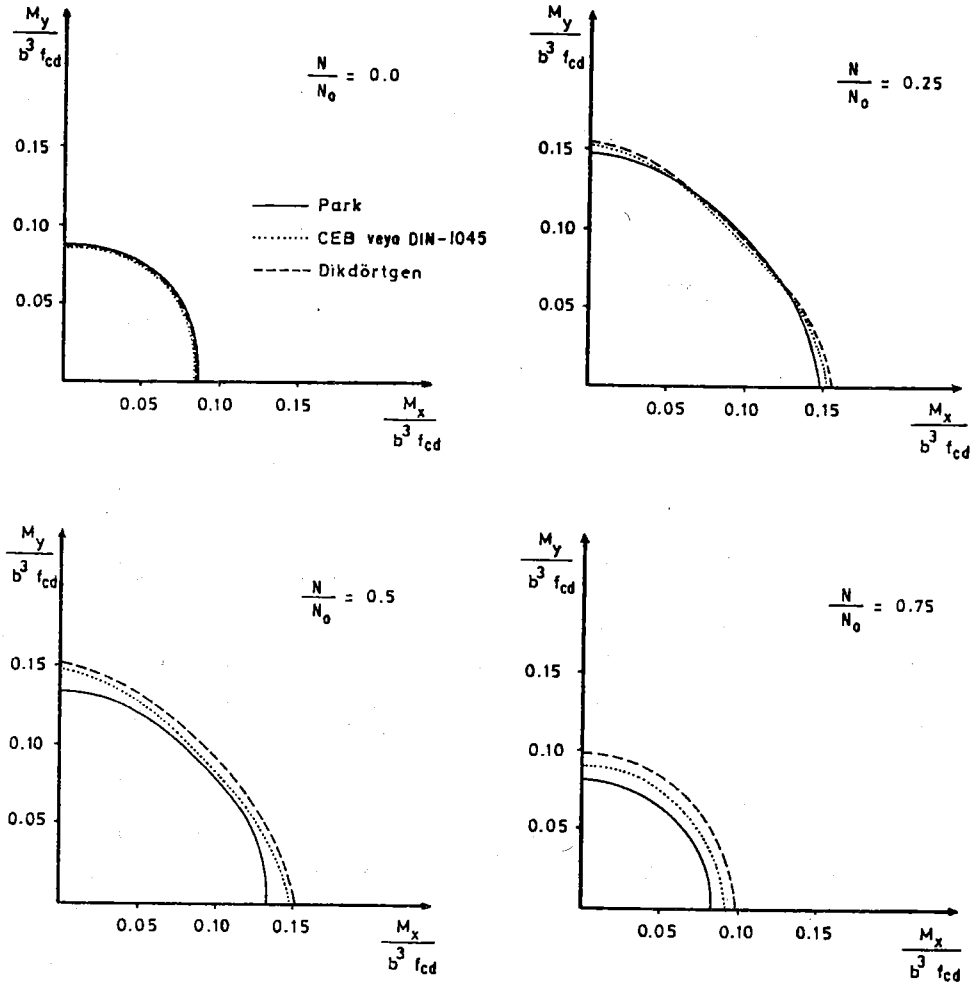
$M - \epsilon_{cu}$ ilişkileri aynı şekil üzerinde gösterilmiştir. Görüldüğü gibi, her aksenal yük düzeyi için iki eğri çizilmiştir; "a" eğrisi tek doğrultuda eğilme için ($M_x = 0$), "b" eğrisi ise, iki doğrultuda eğilme bulunduğu durumlar için ($M_x = M_y$) çizilmiştir. $N/N_o = 0.75$, TS-500 tarafından izin verilmeyen düzeyde aksenal yükü temsil ettiğinden, irdeleme (b), (c) ve (d) deki eğrilere göre yapılmalıdır. Bu durumda, tek doğrultuda eğilme için $\epsilon_{cu} = 0.003$, çift doğrultuda eğilme için ise, yaklaşık olarak $\epsilon_{cu} = 0.004$ alınabileceği görülmektedir. Ancak, $\epsilon_{cu} = 0.003$ alınarak hesaplanan moment kapasitelerinin, gerçek maksimum momentten fazla farklı olmadığı da açıkça görülmektedir. Şekil 6(b), (c) ve (d) deki yük düzeyleri için CEB veya DIN-1045 kullanıldığında, $\epsilon_{cu} = 0.0035$ alınması gerekmektedir. Bu durumda hata, $\epsilon_{cu} = 0.003$ varsayımı ile yapılabilecek oranla daha fazla olmaktadır. CEB de tanımlanan eşdeğer gerilme dağılımı ve birim deformasyonlar Şekil 7 de gösterilmiştir. (3)



Şekil 7

4.2 Varsayılan Gerilme Dağılımları

Şekil 8 de, Şekil 6(a) da boyutları ve malzeme özellikleri tanımlanmış olan kesitin dört ayrı aksenal yük düzeyinde hesaplanan moment kapasitelerinden yararlanarak, $M_x - M_y$ etkileşim eğrileri çizilmiştir. Kapasite hesaplanırken, basınç bölgesindeki gerilme dağılımı için üç ayrı varsayım yapılmıştır; (a) Kent ve Park eğrisi (ϵ_{cu} optimize edilerek bulunuyor), (b) Parabol-dikdörtgen (CEB veya DIN-1045 yaklaşımı, $\epsilon_{cu} = 0.002 - 0.0035$) ve (c) dikdörtgen dağılım (ACI veya TS-500, $\epsilon_{cu} = 0.003$).



Şekil 8

Kullanılan dağılımlardan Kent ve Park eğrisi, Şekil 3 te, dikdörtgen dağılım Şekil 1(d) de, parabol-dikdörtgen ise, Şekil 7 de gösterilmiştir.

Bölüm 4.1 de yapıldığı gibi, TS-500 de izin verilmeyecek kadar yüksek bir aksenal yük düzeyini temsil ettiği için $N/N_0=0.75$ bir tarafa bırakılırsa, dikdörtgen ve parabol-dikdörtgen eşdeğer dağılımları kullanılarak elde edilen moment taşıma kapasiteleri arasındaki farkın son derece küçük olduğu görülür. Bu iki eşdeğer dağılımla düşük aksenal yük düzeylerinde elde edilen sonuçların, daha gerçek olan Kent ve Park eğrisi ile elde edilenlerden fazla farklı olmadığı görülür. Ancak, yüksek aksenal yük düzeylerinde fark belirginleşmekte, dikdörtgen veya parabol

dikdörtgenle elde edilen sonuçlar biraz emniyetsiz yönde kalmaktadır.

Bu karşılaştırma yapılırken tüm gerilme dağılımlarındaki beton dayanımı 0.85 le çarpılmıştır.

4.3. Sargı Etkisi

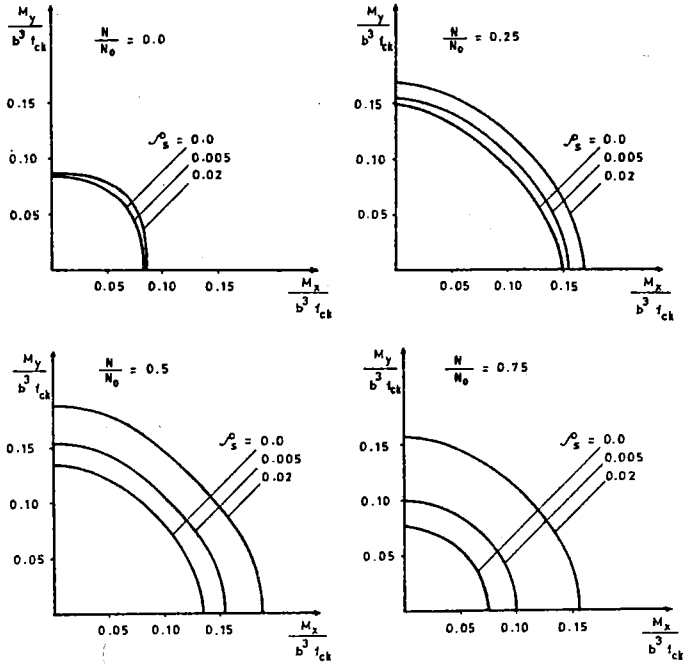
Betonun fret veya etriye ile sarılmış olması, $\sigma - \epsilon$ eğrisini değiştirmektedir. Sargı donatısı, tüm durumlarda betonun ezilme birim kısalmasını yükselterek sünekliği artırmakta, bazı durumlarda ise dayanımı da artırmaktadır.

Değişen $\sigma - \epsilon$ özelliklerinin kesit kapasitesine etkisini incelemek amacıyla, Şekil 6(a) da boyutları ve malzeme özellikleri gösterilen kesit, Kent ve Park tarafından sargılı beton modeli temel alınarak incelenmiştir.⁽¹⁾⁽³⁾ Kent ve Park eğrisi Şekil 3(b) de gösterilmiş, eğrinin ilgili özellikleri de Denklem (2)-(7) de verilmiştir. İnceleme dört ayrı eksenel yük düzeyinde yapılmış, her eksenel yük düzeyi için üç ayrı sargı donatısına göre hesap yapılmıştır. $\rho_s = 0.0$, $\rho_s = 0.005$ ve $\rho_s = 0.02$.

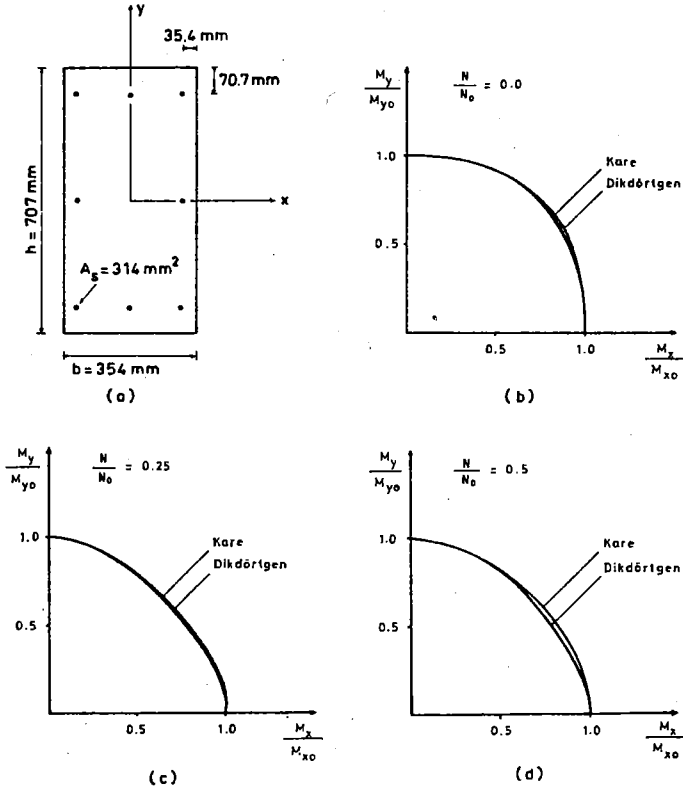
Çeşitli eksenel yük düzeyinde üç ayrı sargı donatısı yüzdesi için hesaplanan kapasiteler Şekil 9 da gösterilmiştir. Beklendiği gibi, eksenel yük düzeyi arttıkça sargının etkisi çoğalmaktadır. Ülkemizde kolon sargı bölgesindeki etriye oranının $\rho_s = 0.005$ e yakın olduğu düşünülüp, Şekil 9 dan $\rho_s = 0$ ve $\rho_s = 0.005$ arasındaki fark dikkate alınır, Şekil 8 de Kent ve Park modeli ile çizilen eğrilerin dışa kayacağı, böylece dikdörtgen veya parabol-dikdörtgen dağılımla elde edilen kapasitelerin emniyetsiz yönde kalmayacağı kolayca görülebilir.

4.4 Kesit Geometrisi

Kesit geometrisinin etkisini incelemek amacıyla, Şekil 6 da gösterilen kare kesit, Şekil 10 da gösterilen dikdörtgenle karşılaştırılmıştır. Karşılaştırmada M_x ve M_y tek doğrultudaki kapasitelerine bölünerek boyutsuz duruma gekirilmiştir, M_x/M_{x0} ve M_y/M_{y0} . Karşılaştırma için üç ayrı eksenel yük düzeyini temsil eden üç boyutsuz etkileşim diyagramı çizilmiştir.



Şekil 9



Şekil 10

Şekilden görüldüğü gibi, boyutsuz etkileşim diyagramları kesit geometrisinden fazla etkilenmemektedir.

5. YAKLAŞIK YÖNTEMLERİN İRDELENMESİ

Daha önce belirtilmiş olduğu gibi, iki doğrultuda eğilme etkisi altındaki betonarme kesitlerin taşıma gücü hesabının karmaşık ve zaman alıcı olması, birçok yaklaşık yöntemin geliştirilmesine neden olmuştur. Burada, bu yöntemlerden ülkemizde en fazla sözü edilen üçü üzerinde durulacaktır.

5.1 Bresler Yöntemi

Karşılıklı etkileşim yüzeyinin kaba bir biçimde basitleştirilmesi ile elde edilen Bresler denklemi aşağıda verilmiştir. (1)

$$\frac{1}{N_r} = \frac{1}{N_{rx}} + \frac{1}{N_{ry}} - \frac{1}{N_o} \quad (8)$$

Burada N_r iki doğrultuda eğilme altındaki kesitin eksenel yük kapasitesi, N_{rx} ve N_{ry} tek doğrultuda eğilme etkisindeki kapasite, N_o ise eksenel yük taşıma kapasitesidir ($M_x=M_y=0$). (*)

Bugüne kadar çeşitli araştırmacı, Bresler yönteminin $N \geq 0.1N_o$ için oldukça iyi sonuçlar verdiğini savunmuştur. Burada, Şekil 6(a) da gösterilen kare kesitin kapasitesi önce bu çalışmada geliştirilen yöntemle, daha sonra da Bresler yöntemi ile hesaplanmıştır. Çizelge 1 de özetlenen sonuçlardan görüleceği gibi, Bresler yöntemi kullanıldığında hesaplanan taşıma gücündeki hata oranı, eksenel yük düzeyi arttıkça çoğalmaktadır. Yöntemin son derece basit olması nedeniyle, Çizelge 1 de görülen en büyük hata oranının bile kabul edilebilir sınırlarda kaldığı söylenebilir. Ayrıca, Bresler yöntemi ile elde edilen kapasitelerin daha kesin yöntemle elde edilenlerden küçük olması, Bresler denklemi ile elde edilecek sonuçların her zaman emniyetli yönde kalacağını göstermektedir. Değişik donatı yüzdeleri ve değişik kesit geometrileri için yapılan incelemeler de benzer sonuçlar vermiştir. (6)

(*) N_{rx} ve N_{ry} hesaplanırken $e_x = \frac{M_y}{N_r}$ ve $e_y = \frac{M_x}{N_r}$ temel alınmalıdır. M_x ve M_y temel alınarak hesaplanan N_{rx} ve N_{ry} değişik ve yanlış olabilir.

Çizelge - 1
Bresler Yönteminin İrdelenmesi

N/N _o	Geliştirilen Yöntemle			Bresler Yöntemiyle			
	N (ton)	M _x (t-m)	M _y (t-m)	N _x (ton)	N _y (ton)	N _{Bresler} (ton)	N/N _{Bresler}
0.1	52.6	28.5	7.0	57.0	253.0	51.0	1.03
		25.0	14.2	67.0	138.0	49.3	1.07
		20.1	20.1	88.0	88.0	48.0	1.09
0.25	131.4	36.0	6.3	138.0	393.0	126.8	1.04
		31.6	14.8	158.0	282.0	125.4	1.05
		24.1	24.1	204.0	204.0	126.6	1.04
0.50	262.7	32.8	6.3	266.0	449.0	244.9	1.07
		29.5	13.9	284.0	382.0	236.1	1.11
		22.6	22.6	324.0	324.0	234.2	1.12
0.75	394.1	18.2	4.9	397.0	481.0	371.1	1.06
		16.7	9.4	406.0	449.0	358.8	1.10
		13.4	13.4	424.0	424.0	355.4	1.11

5.2 İngiliz Yönetmeliğindeki Yöntem (CP110)

İngiliz Yönetmeliğinde, iki doğrultuda eğilme etkisindeki betonarme kesitlerin taşıma gücünün hesabı için, aşağıdaki denklem önerilmektedir. (1)

$$\left(\frac{M_y}{M_{oy}}\right)^{\alpha_n} + \left(\frac{M_x}{M_{ox}}\right)^{\alpha_n} \leq 1.0 \quad (9)$$

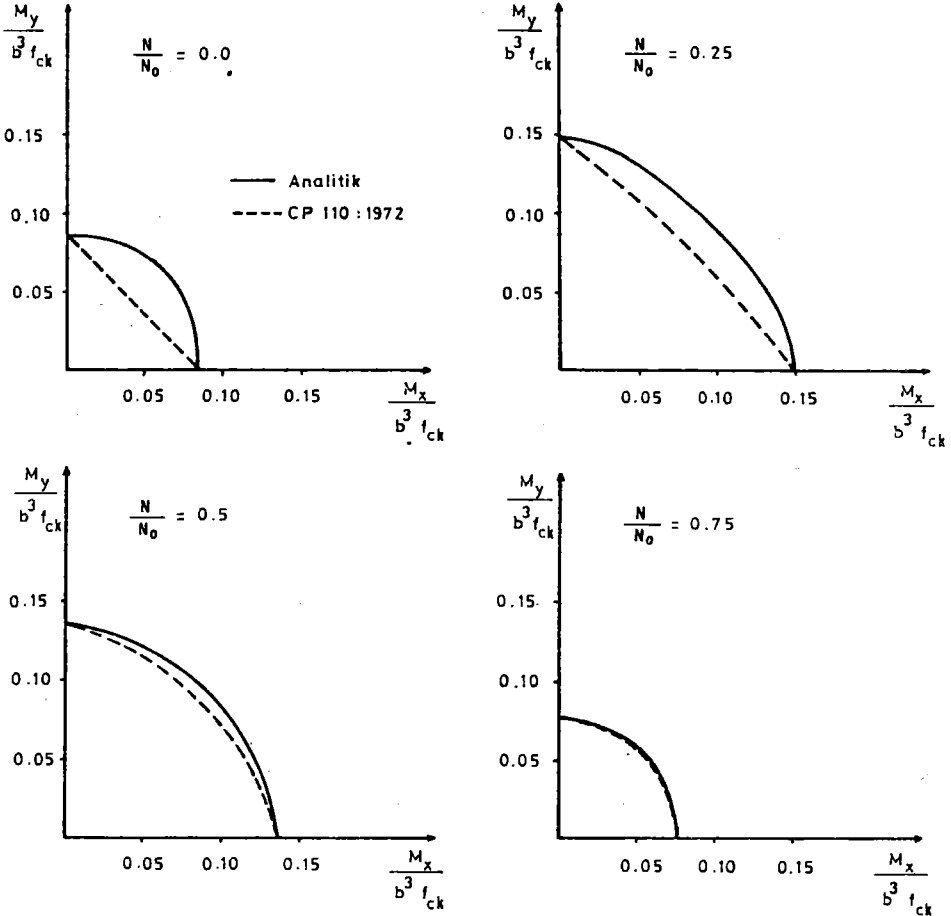
Denklemdaki M_x ve M_y, iki doğrultudaki eğilme altında taşıma gücü momentlerini, M_{oy} ve M_{ox} de tek doğrultuda eğilme etkisindeki taşıma gücü momentlerini göstermektedir. α_n de aşağıdaki denklemden hesaplanabilmektedir.

$$\alpha_n = 0.67 + 1.67 \frac{N}{N_o} \quad (10)$$

$$0.2 \leq \frac{N}{N_o} \leq 0.8$$

Denklem (10) bir etkileşim diyagramını simgelemektedir. Temel alınan etkileşim eğrisi, Şekil 2(a) da gösterilen etkileşim yüzeyinin, N eksenine dik bir düzlemle kesilmesi ile elde edilmiştir. Seçilen α_n katsayılarından elde edilen M_y-M_x etkileşim eğrisi de, Şekil 2(b) de gösterilen eğriye yaklaşılmaya çalışılmaktadır. $\alpha_n=1.0$, A ve B noktalarını birleştiren bir doğruyu, $\alpha_n=2.0$ ise, bu iki nokta arasındaki bir daire parçasını simgelemektedir.

Şekil 11 de, geliştirilen yöntemle ve CP110 ile değişik aksenal yük düzeyleri için elde edilen etkileşim eğrileri gösterilmiştir.



Şekil 11

Şekilden görüleceği gibi, CP110 ile elde edilen kapasite, tüm durumlarda gerçek kapasitenin altında kalmakta (emniyetli yönde), eksenel yük düzeyi yükseldikçe gerçeğe daha yakın sonuçlar elde edilmektedir ($N/N_0 \geq 0.25$).

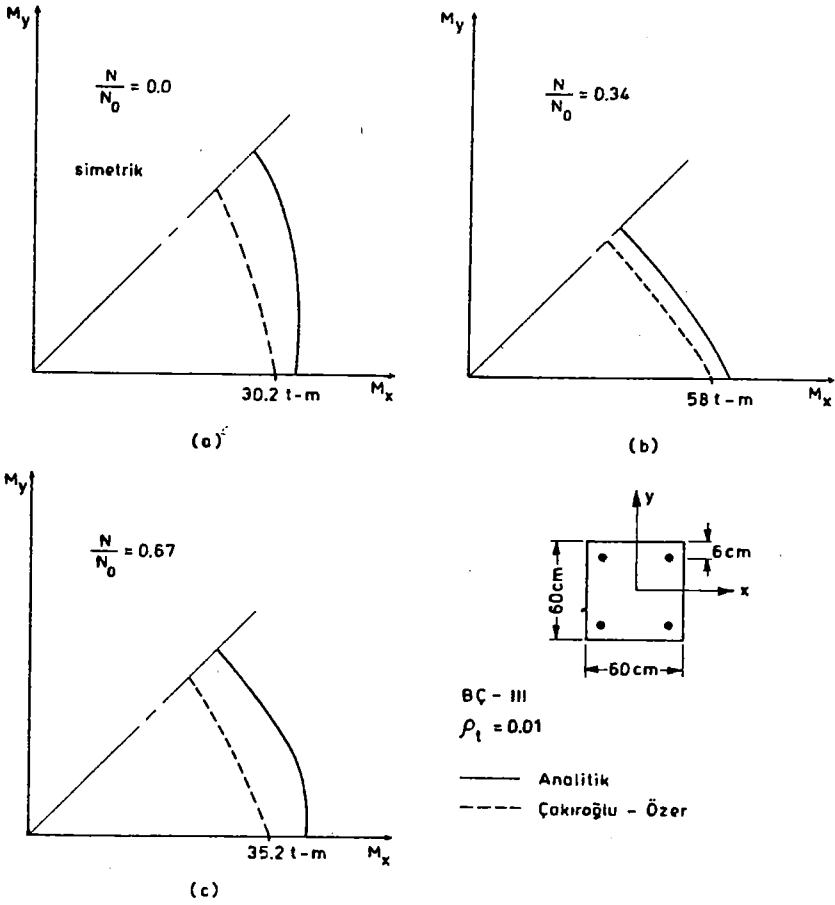
5.3 Çakıroğlu - Özer Yöntemi

Çakıroğlu ve Özer, iki doğrultuda eğilme altındaki kare ve dikdörtgen kesitli kolonlarda taşıma gücü ile donatı hesabı için oldukça basit formüllerden oluşan bir yöntem geliştirmişlerdir.⁽⁷⁾ Diğer yaklaşık yöntemlerden farklı olarak, bu yöntemle doğrudan donatı hesabı yapılabilir. Belirli bir pas payı oranına sahip kare kesitler için geliştirilen formüllerin, düzeltme katsayıları uygulanarak diğer durumlarda da kullanılabilmesi gösterilmiştir. İki tür donatı çeliği (BÇ-I ve BÇ-III) için ayrı ayrı verilen formüllerin sayısı kabarıktığından, bu formüller burada tekrar edilmeyecektir.

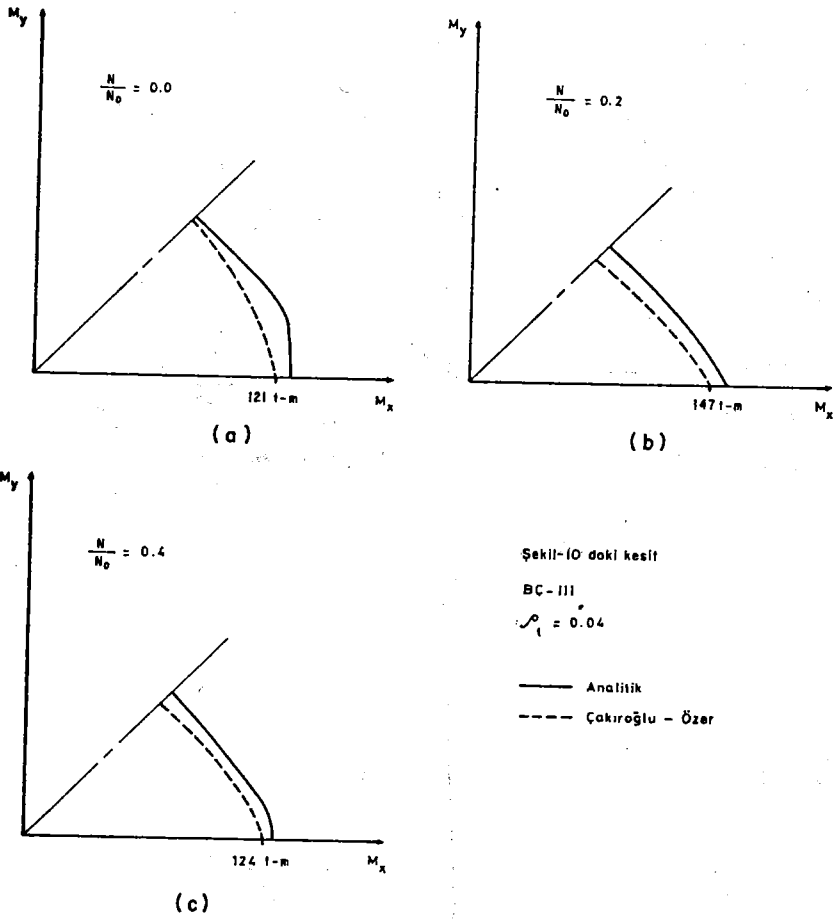
Formüllerin çıkarılmasında CEB ve DIN-1045 te önerilen parabol-dikdörtgen dağılım temel alınmış, ancak TS-500 e uygun olarak betonun ezilme birim kısalması $\epsilon_{cu} = 0.003$ kabul edilmiştir.

Şekil 12-17 de 60x60 cm. lik kare bir kesit için öngörülen iki ayrı donatı düzeni için, Çakıroğlu-Özer tarafından önerilen formüllerle hesaplanan taşıma gücü momentleri bir etkileşim eğrisi olarak çizilmiştir. Aynı şekil üzerinde, burada geliştirilen yöntemle hesaplanan taşıma gücü etkileşim eğrileri de çizilmiştir. Çakıroğlu-Özer yöntemi pratik bir hesap yöntemi olduğundan, malzeme hesap dayanımları kullanılmaktadır. Burada malzeme olarak BS20 kullanıldığı varsayılmış ve $f_{cd} = 133$ kgf/cm² alınmıştır. Donatı çeliği için de BÇ-I kullanıldığında, $f_{yd} = 1910$ kgf/cm², BÇ-III kullanıldığında ise, $f_{yd} = 3650$ kgf/cm² alınmıştır.

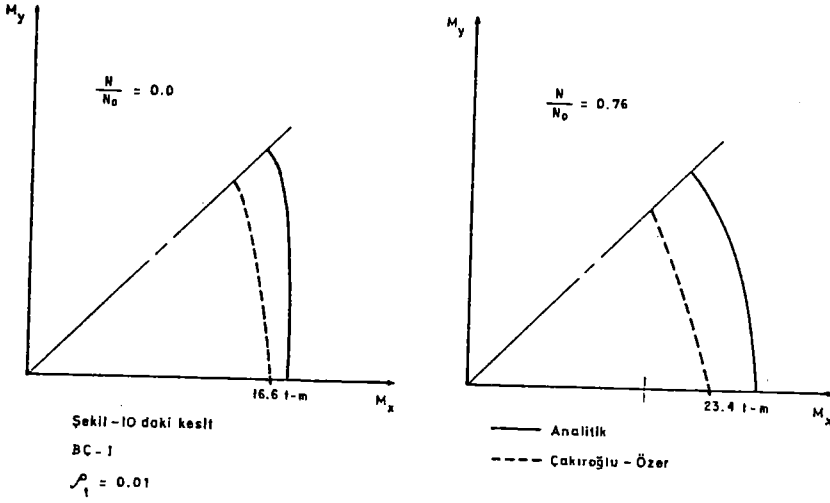
Bu karşılaştırmada, geliştirilen yöntemle taşıma gücü hesaplanırken malzeme dayanımları f_{cd} ve f_{yd} olarak dikkate alınmıştır. Hesaplarda kolaylık sağlamak amacı ile, bu kez Kent ve Park eğrisi yerine dikdörtgen dağılım kullanılmıştır. Şekil 12-17 nin incelenmesinden görüleceği gibi, Çakıroğlu-Özer yöntemi ile hesaplanan taşıma gücü, genelde emniyetli yönde kalmaktadır.



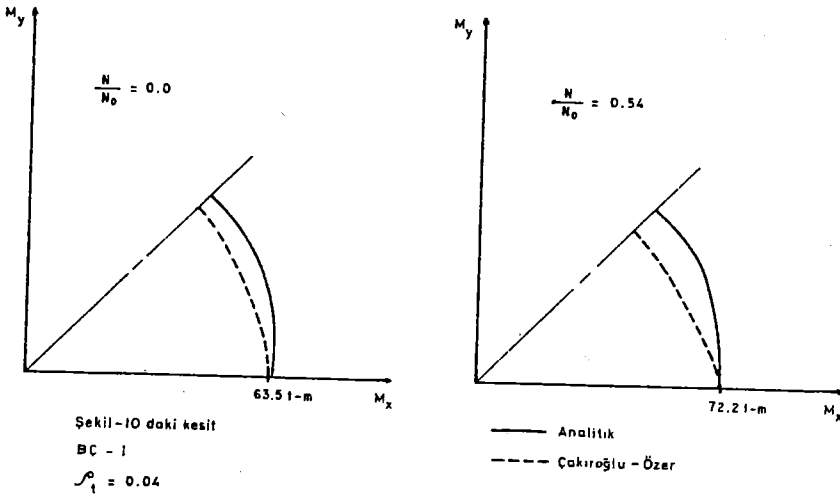
Şekil 12



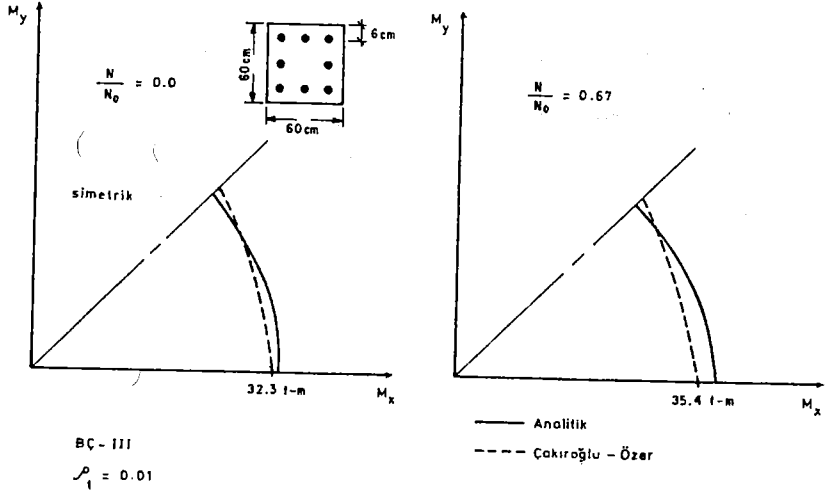
Şekil 13



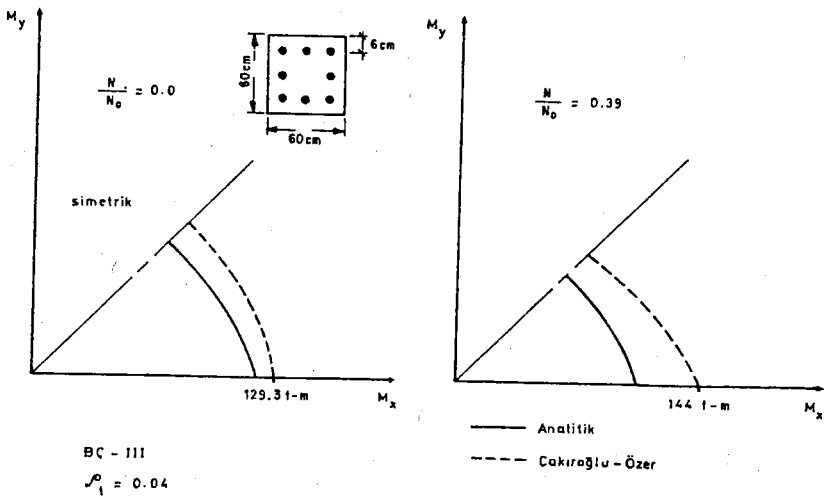
Şekil 14



Şekil 15



Şekil 16



Şekil 17

6. SONUÇ VE ÖNERİLER

İki doğrultuda eğilmeye maruz betonarme kesitlerin taşıma gücünün saptanması amacı ile geliştirilen yöntemde, beton ve donatı çeliği için gerçek davranışı yansıtan malzeme modelleri kullanılmıştır. Geliştirilen yöntemde, yönetmeliklerde yapıldığı gibi eşdeğer bir dağılım veya önceden belirlenmiş beton ezilme birim kısalma değerleri (ϵ_{cu}) kullanılmadığından, bu kısıtlamaların dışına çıkmak mümkün olmuştur.

Yöntemin doğruluğu deney sonuçları ile karşılaştırılarak kanıtlandıktan sonra, bu yöntemle çeşitli değişkenlerin ve yaklaşık yöntemlerin irdelemesi yapılmıştır. Varılan sonuçlar aşağıda özetlenmiştir.

- a - Optimum moment kapasitelerini veren ϵ_{cu} değeri, eksenel yük düzeyine ve basınç bölgesinin geometrisine göre değişmektedir. Yönetmelikte eksenel yük için öngörülen sınırlamalar dikkate alındığında ($N \leq 0.6f_{ck}A_c$), tek doğrultuda eğilme için $\epsilon_{cu} = 0.003$, çift doğrultuda ise, $\epsilon_{cu} = 0.004$ değerlerinin uygun olacağı görülmektedir. Ancak, $\epsilon_{cu} = 0.003$ varsayımı ile yapılan hesapların tüm durumlar için gerçeğe çok yakın çıkacağı ve emniyetli yönde kalacağı anlaşılmıştır.
- b - Düşük eksenel yük düzeylerinde, basınç bölgesindeki gerilme dağılımı için yapılan varsayımların taşıma gücü üzerindeki etkisi çok azdır. Gerilme dağılımının önemi, eksenel yük düzeyi yükseldikçe artmaktadır. Yapılan çalışmada, dikdörtgen dağılım kullanıldığında gerçeğe yakın sonuçlar elde edildiği, parabol-dikdörtgen kullanılması ile elde edilecek sonuçların bundan farklı olmadığı gözlenmiştir.
- c - Sargı etkisi nedeni ile betonun $\sigma - \epsilon$ eğrisindeki değişme, orta ve yüksek eksenel yük düzeylerinde kapasiteyi önemli ölçüde artırmaktadır. Sargısız betona göre yapılan çözümlemede, gerçek kapasitenin biraz üstünde sonuçlar veren dikdörtgen gerilme dağılımının, sargılı durumda emniyetli yönde kalacağı açıktır.
- d - Bresler yöntemi tüm durumlar için emniyetli yönde sonuçlar vermektedir. Eksenel yük taşıma gücündeki hata oranı en fazla %11-%12 dolaylarında olmaktadır.

- e - CP110 da önerilen denklemin, $N/N_0 \geq 0.25$ durumlarında güvenle kullanılabileceği görülmüştür. $N/N_0 < 0.25$ durumlarında kullanıldığında hata oranı büyüyecek, ancak sonuçlar emniyetli yönde kalacaktır.
- f - Çakıroğlu-Özer tarafından önerilen basit yöntem de oldukça gerçekçi sonuçlar vermekte ve hemen hemen tüm durumlarda emniyetli yönde kalmaktadır. Bu yöntemde doğrudan donatının hesaplanabilmesi büyük avantajdır.
- g - Kişisel bilgisayarların yaygınlaşması sonucu abak, çizelge ve hesap abaklarının önemi azalmaktadır. İzlenecek en sağlıklı yol, burada yapıldığı gibi bir bilgisayar programı geliştirmektir.

7. KAYNAKLAR

1. Ersoy, U., "Betonarme-Temel İlkeler ve Taşıma Gücü Hesabı", Bizim Büro, Ankara 1985.
2. Durmuş, A. ve Eyüboğlu, U., "İki Doğrultuda Bileşik Eğilme Etkisindeki Betonarme Kesitlerin Taşıma Gücüne Göre Hesabı", Deprem Araştırma Bülteni, No. 46, Temmuz 1984, Sayfa 14-49.
3. Çokça, E., ve Ersoy, U., "Taşıma Gücü Yöntemindeki Temel Varsayımların İrdelenmesi", İnşaat Mühendisleri Odası Dergisinde yayınlanacak.
4. Meek, J.L., "Ultimate Strength of Columns with Biaxial Eccentric Loads", ACI Journal, V. 60, No. 8, August 1963.
5. Furlong, R.W., "Concrete Columns under Biaxial Eccentric Thrust", ACI Journal, V. 76, No. 10, Oct. 1979.
6. Çokça, E., "Strength of R/C Columns Under Biaxial Bending", MS Thesis, METU Civil Engineering Dept., Sept. 1984.
7. Çakıroğlu, A., ve Özer, E., "Eğik Eğilme ve Eksenel Kuvvet Etkisindeki Kesitlerin Taşıma Gücü Formülleri", YESA Yayınları-1, İstanbul 1983.
8. Özmen, G., "Eğik Eğilme ve Normal Kuvvet Etkisindeki Betonarme Kesitlerin Taşıma Gücü Kuramına Göre Hesabı", İTÜ Dergisi, Cilt 38, Sayı 1-6, 1980.

KULLANILAN İŞARETLER

A_s	çekme donatısı alanı
A_{st}	kesitteki toplam donatı alanı
A_o	sargı donatısı kesit alanı
b	kesitin küçük boyutu
b''	sarılmış göbek alanı küçük boyutu
c	tarafsız eksen derinliği
d	faydalı yükseklik
E_s	çelik elastisite modülü
e	dışmerkezlik
f_{ck}, f_{cd}	betonun karakteristik ve hesap dayanımları
f_{yk}, f_{yd}	donatı çeliğinin karakteristik ve hesap akma dayanımları
h	kesitin büyük boyutu
h''	sarılmış göbek alanının büyük boyutu
M_x, M_y	iki doğrultuda eğilme altındaki kesitin iki doğrultudaki taşıma gücü momentleri
M_{ox}, M_{oy}	tek doğrultuda eğilme etkisindeki kesitin herbir doğrultudaki taşıma gücü momentleri
N	eksenel yük
N_o	eksenel yük taşıma gücü kapasitesi
N_r	iki doğrultuda eğilme etkisindeki kesitin taşıma gücü
N_{rx}, N_{ry}	tek doğrultuda eğilmeye maruz kesitin, M_x ve M_y momentleri altındaki eksenel yük kapasiteleri
s	sargı donatısı aralığı
ϵ_c	betondaki birim kısalma
ϵ_{cu}	betondaki ezilme birim kısalması
ϵ_s	donatıdaki birim deformasyon
ρ_s	fret veya etriyenin hacımsal yüzdesi
σ_c	betondaki gerilme
σ_s	donatıdaki gerilme

Enstantane Genliklerden
Spektral Manyitüd Tayini

Doç.Dr.Müh.Ülben Ezen*

ABSTRACT.

The conventional seismic surface wave magnitude M_S is computed in the time domain as a function of a specific trace amplitude and its corresponding period. The dispersive character of the surface waves does not allow for a precise measurement of the amplitude and its corresponding desired period.

A new method to measure seismic magnitude is developed for surface wave magnitude measurements. However it can be extended to measure body wave magnitude as well. The method is based on calculating the instantaneous amplitudes from equalized spectral amplitudes that are corrected for instrument response and filtered by a narrow band-pass filter.

The spectral magnitudes are obtained by taking the logarithm of the instantaneous amplitudes in the period range 17 to 23 sec. In this study, this method is applied to three example seismogram for purpose of description and discussion of this method. The results are very reasonable.

ÖZET.

Sismik yüzey dalgası manyitüdü M_S konvansiyonel biçimde zaman ortamında, belirli bir peryoda karşı gelen yer hareketinin genliğine bağlı olarak hesaplanmaktadır. Öte yandan yüzey dalgalarının dispersif özelliği, istenen peryoda karşı gelen genliğin hassas ölçümüne izin vermemektedir. Bu nedenle yüzey dalgası manyitüdü ölçümleri için yeni bir manyitüd ölçüm yöntemi geliştirilmiştir. Keza bu yöntem cisim dalgaları manyitüdü içinde pekala yaygınlaştırılabilir.

Bu yöntem, dar-bant geçişli bir süzgeçten geçmiş ve aletsel etkileri giderilmiş spektral genliklerden (dengelenmiş) saptanan Enstantane genliklerin hesabına dayanan bir yöntemdir. Spektral manyitüd 17 ile 23 saniye aralığında belirlenmiş herhangi bir peryot değeri için hesaplanmış enstantane genliklerin logaritması alınarak bulunmaktadır.

Bu yöntemi tanıtmak ve irdelemek amacıyla, bu çalışmada 3 örnek sismogram için uygulama yapılmıştır. Elde olunan sonuçlar oldukça makûldür.

* I.T.Ü Maden Fakültesi
Jeofizik.Müh.Bölümü
Teşvikiye - İstanbul.

GİRİŞ.

Konvansiyonel biçimde manyitüd hesabında, zaman domeninde sinyalin belli bir periyota karşı gelen genliğinden yararlanılmaktadır. Bu türden hesaplamalarda periyodun ve genliğin gözle ölçülmesinden ötürü hatalara düşülebilmektedir. Ayrıca diğer bir zorlukta iyi bir ölçüm için, istenen periyotla genliği ölçülen sinyalin periyodu arasında tam bir uyum gerçekleşmemektedir. Özellikle dispersif karakterli yüzey dalgalarında bu uyumsuzluk dahada etkinleşmektedir.

Sayısal sismik veri-işlem yöntemleri, yukarıda bahsedilen kusurları ortadan kaldıracak bazı imkânlar yaratmıştır. İşte bu imkânlardan yararlanarak yüzey dalgalarının M_S manyitüdü ölçümünde yeni bir yaklaşım getirilmiştir (Yacoub 1983). Bu yeni yaklaşımla bulunan manyitüde spektral manyitüd M_S^* adı verilmektedir. Klâsik zaman domeni manyitüd ise yine terminolojik olarak M_S tir. Spektral manyitüd konusu değişik araştırmacılar tarafından değişik zamanlarda ileri sürülmüştür (Willis 1965, Howell ve diğ. 1970, Grant ve Manshina 1977, Shapira ve Kulhanek 1978). Ancak bu araştırmacılar hesapladıkları spektral genlikle-zaman domeni formülasyonlarda kullanmışlardır. Halbuki bu yazımızda açıklamaya çalışacağımız Yacoub (1983) tarafından geliştirilen teknikte, spektral genlikler enstantane genlikleri bulmak için hesaplanmaktadır. Ki bu enstantane genliklerin logaritması alınarak spektral manyitüd bulunmaktadır.

1. Hesaplama Tekniğine ait Teorik Esaslar.

Bilindiği gibi bir yüzey dalgası manyitüd tahmini yaparken zaman ortamında, dispersif sinyal içinde istenen bir periyot için genlik değerini tam bir doğrulukla gözle seçebilmek ne kadar mümkündür? Bu soruya dispersif sinyali, gereksinim duyulan periyot değerine karşı gelen frekansı kendine merkez frekans kabul eden dar-bantlı bir süzgeçten geçirerek enstantane (anlık) genlikleri bulmak suretiyle cevap verilebilir.

Yacoub (1983) tarafından geliştirilen yöntemin özü enstantane genliklerin bulunmasına dayanır. Yüzey dalgalarının gözlemsel grup hızlarını bulmada günümüzde hayli yaygın kullanılan, Dziewonski ve diğ (1969) tarafından geliştirilen ardışık süzgeçleme yönteminde de enstantane genliklerden yararlanarak dalga zarfını bulma fikri esastır. Hatırlanacağı gibi bu yöntemde de, frekans ortamına taşınmış dispersif sinyal bir seri merkez frekanslar için dar-bant geçişli süzgeçle süzülerek, belli grup hızlarına karşı gelen grup varış zamanlarındaki enstantane genliklerden yararlanarak dalga zarfı hesaplanmaktadır. Bu zarfın ilerleme hızı grup hızıdır. Şimdi bir sinyalin zarfını bulmada kullanılan enstantane genlik kavramına kısaca göz atalım.

Goodman(1960) verilen bir t anında enstantane genlik $A(t)$ ve enstantane faz $\phi(t)$ olmak üzere

$$A(t) \cdot e^{i\phi(t)}$$

biçimindeki kompleks bir sinyali

$$A(t) \cdot e^{i\theta(t)} = h(t) + iq(t) \quad (1)$$

şeklinde ifade etmiştir. Yani genliği $A(t)$ ve fazı $\phi(t)$ olan bir kompleks sinyal, $h(t)$ gerçel ve $q(t)$ sanal sinyallerinden oluşan bir sinyaldir. O halde elimizdeki her gerçel sinyal, böylesine tarif edilmiş kompleks sinyalin (sanal kısmı sıfır olan) gerçel kısmıdır. Bu düşünce stiline göre $H(w)$ gerçel spektrumu $h(t)$ gerçel sinyalinin fourier dönüşümü, $Q(w)$ sanal spektrumu $q(t)$ sanal sinyalinin fourier dönüşümü ise,

$$\begin{aligned} H(w) &= \int_{-\infty}^{\infty} h(t) \cdot e^{-iwt} \cdot dt \\ Q(w) &= \int_{-\infty}^{\infty} q(t) \cdot e^{-iwt} \cdot dt \end{aligned} \quad (2)$$

veya

$$\begin{aligned} h(t) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} H(w) \cdot e^{iwt} \cdot dw \\ q(t) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} Q(w) \cdot e^{iwt} \cdot dw \end{aligned} \quad (3)$$

veya

$$q(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i(wt + \pi/2)} \cdot H(w) \cdot dw$$

olarak tariflenir. Yani sanal spektrum, gerçel spektrumun $\pi/2$ kadar faz kaymasına uğratılmış hâlidir.

$$\begin{aligned} Q(w) &= e^{i\pi/2} \cdot H(w) \text{ ise} \\ e^{i\pi/2} &= i \text{ ve } H(w) = a + ib \text{ ise} \end{aligned}$$

$$Q(w) = -b + ia \quad (4)$$

olur. Yani sanal spektrum, $H(w)$ spektrumunun gerçel bileşenini sanal, ve sanal bileşenini (- işaretli) gerçel kabul eden bir spektrumdur. Gerçel ve Sanal spektrumun (3) bağıntılarındaki ters fourier dönüşümleri sonucu elde olunan $h(t)$ ve $q(t)$ nin modülü, kompleks sinyalin

$A(t)$ genliğini yani enstantane genliği verecektir.

$$A(t) = [h(t)^2 + q(t)^2]^{1/2} \quad (5)$$

Benzer şekilde enstantane faz $\phi(t)$ ise

$$\phi(t) = \tan^{-1} \left(\frac{q(t)}{h(t)} \right)$$

olacaktır.

Kompleks sinyal analizi kavramı içinde ele alınan enstantane genlik ve faz kavramları, elektrik mühendisliğinde ve sinyal analizi literatüründe (Gabor 1946, Bracewell 1965, Cramer ve Leadbetter 1967, Oppenheim ve Schaffer 1975) tarafından tartışılmış, (Farnbach 1975, Taner ve Sheriff 1977) tarafından sismik sinyallere uygulanarak irdelenmiştir. Kompleks bir sinyalin enstantane genliklerini sismolojide yüzey dalgalarında kullanmanın avantajlarını (Mitchell 1973, Herrmann 1973 ve Unger 1981) ayrıntılı incelemişlerdir. Spektral genliklerden yararlanarak manyitüd tayini yöntemi Yacoub (1983) tarafından geliştirilirken öne sürülen esas yine enstantane genliklerdir. Zira amaç, istenen periyot değerine karşı gelen enstantane genliği dispersif sinyal içinde ayıklayabilmektir. Yacoub (1983) tarafından geliştirilen bu teknikte spektral manyitüdü hesaplanmasındaki ayrıntılı adımları aşağıdaki sırayla izlemek mümkündür.

1) Δ episantr uzaklığındaki istasyonda kaydedilmiş yüzey dalgası sismogramı milimikron (10^{-9} metre) cinsinden sayısal hale getirilir.

2) Sayısal genlikler $\sqrt{\sin \Delta / \sin 9^\circ}$ geometrik saçılma faktörü ile çarpılarak $1000 \text{ km} = 9^\circ$ uzaklığa göre normalize edilirler.

3) İkinci aşama sonunda sayısal sinyalin Hızlı Fourier Dönüşümü (FFT) alınarak, sinyalin ham kompleks spektrumu bulunur.

4) Kullanılan kayıt sisteminin, frekans tepki spektrumu hesaplanarak 10-50 sn periyot aralığında sinyalin HAM kompleks spektrumu üzerinde aletsel etki giderilir.

5) Düzeltilmiş sinyal spektrumu seçilen belli bir merkez w_n frekansı için dar-bant geçişli Gauss süzgeç fonksiyonu ile süzülerek, ilgili frekansta, kompleks sinyalin modülünü oluşturan dalga zarfını içeren enstantane genlikler hesaplanır.

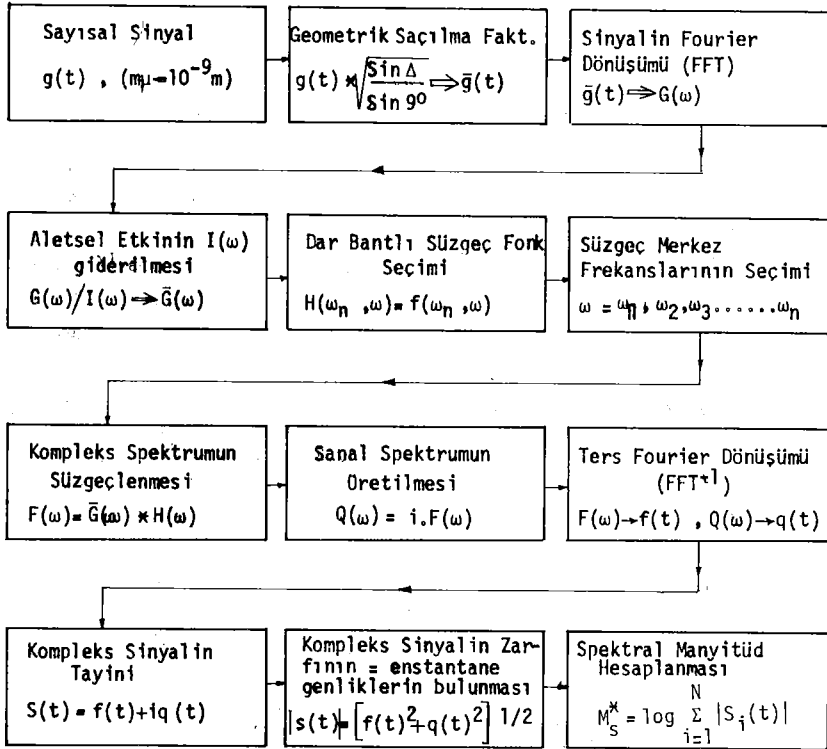
6) 5. adım sonunda ilgili merkez frekans (veya periyot) için

hesaplanan enstantane genlikler $|S_i(t)|$ den

$$M_S^x = \text{Log} \sum_{i=1}^N |S_i(t)| \quad (8)$$

bağıntısıyla spektral manyitüd (M_S^x) hesaplanır.

7) 6. adımdan itibaren işlemler, bir seri merkez frekans(yada manyitüdü hesaplanmak istendiği periyotta) için ard arda yinelenip bir seri spektral manyitüd hesaplanabilir. Yukarıda açıklamaya çalıştığımız bu adımlar bir akış diyagramı halinde Şekil 1 de görülmektedir.



Şekil 1. Spektral manyitüd M_S^x tayininde izlenecek adımları gösterir akış diyagramı (Yacoub 1983 ten modifiye edilerek alınmıştır).

Yukarıda sunulu akış diyagramında en önemli adım süzgeç fonksiyonunun ve enstantane genlikleri bulunacak periyotlara karşı gelecek süzgeç merkez frekanslarının seçimidir. Yacoub (1983) tarafından teklif edilen yöntemde önerilen merkez frekansları 17,18,19,20,21,22 ve 23 saniye

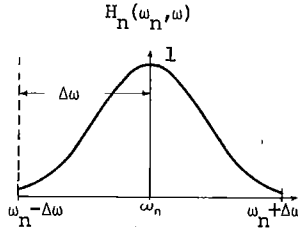
peryotlarına karşı gelen frekanslardır. Seçilen dar bantlı süzgeç fonksiyonu ise, ardışık süzgeçleme tekniğiyle grup hızlarının tayininde enstantane genliklerin hesaplanmasında da kullanılan Gauss fonksiyonudur (Dziewonski ve diğ. 1969, Inston ve diğ 1971, Cara 1973, Deny ve Çin 1976). Gauss süzgeç fonksiyonu olarak bilinen bu pencere fonksiyonunun frekans domeni ifadesi,

$$H_n(\omega_n, \omega) = \begin{cases} 0 & \omega < (1-\text{BAND})\omega_n \\ e^{-\alpha(\omega - \omega_n/\omega_n)^2} & (1-\text{BAND})\omega_n \leq \omega \leq (1+\text{BAND})\omega_n \\ 0 & \omega > (1+\text{BAND})\omega_n \end{cases} \quad (9)$$

şeklinde tanımlanmaktadır. Aynı tanımlama $\Delta\omega = \text{BAND} \cdot \omega_n$ dönüşümü yapılarak,

$$H_n(\omega_n, \omega) = \begin{cases} 0 & \omega < \omega_n - \Delta\omega \\ e^{-\alpha(\omega - \omega_n/\omega_n)^2} & \omega_n - \Delta\omega \leq \omega \leq \omega_n + \Delta\omega \\ 0 & \omega > \omega_n + \Delta\omega \end{cases} \quad (10)$$

(10) bağıntısındaki tanımlamanın geometrik düzeni Şekil 2 de sembolik olarak görülmektedir.



Şekil 2. (10) bağıntısındaki Gauss fonksiyonunun sembolik görünümü.

Şekilden izleneceği gibi $\Delta\omega$ spektral süzgeç geçiş bandı, ω_n merkez frekansına bağlıdır ($\Delta\omega = \text{BAND} \cdot \omega_n$). Her değişik ω_n merkez frekansı için $\Delta\omega$ band geçişi değişecektir.

Dziewonski ve diğ. (1969) a göre süzgecin merkezindeki ve bant sınırlarındaki genliklerinin birbirine oranının \ln tabii logaritması

β ile tanımlandığında

$$\beta = \ln \frac{H(w_n)}{H(w_n \pm \Delta w)} \quad (11)$$

yazılabilir. Süzgeç fonksiyonu α katsayısı ve BAND terimi arasında (11) bağıntısındaki β yı dikkate alarak aşağıdaki bağıntıyı yazabiliriz.

$$\beta = \ln \frac{H(w_n)}{H(w_n \pm \Delta w)} = \ln \frac{e^{-\alpha(w_n \pm \Delta w/w_n)^2}}{e^{-\alpha(w_n \pm \text{BAND} \cdot w_n - w_n / w_n)^2}}$$

$$\beta = \ln \frac{e^0}{e^{-\alpha \text{BAND}^2}} = \ln(e^{\alpha \text{BAND}^2})$$

veya

$$\beta = \alpha \text{BAND}^2$$

yada

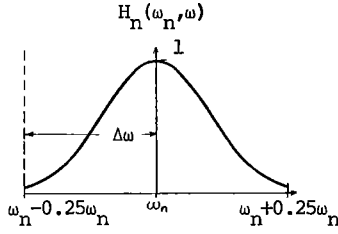
$$\alpha = \frac{\beta}{\text{BAND}^2}$$

(12)

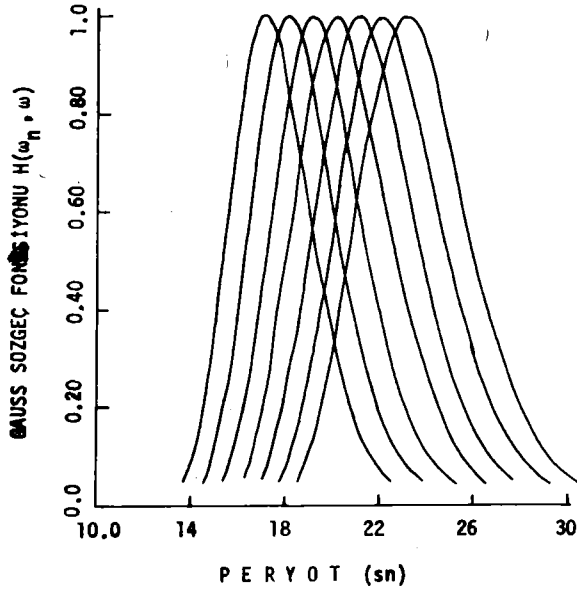
yazılabilir. Örneğin BAND=0.25 ve $\beta=3.15$ seçilirse (ki bu süzgecin en büyük genliğinin, kesme bandındaki en küçük genliğe oranının dB cinsinden 25.86 dB değeridir ≈ 30 dB eder), $\alpha=3.15/0.25^2=50.3$ bulunur. Eğer $\beta=\pi$ olarak alınırsa $\alpha=\pi/0.25^2=16.\pi=50.27$ çıkar, Sonuçta (10) bağıntısı $\Delta w=0.25w_n$ dikkate alınarak, yeniden yazıldığında Yacoub(1983, s.1348 de) tarafından verilen Gauss süzgeç fonksiyonunun,

$$H(w) = \begin{cases} 0 & w < w_n - 0.25w_n \\ e^{-50.27(w-w_n/w_n)^2} & w_n - 0.25w_n \leq w \leq w_n + 0.25w_n \\ 0 & w > w_n + 0.25w_n \end{cases} \quad (13)$$

ifadesi elde edilir. (13) teki ifadenin sembolik görünümü Şekil 3 te, 17 - 23 sn periyot değerleri arasındaki periyot bandına karşı gelen w_n merkez frekansları için davranışı ise Şekil 4 te görülmektedir.



Şekil 3. (13) bağıntısı ile verilen süzgeç fonksiyonunun sembolik görünümü.



Şekil 4. (13) bağıntısı ile verilen Gauss süzgeç fonksiyonunun, 17,18,19,20,21,22,23 sn periyotlarına karşı gelen frekanslarda(ω_n) ki davranışı(Yacoub 1983 ten)

2) Yöntemin Verilere Uygulanması ve Sonuçlar.

a) Verilerin Seçimi ve İşlenmesi.

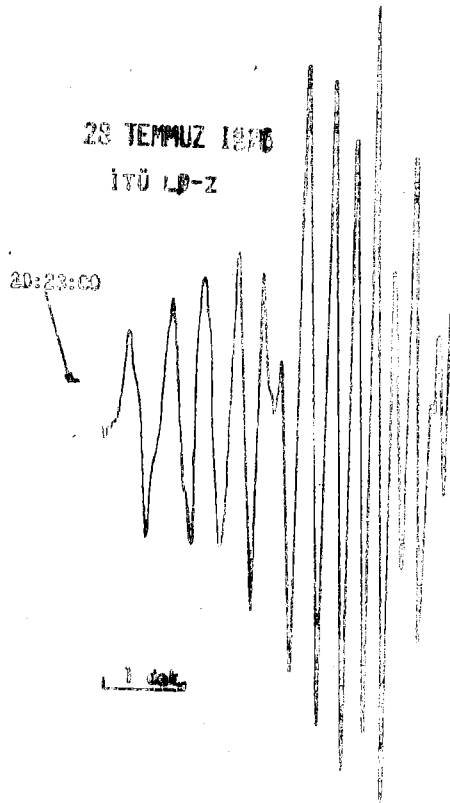
Spektral M_s manyitüdüleri bulunacak deprem olarak yüzey dalgaları

oldukça iyi gelişmiş 3 deprem seçilmiştir. Bu depremlerin listesi Tablo 1 de sunulmuştur.

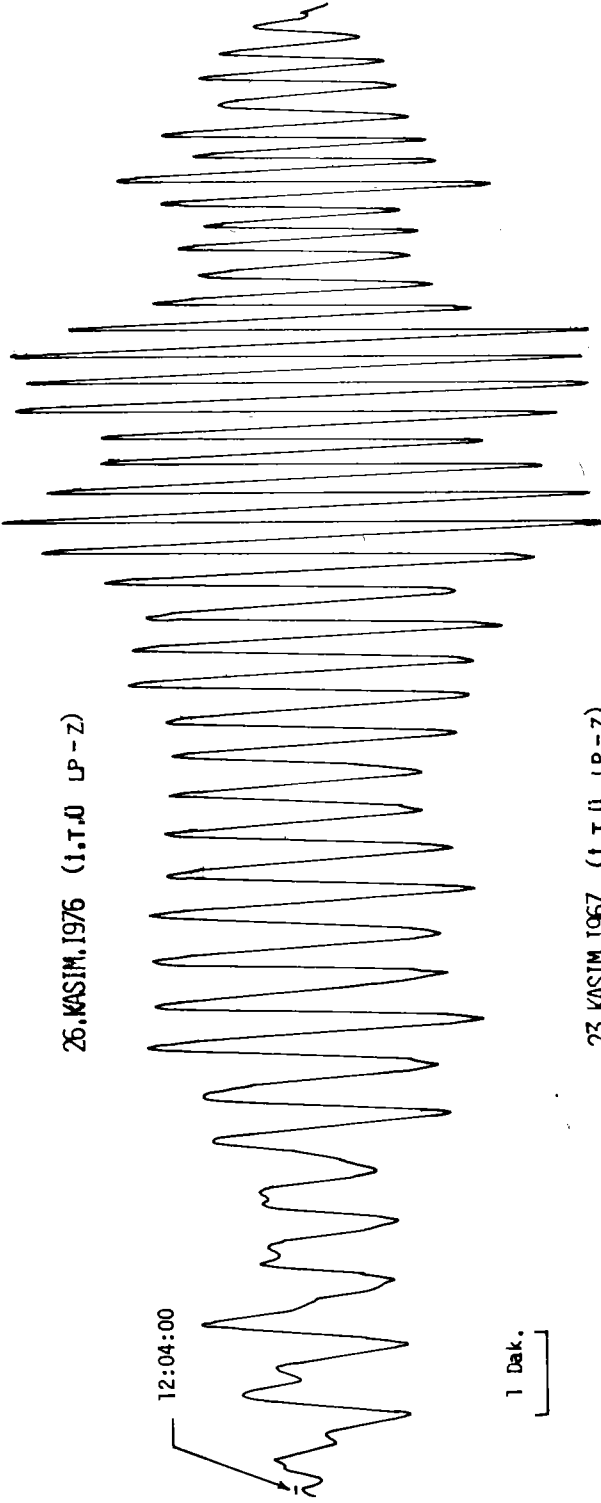
Tablo 1. İncelenen Depremlerin listesi.

Tarih	Oluş Zamanı(GMT)	Enlem°	Boylam°	Manyitüd(M_B)
23.11.1967	13:42:02,6	80.2 N	1.5 W	5.9 Mos
28. 7. 1976.	20:17:44.0	43.18 N	45.57 E	6.4 Mos 6.1 NEIS
26.11.1976	11:19:28	41.5 N	126.1 W	6.7 Mos 6.8 NEIS

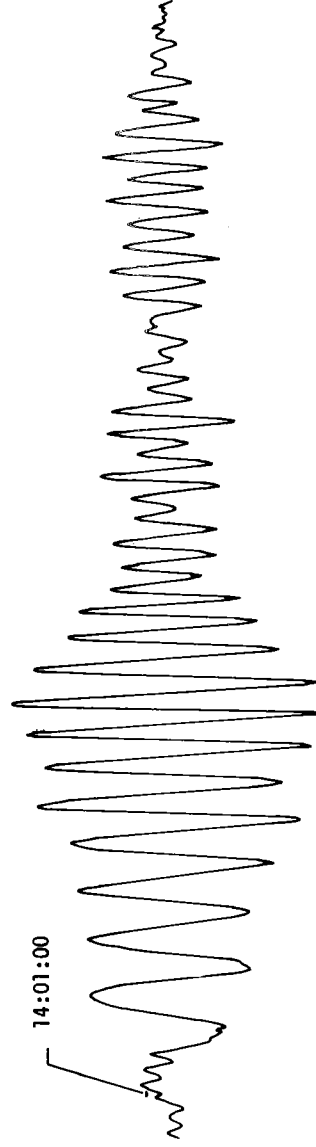
Tablo 1 de sunulu bu 3 deprem İstanbul-İ.T.Ü (WWSSN) uzun periyotlu (LP) düşey bileşen(Z) kayıtcısı ile kaydedilmiş olup, ilgili Rayleigh yüzey dalgası sismoğramları Şekil 5 ve Şekil 6 da görülmektedir.



Şekil 5. 28.7.1976 depreminin İ.T.Ü LP-Z kayıtcısı ile kaydedilmiş yüzey dalgası sismoğramı.



23. KASIM, 1967 (I.T.Ü LP-Z)



Şekil 6. 26.11.1976 ve 23.11.1967 tarihli depremlerin I.T.Ü. LP-Z kayıtcısı ile kaydedilmiş yüzey dalgası sismogramları.

Sözü edilen teknikle bu depremlerin spektral M_s manyitüd değerlerinin bulunması için yapılan işlemleri aşağıda sunulan sırada izlemek mümkündür.

1) İlk adımda Şekil 5 ve 6 da sismoğramları görülen yüzey dalgaları belli bir zaman penceresi aralığında büyüteç yardımıyla gözle gelişigüzel örneklenmiştir.

2) Bu gelişigüzel örneklenmiş sinyal daha sonra doğrusal enterpolasyon yapan bir bilgisayar programı yardımı ile istenen zaman aralığıyla yeniden örneklenmiş ve sayısal hale getirilmiştir. Ardından sinyalin doğrusal trendi giderilmiş ve taper (traşlama) edilmek için bir kosinüs penceresinden geçirilmiştir.

3) Şekil 1 de sunulu akış diyagramında belirtildiği gibi sayısal genlikler milimikrona (10^{-9} metre) çevrilmiştir. Ardından 1000 km uzaklık (ya da 9°) referans alınarak, genlikler bu uzaklığa indirgenmiş eş deyişle dengelenmiş (equalize) lerdir. Bunun için genlikler geometrik yayılma faktörü $\sqrt{\sin \Delta / \sin 9^\circ}$ terimi ile çarpılmıştır.

Ancak burada $1000 \text{ km} \approx 9^\circ$ uzaklık tercihinde temel amaç konvansiyonel

$$M_s = \text{Log} \left(\frac{A}{T} \right) + B \cdot \text{log}(\Delta^\circ) + C \quad (14)$$

bağıntısındaki, $\text{Log}(A/T)$ ve $\text{Log}(\Delta)$ terimlerinin arasındaki ilişki-den kaynaklanmaktadır. Zira bilindiği gibi $\text{Log}(A/T)$ ile $\text{Log}(\Delta)$ terimi arasındaki ilişki belli bir Δ uzaklığı sınırları içinde doğrusal kabul edilebilir (Nuttli 1973 a). Uzaklığın bu alt sınırı yaklaşık 10° den başlamaktadır. Üst sınır ise $\Delta = 130^\circ$ civarındadır. Bu sınırların ötesinde $\text{Log}(A/T)$ ile $\text{Log}(\Delta)$ arasındaki ilişki doğrusal (lineer) olmaktan çıkıp eğrisel olmaya başlamaktadır. Zaten konvansiyonel M_s tahminleri veren ve Prag formülü diye bilinen Vanek ve diğ (1962) tarafından geliştirilen

$$M_s = \text{Log} \left(\frac{A}{T} \right) + 1.66 \text{log}(\Delta^\circ) + 3.3 \quad (15)$$

bağıntısındaki uzaklık limitasyonu $15^\circ \leq \Delta \leq 130^\circ$ aralığındadır.

Dolayısıyla $1000 \text{ km} \approx 9^\circ$ uzaklığını seçmekle, genlikler bu alt sınır uzaklığa taşınmış (geometrik yayılma faktöründen arınmış biçimde) olmaktadır.

4) Bu aşamadan sonra sayısallaştırılmış sinyal Hızlı Fourier Dönüşüm tekniği ile frekans ortamına taşınarak sinyalin HAM kompleks spektrumu elde edilmiştir. Sinyalin ham kompleks spektrumu üzerindeki aletsel

etki (10 - 50 sn peryot aralığında) giderilmiştir. Aletsel etki giderilirken I.T.Ü - LP(WSSN) Z kayıtçısının Mitchell & Landisman(1969) göre hesaplanmış genlik ve faz tepkilerini içeren kompleks spektrumu hesaplanmış ve sinyalin ham kompleks spektrum değerlerine bölünmüştür.

5) Aletsel etkisi giderilmiş spektrum belli merkez frekansına(w_n) göre düzenlenmiş dar-bant geçişli Gauss süzgecinden geçirilerek, Şekil 1 de sunulu akışta belirtilen düzende enstantane genlikler saptanarak ilgili (8) nolu bağıntıyla spektral manyitüd hesaplanmıştır. Bu adım seçilen bir seri merkez frekans(spektral manyitüdü hesaplamak istediğimiz peryotlara karşı gelen) için tekrar edilerek, bir seri spektral manyitüd değeri bulunmuştur.

Tablo 2 de, 17 saniye den başlamak üzere 23 saniye peryoduna kadar bir saniye aralıklarla seçilmiş bir seri peryot değerlerine göre 3 deprem için hesaplanmış spektral M_S manyitüd değerleri görülmektedir.

Tarih	Hesaplanan M_S^x Spektral Manyitüdüleri ve İlgili Peryot Değerleri							M_S^+
	17	18	19	20	21	22	23	
23.11.1967 $\Delta = 40.8^\circ$	5.83	5.91	6.04	6.19	6.32	6.41	6.46	5.9 (Mos)
28.7.1976 $\Delta = 12.44^\circ$	6.56	6.53	6.44	6.34	6.35	6.45	6.58	6.4 (Mos) 6.1 (NEIS)
26.11.1976 $\Delta = 94.85^\circ$	6.52	6.62	6.68	6.697	6.699	6.70	6.73	6.8 (NEIS)

Tablo 2: Tablo 1 de listesi verilen depremlerin, 17-23 sn aralığında hesaplanan spektral M_S^x manyitüd değerleri. M_S^+ ilgili depremlere ait BICS kataloglarından alınan M_S değerleridir.

Tablo 2 de ilk sütunda deprem tarihlerinin altında verilen Δ değerleri, depremin İstanbul-I.T.Ü WSSN kayıt istasyonuna olan episantr uzaklığıdır. Tablo da son sütunda verilen değerler ise, ilgili depremlere ait BICS kataloglarından alınmış konvansiyonel M_S yüzey dalgası manyitüd değerleridir.

Tablo 2 dikkatle izlendiğinde ilk dikkâti çeken nokta, spektral manyitüd değerlerinin belli bir değer dolayında yakınsama gösterdikleridir. Bu yakınsama, örneğin 26.11.1976 tarihli depremde 20 ve 21 sn peryotları için $M_S^x = 6.697$ ve 6.699 , 28.7.1976 tarihli depremde yine

aynı periyotlara karşılık $M_s^x = 6.34$ ve 6.35 değerindedir. Bu yakınsama 23.11.1967 depreminde pek gözlenememiştir. Bu görüntüyü şöyle açıklamak mümkündür. Bu depremin şekil 6 daki sismoğrafına bakıldığında tarama yapılan 17-23 saniye periyot aralığındaki enerji daha ziyade dalga treninin sonlarında (ama küçük genlikli), yüksek genlikli dalgalar ise daha yüksek periyotlarda (24-28 sn) yani aranılan enerjinin (en büyük genlikli olma koşulu ile) zarfı kayıta yeterince (alınan zaman penceresi içinde) temsil edilememektedir. Bu nedenle bu depreme ilişkin spektral manyitüdü, konvansiyonel M_s tahmininden (5.9) büyük çıkmaktadır. Bu husus datanın daha işleme sokulmadan önce bu görüş noktasından ne kadar önemli olduğunu ortaya koymuştur.

Zira spektral manyitüd tahmininde taraması yapılacak periyot aralığı 17-23 sn olarak yani 20 sn ortalamalı periyot değeri için teklif edilmektedir (Yacoub 1981, 1983). Eğer tekniği uygulamak için seçilen yüzey dalgası treni kaba da olsa, zaman domenindeki görünümü (en büyük genlikli dalgaların periyotlarının bandı) ile teklif edilen 17-23 sn periyot aralığına aykırı bir durumda ise, bu tip sonuçları beklemek pekala mümkündür. Bu özelliğinden ötürü bu deprem özellikle seçilmiştir.

Halbuki diğer 28.7.1976 ve 26.11.1976 tarihli depremlerin sismoogramlarına bakıldığında bu husus yeterince yerine getirilmiş durumdadır. Zira her iki kayıta da maksimum genliklerin hakim olduğu periyot bandı, taraması yapılan 17-23 sn aralığına uygun düşmektedir. Bu nedendir ki bu iki deprem için bulunan spektral manyitüd değerleri (özellikle 19, 20, 21 sn civarındakiler) konvansiyonel M_s tahminleri ile hayli yakınlık içindedir.

Spektral manyitüd değerlerinin yakınsaması konusunda etkili bir başka faktörde kullanılan FFT hızlı Fourier Dönüşüm tekniğinden kaynaklanmaktadır. Bilindiği gibi FFT kullanılırken zaman ortamındaki sayısallaşmış data 2^n nokta sayısı olma zorunluluğu taşımaktadır. Gerçek data uzunluğunun nokta sayısı bu koşulu sağlamadığı hallerde 2^n sayıyı bulmak için datanın sonuna sıfırlar eklenmektedir. Bu durumda, bize gerçekte olmayan frekanslarda yalancı enerjiler sergilemekte dolayısıyla aynı frekanslar için yalancı enstantane genliklerde bulunmaktadır. Bunun doğal sonucu spektral manyitüdüde olduğundan biraz fazla bulunmaktadır.

Bu sorunla 23.11.1967 tarihli deprem datasında yine karşılaşmış-tır. Bu depreme ait gerçek data sayısı 336 iken 512 ye ulaşmak için dataya 176 tane sıfır eklenmiştir. Halbuki 26.11.1976 tarihli depremde gerçek data boyu 509 iken sadece 3 sıfır eklenmiştir. Benzer biçimde 28.7.1976 tarihli depreminde gerçek data boyu 496 iken sadece 16 sıfır eklenmek suretiyle 512 sayısına ulaşılmıştır. Ve bu iki depreme ait

spektral manyitüd değerlerinde beklenen yakınsamaya erişilmiştir.

Özetle söylemek gerekirse, yöntem yukarıda açıkladığımız bazı kritik noktalar dikkate alındığında oldukça başarılıdır. Aslında bu çalışmada yapmak istediğimiz, bu yöntemi sınırlı bir veri üzerinde, kısa vadeli pratik amaçlı sonuçları vermesi açısından denemektir.

Temelde yapılması gerekli olan, incelediğimiz türde gayet güzel gelişmiş yüzey dalgası kayıtları olan çok sayıda deprem datasının çok sayıda istasyon kaydını kullanarak, tekniği daha ayrıntılı irdelemek kanımızca daha yararlı olacaktır.

K A Y N A K L A R

- Bracewell, R.N., 1965., The Fourier Transform and its applications. New-York, McGraw-Hill Book.Co.Inc. p 268-271.
- Cara, M., 1973., Filtering of dispersed wave trains. Geophy. Jour. Roy. Ast. Soc. 33, 65-85.
- Cramer, H. and Leadbetter, M.R., 1967., Frequency detection and related topics. Stationary and related stochastic processes, ch 14, New-york, J. Wiley and Sons. Inc.
- Denny, M.D., and R.C.Y Chin., 1976., Gaussian filters for determining group velocities. Geophy. Jour. Roy. Ast. Soc. 45, 495-525.
- Dziewonski, A., S. Bloch, and M. Landisman., 1969., A technique for analysis of transient seismic signals. Bull. Seism. Soc. Am. 59, 427-444.
- Farnbach, J.S., 1975., The complex envelope in seismic signal analysis. Bul. Seism. Soc. Am. 65, 952-961.
- Gabor, D., 1946., Theory of communication, part I. Journ. Inst. Elect. Eng. vol 93, part III, p 429-441.
- Grant, J.A., and L. Manshina., 1977., Seismic magnitude from Fourier analysis. Bull. Seism. Soc. Am. 67, 453-461.
- Goodman, H.R., 1960., Measuring amplitude and phase. John. Franklin. Inst. 260, 437-450
- Herrmann, R.B., 1973., Some aspects of band-pass filtering of surface waves. Bull. Seism. Soc. Am. 63, 663-671.
- Howell, B.F., M. Lundquist, and S.K. Yiu., 1970., Integrated and frequency band magnitude, two alternative measures of the size of an earthquake. Bull. Seism. Soc. Am. 60, 917-937.
- Inston, H.H., P.D. Marshall and C. Blamey., 1971., Optimization of filter Bandwidth in spectral analysis wavetrains. Geophy. Journ. Roy. Astr. Soc. 23, 243-250.
- Mitchell, B., 1973., Radiation and attenuation of Rayleigh wave from the Southeastern Missouri earthquake of October 21, 1965. Jour. Geophy. Res. 78, 880-899.
- Mitchell, B.J., and M. Landisman., 1969., Electromagnetic seismograph constants by least-squares inversion. Bull. Seis. Soc. Am. 59, 1325-1349.
- Oppenheim, A.V. and Schafer. R.W., 1975., Digital signal processing. Englewood Cliffs., Prentice Hall.
- Shapira, A., and O. Kulhanek., 1978., Conventional and spectral short-period body-wave magnitude. Bull. Seism. Soc. Am. 68, 1195-1198.
- Taner, M.T., and Sheriff, R.E., 1977., Application of amplitude frequency and other attributes to stratigraphic and hydrocarbon exploration C.E. Payton .Ed. AAPG. Memoir 26, Tulsa, Am. Ass. pet. Geol. p 301-327.

- Nuttli, O.W., 1973., Seismic wave attenuation and magnitude relations for Eastern North America. *Journ. Geophy. Res.* 78, 5, 876-885.
- Unger, R., 1981., The Instantaneous amplitude, phase, frequency in seismic event detection, timing and identification. Proc NATO, identification of seismic sources - earthquakes or underground explosion E.S Huseby and S. Mykkeltveit. Ed. D. Reidel Publish. Comp. Dordrecht. The Netherlands.
- Vanek, J., A. Zatopek, V. Karnik, N.V. Kondorskaya, Yu.V. Riznichenko, S.L. Solovev, and N.V. Shebalin., 1962., Standardization of magnitude Scales. *Bull. Izvestia. Acad. Sci. USSR. Geophy. Ser.* 2, 108
- Willis, D.E., 1965., Variation in compressional waves at teleseismic distance. *Journ. Geophy. Res.* 70, 1877-1883.
- Yacoub, N.K., 1981., Seismic yields estimates from Rayleigh-wave source radiation pattern. *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 1269-1286.
- Yacoub, n.K., 1983., Instantaneous amplitudes " A new method to measure seismic magnitude. *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 5, 1345-1355.

**Kayaçlarda Sismik Dalgaların
Atenüasyon Mekanizması**

Doç.Dr.Müh.Ülben Ezen*

ABSTRACT.

In this study several proposed mechanisms to describe the attenuation of seismic waves in the rocks, have been discussed. This discussion has been made by reviewing results of investigation on attenuation of elastic waves in the rock samples under the conditions of varying pressure, temperature and saturation degree, in the laboratory.

The attenuation mechanisms discussed here, were classified into the three groups. First group is related to the attenuation mechanism due to matrix anelasticity and frictional losses at the crack surfaces. Second group is related to the attenuation mechanism due to fluid flows and viscosity effects. Third group as an exception to the first and second group is related to the attenuation mechanism due to numerous other sources of dissipation.

ÖZET.

Bu çalışmada, kayaçlardaki sismik dalgaların atenüasyonunu tanımlamak için önerilmiş çeşitli mekanizmalar tartışılmıştır. Bu tartışma, laboratuvarında basınç, sıcaklığa ve saturasyon derecelerine göre değişen koşullar altındaki kayaç numuneleri üzerinde yapılan elâstik dalgaların atenüasyonuna ilişkin araştırmaların sonuçları gözden geçirilerek yapılmıştır.

Tartışılan atenüasyon mekanizması türleri üç grupta sınıflandırılmıştır. Birinci grupta dokusal (matrix) anelastisite ve sürtünmesel kayıplar nedeniyle gelişen atenüasyon mekanizmasına yer verilmiştir. İkinci grupta sıvı akışlar ve vizkoz etkenler nedeniyle gelişen atenüasyon mekanizması sunulmuştur. İlk iki grubun dışında olarak üçüncü grupta ise, çok sayıda değişik enerji yutucu (kaybettirici) kaynaklardan gelişen atenüasyon mekanizmalarına yer verilmiştir.

* İ.T.Ü Maden Fakültesi
Jeofizik Mühendisliği Bölümü
Teşvikiye - İstanbul

GİRİŞ.

Bir deprem sonucu, deprem kaynağında açığa çıkan elâstik enerjinin doğurduğu sismik dalgalar, kaynaktan kayıt istasyonuna gelene kadar uzaklığa bağlı geometrik saçılma, yanal yansıma ve kırılmalar, birden fazla yörünge izleme ve dalga modlarının girişimi gibi faktörlerin kontrolünde enerji kaybına uğrarlar.

Halbuki Atenüasyon(soğurulma) diye tanımlanan enerji kaybı ise bu faktörlerin dışında, yer içi malzemesinin anelâstik davranışının bir sonucu olarak gelişen bir olaydır.Dolayısı ile atenüasyonun mutlak tespiti için, diğer enerji kaybettirici faktörlerin elimine edilmesi gerekir.

Jeofizikte gözlemsel atenüasyon ölçümleri P ve S dalgalarının, yüzey dalgalarının ve yansıma sismogramlarının genliklerinin incelenmesinden ayrıca düşey sismik profil(vertical seismic profiling) ve akustik kuyu logu tekniklerinden yararlanarak yapılmaktadır.Öte yandan laboratuardaki gözlemsel ölçümler ise, değişen basınç,sıcaklık ve satürasyon koşullarına göre kayaç numuneleri üzerinde yapılmaktadır.

Sonuçta gerek sahada gerekse laboratuarda yapılan çalışmaların sonuçlarının korelasyonu, atenüasyonun yer içinde nasıl davrandığı ve mekanizması konusunda geniş bir bilgi platformu oluşturur.Yer içinin atenüasyon özelliklerini anlama arzusunun iki önemli nedeni vardır. Bunlardan biri, yer içi malzemesi içinden geçip gelen sismik dalgaların genliklerinin sönümü ve bu sönümün frekansa bağlılığının araştırılması, diğeri ise atenüasyona neden olan alanlarda ki kayaçların litolojisi, fiziksel koşulları ve satürasyon dereceleri hakkında bilgi edinilmesi arzusudur.Yer içi malzemesinin anelâstik davranmasının direkt sonucu olan atenüasyon aslında teorik kabullere ters düşen şaşırtıcı bir bulgudur.

Zira, deprem dalgalarının yayınına ilişkin tüm gözlemsel sonuçlar ancak yer içi malzemesini teorik olarak elâstik ortam niteliğinde kabul ettiğimizde açıklanabilmektedir.Diğer deyişle deprem dalgalarının gözlemsel yayını karakteristikleri, elâstik teorinin sınırları içinde kaldığı sürece fiziksel anlam taşımaktadır.Nevar ki gözlemsel sonuçlarla teorik sonuçlar arasındaki farklılıklar, yer içi malzemesinin umulduğunun aksine yere ve zamana bağlı biçimde bazı hallerde elâstik bir ortam gibi davranmadığına işaret etmektedir.

Bu farklılık anelâstik davranışın sonucu olarak kabul edilmektedir. Bu anelâstik davranışın doğal ürünü olan atenüasyon(soğurulma) bu yönüyle bir FENOMEN dir ve yapısal anlamda çok karmaşıktır.

Zira elâstik ortamda dalga yayınına çok iyi bilinmesine karşılık, anelâstik ortamda dalga yayınına pek okadar iyi bilinmemektedir. Atenüasyona dönük verilerden gözlenebildiği kadarıyla, kayacı oluşturan malzemenin fiziksel koşullarındaki anelâstik kökenli değişimler oldukça karmaşıktır. Ve muhtemelen bu karmaşıklık tek bir model veya tek bir mekanizma ile açıklanamaz.

Atenüasyonu açıklamaya yönelik mekanizmaların tartışılmasında klâsik biçimde iki temel yaklaşımdan yola çıkılmıştır. Bunlardan birincisi HOOK yasası çerçevesinde genelleştirilmiş lineer (doğrusal) elâstisite bağıntıları ile yada non-lineariteye imkan tanıyan modifiye edilmiş bağıntılarla atenüasyonu açıklamaktır. İkincisi ise daha mekaniksel yaklaşım olup, olası atenüasyon mekanizmalarını matematik bağıntıların desteğinde fiziksel koşullara bağlı biçimde açıklayabilmektedir.

Bu yazıda tartışacağımız, ikinci tür yaklaşımla açıklamaya çalışılan ve değişen fiziksel koşullara göre önerilmiş atenüasyon mekanizması türleridir.

1. Atenüasyon Mekanizması ve Türleri

Kayaçlarda anelâstik davranışları doğurabilecek ve atenüasyonu oluşturabilecek mekanizma modellerinde başlangıçta şu kabul edilmektedirki, herbiri diğerinden tamamen bağımsızdır. Aşağıda sunmaya çalışacağımız mekanizma türlerini şöyle gruplamak mümkündür.

- a) Dokusal (matriks) anelâstisite ve sürtünme nedeniyle atenüasyon
- b) Vizkozite ve sıvı akışlar nedeniyle atenüasyon
- c) Diğer enerji kaybettirici kaynaklar nedeniyle atenüasyon.

1.1 Dokusal Anelâstisite - Sürtünme Nedeniyle Atenüasyon.

Kayaçlardaki atenüasyon mekanizması üzerine geliştirilen en ilk modellerden birisi olan ve genel biçimde anelâstik davranışa dayandırılan bu modelde (Walsh 1966) atenüasyon iki nedene dayandırılmaktadır.

1) Dokuyu (matriksi) oluşturan minerallerin bünyesel anelâstisitesi nedeniyle gelişen atenüasyon,

2) Kayaçta, genelde mevcut çatlak yüzeyleri boyunca ve danesel elemanların sınırları boyunca gelişebilecek rölâtif kayma hareketleri nedeniyle oluşan sürtünmesel kayıpların oluşturduğu atenüasyon dur. Nevar ki ilk belirtilen nedende ki minerallerin bünyesel anelâstisite-leri genellikle çok küçük düzeydedir. Zira laboratuvar deneyleri

minerallere özgün Q nitelik faktörünün bir kaç bin mertebesinde olmasına karşılık, kayalarda bir kaç yüz mertebesinde olduğunu göstermektedir. Dolayısı ile, minerallerdeki iç(bünyesel) anelâstisitenin kaynaklıyacağı atenüasyonu ihmal etmek ve sadece danesel sınırlardaki ve ince çatlak yüzeylerindeki rölâtif hareketlerden kaynaklanan sürtünmesel kayıplardan gelişen atenüasyonu düşünmek(bu model için) çok makûl kabul edilmektedir.

Sürtünmesel kökenli atenüasyon konusunun öncü çalışması olan Walsh(1966) çalışmasında, çok ince elipsoidal çatlak yüzeyleri arasındaki dokanakları(kontaktları) dikkate alarak COULOMB yenilme kriterine göre sürtünmesel kayma hareketi mekanizmasını inceledi. Bu incelemeye göre ortaya çıkan sonuç, danesel elemanların ve çatlak yüzeylerinin enerjiyi yutan(soğuran, atenüye eden) bir mekanizmaya öncülük edebileceği ve rölâtif kayma hareketleri sonucu sürtünmesel kayıpların oluşacağıdır.

Pek tabiidir ki bu tür kökenli atenüasyon, sürtünmeye maruz kalan çatlak yüzeylerinde ve danesel sınırlardaki hakim fiziksel koşullara çok bağımlıdır. Buradaki en önemli fiziksel koşul hakim basınç rejimi ve ona bağlı gerilmelerdir. Zira sürtünmesel kayıplar, kayaç içindeki çatlak sayısına ve geometrisine, özellikle etkin basınç ve gerilme rejimine bağlıdır.

Johnston ve diğ(1979) ultrasonik dalgaların(çok yüksek frekanslı elâstik dalgalar) atenüasyonunu septamak için geliştirilmiş basınca bağımlı modellerinde Walsh(1966) formülasyonlarına kullanarak kuru ve gözeneksiz kayalardaki bu mekaniksel nitelikli sürtünmesel atenüasyonu incelediler. Gözlemler ve deneyler göstermektedir ki belirli basınç artışı esnasında atenüasyon azalmaktadır. Bu tespit, kayaç dokusundaki çatlakların kapanması sonucu enerji kaybını doğurucu çatlak alanlarının(boşlukların) azalmasının doğal sonucu olarak yorumlanmaktadır.

Levykin(1965), çok sayıda magmatik ve metamorfik kayalarda 4 kbar' a varan basınç koşulları altında nem P hemde S dalgalarının atenüasyonunu inceledi. Bu incelemede artan basınçla birlikte başlayan atenüasyon azalışının özellikle 1 kbarlık kritik değerden itibaren oldukça hızlandığı gözlenmiştir. Gerilme(stress) rejimine gelince hidrostatik kökenli olmayan statik gerilmeler altındaki kayalarda atenüasyonun anizotropik davrandığı ortaya konmuştur(Merkulova ve diğ 1972, Walsh ve diğ 1970). Sürtünmesel kayıplara bağlı atenüasyon mekanizmasında Q nitelik faktörü genellikle frekanstan bağımsızdır. Q faktörünün frekanstan olan bu bağımsızlığı üstelik çok geniş bir frekans bandı

içinde geçerlidir.Sürtünmesel kayıplara bağlı atenüasyon özellikle çatlaklar ihtiva eden kuru kayalar ve sıvılara tamamen doygun olmayan(unsaturated) kayalar için düşünülen modeldir.

Sürtünme kökenli mekanizmaya başka bir seçenekte, Termo-Elâstik kökenli atenüasyon mekanizması ile getirilmiştir.Teorisinin esasları ilk kez Zener(1938) ile geliştirilen bu modele göre katı ortamdaki, inhomojenite , eğrisellikler gibi elâstik anizotropi enerji kayıpları doğurabilir.Nevar ki termo-elâstik davranışta sıcaklığa olan bağımlılık fevkalade önemlidir.

Fakat termo-elastik kökenli gelişebilecek atenüasyonda sıcaklığın rolü oldukça küçük kabul edilmektedir(Volarovich and Gurevich 1957, Gordon and Davis 1968). Ancak kayacı oluşturan mineral sistemlerinin ergime noktasına yakın düzeyde etkimeye başlayan sıcaklık koşullarında, gelişen Termal çatlamlar ve kırıklar atenüasyona neden olabilir.

Termo-elâstik davranış kuru kayalardan ziyade, gözenekleri sıvı ile dolmuş kayalarda daha önemli ve hissedilir düzeydedir.Zira gözeneklerdeki sıvıların kaynama noktasına erişen sıcaklık koşullarında gözeneklerdeki sıvının ve gözeneklerin fiziksel durumlarının değişmesi enerji kayıplarına yol açabilecektir.Buna en tipik örnek jeotermal sahalardır.Jeotermal sahalarda atenüasyon oldukça şiddetli ve aktive durumdadır.Keza birden fazla bileşenli karmaşık sistemlerin kritik sıcaklık noktalarına erişen sıcaklık rejimleri altında da atenüasyonun aniden tavar değiştirdiği ve çok arttığı gözlenmektedir.

1.2 Vizkozite ve Sıvı Akışlar Nedeniyle Atenüasyon.

Bir kayaç dokusundaki çatlakların varlığı kayaç içinde küçük bir hacmi kaplasalar dahi, kayacın elâstik özellikleri üzerine oldukça büyük etkilerde bulunur.Özellikle çatlakların sıvılara doygunluk koşulları çok önemli bir etkidir. Çünkü sıvı akışları basınç rejimindeki değişimlere karşı bir tepki niteliğinde gelişir.Akışkanlara(sıvılara) doymuş katılar içindeki çatlakların birbirleriyle olan ilişkilerine göre de kayacın elâstik davranışı değişir.Bu değişime neden olan üç tür çatlaklar arası ilişki rejimi vardır.

Bunlardan birincisi, kayaçta basınç rejimine maruz bölgelerin dışındaki alanlardaki çatlaklar içindeki akışların drenaja uğrattığı çatlak sistemidir.İkincisi izobarik şartlarda bir çatlaktan diğerine olan ilintili(irtibatlı) çatlak sistemidir.Ancak bunlar tüm bünyeye ait değildir.Üçüncüsü, birbirlerinden izole durumda aralarında ilinti olmayan çatlaklara sahip çatlak sistemidir.Tanımlanan bu üç ayrı çatlaklar arası rejimde de, çatlaklar içine hapsolmuş akışların rölâtif

hareketleri veya bir sistemden diğere geçişleri, katının anelâstik vizko-elâstik davranmasına dolayısıyla sismik enerjinin atenüye olmasına(soğurulmasına) neden olurlar.

Sınıflanan bu üç tür çatlaklar arası rejime göre ilgili sıvısal akışların neden olabileceği atenüasyon temelde, ikinci ve üçüncü sırada verilen rejimler dikkate alınarak iki ana grupta ele alınmaktadır. Birinci grup, izole durumda aralarında ilinti olmayan çatlaklar içinde hapsolmuş vizkoz sıvıların diğere deyişle vizkoz inklüzyonların (birikintilerin) içindeki makaslama(shear-kesme) gerilmelerinin rahatlaması(releasing) sonucu gelişen atenüasyondur. Bu atenüasyonda, sıvının akışkanlığına karşı vizkoz direnç salınımlı ortamlarda frekansın fonksiyonudur. Vizkoz rahatlamaların neden olduğu atenüasyon sıvının vizkozlaşma ve gözenek geometrisine bağlı olarak değişmektedir. Walsh(1968,1969), Solomon(1973), Kuster ve Toksöz(1974) tarafından bu mekanizma, danesel ve gözenekli ortamlar için ayrıntılı incelenmiştir.

İkinci grup ise birbirleriyle ilintili(bağlantılı), gözenekli hemde permeabilitesi yüksek çatlakların arasındaki sıvıların akışlarından kaynaklanan atenüasyondur. Bu akış mekanizması yine iki ana kategoride yorumlanır.

a) Dahili(Bünyesel) akışlardır ki literatürde BİOT akışları diye isimlendirilirler. Çok yüksek derecede gözenekli ve gözenekleri birbirleriyle bağlantılı izotropik ortamlarda akustik dalga yayınının incelenmesi(Biot 1956 a,b; 1962 a,b) sonucu saptanan bu akış mekanizması özellikle ultrasonik frekanslarda çok önemlidir. Bu akış mekanizmasında esas olan ilintili gözeneklerin içini dolduran sıvının, çevresine göre rölâtif hareket içinde bulunması nedeniyle gözeneklerin çeperlerine doğru yönde gelişen sıvı akışıdır.

b) Mevcut stress(gerilme) değişimi nedeniyle; stress uyarımlı gelişen rölâtif hacim değişikliklerinden kaynaklanan birbirine çok yakın ve ilintili çatlaklar arasında özellikle gözeneklere doğru yönde gelişen SQUIRT olarak isimlendirilen akışlardır. Bu tür akışlara atfedilen atenüasyon mekanizması ilk kez Mavko ve Nur(1975) tarafından önerilmiştir. Daha sonraları bu mekanizma O'Connell ve Budiansky(1977) ve Budiansky & O'Connell(1980) tarafından sistematik biçimde analiz edilmiştir. SQUIRT akışlara atfedilen atenüasyon mekanizması ultrasonik frekanslarda önemli olmamakla birlikte muhtemelen sonik ve sismik frekanslarda önemli kabul edilmektedir.

Eş bir deyişle; satüre olmuş veya kısmen satüre olmuş gözenekli kayalarda sismik dalgaların atenüasyonu yüksek frekanslarda BİOT türü sıvı akışlardan; alçak frekanslarda ise SQUIRT türü sıvı akışlardan

sorumlu tutulmaktadır.Özetle söylemek gerekirse; akışkan fazlara sahip kayaları ihtiva eden yer kabuğunun(özellikle üst kabuk) belli kesimleri için sıvı akışlar ve vizkoziteden kaynaklanan atenüasyon mekanizmasının geçerliliği çok yüksektir.Keza üst Mantodaki düşük hız zonunun sismik dalgalarda(özellikle S dalgaları) neden olduğu atenüasyon; kısmi ergimeye uğramış akışkan inklüzyonlarındaki vizkoz karakterli makaslama(shear) rahatlamalarından kaynaklanan atenüasyon mekanizması ile açıklanabilir.Benzer şekilde, depremleri önceden haber verme çalışmalarında kullanılan ve sismik dalga hızlarının oranının (V_p / V_s) düşümü için geliştirilen DİLATANS modelinde de ilgili atenüasyon mekanizması BIOT yada SQUIRT türü sıvı akışlara yorumlanabilir.

1.3 Diğer Enerji Kaybettirici Kaynaklar Nedeniyle Atenüasyon.

Bu başlık ismi altında toplanan atenüasyon mekanizmaları yukarıda sözedilen mekanizmalara oranla daha özel koşulları gerektiren ortamlar için düşünülen ve herbiri bir diğerinden oldukça farklı mekanizmalardır.Ancak ortak nitelikleri , kısmen satüre(doymuş) olmuş ortamlara ilişkin olmalarıdır.Bilindiği gibi çoğu kez, yer kabuğunu oluşturan kayalar iki veya daha fazla bileşenden oluşmuş kısmi satürasyona uğramış kayalardır.Bu kısmi satürasyon bazan Gaz-Su bazan Petrol-Gaz, bazanda Petrol-Gaz-Su üçlüsünden oluşabilmiş karmaşık ortamlardır. Kısmi satürasyonun sismik dalga hızları üzerindeki etkileri iyi bilinmesine rağmen , atenüasyon üzerine etkileri hala iyi anlaşılammıştır.

Kısmen satüre olmuş, kayaların gözenekleri içine hapsolmuş gaz kabarcıkları eş deyişle gaz ceplerinin etkileri dikkâte alınarak White(1975) tarafından bünyesel akışları açıklayan modeller üzerinde atenüasyon incelemeleri yapıldı.Bu incelemenin devamı niteliğinde de White ve diğ.(1976) tarafından da benzeri bir çalışma yapıldı.Yapılan incelemeler sonucu akışkan-gaz arakesit yüzeylerindeki basınç farklılığı akışkanların akış karakterini muhtemelen hızlandırmakta ve zenginleştirmektedir.Bunun doğal sonucu olarak ihmâl edilemez düzeyde atenüasyon kendini belli etmektedir.Tabiki bu mekanizmada da gaz ceplerinin geometrisi, gaz-akışkan ilintileri ve düzeyi, hatta bu dokunun tüm kayac içinde ardalanmalı bir yapı göstererek tabakalı görünüm kazanması gibi faktörler, atenüasyonun şiddetini kontrol eden parametrelerdir.

Bu kategoriye dahil edilen atenüasyon mekanizması olarak yine; adsorblanmış uçucu elemanlar içindeki gerilme-uyarımlı diffüzyonlar (Tittman ve diğ 1980), fiziksel hâl değişimlerine eşlik eden faz dönüşümleri içindeki adsorblanmış enerjiler(Spetzler ve Anderson 1968) nedeniyle gelişebilecek atenüasyon seçenekleri verilmektedir.

Bu seçeneklerin özellikle sediman ortamlara ait örneğin deniz tabanını oluşturan ortamlarda çok etkin olabileceği düşünülmektedir. Etkin bir atenuasyon nedenine bağlanabilecek bir mekanizma grubunda SAÇILMA (scattering) kökenli olanıdır. Çok sayıda küçük gözeneklerin dağılmış olduğu ortamlardaki mevcut boşluk geometrisinden kaynaklanan saçılma nedeniyle atenuasyon Kuster ve Toksöz (1974) tarafından incelenmiştir.

Yine kalın sedimanter yataklarda sismik dalgaların kısa dalga boylu enerjilerinin etkin yansıma ve yanıl süreksizliklerden kaynaklanan kayıpları O'Doherty ve Antsey (1971), Schoenberg ve Levin (1974) ve Spencer ve diğ. (1977) tarafından ayrıntılı incelenmiştir. Saçılma kökenli atenuasyon mekanizması frekansa çok şiddetli bağımlıdır.

K A Y N A K L A R

- Biot, M.A., 1956 a, Theory of propagation of elastic waves in a fluid saturated porous solid. I. Low-frequency range: Journ. Acoust. Soc. Am., V. 28, p 168-178.
- Biot, M.A., 1956 b, Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid II. High-frequency range: Journ. Acoust. Soc. Am. V. 28 p 179-191.
- Biot, M.A., 1962 a, Mechanism of deformation and acoustic propagation in porous media. Journ. App. Phys. V. 33 p 1482-1498
- Biot, M.A., 1962 b, Generalized theory of acoustic propagation in porous dissipative media. Journ. Acoust. Soc. Am. V. 34 p 1254-1264.
- Budiansky, B., and O'Connell, R.J., 1980, Bulk dissipation in heterogeneous media, in solid earth geophysics and geotechnology: S. Nemat-Nasser, Ed., App. Mech. Div. Vol. ASME, New-York.
- Gordon, R.B., and Davis, L.A., 1968, Velocity and attenuation of seismic waves in imperfectly elastic rock. Journ. Geophys. Res. vol. 73, p 3917-3935.
- Johnston, D.H., Toksöz, M.N., and Timur, A., 1979, Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks II. mechanisms. Geophysics, V 44 p 691-711.
- Levykin, A.I., 1965, Longitudinal and transverse wave absorption and velocity in rock specimens at multilateral pressure up to 4000 bar/cm² : USSR Geophysics. Series. (eng. Transl) vol 1.
- Kuster, G.t., and Toksöz, M.N., 1974, Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media part I. Theoretical formulations. Geophysics, V. 39 p 587-606.
- Mavko, G.M., and Nur, A., 1975, Melt squirt in the asthenosphere. Journ. Geophysics. Res. V 80, p 1444-1448.
- Merkulova, V.M., Pigulevskiy, E.D., and Tsaplev, U.M., 1972, Sound absorption measurement in uniaxially compressed rocks. USSR. Physics of the solid earth. Vol. 3, p 166-167.
- O'Connell, R.J., and Budiansky, B., 1977, Viscoelastic properties of fluid saturated cracked solids: submitted to J. Geophys. Res. v 82, 5719-5736.
- O'Doherty, R.F., and Antsey, N.A., 1971, Reflections on amplitudes. Geophy. Prosp. V 19, p 430-458.
- Schoenberger, M., and Levin, F.K., 1974, Apparent attenuation due to intrabed multiples. Geophysics, V 39, p 278-291.
- Solomon, S.C., 1973, Shear wave attenuation and melting beneath the mid-Atlantic Ridge. Journ. Geophys. Res. V 78, 6044-6059.

- Spencer, T.W., Edwards, C.M., and Sonnad, J.R., 1977, Seismic wave attenuation in non-resolvable cyclic stratification. *Geophysics*, V 42, p 939-949.
- Spetzler, H., and Anderson, D.L., 1968, The effect of temperature and partial melting on velocity and attenuation in a simple binary system. *Journ. Geophy. Res.*, V 73, p 6051-6060.
- Tittmann, B.R., Clark, V.A., Richardson, J., and Spencer, T.W., 1980, Possible mechanism for seismic attenuation in rocks containing small amounts of volatiles. *Journ. Geophy. Res.* V 85, p 5199-5208.
- Walsh, J.B., 1966, Seismic wave attenuation in rock due to friction. *Journ. Geophy. Res.* V 71, p 2591-2599.
- Walsh, J.B., 1968, Attenuation in partially melted material. *Journ. Geophy. Res.* V 73, p 2209-2216.
- Walsh, J.B., 1969, New analysis of attenuation in partially melted rock. *Journ. Geophy. Res.* V 74, p 4333-4337.
- Walsh, J.B., Brace, W.F., and Wawerisk, W.R., 1970, Attenuation of stress waves in Ceder city quartz diorite. Air Force Weapons Lab. Tech. Rep. AFWL-TR-70-8
- White, J.E., 1975, Computed seismic speeds and attenuation in rocks with partial gas saturation. *Geophysica* V 40, p 224-232.
- White, J.E., Mikhaylova, N.G., and Lyakhovitskiy, F.M., 1976, Low-frequency seismic waves in fluid saturated layered rocks. *Phys. Solid Earth. Trans. Izv.* V.11, p 654-659.
- Volarovich, M.P., and Gurevich, G.I., 1957, Investigation of dynamic moduli of elasticity for rocks in relation to temperature. *Bull. Acad. Sci. USSR, Geophysc.* No.4 p 1-9.
- Zener, C., 1938, Internal friction in solids, 2. General Theory of thermo-elastic internal friction. *Phys. Rev.* V 53, 90-99.

GÖLLER BÖLGESİNİN DEPREMSELLİĞİ

Ahmet YILMAZTÜRK (*)

Özer KENAR (*)

ÖZET

Göller Bölgesinin depremselliğini belirlemek amacıyla yapılan bu çalışmada jeolojik ve sismolojik veriler değerlendirilerek bölgede oluşan depremlerin kaynağı durumundaki levhaların günümüzdeki konumuna açıklık getirilmeye çalışılmıştır.

Tarihsel ve günümüz aletsel verilerinin zaman ve uzay boyutlarındaki dağılımları incelenerek bölgenin günümüzdeki deprem etkinliği araştırılmıştır.

Günümüzdeki deprem etkinliğinin bir ölçütü olan magnitüd-frekans ilişkileri değişik magnitüd aralıkları için hesaplanmıştır. Deprem episanlarının dağılımının bölgesel tektonik birimlerle olan ilişkisi ve odakların derinlik dağılımları araştırılmıştır. 1900-1985 yılları arasındaki inceleme periyodu dikkate alınarak magnitüdü $M > 4$ olan depremlerin yıllık ortalama oluşumlarına göre :

$$\log N = 6.31 - 0.85 M$$

ve yıllık uç değerlerine göre de ;

$$\log N = 3.16 - 0.67 M$$

şeklinde magnitüd-frekans bağıntıları elde edilmiştir.

Bölgede gelecekte oluşabilecek depremlerin etkinliğinin ve geri dönüş periyodlarının belirlenebilmesi için uç değerler ile yıllık ortalama değerler yöntemlerinden yararlanılmıştır.

(*) Karadeniz Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, TRABZON

Bölgede oluşan depremlerin Ege, Anadolu ve Afrika Levhalarının hareketlerine bağlı olarak meydana geldikleri; Afrika Levhası altına dalım şekli ve doğrultusu saptanmıştır.

ABSTRACT

Geological and seismological data have been interpreted in order to determine the seismic activity around the region of Burdur. Since the plate movements in that region are considered as the cause of the earthquakes, the region has also been studied by the view of "Plate Tectonics" concept. Spatial and temporal distribution of historic and recent earthquake data have been analyzed for the determination of the seismic activity.

Frequency-magnitude relations which are measure of seismic activity, are obtained for some magnitude intervals. Relations between epicenter distribution and tectonic units; and focal depth distribution have also been investigated.

For earthquakes which magnitudes are greater than or equal to 4, the relation

$$\log N = 6.31 - 0.85 M$$

has been obtained using mean number of events occurred per year. By the method of extreme values this relation takes the form

$$\log N = 3.16 - 0.67 M$$

It has also been determined that earthquakes in the area occurred due to the movement of Aegean, Anatolian and African Plates; and geometry of subduction of African Plate beneath Anatolia.

GİRİŞ

Genel anlamda depremlerin zaman ve uzay boyutundaki dağılım fonksiyonlarını içeren problemler olarak adlandırılan depremsellik çalışmalarının bir amacı da belirli bir zaman periyodu içerisinde bir bölgede meydana gelebilecek en büyük yer ivmesini önceden kestirebilmektir.

21

Gelecekte oluşabilecek depremlerin etkinliğinin ve geri dönüş periyodlarının belirlenebilmesi için geçmişte meydana gelen depremlerin oluş tarihi, episantr koordinatları, magnitüd veya şiddeti, odak dağılımı, ivme kayıtları ve azalım ilişkilerinin bilinmesi gerekir. Yapılacak çalışmanın sağlıklı olabilmesi için inceleme süresinin mümkün olduğu kadar geniş tutulması ve mevcut verilerin güvenilir olması gerekir. Deprem parametrelerinin sağlıklı bir şekilde tesbit edilebilmesi ise aletsel çalışmalarla mümkündür. Deprem kayıt istasyonlarının yeterince sık olması, küçük magnitüdü depremleri daha duyarlı bir şekilde kayıt etmeye ve bunlarla ilgili parametreleri gerçeğe yakın bir doğrulukla belirlenmeye olanak sağlar.

İncelenen bölge (28° - 32° E, 36° - 39° N) koordinatları arasındaki alanı kapsamaktadır. Çalışmada kullanılan deprem parametreleri İTÜ Arz Fiziği Enstitüsü, NOAA ve Kandilli Rasathanesinin bültenlerinden sağlanmıştır. Bu bölgede 1900-1985 yılları arasında $M > 4$ olan 523 deprem meydana gelmiştir. Bunlardan 212 tanesinin magnitüdü 4.0-4.5 arasında değişmektedir. $M > 5.0$ olan depremlerin sayısı ise 121 dir.

BÖLGENİN JEOTEKTONİK KONUMU

İnceleme alanımız olan Göller Bölgesi, Güneybatı Anadolu'da yer almaktadır. Ege Bölgesinin tektonik yapısı Doğu Akdeniz'in tektonik oluşumu ile yakından ilişkilidir. Bölgedeki volkanik faaliyetler genel olarak Lias'tan başlayarak Üst Neojen ve Kuaterner'e kadar devam etmiştir. Bölgedeki Kula, Karadağ-Karaman yörelerindeki volkanitlerin Ege hendeği ile ilgili olduğu belirtilmektedir (Borsi ve diğ. 1972, Fytikas ve diğ. 1976). Ancak, günümüzde Ege ve Kıbrıs sismik yay kuşaklarının Burdur ve civarında kesiştiği bilinmektedir. Yine her iki sismik yay kuşağının birbirinden bağımsız olarak gelişen yitim zonlarıyla ilgili olduğu dikkate alındığında Kula, Karadağ-Karaman dolaylarındaki volkanik faaliyetlerin kaynakları farklı düşünülebilir. Fytikas ve diğ. (1976) ne göre Ege ada yaylarındaki volkanikler yaklaşık 2.7-3 my önce gelişen volkanizma ile oluşmağa başlamıştır. Oysa, Keller ve diğ. (1977)'de, Beyşehir-Seydişehir dolaylarındaki volkanitlerin yaklaşık 12 my öncesine ait eski bir yitim zonuyla ilgili olduğu belirtilmektedir. O halde Şekil 1'de yaklaşık yerleri işaretlenen volkanizma olaylarının kaynağı farklı olmalıdır.

Türkiye'nin Neojen esnasında kitle halinde yükselmesiyle ilgili olarak meydana gelmiş genç faylar bölgedeki Büyük ve Küçük Menderes vadileri ile Gediz vadisi kenarlarında, Denizli-Acıpayam çevresinde ve Sultan Dağları'nın doğu kenarlarında yer alır. Bunlar eğim atımlı normal ve ters faylardır (Ketin, 1959, 1960, 1966).

Toroslar'da iç kısımlar kuzeye, Orta Anadolu Masifi'ne doğru, dış kavisler ise güneye, Akdeniz'e doğru itilmişlerdir. Bindirmelerdeki hareket miktarı en fazla 30 km kadardır (Blumenthal, 1951). Bu bakımdan Türkiye'deki tektonik birimler üst üste değil, daha ziyade yan yana bulunmaktadır.

Denizli-Sarayköy-Buldan yörelerindeki normal faylanmalar doğu-batı, kuzey-güney, kuzeydoğu-güneybatı, kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu olup, bunlar yeni tektonik dönemde oluşmuş tortulları daha yaşlı temel kayalarından ayırmaktadır. Büyük depremler çoğunlukla bu fay takımlarının kesişme yerlerinde oluşmaktadır. 1963 Tefenni ve 1971 Burdur depremleri, Burdur Grabeni'ni sınırlayan kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu faylarla, kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu Alaşehir-Sarayköy faylarının kesişme yerlerinde meydana gelmiştir. Bölge genelde kuzeybatı-güneydoğu doğrultusunda çekme (tansiyon) kuvvetlerinin etkisi altındadır. Bölgedeki başlıca kırık hatları Şekil 1'de görülmektedir.

Ege Denizi ve Doğu Akdeniz'deki genç ve aktif tektonizma güncel bir konu olan Levha Tektoniği kuramı kapsamı içinde büyük önem taşımaktadır. Alp-Himalaya deprem kuşağının en aktif kısmı, Türkiye ve Yunanistan'ı içine alan bölgedir. Güneybatı Anadolu; Afrika, Anadolu ve Ege levhalarının kesişme bölgesi olup, yoğun deprem faaliyetlerine sahne olmaktadır. Bu bölgede meydana gelen Burdur depreminin (12.5.1971) odak mekanizmasının incelenmesinden, faylar arası dökünüm faylanması (arc-to-arc transform fault) modeli Alptekin (1973) tarafından önerilmektedir. Büyüksıkışıklı (1979) bölgede meydana gelen depremlerin episantr haritalarından ve odak mekanizması çözümlerinden, Antalya Körfezi açıklarında bir yitme zonunun bulunduğunu belirtmektedir.

DEPREM OLUŞUMLARININ ZAMAN VE UZAY DAĞILIMLARI

Deprem oluşumunun gelecekteki etkinliğini, Poisson ve Markov modellerine dayanan yöntemleri kullanarak tahmin etmek mümkündür. Bunlardan Markov modeli, Reid (1911) tarafından ortaya konulan "Elastik Geri Tepme Kuramı"nı esas almaktadır. Deprem oluşumlarının Poisson modeline uygunluk gösterebilmesi için;

- Belirli bir kaynakta oluşabilecek depremin, diğer bir kaynakta meydana gelecek olan bir depremden etkilenmediği,
- Gelecekteki olayların geçmişteki olaylardan istatistiksel olarak bağımsız olduğu,
- Aynı zamanda ve aynı yerde iki ayrı depremin olma olasılığının yok denecek kadar az veya sıfır olduğu varsayımından hareket edilir.

Poisson dağılımına göre δt zaman aralığında M magnitüdünden büyük n tane deprem olma olasılığı,

$$P(n,t) = e^{-\lambda\delta t} (\lambda\delta t)^n / n! \quad (1)$$

bağıntısı ile verilir. Burada λ , birim zaman süresinde oluşan deprem sayısıdır. Depremlerin yıllık sayılarının gerçek dağılımı ise;

$$P(n) = n_i / \sum n_i \quad (2)$$

şeklinde ifade edilmektedir. Buradaki n_i , i sayısındaki depremin yıllık oluşumudur. İncelenen bölgede T zaman periyodu (85 yıl) içerisinde oluşmuş depremlerin zaman dağılımları Tablo 1'de verilmektedir. Bu verilerin (1) ve (2) bağıntısına göre hesap edilen gerçek ve teorik Poisson dağılımları Şekil 2'de görülmektedir.

İnceleme bölgesinde T periyodu içerisinde oluşmuş depremlerin odak dağılımını göstermek üzere 1° lik boylamlar için blok diyagramlar çizilmiştir. Bölgenin güneybatısında yer alan depremlerin derinlik dağılımı, $37^\circ N$ enlemi güneyinde farklı özellik gösterir. Derin depremlerin tamamen $36^\circ N$ enlemi içerisinde kaldığı görülür (Şekil 3). $37^\circ N$ enlemin-den itibaren kuzeye doğru sığ odaklı depremler yer almaktadır.

TABLO 1: Bölgede 1900-1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin zaman dağılımı.

YIL	Oluş sayısı	YIL	Oluş sayısı	YIL	Oluş sayısı	YIL	Oluş sayısı
1900	1	1922	6	1943	5	1964	8
1901	-	1923	1	1944	-	1965	10
1902	1	1924	2	1945	1	1966	12
1903	1	1925	22	1946	2	1967	12
1904	1	1926	9	1947	2	1968	3
1905	-	1927	3	1948	3	1969	18
1906	2	1928	3	1949	1	1970	45
1907	-	1929	3	1950	2	1971	77
1908	-	1930	1	1951	2	1972	4
1909	-	1931	5	1952	1	1973	14
1910	1	1932	1	1953	2	1974	8
1911	1	1933	4	1954	1	1975	9
1912	-	1934	3	1955	-	1976	13
1913	-	1935	-	1956	2	1977	17
1914	17	1936	5	1957	6	1978	12
1915	-	1937	1	1958	3	1979	15
1916	-	1938	2	1959	16	1980	10
1917	1	1939	3	1960	20	1981	10
1918	4	1940	1	1961	3	1982	5
1919	3	1941	9	1962	-	1983	2
1920	6	1942	1	1963	9	1984	14
1921	2						

Denizli civarındaki depremler de genellikle sığ odaklıdır (Şekil 4). Denizli'nin güneydoğusunda yer alan yoğun episantr ve buna bağlı olarak hiposantr dağılımı, 1971'de oluşan Burdur depremleriyle ilişkilidir. Güneyde, Akdeniz içerisinde "sismik boşluk" olarak nitelendirilebilecek bir alan vardır (Şekil 4). Antalya'nın güneyinde ve güneydoğusunda derin odaklı depremler yer almaktadır (Şekil 5). Afyon civarındaki olayların tamamen Moho süreksizliği içerisinde kaldığı görülür. Antalya'nın kuzeydoğusu ise sismik aktivite yönünden sakindir (Şekil 6).

MAGNİTÜD-FREKANS İLİŞKİSİ

Belirli bir sahada meydana gelmiş depremlerin frekans dağılımı aşağıdaki şekilde gösterilebilir (Richter, 1958).

$$\log N = a - bM \quad (3)$$

Burada N , M değerine eşit veya daha büyük magnitüd şoklarının sayısı, a ve b ise katsayılarıdır. İncelenen bölge için magnitüd alt sınırı $M_0 = 4.0$, üst sınır ise $M_1 = 7.4$ olarak belirlenmiştir. Verilerin magnitüd dağılımı Tablo 2'de verilmiştir. (3) bağıntısındaki a ve b katsayıları $M = 0.1$ için en küçük kareler yöntemi ile hesaplanarak;

$$\log N = 6.31 - 0.85 M \quad (4)$$

şeklinde bulunmuştur.

TABLO 2: Bölgede 1900-1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin magnitüdüne göre dağılımı ($\Delta M = 0.1$).

M_i	N_i	Küm.N	M_i	N_i	Küm.N	M_i	N_i	Küm.N
4.0	26	523	5.2	17	85	6.4	-	8
4.1	39	497	5.3	12	68	6.5	1	8
4.2	36	458	5.4	8	56	6.6	1	7
4.3	56	422	5.5	7	48	6.7	2	6
4.4	55	366	5.6	8	41	6.8	1	4
4.5	54	311	5.7	6	33	6.9	1	3
4.6	45	257	5.8	3	27	7.0	1	2
4.7	36	212	5.9	6	24	7.1	-	1
4.8	33	176	6.0	7	18	7.2	-	1
4.9	22	143	6.1	-	11	7.3	-	1
5.0	22	121	6.2	2	11	7.4	-	1
5.1	14	99	6.3	1	9			

T periyodu (85 yıl) içerisinde meydana gelen depremlerin magnitüd ortalaması aşağıdaki bağıntıdan hesaplanabilir:

$$\bar{M} = \frac{\sum M_i N_i}{\sum N_i} \quad (5)$$

Burada M_i , magnitüdüler; N_i ise her M_i değerine karşılık olan frekanslardır. (5) bağıntısına göre $\bar{M} = 4.67$ olarak bulunur. Magnitüd dizisinin ağırlıklı aritmetik ortalaması ise;

$$\bar{M}_{ağ} = \frac{\sum M_i N_i W_i}{\sum N_i W_i} \quad (6)$$

bağıntısından hesaplanarak $\bar{M}_{ağ} = 4.99$ bulunmuştur. Buradaki W_i , herbir gruba verilen ağırlığı gösterir.

Depremlerin normal ve kümülatif frekanslarından hesaplanan bağıntılardan sismik risk hesabında yararlanılabilir.

Gutenberg-Richter bağıntısı olarak bilinen (3) denklemi;

$$N(M) = 10^{a-bM} \quad (7)$$

şeklinde yazılabilir. Bunun, incelenen zaman periyoduna (T) bölünmesiyle;

$$N(M)/T = 10^{a-bM}/T \quad (8)$$

elde edilir. Bu ifadenin her iki tarafının logaritması alınır;

$$\log (N(M)/T) = a - bM - \log T \quad (9)$$

olur. Bu son bağıntıda $a_1 = a - \log T$ yazılırsa,

$$(N(M)/T) = 10^{a_1 - bM} \quad (10)$$

şeklini alır. Buradan bulunan $N(M)$ değeri, M_0 değerine eşit veya ondan büyük depremlerin yıllık ortalama oluş sayıdır. Depremlerin zaman da-

ğılımları (1) bağıntısına göre $e^{-\lambda\delta t}$ gibi negatif üstel bir ifadeyle gösterilebilir. Bu zaman dağılımlarının l'den olan farkı "sismik risk"i verecektir:

$$R = 1 - e^{-N(M)T} \quad (11)$$

(4) bağıntısındaki a değeri kullanıldığında $a_1 = 4.38$ bulunur. (11) bağıntısına göre herbir magnitüd değeri için yıllık ortalama deprem sayısı ve değişik T değerleri kullanılarak hesaplanan verilerin grafiği Şekil 7'de görülmektedir.

GUMBEL EXTREM DEĞERLER YÖNTEMİ

Gumbel Extrem Değerler Yönteminin esası, yıllık maksimum deprem magnitüdülerinin kullanılmasına dayanır. İncelenen zaman periyodu aralığında yıllık maksimum deprem magnitüdülerinin kümülatif dağılımından elde edilen regresyon katsayılarına göre Gumbel bağıntısı şu şekilde tanımlanmaktadır:

$$G(M) = e^{-\alpha e^{-\beta M}} \quad (12)$$

Buradaki α ve β ile (3) bağıntısındaki a ve b parametreleri arasındaki ilişkiler;

$$a = \log \alpha \quad (13)$$

$$b = \beta \log e \quad (14)$$

şeklindedir. Yıllık maksimum magnitüdü için magnitüd-frekans ilişkisinin hesaplanması Tablo 3'de verilmektedir. Bu değerlere göre, bölge için magnitüd-frekans ilişkisi;

$$\log N = 3.16 - 0.67 M \quad (15)$$

olarak hesaplanmıştır. T zaman periyodu içerisinde oluşmuş depremlerin Gumbel'e göre kümülatif dağılımı Şekil 8'de görülmektedir. N, magnitüdü

TABLO 3: Bölgede 1900-1985 yılları arasında oluşmuş depremlerin maksimum magnitüdülerine göre dağılımı ve magnitüd-frekans ilişkisindeki parametrelerin E.K.K.Y ile hesaplanması.

M_1	J	J/T	G(M)	$N - \ln G$	LogN	$M_1 \log N$	M_1^2
4.0	14	0.16	0.16	1.8325	0.263	1.052	16.00
4.1	2	0.02	0.18	1.7147	0.234	0.959	16.81
4.2	1	0.01	0.19	1.6607	0.220	0.924	17.64
4.3	1	0.01	0.21	1.5606	0.193	0.810	18.49
4.5	1	0.01	0.22	1.5141	0.180	0.810	20.25
4.6	3	0.03	0.25	1.3862	0.141	0.648	21.16
4.7	4	0.04	0.30	1.2039	0.080	0.376	22.09
4.8	5	0.05	0.36	1.0216	0.009	0.043	23.04
4.9	5	0.05	0.42	0.8675	-0.061	-0.299	24.01
5.0	8	0.09	0.51	0.6733	-0.171	-0.855	25.00
5.1	1	0.01	0.52	0.6539	-0.184	-0.938	26.01
5.2	3	0.03	0.56	0.5798	-0.236	-1.227	27.04
5.3	4	0.04	0.61	0.4942	-0.306	-1.622	28.09
5.4	5	0.05	0.67	0.4004	-0.397	-2.144	29.16
5.5	2	0.02	0.69	0.3710	-0.430	-2.365	30.25
5.6	3	0.03	0.72	0.3285	-0.483	-2.705	31.36
5.7	4	0.04	0.77	0.2613	-0.582	-3.317	32.49
5.8	1	0.01	0.78	0.2484	-0.604	-3.503	33.64
5.9	5	0.05	0.84	0.1743	-0.758	-4.472	34.81
6.0	4	0.04	0.89	0.1165	-0.933	-5.599	36.00
6.2	1	0.01	0.90	0.1053	-0.977	-6.057	38.44
6.3	1	0.01	0.91	0.0943	-1.025	-6.457	39.49
6.5	1	0.01	0.92	0.0833	-1.709	-7.013	42.25
6.6	1	0.01	0.94	0.0618	-1.209	-7.979	43.56
6.7	1	0.01	0.95	0.0512	-1.290	-8.643	44.89
6.8	1	0.01	0.96	0.4008	-1.389	-9.445	46.24
6.9	1	0.01	0.97	0.0304	-1.517	-10.467	47.61
7.0	1	0.01	0.98	0.0202	-1.694	-11.858	49.00
7.4	1	0.01	0.99	0.0100	-2.000	-14.800	54.76

M veya daha büyük olan depremlerin yıllık sayısı olmak üzere, Gumbel ve Gutenberg-Richter bağıntısı arasında;

$$N = \alpha e^{-\beta M} = -\ln G \quad (16)$$

ilişkisi mevcuttur. Yıllık risk ise Gumbel dağılımının 1'den olan farkıdır.

$$R = 1 - G = 1 - e^{-\alpha e^{-\beta M}} \quad (17)$$

(17) bağıntısına göre hesaplanan yıllık risk-magnitüd ilişkisi Şekil 9 da verilmektedir.

DERİNLİK KESİTLERİ

İncelenen bölgenin günümüzdeki sismo-tektonik konumunu ayrıntılı olarak görebilmek için enlem ve boylam doğrultularında 0.4° lik alanlar için derinlik kesitleri alınmıştır. Bu kesitlerin yorumlanmasında korelasyonu sağlamak ve Afrika Levhasının Anadolu Levhası altına dalım şeklini ve doğrultusunu saptamak için çakıştırma yoluna gidilmiştir.

Şekil 10'da a,b,c,d,e ile gösterilen derinlik kesitleri sırasıyla $31.6^\circ\text{E}-32.0^\circ\text{E}$, $30.8^\circ\text{E}-31.2^\circ\text{E}$, $29.8^\circ\text{E}-30.2^\circ\text{E}$, $28.8^\circ\text{E}-29.2^\circ\text{E}$, $28.0^\circ\text{E}-28.4^\circ\text{E}$ boylamlarına aittir. Bu kesitler incelendiğinde; Afrika Levhasının Anadolu Levhası altına yaklaşık 40° lik bir eğimle daldığı görülür (Şekil 10-e). Söz konusu dalım bir kama görünümünde olup, $28.8^\circ\text{E}-29.2^\circ\text{E}$ boylamında sığ derinliğe doğru kubbemsi bir yapı teşkil etmektedir (Şekil 10-d). $29.8^\circ\text{E}-30.2^\circ\text{E}$ boylamının güneyinde tekrar derin depremlerin yer aldığı görülmektedir (Şekil 10-c). Bu depremler, muhtemelen daha doğuda yer alan $30.8^\circ\text{E}-31.2^\circ\text{E}$ boylamında bariz bir şekilde görülen ve yaklaşık eğimi 50° olan kama şeklindeki yapının batı kesimiyle ilgilidir (Şekil 10-b). Doğu kısmında ise aynı yapının daha sığ derinliğe doğru devam ettiği düşünülmektedir (Şekil 10-a).

Şekil 11'de yine 0.4° lik alanlar için enlem doğrultularında alınan kesitler görülüyor. Burada a,b,c,d ile gösterilen derinlik kesitleri;

36.0°N-36.4°N, 36.8°N-37.2°N, 37.8°N-38.2°N, 38.6°N-39.0°N enlemlerine aittir. Bu kesitler incelenirse, derin depremlerin güneybatı kesiminde yer aldığı görülür (Şekil 11-d). Burada görülen yapının sınırları, deprem odaklarının dağılımı yanı sıra episantr konumları da dikkate alınarak belirlenmiştir. 30.5°E boylamından itibaren levha sınırında bir değişim söz konusudur. 36.8°N-37.2°N enlemine ait kesit (Şekil 11-c), Şekil 11-d'de görülen yapıyla yaklaşık aynı karakterdedir. Fakat, 30.5°E boylamından 31.0°E boylamına doğru daha derin olan depremler farklı bir yapı arz etmektedir (Şekil 11-c). Bu kesitte görülen $h = 300$ km (?) ve $h = 100$ km derinliğindeki depremler, bölgenin güneyindeki yapıyla ilgili değildir. Kuzeye doğru gidildikçe depremler odaklarının Moho süreksizliğine kadar olan kabuk içerisinde kaldığı görülür (Şekil 11-a,b).

Şekil 12'de a ve b ile gösterilen kesitler, enlemlere paralel olarak alınan derinlik kesitlerinin bir nevi birleştirilmesiyle elde edilmiş olup, sırasıyla 37.0°N ve 36.0°N enlemlerinde oluşmuş depremlerin odak dağılımlarını içermektedir. Her iki derinlik kesitinde görülen yapı sınırlarını oluşturan sismik verilerin yeryüzündeki dağılımı Şekil 12-c'de görülmektedir. Burada, episantr noktaları üzerinde görülen rakamlar odak derinliklerini göstermektedir. Hiposantir'ları Moho süreksizliğinden daha derin olan depremler 38.0°N enleminden daha kuzeye geçmemektedir.

Şekil 12-a,b'de görülen ve sınırları çizilen kubbemsi yapıları oluşturan verilerin yeryüzündeki episantr dağılımları birleştirildiğinde; bölgenin kuzeyine doğru dalım gösteren bir yapı ortaya çıkar (Şekil 12-c). Ege ve Kıbrıs sismik yay kuşakları arasında görülen sıç odaklı depremler, derinlik kesitlerinde sınırları belirlenen kubbemsi yapının sırtını teşkil etmektedir. Yüzeydeki episantr dağılımı ve derinlik kesitleri incelendiğinde; Yardımcı burnu ile Antalya arasında bir fay olduğu görülür. Bu fay'ın, levha hareketlerine bağlı olarak gelişen doğrultu atımlı bir fay olduğu düşünülmektedir.

SONUÇLAR

Burdur ve civarının depremselliğini incelemek amacıyla yapılan bu çalışmada, özellikle levha tektoniği açısından sismolojik veriler değerlendirilmeye çalışılmıştır. Bölgede meydana gelmiş tarihsel ve aletsel dönemlere ait depremler araştırılıp incelenerek aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

Deprem odaklarının derinlik dağılımından Ege, Anadolu ve Afrika Levhalarının hareketleri saptanmağa çalışılmıştır. Göller bölgesi bu üç levha'nın kesiştiği kesimdedir. Güneybatı Anadolu'da ve Ege Denizi'nde meydana gelen depremlerin odak mekanizmaları Bölgenin güncel tektoniğini açığa çıkarmaktadır. Kıta-Okyanus Levha sınırlarında, Okyanus Levhalarının kıta Litosfer'inin altına daldığı yerlerde sıkışma rejimi hakim olup, meydana gelen depremlerin odak mekanizmaları ters faylanmaları, buradan kıta içine doğru sırayla doğrultu atımlı ve en içte de normal faylanmaları vermektedir. Ege Denizi'nin güneydoğusunda meydana gelmiş depremlerin odak mekanizmaları ters faylanma, Batı Anadolu'nun iç kesimlerinde normal faylanmalar göstermekte, Güneybatı Anadolu'daki depremlerin odak mekanizmaları incelendiğinde ise karmaşık bir durum görülmektedir (Alptekin, 1973, McKenzie, 1978). Güneybatı Anadolu depremlerinin odak mekanizmaları genelde normal faylanma göstermekte olup, bunlardan bazılarında doğrultu atım bileşeni görülmektedir.

Ayrıca Şekil 10 ve 11'deki derinlik kesitlerinde Akdeniz'den Anadolu'ya doğru deprem odaklarının sığılaştığı, güneyde odak derinliklerinin 150 km'ye kadar ulaştığı görülmektedir. 29° doğu boylamının doğusunda yitimin batıya göre daha az eğime sahip olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 10).

Doğu-batı doğrultusunda yaklaşık 0.5° enlem farklarındaki derinlik kesitlerinde odak derinlikleri batıya doğru artmakta (Şekil 10 a,b), 30° doğu boylamında (Şekil 10-c) iki deprem dışında deprem odakları yer-kabuğu içinde kalmaktadır. Bunun batısında ise (Şekil 10 d,e) deprem odakları, güneyden-kuzeye doğru dalımı destekleyecek biçimde derinleşmektedir.

Bu gözlemlere göre bölgedeki yapı modeli şu şekilde yorumlanabilmektedir.

1) Deprem odak derinlikleri Akdeniz ve Ege Denizi'nin altında en çok 150 km ye kadar uzanmakta, Anadolu'nun altında ise kabuk altında depremlere rastlanmamaktadır. Buna göre Bölge'de çok genç ve yeni başlamış bir yitme olayı vardır.

2) Afrika levhasının Anadolu Yarımadası altına dalımı, Antalya'nın doğusunda ve batısında farklı eğim ve hız'da gelişmektedir. Doğuda daha sığ derinlikte olan dalımın eğimi fazla olmasına karşın batıda derine doğru inen levhanın dalım eğimi daha azdır. Bölgenin güneybatısında görülen 100-150 km derinlikteki deprem odakları doğuya doğru sığlaşmakta ve 30°E boylamından itibaren tekrar derinleşmektedir.

3) Afrika Levhası kuzeye doğru kubbemsi bir yapı oluşturarak Anadolu Yarımadası altına dalmaktadır.

Burdur ve Isparta illerinin kuzeyinde ve güneydoğusunda deprem oluşumu itibariyle sakin alanlar bulunmaktadır. İncelenen bölgede $M > 4.0$ için magnitüd-frekans ilişkisi,

$$\log N = 6.31 - 0.85 M$$

olarak bulunmuştur. Daha önce yapılan çalışmalara oranla a ve b değerlerinde bir artış meydana gelmiştir. a parametresi, gözlem periyodunun ve sismik aktivitenin artmasıyla artmıştır. Bölgede son senelerde oluşan depremlerin genellikle sığ odaklı olması ve incelenen zaman periyodunun genişlemesiyle b değerinde de artış meydana gelmiştir.

İncelenen bölge için genel olarak hesaplanan ve yıllık ortalama oluşumlara dayanan sismik risk hesabında $M = 5.0$ olan bir depremin geri dönüş periyodu 63 yıldır. 12.5.1971 Burdur depremi büyüklüğüne ($M_s = 5.5$) karşı gelen yaklaşık 150 cm/sn lik bir ivme değerinin Burdur ve civarı için aşılma olasılığı %1.58 olarak bulunmuştur.

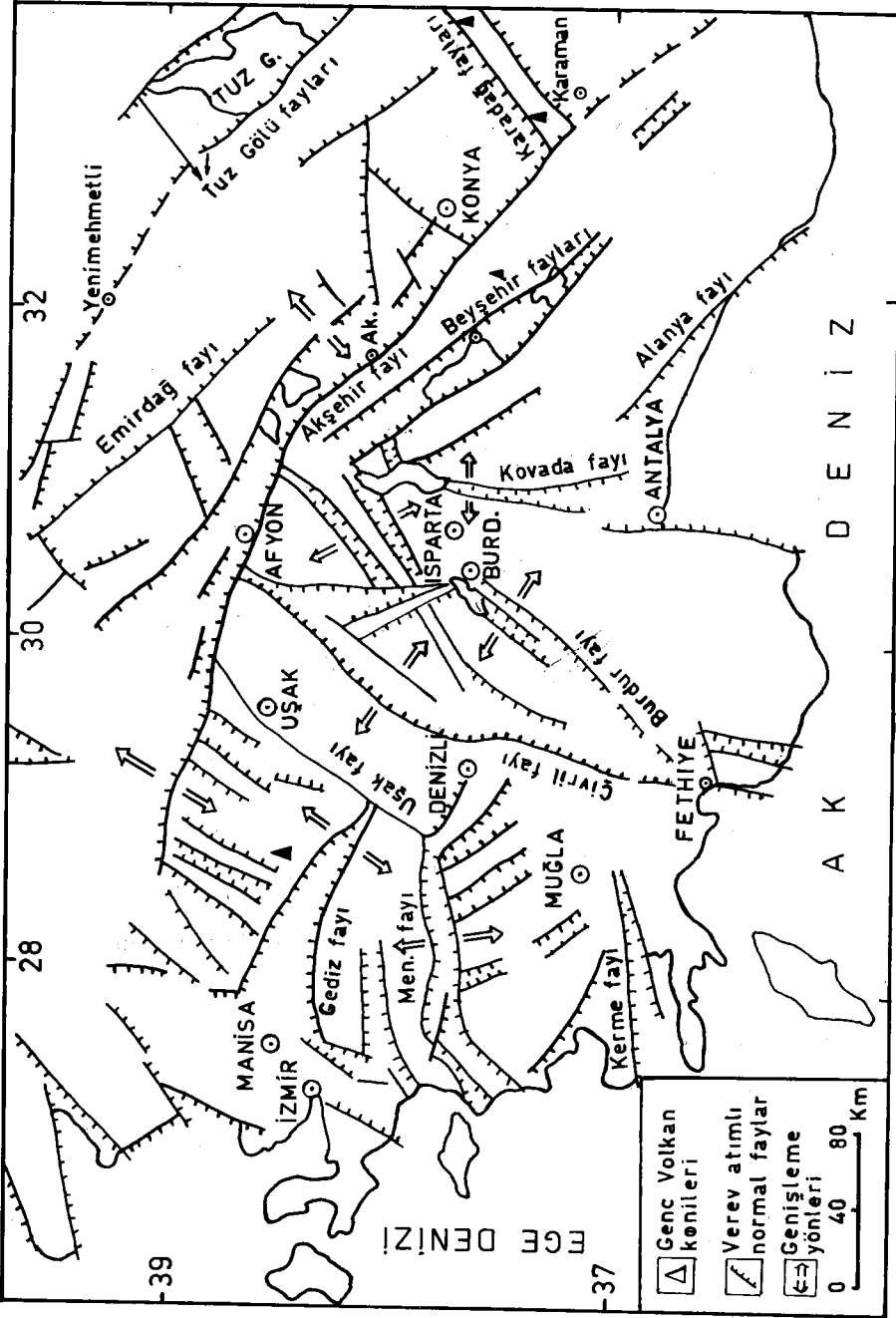
KAYNAKLAR

- Alptekin,Ö., 1973, Focal Mechanisms of Earthquakes Western Turkey and Their Tectonic Implications: PhD Thesis, Socorro, New Mexico Institute of Mining and Technology, 189 p.
- Blumenthal,M.M., 1951, Batı Toroslar'da Alanya ard Ülkesinde Jeolojik İncelemeler. M.T.A. Enstitüsü yayını. 5, 194 s.
- Borsi,S.,Ferrara,G., Innocenti,F., Mazzuoli,R., 1972, Geochronology and Petrology of Recent Volcanics of Eastern Aegean Sea.Bull. Volc. 36, 473-496.
- Büyükaşıkoğlu,S., 1979, Sismolojik Verilere Göre Güney Anadolu ve Doğu Akdeniz'de Avrasya-Afrika Levha Sınırının Özellikleri, Doçentlik Tezi, İTÜ Maden-Fakültesi, İstanbul.
- Ergin,K., Z.Uz ve U.Güçlü, 1967, Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu (M.S.11 yılından 1964 sonuna kadar), İ.T.Ü. Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü Yay., No.24, İstanbul.
- Ergin,K., U.Güçlü ve G.Aksoy, 1971, Türkiye ve Dolaylarının Deprem Kataloğu(1965-1970), İ.T.Ü. Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü Yay., No.28, İstanbul.
- Fytikas,M., Giuliani,O., Innocenti,F., Marinelli,G., Mazzuoli,R., 1976, Geochronological Data on Recent Magmatism of the Aegean Sea. Tectonophysics, 31, T29-T34.
- Gumbel,E.J., 1958, Statistics of Extremes.Colombia Univ. Press,New York.
- Keller,J., Jung,D., Burgath,K., Wolff,F., 1977, Geologie und Petrologie des Neogenen Kalkalkali-Vulkanismus Von Konya. Geologisches Jahrbuch, 25, 37-117.
- Ketin,I., 1959, Türkiye'nin Orojenik Gelişmesi. M.T.A. Dergisi, sayı:53. ANKARA.
- Ketin,I., 1960, Türkiye Tektonik Haritası Hakkında Açıklama. M.T.A. Dergisi - ANKARA.
- Ketin,I., 1966, Tectonic Units of Anatolia. M.T.A.Dergisi.Sayı:66, s.23-34.
- Koçyiğit,A., 1984, Güneybatı Türkiye ve Yakın Dolayında Levha İçi Yeni Tektonik Gelişim.TJKB, c:27. Sayı:1.

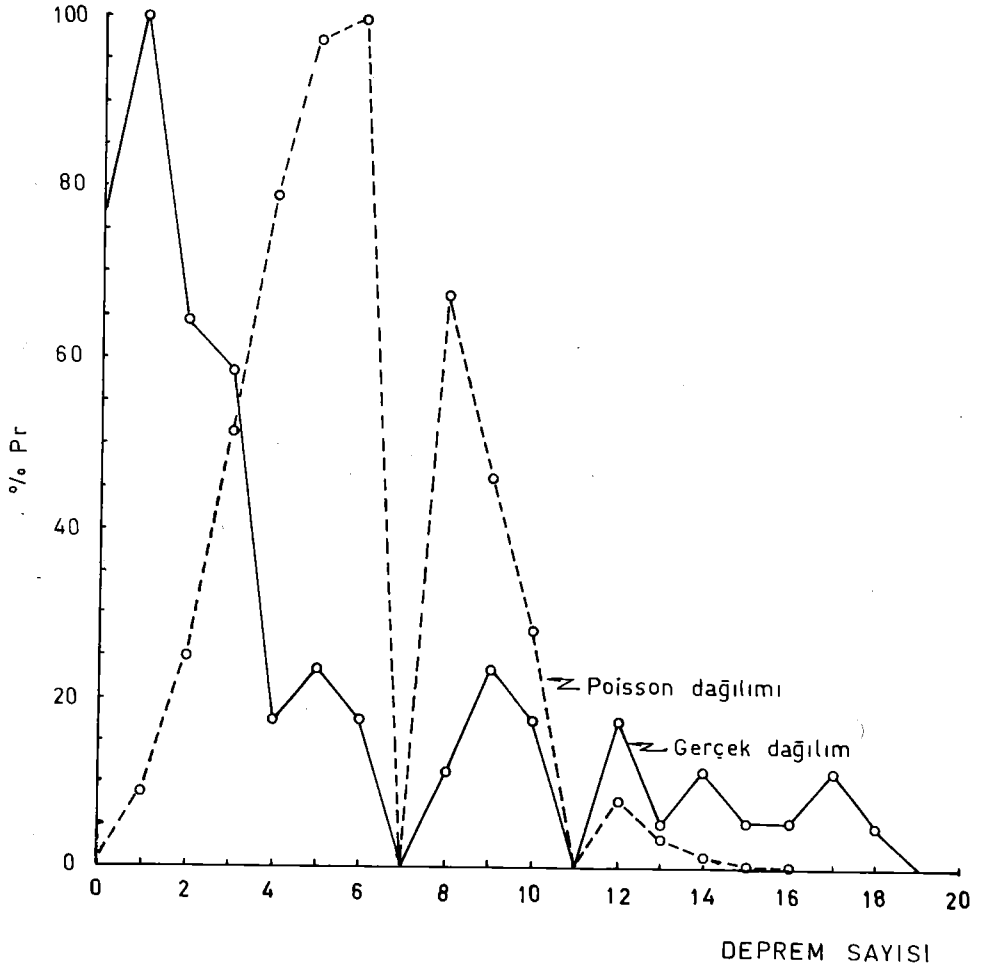
- McKenzie,D., 1978, Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: The Aegean Sea and Surrounding Regions, Jeophys. J.R.astr. Soc.55, 217-254.
- Reid,H.F., 1911, The Elastic Rebound Theory of Earthquakes. Univ. of California. Department of Geology. Bull. 6.
- Richter,C.F., 1958, Elementary Seismology. W.H. Freeman and Co. San Francisco.

TEŞEKKÜR

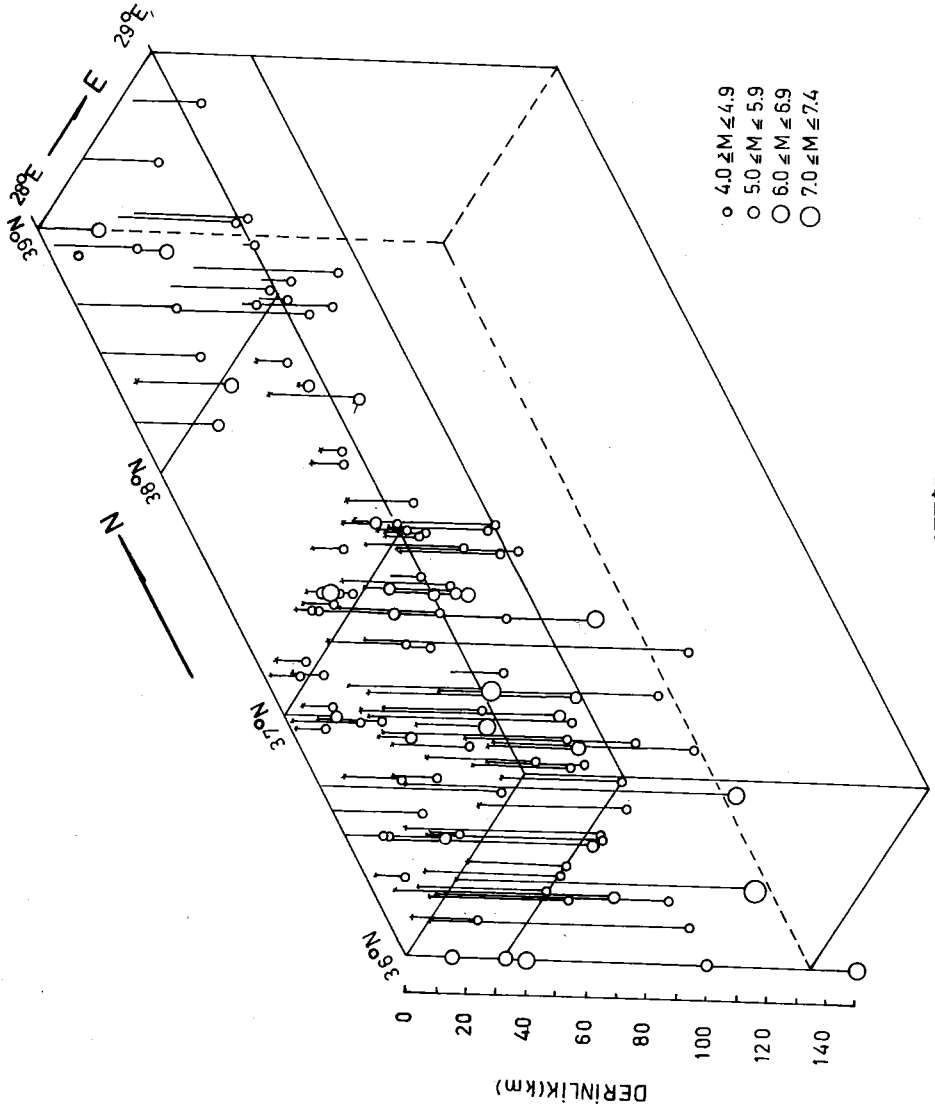
Çalışmamız sırasında görüşlerinden yararlandığımız Prof.Dr.Ömer Alptekin ve Yrd.Doç.Dr.Osman Bektaş'a; bilgisayar çalışmalarındaki yardımlarından dolayı Araş.Gör.Mithat Fırat Üzer'e; 1981-1985 dönemine ait verilerin kullanılmasına izin veren Deprem Araştırma Dairesi ile sağladıkları kolaylıklar nedeniyle K.Ü. Bilgi İşlem Merkezi'ne teşekkür ederiz.



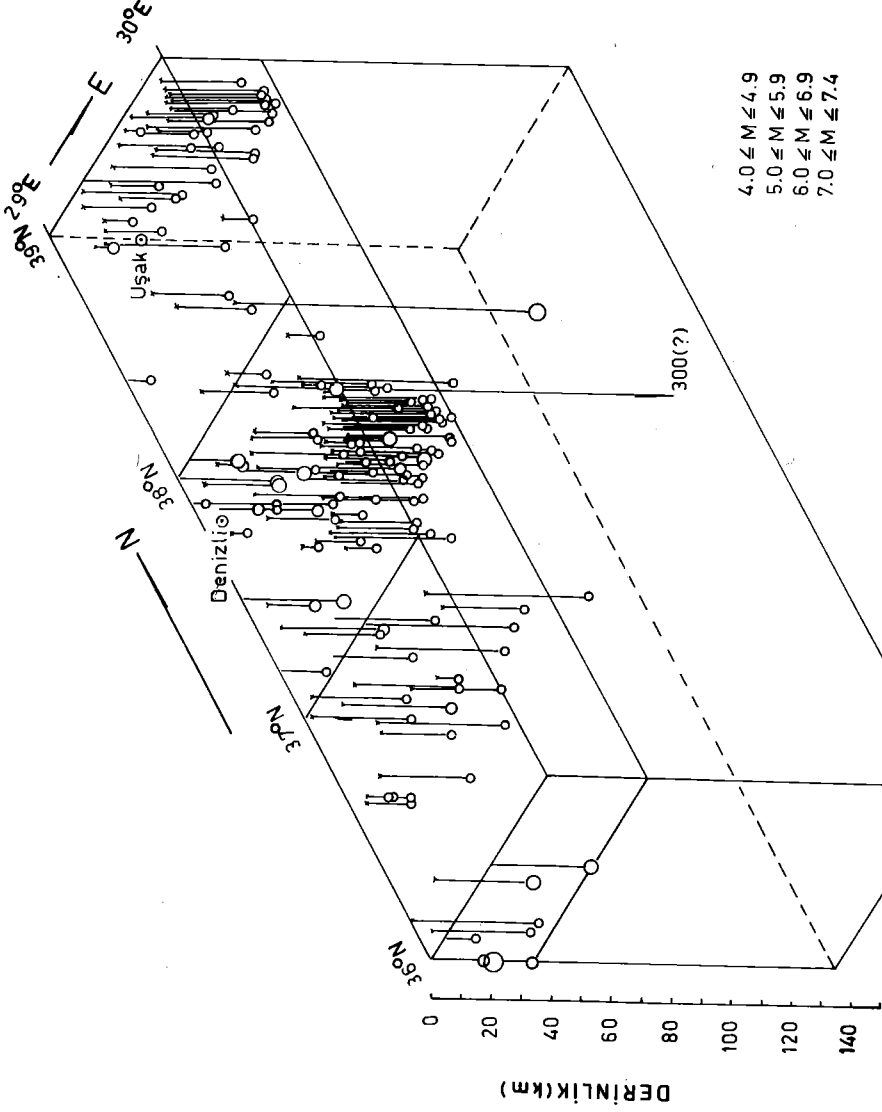
ŞEKİL 1



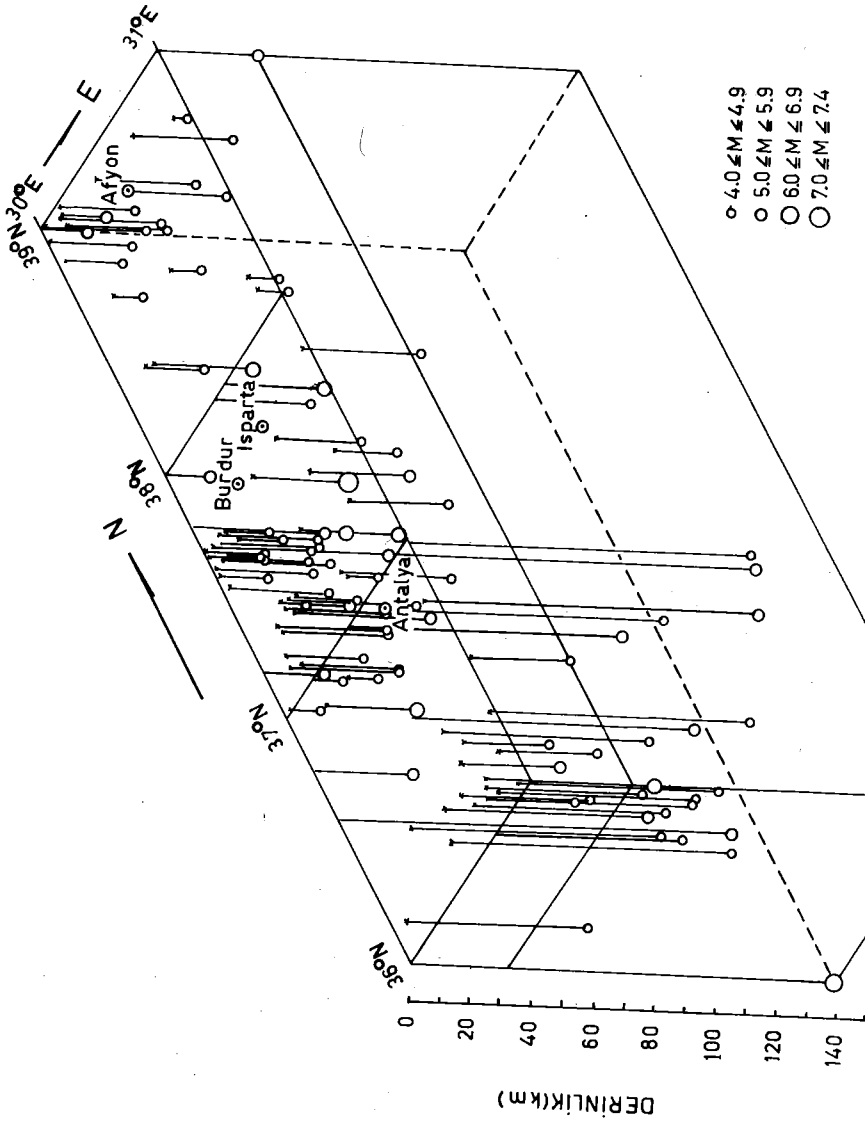
ŞEKİL 2



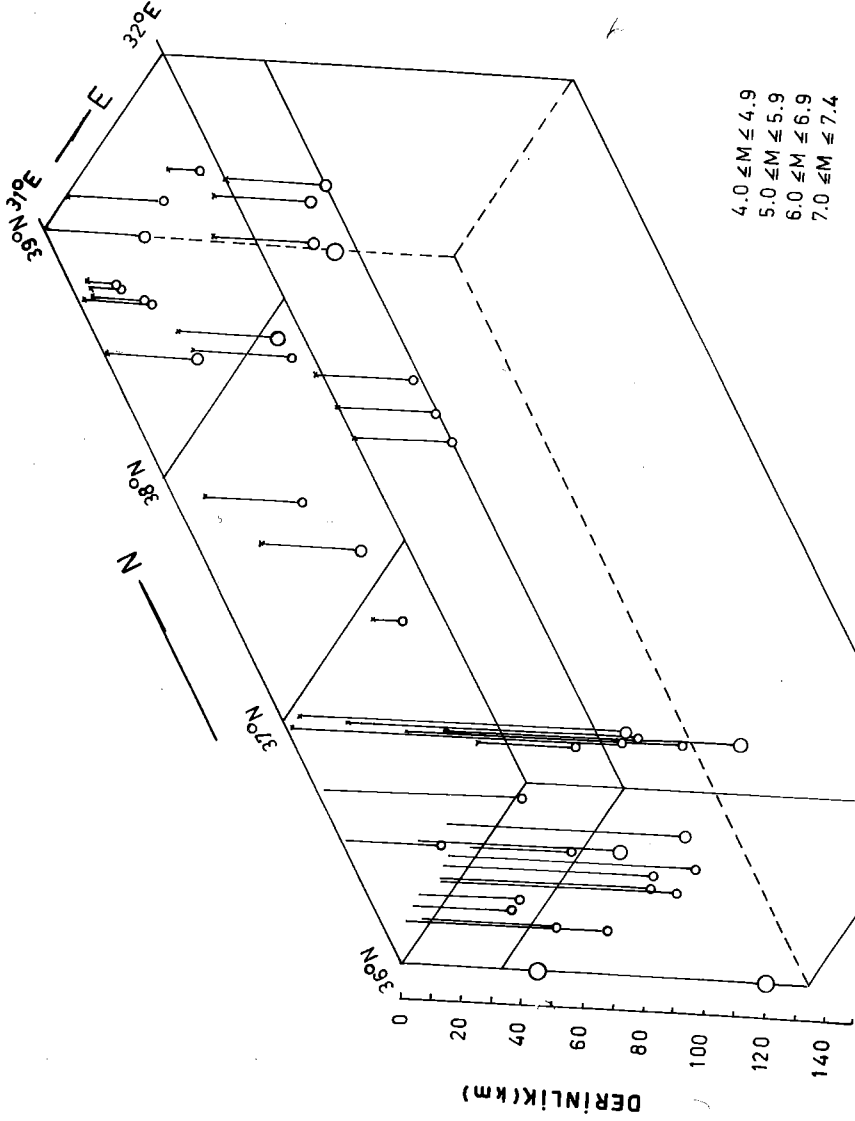
ŞEKLİ 3



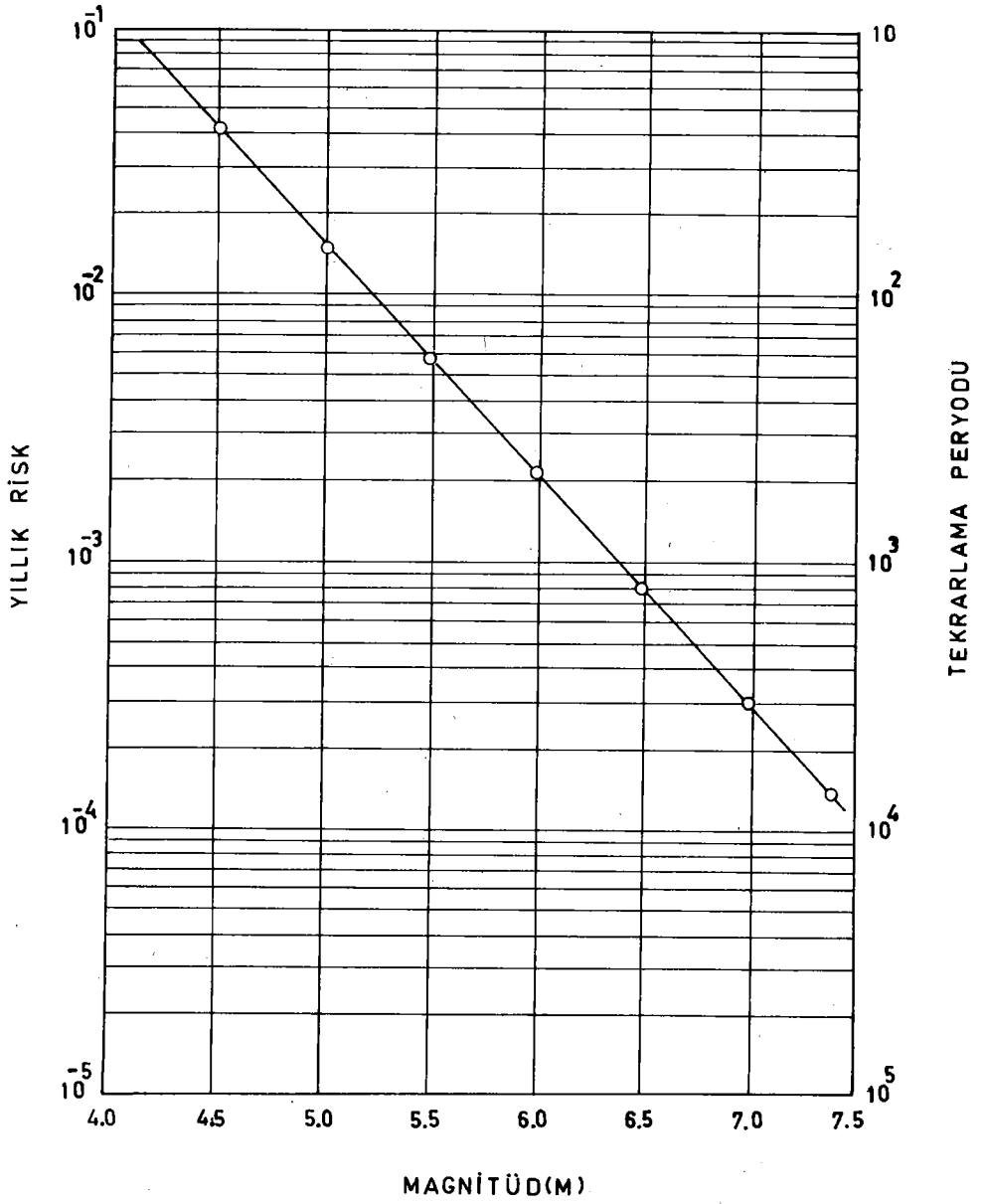
ŞEKİL 4



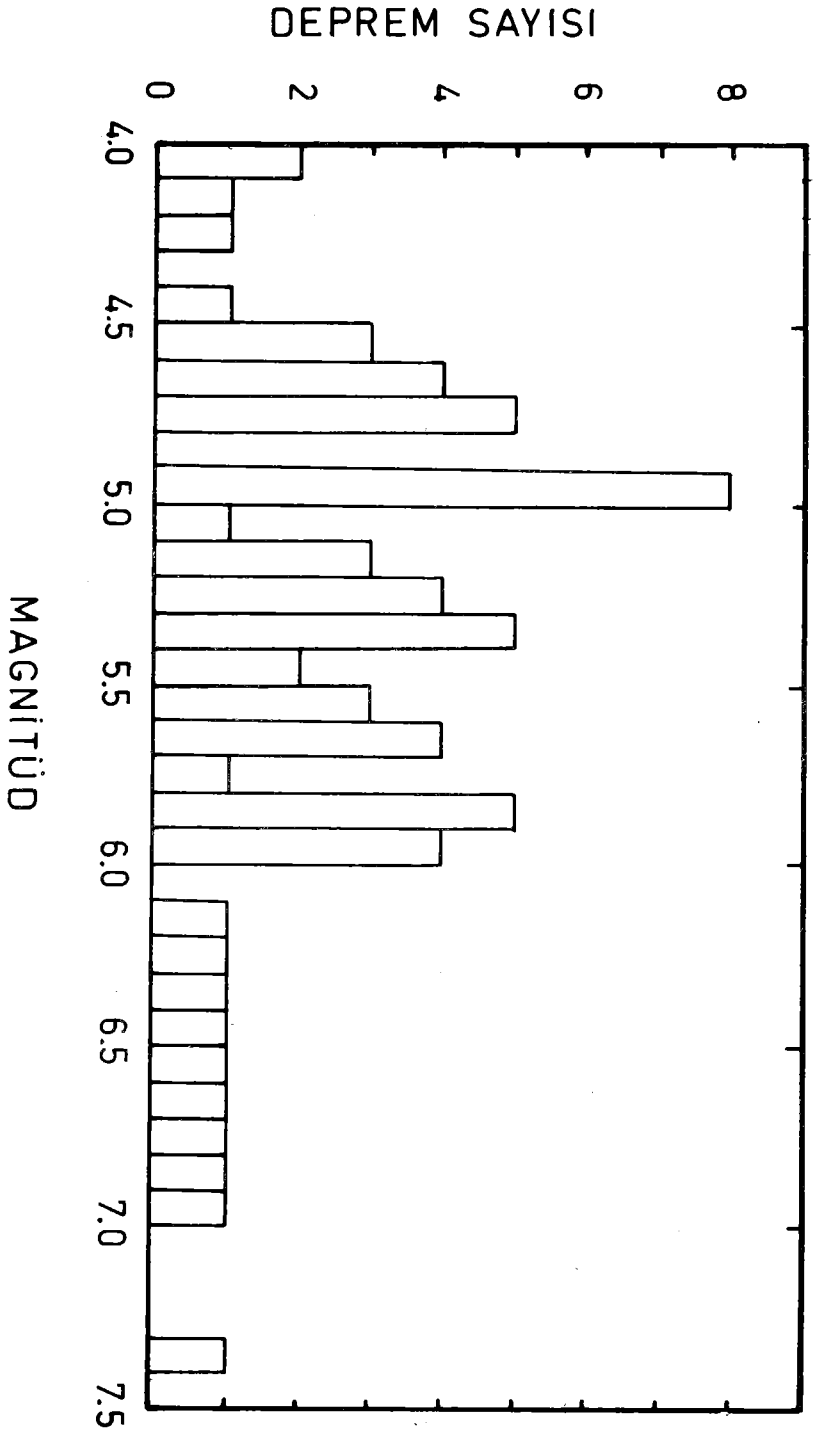
ŞEKİL 5



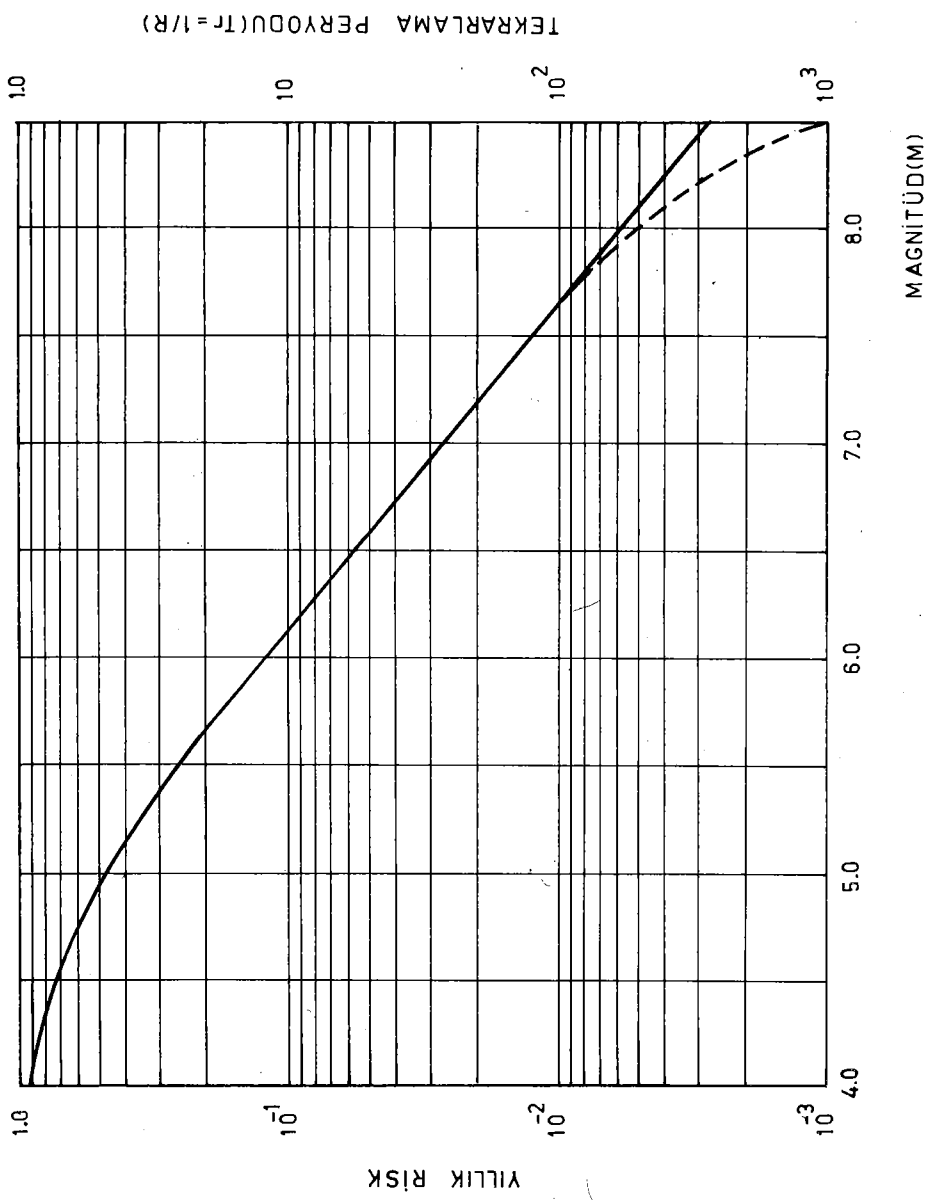
ŞEKİL 6



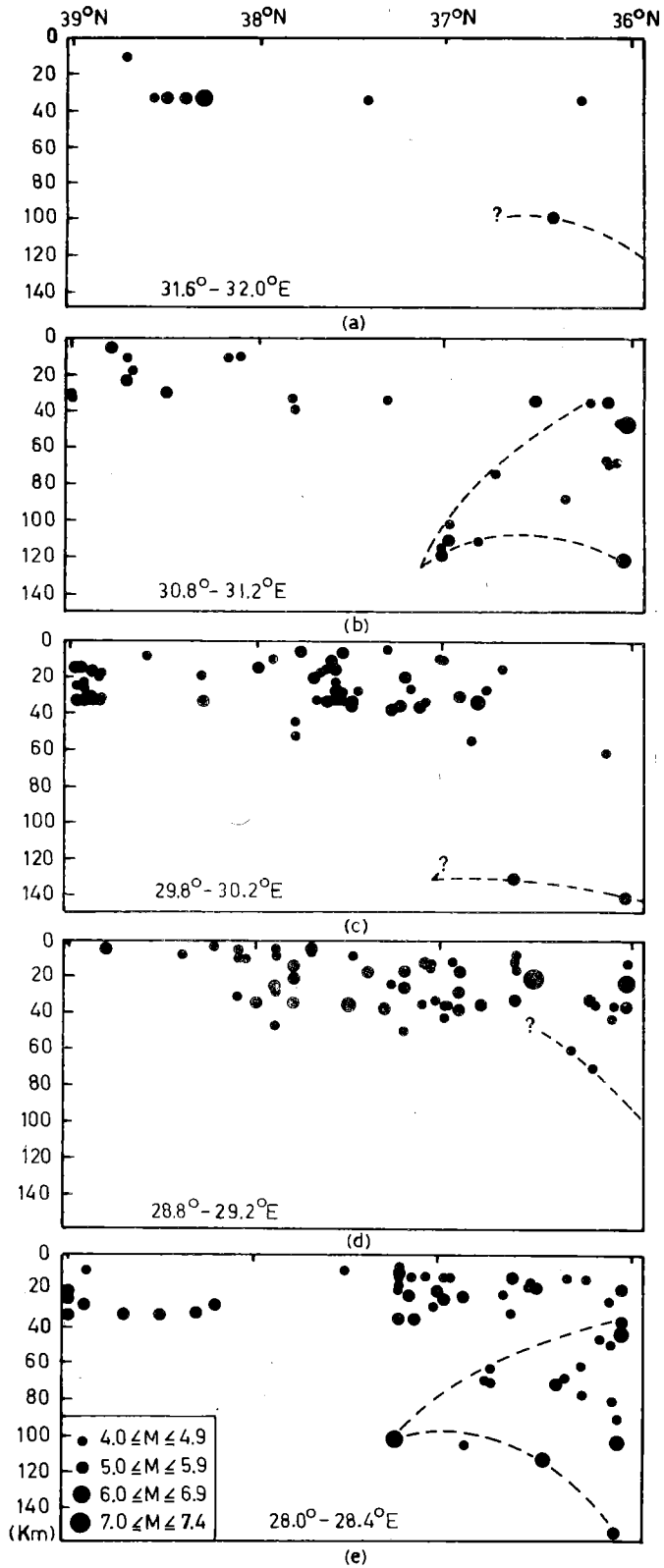
ŞEKİL 7

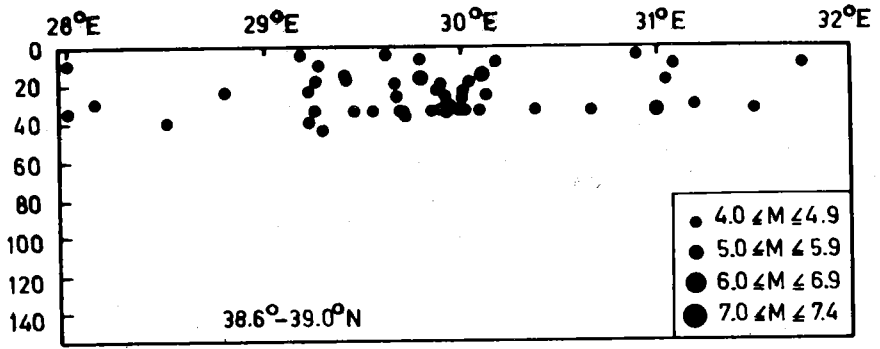


ŞEKLİ 8

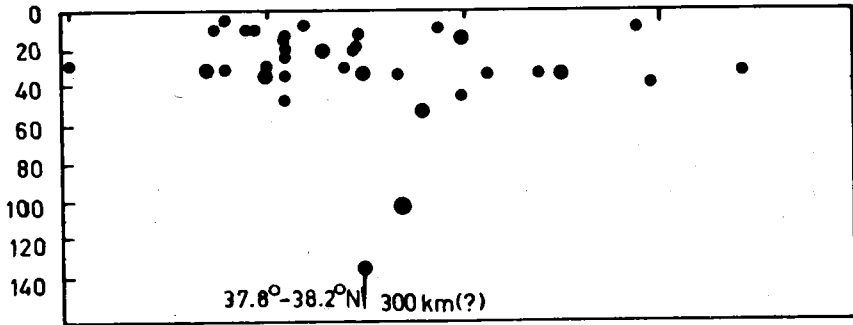


ŞEKİL 9

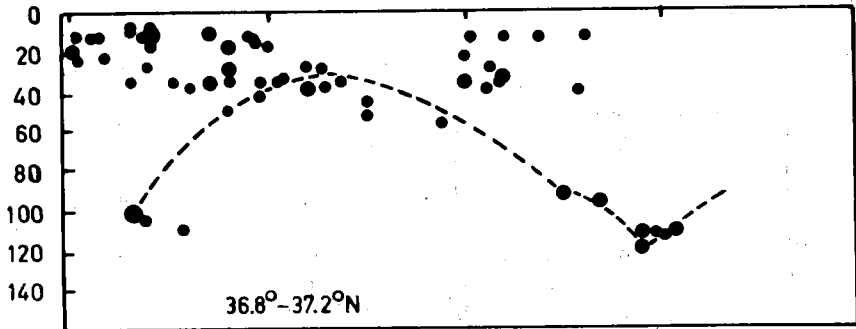




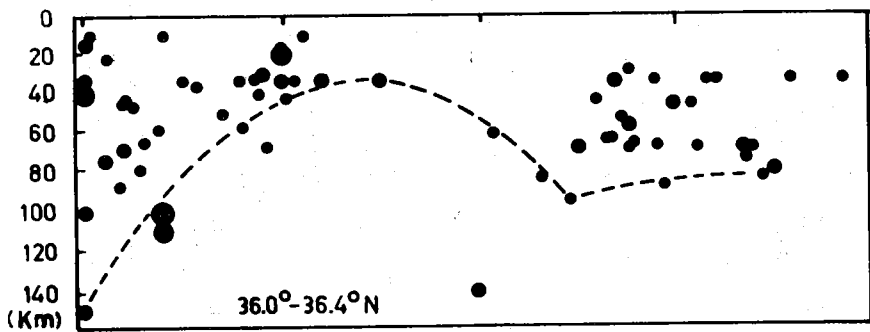
(a)



(b)

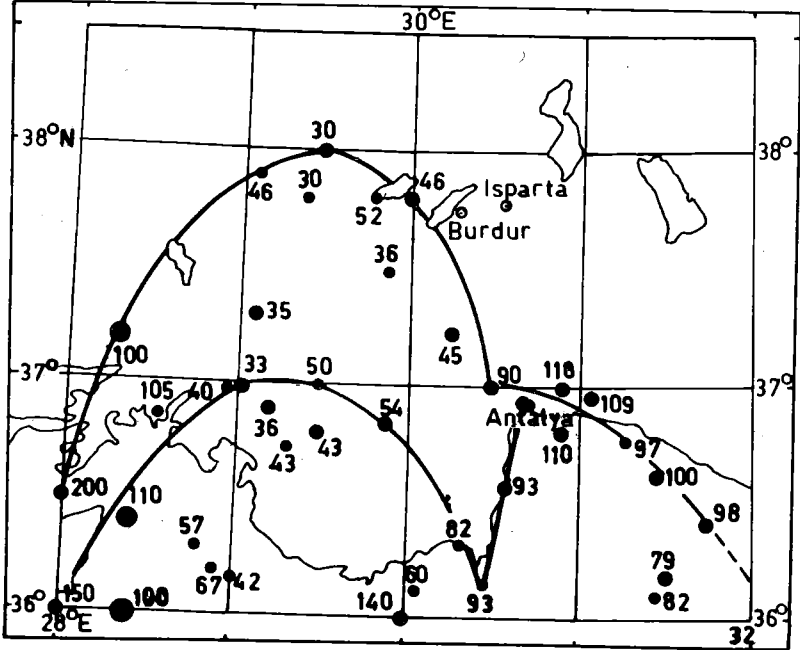
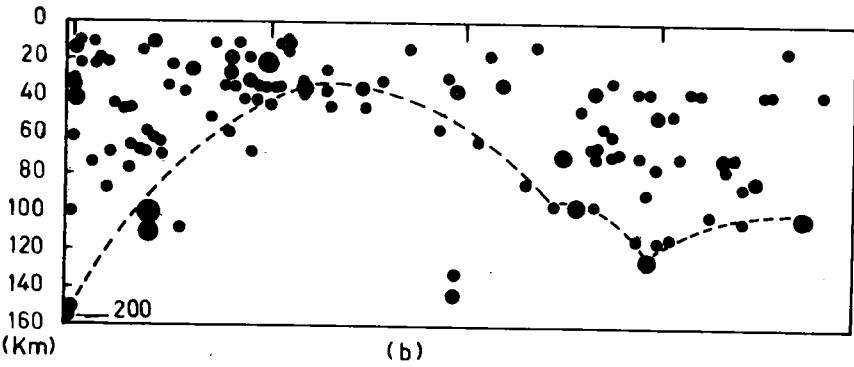
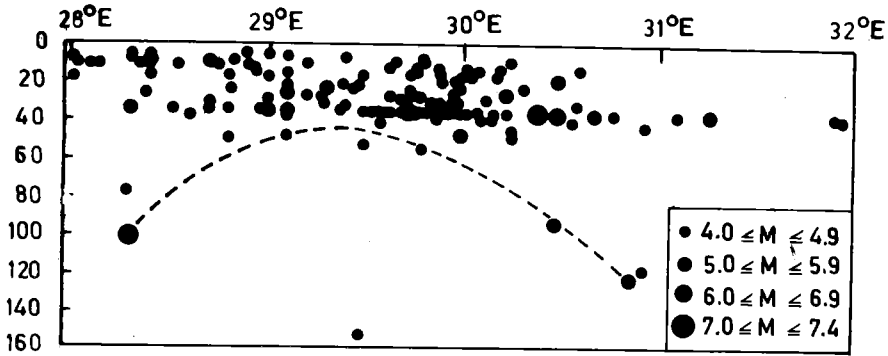


(c)



(d)

ŞEKİL 11



ŞEKİL 12

5/5/1986 ve 6/6/1986 Doğanşehir Depremleri ve Doğu Anadolu
Fay Zonu İle İlişkisi

Dr.Üstün KIYAK^x, Doğan KALAFAT^{xx}, Dr.Öğuz GÜNDOĞDU^x

ÖZET

1986 yılı Mayıs ve Haziran aylarında Doğu Anadolu Fay Zonu üzerinde Doğanşehir depremleri olarak isimlendirilen iki deprem oluşmuştur. Magnitütleri $M_s = 5.8$ ve $M_s = 5.6$ olarak verilen depremlerin içmerkezleri 10 km derinde yer almaktadır. Depremlerde toplam olarak sekiz kişi ölmüş, kırkdört kişi yaralanmış ve yerleşim bölgelerinde önemli ölçüde hasar meydana gelmiştir. Bu çalışma ile Doğanşehir depremlerinin fay düzlemi çözümleri yapılmış ve depremlerin sol yönlü doğrultu atımlı faylanmalarla ilişkili olduğu anlaşılmıştır.

Doğanşehir depremlerinin önemi, Doğu Anadolu Fay Zonu üzerinde olmalarının yanı sıra, 5 Mayıs 1986 tarihli birinci şokun Sürğü Barajı gövdesinde önemli sayılabilecek nitelikte hasar yaratmış olmasından kaynaklanmaktadır. Aslında her iki depremin de magnitütleri önemli hasar oluşturacak kadar büyük değildir. Ancak, gerek deprem bölgesinde ki yapı türleri, gerekse yapı malzemelerinin ve işçiliğin kötü kaliteli olması, hasarın umulanın üzerinde gerçekleşmesinin nedenlerini oluşturmaktadır.

x-İÜ. Müh. Fak. Jeofizik Mühendisliği Bölümü

xx-BÜ. Kandilli Rasathanesi

ABSTRACT

In 5/5/1986 and 6/6/1986 two moderate earthquakes were occurred near the town of Doğanşehir on the East Anatolian Fault Zone with the magnitudes $M_s = 5.8$ and $M_s = 5.6$ respectively. The first event caused some damages on the body of Sürgü Dam which is situated approximately fifteen kilometers far from the epicentre of the earthquake. This was the first earthquake, created some damages on a barrage in the Turkey until now. Although, the magnitudes of the two events have not been big enough to create heavy damage on the buildings. But, because of the construction style, building material and low quality workmanship, the unexpected hazard has happened on the houses in the earthquake area.

In frame of this study the fault plane solutions have been obtained of 5 May 1986 and 6 June 1986 shocks. Beside of this, the fault plane solution of 14 June 1964 Malatya earthquake has been obtained. According to the fault plane solutions all three earthquakes are related with the left lateral strike slip faultings. This result is in a very good harmony with the tectonic feature of investigation area.

Giriş

Türkiye ve yakın çevresine ilişkin tektonik hareketleri inceleyen ve bazı levha tektoniği modelleri ortaya atan çalışmalar 1970'li yıllardan itibaren yapılmaya başlanmıştır. Bu anlamda ilk çalışma McKenzie(1972) tarafından gerçekleştirilmiş ve daha sonra Alptekin(1973), Ketin(1976), Şengör(1982) gibi araştırmacılar yeni levha modellerini öne sürmüşlerdir(Şekil 1). Bütün bu levha modellerinde başlıca iki büyük fay zonu yer almakta ve Türkiye levhasının kuzey ve doğu sınırlarını oluşturmaktadırlar. Bunlardan bir tanesi Kuzey Anadolu Fay Zonu, diğeri Doğu Anadolu Fay Zonu'dur. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun varlığı bilim adamlarınca 1939 Erzincan depreminden sonra anlaşılmıştır. Bu tarihi izleyen süre içinde, günümüze kadar Kuzey Anadolu Fay Zonu ile ilgili olarak yüzden fazla araştırma yapılmıştır. Doğu Anadolu Fayı'nın varlığı ise ilk olarak 1969'da Allen tarafından anlaşılmış daha sonra Arpat ve Şaroğlu fay zonu'nun varlığını kesinleştirmişler ve Doğu Anadolu Fay Zonu olarak adlandırmışlardır(Arpat ve Şaroğlu, 1972). Sol yönlü doğrultu atımlı bir faylanma olan Doğu Anadolu Fay Zonu'nun Miyosenden sonra oluştuğu tahmin edilmektedir(Arpat ve Şaroğlu, 1972). Doğu Anadolu Fay Zonu kuzeyde Karlıova civarında Kuzey Anadolu Fay Zonu ile kesişmekte güneybatı'da ise, Malatya ve Adıyaman arasından geçtikten sonra sona ermektedir(Büyükaşıkoglu, 1980).

Alp-Himalaya kıvrımlı kuşağı üzerinde yer alan Türkiye ve çevresindeki levha hareketlerini Afrika, Avrasya ve güneydoğu'da Hint-Avustralya levhalarının karşılıklı etkileşimleri yönlendir-

mektedir. Bu etkileşimlerin bir sonucu olarak da Doğu Anadolu Fay Zonu üzerinde ve çevresinde zaman zaman yıkıcı depremler oluşmaktadır. Doğu Anadolu Fay Zonu'nun ilginç bir özelliği de $38^{\circ}.00$ Kuzey enlemi ile $38^{\circ}.50$ Doğu boylamının belirlediği nokta civarında Güneydoğu Anadolu Bindirme Zonu ile kesişiyor olmasıdır. Güneydoğu Anadolu Bindirme Zonu Eyidoğan(1983) tarafından incelenmiştir.

Eyidoğan'a göre bu zon, bir kıta kıta çarpışmasının sınırını oluşturmaktadır. Güneydoğu Anadolu Bindirme Zonu üzerinde aletsel sismoloji döneminde(1900'den sonra) yıkıcı nitelikte 1975 Lice depremi oluşmuştur. Doğu Anadolu Fay Zonu üzerinde de 1971 tarihinde gene yıkıcı nitelikte olan Bingöl depremi meydana gelmiştir(Şekil 2). Bu şekilden de görüleceği gibi, 22/5/1971 Bingöl depreminin fay düzlemi çözümünü yapan Tezuçan(1976) ve Dewey(1976)'e göre deprem sol yönlü doğrultu atımlı bir faylanma ile ilişkilidir.

Bingöl depremine ilişkin olarak yapılan arazi gözlemleri de fay düzlemi sonuçlarını doğrulamaktadır. 6/9/1975 Lice

depreminin arazi gözlemleri depremin ters bir faylanma ile ilişkili olduğunu göstermektedir(Arpat, 1977). Bu depremin fay düzlemi çözümü Tezuçan(1979) ve Eyidoğan(1983) tarafından yapılmıştır.

Tezuçan'a göre deprem ters bir faylanma ile ilişkilidir. Eyidoğan ise, fay düzlemi çözümünde doğrultu atım ve ters bileşenleri hemen hemen birbirine eşit bir faylanmanın varlığından söz etmektedir.

Doğu Anadolu Fay Zonu üzerinde en son 5 Mayıs 1986'da $M_s=5.8$ ve 6 Haziran 1986'da $M_s=5.6$ olarak belirlenen ve toplam olarak sekiz kişinin ölümüne, kırkdört kişinin yaralanmasına neden olan iki deprem meydana gelmiştir. Her iki depremin de magnitütleri büyük hasar oluşturacak düzeyde olmamakla birlikte, deprem bölgesinde mevcut binaların yapım teknikleri ve yapımda kullanılan malzemenin ve işçilik kalitesinin düşük oluşu, umulmayan hasarla-

rin meydana gelmesine yol açmıştır(Bayülke ve diğ.1986).Her iki depremin de dışmerkezleri birbirine çok yakın olup Doğanşehir dolayında yer almaktadır.Bir ay ara ile meydana gelen bu depremlerin en kayda değer özelliği Türkiye'deki barajlarda hasar yaratan ilk depremler olmasıdır.Doğanşehir çevresinde yıkıma neden olan bu depremler,Sürgü Barajı gövdesinde önemli çatlaklar meydana getirmişlerdir(Bayülke ve diğ.1986).

Bu çalışma kapsamında 5 Mayıs 1986 ve 6 Haziran 1986 tarihlerinde meydana gelen Doğanşehir ve 14 Haziran 1964 Malatya depremlerinin fay düzlemi çözümleri yapılmıştır.Bunun yanı sıra inceleme alanı olarak belirlenen kesimin tarihsel ve aletsel dönem deprem etkinliği incelenerek bölgenin güncel tektonizmasına ilişkin görüşler belirtilmiştir.

İnceleme Bölgesinin Tarihsel Depremleri

İnceleme bölgesi $36^{\circ}.90-39^{\circ}.60$ Kuzey enlemleri ile $35^{\circ}.90-39^{\circ}.60$ Doğu boylamlarının sınırladığı alandır.Bu bölgenin tarihsel dönem depremlerinin belirlenebilmesi için Soysal ve diğ.(1981),Bayülke ve diğ.(1986)'den yararlanılmıştır.Şekil 3 den de görüleceği gibi,tarihsel dönemde oluşan,dışmerkez koordinatları ve oluş tarihleri belirlenebilen on tane deprem bulunmaktadır.Bunun dışında,inceleme bölgesi sınırları içinde olduğu tahmin edilen ancak,dışmerkez koordinatları belirlenemeyen dört deprem daha vardır(Çizelge 1).Yaklaşık olarak ikibin yıllık bir süreçte şiddeti altı ve daha büyük ancak ondört depremin oluşması,bölgede bulunan fay sistemleri göz önüne alındığında beklenmeyen bir durumdur.Tarihsel döneme ilişkin deprem verilerinin azlığı inceleme bölgesinin gerçek anlamda deprem etkinliğinin belirlenmesine yetecek düzeyde değildir.Tarihsel dönem deprem-

lerinin listesi incelendiğinde inceleme bölgesinde deprem bakımından zaman zaman sakin geçen devirlerin bulunduğu görülmektedir. Ancak, sakin geçen bu devirler, bölgedeki tektonik hareketliliğin özelliğinden çok, oluşan depremlerin kayıtlara geçmemesinden veya mevcut belgelere ulaşamamaktan kaynaklanıyor olabilir. Arap ve Türkiye levhalarının çarpışma sınırında yer alan (Dewey ve Şengör, 1979; Eyidoğan, 1983) araştırma bölgesinin tarihsel dönemde de deprem bakımından etkin olması beklenmektedir. Aletsel dönemde bölgede oluşan depremlerin sayısı ve oluşturduğu yıkımlar göz önüne alındığında yukarıda ifade edilen kanının güçlendiği görülmektedir. Tarihsel dönemde oluşan ve dışmerkez koordinatları belirlenebilen derremlerin inceleme bölgesinde yer alan kırıklarla ilgisini belirlemek için şekil 3 çizilmiştir. Bu şekil incelendiğinde, tarihsel dönemde oluşan depremlerin dışmerkez yerlerinin büyük bir bölümünün inceleme bölgesindeki kırıkların dışında bulunduğu anlaşılmaktadır. Görünen bu durum büyük bir olasılıkla tarihsel dönem depremlerinin dışmerkez yerlerinin belirlenmesinde kullanılan yöntemden kaynaklanmaktadır. Bilindiği gibi, dışmerkezler belirlenirken betimsel verilerden yararlanılmakta, diğer bir deyişle yerleşim merkezlerinde hasarın en büyük olduğu yer dışmerkez olarak kabul edilmektedir. Böylece tarihsel dönem depremlerinde bu nitelikteki gözlemsel dışmerkezler kullanılmaktadır. Bunun doğal bir sonucu olarak da yukarıda sözü edilen farklılıklar meydana gelmektedir. Bu gün için elde var olan bilgilerden ve aletsel dönemde oluşan depremlerden yararlanarak, inceleme bölgesinin tarihsel dönemde de deprem bakımından etkin bir bölge olduğunu söylemek mümkündür. Ancak, burada vurgulanması gereken husus, Orta Anadolu Bölgesi hariç olmak üzere, bu etkinliğin Türkiye genelinde diğer bölgelere göre daha düşük düzeyde olduğudur.

NO	TARİH	DİŞMERKEZ KOORDİNATLARI	ŞİDDET MSK-64	AÇIKLAMALAR
1	128	37.30K-36.80D	VIII	İslahiye-Maraş
2	995	38.50K-39.50D	VI	Palu-Malatya
3	1156	? ?	?	Malatya
4	1514	38.35K-38.60D	VI	Malatya
5	22.1.1544	38.20K-37.15D	VIII	Elbistan-Maraş
6	30.4.1847	? ?	VII	Diyarbakır-Malatya
7	? .2.1890	38.35K-38.30D	VI	Malatya'da ağır hasar
8	31.3.1893	38.00K-38.70D	IX	Malatya 400 ölü
9	? .10.1895	38.40K-38.30D	VI	Malatya-Akçadağ
10	? . ? .1897	38.35K-38.30D	V	Malatya
11	? . ? .1899	38.35K-38.30D	V	Malatya
12	? . ? .1902	? ?	?	Malatya-Harput
13	? . ? .1905	38.30K-38.60D	VII	Malatya'da ağır hasar
14	? . ? .1906	? ?	?	Maraş-Yenicekele

Çizelge 1-İnceleme Bölgesinde Oluşmuş Tarihsel Dönem Deprem Verileri.Veriler Soysal ve diğ.(1981),Bayülke ve diğ.(1986)'den derlenmiştir.

Aletsel Dönem Deprem Etkinliği

İnceleme bölgesinin aletsel dönem deprem etkinliğinin belirlenebilmesi için Kandilli Deprem Kataloğu 1986(KDK-86)'dan yararlanılmıştır.1900-1987 yılları arasında inceleme bölgesinde oluşan depremlerin sayısı 112 olarak belirlenmiştir(Şekil 4). Katalog'da 1981 yılına kadar oluşan depremlerin magnitütleri $M_g = 4.5$ olarak sınırlandırılmışken,1981-1987 yılları arasında oluşan depremlerin magnitütlerine herhangi bir sınırlama getirilmemiştir.Böylece 1900-1981 arasında toplam olarak 69 deprem belirlenmişken 1981-1987 yılları arasında 43 tane deprem belirlenmiş olmaktadır.Bu durum 1981 yılından itibaren 4.5'dan küçük magnitütlü depremlerin kataloga eklenmesinden kaynaklanmaktadır. Son yıllarda depremlerde belirlenen artışa rağmen alet şebekesindeki yetersizlikten dolayı inceleme bölgesinde oluşan kimi küçük depremler saptanamamaktadır.Bu da inceleme bölgesinin gerçek anlamda deprem etkinliğinin belirlenmesini engelleyen önemli bir unsurdur.Alet şebekesinin yetersizliği dolayısıyla algılanamayan,ancak insanlar tarafından hissedilen depremlere örnek olarak,17/10/1986 tarihinde Malatya Doğanşehir civarında sabah saat 9.30'da oluşan ve Mayıs,Haziran aylarında'ki depremlerde hasar gören bazı konutları yıktığı halde kayıtlarda bulunamayan bu deprem gösterilebilir.Bundan başka 28/2/1987 tarihinde sabah saat 7.20 ve 7.30'da oluşan iki deprem Doğanşehir, Çelikhane ve Gölbaşı civarında duyulmuş ve bazı konutların duvarları çatlamış,can ve mal kaybı meydana gelmemiştir.Bu iki örnekte belirtilen depremler aletsel olarak algılanamamış,herhangi bir parametresi belirlenememiş,bülten ya da kataloglara geçmemiştir.1900-1987 sürecinde oluşan depremler çizelge 2'de veril-

miştir.Çizelge 2'deki depremlerin listesi incelendiğinde oluşan depremlerden sadece bir tanesinin magnitudünün 6.8 olduğu görülmektedir ki,bu da kayıtlara geçen en büyük magnitudütlü deprem olarak belirmektedir.Aletsel dönemde inceleme bölgesinde oluşmuş ve magnitudü 5 ile 6 arasında olan onaltı tane deprem bulunmaktadır. Bunun dışında kalanlar ise daha küçük magnitudütlü depremlerden ibarettir.Bu görünüm inceleme bölgesinin depremselliğinin en azından son seksenyedi yıllık bir süre için,orta büyüklükteki depremlerle temsil edilebileceğini ortaya koymaktadır(Şekil 4).

Aletsel dönemde inceleme bölgesinde oluşmuş ikinci büyük magnitudütlü deprem 14/6/1964 Malatya depremidir.Magnitudü $M_g = 6.0$ olan bu depremde yüzeyde belirgin bir kırılmaya raslanmamıştır. Depremde oluşan çatlakların daha ziyade tetiklenmiş kayma ve heyelan çatlakları olduğu anlaşılmaktadır(Eyidoğan,1983).Bu depremi izleyen yirmiiki yıl içinde inceleme bölgesinde oluşmuş ve büyük sayılabilecek bir deprem bulunmamaktadır.Ancak 1986 yılında Mayıs ve Haziran aylarında olmak üzere iki tane orta büyüklükte deprem bölgeyi sarsmıştır.Doğanşehir depremleri olarak adlandırılan bu depremlerin en önemli özelliği daha önce de deyinildiği gibi Türkiye'de bir barajda hasar oluşturan ilk depremler olmasıdır.

Fay Düzlemi Çözümleri

Bu çalışmada P dalgalarının ilk hareket yönlerinin dağılımından yararlanarak 14/6/1964 Malatya,5/5/1986 ve 6/6/1986 Doğanşehir depremlerinin fay düzlemi çözümleri yapılmıştır.14/6/1964 Malatya depreminin dışmerkezi 38.13Kuzey 38.51Doğu koordinatında Magnitudü $M_g = 6.0$ ve odak derinliği de 3 km olarak ISC tarafından verilmektedir.Fay düzlemi çözümü için gerekli olan P dalgalarının ilk hareket yönleri ve diğer parametreler ISC'nin aylık bültenle-

rinden sağlanmıştır.5/5/1986 Doğanşehir depreminin dışmerkezi 37.99Kuzey,37.89Doğu,mağnitüdü $M_s=5.8$ ve odak derinliği de 10 km olarak NEIS tarafından verilmiştir.6/6/1986 Doğanşehir depreminin dışmerkezi 38.00Kuzey,37.92Doğu,mağnitüdü $M_s=5.6$ ve odak derinliği 10 km olarak NEIS tarafından verilmiştir.Her üç depremin fay düzlemi çözümü yapılırken Wickens(1967)bilgisayar programı ve Hodgson-Storey(1953)tabloları kullanılmıştır.

1964 Malatya depreminin fay düzlemi çözümü daha önce başka araştırmacılar tarafından da yapılmıştır.Canitez(1967b)yaptığı çözümde,bir miktar doğrultu atım bileşeni içeren normal faylanma bulunmuştur.McKenzie(1972)de Malatya depreminin fay düzlemi çözümünü yapmış,ancak tek bir düğüm düzlemi belirleyebildiği için çözümü zayıf olarak nitelendirmiştir.Büyükşakıoğlu(1980)'nun bulgularına göre, bu depremin fay düzlemi çözümü doğrultu atımlı bir faylanmayı işaret etmektedir.Eyidoğan ise(1983)depremin pür normal bir faylanma ile ilişkili olduğunu ifade ile,kuzey-güney doğrultulu düğüm düzlemini fay düzlemi olarak kabul etmektedir.

Bu çalışma kapsamında 1964 Malatya depreminin fay düzlemi çözümü yapılmıştır.Çözümün veri bazını ISC'nin aylık bültenlerinden sağlanan P dalgalarına ilişkin altmışbir tane ilk hareket yönü okuması oluşturmaktadır.İlk hareket yönlerinden yirmidört tanesi kompresyon,otuzyedisi de dilatasyondur.Elde edilen sonuca göre,depremin ilişkili olduğu faylanma doğrultu atımlıdır ve düğüm düzlemlerinden kuzeybatıya eğimli olanı fay düzlemi olarak seçilmiştir.Bu taktirde faylanma sol yönlü doğrultu atımlı olmakta ve bir miktar da ters bileşeni bulunmaktadır(Şekil 5).Malatya depremine ilişkin fay düzlemi çözüm sonuçları Doğanşehir depremlerinin fay

düzlemi çözümlerinin sonuçlarıyla beraber bu bölümün sonunda çizelge halinde verilmektedir.

5/5/1986 Doğanşehir depreminin fay düzlemi çözümü yapılırken yüzotuzyedinci istasyonun verisinden yararlanılmıştır. Bu verilerden seksenbeş tanesi kompresyon, elliiki tanesi de dilatasyondur. Sonuçta bu depreme ilişkin doğrultu atımlı bir faylanma elde edilmiştir. Deprem arazide görünür bir faylanma oluşturmamıştır. Ancak binalarda bazı çatlaklar, arazide kaya yuvarlanmaları ve Sürgü barajı gövdesinde hasar meydana gelmiştir. Deprem Araştırma Enstitüsünce yapılan arazi çalışmalarından yararlanarak çizilen eşşiddet haritasına bakıldığında (Şekil 6), depremin doğu-batı doğrultusunda etkili olduğu anlaşılmaktadır (Bayülke ve diğ. 1986). Bu görüş çerçevesinde, fay düzlemi çözümü yapılarak belirlenen düğüm düzlemlerinden kuzeybatı'ya eğimli olanı fay düzlemi olarak seçilmiştir. Bu düzlemin fay düzlemi olarak belirlenmesi halinde faylanma sol yönlü doğrultu atımlı karakterde olmakta ve bir miktar da ters bileşen içermektedir (Şekil 7).

6/6/1986 tarihli ikinci Doğanşehir depreminin fay düzlemi çözümü yapılırken seksendokuz istasyona ilişkin ilk hareket yönü okuması kullanılmıştır. Bunlardan elliüç tanesi kompresyon, otuzaltı tanesi ise dilatasyondur. Birinci depremde olduğu gibi ikinci depremden sonra da arazide faylanma izine raslanmamıştır. Bu bakımdan depreme ilişkin fay düzlemi belirlemesi yapılırken, Doğu Anadolu Fay Zonu'nun genel gidişine uygun olan düğüm düzlemi fay düzlemi olarak alınmıştır. Bu durumda kuzeydoğuya doğru eğimli olan düğüm düzlemi, fay düzlemi olarak seçildiğinde faylanma sol yönlü doğrultu atımlı olmakta ve bir miktar da ters bileşeni bulunmaktadır (Şekil 8).

Tarih	A Düzlemi		C Düzlemi		P Eksen		T Eksen		B Eksen	
	Do.	Eğ.	Do.	Eğ.	Do.	Da.	Do.	Da.	Do.	Da.
14/6/1964	302	75	208	77	165	2	75	20	260	70
5/5/1986	324	88	234	82	9	4	99	7	252	82
6/6/1986	10	68	267	61	47	4	141	38	311	52

Çizelge 2- Fay düzlemi çözümlerinin nicel sonuçları.

Bu çalışma çerçevesinde fay düzlemi çözümü yapılan 1964 Malatya, 1986 Doğanşehir depremlerinin fay düzlemi çözüm diyagramları Şekil 9'da inceleme bölgesinde'ki faylarla birlikte gösterilmektedir. Bu şeklin incelenmesinden deprem dışmerkezlerinin ve belirlenen faylanma türlerinin bölgede bulunan kırıklarla çok iyi bir uyum içerisinde olduğu anlaşılmaktadır.

Değerlendirme

Şekil 2'de inceleme bölgesi ve yakın çevresinde yer alan faylarla 1900'den sonra oluşan ve yıkıcı nitelikteki depremlerin fay düzlemi çözümleri görüntülenmiştir. Şekilde 1971 tarihli Bingöl depreminin dışmerkezi, sol yönlü doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fay Zonu üzerinde bulunmakta ve fay düzlemi çözümü de (Tezuçan, 1976) sol yönlü doğrultu atımlı bir faylanmayı işaret etmektedir. Bingöl depreminin arazi gözlemleri Seymen ve Aydın (1972) tarafından yapılmıştır. Seymen ve Aydın'a göre, hareketin eğim bileşeni belirlenememiştir. Depremin arazi üzerinde oluşturduğu kırıklar 35 km boyunca sol yönlü doğrultu atımlı olarak izlenmiştir. Böylece Tezuçan tarafından saptanan faylanma türü arazi gözlemleriyle desteklenmektedir. Şekil 2'de 1975 Lice depreminin dışmerkezi Güneydoğu Anadolu Bindirme Zonu üzerinde yer almaktadır. 1975 Lice depreminin fay düzlemi çözümü Tezuçan (1979) tarafından

ters, Eyidoğan(1983) tarafından ise ters ve doğrultu atım bileşenleri hemen hemen birbirine eşit olan bir faylanma olarak belirlenmiştir. Lice depreminin Arpat(1977a) tarafından yapılan arazi gözlemlerine göre, faylanma ters karakterlidir ve eğim yönünde'ki yerdeğiştirme 100 cm'den az değildir. Sol yönlü hareket bazı yerlerde az miktarlarda belirlenmiş örneğin, Yamaçlı köyü doğusunda 14 cm olarak ölçülmüştür. Dolayısıyla gerek Tezuçan'ın gerekse Eyidoğan'ın Lice depremi için belirledikleri fay düzlemi çözümlerinde saptadıkları ters bileşenler, deprem dışmerkezinin konumlandığı bindirme zonunun genel karakterini yansıtmaktadır.

5/5/1986 ve 6/6/1986 tarihlerinde Doğu Anadolu Fay Zonu üzerinde Doğanşehir civarını sarsan ve bu çalışma çerçevesinde fay düzlemi çözümleri yapılan bu iki depremin sol yönlü doğrultu atımlı faylanmalarla ilgili olduğu anlaşılmıştır. Magnitütleri bakımından orta büyüklükte olmalarına karşın, Sürgü barajında önemli sayılabilecek hasarlar oluşturan depremlerin en büyük gerilme eksenlerinin yaklaşık kuzey-güney doğrultulu ve dalımlarının da yataydan ancak birkaç derece farklı olduğu belirlenmiştir. Bu çalışma kapsamında 14/ 6/1964'de oluşan ve Malatya depremi olarak bilinen depremin de fay düzlemi çözümü yapılmıştır (Şekil 5). Bu çözüme göre, depremle ilgili faylanma sol yönlü doğrultu atımlı olarak belirlenmiş ve en büyük gerilme ekseninin doğrultusu yaklaşık kuzey-güney olarak bulunmuştur. Bu üç depremde belirlenen en büyük gerilme eksenlerinin doğrultuları Arap levhasının kuzeye doğru yaptığı hareketin bir sonucunu oluşturmaktadır. Gerek Malatya ve gerekse Doğanşehir depremlerinde saptanan ters bileşenlerin, daha önce çeşitli araştırmacılar tarafından ortaya konan Güneydoğu Anadolu Bindirme Zonu'nun yöreyi etkilemesinin bir kanıtı olarak değerlendirilebilir.

Şekil 2'de görümlenen fay zonları ve 1900'den sonra bölgeyi etkileyen orta ve yıkıcı nitelikteki depremlerin fay düzlemi sonuçları da göz önüne alındığında, inceleme bölgesi ve çevresinin yaklaşık kuzey-güney doğrultulu basınçların etkisi altında kalmaya devam ettiği ve bugüne kadar fay düzlemi çözümü yapılabilen depremlerin bölgede bulunan faylanmalarla iyi bir uyum içinde olduğu söylenebilir.

Burada üzerinde durulması gereken, Doğu Anadolu Fay Zonu ile Güneydoğu Anadolu Bindirme Zonu'nun yaşları konusundaki kimi kuşkuların kaldırılmasının gerekliliğidir. Bilindiği gibi, Doğu Anadolu Fay Zonu'nun Miyosenden sonra oluştuğu tahmin edilmektedir (Arpat ve Şaroğlu, 1972). Oyse Arap levhasının Anadolu levhası üzerine bindirmesinin başlangıcı, bazı araştırmacılar tarafından Orta Miyosen olarak ileri sürülmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Eyidoğan, 1983). Böyle olunca da Doğu Anadolu Fay Zonu'nun iki levhanın çarpışmasından çok sonra oluştuğu ortaya çıkmaktadır ki, bu taktirde Doğu Anadolu Fay Zonu'nu oluşturan nedenlerin belirlenmesi gerekmektedir. Diğer önemli bir husus da inceleme bölgesi ve çevresinde alıtsel dönemdeki deprem etkinliğine ilişkin veri eksikliğinin varlığıdır. Bu eksiklik, geçmişte olduğu kadar gelecekte de inceleme bölgesiyle ilgili yetersiz yaklaşımlar yapılmasına neden olacaktır. Bu bakımdan bu çalışmada daha önceki bölümlerde örneklerle anlatılan veri noksanlığının giderilmesi için Doğu ve Güneydoğu Anadolu bölgesindeki istasyon ağının tamamlanması gerekmektedir.

NO	TARİH	ENLEM (K)	BOYLAM (D)	M	H (Km)
1	12 04 1905	39.00	39.00	6.8	D2
2	12 04 1905	39.00	39.00	5.8	D2
3	12 04 1905	39.00	39.00	5.6	D2
4	30 10 1908	37.60	36.80	5.4	D2
5	22 02 1909	39.00	37.00	5.7	D2
6	19 05 1915	37.62	39.47	5.4	10
7	01 02 1922	38.00	37.00	5.3	D2
8	08 02 1930	38.52	39.40	5.1	100
9	09 04 1930	39.55	39.26	5.0	10
10	20 04 1930	39.37	39.35	4.9	60
11	09 01 1931	38.00	38.50	4.9	D2
12	06 05 1931	37.50	39.50	5.0	D2
13	02 02 1936	37.69	38.82	5.0	160
14	25 11 1938	39.00	38.00	4.8	D2
15	02 02 1940	39.60	38.10	4.5	D2
16	23 09 1940	38.96	39.32	4.9	80
17	18 08 1948	38.51	39.25	5.0	10
18	25 04 1949	38.27	38.99	5.3	80
19	09 05 1950	38.24	38.32	5.0	70
20	08 11 1950	38.27	39.16	5.2	50
21	24 03 1953	37.02	37.00	5.0	10
22	27 10 1958	37.83	36.83	4.0	10
23	09 12 1959	38.09	39.00	4.6	60
24	24 04 1960	39.59	39.10	4.3	10
25	19 06 1960	38.87	37.75	4.5	70
26	31 08 1960	39.09	35.98	4.7	70
27	01 03 1961	37.84	37.06	4.0	140
28	01 06 1961	37.65	36.76	5.0	40
29	14 07 1961	37.10	38.80	4.0	00
30	10 09 1961	37.02	36.11	4.0	100
31	26 03 1962	38.30	37.13	4.2	10
32	25 08 1963	38.99	38.30	4.8	50
33	23 04 1964	38.09	38.75	5.0	57
34	14 06 1964	38.13	38.51	6.0	03
35	14 06 1964	37.98	38.51	4.5	30
36	14 06 1964	38.14	38.50	4.1	33
37	15 12 1964	39.50	36.50	4.0	00
38	16 05 1965	38.16	38.98	4.1	26
39	17 10 1965	38.08	38.50	4.6	41
40	24 10 1965	38.50	38.50	4.0	00
41	25 11 1965	37.24	36.22	4.5	50
42	26 04 1966	37.98	38.41	4.0	19
43	01 03 1967	37.20	36.80	4.0	00
44	07 04 1967	37.43	36.17	4.6	38
45	20 10 1967	38.00	38.57	4.5	33
46	07 04 1967	37.36	36.24	4.8	32
47	20 10 1967	38.08	38.72	4.0	00
48	20 10 1968	38.77	36.57	3.7	49
49	30 10 1968	37.99	38.56	5.0	03
50	29 08 1969	38.00	36.50	4.2	00

NO	TARİH	ENLEM (K)	BOYLAM (D)	M	H (Km)
51	31 08 1969	37.79	38.08	4.0	00
52	05 09 1969	38.94	37.22	4.0	47
53	05 02 1970	38.20	37.80	4.0	33
54	15 06 1970	38.85	36.88	3.9	33
55	02 07 1970	38.87	36.81	4.9	19
56	24 08 1970	38.32	39.45	4.0	27
57	03 09 1970	39.60	38.78	5.2	22
58	13 10 1970	38.28	36.98	4.6	34
59	29 06 1971	37.11	36.85	5.1	35
60	29 06 1971	37.33	36.72	4.5	12
61	01 07 1971	37.17	36.91	4.5	37
62	11 07 1971	37.16	36.85	5.3	19
63	15 07 1971	37.20	36.80	4.6	34
64	17 08 1971	37.09	36.77	5.1	35
65	23 06 1974	38.75	39.17	4.5	75
66	15 07 1976	37.55	35.90	4.6	55
67	04 12 1978	38.07	37.43	4.6	37
68	19 05 1980	37.57	35.92	4.5	50
69	25 10 1980	37.97	38.61	4.5	64
70	20 01 1981	38.07	38.47	4.5	10
71	24 07 1981	37.91	38.09	4.3	10
72	29 07 1982	39.20	38.10	4.2	10
73	02 01 1983	37.87	38.18	4.5	10
74	10 03 1983	38.42	39.10	4.2	10
75	14 11 1983	39.55	39.58	4.3	10
76	24 11 1983	39.55	36.14	4.8	26
77	15 07 1984	38.78	38.03	4.6	10
78	11 09 1984	39.59	39.41	4.0	10
79	15 11 1984	37.16	36.12	4.2	41
80	22 06 1985	37.28	36.98	4.5	30
81	04 09 1985	38.90	37.00	4.3	84
82	24 04 1985	38.22	39.60	4.5	39
83	18 05 1985	37.10	36.40	4.1	54
84	23 01 1985	39.17	36.01	4.5	10
85	14 04 1985	38.16	38.52	0.0	33
86	23 04 1985	38.15	38.17	0.0	10
87	14 06 1985	38.44	39.42	4.2	10
88	05 05 1986	37.99	37.88	5.8	10
89	05 05 1986	38.08	37.86	4.6	10
90	05 05 1986	37.98	37.87	0.0	10
91	05 05 1986	37.97	37.82	3.8	10
92	07 05 1986	37.95	37.96	0.0	10
93	07 05 1986	38.05	38.02	4.2	10
94	06 06 1986	38.00	37.92	5.6	10
95	06 06 1986	38.02	37.87	4.6	10
96	06 06 1986	38.09	38.04	0.0	10
97	06 06 1986	37.99	37.95	0.0	10
98	06 06 1986	38.04	37.89	4.2	10
99	06 06 1986	37.67	37.98	4.6	10
100	06 06 1986	38.03	37.92	4.5	10

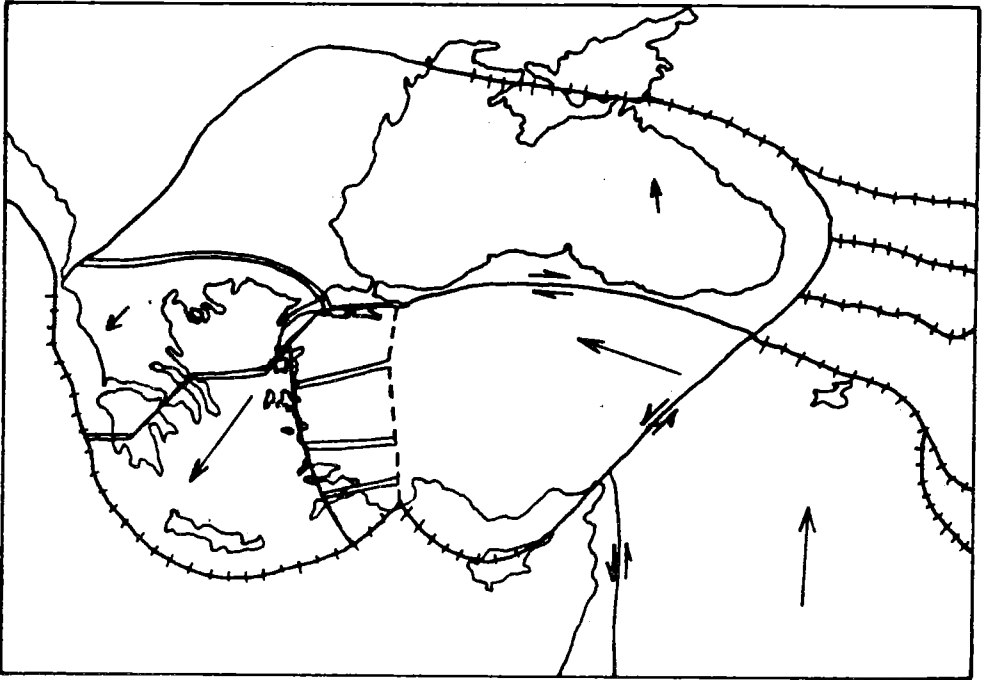
NO	TARİH	ENLEM (K)	BOYLAM (D)	M	H (Km)
101	09 06 1986	37.98	38.89	0.0	10
102	09 06 1986	37.99	37.88	4.3	10
103	10 06 1986	38.05	37.97	4.7	10
104	15 06 1986	38.04	37.93	4.4	10
105	15 06 1986	38.23	38.02	0.0	10
106	15 06 1986	38.01	37.86	4.3	10
107	17 06 1986	38.06	37.89	4.0	10
108	03 08 1986	37.20	37.30	5.0	11
109	05 08 1986	37.20	37.26	4.6	10
110	08 08 1986	37.95	37.70	4.6	10
111	10 09 1986	37.99	39.12	4.1	10
112	14 09 1986	37.64	36.01	0.0	10

Çizelge 2- İnceleme Bölgesinde Aletsel Dönemde Oluşan(1900-1986)
Depremlerin Listesi.

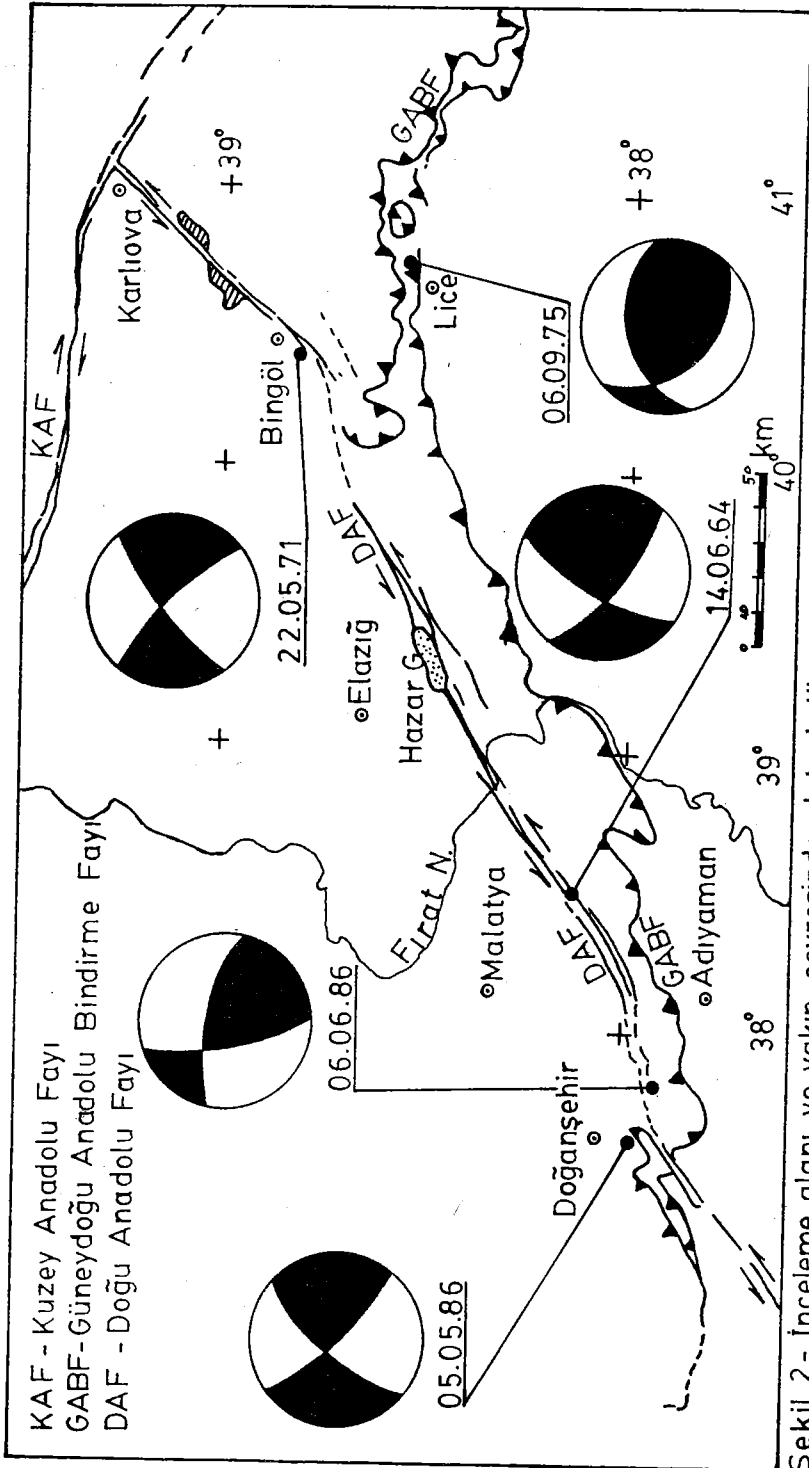
KAYNAKLAR

- Arpat,E. (1977a)."Lice Depremi".Yeryuvarı ve İnsan.Cilt 2 Sayı 1.
- Arpat,E.,Şaroğlu,F. (1972)."Doğu Anadolu Fayı İle İlgili Bazı Gözlemler ve Düşünceler".MTA Enstitüsü Dergisi.Sayı 78.
- Bayülke,N.,Büyükköse,N.,İnan,E.,Gencoğlu,S.,Koşan,U.,Hürata,A., Yılmaz,R. (1986)."5 Mayıs ve 6 Haziran 1986 Doğanşehir Depremleri Raporu".TC Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı Yayınları.
- Büyükaşıkoğlu,S. (1980)."Sismolojik Verilere Göre Doğu Akdeniz'in Kuzeyinde ve Güneydoğu Anadolu'da Avrasya-Afrika Levha Sınırının Özellikleri".TC Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni.Sayı 29.
- Canitez,N.,Üçer,B. (1967b)."A Catalogue of Focal Mechanism Diagrams for Turkey and Adjoining Area".İTÜ Maden Fakültesi Arz Fizik Enstitüsü Yayınları.
- Dewey,J.W. (1976)."Seismicity of Northern Anatolia".Bull.Seis.Soc. Ame.,Vol.66.No.3.
- Eyidoğan,H. (1983)."Bitlis-Zağros Bindirme ve Kıvrımlı Kuşağının Sismotektonik Özellikleri".Doktora Tezi.İTÜ Maden Fakültesi Yayınları.
- Gül,S.,Bayülke,N. (1985)."Kuzey Anadolu'nun Depremselliği ve Erzurum'un Deprem Tehlikesi".TC Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni.Sayı 50.
- Hodgson,J.H.,Storey,R.S. (1953)."Tables Extending Byerly's Fault Plane Techniques To Earthquakes of Any Focal Depth".Bull. Seism.Soc.Ame.,Vol.43.Pp.49-61.

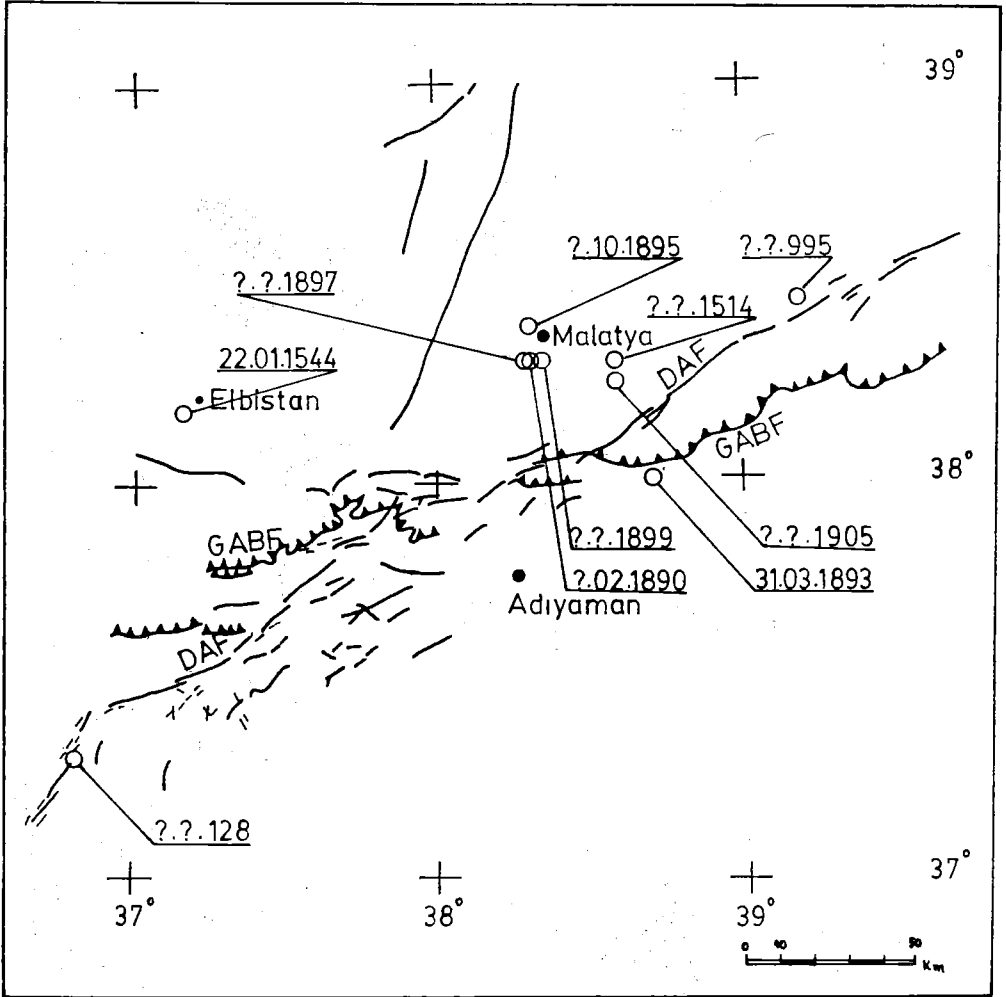
- McKenzie, D.P. (1972). "Active Tectonics of the Mediterranean Region". Geoph. Jour. Roy. Astro. Soc. Vol. 30. pp. 109-185.
- Seymen, İ., Aydın, A. (1972). "Bingöl Deprem Fayı ve Bunun Kuzey Anadolu Fay Zonu ile İlişkisi". MTA Enstitüsü Dergisi Sayı 79.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Altınok, Y., Kolçak, D. (1981). "Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu". TÜBİTAK Proje No. TBGA 341. İstanbul.
- Tezuçan, L. (1976). "Doğu Anadolu Fayı ve Çevresindeki Depremlerin Odak Mekanizması Çözümleri". Lisansüstü Tezi. İÜ. Fen Fak. Jeofizik Kürsüsü Yayınları.
- Tezuçan, L. (1979). "Lice Depremi Odak Mekanizması Çözümü". MEB İstanbul Kandilli Rasathanesi Yayınları.



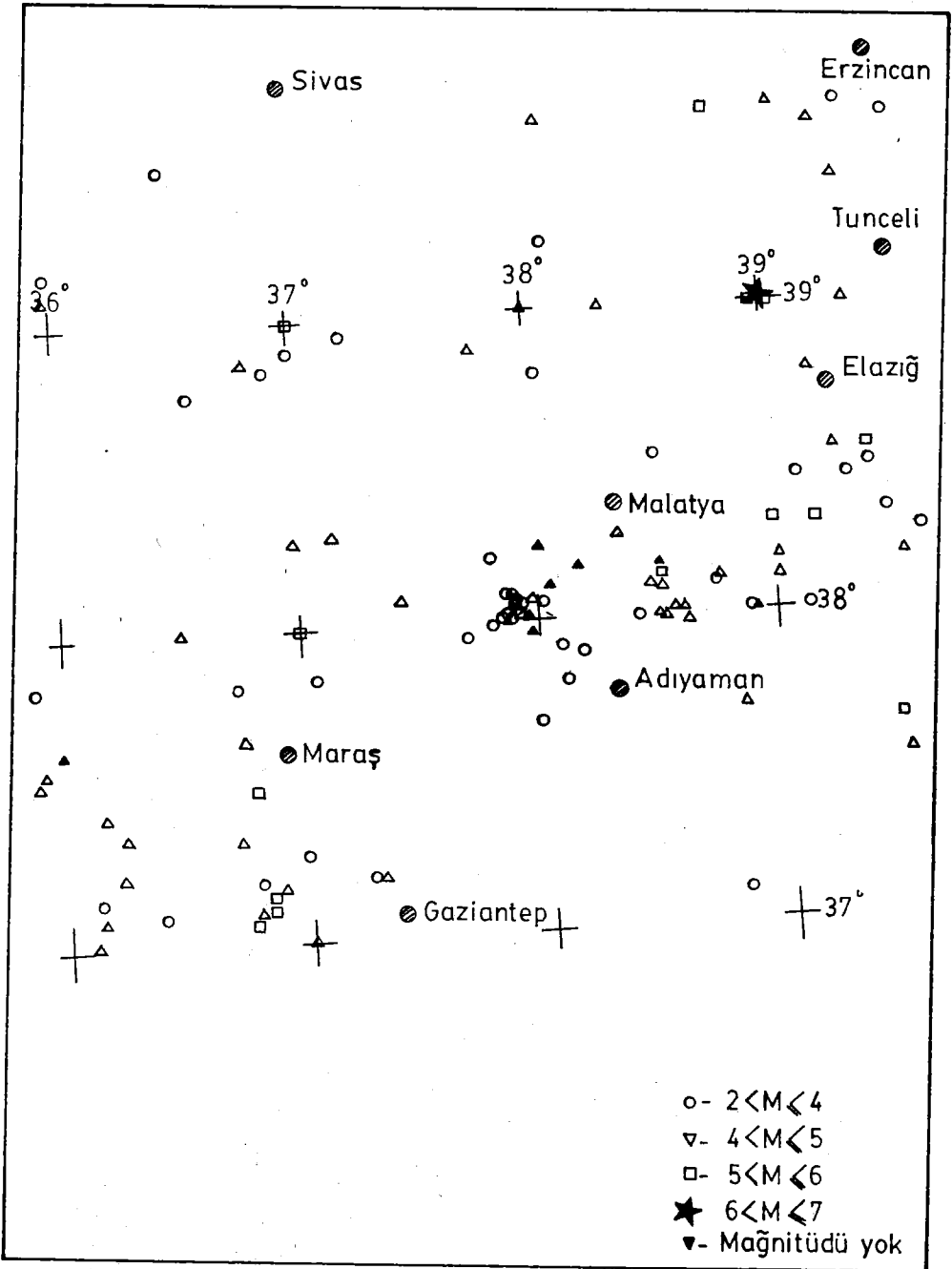
Şekil 1 - Türkiye ve çevresinin levha tektoniği modeli (McKenzie, 1978).



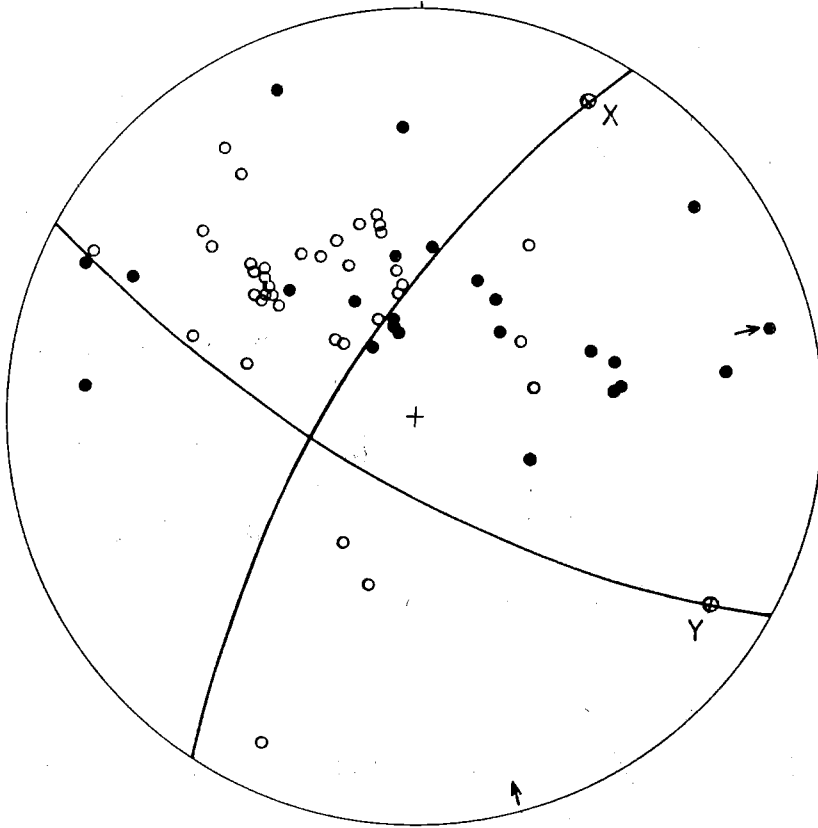
Şekil 2- İnceleme alanı ve yakın çevresinde atetsel dönemde (1900 den sonra) oluşan yıkıcı depremlerin odak mekanizması çözümleri ve bunların kırık sistemleriyle olan ilgisi (kırık haritası Bayülke ve diğ. 1986'dan alınmıştır).



Şekil 3- Bölgenin tarihsel depremleri ve güncel kırıkların konumu [Kırık haritası Bayülke ve diğ (1986) dan alınmıştır].



Şekil 4- Araştırma bölgesi ve yakın çevresinin 1900-1987 yılları arasındaki deprem dağılımı.



p dalgası verileri

- kompresyon
- dilatasyon

14-06-64

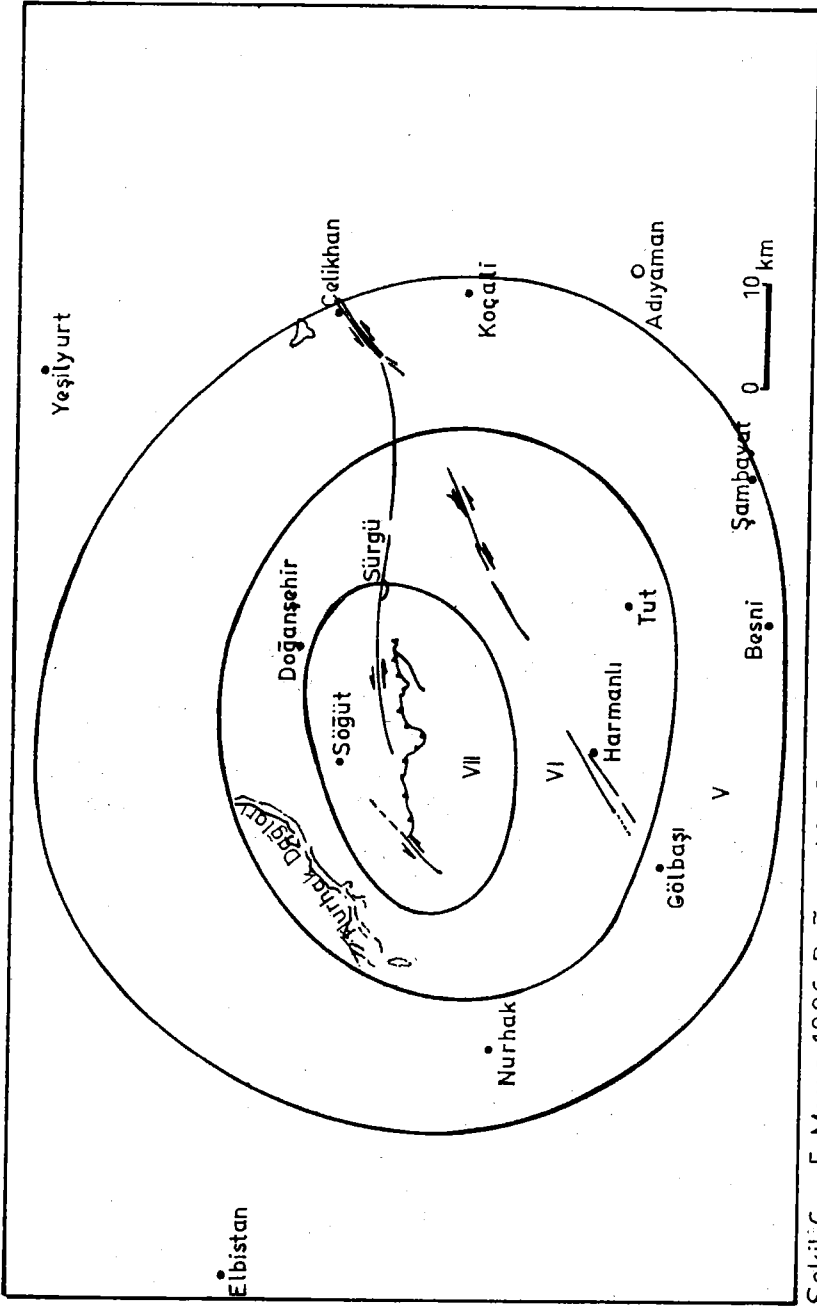
$M_S = 6.0$

$h = 3 \text{ Km}$

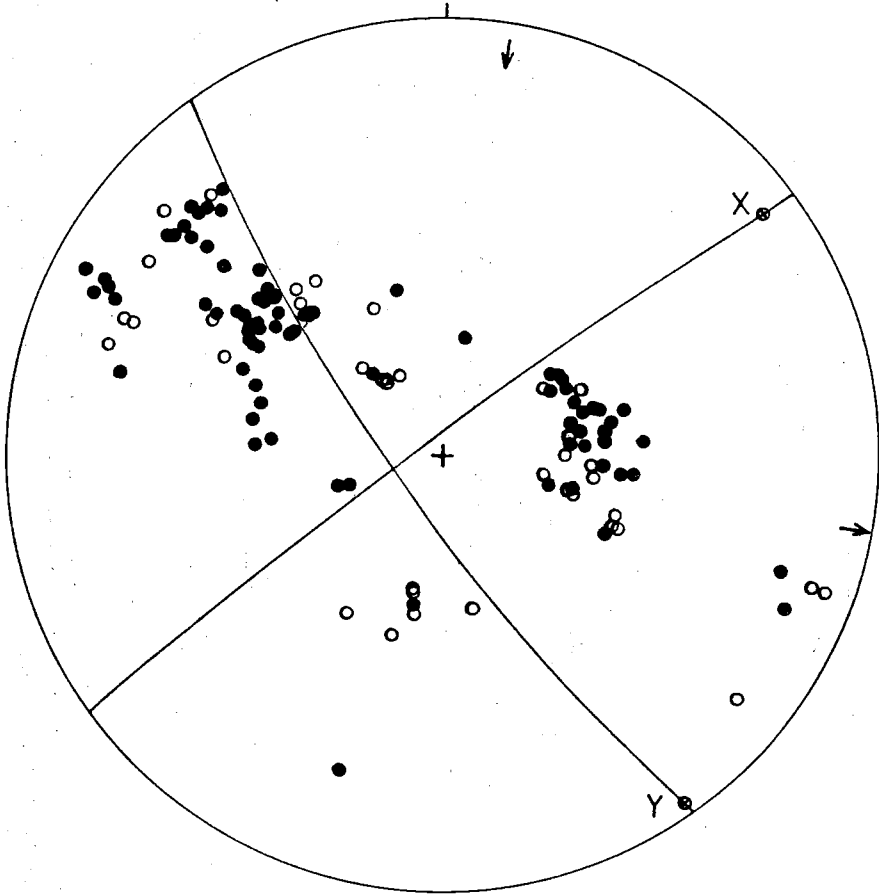
38.13 K- 38.51 D

Eksen	P	T	B	X	Y
Doğrultu	165	75	260	28	121
Dalım	2	20	70	13	16

Şekil 5



Şekil 6 - 5 Mayıs 1986 Doğanşehir Depreminin Eşşidet Haritası. Bayülke ve diğ (1986)'den Kısmen Sadeleştirilerek Alınmıştır.



05-05-86

 $M_S = 5.8$ $h = 10 \text{ Km}$ p dalgası verileri

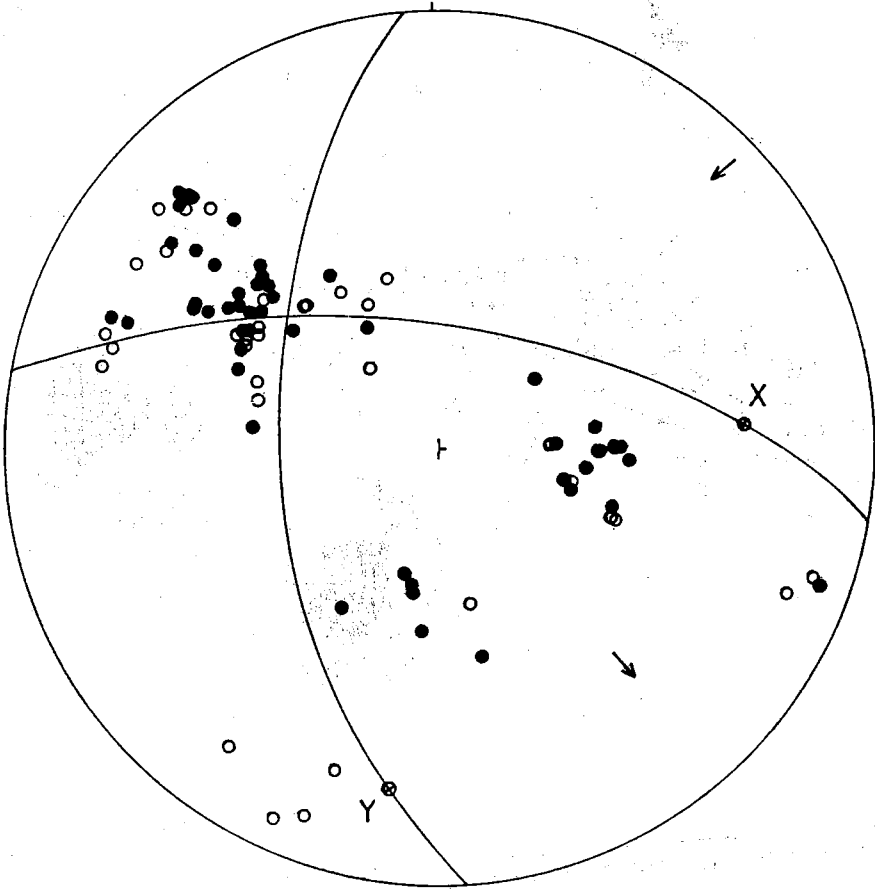
● kompresyon

○ dilatasyon

37.99K - 37.89D

Eksen	P	T	B	X	Y
Doğrultu	8.9	99	252	52	145
Dalım	3.6	7.2	82	9	3

Şekil 7



06-06-86

 $M_S = 5.6$ $h = 10 \text{ Km}$ p dalgası verileri

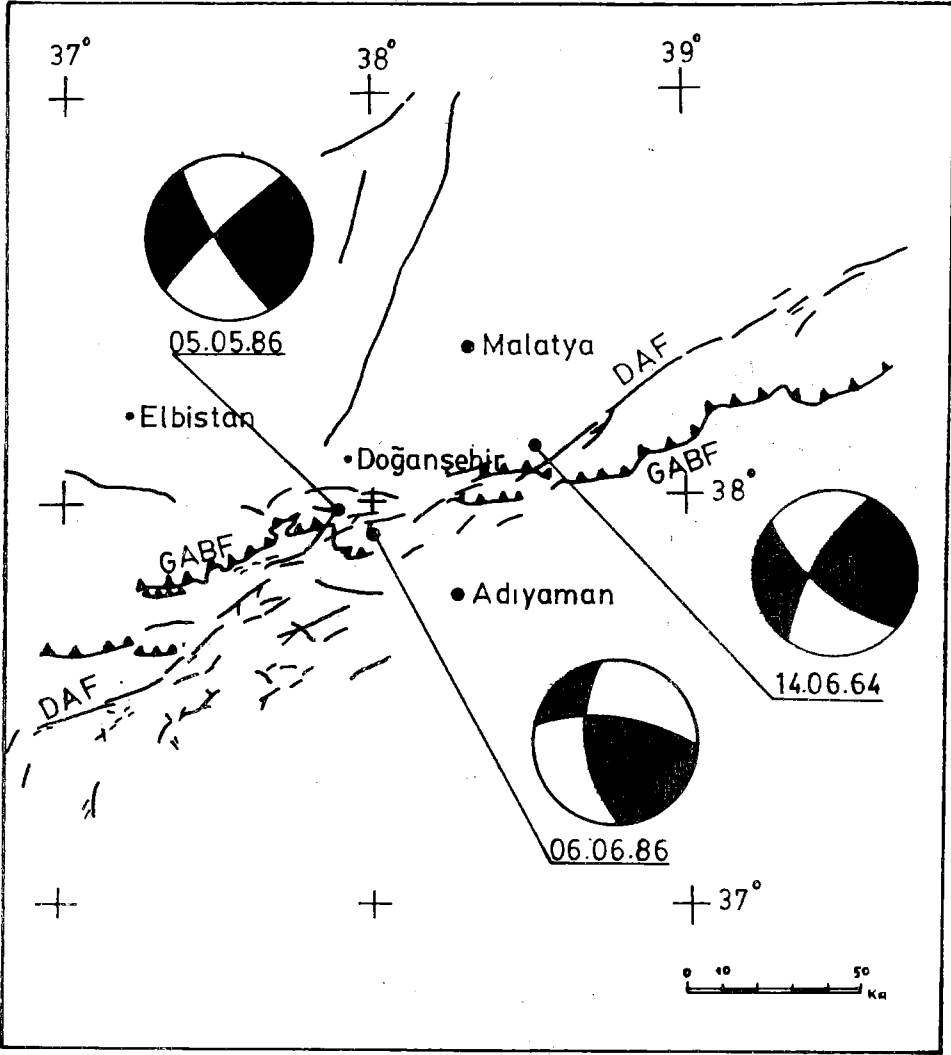
● kompresyon

○ dilatasyon

38.00K- 37.92D

Eksen	P	T	B	X	Y
Doğrultu	47	140	311	86	190
Dalım	4.5	38	52	33	26

Şekil 8.



Şekil 9 - Odak mekanizması çözüm diyagramları.

DEPREM ARAŞTIRMA BOLTENİ
YAYIN KOŞULLARI

1. Bltene gönderilecek telif ve tercüme yazıların :
 - a) Depremle doğrudan doğruya, ya da dolaylı yoldan ilgili olması,
 - b) Bilimsel ve teknik bir değer taŐıması,
 - c) Yurt içinde daha önce başka bir yerde yayınlanmamıŐ olması,
 - d) Daktilo ile ve kağıdın yalnız bir yüzüne en az iki nüsha olarak yazılmıŐ bulunması,
 - e) Őekillerin aydınger kağıdına ĉini mürekkebi ile ĉizilmiŐ olması,
 - f) Fotoğrafların net ve kliŐe alınmasına müsait bulunması gerekmektedir.
2. Telif araştırma yazılarının baŐ tarafına araŐtırmanın genel ĉercevesini belirten en az 200 kelimelik İngilizce, Fransızca ya da Almanca bir zet konulmalıdır.
3. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı mensubu elemanlar tarafından hazırlanan ve telif ya da tercüme creti ödenerek yayınlanacak olan yazıların, mesai saatleri dışında hazırlanmıŐ olduğu yazan derleyen, ya da ĉevirenin bağlı bulunduğu birim amiri tarafından (genel müdürlüklerde daire başkanı, müstakil birimlerde birim amiri) verilecek bir belge ile belgelendirilmesi zorunludur. Bu belge ile birlikte verilmeyen yazılar için ücret ödenmez.
4. Telif ve tercüme ücretleri ancak yazı bültende yayınlandıktan sonra tahakkuka bağlanır.
5. Bültende yayımlanacak yazılara, "Kamu Kurum ve KuruluŐlarınınca denecek Telif ve İŐlenme cretleri Hakkında Yönetmelik,, esaslarına göre ücret ödenir.
6. Yazılarda bulunan Őekiller için, gerekli olan asgari alan içinde bulunabilecek kelime sayısına göre ücret taktir edilir.
7. Yazıların bültende yayınlanması Genel Müdürlüğümüz bünyesinde teŐekkül eden Uzmanlar Kurulu'nun kararı ile olur.
8. Semeyi yapacak Uzmanlar Kurulu 5. maddede sözü edilen asgari alanları hesaplamaya, yazı sahiplerine gereksiz uzatmaların kısaltılmasını teklif etmeye, verilecek ücrete esas teşkil edecek kelime sayısını tesbit etmeye ve yazıların yayın sırasını tayine yetkilidir.
9. Kurulca incelenen yazıların bültende yayınlanıp yayınlanmayacağı yazı sahiplerine yazı ile duyurulur.

10. Yayınlanmayacak yazılar bu duyurmadan sonra en geç bir ay içinde sahipleri tarafından geri alınabilir. Bu süre içinde alınmayan yazıların korunmasından Genel Müdürlüğümüz sorumlu değildir.
11. Yayımlanan yazılardaki fikir, görüş ve öneriler tamamen yazarlarına ait olup, Teknik Araştırma ve Uygulama Genel Müdürlüğünü bağlamaz ve Genel Müdürlüğümüzün resmi görüşünü yansıtmaz.
12. Diğer kuruluşlar ve Bakanlık mensupları tarafından bilgi, haber tanıtma vb. gibi nedenlerle gönderilecek not ve açıklamalar, ya da bu nitelikteki yazılar için ücret ödenmez.
13. Genel Müdürlüğümüz mensupları Genel Müdürlükçe kendilerine verilen görevlere ait çalışmalardan ötürü her hangi bir telif ya da tercüme ücreti talep edemezler.