

**SİVAS HAVZASI DERİN YAPISININ
JEOFİZİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ**

Kemal Mert ÖNAL
YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
2007

T.C
CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**SİVAS HAVZASI DERİN YAPISININ
JEOFİZİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ**

Kemal Mert ÖNAL

YÜKSEK LİSANS TEZİ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

2007

DANIŞMAN: Yrd.Doç.Dr. Aydın BÜYÜKSARAÇ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRLÜĞÜ'NE

Bu çalışma, jürimiz tarafından, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Başkan Prof. Dr. Halil GÜRSOY

Üye Yrd. Doç. Dr. Funda BİLİM

Üye Yrd. Doç. Dr. Aydın BÜYÜKSARAÇ

ONAY

Yukarıdaki imzaların, adı geçen öğretim üyelerine ait olduğunu onaylarım.

/ / 2007

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRÜ

Prof. Dr. Hasan Hüseyin BAŞIBÜYÜK

Bu tez, Cumhuriyet Üniversitesi Senatosunun 05.01.1984 tarihli toplantısında kabul edilen ve daha sonra 30.12.1993 tarihinde C.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürlüğünce hazırlanan ve yayınlanan “Yüksek Lisans ve Doktora tez yazım Kılavuzu” adlı yönergeye göre hazırlanmıştır.

İÇİNDEKİLER

ÖZET	i
SUMMARY	ii
TEŞEKKÜR	iii
ŞEKİLLER DİZİNİ	iv
ÇİZELGELER DİZİNİ	vi
SİMGELER DİZİNİ	vii
1. GİRİŞ	1
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR	3
2.1. Jeolojik Çalışmalar.....	3
2.2. Jeofiziksel Çalışmalar.....	8
3. SİVAS HAVZASI'NIN GENEL JEOLJİK ÖZELLİKLERİ	12
3.1. Sivas Havzası'nın Yüzey Jeolojisi.....	13
3.2. Sivas Havzası'nın Genel Stratigrafisi.....	15
3.2.1. Metamorfik Seri.....	15
3.2.2. Üst Kretase (Tecer Kireçtaşları).....	15
3.2.3. Paleosen (Gürlevik Kireçtaşları).....	16
3.2.4. Eosen.....	16
3.2.4.1. Bahçecik Formasyonu.....	17
3.2.4.2. Kozluca Formasyonu.....	17
3.2.4.3. Bozbel Formasyonu.....	17
3.2.4.4. Kösedag Formasyonu.....	18
3.2.5. Oligosen (Selimiye Formasyonu).....	18
3.2.6. Miyosen.....	18
3.2.6.1. Karacaören Formasyonu.....	18
3.2.6.2. Hafik Formasyonu.....	19
3.2.7. Pliyosen.....	19

3.2.8. Kuvaterner.....	19
3.3. Sivas Havzası'nın Tektonik Evrimi.....	21
4. MATERYAL VE YÖNTEM.....	22
4.1. Jeofizik Veri.....	22
4.1.1. Gravite verisi.....	22
4.1.2. Havadan manyetik veri.....	24
4.1.3. Manyetik duyarlık ve yoğunluk ölçümleri.....	26
4.1.4. Sismik veri.....	32
4.1.5. Kuyu içi hız atışları.....	35
4.2. Uygulanan Yöntemler.....	37
4.2.1. İki buçuk boyutlu (2.5-B) modelleme.....	37
4.2.2. Üç boyutlu (3-B) modelleme.....	42
4.2.3. Sismik yorum ve derinlik dönüşümü.....	45
5. BULGULAR.....	46
5.1. Üç Boyutlu (3-B) Gravite Modellemesi Çalışmaları.....	46
5.2. İki Buçuk Boyutlu (2.5-B) Gravite ve Manyetik Modellemesi Çalışmaları.....	65
6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....	77
KAYNAKLAR.....	79
ÖZGEÇMİŞ.....	87
EKLER.....	88
EK-1. Sismik Yansıma Kesitleri.....	89

ÖZET**Yüksek Lisans Tezi****SİVAS HAVZASI DERİN YAPISININ
JEOFİZİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ**

Kemal Mert ÖNAL

Cumhuriyet Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Yrd.Doç.Dr. Aydın BÜYÜKSARAÇ

Sivas Havzası, Orta Anadolu havzaları arasında üçüncü büyük ve konum itibarıyla de en doğuda olan havzadır. Bu çalışmada, Sivas Havzası'nda elde edilen gravite ve havadan manyetik verileri ile sismik yansıma verileri, Celalli-1 kuyusundan elde edilen jeolojik bilgiler ile kuyu içi sismik hız atışlarına ait verilerle bir arada değerlendirilmiştir. Ayrıca havzada yapılan yüzey yoğunluk ve yerinde manyetik duyarlık ölçümlerinden elde edilen veriler de, diğer verilerle bütünlük olarak değerlendirilmiştir. Gravite anomali haritasından, havzayı oluşturan kalın sedimanter dolgunun, temeli oluşturan ve havzanın kuzey ve güneyinde bazı bölgelerde yüzeylenmiş olan metamorfik birimlere göre daha düşük gravite anomalileri verdikleri gözlenmiştir. Havzanın belirli bölümlerinden alınan kayaç numunelerine ait yoğunluk değerleri laboratuvarında ölçülerek, sedimanter birimler ile metamorfik temel arasındaki yoğunluk kontrastı belirlenmiştir. Manyetik anomali haritasından, sedimanter havzayı oluşturan birimlerin düşük manyetik şiddetli birimlerden oluştuğu gözlenmiştir. Sismik verilerin kontrolünde, jeolojik bilgilerden ve kuyu verilerinden faydalanılarak, havzanın iki buçuk boyutlu (2.5-B) gravite ve manyetik modelleri ile gravite verileri kullanılarak üç boyutlu (3-B) derinlik modeli oluşturulmuştur. Havza içerisinde manyetik anomaliye sebep olabilecek herhangi bir yapının bulunmadığı 2.5-B modellerden açıkça ortaya konulmuştur. 3-B derinlik modelinden, havzanın taban derinliğinin en büyük olduğu yerlerin, Hafik'in bulunduğu bölge ve Zara'nın güneyinde kalan bölge olduğu belirlenmiştir (12-13 km). Çalışma kapsamında kullanılan sismik yansıma kesitleri, düşük çözünürlüklerine rağmen, havza içindeki hız değişiminin tanımlanması açısından önemli bir veri grubu olarak değerlendirilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Sivas Havzası, gravite anomalisi, havadan manyetik anomali, 3-B gravite modeli, 2.5-B gravite ve manyetik modeli, sismik yansıma, Celalli kuyusu.

SUMMARY**MSc Thesis****INVESTIGATION OF THE DEEP STRUCTURE OF THE SIVAS BASIN
WITH GEOPHYSICAL METHODS**

Kemal Mert ÖNAL

Cumhuriyet University
Graduate School of Natural
and Applied Sciences
Department of Geophysical Engineering

Supervisor: Assist. Prof. Dr. Aydın BÜYÜKSARAC

Sivas Basin is the third-largest and the most eastern located basin of the central Anatolian basins. In this study, gravity, aeromagnetic and seismic data obtained from Sivas Basin evaluated together with well seismic velocity shots data and the geological information obtained from Celalli-1 well. Furthermore, the data obtained from surface density and in-situ susceptibility measurements evaluated in integration with the other data. From the gravity anomaly map, it observed that the sedimentary basin fill has lower gravity anomalies than metamorphic basement outcropped in some areas at the northern and southern parts of the basin. In the scope of the study, the density contrast between the sedimentary units and the metamorphic basement determined from the density measurement values of rock samples taken from the distinct parts of the basin. From the magnetic anomaly map, it observed that the units of the sedimentary basin have low magnetic intensity. In control of seismic data, by using well data and geological information, 2.5-D gravity and magnetic models and a 3-D depth model from the gravity anomalies has been constructed. The non-existence of magnetic anomaly causative units exposed clearly from the 2.5-D models. The deepest parts of the basin, determined from the 3-D model, are Hafik region and the southern district of Zara (12-13 km). In the scope of this study, seismic reflection sections, in spite of their low resolution, used as an important group of data to define the velocity variation in the basin.

Key words: Sivas Basin, gravity anomaly, aeromagnetic anomaly, 3-D gravity model, 2.5-D gravity and magnetic models, seismic reflection, Celalli borehole.

TEŞEKKÜR

Yüksek lisans tez çalışmamda beni yönlendiren danışman hocam **Yrd.Doç.Dr. Aydın BÜYÜKSARAÇ**'a (Cumhuriyet Üniversitesi Müh. Fak. Jeofizik Müh. Bölümü),

Tezimle ilgili çalışmaları gerçekleştirmemde büyük katkısı olan ve benden yardımını, kaynaklarını ve zamanını hiçbir zaman esirgemeyen değerli hocam **Prof.Dr. Abdullah ATEŞ**'e (Ankara Üniversitesi Müh. Fak. Jeofizik Mühendisliği Böl.),

Yalnızca mesleki konularda değil her konuda bana destek olan ve tecrübelerinden çok şey öğrendiğim hocam **Yrd.Doç.Dr. Cemal KAYA**'ya (Cumhuriyet Üniversitesi Müh. Fak. Jeofizik Müh. Bölümü),

Yüksek lisans eğitimimi sürdürürken manevi desteğini her zaman hissettiğim, jeolojik kavramlarla ilgili takıldığım noktalarda her zaman yardımını gördüğüm hocam **Yrd.Doç.Dr. Hüseyin YILMAZ**'a (Cumhuriyet Üniversitesi Müh. Fak. Jeofizik Müh. Bölümü),

Lisans eğitimimden itibaren kendisinden çok şey öğrendiğim, bilgilerini benden hiçbir zaman esirgemeyen hocam **Yrd.Doç.Dr. Funda BİLİM**'e (Cumhuriyet Üniversitesi Müh. Fak. Jeofizik Müh. Bölümü),

Tez yazımı sırasında özellikle jeolojik literatür taramasında ve yorumlamalarda beni yönlendiren, değerli bilgilerinden yararlandığım hocalarım **Prof.Dr. Halil GÜRSOY**, **Prof.Dr. Haluk TEMİZ** ve **Doç.Dr. Kaan Şevki KAVAK**'a,

Tezimdeki sismik yorumlamalarda bana değerli zamanını ayırarak yol gösteren ve görüşlerini paylaşan **Dr. Atilla AYDEMİR**'e (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Genel Müdürlüğü),

Tezimle ilgili rapor ve kaynakları temin etmemde büyük yardımlarını gördüğüm Sayın **Halit ONUR**'a (MTA Genel Müdürlüğü Bilimsel Dökümantasyon ve Tanıtma Dairesi Başkanı),

Çalışma arkadaşlarım **Araş.Gör. M.Özgül ARISOY**'a (Cumhuriyet Üniversitesi Müh. Fak. Jeofizik Müh. Bölümü) ve **Araş.Gör. Özcan BEKTAŞ**'a (Cumhuriyet Üniversitesi Müh. Fak. Jeofizik Mühendisliği Böl.),

Her an manevi desteklerini hissettiğim değerli arkadaşlarım Uzman **Sinan AKISKA**'ya (Ankara Üniversitesi Müh. Fak. Jeoloji Mühendisliği Böl.), **Araş.Gör. N.Yıldırım GÜNDOĞDU**'ya (Ankara Üniversitesi Müh. Fak. Jeofizik Mühendisliği Böl.) ve Jeofizik Mühendisi **Doruk ENÇ**'e,

Hayatımın her aşamasında sevgilerini, maddi ve manevi desteklerini benden esirgemeyen değerli aileme ve sevgili nişanlım Jeoloji Yüksek Mühendisi **Figen ORHUN**'a teşekkürlerimi sunarım.

Kemal Mert ÖNAL, Nisan 2007.

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 3.1- Sivas Havzası'nın yer bulduru haritası (Guezou ve diğ., 1996'den değiştirilmiştir). (Kesikli çizgi, Sivas havzasının sınırlarını temsil etmektedir).....	12
Şekil 3.2- Sivas Havzası ve yakın civarının jeoloji haritası (Bilgiç 2002'den genelleştirilmiştir).....	14
Şekil 3.3- Sivas Havzası'nın genel stratigrafik dikme kesiti (Kurtman, 1973).....	20
Şekil 4.1- Çalışma alanına ait gravite anomali haritası (Kontur aralığı: 5 mGal).....	23
Şekil 4.2- Çalışma alanına ait havadan manyetik anomali haritası (Kontur aralığı: 70 nT).....	25
Şekil 4.3- Hız-yoğunluk diyagramı (Ludwig ve diğ., 1970).....	28
Şekil 4.4- Manyetik duyarlık ölçümleri yapılan ve yoğunluk ölçümü amaçlı el numuneleri alınan noktaların konumları.....	30
Şekil 4.5- Manyetik duyarlık ölçüm değerlerinin profiller boyunca olan değişimleri.....	31
Şekil 4.6- Yoğunluk ölçümü değerlerinin profiller boyunca olan değişimleri.....	32
Şekil 4.7- Çalışma alanında yer alan sismik yansıma hatlarının yerleri.....	33
Şekil 4.8- Kuyu içi sismik hızların ölçümü için bir atış şeması (Waters, 1978).....	35
Şekil 4.9- Celalli-1 kuyusuna ait yer bulduru haritası ve hız atışlarına ait şema (Eres, 1974).....	36
Şekil 4.10- 2.5-B model geometrisi (Shuey ve Pasquale, 1973).....	37
Şekil 4.11- 3-B modelleme yöntemi kullanılarak oluşturulmuş yer altı modeli ve modelden alınan profiller (Cordell ve Henderson, 1968).....	44
Şekil 5.1- Celalli-1 kuyusuna ait stratigrafik kolon kesit ve kuyu içi sismik ara hız değerleri (Gedik ve Özbudak, 1974 ve Eres, 1974'ten oluşturulmuştur).....	48
Şekil 5.2- Celalli-1 kuyusu hız atışlarından elde edilen hız değerlerinin derinliğe göre değişimi. (a) A grubu sismik atış ortalama hızları, (b) B grubu sismik atış ortalama hızları, (c) A grubu sismik atış ara hızları, (d) B grubu sismik atış ara hızları.....	49
Şekil 5.3- Gravite anomalilerinden 3-B modelin oluşturulması için gerçekleştirilen uygulama aşamaları.....	52
Şekil 5.4- Gravite anomalilerinden elde edilen çalışma alanına ait 3-B derinlik modeli haritası.....	53
Şekil 5.5. Gravite anomalilerinden elde edilen çalışma alanına ait 3-B derinlik modelinin perspektif görüntüsü.....	54
Şekil 5.6- Sismik hatların ve 2,5-B modellemede kullanılan profillerin yer aldığı 3-B derinlik modeli haritası (Kontur aralığı: 2 km).....	56
Şekil 5.7- (a) 3-B gravite modelinden alınan A-A' kesiti, (b) DD 4010 ve DD 4011 sismik kesitleri kullanılarak oluşturulan kesit.	

(Kalın çizgi, 3-B modelden elde edilen havza tabanını temsil etmektedir).....	57
Şekil 5.8- (a) 3-B gravite modelinden alınan A-A' kesiti, (b) DD 4017 sismik kesiti kullanılarak oluşturulan kesit. (Kalın çizgi, 3-B modelden elde edilen havza tabanını temsil etmektedir).....	58
Şekil 5.9- (a) 3-B gravite modelinden alınan A-A' kesiti, (b) DD 4029 sismik kesiti kullanılarak oluşturulan kesit. (Kalın çizgi, 3-B modelden elde edilen havza tabanını temsil etmektedir).....	59
Şekil 5.10- (a) 3-B gravite modelinden alınan B-B' kesiti, (b) DD 4020 ve DD 4022 sismik kesitleri kullanılarak oluşturulan kesit. (Kalın çizgi, 3-B modelden elde edilen havza tabanını temsil etmektedir).....	60
Şekil 5.11- (a) 3-B gravite modelinden alınan C-C' kesiti, (b) DD 4028 ve DD 4019 sismik kesitleri kullanılarak oluşturulan kesit. (Kalın çizgi, 3-B modelden elde edilen havza tabanını temsil etmektedir).....	61
Şekil 5.12- (a) 3-B gravite modelinden alınan D-D' kesiti, (b) DD 4013 ve DD 4015 sismik kesitleri kullanılarak oluşturulan kesit. (Kalın çizgi, 3-B modelden elde edilen havza tabanını temsil etmektedir).....	62
Şekil 5.13- Sismik hatların ve 2,5-B modellemede kullanılan profillerin yer aldığı gravite anomali haritası (Kontur aralığı: 5 mGal).....	67
Şekil 5.14- Sismik hatların ve 2,5-B modellemede kullanılan profillerin yer aldığı havadan manyetik anomali haritası (Kontur aralığı: 70 nT).....	68
Şekil 5.15- A-A' profiline ait gravite anomalisinden oluşturulan 2,5-B gravite modeli.....	69
Şekil 5.16- A-A' profiline ait manyetik anomaliden oluşturulan 2,5-B manyetik modeli.....	70
Şekil 5.17- B-B' profiline ait gravite anomalisinden oluşturulan 2,5-B gravite modeli.....	71
Şekil 5.18- B-B' profiline ait manyetik anomaliden oluşturulan 2,5-B manyetik modeli.....	72
Şekil 5.19- C-C' profiline ait gravite anomalisinden oluşturulan 2,5-B gravite modeli.....	73
Şekil 5.20- C-C' profiline ait manyetik anomaliden oluşturulan 2,5-B manyetik modeli.....	74
Şekil 5.21- D-D' profiline ait gravite anomalisinden oluşturulan 2,5-B gravite modeli.....	75
Şekil 5.22- D-D' profiline ait manyetik anomaliden oluşturulan 2,5-B manyetik modeli.....	76
Şekil Ek 1.1- DD 4010 numaralı hatta ait sismik yansıma kesiti.....	90
Şekil Ek 1.2- DD 4011 numaralı hatta ait sismik yansıma kesiti.....	91
Şekil Ek 1.3- DD 4013 numaralı hatta ait sismik yansıma kesiti.....	92
Şekil Ek 1.4- DD 4015 numaralı hatta ait sismik yansıma kesiti.....	93
Şekil Ek 1.5- DD 4017 numaralı hatta ait sismik yansıma kesiti.....	94
Şekil Ek 1.6- DD 4019 numaralı hatta ait sismik yansıma kesiti.....	95
Şekil Ek 1.7- DD 4020 numaralı hatta ait sismik yansıma kesiti.....	96
Şekil Ek 1.8- DD 4022 numaralı hatta ait sismik yansıma kesiti.....	97
Şekil Ek 1.9- DD 4028 numaralı hatta ait sismik yansıma kesiti.....	98
Şekil Ek 1.10- DD 4029 numaralı hatta ait sismik yansıma kesiti.....	99

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 4.1- Çeşitli kayalara ait yoğunluk değerleri (Telford ve diğ., 1990'den sadeleştirilmiştir).....	27
Çizelge 4.2- Manyetik duyarlık ve yoğunluk ölçümlerinden elde edilen değerler.....	29
Çizelge 4.3- Çalışma alanındaki sismik kesitlere ait genel bilgiler.....	34
Çizelge 5.1- Celalli-1 kuyusunda yapılan A ve B grubu hız atışlarından elde edilen ara ve ortalama hız değerleri ve ortalamaları.....	50

SİMGELER DİZİNİ

A	x eksenine ile manyetik kuzey arasındaki açı
D	Referans düzlemine olan derinlik
F	Yer manyetik alanı şiddeti
G	Gravitasyonel sabit
H	Manyetik alan
I	Manyetik eğim açısı
k	Manyetik duyarlılık
mGal	Miligal
M	Mıknatıslanma şiddeti
m	Toplam grid noktası sayısı
N	Poligon yapılı kesitin kenar sayısı
nT	NanoTesla
ρ	Yoğunluk (gr/cm^3)
T	Toplam manyetik alan
T_q	Prizma kalınlığı
t_1, t_2, \dots	Tek yol seyahat zamanları (ms)
U	Newton potansiyeli
V_{ARA}	Ara hız (m/s)
V_{RMS}	En küçük kareler (RMS) hızı (m/s)
W	Grid aralığı
W_{su}	Numunenin su içerisindeki kütlesi
W_{hava}	Numunenin havadaki kütlesi
2-B	İki Boyutlu
2.5-B	İki Buçuk Boyutlu
3-B	Üç Boyutlu

1. GİRİŞ

Sivas Havzası, Avrasya levhası ile Arap-Afrika levhaları arasındaki çarpışma sonucu güneyde Torid ve kuzeyde Pontid dağ kuşakları arasında, genel olarak KD-GB uzanımına sahip, Tersiyer sedimantasyonunun geliştiği bir havzadır. Havzanın sınırlarını, kuzeyde Orta Anadolu Bindirme Kuşağı (Tatar, 1982), doğu-kuzeydoğu'da Refahiye Ofiyolitli Karışığı (Yılmaz, 1985), güneyde Kangal Havzası, güneydoğuda Munzur kireçtaşları (Özgül ve diğ., 1981) ve batı-kuzeybatıda ise Kırşehir masifi'ne ait Akdağ metamorfileri (Tatar, 1971) oluşturur. Sivas Havzası, konumu itibariyle Orta Anadolu havzalarının en doğuda olanıdır. Tektonik özellikleri ve hidrokarbon potansiyeli bakımından ilgi çeken havzalardan biri olması nedeniyle geçmişten günümüze havza ile ilgili gerek genel gerekse bölgesel birçok jeolojik (stratigrafik, paleontolojik, tektonik) ve jeofizik araştırmalar gerçekleştirilmiştir. Sivas Havzası ve çevresi ile ilgili bölgesel jeolojik çalışmalar yapmış olan araştırmacılar, çalışma alanlarında yüzeylemiş olan birimleri inceleyerek, sedimanter havzanın o bölgedeki yaklaşık kalınlık değerlerini vermişlerdir. Sedimanter havzanın kalınlığının belirlenmesi için jeofizik veriler kullanılarak gerçekleştirilen analitik çalışmaların sayısı oldukça azdır. TPAO tarafından yapılmış olan sismik yansıma çalışmaları, Tufan (1995), Tufan ve Ateş (1995a) ve Tufan ve Ateş (1995b)'in potansiyel alan verilerini kullanarak gerçekleştirmiş oldukları çalışmalar, Tanıdır ve Karlı (1996)'nın elektrik yöntemleri kullanarak gerçekleştirdikleri çalışma, sedimanter havzanın kalınlığının belirlenebilmesi için yapılmış olan çalışmalardır.

Havza modellemesinde birçok jeofizik yöntemin bir arada kullanılması daha sağlıklı sonuçların elde edilmesini sağlar. Gravite yöntemi kullanılarak yapılan havza modellemesinde, havza dolgusu ve havza temeli arasındaki yoğunluk kontrastı değeri önemli bir parametredir. Sedimanter havzalarda, havza dolgusunu oluşturan birimlerin yoğunlukları, havzanın temelinde yer alan birimlerin yoğunluklarından daha düşük olmaktadır. Yoğunluk kontrastı değerinin belirlenmesi için yüzeyden ve kuyu içinden yapılan sismik çalışmalar önemlidir. Sismik hızlar kullanılarak yoğunluk değerlerinin hesaplanması havza modellemesinde özellikle de hidrokarbon arama çalışmalarında yaygın olarak kullanılan bir yöntemdir. Ayrıca havzada yüzeyleyen birimlerden alınan el numunelerinin yoğunluklarının laboratuvarında ölçülmesi ile yoğunluk kontrastı değeri daha sağlıklı bir şekilde tespit edilir.

Bu çalışmanın amacı, günümüze kadar Sivas Havzası'nda yalnızca yüzey jeolojisi bilgilerine ve sismik kesitlerin yorumuna veya diğer verilerin (gravite, manyetik, kuyu verileri gibi) tek başlarına kullanımına dayalı olarak gerçekleştirilmiş olan birçok çalışmanın bir arada değerlendirilmesi ile havzanın detaylı bir biçimde modellenmesidir. Bu çalışmada, Sivas Havzası'nda elde edilen jeofizik ve jeolojik veriler ile Celalli'de açılmış olan sondaj kuyusuna ait veriler bir arada değerlendirilmiştir. Çalışma kapsamında MTA Genel Müdürlüğü'nün yayınlamış olduğu gravite ve havadan manyetik verileri ile TPAO'dan elde edilen sismik yansıma verileri

temel veri olarak kullanılmıştır. Yine MTA Genel Müdürlüğü'nün Celalli'de açmış olduğu sondaj kuyusundan elde edilen jeolojik bilgiler ile kuyu içi sismik hız atışlarına ait veriler, ayrıca havzada yapılan yüzey yoğunluk ve yerinde manyetik duyarlık ölçümlerinden elde edilen veriler diğer verilerle bütünleşik olarak değerlendirilmiştir. Sismik verilerin kontrolünde, jeolojik bilgilerden ve kuyu verilerinden faydalanılarak, havzanın iki buçuk boyutlu (2.5-B) gravite ve manyetik modelleri ile gravite verileri kullanılarak üç boyutlu (3-B) derinlik modeli oluşturulmuştur.

Böylece, ilk kez Sivas Havzası'na ait çok sayıda veri bir arada kullanılmış ve birbirleri ile oldukça uyumlu modeller oluşturularak havzanın derin yapısına ve temel yapısal özelliklerine ait bilgiler ortaya konulmuştur. Bununla birlikte, havzayı oluşturan sedimanter birimlerin sınırlarının kesin olarak ayırt edilebilmesi için gelecekte mutlaka günümüz teknolojik özellikleri kullanılarak yüksek çözünürlüğe sahip sismik çalışmaların gerçekleştirilmesi gerektiği ortaya çıkarılmıştır.

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

2.1. Jeolojik Çalışmalar

Günümüze kadar Sivas Havzası'nı konu alan birçok stratigrafik, tektonik ve bölgenin petrol potansiyelini ortaya koymaya çalışan kapsamlı jeolojik çalışma gerçekleştirilmiştir.

Pisoni (1965), Sivas İ 38-c1 ve c4 paftalarının (1/25.000) jeolojisini ve petrol olanaklarını incelediği çalışmasında, Zara bölgesinde bulunan çalışma alanının güney doğusunda çok sınırlı yaygınlıkta ve olasılıkla Üst Kretase yaşlı Gürlevik kireçtaşlarının yer aldığı ve kalınlığı yaklaşık olarak 14 km olan Tersiyer formasyonlarınca kaplandığını ifade etmiştir. Miyosen yaşlı Celalli grubunda ve Eosen serisinde, kapanlar halinde muhtemel yığılmalara elverişli stratigrafik koşulların gelişmiş olduğunu, Celalli grubuna ait Karayün kumtaşlarının, Benlikaya formasyonunun alt bölümlerindeki konglomeraların ve kumtaşlarının ve Pağaç formasyonunun içerisinde ara katkı halinde duran kireçtaşlı kumtaşlarının ve kumtaşlı kireçtaşlarının ve ayrıca Eosen yaşlı Bozbel formasyonu içerisinde ara katkı halinde bulunan ya da bu formasyonla yanal geçiş yapan kireçtaşı merceklerinin ve plakalarının (Kulyusuf kireçtaşları) iyi hazne kayaç olabileceklerini belirtmiştir.

Doğu Anadolu'daki ara havzaları inceleyen Kurtman ve Akkuş (1971), Sivas Havzası'nın petrol olanakları yönünden önemli bir dağ arası havza olduğunu belirtmişlerdir. Havza içinde çökelmiş bütün tabakaların kıvrımlanmış olduğunu ve havzanın yer yer yaklaşık olarak D-B veya DKD-BGB yönünde uzanan kıvrımlı yapılara sahip olduğunu ifade etmişlerdir. Litolojik yanal geçişlere çok sık rastlanıldığını, bu yapıların ve litolojik yanal geçişlerin havzada petrol kapanları olarak önemli rol oynayabileceklerini vurgulamışlardır. Özellikle kalın Eosen tabakalarının gerek ana kayaç, gerek rezervuar kayaç ve gerekse örtü tabakası özelliğinde olduğuna dikkat çekmişlerdir.

Artan ve Sestini (1971), Zara-Divriği arasında bulunan Gürlevik, Bozbel dağları ve Üst Karabel vadisini içine alan bölgenin jeolojisini inceledikleri çalışmalarında, Beyınarı bölgesi olarak adlandırdıkları bölgedeki serpantinlerin, Maestrihtiyen-Alt Paleosen yaşlı kireçtaşları ve BKB-DGD kıvrım eksenli Eosen filişleri üzerine bindirme yaptıklarını ifade etmişlerdir.

Havza'nın orta kısımlarını en kapsamlı inceleyen çalışmalardan biri, Kurtman (1973) tarafından gerçekleştirilmiştir. Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojisini ve tektonik özelliklerini inceleyen çalışmada, incelenen alan genel özellikleri bakımından Sakardağ-Kösedığı yükselimi, Hafik-Zara-İmranlı depresyonu ve Tecer-Gürlevik yükselimi olmak üzere üç tektonik kısma ayrılmıştır.

Gedik ve Özbudak (1974), Celalli'de açılan 3643 m derinliğindeki Celalli-1 sondaj kuyusuna ait bitirme raporunda, havzada Paleozoyik yaşlı kristalen seri, Üst Kretase, Eosen, Oligosen, Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner'e ait oluşukların tespit edildiğini belirtmişlerdir.

Havzadaki en yaşlı sedimanter kayacın, Tecer Dağı'nda, Gürlevik Dağı'nda, güneydoğuda Sincan Köyü civarında, kuzeyde Bahçecik Köyü yakınlarında ve Sakar Dağı'nda küçük yüzeylemeler halinde görülen Üst Kretase yaşlı Tecer kireçtaşı olduğunu belirtmişlerdir. Üst Kretase-Paleosen yaşlı Gürlevik kireçtaşlarının Tecer kireçtaşları üzerinde uyumlu olarak bulunduğunu, Gürlevik Dağı boyunca bir antiklinalde yüzeyletiğini ve her iki kireçtaşı arasındaki sınırın paleontolojik olarak tespit edildiğini ve bu sınırın genellikle rekristalize, ince elemanlı ve sıkı dokulu olduğu ifade etmişlerdir.

Aktimur ve diğ. (1990), güneyde Munzur kireçtaşları ve kuzeybatıda Karaçayır formasyonu ile sınırlanan Sivas-Erzincan Tersiyer Havzasının sedimanter ve tektonik özelliklerini inceledikleri çalışmalarında, bölgeye Alt Kampaniyen-Alt Maestrihtiyen aralığında Refahiye ofiyolitli karışığının yerleşmiş olduğunu ve bunun Üst Maestrihtiyen karbonatlı sığ denizel çökelleri tarafından uyumsuzlukla örtüldüğünü belirtmişlerdir.

İnan ve İnan, (1990), Sivas'ın güneydoğusunda bulunan Gürlevik kireçtaşlarının paleontolojik, stratigrafik ve yapısal özelliklerini inceledikleri çalışmalarında, inceleme alanında yer alan karbonatların Tanesiyen yaşında ve sığ-sakin deniz ortamında depolandıklarını belirtmişlerdir. Karbonatların jeolojik özellikleri bakımından Tecer kireçtaşlarının yanal devamı olduğunu belirleyerek, her iki birimin Tecer Formasyonu adı altında birleştirilebileceği sonucuna varmışlardır.

Korkmaz (1990), Sivas havzasının ana kaya fasiyesi ve petrol oluşumu özelliklerini jeokimyasal yöntemlerle incelediği çalışmasında, havzada metamorfik ve ofiyolitik temel üzerinde, yaklaşık 6 km kalınlığında, kırıntılı ve evaporitik çökellerden oluşan bir istif bulunduğunu, bu istif içerisinde hidrokarbon ana kayası olabilecek iki ayrı formasyonun yer aldığını belirtmiştir. Havzada ana kaya özelliği taşıyan birimlerden alınan örneklerin laboratuvarında analizlerinin yapıldığını, bu analizlerden, formasyonların petrol ve doğal gaz oluşturma potansiyellerinin belirlendiğini ifade etmiştir. Analizlerden elde ettiği sonuçta, Sivas havzasında yüzeyleyen ana kayaların, hidrokarbon üretebilecek olgunluğa erişmesine karşın, organik maddece zengin olmamaları nedeniyle petrol varlıklarının zayıf olduğunu ancak doğalgaz oluşturabileceklerini ifade etmiştir.

Sivas Havzası'nın Tersiyer gelişimini inceleyen Cater ve diğ. (1991), havzanın Erken Tersiyer zamanında Neotetis'in kuzey kolunun kapanması sırasında biçimlendiğini ifade etmişlerdir. Geç Oligosen sırasında meydana gelen K-G yönlü faylarının sonradan, Erken Miyosen'den Orta Miyosen'e geçen süreçteki alüvyal ve sığ denizel sedimantasyon sırasında, bindirmenin önünde radyal olarak, gerilme fayları şeklinde yeniden aktif hale geldiğini söylemişlerdir. Daha sonra K-G yönlü faylar boyunca olan doğrultu atımlı yer değiştirmenin, Geç Miyosende Sivas Havzasının kuzey kenarını sınırlayan fayın gelişimiyle birleşmiş olduğunu ve Kuzey Anadolu Fay Hattı ile ilişkili olan sol yanal transpresif bir fay olarak göz önünde bulundurulduğunu belirtmişlerdir.

Poisson ve diğ. (1992), Sivas Havzasının Pliyosen bindirme tektoniği ile ilgili olarak Hafik yöresinde yaptıkları çalışmalarında, yörede yüzeyleyen jipsli çökellerin Oligosen yaşlı olduğunu ve Alt Miyosen yaşlı denizel çökellerin tabanında yer almakta olduğunu, jipsli çökellerin denizel Miyosen çökellerini üzerlediği kesimlerde sözü edilen iki birimin arasında tektonik dokanak olması gerektiğini ifade etmişlerdir. Miyosen istifinin kalınlığının önceden kabul edilenden daha az olduğunu ve bu istifin sadece denizel kireçtaşı, marnlar ve tavanda yer alan ve her yerde yüzeylemeyen kırmızı renkli karasal konglomeralardan oluştuğunu belirtmişlerdir. Ayrıca jips, konglomera, kırmızı renkli kumtaşı ve kiltaşından oluşan Oligosen yaşlı istifin de daha önce belirtilenden daha kalın olduğunu vurgulamışlardır.

Gürsoy ve diğ. (1992), Sivas yöresindeki güncel faylanmaları inceledikleri çalışmalarında, inceleme alanında yüzeyleyen çökellerin Geç Tersiyer-Kuvaterner yaşlı olduğunu ve Kuvaterner yaşlı akarsu çökellerinin oldukça yoğun bir faylanmaya uğradıklarını belirtmişlerdir. Oluşan fayların normal fay özelliğinde olduğunu ve büyük çoğunluğunun Kuvaterner yaşlı akarsu çökellerinde geliştiğini ifade etmişlerdir. Kızılırmak nehrinin, bu fayların kontrolünde bugünkü konumuna ulaştığını ve Alt Miyosen yaşlı denizel kireçtaşlarında belirgin bir şekilde gözlemlenen bu fayların Kuvaterner yaşlı akarsu çökellerinde kaya türü nedeniyle yüzeyden fark edilemediğini belirtmişlerdir. Fay verilerini inceleyerek bölgede KKB-GGD yönlü bir gerilme rejiminin varlığını tespit etmişler ve bu durumun İç Anadolu Bölgesi'ndeki sıkışma rejimiyle uyummadığını vurgulamışlardır.

Gökten (1993), Sivas Havzasının güney kenarının jeolojisi ile ilgili yaptığı çalışmada, Ulaş ilçesi doğusunda yer alan ve Tecer Dağı'nı da içine alan bölgenin Miyosen sonunda yoğun tektonik etkilere sahne olduğunu ve bu bölgenin İç Toros Okyanusu'nun Erken Miyosen sonunda kapanmış olabileceğini simgeleyen kanıtlar sakladığını ifade etmiştir. Sivas Geç Kretase-Tersiyer Havzası'nın, Geç Kretase'de kuzeye Kırşehir bloğu altına doğru yitime başlayan İç Toros Okyanusu'nun kuzeyinde başlıca üzerleyen levhanın şelf ve yamacı üzerinde gelişme göstermiş olduğunu belirtmiştir. Havzanın kapanmasının Erken Miyosen sonunda meydana gelen kıtasal çarpışma ile ilgili olduğuna ve havzanın güney kenarını işaretleyen Jura-Kretase yaşlı platform kireçtaşlarının aynı zamanda İç Toros Okyanusu'nun güney kenarını da temsil etmekte olduğuna işaret etmiştir.

İnan (1993), Sivas havzasının güneydoğusunun yapısal evrimini incelediği çalışmasında, bölgenin temelini oluşturan ve Torid Platformunun doğu ucunda çökelmiş olan Üst Jura-Alt Kretase yaşlı sığ denizel kireçtaşlarının, Divriği Ofiyolitli Karışığı tarafından tektonik olarak üzerlendiğini belirtmiştir. Ofiyolitli karışığın Maestrihtiyen-Tanesiyen yaşlı sığ denizel resifal kireçtaşlarıyla uyumsuz olarak üzerlendiğini ve tüm bu istiflerin, Lütseyen yaşlı türbiditik ve yer yer biyoklastik kireçtaşlarından oluşan Bozbel Formasyonu tarafından transgresif olarak örtüldüğünü ifade etmiştir. Tüm bu jeolojik özelliklerin, İç Torid Okyanusunun Maestrihtiyen

başında kapanmış olabileceğini ve Miyosen sonuna kadar bölgenin çarpışma tektoniği rejiminde şekillenmiş olduğuna işaret ettiğini vurgulamıştır.

Poisson ve diğ. (1996), Sivas havzasının oluşumunu ve tektonik evrimini inceledikleri çalışmalarında, Sivas havzasının Neotetisin kuzey kolunun gelişimi durduktan sonra oluştuğunu belirtmişlerdir. Sivas havzasının temelini, kuzeye doğru Pontid kuşağı ve güneye doğru Anatolid-Toridlere doğru itilen ofiyolitik napları ve melanjlari içerdiğini söylemişlerdir. Havzanın Geç Eosen ve Oligosen arasında geliştiğini ve çökmeye devam ettiğini belirtmişlerdir. Oligosen ve Erken Miyosen sırasında havzanın bazı bölgelerinde transgresyon meydana geldiğini, Pliyosen sırasında Arap ve Avrasya plakalarının yönlendirmesi sonucu, K-KB' ya doğru yönelmiş bölgesel sıkıştırma tarafından etkilendiğini belirtmişlerdir. Havzanın Torid platformunun içinde bir intrakıtasal havza olarak gelişmiş olabileceğini ve olasılıkla hiçbir zaman okyanusal bir temele sahip olmadığını vurgulamışlardır.

Guezou ve diğ. (1996), Sivas havzasının, Torid ve Pontid kuşakları arasında bulunan bağlantı zonunun altındaki ana kabuk yapısının üzerinde uzandığını belirtmişlerdir. Kırşehir bloğunun ana kuşaklar arasında yatan bir kıtasal kabuk elemanı olduğunu ve Pontid-İç Torid süturu önündeki ikincil bir süturu ortaya koymakta olduğunu ifade etmişlerdir. İki ana süturun kesişim yerlerinin Hafik ve İmranlı arasında bulunduğunu belirtmiş, çalışma alanında dört yapısal zonun varlığından bahsetmişlerdir. Torid kamasının arka bölümünün kuzeye doğru dönmesi ve bununla eşzamanlı olarak Kırşehir-Pontid kamasının güney yönlü bindirmesiyle beraber gelişen Sivas havzasının, bir piggy-back havza olarak kabul edilebileceğini ifade etmişlerdir.

Temiz (1996), Sivas Tersiyer havzasının orta ve doğu bölümlerinin tektonostratigrafisini ve bindirme tektoniğini incelediği çalışmasında, havzanın güneyde Anatolid-Toridler ile kuzeyde Pontidler arasında, Jura başında açılarak Üst Kretase'de kuzeye doğru yiterek kapanan Neotetis'in kuzey koluna ait kenet kuşağı üzerinde yer almakta olduğunu belirtmiştir. Havzanın orta kesiminin stratigrafisinin, karmaşık bindirme tektoniği ve sedimanların yanal değişimi nedeniyle tek bir stratigrafik kolon kesit ile temsil edilemeyeceğini belirtmiş ve Hafik yöresinin tektonostratigrafisini Bahçecik, Hafik, Acıpınar ve Celalli olmak üzere birbirlerinden ana bindirme faylarıyla ayrılan dört ayrı üniteye incelemiştir. Genel tektonik taşınma yönünün kuzeyden güneye doğru olduğunu bununla beraber kuzeye doğru gelişen önemli geri bindirme faylarının var olduğunu saptamıştır.

Görür ve diğ. (1998), Orta Anadolu Havzalarının tektonik gelişimi ile ilgili yaptıkları çalışmada, Sivas Havzasının, Refahiye Havzasının batıya doğru olan devamı olduğunu, alan olarak Tuz Gölü ve Çankırı havzalarından sonra Orta Anadolu havzaları arasında üçüncü büyük havza olduğunu ve çok karışık bir jeolojik geçmişe sahip olduğunu ifade etmişlerdir. Havzanın tabanının, Kırşehir Bloğunun sediman örtüsüne ve kristalin karmaşığa ait olarak, Senomaniyen öncesi (?) metamorfik kayaçlar ve bunları uyumsuzlukla üzerleyen Üst Kretase-Paleosen sığ deniz karbonatları tarafından oluştuğunu belirtmişlerdir. Havzanın sınırlarının Ankara-Erzincan ve İç

Torid sturlaryla iaretlenmekte olduğunu ve temel konglomeralarnn asıl bileşenlerinin ofiyolitik litolojiler, radyolaritler ve fosilli Paleosen klastikleri olduğunu belirtmişlerdir. Ofiyolitlere yakın olan yerlerde bu konglomeralarn bol ofiyolitik klastikler içerdiğini böylelikle bazı yerlerde onları ana ofiyolitik karktan ayırmanın mümkün olmadığını ifade etmişlerdir.

Sivas Havzası'ndaki Tersiyer sedimanter kayaçların kerojen türlerinin belirlenmesi, petrol kaynak potansiyellerinin ve organik fasiyes özelliklerinin değerlendirilmesi amacıyla Altunsoy ve zelik (1998), havza Tersiyer birimlerinin organik fasiyes karakterlerini, toplam organik karbon analizleri (TOC), Rock-Eval pirolizleri, vitrinit yansıması ölçümleri ve organik petrografi araştırma yöntemleri kullanarak belirlemişlerdir. Bu çalışmaya göre Alt Eosen (Ipresiyen) yalı Kozluca Formasyonu ve Orta Eosen (Lütesiyen) yalı Bozbel Formasyonu sedimanları için belirlenen toplam organik karbon içeriği % 0.05-2.26 değerlerinin arasında olduğunu, tüm numuneler için yapılan Rock-Eval analizlerinin dk hidrojen indeksi (HI) ve yüksek oksijen indeksi (OI) değerleri gösterdiklerini ifade etmişlerdir.

ubuk ve İnan (1998), Sivas yöresinde Tersiyerde gelişen çökel havzalarından, özellikle İmranlı ve Hafık güneyinde yer alan Miyosen havzasının stratigrafisini ele aldıkları çalışmalarında, jips, halit ve anhidrit gibi evaporitik minerallerin oluşturduğu tuz tektoniğinin, havzanın stratigrafik ve yapısal özellikleri üzerindeki etkilerini ayrıntılı bir şekilde ortaya koymuşlardır. Erken Eosende şekillenmeye balayan Sivas Tersiyer havzasının, Geç Eosende K-G sıkışma rejimi etkisi altında kaldığını, atiyen-Akitaniyen yalı jipslerin havzadaki geç tektonik yapıların şekillenmesine yol açacak şekilde Erken Miyosende ilk tuz yükselim periyodunu gerekletirmi olduğunu belirtmişlerdir. Tuz tektoniğinin havzadaki etkisini Geç Pliyosene kadar yoğun bir şekilde srdrdğunu ve bu dönemde havzada çok sayıda tuz yükselimi ve bunlara bağlı olarak oluşan kıvrım ve bindirmelerin geliştiğini vurgulamışlardır.

Sivas havzasının yapısal evrimi ile ilgili olarak gerçekleştirilen çalışmada Yılmaz ve Yılmaz (2006), havzayı yaklaşık KD-GB uzanımlı ve doğrultu atımın egemen olduğu verev atımlı faylar boyunca Pazarcık-Yıldızeli, Ağcakıla-Dzyayla, arkıla-Celalli, Akkla-Altnyayla alt havzalarına ayırmışlardır. Her alt havzanın kendine özgü bir stratigrafik diziliminin olduğunu ve genelde karasal ve sığ denizel (yer yer kısmen pelajik) fasiyeslerin birbirini izlediğini belirtmişlerdir. Havzanın, Jura-Kretase yalı platform türü karbonatlar, kıtasal metamorfitletler, ofiyolitli kark ve ikincil konumuna erimi ofiyolitlerden oluşan bir temel üzerinde gelişmeye baladığını, temel üzerine açılı uyumsuzlukla gelen Maestrihtiyen-Tersiyer yalı posttektonik oluuklara sahip olduğunu belirtmişlerdir. Havzanın kuzeyinde ve güneyinde Eosen sonunda oluşan mega bloklu düzeylerin, bu evrede sığ denizel bir ortamda gelişen ikincil naplara bağlı olarak geliştiğine ve havza dolgusu fasiyeslerinin yanal ve dikey yönde sıkça değiştiğine işaret etmişlerdir.

2.2. Jeofizik Çalışmalar

Sivas Havzası'na ait geçmişte gerçekleştirilen fazla sayıda jeofiziksel çalışma bulunmamaktadır. Bu çalışma kapsamında incelenenler aşağıda kısaca özetlenmektedir.

MTA Genel Müdürlüğü tarafından gerçekleştirilen Türkiye Rejyonal Jeoelektrik Haritalar Projesi kapsamında, Sivas Havzası'nın Tersiyer taban topoğrafyasının ve tektonik yapısının belirlenmesi amacıyla gerçekleştirilen öz direnç yöntemi çalışmasında, Tersiyer tabanın topoğrafyası ile ayrılabilen Tersiyer birimlerin kalınlık ve derinlikleri belirlenmiştir. Belirlenen elektrik seviyeleri jeolojik birimlerin uyum gösterdikleri ifade edilmiştir (Duvarcı, 1994).

Tufan (1995), Sivas-Divriği demir yataklarını potansiyel alan veri işleme yöntemlerini kullanarak incelemiştir. Güç spektrumu analizi ile bölgede anomalilere neden olan etkin kütlelerin derinliklerini, gölgelendirme haritalarıyla gravite ve havadan manyetik anomalilere neden olan kütlelerin yayılım ve uzanımlarını, yatay gradyan yöntemiyle bölgedeki çizgisellikleri (tektonik hatlar ve formasyon sınırları) belirlemiş, ters çözüm yöntemi ile havadan manyetik anomalilerini modelleyerek anomali oluşturan kütlelerin Curie derinliğine kadar uzanım durumlarını incelemiştir. Gravite anomalilerinin değerlendirilmesi sonucunda Sivas Havzası kuzeyinde, kuzeybatıdaki Orta Anadolu Masifi ile Torosların sınırı veya olası İç Toros Okyanusu'na ait kenet zonu çizgiselliğini ortaya çıkartmış, manyetik anomalilerin değerlendirilmesiyle de güneyden kuzeye doğru Göksun-Doğanşehir-Baskil, Pınarbaşı-Sofular-Hekimhan-İliç ve Gemerek-Beypınarı-İliç doğrultularında manyetik özellik gösteren zonları belirlemiştir. Darende-Gürün havzasında genç faylara ait olduğu düşünülen kuzey-güney yönlü çizgisellikler tespit etmiş, Hekimhan bölgesindeki şiddetli manyetik anomaliye neden olan bozucu kütleli modelleyerek bu kütlelerin taban derinliğinin 6.5 km'ye kadar uzandığını belirlemiştir. Ayrıca gravite anomalilerinden elde edilen kabuk kalınlığının da 30-38 km aralığında değişmekte olduğunu ifade etmiştir. Demir araştırmasına yönelik olarak oluşturduğu çizgisellik haritalarından cevherin kırık zonları ile olan ilişkilerini ortaya çıkartmıştır.

Tufan ve Ateş (1995a), potansiyel alan veri işleme yöntemlerinden renk görüntü yöntemi ile gravite ve havadan manyetik anomalilere neden olan kütle dağılımlarını, yatay gradyan yöntemi ile tektonik hatlar ve formasyon sınırları gibi çizgisellikleri, güç spektrumu analizi ile ortalama çökel kalınlığını, Marquart ters çözüm algoritması ile havadaki temel kaya ile çökel kayalar arasındaki yoğunluk farkını tespit etmişler, yine aynı algoritma ile seçtikleri profillerde 2-B modelleme yaparak havzanın temel topoğrafyasını çıkartmışlardır. Gravite anomalilerinin yatay gradyanlarının en büyük yerlerinden yaklaşık doğu-batı doğrultusunda yay şeklinde uzanan çizgiselliklere dikkat çekmişler, manyetik anomalilerin yatay gradyanlarının en büyük yerlerinin, İmranlı civarındaki şiddetli gradyan değişimine sahip bozucu bir kütleli temsil ettiğini belirtmişlerdir. Havzada alınan gravite profilinin modellenmesinden ve çizgisellik haritasından, havzanın taban topoğrafyasının kırıklı olabileceği belirtilmiş ve havza için bulunan 10.2 km

derinlik değerinin çökellerin normal stratigrafik kalınlıklarından hesaplanan değerin çok üzerinde olduğunu, bunun ancak olası bir kıvrımlanma veya bindirme benzeri bir deformasyonla gerçekteşebileceği görüşünü ortaya çıkarmışlardır.

Tufan ve Ateş (1995b), Sivas, Erzincan, Malatya ve Kayseri arasında kalan bölgenin rejyonal gravite ve havadan manyetik anomalilerini inceleyerek, bölgedeki gravite ve manyetik etki oluşturan kütlelerin yayılım ve uzanımlarını, özellikle üzerleri genç jeolojik birimlerle örtülü olan yerlerdeki fayların ve tektonik uzanımların sürekliliklerini araştırmış, çizgisellik haritaları oluşturarak ana tektonik hatların doğrultu ve yönlerini tespit etmişlerdir. Gravite anomalilerinin yatay gradyanlarının en büyük yerlerinden çalışma bölgesiyle ilgili önemli tektonik hatları vermişlerdir. Haritanın kuzeydoğu köşesindeki çizgiselliğin Kuzey Anadolu Fay Zonu olduğunu belirtmiş, Sivas-İmranlı hattını takip eden çizgiselliğin yüzey jeolojisindeki örtü nedeniyle yüzeyden izlenemediğini ve bu çizgiselliğin kuzeybatıdaki Orta Anadolu Masifi ile güneydoğudaki Torosların sınırı veya olası İç Toros Okyanusuna ait suture zonu olduğunu düşündüklerini belirtmişlerdir. Ayrıca Gemerek-Şarkışla-Celalli yönünde uzanan, fakat yüzey jeolojisinde gözlenemeyen olası bir faya dikkat çekmişler, Gemerek-Beypınarı hattını takip eden çizgiselliğin ise Mudarasın (Tecer-Deliler) fayı olduğunu ifade etmişlerdir. Havadan manyetik anomalilerinin yatay gradyanlarının en büyük yerlerinden, gravite çizgisellik haritasında görülen İç Toros okyanusuna ait olduğu düşünölen suture aıt zayıf bir çizgiselliğe ve kuzeydoğuda bir magmatik intrüzyon olduğu düşünölen güçlü manyetik bozucu bir kütleye dikkatleri çekmişler, diğer bir sonuç olarak manyetik anomalilere neden olan kütlelerin tabanlarının Curie derinliğine kadar uzandıklarını belirlemişlerdir.

Tanıdır ve Karlı (1996), MTA Genel Müdürlüğü Türkiye Rejyonal Jeoelektrik Haritalar Projesi kapsamında Sivas-Hafik-Ahmetkuşadı Köyü bölgesinde kükürt ve sölestin araması amaçlı jeofizik (Özdirenç, Spektral IP, SP) çalışmaları gerçekteşirmişlerdir. H-profilini olarak adlandırdıkları ve Hafik'in Özen köyünden başlayarak Koşutdere, Kırmız köyü, Tavşancıl köyü gibi yerleşim yerlerini keserek Celalli yakınlarında sona eren, yaklaşık 25 km uzunluğundaki profil boyunca alınan 22 adet Düşey Elektrik Sondajı (DES) ölçüsü sonucunda, profilin özdirenç ve elektrik yapı kesitlerini oluşturmuşlar ve bu çalışma ile Celalli'de 1974 yılında yapılan petrol sondajında (3643 m) beklenen antiklinal yapısına en az 5500 m derinde rastlanabileceğini tespit etmişlerdir.

Gürsoy ve diğ. (1997), Sivas Havzasında yaptıkları paleomanyetik çalışma ile Anadolu bloğunun doğusundaki deformasyonun, Afrika-Avrasya çarpışma bölgesinin Anadolu bölümündeki Torid ve Pontid orojenlerinin yerleşiminden sorumlu paleotektonik çarpışmadan bu yana KKB-GGD yönlü sıkışma rejiminin etkisi altında olduğunu belirtmişlerdir. Deformasyonun blok rotasyonlar şeklinde, Sivas havzasının kuzey kenarına yakın bölümlerde 400 km uzanımına sahip olan Orta Anadolu Bindirme Kuşadı'nın güneyinde geliştini ifade etmişlerdir. Havza içindeki rotasyonun saatin tersi yönünde olduğunu vurgulamışlardır. Miyosen, Pliyosen ve

Kuvaterner yaşlı birimlere ait grup ortalama rotasyon değerlerinde belirli bir farkın olmadığını, bölgesel rotasyonun büyük bir kısmının $\sim 10^\circ$ /milyon yıllık bir ortalama değerle Kuvaterner'in son dönemlerinde yoğunlaştığını ortaya koymuşlardır. Rotasyonun başlangıcının Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun oluşumundan sonraki bir dönemde geliştiğine, çarpışma sonrası oluşan sıkışma rejiminin Geç Miyosen ve Pliyosen boyunca kabuksal kalınlaşma ile karşılandığına işaret etmişlerdir. Bunun ardından oluşan K-G yönlü sıkışma ile gelişen saatin tersi yönündeki rotasyonların, KD-GB yönlü sol yanal faylar boyunca, Orta Anadolu Bindirme Kuşağı'nın güneyinde kalan blokların yanal yönde kaçışı sonucunda oluştuğunu ifade etmişlerdir.

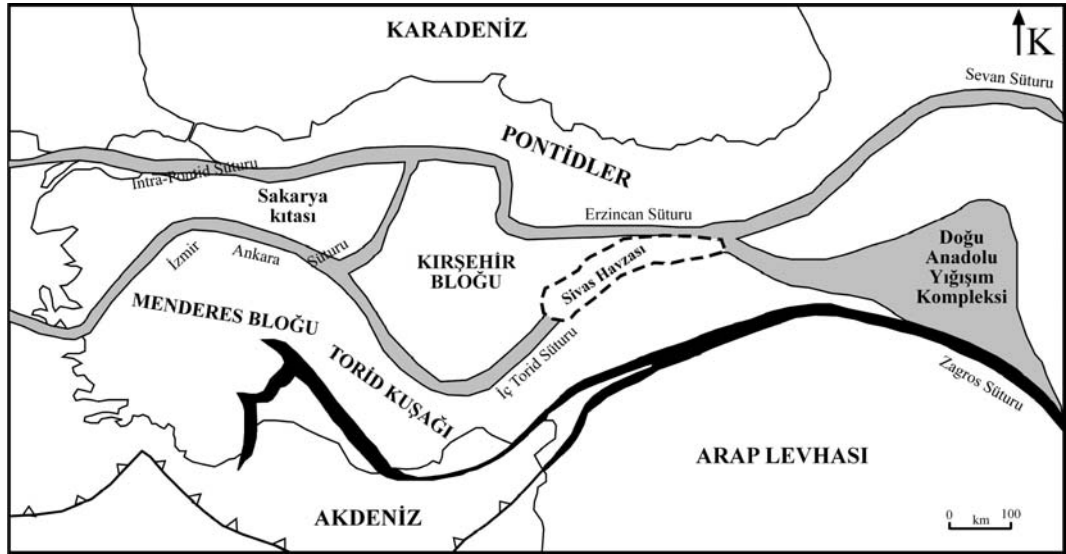
Özel (2005), Elbistan (K.Maraş)-Hafik (Sivas) arasındaki bölgenin yer altı kabuk yapısını manyetotellürik ve gravite yöntemleriyle incelediği çalışmasında, Sivas Havzası üzerinde denk gelen istasyonların bulunduğu kesimdeki düşük öz direnç değerlerine göre havzanın derinliğinin 6-7 km olduğunu belirtmiştir. Kangal-Yılanlıdağ arasında Pınarbaşı-Divriği Ofiyolit Kuşağı'nın altında yaklaşık 15 km derinlikte yoğunluğu 3.0 gr/cm^3 olan malzemenin olasılıkla üst manto malzemesi olduğunu ifade etmiştir. Buradaki ofiyolitlerin kökenine yönelik iki görüş bulunduğunu, bunlardan birincisinin, bu kayaların İç Torid Okyanusu'nun suture zonuna denk geldiğini ileri sürdüğünü, diğerinin ise bu kayaların Neotetisin kuzey kolunun kuzeyden güneye taşınmış parçaları olduğunu ileri sürdüğünü belirtmiştir. Çalışmanın Pınarbaşı-Divriği Ofiyolit Kuşağı'nın altında bir üst manto malzemesinin bulunduğunu göstermesinden dolayı ofiyolitik kayaların İç Torid Okyanusu'nun suture zonuna denk geldiğini ifade etmiştir. Manyetotellürik kesitte en üstte düşük, ortada yüksek ve en altta ise orta öz dirençli olan toplam üç ana katman gözlemlendiğini, gravite kesitinde bu katmanların belirgin olarak görüldüğünü belirtmiştir. Deprem-hiposantr dağılımından ise kabuğun yaklaşık 10 km'lik bir derinlikte alt ve üst kabuk olarak iki kısma ayrıldığını ifade etmiştir.

Büyüksaraç (2007), İç Doğu Anadolu'nun burkulma tektoniğini potansiyel alan verileriyle incelediği çalışmasında, MTA tarafından ölçülmüş olan İç Doğu Anadolu'nun havadan manyetik ve gravite anomalilerinin oldukça karmaşık bir yapı göstermekte olduğunu vurgulamıştır. Gravite anomalilerinin yatay gradyanlarından elde edilen maxspot değerlerini hesaplamış ve çizdiği maxspot haritası ile bilinen fayların yanı sıra yeni çizgiselliklerin de yerlerini ortaya koymuştur. İç Doğu Anadolu'nun tektonik hatlarının, Doğu Anadolu Fay zonundaki çizgiselliklerin yönünde benzerlikler gösterdiğini ifade etmiştir. Havadan manyetik anomalilerde ise yaklaşık olarak saatin tersi yönünde 30 derecelik sapma olduğunu saptamıştır. Gravite anomalilerinden üretilen maxspot haritası ve sonrasında çizilen çizgiselliklerin ve sapmış havadan manyetik anomalilerin, paleomanyetik verilerden elde edilen mobilistik sistem ile uyumlu olduklarını belirtmiştir. Buna bağlı olarak Alpin yaşlı kıtasal dönmelerin, global litosferin batıya doğru burkulmasına neden olduğunu ve tektonik etkinlikler ile deformasyona yol açtığını ifade etmiştir. Büyüksaraç (2007), GPS ölçmeleri, bilinen tektonik özellikler ve potansiyel alan verisinin birlikte değerlendirilmesinin sonucunda görülen benzerlikleri bir temel haritada birleştirmiştir.

Piper ve diğ. (2007), Sıcak Çermik jeotermal alanındaki çevresel değişimi ve deprem aktivitesini, travertenlerin manyetik ve paleomanyetik özelliklerinden yararlanarak inceledikleri çalışmalarında, travertenlerin ufak miktarda ferromanyetik malzemeyi bünyelerine aldıklarında, potansiyel olarak jeomanyetik paleoseküler değişimin yüksek çözünürlüklü bir kayıtçısı haline geldiklerini belirtmişlerdir. Travertenlerin en düzenli olarak geliştiklerini yerlerin neotektonik aktivite bölgeleri olduğunu, jeotermal suların genişleyen çatlakları beslediği ve karbonat tabakalarının ardışık şekilde çökerek çatlak travertenlerini oluşturduğu ifade etmişlerdir. Aynı jeotermal suların yüzeye çıkararak oluşturdukları tabakalı traverten çökellerinin bünyesine, rüzgar yardımı ile ferromanyetik parçacıkları içeren tozların dahil olduğunu belirtmişlerdir. Tektonik traverten çökellerinin deprem aktivitesi ile bağlantılı olduğunu çünkü jeotermal rezervuarların deprem kırıklarıyla ilişkili olduklarını ve aktif hale geldiklerini vurgulamışlardır. Sıcak Çermik jeotermal alanında, yaşları U-Th yöntemi ile 360.000 yıl olarak belirlenen, üç ayrı çatlak travertenindeki ve yakınlarındaki tabakalanmış travertenlerdeki paleomanyetik kayıt incelenerek manyetik özellikleri değerlendirilmiş ve jeomanyetik imza, depreme neden olan tabakalarla ilişkilendirilmiştir. Çatlak oluşum süresinin paleomanyetik değerlendirmeleri ve yaklaşık 300.000 yıl yaşındaki Sıcak Çermik alanındaki yılda 0.1-0.6 mm oranında büyüyen 25 çatlağın varlığı, imza (ii) türüne yaklaşık olarak her 10.000 yılda bir gerçekleşen ve büyüklüğü yaklaşık olarak 7.5 olan depremler ile ulaşıldığını belirtmektedir.

3. SİVAS HAVZASI'NIN GENEL JEOLJİK ÖZELLİKLERİ

Sivas Havzası, Tuz Gölü ve Çankırı havzalarından sonra, sahip olduğu alan açısından, Orta Anadolu havzaları arasında üçüncü büyük (Görür ve diğ., 1998) ve konum olarak en doğuda olanıdır. Güneyde Anatolid/Toridler ile kuzeyde Pontidler arasında Jura başında açılarak Üst Kretase'de kuzeye doğru yiterek kapanan Neotetis'in kuzey koluna ait kenet kuşağı (Şengör ve Yılmaz, 1981) üzerinde yer almaktadır (Temiz, 1994). Kıtasal deformasyonun izlerini taşıyan ve Alp-Himalaya tektonik kuşağı boyunca uzanan havzanın Sivas-Erzincan arasında kalan doğu bölümündeki uzanım eksenini yaklaşık olarak D-B yönlü iken, Sivas-Kayseri arasında kalan batı bölümünde KD-GB yönlüdür (Kavak, 2004). Kuzeyde Orta Anadolu Bindirme Kuşağı (Tatar, 1982), doğu-kuzeydoğu'da Refahiye Ofiyolitli Karışığı (Yılmaz, 1985), güneyde Kangal Havzası, güneydoğuda Munzur kireçtaşları (Özgül ve diğ., 1981) ve batı-kuzeybatıda ise Kırşehir Masifi'ne ait Akdağ metamorfitle (Tatar, 1971) ile sınırlanmaktadır. Arap ve Avrasya levhalarının çarpışma sürecinin sedimanter kayıtlarını ve dolayısıyla bölgenin jeolojik ve tektonik evrimi hakkındaki bilgileri içermesi bakımından önemli bir havzadır (Temiz, 1996). Şekil 3.1'de Sivas Havzası'nın genel konumu görülmektedir.

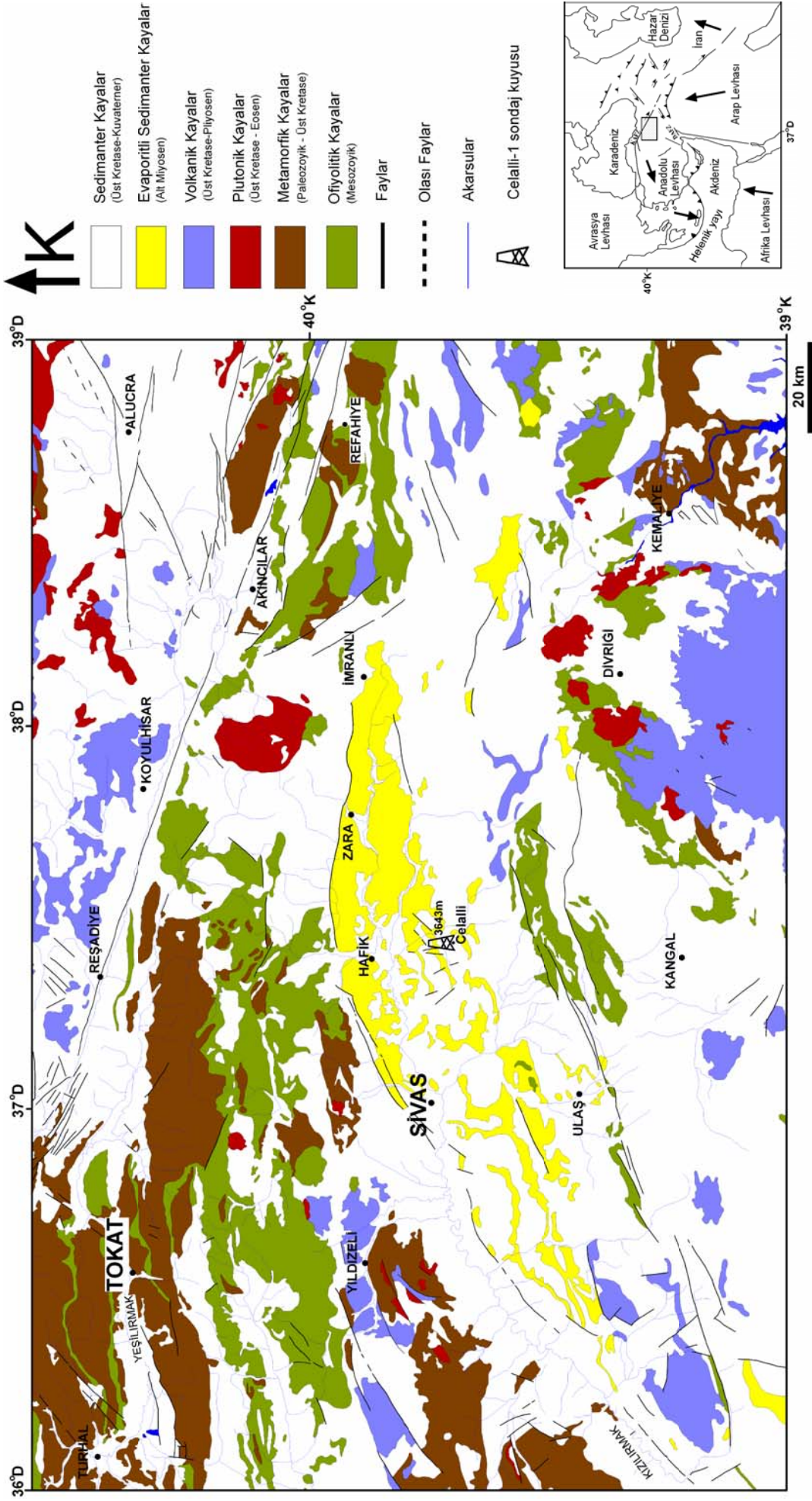


Şekil 3.1. Sivas Havzası'nın yer bulduru haritası (Guezou ve diğ., 1996'den değiştirilmiştir).
(Kesikli çizgi, Sivas havzasının sınırlarını temsil etmektedir).

3.1. Sivas Havzası'nın Yüzejeoloji

MTA tarafından oluşturulan 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası kullanılarak oluşturulan, Sivas Havzası ve yakın civarını içeren genelleştirilmiş jeoloji haritası (Şekil 3.2) incelendiğinde, havzanın büyük bir bölümünü kaplayan sedimanter birimlerin, Erzincan ile Sivas arasında kalan doğu bölümünde, Refahiye'nin güneyinden başlayarak İmranlı-Zara-Hafik-Sivas hattı boyunca yaklaşık olarak D-B yönlü olarak uzandıkları görülmektedir. Sivas ile Kayseri arasında kalan batı bölümünde ise, sedimanter birimlerin uzanımı, Sivas-Şarkışla-Gemerek hattı boyunca KD-GB yönlü olarak gelişmiştir. Sedimanter birimleri doğu ve batıdan sınırlandıran jeolojik unsurlar, doğu-kuzeydoğuda yer alan Refahiye Ofiyolitli Karışığı (Yılmaz, 1985) ve batı-kuzeybatıda yer alan, Yıldızeli'nin güney-güneybatısına doğru uzanan Akdağ metamorfikleri (Tatar, 1971) dir. Kuzeyde yer alan Orta Anadolu Bindirme Kuşağı'nın kuzeyinde kalan ofiyolitik ve metamorfik kayalar, Sivas Tersiyer Havzasının sedimanter birimlerinin kuzey sınırını oluşturmaktadır. Güney sınır ise, Tecer ve Gürlevik dağlarında yüzeyleyen kireçtaşlarının güneyinde ve Kangal Havzası'nın kuzeyinde kalan ofiyolitik kayalardır. Havzanın kuzey ve güney sınırlarında yer alan bu ofiyolitik birlikler, oluşum yaşı ve kayaç türleri bakımından benzer özelliklere sahiptir (Yılmaz, 1985).

Bu sınırlar arasında kalan ve havzanın geniş bir bölümünde yüzeyleyen sedimanter birimler genellikle Alt-Orta Miyosen yaşlıdır. Sivas-Hafik-Zara-İmranlı hattı boyunca yüzeyleyen sedimanter kayaların büyük bir kısmı Alt Miyosen (yer yer Orta Miyosen) yaşlı evaporitik kayalardır. Sedimanter havza içerisinde volkanik kayaların yüzeylediği yerler, çok sınırlı olmakla beraber, batıda Şarkışla-Gemerek arasında kalan bölge ve Şarkışla'nın doğusu (Paleosen yaşlı), güneyde Gürlevik Dağı'nın doğusu (Eosen yaşlı) ve doğuda Refahiye Ofiyolitli Karışığı'nın güneyinde kalan bölgedir (Üst Kretase-Paleosen yaşlı). Havza dışında volkanik kayalar yoğun olarak Divriği'nin güneyinde (Üst Miyosen-Pliyosen) ve ayrıca Yıldızeli çevresinde (Eosen yaşlı) yüzeylemişlerdir. Genellikle Üst Kretase-Eosen yaşlı olan plutonik kayalar ise sedimanter havza sınırları içerisinde yüzeylememektedir fakat İmranlı'nın kuzeybatısında ve Divriği çevresinde yüzeylemiş oldukları görülmektedir. Metamorfik kayalar, havzayı batıdan sınırlayan ve Yıldızeli'nin güney-güneybatısına doğru uzanan Akdağları'nda, Hafik'in kuzey-kuzeybatısında ve Refahiye çevresinde yüzeylemektedir. Havzada gözlemlenen önemli tektonik yapılar, İmranlı-Zara-Koşutdere hattına paralel olarak D-B istikametinde uzanan ve Koşutdere'den itibaren uzanım yönü KD-GB'ya doğru olan faylar, Tecer ve Gürlevik Dağları boyunca uzanan faylar ve Altınayla-Gemerek arasında yer alan Deliler Fayıdır.



Şekil 3.2. Sivas Havzası ve yakın civarının jeoloji haritası (Bilgiç, 2002'den genelleştirilmiştir).

3.2. Sivas Havzası'nın Genel Stratigrafisi

Sivas Havzası'nın genel stratigrafik özellikleri incelendiğinde, havzanın temelini, batı-kuzeybatı kenarında Kırşehir masifinin doğu ucunu oluşturan Paleozoyik yaşlı metamorfiklerin oluşturduğu, güney kenarında ise Toros kuşağının doğu ucunu oluşturan Üst Triyas-Üst Kretase yaşlı karbonatların oluşturduğu belirtilmiştir (Özgül, 1981; Özgül ve Turşucu, 1983; Yılmaz, 1985; Temiz, 1994). Havzanın kuzey kenarındaki gelişimin Üst Paleosen-Orta Eosen yaşlı ofiyolitik karışık ile başladığı ve bu birincil sedimantasyonun fan-delta konglomeralarını, volkanikleri, nummulit içeren kireçtaşlarını ve marnları içerdiği ifade edilmiştir (Kurtman, 1973; Gökten ve Kelling, 1991; Temiz, 1996). Güney kenarında ise birincil çökellerin Tecer dağlarında yüzeyleyen Üst Kretase-Paleosen yaşlı kireçtaşları olduğu belirtilmiştir (Artan ve Sestini, 1971; Kurtman, 1973; Temiz, 1996).

Havzanın Eosen yaşlı kayaçları, kalın olistostromlar, türbiditler ve volkanoklastiklerle temsil edilmiştir (Artan ve Sestini, 1971; Kurtman, 1973; İnan, 1993; Gökten, 1993; Temiz, 1996). Eosen yaşlı birimleri üzerleyen Oligosen yaşlı birimler, tabanda kalın jipsten, kalın silttaşlarından ve üstte kumtaşlarından oluşmuştur (Temiz, 1996). Üst Oligosen (?)- Alt Miyosen başında yaygın bir denizel çökelim süreci (Sivas-Tecer Dağı hatınının batısı hariç) havzada izlenmiştir (Dizer, 1962; Kurtman, 1973; Poisson ve diğ., 1992, Temiz, 1994). Resifal kireçtaşları ve marnlarla temsil edilen Alt Miyosen sığ deniz çökelleri, yer yer üste doğru Orta Miyosen yaşlı kırmızı klastiklere geçmekte ve uyumsuz olarak havzanın orta ve doğu bölümlerini üzerlemektedir (Temiz, 1996). Havzanın son çökelim sürecini ve bölgenin yükselmesini Orta Miyosen yaşlı karasal-lagüner kırıntılı kayalar temsil etmektedir (Temiz, 1994). Miyosen denizi doğudan gelerek batıya doğru ilerlemiş, Sivas civarına kadar ilerledikten sonra çekilmiştir. Pliyosen yaşlı konglomera ve kumtaşı tabakaları, Miyosen'e ait jipsli seri üzerinde uyumsuz olarak yer almıştır. Kuvaterner yaşlı alüvyonlar ve travertenler havzanın bazı bölgelerinde yüzeylemektedir (Kurtman, 1973). Havzaya ait genel stratigrafik dikme kesit Şekil 3.3' de verilmiştir.

3.2.1. Metamorfik Seri

Sivas Havzası'nın temelini oluşturan Paleozoyik yaşlı seri, gnays, kuvarsit, amfibolit, mikaşit, serisit ve mermer gibi metamorfiklerden oluşmaktadır. Bu serinin üzerinde Tecer kireçtaşları uyumsuz olarak yer almaktadır (Kurtman, 1973).

3.2.2. Üst Kretase (Tecer Kireçtaşları)

Metamorfik temelin üzerinde uyumsuz olarak yer alan kireçtaşlarından oluşan birim Blumenthal (1937) tarafından Tecer kireçtaşları olarak adlandırılmıştır. Sivas Havzasının en yaşlı

sedimanter formasyonu olan bu kireçtaşları, Tecer Dağları'nın güneyinde ve güneydoğusunda ofiyolitlerle karışık halde bulunmaktadır ve yer yer ofiyolitler arasında merccekler halinde kalmaktadır. Tecer kireçtaşları üste doğru uyumlu olarak Paleosen yaşlı Gürlevik kireçtaşlarına geçmektedir (Kurtman, 1973).

3.2.3. Paleosen (Gürlevik Kireçtaşları)

Gürlevik Dağı'nda ve Tecer Dağları'nın kuzey eteklerinde yüzeyleyen Gürlevik kireçtaşları, tabakalı ve çatlaklı özellik göstermektedir ve arada marnlı kireçtaşı ile ince marn seviyeleri içermektedir. Gürlevik Dağı ve Tecer Dağları'nın doğu kesimlerinde, Üst Kretase yaşlı Tecer kireçtaşı ile normal bağlantılara sahiptir. Tecer kireçtaşları ile uyumlu olan ve bu tabakanın devamı şeklinde olan bu kireçtaşları, Tecer kireçtaşlarından biyostratigrafik ve sedimantolojik özellikleri yardımıyla ayrılabilir. Gürlevik kireçtaşlarının üst sınırı belirgindir ve İpresiyen yaşlı konglomera tabakaları ile uyumsuz olarak örtülmüştür (Kurtman, 1973).

Kurtman (1973), iki kireçtaşı tabakası arasında bariz bir litolojik sınır olmadığını belirtmiştir. Tecer ve Gürlevik dağlarını oluşturan kireçtaşlarını ilk kez İnan ve İnan (1990), Tecer formasyonu olarak adlandırmışlardır. Tecer ve Gürlevik Dağları'nda yüzeyleyen Üst Kretase-Paleosen yaşlı bu iki birimi Temiz (1994), Tersiyer havzanın ilk çökelleri olarak bir bütün halinde ifade etmiştir.

3.2.4. Eosen

Havzanın kuzeyinde ve güneyinde olmak üzere iki farklı bölgede yüzeylemiştir. Eosen yaşlı tabakalar güney bölümünde, Tecer Dağı'nın kuzey eteklerinden başlayarak doğuya doğru Fıdıl Dağı'na kadar uzanan hat boyunca yer almaktadır. Paleosen kireçtaşlarını uyumsuz olarak üzerleyen konglomeralar ile başlayan güneydeki Eosen birimi, kireçtaşı, marn, kumtaşı, şeyl araldanması şeklinde gelişmiştir. Kuzey bölümünde ise, Sakar Dağı eteklerinden başlayarak doğudaki Köse Dağları'na kadar uzanan hat boyunca Eosen birimleri yer almaktadır. Kretase tabakalarını uyumsuz olarak üzerleyen kalın konglomera tabakaları ile başlamaktadır. Doğuya doğru andezit lavları ile aglomera ve marn, şeyl araldanması şeklinde gelişmiş, batıya doğru ise kireçtaşı, marnlı kireçtaşı, marn ve şeyl içermektedir. Özellikle Lütésiyen fliş seviyeleri içerisinde andezit, tüfit ve volkanik breş seviyeleri yer almaktadır. Eosen tabakaları litolojik olarak dört ayrı formasyona ayrılmaktadır. Bunlar İpresiyen yaşlı Kozluca ve Bahçecik Formasyonları ile Lütésiyen yaşlı Bozbel ve Köseadağ Formasyonlarıdır (Kurtman, 1973).

3.2.4.1. Bahçecik Formasyonu

Havzanın kuzey ve güney bölümlerinde gözlenmekte olan ve Eosenin tabanını oluşturan İpresiyen yaşlı konglomera tabakalarıdır. Kuzeyde, adını aldığı Bahçecik Köyü yakınlarında, Karahisar ve İlemin köyleri civarında, güneyde ise Tecer Dağları'nın kuzey eteklerinde ve Gürlevik Dağı çevresinde yüzeylenmektedir. Bahçecik köyü kuzeyinde, Bahçecik deresi vadisinde serpantinlerle kırmızı radyolarit tabakaları üzerinde bir uyumsuzlukla başlamaktadır. İyi tabakalanmış olan bu konglomeralar genellikle ofiyolit, mermer, radyolarit, kireçtaşı ve kuvarsit çakıllarından meydana gelmiştir. Alt Lütésiyen yaşlı marn tabakalarını uyumlu olarak üzerlemiştir. Tecer Dağları'nın kuzeydoğu eteklerinde ve Gürlevik Dağı çevresinde yüzeyleyen konglomera tabakaları kuzeydekilere göre daha az kalınlıktadır. Kırmızı renkli radyolarit çakılları içeren tabakalar arasında yer yer serpantin çakıl ve bloklarından oluşan seviyeler vardır. Bu tabakalar üzerinde uyumlu olarak Lütésiyen yaşlı Bozbel formasyonu yer almaktadır (Kurtman, 1973).

3.2.4.2. Kozluca Formasyonu

Bozbel Dağları'nın güneyinde ve Fıdıl Dağı'nın güney sırtlarında yüzeyleyen formasyon, adını formasyonun içinde bulunduğu Kozluca Köyü'nden almıştır. Bütünüyle bir antiklinal yapısı oluşturmuş olan bu formasyon, ince şeyl, marn, kumtaşı ve killi kireçtaşı ar dalanmasından meydana gelmiştir. Bahçecik Formasyonu ile aynı zaman içinde çökeldiklerinden Kozluca Formasyonu İpresiyen yaşlıdır. Formasyon, Bozbel Formasyonu'na ait tüfit tabakaları tarafından üzerlenmektedir. Litolojik özellikleri ve fosil içeriği bu formasyonun, derin denizde çökelmış olduğunu göstermektedir (Kurtman, 1973).

3.2.4.3. Bozbel Formasyonu

Marn, kumtaşı, şeyl, kireçtaşı ve marnlı kireçtaşı nöbetleşmesi şeklinde gelişen formasyon, havzanın güney bölümünde, Tecer Dağları'nın kuzey eteklerinden Gürlevik Dağı'nın kuzeyine doğru uzanan alanda ve Karababa Dağı, Bozbel Dağları ve Fıdıl Dağı'nı içine alan sahalarda, doğu-batı yönünde uzanan bir şerit halinde, kuzeyde ise Sakar Dağı'nın güney eteklerinde yüzeylenmektedir. Formasyon en tipik olarak, adını aldığı Bozbel Dağları'nda gözlenmektedir. Çok iyi tabakalanma gösteren formasyonun tabakalarındaki istiflenme şekli fliş özelliği taşımaktadır. Derin deniz ortamında çökelmış olan formasyonun içerisinde, genellikle koyu gri renkli iyi tabakalanma gösteren ve volkanik malzemedan oluşmuş iki ayrı kalın tüfit ve volkanik breş seviyeleri yer almaktadır. Bozbel Formasyonu, Bahçecik Köyü yakınlarında Bahçecik konglomeralarını uyumlu olarak üzerlerken, Sakar Dağı'nın güney eteklerinde metamorfikleri ve Kretase kireçtaşlarını uyumsuz olarak üzerlemektedir (Kurtman, 1973).

Bozbel formasyonunun genel stratigrafik ve paleontolojik özelliklerini inceleyen Artan ve Sestini (1971), Kurtman (1973), İnan (1993) ve İnan ve diğ. (1993) tarafından saptanan fosiller ile formasyona Lütésiyen yaşı verilmiştir.

3.2.4.4. Köseadağ Formasyonu

En tipik olarak adını aldığı, Köse Dağları'nda görülen formasyon, Köse Dağları ve onun batısına doğru uzanan alanda yüzeylenmektedir. İnce tabakalı marn, kumtaşı, şeyl tabakaları ile ince andezit ve aglomera tabakalarının ardalanmasından oluşmuştur. Volkanik fasiyeste olan Köseadağ Formasyonu da Bozbel Formasyonu ile aynı yaşlıdır (Lütésiyen). Bozbel ve Köseadağ Formasyonları birbirlerinin yanal devamı şeklindedir (Kurtman, 1973).

3.2.5. Oligosen (Selimiye Formasyonu)

Genellikle alacalı renkli kumtaşı, siltaşı ardalanması ile jips tabakalarından oluşan Selimiye Formasyonu adını en iyi gözlenebildiği Selimiye Köyü'nden almıştır. Formasyon, Tecer, Gürlevik ve Bozbel Dağları'nın oluşturduğu seriye paralel olarak uzanan çukurluklarda yüzeylenmektedir. Formasyonda bulunan kumtaşı ve siltaşı tabakaları genellikle kırmızı renkli olup, yer yer sarı veya yeşilimsi gri renkli ince seviyeler göstermektedir. Kumtaşları ince taneli ve çok ince tabakalıdır. Jips tabakaları genellikle formasyonun alt bölümlerinde yer almaktadır ve yer yer siltaşı ve kil içeren seviyelerle diyapirik kıvrımlar göstermektedir. Formasyon lagüner bir ortamda çökelmiştir (Kurtman, 1973).

Daha önceki jeolojik çalışmalarda ayırt edilemeyen ve birlikte anılan Selimiye Formasyonu'na ait Oligosen yaşlı jipsli seri ile Miyosene ait jipsli seri arasındaki sınır Kurtman (1973) tarafından ayırtlanmıştır.

3.2.6. Miyosen

Sivas Havzası'nın çok az engebeli olan orta kesimlerinde yüzeyleyen Miyosen yaşlı seri, litolojik ve fasiyes özellikleri bakımından iki ayrı formasyona ayrılmaktadır. Alacalı renkli ve jipsli bu seride, denizel fasiyes tabakaları ile lagüner fasiyes tabakaları birlikte, iç içe olacak şekilde bulunmaktadır. Bu iki formasyon Karacaören ve Hafik Formasyonlarıdır (Kurtman, 1973).

3.2.6.1. Karacaören Formasyonu

Oligosen yaşlı Selimiye Formasyonunu uyumsuz olarak üzerleyen Karacaören Formasyonu, Çıralı Dağı'nın kuzey yamaçlarında ve adını aldığı Karacaören Köyü yakınlarında

gözlenmektedir. Batıya doğru iki dil halinde uzanarak Hafik Formasyonuna yanal geçiş göstermektedir. Formasyonun birinci dili Oligosen üzerinde ve Hafik Formasyonunun altında bir şerit halinde uzanmaktadır.

Kireçtaşı, kumlu kireçtaşı, marn, kumtaşı ve şeyl tabakalarının ardalanması ile oluşmuş olan Karacaören formasyonun tabanında yoğun olarak bej ve sarımsı beyaz renkli kireçtaşı tabakaları yer almaktadır. Üste doğru gri renkli marn ve kumtaşı tabakalarına geçilmektedir. Bu tabakaların üzerine, Hafik Formasyonu içinde uzanan ikinci dilin tabanını oluşturan, kireçtaşı ve kumlu kireçtaşı tabakaları gelir. En üstte ince tabakalı kumtaşı ve marn tabakaları ardalanması yer alırken, daha sonra ince tabakalı ve beyaz renkli Hafik Formasyonuna ait jips tabakalarına geçilmektedir (Kurtman, 1973).

3.2.6.2. Hafik Formasyonu

Hafik Formasyonu, Sivas Havzası'nın orta kesimlerinde ve Kızılırmak nehrine paralel olarak uzanan az engebeli sahalarda gelişmiştir. Formasyonun üst seviyelerini oluşturan jips tabakaları, alt seviyelerde alacalı renkli kumtaşı, silttaşı, konglomera seviyeleri ile hem ardalanmalı hem de yanal geçişli olarak yer almaktadır. Genel olarak formasyon beyaz ve açık gri renkli ve iyi tabakalanmalı jipsler ile alacalı renkli kumtaşı, silttaşı ve konglomeralardan oluşmuştur. Alacalı renkli kumtaşlarının yoğun olarak yer aldığı bölgeler Karayün, Celalli ve Bey Dağı'dır. Formasyon, Oligosen yaşlı Selimiye Formasyonunu aşılal uyumsuzlukla üzerlemektedir. Karacaören Formasyonu ile yanal geçişli olan Hafik Formasyonu Alt-Orta Miyosen yaşlıdır (Kurtman, 1973).

3.2.7. Pliyosen

Miyosen'e ait jipsli seri üzerinde uyumlu olarak yer alan ve genellikle açık kırmızı ve bej renkli konglomera ve kumtaşı tabakalarından oluşmaktadır. Kuvarsit, mermer, radyolarit, ofiyolit ve kireçtaşı çakıllarını içermektedir. Sakar Dağı ile Köse Dağları'nın güney eteklerindeki çukurluklarda çökelmişlerdir. Pliyosen tabakaları yer yer metamorfikler, Üst Kretase kireçtaşları, Eosen flişi, Oligosen ve Miyosen yaşlı kaya birimlerini uyumsuz olarak üzerlemektedir.

3.2.8. Kuvaterner

Sivas Havzası'nda geniş bir yatağa sahip olan Kızılırmak nehri ve bu nehre bağlanan akarsu yataklarında, çakıl ve kum depolarından oluşmuş alüvyonlar görülmektedir. Ayrıca Sakar Dağı'nın güney eteklerinde görülen ve oldukça geniş bir sahaya yayılmış olan traverten tabakaları da havzadaki Kuvaterner oluşumlardır (Kurtman, 1973).

ÜST SİSTEM	SİSTEM	ALT SİSTEM	SİSTEM SERİ	ALT SERİ	FORMASYON	KALINLIK (m.)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA																																													
									RU.	PLI.																																											
PALEOZOYİK	MESOZOYİK	KRETASE	TERSIYER	PALEOJEN	Eosen	1000-1500		Metamorfik seri: Altta gnays, üste doğru kuvarsit, amfibolit şist, mikaşist, serizitşist seviyeleri ve en üstte ince tabakalı beyaz ve krem renkli, gri bantlar gösteren mermer seviyesi.																																													
									KRETASE	Eosen	100-750		Tecer kireçtaşları: Gri ve siyah renkli, tabakalı kireçtaşı yer yer dolomitize olmuş seviyeleri içeriyor. Bu kireçtaşı ofiyolitler tarafından kesilmiştir. Yer yer radyolarit mercekleri görülür.																																								
														PALEOJEN	Eosen	150-750		Gürlevik kireçtaşları: Gri ve siyahımsı gri renkli tabakalı kireçtaşı ve yer yer marnlı kireçtaşı nöbetleşmesi.																																			
																			PALEOJEN	Eosen	500-800		Kozluca formasyonu: Açık gri ve bej renkli ince tabakalı marn, kumtaşı, şeyl ve kireçtaşı nöbetleşmesi. Bahçecik formasyonu: Açık gri ve kırmızı renk arasında değişen sıkı çimentolu ve tabakalı konglomera.																														
																								PALEOJEN	Eosen	1500-2500		Bozbel formasyonu: Açık gri renkli ince tabakalı marn, kumtaşı, şeyl, kireçtaşı nöbetleşmesi ile önemli kalınlıkta iki tüft ve volkanik breş nöbetleşmesinden oluşmuştur. Kösedag formasyonu: Gri renkli ince tabakalı marn, kumtaşı, şeyl tabakaları ile açık gri ve pembemsi gri renkli andezit lavlarının nöbetleşmesinden oluşmuştur.																									
																													PALEOJEN	Eosen	1000-2000		Selimiye formasyonu: Alt seviyelerde beyaz ve kırmızı renkli jips tabakaları hakim. Üste doğru ince elemanlı alacalı renkli (kırmızı, yeşil ve sarı) kumtaşı ve silttaşı nöbetleşmesi.																				
																																		PALEOJEN	Eosen	1000-1500		Karacaören formasyonu: Tabanda genellikle bej ve açık gri renkli tabakalı kireçtaşı ve kumlu kireçtaşı; üstte gri renkli marn, kumtaşı nöbetleşmesi arada bir kireçtaşı ve kumlu kireçtaşı horizonu															
																																							PALEOJEN	Eosen	150		Hafik formasyonu: Alt seviyelerde alacalı renkli (kırmızı, yeşil, sarı) kumtaşı, konglomera ile jips tabakalarının nöbetleşmesi, üst seviyelerde ise gri renkli ince kil ve marn arakatlı jips tabakaları										
																																												PALEOJEN	Eosen	5.5		Aluvyon, traverten Gevşek çimentolu, açık kırmızı ile bej renkli konglomera					
																																																	PALEOJEN	Eosen	5.5		Aluvyon, traverten Gevşek çimentolu, açık kırmızı ile bej renkli konglomera

Şekil 3.3. Sivas Havzası'nın genel stratigrafik dikme kesiti (Kurtman, 1973).

3.3. Sivas Havzası'nın Tektonik Evrimi

Yoğun Tersiyer sedimantasyonunun gelişmiş olduğu Sivas Havzası, Üst Triyas-Erken Jura süresinde açılmaya başlamış olan ve Üst Kretase'de kapanan Neo-Tetis okyanusunun kuzey koluna ait kenet kuşağı üzerinde bulunmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Üst-Orta Miyosen'de başlayan ve Bitlis Kenet Kuşağı boyunca gerçekleşen Arabistan-Avrasya çarpışması, Türkiye'nin önemli bir kısmında özellikle doğuda, Torid/Anatolid platformunun kenarları boyunca batıya doğru hareketin gerçekleşmesine ve buna bağlı olarak da Kuzey ve Doğu Anadolu Fay Zonlarının ve Anadolu levhasının oluşmasına neden olmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Arap ve Avrasya levhalarının çarpışma sürecine uyumlu olarak, havzadaki genel tektonik taşınma yönü, kuzeyden güneye doğru gelişmiş (Şengör ve Yılmaz, 1981) ve bununla beraber kuzeye doğru gelişen önemli geri bindirme fayları oluşmuştur (Poisson ve diğ., 1992; Temiz, 1996). Eosen sonunda havzanın güney kenarında, kuzeye doğru bindirmelerin gelişmesi ile Oligosen yaşlı birimler Eosen yaşlı birimleri açılı uyumsuzlukla üzerlemiştir (Artan ve Sestini, 1971; Kurtman, 1973; Temiz, 1996). Havzanın güney kenarında gelişen bu bindirme sisteminin ana bindirme fayını, Gürlevik ve Tecer Dağları boyunca yer alan bindirme fayı oluşturmuştur. Bu bindirme fayının tavan bloğunda, Üst Kretase-Paleosen yaşlı kireçtaşları, taban bloğunda ise Orta Eosen yaşlı kayalar yer almaktadır. Aynı dönemde havzanın kuzey kenarında, ofiyolitli karışık ile Eosen kayaları, kuzeye eğimli bir açık imbrike fan oluşturmuştur (Temiz, 1996). Bu bindirme kuşağı "Orta Anadolu Bindirme Kuşağı" olarak tanımlanmıştır (Tatar, 1982).

Havzadaki son deformasyon biçimi, Üst Miyosendeki bölgesel çarpışma sürecine bağlı olarak gelişen bindirme sistemleri ile şekillenmiştir. Havzanın kuzey kenarının kalınlaşarak yükselmesi, kalın jips kütesinin havza üzerine ilerlemesine ve havza ortasında kalın bir bindirme örtüsü topluluğunun yer almasına neden olmuştur. Pliyosen sırasında Arap ve Avrasya plakalarının yönlendirmesi sonucu havza, K-KB yönündeki bölgesel sıkıştırma tarafından etkilenmiştir (Poisson ve diğ., 1996). Havza, Üst Pliyosen-Kuvaterner döneminde, yaklaşık olarak K-G doğrultulu bir sıkışma sürecine girerek deforme olmuş ve yaklaşık KD-GB uzanımlı, doğrultu atımın egemen olduğu verev atımlı faylar boyunca, küçük boyutlu ve ağırlıklı olarak çek-ayır türü, yeni alt havzaların gelişimine sahne olmuştur (Yılmaz ve Yılmaz, 2006). Kuvaternerde, KD-GB doğrultulu genişleme tektoniğini temsil eden normal faylar gelişmiştir (Gürsoy ve diğ., 1992).

4. MATERYAL VE YÖNTEM

4.1. Jeofizik Veri

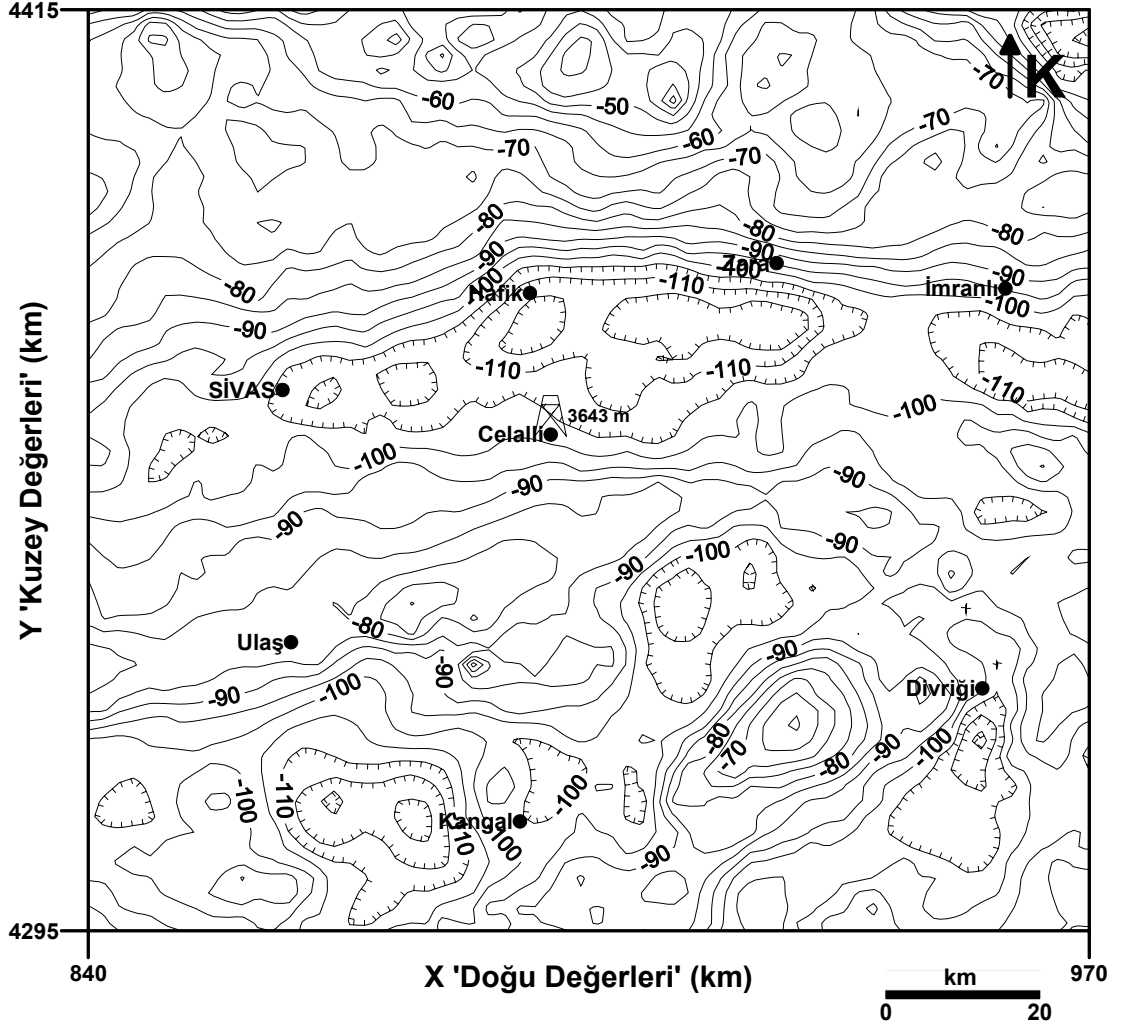
Sivas Havzası'nın modellenmesi için kullanılan gravite ve havadan manyetik verileri ve Celalli-1 sondaj kuyusunda yapılmış olan kuyu içi sismik hız atışlarından elde edilen bilgiler MTA Genel Müdürlüğü'nden, havzada yapılmış olan sismik yansıma çalışmalarına ait kesitler ise Petrol İşleri Genel Müdürlüğü'nden sağlanmıştır.

4.1.1. Gravite verisi

Kullanılan gravite verileri, 2 km grid aralıklı olarak Maden Tetkik ve Arama (MTA) Genel Müdürlüğü'nden alınmıştır. Bu verilerle ilgili olarak gerçekleştirilen arazi çalışmaları ve bu çalışmalar sonucu elde edilen gravite değerlerine yapılan tüm düzeltmeler MTA Genel Müdürlüğü Jeofizik Etüdüleri Dairesi tarafından gerçekleştirilmiştir.

MTA Genel Müdürlüğü gravite ölçümlerini 2-5 km aralıklı 62.000 istasyonda gerçekleştirmiştir. Gravite istasyonlarının yerleri ve yükseklikleri MTA Jeodezi Dairesi tarafından 1/25000 ölçekli topoğrafik haritalardan belirlenmiştir. Gravite değerleri, Uluslararası Jeodezi ve Jeofizik Birliği'nin 1971'de kabul ettiği Potsdam 981.260.00 mGal kesin gravite değeri ile bağlantılı olan MTA ve Harita Genel Komutanlığı baz istasyonlarına bağlanmıştır. Gravite verilerine MTA Genel Müdürlüğü Jeofizik Etüdüleri Dairesi tarafından sırasıyla enlem, Bouguer, topoğrafya, serbest hava ve gel-git düzeltmeleri uygulanmıştır. Düzeltmelerle ilgili detaylı bilgi ve bu veriler kullanılarak oluşturulmuş olan 10 km grid aralıklı Bouguer gravite haritası, Ateş ve diğ. (1999) tarafından verilmektedir. Çalışma alanına ait 5 mGal aralıklarla konturlanmış gravite anomali haritası Şekil 4.1' de verilmiştir.

Gravite anomali haritası incelendiğinde, özellikle Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı'nın güneyinde kalan bölümde, D-B uzanımlı olarak, çevredeki yapılara oranla daha düşük gravite anomali değerlerinin yer aldığı gözlenmektedir. Şekil 3.2'de verilen genelleştirilmiş jeoloji haritası ile karşılaştırma yapıldığında, bu hat boyunca çoğunlukla düşük yoğunluk değerlerine sahip Tersiyer yaşlı sedimanter çökellerin (özellikle Oligosen ve Miyosen yaşlı kalın jipsli tabakaların) ve volkanik kayaların yer aldığı dikkati çekmektedir. Tersiyer çökellerin gösterdiği gravite anomali değerlerine göre, çökellerin kuzeyinde ve güneyinde kalan bölümlerdeki yüksek anomali değerleri ise ofiyolitik kayalarla temsil edilmektedir. Divriği'nin batısındaki yüksek gravite anomali değerlerine, yüzey jeolojisinde gözlemlenen granitoidler neden olmaktadır. Ayrıca sahip olduğu düşük gravite anomalilerinden Kangal havzası da kolaylıkla ayırt edilebilmektedir.



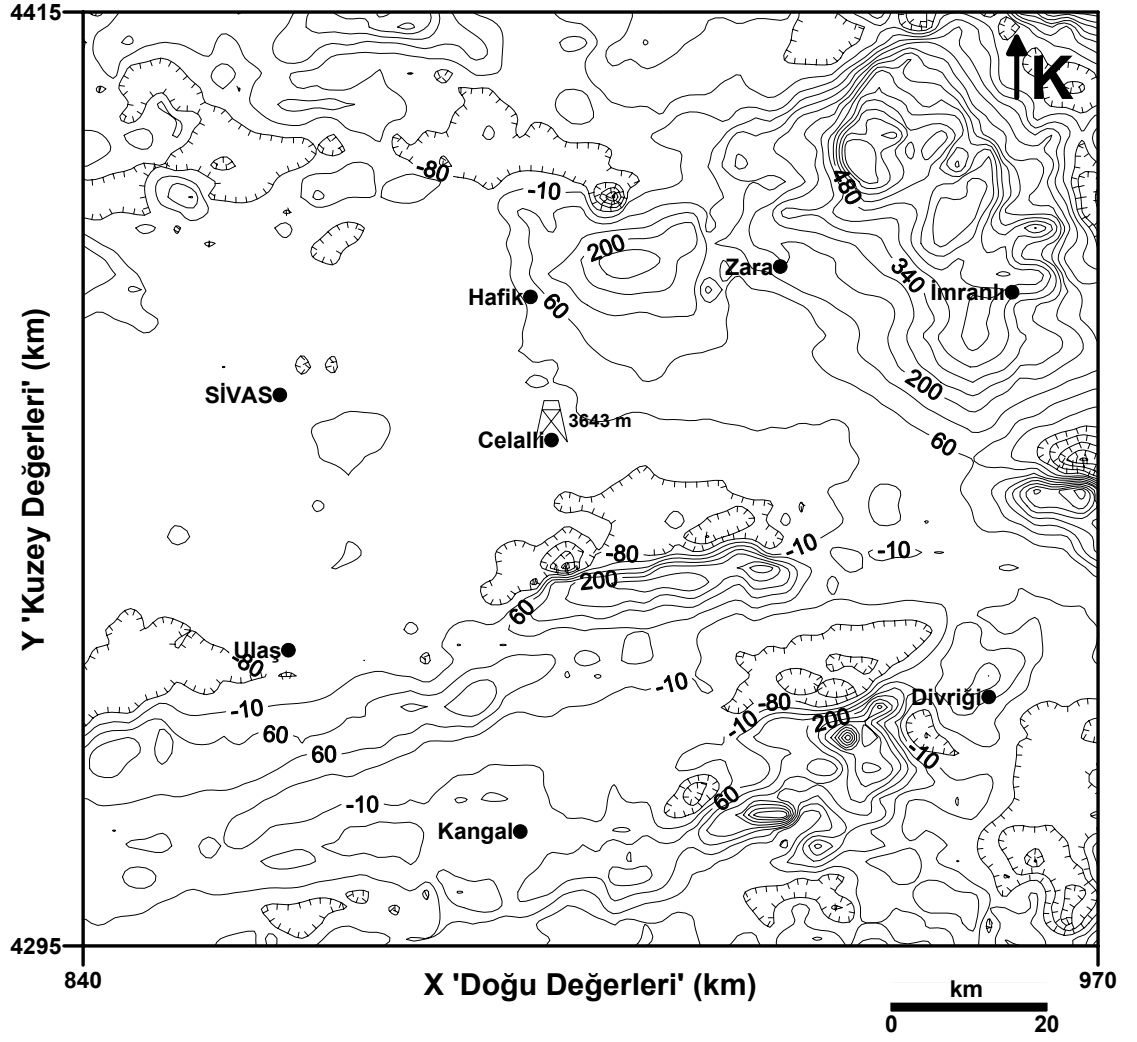
Şekil 4.1. Çalışma alanına ait gravite anomali haritası (Kontur aralığı: 5 mGal).

4.1.2. Havadan manyetik veri

Havadan manyetik verileri, radar altimetre kontrolündeki 2 km uçuş hattı aralıklarına sahip ve yer yüzeyinden 600 m yükseklikte olan, kuzey-güney yönlü profiller doğrultusundaki yer manyetik alanı toplam bileşeni ölçümleri ile MTA Genel Müdürlüğü Jeofizik Etüdlere Dairesi'nden elde edilmiştir.

Elde edilen verilere, günlük değişim ve yön hatası düzeltmeleri yapılmış olup veriler Ekim 1982 tarihindeki manyetik alan değerine indirgenmiştir. "International Geomagnetic Reference Field - IGRF" değerleri Baldwin ve Langel (1993) tarafından yazılan bir bilgisayar programı kullanılarak veriden uzaklaştırılmıştır. Çalışma alanına ait 70 nT kontur aralıklı havadan manyetik anomali haritası Şekil 4.2'de verilmiştir.

Manyetik anomali haritası incelendiğinde, havzayı oluşturan Tersiyer çökellerin düşük manyetik şiddetli birimlerden oluştuğu gözlenmektedir. Şekil 3.2'de verilen genelleştirilmiş jeoloji haritası ile karşılaştırma yapıldığında, Hafik ve Zara'nın arasında kalan bölgenin kuzeyinde gözlenen yüksek manyetik anomali değerlerinin, bölgede bulunan ofiyolitik kayalarla ilişkili olduğu görülmektedir. Tecer ve Gürlevik Dağları'nın güney bölümünde yüzeyleyen ofiyolitlerin bulunduğu kısımdaki yüksek anomali değerleri haritadan kolaylıkla gözlenmektedir. Bu anomali değerlerine Bozbel formasyonu içerisinde yer alan ve iyi tabakalanma gösteren volkanik malzemeden oluşmuş Bozbel ve Karababa tüfitlerinin (Kurtman, 1973) kısmen katkısı olabilir. Haritada dikkati çeken diğer yüksek manyetik anomaliler ise, İmranlı'nın kuzeybatısında bulunan ve Köseadağ plütununun bulunduğu bölgedeki ve Divriği'nin batısında yer alan demir madeni ayrıca Dumluca ve Murmano plütunları ile ilişkili olan anomalilerdir. Düşük manyetik anomali değerlerinin jeoloji haritasında çoğunlukla Tersiyer yaşlı sedimanter çökellerin bulunduğu bölgelerde olduğu görülmektedir.



Şekil 4.2. Çalışma alanına ait havadan manyetik anomali haritası (Kontur aralığı: 70 nT).

4.1.3. Manyetik duyarlık ve yoğunluk ölçümleri

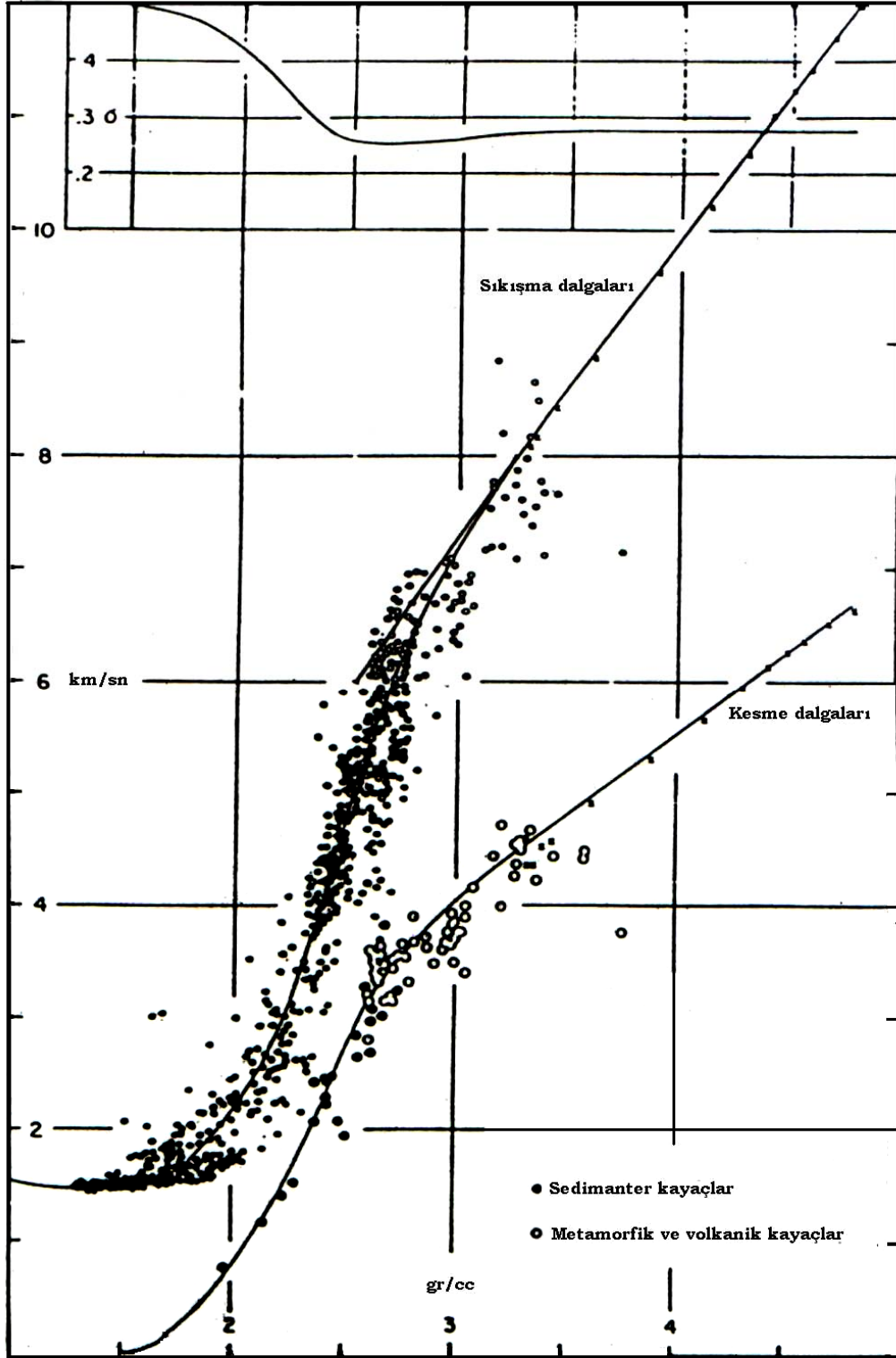
Sivas Havzasının 2,5-B'lu ve 3-B'lu modellerinin oluşturulması aşamasında kullanılmak üzere, havza'nın orta bölümlerinde ve havza'yı dik kesen hatlar oluşturacak şekilde, Hafik-Celalli arasında kalan bölgede 13 adet, Zara ile güneyinde kalan bölgede de 8 adet, toplamda 21 adet yerinde manyetik duyarlık ölçüsü gerçekleştirilmiştir. Ölçümler, Scintrex marka KT-6 model kappametre aleti kullanılarak yapılmıştır. Manyetik duyarlık değerleri SI birimlerine göre ifade edilmekte olup 10^6 değeri ile çarpım durumundadır. Farklı kayaç türlerinin sahip olduğu manyetik duyarlık değer aralıkları Dobrin ve Savit (1988) tarafından verilmektedir (Çizelge 4.2). Manyetik duyarlık ölçümleri gerçekleştirilen kayaçlardan, yoğunluklarının belirlenmesi amacıyla el numuneleri alınmıştır. Alınan el numunelerinin yoğunluk değerleri, Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde Prof.Dr. Abdullah Ateş'in hazırlamış olduğu "Walker's Steelyard" (Read, 1962) terazisinin benzeri bir düzenele ölçülmüştür. Bu ölçüm yönteminde, araziden alınan numunelerin ağırlıkları ilk olarak havada, daha sonra da su içerisinde ölçülmüş ve (1) nolu bağıntı kullanılarak numunelerin yoğunlukları hesaplanmıştır.

$$\rho = \frac{W_{su}}{(W_{su} - W_{hava})} \quad (1)$$

Burada W_{su} , numunenin su içerisindeki kütlesi, W_{hava} , numunenin havadaki kütlesidir. Bu ölçümler, modelleme çalışmalarında kullanılacak olan yoğunluk değerlerinin bulunması açısından önemlidir. Ölçüm değerleri ayrıca literatür bilgisi ve kuyu içi hız atışlarından elde edilen yoğunluk değerleri ile karşılaştırılarak kontrol edilmiştir. Telford ve diğ. (1990)'de, farklı kayaç türlerinin yoğunluk değerlerinin bulunduğu aralıkları veren çizelgeler verilmiştir. Bu çizelgelerin, havzada yer alan kayaç grupları göz önüne alınarak sadeleştirilmiş hali Çizelge 4.1'de verilmiştir. Kuyu içi hız atışlarından yoğunlukların hesaplanmasında, Ludwig ve diğ., (1970)'nin vermiş olduğu Şekil 4.3'teki hız-yoğunluk diyagramı kullanılmıştır. Çizelge 4.2'de, ölçülen manyetik duyarlık ve yoğunluk değerleri, ölçüm noktalarının koordinatları, kayaçlara ait litolojik tanımlamalar ve kayaç türlerinin literatürde sahip oldukları manyetik duyarlık ve yoğunluk değer aralıkları verilmiştir. Manyetik duyarlık ölçümlerinin yapıldığı ve yoğunluk ölçümü amaçlı el numunelerinin alındığı noktaların yerleri Şekil 4.4'te verilmiştir. Ölçülen manyetik duyarlık değerlerinin profillere göre, havza'nın kuzeyinden güneyine doğru gösterdikleri değişimi veren grafikler Şekil 4.5'te, yoğunluk değerlerinin gösterdikleri değişim grafikleri ise Şekil 4.6'da görülmektedir.

Çizelge 4.1. Çeşitli kayalara ait yoğunluk değerleri (Telford ve diğ., 1990'den sadeleştirilmiştir).

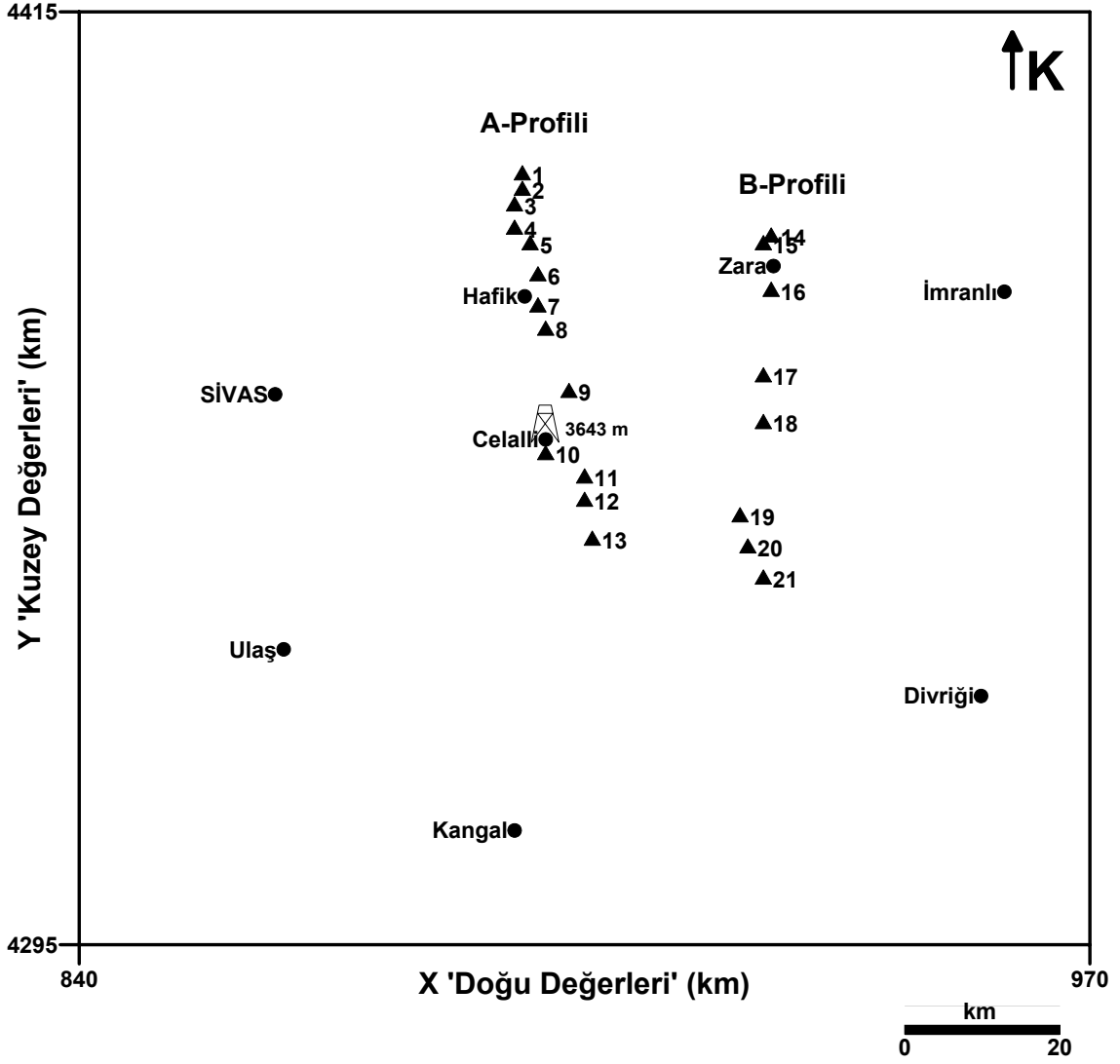
Metamorfik kayalara ait yoğunluk değerleri		
Kayaç Türü	Yoğunluk Aralığı (gr/cm³)	Ortalama Yoğunluk
Kuarsit	2.50 - 2.70	2.60
Şist	2.39 - 2.90	2.64
Mermer	2.60 - 2.90	2.75
Serpantin	2.40 - 3.10	2.78
Gnays	2.59 - 3.00	2.80
Amfibolit	2.90 - 3.04	2.96
Sedimanter kayalara ait yoğunluk değerleri		
Alüvyon	1.96 - 2.00	1.98
Kil	1.63 - 2.60	2.21
Silt	1.80 - 2.22	1.93
Kumtaşı	1.61 - 2.76	2.35
Şeyl	1.77 - 3.20	2.40
Kireçtaşı	1.93 - 2.90	2.55
Dolomit	2.28 - 2.90	2.70
Volkanik kayalara ait yoğunluk değerleri		
Andezit	2.40 - 2.80	2.61
Riyolit	2.35 - 2.70	2.52
Plutonik kayalara ait yoğunluk değerleri		
Granit	2.50 - 2.81	2.64
Siyenit	2.60 - 2.95	2.77
Gabro	2.70 - 3.50	3.03
Diğer bazı mineral ve malzemelere ait yoğunluk değerleri		
Jips	2.20 - 2.60	2.35
Kaya Tuzu	2.10 - 2.60	2.22
Anhidrit	2.90 - 3.00	2.93



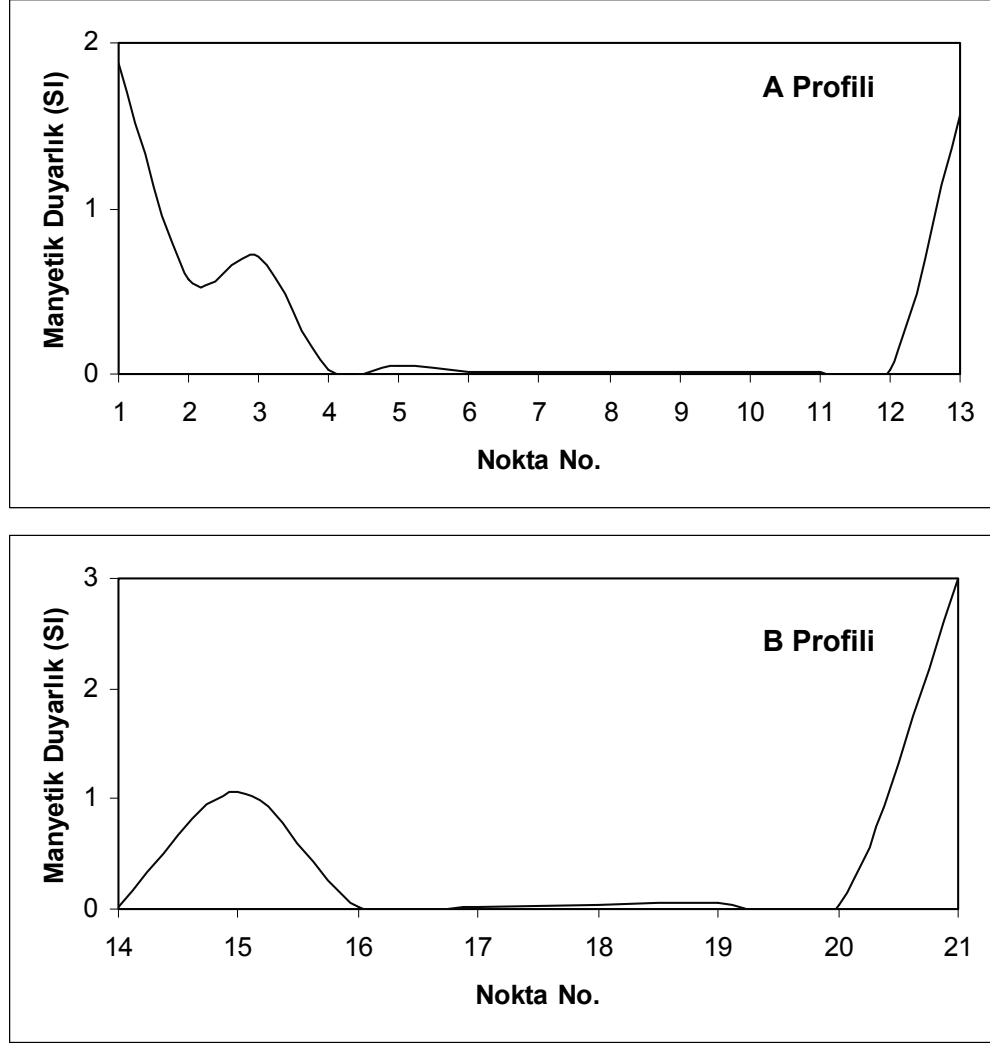
Şekil 4.3. Hız-yoğunluk diyagramı (Ludwig ve diğ., 1970).

Çizelge 4.2. Manyetik duyarlık ve yoğunluk ölçümlerinden elde edilen değerler

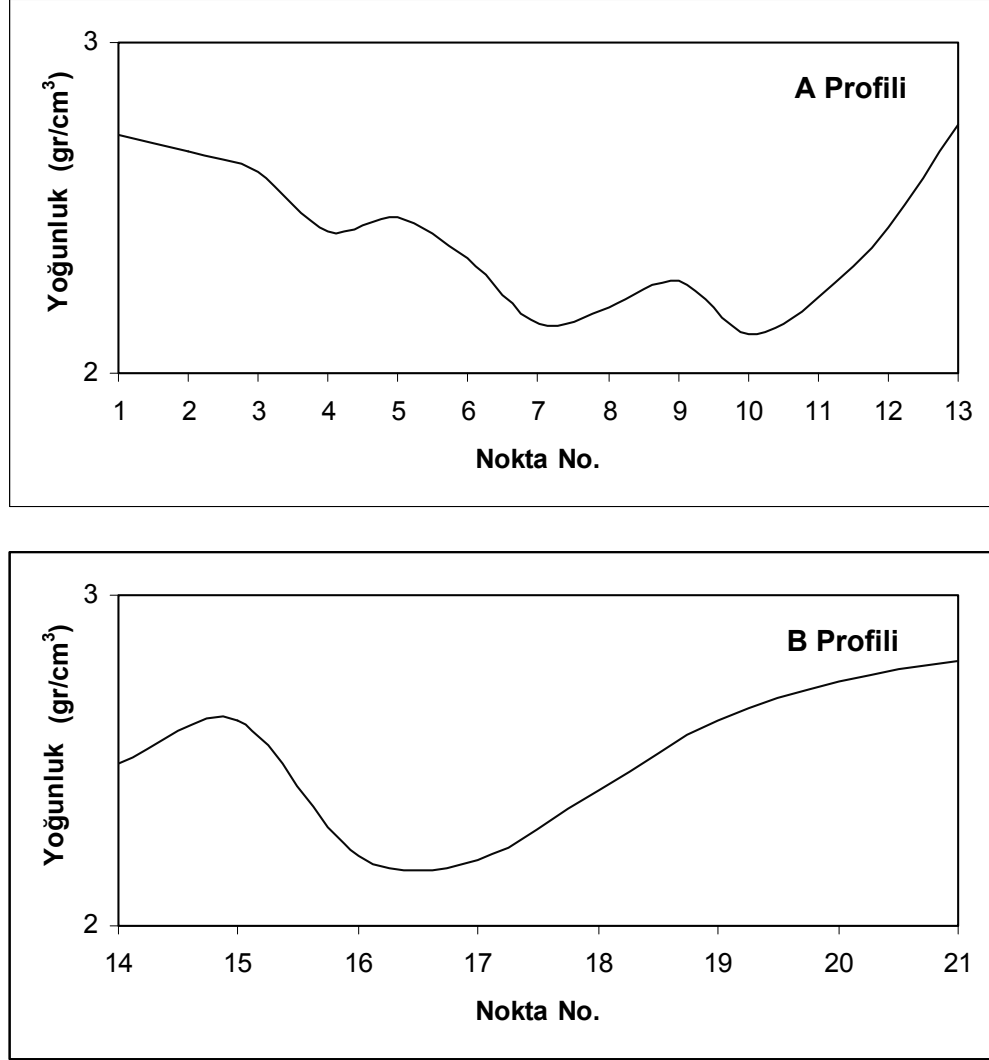
Numune No.	Yer	Koordinatlar				Manyetik Duyarlık (SI)	Yoğunluk (gr/cm ³)	Yükseklik (m)	Kayaç Cinsi	Manyetik Duyarlık değer aralığı (Dobrin ve Savit, 1988)	Yoğunluk değer aralığı (Telford ve diğ., 1990)
		Enlem		Boylam							
		UTM (km)	Coğrafik (Derece)	UTM (km)	Coğrafik (Derece)						
1	Keloğlan Tepesi	897	N 40° 00.076'	4394	E 37° 23.015'	1.88	2.72	1395	Şist	0 - 463	2.39 - 2.90
2	Ozen Köyü	897	N 39° 59.144'	4392	E 37° 22.851'	0.57	2.67	1430	Mermer-Şist	0 - 463	2.39 - 2.90
3	Halil Sırtı Tepesi	896	N 39° 57.816'	4390	E 37° 22.518'	0.71	2.61	1355	Ofiyolit	0 - 463	2.40 - 3.10
4	Koşutdere Çıkışı	896	N 39° 56.005'	4387	E 37° 22.591'	0.02	2.43	1364	Kumtaşı-Silttaşı	0 - 133	1.61 - 2.76
5	Kızıoğlu Deresi kenarı	898	N 39° 55.212'	4385	E 37° 23.736'	0.05	2.47	1319	Kumtaşı	0 - 133	1.61 - 2.76
6	Günyamaç Köyü	899	N 39° 53.172'	4381	E 37° 24.229'	0.01	2.35	1300	Jips	0 - 22	2.20 - 2.60
7	Dışkapı	899	N 39° 50.894'	4377	E 37° 24.491'	0.01	2.15	1276	Karbonatlı Kayaç	0 - 22	2.10 - 2.60
8	Acısu Deresi	900	N 39° 49.095'	4374	E 37° 25.093'	0.01	2.20	1291	Karbonatlı Kayaç	0 - 22	2.10 - 2.60
9	Tavşanlı	903	N 39° 44.651'	4366	E 37° 27.287'	0.01	2.28	1330	Karbonatlı Kayaç	0 - 22	2.10 - 2.60
10	Elmalıpur	900	N 39° 40.679'	4358	E 37° 25.455'	0.01	2.12	1437	Karbonatlı Kayaç	0 - 22	2.10 - 2.60
11	Adalı Köy	905	N 39° 39.215'	4355	E 37° 28.879'	0.01	2.23	1428	Karbonatlı Kayaç	0 - 22	2.10 - 2.60
12	Kabalı	905	N 39° 37.463'	4352	E 37° 28.768'	0.02	2.44	1461	Kireçtaşı	0 - 22	1.93 - 2.90
13	Gürlevik Dağı	906	N 39° 34.779'	4347	E 37° 29.698'	1.57	2.75	1742	Ofiyolit	0-463	2.40 - 3.10
14	Söğütüağlı	929	N 39° 56.068'	4386	E 37° 45.197'	0.01	2.49	1506	Volkano Sedimanter	0 - 519	2.35 - 2.90
15	Söğütüağlı	928	N 39° 55.529'	4385	E 37° 44.970'	1.06	2.62	1447	Volkano Sedimanter	0 - 519	2.35 - 2.90
16	Tekke	929	N 39° 52.065'	4379	E 37° 45.516'	0.01	2.21	1345	Jips	0 - 22	2.20 - 2.60
17	Ungür	928	N 39° 46.009'	4368	E 37° 45.008'	0.01	2.20	1381	Jips	0 - 22	2.20 - 2.60
18	Bektaş	928	N 39° 43.200'	4362	E 37° 45.211'	0.04	2.41	1424	Kumtaşı	0 - 133	1.61 - 2.76
19	Akalıseki	925	N 39° 36.579'	4350	E 37° 42.852'	0.05	2.62	1616	Volkano Sedimanter	0 - 519	2.35 - 2.90
20	Çerçihan	926	N 39° 34.470'	4346	E 37° 44.118'	0.04	2.74	1464	Volkano Sedimanter	0 - 519	2.35 - 2.90
21	Ağılıkçay	928	N 39° 32.148'	4342	E 37° 45.506'	3.00	2.80	1436	Ofiyolit	0 - 463	2.40 - 3.10



Şekil 4.4. Manyetik duyarlık ölçümleri yapılan ve yoğunluk ölçümü amaçlı el numuneleri alınan noktaların konumları.



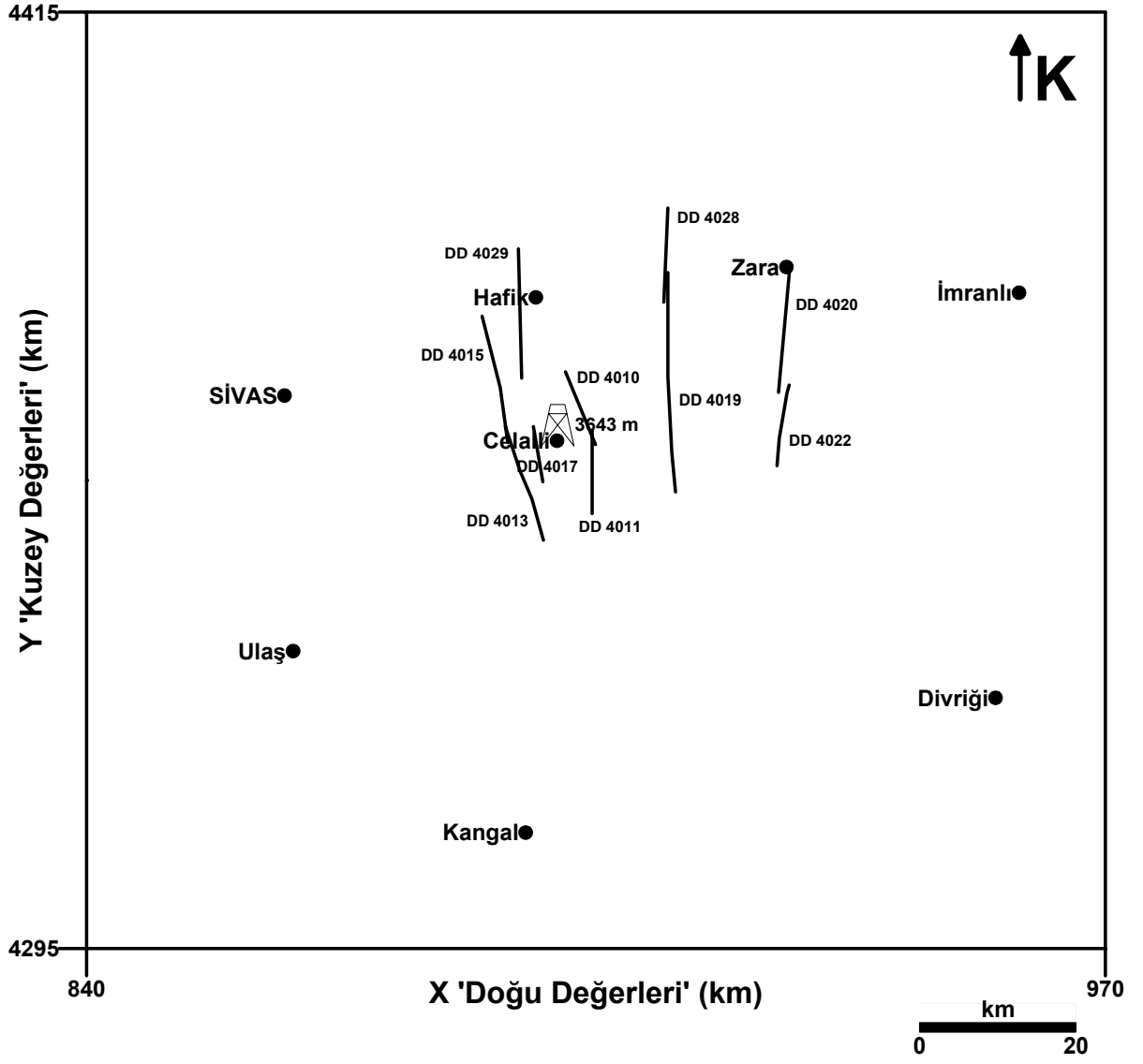
Şekil 4.5. Manyetik duyarlık ölçüm değerlerinin profiller boyunca olan değişimleri.



Şekil 4.6. Yoğunluk ölçümü değerlerinin profiller boyunca olan değişimleri.

4.1.4. Sismik veri

Sivas Havzası'nda 1969-1976 yılları arasında yapılmış olan ve Türkiye Petrolleri A.O. tarafından gerçekleştirilen sismik yansıma çalışmalarına ait kesitler Petrol İşleri Genel Müdürlüğü (PİGM)'nden alınmıştır. Türkiye Petrolleri A.O. tüm sismik yansıma çalışmalarında enerji kaynağı olarak dinamit kullanırken, çalışmalarda kullandıkları kayıtçının kanal sayısı 48'dir. Çalışma alanında yer alan sismik hatların yerleri Şekil 4.7'de, değerlendirmeye alınan sismik kesitlere ait veri toplama parametreleri Çizelge 4.3' te verilmektedir. Sismik kesitler ise Ekler bölümünde (Şekil Ek 1.1-1.10) verilmektedir.



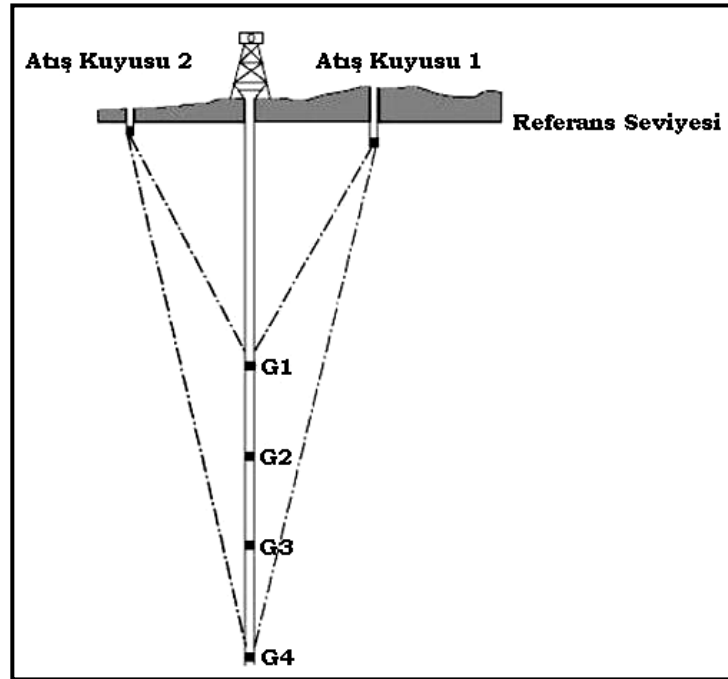
Şekil 4.7. Çalışma alanında yer alan sismik yansıma hatlarının yerleri.

Çizelge 4.3. Çalışma alanındaki sismik kesitlere ait genel bilgiler

Sismik Hat	Yıl	Uzunluk (km)	Kayıtçı	Kaynak	Kanal Sayısı	Kayıt Uzunluğu (s)	Katlama	İstasyon aralığı (m)	Atış aralığı (m)	Örnekleme Aralığı (ms)
DD 4010	1971	10.2	DFS III	Dinamit	48	5	12	50	100	4
DD 4011	1973	10.6	DFS III	Dinamit	48	5	12	50	100	4
DD 4013	1973	15	DFS III	Dinamit	48	4	12	50	100	4
DD 4015	1973	15.4	DFS III	Dinamit	48	4	12	50	100	4
DD 4017	1973	7.2	DFS III	Dinamit	48	5	12	50	100	4
DD 4019	1973	27.8	DFS III	Dinamit	48	4	12	50	100	4
DD 4020	1973	15.4	DFS III	Dinamit	48	5	12	50	100	4
DD 4022	1973	10.6	DFS III	Dinamit	48	5	12	50	100	4
DD 4028	1976	12.4	DFS IV	Dinamit	48	4	12	50	100	4
DD 4029	1976	16.2	DFS IV	Dinamit	48	4	12	50	100	4

4.1.5. Kuyu içi hız atışları

Kuyu içi hız atışı yönteminde, kuyunun içine, derin kısımlarda karşılaşılabilecek yüksek basınçlar altında da ölçü yapabilen özel jeofonlar sarkıtılır ve yer yüzeyinde yapılan atışların oluşturduğu dalgaların kuyu içindeki jeofona varış zamanları ölçülür. Şekil 4.8' de G_1 , G_2 , G_3 ve G_4 , jeofonların kuyu içerisindeki konumunu göstermektedir. Atış noktaları referans düzlemine yakın bir yerde bulunmaktadır.

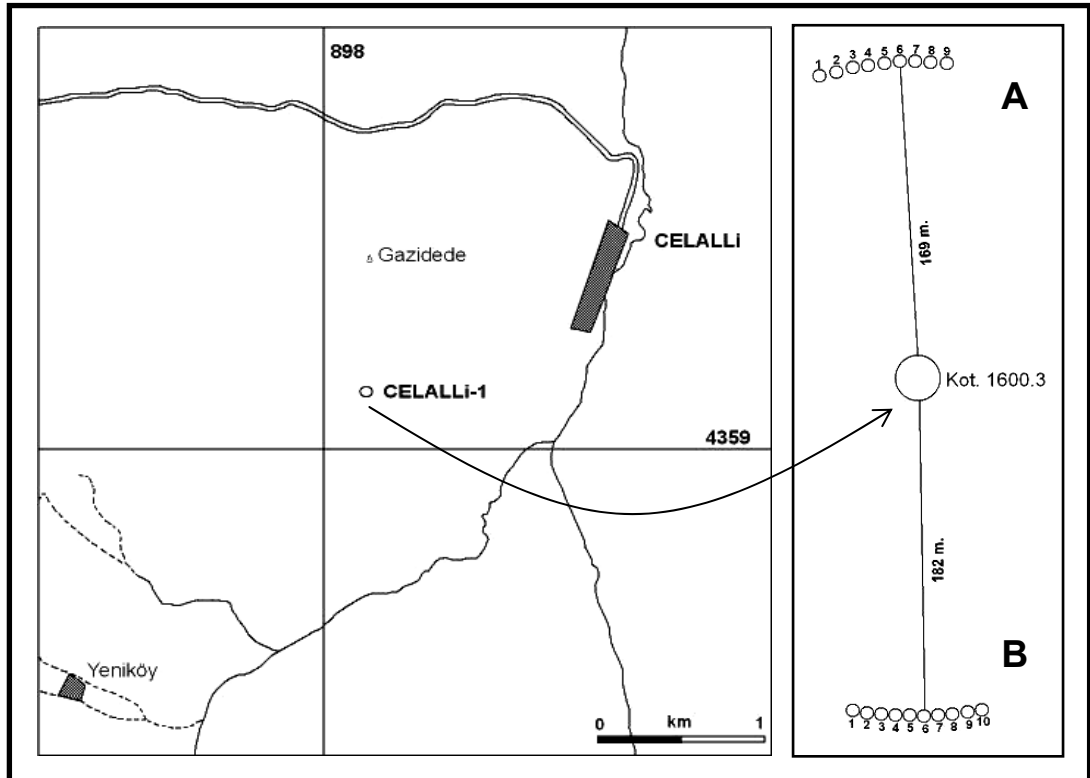


Şekil 4.8. Kuyu içi sismik hızların ölçümü için bir atış şeması (Waters, 1978).

Kuyu jeofonu, kendisini kuyuya indiren elektrik kablosuna bağlanır ve uzunluğu bilinen bir derinliğe kadar sarkıtılır. Kuyunun içine jeofon sarkıtılması kuyu içindeki çamurun dengesini bozacağından, atış yapılmadan önce çamurun durgunlaşması için bir süre beklenir. Çamur içindeki hava kabarcıklarının ve sıcaklık değişiminin neden olduğu gürültülerin yol açtığı izler ekrandan takip edilebilir. Sakin konuma gelindiğinde atış yapılır ve kayıt alınır. Alınan kayıt atış kaynağının patlatıldığı zamanı gösteren başlangıç zaman izini ve kuyu jeofonu izini veya izlerini göstermelidir. Kuyu jeofonu izinin genliğini daha önceden belirlemek güç olduğundan kaydın bu kısmı için genel olarak üç iz kullanılır. Bunlardan birincisi kuyu jeofon etkisinin ikinci seviye kısımlarını alan düşük seviyeli izdir. İkincisi kuyu jeofonuna varan etkiyi kesin olarak ortaya koyan yüksek seviyeli izdir. Üçüncüsü ise dalganın jeofona gelmesinden çok az bir süre önceki gürültüleri içeren orta dereceli izdir. Genel olarak jeofon kuyunun tabanına veya tabanına yakın bir seviyeye indirilir ve zaman kazancı açısından jeofonun yukarı çekilmesi ile ardışık seviye

ölçümleri yapılır. Bir z derinliğinde ki düşey seyahat zamanı, gözlenen zamanın $(z/\sqrt{z^2+x^2})$ ile çarpılmasıyla elde edilir. Yüzeyle z derinliği arasındaki ortalama hız z/t oranı ile verilir (Kurtuluş, 2002).

MTA Genel Müdürlüğü tarafından Celalli bölgesinde, sismik dalgaların yayılma hızları hakkında bilgi edinilmesi amacıyla Celalli-1 kuyusunda hız atışları yapılmış ve hızın derinliğe bağlı değişimi belirlenmeye çalışılmıştır. Yapılan çalışmada hız atışları, kuyu merkezde olacak şekilde çift taraflı olarak gerçekleştirilmiştir. Kuyu jeofonunun en derindeki pozisyonundan en yüksek şarjla atış yapılmış olup, jeofon yukarıya çekildikçe bu şarj miktarı kademeli olarak azaltılmıştır. Bu atışlarda kullanılan şarj miktarları en fazla 10 kg ve en az 2 kg'dır. Hız atışlarının çift taraflı yapılmasının nedeni, Celalli-1 kuyusunun sondajı sırasında alınan karotların incelenmesi sonucu bazı tabakaların fazla eğim gösterdiğinin anlaşılmasıdır. Çift taraflı yapılan atışlar A ve B olmak üzere gruplandırılmış (Şekil 4.9) ve her grup için 12 seviyede yani toplamda 24 kayıt alınmıştır. Bu kayıtlardan okunan zaman değerleri kullanılarak ortalama ve ara hızlar hesaplanmıştır (Eres, 1974).



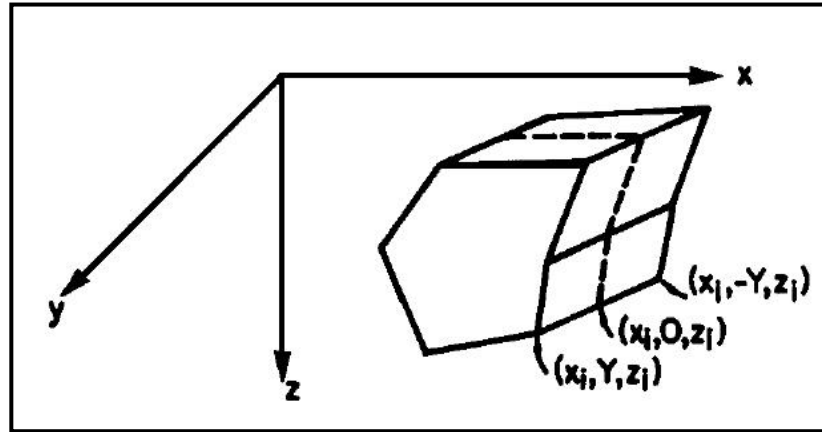
Şekil 4.9. Celalli-1 kuyusuna ait yer bulduru haritası ve hız atışlarına ait şema (Eres,1974).

4.2. Uygulanan Yöntemler

4.2.1. İki buçuk boyutlu (2.5-B) modelleme

Bu çalışmada, gravite ve manyetik anomalilerin 2.5-B modellemesi için Talwani modelleme yöntemi kullanılmıştır. Bu yöntem, Talwani ve diğ. (1959), Talwani ve Heirtzler (1964) ve Talwani (1965) tarafından poligonların kullanımı ile model oluşturulması esasına dayanarak ortaya çıkarılan, Shuey ve Pasquale (1973), Rasmussen ve Pedersen (1979) ve benzeri çalışmalarla gelişen ve günümüzde 2.5-B Talwani modellemesi olarak adlandırılan bir yöntemdir.

Shuey ve Pasquale (1973), 2-B poligon yapıları için Talwani ve Heirtzler (1964) tarafından manyetik yöntem için geliştirilen bağıntılardan, sonlu uzanımlı poligon yapılarını kullanarak 2.5-B modelleme bağıntılarını geliştirmişlerdir. Şekil 4.10., 2.5-B yapının bulunduğu koordinat sistemini tanımlanmaktadır. Şekil 4.10'da y eksenini yapının uzanımına paraleldir ve x-z düzlemi de yapıyı ortadan iki eşit parçaya bölmektedir.



Şekil 4.10. 2.5-B model geometrisi (Shuey ve Pasquale, 1973).

M'nin mıknatıslanma şiddeti olduğu manyetik alan ifadesi,

$$H(r) = \nabla \int_V (M \cdot \nabla) \left(\frac{1}{|r - r_0|} \right) d^3 r_0 \quad (2)$$

şeklinde verilmektedir. r, x-z düzleminde sınırlı ve cisim düzenli şekilde mıknatıslanmışsa denklem,

$$H_x = 2M_x P_x + 2M_z Q \quad (3a)$$

$$H_y = -2M_y R \quad (3b)$$

$$H_z = 2M_x Q + 2M_z P_z \quad (3c)$$

olur. Burada,

$$P_x = \partial^2 U / \partial x^2 \quad (4a)$$

$$P_z = -\partial^2 U / \partial z^2 \quad (4b)$$

$$R = \partial^2 U / \partial y^2 \quad (4c)$$

$$Q = \partial^2 U / \partial x \partial z \quad (4d)$$

ve Newton Potansiyeli,

$$U = \frac{1}{2} \int_V (1/|r - r_0|) d^3 r_0 \quad (5)$$

şeklinde ifade edilmektedir. x-z düzlemindeki simetriden dolayı $\partial^2 U / \partial x \partial y$ ve $\partial^2 U / \partial y \partial z$ sıfır olmaktadır. Bunun yanında Laplace denklemlerine göre P_x , P_z ve R ,

$$P_x - P_z - R = 0 \quad (6)$$

şeklinde ilişkilendirilmektedir.

P_x , P_z , Q ve R için yukarıda verilen ifadeler, üçlü integralin ikinci dereceden kısmi türevli ifadeleri biçimindedir. Bu ifadeler, Şekil 4.10'daki kesit için yol integralleri biçimine dönüştürüldüğünde (4a) ifadesi,

$$P_x = \frac{1}{2} \iiint \frac{\partial^2}{\partial x^2} (x^2 + y^2 + z^2)^{-1/2} dx dy dz \quad (7)$$

şeklinde olmaktadır. Uzunım boyunca integrasyondan sonra,

$$P_x = \frac{1}{2} \iint \frac{\partial^2}{\partial x^2} \ln \frac{r+Y}{r-Y} dx dz \quad (8)$$

olur. Burada,

$$r^2 = x^2 + Y^2 + z^2 \quad (9)$$

dir. Böylece x üzerinden alınan integral hızlıca çözülebilir duruma gelmektedir. z üzerinden alınan integral ise, Şekil 4.10'daki kesit çevresinde saat yönünde alınan çizgisel integral olarak düşünülebileceğinden,

$$P_x = \frac{1}{2} \oint \frac{\partial}{\partial x} \ln \frac{r+Y}{r-Y} dz = -\oint \frac{Y}{r} \frac{x}{x^2 + z^2} dz \quad (10a)$$

ifadesi elde edilir. Benzer şekilde (4b)-(4d) ifadeleri de,

$$P_z = -\oint \frac{Y}{r} \frac{z}{x^2 + z^2} dx \quad (10b)$$

$$Q = -\oint \frac{Y}{r} \frac{z}{x^2 + z^2} dz = \oint \frac{Y}{r} \frac{x}{x^2 + z^2} dx \quad (10c)$$

$$R = -\oint \frac{Y}{r} \frac{x}{z^2 + Y^2} dz = -\oint \frac{Y}{r} \frac{z}{x^2 + Y^2} dx \quad (10d)$$

olmaktadır. Bu durumda, iki boyutluluk davranışını sınırlayıcı durumlar, $Y = \infty$ ve $(Y / r) = 1$ olarak denetlenenmektedir. Daha sonra, $R = 0$, $P_x = P_z = P$ olduğunda, P ve Q bağıntıları Talwani ve Heirtzler (1964) bağıntılarına eşit olmaktadır. Karmaşık sayılar kullanılarak (10a)-(10d) denklemleri daha basitleştirilmiş olarak,

$$\oint \frac{Y}{r} \frac{dx}{x + iz} = Q + iP_z \quad (11a)$$

$$\oint \frac{Y}{r} \frac{idz}{x + iz} = -(Q + iP_x) \quad (11b)$$

$$R = \text{Im} \oint \frac{z}{r} \frac{dx}{x + iY} = -\text{Im} \oint \frac{x}{r} \frac{dz}{z + iY} \quad (11c)$$

şeklinde elde edilir. Poligon yapıları kesitin N sayıda kenara sahip olduğu varsayıldığından, son integrasyon N adet parçaya bölünmelidir. Her parçada integrasyon, kenar boyunca (x_1, z_2) noktasından (x_2, z_2) noktasına kadardır. Gradshteyn ve Ryzhik (1965) integral bağıntılarından faydalanarak,

$$Q + iP_x = \sum \frac{i\Delta z}{\Delta x + i\Delta z} \ln(F_2 / F_1) \quad (12a)$$

$$Q + iP_z = \sum \frac{-\Delta x}{\Delta x + i\Delta z} \ln(F_2 / F_1) \quad (12b)$$

elde edilmektedir. Burada çözüm N sayıda kenar üzerindedir ve

$$\Delta z = z_2 - z_1 \quad (13a)$$

$$\Delta x = x_2 - x_1 \quad (13b)$$

şeklindedir. F_n ise,

$$F_n = \frac{\Delta x + i\Delta z}{x_n + iz_n} \left(1 + \frac{r_n}{Y} \right) + \frac{i}{Y^2} (x_n \Delta z - z_n \Delta x) \quad n = 1, 2 \quad (14)$$

olarak belirtilmektedir. R, (12a) ve (12b) kullanılarak (6) ifadesinden,

$$iR = \sum \ln(F_2 / F_1) \quad (15)$$

şeklinde elde edilmektedir.

İki boyutluluk durumunda karmaşık değişkenler notasyonu, gerçek potansiyel alanların karmaşık değişkenlerinin analitik fonksiyonlarına eşitliği vasıtasıyla tanımlanmaktadır. Shuey ve Pasquale (1973)'nin bağıntıları 2-B'lu durumda,

$$Q + iP = \sum \frac{-\Delta x}{\Delta x + i\Delta z} \ln(F_2 / F_1) = \sum \frac{i\Delta z}{\Delta x + i\Delta z} \ln(F_2 / F_1) \quad (16)$$

ve

$$F_2 / F_1 = (x_1 + iz_1) / (x_2 + iz_2) \quad (17)$$

olmaktadır ki, buradaki Q ve P, Talwani ve Heirtzler (1964) teki QSUM ve PSUM ile aynıdır. Karmaşık alan yoğunluğu Q + iP alandaki pozisyonun bir analitik fonksiyonudur ve bir karmaşık değişken olan x + iz olarak hesaba katılmıştır.

Böylece karmaşık değişken notasyonunun 2-B durumdan 2.5-B durumuna nasıl geliştirilebildiği görülebilmektedir. Bununla birlikte, (10a)- (10d) denklemlerindeki (Y / r) çarpanı 2.5-B durumunda analitik bir fonksiyon değildir. Yani, karmaşık değişkenlerin analitik fonksiyonlarına bağlı etkili teoremler 2.5-B durumda mevcut değildir.

(12a) ve (12b) denklemleri bilgisayarda kolayca programlanabilmektedir ve 2-B'lu Talwani ve Heirtzler (1964) algoritması kadar hızlı bir 2.5-B algoritmadır. Mıknatıslanma şiddeti ve kesit bilgisine ek olarak, anomaliye sebep olan her yapı, uzanım yarı uzunluğu Y ile karakterize edilmektedir. Burada yapılması gereken, bir kontur haritasından Y 'yi belirlemek ve sonra en uygun mıknatıslanmayı ve poligon yapılı kesiti ararken o değeri sabit tutmaktır.

Toplam alan anomalisi T, x eksenine ve manyetik kuzey arasındaki açı A ve manyetik eğim I ise,

$$T = H_z \sin I + H_x \cos I \cos A + H_y \cos I \sin A \quad (18)$$

şeklinde ifade edilmektedir. H_x, H_y ve H_z, (3a)-(3c) denklemleri ile verilmektedir. Mıknatıslanma şiddetinin genellikle asıl yer manyetik alanına paralel olduğu kabul edilmektedir. Bu durumda mıknatıslanma şiddeti bileşenleri,

$$M_x = kF \cos I \cos A \quad (19)$$

$$M_y = kF \cos I \sin A \quad (20)$$

$$M_z = kF \sin I \quad (21)$$

olarak ifade edilmektedir. F, yer manyetik alan şiddeti ve k manyetik duyarlıktır. (19)-(21) ile (3), (6) ve (18) denklemleri bir araya getirildiğinde,

$$T / 2kF = P_x \cos^2 I \cos 2A + P_z (\cos^2 I \sin^2 A - \sin^2 I) + Q \cos A \sin 2I \quad (22)$$

elde edilir.

Cooper (1998) tarafından geliştirilen ve 2.5-B gravite ve manyetik modellemesini bir arada gerçekleştirebilen GEOMODEL programı, 2.5-B Talwani modelleme algoritmalarını kullanmaktadır. Programın interaktif olması, model oluşturulurken modele ait özelliklerin isteğe bağlı olarak kolayca değiştirilebilmesine ve model üzerinde yapılan değişikliklerin ekranda görülebilmeye olanak sağlamaktadır. Model oluşturulurken en fazla 50 adet yapı kullanılabilir. Bu yapıların sahip olacakları köşe sayıları en fazla 150 olabilmektedir.

2.5-B Talwani modelleme yöntemi kullanılan diğer çalışmalara, Enmark (1981), Busby (1987), Sander ve Cawthorn (1996), Cooper (1997), Aydemir (2005), Aydemir ve Ateş (2006) gibi çalışmalar örnek verilebilir.

4.2.2. Üç boyutlu (3-B) gravite modellemesi

Bu çalışmada, gravite anomalilerinin 3-B olarak modellenmesi için Cordell ve Henderson (1968) tarafından geliştirilen yinelemeli yöntem kullanılmıştır. Bu yinelemeli yöntem üç aşamadan oluşmaktadır: 1) Başlangıç modelinin seçimi; 2) Modelin oluşturacağı gravite anomalisinin hesaplanması; 3) Modelin değiştirilmesi (önceki hesaplanan gravite anomalisi ile ölçülen anomalideki uyumsuzluğa bağlı olarak). İkinci ve üçüncü basamaklar, hesaplanan gravite anomalisi ile ölçülen anomali arasında uyum elde edilene kadar yinelenir.

Yöntemin uygulamasında ilk işlem olarak gravite verisi kare olarak gridlenir. Anomaliye sebep olan yapının, her biri bir grid karesi kadar kesit alanına ve eşit yoğunluk değerlerine sahip düşey prizmalardan oluştuğu varsayılmaktadır. Her bir prizmanın düşey pozisyonu, belirlenen yatay bir referans düzlemi ile olan sistematik bir ilişki vasıtasıyla tayin edilir. Bu referans düzlemi, prizmaların alt, üst veya merkez noktalarını sınırlayacak şekilde isteğe bağlı olarak seçilmektedir. Yoğunluk değeri ve referans düzlemi derinliği belirlendiğinde, q'uncu grid noktasının (Q: (x', y', 0)) altındaki düşey prizmaya bağlı oluşan p'inci grid noktasındaki (P: (x, y, 0)) gravite etkisi, yalnızca prizmanın bağlı pozisyonun ve kalınlığı T_q 'nin bir fonksiyonudur. Böylece,

$$g_{ölç,p} \approx \sum_{q=1}^M Gf(P, Q, T_q; \rho, D) \quad (23)$$

ve anomaliyi oluşturan tüm yapının p'inci grid noktasındaki gravite etkisi ise,

$$g_{ölç,p} \approx \sum_{q=1}^M Gf(P, Q, T_q; \rho, D) \quad (24)$$

olarak ifade edilir. Burada, G, gravitasyonel sabit, ρ , yoğunluk, D, referans düzlemine olan derinlik ve m, toplam grid noktası sayısı olarak verilmektedir. n'inci yinelemede, q'uncu grid noktasının altındaki prizmanın kalınlığı $t_{n,q}$ olursa, bulunmaya çalışılan prizmalar grubu,

$$\lim_{n \rightarrow \infty} t_{n,q} = T_q \quad (25)$$

bütün q noktaları için bu ifade ile temsil edilmektedir.

Bott (1960)'un önerisine uygun olarak, her grid noktası için başlangıç modeli kalınlık değerleri Bouguer kat (slab) formülü kullanılarak elde edilir.

$$t_{1,q} = Kg_{ölç,q} \quad (26)$$

Burada,

$$K = \frac{1}{2\pi G\rho} \quad (27)$$

olarak verilmektedir. Daha sonra, ilk yaklaşım modeline ait hesaplanan gravite anomalisi,

$$g_{hes,1,p} = \sum_{q=1}^m Gf(P, Q, T_{1,q}; \rho, D) \quad (28)$$

olarak verilir. Modelin bir sonraki basamaktaki değişiminin hesaplanması için,

$$t_{2,q} = t_{1,q} \left(\frac{g_{ölç,q}}{g_{hes,1,q}} \right) \quad (29)$$

tanımlanmaktadır. Genel ifade olarak,

$$t_{n+1,q} = t_{n,q} \left(\frac{g_{ölç,q}}{g_{hes,n,q}} \right) \quad (30)$$

ve

$$g_{hes,n,p} = \sum_{q=1}^m Gf(P, Q, T_{n,q}; \rho, D) \quad (31)$$

verilmektedir. P ve Q nun rastlaştığı nokta için f,

$$\Delta g_{hes,n,p=q} \approx 2\pi G\rho \left[t_{n,q} - \sqrt{(d_{n,q} + t_{n,q})^2 + \frac{W^2}{\pi}} + \sqrt{d_{n,q}^2 + \frac{W^2}{\pi}} \right] \quad (32)$$

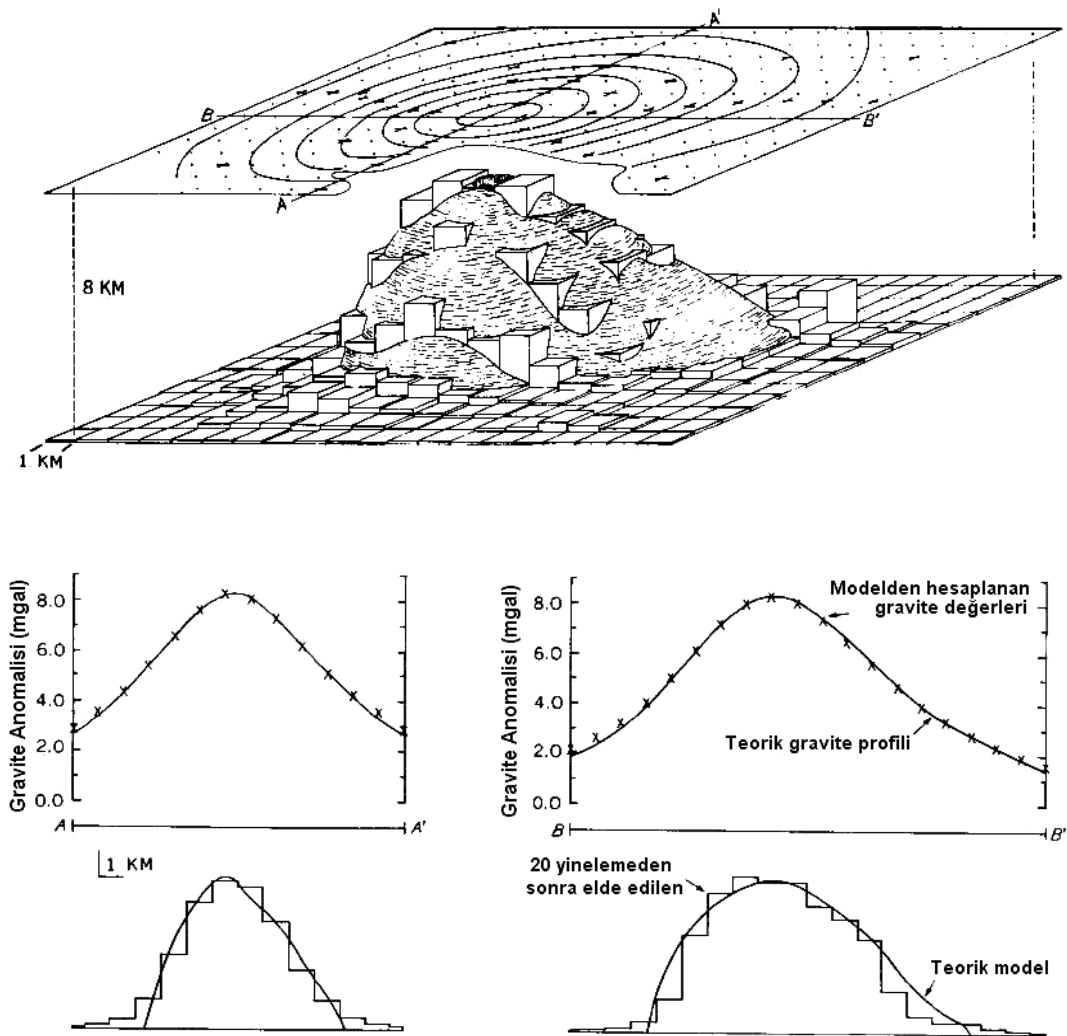
bütün diğer grid noktaları için f,

$$\Delta g_{hes,n,p \neq q} \approx G\rho W^2 \left[\frac{1}{\sqrt{R_{p,q}^2 + d_{n,q}^2}} - \frac{1}{\sqrt{R_{p,q}^2 + (d_{n,q} + t_{n,q})^2}} \right] \quad (33)$$

olarak tanımlanmaktadır. Burada, W, grid aralığı, $R_{p,q}$, P ve Q noktaları arası mesafe, $d_{n,q}$ ise n adet yinelemeden sonra Q grid noktası altındaki prizmanın üst yüzeyine olan derinlik olarak verilmektedir. Ölçülen ve hesaplanan gravite anomalileri arasındaki uyumu (34) te verilen en küçük kareler ifadesi vermektedir.

$$ekk_n = \sqrt{\frac{\sum_{p=1}^m (g_{ölç,p} - g_{hes,n,p})^2}{m}} \quad (34)$$

Cordell ve Henderson (1968) tarafından 3-B modelleme yöntemi kullanılarak oluşturulmuş yeraltı model örneği ve modelden alınan profiller Şekil 4.11’de verilmektedir. Bu yöntem kullanılarak günümüze kadar birçok çalışma gerçekleştirilmiştir (Kearey, 1991; Kearey ve Rabae, 1993; Ateş ve Kearey; 1993, 1995, 2000; Tufan, 1995; Büyüksaraç, 1996; Ateş ve diğ., 1997; Büyüksaraç ve diğ., 1998; Ateş, 1999; Goddard ve Kearey, 2002; Büyüksaraç ve diğ., 2005; Aydemir, 2005; Aydemir ve Ateş, 2006).



Şekil 4.11. 3-B modelleme yöntemi kullanılarak oluşturulmuş yeraltı modeli ve bu modelden alınan profiller (Cordell ve Henderson, 1968).

4.2.3. Sismik yorum ve derinlik dönüşümü

Sismik yansıma verilerinin yorumlanabilmesi için kesitlerdeki yansıma zamanlarının derinlik değerlerine çevrilmesi gerekmektedir. Sismik yansıma çalışmasının yapıldığı bölgede yayılan dalgaların formasyonlardan geçerken sahip oldukları hızlar bilinirse derinlik dönüşümü gerçekleştirilebilir. Sismik yorumlamada kullanılmak üzere hesaplanması gereken hızlar, en küçük kareler (RMS) hızları ve ara hızlardır.

RMS hızları, kuvvetli yansıma veren yansıtıcıların derinliğini temsil eden her bir sismik zamana karşılık gelen ve yüzeyden bu zamansal derinliğe kadar olan ağırlıklı ortalama hızını temsil eden hızlardır (Aydemir, 2005). Ara hızları $V_1, V_2, V_3, \dots, V_n$ ve tek yol seyahat zamanları, $t_1, t_2, t_3, \dots, t_n$ olan çok tabakalı bir ortamda RMS hızı;

$$V_{RMS}^2 = \left(\frac{V_1^2 t_1 + V_2^2 t_2 + V_3^2 t_3 + \dots + V_n^2 t_n}{t_1 + t_2 + t_3 + \dots + t_n} \right) = \left(\frac{\sum_{k=1}^n V_k^2 t_k}{\sum_{k=1}^n t_k} \right) \quad (35)$$

olarak elde edilir (Kurtuluş, 2002). Ara hız ise, bu RMS hızlarından faydalanılarak;

$$V_{ARA}^2 = \frac{V_{RMS(n)}^2 t_n - V_{RMS(n-1)}^2 t_{(n-1)}}{t_n - t_{(n-1)}} \quad (36)$$

şeklinde hesaplanır. Elde edilen RMS hızları ve ara hızlar, hız analizinin yapıldığı atış noktalarının üzerine denk gelecek şekilde sismik kesitler üzerine işlenir. Bu uygulama tüm dünyada standart haline gelmiştir ve tüm sismik kesitler üzerinde bu uygulamaya rastlanmaktadır.

Hız analizinin yapıldığı ve sismik kesitler üzerine işaretlenen atış noktaları için, kesitteki zaman değerleri ve bunlara ait hız değerleri çizelgeler haline getirilir. Daha sonra kesitteki zaman değerleri kullanılarak gerçek derinlik değerleri hesaplanır. Sismik kesitlerde görülen düşey eksen değerleri, derinliğin zaman cinsinden temsil edilmesidir ve bu zaman değerleri, dalganın yansıtıcı tabakaların yüzeylerine olan gidiş-geliş zamanlarıdır ve milisaniye (ms) cinsinden belirtilmektedir. Hesaplamalarda bu değerler saniye (s) cinsinden kullanılacağından, tüm zaman değerleri ilk olarak saniyeye çevrilir. Derinlik değerlerinin metre cinsinden ifade edilebilmesi için sadece gidiş veya sadece geliş zamanına ihtiyaç duyulduğundan tüm zaman değerleri ikiye bölünür. Daha sonra bu elde edilen zaman değerleri, kendilerine karşılık gelen hız değerleriyle çarpılarak derinlik değerleri metre cinsinden elde edilir (Aydemir, 2005).

5. BULGULAR

5.1. Üç Boyutlu (3-B) Gravite Modellemesi Çalışmaları

Sivas Havzası'na ait gravite verilerinin 3-B olarak modellenmesi amacıyla yapılan bu çalışmada, Celalli-1 sondajından elde edilen kuyu bilgileri ve bu kuyuda yapılan kuyu içi sismik hız atışlarından elde edilen veriler, gravite-manyetik verileri ve sismik kesitlerden elde edilen bilgilerle bütünlük bir şekilde kullanılarak havzanın derin yapısı ortaya konulmaya çalışılmıştır.

Havzaların gravite verileri kullanılarak 3-B modellerinin oluşturulmasında, havza dolgusu ile havzanın temelini oluşturan birimlerin yoğunluk farklarının bilinmesi gerekmektedir. Bu nedenle çalışma kapsamında ilk olarak, Celalli-1 kuyusuna ait kuyu bitirme raporunun (Gedik ve Özbudak, 1974) değerlendirilmesi yapılmış, Eres, 1974'ten elde edilen derinlik-ara hız eğrileri ile ilişkilendirilmiş şekilde, birimlerin litolojik dizilimlerine, derinliklerine ve kalınlıklarına uygun olan bir kuyu stratigrafik kolon kesiti oluşturulduktan sonra (Şekil 5.1) kuyuda yapılan kuyu içi hız atışlarından (Eres, 1974) elde edilen ara hız ve ortalama hız değerleri kullanılarak havza dolgusu ile havzanın temelini oluşturan birimler arasındaki yoğunluk farkları belirlenmeye çalışılmıştır. Kuyu içi ara hızlar ve ortalama hızlar yalnızca havza dolgusuna ait yoğunluk değerlerinin belirlenmesinde kullanılabilmiştir. Bunun nedeni, Celalli-1 kuyusunun 3643.5 m derinliğe ulaşmış olmasına rağmen yalnızca Oligosen yaşlı sedimanter birimlere kadar ilerleyebilmiş olmasıdır. Bu nedenle sismik dalgaların çoğunlukla Sivas Havzası'nın temelini oluşturan Paleozoyik yaşlı, gnays, kuvarsit, amfibolit, mikaşist, serisit ve mermer gibi metamorfik kayalar ve yer yer ofiyolitik birimlerden oluşan temeldeki (Kurtman, 1973) yayılım hızları ile ilgili bilgilere ulaşamamıştır. Buna bağlı olarak, temel kayalarına ait yoğunluk hesaplamasında el numunelerinden elde edilen sonuçlar değerlendirmeye alınmıştır. Havza dolgusuna ait yoğunluk değerlerinin sismik hızlardan yararlanılarak belirlenmesi için Ludwig ve diğ. (1970) tarafından verilen hız-yoğunluk diyagramı (Şekil 4.3) kullanılmıştır. Celalli-1 kuyusunda yapılan A ve B grubu hız atışlarından elde edilen ara ve ortalama hız değerlerinin derinliğe göre değişimini veren grafikler Şekil 5.2'de verilmektedir. Çizelge 5.1' de ara ve ortalama hız değerleri ve ortalamaları verilmiştir.

Havzanın sedimanter dolgusuna ait yoğunluk değerinin tespit edilmesi amacıyla ilk olarak, A ve B grubu hız atışlarında, aynı derinlik değerleri için elde edilen ara hız ve ortalama hız değerlerinin ortalamaları alınmıştır (Çizelge 5.1). Elde edilen ara hız değerlerinin de ayrıca ortalaması alınarak, 4416 m/s değeri elde edilmiştir. Ortalama hızlar kullanılarak yoğunluk hesaplanırken, kuyunun en derin yerinden elde edilen hız değeri kullanılmıştır (4310 m/s). Bunun nedeni, bu hız değerinin kuyuda geçilen tüm formasyonları temsil etmesidir. Bu hız değerleri kullanılarak, Şekil 4.3'te verilen hız-yoğunluk diyagramından, ara hızların ortalaması (4416 m/s) ile elde edilen yoğunluk değeri 2.44 gr/cm^3 olarak, ortalama hız değeri (4310 m/s) ile elde edilen

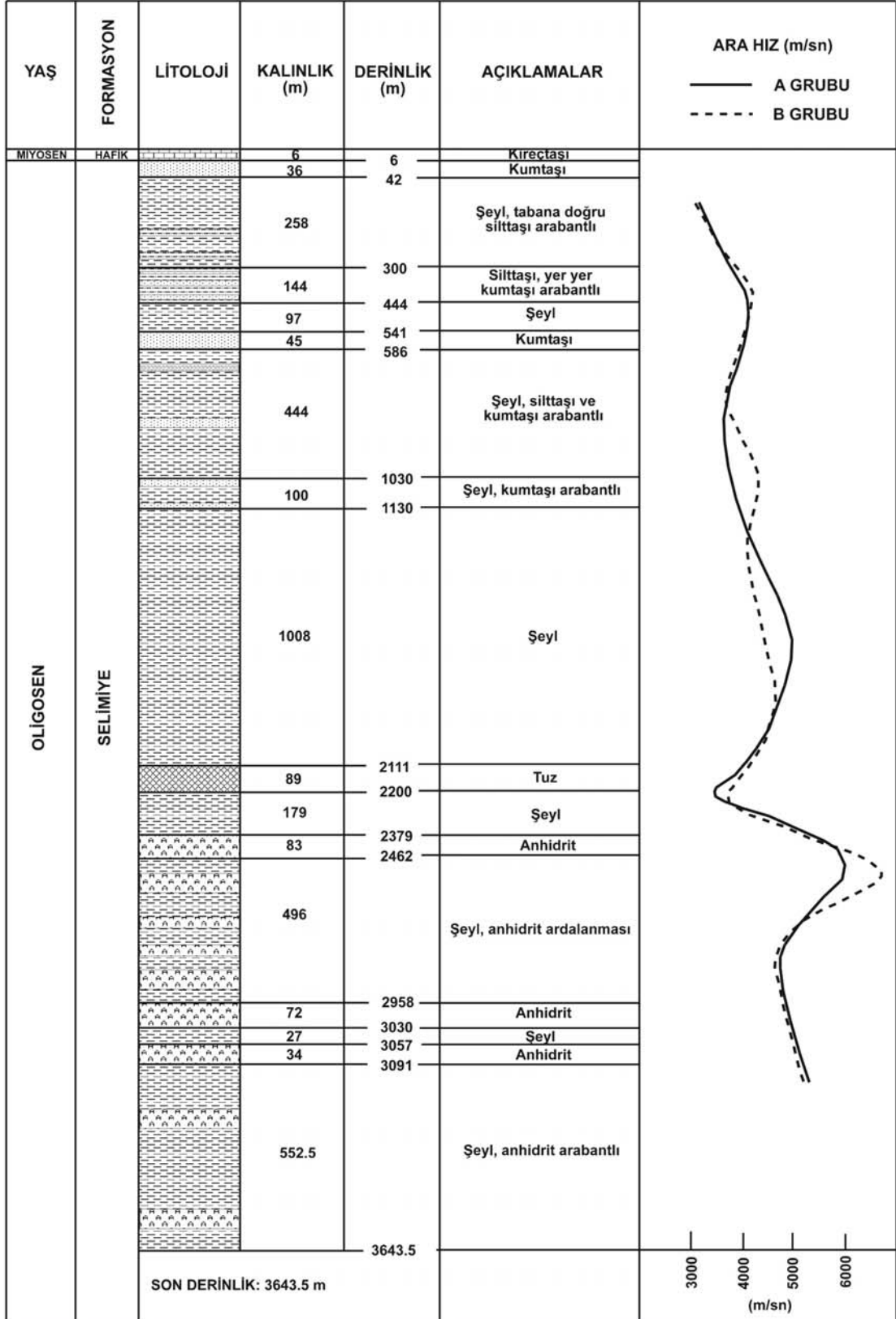
yoğunluk değeri ise 2.40 gr/cm^3 olarak belirlenmiştir. Bu sonuçlara göre, havzanın sedimanter dolgusuna ait ortalama yoğunluk değeri 2.42 gr/cm^3 olarak tespit edilmiştir. Bu yoğunluk değerinin kontrolü amacıyla araziden toplanan el numunelerinin yoğunlukları, Bölüm 4.1.3'te belirtilen yöntemle belirlenmiş ve elde edilen yoğunluk değerleri Çizelge 4.2' de verilmiştir.

Ayrıca, yine ölçüm ve hesaplamaların kontrolü amacıyla literatür taraması da gerçekleştirilmiştir. Çizelge 4.1'de sedimanter kayalara ait yoğunluk değerlerinin $1.40-2.90 \text{ gr/cm}^3$ aralığında değiştiği görülmektedir. Bu bilgilerin tümü göz önüne alındığında, havzanın sedimanter dolgusunun ortalama yoğunluk değeri için belirlenen 2.42 gr/cm^3 değerinin uygun olduğu açıktır.

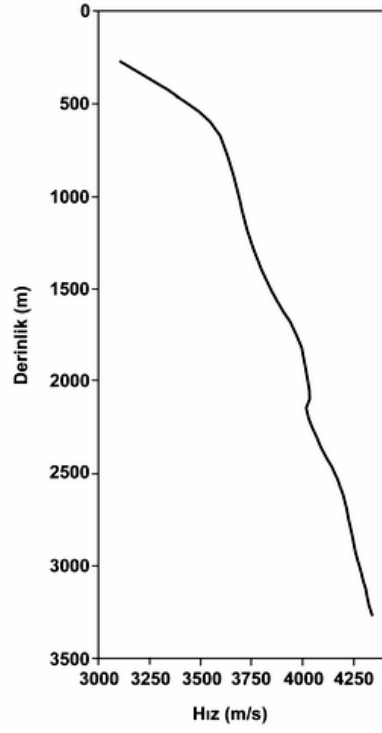
Sedimanter kayaların ortalama yoğunluk değerlerinin, metamorfik kayaların sahip oldukları yoğunluk değerlerine göre genellikle daha düşük olması, temel ile havza dolgusu arasında bir yoğunluk kontrastı oluşmasını sağlamaktadır. Temele ait yoğunluk değerlerinin belirlenmesinde, temeli oluşturduğu belirtilen gnays, kuvarsit, amfibolitşist, mikaşist, serisitşist ve mermer gibi metamorfik kayaların yanında, temelin üzerinde uyumsuz olarak duran ve havzanın en yaşlı sedimanter formasyonu olan Tecer kireçtaşları (Kurtman, 1973) içerisinde karışık halde bulunan ofiyolitlerinde yoğunlukları göz önünde bulundurulmuştur. Temeli oluşturan birimler için Celalli-1 kuyusundan elde edilen bilgilerden yararlanılmadığından, hesaplama yapılırken arazide yüzeylemiş olan metamorfik kayalar ve ofiyolitlerden alınan el numunelerinden elde edilen değerlerin ortalamalarından faydalanılmıştır. Alınan numunelerin yoğunlukları da Bölüm 4.1.3'te anlatılan yöntemle ölçülmüştür. Elde edilen yoğunluk değerleri Çizelge 4.2' te verilmektedir. Numunelerin yoğunluk değerlerinin ortalaması alındığında 2.67 gr/cm^3 değeri elde edilmiştir. Çizelge 4.1'de, metamorfik kayalara ve ofiyolitlere ait yoğunluk değerlerinin $2.39-3.10 \text{ gr/cm}^3$ aralığında değişmekte olduğu görülmektedir. Tüm bu bilgilerin ışığında, temele ait yoğunluk değeri 2.67 gr/cm^3 olarak hesaplanmıştır.

Sondaj Baş. Tar.: 01.08.1972
Sondaj Bit. Tar.: 20.01.1974

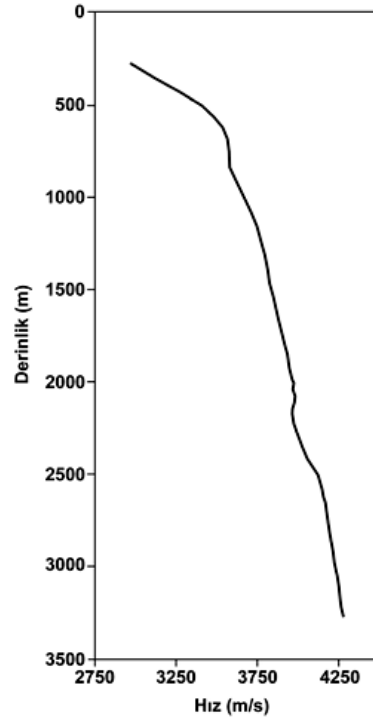
CELALLI-1 KUYUSU
STRATİGRAFİK KOLON KESİTİ
Yüzey Kotu: 1600.3 m



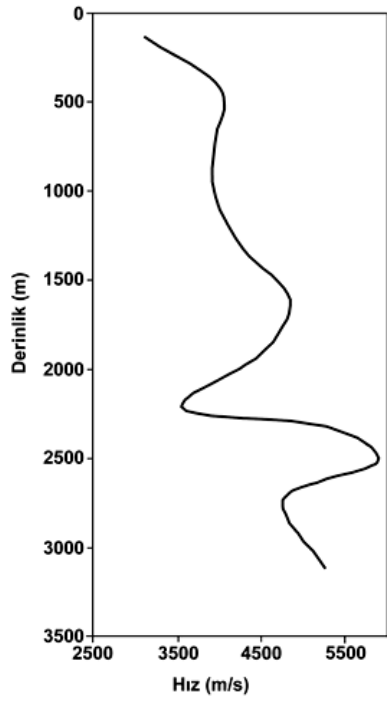
Şekil 5.1. Celalli-1 kuyusuna ait stratigrafik kolon kesit ve kuyu içi sismik ara hız değerleri (Gedik ve Özbudak, 1974 ve Eres, 1974'ten oluşturulmuştur).



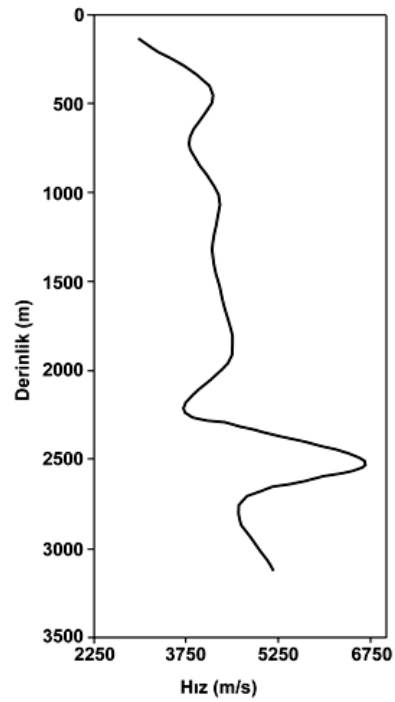
(a)



(b)



(c)



(d)

Şekil 5.2. Celalli-1 kuyusu hız atışlarından elde edilen hız değerlerinin derinliğe göre değişimi.
 (a) A grubu ortalama hız, (b) B grubu ortalama hız, (c) A grubu ara hız (d) B grubu ara hız.

Çizelge 5.1. Celalli-1 kuyusunda yapılan A ve B grubu hız atışlarından elde edilen ara ve ortalama hız değerleri ve ortalamaları.

Derinlik (m)	Ort. Hız (m/s) (A Grubu)	Ort. Hız (m/s) (B Grubu)	Ortalama Hız (m/s) (Ortalama)	Ara Hız (m/s) (A Grubu)	Ara Hız (m/s) (B Grubu)	Ara Hız (m/s) (Ortalama)
270	3100	2967	3034	3100	2967	3034
570	3519	3497	3508	4000	4160	4080
870	3655	3595	3625	3950	3800	3875
1170	3722	3748	3735	3950	4290	4120
1470	3825	3830	3828	4280	4170	4225
1770	3971	3909	3940	4840	4350	4345
2070	4030	3980	4005	4480	4480	4480
2170	4020	3965	3993	3570	3700	3635
2370	4090	4030	4060	5260	4760	5010
2570	4180	4140	4160	5880	6660	6270
2970	4270	4220	4245	4760	4650	4705
3270	4340	4280	4310	5260	5160	5210
				Ara Hızların Ortalaması = 4416		

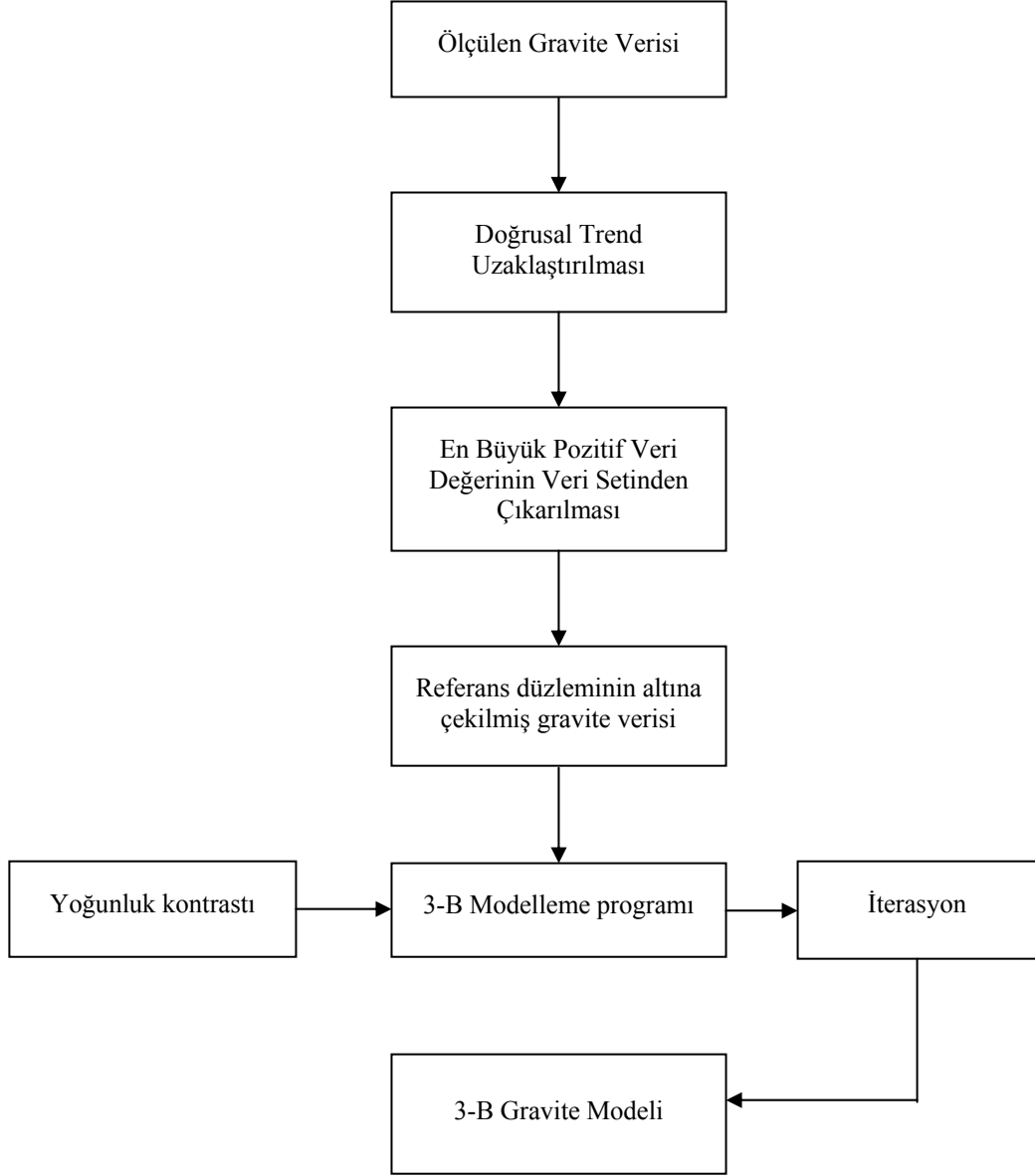
Böylece gerek araziden toplanan el numunelerinden yapılan ölçümler, gerek kuyu içi hız atışlarından yararlanılarak hesaplanan değerler ve gerekse literatür bilgisi kullanılarak havza sedimanter dolgusu ile havzanın temelini oluşturan birimler arasındaki yoğunluk farkı belirlenmiştir. Daha önce belirtildiği gibi, havza dolgusunun ortalama yoğunluğu 2.42 gr/cm^3 , temeli oluşturan birimlerin ortalama yoğunluğu da 2.67 gr/cm^3 olarak hesaplanmıştır. Buna göre aralarındaki yoğunluk farkı 0.25 gr/cm^3 tür ve bu değer 3-B model oluşturulurken kullanılmıştır.

Gravite anomalilerinden 3-B modelin oluşturulması için yapılan uygulamaları gösteren diyagram Şekil 5.3'te verilmiştir. 3-B gravite modelleme çalışmasında, Cordell ve Henderson (1968) tarafından geliştirilen bilgisayar programı ile model oluşturulmadan önce, ölçülen gravite verisine bazı ön veri-işlemler uygulanmıştır. İlk olarak SPEKTRA.FOR bilgisayar programı kullanılarak veriden doğrusal trend uzaklaştırılmış, daha sonra doğrusal trend uzaklaştırılmış veri setindeki en büyük pozitif değer ARTIDC.FOR programı ile bulunarak yine bu programın bir alt programı olan PDATA.C ile veri setinden çıkarılmıştır. Bu işlemin yapılış amacı, 3-B modelleme programında kullanılacak olan yoğunluk kontrastının negatif değer olarak girilecek olmasıdır.

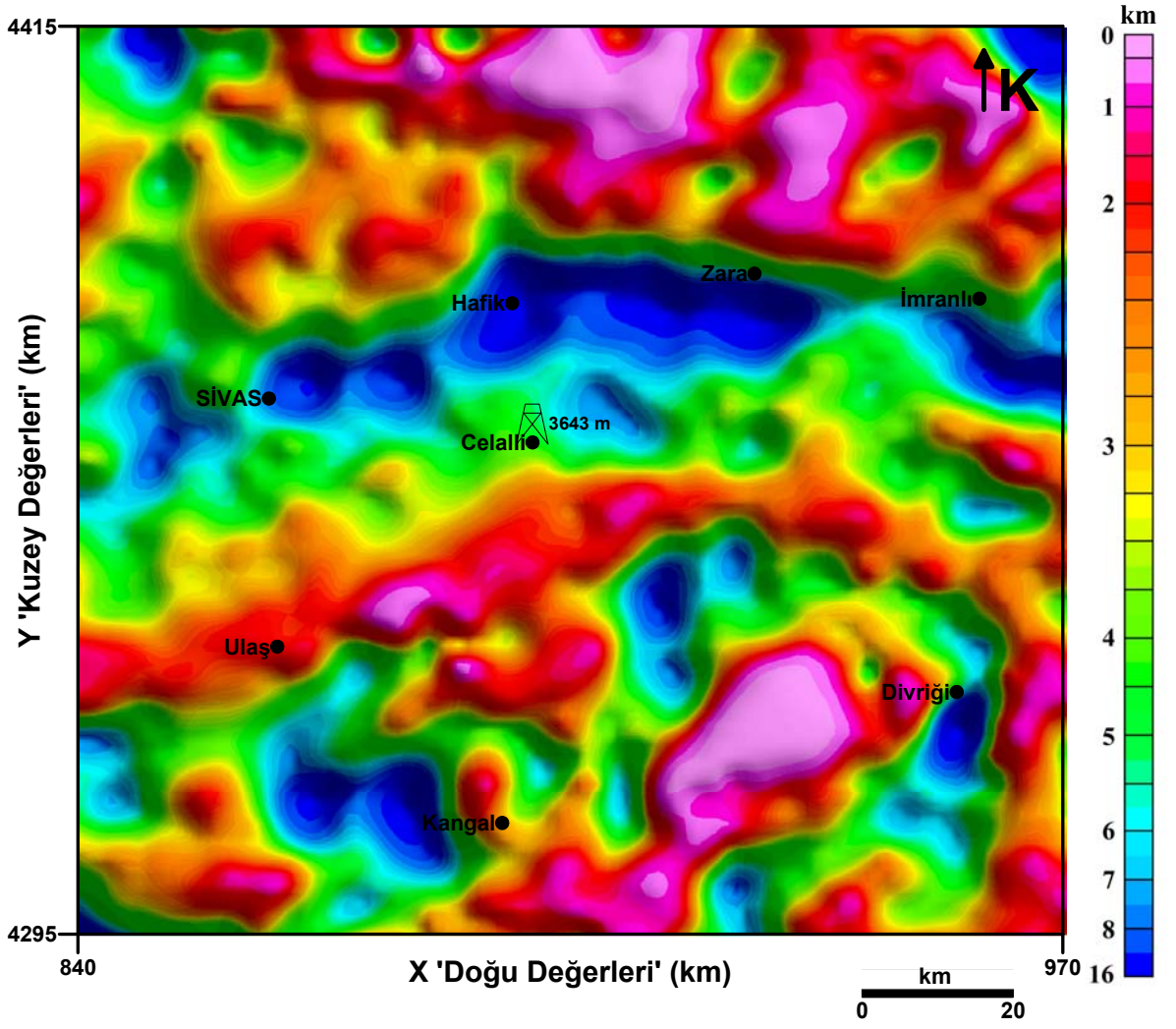
Böylece ARTIDC.FOR programının kullanılması ile bütün veri bir referans düzleminin altına çekilmiş olur. Modelleme programında kullanılacak olan veri dosyası PRONAIP olarak adlandırılmaktadır. 3-B modelleme, PRONAK.FOR adlı iteratif bilgisayar programı ile gerçekleştirilir.

3-B modelleme programında anomaliye sebep olan yapı, her biri bir grid karesi kadar kesit alanına ve eşit yoğunluk değerlerine sahip düşey prizmalardan oluşur ve her bir prizmanın düşey pozisyonunun, belirlenen yatay bir referans düzlemi ile sistematik bir ilişkisi vardır. Bu referans düzlemi, prizmaların alt, üst veya merkez noktalarını sınırlayacak şekilde isteğe bağlı olarak seçilmektedir. Bu çalışmada havzanın taban geometrisi göz önünde bulundurularak prizmaların üst kısımlarının düz ve yüzeyde, alt kısımlarının da değişken derinliklere sahip olması gerekmektedir. Bu nedenle referans düzleminin, prizmaların üst kısımlarını sınırladığı varsayılmıştır. Diğer bir deyişle bilgisayar programına yatay referans düzleminin derinliği sıfır olarak girilmektedir. Model, her bir grid karesi 1 x 1 birim (1 birim = 2,5 km) olacak şekilde 95 x 95 = 9025 prizma kullanılarak oluşturulmuştur. Programa yoğunluk kontrastı değeri -0.25 gr/cm^3 olarak girilmiştir. Ölçülen ile hesaplanan gravite anomalileri arasındaki fark 6 iterasyon sonucunda en küçük değerine ulaşmıştır. Oluşturulan modelin bulunduğu dosya MODEL.T.DAT olarak elde edilmiştir.

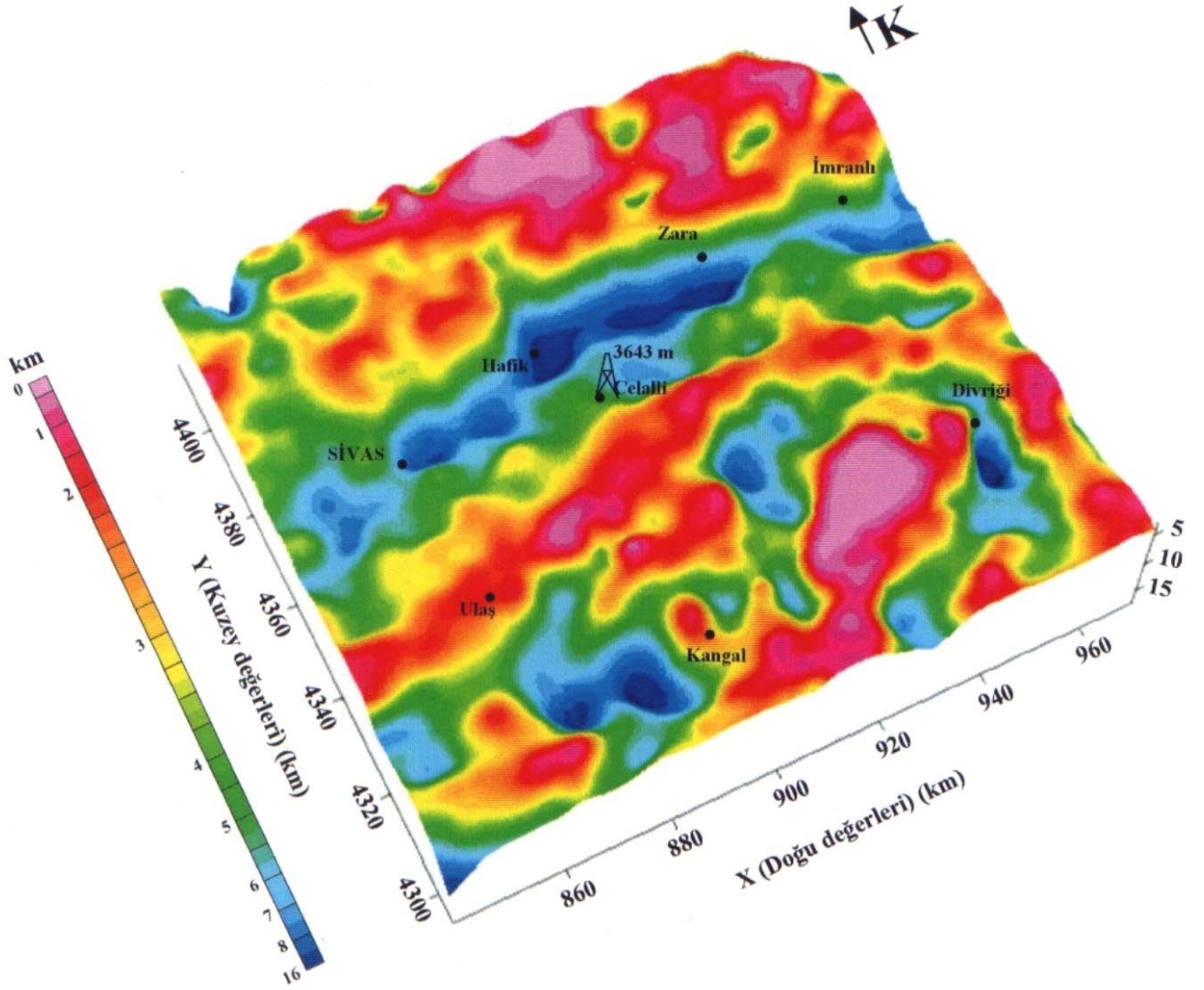
3-B gravite modelinden elde edilen havzanın derin yapısı, sismik kesitlerin yorumlanması ile elde edilen bilgilerle ve 2,5-B gravite ve manyetik modellerinden belirlenen havza taban derinlikleriyle ilişkilendirilmiş ve böylece kontrolü sağlanmıştır. Bu veriler ışığında oluşturulan 3-B derinlik modeli haritası Şekil 5.4'te, 3-B derinlik modelinin perspektif görüntüsü Şekil 5.5.'te verilmektedir.



Şekil 5.3. Gravite anomalilerinden 3-B modelin oluşturulması aşamaları



Şekil 5.4. Gravite anomalilerinden elde edilen çalışma alanına ait 3-B derinlik modeli haritası

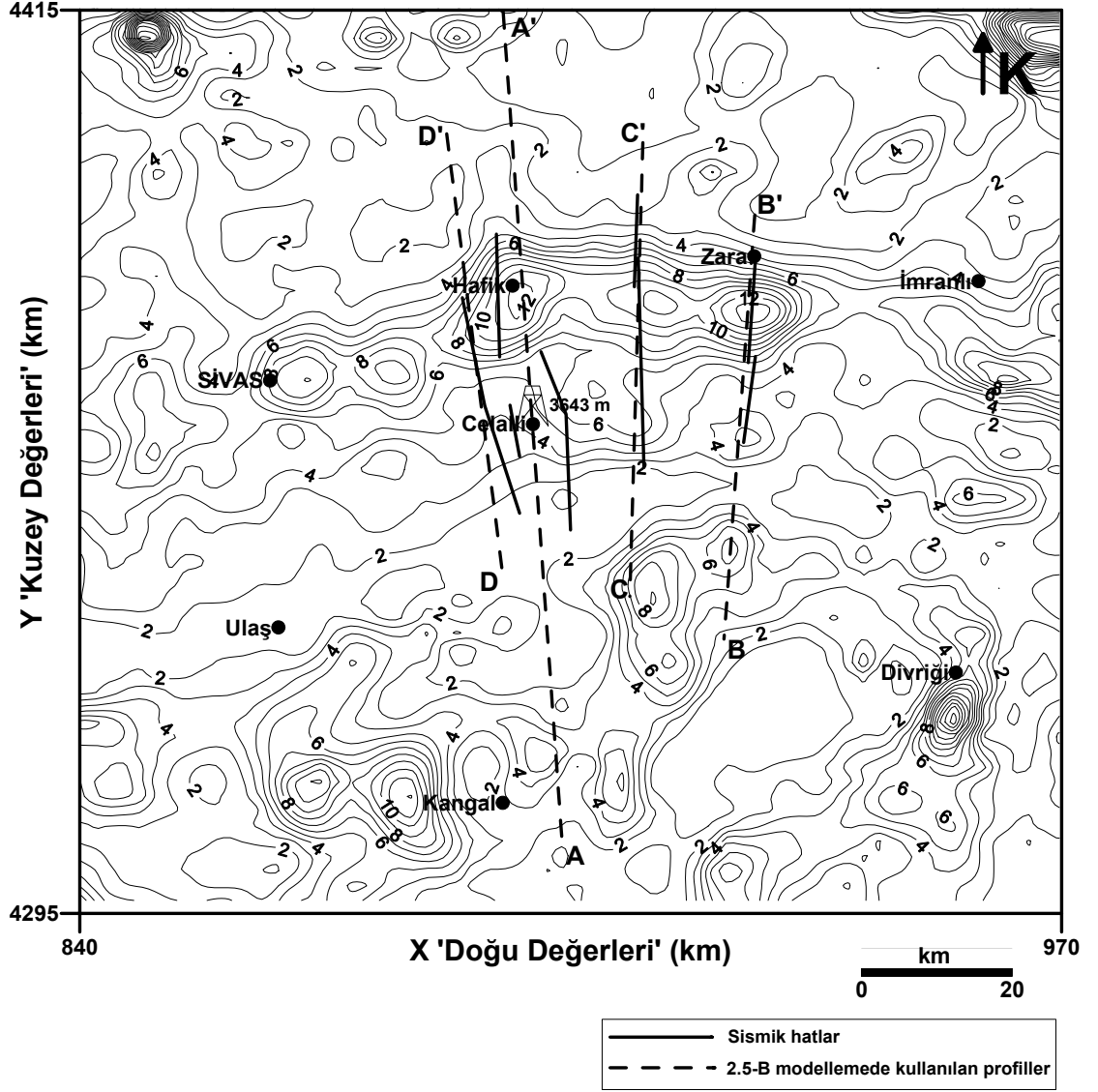


Şekil 5.5. Gravite anomalilerinden elde edilen çalışma alanına ait 3-B derinlik modelinin perspektif görüntüsü.

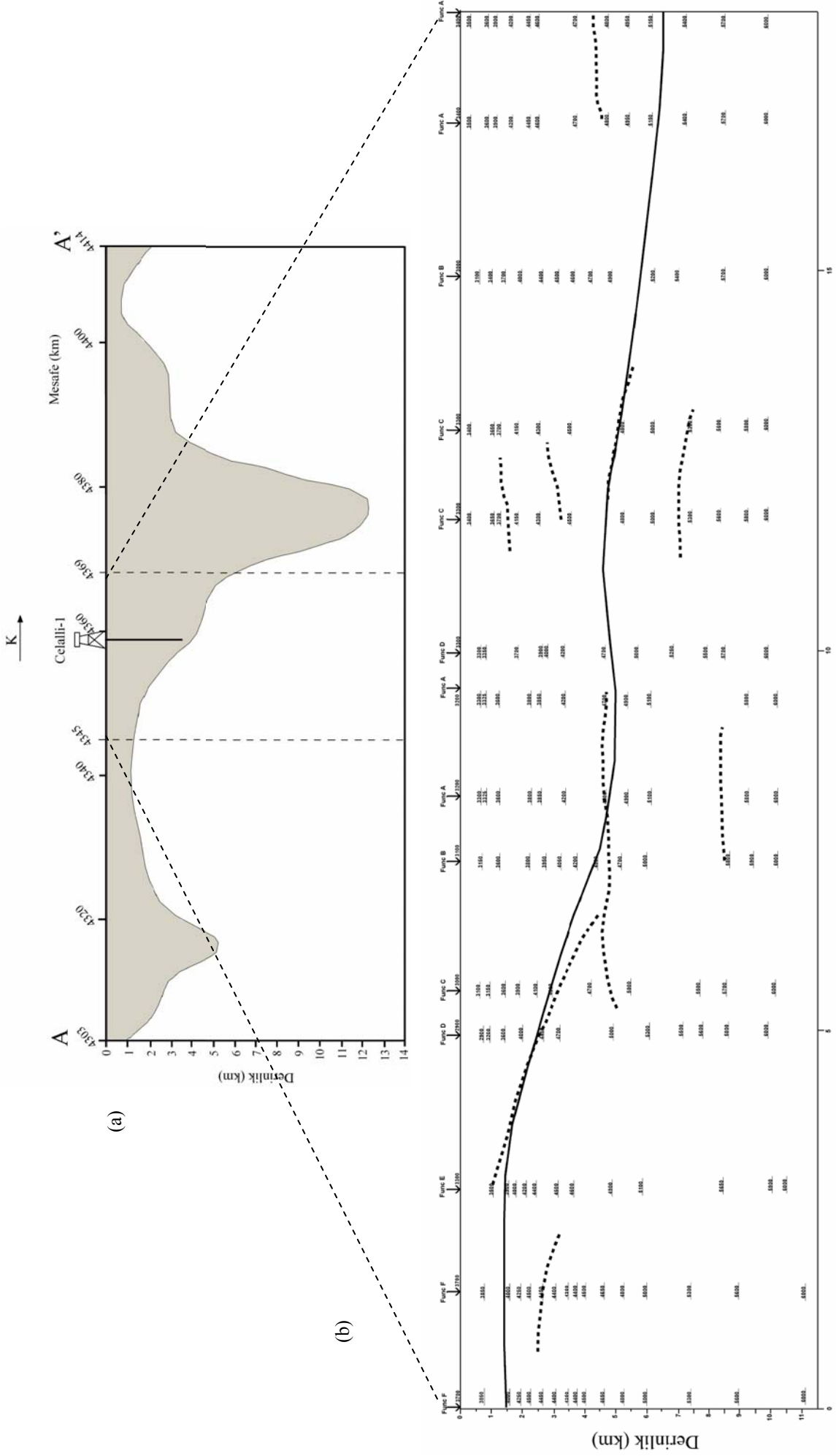
Oluşturulan 3-B gravite modelinden görüleceği gibi, havzayı oluşturan sedimanter dolgunun en kalın olduğu yani havzanın taban derinliğinin en büyük olduğu yerler, Hafik'in bulunduğu bölge ve Zara'nın güneyinde kalan bölgededir (12-13 km). İmranlı'nın güneyinde kalan ve havzanın doğu uzantısı şeklinde olan kesimde havza derinliği 10-11 km değerlerine ulaşmıştır. Sivas ilinin bulunduğu bölgenin doğu kısımlarında sedimanter kalınlığı 9-10 km aralığında değişmektedir. Celalli'de ise havza dolgusunun kalınlığı 4-5 km aralığındadır. Ayrıca 3-B model haritasında, taban derinliği 9-10 km aralığında değişen Kangal Havzası da, belirgin şekilde ayırt edilebilmektedir. Bununla birlikte Divriği'nin güneyinde kalan kısımda 14-15 km'ye varan derin bir sediman birikiminin yer aldığı dikkati çekmektedir.

3-B gravite modelinden elde edilen havzanın taban derinliğine ait değerlerin kontrolü için bir sonraki aşama olarak sismik kesitlerin yorumlanması aşamasına geçilmiştir. Kesitlerde, hız analizinin yapılmış olduğu ve sismik kesitler üzerine işaretlenmiş olan atış noktaları için, Bölüm 4.2.3.'de belirtilen yöntemle, kesitteki zaman değerleri kullanılarak gerçek derinlik değerleri hesaplanmıştır. Ekler bölümünde verilen sismik kesitlerden (Şekil Ek 1.1-1.10) faydalanılarak, hesaplanan gerçek derinlik değerleri kullanılmış ve yeni derinlik kesitleri oluşturulmuştur. Konum olarak birbirlerini takip eden bazı sismik hatlar (örneğin DD4013 ve DD4015 gibi), yeni derinlik kesitleri oluşturulurken birleştirilmiştir. Bu yeni kesitlerde, hız analizinin yapılmış olduğu atış noktalarının alt kısmına denk gelecek şekilde, tüm hız değerleri, m/s cinsinden, ait oldukları derinliklere işaretlenmiştir. Ayrıca sismik kesitlerde belirgin şekilde gözlemlenen bazı yapısal unsurların da gerçek derinlik değerleri hesaplanarak, yeni kesitlerde ait oldukları derinliklere işaretlenmiştir (Şekil 5.7.b-5.12.b). Daha sonra, oluşturulan gravite anomalilerinden elde edilen 3-B derinlik modelinden, havza taban derinlikleri, yeni oluşturulan kesitler üzerine işaretlenmiştir. Böylece elde edilen derinlik değerlerinin, sismik kesitlerden elde edilen derinlik ve hız dağılımı bilgileri ile ilişkilendirilmesi gerçekleştirilmiştir.

Son olarak, 2,5-B modellerin oluşturulması için kullanılan gravite profilleri ve sismik hatlar, 3-B model haritası üzerinde işaretlenerek (Şekil 5.6), gravite profillerine ait 3-B model kesitleri oluşturulmuştur. 3-B gravite modelinden oluşturulan kesitler ile sismik veriler kullanılarak oluşturulan yeni kesitlerin karşılaştırılması amacıyla, havzadaki hız dağılımını veren yeni derinlik kesitleri, 3-B model kesitleri üzerinde denk geldikleri aralıklara işaretlenmiştir (Şekil 5.7-5.12).



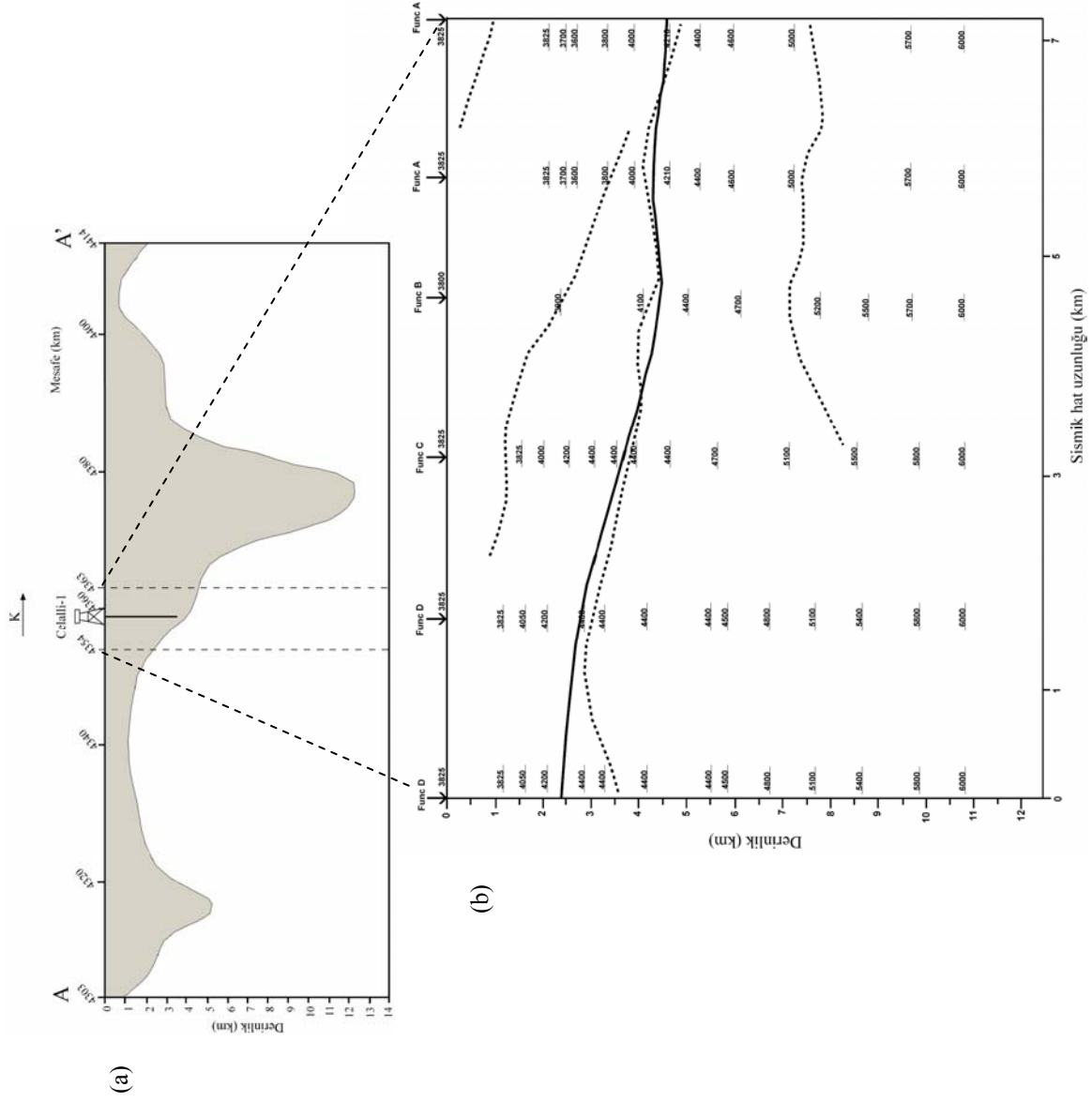
Şekil 5.6. Sismik hatların ve 2,5-B modellemede kullanılan profillerin yer aldığı 3-B derinlik modeli haritası (Kontur aralığı: 2 km)



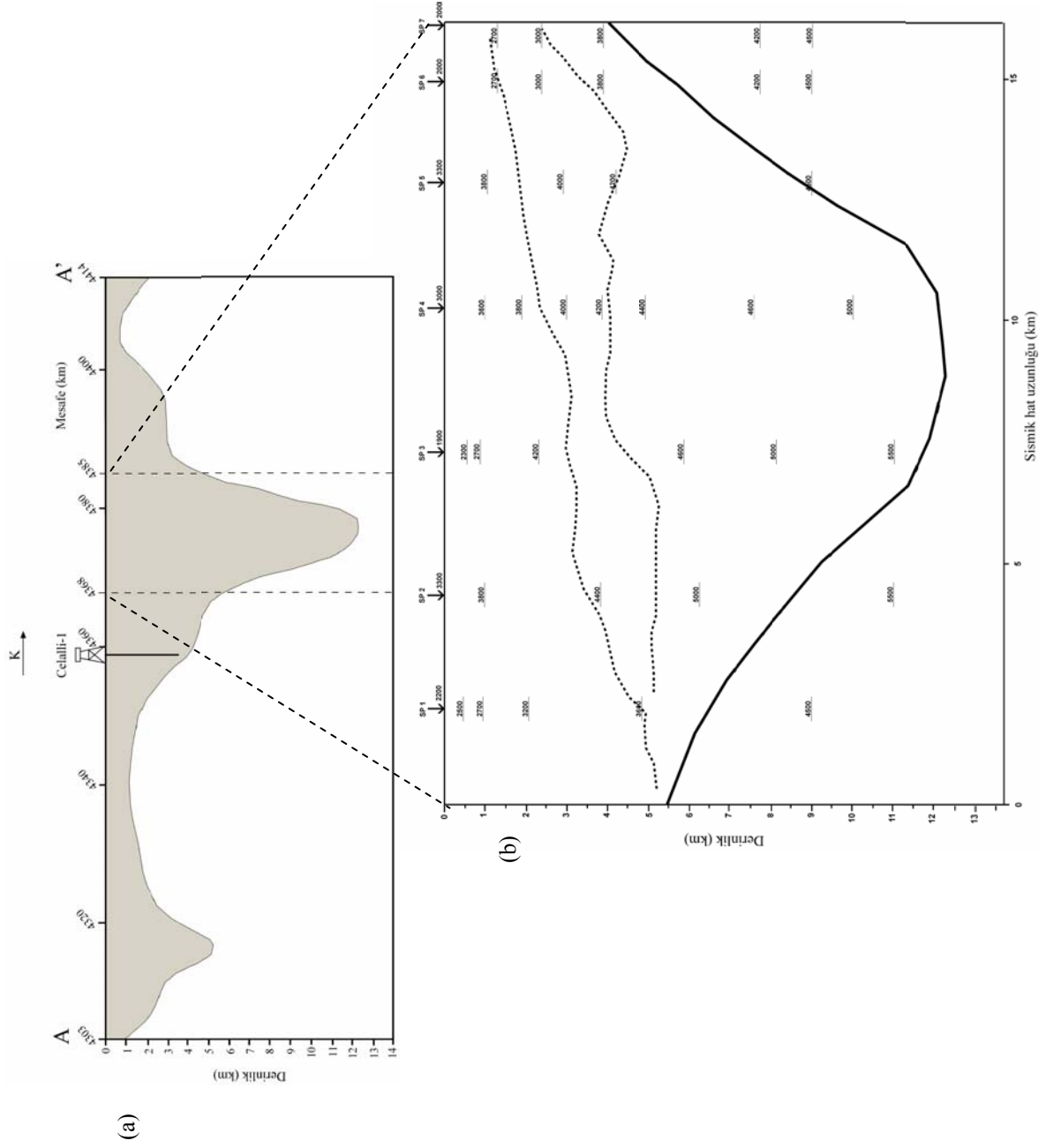
Sismik hat uzunluğu (km)

Şekil 5.7. (a) 3-B gravite modelinden alınan A-A kesiti, (b) DD 4011 sismik kesitleri kullanılarak oluşturulan kesit.

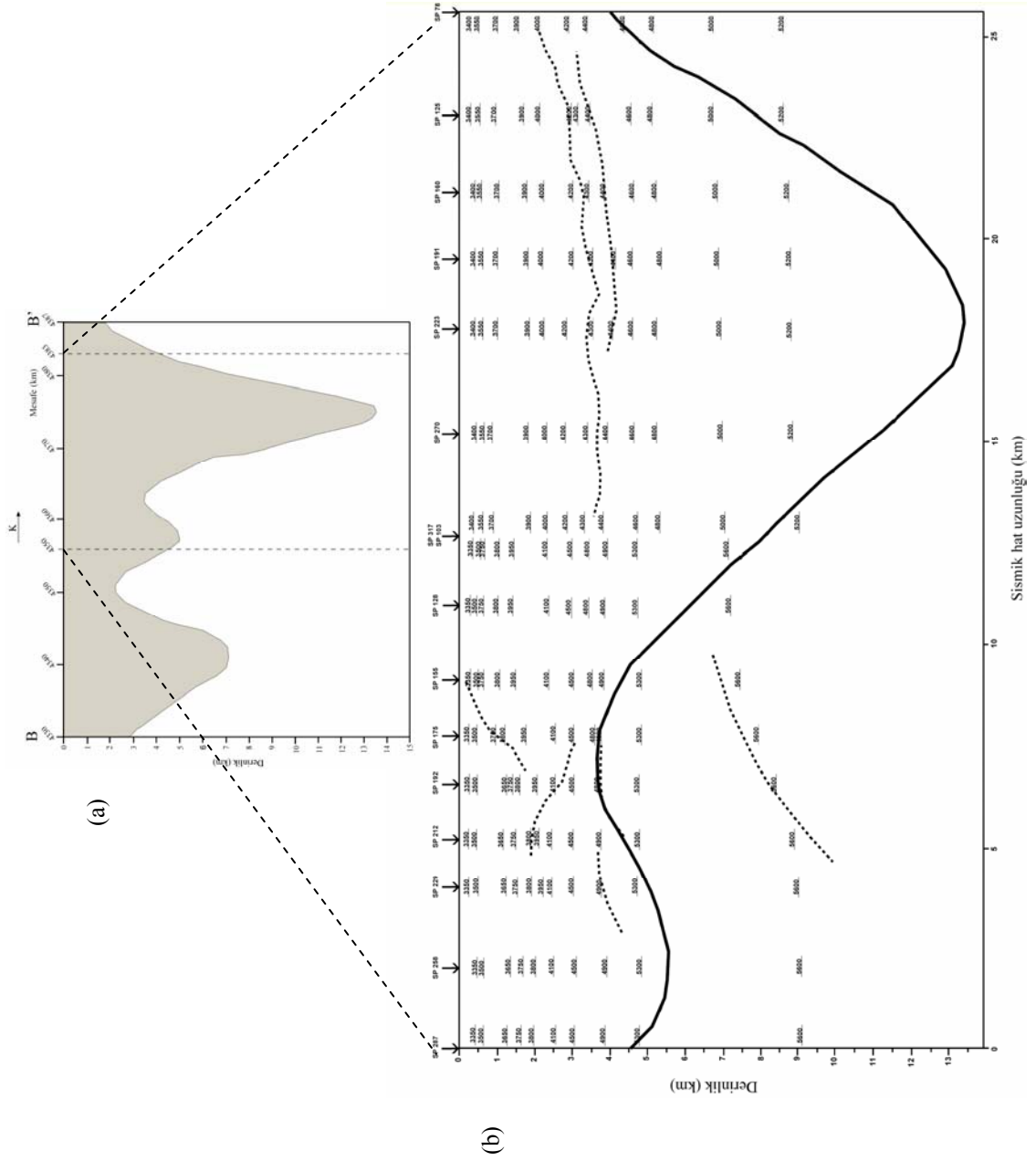
(Kalın çizgi, 3-B modelden elde edilen havza tabanını temsil etmektedir).



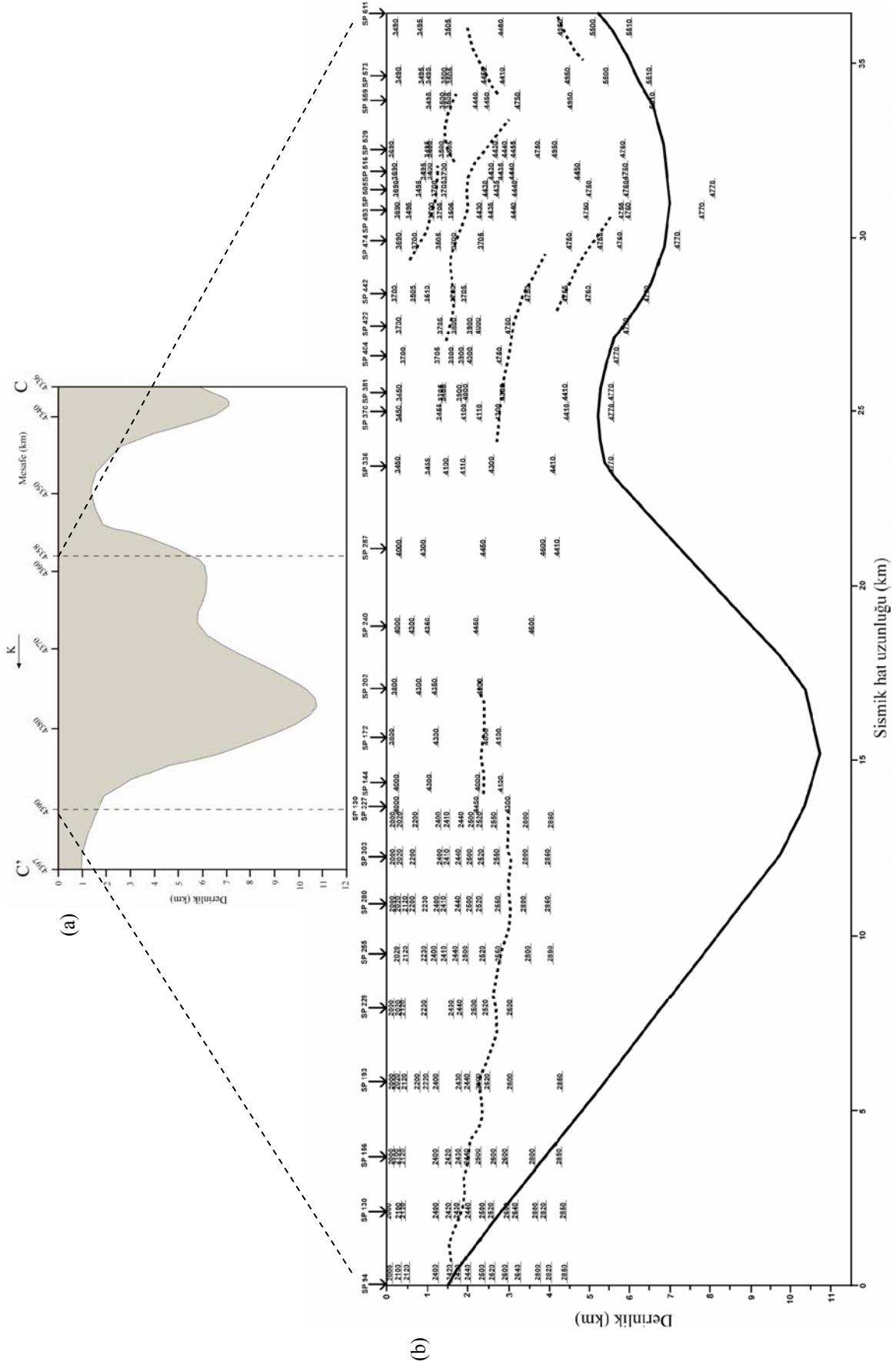
Şekil 5.8. (a) 3-B gravite modelinden alınan A-A' kesiti, (b) DD 4017 sismik kesiti kullanılarak oluşturulan kesit. (Kalın çizgi, 3-B modelden elde edilen havza tabanını temsil etmektedir).



Şekil 5.9. (a) 3-B gravite modelinden alınan A-A' kesiti, (b) DD 4029 sismik kesiti kullanılarak oluşturulan kesit. (Kalın çizgi, 3-B modelden elde edilen havza tabanını temsil etmektedir).

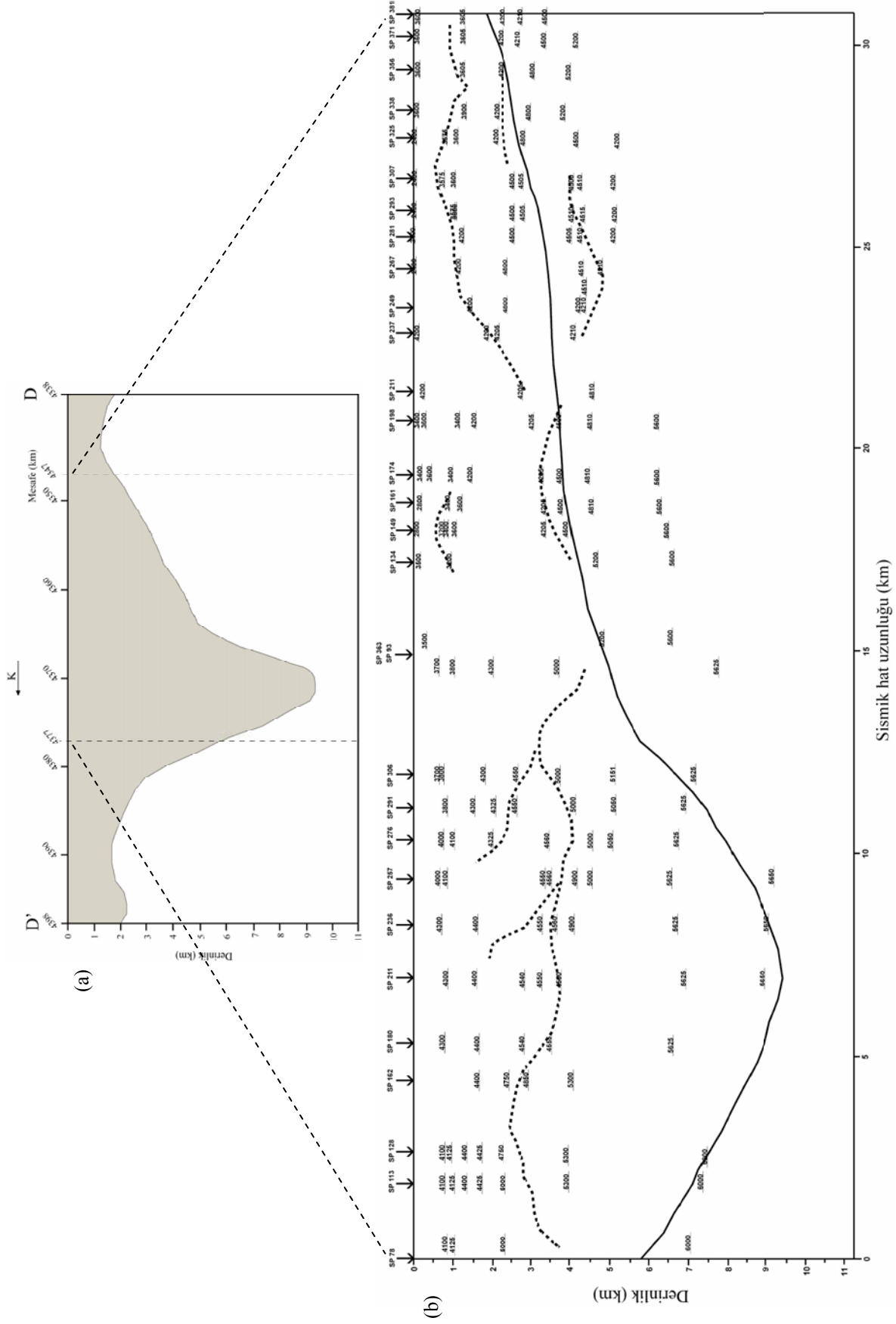


Şekil 5.10. (a) 3-B gravite modelinden alınan B-B' kesiti, (b) DD 4020 ve DD 4022 sismik kesitleri kullanılarak oluşturulan kesit. (Kalın çizgi, 3-B modelden elde edilen havza tabanını temsil etmektedir).



Şekil 5.11. (a) 3-B gravite modelinden alınan C-C' kesiti, (b) DD 4019 sismik kesitleri kullanılarak oluşturulan kesit.

(Kalm çizgi, 3-B modelden elde edilen havza tabanını temsil etmektedir.)



Şekil 5.12. (a) 3-B gravite modelinden alınan D-D' kesiti, (b) DD 4013 ve DD 4015 sismik kesitleri kullanılarak oluşturulan kesit.

(Kalın çizgi, 3-B modelden elde edilen havza tabanını temsil etmektedir).

Oluşturulan yeni derinlik kesitleri incelendiğinde, Hafik'in güney doğusunda uzanan, kuzey bölümünü DD 4010 ve güney bölümünü DD 4011 sismik hatlarının oluşturmuş olduğu birleşik kesitteki (Şekil 5.7) sismik hızların dağılımlarının durağan olmadığı görülmektedir. 3-B modelden elde edilen havza tabanına ait derinliklerin, yeni derinlik kesitine aktarılmasıyla, sedimanter dolgu kalınlığının kuzeye doğru, 1,5 km'den 4 km'ye kadar arttığı gözlemlenmektedir. Kesitin güney bölümünde sismik hızların 2900-4700 m/s aralığında değiştiği, kuzey bölümünde ise bu aralığın 3300-4950 m/s aralığında değiştiği görülmektedir. Havza temelini oluşturan birimlere ait sismik hız değişim aralığı 4000-6000 m/s dir. Bu derinlik kesitinde dikkat çekici olan nokta, sismik kesitlerden gözlemlenebilen yapısal unsurların, 3-B modelden elde edilen havza taban çizgisi ile uyumlu olarak havza boyunca uzanmasıdır. DD 4029 ve DD 4017 hatlarının batısında yer alan ve bu hatlara paralel olarak uzanan, güneyde DD 4013 ve kuzeyde DD 4015 hatlarının birleşiminden oluşan birleşik hat (Şekil 5.12), 3-B modelden elde edilen havza tabanı bilgisi ile beraber değerlendirildiğinde, havzanın temelini oluşturan birimlerdeki sismik hızların değişimi 4200-6000 m/s aralığındadır. Sismik kesitlerde sedimanter formasyonların sınırlarını oluşturduğu düşünülen bazı yapısal unsurlar gözlemlenmektedir. Kuzey bölümünde sismik hızların temele doğru yaklaşıldığı bölümlerde 5625 m/s değerlerine kadar ulaşmaktadır. Şekil 5.8'de, Celalli-1 kuyusuna yakın mesafede olan DD 4017 sismik hattına ait derinlik kesiti görülmektedir. Bu kesitte sismik hız değişiminin oldukça durağan olmasının yanında, dikkati çeken en önemli nokta, 3-B modelden elde edilen havza tabanına ait derinlik çizgisi ile sismik kesitte gözlemlenen yapısal unsurun aynı derinlikte yer almaları ve aynı uzanım özelliklerini göstermeleridir. Temeli oluşturan birimlere ait hız değişimi 4400-6000 m/s aralığındadır. Zara'nın güneyinde uzanan ve kuzey bölümünü DD 4020 ve güney bölümünü DD 4022 sismik hatlarının oluşturduğu birleştirilmiş hatta (Şekil 5.10), sismik hız dağılımları durağandır. Yüzeleden 1-2 km derinliğindeki bölgelerde hız değerlerindeki değişim, 3350-3950 m/s aralığında değişmektedir. 2 km derinliği ile 3-B modelden elde edilen havza tabanına ait derinlik çizgisi arasında kalan bölümde ise hızlar 4000-5200 m/s aralığındadır. Temele ait birimlere ait hızlar 5300-5600 aralığında görülmesine rağmen, yaklaşık olarak 9,5 km derinliğinden sonraki hız bilgisi sismik kesitlerden elde edilememektedir. Kesitte dikkati çeken bir nokta güney bölümünde görülen 5600 m/s hıza sahip bölümlerin havza gelişim yönüne ters bir uzanım trendi göstermeleridir. Bu trend ayrıca kesitte gözlemlenen aynı bölgedeki yapısal unsurla da ifade edilebilmektedir. Ayrıca kesitin kuzey bölümünde 2,5-4,5 km aralığında uzanan yapısal unsur, bir formasyon sınırı olabilme özelliğine sahiptir. Hafik ve Zara'nın arasında yer alan birleştirilmiş hat (DD4028 kuzey bölümü ve DD 4019 güney bölümü), 3-B modelden elde edilen havza tabanına ait derinlik bilgisi ile beraber değerlendirildiğinde, DD 4028 hattına ait hız değerlerinin 4019 hattına ait olanlara göre oldukça düşük ve durağan durumda oldukları görülmektedir. Bu iki hat arasında, sismik hız aralıklarında gözlemlenen ani değişim, veri işlem aşamasında yorumcu tarafından seçilen parametrelerin farklılıklarına bağlanmaktadır. Bu durum, kesitlerde gözlemlenen yapısal unsurların gerçek

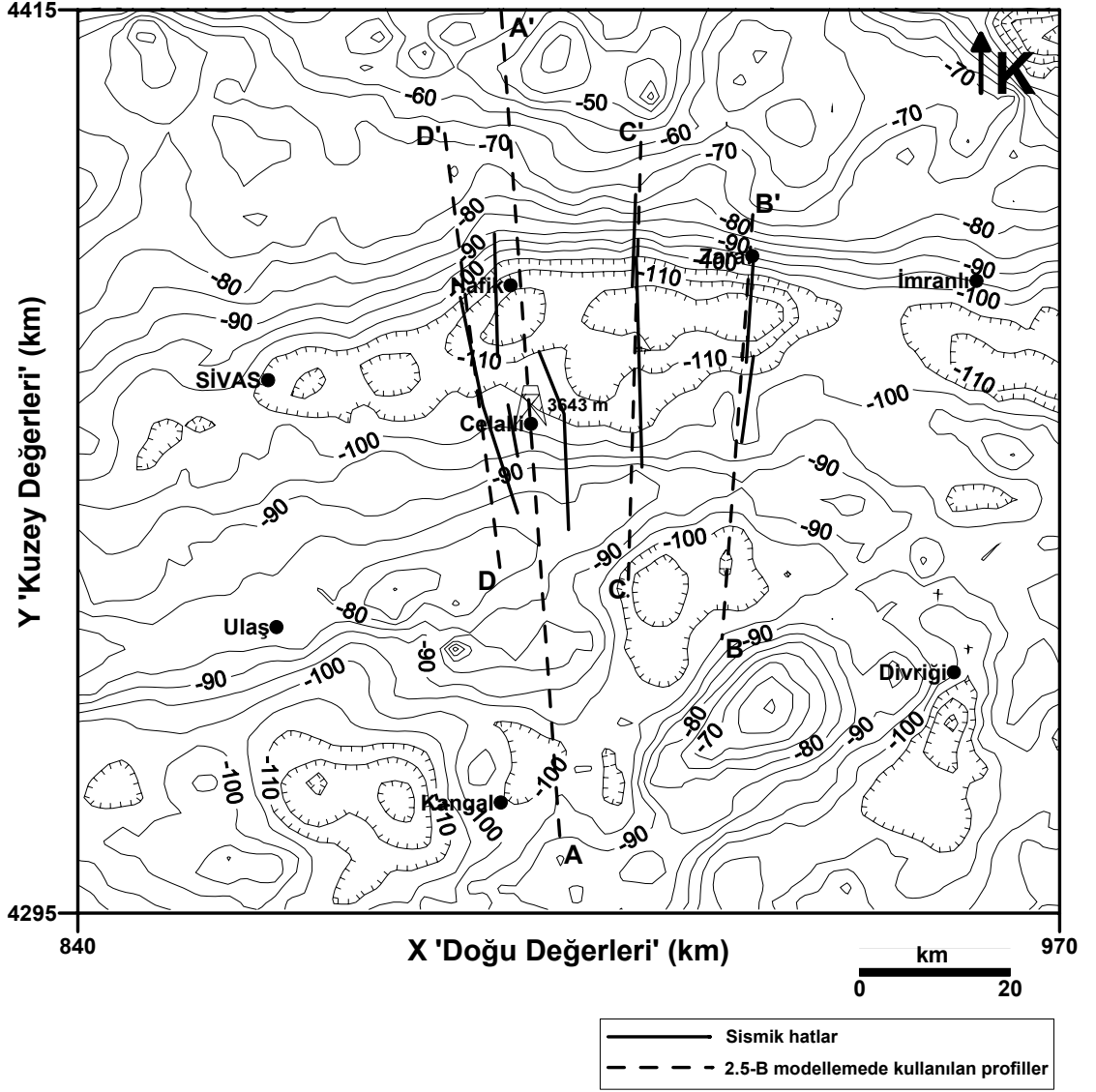
derinlik değerlerinin tespit edilmesine engel olmamaktadır. Kesitlerden gözlemlenen ve formasyon sınırları olabilecek yapısal unsurlar Şekil 5.11'deki yeni derinlik kesitlerinde işaretlenmiştir. Bu yeni kesitte havzanın temeli olduğu düşünülerek işaretlenen bölüme ait hız değişim değerleri, sismik kesitlerde yer alan bilgilerden elde edilememiştir. Kesitte dikkati çeken bölüm, kesitin güney kısmında yer alan ve 4770 m/s hız değerine sahip bölümlerin, havza temeli ile havza dolgusu sınırı için 3-B modelden elde edilen çizgi ile uyum içerisinde olmasıdır. Hafik'in batısında kalan ve DD 4029 nolu hatta ait sismik kesitte gözlemlenen ve formasyon sınırı olduğu düşünülen iki keskin izin yerleri, yeni derinlik kesitinde işaretlenmiştir (Şekil 5.9). Bu kesite, 3-B modelden elde edilen havza tabanına ait derinlik bilgisi eklendiğinde metamorfik temele yakın derinliklerde sedimanter havzaya ait sismik hızların 4500-5500 m/s arasında değiştii görülmektedir. 5 km derinliğe kadar olan üst bölümlerde hızlar 1900-4000 m/s aralığındadır. Kesitin kuzey bölümünde, temeli temsil ettiği düşünülen birimlere ait sismik hızlarda düşüş olduğu dikkat çekmektedir.

5.2. İki Buçuk Boyutlu (2,5-B) Gravite ve Manyetik Modellemesi Çalışmaları

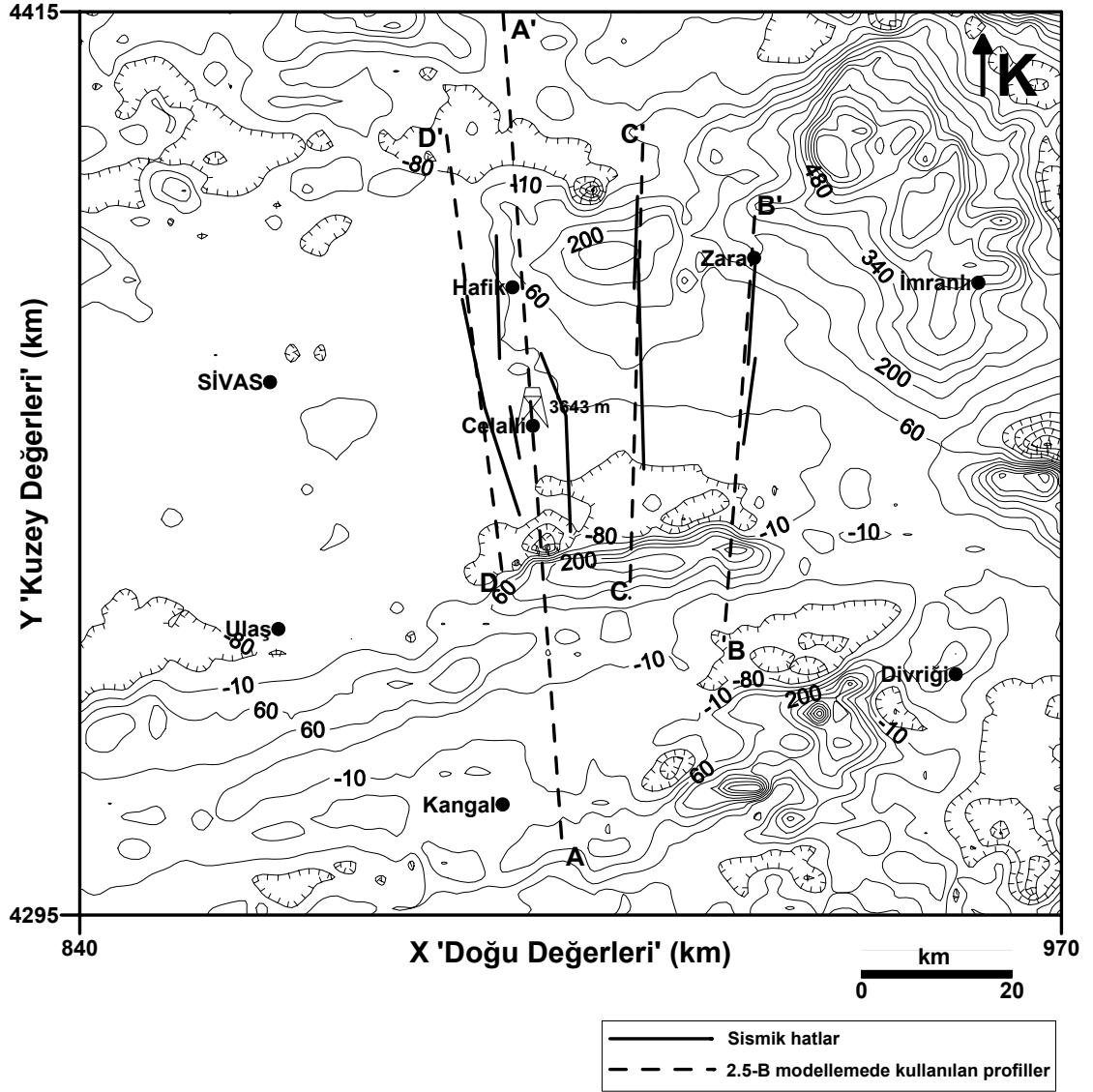
Sivas Havzası'na ait gravite ve manyetik verilerinin 2,5-B olarak modellenmesi amacıyla, Cooper (1998) tarafından geliştirilen GEOMODEL adlı interaktif modelleme programı kullanılmıştır. Bu program, Bölüm 4.2.1.'de belirtildiği gibi 2,5-B Talwani modellemesi algoritmasını kullanmaktadır. Programın interaktif olması, model oluşturulurken modele ait özelliklerin isteğe bağlı olarak kolayca değiştirilebilmesine ve model üzerinde yapılan değişikliklerin ekranda görülebilmesine olanak sağlamaktadır. Modeller oluşturulurken, gravite veya manyetik anomalileri oluşturduğu düşünülen yapılar, önceden belirlenmiş yoğunluk kontrastı da göz önünde bulundurularak yerlerine yerleştirilir. Bir model oluşturulurken en fazla 50 adet yapı kullanılabilir. Bu yapıların sahip olacakları köşe sayıları ise en fazla 150 olabilmektedir. GEOMODEL programı, bir anomali haritası üzerinden seçilen bir profilden elde edilen anomali eğrisi ile, kullanıcı tarafından oluşturulan modelinin yarattığı anomali eğrisinin birbiriyle karşılaştırılması prensibine göre modellerin oluşturulmasını sağlamaktadır. Bir profil için model oluşturulurken giriş verisi, o profile ait hem gravite hem de manyetik verisini içermelidir. Bunun nedeni programın gravite ve manyetik modellerinin birbirleriyle etkileşimli olarak oluşturulmasıdır. Veri programa girildikten sonra oluşturulan ilk model diğer bir deyişle başlangıç modeli belirli bir anomali eğrisi oluşturur. Başlangıç modelindeki yapıların köşe noktalarının yerlerinin interaktif olarak değiştirilmesiyle anomali eğrisinin şekli de değişir. Anomali haritasından elde edilen eğri ile modelden elde edilen eğrinin uygun şekilde karşılaştırılmasıyla modeller oluşturulur.

2,5-B modeller, belirlenen dört profil boyunca oluşturulmuş ve bu profillerin doğrultuları, sismik hatların doğrultuları göz önünde bulundurularak belirlenmiştir. A-A' olarak adlandırılan ve 114 km uzunluğunda olan birinci profil, güneyde Kangal'ın yaklaşık 11 km güneydoğusundan başlayıp, Celalli üzerinden geçerek, Hafik'in 37 km kuzeyinde sonlanmaktadır. Bu profil, DD 4029, DD 4010, DD 4011 ve DD 4017 sismik hatlarına paralel olarak uzanmaktadır. İkinci profil olan B-B' profili, 56 km uzunluğundadır ve Divriği'nin yaklaşık 32 km kuzeybatısından başlayarak Zara'nın 5 km kuzeyinde sonlanmaktadır. Bu profil ise DD 4020 ve DD 4022 sismik hatlarına paralel olan bir doğrultuya sahiptir. Başlangıç noktası Celalli'nin yaklaşık olarak 28 km güneydoğusunda kalan C-C' profili, ilk iki profilin arasında kalan bölgede yer almakta ve bu profillere paralel olarak uzanmaktadır. Profilin bitiş noktası Zara'nın yaklaşık 22 km kuzeybatısında kalmaktadır. Uzunluğu 62 km olan profil, DD 4028 ve DD 4019 sismik hatlarına paraleldir. Son profil olan D-D' profili, A-A' profilinin batısında yer almakta olup uzunluğu 62 km'dir. Bu profilin başlangıç noktası Celalli'nin 22 km güney batısında olup, bitiş noktası Hafik'in yaklaşık 24 km kuzeybatısında yer almaktadır. D-D' profilinin doğrultusu, DD 4015 ve DD 4013 sismik hatlarının hemen hemen üzerinden geçecek şekilde belirlenmiştir. Bu dört profilin ve sismik hatların yer aldığı gravite anomali haritası Şekil 5.13'te, havadan manyetik anomali

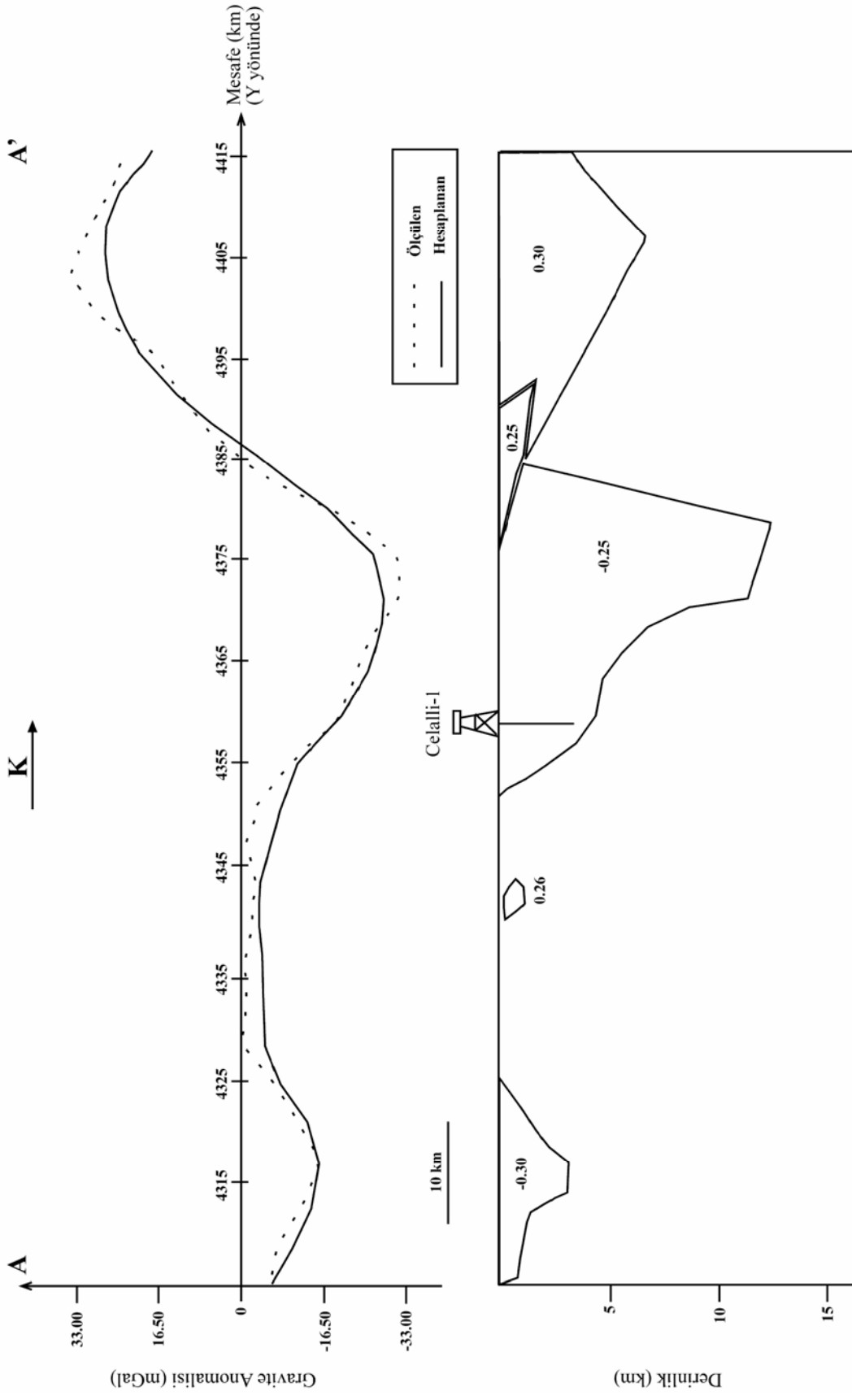
haritası ise Şekil 5.14'te verilmektedir. Bu çalışmada, 3-B gravite modellemesi için kullanılan yoğunluk kontrastı değeri (0.25 gr/cm^3), 2,5-B gravite modellemesi için de kullanılmıştır. 2,5-B modeller oluşturulurken öncelikle gravite anomali haritası değerlendirmeye alınmıştır. Bunun nedeni, 2,5-B gravite modeli oluşturulurken daha önceden oluşturulmuş olan 3-B gravite modeli ile karşılaştırması yapıp, 2,5-B gravite modelinin daha sağlıklı bir şekilde oluşturulabilecek olmasıdır. Ayrıca havadan manyetik anomali haritası dikkatlice incelenmiş ve havza dolgununun düşük manyetik şiddetli birimlerden oluştuğu anlaşılmıştır. GEOMODEL programında gravite ve manyetik modellerin birbirleriyle etkileşimli olarak oluşturulması yardımıyla ve yerinde manyetik duyarlık ölçümlerinden elde edilen değerlerin kontrolünde 2,5-B manyetik modelleri, 2,5-B gravite modelleriyle uyumlu şekilde oluşturulmuştur. GEOMODEL programında oluşturulan bu dört profile ait 2,5-B gravite ve manyetik modelleri Şekil 5.15-5.22'de görülmektedir. Modelleri oluşturan yapıların içerisindeki değerler yoğunluk kontrastı değerlerini ifade etmektedir.



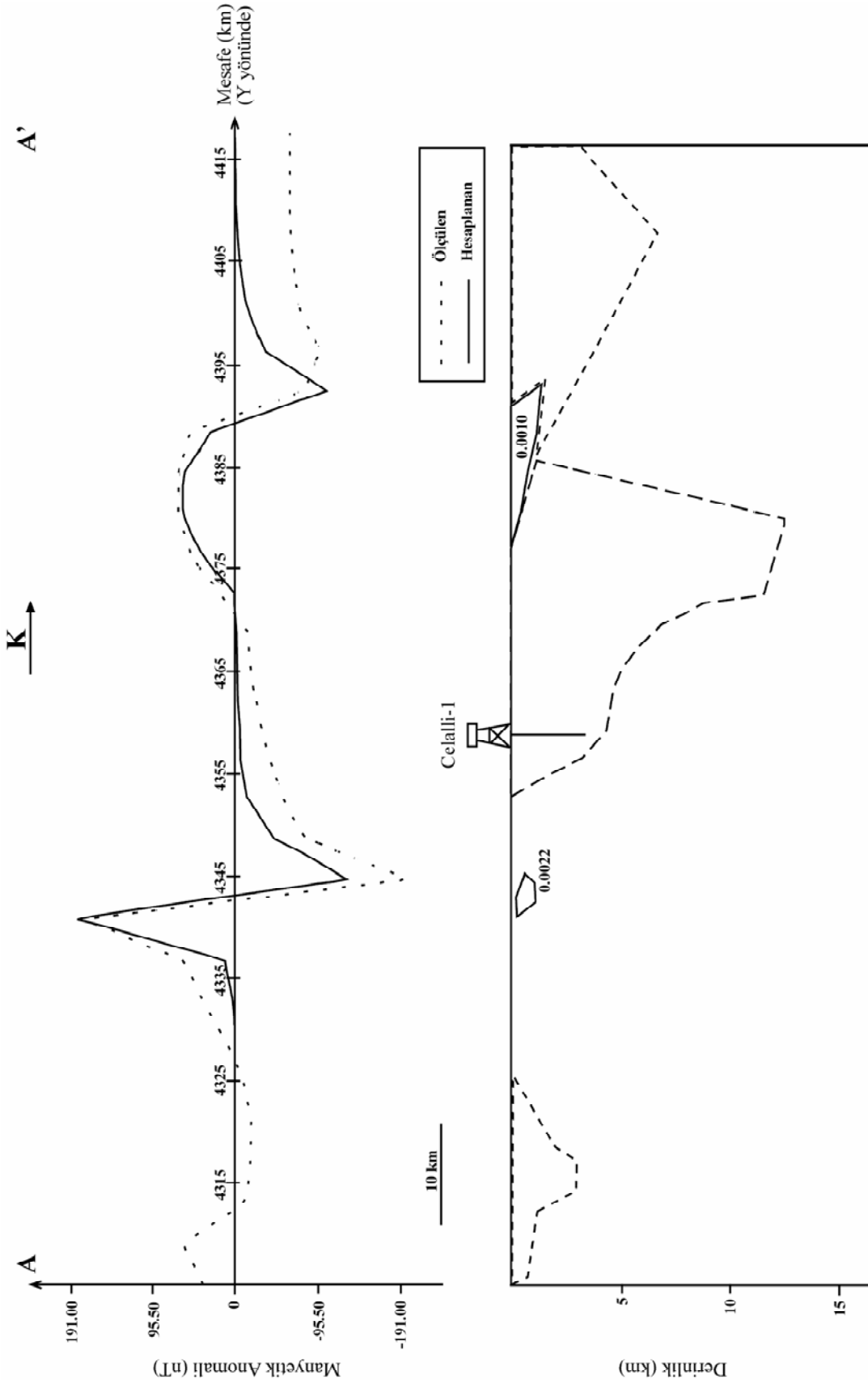
Şekil 5.13. Sismik hatların ve 2,5-B modellemede kullanılan profillerin yer aldığı gravite anomali haritası (Kontur aralığı: 5 mGal)



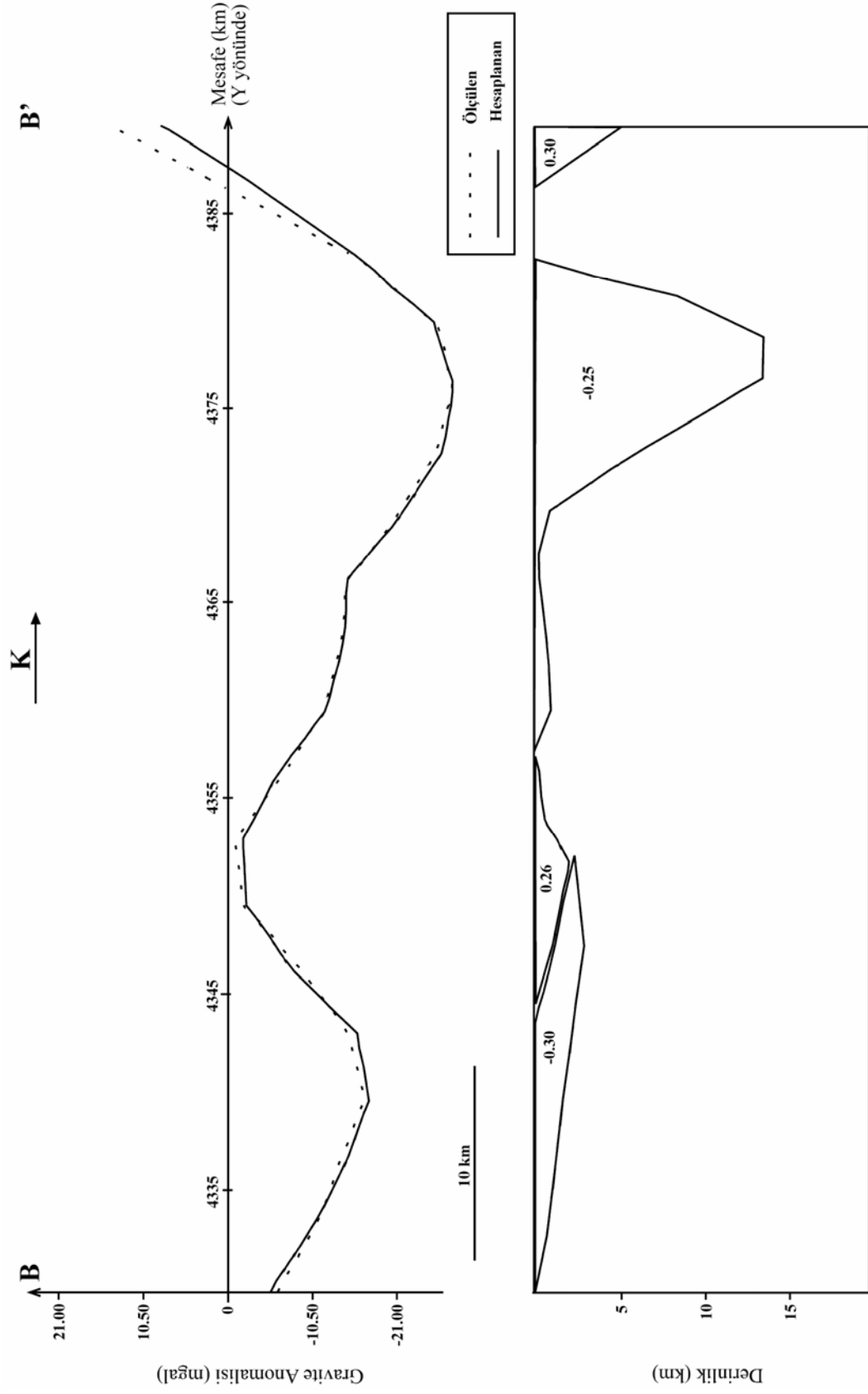
Şekil 5.14. Sismik hatların ve 2,5-B modellemede kullanılan profillerin yer aldığı havadan manyetik anomali haritası (Kontur aralığı: 70 nT).



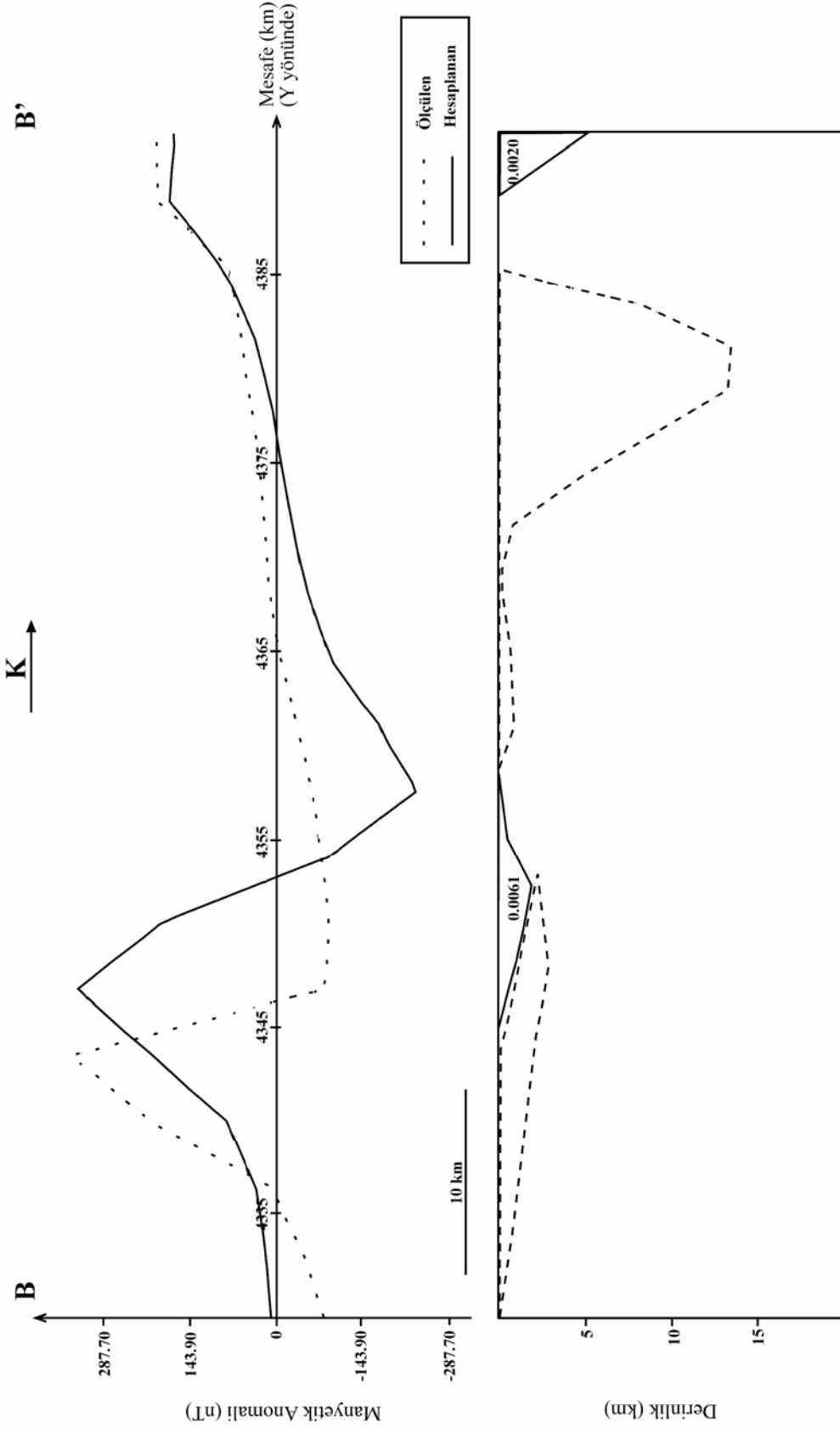
Şekil 5.15. A-A' profiline ait gravite anomalisinden oluşturulan 2,5-B gravite modeli.



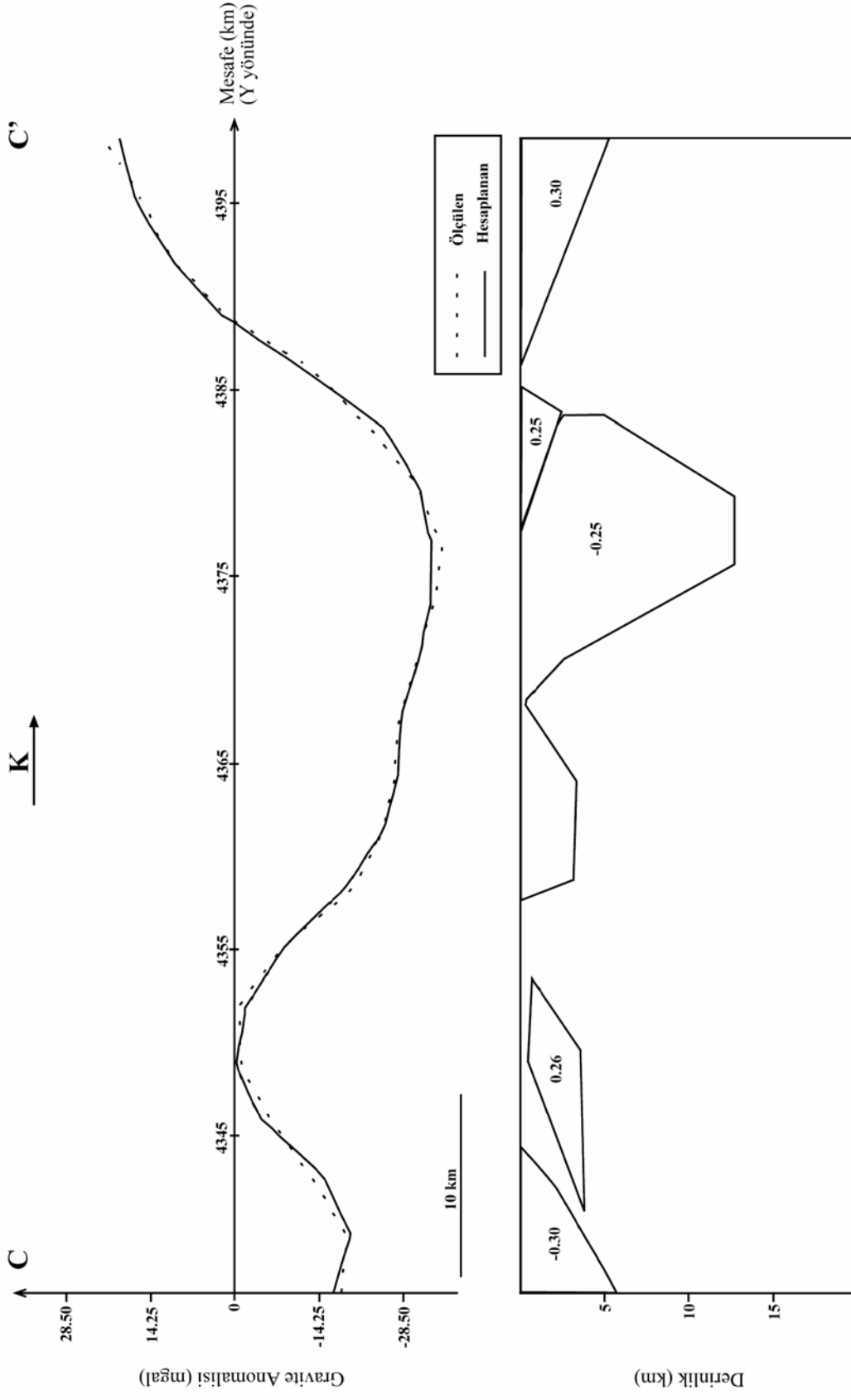
Şekil 5.16. A-A' profiline ait manyetik anomaliden oluşturulan 2,5-B manyetik modeli.



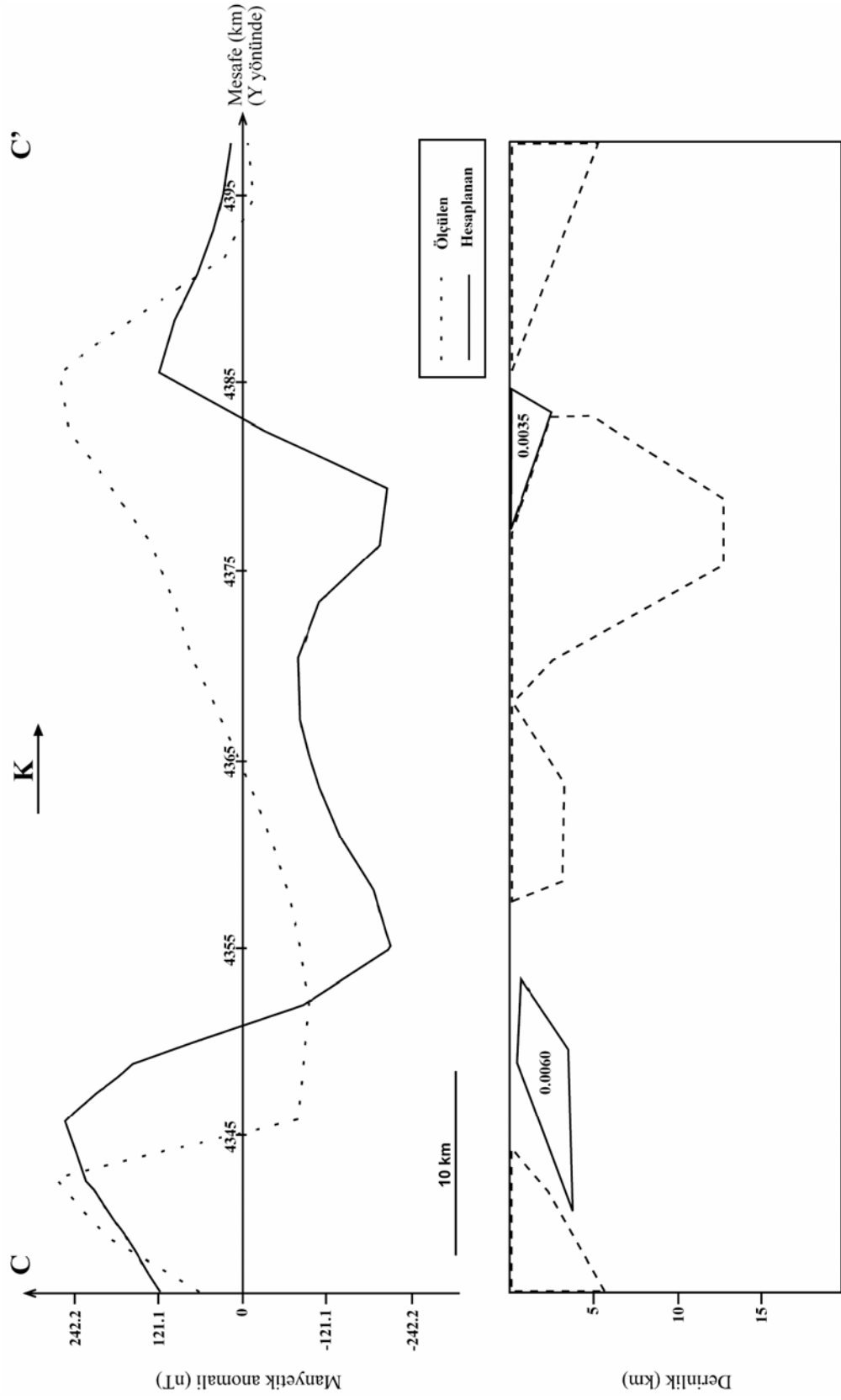
Şekil 5.17. B-B' profiline ait gravite anomalisinden oluşturulan 2,5-B gravite modeli.



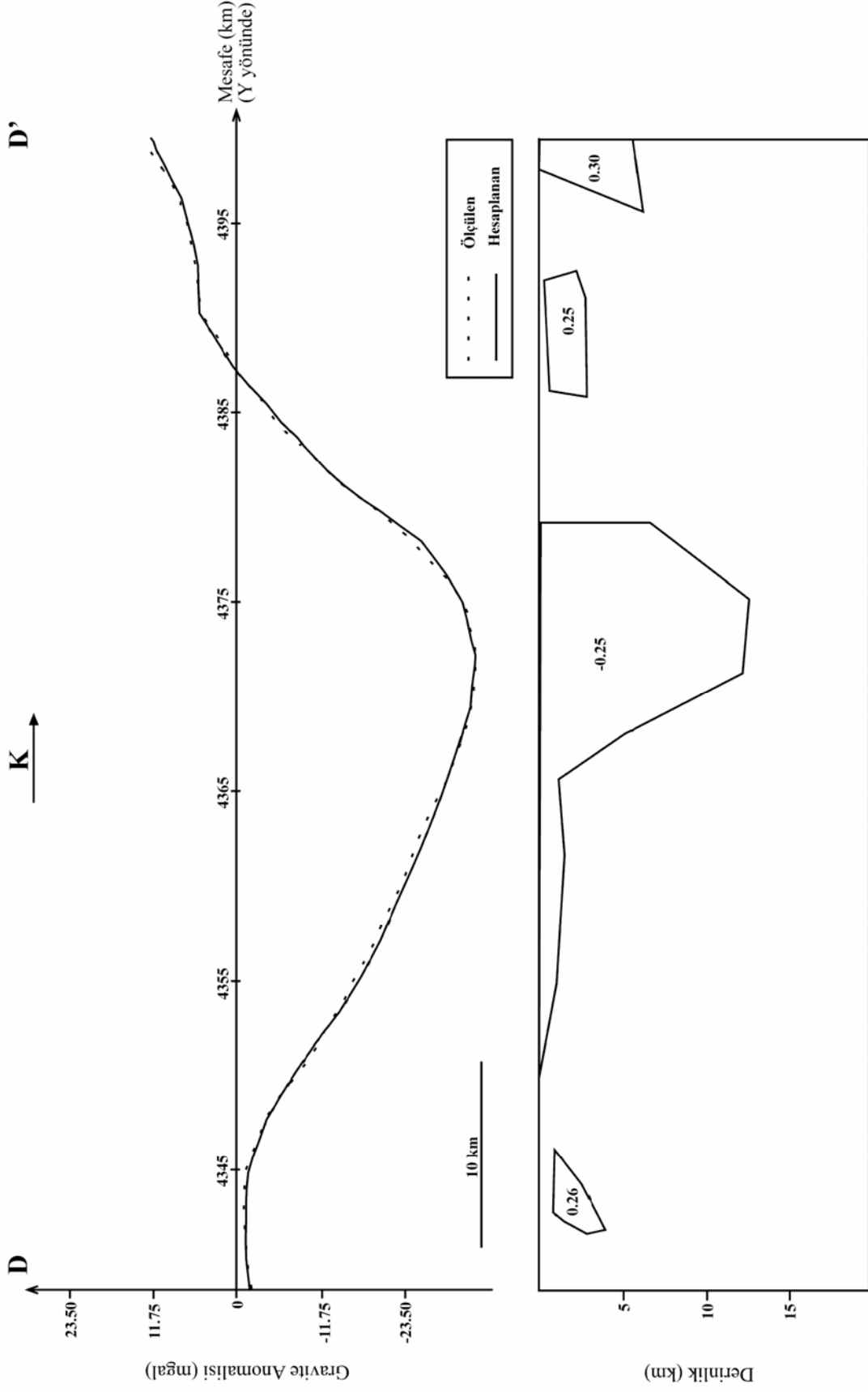
Şekil 5.18. B-B' profiline ait manyetik anomaliden oluşturulan 2,5-B manyetik modeli.



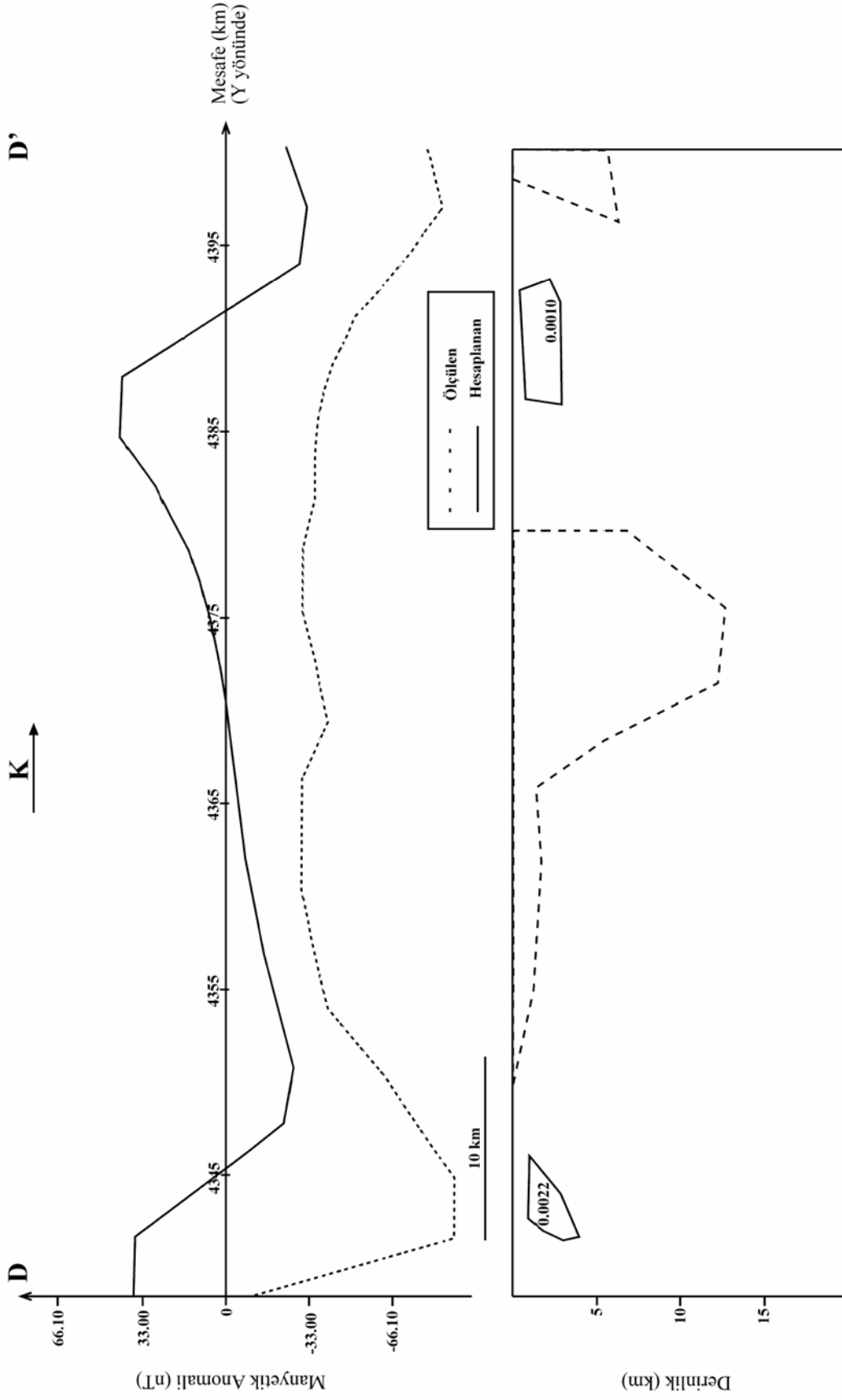
Şekil 5.19. C-C' profiline ait gravite anomalisinden oluşturulan 2,5-B gravite modeli.



Şekil 5.20. C-C' profiline ait manyetik anomaliden oluşturulan 2,5-B manyetik modeli.



Şekil 5.21. D-D' profiline ait gravite anomalisinden oluşturulan 2,5-B gravite modeli.



Şekil 5.22. D-D' profiline ait manyetik anomaliden oluşturulan 2,5-B manyetik modeli.

6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Sivas Havzası'nın 3-B gravite ve 2,5-B gravite ve manyetik modellerinin oluşturulduğu bu çalışmanın en önemli özelliği, havzaya ait bütün jeofiziksel verilerin bir arada değerlendirilmiş olmasıdır. Modelleme sırasında havzada açılmış tek kuyu olan Celalli-1'den elde edilen verilerden de yararlanılmıştır. Böylece havzanın temelini oluşturan metamorfik birimler üzerinde bulunan sedimanter birimlere ait kalınlık değişimleri detaylı şekilde ortaya çıkarılmıştır.

Havzayı oluşturan stratigrafik istifin sınıflandırılması amacıyla açılan Celalli-1 kuyusunun bu modelleme çalışmasına benzer bir çalışma gerçekleştirilmeden açılmış olması, kuyunun havzanın tabanını oluşturan metamorfik temele kadar ulaşmadan kesilmesine neden olmuştur. Bu çalışma sonucunda, Celalli-1 kuyusunun bulunduğu kısımda metamorfik temele ulaşılabilmesi için sondajın yaklaşık olarak 850-900 m kadar daha devam ettirilmesi gerektiği anlaşılmıştır. Havzanın bu bölümünde taban derinliği 4300-4700 m aralığında değişmektedir.

Çalışma alanına ait gravite anomali haritası incelendiğinde, Sivas Havzası'nı oluşturan kalın sedimanter istifin, temeli oluşturan ve havzanın kuzey ve güneyinde bazı bölgelerde yüzeyleşmiş olan metamorfik birimlere göre daha düşük gravite anomalileri verdikleri gözlenmiştir. Çalışma alanının belirli bölümlerinden alınan kayaç numunelerine ait yoğunluk değerleri laboratuvarında ölçülerek, sedimanter birimler ile metamorfik temel arasındaki yoğunluk kontrastı belirlenmiştir. Manyetik anomali haritası incelendiğinde ise, sedimanter havzayı oluşturan birimlerin düşük manyetik şiddetli birimlerden oluştuğu yani diğer bir ifadeyle, manyetik anomaliye sebep olabilecek herhangi bir kütleyle havza içerisinde rastlanmamıştır. Bu sonuç oluşturulan 2.5-B modellerden de açıkça görülmektedir.

Bu çalışmada kullanılan sismik hatlara ait kesitler, havza dolgusunu oluşturan formasyonların sınırlarının sağlıklı bir şekilde belirlenebilmesine olanak sağlayacak kalitede değildir. Farklı jeolojik yaşlara sahip birimlerin birbirleri ile olan ilişkileri, düşük sismik kalite nedeniyle detaylı şekilde verilememiştir. Bu nedenle bu çalışmada yalnızca, sismik hatlara ait kesitlerden elde edilen hız dağılımları, oluşturulan yeni derinlik kesitleriyle görsel olarak sunulmuştur. Hız değişimine göre formasyon sınırlarının belirlenebilmesi ve oluşturulacak derinlik kesitlerinde sınırların çizilebilmesi için havza dolgusu içerisinde yer alan bazı yapısal unsurların sismik kesitlerden daha açık bir şekilde gözlemlenebilmesi gerekmektedir. Oluşturulan 3-B gravite modeli göz önüne alındığında, bazı sismik hatlara ait kesitlerde, 3-B modelden havza tabanı olarak ifade edilebilecek bölümlerdeki hız değişimine ait bilgiler de elde edilememiştir.

Havza dolgusunu oluşturan formasyonların karmaşık bir şekilde istiflendiklerine dair önemli jeofiziksel ipuçları, yeteri kadar detaylı olmamakla birlikte, birkaç sismik kesitte gözlemlenebilen havza içi yapısal unsurlardır. Sismik kesitlerden seçilebilen ve formasyonlar arası sınırlara ait olması muhtemel olan bu yapısal unsurların gerçek derinlik değerleri Bölüm 4.2.3'te belirtilen yöntemle hesaplanmış ve bu yapısal unsurlar oluşturulan yeni derinlik kesitlerinde

kesikli çizgilerle yerlerine işaretlenmiştir (Şekil 5.7-5.12). 3-B gravite modeli ve sismik kesitlerin ilişkilendirilmesi, 3-B modelden elde edilen havza tabanına ait derinlik değerleri ile sismik kesitlerde gözlemlenen yapısal unsurların konumlarının karşılaştırılması ile gerçekleştirilmiştir. Havza dolgusunun karmaşık bir yapıda olduğuna dair diğer bir ipucu ise Celalli-1 kuyusunda gerçekleştirilmiş olan kuyu içi hız atışlarında, 2100 ve 2200 metreler arasında yer alan tuz tabakasının ara hız değerlerini ani bir şekilde düşürmüş olmasıdır. Şekil 5.2 a ve b deki ortalama hız-derinlik eğrilerinden çok açık bir şekilde fark edilemeyen bu değişim, Şekil 5.2 c ve d' de yer alan ara hız-derinlik eğrilerinde rahatça görülmektedir.

3-B gravite modelinde, sedimanter havzanın taban derinliğinin en büyük olduğu yerlerin, Hafik'in bulunduğu bölge ve Zara'nın güneyinde kalan bölge olduğu görülmektedir (12-13 km). İmranlı'nın güneyinde kalan ve havzanın doğu uzantısı şeklinde olan kesimde havza derinliği 10-11 km'dir. Sivas ilinin bulunduğu bölgenin doğu kısımlarında sedimanter kalınlığı 9-10 km aralığında değişmektedir. Celalli'de ise havza dolgusunun kalınlığı 4-5 km aralığındadır. Oluşturulan 3-B model haritasında, taban derinliği 9-10 km aralığında değişen Kangal Havzası da belirgin şekilde ayırt edilebilmektedir. Modelden, Divriği'nin güneyinde kalan kısımda 14-15 km'lere varan derin bir sediman birikiminin yer aldığı gözlemlenmektedir.

Bu tez kapsamında gerçekleştirilen 2,5-B ve 3-B gravite modellemesi çalışmalarında, Zara'nın batısında yer alan ve C-C' olarak ifade edilen profil, Tufan ve Ateş (1995a)'in gerçekleştirmiş olduğu çalışmada 2-B gravite modellemesi için seçmiş oldukları A-A' profili ile hemen hemen aynı konum ve uzanım doğrultusuna sahiptir. A-A' profili için Tufan ve Ateş (1995a)'in oluşturdukları 2-B gravite modelinden elde ettikleri 10.2 km değerindeki havza tabanı derinlik değeri, bu çalışmada C-C' profili için oluşturulan 2,5-B gravite modelinden elde edilen değer ile oldukça iyi uyum göstermektedir (Şekil 5.19). Ayrıca yine bu çalışmada oluşturulan 3-B gravite model haritasından, C-C' profili kullanılarak çizilen derinlik kesitindeki havza taban derinlik değeri de diğer değerlerle uyum göstermektedir.

Sismik kesitlerin yüksek kaliteli olması durumunda, havza dolgusunu oluşturan formasyonların kendi aralarındaki sınırların ve tüm dolgunun üzerinde bulunduğu çoğunlukla metamorfik ve ofiyolitik kayalardan oluşan temel ile olan sınırlarının daha sağlıklı bir şekilde ortaya çıkarılabileceği kesindir. Bu nedenle, Sivas Havzası'nda gelecekte gerçekleştirilebilecek sismik çalışmalarda bu durum dikkate alınmalıdır. Bu çalışma kapsamında gravite-manyetik yöntemlere dayalı olarak elde edilen model bilgileri ışığında, çözünürlüğü yüksek sismik veri toplama çalışması ile havza içerisindeki formasyon sınırlarının veya olası hidrokarbon oluşum ortamlarının daha detaylı incelenmesi gerekmektedir.

KAYNAKLAR

Aktimur, H.T., Tekirli, M.E. ve Yurdakul, M.E., 1990. Sivas-Erzincan Tersiyer havzasın jeolojisi, MTA Dergisi, 111, 25-37.

Altunsoy, M. and Özçelik, O., 1998. Organic facies characteristics of the Sivas Tertiary Basin (Turkey). Journal of Petroleum Science and Engineering, 20, 73–85.

Artan, Ü. ve Sestini, G., 1971. Sivas-Zara-Beypınarı bölgesinin jeolojisi, MTA. Dergisi, 76, 80-98.

Ateş, A., 1999. Possibility of deep gabbroic rocks, east of Tuz Lake, Central Turkey, interpreted from aeromagnetic data. Journal of the Balkan Geophysical Society, 3 (3), 37-44.

Ateş, A. and Kearey, P., 1993. Deep Structure of the East Mendip Hills from gravity, aeromagnetic and seismic reflection data. Journal of the Geological Society, London, 150, p. 1055-1063, London.

Ates, A. and Kearey, P., 1995. A new method for determining the magnetization direction from gravity and magnetic anomalies: application to Worcester Graben, Journal of the Geological Society, London, 152, 561-566.

Ateş, A. and Kearey, P., 2000. Interpretation of gravity and aeromagnetic anomalies of the Konya region, South Central Turkey. Journal of Balkan Geophysical Society, Vol.3, No.3, p. 37-44.

Ateş, A., Kearey, P. and Tufan, S., 1999. New gravity and magnetic anomaly maps of Turkey. Geophysical Journal International, 136, 499-502.

Ates, A., Sevinc, A., Kadioglu, Y. K. and Kearey, P., 1997. Geophysical investigations of the deep structure of the Aydin-Milas region, southwest Turkey: Evidence for the possible extension of the Hellenic Arc. Israel Journal of Earth Sciences, 46, 29-40.

Aydemir, A. 2005. Tuzgözü Havzası ve çevresinin yapısal jeolojisi ve hidrokarbon potansiyelinin jeofizik yöntemlerle tespiti. Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 229 sf., Ankara (yayınlanmamış).

Aydemir, A. and Ateş, A., 2006. Interpretation of Suluklu-Cihanbeyli-Goloren Magnetic Anomaly, Central Anatolia, Turkey: An integration of geophysical data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 159, 167–182.

Baldwin R.T. and Langel, R., 1993. Tables and maps of the DGRF 1985 and IGRF 1990, International Union of Geodesy and Geophysics Association of Geomagnetism and Aeronomy, IAGA Bulletin, 54, 158.

Bilgiç, T., 2002. 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası (Sivas Paftası), Maden Tetkik Arama (M.T.A.) Genel Müdürlüğü, Ankara.

Blumenthal, M., 1937. Kangal ile Divrik arasındaki mıntıkanın başlıca jeolojik hatları (Sivas vilayeti). M.T.A. Raporu, Rapor No: 568, Ankara (yayınlanmamış).

Bott, M.H.P., 1960. The use of rapid digital computing methods for direct gravity interpretation of sedimentary basins. *Royal Astron. Soc. Geophys. Journal*, 3 (1), 63-67.

Busby, J.P., 1987. An interactive Fortran 77 program using GKS graphics for 2.5-D modelling of gravity and magnetic data. *Computers and Geosciences*, 13 (6), p. 639-644.

Büyüksaraç, A., 1996. Depremlerin önceden belirlenmesi için, Adapazarı–Bolu yöresi Mudurnu vadisi, Taşkesti civarı manyetik anomalisinin üç boyutlu yöntemle modellenmesi. Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi (yayınlanmamış), Ankara.

Büyüksaraç, A., Reiprich, S. and Ateş, A., 1998. Three-dimensional magnetic model of amphibolite complex in Taskesti area, Mudurnu Valley, North-West Turkey. *Journal of Balkan Geophysical Society*, Vol.1, No.3, p. 44-52.

Büyüksaraç, A., Jordanova, D., Ateş, A. and Karloukovski, V., 2005. Interpretation of the Gravity and Magnetic Anomalies of the Cappadocia Region, Central Turkey. *Pure and Applied Geophysics*, 162, 2197-2213.

Büyüksaraç, A., 2007. Investigation into the regional wrench tectonics of inner East Anatolia Turkey) using potential field data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 160, p. 86-95.

Cater, J. M. L., Hanna, S. S., Ries, A. C. and Turner, P., 1991. Tertiary evolution of the Sivas Basin, Central Turkey . *Tectonophysics*, 195, 29-46.

Cooper, G.R.J., 1997. Forward modelling of magnetic data. *Computers and Geosciences*, Vol. 23, No. 10, p. 1125-1129.

Cooper, G.R.J., 1998. GEOMODEL for Windows, 2.5-D interactive magnetic and gravity data modelling and inversion. Version 1.20.

Cordell, L. and Henderson, R.G., 1968. Iterative three-dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer. *Geophysics*, 33, 596-601.

Çubuk, Y. ve İnan, S., 1998, İmranlı ve Hafik güneyinde (Sivas) Miyosen havzasının stratigrafik ve tektonik özellikleri. *M.T.A. Dergisi.*, 120, 45-60.

Dizer, A., 1962. Foraminifera of the Miocene of the Sivas Basin (Turkey). *İ.Ü. Fen. Fak. Mec.*, Seri B, Cilt 27. Sayı 1-2, 49-83

Dobrin, M.B. and Savit, C.H., 1988. *Introduction to Geophysical Prospecting*. 4th Edition, McGrawHill, New York.

Duvarcı, E., 1994. Sivas Tersiyer öz direnç etüdü (Türkiye Rejyonel Jeoelektrik Haritalar Projesi). *M.T.A. Raporu*, Rapor No: 9701, Ankara (yayınlanmamış).

Eres, K., 1974. Sivas-Celalli kuyusunda hız tayin çalışmaları. *M.T.A. Raporu*, Rapor No: 5783, Ankara (yayınlanmamış).

Enmark, T., 1981. A versatile interactive computer program for computation and automatic optimization of gravity models. *Geoexploration*, 19, p. 47-66.

Gedik, A. ve Özbudak, N., 1974. Sivas Celalli-1 sondaj kuyu bitirme raporu. *M.T.A. Raporu*, Rapor No: 5260, Ankara (yayınlanmamış).

Goddard, P. and Kearey, P., 2002. A postulated granite near Builth Wells, Mid-Wales, and its local and regional significance. *Geological Journal*, 37, 1-8.

Gökten, E., 1993. Geology of the southern boundary of Sivas Basin in the east of Ulaş (Sivas-Central Anatolia); Tectonic development related to the closure of Inner Tauride Ocean. Turkish Association of Petroleum Geologists Bulletin, 5 (1), 35-55.

Gökten, E. ve Kelling, G., 1991. Hafik kuzeyinde Senozoyik istifinin stratigrafisi ve tektoniği: Sivas-Refahiye havzası kuzey kenarında tektonik kontrol. A. Acar Jeoloji Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 113-123.

Görür, N., Tüysüz, O. and Şengör, A.M.C., 1998. Tectonic evolution of the Central Anatolian Basins, International Geology Review, 40, 831-850.

Gradshteyn, I.S. and Ryzhik, I.M., 1965. Table of integrals, series and products : New York, McGraw-Hill, 584 p.

Guezou, J.C., Temiz, H., Poisson, A. and Gürsoy, H., 1996. Tectonics of the Sivas Basin: The Neogene record of the Anatolian accretion along the Inner Taurid Suture. International Geology Review, 38, 901-925.

Gürsoy, H., Temiz, H. ve Poisson, A. M., 1992. Recent Faulting in the Sivas Area (Sivas Basin, Central Anatolia, Turkey). Bulletin of Faculty of Engineering Cumhuriyet Uni., Serie A, Earth Sciences, V. 9, No. 1, 11-17.

Gürsoy, H., Piper, J.D.A., Tatar, O., Temiz, H., 1997. A Palaeomagnetic Study of the Sivas Basin, Central Turkey: Crustal Deformation During Lateral Extrusion of the Anatolian Block. Tectonophysics, 271, 89-105.

İnan, N., ve İnan, S., 1990, Gürlevik Kalkerlerinin Özellikleri ve Önerilen Yeni İsim: Tecer Formasyonu: Türk. Jeo. Bült. 33,1, 51-56, Ankara.

İnan S., 1993, Structural Evolution of the Southeastern part of the Sivas Basin (Central Eastern Turkey). Bulletin of Faculty of Engineering Cumhuriyet Uni., Serie A, Earth Sciences, V. 10, No. 1, 13-22.

İnan, S., Öztürk, A., Gürsoy, H., 1993, Ulaş-Sincan (Sivas) Yöresinin Stratigrafisi: Doğa-Türk Yerbilimleri Dergisi, 1, 1-15, Ankara.

Kavak, K.Ş., 2004, Determination of boundaries, geological outcrops and structural features of the Sivas Tertiary Basin/Turkey using Landsat ETM+ and Spot XS images, ISPRS 2004, International Society for Photogrammetry and Remote Sensing, International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Vol. XXXV, Part B7, pp. 549-552. XXth Congress, 12-23 July, Istanbul, Turkey (poster).

Kearey, P., 1991. A possible source of the South-Central England magnetic anomaly; basaltic rocks beneath the London platform. *Journal of Geological Society*, 148, 775-780.

Kearey, P. and Rabae, A.M., 1993. Source of the Bicester magnetic anomaly. *Geological Journal*, 28, 191-203.

Korkmaz, S., 1990. Sivas Havzasında ana kaya fasiyesi ve petrol oluşumunun organik jeokimyasal yöntemlerle araştırılması. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 37, 61-68.

Kurtman, F., 1973. Sivas-Zara-Hafik ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı. *M.T.A. Dergisi*, 80, 1-33, Ankara.

Kurtman, F. ve Akkuş, M.F., 1971. Doğu Anadolu'daki ara basenler ve bunların petrol olanakları. *M.T.A. Dergisi*, 77, 1-10, Ankara.

Kurtuluş, C., 2002. Sismik Arama, Teori ve Uygulama. Kocaeli Üniversitesi Yayınları, Yayın No: 55., 360 sf., İzmit.

Ludwig, J.W., Nafe, J.E. and Drake, C.L., 1970. Seismic Refractions. In: Maxwell, A.E. (Ed). *The Sea*, 4, 53-84, John Wiley, New York.

Özel, S., 2005. Elbistan (K.Maraş) - Hafik (Sivas) arasındaki bölgenin yer altı kabuk yapısının manyetotellürik ve gravite yöntemleriyle incelenmesi. Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 83 s., Sivas (yayınlanmamış).

Özgül, N., 1981. Munzur dağlarının jeolojisi. M.T.A. Raporu, Rapor No: 6995, Ankara (yayınlanmamış).

Özgül, N., Turşucu, A., Özyardımcı, N., Şenol, M., Bingöl, I. ve Uysal, S., 1981. Munzur Dağları'nın Jeolojisi. M.T.A. Raporu, Rapor No: 6995, Ankara (yayınlanmamış).

Özgül, N. ve Turşucu, A., 1983. Stratigraphy of the Mesozoic carbonate sequence of the Munzur Mountains (Eastern Taurus). International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, 173-181.

Pisoni, C., 1965. Sivas İ 38-c1 ve c4 paftalarının jeolojisi. M.T.A. Raporu, Rapor No: 4342, Ankara (yayınlanmamış).

Poisson, A.M., Temiz, H. and Gürsoy, H., 1992. Pliocene Thrust Tectonic in the Sivas Basin Near Hafik (Turkey) : Southward Fore Thrust and Associate Northward Back Thrusts. Bulletin of the Faculty of Engineering, Cumhuriyet University, Serie A- Earth Sciences, Vol 9, No.1, 20-26.

Poisson, A., Guezou, J.C., Öztürk, A., İnan, S., Temiz, H., Gürsoy, H., Kavak, K. S., Özden, S., 1996. Tectonic setting and evolution of the Sivas Basin, Central Anatolia, Turkey. International Geology Review, 38, 838-853.

Rasmussen, R. and Pedersen, L.B., 1979. End corrections in potential field modelling. Geophysical Prospecting, 27, 749-760.

Read, H. H., 1962. Rutley's Elements of Mineralogy. 25th Edition , Thomas Murby and Co., New York, U.S.A.

Sander, B.K. and Cawthorn, R.G., 1996. 2.5-D gravity model of the Ni-Cu-PGM mineralized Mount Ayliff Intrusion (Insizwa Complex) South Africa. Journal of Applied Geophysics, 35, p. 27-43.

Shuey, R.T. and Pasquale A.S., 1973. End Corrections in Magnetic Profile Interpretation. Geophysics, 38, 507-512.

Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. Tectonophysics, 75, 181-241.

Talwani, M., 1965. Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape. Geophysics, 30, 797-817.

Talwani, M., Worzel, J.L. and Landisman, M., 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. Journal of Geophysical Research, 64 (1), 49-59.

Talwani, M. and Heirtzler, J.R., 1964. Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional structures of arbitrary shape. Computers in the mineral industries, Part 1, Stanford University Publications, Geological Sciences, 9, p. 464-480.

Tanıdır, R. ve Karlı, R., 1996. Sivas-Hafik-Ahmetuşağı Köyü kükürt ve sölestin aramaları jeofizik-jeoelektrik etüdü (Türkiye Rejyonel Jeoelektrik Haritalar Projesi). M.T.A. Raporu, Rapor No: 9868, Ankara.

Tatar, Y., 1971. Ofiyolitli Çamlıbel dolaylarında jeolojik ve petrografik araştırmalar. İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Doçentlik Tezi, 162 s., İstanbul (yayınlanmamış).

Tatar, Y., 1982. Yıldızeli (Sivas) kuzeyinde Çamlıbel dağlarının tektonik yapısı. Karadeniz Teknik Üniversitesi Yer Bilimleri Dergisi, 2, 1-18.

Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. 1990. Applied Geophysics, 2nd Edition, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 770 pp.

Temiz, H., 1994. Sivas Tersiyer Havzası'nın Kemah (Erzincan) ve Hafik (Sivas) yörelerindeki tektonostratigrafisi ve tektonik deformasyon biçimi. Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 239 s., Sivas (yayınlanmamış).

Temiz, H., 1996. Tectonostratigraphy and thrust tectonics of the Central and Eastern parts of the Sivas Tertiary Basin, Turkey. International Geology Review, 38, 957-971.

Tufan, S., 1995. Sivas-Divriği demir yatakları'nın potansiyel alan verisi kullanılarak incelenmesi. Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 89 s., Ankara (yayınlanmamış).

Tufan, S. ve Ateş, A., 1995a. Sivas Havzasının potansiyel alan verisi işleme yöntemleriyle incelenmesi. Jeofizik, 9,10. 57-61.

Tufan, S. ve Ateş, A., 1995b. Sivas, Erzincan, Malatya ve Kayseri arasında kalan bölgenin rejyonel gravite ve havadan manyetik anomalilerinin incelenmesi. Jeofizik, 9,10. 61-65.

Waters, K.H., 1978. Reflection Seismology: A tool for energy resource exploration, John Wiley & Sons, Ltd., 377 pp., Chichester, UK.

Yılmaz, A., 1985. Yukarı Kelkit Çayı ile Munzur Dağları arasının temel jeoloji özellikleri ve yapısal evrimi. T.J.K. Bülteni, 28/2, 79-92.

Yılmaz, A. and Yılmaz, H., 2006. Characteristic features and structural evolution of a post collisional basin: the Sivas Basin, Central Anatolia, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences, 27, 164-176.

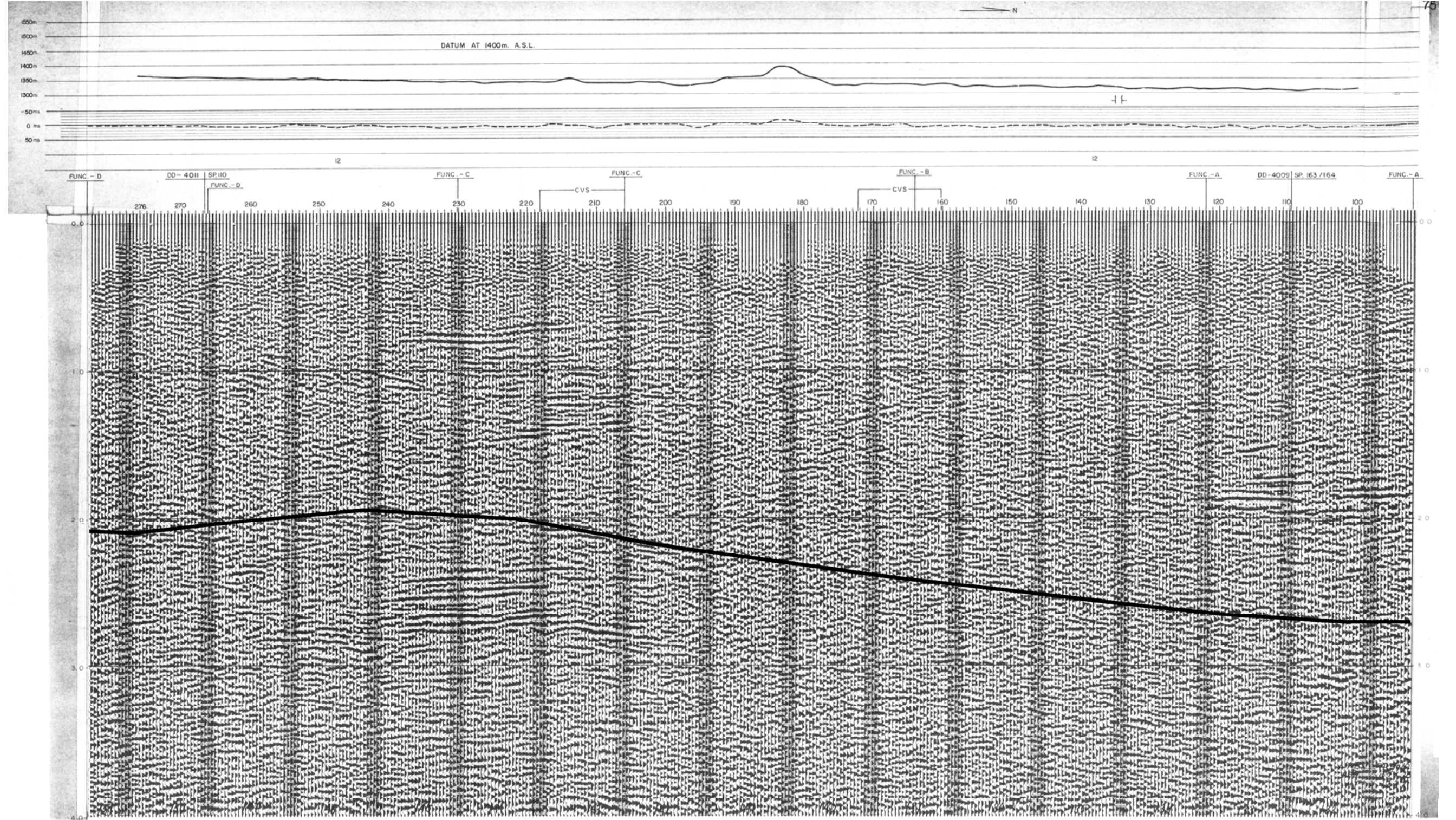
ÖZGEÇMİŞ

1979 yılında Ankara'da doğdu. İlk ve orta öğrenimini Ankara Özel Arı Koleji, lise öğrenimini Ankara Çankaya Cumhuriyet Lisesi'nde tamamladı. 1998 yılında girdiği Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden, 2003 yılında mezun oldu. 2004 yılında Sivas Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde Yüksek Lisans öğrenimine başlarken yine aynı bölümde Araştırma Görevlisi olma hakkını kazanarak akademik kariyerine başladı ve hala aynı görevi sürdürmektedir. Yüksek Lisans öğreniminin bir bölümünü, Avrupa Birliği Öğrenci Değişim Projesi (ERASMUS) kapsamında Almanya'nın Köln Üniversitesi Jeofizik ve Meteoroloji Enstitüsü'nde tamamlamıştır.

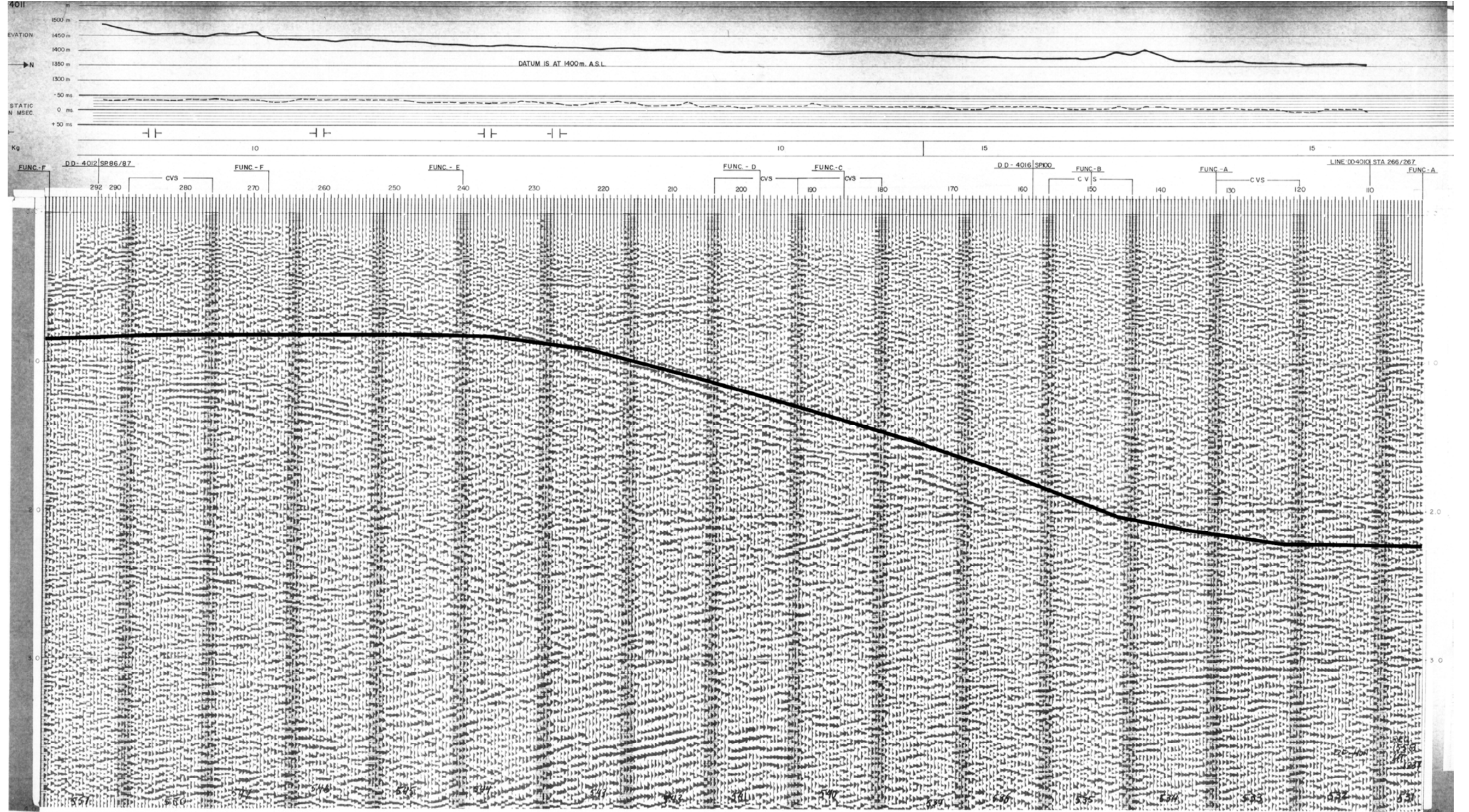
EKLER

EK-1

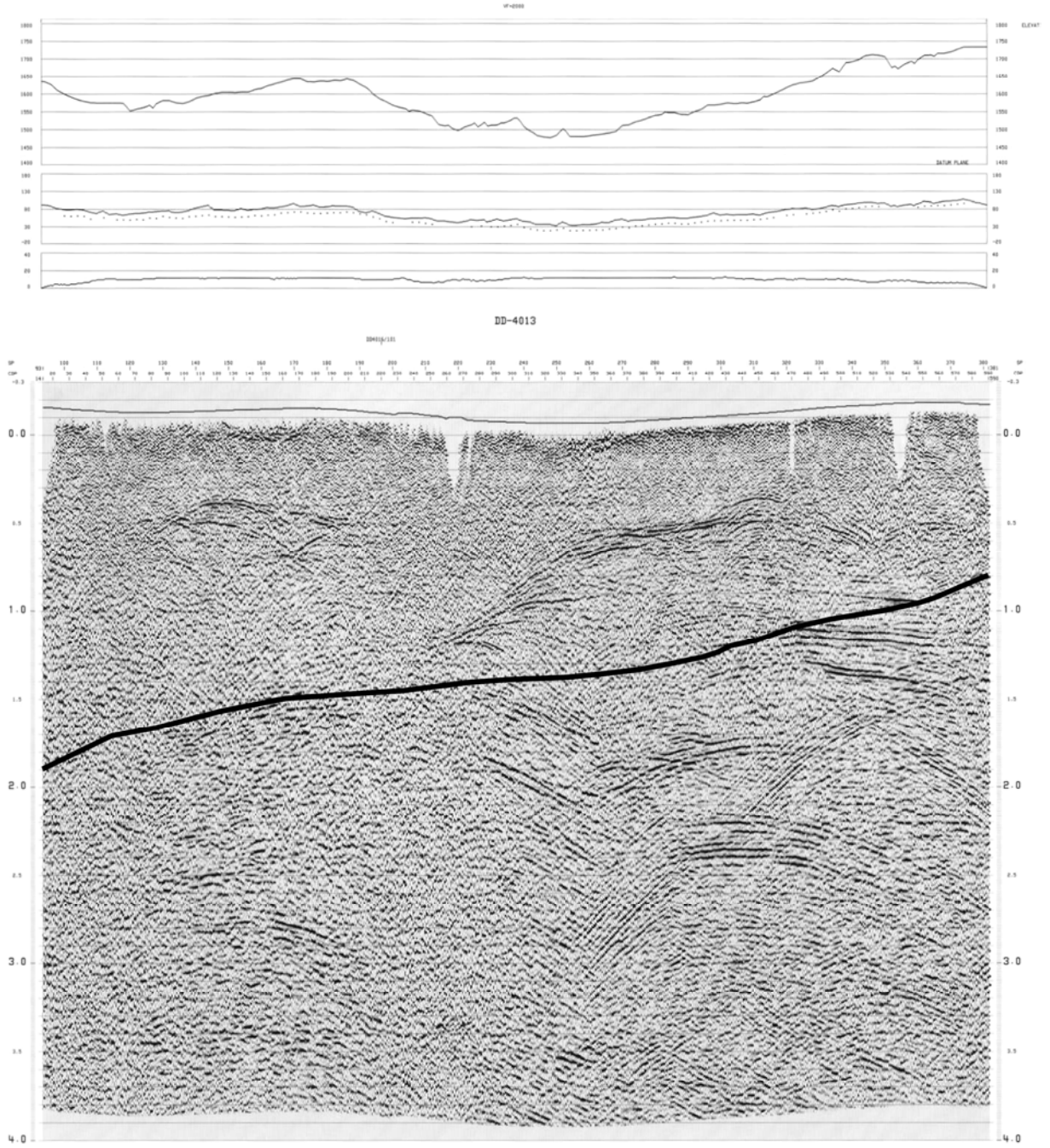
SİSMİK YANSIMA KESİTLERİ



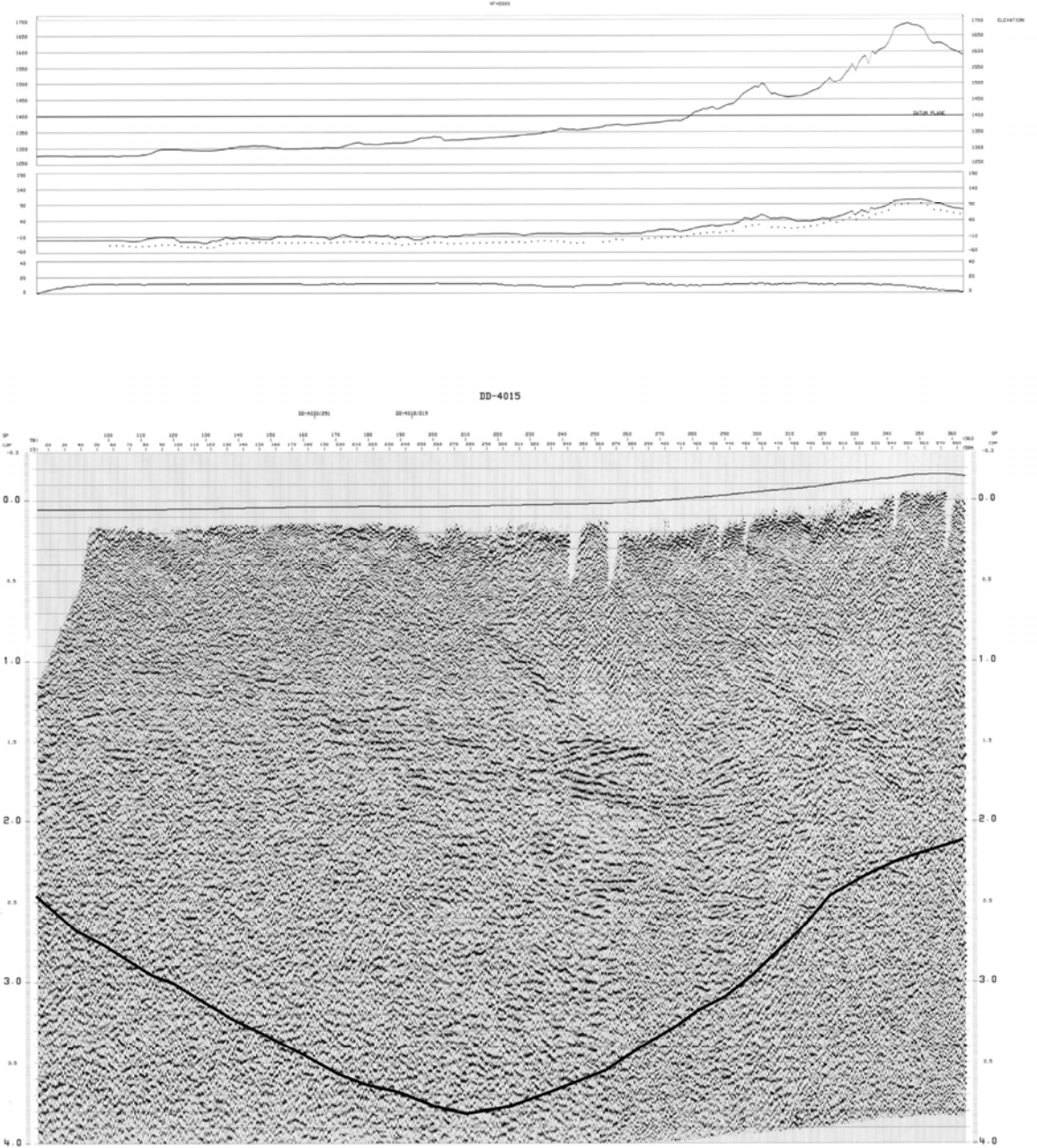
Şekil Ek 1.1. DD 4010 numaralı hatta ait sismik yansıma kesiti. (Kalın çizgi, 3-B modelden elde edilen havza tabanını temsil etmektedir)



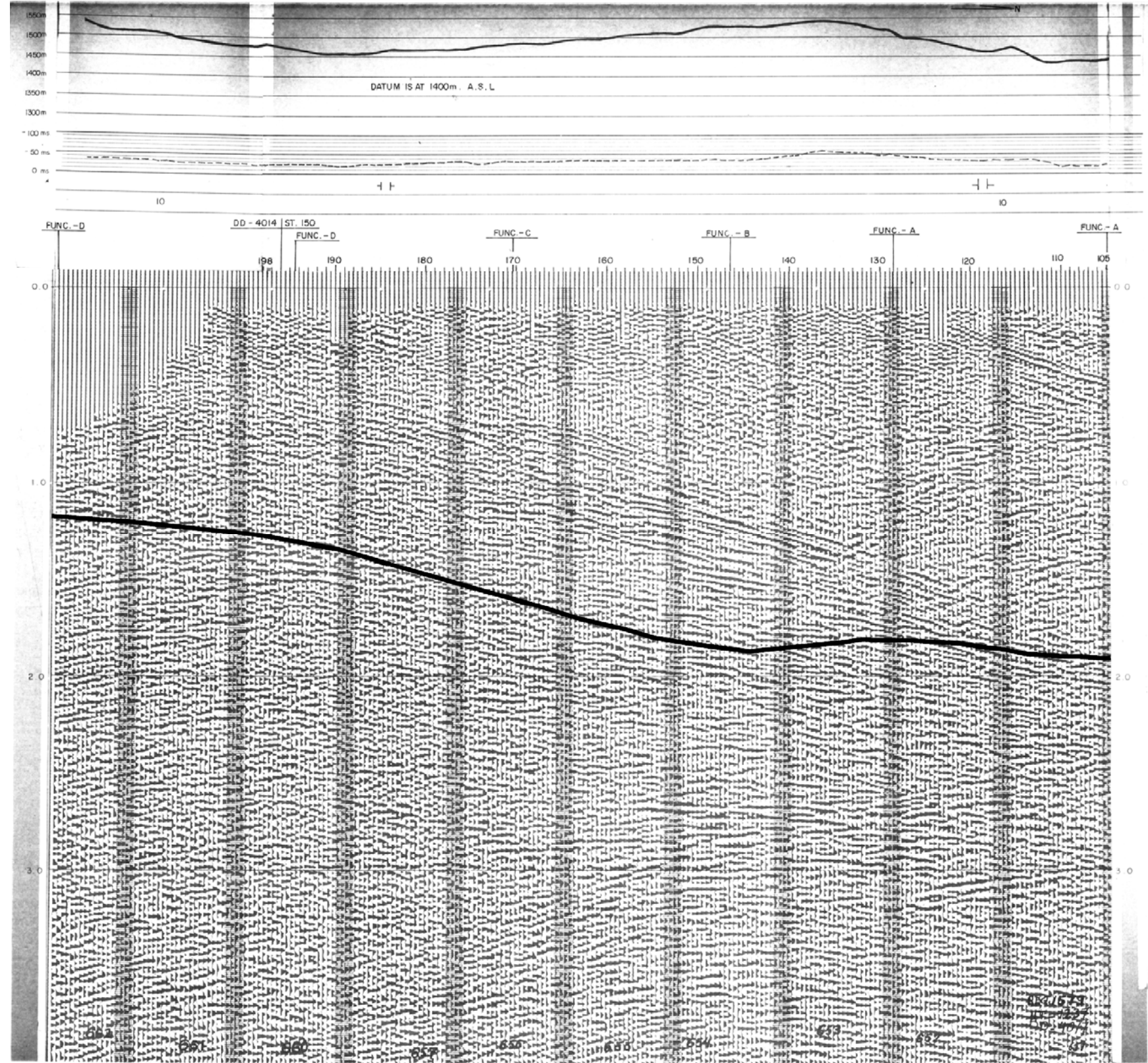
Şekil Ek 1.2. DD 4011 numaralı hatta ait sismik yansımaları kesiti. (Kalın çizgi, 3-B modelden elde edilen havza tabanını temsil etmektedir)



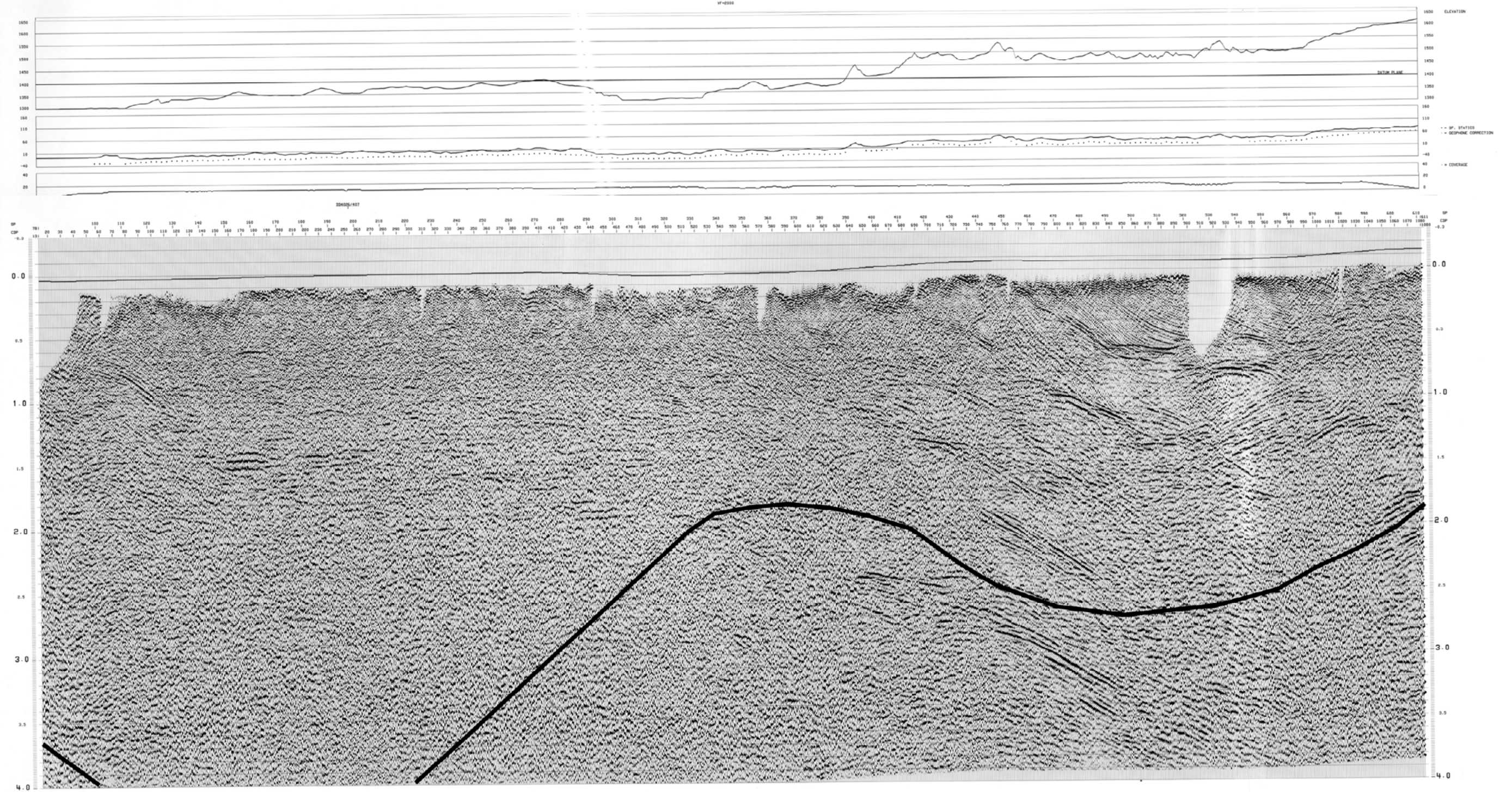
Şekil Ek 1.3. DD 4013 numaralı hatta ait sismik yansımaya kesiti. (Kalın çizgi, 3-B modelden elde edilen havza tabanını temsil etmektedir).



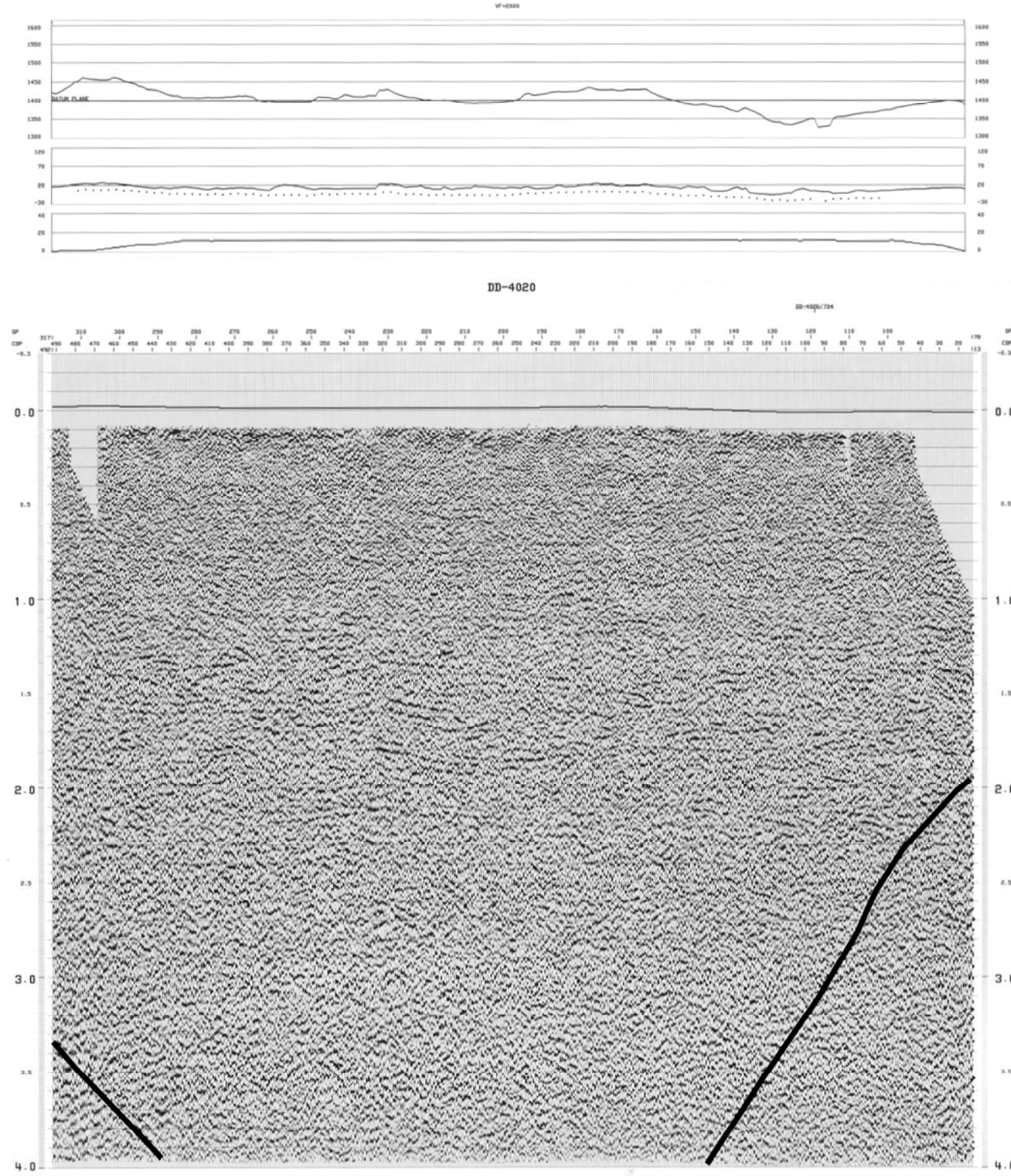
Şekil Ek 1.4. DD 4015 numaralı hatta ait sismik yansıma kesiti. (Kalın çizgi, 3-B modelden elde edilen havza tabanını temsil etmektedir).



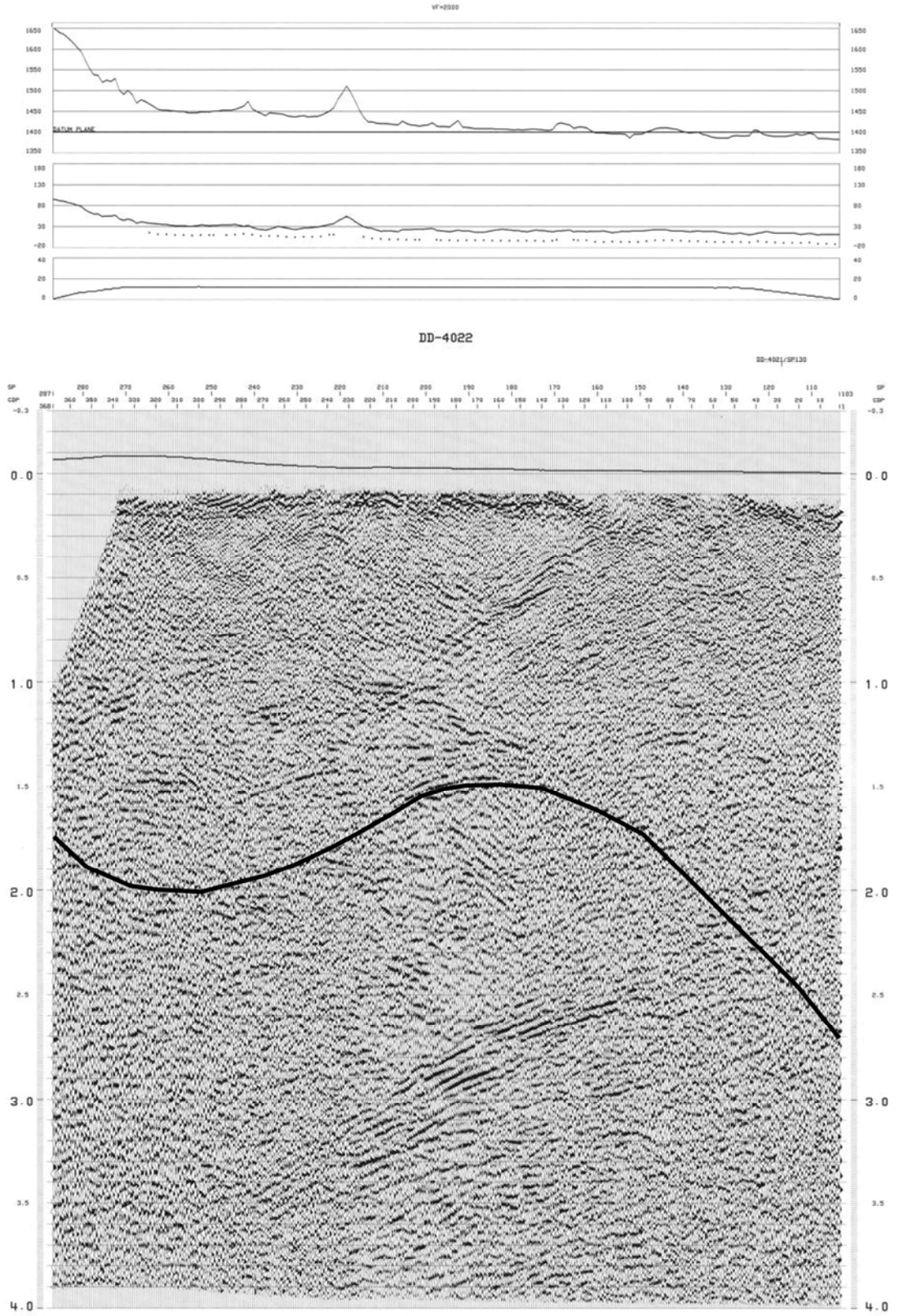
Şekil Ek 1.5. DD 4017 numaralı hatta ait sismik yansım kesiti. (Kalın çizgi, 3-B modelden elde edilen havza tabanını temsil etmektedir)



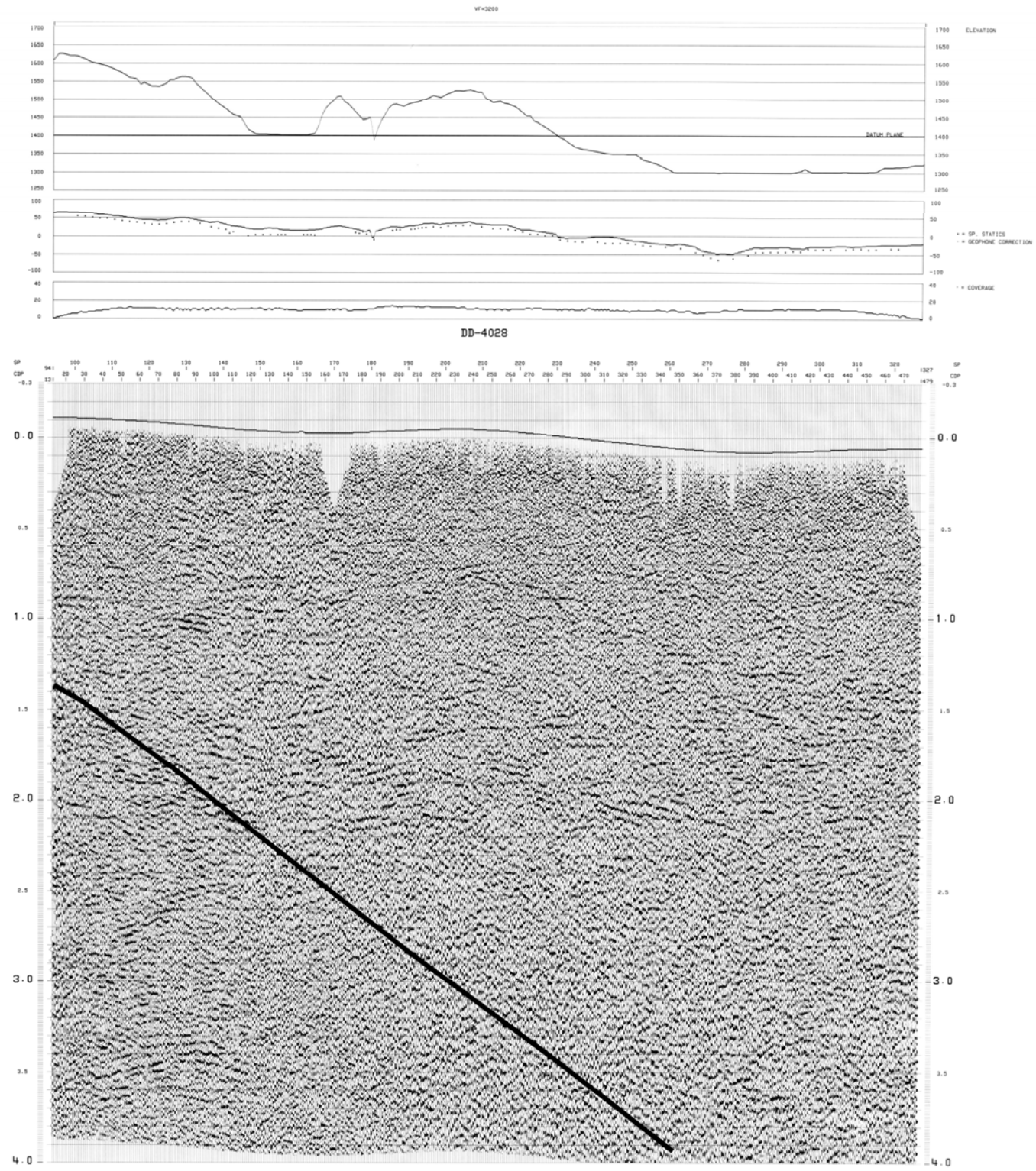
Şekil Ek 1.6. DD 4019 numaralı hatta ait sismik yansıma kesiti. (Kalın çizgi, 3-B modelden elde edilen havza tabanını temsil etmektedir)



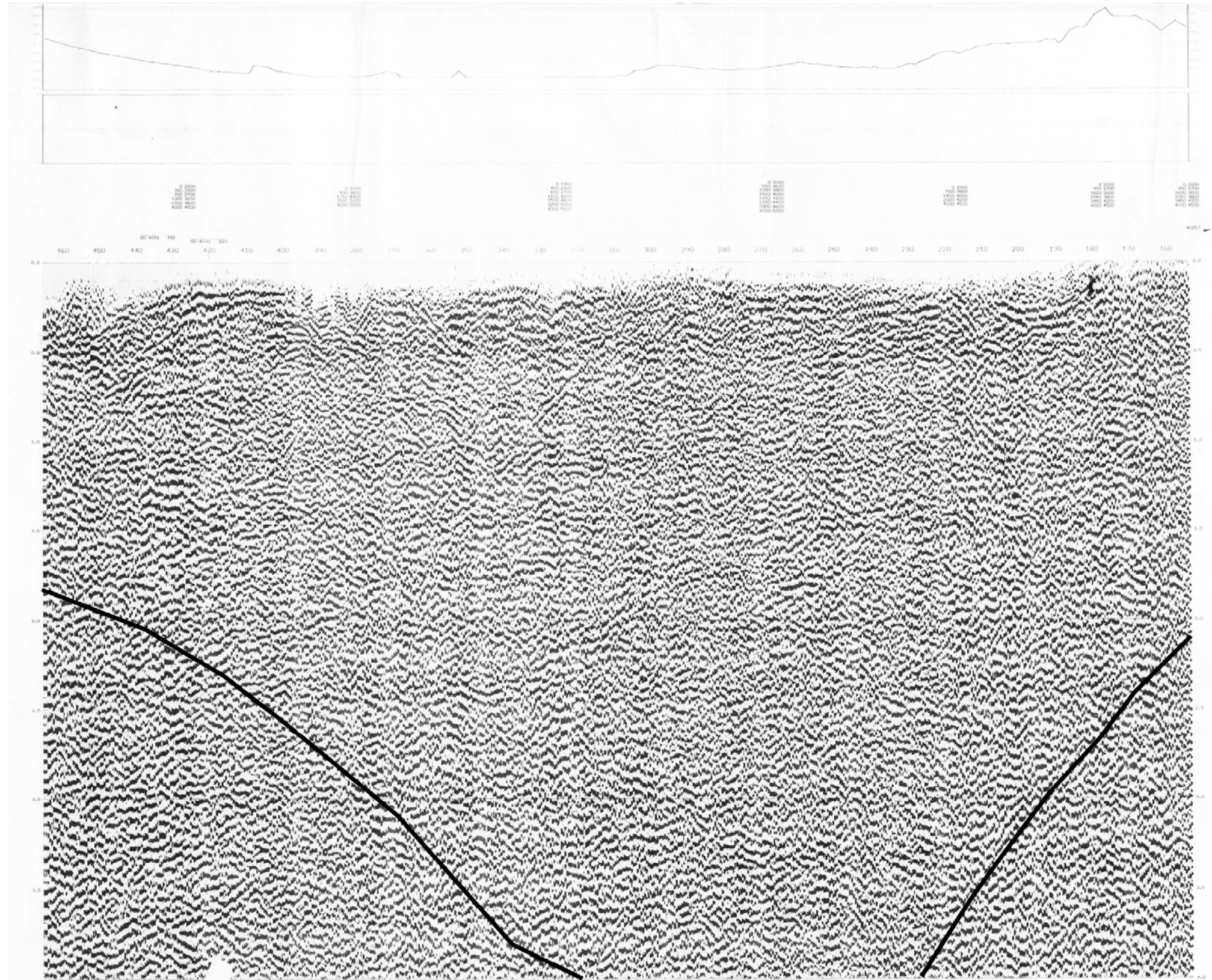
Şekil Ek 1.7. DD 4020 numaralı hatta ait sismik yansıma kesiti. (Kalın çizgi, 3-B modelden elde edilen havza tabanını temsil etmektedir)



Şekil Ek 1.8. DD 4022 numaralı hatta ait sismik yansımaya kesiti. (Kalın çizgi, 3-B modelden elde edilen havza tabanını temsil etmektedir).



Şekil Ek 1.9. DD 4028 numaralı hatta ait sismik yansıma kesiti. (Kalın çizgi, 3-B modelden elde edilen havza tabanını temsil etmektedir)



Şekil Ek 1.10. DD 4029 numaralı hatta ait sismik yansıma kesiti. (Kalın çizgi, 3-B modelden elde edilen havza tabanını temsil etmektedir)