KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ
ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

BATI KARADENİZ (AKÇAKOCA-AMASRA) AÇIKLARININ SİSMİK STRATİGRAFİK VE TEKTONİK YAPISININ DERİN SİSMİK KESİTLER KULLANILARAK BELİRLENMESİ

BAHRİ SERKAN AYDEMİR

KOCAELİ 2019

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

BATI KARADENİZ (AKÇAKOCA-AMASRA) AÇIKLARININ SİSMİK STRATİGRAFİK VE TEKTONİK YAPISININ DERİN SİSMİK KESİTLER KULLANILARAK BELİRLENMESİ

BAHRİ SERKAN AYDEMİR

Prof.Dr. Cengiz KURTULUŞ
Danışman, Kocaeli Üniv. .....

Doç.Dr. İbrahim SERTÇELİK
Jüri Üyesi, Kocaeli Üniv. .....

Dr.Öğr. Üyesi Mahir IŞIK
Jüri Üyesi, Sakarya Üniv. .....

Tezin Savunulduğu Tarih: 03.01.2019

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Lisans, lisansüstü eğitimim ve bu tez çalışması boyunca mesleki tecrübesi ile destek ve emeklerini esirgememiş, çalışkanlığı, ahlaki tavır ve dünya görüşüyle örnek aldığım tez danışmanım Prof. Dr. Cengiz KURTULUŞ'a teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışmasında kullanılan verilerin toplanması, işlenmesi ve yorumlanmasında verdiği emek, katkı ve imkanlarından ötürü, Türkiye'nin yer bilimleri bilgi havuzuna kurulduğu günden bu yana mesut sürprizler getirmiş/getirecek olan ve parçası olmaktan gurur duyduğum kurumum Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'ne, Deniz Araştırmaları Dairesi Başkanlığı'na, Daire Başkanı Kerim T. SARIKAVAK'a şükranlarımı sunarım.

Verilerin işlenmesi aşamasındaki katkılarından ötürü meslektaşım Dr. Hakan SARITAŞ'a, veri yorumlama çalışmalarındaki katkılarından ötürü, Doç. Dr. Şule GÜRBOĞA ve Dr. Bülent DOĞAN'a teşekkürlerimi sunarım.

Hayatım boyunca varlıkları ile beni ben yapan başta annem, anneannem, kardeşim ve hayat arkadaşıma saygı ve sevgilerimle.

Ocak - 2019 Bahri Serkan AYDEMİR

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR i
İÇİNDEKİLER ii
ŞEKİLLER DİZİNİ iii
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ v
ÖZET vi
ABSTRACT vii
GİRİŞ 1
1. ÇALIŞMA ALANININ ÖZELLİKLERİ 2
1.1. Çalışma Alanının Konumu 2
1.2. Karadeniz'in Jeolojik Özellikleri 2
1.3. Çalışma Alanının Morfolojik Özellikleri 5
1.4. Çalışma Alanının Depremselliği 7
2. TEZ ÇALIŞMASINDA KULLANILAN VERİLERİN TOPLANMASI, İŞLENMESİ VE YORUMLANMASI 9
2.1. Veri Toplama Çalışması 9
2.2. Veri İşleme Çalışması 10
2.2.1. Veri düzenleme işlemleri 10
2.2.2. Ön veri işleme 11
2.2.3. Veri işleme 15
2.3. Veri Yorumlama Çalışması 19
3. BULGULAR 23
3.1. Stratigrafik ve Morfolojik Bulgular 23
3.2. Sismik Kesitlerin Yorum ve Modellemesi 32
3.2.1. K98-01 No'lu sismik profilin yorumu 32
3.2.2. K98-04 No'lu sismik profilin yorumu 33
3.2.3. K98-06 No'lu sismik profilin yorumu 33
3.2.4. K98-07 No'lu sismik profilin yorumu 33
3.2.5. K98-08 No'lu sismik profilin yorumu 33
3.2.6. K98-10 No'lu sismik profilin yorumu 34
3.2.7. K98-11 No'lu sismik profilin yorumu 34
3.2.8. K98-12 No'lu sismik profilin yorumu 34
3.2.9. K98-13 No'lu sismik profilin yorumu 34
3.2.10. K98-14 No'lu sismik profilin yorumu 34
4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER 45
KAYNAKLAR 50
KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER 53
ÖZGEÇMİŞ 54

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Çalışma alanının konumu 2
Şekil 1.2. Karadeniz'i şekillendiren ana tektonik elemanlar (Dondurur, 2005'ten değiştirilerek alınmıştır) 3
Şekil 1.3. Türkiye'nin tektonik birlikleri (Okay ve Tüysüz, 1999) 4
Şekil 1.4. Karadeniz'in morfolojik bölgelendirmesi (Starostenko ve diğerleri, 2004; Pişkin, 2006; Tokat, 2015'ten değiştirilerek alınmıştır) 6
Şekil 1.5. Çalışma alanının batimetrisi (Küçük, 2016'dan derlenerek alınmıştır) 7
Şekil 1.6. Karadeniz ve çevresinin sismik aktivitesi ve 03.09.1968 Bartın Depremi'nin McKenzie 1972 ile Alptekin ve diğerleri, 1986'ya göre odak mekanizması çözümleri 8
Şekil 2.1. Sismik veri toplama parametreleri 9
Şekil 2.2. Sismik profillerin konumu 10
Şekil 2.3. Veri işlem akış şeması 10
Şekil 2.4. Sismik atış verisinden kullanılmayacak gürültülü kanalların atılması 11
Şekil 2.5. Tek kanallı sismik kesit 12
Şekil 2.6. Brüt yığma kesit 12
Şekil 2.7. A-Tüm veriye ait sinyal içeriği B-Bant geçişli süzgeç uygulandıktan sonraki durum 13
Şekil 2.8. A-FK Süzgeci uygulaması öncesi B-FK Süzgeci uygulaması sonrası durum 14
Şekil 2.9. Hız tayini 15
Şekil 2.10. Brüt yığma kesit üstünde hız modelinin düzenlenmesi 16
Şekil 2.11. Hız modeli ile oluşturulmuş yığma kesit 17
Şekil 2.12. Kirchoff zaman göçü uygulanmış veri 17
Şekil 2.13. A-Tek Kanallı, B-Brüt Yığma, C-Hız Verisi ile Yığma ve D-Zaman Göç Kesitleri 18
Şekil 2.14. 3 Boyutlu ortamda sismik veriler üzerinde seviye yorumlarının takibi. 20
Şekil 2.15. Sismik kesitler 06, 07, 11, 12 ve 13 üzerinde görülen eşleştirilmiş fay 21
Şekil 2.16. Bu fayın konum ve düzlemi 21
Şekil 2.17. Ereğli-1 kuyusu ile çalışma sahasında bulunan stratigrafik birimlerin eşleştirilmesi (TP Farmout Report, 2007 - Küçük, 2016'dan alınmıştır.) 22
Şekil 3.1. Kuvaterner üst sınırı 2 boyutlu gösterimi 23
Şekil 3.2. Pliyosen üst sınırı 2 boyutlu gösterimi 23
Şekil 3.3. Miyosen üst sınırı 2 boyutlu gösterimi 24
Şekil 3.4. Eosen üst sınırı 2 boyutlu gösterimi 24
Şekil 3.5. Paleosen üst sınırı 2 boyutlu gösterimi 25
Şekil 3.6. Kretase üst sınırı 2 boyutlu gösterimi 25

Şekil 3.7. Kuvaterner üst sınırı ve Kuvaterner model 26
Şekil 3.8. Pliyosen üst sınırı ve Pliyosen model 27
Şekil 3.9. Miyosen üst sınırı ve Miyosen model 28
Şekil 3.10. Eosen üst sınırı ve Eosen model 29
Şekil 3.11. Paleosen üst sınırı ve Paleosen model 30
Şekil 3.12. Kretase üst sınırı ve Kretase model 31
Şekil 3.13. K98-01 Kesitine ait; A-Yorumsuz Kesit, B-Yorumlanmış Kesit, C-Stratigrafik Modellemesi 35
Şekil 3.14. K98-04 Kesitine ait; A-Yorumsuz Kesit, B-Yorumlanmış Kesit, C-Stratigrafik Modellemesi 36
Şekil 3.15. K98-06 Kesitine ait; A-Yorumsuz Kesit, B-Yorumlanmış Kesit, C-Stratigrafik Modellemesi 37
Şekil 3.16. K98-07 Kesitine ait; A-Yorumsuz Kesit, B-Yorumlanmış Kesit, C-Stratigrafik Modellemesi 38
Şekil 3.17. K98-08 Kesitine ait; A-Yorumsuz Kesit, B-Yorumlanmış Kesit, C-Stratigrafik Modellemesi 39
Şekil 3.18. K98-10 Kesitine ait; A-Yorumsuz Kesit, B-Yorumlanmış Kesit, C-Stratigrafik Modellemesi 40
Şekil 3.19. K98-11 Kesitine ait; A-Yorumsuz Kesit, B-Yorumlanmış Kesit, C-Stratigrafik Modellemesi 41
Şekil 3.20. K98-12 Kesitine ait; A-Yorumsuz Kesit, B-Yorumlanmış Kesit, C-Stratigrafik Modellemesi 42
Şekil 3.21. K98-13 Kesitine ait; A-Yorumsuz Kesit, B-Yorumlanmış Kesit, C-Stratigrafik Modellemesi 43
Şekil 3.22. K98-14 Kesitine ait; A-Yorumsuz Kesit, B-Yorumlanmış Kesit, C-Stratigrafik Modellemesi 44
Şekil 4.1. Sismik kesitlerden elde edilen 3 boyutlu stratigrafik model 48
Şekil 4.2. Sismik verilerden elde edilen tektonik harita. (Batimetri verisi Küçük, 2016'dan alınmıştır) 49

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

°	: Derece
inc^3	: İnç Küp
km	: Kilometre
m	: Metre
ms	: Milisaniye
s	: Saniye

Kısaltmalar

2B	: 2 Boyutlu
2D	: 2 Dimension (Boyutlu)
BKH	: Batı Karadeniz Havzası
DKH	: Doğu Karadeniz Havzası
GB	: Güneybatı
GD	: Güneydoğu
KB	: Kuzeybatı
KD	: Kuzeydoğu
MTA	: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
OKS	: Orta Karadeniz Sırtı
ODN	: Ortak Derinlik Noktası
TP	: Türkiye Petrolleri

BATI KARADENİZ (AKÇAKOCA-AMASRA) AÇIKLARININ SİSMİK STRATİGRAFİK VE TEKTONİK YAPISININ DERİN SİSMİK KESİTLER KULLANILARAK BELİRLENMESİ

ÖZET

Bu tez çalışmasında Batı Karadeniz (Akçakoca-Amasra) açıklarının sismik, stratigrafik ve tektonik yapısının ortaya konulması amaçlanmıştır. Bu amaç kapsamında çalışma alanının jeolojik, tektonik ve batimetrik özellikleri incelenmiş ve derin deniz sismik verilerin işlenmesi ve yorumlanması ile bölgeye ait yer bilimsel bir model üretilmeye çalışılmıştır. Veri işleme çalışmaları sonucunda, zaman ortamında Kirchoff göçü işlemi uygulanmış sismik veriler elde edilmiştir. Zaman göçü uygulanmış bu sismik verilerde sismik seviye ve fay yorumlama işlemleri yapılmıştır. Bu yorumlamalar sonucunda çalışma alanının tektonik haritası ve sismik stratigrafik modeli önerilmiştir.

Karadeniz, Oligo – Miyosen öncesinden itibaren Tetis okyanusunun bir kalıntı ve iç denizi olduğu için Paleotektonik dönemde dalma-batma ile ilişkili ters faylar gibi birçok yapıyı barındırır. Sıkışmalı sistem, Karadeniz altındaki Neojen yaşlı birimleri de kıvrımlandırmış ve ters faylar ile deforme edilmesini sağlamıştır. Bunun sonucu olarak deniz tabanı şekillenmiş ve denizin kıyıya yakın alanları kabuk kalınlaşması ile yükselmiştir. Böylelikle ters fayların ayırdığı tavan blokta; havza kesimi denetleyen normal faylar yoğun şekilde gelişmiştir. Buna ilaveten deniz tabanı, kökensel olarak önce sıkışmalı ve buna bağlı gelişen normal faylar ile deforme edildiği için ters fayların düzlemleri boyunca normal faylara göre daha büyük eğim atım yer değiştirmeleri izlenmiştir.

Anahtar Kelimeler: 2B Deniz Sismiği, Batı Karadeniz, Sismik Stratigrafik Model, Tektonik.

DETERMINATION OF THE SEISMIC STRATIGRAPHIC AND TECTONIC STRUCTURE OF OFFSHORE THE WESTERN BLACKSEA (AKÇAKOCA-AMASRA) BY USING DEEP SEISMIC DATA

ABSTRACT

In this thesis study, it is aimed to determine of the seismic, stratigraphic and tectonic structure of offshore the Western Blacksea (Akcakoca-Amasra) was aimed. Within this scope, the geological, tectonic and bathymetric features of the study area were examine and with the processing and interpretation of deep sea seismic data, a scientific model of the region has been tried to be produced. As a result of data processing studies, seismic data obtained that was applied Kirchoff time. Seismic horizons and fault interpretation processes were performed in these seismic data which was applied time migration. As a result of these interpretations, the tectonic map and seismic stratigraphic model of the study area have been proposed.

Since The Black Sea is a remnant and inner sea of the Tethyan Ocean since from before the time of the Oligo - Miocene, it has many structures such as the reverse faults associated with subduction in the paleotectonic period. The compressional tectonic regime caused the Neogene units under the Black Sea folded and to be deformed by reverse faults. As a result of this, the sea floor was formed and the areas near the shore of rised by the crust thickening. Thus, in the hanging-wall block which separated with the reverse faults; normal faults which control the basin section are developed intensively. In addition, firstly since the seabed was compresion and accordingly evolving deformed by normal faults larger dip-slip displacements were observed along the planes of the reverse faults than normal faults.

Keywords: 2D Marine Seismic, West Blacksea, Seismic Stratigraphic Model, Tectonic.

GİRİŞ

Türkiye'nin kuzeyinde yer alan ve dünyanın en büyük iç denizlerinden biri olan Karadeniz, jeopolitik açıdan sınırlarını oluşturduğu Türkiye, Rusya, Romanya, Gürcistan, Bulgaristan ve Ukrayna için önemli bir denizdir. Çevresindeki Kafkaslar, Kırım ve Pontidler gibi tektonik yapıların etkisi ile jeolojik açıdan farklı kıyı tipleri, aktif faylar, yüksek seviyede sediman taşıyan tatlı su sistemleri gibi oldukça zengin çeşitliliğe sahip olan Karadeniz bu yapısı ile ekonomik açıdan birçok yapıyı barındırırken günümüzde konumu itibarı ile de doğu-batı yönlü birçok enerji ulaştırma hattına sahiptir.

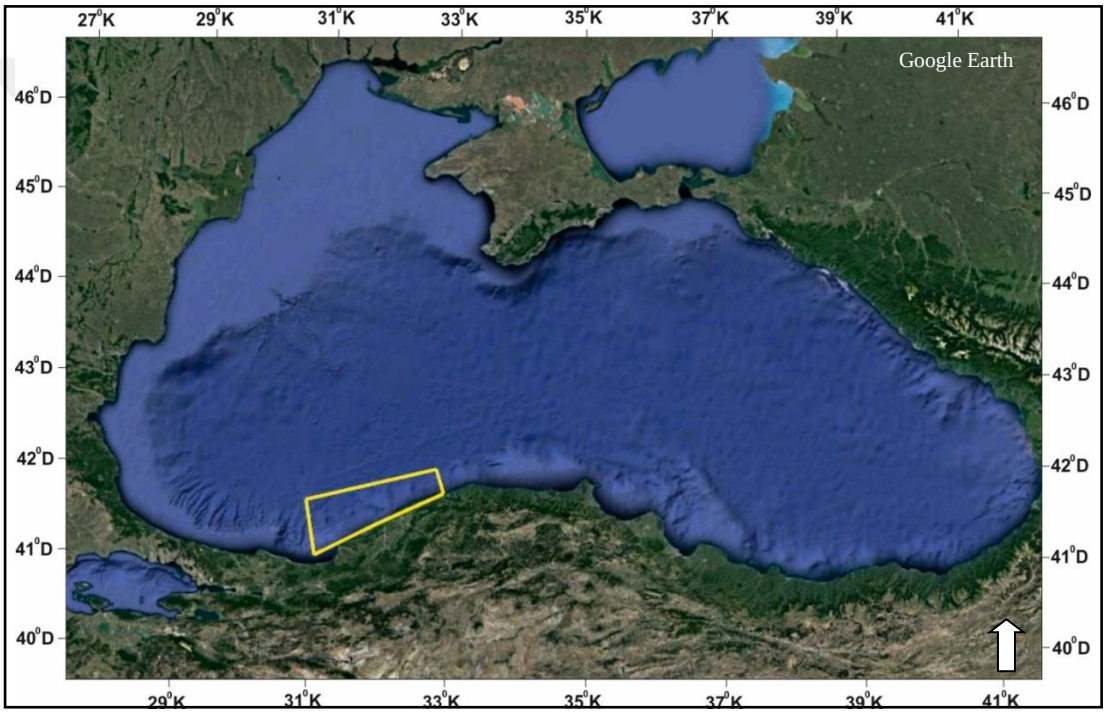
Karadeniz'in kıyı ötesi yapısının ortaya konması amacıyla yapılan her çalışma bölgenin jeolojik, tektonik, morfolojik, stratigrafik ve ekonomik yapılarının belirlenmesine ve bunların değerlendirilmesine yönelik diğer çalışmalara ışık tutmaktadır. Bu tez kapsamında kullanılan veriler, çalışma alanı jeolojisinin genel hatlarıyla belirlenmesi amacıyla Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'nün geçmiş dönem sismik araştırma gemisi MTA Sismik-1 ile 1998 yılında gerçekleştirilmiş 2 boyutlu derin deniz sismiği çalışmalarından elde edilmiştir.

Bu tez çalışmasında söz konusu veriler ışığında çalışma alanının sismik, stratigrafik ve tektonik yapısının ortaya konulması amaçlanmıştır. Bu amaç kapsamında çalışma alanının jeolojik, tektonik ve batimetrik özellikleri incelenmiş ve derin deniz sismik verilerin işlenmesi ve yorumlanması ile bölgeye ait yer bilimsel bir model üretilmeye çalışılmıştır.

1. ÇALIŞMA ALANININ ÖZELLİKLERİ

1.1. Çalışma Alanının Konumu

Çalışma alanı (Şekil.1.1) Batı Karadeniz havzası sınırlarında Akçakoca-Kurucaşile arasında yer almaktadır. Bu çalışmada Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'nce 1998 yılında toplanmış 2 boyutlu sismik profiller kullanılmıştır.

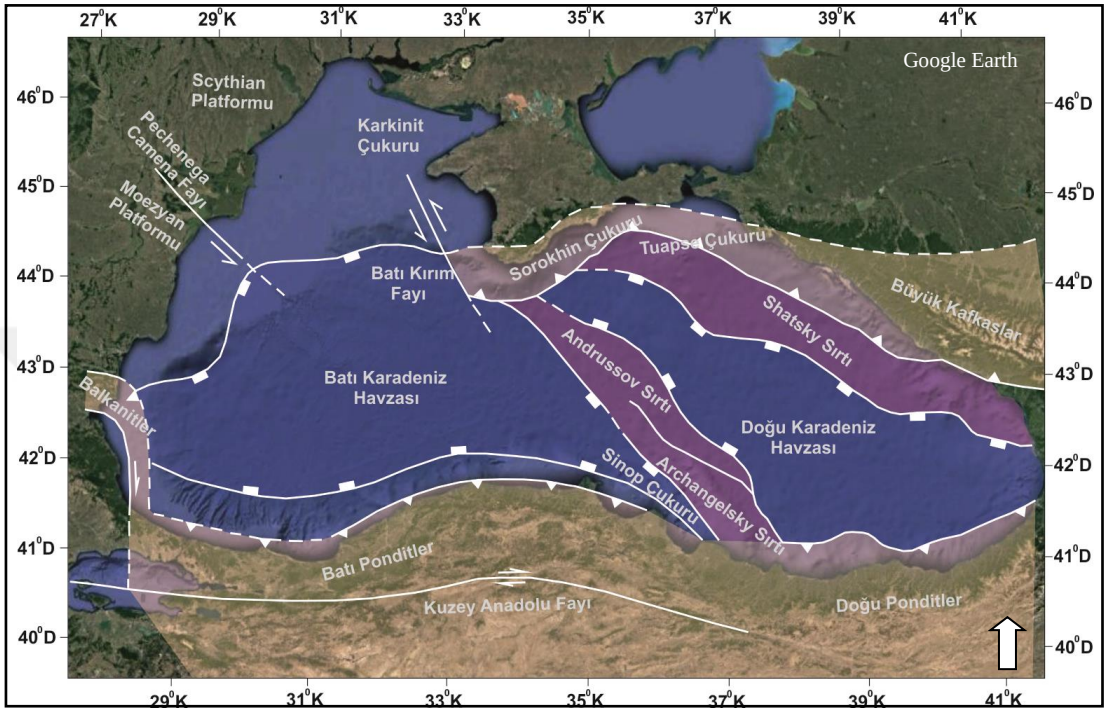


Şekil 1.1. Çalışma alanının konumu

1.2. Karadeniz'in Jeolojik Özellikleri

Arap-Avrasya kıtasal çarpışmasının batı kısmında ve Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin kuzeyinde yer alan Karadeniz, Tetis Okyanusu'nun kuzeye dalması sonucu ortaya çıkmış Mesozoyik - Erken Senozoyik yaşlı yay ardı havzası (back-arc basin) olarak tanımlanmakta ve bu özellikleri dikkate alındığında geniş bir kıtalar arası havza olarak tanımlanmaktadır. (Finetti ve diğerleri, 1988; Okay ve diğerleri, 1994; Robinson ve diğerleri, 1996; Spadini ve diğerleri, 1996; Nikishin ve diğerleri, 2003).

Karadeniz, güneyde Pontidler, doğuda Kafkaslar, kuzeyde Kırım ve batıda Balkanitler gibi sıkışma kuşakları ile çevrili olmasına rağmen havza ve çökel türleri incelendiğinde genişlemeli bir tektonik özellik sunmaktadır (Robinson ve diğerleri, 1996; Spadini ve diğerleri, 1996).

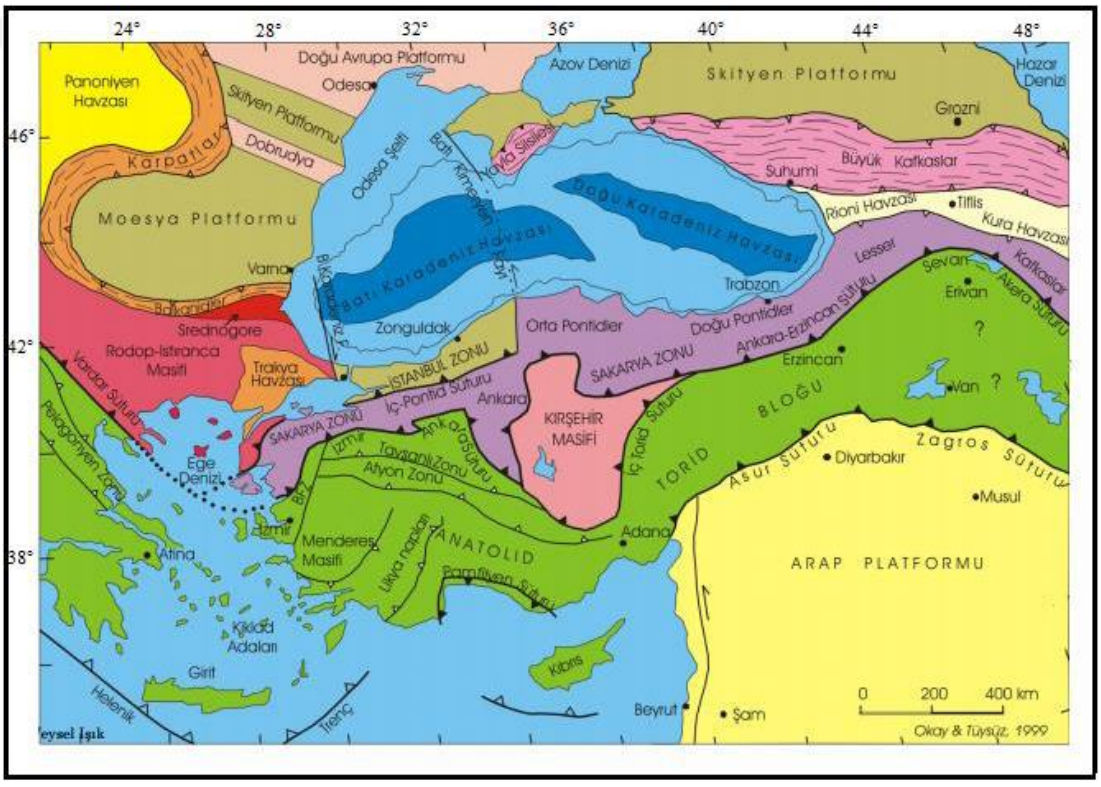


Şekil 1.2. Karadeniz'i şekillendiren ana tektonik elemanlar (Dondurur, 2005'ten değiştirilerek alınmıştır)

Karadeniz tek bir havza gibi tanımlanmasına rağmen aslında Orta Karadeniz Sırtı (OKS) adı verilen yükselim ile birbirinden ayrılan iki büyük havzadan oluşmaktadır. Bu havzalar okyanusal kabuk üzerinde gelişmiş Doğu ve Batı Karadeniz havzalarıdır. Batı Karadeniz Havzası (BKH) ve Doğu Karadeniz Havzası'nın (DKH) jeolojik gelişim tarihçeleri, hem tektonik rejimleri hem de ortaya çıkan deformasyon yapıları dikkate alındığında önemli farklılıklar sunmaktadır (Okay ve diğerleri, 1994; Spadini ve diğerleri, 1996). BKH'nin oluşumunun, Apsiyen döneminde Batı ve Orta Pontidlerin Moesian Platformu'ndan ayrılması ve güneydoğuya açılmasının bir sonucu olduğu düşünülmektedir (Görür, 1988). DKH ise Paleosen - Eosen döneminde Shatsky Sırtı'ndan ayrılan ve Kırım'ın batısında bulunan bir kutup noktasından saat yönünde dönerek açıldığı düşünülen daha genç bir yapı olarak önerilmiştir (Finetti ve diğerleri, 1988; Spadini ve diğerleri, 1996; Robinson ve diğerleri, 1996). Okyanusal bir kabuğa sahip olan BKH'nin sediman kalınlığı havza ortasında yaklaşık 13 km'ye ulaşmaktadır (Finetti ve diğerleri, 1988; Robinson ve

diğerleri, 1996). Doğu ve Batı Karadeniz Havzaları, Orta Karadeniz Sırtı (OKS) tarafından birbirinden ayrılmakta ve OKS güneyde dar bir grabenle ayrılan doğuda Andrussov Sırtı ve batıda Archangelsky Sırtı bloklarından oluşmaktadır (Şekil 1.2). Batı blokta bulunan Archanglesky Sırtı, güneyde Türkiye kıyısında belirgin bir yükselim oluşturur (Dondurur, 2005; Klaucke ve diğerleri, 2006).

Şekil 1.3'te verilen Türkiye'nin tektonik birlikleri incelendiğinde (Okay ve diğerleri, 1999), Karadeniz'in batısında kalan karasal alanda büyük faylarla ayrılan Hersinyen, erken (geç Triyas ve erken Jura) ve geç Kimmerid (Jura-erken Kretase) deformasyonlara ait tektonik zonlar bulunur (Aral ve diğerleri, 1989).



Şekil 1.3. Türkiye'nin tektonik birlikleri (Okay ve Tüysüz, 1999)

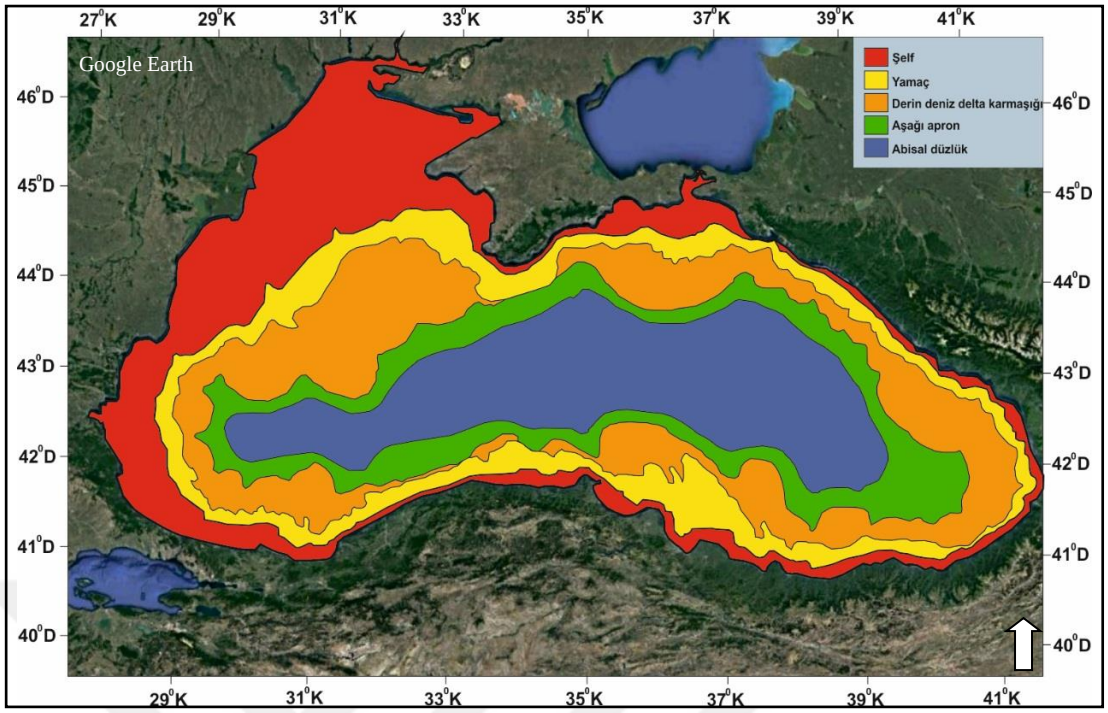
İstanbul Zonu Kretase' ye kadar, Moezya Platformu ve Kırım arasındaki Odessa şelfinin güneyinde yer alırken, Apsiyen-Albiyen döneminde riftleşmiş iki transform fayla sınırlanan bir kıta parçası olarak güneye doğru kaymış ve arkasında Batı Karadeniz Havzası açılmıştır (Görür, 1988). Moezya Platformu ile İstanbul Zonu arasındaki stratigrafik benzerlik, İstanbul Zonu'nun Odessa Şelfi ile olan morfolojik uyumu ve Karadeniz'de yapılmış sismik çalışmalarda, uzantıları İstanbul Zonu' nu sınırlayan iki transform fayın görülmesi, İstanbul Zonu'nun erken Eosende Sakarya

Zonu ile çarpıştığı ve Karadeniz'in gerilme rejiminin sona erdiğini göstermektedir (Finetti ve diğerleri,1988).

1.3. Çalışma Alanının Morfolojik Özellikleri

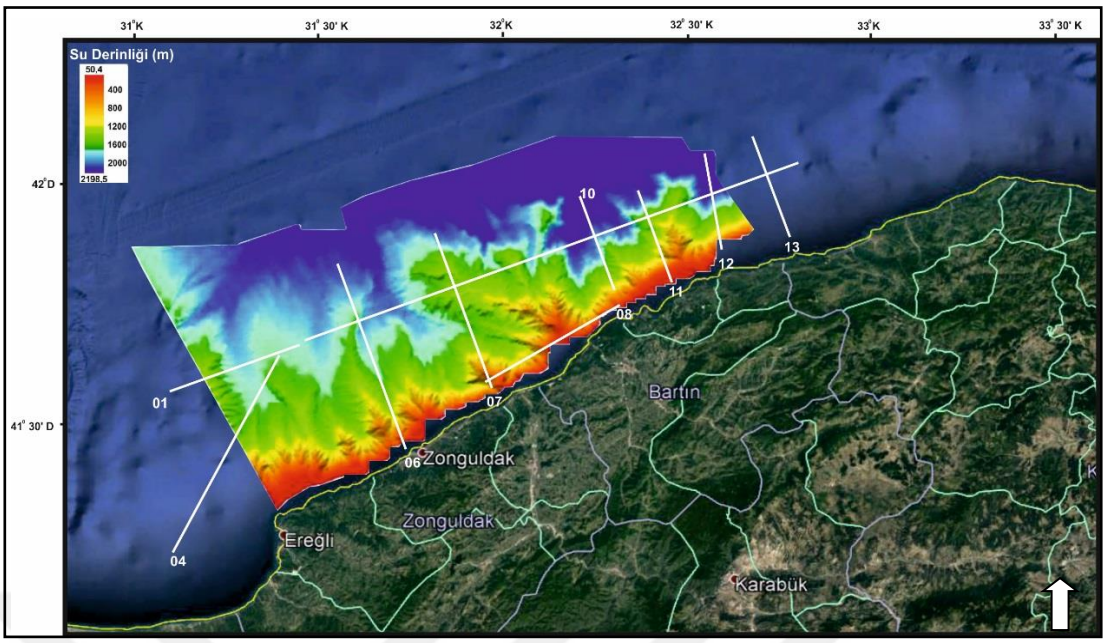
Tektonik açıdan iki ayrı havzadan (BKH ve DKH) ve bu havzaları ayıran bir sırttan (OKS) oluşan Karadeniz batimetrik olarak en fazla derinliği yaklaşık 2200 m olan tek bir havza olarak düşünülmektedir (Finetti ve diğerleri, 1988; Dondurur ve diğerleri, 2012). Bu iki alt havzadan oluşan Karadeniz, Alp-Himalaya dağ sistemi içerisinde yer alan ve güneyinde Yıldız ve Kuzey Anadolu, kuzeyinde ise Kafkaslar ve Kırım Dağları başta olmak üzere kıvrımlı dağ kuşakları ile kuşatılmış bir dağ arası havza özelliği sunmaktadır. Özellikle Tuna ve Sakarya gibi nehirlerin tatlı su beslemesi ile tuzluluk oranı düşüktür (Aral ve diğerleri, 1994; Spadini ve diğerleri, 1996; Türkoğlu, 2002; Kuşçu ve diğerleri, 2004).

Morfolojik yapısı incelendiğinde Karadeniz iki ayrı tipte kıyı özelliği gösterir (Şekil 1.4). Güney ve Doğu kıyılarında çok dar şelften sonra ani bir derinleşme gözlenir ve yaklaşık olarak şelf kırığından itibaren 15 km'de 1800 m su derinliğine ulaşılır (Erinç, 1984; Dondurur ve diğerleri, 2012). Kuzey ve batı kıyıları ise geniş bir şelfe sahiptir. Sırasıyla, kıyı çizgisinden birkaç km ötede deniz seviyesi 100-130 m olan şelf kırığı ardından 1400 m su derinliğine kadar yüksek eğimli (yaklaşık 30°) kıtasal yamaç ve hemen ardından abisal düzlüğe geçilmektedir (Algan ve diğerleri, 2002; Dondurur ve diğerleri, 2013; Yanchilina ve diğerleri, 2013; Özel ve diğerleri, 2013). Morfolojik olarak Güney ve Doğu kıyıları için Pasifik tipi, Kuzey ve Batı kıyıları için Atlantik tipi kıta kenarı özelliği gösterdikleri söylenebilir (Erinç, 1984). Geniş şelf alanlarında Tuna ve Sakarya nehirlerinin etkileri ile deniz tabanında menderesler görülmektedir. (Popescu ve diğerleri, 2001; Dondurur ve diğerleri, 2012).



Şekil 1.4. Karadeniz'in morfolojik bölgelendirmesi (Starostenko ve diğerleri, 2004; Pişkin, 2006; Tokat, 2015'ten değiştirilerek alınmıştır)

Çalışma alanının morfolojik yapısı incelendiğinde (Şekil.5); yaklaşık kıyı çizgisinden 3 km ötede şelf alanı, 100-120 m su derinliği çizgisinde şelf kırığı, ardından 1400 m su derinliği çizgisine kadar kanyon-kanal ve kayma yapılarının gözlendiği kıtasal yamaç ve 2000 m su derinliğine kadar yumuşak bir kıtasal yükselim ile geçilen abisal düzlük görülmektedir (Küçük, 2016). Çalışma alanı hem sığ hem de derin deniz taban morfolojinin gözlendiği oldukça tipik bir alan özelliğindedir.



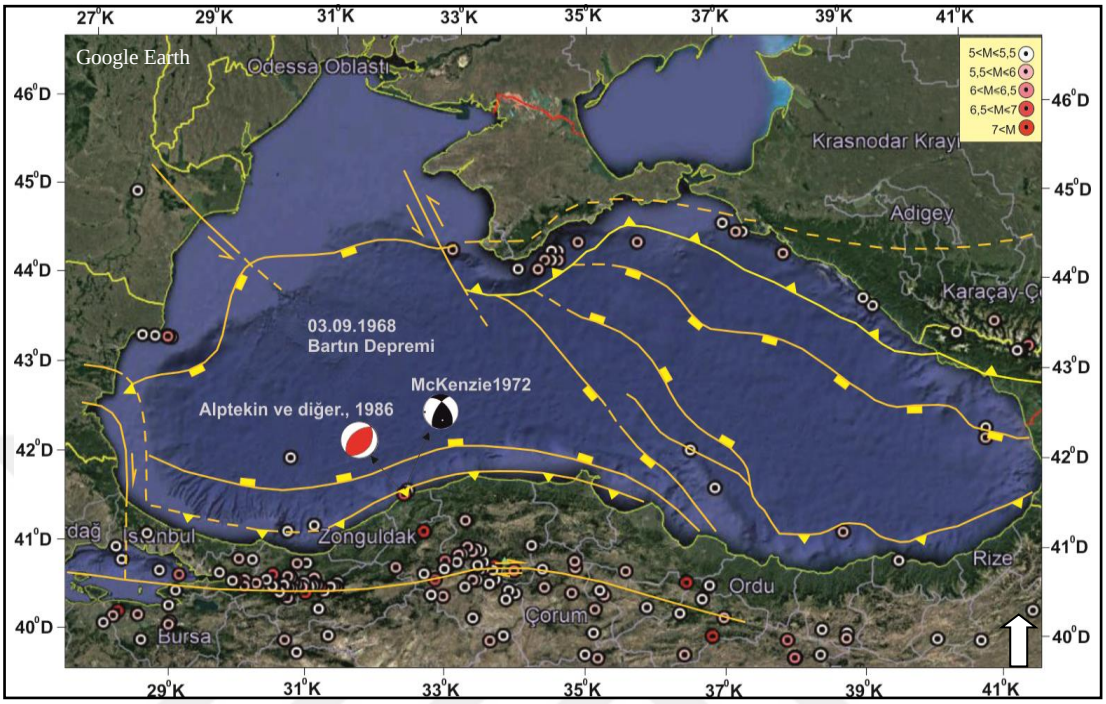
Şekil 1.5. Çalışma alanının batimetrisi (Küçük, 2016'dan derlenerek alınmıştır)

1.4. Çalışma Alanının Depremselliği

Karadeniz, güneyinde yaklaşık doğu-batı uzanımlı sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay Sistemi ve doğusunda bulunan kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı kıvrım-bindirme kuşağı olan Kafkaslar gibi günümüzde hala aktivitesi devam eden önemli yapıların kontrolünde yer almaktadır. Karadeniz'in deprem aktivitesi incelendiğinde, kıyı kenar bölgelerinde düşük yoğunlukta orta büyüklükte depremler oluştuğu gözlenirken orta kısmında ise sismik etkinliğin ihmal edilebilecek kadar düşük olduğu görülmektedir. 1900'den günümüze Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi verilerine göre (URL-1) deprem dağılımları incelendiğinde (Şekil 1.6) Karadeniz'in Türkiye kıyı şeridi boyunca sığ odaklı farklı büyüklükte depremler tarafından etkilendiği gözlenmekte olup Türkiye'nin diğer bölgeleriyle kıyaslandığında bölgenin sismik etkinliğinin düşük olduğu sonucuna ulaşılmaktadır (Tarı ve diğerleri, 2000; Kuşçu ve diğerleri, 2004). Bölgede orta büyüklükte sekiz tarihsel deprem kaydedilmiştir (Soysal ve diğerleri, 1981). Aletsel dönemde Karadeniz kıyı şeridinde meydana gelen en büyük deprem magnitüdü 6.5 olan 3 Eylül 1968 Bartın depremidir.

Bartın depremi için fay düzlemi çözüm önerilerine bakıldığında, doğrultu atım bileşenli ters faylanma (McKenzie, 1972; Jackson ve diğerleri, 1984; Kuşçu ve diğerleri, 2004) ve bindirme türü ters fay olarak önerilmiştir (Alptekin ve diğerleri,

1986). Depremin merkez üssünün Karadeniz'in güney kıyılarında etkin sıkışma zonu sınırları içerisinde yer alması bu fayın ters bir fay olduğunu göstermektedir.



Şekil 1.6. Karadeniz ve çevresinin sismik aktivitesi ve 03.09.1968 Bartın Depremi'nin McKenzie 1972 ile Alptekin ve diğerleri, 1986'ya göre odak mekanizması çözümleri

2. TEZ ÇALIŞMASINDA KULLANILAN VERİLERİN TOPLANMASI, İŞLENMESİ VE YORUMLANMASI

2.1. Veri Toplama Çalışması

Tez çalışmasında kullanılan 10 adet 2 boyutlu sismik profil (Şekil 2.2) 1998 yılında Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü sismik araştırma gemisi MTA Sismik-1 ile toplanmıştır. Verilerin kayıt uzunlukları 8 sn olup örnekleme aralıkları 2 ms'dir. Atış aralıkları 50 m olarak belirlenmiştir. Sismik ofseti 150 m olan verilerin kanal sayısı 72 ve bu kanallara ait grup aralığı 12.5 m'dir. Alıcı kablo derinliği 10 m'dir. Sismik enerji kaynağı olarak 1500 in^3 airgun kullanılmış ve bu kaynak 5 m derinlikten çekilmiştir (Şekil 2.1).

Sismik Veri Toplama Parametreleri	
Kanal Sayısı	**72**
Grup Aralığı	**12.5 m**
Atış Aralığı	**50 m**
Kayıt Uzunluğu	**8 sn**
Örnekleme Aralığı	**2 ms**
Sismik Ofset	**150 m**
Enerji Kaynağı	**1500 in^3**
Enerji Kaynağı Derinliği	**5 m**
Alıcı Kablo Derinliği	**10 m**

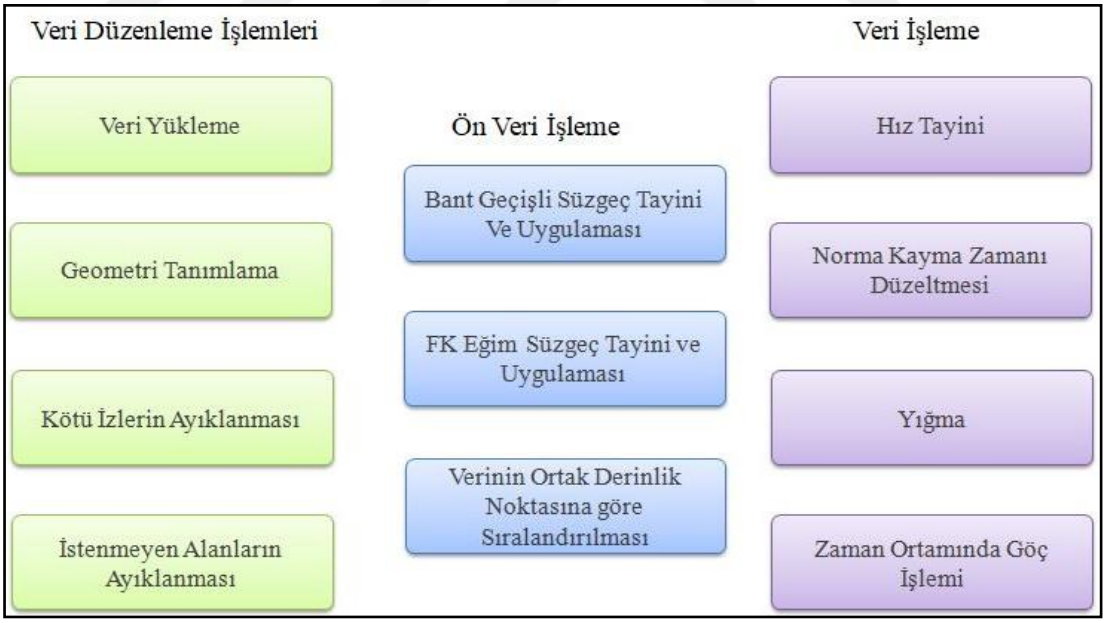
Şekil 2.1. Sismik veri toplama parametreleri



Şekil 2.2. Sismik profillerin konumu

2.2. Veri İşleme Çalışması

MTA Genel Müdürlüğü Deniz Araştırmaları Dairesi Başkanlığı envanterinde bulunan PROMAX veri işleme programı ile Şekil 2.3'te genel hatlarıyla verilen akış şeması uygulanarak sismik veriler yoruma hazır hale getirilmiştir.

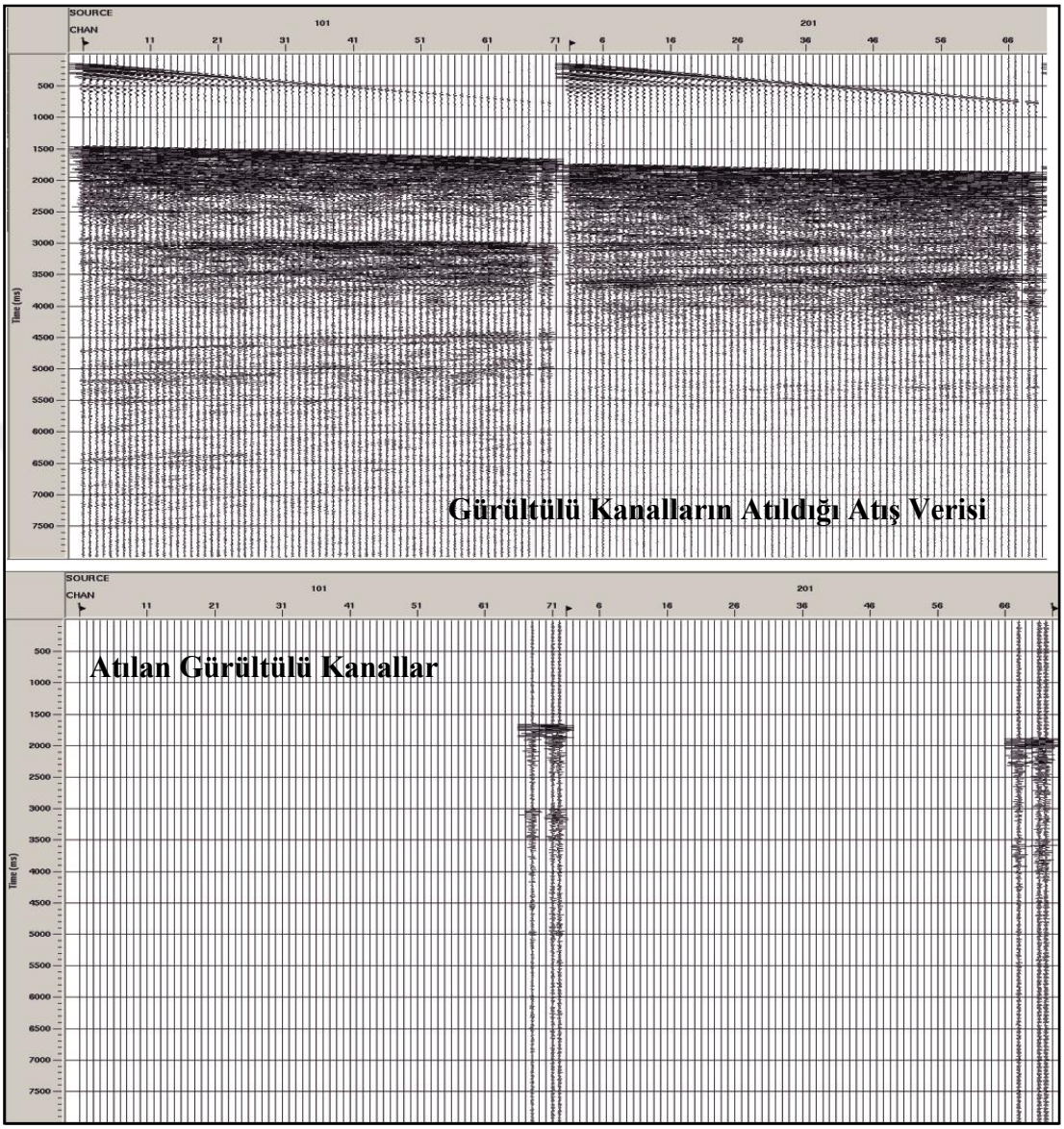


Şekil 2.3. Veri işlem akış şeması

2.2.1. Veri düzenleme işlemleri

Verilerin düzenlenmesi aşamasında; veri işlem yazılımına veri yüklemesi, gözlemci raporları ve konumlandırma verileri kullanılarak kaynak-alıcı geometrisi

tanımlamaları, istenmeyen alanların atılması ve kullanılamayacak kanalların ayıklanması işlemleri yapılmıştır (Şekil 2.4).

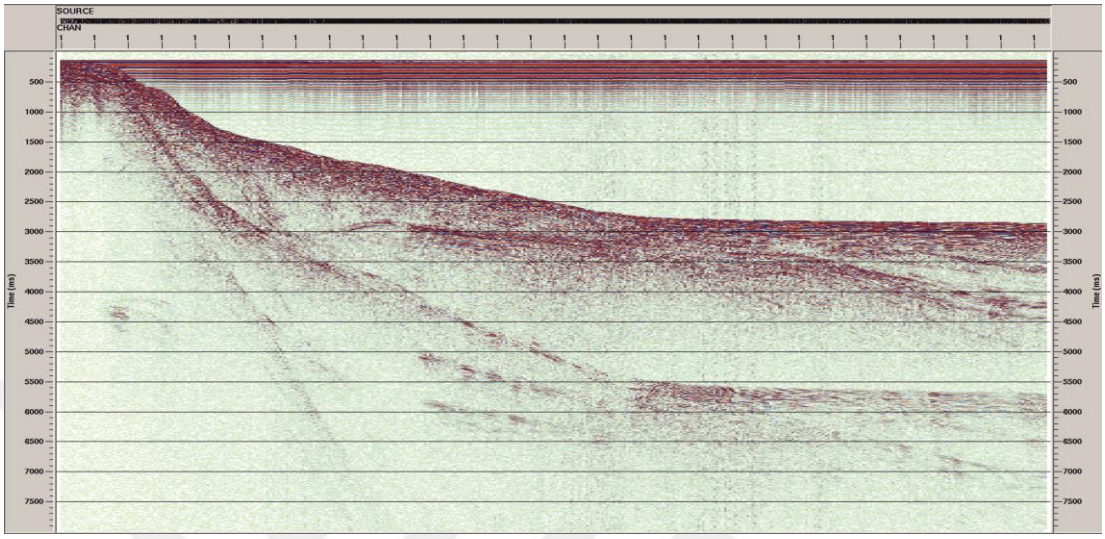


Şekil 2.4. Sismik atış verisinden kullanılmayacak gürültülü kanalların atılması

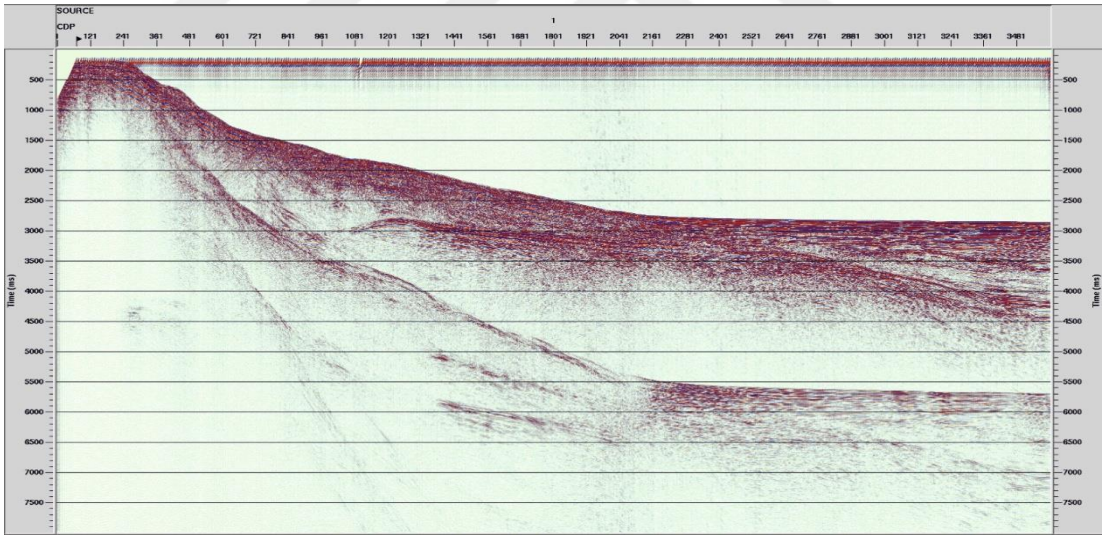
2.2.2. Ön veri işleme

Sismik verinin genel karakteristiğinin anlaşılabilmesi ve bu sayede veriye uygulanacak veri işlem adımlarının belirlenebilmesi amacıyla veriler ön işlemlerden geçirilmiştir. Bu aşamada öncelikli olarak her bir sismik hat için yakın iz (Near Trace) tek kanallı kesit (Şekil 2.5) ve brüt yığma kesitler (Şekil 2.6) elde edilmiştir. Bu kesitler, veriye uygulanacak veri işlem adımlarının ve bu adımlarda kullanılacak parametrelerin doğru belirlenmesi amacıyla kullanılmışlardır. Örneğin kesitlerde

genel hatlarıyla görülen jeolojik yapıya uygun olacak hız analizinin hangi sıklıkla ya da hangi noktalarda yapılması gerektiği belirlenerek her bir veri setinin en iyi şekilde işlenmesi sağlanmıştır.

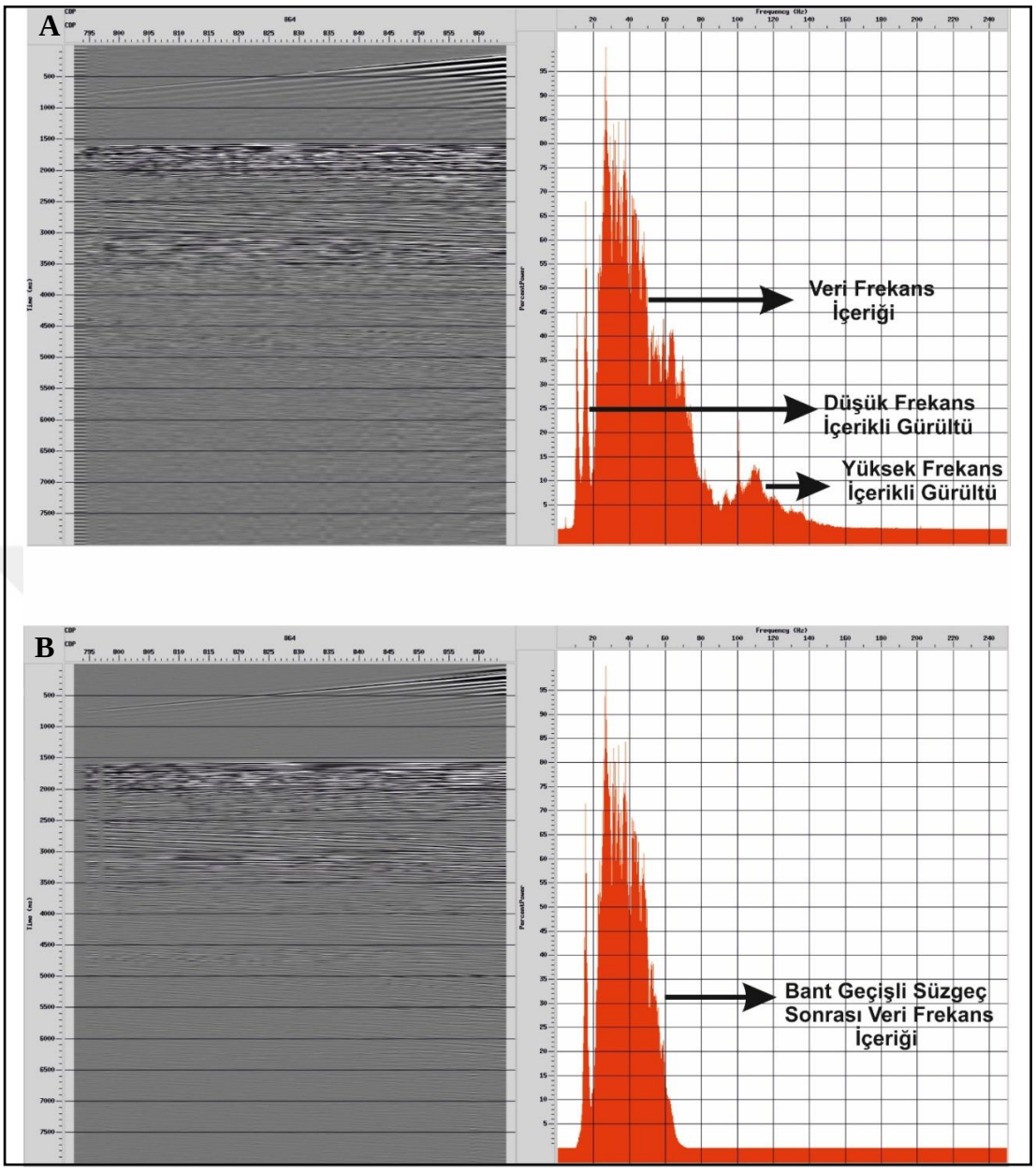


Şekil 2.5. Tek kanallı sismik kesit



Şekil 2.6. Brüt yığma kesit

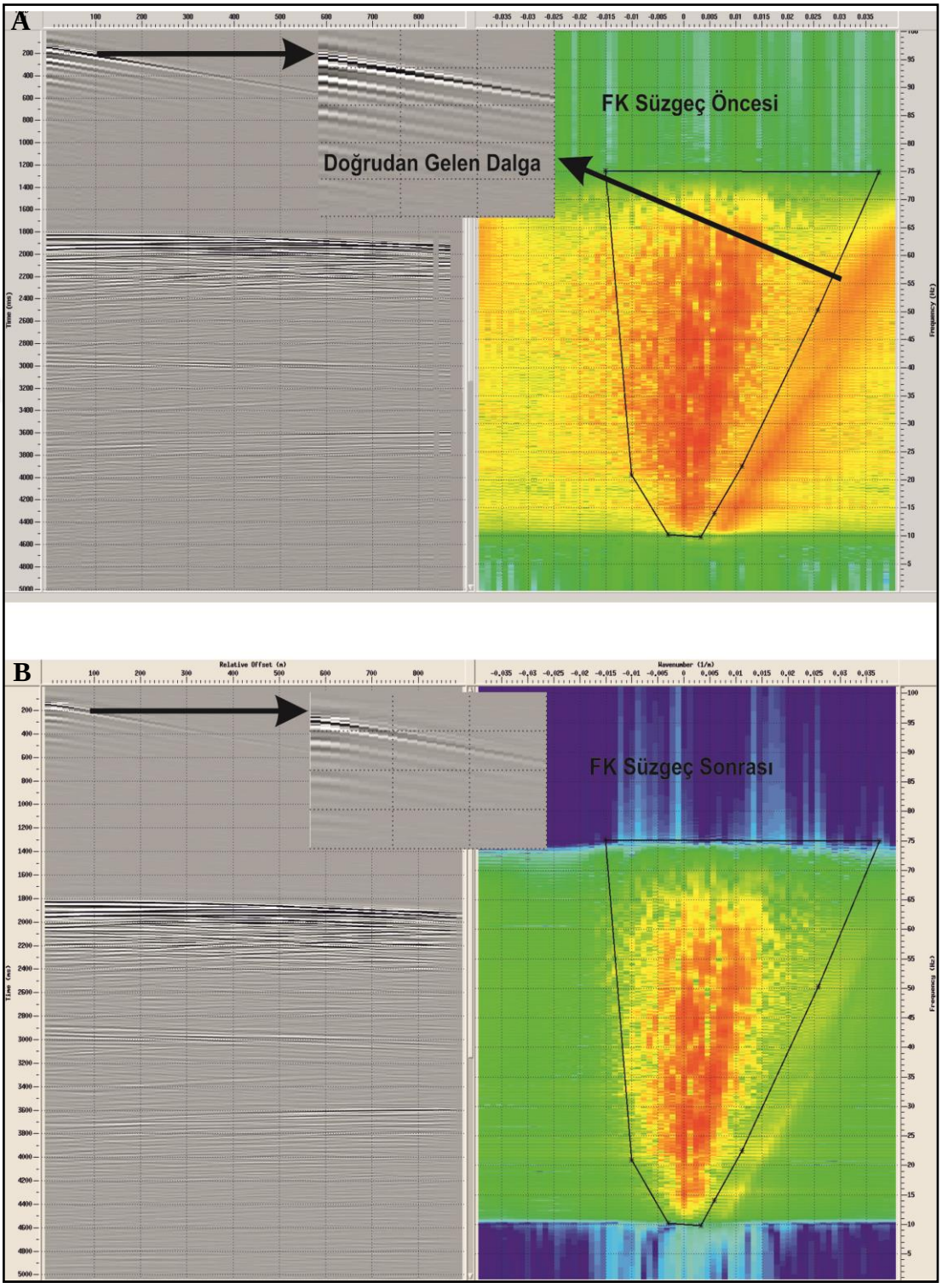
Ardından her bir profile ait verinin sinyal içeriği incelenmiş, bant geçişli süzgeç tayin edilmiş ve uygulanmıştır. Böylece deniz dalgası gürültüsü gibi düşük frekans içerikli gürültüler ile veri içeriğinin dışında kalan yüksek frekans içerikli gürültüler veriden giderilmiştir (Şekil 2.7).



Şekil 2.7. A-Tüm veriye ait sinyal içeriği B-Bant geçişli süzgeç uygulandıktan sonraki durum

Sismik veride farklı eğimlere sahip olaylar zaman - uzaklık ortamından iki boyutlu Fourier dönüşümü ile frekans - dalga sayısı (F-K) ortamına aktarıldığında istenmeyen bir takım etkiler (doğrudan gelen ya da kırılmış dalgalar, tekrarlı yansımlar, geri saçılmalar, derinlik düzenleyici, kuyruk şamandıra, alıcı kablo mekanik gürültüsü vb.) tespit edilip veriden atılabilirler. Zaman-uzaklık ortamında eğimi yüksek yapılar, frekans-dalga sayısı ortamında dalga sayısı eksenine daha çok yaklaşırlar ve bu sayede veriden ayırt edilebilecek hale gelirler. Bu çalışmada da

farklı eğime sahip bu tip gürültülerin veriden atılması için FK eğim süzgeci tayin edilmiş ve veriye uygulanmıştır (Şekil 2.8).

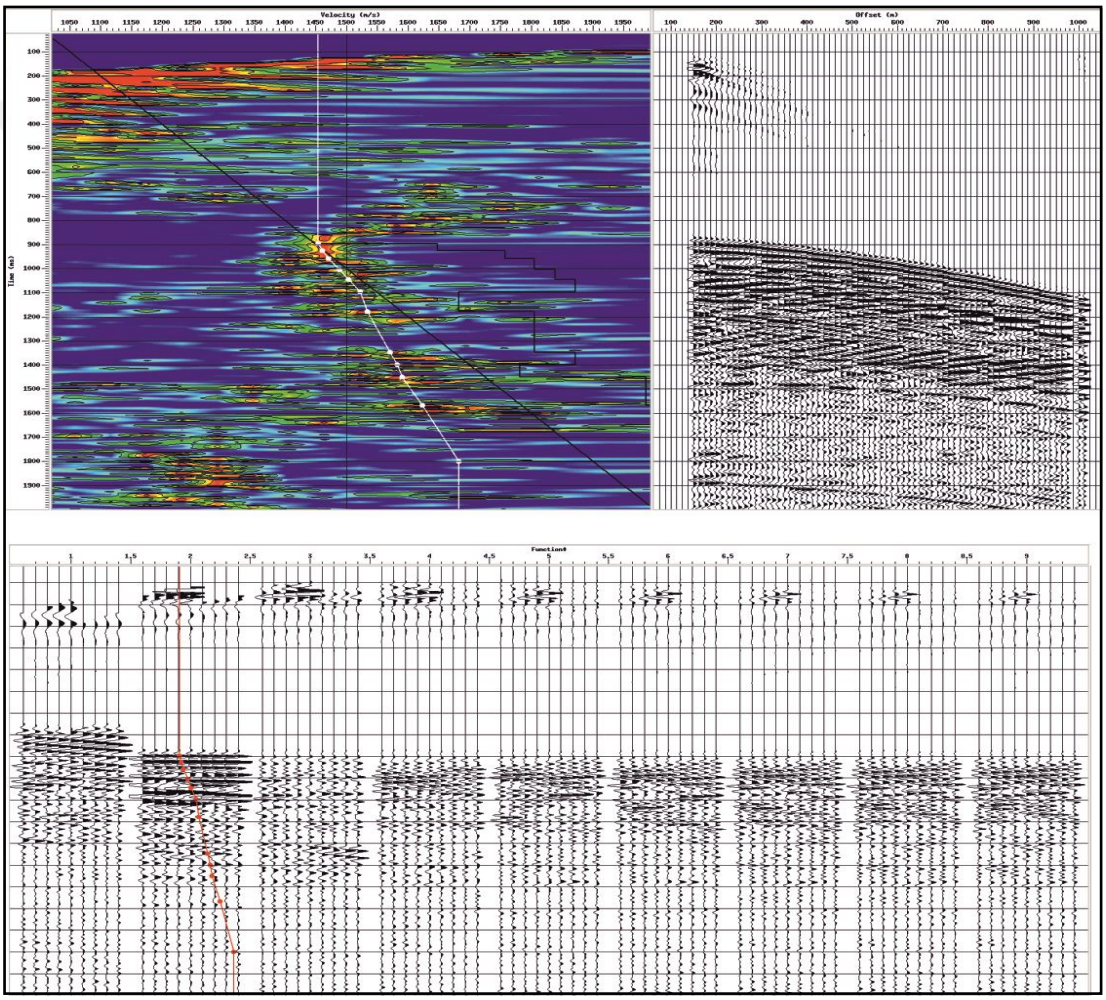


Şekil 2.8. A-FK Süzgeci uygulaması öncesi B-FK Süzgeci uygulaması sonrası durum

2.2.3. Veri işleme

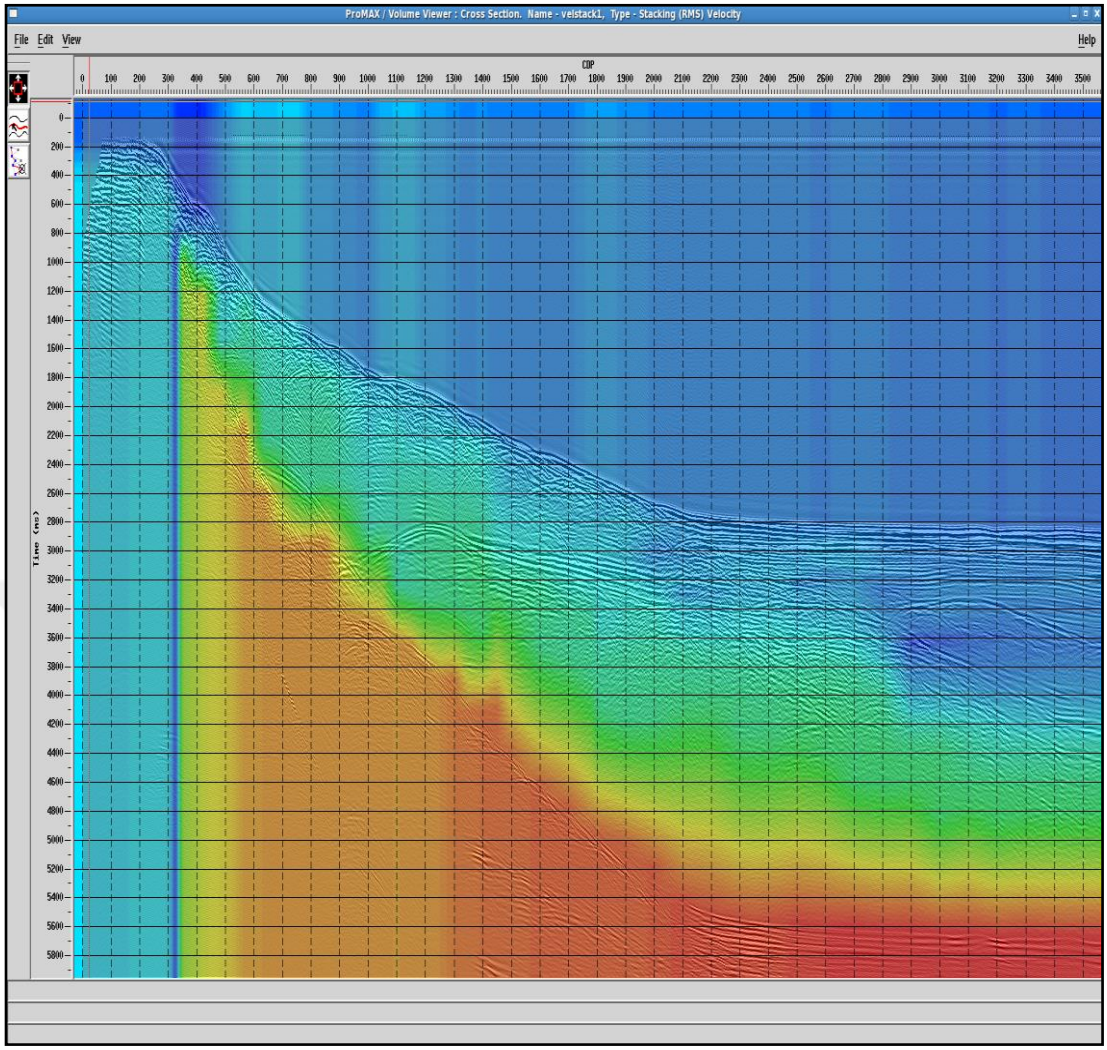
Bu aşamada halen ortak atış ortamında olan veri, en büyük katlama sayısı 9 olan (kanal sayısı 72 grup aralığı 12.5 m ve atış aralığı 50 m) ortak derinlik noktası (ODN) ortamına sıralanmıştır.

Ortak derinlik noktalarına göre sıralanan verinin hız belirleme işlemi (Şekil 2.9) her 100 (yüz) ortak derinlik noktasında bir ve jeolojik yapının tam olarak tariflenebilmesi açısından belirlenen ek noktalarda olacak şekilde gerçekleştirilmiştir.



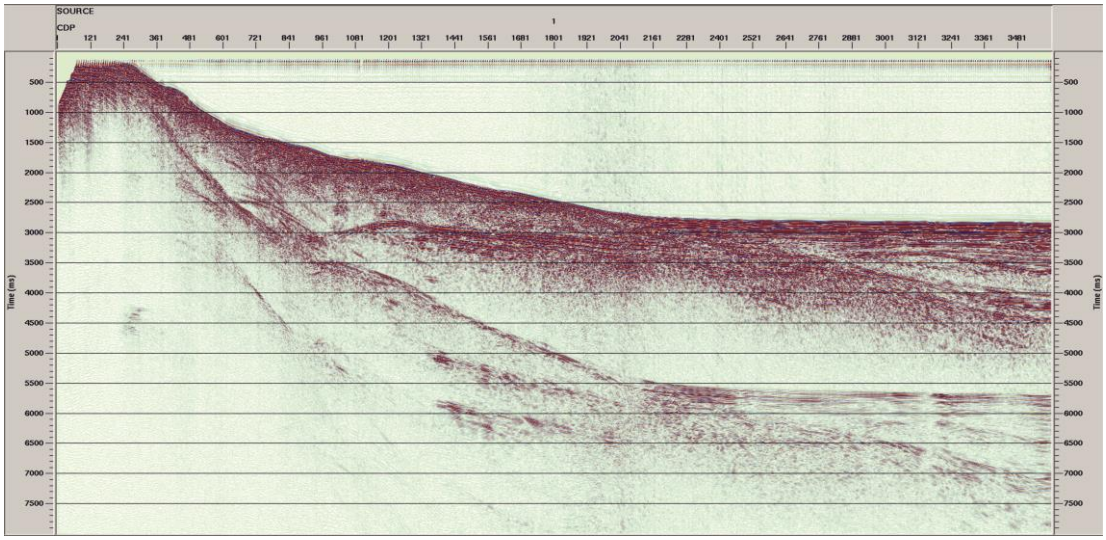
Şekil 2.9. Hız tayini

Çoklu ODN'ler bir araya getirilerek belirlenen hızlara ait hız modeli yığma brüt kesitler ile karşılaştırmalı olarak düzenlenmiştir (Şekil 2.10). Bu sayede belirlenen hızların yapılarla olan uyumu denetlenmiştir.



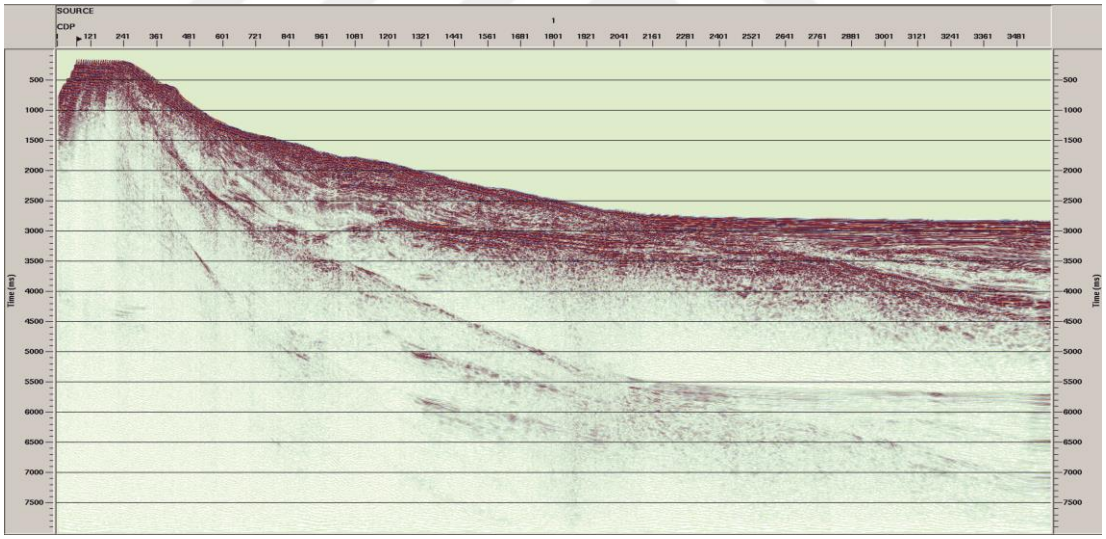
Şekil 2.10. Brüt yığma kesit üstünde hız modelinin düzenlenmesi

Bu aşamada belirlenen hızlar kullanılarak atış geometrisi gereği kaynak ile alıcılar arasındaki mesafe farklarından kaynaklanan hiperbolik görünümlü normal kayma zamanları yok edilmiş ve ortak derinlik noktası grubundaki tüm birincil yansımalar yatay hale getirilmiştir. Böylece sıfır ofset izlerden oluşan, aynı yansımaya ait izlerin birbirlerini güçlendirmesi, farklı karakterde gelişigüzel gürültülerin birbirlerini sönümlendirmesi ve deniz sismiğinde önemli gürültülerden olan tekrarlı yansımaların bastırılması sağlanarak Sinyal/Gürültü oranında belirgin bir iyileşme olan yığma iz elde edilmiştir (Şekil 2.11).



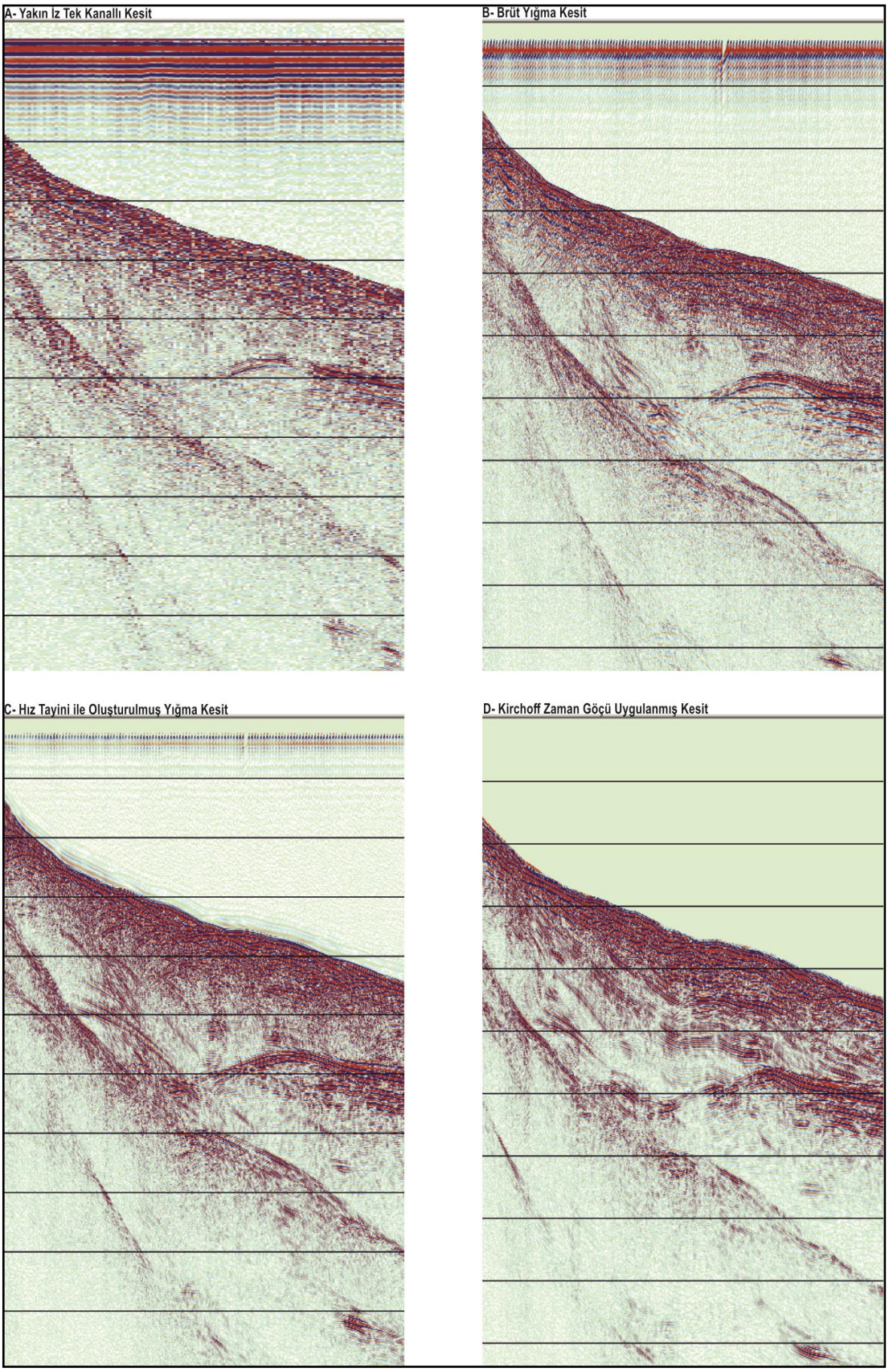
Şekil 2.11. Hız modeli ile oluşturulmuş yığma kesit

Yığma sonrasında kesitteki eğimli yansımaları gerçek yerlerine taşıyabilmek ve saçınımları ortadan kaldırmak amacıyla Kirchoff Zaman Göçü uygulaması yapılarak veriler yorumlamaya hazır hale getirilmiştir (Şekil.2.12).



Şekil 2.12. Kirchoff zaman göçü uygulanmış veri

Kısaca verinin ham halinden zaman göçü uygulamasına kadar yapılan işlemlerin veri üzerindeki etkisini anlayabilmek için K98-12 profiline ait verinin evrimi aşağıda sunulmuştur (Şekil 2.13).



Şekil 2.13. A-Tek Kanallı, B-Brüt Yığma, C-Hız Verisi ile Yığma ve D-Zaman Göç Kesitleri

2.3. Veri Yorumlama Çalışması

Göç işlemi tamamlanmış veriler MTA Genel Müdürlüğü Deniz Araştırmaları Dairesi Başkanlığı envaterinde bulunan Schlumberger Petrel programı kullanılarak yorumlanmıştır. Yorumlama aşamasında; yansıma seviyelerinin belirlenmesi, belirlenen seviyelerin kesitler üzerinde eşleştirilmesi, fay yorum ve modellemeleri ve stratigrafik modelleme çalışmaları yapılmıştır. Tüm veriler zaman ortamında değerlendirilmiştir.

Kıyı çizgisine yaklaşık dik uzanımlı 7 adet (04, 06, 07, 10, 11, 12 ve 13 nolu profiller) ve bunlara dik uzanımlı 3 adet (01, 08, 14 nolu profiller) sismik veri yorumlama çalışmalarında değerlendirilmiştir. Konum bilgilerine sahip bu 2 boyutlu sismik veriler yorumlama programı sayesinde 3 boyutlu olarak gözlemlenmiş (Şekil 2.14) ve bu sayede özellikle verilerin kesiştiği noktalar üzerinde gözlem ve yorumlar bir kesitten diğerine aktarılmıştır. Her bir 2 boyutlu sismik kesit üzerinde yorumlanan sismik seviyeler sayesinde yüzey ve kalınlık modellemeleri oluşturularak çalışma alanı sınırı içerisindeki yeraltı modeli oluşturulmuştur.

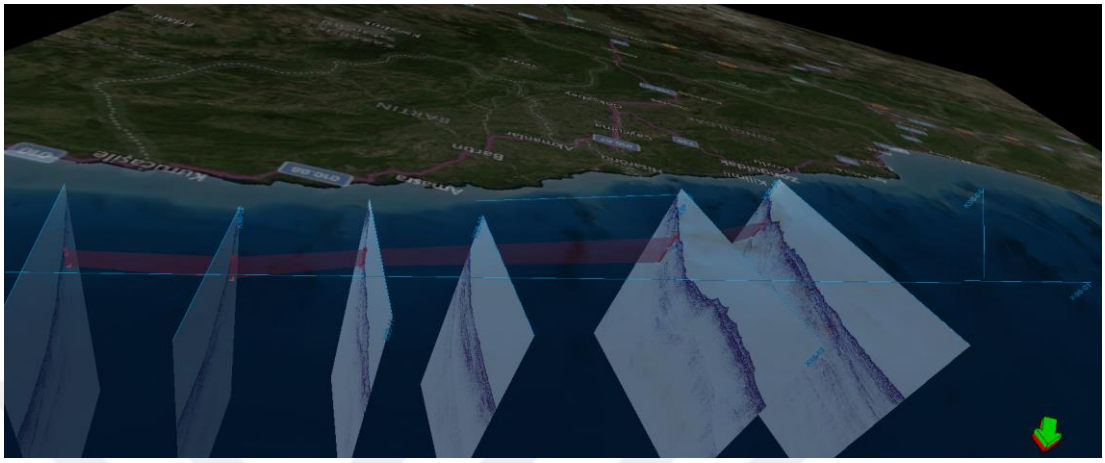
Sismik verilerin arasındaki mesafeyle birebir ilişkili olan bu aşamada, bu tez kapsamında kullanılan verilerin sıklığı göz önüne alındığında yorumlama mümkün olan en güvenli sınırda tutulmaya çalışılmıştır. Bu yüzden özellikle fay yorumlarına gidilirken her bir sismik kesitin tek başına değerlendirilmesine özen gösterilmiştir. İleriki bölümlerde de görüleceği üzere çalışma alanının en güney kısmında kıyıya yakın alanda kalan ters fay yorumu ise eşleştirilmeye çalışılmıştır.



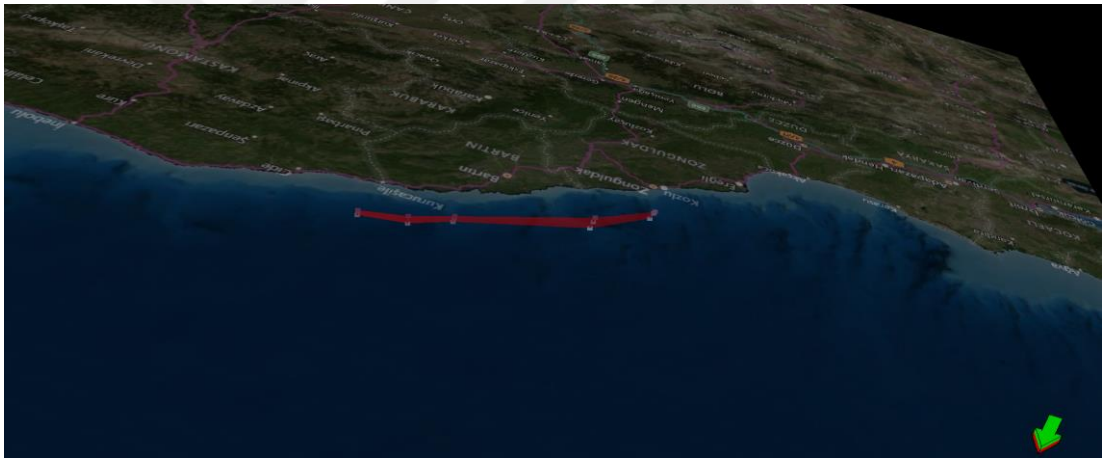
Şekil 2.14. 3 Boyutlu ortamda sismik veriler üzerinde seviye yorumlarının takibi.

Fay yorumlamalarında her bir sismik kesit 2 boyutlu olarak kendi üzerinde değerlendirilmiş ardından yapısal olarak aynı karakterde olan faylar birbiri ile

ilişkilendirilmeye çalışılmıştır. Sismik kesitler 06, 07, 11, 12 ve 13 üzerinde görülen ve eşleştirilerek modellendirilmiş ters fay (Şekil 2.15) bu aşamada ilişkilendirilerek yaklaşık konum ve düzlemi ortaya konulmuştur (Şekil 2.16).

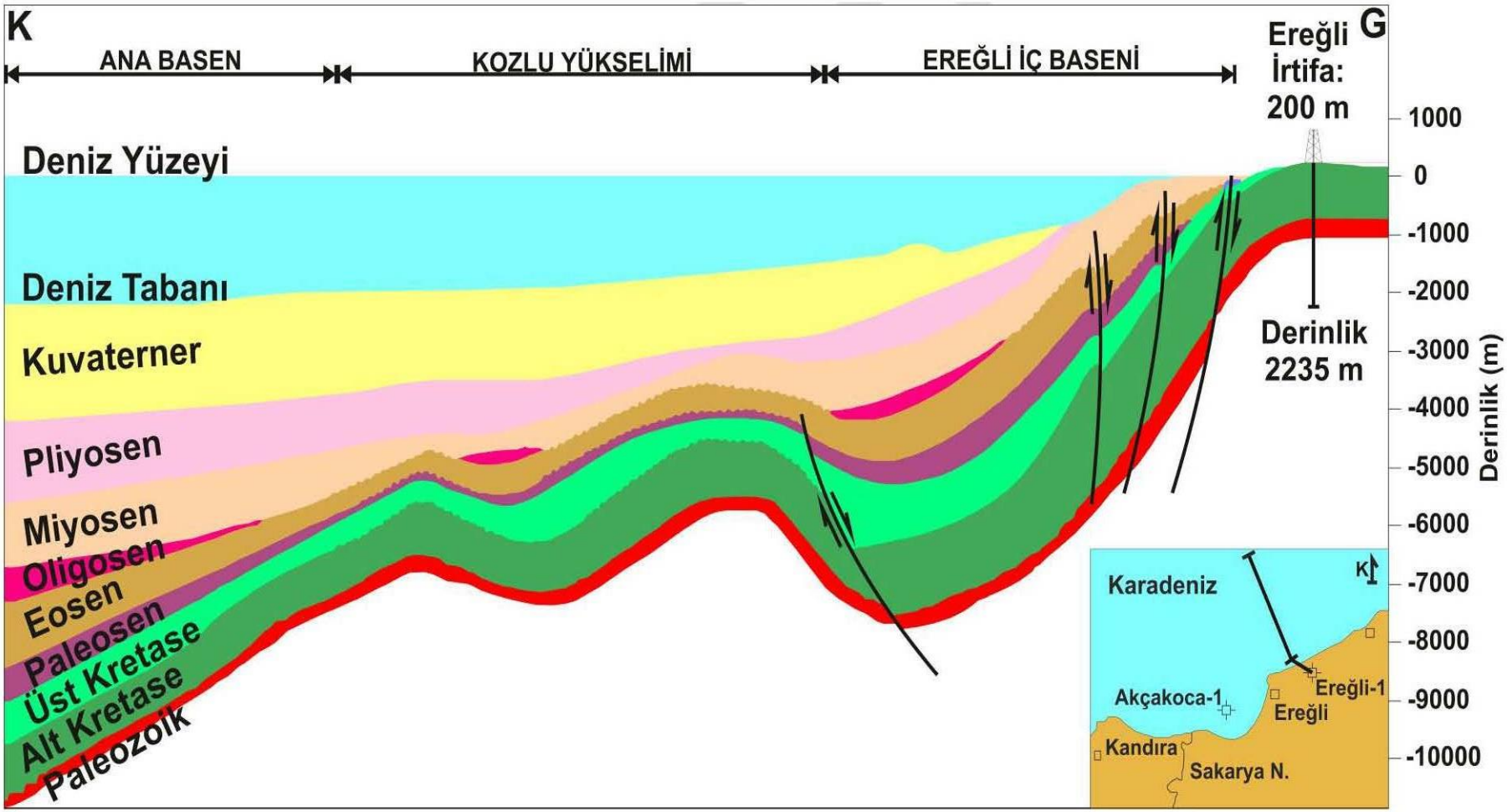


Şekil 2.15. Sismik kesitler 06, 07, 11, 12 ve 13 üzerinde görülen eşleştirilmiş fay



Şekil 2.16. Bu fayın konum ve düzlemi

Seviye ve fay yorumları ile genel hatlarıyla ortaya çıkan stratigrafik yapının yorumu ve modellemesinde, çalışma sahasının içinde kalan ve Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı tarafından yapılan çalışmalardan elde edilen Ereğli-1 Kuyusu verilerinin deniz sismiği verisi ile eşleştirildiği model kullanılmıştır (Şekil 2.17).

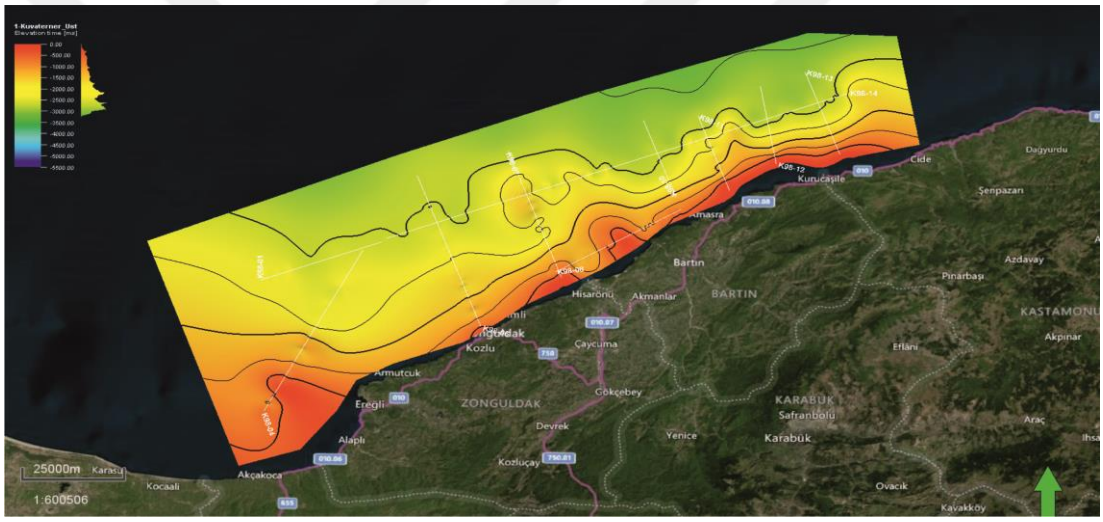


Şekil 2.17. Ereğli-1 kuyusu ile çalışma sahasında bulunan stratigrafik birimlerin eşleştirilmesi (TP Farmout Report, 2007 - Küçük, 2016'dan alınmıştır.)

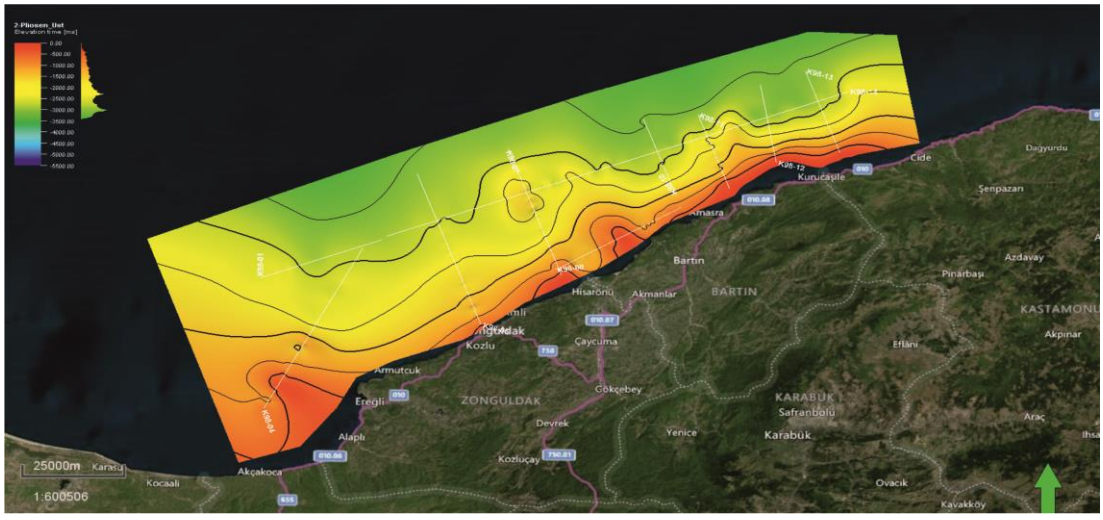
3. BULGULAR

3.1. Stratigrafik ve Morfolojik Bulgular

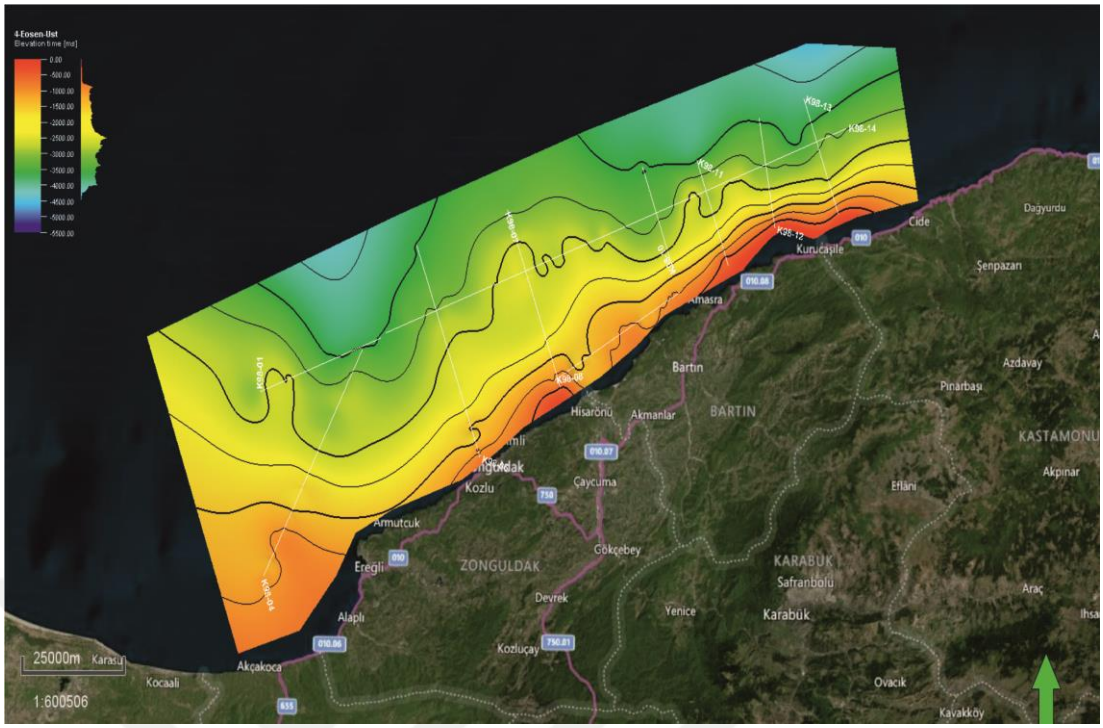
Sismik kesitlerin deneştirilmesi sonucu belirlenen seviyeler gençten yaşlıya doğru; Kuvaterner, Pliyosen, Miyosen (çoğu kesitte aşınmış Oligosen seviyeside dahil olacak şekilde), Eosen, Paleosen ve Kretase olarak yorumlanmıştır. Her bir seviye için zaman ortamında 2 boyut (Şekil 3.1'den, 3.6'ya kadar) ve 3 boyutlu modellemeler yapılmıştır (Şekil 3.7'den Şekil 3.12'ye kadar).



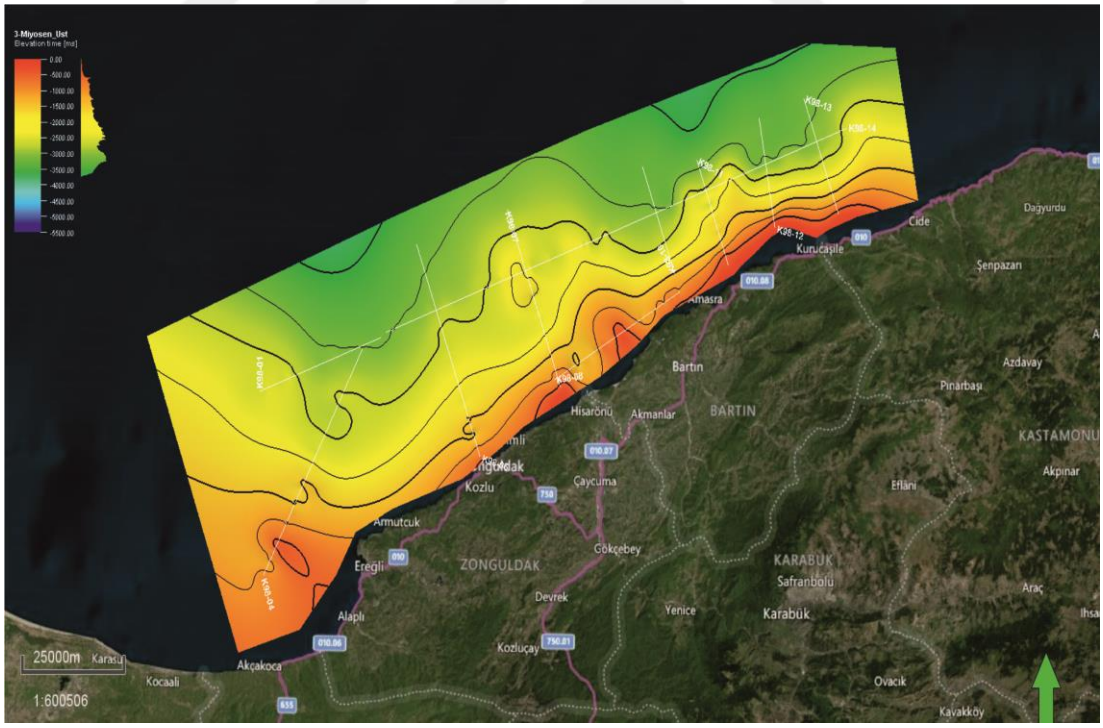
Şekil 3.1. Kuvaterner üst sınırı 2 boyutlu gösterimi



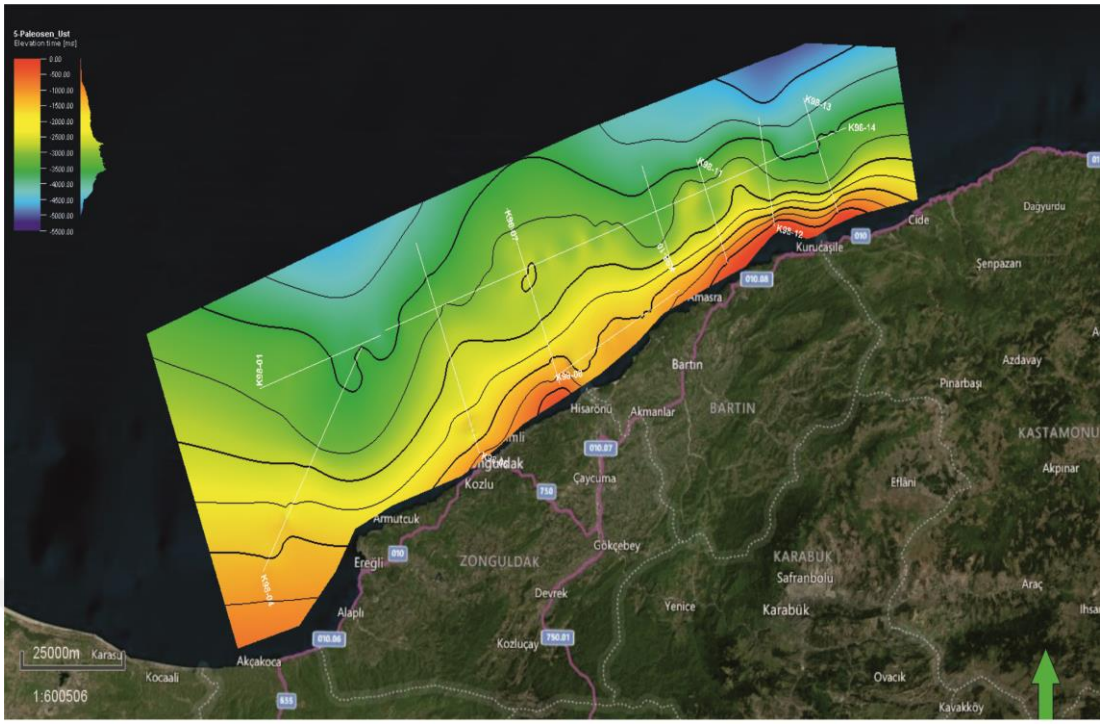
Şekil 3.2. Pliyosen üst sınırı 2 boyutlu gösterimi



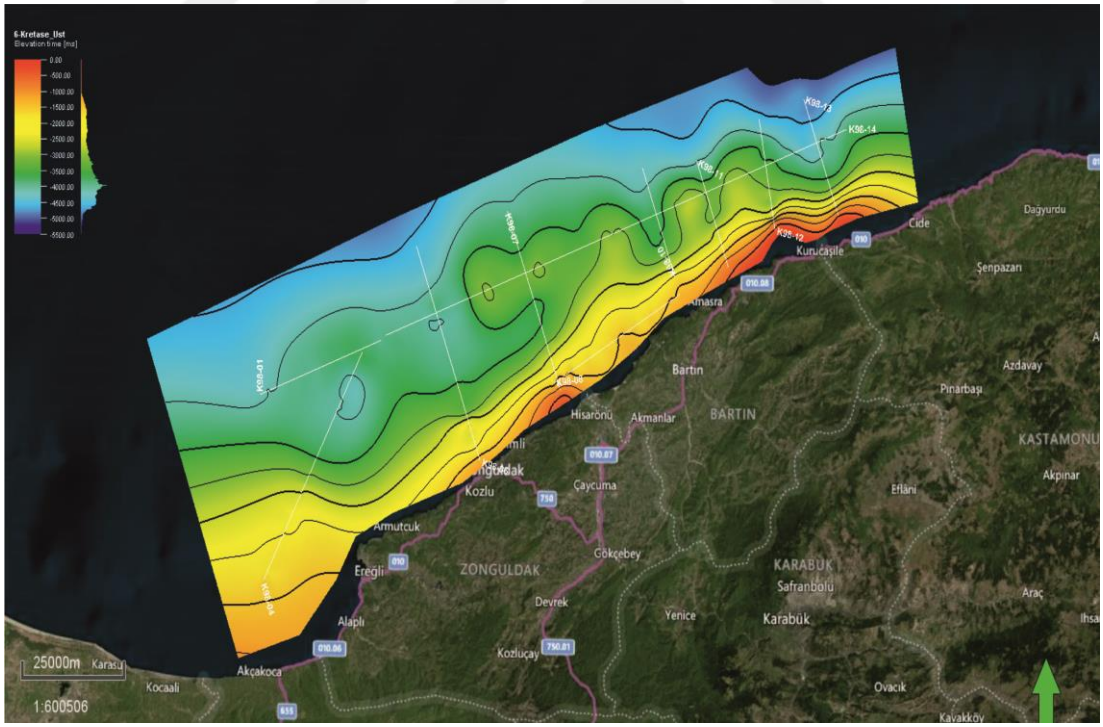
Şekil 3.3. Miyosen üst sınırı 2 boyutlu gösterimi



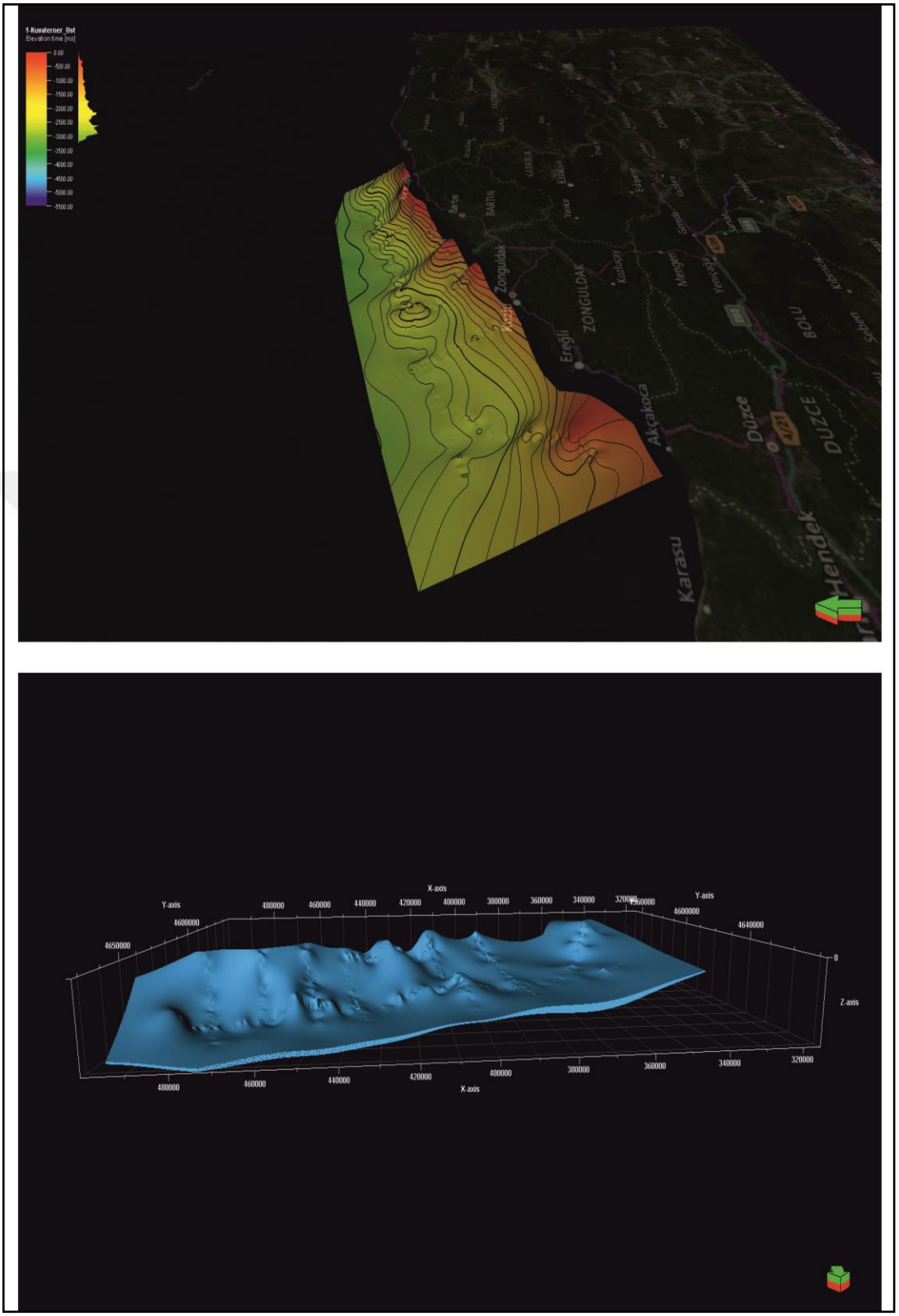
Şekil 3.4. Eosen üst sınırı 2 boyutlu gösterimi



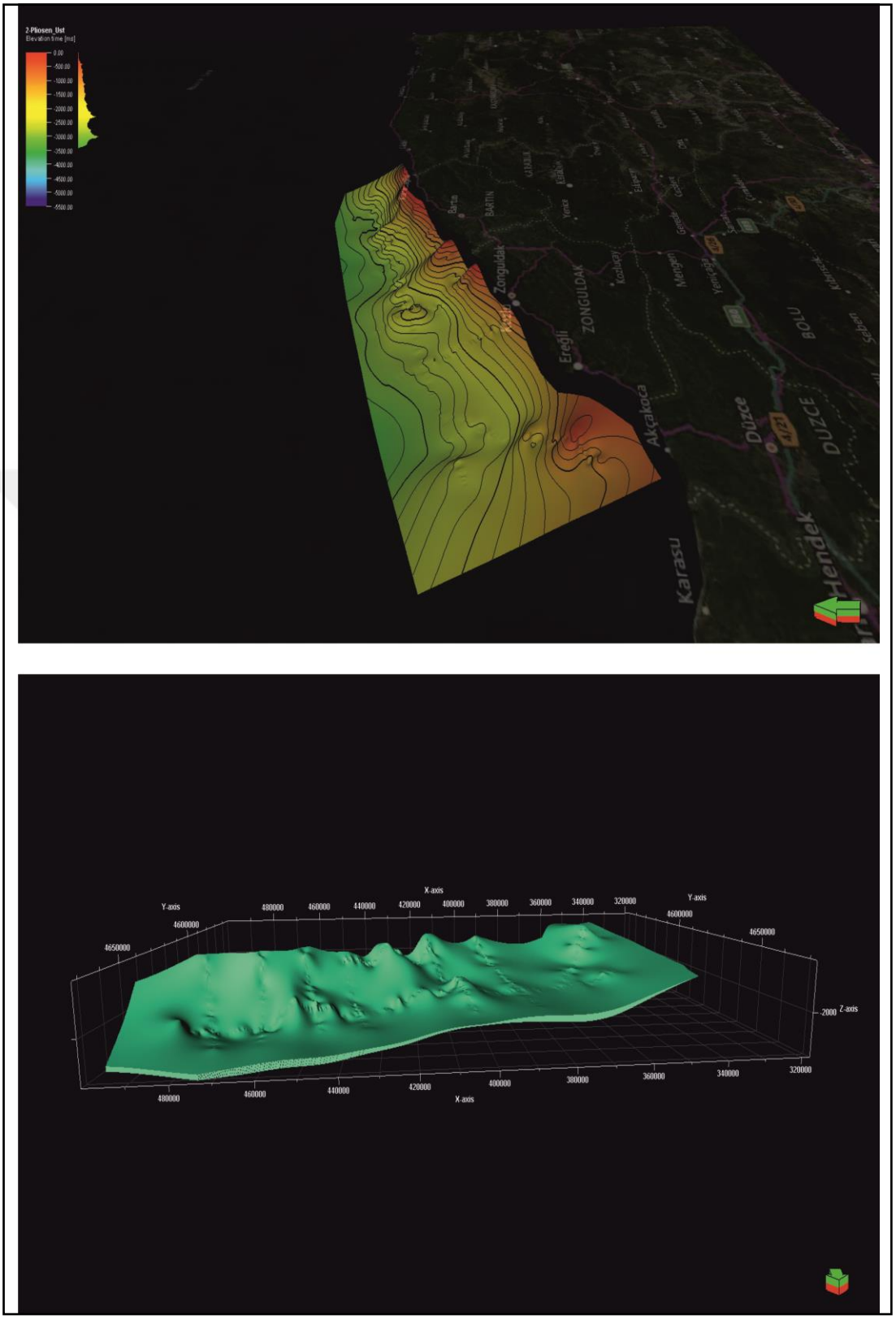
Şekil 3.5. Paleosen üst sınırı 2 boyutlu gösterimi



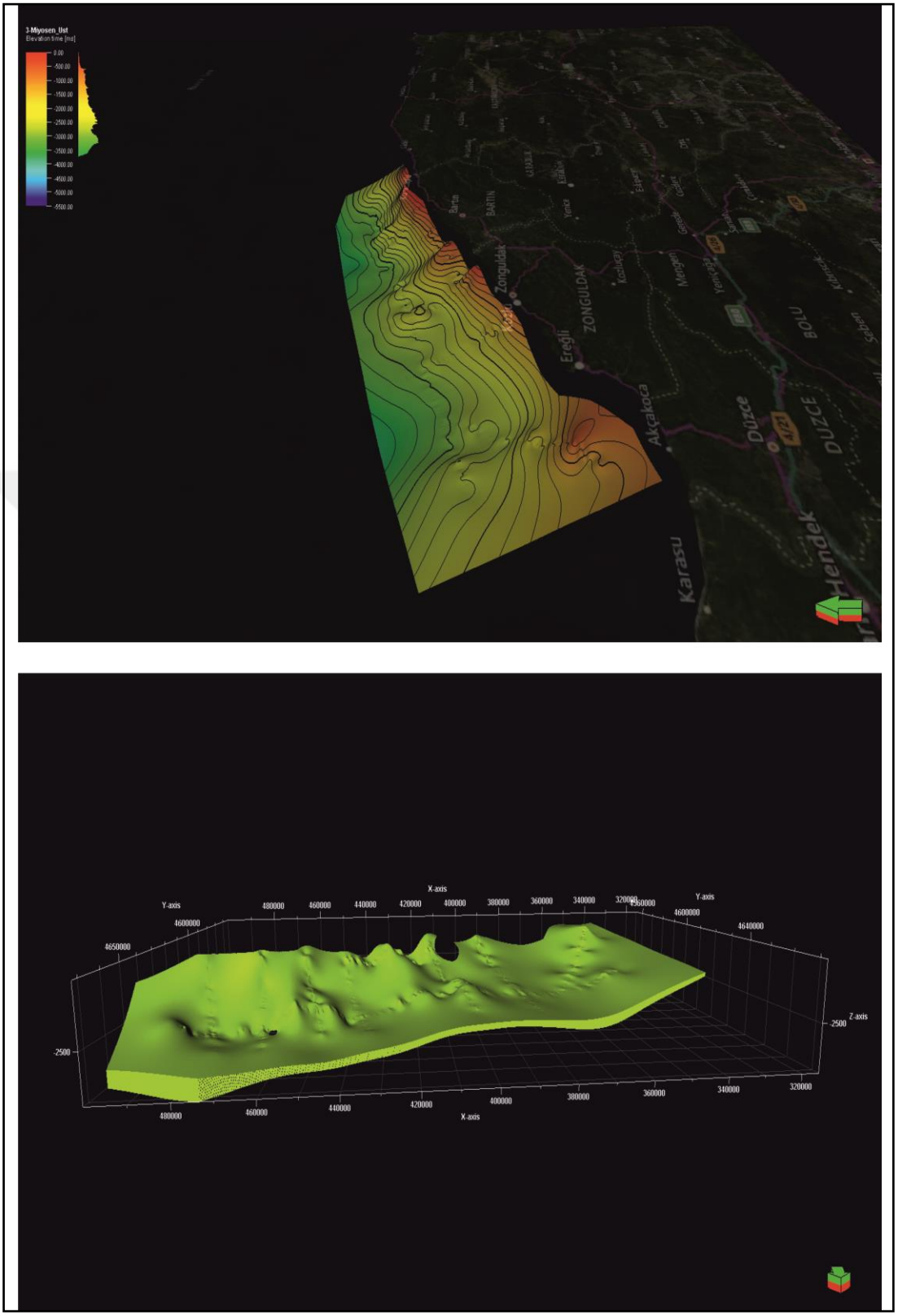
Şekil 3.6. Kretase üst sınırı 2 boyutlu gösterimi



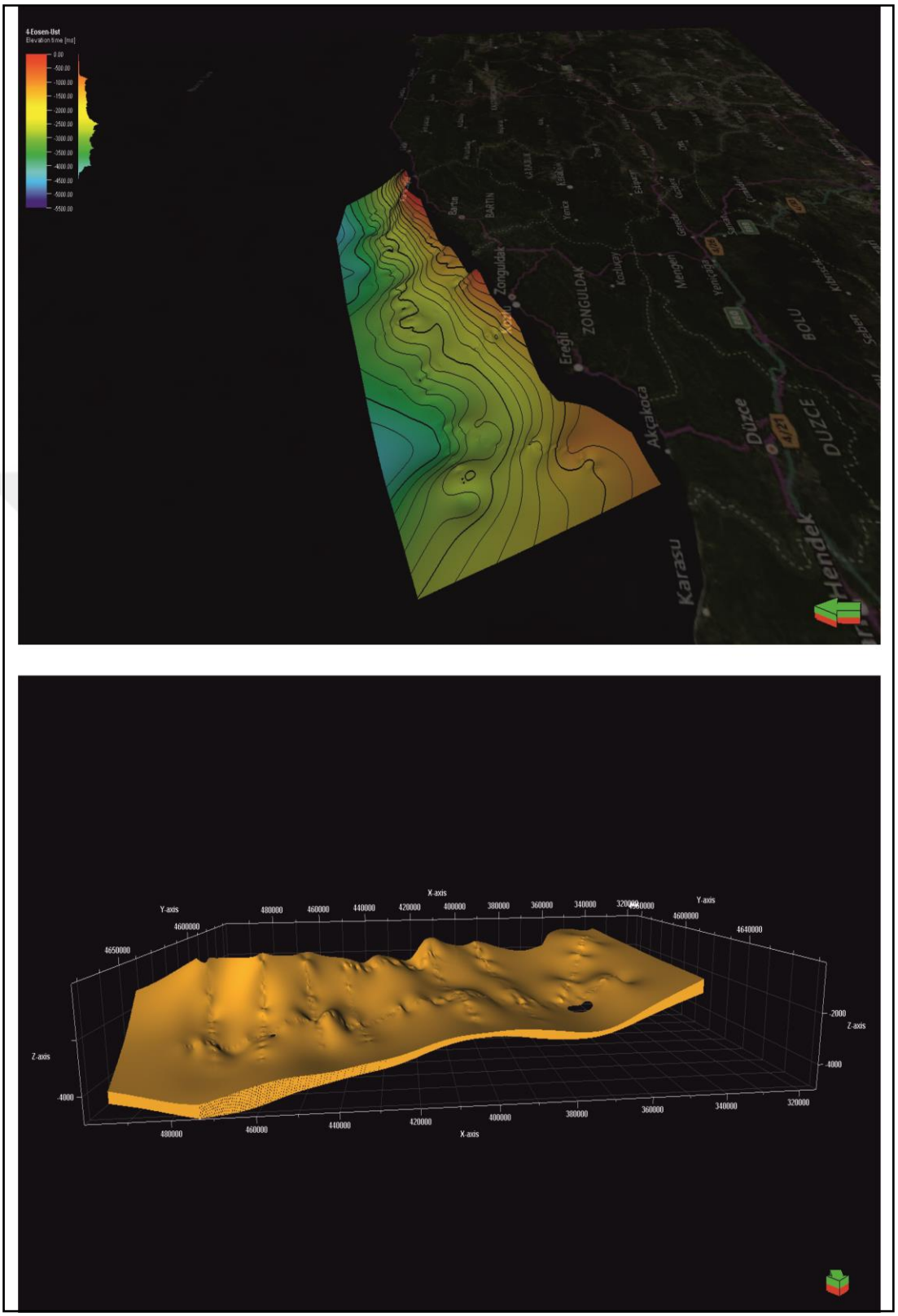
Şekil 3.7. Kuvaterner üst sınırı ve Kuvaterner model



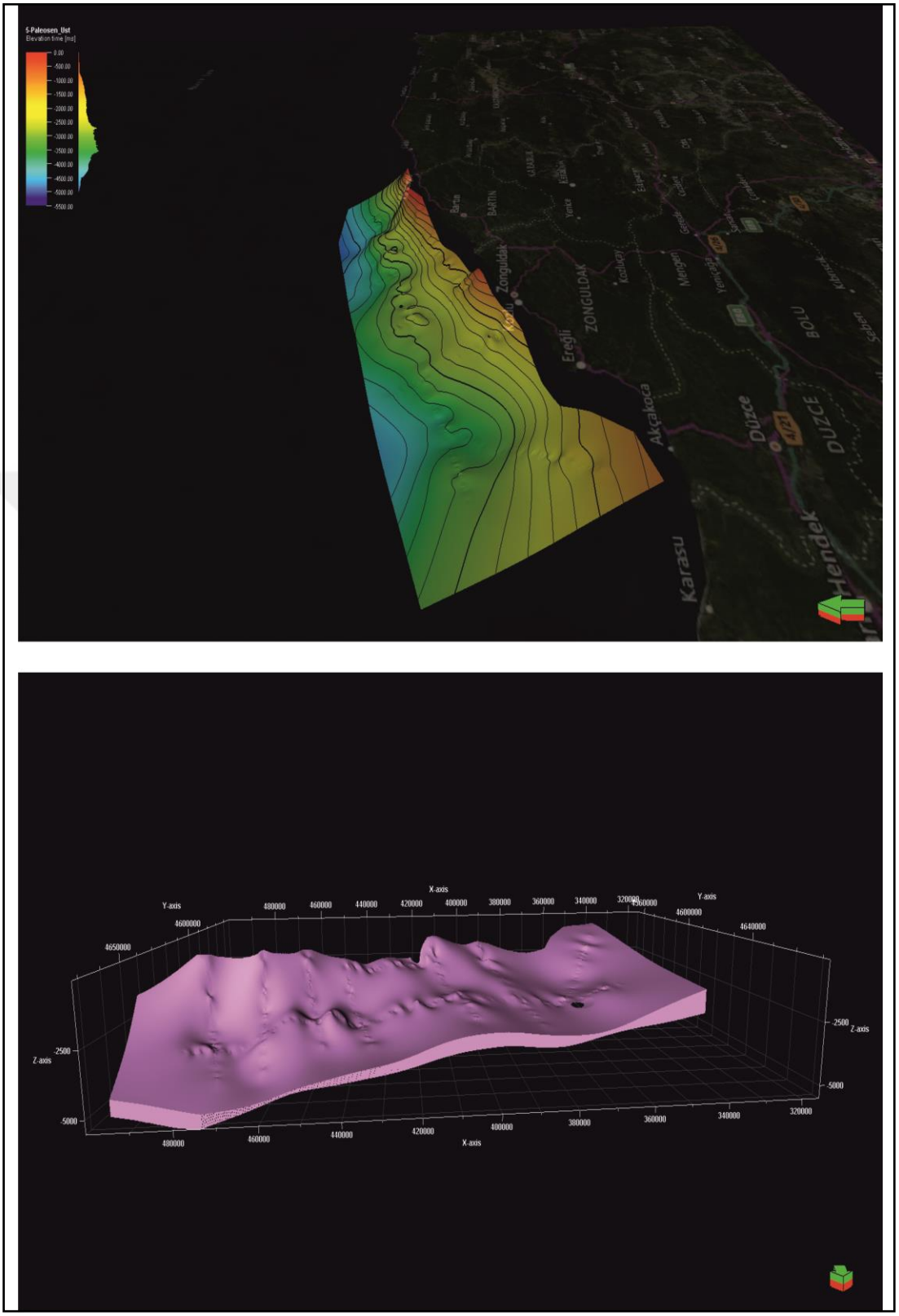
Şekil 3.8. Pliyosen üst sınırı ve Pliyosen model



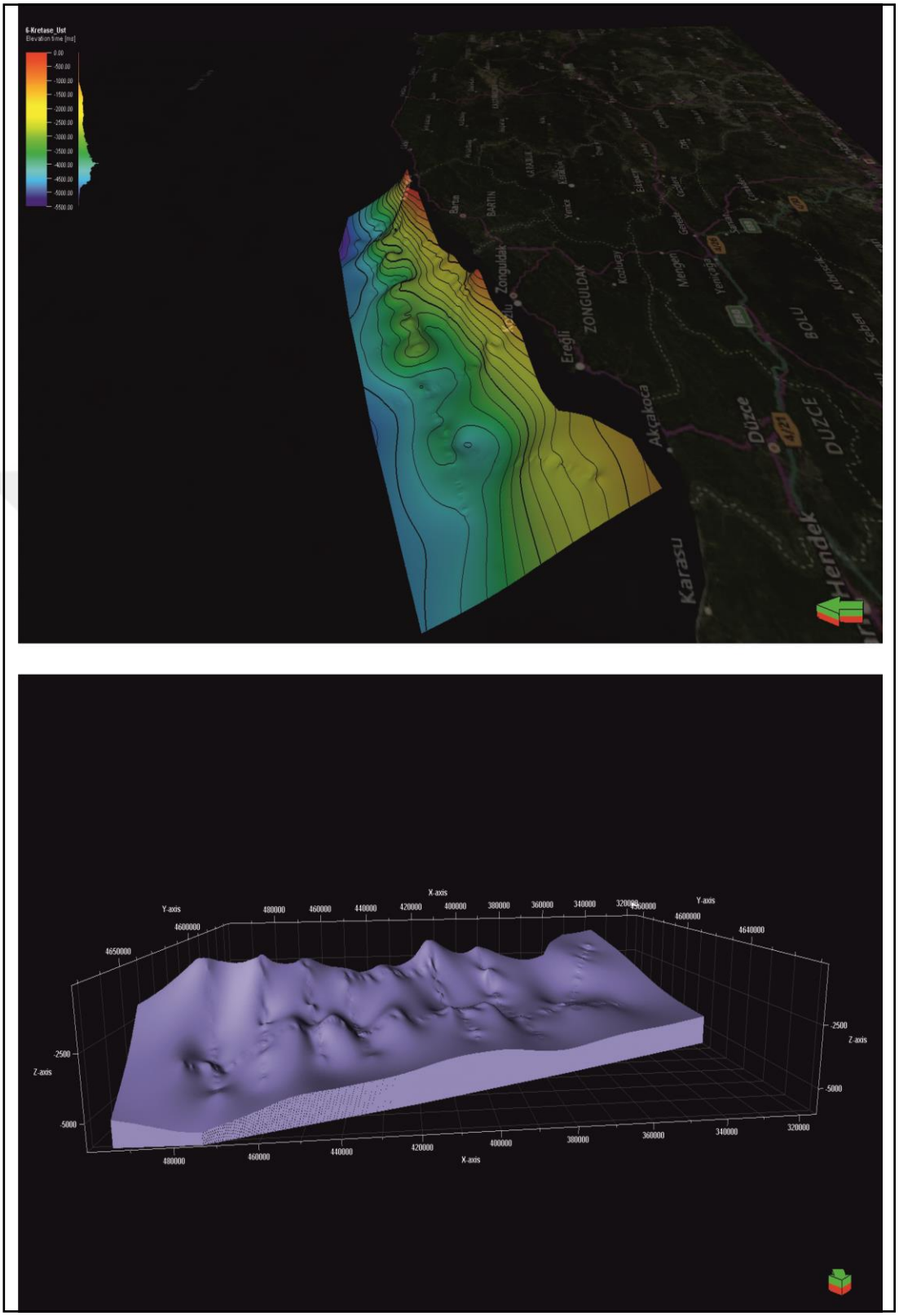
Şekil 3.9. Miyosen üst sınırı ve Miyosen model



Şekil 3.10. Eosen üst sınırı ve Eosen model



Şekil 3.11. Paleosen üst sınırı ve Paleosen model



Şekil 3.12. Kretase üst sınırı ve Kretase model

Oluşturulan modellerden elde edilen sonuçlar kısaca özetlenecek olursa; Şekil 2.17'de verilmiş olan birimlerin yaklaşık kalınlıkları sismik kesitlerin yorumlanması sonucu bulunmuş olan kalınlıklarla büyük benzerlik göstermektedir. Sismik kesitlerden birimlerin kalınlıkları kabaca sınıflanacak olursa, Kuvaterner ve Pliyosen birimleri birbirlerine yaklaşık kalınlıklar sergilerken, Miyosen-Eosen ve Paleosen birimleri de daha kalın ve kendi içlerinde yakın kalınlıklara sahip oldukları gözlenmektedir. Öte yandan en kalın birim niteliğinde olan Kretase (Şekil 2.17) yaşlı paket sismik yorumlamalar sonucunda da yine en kalın istif olarak gözlenmiştir.

Morfolojik olarak bakıldığında ise kıyı kesiminden derin deniz yönüne yani kuzeye doğru kıyıdan sonra su seviyesindeki derinleşmenin ardından kıyıya paralel uzanan bir yükselti sırasının olduğu görülmektedir. Daha sonrasında ise tekrar derinleşme devam etmektedir. Bu yerel yükselimlerin bölgedeki sıkışma zonuyla ilgili olduğu sonucuna varılabilir. Bu sonuç ilerde bahsedilecek olan sismik kesitlerin yorumlanması ile de bir kez daha tartışılacaktır.

3.2. Sismik Kesitlerin Yorum ve Modellemesi

3.2.1. K98-01 No'lu sismik profilin yorumu

Kıyı çizgisine yaklaşık paralel yönde alınan bu kesitin yorumlanmış halinde de görüldüğü gibi (Şekil 3.13), fayların yol açtığı deformasyon dönemlerine bakıldığında iki farklı fazdan bahsetmek mümkündür. Bunlardan ilki turuncu renk ile gösterilen Eosen birimlerini etkileyen ve Miyosen döneminde etkisi görülmeyen görece daha yaşlı faylardır. İkinci grup faylar ise Paleosen den beri deformasyonu tespit edilebilen ve Pliyosen birimlerini etkileyerek daha genç olan Kuvaterner birimlerini deforme etmemiş olan görece daha genç faylardır. Fayların düşey atımlarına ilişkin olarak bazı tartışmalı durumlar söz konusu gibi görünse de uzun bir jeolojik zaman dilimi içinde gerçekleşmiş olan bu deformasyon yerel farklılıkları da beraberinde getireceği için özellikle yerel ölçekte bu tür durumların ortaya çıkması mümkün görünmektedir. Tartışmalı olan bu tür deformasyonlar modelleme sırasında kullanılmamıştır. Böylelikle olduğu düşünülen deformasyon aşamaları da daha homojen bir yaklaşım ile değerlendirilmiştir.

3.2.2. K98-04 No'lu sismik profilin yorumu

Kıyı çizgisine paralel yönde alınan bu kesitte görülen faylar temel birim olarak nitelendirebileceğimiz Kretase birimlerine kadar ulaşmakta ve en güncel Kuvaterner birimlerini deforme etmediği görülmektedir. Özellikle meydana getirdikleri düşey atımlar dikkate alındığında fayların bir önceki kesitteki gibi gruplandırılması mümkün olmamaktadır (Şekil 3.14).

3.2.3. K98-06 No'lu sismik profilin yorumu

Kıyı çizgisine dik yönde alınmış olan bu kesitte modellenen ve modellenemeyen faylar farklı farklı belirlenerek yorumlanmıştır. Daha önceki morfolojik yorumda varlığı belirlenen deniz içinde kıyıya paralel uzanan bir yükselimin varlığı kıyıya dik alınan kesitlerde de belirgin olarak görülmektedir. Bu yükseltinin sebebi fayların mevcut konumları ve ters bileşenleri olarak tespit edilmiştir. Bu fayların etkilediği son birim Miyosen olup, Pliyosen ve Kuvaterner birimlerinde herhangi bir deformasyon izine rastlanmamıştır. Kesitin güney kısmında yer alan bu faylar dışındaki diğer fayların bu alanın deformasyonunda etkin rol üstelenmediği görülmektedir (Şekil 3.15).

3.2.4. K98-07 No'lu sismik profilin yorumu

Kıyı çizgisine dik yönde alınan ve daha doğuda bulunan bu kesitte belirgin bir deformasyon kesit genelinde tespit edilememesine rağmen mevcut faylar dikkate alındığında fayların baskın olarak ters bileşene sahip oldukları görülmektedir. Bu fayların Pliyosen ve Kuvaterner birimlerini etkilemedikleri tespit edilmiştir. Kesitin kuzey kısmında görülen ve normal bileşene sahip oldukları düşey atımlardan tespit edilen fayların ise daha küçük ölçekli faylar olduğu ve meydana gelmiş olan atımlarında yerel hareketler sonucu ortaya çıkma ihtimalinin varlığı düşünülmüştür (Şekil 3.16).

3.2.5. K98-08 No'lu sismik profilin yorumu

Kıyı çizgisine paralel alınmış olan bu kesitte ise fayların yoğunluğu ve deformasyon etkisi net olarak görülmektedir. Fayların birçoğu sıkışma tektoniğinin bir sonucu olarak meydana gelmiş ve hiçbiri Kuvaterner birimlerini etkilememiştir (Şekil 3.17).

3.2.6. K98-10 No'lu sismik profilin yorumu

Kıyı çizgisine dik yönde alınan bu kesitte diğer profillere göre (veri toplanırken kıyıya çok yaklaşılmamış olduğundan) faylara ilişkin net bilgiler elde edilememiştir. Bununla birlikte fayların Pliyosen ve Kuvaterner birimlerini etkilemediği sonucuna varılabilmektedir (Şekil 3.18).

3.2.7. K98-11 No'lu sismik profilin yorumu

Kıyıya dik olarak alınan bu kesitte kıyıya yakın kısımlarda etkili olan fayların Kuvaterner birimlerini etkilediği görülmekte, havza içine doğru etkili olan fayların ise Kuvaterner döneminde deformasyona neden olmadıkları görülmüştür (Şekil 3.19).

3.2.8. K98-12 No'lu sismik profilin yorumu

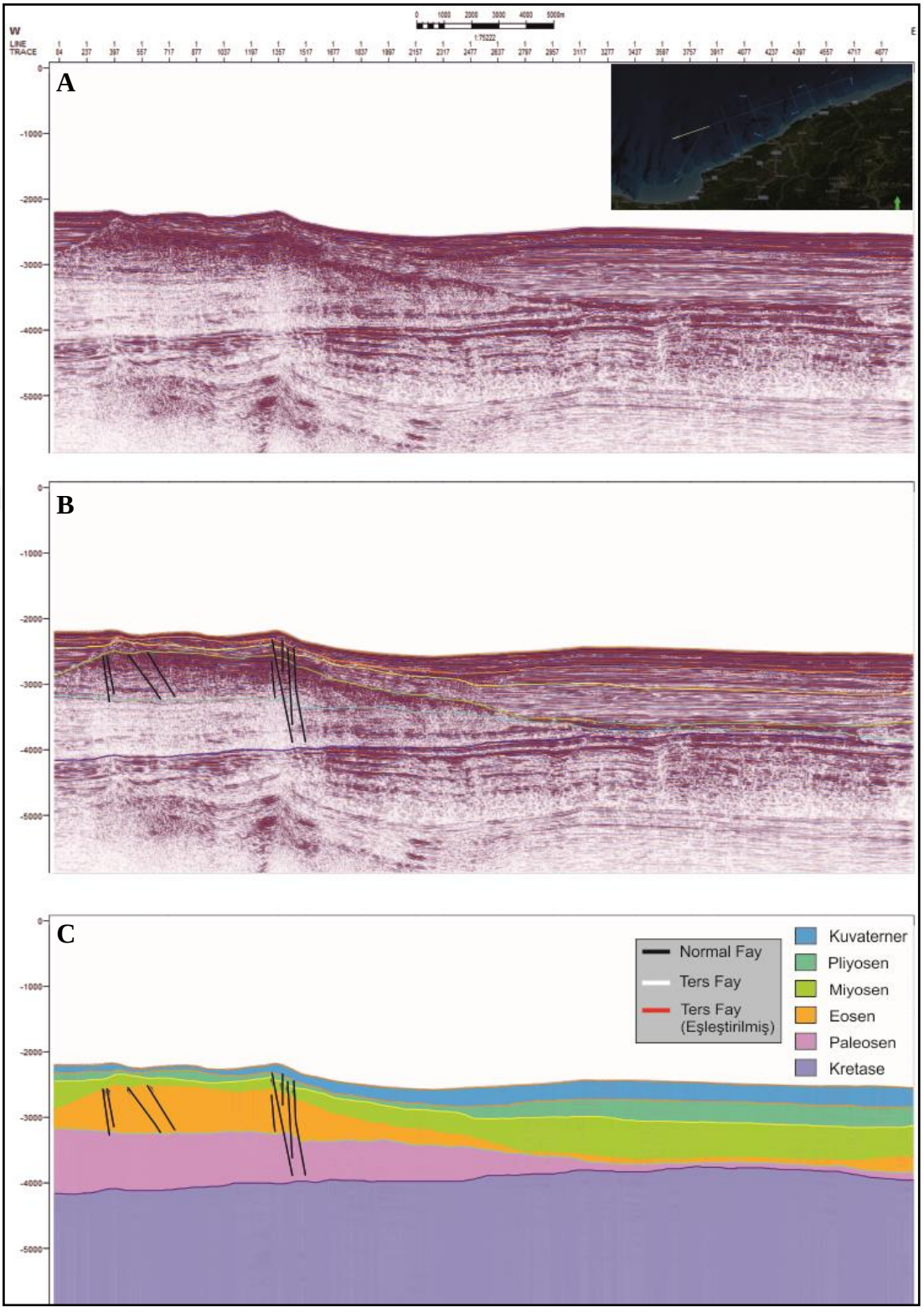
Kıyıya dik alınan bir diğer kesitte ise yine fayların yoğunluğu ve etkisinde bir azalma gözlenmektedir. Kuvaterner birimlerinin bu deformasyonda etkilenmemiş olmaları da benzer bir durum göstermektedir (Şekil 3.20).

3.2.9. K98-13 No'lu sismik profilin yorumu

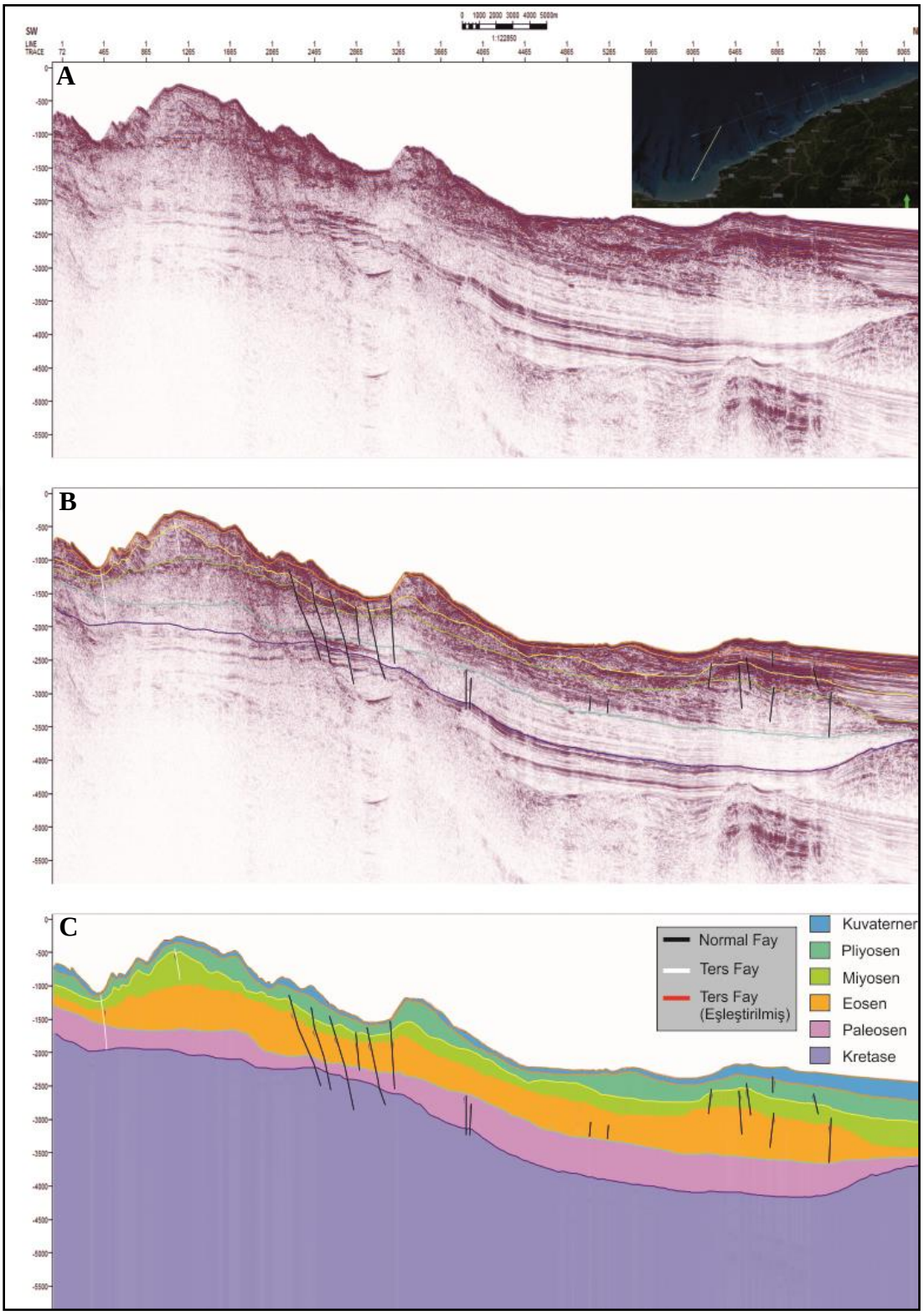
Kıyıya dik alınan bu kesitte özellikle Eosen birimlerinde gözlenen ters faylanmanın neden olduğu deformasyon net olarak gözlenmektedir (Şekil 3.21).

3.2.10. K98-14 No'lu sismik profilin yorumu

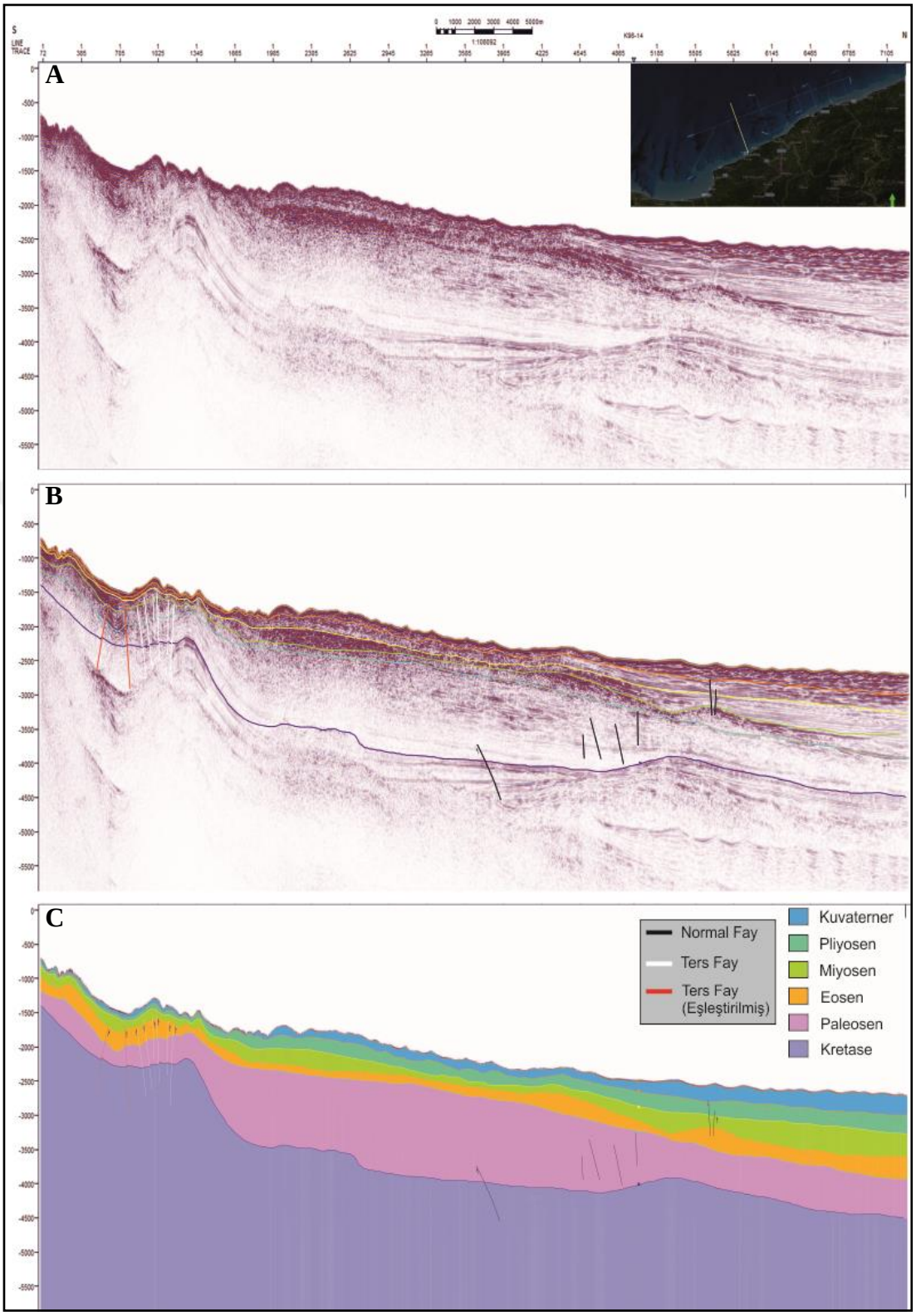
Kıyı çizgisine paralel alınan en uzun kesit oldukça karmaşık bir yapı göstermektedir. Kesitin doğusunda yer alan fayların özellikle Eosen döneminde etkili olduğu görülürken, batı kısımda bulunan fayların Pliyosene kadar etkisini gösterdiği tespit edilmiştir. Diğer kesitlerle uyumlu olacak şekilde Kuvaterner birimlerinde beliğin bir deformasyona rastlanmamıştır (Şekil 3.22).



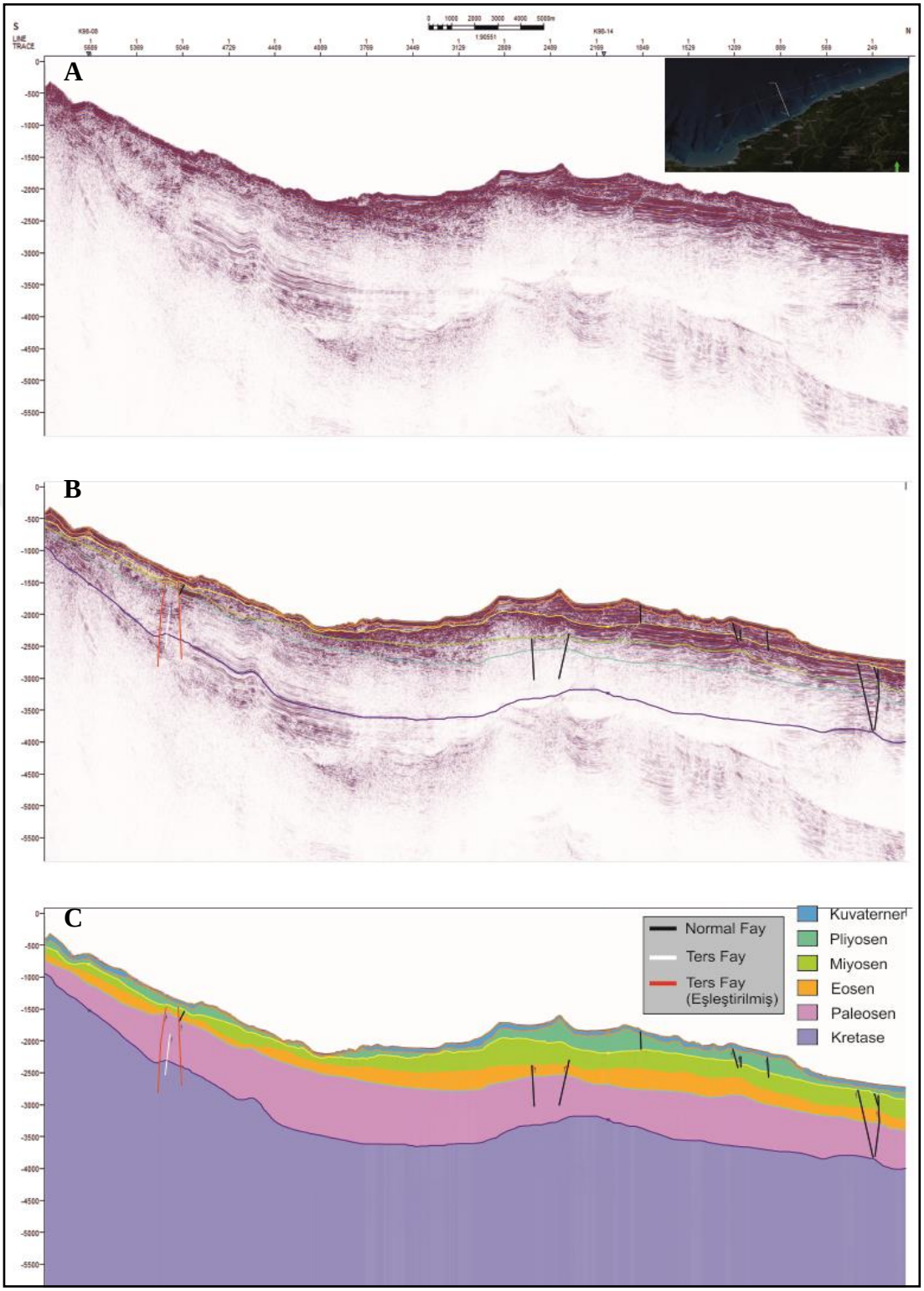
Şekil 3.13. K98-01 Kesitine ait; A-Yorumsuz Kesit, B-Yorumlanmış Kesit, C-Stratigrafik Modellemesi



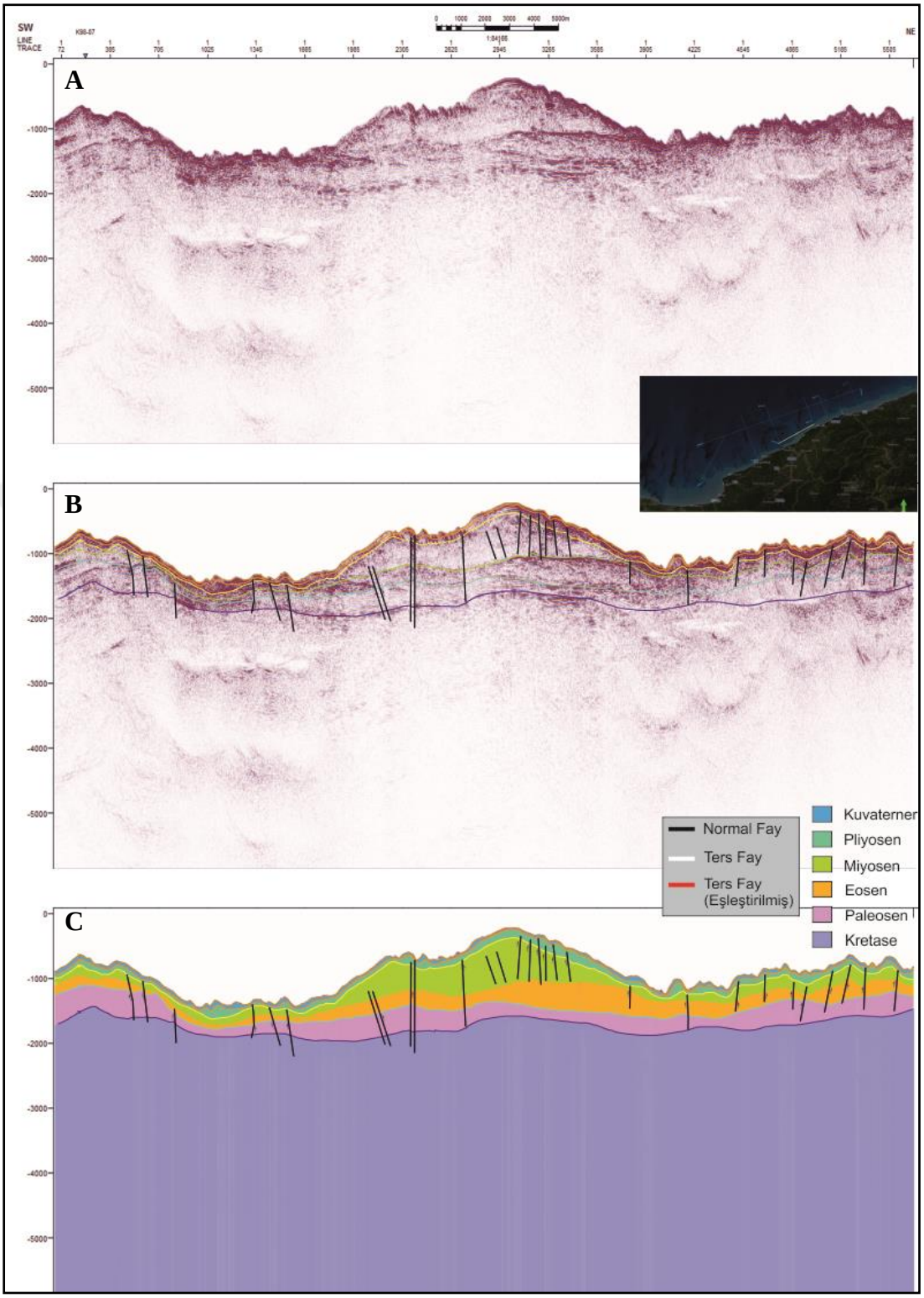
Şekil 3.14. K98-04 Kesitine ait; A-Yorumsuz Kesit, B-Yorumlanmış Kesit, C-Stratigrafik Modellemesi



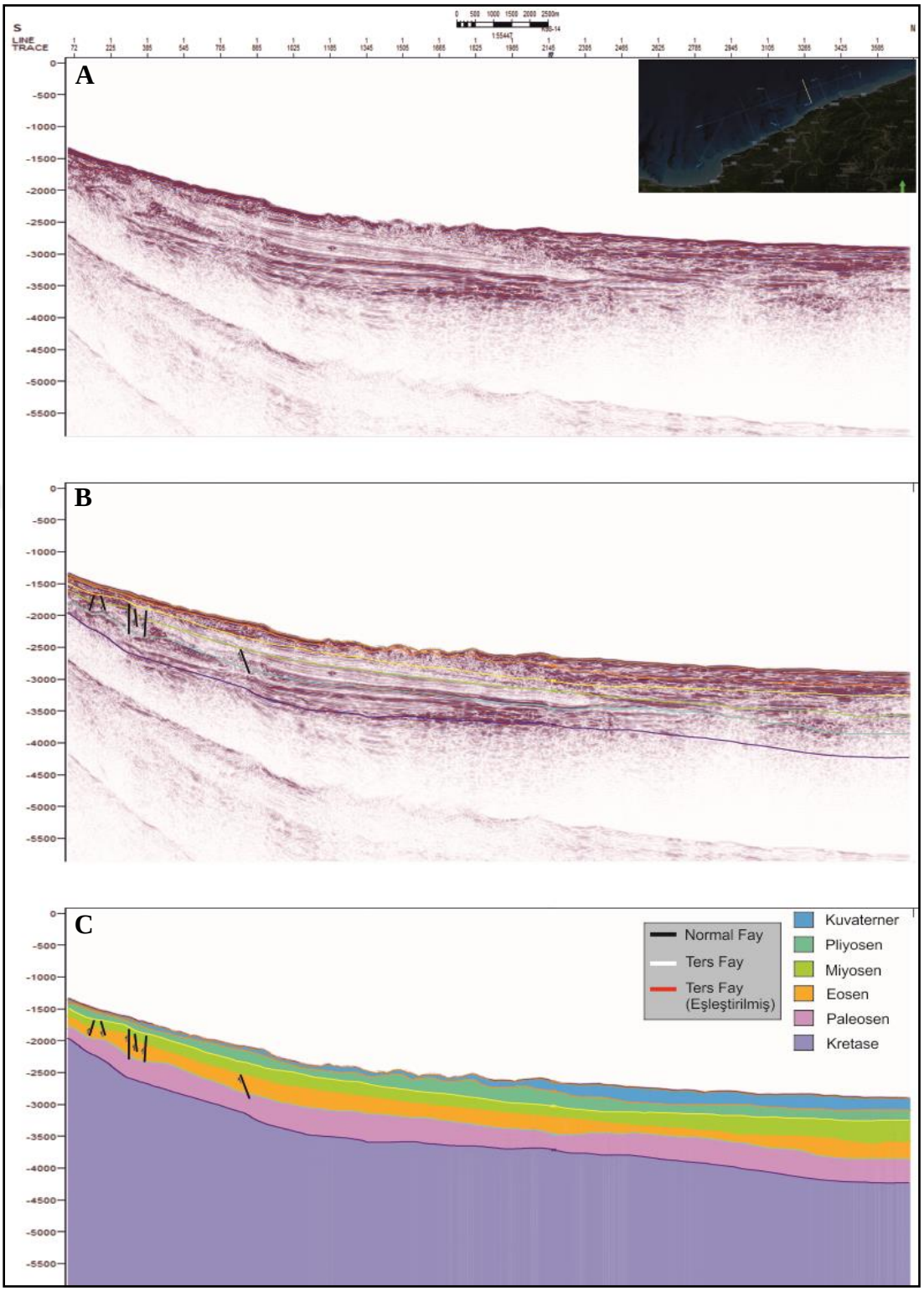
Şekil 3.15. K98-06 Kesitine ait; A-Yorumsuz Kesit, B-Yorumlanmış Kesit, C-Stratigrafik Modellemesi



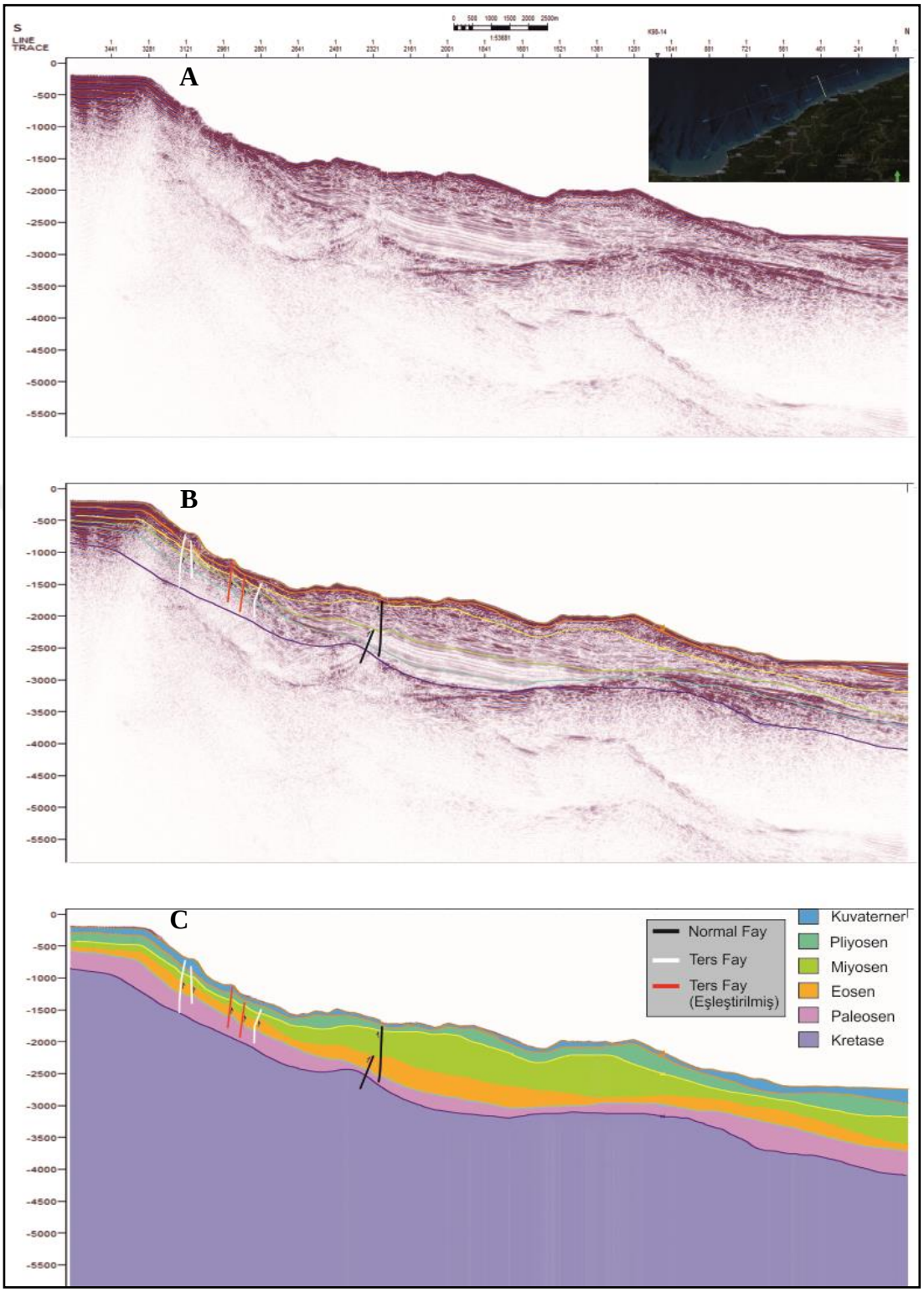
Şekil 3.16. K98-07 Kesitine ait; A-Yorumsuz Kesit, B-Yorumlanmış Kesit, C-Stratigrafik Modellemesi



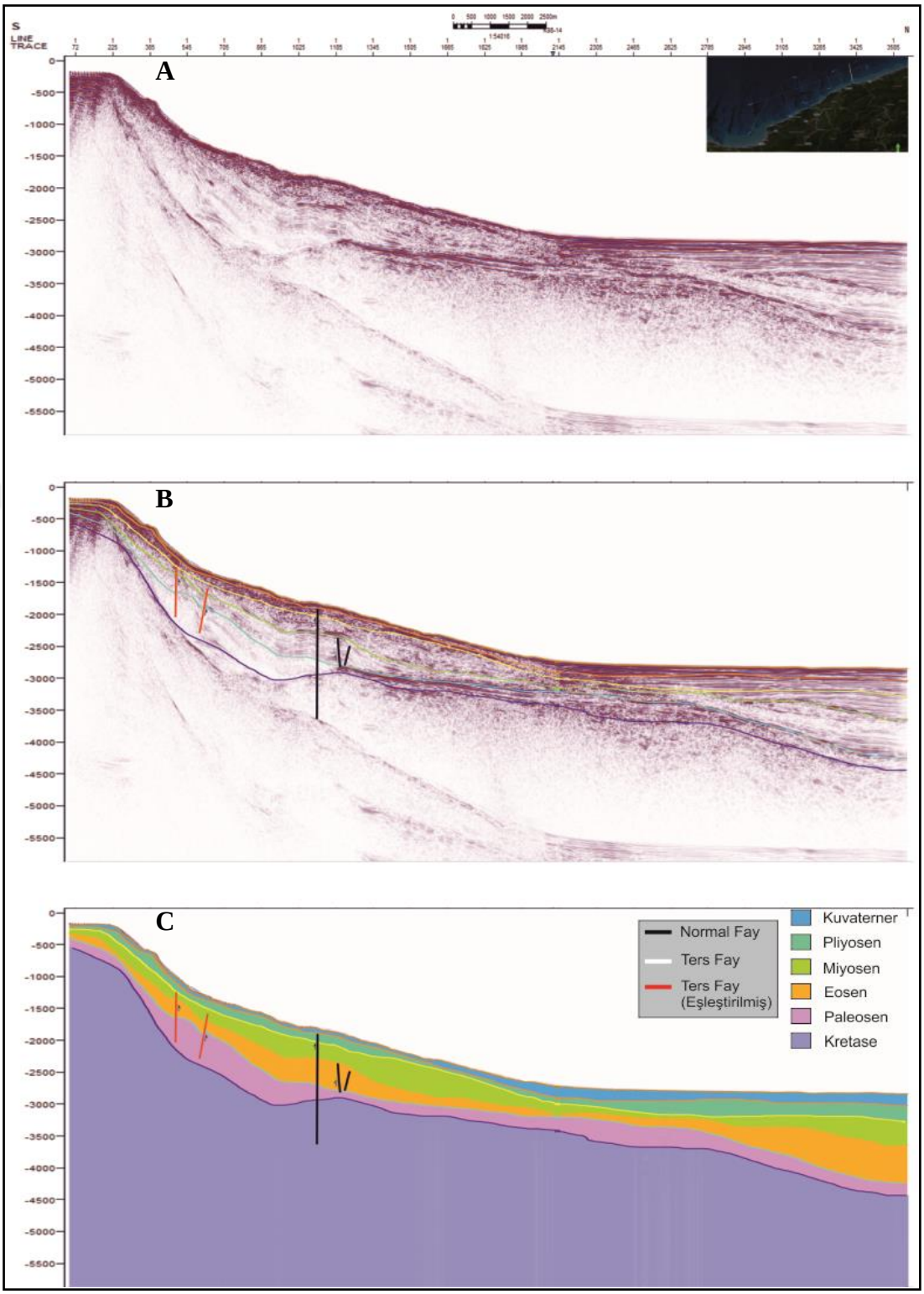
Şekil 3.17. K98-08 Kesitine ait; A-Yorumsuz Kesit, B-Yorumlanmış Kesit, C-Stratigrafik Modellemesi



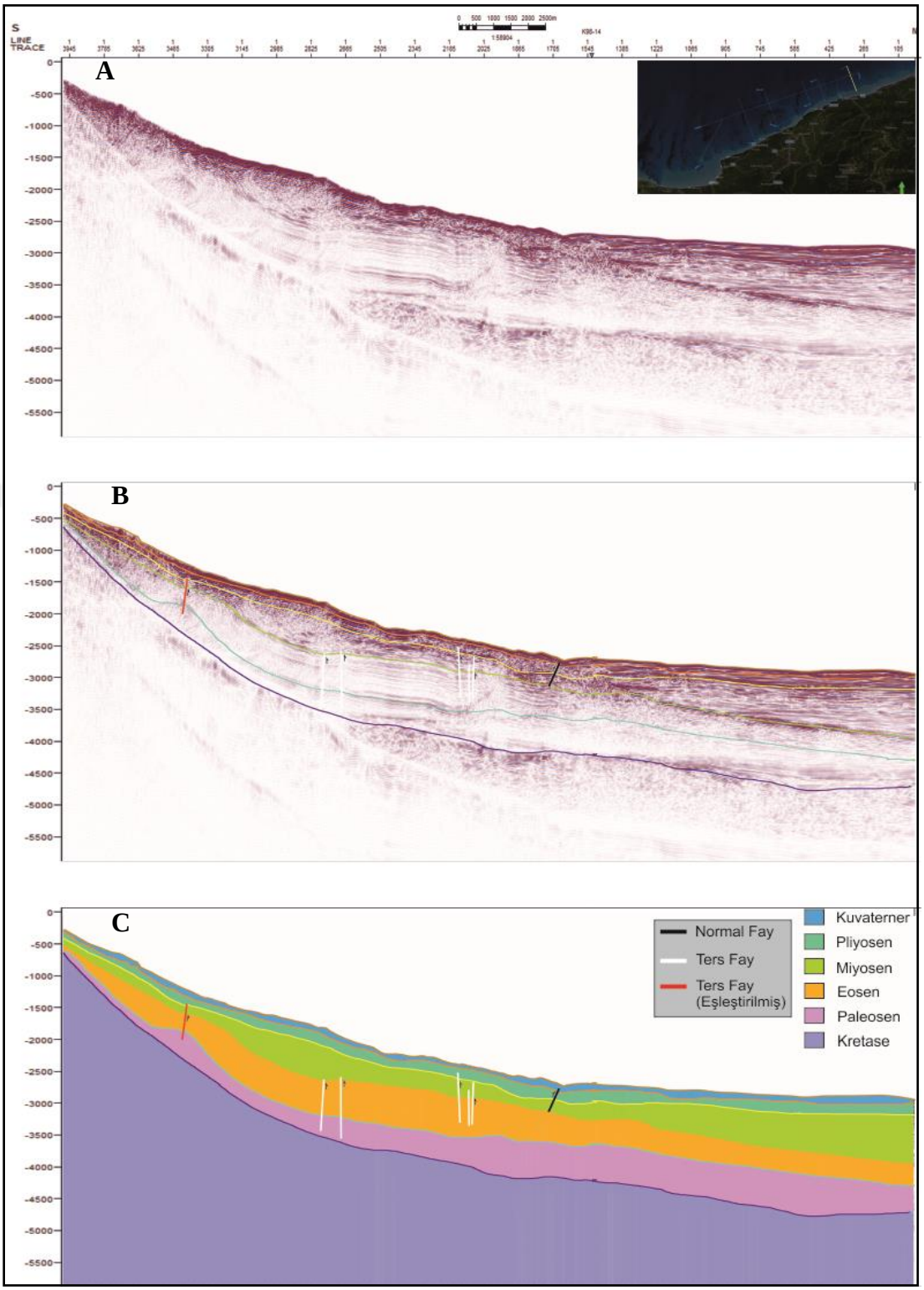
Şekil 3.18. K98-10 Kesitine ait; A-Yorumsuz Kesit, B-Yorumlanmış Kesit, C-Stratigrafik Modellemesi



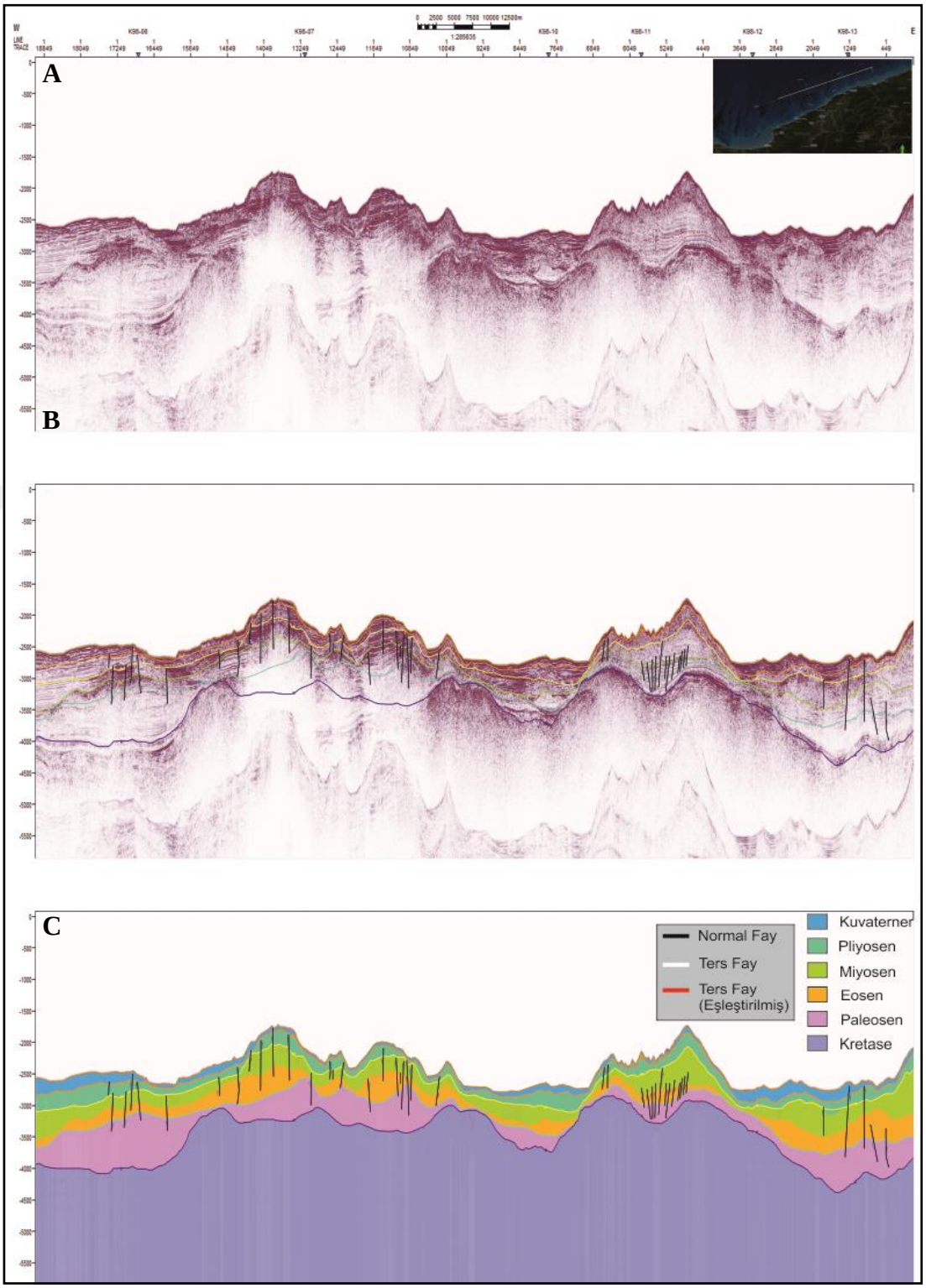
Şekil 3.19. K98-11 Kesitine ait; A-Yorumsuz Kesit, B-Yorumlanmış Kesit, C-Stratigrafik Modellemesi



Şekil 3.20. K98-12 Kesitine ait; A-Yorumsuz Kesit, B-Yorumlanmış Kesit, C-Stratigrafik Modellemesi



Şekil 3.21. K98-13 Kesitine ait; A-Yorumsuz Kesit, B-Yorumlanmış Kesit, C-Stratigrafik Modellemesi



Şekil 3.22. K98-14 Kesitine ait; A-Yorumsuz Kesit, B-Yorumlanmış Kesit, C-Stratigrafik Modellemesi

4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Sismik kesitlere ve stratigrafik yorumlara göre çalışma alanının sismik stratigrafik modeli (Şekil 4.1) ve tektonik haritası (Şekil 4.2) oluşturulmuştur. Bilindiği gibi Karadeniz'in güney kısımları oldukça dar bir şelf alanına sahip ve kısa mesafede ani bir şekilde derinliğin arttığı diğer bir deyişle kuzeye doğru derinleşen bir morfolojik yapı göstermektedir. Derinleşen bu havzada çökelen birimlerden Oligo-Miyosen öncesi istifler tüm havza için temel kayalar olarak nitelendirilmektedir. Bu çalışma kapsamında değerlendirilen sismik yansıma profillerinden elde edilen deformasyon yapıları da temel ve Neojen birimleri olarak yapılan ayrımı destekler niteliktedir. Eosen döneminde etkili olan bazı fayların ters faylanma rejimini işaret etmesi ve bu fayların Neojen birimlerinde çok da etkili olmaması da bu sonucu göstermektedir.

Yorumlamaları yapılmış olan sismik yansıma kesitlerinin genel olarak bir değerlendirmesi yapılacak olursa; çalışma alanının kıyıya yakın yani güney kesiminde başlayıp kuzeye doğru derinleşerek bir havza morfolojisi kazandığı bilinmekte ve bu kesitlerde de görülmektedir. Kıyıya yakın alanlardan alınmış batıdan doğuya doğru olan 04 no'lu kesitte ve güney kesimde izlenen ters faylar, güneye eğimli olup KB - GD doğrultuludur.

Kuzeydoğuya doğru gidildiğinde, alınan 06 no'lu kesitin en güney ucunda Oligo-Miyosen yaşlı birimler ekaylı (aşmalı) KD - GB doğrultulu ve güneye eğimli ters faylar tarafından yer değiştirmeye uğrayarak sıkışmalı bir deformasyona maruz kalmıştır.

07 no'lu kesitin güney yani kıyıya yakın kesiminde bulunan ve 06 nolu kesitteki faylarla eşlenik olan ters faylar kıyıya doğru eğimlenmiştir. Her iki kesitte de izlenen bu ters faylar, - 400 ile - 900 m denizaltı yükseltileri arasında bulunur. Kıyıya doğru artan bu yükseltilerin aynı zamanda bu ters faylar ile ilişkili olduğu anlamına gelmektedir.

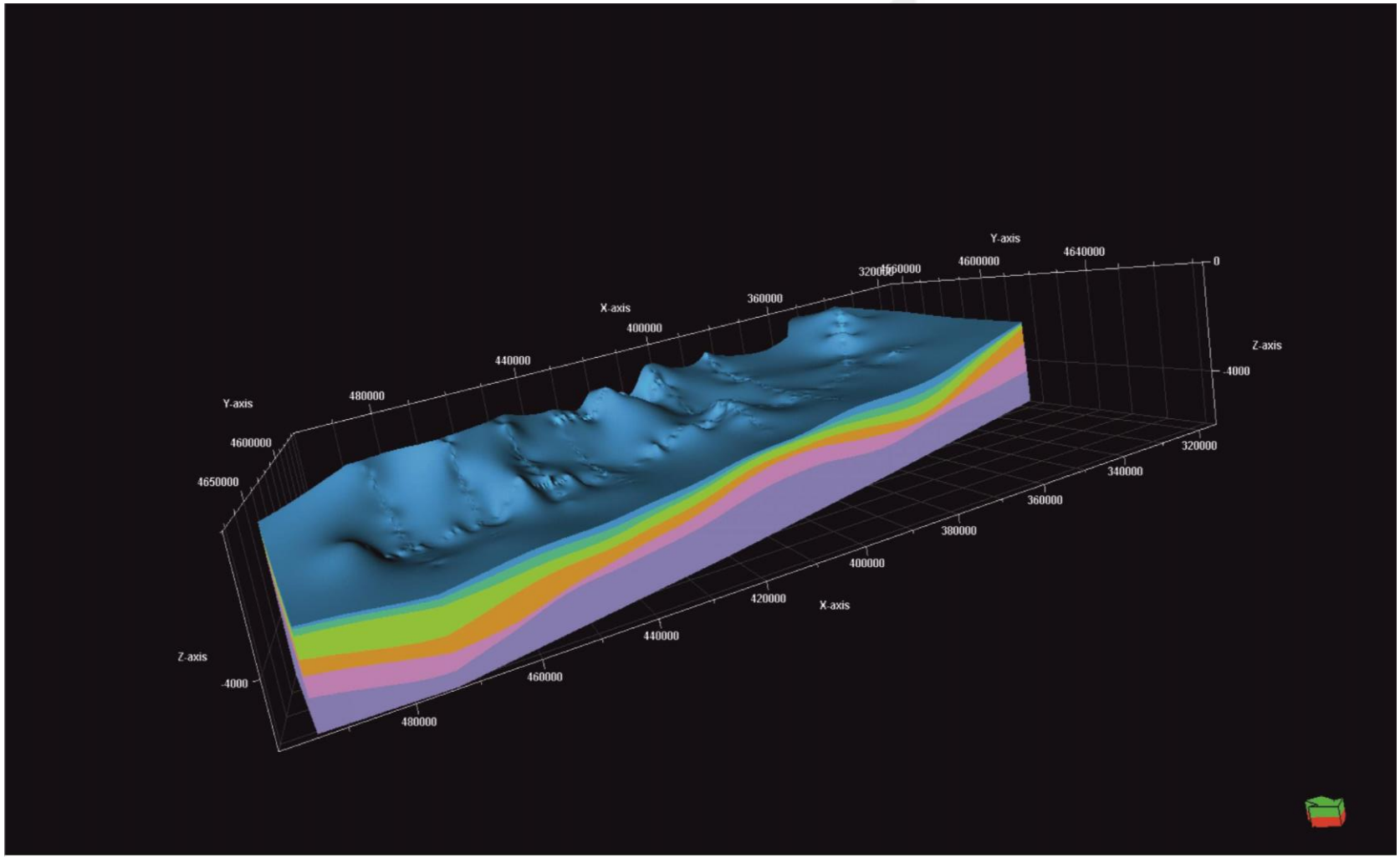
11 no'lu kesitte de güneyde yer alan ters faylar, bu sıkışmalı sürecin içinde oluşmuştur. Bu kesitte - 400 ile - 600 m arasındaki denizaltı yükselimini kesen ters faylar dike yakın açı ile eğimlidir. Kuzeydoğuya doğru 12 ve 13 nolu kesitlerde izlenen ters faylar da güneye eğimli olup, Oligo-Miyosen yaşlı birimlerde belirgin bir şekilde eğim atım (düşey yer değiştirme) oluşturmuştur.

Çalışma alanında batıdan doğuya doğru aşmalı şekilde görülen ve deniz tabanındaki en genç güncel yaşlı jeolojik birimleri kesmeyen bu ters fayların, karasal alandan gelen ve denizde çökelen çökeller tarafından örtüldüğü, bölgedeki tüm kesitlerden anlaşılmaktadır. Karadeniz'in içinde belirlenen bu ters fay sistemi, Paleotektonik dönemin başlangıcından itibaren var olan ve Neojen yaşlı birimleri de etkileyen sıkışma tektoniğinin devamı niteliğindedir. Bu sistem aynı zamanda Karadeniz'in günümüz batimetrisini de, deniz içinde veya denize karadan taşınan sedimanların çökelmesi ile birlikte şekillendirmiştir.

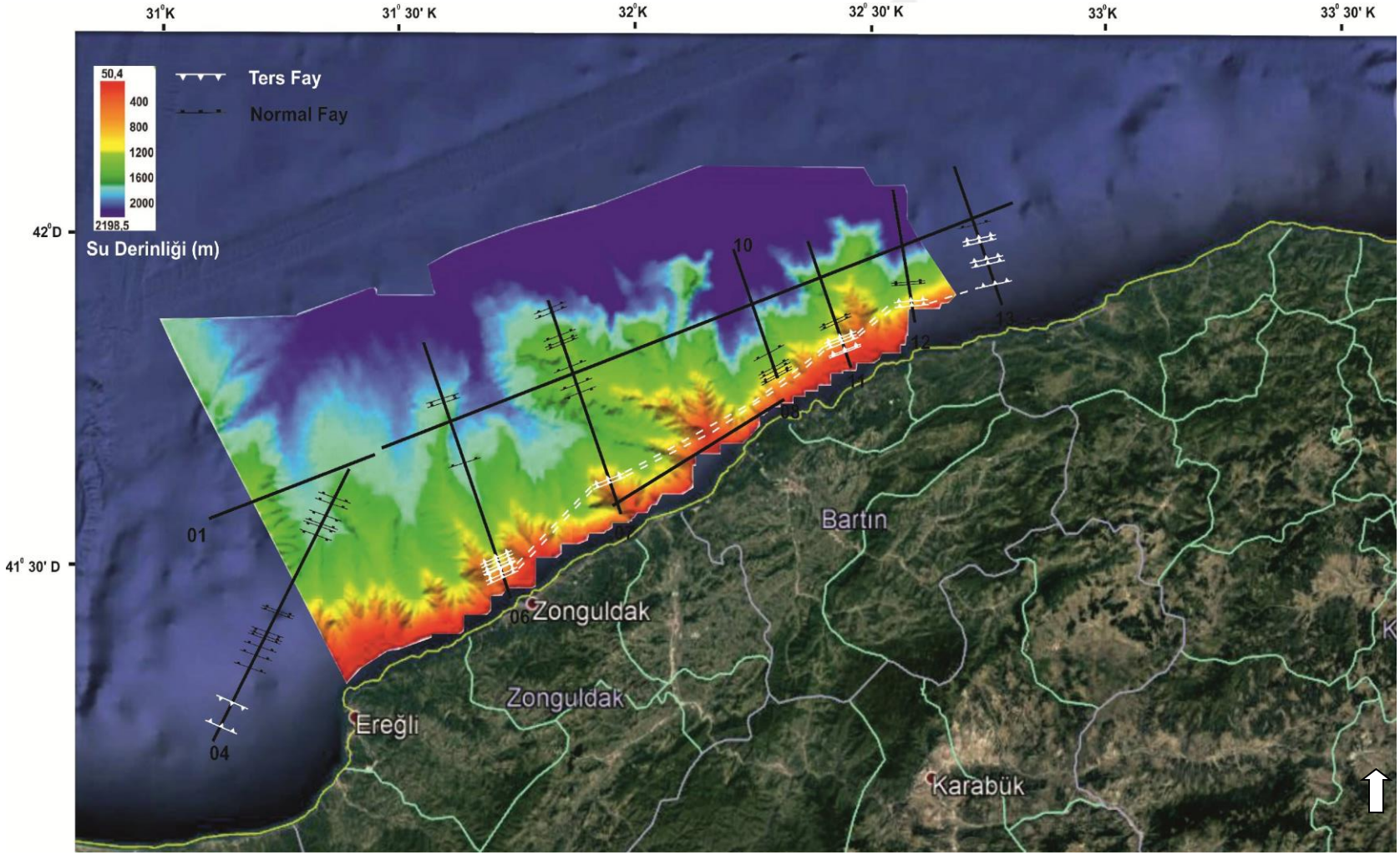
Karadeniz batimetrisini şekillendiren sıkışmalı sistemin taban bloğunda denizin derinleştiği batimetrinin kıyıya yakın alanlara göre daha yayvan bir görünüm kazandığı alanda normal faylar izlenir. 04 no'lu kesitte kuzeye doğru görülen normal faylar KB - GD doğrultulu olup kuzey eğimlidir. Bu faylar deniz tabanının - 1600 ile - 2000 m kodunda gözlenir. Bu alan aynı zamanda Batı Karadeniz Havzasının kıyıdan itibaren başlangıç bölgesidir. Bu kesitte izlenen normal faylar da, Karadeniz'in tabanındaki güncel jeolojik birimleri kesmez. 07 no'lu kesitte izlenen normal faylar da Oligo - Miyosen yaşlı birimleri sadece kesmekte olup küçük yer değiştirmeler oluşturmuştur. Bu faylarda KD - GB doğrultuludur yani aynı kesitte izlenen ters faylara yaklaşık paraleldir. Çalışma alanında kuzeydoğuya doğru; 08, 11, 12, 13 nolu kesitlerde de normal faylar, genellikle havza sınırına yakın batimetride izlenirler. Bu alanda da faylar, kuzeye eğimlidir.

Sonuç olarak Karadeniz batimetrisi, Oligo - Miyosen öncesinden itibaren Tetis okyanusunun bir kalıntı ve iç denizi olduğu için Paleotektonik dönemde dalma-batma ile ilişkili ters faylar gibi birçok yapıyı barındırır. Sıkışmalı sistem, Karadeniz altındaki Neojen yaşlı birimleri de kıvrımlandırmış ve ters faylar ile deforme edilmesini sağlamıştır. Bunun sonucu olarak deniz tabanı şekillenmiş ve denizin kıyıya yakın alanları kabuk kalınlaşması ile yükselmiştir. Böylelikle ters fayların

ayırdığı tavan blokta; havza kesimi denetleyen normal faylar yoğun şekilde gelişmiştir. Buna ilaveten deniz tabanı, kökensel olarak önce sıkışmalı ve buna bağlı gelişen normal faylar ile deforme edildiği için ters fayların düzlemleri boyunca normal faylara göre daha büyük eğim atım yer değiştirmeleri izlenmiştir.



Şekil 4.1. Sismik kesitlerden elde edilen 3 boyutlu stratigrafik model



Şekil 4.2. Sismik verilerden elde edilen tektonik harita. (Batimetri verisi Küçük, 2016'dan alınmıştır)

KAYNAKLAR

Algan O., Gökaşan E., Gazıoğlu C., Yücel Z. Y., Alpar B., Güneysu C. ve diğerleri, A High-Resolution Seismic Study in Sakarya Delta and Submarine Canyon, Southern Black Sea Shelf, *Continental Shelf Research*, 2002, **22**(10), 1511-1527.

Alptekin Ö., Nábělek J. L. ve Toksöz M. N., Source Mechanism of The Bartin Earthquake of September 3, 1968 in Northwestern Turkey: Evidence for Active Thrust Faulting at The Southern Black Sea Margin, *Tectonophysics*, 1986, **122**(1-2), 73-88.

Aral I., Okay A.M., Şengör C. ve Görür N., Karadeniz'in Açılması ve Bunun Çevre Bölgeler Üzerine Etkisi, *Jeofizik Dergisi*, 1989, **9**(10), 83-89.

Aral I., Okay A.M., Şengör C. ve Görür N., Kinematic History of The Opening of The Black Sea and Its Effect on The Surrounding Regions, *Geology*, 1994, **22**, 267-270.

Dondurur D., Doğu Karadeniz'de Gaza Doygun Tortullar ve Bunların Sismik ve Sonar Verileri ile Araştırılması, Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir, 2005, 169154.

Dondurur D., Özel Ö., Çifçi G., Gürçay S., Küçük H.M., Er M., ve Okay S., Batı Karadeniz Kıtasal Yamacından Bir Resif Yapısının Sismik Analizi, *Jeofizik*, 2012, **16**, 3-15.

Dondurur D., Küçük H. M. ve Çifçi G., Quaternary Mass Wasting on The Western Black Sea Margin, Offshore of Amasra, *Global and Planetary Change*, 2013, **103**, 248-260.

Erinç S., Karadeniz Çanağının Jeomorfolojik ve Yapısal Özelliklerinin Morfometrisi, *İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülteni*, 1984, **1**, 15-22.

Finetti I., Bricchi G., Del Ben A., Pipan M. ve Xuan Z., Geophysical Study of The Black Sea, *Bolletino Di Geofisica Teorika Ed Applicata*, 1988, **30**, 197–324.

Görür N., Timing of Opening of The Black Sea Basin, *Tectonophysics*, 1988, **147**, 247-262.

Jackson J., Reactivation of Basement Faults and Crustal Shortening in Orogenic Belts, *Nature*, 1980, **283**, 343-346.

Jackson J. ve McKenzie D., Active Tectonics of The Alpine - Himalayan Belt Between Western Turkey and Pakistan, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1984, **77**, 185-264.

Klaucke I., Sahling H., Weinrebe W., Blinova V., Bürk D., Lursmanashvili N. ve diğerleri, Acoustic Investigation of Cold Seeps Offshore Georgia, Eastern Black Sea, *Marine Geology*, 2006, **231**, 51-67.

Kuşçu İ., Parke J. R., White R. S., McKenzie D., Anderson G. A., Minshull T. A. ve diğerleri, Amasra Açıklarında (Güneybatı Karadeniz) Aktif Kütle Kayması ve Bunun Bölgesel Tektonik Hareketlerle İlişkisi, *MTA Dergisi*, 2004, **128**, 27-47.

Küçük H.M., Batı Karadeniz Zonguldak - Amasra Açıklarında Gaz ve Gaz Hidratların Jeolojik ve Jeofizik Yöntemlerle Araştırılması, Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir, 2016, 438785.

McKenzie D., Active Tectonics of The Mediterranean Region, *Geophysical Journal of the Astronomical Society*, 1972, **30**, 109-185.

Nikishin A.M., Korotaev M.V., Ershov A.V. ve Brunet M., The Black Sea Basin: Tectonic History and Neogene-Quaternary Rapid Subsidence Modeling, *Sedimentary Geol.*, 2003, **156**, 149-168.

Okay A.I., Şengör A.M.C. ve Görür N., Kinematic History of The Opening of The Black Sea and Its Effect on The Surrounding Regions, *Geology*, 1994, **22**, 267-270.

Okay A.I. ve Tüysüz O., Tethyan Sutures of Northern Turkey, In The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within The Alpine Orogen, Durand B., Jolivet L., Horváth F., and Séranne M. (eds), *Geological Society*, London, Special Publication, 1999, **156**, 475-515.

Özel Ö., Dondurur D., Küçük H.M. ve Çifçi G., Seismo - Acoustic Structure of The Western Black Sea Continental Slope, Offshore Akçakoca: Preliminary Results, *The 20th International Geophysical Congress and Exhibition of Turkey*, Antalya, Turkey 25-27 November 2013.

Pişkin V., Zonguldak - Kozlu Kıyı Ötesi Sahasının Sığ Sismik Verilerinin Değerlendirilmesi, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, İstanbul, 2006, 202862.

Popescu I., Lericolais G., Panin N., Wong H. K. ve Droz L., Late Quaternary Channel Avulsions on The Danube Deep - Sea Fan, Black Sea, *Marine Geology*, 2001, **179**(1), 25-37.

Robinson A.G., Rudat J.H., Banks C.J., ve Wiles R.L.F., Petroleum Geology of The Black Sea, *Marine and Petroleum Geology*, 1996, **13**, 195-223.

Soysal H., Sipahioğlu S., Kolçak D., ve Altınok Y., Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu, Teknik Rapor, Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu proje no: TBAG 341, 1981.

Spadini G., Robinson A.G. ve Cloetingh S.A.P.L., Western Versus Eastern Black Sea Tectonic Evolution: Pre - Rift Lithospheric Controls on Basin Formation, *Tectonophysic*s, 1996, **266**, 139-154.

Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I., Rusakov O., Stephenson R., Nikishin A., Georgıev G., Gerasimov M., Dimitriu R., Legostaeva O., Pchelarov V., Sava C., Topography of The Crust-Antle Boundary Beneath The Black Sea Basin, *Tectonophysics*, 2004, **381**, 211-233.

URL-1 http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/zeqdb/ (Ziyaret tarihi: 11 Kasım 2018).

Tarı E., Sahin M., Barka A., Reilinger R., King R.W., McClusky S., ve diğerleri, Active Tectonics of The Black Sea with GPS, *Earth Planets Space*, 2000, **52**,747-751.

Tokat G.B., Batı Karadeniz ve Pontidlerin Yapısının Jeofizik Verilerle İrdelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir, 2015, 415386.

Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Western Black Sea Farm - Out Report, TPAO Araştırma Departmanı, Ankara, 2007.

Türkoğlu F., Doğu Karadeniz Kıyı Yamacı Sonar ve Sismik Verilerinin İncelenmesi, Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir, 2002, 422085.

Yanchilina A., Ryan W. B. ve Kenna T. C., Elevated Biological Productivity as a Trigger for The Holocene Sapropel in The Black Sea During Its Reconnection with The Mediterranean Sea, *In American Geophysical Union Fall Meeting Abstracts*, 2013, **1**, 04.

KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER

Özalp S., Emre, Ö., **Aydemir B.S.,** Olgun, Ş., Evren M., Elmacı H., Öcal F., Duman T.Y., Gökkaya A., Kurtuluş O., Aydın M.B., Yanmaz M.N., Can A.Z., Şimşek B., ve Apa R., Van Fayı Boyunca İzlenen Kuvaterner Deformasyonları ve 23 Ekim 2011 Van Depremi ile Karşılaştırılması, *66. Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Ankara, 1 - 5 Nisan 2013.

Özalp S., **Aydemir B.S.,** Olgun Ş., Şimşek B., Elmacı H., Evren M., Emre Ö., Aydın M.B., Kurtuluş O., Öcal F., Can A.Z., Yanmaz M.N., Apa R. ve Duman T.Y., Van Gölü (Edremit Körfezi) Kuvaterner Çökellerinde Tektonik Deformasyonlar Doğu Anadolu Türkiye, *MTA Dergisi*, 2016, **153**:45-61.

Can A.Z., Kurtuluş F., Akbayram K., Apa R., **Aydemir B.S.,** Şimşek B., Cenk M., Aydın B., Evren M., Kurtuluş O. ve Özbek E., Bandırma körfezi ve doğusunun yapısal, oşinografik özellikleri, *Türkiye Deniz Bilimleri Konferansı*, Ankara, 31 Mayıs - 3 Haziran 2016.

Şimşek B., Ergin M., Evren M., Türkmen Ö., Palas S., Pehlivan H., **Aydemir B.S.** ve Öcal F., Datça ve Hisarönü Körfezleri'nin güncel sedimentlerinde tane boyu, toplam ağır mineral ve element dağılımları ile bunları kontrol eden faktörlerin araştırılması., *MTA Dergisi*, 2017, **154**:59-82.

ÖZGEÇMİŞ

1982 yılında İstanbul'da doğdu. 2006 yılında Kocaeli Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümünü bitirdi. 2009 yılından itibaren Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Deniz Araştırmaları Dairesi Başkanlığı bünyesinde MTA Oruç Reis, MTA Selen ve kiralık araştırma gemileri ile 2B/3B Deniz Sismiği operasyonlarında ve veri işleme çalışmalarında görev almaktadır.