

## 3 EYLÜL 1968 BARTIN DEPREMİNİN KAYNAK MEKANİZMASI VE KARADENİZ'İN AKTİF TEKTONİĞİ HAKKINDA DÜŞÜNCELER

### Source Mechanism of the Bartın Earthquake of 3 September 1968 and Thoughts on Active Tectonics of the Black Sea

Ömer ALPTEKİN\*, John L. NABELEK\*\* ve M. Nafi TOKSÖZ\*\*

#### ÖZET

3 Eylül 1968 Bartın Depremi Türkiye'nin kuzeybatısında Karadeniz'in kenarında meydana gelen ve aletsel olarak kayıt edilebilen en büyük depremdir. ( $M_s = 6.6$ ). P dalgası ilk hareketleri ile P ve SH dalgalarının inversiyonu Bartın depreminin kaynak mekanizmasının doğrultusu  $28^\circ$ , eğimi  $38^\circ$  ve kayma açısı  $80^\circ$  olan bir ters faylanma olduğunu göstermektedir. Ortalama odak (centroid) derinliği 4 km olup sismik moment  $3.9 \times 10^{25}$  dyn cm'dir. Bu çalışmada elde edilen sonuç Karadeniz'in güney kenarında aktif ters faylanmaya işaret eden ilk sismolojik bulgudur. Karadeniz muhtemelen Tetis'in kuzeye doğru yitimi sonucu bir ark gerisi basen şeklinde oluşmuştur. Sismisite, fay düzlemi çözümleri ve diğer jeofizik veriler Karadeniz'in, bugün yaklaşık kuzey-güney doğrultusundaki bir sıkışmanın etkisiyle kapanmakta olduğunu düşündürmektedir.

#### ABSTRACT

The Bartın earthquake of 3 September 1968 is the strongest instrumentally recorded earthquake to occur along the Black Sea margin in northwestern Turkey ( $M_s = 6.6$ ). The source mechanism of the Bartın earthquake was investigated in this study by modeling of P and SH wave seismograms and concluded that the event was caused by thrust faulting with a strike of  $N 28^\circ E$ , dip of  $38^\circ S$ , and rake of  $80^\circ$ . The average (centroid) depth of faulting was 4 km and the seismic moment was  $3.0 \times 10^{25}$  dyn cm. The Bartın earthquake provides the first seismological evidence for active thrust faulting at the southern margin of the Black Sea. Seismic reflection profiles off the coast of Bartın-Amasra region also show southward underthrusting. The low-level seismicity along the southern margin of the Black Sea is not well understood, but, it appears to be a result of the underthrusting of the Black Sea below the old island arc. Although the other parts of the Black Sea margin show fewer signs of active thrust faulting, all available earthquake fault-plane solutions and other geophysical data indicate that at the present time the Black Sea is closing under north-south compression.

\* Karadeniz Üniversitesi, Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Trabzon, TURKEY

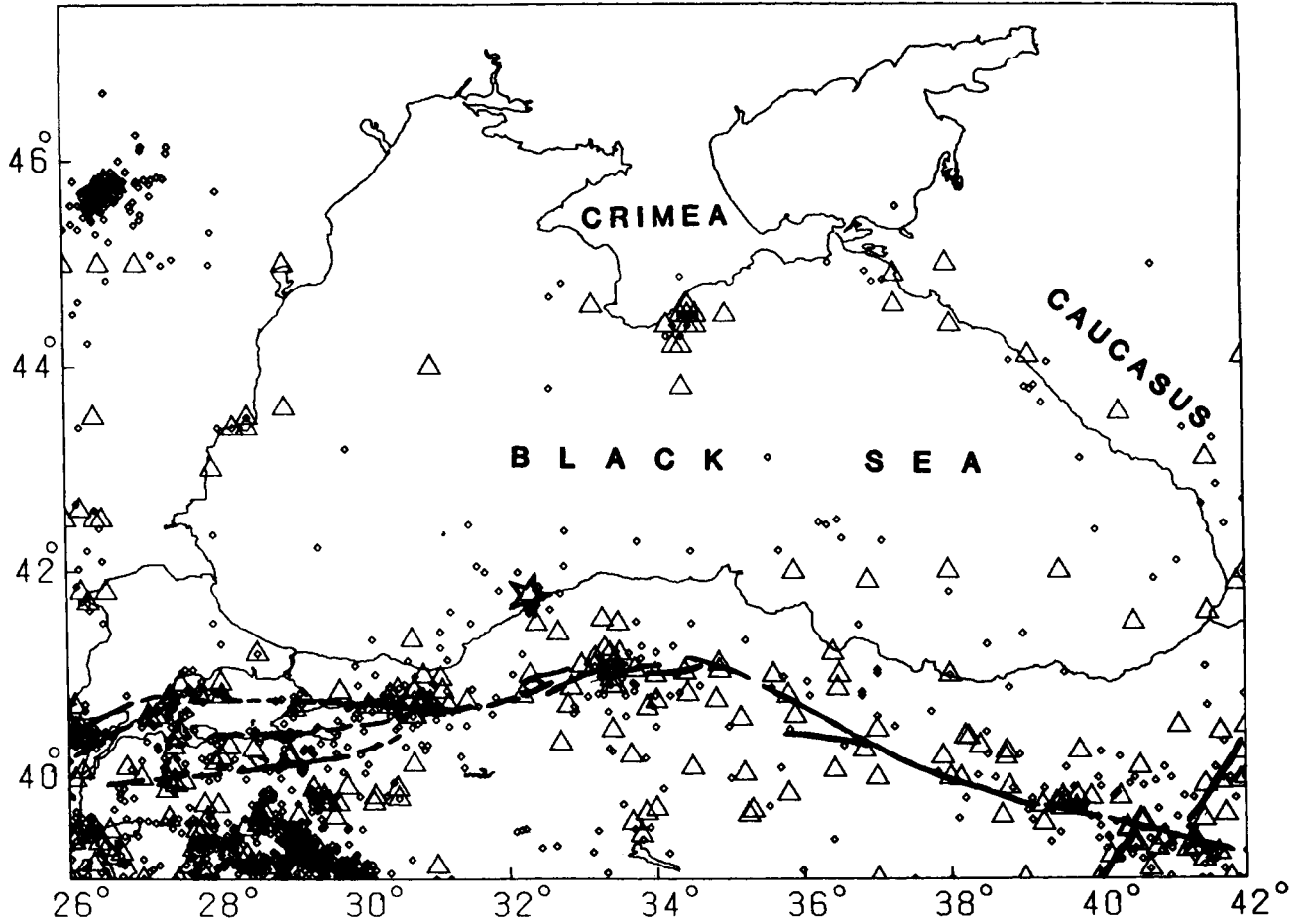
\*\* Earth Resources Laboratory, Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA 02139 U.S.A.

## GİRİŞ

Türkiye ve çevresinin depremselliği ve tektoniği birçok araştırmacı tarafından Afrika, Arabistan, Avrasya ve Anadolu levhalarının bağıl hareketleri ile açıklanmaya çalışılmıştır (McKenzie 1972, Alptekin 1973, Dewey 1976, Şengör 1979, Şengör ve Canitez 1982). Bu bölgedeki büyük depremlerin çoğunluğu ana levhaların sınırlarında oluşmakta olup, odak mekanizmaları levha hareketleri ile genellikle iyi uyum göstermektedir (Canitez ve Üçer 1967, McKenzie 1972, 1978, Alptekin 1973, 1978, Büyükaşkoğlu 1980, Eyidoğan 1983, Jackson ve McKenzie 1984). Bununla birlikte, iyi belirlenmiş levha sınırlarından uzakta oluşan depremlerin odak mekanizmalarının tektonik hareketlerle ilişkilerinin açıklanmasında güçlüklerle karşılaşmaktadır. Doğu, Batı ve Orta

Anadolu ile Türkiye'nin Karadeniz kıyı şeridinde bu tür depremler oluşmaktadır.

Şekil 1'de Türkiye'nin kuzeyinde ve Karadeniz çevresinde 1900 ile 1981 yılları arasında meydana gelen magnitüdüleri ( $m_b$ ) 4.0'den büyük olan depremlerin episantrları gösterilmiştir. Bu bölgedeki sismik faaliyetlerin önemli bir bölümü Kuzey Anadolu Fayı ile ilişkilidir. Kuzey Anadolu Fayı sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay olup Avrasya (veya Karadeniz) ile Anadolu levhalarının sınırını oluşturur. Kuzey Anadolu Fayı  $31^\circ D$  ve  $41^\circ D$  boylamları arasında morfolojik olarak iyi bir şekilde tanımlanabilmektedir.  $31^\circ D$  boylamının batısında fay iki, hatta muhtemel olarak üç kola ayrılmaktadır (Toksöz ve diğ. 1979). Bu bölgede deprem odak mekanizmaları normal ve sağ yönlü doğrultu atımlı faylanmalar göstermektedirler (McKenzie 1972, 1978).



Şekil 1. Kuzey Türkiye ve Karadeniz'in 1900'den 1981 Haziran'a kadar olan dönemdeki depremselliği. Büyük üçgenler magnitüdüleri ( $m_b$ ) 5 ve daha büyük olan depremleri, küçük kareler magnitüdüleri 5'den küçük olan depremleri gösterirler. 1963'ten önceki veriler Alsan ve diğ. (1975) ve Ergin ve diğ. (1967)'den, 1963'ten sonraki veriler NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) deprem veri kütüklerinden alınmıştır. Bartın depreminin episantrı yıldız ile belirtilmiştir. Sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fayı'nın izi gösterilmiştir.

Karadeniz'in Türkiye kıyı şeridinde sığ odaklı depremlerden oluşan ve diğer bölgelere kıyasla çok belirgin olmayan bir sismik faaliyet gözlenmektedir. Bu sismik faaliyetin Kuzey Anadolu Fay'ı ile ilişkisi şimdilik iyi anlaşılabilmiş değildir. Karadeniz'in Türkiye kıyı şeridinde orta büyüklükte sekiz tarihi deprem belirlenmiştir (Soysal ve diğ. 1981). 3 Eylül 1968 Bartın depremi ( $M_s = 6.6$ ) bu kıyı şeridinde meydana gelen ve aletsel olarak kayıt edilen en büyük depremdir. Karadeniz'in jeolojik oluşumunun ve aktif tektoniğinin anlaşılabilmesi açısından bu depremin kaynak mekanizmasının doğrulukla bilinmesi çok önemlidir. Bu makalede 3 Eylül 1968 Bartın depreminin kaynak mekanizması P ve SH dalga şekillerinin inversiyonu ile saptanarak Karadeniz'in aktif tektoniği ile ilişkisi incelenmiştir. Makalenin hazırlanış amacı Alptekin ve diğ. (1985)'deki bulgu ve düşüncelerin Türkçe literatüre yansıtılmasıdır.

### 3 EYLÜL 1968 BARTIN DEPREMİNİN KAYNAK MEKANİZMASI

#### Lokasyon ve Saha Gözlemleri

Her ne kadar orta büyüklükte ( $M_s = 6.6$ ) bir deprem ise de Bartın depremi; Bartın, Amasra ve çevrelerindeki köylerde önemli hasar yapmış ve bazı can kayıplarına sebep olmuştur. İmar ve İskan Bakanlığı'nın raporlarına göre yirmidört kişi hayatını kaybetmiş ve yüzlerce kişi de yaralanmıştır. 2166 ev tamamiyle, 2498 ev de kısmen hasar görmüştür (Lander 1969). Deprem İstanbul, Ankara, Bursa ve Samsun gibi dört büyük ilde hissedilmiştir.

Bartın depreminin odak parametreleri Çizelge 1'de verilmiştir. Ana şok için ISC (International Seismological Center) tarafından verilen episantr Karadeniz'de

yaklaşık olarak Amasra'nın 10 km kuzeyinde bulunmaktadır (Şekil 2). ISC kayıtlarına göre ana şoku izleyen ve magnitüdüleri  $4.0 < m_b < 4.6$  arasında değişen dokuz artsarsıntı meydana gelmiştir. Bunlardan beşi ana şok ile aynı günde, diğerleri ise izleyen dört ay içerisinde meydana gelmişlerdir. Episantrın yaklaşık 12 km güneydoğusunda bulunan en yakın sismograf istasyonu KAS (Kastamonu) da ana şokdan sonra ilk 24 saat içinde 256, ilk hafta içinde ise toplam 500 artsarsıntı kayıt edilmiştir, ancak bunların magnitüdüleri ve episantrları maalesef bilinmemektedir (Lander 1969).

Ana şokun episantrı ISC bültenlerinde verilen P dalgası varış zamanları ve bazı WWSSN (Worldwide Standard Seismic Stations Network) istasyonlarının kısa periyodlu sismogramlarından okuduğumuz P dalgası varış zamanları kullanılarak yeniden hesaplanmıştır. Hesaplamamızda odak derinliği 5 km'de sabit tutulmuş ve sadece rezidiüelleri 2.0 s'den daha küçük olan istasyonlar kullanılmıştır.

Hesapladığımız yeni episantr Dewey (1976) tarafından bulunan ile iyi uyuşmaktadır. Hesaplanan yeni episantr ile ISC tarafından ana şok ve artsarsıntılar için episantrlar Şekil 2'de gösterilmiştir. Şekil 2'de aynı zamanda eşşiddet eğrileri ve Türkiye Jeoloji Haritası (1961 - 1964) ile Ketin ve Abdüsselamoğlu (1970)'nden alınan ana fay hatları gösterilmiştir. Deprem bölgesinde bulunan kuzeydoğu - güneybatı doğrultulu bu eski faylara ilişkin toplam kayma miktarı bilinmemektedir. Depreme ilişkin olarak yeni kırıklara rastlanmamıştır. Bununla birlikte Ketin ve Abdüsselamoğlu (1970) Amasra yakınında kıyının deprem sırasında 30-40 cm yükseldiğini kayıt etmişlerdir (Şekil 2). Ketin ve Abdüsselamoğlu episantr alanında alüvyonlarda çatlaklar gözlemlendiğini ve birçok heyelana rastlandığını da ifade etmişler-

Çizelge 1. 3 Eylül 1968 Bartın Depremi'nin Odak Parametreleri

Orijin Zamanı			Episantr		Derinlik	Magnitüd		Mak. Şiddet	Verilerin Kaynağı
Sa.	Dak.	San.	Enl. °N	Boyl. °E	km	$m_b$	$M_s$	$I_o$	
08	19	52.6	41.81	32.39	5	5.7		VIII	ISC <sup>1</sup>
08	19	52.2	41.80	32.39	5	5.7	6.6	—	USCGS <sup>2</sup>
08	19	56.2	41.77	32.50	15 (sabit)	—	—	—	Dewey (1976)
08	19	51.6	41.78	32.43	5 (sabit)	—	—	—	Bu çalışma

<sup>1</sup> International Seismological Center

<sup>2</sup> United States Coast and Geodetic Survey

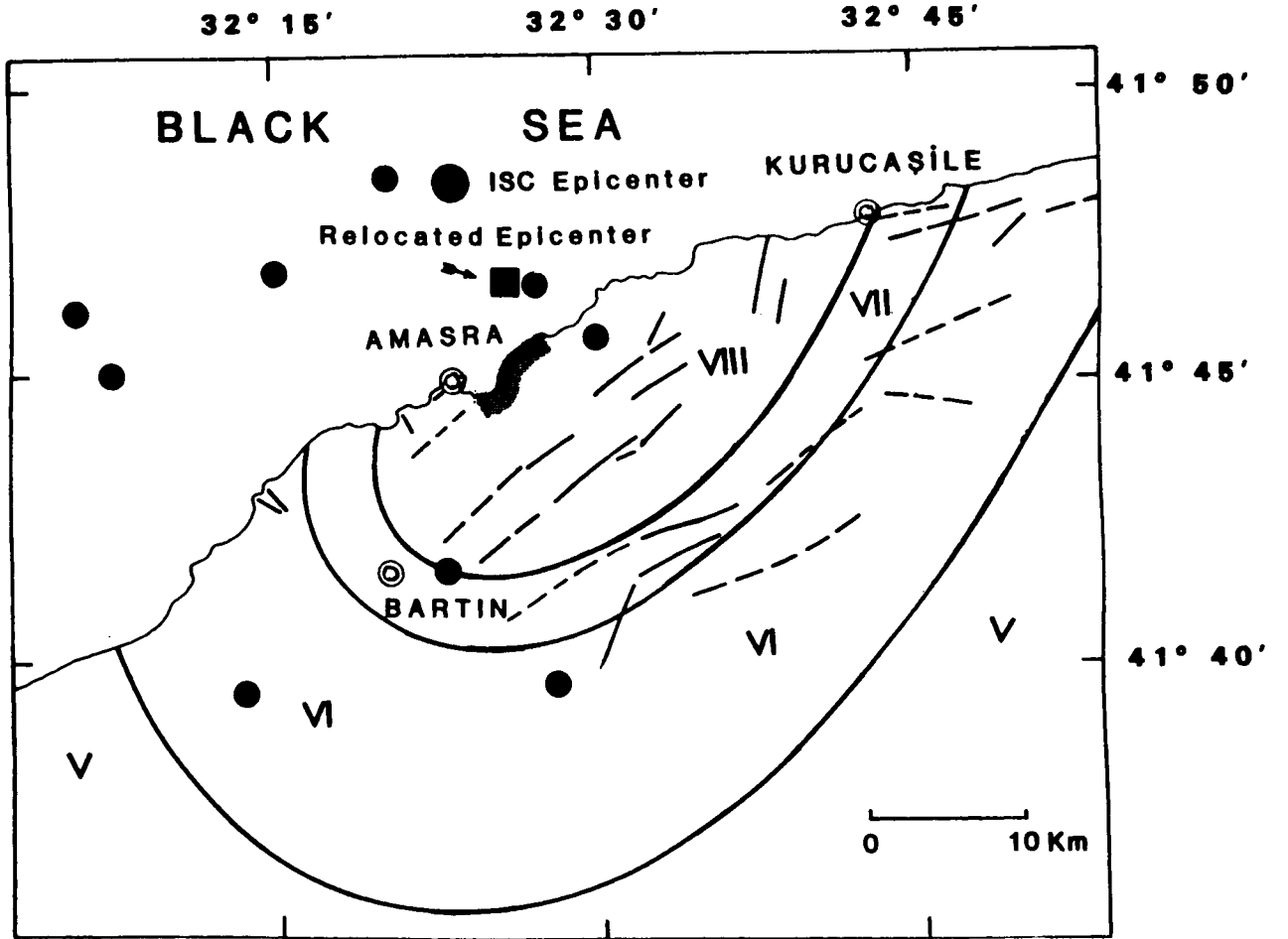
dir. Deprem ile ilgili olarak Amasra körfezinde küçük bir tsunami rapor edilmiştir (Lander 1969).

Bartın depremi için birçok eşşiddet haritası (isoseismal map) hazırlanmıştır (Albers ve Kalafatçıoğlu 1969, Ketin ve Abdüsselamoğlu 1970, Ergünay ve Tabban 1983). Bunlardan Ergünay ve Tabban (1983)'in verdiği eşşiddet haritası resmi hasar raporlarına göre hazırlanmıştır. Bu haritalarda belirtilen maksimum şiddetler arasında küçük farklar görülmekle birlikte en uygun maksimum şiddet değerinin MM (Modified Mercalli) şiddet ölçeğinde VIII olduğu anlaşılmaktadır. Ketin ve Abdüsselamoğlu (1970)'nunki hariç tüm eşşiddet haritalarında eşşiddet eğrileri eliptik bir şekil göstermekte olup elipsin büyük eksenini yaklaşık olarak kıyıya paraleldir. Ketin ve Abdüsselamoğlu (1970)'nun haritasında elipsin büyük eksenini kuzeye daha fazla dönük olup maksimum şiddet biraz küçüktür. Şekil 2'de Ergünay ve Tabban (1983)'dan alınan eşşiddet eğrileri gösterilmiştir.

#### İlk Hareketlerden Bulunan Fay Düzlemi Çözümü :

Bartın depremi için McKenzie (1972), Kudo (1983), Şengör ve diğ. (1983) ile Jackson ve McKenzie (1984) fay düzlemi çözümleri vermişlerdir. Jackson ve McKenzie tarafından verilen çözüm, McKenzie (1972) tarafından verilenin biraz değiştirilmiş şeklidir. Şengör ve diğ. (1983) hariç tüm çözümler WWSSN uzun periyodu sismograflarda gözlenen ilk hareketlerden elde edilmiş olup ters faylanma bileşeni olan doğrultu atımlı faylanma belirtmektedirler. Şengör ve diğ. (1983)'nde WWSSN verilerine ek olarak ISC bültenlerinde verilen kısa periyodu P dalgası ilk hareketleri de kullanılmış olup çözüm tamamıyla doğrultu atımlı bir faylanma belirtmektedir.

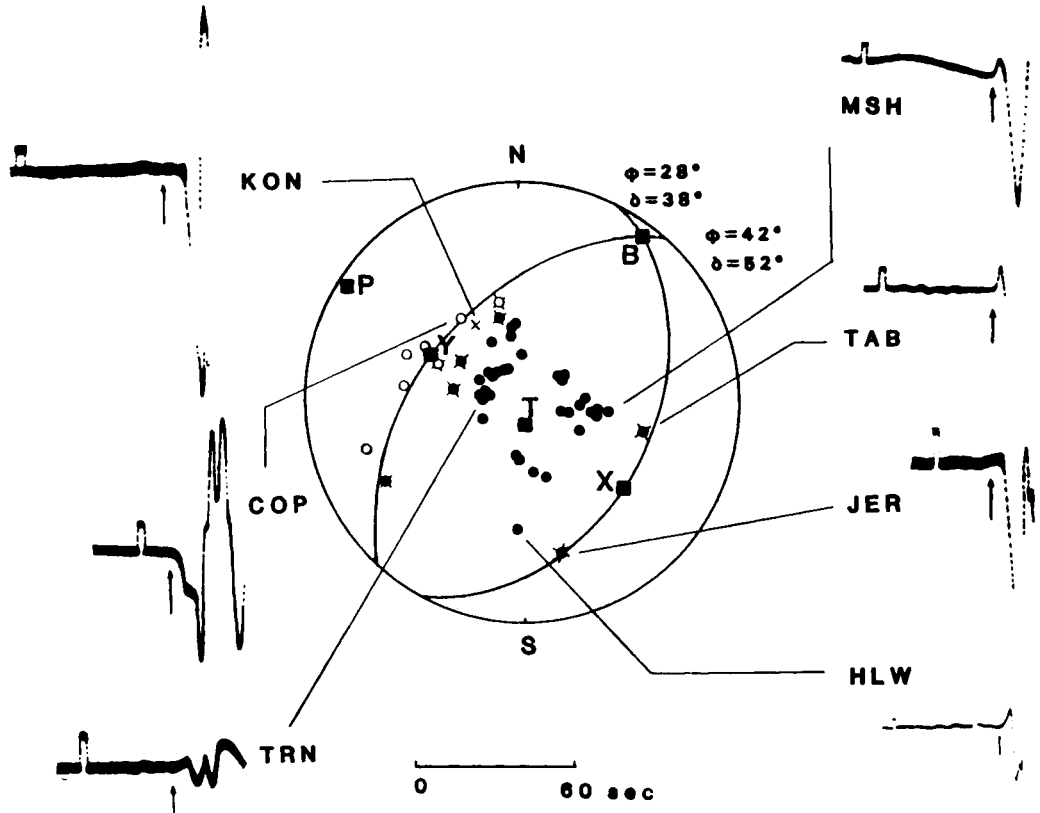
Bu çalışmada, kırkyedi WWSSN istasyonunda kayıt edilen uzun periyodu sismogramlarda tarafımızdan gözlenen P dalgası ilk hareketlerinden yararlanılarak Bartın



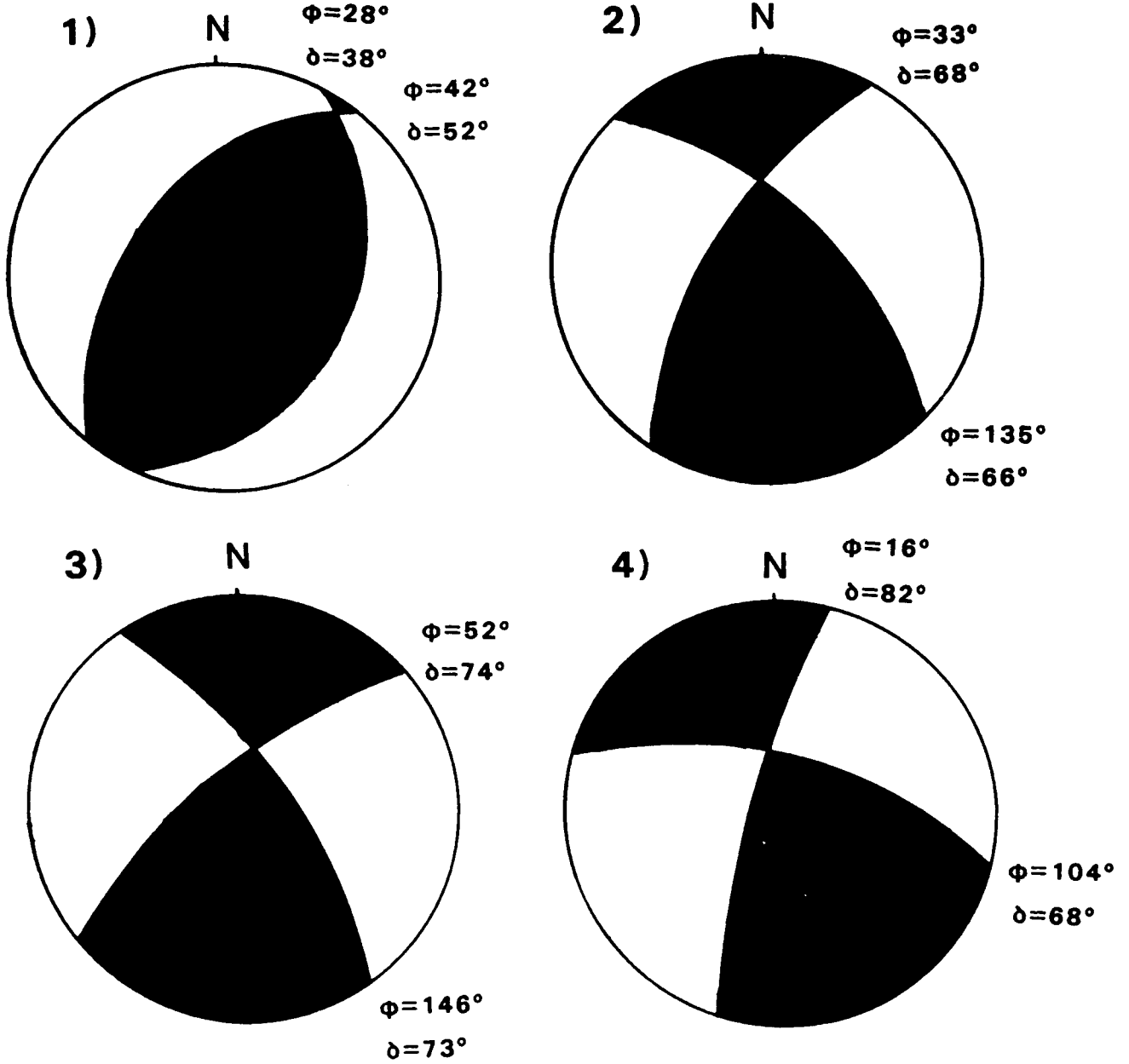
Şekil 2. Bartın depreminin episantr bölgesinin haritası. Eşşiddet eğrileri kalın sürekli çizgilerle gösterilmiştir (Ergünay ve Tabban 1983). ISC'nin verdiği episantr ile ana şok için bu çalışmada hesaplanan episantr ( $\pm 5$  km'lik belirsizlik ile) gösterilmiştir. Küçük siyah daireler ISC'nin belirlediği artsarsıntuların episantrlarını göstermektedir. Gölge alan Ketin ve Abdüsselamoğlu (1970)'da belirtilen kıyı yükselmesinin gözlemlendiği bölgeyi belirtmektedir. Faylar kesik veya sürekli ince çizgilerle gösterilmiştir (Türkiye Jeoloji Haritası 1961-1964, Ketin ve Abdüsselamoğlu 1970).

depremi için yeni bir fay düzlemi çözümü elde edilmiştir. Mümkün olan durumlarda uzun periyodlu sismogramlarda gözlenen ilk hareketler ile kısa periyodlu sismogramlarda gözlenenler karşılaştırılmıştır. Ancak, uzun periyodlu sismogramlarda okunan ilk hareketler için varış zamanları daima kısa periyodlu sismogramlardan okunmuştur. Bu, ilk hareket gözlemlerinde dikkat edilmesi gereken önemli bir noktadır. Zira, doğrudan gelen P dalgalarının gözlenmesinde düğüm düzlemlerine yakın istasyonlarda doğrudan gelen P dalgaları ile serbest yüzeyde yansıyan dalgalar kolayca karıştırılabilmektedir. Episantr yakınında serbest yüzeyden yansımalar (örneğin  $p^P$  ve  $s^P$ ) büyük genliklere sahip olabilirler ve yanlışlıkla ilk gelişler olarak tanımlanabilirler (Trehu ve diğ. 1981). Kısa ve uzun periyodlu sismogramların dikkatle incelenmesi sonucu önceki çalışmalarda düğüm düzlemlerine yakın bazı istasyonlarda gözlenen polaritelerin gerçek ilk hareketleri yansıtmadıkları anlaşılmaktadır. JER istasyonunda ilk gelişin nodal karakterde oluşu fay düzlemi çözümüne önemli bir sınırlama getirmektedir.

Bu çalışmada elde edilen fay düzlemi çözümü Şekil 3'de gösterilmiştir. Çözüm odak alt yarıküresinin ekvator düzlemine eşit alan izdüşümüdür. Bu çözüm Bartın depreminin odak mekanizmasının tam bir ters faylanma olduğunu göstermektedir. Bu çözümde gösterilen düğüm düzlemleri bundan sonraki bölümde açıklanacak olan P ve SH dalgalarının inversiyonu ile bulunmuştur. İlk hareketlerin polariteleri ve genlikleri bu çözüm ile çok iyi uyum göstermektedir. Doğrultusu  $K 28^\circ D$  ve eğimi  $38^\circ GD$  olan düğüm düzlemi fay düzlemi olarak seçilmiştir. Fay düzlemi için yapılan bu seçim Karadeniz'in güney kenarının jeolojik yapısına uygun düşmektedir. Aynı zamanda deprem sonrası Amasra'da gözlenen kıyı yükselmesinde (Ketin ve Abdüsselamoğlu 1970) bu seçimi desteklemektedir. Karadeniz'in Türkiye kıyısı boyunca ölçülen çok kanallı yansıma profilleri (Letouzey ve diğ. 1977). Anadolu kıtasal blokunun Karadeniz üzerine bindirdiğine işaret eden ters faylar göstermektedir (Şekil 8). Bu çalışmada elde edilen fay düzlemi çözümü Şekil 4'de önceki çözümlerle karşılaştırılmıştır.



Şekil 3. Bartın depremi için gözlenen ilk hareketler ve fay-düzlemi çözümü (alt yarıkürenin eşit alan izdüşümü). Dolu ve boş daireler sırası ile kompresyonları ve dilatasyonları göstermektedir. Çapraz semboller nodal gelişleri belirtmektedir. Örnek sismogramlar doğrudan gelen P dalgalarının genliklerinin istasyonların düğüm düzlemlerine yakınlıklarına göre nasıl değiştiğini göstermektedir. Oklar kısa periyodlu P dalgalarının geliş zamanlarını belirtmektedir. Düğüm düzlemlerine yakın istasyonlar (nodal istasyonlar) daki büyük genlikli gelişler yansıma fazlarıdır ( $p^P$  ve  $s^P$ ). İlk hareket verileri odak mekanizmasının ters faylanma olduğunu göstermektedir. Düğüm düzlemleri uzun periyodlu P ve SH sismogramlarının inversiyonu ile belirlenmiştir. P, T, B, X ve Y eksenleri içi dolu kareler ile belirtilmişlerdir. İlk hareketlerin izdüşümünde ışının odağı terkediş açısını hesaplamak için odak çevresindeki P dalgası hızının 6.0 km/san olduğu kabul edilmiştir.



Şekil 4. Bartın depremi için bu çalışmada ve diğer çalışmalarda elde edilen fay-düzlemi çözümlerinin karşılaştırılması. 1) Bu çalışmada bulunan çözüm, 2) Jackson ve McKenzie (1984) nin çözümü, 3) Kudo (1983) nun çözümü ve 4) Şengör ve diğ. (1983) tarafından bulunan çözüm.

#### P ve SH Dalgalarının İncersiyonundan Bulunan Kaynak Mekanizması

İlk hareketlerin emerjans karakteri ve kuzeydoğu kuadranda yakın istasyonların bulunmaması (Şekil 3) Bartın depreminin fay düzlemi çözümünün saptanmasında karşılaşılan önemli güçlüklerdir. Kuzeydoğu kuadranda

bulunan istasyonların izdüşümleri odak küresinin merkezine yakın olduklarından güneydoğuya eğimli olan düğüm düzlemi iyi bir şekilde tanımlanamamaktadır. Bu nedenle, Bartın depreminin kaynak mekanizmasının daha iyi anlaşılabilmesi için dalga şekillerinin içerdiği bilginin kullanılması gerekli görülmüştür.

Bu amaçla, 30° den 90° ye kadar olan WWSSN istasyonlarında kayıt edilen uzun periyodlu oniki P dalgası ve sekiz SH dalgasının inversiyonu ile kaynak şiddeti (seismic moment), kaynak geometrisi (fay düzleminin doğrultusu, eğimi ve kayma açısı), odak derinliği (centroid depth) ve uzak alan (far field) için geçerli olan kaynak zaman fonksiyonu aynı anda saptanmaya çalışılmıştır. P ve SH dalgaları kabuk ve manto içerisine dike yakın bir şekilde dalarak yayıldıklarından sadece kaynak ve alıcının altındaki kabuk ve manto yapısından etkilenirler (Langston ve Helmberger 1975).

Yapay sismogramlar ile gözlemsel sismogramlar karşılaştırılarak iteratif bir yöntemle kaynak modeli saptanabilir. Bu yöntemin cisim dalgalarına uygulanması ile sığ odaklı depremlerin kaynak özellikleri başarılı bir şekilde saptanabilmektedir (Langston ve Helmberger 1975). Her istasyondaki yapay sismogram üç katlı bir konvolüsyon işlemi ile hesaplanabilir :

$$S(t) = I(t) * A(t^*, t) * G(t) * K(t) \quad (1)$$

Burada I(t) aletin tepkisini, A(t\*, t) soğurma operatörünü, G(t) kabuk yapısının tepkisini (Green fonksiyonu), K(t) kaynağın tepkisini, S(t) ise yapay sismogramı göstermektedir. Yapay sismogramların hesaplanmasında en önemli etki ilk gelişler ve serbest yüzeydeki yansımalarından geldiğinden çoğu hallerde kabuk yapısının bir yarı ortama yaklaştırılması yeterlidir.

Bu çalışmada kullanılan kabuk yapısının parametreleri Çizelge 2'de verilmiştir. Anelastik soğurmanın etkisini gidermek amacıyla P dalgaları için t\* (yayıma zamanının ortalama Q'ya oranı) 1s ve SH dalgaları için 4s değerleri kullanılmıştır. Yapay sismogramların hesaplanması ve inversiyon işleminin ayrıntıları Nabelek (1984)'de verilmiştir.

Dalga şekillerinin analizinde Nabelek (1984, 1985)'de açıklandığı şekilde bir nokta kaynak modeli kullanılmıştır. Nokta kaynağı temsil eden zaman fonksiyonu P(t) birbirini kısmen örten ve süreleri 2Δτ olan üçgen fonksiyonlar (T<sub>Δτ</sub>(t)) ile parametrize edilmiştir :

$$P(t) = \sum_{k=1}^{N_{\Delta\tau}} \omega_k T_{\Delta\tau}(t - \tau_k), \quad \tau_k = (k-1)\Delta\tau \quad (2)$$

Burada, N<sub>Δτ</sub> zaman fonksiyonu elemanlarının sayısı olup ω<sub>k</sub> inversiyon sırasında ayarlanabilen rölatif genliklerdir.

N<sub>Δτ</sub> ve Δτ önceden belirlenirler. Birçok denemeden sonra çalışmamızda N<sub>Δτ</sub> = 9 ve Δτ = 1.5 s seçilmiştir. Kaynak zaman fonksiyonunun birbirini örten üçgen fonksiyonlarla parametrize edilmesi sonucu kaynak zaman fonksiyonu trapezoid kuralı ile yaklaştırılır. Bu şekilde elde edilen kaynak zaman fonksiyonu için yüksek frekanslarda genlikler f<sup>-2</sup> ile orantılı azalma gösterir ve bu depremlerde çoğunlukla gözlenen durumdur (Aki ve Richards 1980).

Verilerimizin iki farklı hata fonksiyonu için versiyonu yapılmıştır. İlkinde

$$\sum_i (O_i - S_i)^2 \quad (3)$$

toplamı, ikincisinde ise

$$\sum_i \left[ \frac{S_i}{|\sum_j S_j^2|^{1/2}} - \frac{O_i}{|\sum_j O_j^2|^{1/2}} \right]^{1/2} \quad (4)$$

en küçük kareler yöntemiyle minimum yapılmıştır. Burada O<sub>i</sub> sayısallaştırılmış gözlemsel genlikleri, S<sub>i</sub> ise yapay sismogramın genliklerini gösterirler. i toplam sayısallaştırılmış örnek sayısını, j ise bir istasyondaki örneklerin sayısını gösterirler. İlk hata fonksiyonu hem dalga şekillerine hem de istasyonlar arasındaki mutlak genlik farklarına duyarlıdır. İkinci hata fonksiyonu ise sadece dalga şekillerine duyarlıdır (Nabelek 1984, McCaffrey ve Nabelek 1984).

Dalga şekillerinin analizinde kullanılan istasyonların parametreleri Çizelge 3'de verilmiştir. Tüm sismogramlar sayısallaştırılarak 0.5 s zaman aralıklarına göre enterpole edildiler. WIN istasyonunda görülen alçak frekanslı kaymayı ortadan kaldırmak için bu istasyona ait sismogram kesme frekansı 0.0167 Hz olan bir yüksek-geçişli filtreden geçirilerek süzüldü. Genlikler 40° uzaklıkta bulunan ve büyümesi 1500 olan bir sismografin kayıt ettiği genliğe göre ölçülendirildiler (equalized). SH dalgalarının gözlenen genlikleri P dalgalarının genliklerinden büyük olduklarından SH dalgalarının genlikleri 0.65 kat-sayı ile ağırlıklandırılmıştır. Böylece, P ve SH dalgalarının inversiyondaki ağırlıkları eşitlenmiş oldu. İnversiyonda P ve SH dalgalarının başlangıçlarından itibaren ilk 50 saniyelik bölümleri kullanılmıştır. P dalgalarının başlangıcı kısa periyodlu sismogramlardan belirlendi. SH dalgalarının başlangıcı için teorik varış zamanları kullanıldı.

Çizelge 2. Yapay Sismogramların Hesaplanmasında Kullanılan Kabuk Modeli Parametreleri

	Kalınlık	V <sub>p</sub>	V <sub>s</sub>	Yoğunluk (g/cm <sup>3</sup> )
		(km/san.)	(km/san.)	
Kaynak Bölgesi	Yarı Ortam	6.00	3.46	2.50
Alıcı Bölgesi	Yarı Ortam	6.00	3.46	2.50

Çizelge 3. Cisim Dalgası İnversiyonunda Kullanılan İstasyonların Parametreleri

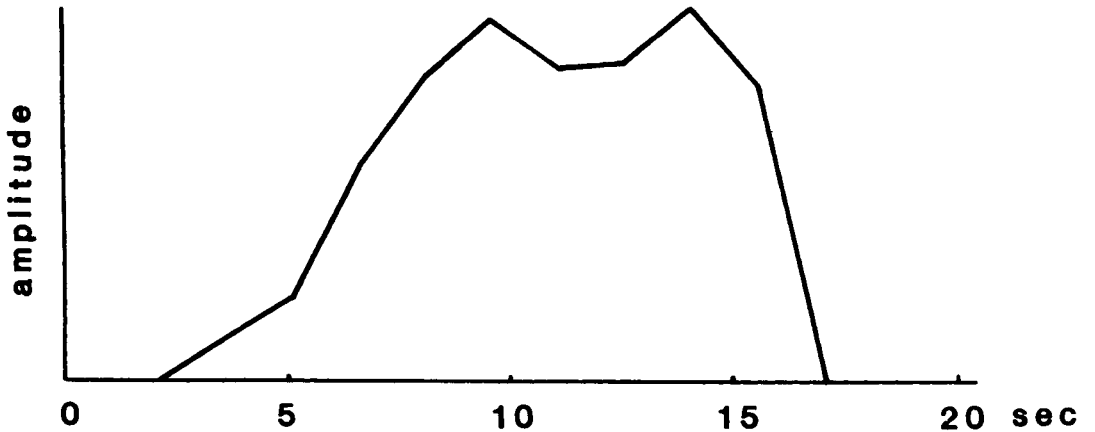
İstasyon	Azimut (der.)	Uzaklık (der.)	Kullanılan Dalga Şekli*	Alet Büyütmesi
COL	0.	73.7	P, SH	1500
MAT	52.7	76.8	P, SH	3000
SHL	88.7	51.2	P	3000
LAH	93.2	34.9	SH	750
QUE	101.4	30.1	P	6000
KOD	115.2	50.5	P	1500
AAE	168.3	33.1	P, SH	1500
NAI	173.4	43.1	SH	1500
BUL	183.9	61.7	P	1500
WIN	195.4	65.6	P	1500
PTO	282.7	30.5	P, SH	1500
BEC	299.1	73.9	SH	1500
VAL	304.2	30.4	P	1500
ATL	311.4	85.2	P	3000
GDH	332.5	50.2	P	750
NOR	350.7	43.2	SH	750

\* P düşey bileşende gözlenen P dalgasını belirtir.

Çözüm yakınsadıktan sonra gözlemsel ve yapay dalga şekillerinin çapraz korelasyonu ile yeni bir dalga başlangıcı (onset) belirlenerek hesaplar yeniden yapıldı ve bu işleme son çözüm elde edilinceye kadar devam edildi.

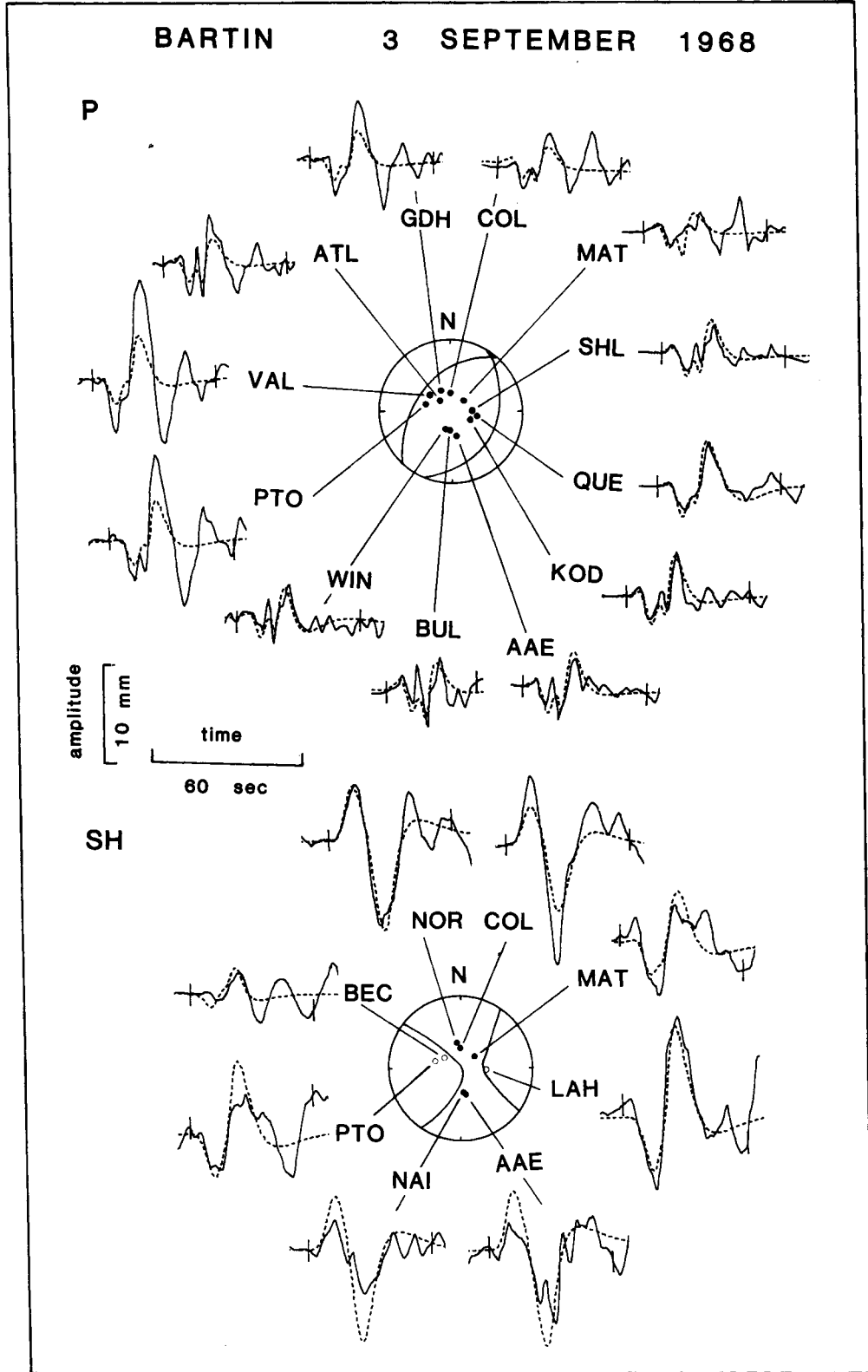
İnversiyonun sonuçları Çizelge 4'de özetlenmiş olup kaynak zaman fonksiyonu Şekil 5'de gösterilmiştir. Gözlemsel sismogramlar ve birinci hata fonksiyonu (denklemler) kullanılarak hesaplanan yapay sismogramlar Şekil 6'da gösterilmiştir. İnversiyonda kullanılan istasyonların çoğunluğunda yapay sismogramların dalga şekilleri ve genlikleri gözlemsel sismogramlara oldukça iyi uymaktadır. Dalga şekillerinde ve genliklerinde görülen bazı uyumsuzluklar muhtemelen kaynak boyutları-

nın sonlu olmasından ileri gelmektedir ki modellememizde biz bunu ihmal ettik. Gerçekten deprem kaynağını fayın doğrultusunda güneybatıdan kuzeydoğuya doğru yayılan bir kırılma (rupture) şeklinde modellediğimiz zaman fayın doğrultusuna yakın azimutlardaki istasyonlarda genliklerdeki uyumsuzlukların azaldığı ve rezidüellerin küçüldüğü görülmektedir. Örneğin COL, MAT, NAI ve AAE istasyonlarında SH dalgalarının genliklerindeki uyumsuzluklar azalmıştır. Depremi sonlu bir kaynak gibi modellemek (örneğin, Nabelek 1985) bu çalışmanın amaçları dışında olduğundan konu daha ayrıntılı incelenmemiştir. Ancak kaynak boyutlarının ihmal edilmesi nokta kaynak modelinden elde edilen ortalama kaynak



Şekil 5. Bartın depremi için P ve SH dalgalarının inversiyonu ile bulunan nokta kaynak zaman fonksiyonu.





Şekil 6. P ve SH dalgaları için gözlemsel (sürekli çizgiler) ve yapay (kesik çizgiler) sismogramlar. Sismogramların genlikleri büyütmesi 1500 olan  $40^\circ$  uzaklıktaki bir aletle kayıt edilen genliğe göre normalize edilmiştir. Sismogramın inversiyonda kullanılan kısmı düşey kısa çizgilerle belirtilmiştir. İnversiyondan bulunan fay düzlemi çözümü ve doğrudan gelen dalgaların polaritelerinin odak küresi üzerindeki izdüşümleri de gösterilmiştir.

parametrelerini değiştirmez (Nabelek 1984). PTO ve VAL istasyonlarındaki yapay sismogramlarda P dalgalarının genlikleri gözlemsel genliklerden oldukça küçüktür. Genliklerdeki bu uyumsuzluklar muhtemelen yöringe etkilerinden ileri gelmektedir. Büyük ihtimal ile geometrik yayılma için yeterli düzeltme yapılamaması bu uyumsuzluklara sebep olmaktadır. Özellikle 30° ye yakın uzaklıklarda geometrik yayılmanın değeri iyi bilinmemektedir. Mutlak genliklerdeki uyumsuzlukları incelemek için ikinci hata fonksiyonu (denklem 4) kullanılarak inversiyon tekrarlandı. Sonuçların esas itibari ile birinci inversiyondan elde edilenlerden farklı olmadığı görüldü (Çizelge 4). Kaynak ve/veya alıcı bölgesinde tabakalı bir kabuk modeli kullanılarak yapılan deneylerimiz de esas itibari ile aynı sonuçları verdiler.

Dalga şekillerinin inversiyonu Bartın depreminin odak mekanizmasının doğrultusu 28°D, eğimi 38°GD olan bir ters faylanma belirtmektedir. Kayma vektörünün fayın doğrultusu ile yaptığı açı (kayma açısı) (Aki ve Richards 1980) 80° dir. Centroid (kayma hareketinin başladığı nokta) derinliği 4.2 km olup sismik moment  $3.9 \times 10^{25}$  dyn. cm'dir. Kaynak zaman fonksiyonu (source time function) emerjans bir karakter göstermektedir (Şekil 5). Toplam sismik momente en büyük katkıyı kaynak zaman fonksiyonunun son altı terimi sağlamaktadır. Bununla birlikte sismik momentin gerçek değeri tahmin edilen kaynak derinliğine bağlıdır. Sismik moment için bizim bulduğumuz değer Kudo (1983)'nun yüzey dalgalarının analizinden bulunduğu  $4.0 \times 10^{25}$  dyn cm değerine çok yakındır.

Bu çalışmada elde edilen kaynak mekanizmasını diğer araştırcıların mekanizma çözümleri ile karşılaştırmak amacı ile diğer araştırcıların fay düzlemi çözümleri için yapay sismogramlar hesaplanarak gözlemsel sismogramlar ile karşılaştırıldı (Şekil 7). Kaynak mekanizmasına bir miktar doğrultu atımlı bileşenin eklenmesi halinde gözlemsel sismogramlar ile yapay sismogramlar arasında hem dalga şekilleri, hem de genliklerdeki benzerlikler hemen bozulmaktadır. Özellikle SH dalgalarında bu bozulmalar büyüktür.

Fay düzlemi çözümü, episantrın yeri, odak derinliği, eşşiddet eğrilerinin şekilleri ve büyüklükleri ile Amasra yakınındaki kıyı yükselmesi (Şekil 2) kıyından 10 km uzakta ve kıyıya paralel uzanan, güneydoğuya eğimli bir ters faylanma ile açıklanabilmektedir. Karadeniz'in Türkiye kıyılarında alınan çok kanallı yansıma profillerinde (Letouzey ve diğ. 1977), güneydoğuya eğimli ters fayların görülmesi (Şekil 8) güneydoğuya eğimli düğüm düzleminin gerçek fay düzlemi olduğunu desteklemektedir.

#### KARADENİZ'İN TEKTONİĞİ HAKKINDA DÜŞÜNCELER

Karadeniz güneyde Pontid dağları, kuzeyde Kırım ve kuzeydoğuda Kafkas dağ zincirleri ile sınırlanmış küçük bir deniz havzasıdır. Orta kısımlarında derinliği 2000 metreden fazla olan Karadeniz kuzey kenarında geniş bir şelf bölgesine sahiptir. Güney ve doğu kenarlarında ise şelf bölgesi oldukça dar ve dik eğimli olup, çok sayıda kanyon tarafından kesilmiştir (Şekil 9), (Ross ve diğ. 1974, Letouzey ve diğ. 1977). Karadeniz havzasının orta kısımlarında 8 km kalınlığında bir okyanus tipi kabuk vardır. Bu kabuğun üstü kalınlığı 8 ile 15 km arasında değişen sedimanlarla örtüldür. Şelf bölgesinde 35-40 km kalınlığında normal bir kıtasal kabuk vardır (Neprochnov ve diğ. 1974).

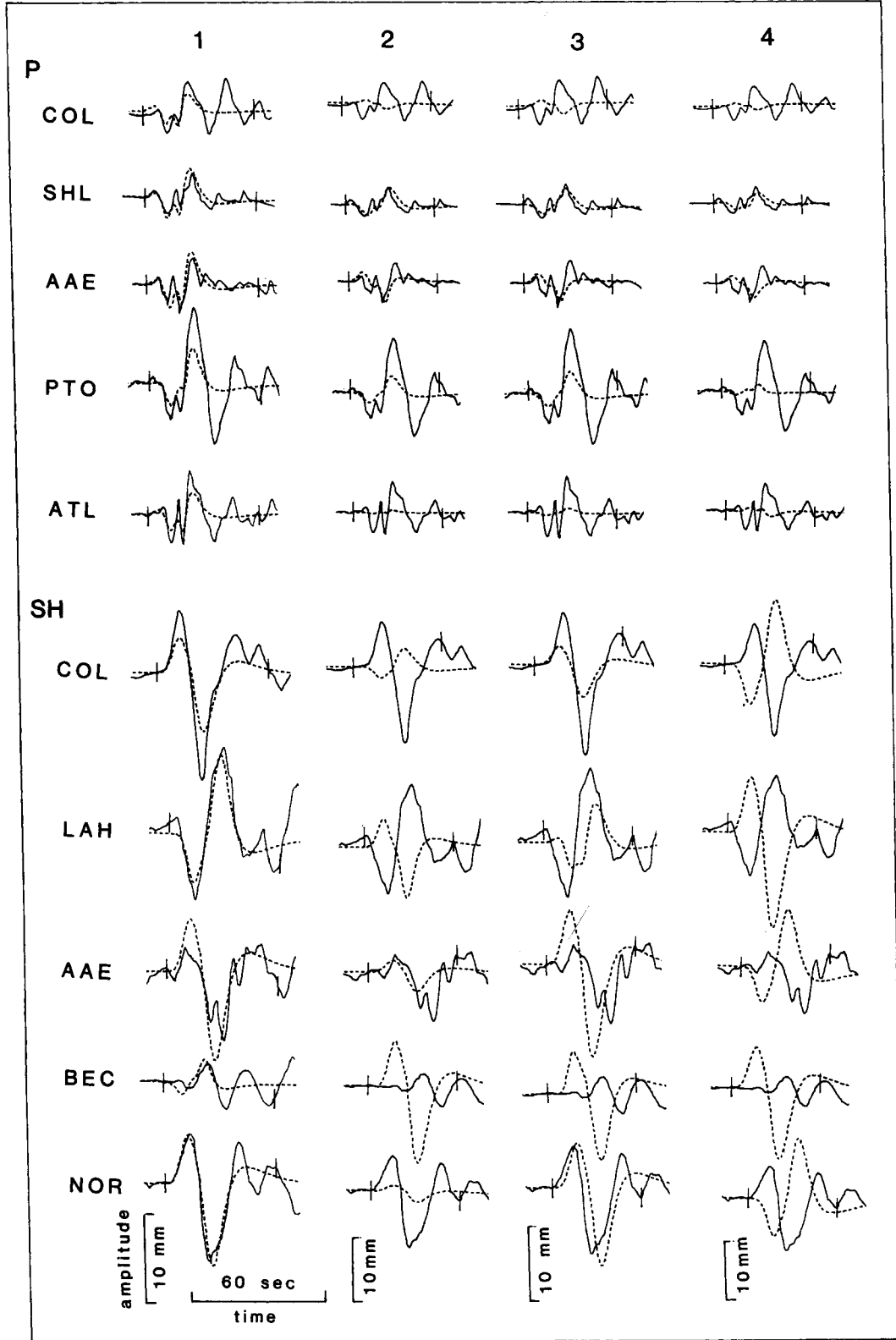
Karadeniz'deki sismik aktiviteyi (Şekil 1) çoğunlukla kıyı şeridinde meydana gelen sığ odaklı orta büyüklükteki depremler oluşturmaktadır. Bunlardan bazılarının mağnitüdüleri 5'den büyüktür (Ergin ve diğ. 1967, Karnik 1971, Riznichenko ve diğ. 1975). Karadeniz'in kuzeydoğu kıyısında sismik aktivite Kafkas'lardan Kırım'a doğru uzanmaktadır. Fay düzlemi çözümleri (Shirokova 1967, McKenzie 1972, Jackson ve McKenzie 1984) ters faylanma göstermektedir (Şekil 9). Karadeniz'in güney kıyısındaki sismik aktivitenin özellikleri iyice anlaşılabilmiş değildir. Bu çalışmada Bartın depreminin odak mekanizmasının ters faylanma olduğunu belirlenmesi Karadeniz'in güney kenarında meydana

Çizelge 4. Farklı Hata Fonksiyonları Kullanılarak Yapılan P ve SH Dalgası İnvrsiyonlarının Özeti

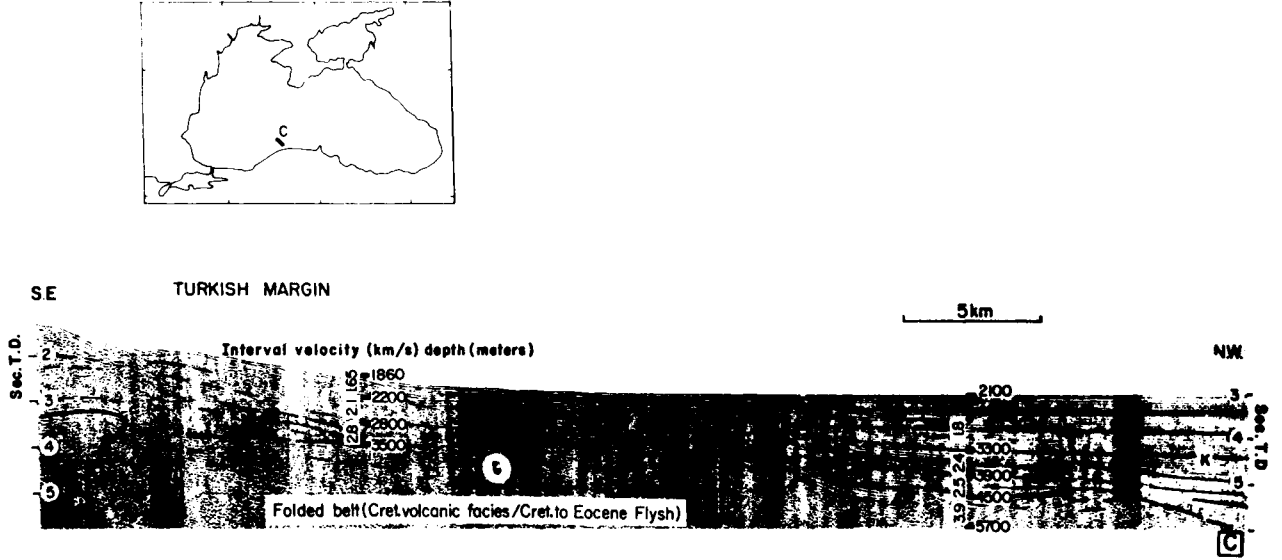
Hata Fonksiyonu*	1	2
Centroid Derinliği (km)	4.2 ± 0.6**	4.2 ± 0.6
Doğrultu (der)	28 ± 4	30 ± 4
Eğim (der)	38 ± 1	32 ± 1
Kayma Açısı (der)	80 ± 4	91 ± 4
Skaler Moment (10 <sup>25</sup> dyn cm)	3.9 ± 0.3	3.8 ± 0.4

\* 1 ve 2 hata fonksiyonları Denk. 3 ve Denk. 4 ile belirlenmiştir.

\*\* Belirsizlikler 2σ (2 standart sapma) yı gösterir.



Şekil 7. Bartın depremi için bulunan farklı kaynak mekanizmaları için hesaplanan yapay (kesik çizgiler) P ve SH sismogramları ile gözlemsel (sürekli çizgiler) sismogramların karşılaştırılması. 1) Bu çalışmada bulunan çözüm için dalga şekilleri, 2) Jackson ve McKenzie (1984) tarafından verilen çözüm için dalga şekilleri, 3) Kudo (1983) tarafından verilen çözüm için dalga şekilleri ve 4) Şengör ve diğ. (1983) tarafından verilen çözüm için dalga şekilleri.



Şekil 8. Karadeniz'in güneyinde ölçülen çok kanallı yansıma profillerine bir örnek. Profilin yeri indeks haritasında gösterilmiştir. Türkiye kıyıları yakınında temel kayaya nüfus eden ters faylanma ve sedimanlardaki şiddetli deformasyonlar dikkat çekicidir (Letouzey ve diğ. 1977'den alınmıştır).

gelen depremlerin daha güneydeki sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fayı boyunca meydana gelen depremlerden farklı olduklarına işaret etmektedir. Kuzeybatıdaki bir çözüm haricinde Karadeniz'deki tüm fay-düzlemi çözümleri düğüm düzlemlerinden birisi kıyıya paralel olan ters faylanmalar göstermektedirler. Bu faylanma geometrisi kıyıya yaklaşık olarak dik olan sıkışmaların tektonik rejimde etkili olduğunu belirtmektedir.

Jeofizik çalışmalar Hazar Denizi'nin güney kısımlarında Karadeniz havzasındaki benzer kısmen değişime uğramış bir okyanus kabuğu bulunduğunu göstermiştir (Neprochnov 1968, Neprochnov ve diğ. 1970). Karadeniz ve Hazar Denizi'nde bulunan bu okyanus tipi kabuğun orijini hakkında çeşitli teoriler ileri sürülmüştür. Yeni çalışmalar bu kabuğun Mesozoik sırasında kuzey Neotethys'in ark-gerisi bir basen içinde kuzeye doğru yitimi sonucu oluştuğunu benimsemektedirler (Erickson ve Simmons 1974, Adamia ve diğ. 1977, Letouzey ve diğ. 1977, Şengör ve diğ. 1980, Berberian 1983). Gülen (1984) Karadeniz ve Hazar Denizi ark-gerisi basenlerinin Eosen sonlarında birleşik olduklarını ve Kafkasya bölgesinin Karadeniz-Hazar Denizi ark-gerisi baseninin orta kısmını oluşturduğunu önermiştir. Kitasal kabuğun kuzey ve güneyden bindirmesi sonucu ark-gerisi basenin bu bölümü tamamiyle yok edilmiştir. Berberian (1983)'a göre güney Hazar Denizi baseni kompresyonla oluşan bir çöküntü olup, çöküntünün kenarları boyunca kitasal kabuk basen altındaki okyanus kabuğu üzerine bindirmektedir. Bu çalışmada Karadeniz'in aktif tektoniği için yukarıdakine benzer bir mekanizma önerilmek-

tedir. Kuzey-güney doğrultusunda etkiyen sıkışma kuvvetlerinin etkisi altında kuzey ve güneydeki kitasal kabuk Karadeniz'in ortasındaki okyanus kabuğu üzerine bindirmektedir. Diğer bir deyişle Karadeniz'in kuzey kenarında kuzeye doğru, güney kenarında ise güneye doğru yitim başlangıcı söz konusudur.

## SONUÇLAR

3 Eylül 1968 Bartın depreminin odak mekanizması Karadeniz'in güney kenarında aktif ters faylanmayı gösteren ilk sismolojik bulgudur. Bu çalışmada P ve SH dalgalarına ait sismogramların modellenmesi ile bulunan kaynak mekanizması çözümü, daha önce sınırlı sayıda ilk hareket gözlemlerinden bulunan çözümlerden farklı olarak, tam bir ters faylanma göstermektedir. Düğüm düzlemlerinin her ikisi de kıyıya hemen hemen paralel olup, güneydoğuya eğimli düğüm düzleminin gerçek fay düzlemi olduğu düşünülmektedir. Amasra-Bartın açıklarında ölçülen yansıma profillerinde gözlenen ters faylanmaların eğimlerinin bu düzlemin eğimine yakın oluşu (Şekil 8) (Letouzey ve diğ. 1977) ve Bartın depremi sırasında Amasra'da kıynın yükselmesi (Ketin ve Abdüsselamoğlu 1970) bu düşüncüyü desteklemektedir.

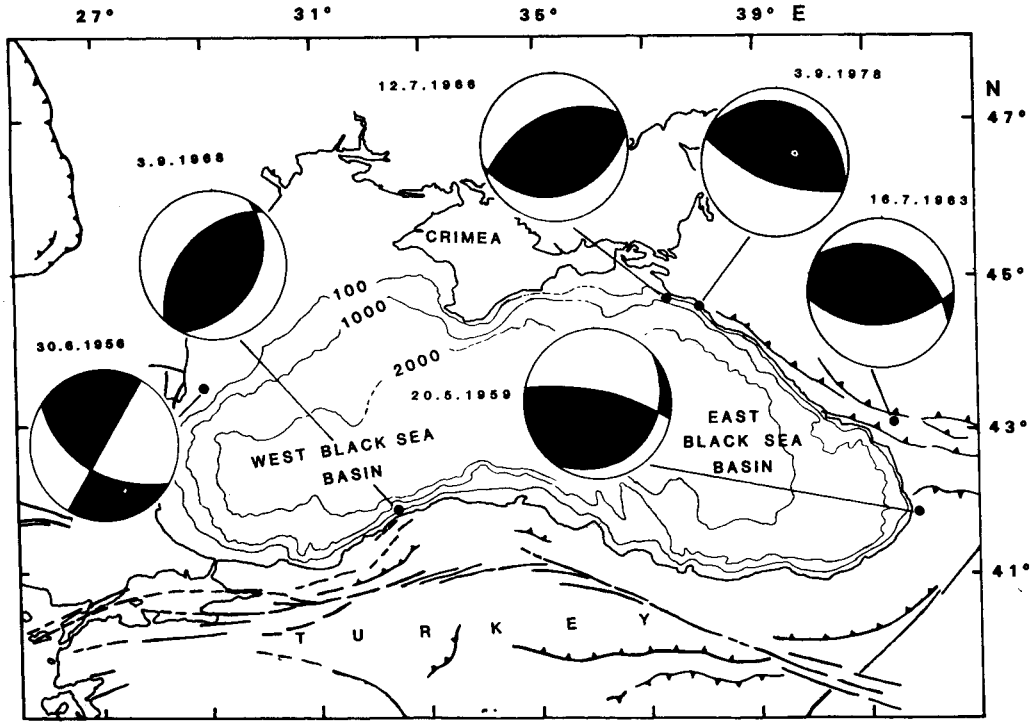
Karadeniz muhtemelen eski bir ada yayının gerisinde gelişmiş olan küçük bir okyanus havzasıdır (Erickson ve Simmons 1974). Orta kısımlarında sismik aktivite bulunmayıp kenarlarında zaman zaman orta şiddette depremlerin de gözlemlendiği pek yoğun olmayan bir sismik faaliyet vardır. Karadeniz'in güney ve kuzeydoğu kenarlarında gözlenen orta büyüklüklerdeki depremler ve bun-

ların fay-düzlemi çözümleri bu kenarların tektonik bakımdan aktif olduklarını ve yaklaşık kuzey-güney doğrultulu sıkışmaların etkisiyle deformasyona uğradıklarını göstermektedir. Sismisite, fay-düzlemi çözümleri ve diğer jeofizik veriler Karadeniz'in bugün yaklaşık kuzey-güney doğrultusundaki bir sıkışmanın etkisi ile kapanmakta olduğunu düşündürmektedir. Karadeniz'in aktif tektoniğinin iyice anlaşılabilmesi için ayrıntılı sismolojik çalışmalara ihtiyaç vardır.

### KATKI BELİRTME

*Bu çalışma Ömer Alptekin Fulbright bursu ile M.I.T. de bulunduğu sırada gerçekleştirilmiştir. Sismisite safhalarında düşüncelerinden yararlandığımız Dr. Levent Gülen, Dr. Haluk Eyidoğan, Dr. Robert McCaffrey ve Dr. Anne Trehu'ya teşekkür ederiz.*

*Bu araştırma USGS Grants 14 - 08 - 0001 - G - 818 ve 14 - 08 - 0001 - G - 959 ile desteklenmiştir.*



Şekil 9. Kuzey Türkiye ve Karadeniz'in basitleştirilmiş tektonik haritası. Karadeniz kenarlarında oluşan orta büyüklüklerdeki depremler için literatürde bulunabilen fay-düzlemi çözümleri gösterilmiştir. 30.6.1956 depremine ait çözüm Constantinescu ve diğ. (1966) den, 20.5.1959 depremine ait çözüm Shirokova (1967) dan, 16.7.1963, 12.7.1966 ve 3.9.1978 depremlerine ait çözümler McKenzie (1972) ve Jackson ve McKenzie (1984) den alınmıştır. 3.9.1968 depremine ait çözüm bu çalışmada bulunan çözümdür.

### KAYNAKLAR

- Adamia S.A., Lordkipanidze, M.B. and Zakariadze, G.S. 1977, Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus, Tectonophysics 40, 183-199.
- Aki, K. and Richards, P. 1980, Quantitative Seismology: Theory and Methods, W.H. Freeman, San Francisco.
- Albers, J.P. and Kalafatçioğlu, A. 1969, Bartın-Amasra Earthquake, Turkey, September 3, 1968. U.S.G.S. Project Report (IR) TU-5.
- Alptekin, Ö., Nabelek, J.L. and Toksöz, M.N. 1985, Source mechanism of the Bartın earthquake of 3 September 1968 in northwestern Turkey: Evidence for active thrust faulting at the southern Black Sea margin, Tectonophysics (in press).
- Alptekin, Ö. 1978, Batı Anadolu depremlerinin odak meka-

- nizmaları ve bunların aktif tektonik ile ilişkileri, 2. odak mekanizmaları ve plaka tektoniği modeli, *Jeofizik* 7, 35-57.
- Alptekin, Ö., 1973. Focal Mechanism of Earthquakes in Western Turkey and Their Tectonic Implications, Ph.D. thesis, New Mexico Inst. Mining and Tech., U.S.A.
- Alsan, E., Tezuçan, L. and Bath, M. 1975, An Earthquake Catalogue for Turkey for the Interval 1913-1970, Kandilli Observatory, İstanbul, Turkey.
- Berberian, M. 1983, The southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust, *Can. J. Earth Sci.* 20, 163-183.
- Büyükaşkoğlu, S. 1980, Eurasian-African plate boundary in southern Turkey and eastern Mediterranean, *Proc. 7th World Conf. Earthquake Eng. Geoscience Aspects, Part I*, 1, 209-212.
- Canitez, N. and Uçer, S.B. 1967, Computer determinations for the fault-plane solutions in and near Anatolia, *Tectonophysics* 4, 235-244.
- Constantinescu, L., Ruprechtova, L. and Enescu D. 1966, Mediterranean-Alpine earthquake mechanisms and their sismotectonic implications, *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 10, 347-368.
- Dewey, J.W. 1976, Seismicity of northern Anatolia, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 3, 843-868.
- Ergin, K. Güçlü, U. and Uz, Z. 1967, Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu, İstanbul Technical University, Mining Faculty, Earth Physics Institute Publication No. 24, İstanbul.
- Ergünay, O. and Tabban, A. 1983, Isoseismal Map of the Bartın Earthquake Based on the Official Damage Statistics of the General Directorate of Disaster Affairs of the Government of Turkey. Unpublished documents and map.
- Erickson, A. and Simmons, G. 1974, Environmental and geophysical interpretation of heat-flow measurements in the Black Sea, In E.T. Degens and D.A. Ross (Editors), *The Black Sea-Geology, Chemistry, and Biology*, Am. Assoc. Petr. Geol. Mem. 20, 50-62.
- Eyidoğan, H. 1983, Bitlis-Zagros Bindirme ve Kıvrımlı Kuşağının Sismotektonik Özellikleri, Ph.D. thesis, İstanbul Tech. Univ., İstanbul, Turkey.
- Geological Map of Turkey, scale 1/500.000. Maden Tetkik ve Arama Enst., Ankara (1961-1964).
- Gülen, L. 1984, Sr, Nd, Pb Isotope and Trace Element Geochemistry of Calcalkaline and Alkaline Volcanics, Eastern Turkey. Ph. D. thesis, Massachusetts Inst. of Tech., U.S.A.
- Jackson, J. and McKenzie, D. 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt-between western Turkey and Pakistan. *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 77, 185-264.
- Karnik, V. 1971, Seismicity of the European Area, Part 2, Czechoslovak Academy of Sciences, D. Reidel Publishing Co., Dordrecht, Holland.
- Ketin, İ. and Abdüsselamoğlu, Ş. 1970, Bartın depreminin etkileri, *Tür. Jeol. Kur. Bül.* 12, 66-76.
- Kudo, K. 1983, Seismic source characteristics of recent major earthquakes in Turkey. In Y. Ohta (Editor), *A Comprehensive Study on Earthquake Disasters in Turkey in View of Seismic Risk Reduction*, Hokaido University, Sapporo, Japan.
- Lander, J.F. (Editor) 1969, *Seismological Notes-September and October 1968*, *Seismol. Soc. Am.* 59, 1023-1030.
- Langston, C.A. and Helmberger, D.V. 1975, A procedure for modeling shallow dislocation sources, *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 42, 117-130.
- Letouzey, J., Biju-Duval, B., Dorkel, A., Gonnard, R., Kristchev, K., Montadert, L. and Sungurlu, O. 1977, The Black Sea: A marginal basin, geophysical and geological data. In B. Biju-Duval and L. Montadert (Editors), *International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basin*, Edition Technip. Paris, 363-375.
- McCaffrey, R. and Nabelek, J. 1984, The geometry of back arc thrusting along the eastern Sunda Arc., Indonesia, Constraints from earthquake and gravity data, *Jour. Geophys. Res.* 89, 6171-6179.
- McKenzie, D. 1972, Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 30, 109-185.
- McKenzie, D. 1978, Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: The Aegean Sea and surrounding regions, *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 55, 217-254.
- Nabelek, J.L. 1984, Determination of Earthquake Source Parameters from Inversion of Body Waves. Ph. D. thesis, Massachusetts Inst. of Tech., U.S.A.
- Nabelek, J. 1985, Geometry and mechanism of faulting of the 1980 El Asnam, Algeria, earthquake from inversion of teleseismic body waves and comparison with field observations. *Jour. Geophys. Res.* (in press).
- Neprochnov, Y.P. 1968, Structure of the earth's crust of epicontinental seas, Caspian, Black and Mediterranean. *Can. Jour. Earth Sci.* 5, 1037-1043.
- Neprochnov, Y.P., Kominskaya, I.P. and Molovitsky, Y.P. 1970, Structure of the crust and upper mantle of the Black and Caspian Seas, *Tectonophysics* 10, 517-538.
- Neprochnov, Y.P., Neprochnova, A.F. and Mirlin, Y.G. 1974, Deep structure of the Black Sea basin, In E.T. Degens and D.A. Ross (Editors), *The Black Sea - Geology, Chemistry, and Biology*, Am. Assoc. Petr. Geol. Mem. 20, 35-49.
- Riznichenko, Y.P., Drumya, A.V. and Dzhibladze, E.A. 1975, Seismicity in the Earth's Crust and the History of Development of the Black Sea Basin, (NAUKA), Moscow, U.S.S.R.
- Ross, D.A., Uchupi, E. and Bowin, C.O. 1974, Shallow structure of the Black Sea. In E.T. Degens and D.A. Ross (Editors), *The Black Sea - Geology, Chemistry, and Biology*, Am. Assoc. Petr. Geol. Mem. 20, 11-34.
- Shirokova, E.I. 1967, General features in the orientation of principal stresses in earthquake foci in the Mediterranean-Asian seismic belt, *Izu. Acad. Nauk. USSR, Ser Geophys.* 1, 12-22.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D. and Altmok, Y. 1981, Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu, Türkiye Bilimsel ve Araştırma Kurumu, Proje No: TBAG 341.
- Şengör, A.M.C. 1979, The North Anatolian transform fault: Its age, offset and tectonic significance, *J. Geol. Soc. London* 136, 269-282.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. and Ketin, İ. 1980, Remnants of a pre-late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethy, *Geol. Soc. Am. Bull.* 91 (Part I), 499-609.
- Şengör, A.M.C. and Canitez, N. 1982, The North Anatolian fault. In H. Berckhemer and K. Hsu (Editors), *Alpine and Mediterranean Geodynamics*, *Geodyn. Ser., Am. Geophys. Union* 7, 205-216.
- Şengör, A.M.C., Büyükaşkoğlu, S. and Canitez, N. 1983, Neotectonics of the Pontides: Implications for "incompatible" structures along the North Anatolian Fault, *J. Struct. Geol.* 5, 211-216.
- Toksöz, M.N., Shakal, A.F. and Michael, A.J. 1979, Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian fault zone and seismic gaps, *Pure App. Geophys.* 117, 1258-1270.
- Trehu, A.M., Nabelek, J.L. and Solomon, S.C. 1981, Source characterization of two Reykjanes ridge earthquakes, Surface waves and moment tensors, P waveforms and nonorthogonal nodal planes, *Jour. Geophys. Res.* 86, 1701-1724.