

T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**HİPERBOLİK YOĞUNLUK FONKSİYONU İLE
UZUNKÖPRÜ-TRAKYA BASENİNİN GRAVİTE
YORUMU**

YÜKSEK LİSANS TEZİ
Ertuğrul GÜRBÜZ

Enstitü Anabilim Dalı : **JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ**
Tez Danışmanı : **Yrd. Doç. Dr. Mahir IŞIK**

Haziran 2015

T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

HİPERBOLİK YOĞUNLUK FONKSİYONU İLE
UZUNKÖPRÜ-TRAKYA BASENİNİN GRAVİTE
YORUMU

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Ertuğrul GÜRBÜZ

Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Bu tez 04/06/2015 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oybirliği/oyçokluğu ile kabul edilmiştir.

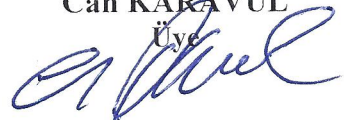
Yrd. Doç. Dr.
Şerafettin ÇAKIR
Jüri Başkanı



Yrd. Doç. Dr.
Mahir IŞIK
Üye



Yrd. Doç.Dr.
Can KARAVUL
Üye



BEYAN

Tez içindeki tüm verilerin akademik kurallar çerçevesinde tarafımdan elde edildiğini, görsel ve yazılı tüm bilgi ve sonuçların akademik ve etik kurallara uygun şekilde sunulduğunu, kullanılan verilerde herhangi bir tahrifat yapılmadığını, başkalarının eserlerinden yararlanılması durumunda bilimsel normlara uygun olarak atıfta bulunulduğunu, tezde yer alan verilerin bu üniversite veya başka bir üniversitede herhangi bir tez çalışmasında kullanılmadığını beyan ederim.

Ertuğrul GÜRBÜZ

09.06.2015

ÖNSÖZ

Jeofizikte gravite yönteminde yer altındaki çeşitli yapıların yoğunluklarındaki farklılıklar kullanılarak yeraltının modellenmesi yapılabilmektedir. Ancak sedimanter basenleri doğru olarak modelleyebilmek için dikkat edilmesi gereken konu, derinliğin artması sonucu yoğunluğun da aynı şekilde artması ve dolayısıyla çevre kayaç ile arasında sabit bir yoğunluk farkı bulunmamasıdır. İşte bu durumdan dolayı gerçeğe en yakın modellemeyi yapabilmek için değişken yoğunluk fonksiyonlarından faydalanılmaktadır.

Bu çalışmada hiperbolik yoğunluk fonksiyonu kullanılarak çeşitli kuramsal modeller üzerinde yöntemin doğruluğu denenmiş ve daha sonra yöntem arazi verisi üzerine uygulanarak bulunan sonuçlar aynı bölgede daha önce yapılmış diğer jeofizik çalışma sonuçları ile karşılaştırılmıştır.

Çalışma alanına ait gravite verileri için Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'ne (M.T.A.), modelleme sonuçlarının yorumunda bana yardımcı olan Sayın Dr. Hakkı ŞENEL'e, yüksek lisans tez danışmanlığımı üstlenen ve tez çalışmam süresince her konuda kendisine danıştığım Sayın Yrd. Doç. Dr. Mahir IŞIK'a, çeşitli konularda bilgisine başvurduğum Sayın Doç. Dr. Bülent ORUÇ'a ve burada ismini sayamadığım tüm değerli hocalarıma gösterdikleri ilgi ve yardımlar için teşekkür ederim. Ayrıca her türlü konuda bana yardımcı olan Arş. Gör. Hasan KARAASLAN, Arş. Gör. Dr. Eray YILDIRIM ve özellikle Arş. Gör. Dr. Hatice DURMUŞ'a teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ	i
İÇİNDEKİLER.....	ii
SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ.....	v
ŞEKİLLER LİSTESİ.....	vi
TABLolar LİSTESİ.....	viii
ÖZET	ix
SUMMARY	x
BÖLÜM 1.	
GİRİŞ	1
BÖLÜM 2.	
KAYAÇ VE KAYAÇ TÜRLERİ	5
2.1. Magmatik Kayaçlar	5
2.2. Metamorfik Kayaçlar.....	6
2.3. Sedimanter Kayaçlar	7
BÖLÜM 3.	
SEDİMANTER BASENLER	8
3.1. Sedimanter Kayaçlar ve Özellikleri.....	8
3.2. Sedimanter Kayaçların Oluşum Süreçleri.....	9
3.2.1. Bozunma	9
3.2.2. Taşınma	10
3.2.3. Depolanma.....	10
3.2.3.1. Sedimanter fasiyesler ve çökelme ortamlarının özellikleri	10
3.2.4. Taşlaşma.....	12

BÖLÜM 4.

YÖNTEM.....	14
4.1. Yoğunluk-Derinlik İlişkisi.....	14
4.1.1. Değişken yoğunluk farkının modelleme sonucuna etkisi.....	14
4.1.2. Hiperpolik yoğunluk fonksiyonu	16
4.2. İki Boyutlu Düşey Bir Prizmanın Gravite Etkisi.....	17
4.3. Hiperbolik Yoğunluk Farkı ile Düşey Prizmanın Gravite Anomalisi.....	18
4.4. Modelleme	20

BÖLÜM 5.

KURAMSAL UYGULAMALAR	22
5.1. Model-I.....	22
5.2. Model-II	24
5.3. Model-III.....	27

BÖLÜM 6.

ARAZİ UYGULAMASI	31
6.1. Çalışma Alanı.....	31
6.2. Trakya'nın Tektoniği	32
6.3. Trakya'nın Jeolojisi	33
6.3.1. Tortul (Sedimanter) kayalar	35
6.3.1.1. Gaziköy formasyonu	35
6.3.1.2. Hamitabat formasyonu	35
6.3.1.3. Soğucak formasyonu	35
6.3.1.4. Ceylan formasyonu.....	35
6.3.1.5. Keşan formasyonu	36
6.3.1.6. Mezardere formasyonu.....	36
6.3.1.7. Osmancık formasyonu.....	36
6.3.1.8. Danişmen formasyonu.....	36
6.3.1.9. Ergene formasyonu	37
6.3.1.10. Alüvyon.....	37
6.3.2. Magmatik kayalar.....	37
6.3.2.1. Bazalt.....	37

6.3.2.2. Karatepe bazaltı	37
6.3.3. Metamorfik kayalar	38
6.3.3.1. Tekedere üsttakımı.....	38
6.3.3.2. Kırklareli üsttakımı.....	38
6.3.3.3. Istanca üsttakımı.....	38
BÖLÜM 7.	
ARAZİ VERİLERİNİN YORUMU	39
BÖLÜM 8.	
TARTIŞMA VE SONUÇLAR	45
KAYNAKLAR.....	47
ÖZGEÇMİŞ	52

SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ

ρ	: Yoğunluk
$\Delta\rho$: Yoğunluk farkı
$\Delta\rho_0$: Yüzeydeki yoğunluk farkı
Z	: Derinlik
$g_{göz}$: Gözlenen anomali
g_{hes}	: Hesaplanan anomali
ρ_{max}	: Maksimum yoğunluk
λ	: Hiperbolik yoğunluk fonksiyonu sabiti
H_f	: Hata fonksiyonu
Y_m	: Yakınsama kriteri
G	: Evrensel gravite sabiti
w	: Prizma yarı genişliği
Z_1	: Prizma üst derinliği
Z_2	: Prizma alt derinliği
g_s	: Sonsuz yatay tabakanın gravite etkisi
E	: Gözlenen ve hesaplanan anomali arasındaki fark
k	: İterasyon sayısı

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 2.1. Kayaç döngüsü.....	5
Şekil 3.1. Sedimanter kayaçların oluşum süreçleri	9
Şekil 3.2. Kıtasal veya karasal çökeltme ortamları.....	11
Şekil 3.3. Geçiş ve denizel çökeltme ortamları.....	12
Şekil 3.4. Kırıntılı sedimanların taşlaşması	13
Şekil 4.1. Değişken ve sabit yoğunluk farkına sahip modelin gravite anomalisi.....	15
Şekil 4.2. A) Değişken yoğunluk fonksiyonu modelleme sonuçları B) Sabit yoğunluk modelleme sonuçları.....	16
Şekil 4.3. İki boyutlu düşey prizma.....	18
Şekil 4.4. Sedimanter basenin prizmalar ile gösterilmesi.....	20
Şekil 5.1. Model-I'e ait yoğunluk farkı-derinlik grafiği.....	23
Şekil 5.2. Birinci kuramsal basenin düşey prizmalar ile modellenmesi ve gravite anomalileri.....	24
Şekil 5.3. Model-II'ye ait yoğunluk farkı-derinlik grafiği.....	25
Şekil 5.4. İkinci kuramsal basenin düşey prizmalar ile modellenmesi ve gravite anomalileri.....	26
Şekil 5.5. Model-III'e ait yoğunluk farkı-derinlik grafiği	27
Şekil 5.6. Üçüncü kuramsal basenin düşey prizmalar ile modellenmesi ve gravite anomalileri (Gürültüsüz).....	28
Şekil 5.7. Üçüncü kuramsal basenin düşey prizmalar ile modellenmesi ve gravite anomalileri (Gürültülü)	30
Şekil 6.1. Çalışma alanı yer bulduru haritası	31
Şekil 6.2. Trakya bölgesi tektonik haritası (Turgut 1991'den derlenmiştir).....	32
Şekil 6.3. Trakya bölgesi jeoloji haritası.....	34
Şekil 7.1. Trakya baseni gravite haritası.....	39
Şekil 7.2. A-B profilinden elde edilen gravite anomalisi.....	40
Şekil 7.3. Trakya baseninin stratigrafik kesiti.....	41

Şekil 7.4. A-B profilinin yoğunluk farkı-derinlik değişimi	42
Şekil 7.5. A-B profili modelleme sonuçları	44

TABLULAR LİSTESİ

Tablo 2.1. Magmatik kayaçlar ve yoğunlukları	6
Tablo 2.2. Metamorfik kayaçlar ve yoğunlukları.....	6
Tablo 2.3. Sedimanter kayaçlar ve yoğunlukları.....	7
Tablo 5.1. Model-I'e ait sonuçlar	23
Tablo 5.2. Model-II'ye ait sonuçlar.....	25
Tablo 5.3. Gürültüsüz verilerle Model-III'e ait sonuçlar.....	27
Tablo 5.4. Gürültülü verilerle Model-III'e ait sonuçlar.....	29
Tablo 7.1. Meriç-1 sondaj kuyusu formasyon hız bilgileri.....	40
Tablo 7.2. A-B profili modelleme sonuçları	43

ÖZET

Anahtar kelimeler: Hiperbolik Yoğunluk Fonksiyonu, Sedimanter Basen, Gravite Modelleme

Bu çalışmada, sedimanter basenler değişken yoğunluk farkı kullanılarak modellenmiştir. Birbirine bitişik yan yana prizmalardan oluştuğu kabul edilen sedimanter bir basende sediman yoğunluklarının derinlikle değişimi hiperbolik fonksiyonla gösterilmiştir.

Modellemede prizma üst derinlikleri yüzeyde kabul edilmiş ve prizmaların alt derinliklerinin başlangıç değerleri sonsuz yatay bir tabakanın gravite anomalisinden yararlanılarak belirlenmiştir. Bu derinlikler, gözlenen ve hesaplanan anomaliler arasındaki farklar yardımıyla iyileştirilmiştir. Yöntemin başarısı kuramsal modeller üzerinde kanıtlanarak Uzunköprü-Trakya baseni arazi verisine uygulanmıştır.

GRAVITY INTERPRETATION OF UZUNKÖPRÜ-THRACE BASIN BY USING HYPERBOLIC DENSITY FUNCTION

SUMMARY

Keywords: Hyperbolic Density Function, Sedimentary Basin, Gravity Modeling

In this study, sedimentary basins were modeled by using variable density contrast. In a sedimentary basin which might be modeled by a series of prisms juxtaposed with each other, density variation with depth was shown by hyperbolic density function.

In modeling, prism top depths were considered on the surface and initial values of the prism bottom depths were obtained by using gravity anomaly of an infinite horizontal slab. These depths were improved by considering the differences between observed and calculated anomalies. Success of the method was proved on theoretical models and then applied to Uzunköprü-Thrace basin field data.

BÖLÜM 1. GİRİŞ

Jeofizikte gravite yöntemi; yeraltındaki yapıların kütle çekimindeki farklılık değerlerinin ölçülüp değerlendirilmesi sonucu yoğunluk, hacim, derinlik vb. özelliklerinin tespitini sağlar.

Yeraltında homojen olarak dağılmayan yoğunluklar gravite anomalisine sebep olurlar. Belli bir yoğunluğa sahip yapının çevre kayaç ile arasındaki yoğunluk farkı sonucu anomalide farklılıklar meydana gelir. Eğer yapı çevre kayacın yoğunluğundan daha küçük ise negatif yoğunluk farkına, daha büyük ise pozitif yoğunluk farkına sahip olur. Sedimanter basenlerde çevre kayaçlara göre yoğunluğu düşük olan sedimanlar bulunmasından dolayı gravite anomalisi negatiftir.

Sedimanter basen derinliğinin gerçeğe daha yakın hesaplanabilmesi için basen içerisinde bulunan sedimanların yoğunluğundaki değişim dikkate alınmalıdır. Bu sebeple exponansiyel, kuadratik, hiperbolik, parabolik vb. yoğunluk fonksiyonları kullanılarak çeşitli yöntemler geliştirilmiştir.

Sedimanter basenler üzerinde yapılan çalışmaların önemi ekonomik değeri yüksek petrol, kömür, doğal gaz, çeşitli tuzlar, bakır, demir, manganez vb. pek çok maden yataklarının sedimanter kayaçlar içerisinde bulunması sebebiyledir. Bu yüzden sedimanter basenler üzerine yapılan çalışmalar oldukça fazladır. Bu konuda yapılmış çalışmalardan bazıları şunlardır;

Cordell (1973), exponansiyel yoğunluk fonksiyonunu kullanarak California, San Jacinto grabeni üzerinde alınan gravite profilinin analizini gerçekleştirmiştir.

Murthy ve Rao (1979), lineer ve exponansiyel yoğunluk değişimine sahip poligonal modelin gravite anomalisinden faydalanarak San Jacinto grabeninin yapısını tespit etmişlerdir.

Rao (1986), kuadratik yoğunluk fonksiyonunu kullanarak yüzeylenmiş ve yan yana dizilmiş düşey prizmalar yardımıyla San Jacinto grabeninin gravite anomalisini yorumlamıştır.

Chai ve Hinze (1988), exponansiyel yoğunluk fonksiyonunu kullanarak düşey prizmalar ile sedimanter baseni yorumlamışlardır. Yöntemi Los Angeles basenine uygulamışlardır.

Litinsky (1989), exponansiyel ve hiperbolik yoğunluk fonksiyonunu kullanarak sedimanter basenleri modellemiş ve hiperbolik yoğunluk fonksiyonunun daha güvenilir ve gerçeğe daha yakın sonuç verdiğini göstermiştir. Yöntemi California'daki San Jacinto grabenine ve Güney Arizona'daki Tucson basenine uygulamıştır.

Rao vd. (1990), 2.5 ve 3 boyutlu prizmalarla gösterilen sedimanter basenin gravite anomalilerini kuadratik yoğunluk fonksiyonu ile modellemişlerdir. Yöntemi Los Angeles baseninin rezidüel anomali haritasının analizi için kullanmışlardır.

Rao (1990), kuadratik yoğunluk fonksiyonu yardımıyla asimetrik trapez modeli ve Marguardt algoritmasını kullanarak San Jacinto Grabeni ve Godawari baseni gravite anomalilerini yorumlamıştır.

Mickus ve Peepels (1992), Backus-Gilbert ters çözüm yöntemini kullanarak sedimanter basenlerin gravite ve manyetik yorumunu yapmışlardır.

Rao vd. (1993), exponansiyel yoğunluk farkına sahip basit geometrik modelleri ve Fourier transformunu kullanarak San Jacinto grabeni ve Los Angeles baseni üzerindeki gravite anomalilerini yorumlamışlardır.

Rao vd. (1994), hiperbolik ve parabolik yoğunluk farkına sahip 2 boyutlu düzensiz yapılı şekillerin gravite anomalilerini incelemiştir.

Oruç (1994), gravite anomali değerlerini derinlik değerlerine dönüştüren hızlı ve kolay bir yöntem kullanarak Manyas Gölü basenini modellemiştir.

Rao vd. (1995), yoğunluk farkının derinlikle hiperbolik olarak azaldığı sedimanter basenleri N kenarlı poligon yardımıyla yorumlamışlardır.

Zhang (1996), değişken yoğunluğa sahip 2 boyutlu düzensiz yapılı şekillerin gravite anomalilerini değerlendirmiştir.

Sevinç ve Ateş (1996), Levenberg-Marguardt ters çözüm algoritmasını kullanarak Aydın-Germencik havzası ve Milas civarına ait gravite anomalilerini yorumlamışlardır.

Garcia Abdeslem (1996), yoğunluğun derinliğin bir fonksiyonu olarak değiştiği 2 boyutlu prizmanın gravite anomalisini incelemiştir.

Pratibha ve Kamal (1999), hiperbolik yoğunluk farkına sahip antiklinal ve senklinal yapıların gravite anomalilerini değerlendirmişlerdir.

Chakravarthi vd. (2001), parabolik yoğunluk fonksiyonu ile N kenarlı poligon yardımı ile Arizona'da bulunan Tucson basenini yorumlamışlardır.

Sarı ve Şalk (2002), hiperbolik yoğunluk farkını kullanarak 2 boyutlu düzensiz yapılı şekillerin gravite anomalilerini yorumlamışlardır ve yöntemi Gediz ve Büyük Menderes grabenlerine uygulamışlardır.

Sarı (2003), çokgen modeli yardımıyla sönümlü en küçük kareler yöntemine tekil değer ayrıştırma tekniği uygulayarak Gediz ve Büyük Menderes grabenlerini yorumlamıştır.

Tan (2008), birbirine bitişik yan yana prizmalardan oluştuğu kabul edilen sedimanter basenlerin derinlik değişimini Kuadratik Yoğunluk Fonksiyonu ile göstermiş ve yöntemi Erzincan-Çayırli basenine uygulamıştır.

Işık ve Şenel (2009), parabolik yoğunluk fonksiyonunu kullanarak Batı Anadolu'daki Büyük Menderes baseninin 3 boyutlu modellemesini yapmışlardır.

Işık (2011), n kenarlı poligon modeli ve parabolik yoğunluk fonksiyonunu kullanarak sedimanter basenlerin temel derinliklerini hesaplamıştır.

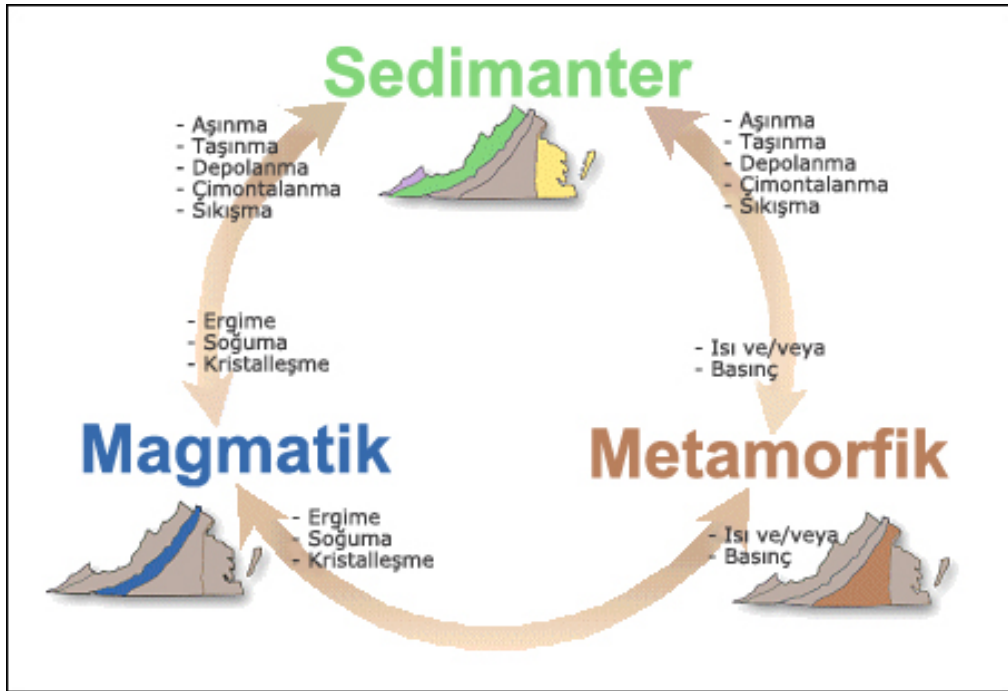
Bal ve Kara (2012), parabolik yoğunluk fonksiyonunu kullanarak 3 boyutlu düşey prizmalarla Tuz Gölü Basenini modellemişlerdir.

Lima ve Silva (2014), faylı sedimanter basen tabanını tespit etmek için bir yöntem geliştirerek Büyük Menderes ve San Jacinto grabenini yorumlamışlardır.

Bu çalışmada hiperbolik yoğunluk fonksiyonu kullanılarak basen derinliği gerçeğe en yakın olarak bulunmaya çalışılmıştır. Bunun için belli derinliklerdeki yoğunluk farklarından yararlanılmıştır. Modellemede sedimanter basen, üst derinlikleri yüzeyde bulunan yan yana bitişik prizmalar şeklinde kabul edilmiştir. Modelleme sonucu prizmaların alt derinlikleri hesaplanmıştır. Prizma alt derinlikleri sonsuz yatay bir tabakanın gravite anomalisinden yararlanılarak belirlenmiş ve bu başlangıç derinlikleri gözlenen ve hesaplanan anomaliler karşılaştırılarak iyileştirilmiştir. Yöntem kuramsal modeller üzerinde denenmiş ve Uzunköprü-Trakya baseni gravite verilerine uygulanmıştır.

BÖLÜM 2. KAYAÇ VE KAYAÇ TÜRLERİ

Bir veya birden fazla mineralin bir araya gelmesi sonucu oluşan kütleyle kayaç denir. Yerkabuğu çeşitli kayaçlardan meydana gelmektedir ve bu kayaçlar kökenlerine göre magmatik, metamorfik ve sedimanter olmak üzere üç gruba ayrılmaktadır. Bu kayaçlar oluştukları andan itibaren çeşitli etkiler altında değişime uğrayabilmekte ve sonucunda bir kayaç türü diğer bir kayaç türüne dönüşebilmektedir. Bu dönüşüm doğal etkiler sonucu olmakta ve kayaç döngüsü olarak adlandırılmaktadır (Şekil 2.1).



Şekil 2.1. Kayaç döngüsü (<http://web.wm.edu/geology/virginia/provinces/rockcycle.html>)

2.1. Magmatik Kayaçlar

Yeryuvarının derinliklerinde yüksek sıcaklık altında erimiş maddelerden oluşan magmanın yeryüzüne kadar çıkarak veya yerkabuğu içinde belli bir yere kadar yükselerek orada soğuması sonucu oluşan kayaçlardır.

Magmatik kayaçlar tüm kayaçların kökenini oluşturmaktadır. Sedimanter ve metamorfik kayaçları meydana getiren maddelerin büyük kısmı magmatik kayaçların dış etkenler tarafından aşınması, çeşitli ortamlara taşınması ve depo edilmeleri veya bazı değişikliklere uğramaları sonucunda oluşurlar. Bazı magmatik kayaçların yoğunlukları Tablo 2.1’de gösterilmiştir.

Tablo 2.1. Magmatik kayaçlar ve yoğunlukları (Telford vd., 1982)

Magmatik Kayaç	Yoğunluk (gr/cm³)
Riyolit	2.35 – 2.70
Granit	2.50 – 2.81
Andezit	2.40 – 2.80
Siyenit	2.60 – 2.95
Bazalt	2.70 – 2.30
Gabro	2.70 – 3.50

2.2. Metamorfik Kayaçlar

Metamorfik kayaçlar sedimanter ya da magmatik kayaçların ilk olduğu sıcaklık ve basınç koşullarının değişmesi sonucu deformasyona uğrayarak şekil, biçim ve mineralojik yapı bakımından başka bir kayaca dönüşümü ile oluşmaktadır. Bu dönüşüm metamorfizma olarak adlandırılır. Yani metamorfizma çeşitli fiziksel ve kimyasal şartların etkisi sonucu kayaçlarda meydana gelen mineral değişikliği veya mineral transformasyonu olayıdır. Bir sedimanter kayaç türü olan kireçtaşının mermere, bir magmatik kayaç türü olan granitin gnaysa dönüşümü örnek olarak verilebilir. Bazı metamorfik kayaçların yoğunlukları Tablo 2.2’de gösterilmiştir.

Tablo 2.2. Metamorfik kayaçlar ve yoğunlukları (Telford vd., 1982)

Metamorfik Kayaç	Yoğunluk (gr/cm³)
Şist	2.39 – 2.90
Gnays	2.59 – 3.00
Fillit	2.40 – 2.50
Amfibolit	2.90 – 3.04
Eklojit	3.20 – 3.54
Granülit	2.52 – 2.73

2.3. Sedimanter Kayaçlar

Kayaçların akarsu, buzul, rüzgar gibi çeşitli dış etkenler tarafından aşındırılarak fiziksel, kimyasal ve biyolojik olarak bozunması sonucu olduğu yerde veya buldukları yerden başka bir yere taşınması ve burada çökmesi ile meydana gelen malzemeye sediman denir. Sedimanların zamanla değişikliğe uğrayarak yığılan maddelerin ağırlığı altında sıkışması, içerdikleri suyun dışarı atılması, gözeneklerin azalması ve hacimlerinin küçülmesi sonucu bazı kimyasal olaylar ile yeni minareller oluşabilmektedir. Taneler ve kırıntılar arasında bir çimento meydana gelmesi ve tüm bu olaylar sonucunda sedimanların pekişerek taşlaşması sedimanter kayaçları meydana getirmektedir. Yüzbinlerce, hatta belki milyonlarca yılı kapsayan ve sedimanların tortul kaya haline gelmesine yol açan bütün bu süreçlerin tümüne diyajenez denir (Erinç 2000; Üşenmez 1985). Bazı sedimanter kayaçların yoğunlukları Tablo 2.3'te gösterilmiştir.

Tablo 2.3. Sedimanter kayaçlar ve yoğunlukları (Telford vd., 1982)

Sedimanter Kayaç	Yoğunluk (gr/cm ³)
Alüvyon	1.96 – 2.00
Kil	1.63 – 2.60
Çakıl	1.70 – 2.40
Silt	1.80 – 2.20
Kum	1.70 – 2.30
Kumtaşı	1.61 – 2.76
Şeyl	1.77 – 3.20
Kireçtaşı	1.93 – 2.90
Konglomera	2.10 – 2.70
Dolomit	2.28 – 2.90
Jips	1.53 – 2.60

BÖLÜM 3. SEDİMANTER BASENLER

Sedimanter basenler, sedimanların belirli bir zaman aralığında binlerce kilometrekareden milyonlarca kilometrekareye kadar olabilen bir alan üzerinde yüzlerce metreden binlerce metre kalınlığına kadar istifler şeklinde biriktiği bölgelerdir.

Sedimanter basenler yerkabuğu yüzeyinin önemli bir bölümünü kaplamakta ve bir kilometreden onlarca kilometre sediman kalınlığında olabilmektedirler. Bazı sedimanter basenler jeolojik olarak genç olmasına karşın bazıları milyonlarca yıl önce var olmuştur.

Sedimanter basenlerin oluşumunun altında yatan kontrol güç levha tektoniğidir ve bundan dolayı basenler genellikle levha tektoniği ve tektonik süreçlerle ilişkili konumlarına göre sınıflandırılır. Bir basendeki sedimanter kayaçlar bölgenin tektoniği ve ayrıca iklim, taban yüzeyi ve sediman kaynakları gibi sedimanların birikiminde rol oynayan diğer sebeplerin etkileri hakkında bilgi sağlarlar.

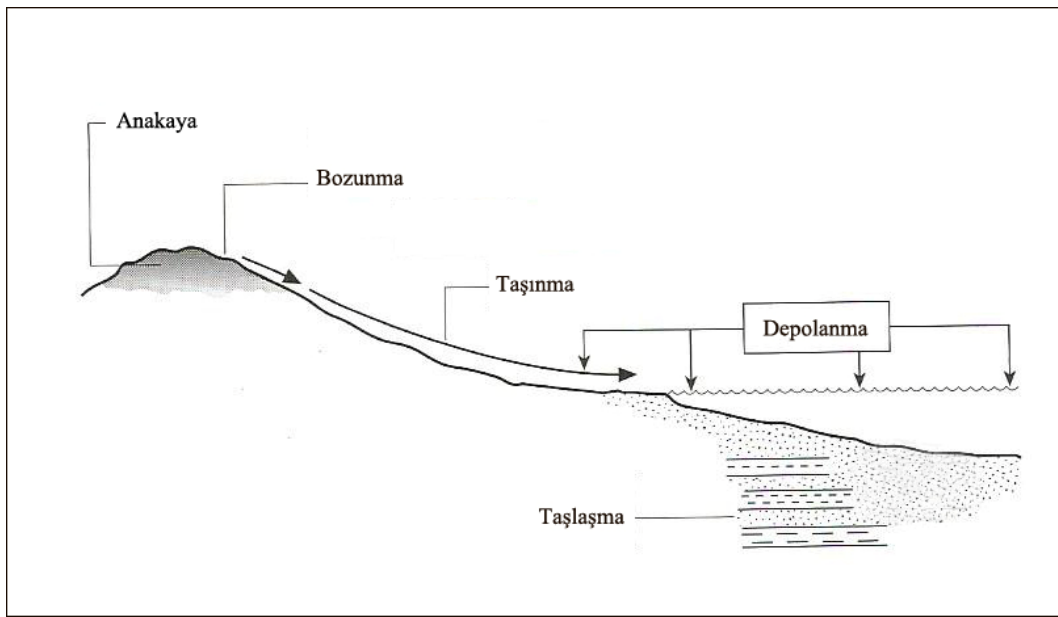
3.1. Sedimanter Kayaçlar ve Özellikleri

Yeryüzünün %75-80 kadarını kapsayan sedimanter kayaçlar üzerinde yapılan çalışmalar her geçen gün biraz daha hızlanmıştır. Bunun sebebi yapılan araştırmalar sonucunda günlük hayatımızı etkileyen, önemini daima koruyan, ekonomik değere sahip pek çok madenin sedimanter kaynaklı olduğunun öğrenilmesidir. Petrol, kömür, doğal gaz, çeşitli tuzlar, bakır, demir, manganez vb. pek çok maden yatakları sedimanter kayaçlar içinde oluşmaktadır. Bu nedenle sedimanter kayaçlar üzerinde yapılan araştırmalar ekonomiyi de yakından ilgilendirmektedir (Üşenmez, 1985).

3.2. Sedimanter Kayaçların Oluşum Süreçleri

Sedimanter kayaçların oluşumu için bazı olayların gerçekleşmiş olması gerekmektedir (Şekil 3.1). Bunlar:

- Kayaçların bozunması,
- Bozunma sonucu meydana gelen malzemenin dış etkenler (yağmur, rüzgar, buzul vb) ile taşınması,
- Taşınan malzemenin depolanması veya çökmesi,
- Sedimanların sıkışıp pekişmesi ile taşlaşması.



Şekil 3.1. Sedimanter kayaçların oluşum süreçleri (Nichols, 2009'dan derlenmiştir.)

3.2.1. Bozunma

Bozunma olayı atmosfer ile litosfer arasındaki ara yüzeyde geçer. Bozunan malzeme olduğu yerden başka bir yere taşınırsa alttaki malzeme bozunmaya devam eder. Yer kabuğunu oluşturan kayaçların, hava, su vb. etkiler sonucunda bozulup, dağılmaları olayına bozunma (aşınma, parçalanma) denir. Bozunma olayı fiziksel ve kimyasal olmak üzere ikiye ayrılır.

Kayaçların fiziksel olaylar sonucunda mekanik parçalanması şeklinde meydana gelen bozunma türü fiziksel bozunmadır. Bu da genellikle mevsimsel veya günlük ısı değişikliği, donma ve çözülme ile organizmaların bazı faaliyetleri sonucu meydana

gelir. Kayaçların kimyasal olaylar sonucunda daha çok çözülme şeklinde kendini gösteren bozunma türü kimyasal bozunmadır.

3.2.2. Taşınma

Yer kabuğu yüzeyinde bulunan kayaçların bozunması sonucu oluşan yeni maddelerin yerçekimi, rüzgar, su ve buzullar gibi taşıyıcı etmenler ile buldukları yerden alınıp, depolanma ortamlarına götürülmesi olayıdır.

3.2.3. Depolanma

Bozunma ve taşınma olaylarından sonra sedimanlar taşıyıcı etmenin hızının azalması veya tamamen taşıyamaz hale gelmesiyle buldukları yerlerde depolanırlar veya çökelirler. İşte taşınan sedimanların üst üste yığılması veya depolanması olayıdır.

Depolanma olayı yer kabuğu üzerinde değişik ortamlarda ve değişik şekillerde oluşur. Bu oluşumda çeşitli özellikler gösteren sedimanter depoları gelişir.

3.2.3.1. Sedimanter fasiyesler ve çökelme ortamlarının özellikleri

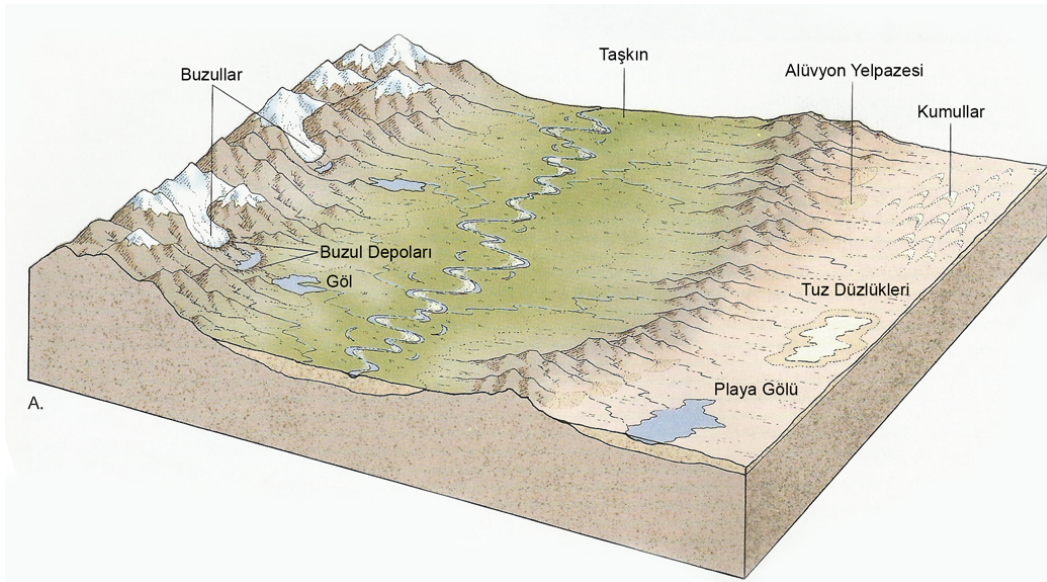
Yerkabuğunu şekillendirmeye olan etkenler taşıdıkları maddeleri bugün belli sahalarda biriktirmekte, şiddetli buharlaşmaya uğrayan denizlerde ve göllerde eriyerek maddeler belli bir sıraya göre sudan ayrılarak çökelmekte, ölen canlıların iskeletlerini ve kırıntıları farklı ortamlarda yığılmaktadır. Bu nedenle derin deniz çanaklarında ince unsurlu maddeler çökelirken, buzulların şekillendirdiği sahalarda glasiyal depolar, akarsu yataklarında ve deltalarda çakıl, mil, kum, kil gibi maddeler birikmektedir. Bataklıklarda bataklık depoları, kıyılarda çeşitli kıyı depoları, tropikal denizlerde mercan resifleri meydana gelmektedir. Bazı sahalarda çökelen depolar arasına magmatik kökenli maddeler sokulmakta veya karışmaktadır. Bu depolar günümüzde oluşmakta olan aynı yaşta fakat farklı özellikteki sedimentleri meydana getirmektedir ve zamanla farklı karakterdeki tortul kayalara dönüşeceklerdir. Günümüzde olduğu gibi jeolojik geçmişin herhangi bir döneminde de sedimentler bu şekilde oluşmuştur ve aynı yaşta oldukları halde aralarında bunları çökeltten

etkenlerin niteliğine ve çökelme ortamının özelliğine göre farklılaşmalar meydana gelmiştir. Aynı yaştaki sedimanların ve sedimanların bu farklı özellikleri fasiyes terimi ile açıklanmaktadır.

Sedimanter fasiyesleri esas çökelme ortamına göre başlıca üç kategoride toplamak mümkün ve konuya sadelik getirmek bakımından uygun görülmektedir. Bunlar karasal, denizsel fasiyesler ve bunlara ait bazı ortak özellikleri gösteren karasal-denizsel karışık fasiyeslerdir. Bunlardan her bir kategori içinde ayrıca çökelme ortamına ve taşıyıcı etkene bağlı olarak farklı fasiyesler ayrılır (Erinç, 2000).

a) Karasal fasiyesler

Akarsular, buzullar ve rüzgarlar tarafından aşındırılarak vadilerde, ovalarda, depresyonlarda çökeltilen maddeler ile yine karalar üzerinde göllerde ve bataklıklarda meydana gelen depolar karasal fasiyes adı altında toplanırlar (Şekil 3.2).

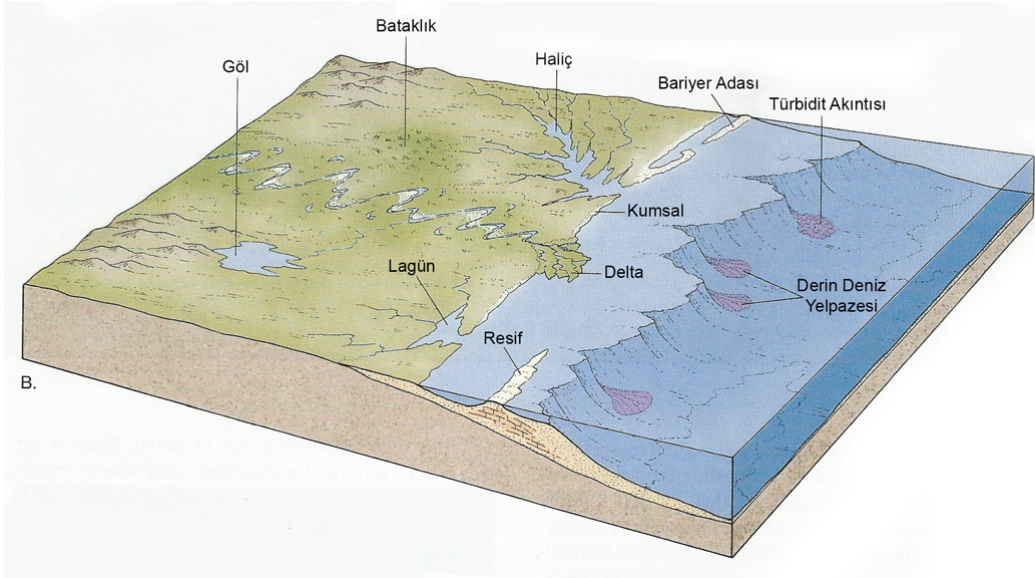


Şekil 3.2. Kıtasal veya karasal çökelme ortamları (Tarbuck ve Lutgens, 1993'ten derlenmiştir)

b) Denizel fasiyesler

Bunlar; derinlik şartları, dalga ve akıntı şiddeti, karasal etkenlerin ölçüsü gibi bakımlardan değişik özellikler gösteren ortamlarda çökelişler ve bunun sonucunda da

farklı fasiyeler oluştururlar. Bu bakımdan asıl olarak üç farklı çökeltme ortamı ayrılabilir. Bunlar kıyı, sığ deniz ve derin deniz ortamlarıdır (Şekil 3.3).



Şekil 3.3. Geçiş ve denizel çökeltme ortamları (Tarbuck ve Lutgens, 1993'ten derlenmiştir.).

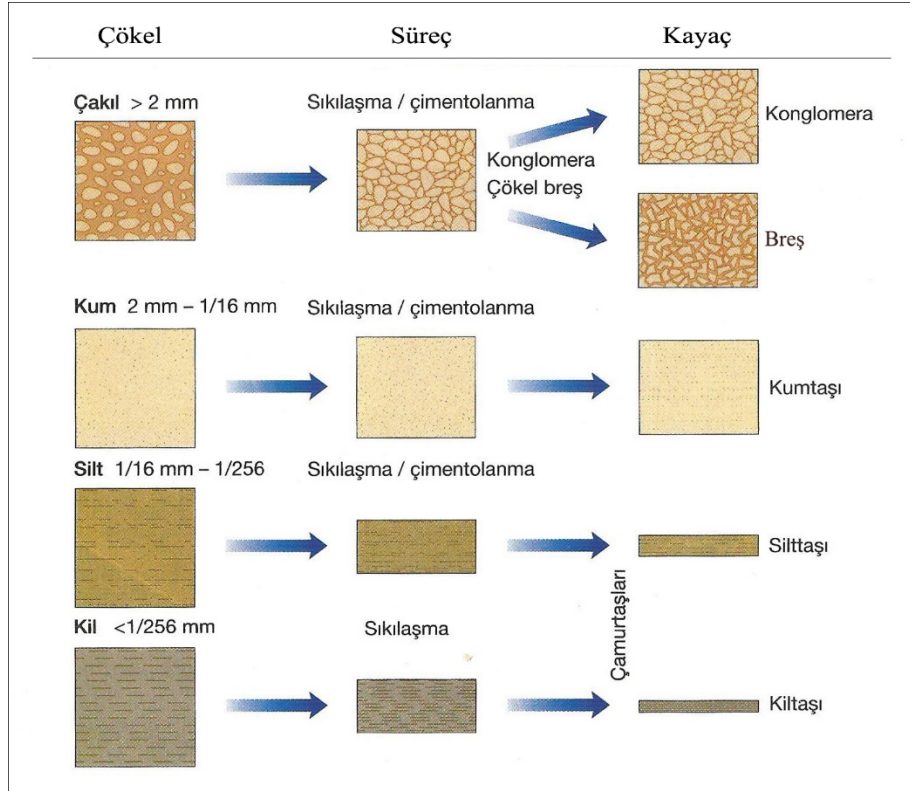
c) Karasal-denizel geçiş fasiyelerini

Denizin yüksek ve alçak seviyeler arasında kalan şeridinde, haliçlerde, zaman zaman deniz sularının sokulduğu kıyı bataklıklarında, lagünlerde ve deltalarda çökelen sedimentler üçüncü büyük fasiye takımını oluşturur (Şekil 3.3) (Erinç, 2000).

3.2.4. Taşlaşma

Depolanma ortamlarında biriken sedimanların birikimlerinden sonra kayaç haline gelinceye kadar geçirmiş oldukları fiziksel, kimyasal bütün safhaların hepsinde meydana gelen değişmelerin tümüne birden diyajenez denilir. Diyajenez sırasında sedimanların sıkışması, çimentolanma, yeniden kristallenme, yeni kristallerin oluşumu meydana gelmektedir.

Kırıntılı sedimanların birikmesi ile oluşan gevşek yığınların sedimanter kayaçlara dönüşmesi sıkılaşıma, çimentolanma ya da her ikisinin birlikte gerçekleşmesi sonucunda olmaktadır (Şekil 3.4).



Şekil 3.4. Kırıntılı sedimanların taşlaşması (Dirik ve Şener, 2007' den derlenmiştir.)

BÖLÜM 4. YÖNTEM

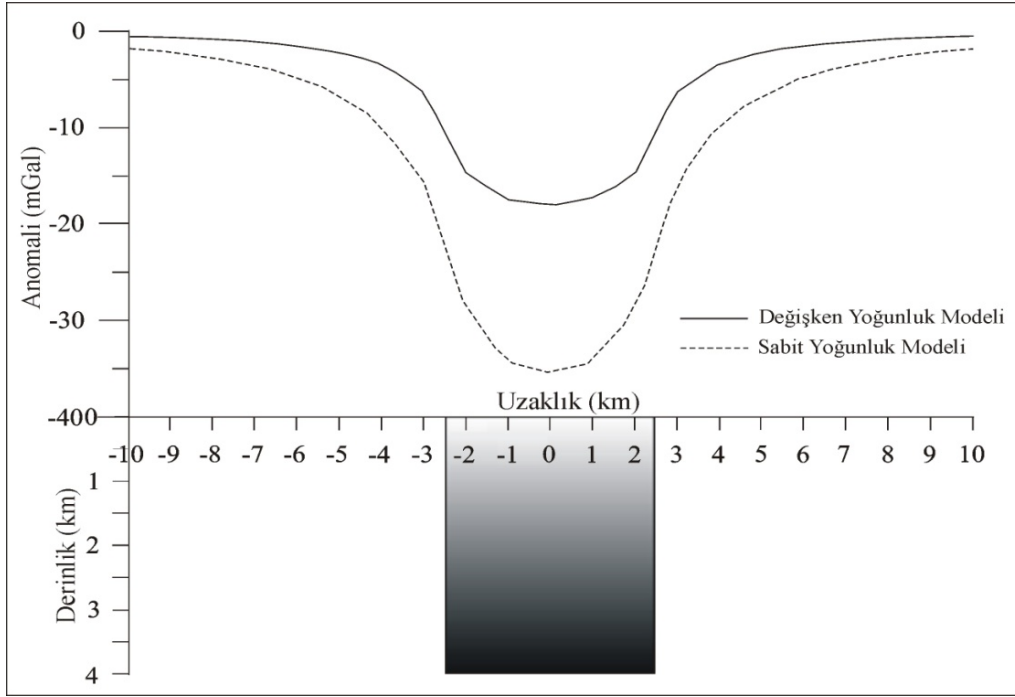
4.1. Yoğunluk-Derinlik İlişkisi

Sedimanter kayaçların yoğunluğu özellikle porozite ve derinlikle yakından ilgilidir. Sedimanter basenlerde sedimanter kayaçların yoğunluğu derinlikle artar. Derinliğin artmasıyla birlikte basıncın da artması sonucunda sedimanlar içinde sıkılaşma olmakta ve sedimanlar ile çevre kayaçlar arasındaki yoğunluk farkı azalmaktadır (Athy, 1930; Hedberg, 1936; Hughes ve Cooke, 1953; Howel vd., 1966).

Yoğunluk farkındaki bu azalmayı matematiksel bir formülasyonla kesin olarak göstermek stratigrafik tabakalanma, fasiyes değişimleri, diyajenez, sedimantasyon hem de jeostatik basınç nedeniyle sıkılaşma etkileri yüzünden çok zordur. Bununla birlikte yoğunluk farkı-derinlik ilişkisine yoğunluk fonksiyonu kullanılarak bir yaklaşım yapılabilir (Cordell, 1973).

4.1.1. Değişken yoğunluk farkının modelleme sonucuna etkisi

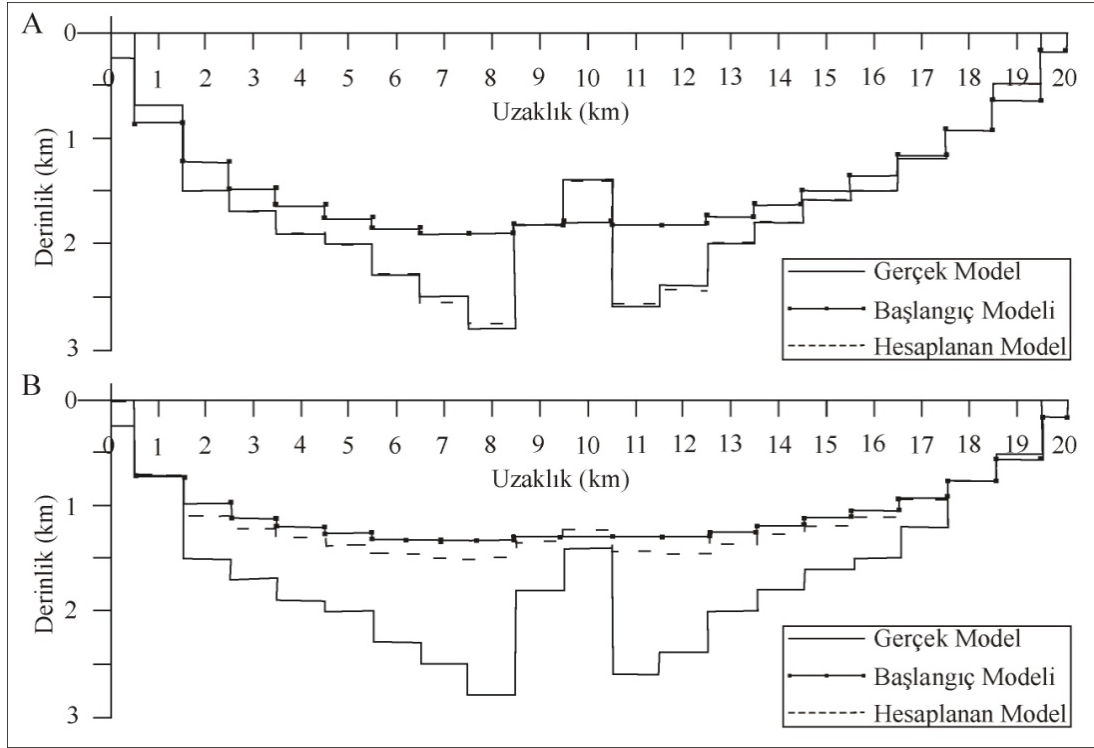
Sedimanter basenlerin modellemesinde derinlik arttıkça sedimanların yoğunluğunun artmasına yani çevre kayaç ile olan yoğunluk farkının azalmasına dikkat etmek modellemenin sonucu açısından büyük önem taşımaktadır. Basen içerisindeki bu değişim dikkate alınarak yapılan modelleme sonuçları, dikkate alınmadan yapılan modelleme sonuçlarına göre daha doğru sonuçlar vermektedir. Yeraltında bulunan sabit veya değişken yoğunluğa sahip aynı yapının gravite anomalileri farklı olmaktadır (Şekil 4.1).



Şekil 4.1. Değişken ve sabit yoğunluk farkına sahip modelin gravite anomalisi (Chakravarthi vd. 2013'ten derlenmiştir.)

Prizmadaki rengin derine doğru koyulaşması prizma yoğunluğunun artmasını dolayısıyla çevre kayaç ile olan yoğunluk farkının azalmasını ifade etmektedir. Bu değişim dikkate alınmaz ve tüm yapı yüzeydeki yoğunluk farkına sahipmiş gibi düşünülürse bu yapının vereceği anomali daha büyük olacaktır. Ancak aynı yapıda derinliğin artması sonucu yoğunluk farkının azalması söz konusu ise bu durumda elde edilen anomali daha küçük olacaktır. Bundan dolayı modelleme yaparken bu konu dikkate alınmaz ise hatalı yorumlara yol açabilir.

Yeraltında yoğunluğu derinlik ile değişen yapı, yoğunluk fonksiyonları kullanılarak modellenebilir. Bu şekilde daha sağlıklı sonuçlar elde edilmektedir. Çünkü modelleme yaparken yapının sahip olduğu yoğunluğun derinlik ile değişimi de dikkate alınmaktadır (Şekil 4.2).



Şekil 4.2. A) Değişken yoğunluk fonksiyonu modelleme sonuçları. B) Sabit yoğunluk modelleme sonuçları (Chakravarthi vd., 2013'ten derlenmiştir.)

4.1.2. Hiperbolik yoğunluk fonksiyonu

Sedimanter basenlerde derinlikle yoğunluğun değişimine hiperbolik bir fonksiyon ile yaklaşım yapılabilir (Litinsky, 1989);

$$\rho(Z) = \Delta\rho_0 \frac{\lambda^2}{(Z + \lambda)^2} + \rho_{\max} \quad (4.1)$$

Buradan Z derinliğindeki $\Delta\rho(Z)$ yoğunluk farkı,

$$\Delta\rho(Z) = \frac{\Delta\rho_0 \lambda^2}{(Z + \lambda)^2} \quad (4.2)$$

şeklinde yazılabilir.

Burada; $\rho(Z)$: Z derinliğindeki tabakanın yoğunluğu, $\Delta\rho_0$: Yüzeydeki yoğunluk farkı, ρ_{\max} : Maksimum yoğunluk (temel kayacın yoğunluğu olarak düşünülebilir),

λ : Derinliğin artması ile yoğunluk farkının azalmasını ifade eden hiperbolik yoğunluk fonksiyonu katsayısıdır.

λ ve $\Delta\rho_0$ bilinmeyenleri yoğunluk farkı-derinlik verilerine en küçük kareler yaklaşımı uygulanarak saptanabilir. Derinliğe bağlı yoğunluk farkı verileri, incelenen bölgede yapılan kuyu logu veya sismik çalışmalardan ya da sondaj verilerinden elde edilebilir (Işık, 2003).

4.2. İki Boyutlu Düşey Bir Prizmanın Gravite Etkisi

İki boyutlu düşey bir prizmanın (Şekil 4.3) gravite bağıntısı;

$$g(x) = 2G\Delta\rho \int_{Z_1}^{Z_2} \left[\arctan\left(\frac{x+w}{Z}\right) - \arctan\left(\frac{x-w}{Z}\right) \right] dZ \quad (4.3)$$

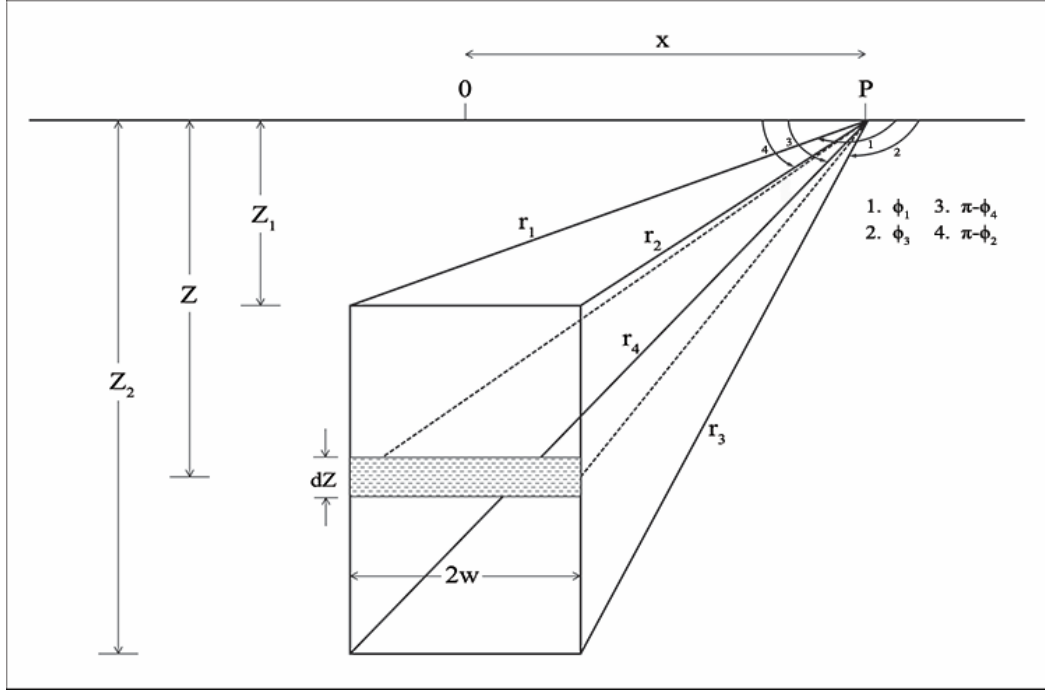
ile verilir (Telford vd., 1982).

Burada G ; Evrensel gravite sabiti, $\Delta\rho$; Yoğunluk farkı, w ; Prizma yarı genişliği, Z_1 ; Prizmanın üst derinliği, Z_2 ; Prizmanın alt derinliğidir. Her bir prizmanın gravite anomalisinin hesaplanmasında aşağıdaki hususlar göz önünde tutulmalıdır;

x 'in sıfırdan farklı ($x \neq 0$) tüm pozitif değerleri için; $\phi_1 = \phi_2 = \pi$

x 'in sıfırdan farklı ($x \neq 0$) tüm negatif değerleri için; $\phi_1 = \phi_2 = 0$

$x = 0$ için; $\phi_1 = \pi$ ve $\phi_2 = 0$



Şekil 4.3. İki boyutlu düşey prizma

Şekil 4.3'teki semboller;

$$\begin{aligned}
 r_1 &= [Z_1^2 + (x + w)^2]^{1/2} & \phi_1 &= \pi/2 + \arctan[(x + w)/Z_1] \\
 r_2 &= [Z_1^2 + (x - w)^2]^{1/2} & \phi_2 &= \pi/2 + \arctan[(x - w)/Z_1] \\
 r_3 &= [Z_2^2 + (x - w)^2]^{1/2} & \phi_3 &= \pi/2 + \arctan[(x - w)/Z_2] \\
 r_4 &= [Z_2^2 + (x + w)^2]^{1/2} & \phi_4 &= \pi/2 + \arctan[(x + w)/Z_2]
 \end{aligned}$$

şeklinde gösterilir.

4.3. Hiperbolik Yoğunluk Farkı (HYF) ile Düşey Prizmanın Gravite Anomalisi

Denklemler (4.3)'te yoğunluk farkı ($\Delta\rho$) yerine Denklem (4.2)'de verilen hiperbolik yoğunluk farkı ifadesi yazılarak integrali alındıktan sonra $Z_1 = 0$ için;

$$g(x) = N \left[\theta_1 \log_e \frac{R(x-w)}{r^3} - \theta_2 \log_e \frac{R(x+w)}{r^4} + \frac{\left(\frac{\phi_1}{T_2} (x+w)^2 - \frac{\phi_2}{T_1} (x-w)^2 \right)}{\lambda} + \frac{\left(\frac{\phi_3 M_3}{T_1} - \frac{\phi_4 M_4}{T_2} \right)}{(\lambda + Z_2)} \right] \quad (4.4)$$

elde edilir. Denklem (4.4), hiperbolik yoğunluk farkına sahip yüzeydeki bir prizmanın gravite etkisini vermektedir.

Burada;

$$N = 2G\Delta\rho_0\lambda^2$$

$$R = (\lambda + Z_2)/\lambda$$

$$T_1 = \lambda^2 + (x-w)^2$$

$$T_2 = \lambda^2 + (x+w)^2$$

$$\theta_1 = (x-w)/T_1$$

$$\theta_2 = (x+w)/T_2$$

$$M_3 = (x-w)^2 - \lambda Z_2$$

$$M_4 = (x+w)^2 - \lambda Z_2$$

şeklinde gösterilir.

Denklem (4.4)'de $w \rightarrow \infty$ ve $x = 0$ yazılarak yüzeydeki Z kalınlıklı sonsuz yatay tabakanın gravite bağıntısı;

$$g_s = \frac{2\pi G\Delta\rho_0\lambda Z}{\lambda + Z} \quad (4.5)$$

elde edilir. Denklem (4.5)'den sonsuz yatay tabakanın kalınlığı;

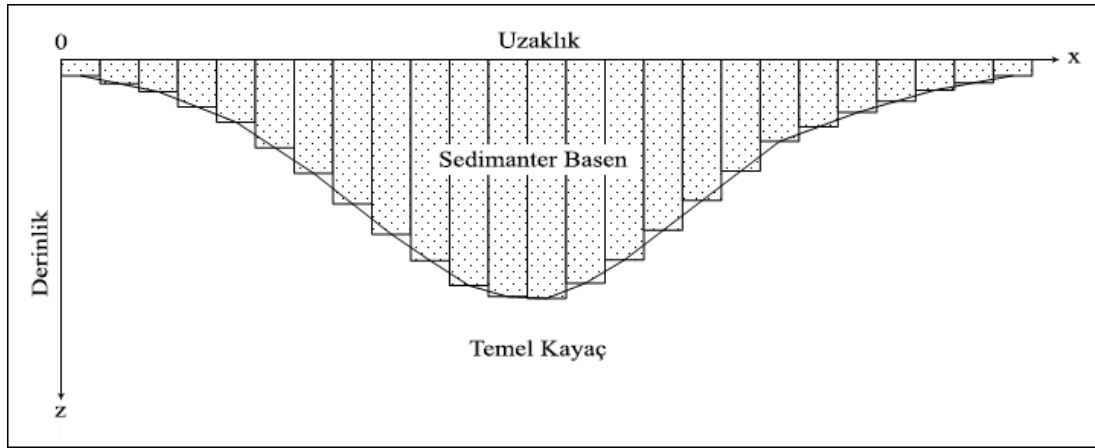
$$Z = \frac{\lambda g_s}{2\pi G\Delta\rho_0\lambda - g_s} \quad (4.6)$$

şeklinde bulunur. Burada $\Delta\rho_0$: gr/cm^3 , g_s : $mgal$, Z : km birimindedir.

4.4. Modelleme

Yoğunluk farkının derinlikle değiştiği basenler hiperbolik yoğunluk fonksiyonu kullanılarak gravite anomalilerinden modellenebilir. Belirli derinliklerde sedimanların temele göre yoğunluk farkı değerleri bilinirse, Denklem (4.2) kullanılarak λ ve $\Delta\rho_0$ bilinmeyenleri bulunabilir.

Basen birbirine bitişik iki boyutlu düşey prizmalar dizisi olarak düşünülmüştür (Şekil 4.4). Prizmaların genişlikleri gözlem aralığına eşittir. Yüzeydeki bir basen için tüm prizmaların üst derinlikleri yeryüzünde kabul edilir. Böylece modelleme problemi, m tane prizma alt derinliğinin bulunması halini almış olur. Burada m gözlem sayısıdır.



Şekil 4.4. Sedimanter basenin prizmalar ile gösterilmesi

Başlangıç olarak her gözlem noktası altındaki prizmaların yaklaşık derinlikleri Denklem (4.6) ile bulunur. Her gözlem noktasında bu prizmaların gravite değerleri Denklem (4.4) ile hesaplanır ve bu değerlerin toplamı basenin toplam gravite anomalisini (g_{hes}) verir. Gözlenen anomaliler $g_{göz}(i)$ ile hesaplanan anomaliler $g_{hes}(i)$ arasındaki farklar;

$$E_i = g_{göz}(i) - g_{hes}(i), \quad i = 1, 2, \dots, m \quad (4.7)$$

şeklinde hesaplanır. Bu farklar prizma derinliklerinin düzeltilmesinde kullanılır;

$$Z_i^{(k+1)} = Z_i^{(k)} + E_i \lambda / (2\pi G \Delta\rho_0 \lambda - E_i) \quad (4.8)$$

Burada k ; iterasyon sayısıdır. Prizma derinliklerinin düzeltilmesi işlemi istenilen iterasyon sayısına ulaşıldığında veya anomalilerin karelerinin toplamı birbirine oldukça yaklaştığı anda durdurulur. Burada bu yakınsama kriteri $Y_m = 0,00025 m$ olarak alınmıştır. Yani,

$$H_f = \sum_{i=1}^m E_i^2 \quad (4.9)$$

ile gösterilen hata fonksiyonu Y_m yakınsama kriterinden daha küçük bir değere ulaştığı anda iterasyon durdurulur.

BÖLÜM 5. KURAMSAL UYGULAMALAR

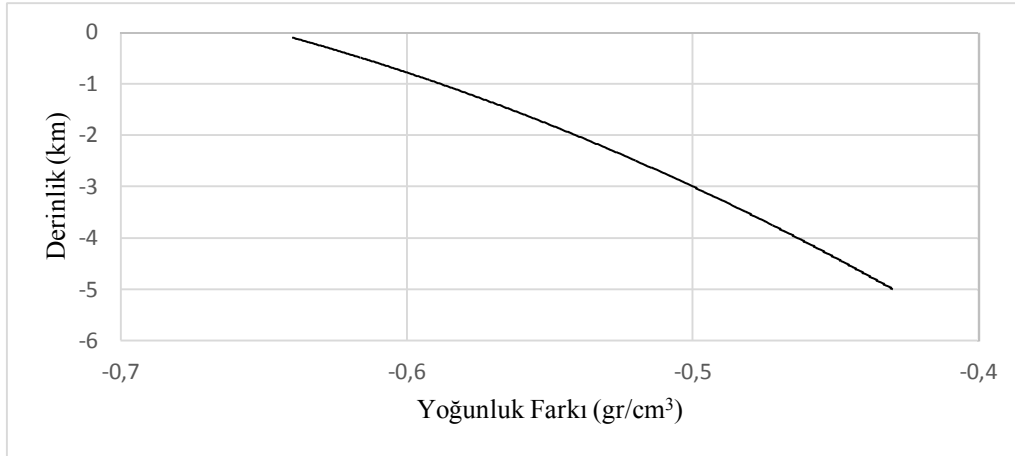
Yöntem birçok kuramsal model üzerinde uygulanarak başarılı sonuçlar elde edilmiştir. Bu çalışmada sadece dört kuramsal model üzerinde yöntemin nasıl sonuçlar verdiği gösterilmiştir. Denklem (4.2) kullanılarak λ ve $\Delta\rho_0$ katsayıları bulunmuştur. Yoğunluk farkı-derinlik grafikleri çizilerek sedimanter basen içerisinde derinlere inildikçe çevre kayaç ile olan yoğunluk farkının nasıl azaldığı gösterilmiştir. Başlangıç derinliklerini belirlemek için Denklem (4.6) kullanıldıktan sonra derinlikleri iyileştirmek için Denklem (4.8) kullanılmıştır. Tüm basen modelleri için başlangıç derinlik değerleri, yöntem sonucu hesaplanan derinlik değerlerini ve gerçek derinlik değerlerini gösteren tablolar ve şekiller hazırlanmıştır. Bu derinliklere ait gravite anomalileri de Denklem (4.4) ile elde edilmiş ve aynı şekilde grafiksel olarak gösterilmiştir.

5.1. Model-I

Model-I'de 28 km uzunluğunda bir profil boyunca gözlem aralığı 2 km seçilerek 15 adet gözlem noktası elde edilmiştir. Yoğunluk farkı-derinlik değerleri; $\Delta\rho$ (1,0 km) = -0,6 gr/cm³, $\Delta\rho$ (3,0 km) = -0,5 gr/cm³ olarak belirlenmiş ve bu değerlerden yararlanılarak hiperbolik yoğunluk fonksiyonu katsayıları; $\lambda=22,5$ ve $\Delta\rho_0=-0,647$ gr/cm³ olarak bulunmuştur. Böylece model için hiperbolik yoğunluk fonksiyonu;

$$\Delta\rho(Z) = -0,647 (22,5)^2 / (Z + 22,5)^2 \quad (5.1)$$

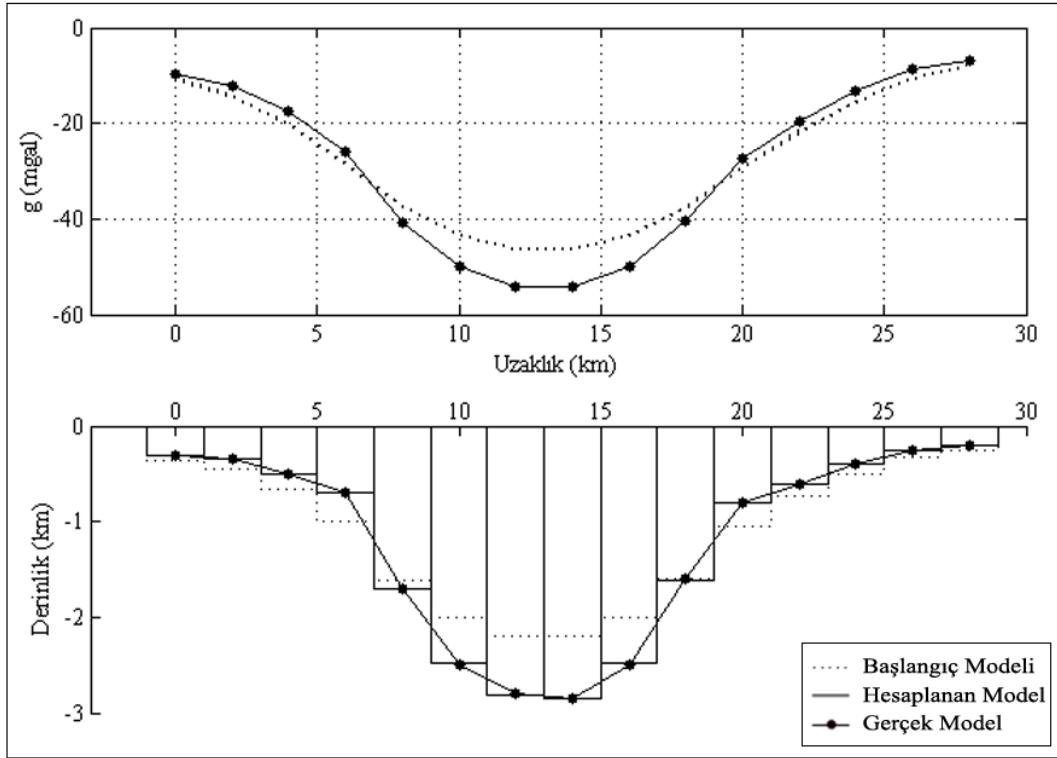
şeklinde elde edilmiştir. Modele ait yoğunluk farkı-derinlik değişimi Şekil 5.1'de ve modelleme sonuçları Tablo 5.1 ile Şekil 5.2'de gösterilmiştir.



Şekil 5.1. Model-I'e ait yoğunluk farkı-derinlik grafiği

Tablo 5.1. Model-I'e ait sonuçlar

	İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu
Gözlem Sayısı: 15	1	265,3723
Gözlem Aralığı: 2 km	2	59,5807
λ : 22,5	4	5,6833
$\Delta\rho$: -0,647	14	0,0136
	19	0,0035
Başlangıç Derinliği (km)	Hesaplanan Derinlik (km)	Gerçek Derinlik (km)
0,3611	0,3000	0,3000
0,4571	0,3500	0,3500
0,6591	0,5000	0,5000
0,9999	0,6989	0,7000
1,6070	1,7079	1,7000
2,0077	2,4804	2,5000
2,1972	2,8193	2,8000
2,1980	2,8520	2,8500
1,9996	2,4825	2,5000
1,5909	1,6098	1,6000
1,0570	0,7983	0,8000
0,7393	0,6002	0,6000
0,5050	0,4000	0,4000
0,3297	0,2500	0,2500
0,2509	0,2000	0,2000



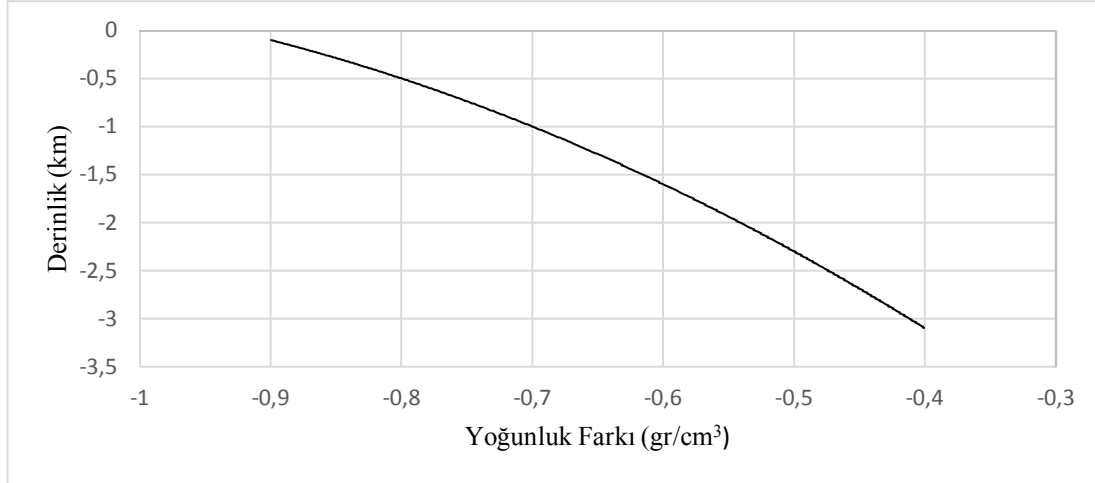
Şekil 5.2. Birinci kuramsal basenin düşey prizmalar ile modellenmesi ve gravite anomalileri

5.2. Model-II

Model-II'de 88 km uzunluğunda bir profil boyunca gözlem aralığı 2 km seçilerek 45 adet gözlem noktası elde edilmiştir. Yoğunluk farkı-derinlik değerleri; $\Delta\rho(0,5 \text{ km}) = -0,8 \text{ gr/cm}^3$, $\Delta\rho(1,5 \text{ km}) = -0,6 \text{ gr/cm}^3$, $\Delta\rho(2,3 \text{ km}) = -0,5 \text{ gr/cm}^3$ ve $\Delta\rho(3,1 \text{ km}) = -0,4 \text{ gr/cm}^3$ olarak belirlenmiş ve bu değerlerden yararlanılarak hiperbolik yoğunluk fonksiyonu katsayıları; $\lambda=5,95$ ve $\Delta\rho_0=-0,938 \text{ gr/cm}^3$ olarak bulunmuştur. Böylece model için hiperbolik yoğunluk fonksiyonu;

$$\Delta\rho(Z) = -0,938(5,95)^2 / (Z + 5,95)^2 \quad (5.2)$$

şeklinde elde edilmiştir. Modele ait yoğunluk farkı-derinlik değişimi Şekil 5.3'te ve modelleme sonuçları Tablo 5.2 ile Şekil 5.4'te gösterilmiştir.



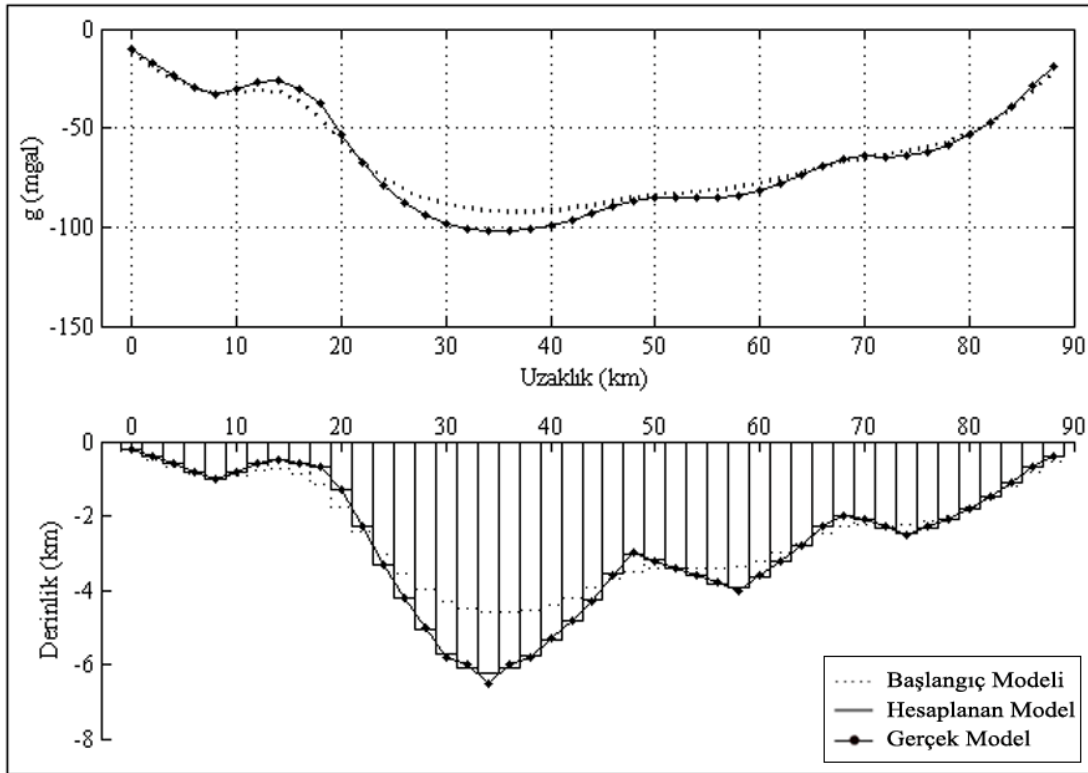
Şekil 5.3. Model-II'ye ait yoğunluk farkı-derinlik grafiği

Tablo 5.2. Model-II'ye ait sonuçlar

	İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu
Gözlem Sayısı: 45	1	1050,6680
Gözlem Aralığı: 2 km	2	511,1628
λ : 5,95	12	12,0518
$\Delta\rho_0$: -0,938	22	1,0223
	62	0,0111
Başlangıç Derinliği (km)	Hesaplanan Derinlik (km)	Gerçek Derinlik (km)
0,2761	0,2000	0,2000
0,4785	0,4000	0,4000
0,6718	0,6000	0,6000
0,8497	0,8000	0,8000
0,9707	1,0001	1,0000
0,8950	0,8000	0,8000
0,7733	0,6000	0,6000
0,7318	0,5000	0,5000
0,8757	0,6000	0,6000
1,1397	0,7000	0,7000
1,7462	1,3008	1,3000
2,4336	2,2960	2,3000
3,0534	3,2953	3,3000
3,5685	4,2236	4,2000
3,9795	5,0522	5,0000
4,2875	5,7073	5,8000
4,4924	6,1122	6,0000
4,5972	6,2410	6,5000
4,6081	6,1110	6,0000
4,5354	5,7862	5,8000
4,3917	5,3445	5,3000
4,1904	4,8423	4,8000
3,9472	4,2637	4,3000
3,6920	3,5659	3,6000
3,4906	3,0543	3,0000

Tablo 5.2. Model-II'ye ait sonuçlar (Devamı)

3,4028	3,1557	3,2000
3,3940	3,4045	3,4000
3,4082	3,6155	3,6000
3,4043	3,8405	3,8000
3,3445	3,9128	4,0000
3,2051	3,6358	3,6000
2,9981	3,2122	3,2000
2,7480	2,7880	2,8000
2,4912	2,3027	2,3000
2,3053	2,0014	2,0000
2,2494	2,0958	2,1000
2,2606	2,3096	2,3000
2,2478	2,4866	2,5000
2,1521	2,3098	2,3000
1,9886	2,0957	2,1000
1,7706	1,8014	1,8000
1,5086	1,4998	1,5000
1,1916	1,1001	1,1000
0,8424	0,7000	0,7000
0,5274	0,4000	0,4000



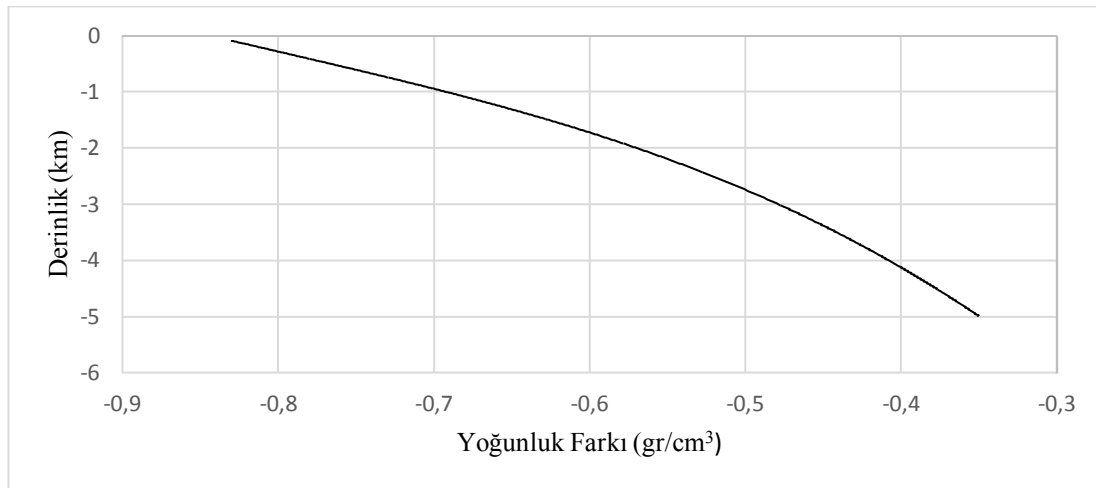
Şekil 5.4. İkinci kuramsal basenin düşey prizmalar ile modellenmesi ve gravite anomalileri

5.3. Model-III

Model-III'de gürültüsüz verilerin yanısıra gürültülü verilerle de çalışılmıştır. 72 km uzunluğunda bir profil boyunca gözlem aralığı 3 km seçilerek 25 adet gözlem noktası elde edilmiştir. Yoğunluk farkı-derinlik değerleri; $\Delta\rho(0,9 \text{ km}) = -0,7 \text{ gr/cm}^3$, $\Delta\rho(1,8 \text{ km}) = -0,6 \text{ gr/cm}^3$ ve $\Delta\rho(2,7 \text{ km}) = -0,5 \text{ gr/cm}^3$ olarak belirlenmiş ve bu değerlerden yararlanılarak hiperbolik yoğunluk fonksiyonu katsayıları; $\lambda = 8,929$ ve $\Delta\rho_0 = -0,855 \text{ gr/cm}^3$ olarak bulunmuştur. Böylece model için hiperbolik yoğunluk fonksiyonu;

$$\Delta\rho(Z) = -0,855(8,929)^2 / (Z + 8,929)^2 \quad (5.3)$$

şeklinde elde edilmiştir. Modele ait yoğunluk farkı-derinlik değişimi Şekil 5.5'te ve gürültüsüz modelleme sonuçları Tablo 5.3 ile Şekil 5.6'da gösterilmiştir.



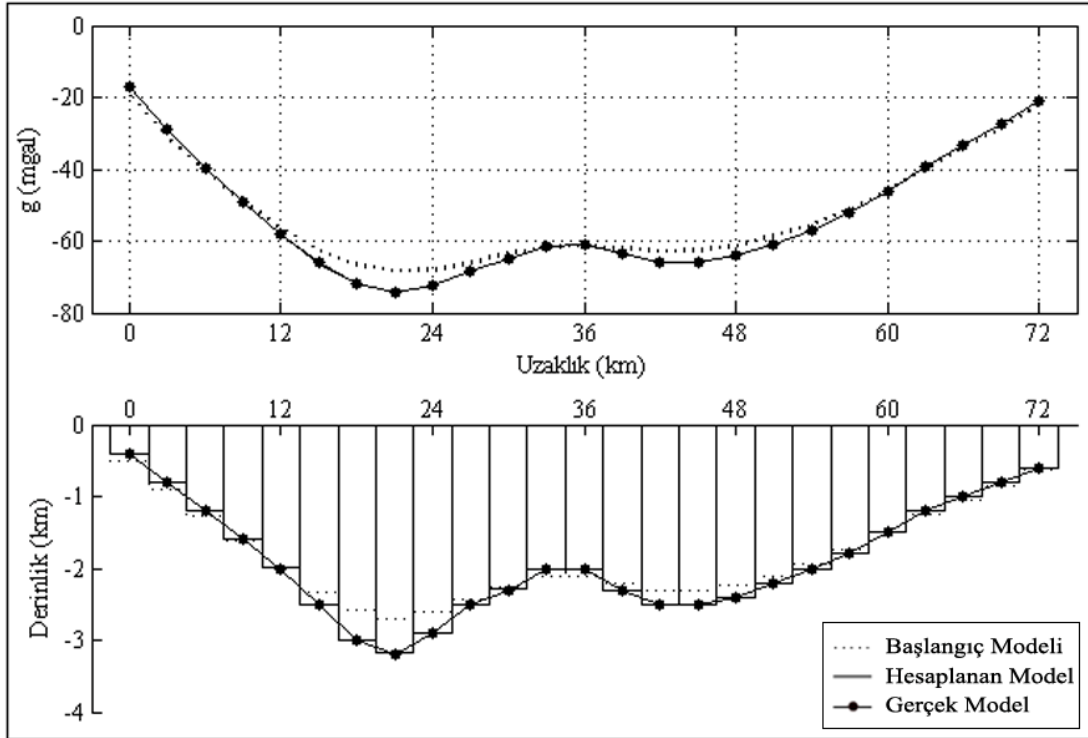
Şekil 5.5. Model-III'e ait yoğunluk farkı-derinlik grafiği

Tablo 5.3. Gürültüsüz verilerle Model-III'e ait sonuçlar

	İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu
Gözlem Sayısı: 25	1	160,8877
Gözlem Aralığı: 3 km	2	43,8320
λ : 8,929	3	15,2199
$\Delta\rho_0$: -0,855	10	0,1410
	20	0,0062
Başlangıç Derinliği (km)	Hesaplanan Derinlik (km)	Gerçek Derinlik (km)
0,4991	0,4000	0,4000
0,8917	0,8000	0,8000
1,2668	1,2001	1,2000

Tablo 5.3. Gürültüsüz verilerle Model-III'e ait sonuçlar (Devamı)

1,6282	1,5998	1,6000
1,9811	1,9986	2,0000
2,3263	2,5048	2,5000
2,5917	3,0031	3,0000
2,6934	3,1834	3,2000
2,6130	2,9064	2,9000
2,4359	2,5073	2,5000
2,2641	2,2929	2,3000
2,1146	2,0022	2,0000
2,1023	2,0004	2,0000
2,2173	2,2996	2,3000
2,3075	2,4988	2,5000
2,3108	2,5019	2,5000
2,2364	2,3987	2,4000
2,1009	2,2006	2,2000
1,9349	2,0000	2,0000
1,7444	1,7998	1,8000
1,5046	1,5001	1,5000
1,2499	1,2000	1,2000
1,0406	1,0000	1,0000
0,8406	0,8000	0,8000
0,6326	0,6000	0,6000

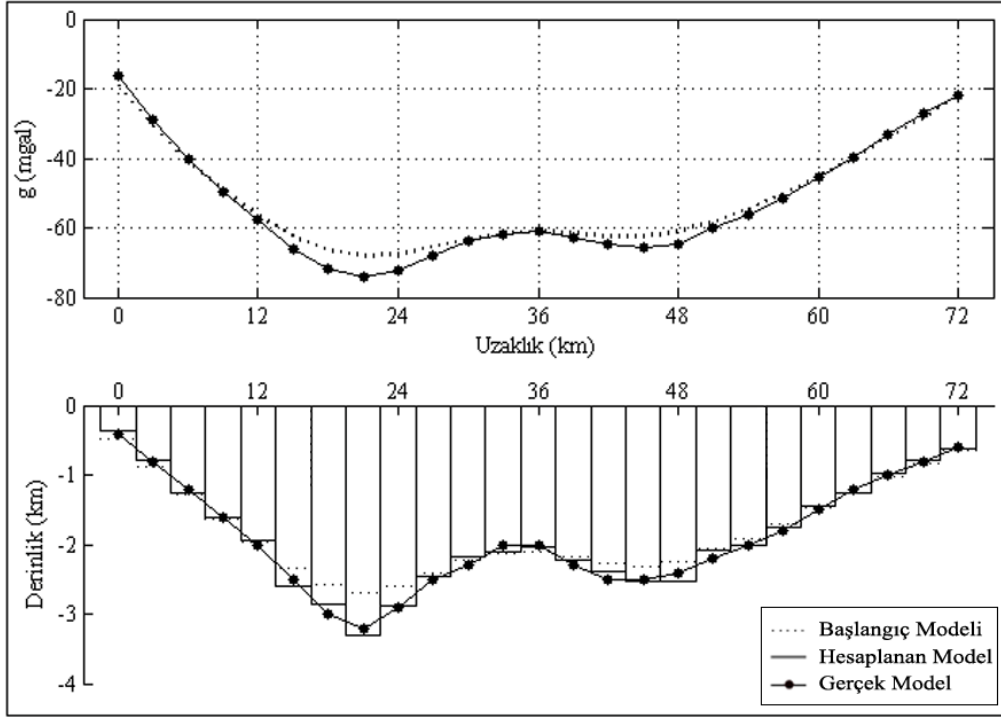


Şekil 5.6. Üçüncü kuramsal basenin düşey prizmalar ile modellenmesi ve gravite anomalileri (Gürültüsüz)

Araziden elde edilen verilerin okuma ve yuvarlatma hataları göz önünde bulundurulduğunda tam anlamıyla gerçek doğrulukta olmayacağı söylenebilir. Bu sebepten dolayı Model-III verilerine, rasgele sayı üretilerek -1 ile +1 mgal arasında, gürültü ilave edilmiş ve yöntemin gürültülü veriler üzerinde de nasıl sonuçlar verdiği incelenmiştir. Gürültülü verilerle elde edilen modelleme sonuçları Tablo 5.4 ve Şekil 5.7’de verilmiştir.

Tablo 5.4. Gürültülü verilerle Model-III’e ait sonuçlar

	İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu
Gözlem Sayısı: 25	1	159,4562
Gözlem Aralığı: 3 km	2	43,7049
λ : 8,929	3	15,5974
$\Delta\rho_0$: -0,855	10	0,2497
	39	0,0062
Başlangıç Derinliği (km)	Hesaplanan Derinlik (km)	Gerçek Derinlik (km)
0,4764	0,3747	0,4000
0,8809	0,7790	0,8000
1,2920	1,2498	1,2000
1,6327	1,6136	1,6000
1,9640	1,9301	2,0000
2,3313	2,5939	2,5000
2,5763	2,8705	3,0000
2,6957	3,3016	3,2000
2,6006	2,8710	2,9000
2,4063	2,4639	2,5000
2,2282	2,1781	2,3000
2,1344	2,1057	2,0000
2,1068	2,0312	2,0000
2,1786	2,2163	2,3000
2,2656	2,3887	2,5000
2,3104	2,5252	2,5000
2,2539	2,5325	2,4000
2,0657	2,0714	2,2000
1,9094	2,0007	2,0000
1,7073	1,7434	1,8000
1,4696	1,4383	1,5000
1,2644	1,2502	1,2000
1,0326	0,9861	1,0000
0,8257	0,7784	0,8000
0,6487	0,6252	0,6000



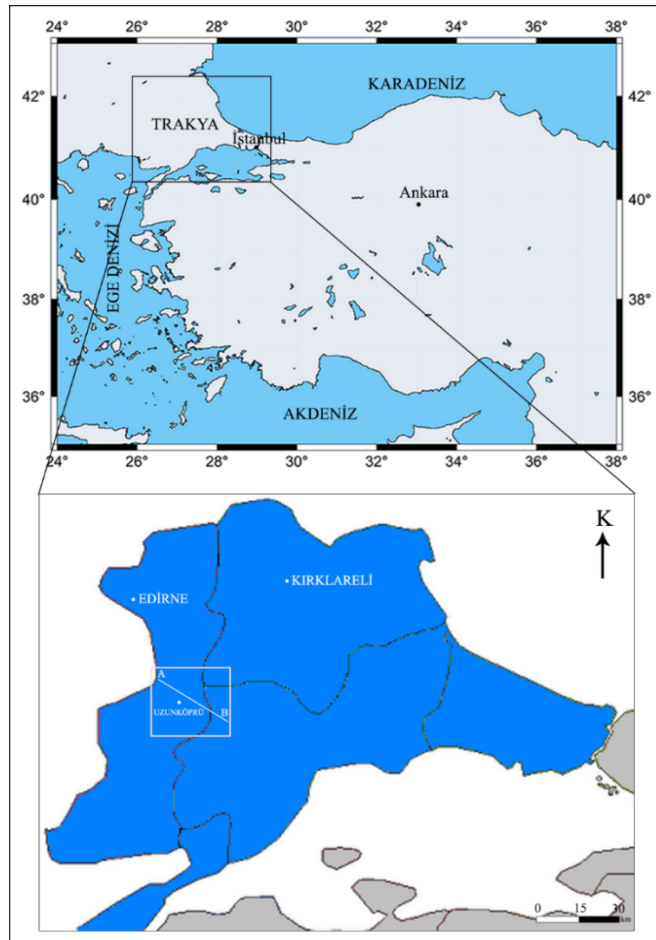
Şekil 5.7. Üçüncü kuramsal basenin düşey prizmalar ile modellenmesi ve gravite anomalileri (Gürültülü)

BÖLÜM 6. ARAZİ UYGULAMASI

Kuramsal model çalışmaları ile oldukça başarılı sonuçlar elde edildikten sonra yöntem, Uzunköprü-Trakya gravite verileri üzerine uygulanmış ve sonuçlar değerlendirilmiştir. Çalışmada kullanılan gravite verileri M.T.A'dan alınmıştır.

6.1. Çalışma Alanı

Çalışma alanı Marmara bölgesinin Trakya kesiminde yer alan Edirne ilinin güneyinde bulunan Uzunköprü ilçesi civarındır (Şekil 6.1).



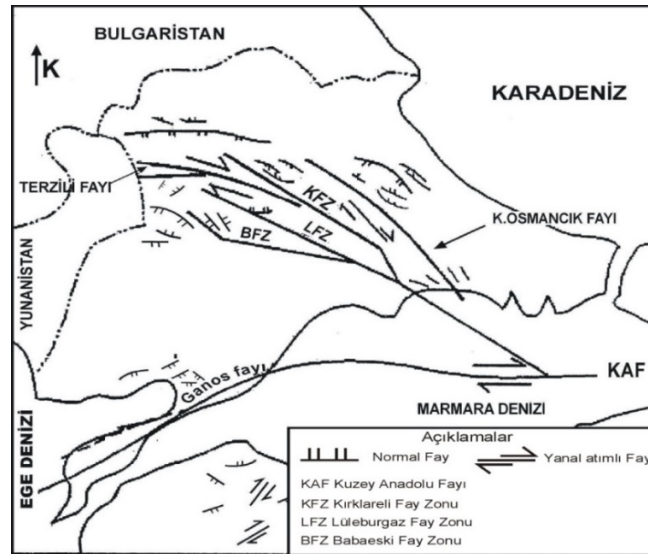
Şekil 6.1. Çalışma alanı yer bulduru haritası

Çalışma alanının batısında Yunanistan sınırı, doğusunda Çerkezmüsellim ve Hayrabolu ilçeleri, kuzeyinde Pehlivan köy ilçesi ve güneyinde Malkara ve Keşan ilçeleri bulunmaktadır.

6.2. Trakya'nın Tektoniği

Trakya Havzası'nın tektonik gelişimi, Arap, Anadolu ve Avrasya kıtalarının etkileşimi ile ilişkili olup bölgedeki büyük levhalar arasında meydana gelen hareketler sonucunda gerçekleşmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Geç Kretase ve Miyosen sırasında meydana gelen bu hareketler ile Doğu Anadolu'da sıkışma, Batı Anadolu'da grabenlerle ifade edilen açılma olayı gerçekleşirken, Trakya Havzası bu dönemde yükselerek aşınmaya uğramış ve tüm Oligosen istifini örten Ergene Grubu oluşmuştur (Sengör vd., 1985).

Afrika Plakası ile Arap Plakası arasındaki açılmadan etkilenen ve Ganos yükselimi ile Istranca masifi arasında yer alan Trakya Havzası, GD-KB doğrultulu sağ yanal doğrultu atımlı bir fay sistemi (Trakya Fay Sistemi) tarafından etkilenmektedir (Şekil 6.2). Trakya Fay sistemi Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ile benzer özellikler göstermektedir. Her ikisi de sağ yönlü doğrultu atımlı ve Orta Miyosen yaşlıdır. Trakya fay sistemi, KAF'nın en yaşlı batı uzantısıdır. Bu fay sistemi, Geç Miyosen öncesinde Danişmen Formasyonu'nun çökelimini takiben harekete geçmiş ve havzada fay zonları boyunca yükselmelere ve önemli oranda aşınmalara neden olmuştur.



Şekil 6.2. Trakya bölgesi tektonik haritası (Turgut vd., 1991'den derlenmiştir).

Bu fay sistemi; kuzeyden güneye doğru Kırklareli, Lüleburgaz ve Babaeski Fay Zonlarından oluşmaktadır (Perinçek 1991; Yavaş 2012). Havzada ayrıca Kuzey Osmancık ve Terzili fay zonları da bulunmaktadır (Turgut vd., 1991; Güler, 2005). Havzanın günümüzdeki şeklini almasında bu fay zonları oldukça etkili rol oynamıştır. Her iki fay zonu da Marmara Denizi doğusunda birbirine yaklaşmaktadır (Turgut vd., 1991).

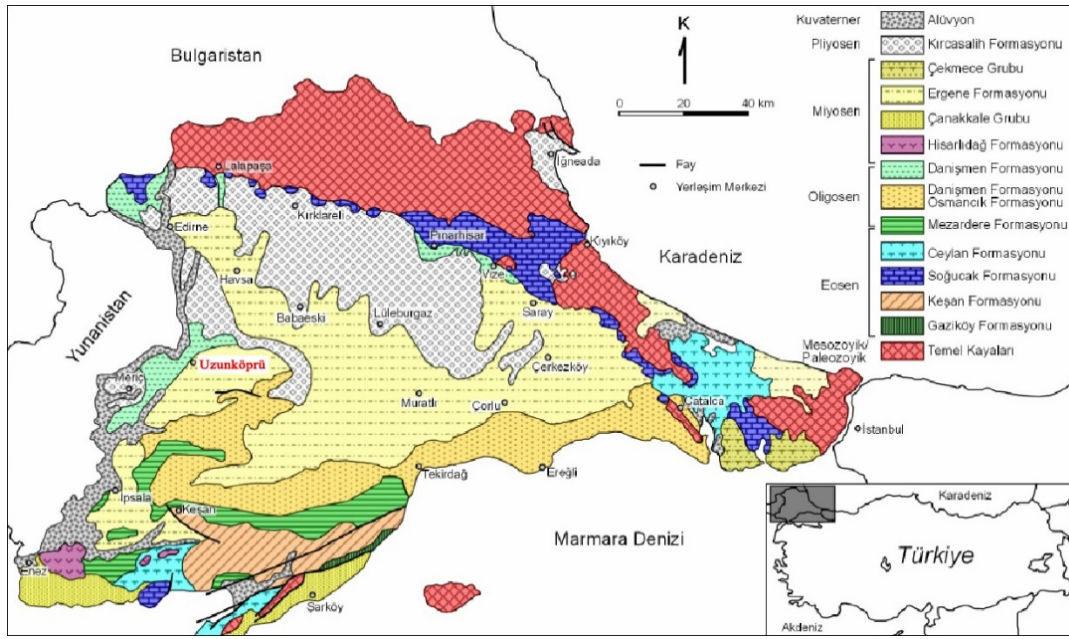
Kırklareli Fay Zonu, normal fay karakterli olup doğuya doğru uzanmaktadır. Bu fay muhtemelen şelf kenarında bulunan Kuzey Osmancık Fay Zonu ile çakışır ve şelf kenarından güneydoğuya doğru uzaklaşır (Coşkun, 1997). Kuzey Osmancık Fayı ise kuzeydeki şelfe paralel uzanan normal bir fay olup, Geç Eosende havzanın ekstensiyonel açılımına karşılık oluşmuştur. Oligosen zamanında gelişmeye başlayan havzada bu fay gelişmesine devam etmiş ve listrik fay özelliği kazanmıştır.

Trakya havzasının batısında yer alan Lüleburgaz Fay Zonu kuzeye eğimli ters fay karakterlidir. Bu fay zonu yakınında gevşeme ve sıkışma rejimi hâkimdir. Babaeski Fay Zonu ise Lüleburgaz Fay Zonu'ndan ayrılan ve kuzeye doğru gelişen bir fay olup, güneydoğu yönünde ters fay karakteri kazanmıştır. Terzili Fayı, Geç Miyosen-Erken Pliyosen zamanında gelişmiş, Kuzey Osmancık Fayına paralel KB- GD uzanımlı yanal atımlı bir faydır (Etiz, 2007). Trakya bölgesinin güneybatı bölümünde bulunan Ganos Fayı sağ yanal atımlı KAF'nın batı uzanımında yer alan Orta Eosen öncesi oluşmuş bir paleo-tektonik hattı izler (Ketin 1969; Jackson ve McKenzie 1988). Miyosenden itibaren Ganos Fayı boyunca görülen faylanmalar ve grabenleşmeler tansiyonel kuvvetlerin egemen olduğunu kanıtlamaktadır (Etiz, 2007).

6.3. Trakya'nın Jeolojisi

Trakya havzası, Istranca Masifi ile güneyindeki Biga Masifi arasında büyüme ile oluşmuş bir havzadır. Trakya Havzası Türkiye'deki mevcut 13 çökme havzasından birini oluşturmaktadır. Havzada genç volkanizmaya ait volkanik kayalar mevcuttur. Trakya, Alp Himalaya kuşağı üzerinde yer almaktadır. Türkiye'nin kuzeyinde yer alan Pontidler tektonik birliğin kuzeybatı ucunda yer almaktadır (Aysu, 2007).

Trakya'nın Karadeniz kıyı şeridi boyunca uzanan Istranca dağlarında mostra veren metamorfik kaya topluluğu Istranca masifi olarak bilinir. Istranca masifinin metamorfik kayaları İstanbul yakınlarındaki Çatalca'dan Bulgaristan sınırına kadar yaklaşık 25-30 km genişlikte ve 200 km uzunlukta bir kuşak oluşturur (Altıner, 2006). Ergene Havzası'nda gözlenmeyen Mesozoyik birimlerin mostraları havzanın kuzeyindeki bu masifte izlenebilir (Şekil 6.3).



Şekil 6.3. Trakya bölgesi jeoloji haritası (Başar, 2010)

Havzanın güney kesimi Keşan-Malkara dolayında yüzeyleyen Eosen-Oligosen yaşlı şeyl, ince taneli kumtaşı, konglomera ve killi kireçtaşından meydana gelmiştir. Miyosen yaşlı kumtaşı, killi kum ile ara tabakalı gri yeşil renkli kumlu şeyller ve killerden oluşan linyit içeren birim havzanın kuzeyinde ve güneyinde mostra verir. Miyosen ve Oligosen serilerinin üzerine tabanda bazalt çakıllı kumlardan oluşan Pliyosen yaşlı seriler gelmektedir (Aysu, 2007). Trakya bölgesinde üç jeolojik kayaç grubu farklı büyüklükte yayılımlarda gözlenmektedir.

6.3.1. Tortul (Sedimanter) Kayaçlar

6.3.1.1. Gaziköy formasyonu

Birim litolojik olarak ince taneli türbiditik kumtaşı, çamurtaşı ve yarı pelajik çamurtaşlarından meydana gelmiştir. Şeylin egemen olduğu, yer yer çok ince taneli kumtaşı ve tuf katkılı havza düzlüğü çökellerinden oluşur (Demir, 2011).

6.3.1.2. Hamitabat formasyonu

Bu formasyon Eosen yaşında olup, çeşitli araştırmacılar tarafından Üst Eosen-Alt Oligosen yaşında olduğu tespit edilmiştir. Kalınlığı 500-2000 metre arasında değişir. 300-500 metre kalınlıkta, açık gri renkli, orta taneli kumtaşı ve koyu gri-siyah renkli şeyl araldanmasından oluşmaktadır. Havzanın kuzeybatı ve kuzeye doğru olan kesiminde geniş yayılım gösterir (Demir, 2011).

6.3.1.3. Soğucak formasyonu

Genellikle kireçtaşından oluşan birim, Saros-Gaziköy Fayı güneyinde gözlenir. Birim kirlili beyaz renkte ve düzensiz tabakalı olup, tamamen kireçtaşlarından oluşmaktadır. Formasyon; Eriklice kuzeyi, Doluca Tepe'de yaklaşık 200 m kalınlıktadır. Sofuköy güneyinde Yeniköy Karışığı üzerine açısız uyumsuzlukla gelir (Aysu, 2007).

6.3.1.4. Ceylan formasyonu

Formasyon kalınlığı ve yayılımı havzanın merkezine doğru önemli değişiklikler göstermektedir. Kuzeyde 200 metre kalınlık havzanın merkezine doğru 2000 metreye ulaşmaktadır. Litolojik olarak koyu gri, yeşilimsi gri renklerde şeyl, silttaşı, killi kireçtaşı, marn bazı yerlerde ince taneli kumtaşı, tuf ve tüfitlerden meydana gelmiştir (Demir, 2011).

6.3.1.5. Keşan formasyonu

Formasyon genel olarak, kumtaşı ve kıltaşı araldanmasından oluşmaktadır. Formasyon, yer yer mercek şeklinde çakıltaşı ve volkanit ara yüzeyi de içermektedir. Korudağ formasyonu ile geçişli olup, yaklaşık 1500 m kalınlıktadır (Aysu, 2007).

6.3.1.6. Mezardere formasyonu

Tekirdağ yöresinde Marmara Denizi boyunca ve Keşan civarında yayılım göstermekte ve kalınlığı 500-2000 metre arasında değişmektedir. Litolojik olarak yeşilimsi gri ve gri renkli şeyl, kumtaşı, siltaşı, marn ve tuf tabakalarından oluşur. Formasyon içinde baskın olarak şeyller yer almaktadır (Demir, 2011).

6.3.1.7. Osmancık formasyonu

Birim az miktarda çakıltaşı, kavkı yığılması ve tüfit seviyeleri de içermektedir. Kuyularda ve mostrada çok seyrek olarak görülen linyit seviyelerinin dağılım ve kalınlıkları Danişmen Formasyonu linyitleri kadar geniş ve büyük değildir (Demir, 2011).

6.3.1.8. Danişmen formasyonu

Danişmen formasyonu, Trakya Havzası'nın derin zonunda, Osmancık Formasyonu ile Ergene Grubu arasında yer alır. Formasyon Üst Oligosen yaşlıdır ve Yenimuhacir Grubu'nun son üyesidir. Danişmen Formasyonu dayanımsız litolojisi nedeniyle düzlükleri oluşturur, yarmalarda ve kömür ocaklarında iyi mostra verir. Ergene Grubu'nun aşındığı vadi içlerinde şeritler halinde mostra verir (Güler, 2005).

6.3.1.9. Ergene formasyonu

Beyaz sarımsı renkli, çapraz katmanlı, kil ve çakıl mercekli gevşek tutturulmuş kumlardan oluşur. Değişik kalınlıklar sunan birim alttan üste doğru incelen sekanslar içerir. Çapraz katmanlı çakıl ve kumlar kanal çökelleri, ince kum, silt ve killer ise taşkın ovası çökelleri olarak yorumlanabilir (Aysu, 2007).

6.3.1.10. Alüvyon

Havza sınırları içerisinde, vadi tabanları başta olmak üzere birçok yerde, çeşitli tane boyutunda gözlenmektedir (Aysu, 2007).

6.3.2. Magmatik kayalar

Trakya'nın batısı, Yunanistan sınırındaki Enez ilçesi yakın doğusundaki topografik bir yükselti yer almaktadır. Neojen ve Kuvaterner yaşta çökellerden oluşan düzlüklerle çevrili olan bu yükseltiyi oluşturan çeşitli volkanik kaya topluluğuna verilen isimdir. Altta riyodasitik tuf, andezit, andezitik altere tuf, kırmızımsı ve yeşilimsi renkte tüflerle başlamaktadır. Üste doğru ise; riyolitik tuf, bazaltik tuf, andezitik tuf, aglomera, bazaltik andezitten oluşur (Aysu, 2007).

6.3.2.1. Bazalt

Genellikle siyah, bazen kahverenkli, yer yer masif ve dayanımlı, yer yer de kalsit içerikli aglomeralar şeklindedir. Bazalt, ojit ve olivin kristalli olup; ojit, olivin ve magnetit hamurlu alkali özellikler taşır. Korudağ, Keşan ve Muhacir formasyonunu keser.

6.3.2.2. Karatepe bazaltı

Koyu gri, siyah renkli sütun ve akma yapıları gösteren bazaltlar, yer yer gözeneklidir. Başlıca piroksen ve plajyoklastan oluşur. Trakya formasyonunu kesen bu Bazaltlar Pleyistosen yaşlı olarak kabul edilir (Aysu, 2007).

6.3.3. Metamorfik kayaçlar

Istranca Masifi olarak adlandırılan havzanın kuzey kesiminde, gnays, şist, amfibolit, mermer, migmatit gibi Permiyen ve Permiyen öncesi metamorfik kayaçlar gözlenirken, bu kayaçları kesen granit sokulumları da bulunmaktadır (Aysu, 2007).

6.3.3.1. Tekedere üsttakımı

Yıldız Dağları başkalaşım kayaçlarının temelini ve en yaşlı birimini oluşturan biyotitli şistler, biyotitli granat şistler, şistlere geçişli kalkışist merccekleri, kuvarso feldspatik şistler, amfibolit, amfibollü şistler, biyotitli gnays ve alkali granitik kayaçlar ile bu kayaçları kesen aplit-pegmatitler ile sintektonik aplitler Tekedere Üsttakımı'nı oluşturlar.

6.3.3.2. Kırklareli üsttakımı

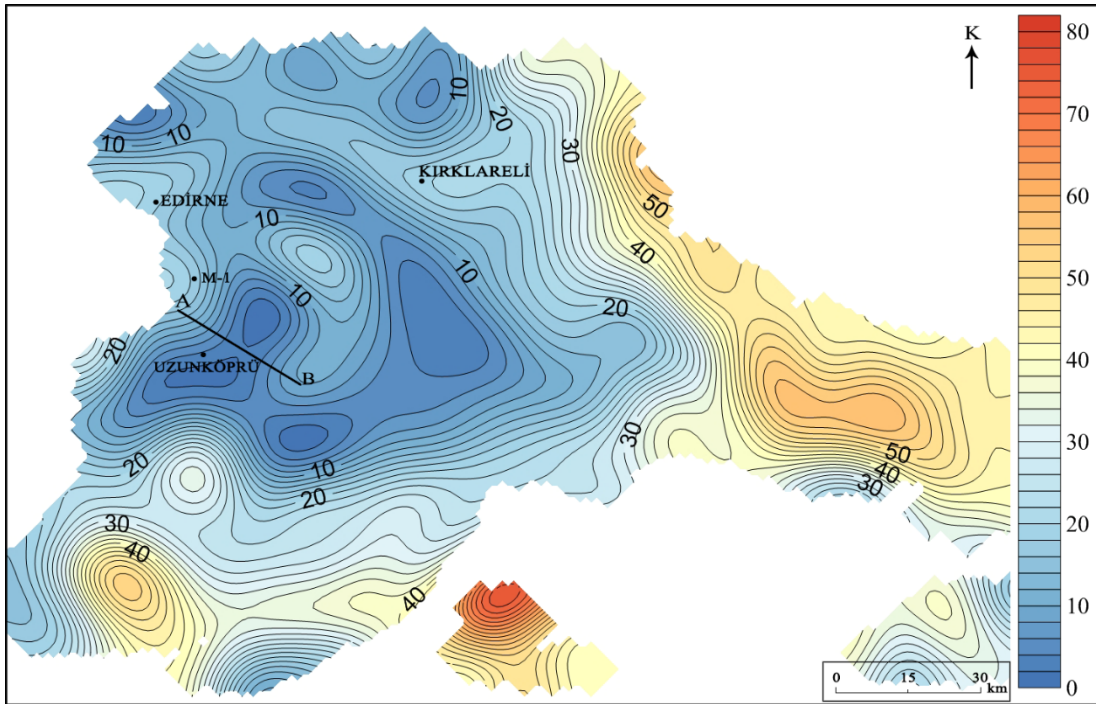
İri pembe mikroklin kristallerin egemen olduğu, az veya çok biyotitli, çoğunlukla belli bir şistozite kazanmış gnaysik granittir. Kırklareli Üsttakımı büyük batolitler halinde görüldüğü gibi küçük batolitler olarak da Tekedere Üsttakımı içinde de gözlenir.

6.3.3.3. Istranca üsttakımı

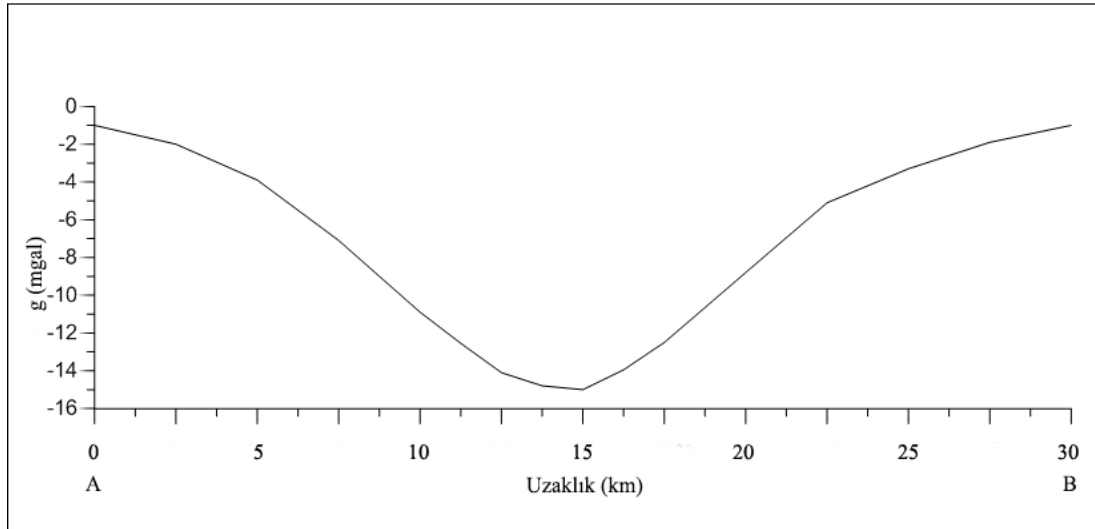
Yıldız Dağları başkalaşım kayaçlarının temelini oluşturan Permiyen öncesi olası Antekambriyen yaşlı Tekedere Üsttakımı, olası Alt Paleozoyik yaşlı Evciler Gnaysı, Koruköy Gnays Takımı, Fatmakaya takımı ile Geç Permiyen yaşlı Kırklareli Üsttakımı'nın oluşturduğu kabuk üzerinde olası Geç Kimmeriyen'de yeşil şist klorit alt fasiyesinde başkalaşıma uğramış Istranca Üsttakımı gelmiştir (Aysu, 2007).

BÖLÜM 7. ARAZİ VERİLERİNİN YORUMU

Hiperbolik yoğunluk fonksiyonu katsayılarının doğru bir şekilde tespiti için basen üzerinde alınmış yoğunluk farkı-derinlik bilgilerine ihtiyaç vardır. Bu yoğunluk farkı-derinlik verileri incelenen bölgede yapılan kuyu logu, sismik veya sondaj verilerinden elde edilebilir. Bu çalışmada aranılan yoğunluk farkı-derinlik verilerinin tespitinde bölgede yapılmış olan sismik çalışmalardan elde edilen hızlardan ve bölgenin stratigrafisinden yararlanılmıştır. Şekil 7.1'de görüldüğü üzere Trakya baseninin Uzunköprü civarında 30 km'lik A-B profili üzerinde çalışılmıştır. Gözlem aralığı 1,25 km seçilerek 25 adet gözlem noktası elde edilmiştir. Bu profilden elde edilen gravite anomalisi Şekil 7.2'de gösterilmektedir



Şekil 7.1. Trakya baseni gravite haritası (M-1: Meriç-1 sondaj kuyusu)



Şekil 7.2. A-B profilinden elde edilen gravite anomalisi

Çalışma alanında yer alan Meriç-1 sondaj kuyusu hız bilgilerinden (Tablo 7.1) $\rho = 0,31V_p^{0,25}$ ilişkisi ile (Gardner vd, 1974; Dey ve Steward, 1997) elde edilen yoğunluk değerleri, çalışma alanının stratigrafisi (Şekil 7.3) ve tüm jeolojik bilgiler ışığında üç seviyeden söz etmek mümkündür. 1. seviyede konglomera, kumtaşı, silttaşı olup yoğunluk 2.5 gr/cm^3 , 2. seviyede marn, şeyl, kireçtaşı olup yoğunluk 2.7 gr/cm^3 , 3. seviyede granit, riyolit, mikaşist olup yoğunluk 2.8 gr/cm^3 olarak belirlenmiştir.

Tablo 7.1. Meriç-1 sondaj kuyusu formasyon hız bilgileri (Demir vd., 2012'den alınmıştır)

Grup	Formasyon	Meriç-1 Ortalama hız(m/s)
Ergene Grubu	Çelebi	2380
	Çopköy	2380
Yenimuhacir Grubu	Danişmen	4119
	Osmancık	-
	Mezardere	-
Keşan Grubu	Ceylan	4175
	Soğucak	5977
	Hamitabat	-
	Metamorfik Temel	5862

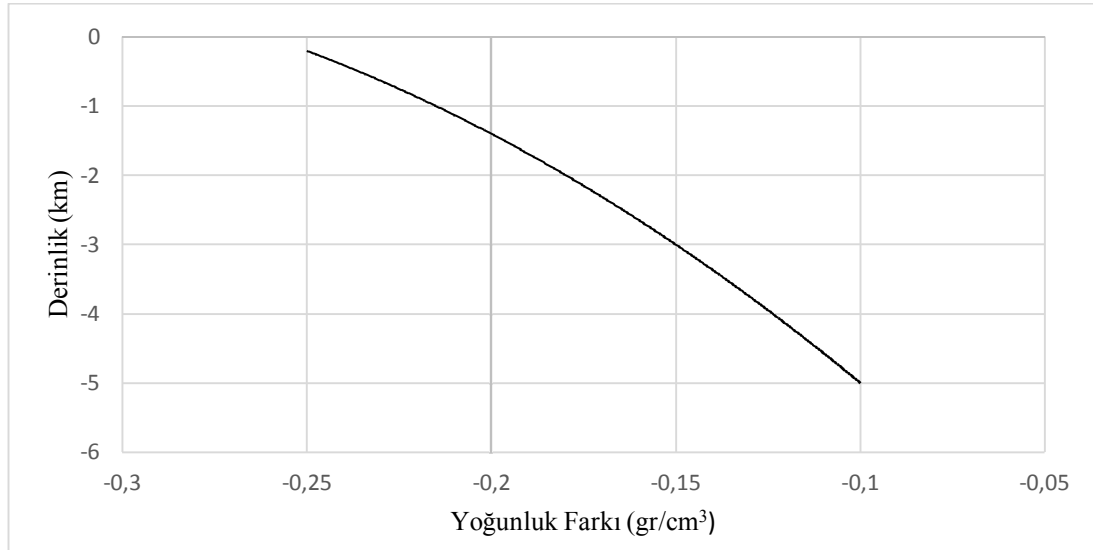
YAŞ	GRUP/ FORMASYON	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA	
T E R R İ Y E R E O S E N	MIYOSEN PLİYOSEN	ERGENE GRUBU	300-500	Konglomera Kumtaşı Kiltaşı	
	OLİGOSEN	YENİ MUHACİR GRUBU	DANİŞMEN FM	300-600	Şist, Silttaşı, Kumtaşı, Kömür
			OSMANCIK FM	300-500	Kumtaşı, Silttaşı, Şist
			MEZARDERE FM İSLİMKÖY FM	100 300	Kumtaşı
			500-1200	Şist, Silttaşı, Tüf	
	KEŞAN GRUBU	CEYLAN FM	400-1000	Şist, Kumtaşı, Marn, Tüf	
			SOĞUCAK FM	50-300	Kireçtaşı
			HAMİTABAT FM KOYUNBARA FM	50 150	Konglomera Kumtaşı
			50-1000	Kumtaşı, Şist	
	GAZİKÖY FM	600-1000	Şist, Silttaşı, Kumtaşı		
PALEZOZOİK	TEMEL	?	Metamorfik, Volkanik Kayaçlar		

Şekil 7.3. Trakya baseninin stratigrafik kesiti (Demir vd., 2012'den derlenmiştir)

Tüm bu bilgilerden yararlanılarak A-B profiline ait basen modeli için yoğunluk farkı-derinlik verileri $\Delta\rho(0.2 \text{ km})= -0.25 \text{ gr/cm}^3$, $\Delta\rho(5.0 \text{ km})= -0.1 \text{ gr/cm}^3$ şeklinde belirlenmiştir. Bu verilere en küçük kareler yaklaşımı uygulanarak hiperbolik yoğunluk fonksiyonu katsayıları $\lambda= 8,222$ ve $\Delta\rho_0= -0,262 \text{ gr/cm}^3$ olarak bulunmuştur. Bu durumda hiperbolik yoğunluk fonksiyonu;

$$\Delta\rho(Z) = -0,262 (8,222)^2 / (Z + 8,222)^2 \quad (7.1)$$

şeklinde elde edilmiştir. A-B profiline ait yoğunluk farkı-derinlik değişimi Şekil 7.4'te gösterilmiştir.

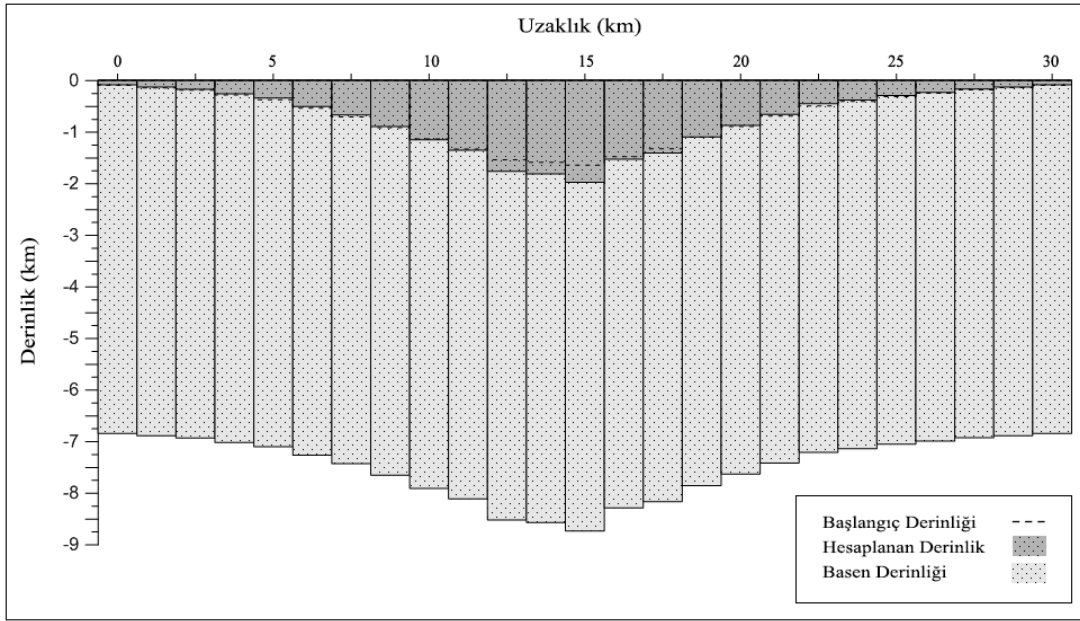


Şekil 7.4. A-B profiline ait yoğunluk farkı-derinlik değişimi

Modelleme sonuçları, Tablo 7.2'de verilmiş, Şekil 7.5'te gösterilmiştir. Modelleme sonucunda hesaplanan derinliklere 6.76 km'lik datum etkisi ilave edilerek basen derinliği saptanmıştır. Uzunköprü civarında basenin maksimum derinliğinin 8.73 km olduğu görülmektedir.

Tablo 7.2. A-B profili modelleme sonuçları

	İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu
Gözlem Sayısı: 25	1	5,0502
Gözlem Aralığı: 1,25 km	2	0,9193
λ : 8,222	3	0,2565
$\Delta\rho_0$: -0,262	13	0,0078
	14	0,0062
Başlangıç Derinliği (km)	Hesaplanan Derinlik (km)	Basen Derinliği (km)
0,09	0,08	6,84
0,14	0,12	6,88
0,19	0,17	6,93
0,28	0,25	7,01
0,37	0,34	7,10
0,53	0,50	7,26
0,70	0,66	7,42
0,91	0,89	7,65
1,13	1,14	7,90
1,33	1,35	8,11
1,53	1,76	8,52
1,59	1,81	8,57
1,64	1,97	8,73
1,48	1,52	8,28
1,32	1,40	8,16
1,10	1,09	7,85
0,89	0,87	7,63
0,69	0,65	7,41
0,49	0,45	7,21
0,40	0,38	7,14
0,31	0,29	7,05
0,24	0,23	6,99
0,18	0,16	6,92
0,13	0,12	6,88
0,09	0,08	6,84



Şekil 7.5. A-B profili modelleme sonuçları

BÖLÜM 8. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Bu çalışmada sedimanter basenlerin yoğunluk farkı-derinlik değişimi dikkate alınarak hiperbolik yoğunluk fonksiyonu ile modelleme yapılmıştır.

Modelleme çalışmalarında sedimanter basen, yanyana ve üst derinliği yeryüzünde olacak şekilde sıralanan düşey prizmalar şeklinde düşünülmüş ve prizmaların alt derinlikleri bulunmaya çalışılmıştır.

Uygulanan yöntemin kuramsal modeller üzerinde oldukça iyi sonuçlar verdiği görülmüştür. Özellikle basenin kanatlarında yani yüzeğe yakın kesimlerinde hesaplanan derinlikler ile gerçek derinlikler çakışmaktadır.

Kuramsal model çalışmalarından sonra yöntem Uzunköprü-Trakya baseni gravite verisi üzerine uygulanmıştır. Yoğunluk fonksiyonu katsayılarının tespiti için incelenen bölgede yapılan kuyu logu, sismik veya sondaj çalışmalarından elde edilebilen yoğunluk farkı-derinlik bilgisine ihtiyaç vardır. Bu çalışmada bölgede MTA'nın kuyu logu çalışmalarından elde etmiş olduğu sismik hızlardan ve bölgenin stratigrafisinden yararlanılarak yoğunluk farkı-derinlik değerleri tespit edilmiştir.

Trakya baseninde yapılan daha önceki çalışmalarda Bayrak vd. (2004), manyetotellürik çalışma ile basen genişliğinin 63 km ve basen kalınlığının 8 km civarında olduğu sonucuna varmıştır. Turgut vd. (1991); Görür ve Okay (1996); Güler (2005); Gürgey vd. (2005), Eosen'den günümüze kadar Trakya baseninde biriken sedimanter kayaç kalınlığının 9 km'ye ulaştığını tahmin etmektedirler. Siyako (2006), Hayrabolu-Muratlı-Ereğli ekseninde sedimanter kalınlığının 9 km'ye ulaştığını tahmin etmektedir. Perinçek (1991), sismik yansıma yöntemi ve kuyu verilerinden yararlanarak Trakya baseninde sediman kalınlığının 9 km civarında olduğu belirtmiştir. Coşkun (2000), basendeki sedimanter birikimin 6-10 km arasında

değiştirdiğini belirtmiştir. Demir (2011), sismik, manyetik ve gravite yöntemlerini kullanarak baseni modellemiş ve basenin en derin yerinin Hamidiye'nin kuzeyi ile Lüleburgaz civarında ortalama 8 km olduğu ve 9 km'ye kadar ulaştığını tespit etmiştir. Şenel (2005), basenin sabit yoğunluk farkı ile modellendiğinde 7 km, değişken yoğunluk farkı kullanılarak modellendiğinde 9-10 km derinliğe ulaşıldığını ve en derin bölgenin Malkara-Hayrabolu arasında Pınarhisar-Vize doğrultusunda olduğunu belirtmiştir.

Bu çalışmada ise hiperbolik yoğunluk fonksiyonu ile yapılan modelleme sonucunda Uzunköprü civarında sedimanter basenin maksimum derinliği 8.73 km olarak belirlenmiştir. Bulunan bu derinlik bölgede daha önce yapılan çalışmalarla da uyum içerisindedir.

KAYNAKLAR

Altınar, D., Trakya Bölgesi Litostratigrafi Birimleri, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA), Ankara, ISBN:975-8964-47-X, 2006.

Athy, L.F., Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 14:1-24, 1930.

Aysu, E., Ergene Havzası Çevre Düzeni Planı, Cilt 1, Trakya Üniversitesi Rektörlüğü Yayınları, No:78, 2007.

Bal, O.T. ve Kara, İ., 3-D gravity modeling of basins with vertical prisms: Application to Salt lake region. Journal of the Balkan Geophysical Society, 15(1), 1-6, 2012.

Başar, S., Saroz Körfezi'nin Hidrokarbon Olanakları, Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi, 2010.

Bayrak, M., Gürer, A., ve Gürer, Ö.F., Elektromagnetik Imaging of the Thrace Basin and Intra-Pontide Subduction Zone, Northwest Turkey, International Geology Review, Vol. 46, p. 64–74, 0020-6814/03/711/64-11 2004.

Chai Y., Hinze, W.J., Gravity inversion of an interface above which the density contrast varies exponentially with depth. Geophysics, 53(6):837-845, 1988.

Chakravarthi, V., Singh, S.B., Ashok B.G., INVER2DBASE-A program to compute basement depths of density interfaces above which the density contrast varies with depth. Computers & Geosciences, 27:1127-1133, 2001.

Chakravarthi V., Ramamma B., Reddy T.V., Gravity anomaly modeling of sedimentary basins by means of multiple structures and exponential density contrast-depth variations: A space domain approach. Journal Geological Society of India, 82, 561-569, 2013.

Cordell, L., Gravity analysis using an exponential density-depth function, San Jacinto Graben, California. Geophysics, 38:684-690, 1973.

Coşkun, B., Oil and gas fields-transfer zone relationships, Thrace Basin, NW Turkey . Marine and Petroleum Geology, 14 (4), 401- 416, 1997.

Coşkun, B., Influence of the Istranca–Rhodope Massifs and strands of the North Anatolian Fault on oil potential of Thrace Basin, NW Turkey, Journal of Petroleum Science and Engineering, 27, 1–25, 2000.

Demir D., Trakya Havzası'nın Potansiyel Alan ve Sismik Veri Kullanılarak İncelenmesi ve Modellenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi, 2011.

Demir D., Bilim F., Aydemir A., Ateş A., Modelling of Thrace Basin, NW Turkey using gravity and magnetic anomalies with control of seismic and borehole data. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 86-87, 44-53, 2012.

Dey K.A. ve Stewart R.R., Predicting density using V_s and Gardner's relationship, CREWES Research Report, Volume 9, 1997.

Dirik K., ve Şener M., Fiziksel Jeoloji Yeryuvarının Araştırılması. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası, Çeviri Serisi: No:1, 2007.

Erinç, S., Jeomorfoloji I. Der Yayınları, İstanbul. 2000.

Etiz, A., Trakya Bölgesinin Havadan Manyetik Anomalilerinin İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Süleyman Demirel Üniversitesi, 2007.

Garcia-Abdeslem, J., GL2D: A program to compute the gravity anomaly of a 2-d prism where density varies as a function of depth. *Computers & Geosciences*, 22(7), 823-826, 1996.

Gardner G.H.F., Gardner L.W., Gregory, A.R., Formation velocity and density - The diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*, 39(6), 770-780, 1974.

Görür, N., ve Okay, A.I., A fore-arc origin for the Thrace Basin, NW Turkey, *Geol Rundsch*, 85:662-668, 1996.

Güler, B., Pınarhisar- Saray (Trakya Havzası kuzeyi) arasında yüzeylenen Soğucak Formasyonunun rezervuar özelliklerinin incelenmesi, Yüksek lisans tezi, Ankara Üniversitesi, 2005.

Gürgey, K., Philp, R.P., Clayton, C., Emiroğlu, H., Siyako, M., Geochemical and isotopic approach to maturity/source/mixing estimations for natural gas and associated condensates in the Thrace Basin, NW Turkey, *Applied Geochemistry*, 20, 2017-2037, 2005.

Hedberg, H., The gravitational compaction of clays and shales. *American Journal of science*, 31:241-287, 1936.

<http://web.wm.edu/geology/virginia/provinces/rockcycle.html>, Erişim Tarihi: 21 Mart 2015.

Howell, L.G., Heintz, K.O., Barry, A., The development and use of a high precision downhole gravimeter. *Geophysics*, 31:764-772, 1966.

Hughes, D.S., Cooke, C.E., The effect of pressure on the reduction of pore volume of consolidated sandstones. *Geophysics*, 18:298-309, 1953.

Işık M., Yoğunluk fonksiyonları ile sedimanter basenlerin gravite modellemesi. Kocaeli Üniversitesi, Uygulamalı Yerbilimleri Dergisi, 2: 45-63, 2003.

Işık M., Şenel H., 3D gravity modeling of Büyük Menderes basin in Western Anatolia using parabolic density function. Journal of Asian Earth Science, 34, 317-325, 2009.

Işık M., Parabolik yoğunluk fonksiyonu kullanarak sedimanter temel derinliklerinin kestirimi. Kocaeli Üniversitesi, Uygulamalı yerbilimleri Dergisi, 3, 21-29, 2011.

Jackson, J., ve McKenzie, D.P., The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, Geophysical Journal, 93, 45–73, doi: 10.1111/j.1365-246X.1988.tb01387.x. 1988.

Ketin, I., About the North Anatolian Fault: Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, 72, 1–29, 1969.

Lima, W.A. ve Silva, J.B.S., Combined modeling and smooth inversion of gravity data from a faulted basement relief. Geophysics, 79(6), F1-F10, 2014.

Litinsky, V.A., Concept of effective density: Key to gravity depth determinations for sedimentary basins, Geophysics, 54:1474-1482, 1989.

Mickus K.L. ve Peeples W.J., Inversion of gravity and magnetic data for the lower surface of a 2.5 dimensional sedimentary basin. Geophysical Prospecting 40, 171-193, 1992.

Murthy, I.V.R., ve Rao, D.B., Gravity anomalies of two-dimensional bodies of irregular cross-section with density contrast varying with depth, Geophysics, 44:1525-1530, 1979.

Nichols G., Sedimentology and Stratigraphy. Wiley-Blackwell, ISBN 978-1-4051-3592-4, 2009.

Oruç, B., Sedimanter basenlerin gravite anomalilerinin hızlı yorumunda kolay bir yöntem. TMMOB, Jeofizik, 8:71-75, 1994.

Perinçek D., Possible Strand of The North Anatolian Fault, Turkey. An Interpretation, AAPG Bulletin, 75(2): 241-257, 1991.

Pratibha, K., Using Maple V to derive correct analytical formulae for gravity anomaly derivatives over anticlines and synclines with hyperbolic density contrast. Journal of Applied Geophysics, 42, 47-53, 1999.

Rao, D.B., Modelling of sedimentary basins from gravity anomalies with variable density contrast. Geophysics J.R. Astr. Soc., 84:207-212, 1986.

Rao, D.B., Analysis of gravity anomalies of sedimentary basins by an asymmetrical trapezoidal model with quadratic density function, Geophysics, 55:226-231, 1990.

Rao, D.B., Prakash M.J., Babu, N.R., 3D and 2 ½ D modelling of gravity anomalies with variable density contrast, *Geophysical prospecting*, 38, 411-422, 1990.

Rao, D.B., Prakash M.J., Babu, N.R., Gravity interpretation using Fourier transforms and simple geometrical models with exponential density contrast, *Geophysics*, 58:1074-1083, 1993.

Rao, C.V., Chakravarthi, V, and Raju M.L., Forward modelling: Gravity anomalies of two-dimensional bodies of arbitrary shape with hyperbolic and parabolic density functions. *Computers & Geosciences*, 20(5), 873-880, 1994.

Rao, C.V., Raju M.L., Chakravarthi, V, Gravity modelling of an interface above which the density contrast decreases hyperbolically with depth. *Journal of Applied Geophysics*, 34, 63-67, 1995.

Sarı, C., Şalk M., Analysis of gravity anomalies with hyperbolic density contrast: An application to the gravity data of Western Anatolia. *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 3, 87-96, 2002.

Sarı C., Gravite verilerinin tekil değer ayrıştırma yöntemiyle ters çözümü ve Gediz ve Büyük Menderes grabenlerinin tortul kalınlıklarının saptanması. *DEÜ Fen ve Mühendislik Dergisi*, 5(1), 121-135, 2003.

Sevinç, A. ve Ateş, A., Aydın-Germencik civarı gravite anomalilerinin iki boyutlu ters çözümleri. *TMMOB, Jeofizik*, 10, 29-39, 1996.

Siyako, M., Trakya bölgesi Tersiyer litostratigrafi birimleri, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Stratigrafi Komitesi, Litostratigrafi Birimleri Serisi-2, Ankara. 2006.

Şenel, H., Trakya (Ergene) Baseni-Hisarlıdağ Resurgent Kalderasının Gravimetrik İncelemesi ve Jeotermal Potansiyeli, *International Earthquake Symposium*, 23-24 March 2005.

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

Şengör A.M.C., Görür N. ve Şaroğlu F., Strike-Slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a Case Study. In: Biddle KD, Christie-Blick N (Eds) *Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*. Soc. Econ. Paleontol. Min. Spec. Publ., 17: 227-264, 1985.

Tan A., Kuadratik yoğunluk fonksiyonu ile Erzincan-Çayırılı baseninin gravite yorumu. Yüksek lisans tezi, Sakarya Üniversitesi, 2008.

Tarbut E.J. ve Lutgens F.K., *The Earth: An Introduction to Physical Geology*, 1993.

Telford W.M., Geldart, L.P., Sheriff R.E., Keys D.A., *Applied geophysics*. Cambridge Univ. Press., pp. 25, 1982.

Turgut S., Türkaslan M. ve Perinçek D., Evolution of The Thrace Sedimentary Basin and Its Hydrocarbon Prospectivity. In: Spencer AM (ed) Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons. Spec. Publ. Eur. Assoc. Petrol Geosci., 1: 415-437, 1991.

Üşenmez, Ş., Sedimantoloji ve sedimanter kayaçlar, Gazi Üniversitesi Basın Yayın Yüksekokulu Basımevi, Yayın no 57, Ankara, 23, 1985.

Yavaş, H.K., Trakya Havzası'nın Batısında KD-GB doğrultulu fay sisteminin KAF ve Trakya Fay Sistemi ile İlişkisi ve Havzada Çökelen Birimler Üzerindeki Etkilerinin Araştırılması, Yüksek Lisans Tezi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, 2012.

Zhang J., Formula and program for calculating gravity anomaly of two-dimensional bodies of irregular cross-section with variable density. Computer & Geosciences 22(7), 827-830, 1996.

ÖZGEÇMİŞ

Ertuğrul GÜRBÜZ, 1987 yılı Çine doğumludur. Lisans öğrenimine 2006 yılında Sakarya Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde başlamıştır. Lisans öğreniminin sonuna doğru bir dönem de Polonya Wrocław Üniversitesi, Yerbilimleri ve Çevre Yönetimi Fakültesinde eğitim görmüş ve 2011 yılında mezun olmuştur. Daha sonra Sakarya Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde Yüksek Lisans eğitimine başlamış ve şuan burada Araştırma Görevlisi olarak çalışmaktadır.