

AMASRA AÇIKLARINDA (GÜNEYBATI KARADENİZ) AKTİF KÜTLE KAYMASI VE BUNUN BÖLGESEL TEKTONİK HAREKETLERLE İLİŞKİSİ

İsmail KUŞÇU^{*}; Jeffrey R. PARKE^{**}; Robert S. WHITE^{**}; Dan McKENZIE^{**}; Gareth A. ANDERSON^{**}; Timothy A. MINSHULL^{***}; Naci GÖRÜR^{****}, ve A.M. Celal ŞENGÖR^{*****}

ÖZ.- 3 Eylül 1968 Bartın depremi. Karadeniz'in güneybatı kıyılarında aktif bindirme faylanmasına ilişkin ilk kanıtları sağlamıştır. 1998 yılında Akçakoca Bartın arasında kalan alan açıklarında, denizden alman 500 km uzunluğa ulaşan profillere dayalı sismik veriler, self çökellerinin bindirme faylanmasına bağlı aşırı dikleşmesi sonucu oluşan kütle kaymalarının belirlenmesinde yararlı olmuştur. Karadaki drenaj sistemi, faylanma ve jeolojik yapının karşılıklı etkileşimine bağlı olarak şekillenmiştir. Bunun sonuçları kıyı ötesi şelfte de açıkça izlenebilmektedir. Deniz tabanında yer alan, kilometrelerle ifade edilen büyüklükteki batimetrik oluşuklar, bütünsel olarak davranan bir çökel bloğunun önceki bir dönemde kaydığını ve daha sonra gömüldüğünü gösterir. Kayan bloğun kaynak alanı jeoloji haritalarında da görülebilmektedir. Günümüz kıyı çizgisinin çok uzağında yer alan Pliyosen yaşlı çö-kelerde görülen oyma ve aşınmaya ilişkin oluşuklar ve drenaj sistemi, deniz düzeyinin o dönemlerde bugün olduğundan daha düşük olduğuna işaret eder.

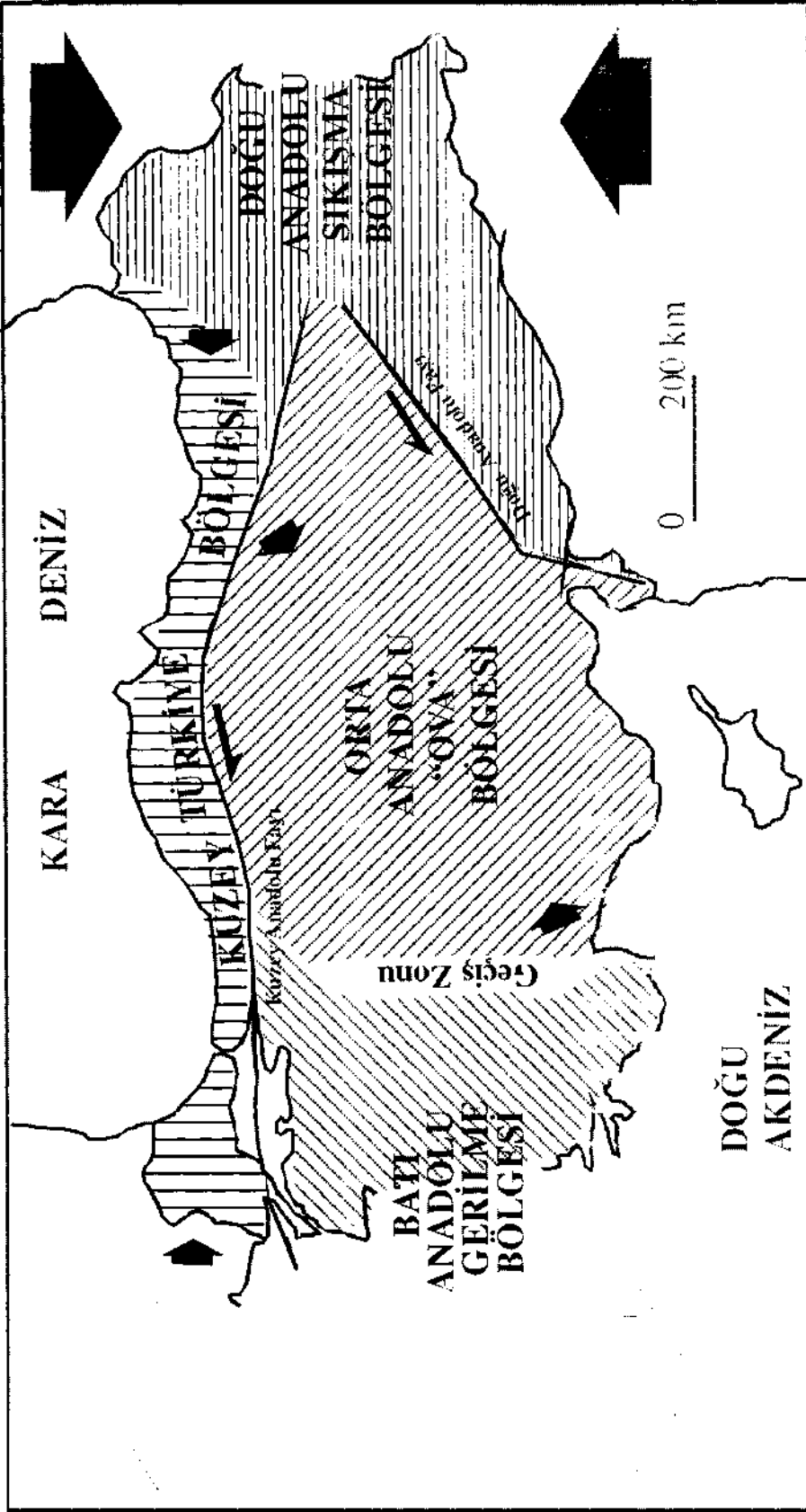
Anahtar kelimeler: Karadeniz, deprensellik, sismik yansıma, kütle kayması.

GİRİŞ

Türkiye ve yakın çevresinin deprenselliği ve tektonik yapısı DİR ÇOK araştırmacı tarafından Afrika, Arabistan, Avrasya ve Anadolu levhalarının birbirlerine göre hareketleri ile açıklanmaktadır (McKenzie, 1972; Alptekin, 1973; Dewey, 1976; Şengör, 1979; Şengör ve Canitez, 1982; Şengör ve diğerleri, 1985). Bu bölgedeki büyük depremlerin çoğunluğu ana levha sınırlarında meydana gelir ve odak mekanizmaları genellikle levha hareketleri ile uyumluluk gösterir. Bununla birlikte, levha sınırlarından uzakta oluşan depremlerin odak mekanizmalarının tektonik hareketlerle ilişkilerinin açıklanmasında güçlüklerle karşılaşılır. Türkiye'nin Karadeniz kıyılarında bu tür depremler olagelmektedir.

Anadolu'da, baskın yapısal stillere ve bunlarla ilişkili yamulma (strain) modellerine bağlı olarak üç ana neotektonik provens tanımlanmıştır (Şengör ve diğerleri, 1980, 1983, 1985) (Şek.1). Bunlar 1) Doğu Anadolu yüksek platosu, 2) Orta Anadolu ova rejimi, 3) Ege graben sistemidir. Bunların dışında kalan üç tali neotektonik bölge daha vardır: 1) Kuzey Anadolu Fayının kuzeyinde kalan Karadeniz kıyı bölgesi, 2) Trakya bölgesi. 3) Adana havzası-Isparta bükümü sistemi.

Kuzey Anadolu Fayının kuzeyinde kalan, Pontid paleotektonik biriminin (Ketin, 1966) önemli bir kısmını da içeren Karadeniz kıyı bölgesinde hüküm süren neotektonik rejim ayrıntılı olarak incelenmemiştir;



Şek. 1 - Türkiye'nin neotektonik provenansları (Şengör ve diğerleri, 1985'ten) Siyah oklar kısalma, Beyaz oklar gerilme yönlerini gösterir.

bu olasılıkla, bölgedeki neotektonik yapıların dikkat çekecek kadar aktif ve ülkenin diğer bölgelerindeki benzerleri kadar yaygın olmamalarından kaynaklanır. Gerçekten de, Karadeniz kıyıları ile Kuzey Anadolu transform fayının kuzeyi arasında kalan Kuzey Türkiye Bölgesi (North Turkish Province, Şengör ve diğerleri, 1985) uzun zamandır deprensellik açısından "suskun" olarak değerlendirilmektedir. Bunuma beraber, bu bölgenin neotektoniğinin incelenmesi, "zayıf bölgesel deprenselliğin açıklanması, karada ve uzay görüntülerinde izlenen düzensiz, süreksiz fakat çok sayıdaki neotektonik yapının anlaşılması gibi bir çok sorunun çözülmesi açısından önemlidir.

Eylül 1998 tarihinde, MTA Sismik-1 araştırma gemisi ile çok-kanallı derin sismik veriler toplamak ve Bartın fayındaki hareketin tekrarlanması ile ilişkilendirilebilecek bir diklik ya da fay görüntüleyebilmek amacıyla Akçakoca - Bartın açıklarında bir araştırma seferi yapılmıştır. Elde edilecek verilerin anılan depremle ilgili yeni bilgiler elde edilmesi beklentisinin yanı sıra, bölgesel tektonik konusuna açıklık getirmesi de hedeflenmiştir.

KARADENİZİN MORFOLOJİSİ VE DEPREMSELLİĞİ

Türkiye'nin kuzeyinde yer alan Karadeniz, Alp-Himalaya dağ sistemi içinde sıkışmış çok sayıdaki denizden birisidir (Şek. 2). Bir zamanlar Avrasya ve Anadolu arasında yer almış olan Tetis Okyanus sisteminin bir kolunun kalıntısı olduğu ileri sürülen ve en fazla derinliği 2206 m olan Karadeniz 423 000 km²lik bir alanı kaplar ve elips şeklinde bir havzayı doldurur. İstanbul Boğazı, Marmara Denizi ve Çanakkale Boğazı yolu ile Akdeniz'e açılır. Dinyeper ve Tuna nehirle-

rinin tatlı su girdilerinden dolayı tuzluluk oranı normalin altındadır. Karadeniz'in sedimantasyon rejimindeki aşırı değişimler östatik deniz düzeyi farklılıkları ile ilgilidir. Öte yandan, genişleme ve sıkışma tektoniği etkileri Karadeniz'in stratigrafik geçmişini tartışmalı hale getirmektedir (Letouzey ve diğerleri, 1977; Okay ve diğerleri, 1994; Spadini ve diğerleri, 1996). Coğrafi açıdan kıta içi bir deniz olarak görülmesine rağmen, Karadeniz, jeolojik özellikleri itibarıyla bir mini okyanus niteliğindedir.

Morfolojik açıdan ele alındığında Karadeniz'de iki ayrı tipte kıyının varlığı dikkati çeker. Doğusunda ve güneyinde şelf gelişmemiştir; kıyılar çok dar bir şelften sonra aniden derinleşir. Kuzeyinde ve batısında ise geniş bir şelf vardır; havza yamacını takiben abisal düzlüğe geçilir. Sadece morfolojik açıdan bakıldığında, kıyıların bu özellikleri sırasıyla Pasifik ve Atlantik tipi kıta kenarlarına benzetilir (Erinç, 1984).

Şelflerin morfolojik açıdan gelişimi ve evrimi çökel taşıyan nehirlerin varlığı ile ilişkilidir. Karadeniz kıyılarında çok büyük olmayan ancak aşındırma ve taşıma gücü yüksek nehirlerin bulunması, topoğrafik rölyefin yüksek olması, çökelleri tutacak büyük halicilerin gelişmemesi, şelfin dar olması ve çökelleri havzanın derin kesimlerine taşıyan derin kanyonların varlığı gibi nedenlerle çökeltme hızı yüksek değildir. İğneada ile Ereğli arasında nispeten yayvan bir morfoloji görülür. Trakya yarımadasında, Istranca Masifi'nden beslenen küçük akarsular Karadeniz'e malzeme taşır. Bu kuşakta Karadeniz'e akan en önemli akarsu Sakarya nehridir. Ereğli'den daha doğuda, Sinop yarımadasına kadar olan kesimde ise kıyı yüksek açı ile denize eğimlidir. Bu bölgedeki en önemli akarsu ise Filyos Çayı'dır.

Orta kısımlarında sismik etkinliğin ihmal edilebilecek kadar az olduğu, kenarlarında zaman zaman orta şiddette depremlerin gözlemlendiği Karadeniz'de pek yoğun olmayan bir sismik etkinlik vardır. Çevresinde iki önemli sismik kuşak yer alır. Bunlar güneyindeki Kuzey Anadolu Fayı ile doğusundaki Kafkaslar bölgesidir. Her ikisi de günümüzde aktif olan bu kuşaklardan Kuzey Anadolu Fayı yaklaşık doğu-batı uzanımlı sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay, Kafkaslar ise kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı bir kıvrım-bindirme kuşağıdır. Karadeniz çevresinde 1900-2000 yılları arasında oluşan depremlerin merkez üstü dağılımlarından (Şek.2), Avrasya ve Anadolu levhalarının sınırını oluşturan Kuzey Anadolu Fayı boyunca tarihsel dönemlerde ve günümüzde, diğer bölgelere nazaran oldukça yoğun sismik etkinlik olduğu anlaşılır.

Şengör ve diğerleri (1985) tarafından Kuzey Türkiye Bölgesi olarak tanımlanan Karadeniz'in Türkiye kıyı şeridinde sığ odaklı depremlerden oluşan ve Türkiye'nin diğer bölgeleriyle karşılaştırıldığında çok belirgin olmayan bir sismik etkinlik olduğu görülür. Bölgede orta büyüklükte sekiz tarihsel deprem kaydedilmiştir (Soysal ve diğerleri, 1981). Bunlardan 3 Eylül 1968 Bartın depremi ($M_s=6.6$), Karadeniz kıyı şeridinde meydana gelen, aletsel olarak kaydedilebilen depremler içinde en büyük olanıdır.

3 EYLÜL 1968 BARTIN DEPREMİ

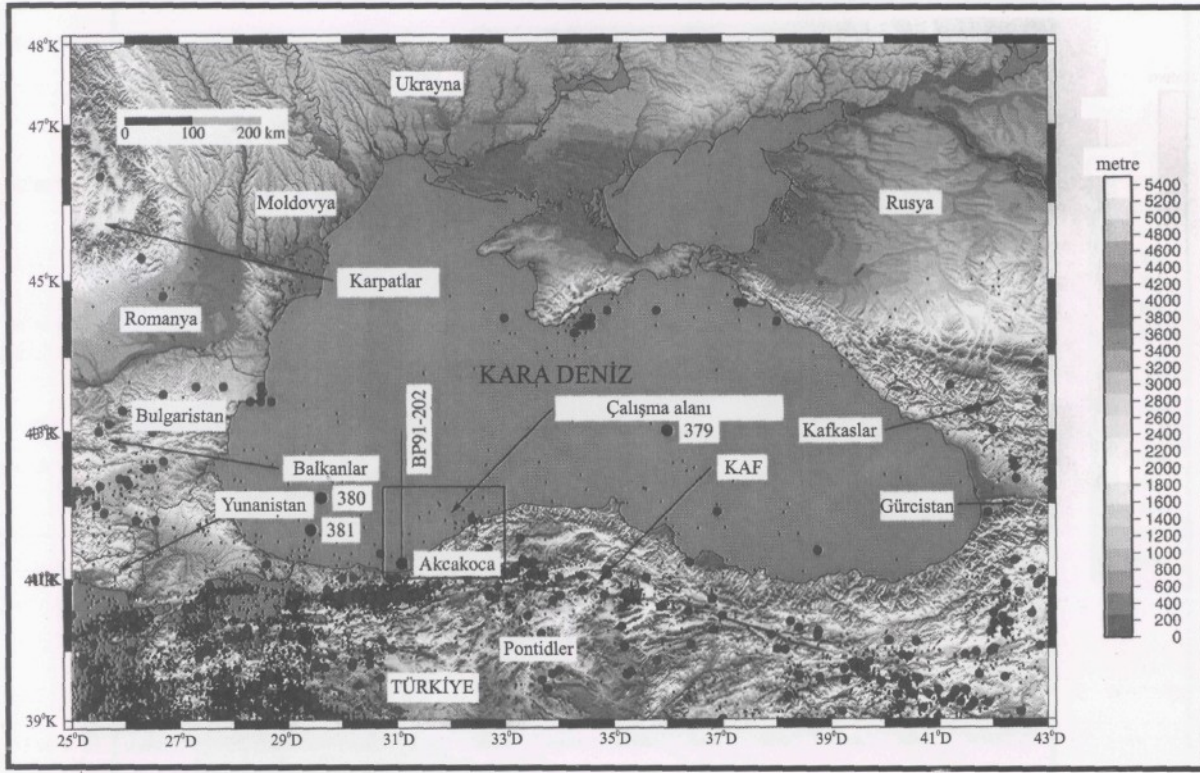
3 Eylül 1968 tarihinde saat 10:20:36'da (GMT) Bartın ve Amasra, 6.6 büyüklüğünde bir depremle sarsılmıştır. Orta büyüklükte

olarak değerlendirilmesine rağmen deprem, Bartın, Amasra ve çevrelerindeki köylerde önemli hasara yol açmış ve can kaybına neden olmuştur. Resmi raporlara göre 24 kişi hayatını kaybetmiş, yüzlerce kişi yaralanmış, binlerce ev hasar görmüştür. Deprem İstanbul, Ankara, Bursa ve Samsun gibi çevre illerde de hissedilmiştir.

Bartın depreminin ana şok merkez üstü ISC (International Seismological Center) tarafından Amasra'nın 10 km kuzeyinde, deniz içinde gösterilmiştir (Şek. 3a). ISC kayıtlarına göre ana şoku izleyen ve büyüklükleri $4.0 < m_b < 4.6$ arasında değişen dokuz artçı sarsıntı daha meydana gelmiştir. Bunlardan beşi ana şok ile aynı günde, diğerleri ise izleyen dört ay içinde kaydedilmiştir.

Ketin ve Abdüsselamoğlu (1969), deprem sonrasında bölgede yaptıkları incelemede merkez üstünün Akpınar-Kirik çevresinde olduğunu öne sürmüştür (Şek. 3b). Deprem sonrasında arazide taze kırık izlerine rastlanamamıştır. Araştırmacılar, depremin oluşum nedenini, çok kırıklı ve faylı olan deprem bölgesinde jeolojik olarak nispeten genç fayların küçük ölçüde harekete geçmesiyle açıklamıştır. Amasra ile Çakraz arasında böyle bir fayın oluşturduğu kıyı yamacının, deniz seviyesine nazaran 35-40 cm kadar yükselmesi bu tür hareketlerin açık bir kanıtı olarak ileri sürülmüş, merkez üstünde alüvyonlarda çatlaklar gözlemlendiği ve heyelanlara rastlandığı belirtilmiştir (Ketin ve Abdüsselamoğlu, 1969). Ayrıca, Amasra Körfezi'nde depremden hemen sonra küçük bir tsunami oluştuğu da rapor edilmiştir (Landers, 1969).

Bartın depremi için bir çok eşşiddet haritası hazırlanmıştır (Albers ve Kalafatçıoğ-



Şek. 2 - Karadeniz ve çevresinin NEIC kataloguna göre 1900-2000 yılları arasındaki bölgesel depremselliğini gösteren harita. Küçük siyah noktalar $M_w > 3.0$ ' ten, koyu gri noktalar $M_w > 5.0$ 'ten büyük depremleri gösterir. DSDP (Deep Sea Drilling Project) kuyuları (379, 380, 381) ve Akçakoca-1 kuyusu bölgede açılmış belli başlı derin kuyulardır. KAF Kuzey Anadolu fayıdır. Etüt alanı dikdörtgen içinde gösterilmiştir.

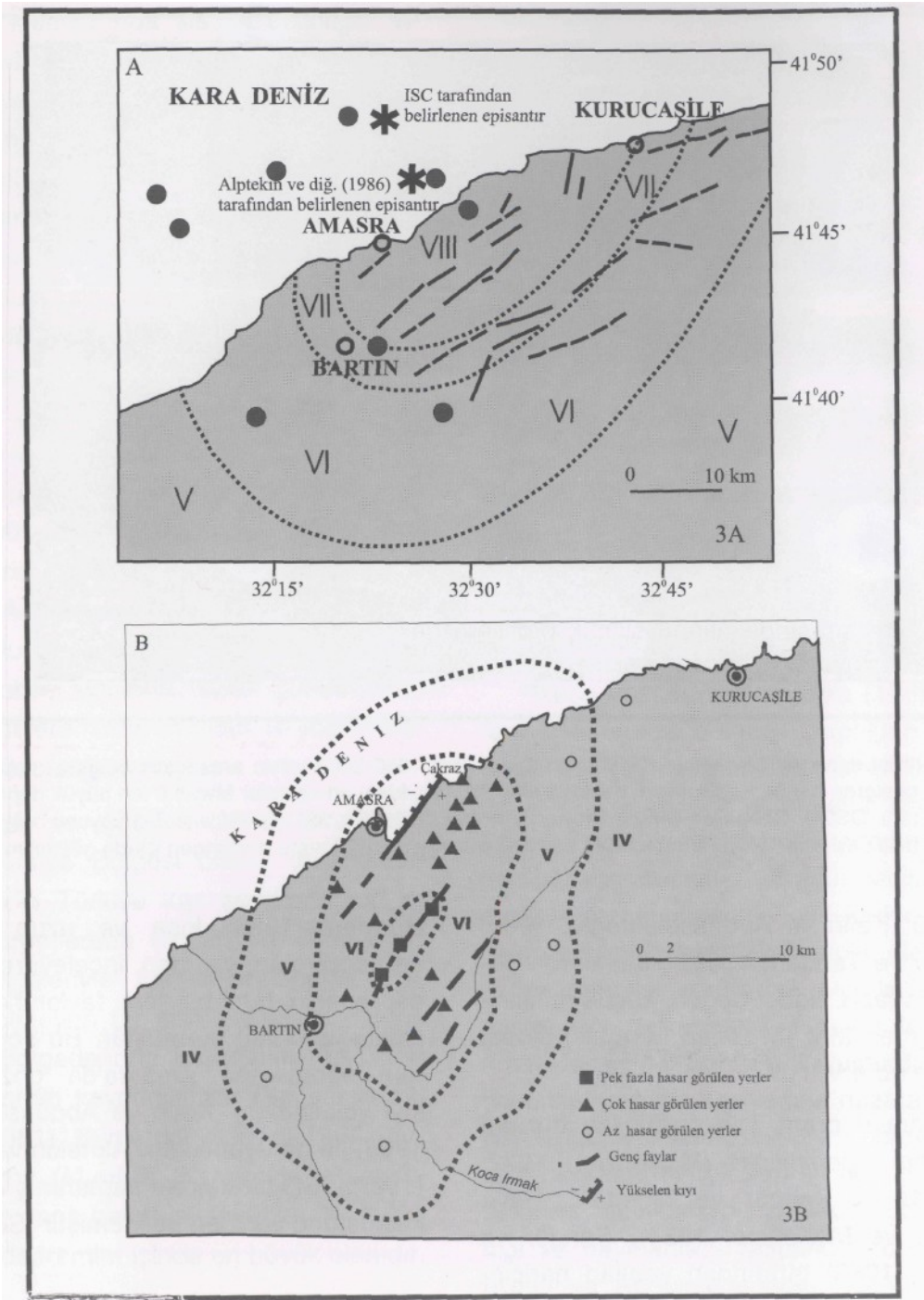
lu, 1969; Ketin ve Abdüsselamoğlu, 1969; Ergünay ve Tabban, 1983). Haritalarda belirtilen en fazla şiddet değeri, küçük farklılıklara rağmen MM (Modified Mercalli) şiddet ölçeğine göre VIII'dir.

Bartın depremi için çeşitli fay düzlem çözümleri önerilmiştir (McKenzie, 1972; Kudo, 1983; Şengör ve diğerleri, 1983; Jackson ve McKenzie, 1984). Şengör ve diğerleri (1983) tarafından yapılan haricindeki tüm çözümler ters faylanma bileşenli doğrultu atımlı faylanmaya işaret etmiştir. Şengör ve diğerleri (1983) ise WWSSN verilerine ek olarak ISC bültenlerinde verilen kısa periyotlu P dalgası ilk hareketlerini de kullanarak tamamıyla doğrultu atımlı bir faylanma çözümüne ulaşmıştır. Alptekin ve

diğerleri (1986) kısa ve uzun periyotlu sismogramları yeniden inceleyerek, Bartın depreminin tam bir ters faylanma sonucu oluştuğunu ileri sürmüştür. Bu sonuç, deprem sonrasında Amasra'da gözlemlenen kıyı yükselmesi (Ketin ve Abdüsselamoğlu, 1969) ile de uyumludur. Alptekin ve diğerleri (1987), ISC tarafından saptanmış olan merkez üstünü yeniden belirlemiştir (Şek. 3a).

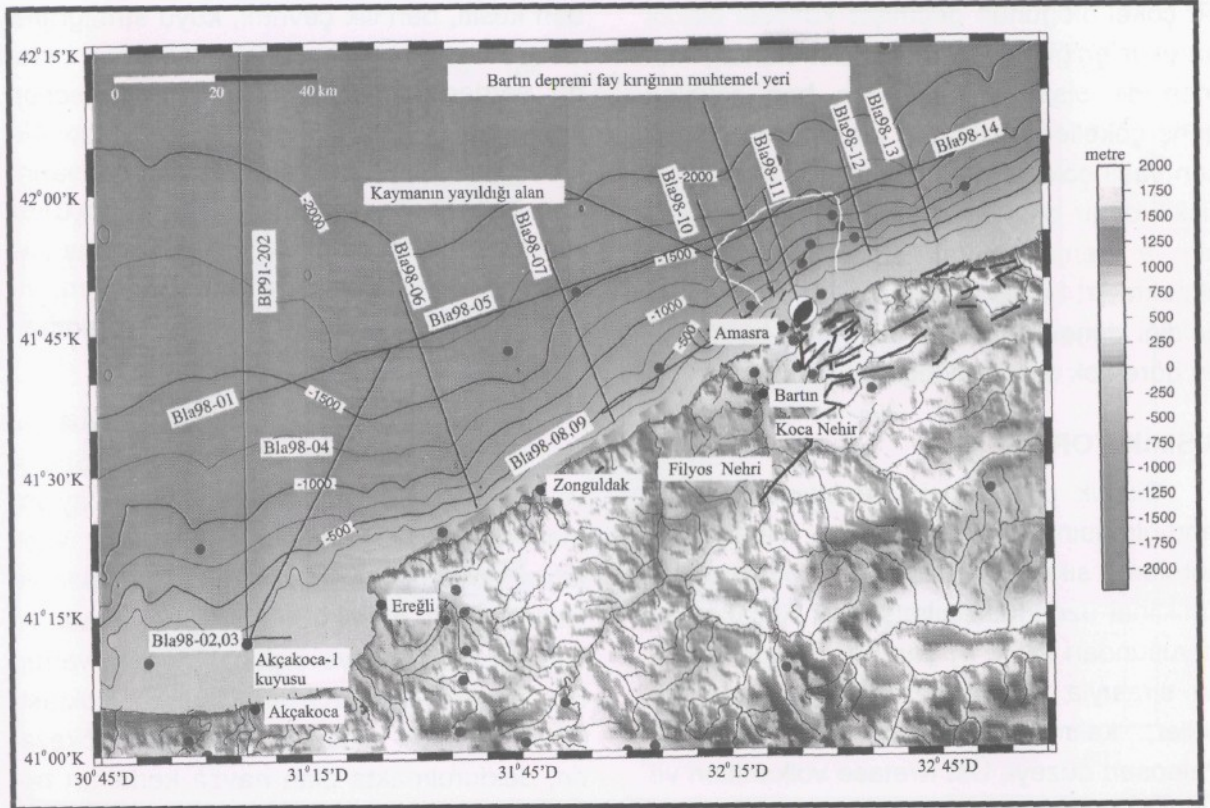
EYLÜL 1998 KARADENİZ SEFERİ

1998 yılında, güneybatı Karadeniz'de Şekil 2'de gösterilen alanda, MTA Sismik-1 araştırma gemisi ile sismik yansıma verisi toplamaya yönelik bir inceleme seferi düzenlenmiştir. İnceleme sırasında genellikle



Şek. 3 - A) Bartın depremi için önerilen merkez üstleri. Eş şiddet eğrileri kalın noktali çizgilerle gösterilmiştir. ISC ve Alptekin ve diğ. (1986) tarafından belirlenen merkez üstleri yıldızlarla gösterilmiştir. Siyah daireler artçı şok merkez üstlerini gösterir (Alptekin ve diğerleri, 1986'den).

B) Bartın depremi etki alanının sismotektonik haritası (Ketin ve Abdüsselamoğlu, 1969'dan). Eş şiddet eğrileri Mercalli-Sieberg ölçeğine göre değişik şiddet alanlarını (Roma rakamları ile) gösterir. Süreksiz çizgi yeni fayları, çentikli çizgi yükselen sahil çizgisini belirtir.



Şek. 4 - Çalışma alanı haritası. İnce siyah çizgiler profilleri gösterir. Merkez üstten NEIC kataloglarından alınmıştır ve siyah noktalarla gösterilmiştir. Bartın depremi fay düzlemi ve fay kırığının kuramsal yeri de (kesik çizgiler) haritaya işlenmiştir. Kayan kütlelerin yerleştiği alan beyaz çizgi ile çevrelenmiştir. Karadaki faylar Alptekin ve diğerleri (1986) den alınmıştır.

KB-GD yönlü, toplam 500 km uzunluğa ulaşan profiller boyunca sismik yansıma verileri toplanmıştır (Şek. 4). Veri toplama sırasında enerji kaynağı olarak her biri 23 litre hacimli 10 hava tabancası kullanılmıştır. Gemiden ofseti en fazla 1500 m olan hidrofonlar 96 kanaldan kayıt yapmıştır. Geminin ana makinesinden gelen gürültünün azaltılması için veri toplama aşamasında kayıtlar 8-218 Hz'de filtre edilmiştir. Atış aralığı 50 m, veri kaydı 5 sn TWT olarak belirlenmiştir. Örnekleme aralığı 4 ms'dir. Etüt sırasında navigasyon ± 5 m duyarlılıktaki DGPS ile sağlanmıştır.

İncelemenin amacı, Bartın fayındaki hareketin tekrarlanması ile ilişkilendirilebile-

cek bir diklik ya da bir fay görüntüleyebilmektir. Elde edilen sismik veriler bindirme fayının hareketin bağlı olarak kıtasal şelfin aşırı dikleşmesi sonucu oluşan büyük ölçekli kayma ve heyelanlara ilişkin bulgulara ulaşılmasını sağlamıştır. Faylanma ve jeolojik yapının karşılıklı etkileşimine bağlı olarak açık denizde, şelf üzerinde, karadaki drenajın izlerine rastlanmıştır. Filyos Çayı ve Koca nehrinin denize döküldüğü alanlarda şelf oyulmuş ve tabakaların aşırı dikleşmesini engellemiştir. Kıyı boyunca, bir kaç kilometre doğuda ise şelf dikleşmiş ve kütle kaymasını (slumping) mümkün hale getirmiştir. Deniz tabanında kilometrelerle ifade edilebilecek bir genişliğe yayılan topoğrafik oluşuklar, bütün olarak birlikte davranan (cohesive)

bir çökel bloğunun geçmişte kütleli olarak hareket ettiğini göstermektedir. Bunlar, kısmen de olsa, o zamandan beri çökelen genç çökeller tarafından örtülmüştür. Pliyosen yaşlı çökellerdeki oyulma ve aşınmayla ilişkili diğer oluşuklar günümüz kıyı çizgisinin ve drenaj sisteminin çok uzağında yer almaktadır; bu durum, oluşukların meydana geldiği dönemde deniz düzeyinin bugünküne göre çok düşük olduğuna işaret eder.

SİSMİK YORUM

Sismik profillerdeki yansıtıcıların yaşlandırılmasında, Pontidlerde, Tersiyer'de görülen sıkışma sırasında oluşan bir antiklinal üzerinde açılmış olan Akçakoca-1 kuyusundan (Şek. 4) yararlanılmıştır. Kuyuda sırasıyla Kuvaterner-Pliosen yaşlı çökeller, kalın bir Eosen istifi, ince bir Paleosen düzeyi, Üst Kretase volkanitleri ve tüflü karbonatlar kesilmiştir (Robinson ve diğerleri, 1995). Bla98-04 profili (Şek. 4) Akçakoca-1 kuyusunun üzerinden geçirilmiş, böylece kuyu stratigrafisi ve anılan profilin denestirilmesine olanak sağlanmıştır. Bu profil aracılığı ile karadaki jeolojik birimler ile açık denizdeki sismik veriler birbirleriyle ilişkilendirilmiştir. Kuyu verileri, aynı zamanda kuvvetli yansıtıcıların derinliklerinin belirlenmesine olanak sağlayarak yansıma sismik verileri için iyi bir ilk hız modeli elde edilmesini sağlamıştır. Bununla beraber, kuyu, kıyıya oldukça yakın bir yerde açılmıştır ve yer aldığı bölge, Tersiyer'deki sıkışmadan etkilenmiş, su altında ve deniz düzeyinin daha sığ olduğu zamanlarda karasal- aşınmaya maruz kalmıştır. Bu nedenlerden dolayı kuyu stratigrafisinin açık denizdeki havzaların stratigrafisi ile ekstrapole edilmesi güç hale gelmiştir.

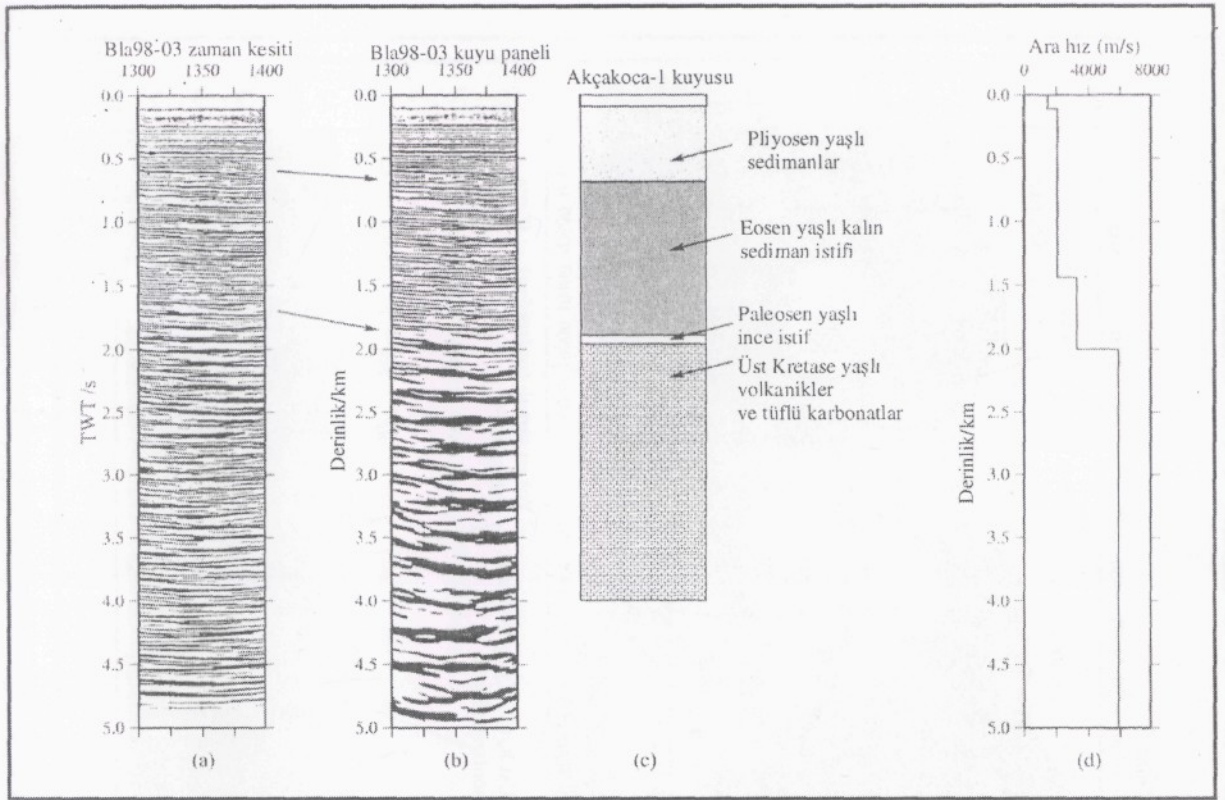
Şekil 5'te kuyu verileri ile kuyu üzerinden geçirilen sismik profilin zaman cinsin-

den kesiti, derinlik çevrimi, kuyu stratigrafisi ve ara hız grafiği verilmiştir. Kuyunun olduğu yerden alınan profilde ince Paleosen seviyesi görülmemekte, bu derinlikten alınan yansımanın Üst Kretase karbonatlarından geldiği sanılmaktadır. Kesit boyunca daha kuzeye gidildiğinde Eosen'in tabanı ile Kretase'nin üstü arasında beliren birim, incelmemekte olan Paleosen olarak yorumlanmıştır.

Bla98-04 profili, Akçakoca-1 kuyusunu ana sismik profile (Bla98-01) bağlar (Şek. 4 ve Şek. 6). Bu profilde genişleme faylanması etkisinde kalmış olan Kretase yaşlı taban görülür. Bunu üzerleyen Paleosen ve Eosen yaşlı birimlerde riftleşme sırası ve sonrası çökelmeye ilişkin kanıtlar vardır. Bu kesitte ODN (Ortak Derinlik Noktası) 8200 ve 9400 arasında üzerleyen çökellerin, doldurulmakta olan havza kenarları boyunca sonlandığı yukarı aşmalar (onlap) görülmektedir.

Bu veri setinde en derinde görülen tanımlanabilir yansıtıcı Üst Kretase'nin üst kesimleri olarak belirlenmiştir. Üst Kretase, daha sonra anlatılacağı gibi, karada da geniş alanlarda izlenmektedir. Sismik kesitin güney ucunda Üst Kretase yansıtıcısı kuzeye, kıyıdan uzağa doğru eğimlenir. Akçakoca-1 kuyusu şelf üzerinde sıkışmalı bir alandaküçük bir antiklinal üzerinde açılmıştır ve bu antiklinalın kuzey kanadı bu kesitte ODN 1200-2400 arasında izlenebilmektedir. Daha kuzeyde, Üst Kretase seviyesi düz yayımlı olarak görülür ve gerilme rejimi altındaki alana girer. Profilin en kuzey ucunda rejyonel araştırmalarda da fark edilen (Robinson ve diğerleri, 1995) gömülü bir normal fay bloğu görülür.

Üst Kretase yaşlı tabanı üzerleyen çökellerin daha da karmaşık bir geçişleri

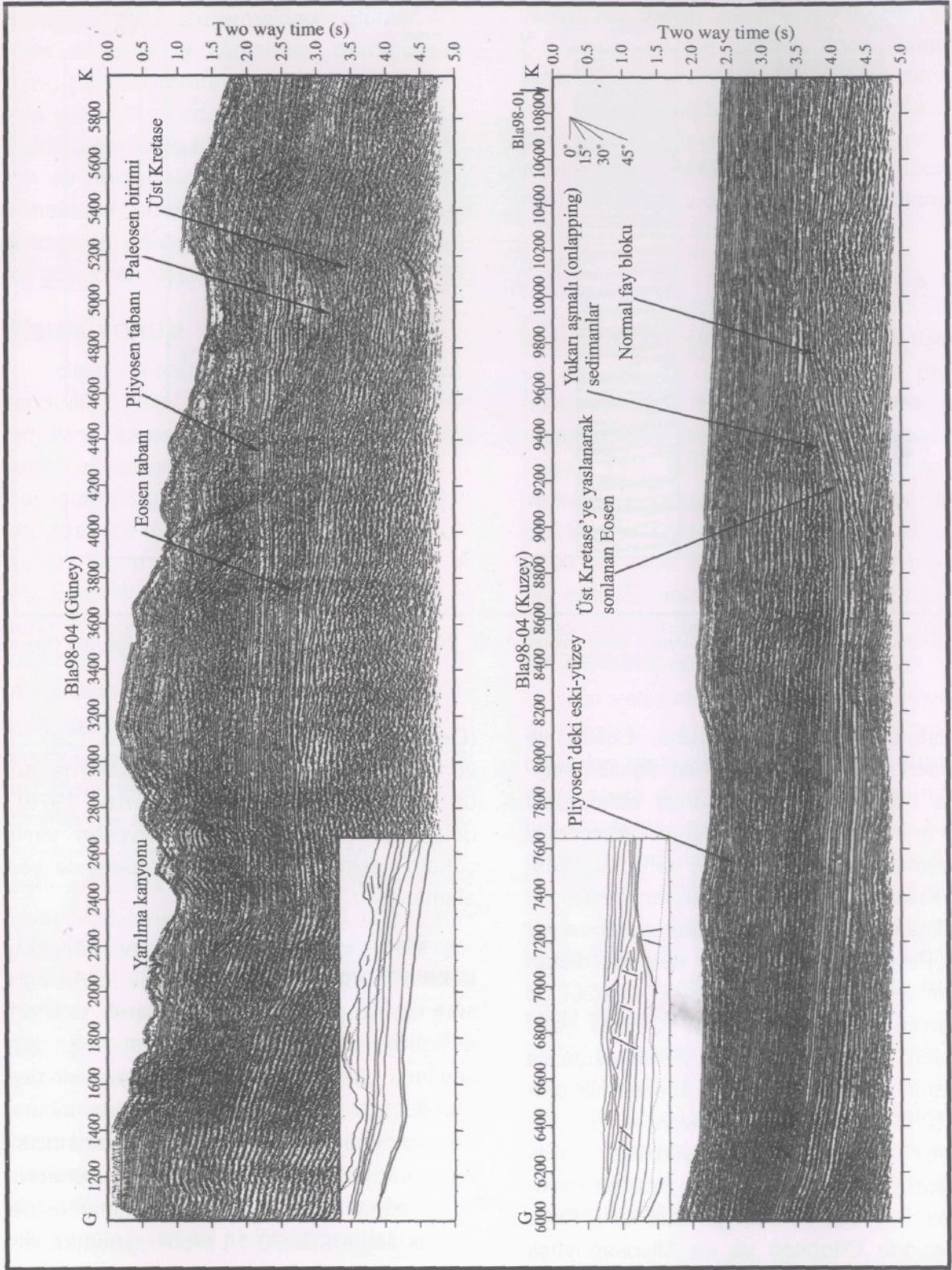


Şek. 5 - Akçakoca-1 kuyusu, (a) Kuyuyu kesen sismik kesit, (b) Derinlik çevrimi, (c) Kuyu stratigrafisi, (d) Yığıma ve derinlik çevriminde kullanılan ara hız.

olmuştur. Akçakoca-1 kuyusu, Eosen ve Pliyosen yaşlı istiflerin alt-üst ilişkileri hakkında bilgi edinmemizi, bunlar altlarındaki birimlerle uyumlu olmadığını görmemizi sağlamıştır. Kesit üzerinde, daha kuzeyde, Üst Kretase ile Eosen'in tabanı arasında daralmakta olan ve hattın kuzey ucunda yer alan Paleosen yaşlı havza dolgusu olarak yorumlanmış bir birim vardır. ODN 9200'de Eosen'in üst düzeyleri Üst Kretase yaşlı birimlere yaslanıp, tipik bir yukarı aşma ile sonlanır. Böylece, bölgesel ana sismik profille (Bla98-01) kesişme noktasına ulaşıldığında, profilde sadece uyumsuz olarak Kretase yaşlı taban üzerinde uzanan Pliyosen ve Pliyosen sonrası çökeller kalır. Kuyu bölgesinde Oligosen ya da Miyosen yaşlı birimlere rastlanmaz. Daha açığıdaki DSDP

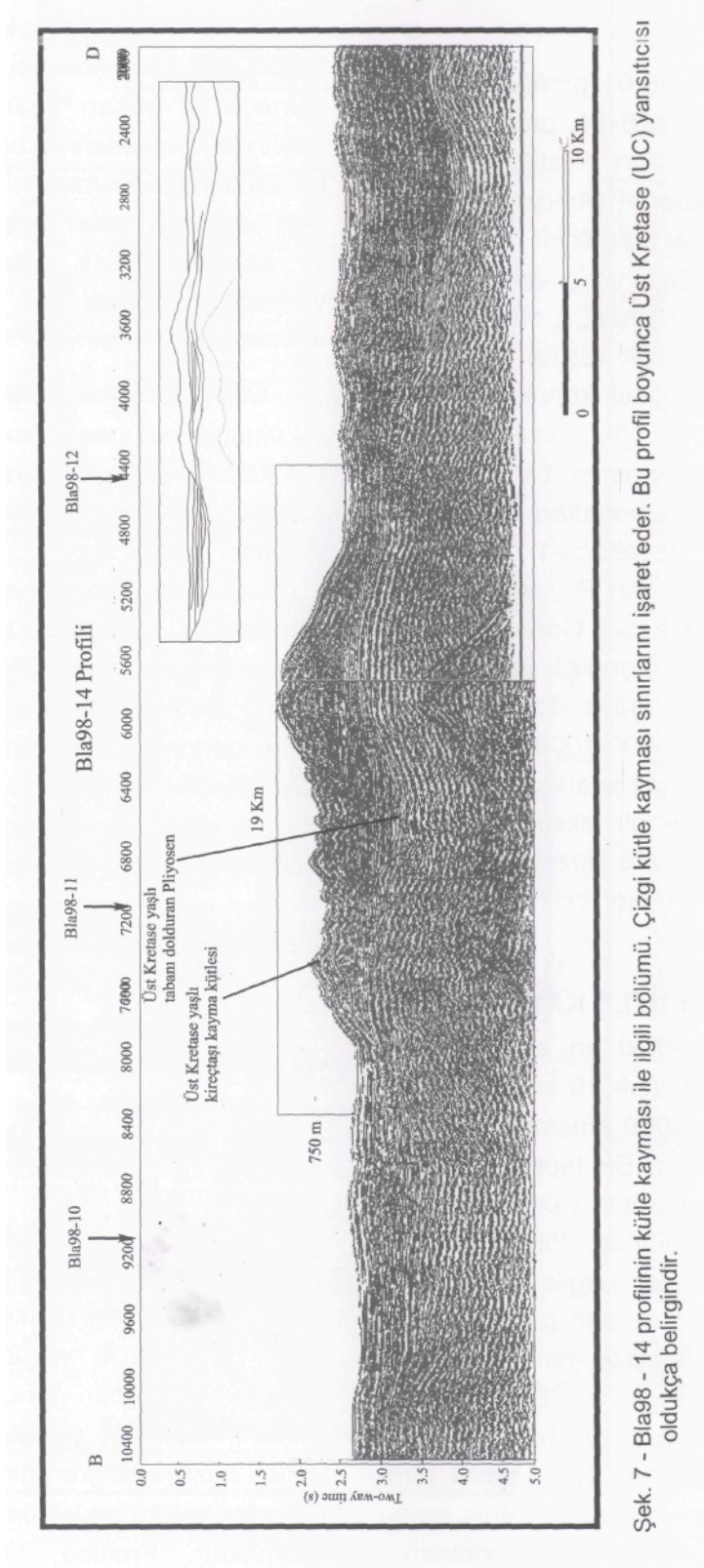
(Deep Sea Drilling Project) kuyusu (Şek.2) verilerine göre bölge Geç Miosen'de su üstünde kalmış (Stoffers ve diğerleri, 1978), dolayısıyla Oligosen-Erken Miyosen yaşlı çökeller aşınarak antiklinalin tepesinde yer alamamıştır.

Bla98-14 profili (Şek. 4 ve Şek. 7), Bla98-01 profilinin doğuya doğru, kıyı çizgisine aşağı yukarı paralel olarak uzanan kesimidir. Profil boyunca batıdaki düz yayımlı çökellerden, doğudaki yüksek derecede karışmış çökellere ve kaymalara geçiş olduğu görülür. Üst Kretase yansıtıcısı bu hattın tüm uzunluğu boyunca izlenebilir ve tabanın derinliğine gözlemlenmesine olanak sağlar. Bla98-14 profili ayrıca kendisini kesen diğer profiller arasında deneş-



Şek. 6 - Bla98-04 profili. Akçakoca - 1 kuyusunu Bla98 - 01 ana profilini bağlar. ODN 1400 - 3000 arasında yarılmış bir kanyon görülmektedir.

AMASRA AÇIKLARINDA AKTİF KÜTLE KAYMASI VE TEKTONİK HAREKETLERLE İLİŞKİSİ



Şek. 7 - Bla98 - 14 profilinin kütle kayması ile ilgili bölümü. Çizgi kütle kayması sınırlarını işaret eder. Bu profil boyunca Üst Kretase (UC) yansıtıcısı oldukça belirgindir.

tirme ve bağ kurma açısından önemli bir profildir.

Bla98-04 ve Bla98-01 profillerinde görülen eski-yüzey, Bla98-14 profilinde de izlenebilmektedir. Profilin kestiği bölgede Üst Kretase yaşlı tabanın altındaki birim de Üst Kretase'ye benzer bir şekilde yansımaktadır. Kaymanın doğası ve çökellerin kütle hareketi dikkate alındığında, profil üzerinde bazı birimlerin stratigrafik kesitte beklenen yerde olmamaları, orijinal konumlarını değiştirmiş olmaları olasılığı yüksektir. Eski-yüzeyi oluşturan malzemenin, bir heyelanla ötelenmiş Kretase karbonatları olabilmesi ihtimaline karşın, Akçakoca-1 kuyusunu bağlayan profilde bunların Pliyosen üzerinde yer aldığı bilinmektedir. Göreceli olarak az deforme olan taban, değişik yapısal oluşukları üzerleyerek doğuya doğru devam eder. Profilde ODN 15000-10000 arasında, kesilmiş kanyonların kenarlarında yer alan listrik faylanmalar ve bir eksen etrafında dönmüş küçük, kilometre düzeyinde uzunlukta, Pliyosen yaşlı çökel blokları da izlenebilmektedir.

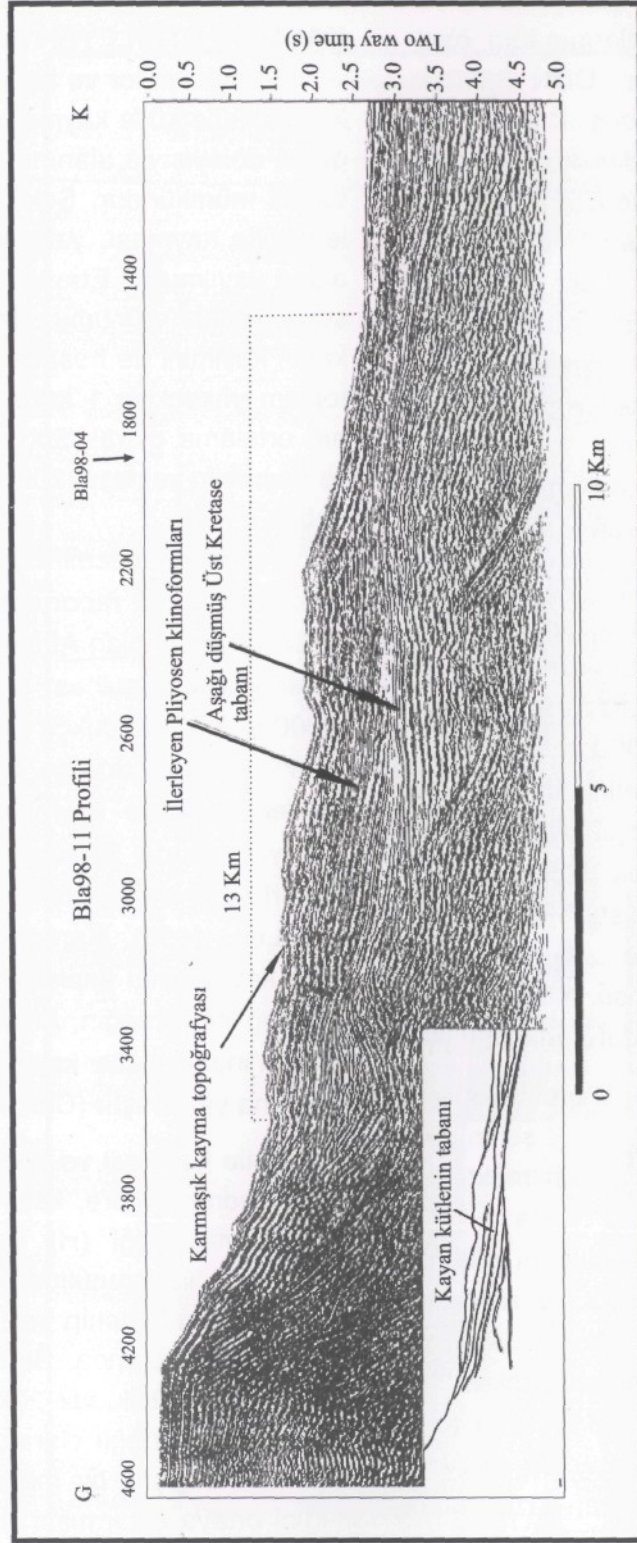
PLİYOSEN'DE BİR KÜTLE KAYMASI

Bla98-14 profilindeki en göze çarpıcı batimetrik özellik yaklaşık 19 km genişlikte olan, ODN 8000 ve 5000 arasında yer alan geniş tepedir (Şek. 7). Bu tepenin zirvesi, çevredeki deniz tabanından yaklaşık 750 m yüksektir. Bunun altında, Pliyosen yaşlı istiflere benzer özellikler sergileyen, bir kaç kilometre yanal uzanımı olan çökeller tarafından örtülmüş Üst Kretase yansıtıcısı izlenir. Pliyosen çökelleri, önce ODN 6800 ve 6000 arasında izlenen küçük havzanın yamaçlarını yukarı aşar ve daha sonra tüm Üst Kretase yansıtıcısını örter. Geniş tepe, altta yer alan kireçtaşına benzer yansıma stili sergiler, gerçekte ise yanal olarak Pliyo-

sen çökelleri içine doğru takip edilebilen bir seviye üzerinde oturmaktadır. Pliyosen çökelleri aynı zamanda her iki yandan tepenin yamaçlarını yukarı aşarak örter. Tepenin üzerinde kanyonlanma belirtileri vardır; bunlar birimin yerleşmesinden sonra örtü çökemediği için halen sürmekte olan oyulma ile ilişkilendirilebilir. Öte yandan, birimin yamaçları yaklaşık 300 m kalınlıkta çökel altında gömülü kalmıştır.

ODN 8000 ve 5000 arasında izlenen bu oluşuk, bütünsel olarak davranan, masif bir kayma kütlesi olarak yorumlanmıştır. Kaymanın tabanı, yığının altında, en son bütünsel olarak davranan çökel yansıtıcısı üzerinde yer alan, Pliyosen yansıtıcısının üzerindedir. Türkiye'nin kuzeybatısında sismik etkinliğin Geç Miyosen'de başlamış olduğu dikkate alındığında, bu kütle kaymasının tektonik tetiklenmeye bağlı olduğu düşünülebilir. Veri setinde yer alan, yaşlandırılmış diğer sismik yansıma paketleriyle olan benzerliğine dayanarak kayan kütleinin Kretase yaşlı kireçtaşlarından oluştuğu ileri sürülmektedir. Bu kireçtaşı, daha güneyde bir yerde, altında yer alan Jura yaşlı kayalardan kopup iyice dikleşmiş bir şelften kayarak, Pliyosen ya da daha geç bir zamanda güncel çökeller içine yerleşmiştir. O zamandan beri genç çökeller üzerlemesiyle 300 m kadar gömülmüştür.

Bla98-11 profili (Şek. 4 ve Şek. 8), Bla98-14 profilini ODN 7100'de, kaydığı öne sürülen kütle üzerinde keser. Bu profil üzerinde ODN 3200 ve 2200 arasında Üst Kretase yaşlı taban güneye doğru eğimlidir. Bu birim üzerinde yer alan uyumsuz çökeller ise kuzeye doğru eğimlidir. Bu birimlerin konumu, şekil 7'de yorumlanan stratigrafi ile uyumludur. Profilde, tabanda genişleme faylanması izleri de görülür.



Şek. 8 - Bla98 - 11 profilii. Bartın depreminin kuramsal yüzey kırığı üzerinden geçirilmiştir. Fay düzleminin görülememesine rağmen kütle kayması ve altındaki birimler profile kesilmiştir.

Bu profilde, dikleşmiş şelf çökelleri yüzünden oluşan kütle kaymalarının tüm özellikleri de izlenebilmektedir. ODN 3800'de topografyanın düzensiz, bloklu görünümü başlar ve ODN 1800'e kadar, kütle kaymasının kalınlık ve açık denize uzanımına dair ipuçları vererek devam eder. Aynı şekilde, kütle kaymasının cephesi deniz tabanı altında, daha genç çökellerle örtülmüş durumdadır. Kayma sonucu oluşan yapının altında Pliyosen yaşlı çökeller gözlemlenir ve bunlar tabana yaslanarak sonlanır. Pliyosen yaşlı çökeller tabanda eğimli, ilerleyen klinoform seriler oluşturur.

Kütle kaymasının yanal uzanımı, Bla98-14 profilini dik olarak kesen, Bla98-11 profilinden daha batıda yer alan Bla98-10 profilinden (Şek.4 ve 9) yararlanarak belirlenmiştir. Profilde, ODN 2000 ve 3400 arasında kütle kaymasından etkilenmiş, oldukça karmaşık, düzensiz ve bloklu bir bölgeye girilir. Kayma alanı içindeki bloklar 1 km büyüklüğüne kadar ulaşmıştır. Burada taban yansıtıcısı da deforme olmuştur; fakat Pliyosen çökelleri ile uyumsuz olarak örtülmüş halde, hala izlenebilir durumdadır.

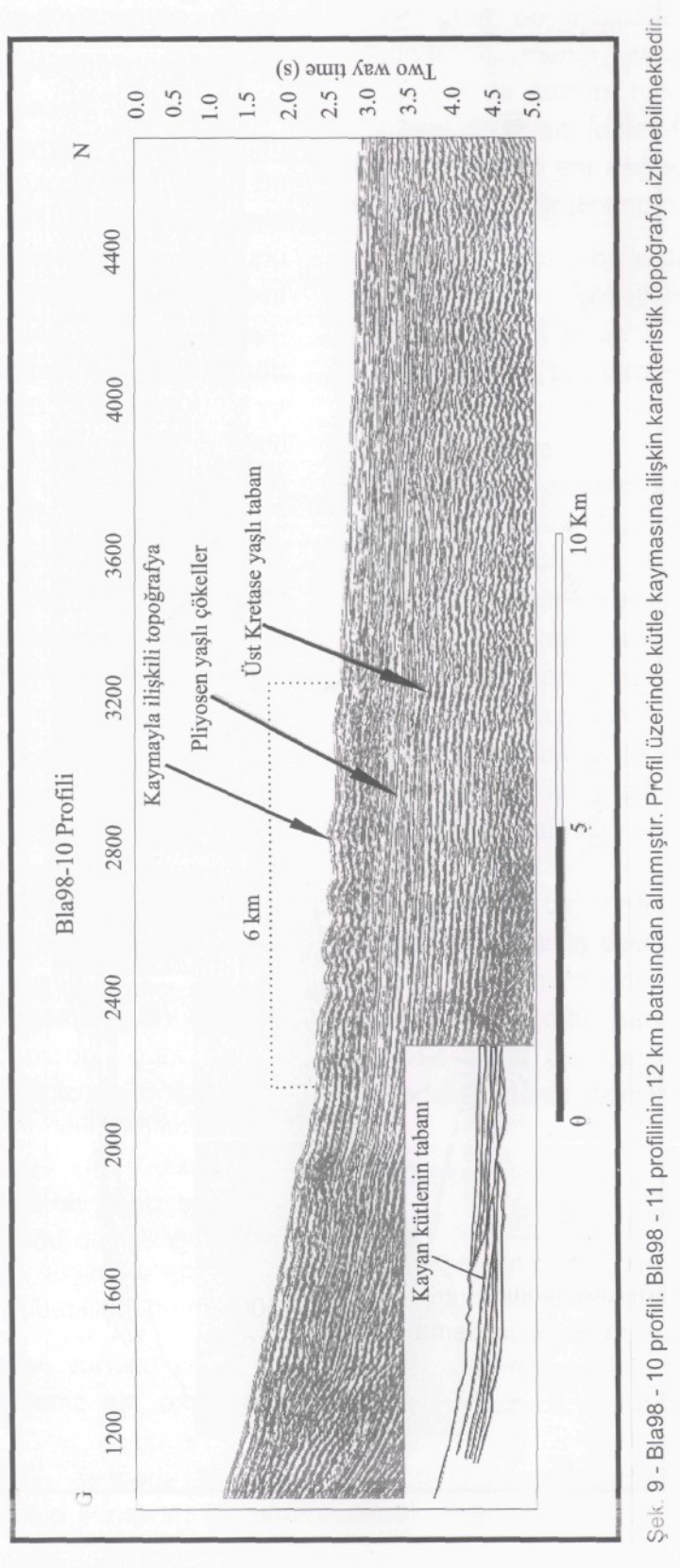
16 km doğuda, Bla98-12 profili yer alır (Şek. 4 ve 10). Bu profil üzerinde şelfin dikleşmesine ilişkin belirtiler izlenebilmektedir, veri setindeki en dik yamaç (yaklaşık 38°) bu profil üzerindedir ve bu oluşum muhtemelen bölgenin deprenselliği ile ilişkilidir. Havza kıyısındaki genişlemeden dolayı Üst Kretase tabanı aşağı düşmüştür; fakat yer yer günümüzde hüküm süren sıkışma tektoniği etkisi ile kıvrımlanmıştır. Bu profilde kütle kaymasına ilişkin topografya izlenmez. Eğim ODN 3000'de sona erer ve havzayı kuzeyden dolduran çökellerle yukarı aşmalı olarak örtülmüştür.

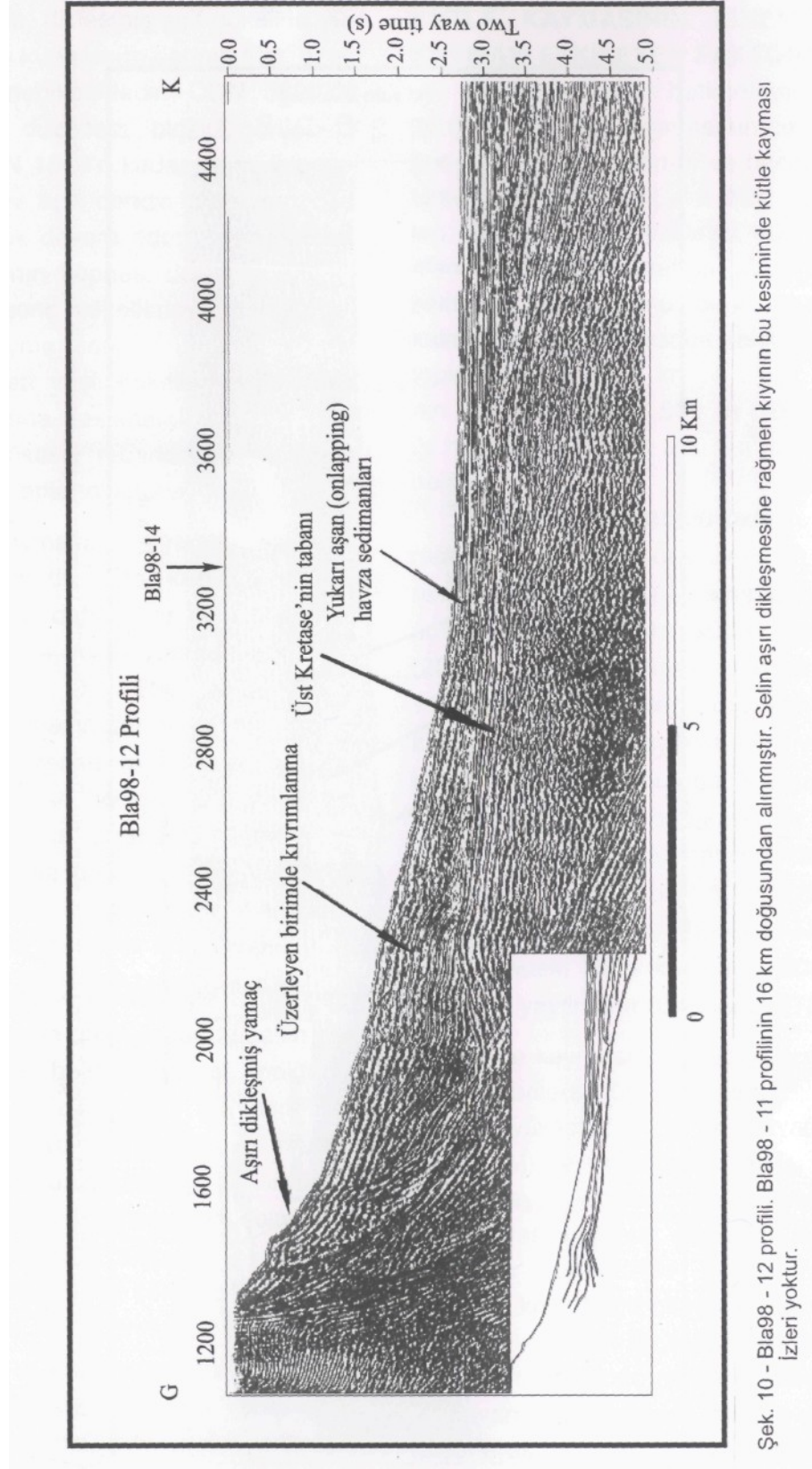
KÜTLE KAYMASININ KİNEMATİĞİ VE KAYMAYI ETKİLEYEN FAKTÖRLER

Sismik veriler ve batimetriden elde edilen bilgilerle kütle kaymasının çevre uzunluğunu, dolayısıyla alanını ve hacmini hesaplamak mümkündür. Şekil 9'da yeri gösterilen kütle kayması, yaklaşık 400 km²lik bir alana yayılmıştır. Etrafına göre 750 m yüksekte yer alır, günümüz deniz tabanı altında kalan kesimini de hesaba katılırsa ortalama toplam yüksekliği 1 km'ye ulaşır. Kalınlığının ortalama olarak 500 m olduğu tahmini ile hacminin yaklaşık 200 km³ olduğu söylenebilir.

Bu değer, önemli büyüklükte olmasına rağmen, yine de rapor edilmiş en geniş denizaltı kayması olan Afrika'nın güney kıyıları açıklarındaki Agulhas kütle kaymasından (20000 km³) oldukça küçüktür (Dingle, 1977). Hawaii adaları kıyı yamaçlarında kaydedilen kütle kaymalarının ve Norveç kıta yamacında Storegga kaymasının hacimleri 5000 km³ten daha fazladır (Hampton and Lee, 1996). Karadeniz'de izlenen bu kütle kaymasının kapladığı alan da çok büyük değildir; örneğin, Alaska'da Malasapina Glacier'indeki kütle kayması 1800 km² 'lik bir alana yayılmıştır (Carlson, 1978).

Kütle kayması ve heyelanlara ilişkin istatistik verilere göre, kayma uzaklığı (L) ile düşme yüksekliği (H) ve kayan kütle hacmi (M) ile orantılıdır. Yapılan hesaplamalar, kayan kütle hacminin şelf üzerinden düştüğünü varsayıldığında -Bartın'da kayan kütle 1500 m derinliktedir, kütle hacmine (250±50 km³) bağlı olarak ancak 20-60 km arasında değişen bir mesafede yol alabileceğini ortaya çıkarmıştır. Karadaki jeolojiye ve kayan kütle üzerinde yapılan gözlemlere dayanarak bu kütle hacminin 20 km'den uzağa kayması olamayacağı, incelenmiş diğer ben





zer olaylardaki kütlelerden daha düşük ortalama hıza sahip olduğu söylenebilir.

Bununla beraber, yukarıda anlatılan, bir yamaçtan kütle kaymasına ilişkin model, heyelanlar ve kütle kaymaları ile ilgili tüm olayları açıklamak için çok basit kalır. Bu model, uzaklara kadar giden kaymaların düşük sürtünme katsayısına bağlı olduğunu belirtmek için önerilmiştir. Kütle kaymasını başlatan etkenler, halen üzerinde çalışılmakta olan araştırma konularındandır (Chuang ve Greeley, 2000; Chamberlain ve diğerleri, 2001). Sadece yerçekimi gücü kıtasal kenarın kıyıdan uzak kesimlerindeki yenilmeyi açıklamaktan uzaktır (Ross, 1971); kütle kaymasının sadece yerçekimine bağlı olması halinde sediman yenilmesi daha önce olacağı için, yukarıda anlatılanlar kadar büyük kütle kaymalarının olması mümkün değildir.

Daha önceleri duraylı olan yamaçların aşırı dikleşmesini sağlayan başka süreçler de olmalıdır, örneğin su derinliğindeki değişiklikler bir etken olarak düşünülebilir. Su derinliğinin ani değişimine bağlı olarak, kütle kaymasına yol açacak bir çok önemli parametrenin de (çökelin yoğunluğu, yenilme direnci, gözenek iç basıncı gibi) değiştiği bilinmektedir. Karadeniz'de, günümüzden 8000 yıl önce, Ege Denizi ile Boğazlar ve Marmara Denizi üzerinden bağlantı kurulduğu dönemde, 100000 km³ kıtasal şelfin batması ile sonuçlanan bir deniz basmasının - yani su derinliğinde değişikliğinin meydana geldiği ileri sürülmektedir (Ryan ve diğerleri, 1997).

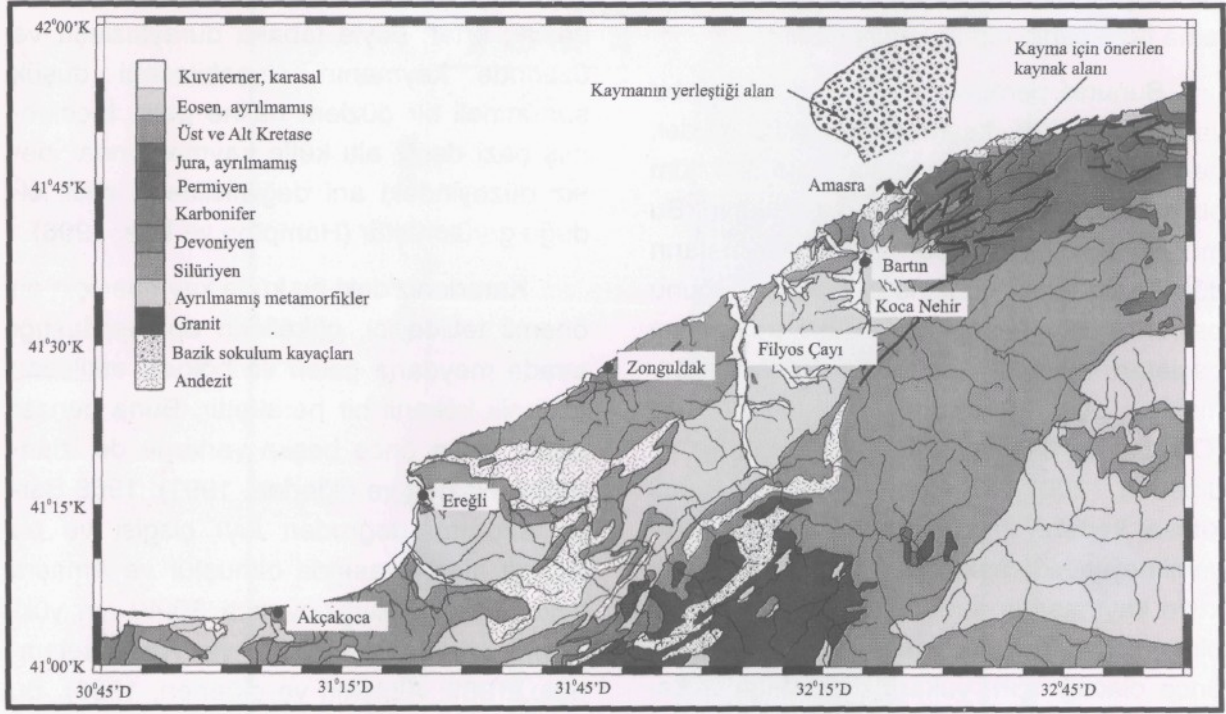
Başka bir etken ise sürtünme katsayısındaki değişikliklerdir. Deniz altı ortamında, belirli bir derinlikteki çökel tabakaları o derinlikteki su basıncı ile dengede kalacak gözenek basıncına sahip olmalıdır. Su dü-

zeyi düşerse ve tabakanın üzeri sıvanırsa, basınç artar, böyle tabaka duraysızlaşır ve üzerinde kaymanın oluşabileceği düşük sürtünmeli bir düzlem haline gelir. İncelenmiş bazı deniz altı kütle kaymalarında deniz düzeyindeki ani değişikliklerin etkili olduğu görülmüştür (Hampton ve Lee, 1996).

Karadeniz'deki bu kütle kayması için en önemli tetikleyici, çökellerin duraysızlaştığı sırada meydana gelen ve bölgeyi etkileyen tektonik kökenli bir harekettir. Buna benzer etkiler daha önce başka yerlerde de izlenmiştir (Hazlett ve diğerleri, 1991). 1968 Bartın depremi doğrudan kıyı çizgisi ve bu kavma alanı arasında olmuştur ve Amasra yakınlarındaki kıyı boyunca 30-40 cm yükselme izlenmiştir (Ketin ve Abdüsselamoğlu, 1969; Alptekin ve diğerleri, 1986). Bu kayma 1968 depreminden çok önce olmuştur: fakat, aynı fayın daha önceki bir hareketi ya da bölgedeki başka bir fayın hareketi dolayısıyla bu deniz altı kaymasının tetiklenmiş olması muhtemeldir. Ereğli ve Amasra arasında kalan kıyıda muhtemelen bölgede etkin olan bindirme tektoniği yüzünden gelişmiş, yükselmiş sekiler vardır ve bunlar heyelan oluşumuna çok açıktır. Kaymadan sonra çökelen örtü, hareketin Pliyosen ya da Holosen'de olduğunu gösterir ki bu da bölgedeki tektonik etkinlik ile uyumludur.

TARTIŞMA

Yansıma profillerinden elde edilen kanıtlar Pliyosen'de bir zaman aralığında, büyük hacimli bir kütlelenin duraylılığının bozulduğuna ve bu kütlelenin günümüz kıyı çizgisinden 20 km uzaklıkta bir yere kaydığına işaret etmektedir. Kaymanın tetiklenmesi muhtemelen tektonik bir olaya bağlıdır; fakat aşırı derecede dikleşmiş şelf de bir etken olarak düşünülebilir. Günümüzde kıyı bo-



Şek.11 - 1/500.000 ölçekli jeoloji haritası (Tokay, 1964) üzerinde Zonguldak bölgesinin jeolojisi. Bölgenin çoğu Kretase ve daha genç çökellerle örtülmüştür. Sadece Bartın'ın doğusunda alttaki Permian ve Jura yaşlı kayalar mostra vermektedir. Bu bölgenin kütle kaymasının kaynak alanı olduğu düşünülmektedir.

yunca bindirme ve kıvrımlarına ile kıyı çizgisinde yükselmelerin (Görür, 1997) olduğu görülmektedir. Kıvrımlanma ve faylanma şelfin aşırı dikleşmesine, daha sonra da devrilmesine neden olur. Kayan malzeme ve sismik verilerin analizinden anlaşıldığına göre muhtemelen Kretase yaşlıdır. Bu durum, karada, kaynak alanda alta yer alan Jura yaşlı kayaların mostra vermesini gerektirir. Kara jeolojisi incelendiğinde kütle kaymasının muhtemel kaynak alanı olabilecek bir yer belirlenmiştir (Şek. 11).

Zonguldak çevresinde yaygın olarak yüzeyleyen birimler Üst Kretase kireçtaşları ve volkaniklerdir (Şek. 11). Bunlar yer yer Eosen ve Kuvaterner yaşlı çökellerle örtülmüş, yer yer de daha sonraki sokulum kayaları ile kesilmiştir. Amasra'nın doğusunda Kretase yaşlı birimlerin görülmediği, bunun yerine Jura ve Permian yaşlı kayaların

mostra verdiği bir alan vardır. 1000 km²'lik bu alanda yüzey faylanması etkileri görülmektedir. Bu fayların yönelimleri aletsel fay düzlem çözümlerine uygundur ve bunların günümüz kıyı çizgisine paralel olduğu görülmektedir. Farklı litoloji bu bölgedeki fayların yüzey kırığı yaratabileceği ve Koca Nehrin drenaj sistemini kontrol ettiği anlamına gelir. Bölgenin topografyasında bu özellikler belirgindir (Şek. 4). Jura yaşlı kayaların altından mostra veren Permian yaşlı kayalar, karbonat örtüden daha hızlı aşınmıştır ve fayları belirginleştirmektedir. Faylar ve litoloji arasındaki bu tür ilişkiler aktif alanlarda dikkate alınması gereken özelliklerdir (Goldsworthy ve Jackson, 2000).

Bölgedeki dağınık deprenselliğe rağmen, profiller üzerinde ilk bakışta büyük fayların görülmemesi şaşırtıcıdır. Karadeniz'in evrimi göz önüne alındığında kenarla-

rında genişleme faylarının varolması beklendir. Nitekim, arazi çalışmaları sırasında Kretase'de genişleme tektoniğinin varlığına dair kanıtlar bulunmuştur. Tetis Okyanusu'nun kapanışına ilişkin ve günümüzde hala devam eden bindirmeler yeniden aktifleşmiş normal faylarla açıklanabilir. Eğer durum böyleyse, Karadeniz'in güney kıyısındaki fayların çoğunun kuzeye eğimli olması ve daha önceki genişleme nedeniyle, profiller üzerinde karaya çok yakın olmaları gerektiğinden dolayı -ve profil alımı sırasında gemi karaya fazla yaklaşmadığı için- önemli büyüklükte fay kırıkları görülememiş olabilir. Diğer bir olasılık ise, fayın eğimlenme yönünden bağımsız olarak, herhangi bir düzlem boyunca, deniz tabanına doğru kırılmamış olabileceğidir. Karada, bindirmeler yüzeye ulaştığında fay düzlemi eğiminden farklı, dike yakın faylanma sergiler. Üst bloğun üst kesimleri genellikle kırılarak fayın gerçek yerini gizler ve kör bindirmeler oluşturur (Dunne ve Ferrill, 1988).

Depremselliğin bu bölgede dağınık şekilde olduğu düşünüldüğünde, Zonguldak'ın batısında, karada yüzey kırıkları görülmemiş olsa bile, fayların sahil boyunca her yerde var olması olasılık dahilindedir. Üstteki tabakanın deformasyonu karşılayacak şekilde kıvrımlanabilmesi halinde, bu beklenen bir durumdur. İran'da Zagros çarpışma zonunda eski genişleme fayları bindirmeler olarak yeniden etkinleşmiştir (Jackson, 1980). Burada, Karadeniz Bölgesinde de aynı dönüşüm gözlemlenmiştir. Bölgede, üstteki çökeller kıvrımlanarak kısalmayı karşılamaktadır. Zonguldak civarının topografya ve drenaj özellikleri, kör bindirmelerin topografyayı kontrol ettiği ve kıvrımlanmaya sebep olduğu yönünde belirtiler taşımaktadır. Bu durumda, bindirmeler, günümüz sahil çizgisini oluşturan yükselme-

lerden sorumludur ve açık denizde büyük fayların görülmemesinin nedeni de budur.

SONUÇLAR

Amasra'nın doğusunda, kıyından yaklaşık 20 km öteye, açık denize 200 km³ hacminde malzeme içeren ve 400 km² 'lik bir alana yayılan bir deniz altı kütle kayması meydana gelmiştir. Profillerden, kütlelenin Kretase yaşlı olduğu yorumu yapılmıştır ve bu analiz kara jeolojisi ile uyumludur. L/H oranı ve kütlelenin ulaştığı mesafe benzer diğer olaylarla kıyaslanabilecek niteliktedir; bununla beraber kütlelenin az hareketli olduğu ve iç yapısını diğer kütle kaymalarına nazaran daha çok koruduğu söylenebilir. Yazarlar, bu korunmanın dayanıklı Kretase kireçtaşlarının bileşiminden dolayı olduğunu ileri sürmektedir.

Karadaki faylanma modeli, drenaj ve jeoloji, bölgede yakın dönemlerde izlenen baskın tektonik deformasyonun bindirme faylanmalarından kaynaklandığını gösterir. Bu bindirmeler, muhtemelen bir tektonik tetiklenme dolayısıyla şelfin aşırı dikleşmesini, daha sonra da devrilmesini sağlamıştır. Bazı bindirmeler yeniden aktifleşmiş genişleme fayları ile karşılanmış, üstteki birimler ise kıvrımlanma ile kısalmaya uyum sağlamıştır. Bu olgu, kıyı ötesinde yer alan Pliyosen yaşlı birimlerin kıvrımlanmasını ve tektonik olarak aktif olduğu bilinen bu bölgede yüzey faylanmasının görülmemesini açıklar.

Günümüz jeolojisi Bartın'ın batısında, bölgede baskın olarak izlenen Kretase formasyonunun yokluğunu gösterir. Mostra veren Jura ve Permian yaşlı birimlerdeki faylanma paternleri, yüzeyde yer alan birimlerin aktif faylanmaların saptanması konusunda koyabileceği önemli katkıya işaret eder. Sadece bu alanda yüzey faylanması

haritalanabilmiştir ve drenaj da faylanmadan önemli derecede etkilenmiştir. Koca Nehrin doğu kolları kuzeye dönüp Karadeniz'e kavuşmadan önce fay tarafından oluşturulan vadiler boyunca akmaktadır. Bu, Bartın'ın doğusundaki sahillerin çoğundan denize çok az çökel girdisi olduğu anlamına gelir. Profillerde ana nehirlerin Karadeniz'e girdiği alanlarda deniz tabanı rölyefinde oyulma ve kanyonlaşma izleri vardır ve şelfte aşırı dikleşme oluşmamıştır.

KATKI BELİRTME

Bu inceleme, 1998 yılı Eylül ayında çok kötü deniz şartlarında yapılan, defalarca tekrarlanan seyirlerden oluşan bir araştırma seferi sırasında alınan sismik profillere dayanmaktadır. Profillerin alınması sırasında üstün çaba harcayan MTA Sismik-1 araştırma gemisi kaptanına, zabitanına, mürettebatına; navigasyon, veri toplama, sismik kompresör gruplarında ve kara kampında görev yapan tüm MTA personeline teşekkür ederiz. Bu araştırma MTA Genel Müdürlüğü, TÜBİTAK (YDABÇAG 198Y085 no.lu proje kapsamında), Royal Society ve British Council tarafından desteklenmiştir. Birinci yazar, yayın taslağını inceleyen ve önemli katkıları ile onun daha anlaşılır hale gelmesini sağlayan Esen Arpat'a ve Aral Okay'a içten teşekkürlerini sunar.

Yayına verildiği tarih, 1 Kasım 2003

DEĞİNİLEN BELGELER

- Albers, J. P. ve Kalafatçioğlu, A. 1969. Bartın-Amasra earthquake, Turkey, Sept. 3, 1968. USGS Proje raporu (IR) TU-5.
- Alptekin, Ö. 1973. Focal mechanism of earthquakes in western Turkey and their tectonic implications. Doktora tezi, New Mexico Institute of Mining and Technology, ABD.

- Alptekin, Ö.; Nabelek, J. L. ve Toksöz, M. N. 1986. Source mechanism of the Bartın earthquake of September 3, 1968 in north-western Turkey: Evidence for active thrust faulting at the southern Black Sea margin. *Tectonophysics*, 122, 73-88.
- Carlson, P. 1978. Holocene slump on the Continental shelf off Malaspina Glacier, Gulf of Alaska. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologist*, 62. 2412.
- Chamberlain, J.; Sader, J.; Landman, K. ve White, L. 2001. Incipient plane-strain failure of a rectangular block under gravity. *International Journal of Mechanical Science*, 43, 793-815.
- Chuang, F. ve Greeley, R. 2000. Large mass movements on Callisto. *Journal of Geophysical Research - Planets*, 105. 20, 227-20, 244.
- Dade, W. ve Huppert, H. 1998. Long-runout rockfalls. *Geology*, 26, 803-806.
- Dewey, J. W. 1976. Seismicity of northern Anatolia. *Bulletin of Seismological Society of America*, 3, 843-868.
- Dingle, R. 1977. The anatomy of a large submarine slump on a sheared continental margin (southeast Africa). *Journal of the Geological Society*, 134, 293.
- Dunne, W. ve Ferrill, D. 1988. Blind thrust systems. *Geology*, 16, 33-36.
- Ergünay, O. ve Tabban, A. 1983. İsoseizmal map of the Bartın earthquake based on the official damage statistics of the General Directorate of Disaster Affairs of the Government of Turkey. Yayınlanmamış belgeler ve harita.
- Erinç, S. 1984. Karadeniz çanağının jeomorfolojik ve yapısal özelliklerinin morfometrisi. *İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülteni*, 1, 15-22.
- Goldsworthy, M. ve Jackson, J. 2000. Active normal faulting in Greece by geomorphological and drainage patterns. *Journal of the Geological Society*. 157. 967-981.
- Görür, N. 1997. Cretaceous syn- to post-rift sedimentation on the continental margin of the western Black Sea. Robinson, A. (ed). *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region da. American Association of Petroleum*

- Geologist Memoir, American Association of Petroleum Geologist yayını, 68, 227-240.
- Hampton, M. ve Lee, H. 1996. Submarine landslides. *Review of Geophysics*, 34, 33-59.
- Hazlett, R.; Buesch, D.; Anderson, J.; Elan, R. ve Scandone, R. 1991. Geology, failure conditions, and implications of seismogenic avalanches of the 1944 eruption at Vesuvius. Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47, 249-264.
- Jackson, J. 1980. Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts. *Nature*, 283, 343-346.
- _____, ve McKenzie, D. 1984. Active tectonics of the Alpine - Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 77, 185-264.
- Ketin, İ. 1966. Tectonic units of Anatolia. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 66, 24-33.
- _____, ve Abdüsselamoğlu, Ş. 1969. Bartın depreminin etkileri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, cilt 12, sayı 1-2, 66-76.
- Kudo, K. 1983. Seismic source characteristics of recent major earthquakes in Turkey. Ohta. Y. (ed). *A comprehensive study on earthquake disasters in Turkey in view of seismic risk reduction da. Hokkaido Üniversitesi yayını.*
- Landers, J. F. 1969. Seismological notes - September and October 1968. *Seismological Society of America*, 59, 1023-1030.
- Letouzey, J.; Bijou-Duval, B.; Dorkel, A.; Gonnard, R.; Lristchev, K.; Montadert, L. ve Sungurlu, O. 1977. The Black Sea - A marginal basin, geophysical and geologic data. Bijou-Duval, B. ve Montadert, L. (eds). *International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins de. Editions Technip, Paris.* 363-376.
- McKenzie, D. 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal of the Astronomical Society*, 30, 109-185.
- Okay, A. İ.; Şengör, A. M. C. ve Görür, N. 1994. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology*, 22, 267-270.
- Robinson, A.; Spadini, G. ve Rudat, J. 1995. Stratigraphic evolution of the Black Sea: inferences from basin modeling. *Marine and Petroleum Geology*, 12, 821-835.
- Ross, D. 1971. Mass physical properties and slope stability of sediments of the northern Middle America trench. *Journal of Geophysical Research*, 76, 704.
- Ryan, W.; Pitman, W.; Majör, C.; Shimkus, K.; Moskalenko, V.; Jones, G.; Dimitrov, P.; Görür, N.; Sakine, M. ve Yüce, H. 1997. An abrupt drowning of the Black Sea shelf. *Marine Geology*, 138, 119-126.
- Soysal, H.; Sipahioğlu, S.; Kolçak, D.; ve Altınok, Y. 1981. Türkiye ve çevresinin tarihsel deprem katalogu. Teknik rapor, Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu proje no: TBAG 341.
- Spadini, G.; Robinson, A. ve Cloetingh, S. 1996. Western versus eastern Black Sea tectonic evolution: pre-rift lithospheric controls on basin formation. *Tectonophysics*, 266. 139-154.
- Stoffers, P.; Degens, E. ve Trimonis, E. 1978. Stratigraphy and suggested ages of Black Sea sediments. Initial report, Deep Sea Drilling Project, 42, 483-487.
- Şengör, A. M. C. 1979. The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *Journal of Geological Society of London*, 136. 269-282.
- _____, Yılmaz, Y. ve Ketin, İ. 1980. Remnants of pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: fragments of Permian - Triassic Paleotethys. *Geological Society of America Bulletin*, 91 (part I), 499-609.
- _____, ve Canitez, N. 1982. The North Anatolian fault. Berchemer and K. Hsü (eds.), *Alpine and Mediterranean Geodynamics de. Geodynamical Series, American Geophysical Union*, 7, 205-216.
- _____; Büyükaşıkoglu, S. ve Canitez, N. 1983. Neotectonics of the Pontides: implications for the "incompatible" structures along the North Anatolian fault. *Journal of Structural Geology*, 5, 211-216.
- _____; Görür, N. ve Şaroğlu, F. 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. K. T. Biddle, N. C. Blick (eds). *Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation da. Economical Paleontology and Mineralogy Special Publication*, 37, 227-264.
- Tokay, M. 1964. Türkiye Jeoloji Haritası, Zonguldak paftası (1: 500 000). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.