

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**SİSMİK HIZ SINIRLARININ GRAVİTE İNVERSİYON HESAPLARINDA
KULLANILMASIYLA YOĞUNLUĞUN DERİNLİKLE
DEĞİŞİMİNİN SAPTANMASI**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Hamdi Mert KOÇHAN

TEMMUZ 2009

TRABZON

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**SİSMİK HIZ SINIRLARININ GRAVİTE İNVERSİYON HESAPLARINDA
KULLANILMASIYLA YOĞUNLUĞUN DERİNLİKLE
DEĞİŞİMİNİN SAPTANMASI**

Jeofizik Müh. Hamdi Mert KOÇHAN

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde
“Jeofizik Yüksek Mühendisi”
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 29/05/2009
Tezin Sözlü Savunma Tarihi : 17/07/2009**

**Tez Danışmanı : Yrd. Doç. Dr. Hasan ÇAVŞAK
Jüri Üyesi : Prof. Dr. Kenan GELİŞLİ
Jüri Üyesi : Yrd. Doç. Dr. Ali VAN**

Enstitü Müdürü: Prof. Dr. Salih TERZİOĞLU

Trabzon 2009

ÖNSÖZ

Bu tez çalışması Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı Yüksek Lisans Programında yapılmıştır.

Bu çalışmada yoğunlukların derinlikle değişimini belirleyebilmek için model geometrideki her formasyonun içindeki sismik hız sınırları, model geometride ekstra bir bozucu kütle olarak ele alınmış ve bu bozucu kütlelerin tanımı değişik şekillerde yapılmış ve elde edilen sonuçlar değerlendirilmiştir.

Bu tez çalışmasında; kendi algoritmasıyla yazdığı bilgisayar programlarını kullanmam için benimle paylaşan ve hiçbir zaman benden yardımlarını esirgemeyen hocam, Sayın Yrd. Doç. Dr. Hasan ÇAVŞAK'a teşekkür ederim. Bugüne kadar gelmemde emeği geçen, bölümdeki bütün hocalarıma, aileme ve arkadaşlarıma teşekkür ediyorum.

Hamdi Mert KOÇHAN
Trabzon 2009

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ.....	II
İÇİNDEKİLER	III
ÖZET	V
SUMMARY	VI
ŞEKİLLER DİZİNİ	VII
TABLolar (ÇİZELGELER) DİZİNİ.....	VIII
SEMBOLLER DİZİNİ	IX
1. GENEL BİLGİLER	1
1.1. Giriş.....	1
1.2. Gravite Yönteminin Temel İlkeleri.....	2
1.2.1. Newton Yasası	2
1.2.2. Gravite İvmesi.....	3
1.2.3. Yerkürenin Gravite Değişimleri	4
1.3. Gravite Potansiyeli	6
1.4. Gravitenin Yeryüzündeki Değişimiyle ilgili Düzeltmeler.....	10
1.4.1. Enlem Düzeltmesi	10
1.4.2. Yükseklik Düzeltmesi	11
1.4.2.1. Serbest Hava Düzeltmesi	12
1.4.2.2. Bouguer Düzeltmesi.....	12
1.4.3. Topoğrafya Düzeltmesi.....	13
1.4.4. Gel – Git (med - cezir) Düzeltmesi.....	14
1.4.5. İzostazi Düzeltmesi	14
1.5. Gravitede Yoğunluk Hesaplamaları.....	15
1.5.1. Laboratuvar Ölçümlerinden Yoğunluk Tayini.....	15
1.5.2. Arazi Ölçümlerinden Yoğunluk Tayini	16
1.5.2.1. Nettleton Yöntemi	16
1.5.2.2. Parasmis Sabit Eğim Yöntemi	16
1.6. Gravite Ölçümlerinin Değerlendirilmesi	18

1.6.1.	Modelleme Çalışmaları	18
1.6.1.1.	Nokta Kütle veya Küre	21
1.6.1.2.	Yatay Sonsuz Uzun Tel veya Silindir	23
1.6.1.3.	Yatay Yarı sonsuz Tabaka	24
1.6.2.	Talwani Modellemesi	25
1.6.3.	Ters Çözüm (İnversiyon) Tekniği.....	31
1.6.4.	Ortalama Hata	35
2.	YAPILAN ÇALIŞMALAR	37
2.1.	Düşey Kesiti Dikdörtgen Olan Model Kullanılarak Yapılan Modelleme Çalışması	37
2.1.1.	Düşey Kesiti Dikdörtgen Olan Model İçin Yapılan İnversiyon Çalışması	39
2.1.2.	Düşey Kesiti Dikdörtgen Olan Modelde Sismik Hız Sınırları Eklenerek Yapılan İnversiyon Çalışması	40
2.2.	Sentetik Yeraltı Modeli Çalışması	45
2.2.1.	Sentetik Yeraltı Modelinde İnversiyon Çalışması	47
2.2.2.	Sentetik Yeraltı Modeline Sismik Hız Sınırları Eklenerek Yapılan İnversiyon Çalışması.....	47
3.	BULGULAR	52
4.	İRDELEME	53
5.	SONUÇLAR	54
6.	ÖNERİLER	55
7.	KAYNAKLAR	56
8.	EKLER	58

ÖZGEÇMİŞ

ÖZET

Gerek karada, gerekse denizlerde bugün bilimsel amaçlar için gravite çalışmaları yapılmakta olup, gün geçtikçe gravite yönteminin kullanılması önem kazanmakta ve gelişmektedir. Gelişen teknolojiye paralel olarak bu çalışmalar daha ekonomik ve süratli bir şekilde yapılabilir duruma gelmektedir.

Genel olarak literatürde yapılan inversiyon hesaplarıyla her formasyon içerisindeki yoğunluklar lineer olarak tespit edilir. Bilindiği üzere yoğunluklar derinlikle artmaktadır. Burada yoğunlukların derinlikle değişimlerinin tespit edilebildiği değişik bir modelleme tarzıyla inversiyon hesapları yapılmıştır. Çalışmanın ana konusu budur. Yoğunlukların derinlikle değişimini belirleyebilmek için her formasyonun içindeki sismik hız sınırları model geometride ekstra bir bozucu kütle olarak ele alınmış ve bu bozucu kütlenin tanımı değişik biçimlerde yapılmıştır.

Burada amaç, değişik biçimlerde yapılan tanımlarla elde edilen sonuçların değerlendirilmesiyle derinlikle aynı yoğunluk değişiminin tespit edilebildiğini ve bu yöntemin güvenilirliğini ortaya koymaktır. Elbette literatürde bulunan gerçek bir model geometri kullanmak mümkündür. Her şeyden önce sınırları tespit edilmiş formasyonlar ve bu formasyonların içerisinde de sismik hız sınırları belirlenmiş bir model geometriye ihtiyaç vardır.

Böyle bir model geometri yerine bu çalışmada sentetik model kullanılmıştır. Bunu yapmamızdaki amaç ise konuyu ayrıntılı bir şekilde şematize ederek daha anlaşılır hesaplar yapabilmektir. Çalışmada kullanılan 2dgrav.exe programı Yrd. Doç. Dr. Hasan ÇAVŞAK tarafından yazılmıştır.

Anahtar Kelimeler: Gravite, Modelleme, İversiyon İşlemi, Sismik Hız Sınırları.

SUMMARY

Determining Change Of Density With Depth by Using Seismic Velocity Boundaries in Gravity Inversiyon Calculations

While scientific purposed gravity studies can successfully applied on lands and on seas nowadays, usage and development of gravity method become important with the time. As parallel to improving technology, these studies become more economic and much faster.

Generalaly, inversiyon calculations that making literature, densities are determined as linear in each formation. Know as the density increas with depth. In this study, the densities can be determined by the depth of change with a different style of modelling has been done inversiyon calculations. This is main subject of study. To determine the change of density with depth, seismic velocity boundaries in the each formation at model geometry is defined as an extra disruptive mass and definition of disruptive mass was done in difference forms.

Aim of this study, the evaluation of the results by using definitions of difference forms, with depth and change of same density can be detected and show that this method is reliable. Of course, existing literature, it can be use real model geometry. First of all determined boundaries formations and also within these formations seismic velocity boundaries which was determined one model geometry is needed.

It has been used synthetic model geometry instead of real model geometry. We aim to do this, edit the topic in detail in a more understandable way to do the calculation. Software used in these calculations were written by Yrd. Doç. Dr. Hasan ÇAVŞAK.

Key Words: Gravity, Modelling, Inversion, Seismic Velocity Zone.

ŞEKİLLER DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1. Geoid ve sferoid yüzeyleri arasındaki ilişki	6
Şekil 2. m kütleinin P noktasındaki potansiyeli	9
Şekil 3. Ortalama yoğunluğun bir doğrunun eğiminden yararlanılarak bulunması	17
Şekil 4. Kütle m olan bir kürenin bir P noktasında yaratacağı anomali.	21
Şekil 5. Kütle m olan yatay uzun tel veya silindirin gravite anomalisi	23
Şekil 6. Yatay yarı sonsuz tabakanın anomalisi	24
Şekil 7. Talwani Modellemesinin bir çokgen üzerinde tanımlanması	26
Şekil 8. Çokgenin sadece iki köşesinin tanımlanması	26
Şekil 9. Kütleinin profil altındaki düşey kesitinin sınırlarının çokgen olarak gösterilişi	27
Şekil 10. Düşey kesiti dikdörtgen olan model ve kütlelerin yoğunlukları	38
Şekil 11. Düşey kesiti dikdörtgen olan model ve Bouguer anomalisi	39
Şekil 12. Düşey kesiti dikdörtgen olan model de sismik hız sınırlarının gösterilişi ve gerçek Bouguer ile inversiyon hesaplarında için değerleri değiştirilmiş Bouguer anomalisi	41
Şekil 13. Sismik hız sınırlarının (ekstra kütle modeli kullanarak) sayısallaştırılmasında kullanılan sınırların oklarla gösterilişi	42
Şekil 14. Sentetik yeraltı modeli ve sınır etkisi giderilmiş Bouguer anomalisi	46
Şekil 15. Sentetik yeraltı modeli ve gerçek bouguer anomalisi ile inversiyon hesapları için değerleri değiştirilmiş bouguer anomalisi	48
Şekil 16. Birinci tanımlamada sismik hız sınırlarının dönüş yönü	49
Şekil 17. İkinci tanımlamada sismik hız sınırlarının dönüş yönü	50

TABLolar DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 1. Kütle yoğunlukları ve yoğunluk farkları	38
Tablo 2. Ters çözüm ile hesaplanan kütle yoğunluk farkları	40
Tablo 3. Dört farklı tanımlamadan elde edilen yoğunluk farkları.....	44
Tablo 4. Kütle yoğunlukları ve yoğunluk farkları.....	46
Tablo 5. Ters çözüm ile hesaplanan kütle yoğunluk farkları	47
Tablo 6. Birinci tanımlama kullanılarak yapılan inversiyon sonucu elde edilen yoğunluk farkları.....	49
Tablo 7. İkinci tanımlama kullanılarak yapılan inversiyon sonucu elde edilen yoğunluk farkları.....	50

SEMBOLLER DİZİNİ

a	: Hareket ivmesi
A	: Merkezkaç ivmesi
D	: Kütleler arası uzaklık
F	: Çekim Kuvveti
g	: Çekim ivmesi
G	: Evrensel çekim sabiti
M, m	: Kütle
R_e	: Dünyanın ekvator yarıçapı
S	: Kapalı yüzey
U	: Gravite potansiyeli
V	: Hacim
w	: Yerin dönme hareketinin açısal hızı
Δg	: Gravite çekim ivmesi farkı
Δh	: Yükseklik farkı
$\Delta \rho$: Yoğunluk farkı
ρ	: Yoğunluk
ρ_1	: Çevre kayaç yoğunluğu
ρ_2	: Cevher yoğunluğu
∇	: Diverjan operatörü
Φ	: Enlem açısı

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Gravite yöntemin temelini kayaçlar arasındaki yoğunluk farkları oluşturur. Genel olarak kayaçlardaki yoğunluk değişimleri az ve tek düzedir. Bu da gravite anomalilerinin küçük ve düzgün değişimler sunmasına neden olur. Değişimlerin küçük boyutlu olması ise gravite ölçümlerinin oldukça duyarlı tekniklerle yapılmasını zorunlu kılar.

Gravite yöntemi; yerküre şeklinin, yapısının araştırılması ve prospeksiyon amaçlarına yöneliktir. Prospeksiyon amaçlı araştırmalarda özellikle petrol aramalarında, krom, demir vb. gibi fazla yoğunluk sunan metallerin belirlenmesinde, tuz domlarının saptanmasında ve üstü örtülü içi düşük yoğunluk sunan malzeme ile dolu tünel türü yapıların araştırılmasında yaygın olarak kullanılır.

Modellemenin amacı jeofizik anomaliye neden olan yer altı yapısının bulunmasıdır. Bu nedenle, yeraltındaki jeolojik yapının bulunması için çeşitli yöntemler geliştirilmiştir. Modelleme işlemi bir anlamda jeolojik yapının parametrelerinin saptanması işlemidir. Amaca göre jeolojik yapının fiziksel parametreleri veya geometrisi bulunabilir.

Modelleme bir anlamda parametre saptama işlemidir. Parametreler, modeli belirleyen büyüklüklerdir. Örneğin, yeryüzünde ölçülen bir gravite belirtisine neden olan yeraltı cisim küresel bir cisimse, saptanması gereken değiştirgenler cismin geometrik ve fiziksel özelliklerini belirleyen büyüklükler olmalıdır.

Herhangi bir jeolojik modelin vereceği jeofizik belirti hesaplanmaya düz problem çözümü, bunun tersi olan yaklaşıma ise ters (invers) problem çözümü denir. Burada jeofizik belirtiden yola çıkılarak jeolojik modelin parametreleri bulunmaya çalışılır. Ters çözüm işleminde başlangıç modelinin belirlenmesi oldukça önemlidir. Başlangıç parametrelerinin uygunsuz seçimi model parametrelerinin gerçekten uzak bulunmasına neden olabilir. Bu yüzden aynı jeofizik anomaliye neden olan sonsuz sayıda model bulunabilir.

Gravite inversiyon çalışmalarında her formasyon içerisindeki yoğunluklar lineer olarak tespit edilir. Bilindiği gibi yoğunluklar derinlikle artmaktadır. Bu çalışmada yoğunlukların derinlikle değişimlerinin tespit edilebildiği değişik bir modelleme tarzıyla inversiyon hesapları yapılmıştır. Yoğunlukların derinlikle değişimini belirleyebilmek için

her formasyon içindeki sismik hız sınırları model geometride ekstra bir bozucu kütle olarak ele alınmıştır.

Burada amaç değişik biçimlerde yapılan tanımlarla elde edilen sonuçların değerlendirilmesiyle derinlikle aynı yoğunluk değişiminin tespit edildiğini belirlemek ve bu yöntemin güvenilirliğini ortaya koymaktır. Bu nedenle bu çalışmada iki farklı model kullanılmış ve sismik hızlarının sayısallaştırılmasında birinci model için dört farklı tanım, ikinci modelde ise iki farklı tanım kullanılarak inversiyon işlemi yapılmıştır.

Bu çalışmada sismik hızların ekstra bir kütle olarak alınmasıyla yoğunluğun derinlikle nasıl değiştiği saptanmıştır. Yoğunluğun kademe kademe derinlikle değişiminin saptanması yeraltının daha ayrıntılı bir şekilde tanımlanmasına olanak tanımaktadır.

1.2. Gravite Yönteminin Temel İlkeleri

1.2.1. Newton Yasası

Potansiyel teorisinden de bilindiği üzere iki kütlelerin birbiri üzerindeki etkileri; iki kütle birbirini kütleleri ile doğru, aralarındaki uzaklığın karesiyle ters orantılı olarak çekerler. Bu yasada Newton kuralı olarak bilinir.

$$F=G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (1)$$

G; Uluslar arası gravitasyon sabiti olup değeri $6,67 \cdot 10^{-8}$ cgs dir. Buradan $G=6,67 \cdot 10^{-8}$ dyn.cm²/gr² veya cm³/gr.sn² dir. G'nin MKS sistemindeki karşılığı ise $6,67 \cdot 10^{-11}$ m³/kg.sn² dir.

Newton'un birinci yasası iki kütlelerin karşılıklı etkilerini düzenlemektedir. Eğer bu kütlelerden biri sonsuz küçük ise diğer bir deyişle nokta kütle ise o zaman Newton'un ikinci yasası gündeme gelir. Bunun için (1) bağıntısındaki gerekli düzeltmeler yapırsa,

$$F= m_1 \left(\frac{Gm_2}{r^2} \right) = m_1 g_1 \quad (2)$$

$$F=m_2\left(\frac{Gm_1}{r^2}\right)=m_2g_1 \quad (3)$$

elde edilir. (2) ve (3) bağıntıları incelendiğinde kuvvetin, ivme ile kütlenin çarpımından elde edildiği görülmektedir. Bu bağıntılarda g_1 ve g_2 ivmedir. (2) bağıntısında, eğer m_1 kütlesi hareket etmek için serbest ise m_1 kütlesi artan bir hızla veya g_2 ivmesi ile m_2 kütlesine doğru hareket edecektir.

(1) ve (2) bağıntılarından yararlanarak g_1 ,

$$g_1 = G \frac{m_1}{r^2} \quad (4)$$

yardımıyla bulunur. Eğer (4) bağıntısında m_1 ; arzın kütlesi M ve arzın yarı çapı R ise, bağıntı,

$$g = G \frac{M}{R^2} \quad (5)$$

şeklini alır.

Eğer yerkürenin şekli küre olsaydı ve dönmeseydi (5) bağıntısı yardımıyla yerkürenin herhangi bir noktasındaki gravite (yerçekimi) ivmesi kolaylıkla bulunabilirdi.

1.2.2. Gravite İvmesi

Newton'un ikinci kanununa göre F (Çekim kuvveti) meydana getirdiği hareketin ivmesi ile kütesinin çarpımına eşittir.

$$F= m.a \quad (6)$$

$$a = G \frac{m}{r^2} \quad (7)$$

Formül (1)'e bakılırsa m_1 'e göre m_2 'nin kazanacağı ivme g F 'yi m_2 'ye bölerek bulunabilir.

$$a = \frac{F}{m_2} \quad (8)$$

şeklinde yazılabilir ve buradan;

$$g = -G \frac{m_1}{r^2} \quad (9)$$

bulunur.

Eğer m_1 kütlesi M_y (yerin kütlesi) ve r 'yi de R_y (yerin yarıçapı) olarak alınırsa m_2 'nin yeryüzündeki ivmesi;

$$g = -G \frac{M_y}{R_y^2} \cdot \hat{r} \quad (10)$$

olarak bulunur. Burada \hat{r} yerin yarıçapı doğrultusunda dışarı doğru olan birim vektördür ve birim vektör

$$\hat{r} = \frac{\vec{r}}{|\vec{r}|} \quad (11)$$

ile gösterilir.

1.2.3. Yerkürenin Gravite Değişimleri

Eğer yerkürenin şekli Bölüm 1.1.1'de değinildiği gibi bir küre olsaydı herhangi bir noktadaki yerçekimi ivmesi (5) bağıntısı ile kolaylıkla hesaplanabilirdi. Ancak yerkürenin şeklinin kutuplarda basık ve ekvatorunda şişkin bir elipsoid olması ve dönme hareketi yapması nedeniyle mutlak gravite değeri yerküre üzerindeki ekvatordan kutuplara doğru bir değişim gösterir. Bu değişimi simgeleyebilmek için bir modele gereksinim vardır.

Sözkonusu yaklaşım içeriğinde yerkürenin şeklini simgeleyen iki model geliştirilmiştir. Bu modeller sferoid (dönme elipsoidi) ve geoiddir.

Sferoid (dönme elipsoidi): Referans elipsoidi olarakta isimlendirilen bu şekil, bir elipsin küçük eksenini boyunca kesilip ve bu eksen boyunca 360^0 döndürülmesi ile elde edilen matematiksel bir modeldir.

Öngörülen bu modelden yararlanarak gravitenin ekvatorundan kutuplara doğru değişimini etkileyen parametreler,

$$\alpha = \frac{R_e - R_k}{R_k} \quad (12)$$

$$a = \omega^2 d \quad (13)$$

bağıntıları yardımıyla tanımlanır.

Bu bağıntılarda;

α = basıklık katsayısı R_e = ekvatordaki yarıçap

R_k = kutuplardaki yarı çap a = merkezkaç kuvveti

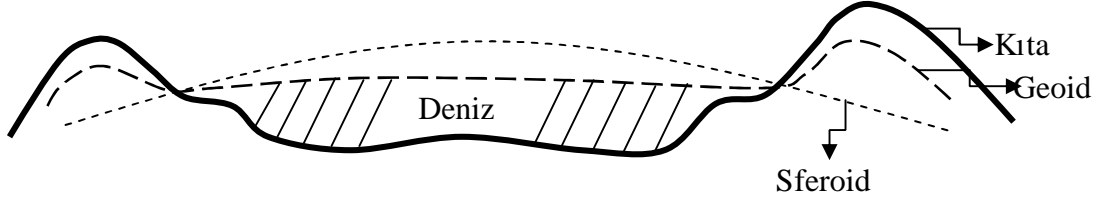
d = dönen cismin dönme eksenine olan uzaklığı ω = açısal hız olarak tanımlanır.

Geoid (Gerçek gravite alanının eşpotansiyel yüzeyi): Matematiksel olarak tanımlanmış ideal bir şekle sahip referans elipsoidi eğer yeryüzünde yükseltiler ve yanal değişimleri olmasaydı yerküre için ideal bir model oluşturacaktı. Ancak ortalama kıtasal yükseltilerin 500 m ve karaların en yüksek kesimleri ile denizlerin en derin kısımları arasındaki yükseklik farkının ± 9000 m yi bulması, eşpotansiyel bir yüzey oluşturan deniz seviyesinin sferoid ile çakışmasını engeller. Bu nedenle referans olarak sferoid alınarak yapılan yükseklik ölçümleri yanılgıya neden olacaktır.

Bu nedenle yükseklik ölçümü yapan jeodeziciler bu yanılgının önüne geçebilmek için yeni bir yüzey tanımlamışlardır. Geoid olarak tanımlanan bu yüzey ortalama deniz seviyesinden geçmektedir. Sferoid, okyanuslarda geoidin üstünden, kıtalarda ise geoidin altından geçmektedir.

Geoid ve sferoid arasındaki bölgesel ve yerel ilişkiyi simgeleyen görünüm Şekil 1'de verilmektedir.

Geoid ve sferoid arasındaki sapma miktarı en fazla 50 m dir. Aralarındaki yükseklik farkı ve normalleri arasındaki açı (çekül sapma açısı) bilinirse bu yüzeylerden biri diğerinden hesaplanabilir [8].



Şekil 1. Geoid ve Sferoid yüzeyleri arasındaki ilişki

1.3. Gravite Potansiyeli

Gravite alanı konzervatiftir. Yani gravitasyon alanındaki bir kütlelerin hareketiyle yapılan iş kütlelerin izlediği yola değil sadece hareketin başlangıçında ve sonunda bulunduğu noktalara bağlıdır. Gerçekten eğer kütle başlangıç noktasına geri getirilirse izlenen yol ne olursa olsun harcanan toplam enerji sıfırdır. Yani diğer bir deyişle konzervatif kapalı bir sistemde kinetik ve potansiyel enerjinin toplamı sıfırdır.

$$U(\text{Potansiyel enerji}) + V(\text{Kinetik enerji}) = \text{sabit} \quad (14)$$

Gravite kuvveti iki kütlelerin merkezlerini birleştiren çizgi doğrultusunda etkileyen bir vektördür. Konzervatif bir alan oluşturan kuvvet skaler bir potansiyel fonksiyonundan türetilir.

Bir alan içerisinde diyelim ki A noktasına F kuvveti uygulandığında A'nın A' noktasına gelmesi sonucunda yapılan iş;

$$W = F \cdot s \quad (15)$$

O halde (1) denkleminde hareketle gravite potansiyeli U ile gösterip kütlelerden birini birim kütle olarak alırsak en basit bir tarifle;

$$U_p = G \frac{m}{r^2} \cdot r \quad (16)$$

buradan;

$$U_p = G \frac{m}{r} \quad (17)$$

Formül (10)'a bakarsak;

$$g(p) = -G \frac{m}{r^2} \cdot \hat{r} \quad (18)$$

burada \hat{r} birim vektördür.

$$\hat{r} = \frac{1}{r} \left((x - x') \cdot \vec{i} + (y - y') \cdot \vec{j} + (z - z') \cdot \vec{k} \right) \quad (19)$$

olarak tanımlanır.

Burada gravite ivmesi konzervatif bir alan olarak tanımlayıp skaler potansiyelin gradienti olarak ifade edilebilir.

$$g(p) = \nabla U(p) = \text{gradient } U(p) \quad (20)$$

$$U(p) = G \frac{m}{r} \quad (21)$$

Burada U Newton potansiyeli veya gravite potansiyeli olarak adlandırılır. Eğer kuvvet vektörümüzü F' 'yi birkez daha tanımlayacak olursak;

$$\vec{F} = \text{grad}(U) \quad (22)$$

şeklinde yazabiliriz. Yani kuvvet vektörü skaler fonksiyon U'nun gradient vektörüdür.

$$\vec{g} = -\text{grad}(U) = \nabla(U) = -\left(\frac{\partial U}{\partial x}\vec{i} + \frac{\partial U}{\partial y}\vec{j} + \frac{\partial U}{\partial z}\vec{k}\right) \quad (23)$$

$$U = G \iiint_{x,y,z} \frac{dm}{\left[(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2\right]^{1/2}} \quad (24)$$

$$\begin{aligned} g_x &= -\frac{\partial U}{\partial x} = G \iiint \frac{(x-x') dm}{r^3} \\ g_y &= -\frac{\partial U}{\partial y} = G \iiint \frac{(y-y') dm}{r^3} \\ g_z &= -\frac{\partial U}{\partial z} = G \iiint \frac{(z-z') dm}{r^3} \end{aligned} \quad (25)$$

bulunur.

$$\vec{g} = g_x \vec{i} + g_y \vec{j} + g_z \vec{k} \quad (26)$$

olarak da gösterilebilir. n sayıda noktada bulunan m_1, m_2, \dots, m_n kütlelerinin p noktasında oluşturdukları U_p potansiyeli;

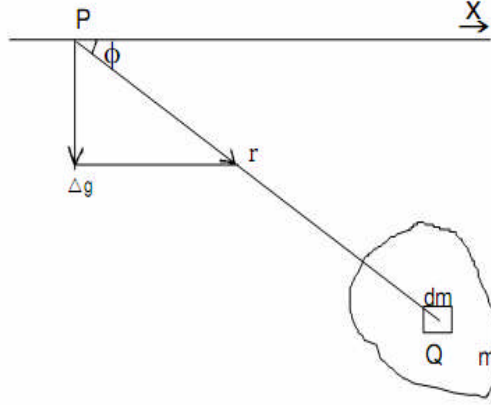
$$U_p = G \left(\frac{m_1}{r_1} + \frac{m_2}{r_2} + \dots + \frac{m_n}{r_n} \right) \quad (27)$$

diğer bir ifade ile;

$$U_p = G \sum_{s=1}^n \frac{m_s}{r_s} \quad (28)$$

gösterilebilir.

Hacmi V, kütlesi M olan bir cisim için bir P noktasındaki potansiyeli (Şekil 2);



Şekil 2. m kütesinin P noktasındaki potansiyeli

$$U = G \iiint \frac{dm}{r} \quad (29)$$

ile verilir ve dm ;

$$dm = \rho \cdot dv \quad (30)$$

Burada $dm =$ birim kütle $\rho =$ sabit kabul edilen yoğunluk $dv =$ birim hacimdir. Eğer bir V hacmi içinde nokta kütenin kesiksiz bir dağılımı molduğu düşünülürse;

$$U = \frac{1}{r} \quad (31)$$

formülü ile verilen bir potansiyel, kütenin bulunmadığı yerlerde Laplace denklemi gerçekler.

$$\nabla^2 U = \nabla^2 \left(\frac{1}{r} \right) = 0 \quad (32)$$

$$\nabla^2 \equiv \frac{\partial}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial y^2} + \frac{\partial}{\partial z^2} \quad (33)$$

olur ve kütenin bulunduğu yeri içine alan bir bölge için poisson denklemi geçerlidir.

$$\nabla^2 U = 4\pi G \sum m \quad (34)$$

1.4. Gravitenin Yeryüzündeki Değişimiyle İlgili Düzeltmeler

Bir gravite prospeksiyon çalışmasında alınan gravite ölçüleri, değeri önceden bilinen veya itibari bir değer verilen, baz noktası ile diğer ölçü noktaları arasındaki gravite farkını verir. Bulunan bu gravite farkları içerisinde aranan yeraltı cismi veya jeolojisi ile ilgili olmayan bir takım etkiler de bulunmaktadır [8]. Gravite değerleri yer şekline, dönmesine ve bunlara bağlı olarak da enlemin işlevi olarak değişim göstermektedir. Ayrıca Newton'un çekim yasasından da çekim kuvvetinin, çekimin arandığı noktaya olan uzaklığının, karesi ile ters orantılı olarak değiştiği bilinmektedir. Bu şartlarda ölçüm yapılan noktanın konumuna (deniz seviyesi, deniz seviyesinin altı ve üstü) bağlı olarak ölçülen gravite değeri değişecektir. Daha çok yeryüzünün biçimi ile ilgili olan bu etkilerin hesap edilip, ölçü değerlerine eklenmesi veya çıkartılması gerekir.

Genelde yavaş ve düzgün değişim gösteren gravite verileri üzerindeki bu etkilerin giderilmesi sağlıklı değerlendirmenin temelini oluşturmakta ve yanlış yorumlamayı engellemektedir.

Yukarıda sunulan bu etkilerin giderilmesi için ölçülmüş gravite verileri üzerinde bazı düzeltmelerin yapılması zorunludur.

Gravite ölçülerine yapılan düzeltmeler;

- Enlem düzeltmesi,
- Yükseklik (kot) düzeltmesi,
 - a. Serbest hava düzeltmesi,
 - b. Bouguer düzeltmesi,
- Topoğrafya düzeltmesi,
- Gel-git düzeltmesi,
- İzostasi düzeltmesi, şeklinde sıralanabilir.

1.4.1. Enlem Düzeltmesi

Yerkürenin kutuplarda basık ve ekvatorda şişkin bir elipsoid şeklinde olması ve dönme hareketi yapması sonucu gravite ekvatordan kutuplara doğru değişim gösterir. g 'nin

değeri, ekvatorдан kutuplara gidildikçe büyür. Buna bağlı olarak yeryüzünde herhangi bir noktadaki gravite, enlemin (φ) fonksiyonu olarak hesaplanabilir. Yani, yer altı homojen olsa dahi, ekvatorдан kutuplara doğru gidildikçe ölçülen gravite değerinde bir artma olacaktır. O halde, Bouguer anomalisi elde edilirken, enlemden gelen ve

$$g_0(\varphi) = 978.0318(1+0.0053024 \sin^2\varphi+0.0000059 \sin^2 2\varphi) \quad (35)$$

1967 jeodetik referans sistemine göre ile ifade edilen bu etki düzeltilmelidir.

Burada φ , ölçü noktasının enlemi olup birimi derecedir. Bu $g_0(\varphi)$ değeri herhangi bir ölçü noktası için (35) ile verilen düzeltme değeri; kuzey yarım kürede baz noktasının kuzeyinde bulunan noktalar için negatif, güneydeki noktalar için pozitifdir. Güney yarım kürede ekvatora yaklaştıkça ölçülen gravite değerinin azalmasından dolayı, baz noktasının kuzeyindeki ölçü noktaları için enlem düzeltmesinin işareti artı, güneyindeki noktalar içinse eksidir.

Petrol veya maden gibi küçük ölçekli çalışmalarda (35) bağıntısı yerine;

$$E.D.= 0.8122 \sin 2\varphi \text{ [mGal/km]} \quad (36)$$

bağıntısı kullanılabilir. Buradaki φ , çalışma sahasının ortasından geçen enlemdir. 1^0 lik yay içerisinde enlem değiştirildiğinden dolayı meydana gelen gravite değişikliği düzgün kabul edilmektedir.

1.4.2. Yükseklik Düzeltmesi

Bir gravite çalışmasında ölçü noktalarının değişik yükseklikte olmalarından dolayı ölçüler arasında yalnız yükseklikle ilgili bir ayırım olur. Bunun için alınan gravite ölçülerinin “datum” adı verilen düzeye indirgenmesi gerekir. Böylece ölçüler eş yükseklikte alınmış gibi olur ve her ölçü değerine, ölçü noktasının datumdan olan yükseklik farkı ile orantılı bir düzeltme yapılır. Buna yükseklik düzeltmesi denir.

Yükseklik düzeltmesi iki kısımda incelenir;

- Serbest hava düzeltmesi
- Bouguer düzeltmesi

1.4.2.1. Serbest Hava Düzeltmesi

Kutuplardan ekvatora gidildikçe gravite değerindeki azalmaya benzer şekilde deniz seviyesinden yukarıya doğru çıkıldıkça da uzaklığa bağlı olarak gravite değerinde bir azalma olur. Serbest hava etkisi olarak isimlendirilen bu etkinin giderilmesinde ölçü noktası ile deniz yüzeyi arasında kütle bulunmadığı varsayılır [16]. Keza, deniz seviyesi ile ölçü noktası arasındaki kütle bir etkisi olacaktır.

Gravite prospeksiyonda ölçü noktaları aynı seviyede olmayacağı için ölçüm noktaları aynı seviyeye indirgemek gerekir. Denizden h kadar yüksekte bulunan bir noktadaki g'nin deniz seviyesindeki değerinden olan farkı bulunabilir. Ölçü noktasının indirgeme seviyesinden olan yüksekliği h metre ise serbest hava düzeltmesi;

$$g_h = 0.3086 h \text{ [mgal]} \quad (37)$$

şeklinde olur. Bu, ölçü değerine eklenir. Böylece gravite değeri belirli bir seviyeye indirgenmiş olur.

1.4.2.2. Bouguer Düzeltmesi

Serbest hava düzeltmesi, indirgeme düzeyi ile ölçü noktası arasında kütle bulunmadığı varsayımı temel alınarak yapılmıştır.

Ancak burada bu iki düzey arasında yer alan ρ yoğunluklu kütle göz önüne alınarak ve bu kütleden kaynaklanan etki giderilmelidir. Kütleden kaynaklanan bu düzeltme Bouguer plakası (sonsuz yarıçaplı h kalınlığındaki silindir) düzeltmesi olarak adlandırılır.

Bouguer etkisi;

$$g_B = 2 \pi g \rho h = 0.04191 \rho h \text{ [mgal]} \quad (38)$$

bağıntısıyla bulunur. Metre başına

$$g_B = 0.04191 \rho \text{ [mgal/h]} \quad (39)$$

şeklinde tanımlanır. Yani, indirgeme düzleminden itibaren 1 metre yukarıya çıkıldığında gravite değerinde 0.04191ρ mGal'lik değişim olacaktır [8]. Bouguer etkisi için ölçü noktasının altındaki kütleyi, sonsuz düz tabaka olarak düşünülmüştür, aslında yerin eğriliğide göz önüne alınarak sferik Bouguer tabakasının etkisinin hesaplanması gerekir. [Cavsak] Fakat prospeksiyon çalışmalarında eğriliği hesaba katmaya gerek yoktur. Burada ρ topoğrafya gerçek yoğunluğudur.

Sonuç olarak yükseklik düzeltmesi;

$$g_Y = g_H + g_B = (0.3086 - 0.04191 \rho) h \quad [\text{mgal}] \quad (40)$$

bağıntısıyla hesaplanır.

1.4.3. Topoğrafya Düzeltmesi

Topoğrafik düzeltme, Bouguer düzeltmesinin bir devamıdır. Daha önceki bölümde değinildiği gibi Bouguer plakası düzeltmesi ölçü noktası ile indirgeme düzeyi arasında ρ yoğunluklu yarıçapı sonsuz olan h kalınlığındaki kütlenin etkisidir

Eğer ölçü noktası civarındaki saha yeteri kadar düz ve engebesiz ise topoğrafik düzeltmeye gerek yoktur. Ancak topoğrafya yeteri kadar düz değilse, ölçülen gravite değeri için ayrıca topoğrafya düzeltmesi yapmak gerekir.

Bu düzeltmede;

$$\Delta g = 2 \pi G \rho \left[\sqrt{h^2 + a_1^2} - \sqrt{h^2 + a_2^2} + a_1 - a_2 \right] \quad (41)$$

bağıntısıyla hesaplanır. Burada; kalın ve sonlu yarıçapları a_1 ve a_2 olan iç içe ve eksenleri ortak iki silindir arasındaki halkanın etkisi hesaplanır. Bir dilimin yüksekliği ile P noktasının yüksekliği arasındaki fark (h)' nin işareti ne olursa olsun, topoğrafya düzeltmesinin işareti daima pozitifdir. Burada bilindiği üzere ρ topoğrafya yoğunluğudur.

Son yıllarda ise topografik düzeltme bilgisayarlar yardımıyla yapılmaktadır. Topoğrafik haritadaki yükseklikler diskete kayıt edilmekte ve bilgisayarda ortalama

yükseklikler elde edilmektedir. Yalnız noktaya yakın küçük yarıçaplı zonlarda ani yükseklik değişimlerinden dolayı güçlükler ortaya çıkmaktadır[8].

1.4.4. Gel – Git (med - cezir) Düzeltmesi

Yeryüzünün dışında bulunan bir kütle (ay ve güneş gibi) yeryüzeyinde bulunan bir P noktasına uyguladığı çekim kuvveti ivmesi ile yerin P noktasına yerin merkezine doğru uyguladığı çekim kuvveti ivmesi arasındaki fark ve yeryüzü-ay (veya güneş) sisteminin P noktasındaki merkezci kuvvetin toplamı, P noktasındaki gel-git etkisini meydana getirir[8].

Bu etkinin ortadan kaldırılmasına gel-git düzeltmesi denir. Ay ve güneşin yeryüzündeki herhangi bir P noktasındaki etkisinin düşey bileşeni;

$$\Delta g_{A,G} = \frac{3}{2} G m_{A,G} \frac{r}{E_{A,G}^3} \left(\cos 2\varphi + \frac{1}{3} \right) \quad (42)$$

olur [5].

Burada,

G: Evrensel çekim sabiti

m: Ay veya Güneş'in kütlesi

r: Yerin P noktasındaki yarı çapı

E: Ay veya Güneş'in yeryüzüne uzaklığı olmak üzere parantez dışı sabittir.

φ :Ay'm veya Güneş'in, gravite ölçüsü alındığı andaki, yeryüzüne göre uzaydaki yeri, yani zenit açısıdır.

1.4.5. İzostasi Düzeltmesi

Yüksek dağ ve kütlelerin meydana getirdiği çekim kuvvetinin beklenenden daha az olması, izostasi etkisinin varlığını ortaya çıkarmıştır. Başlıca üç izostasi teorisi vardır.

- Pratt-Hayfod (denge) teorisi
- Airy-Heiskanen (lokal yüzme) teorisi
- Vening Meinesz (rejyonel yüzme) teorisi

İzostasi düzeltmesi jeofizik prospeksiyonda gerekmez. Fakat jeodezik amaçlarla yapılan ölçmelerde, yerin şeklini tayin işlemlerinde ve dünya çapında hazırlanan gravite haritalarında izostasi düzeltmesi yapılmalıdır.

Ayrıca gel-git etkisi düzeltmesinin doğrudan doğruya uygulanmasına gerek yoktur. Bütün bunların sonunda, ölçülen gravite değerlerine bu düzeltmeler uygulanarak;

$$g = g_{ölç.} \pm \text{Enlem Düz.} + \text{Yükseklik Düz.} + \text{Topoğrafya Düz.} \quad (43)$$

şeklinde bulunur.

Bütün bu etkiler giderildikten sonra elde edilen Bouguer Anomali değerleri çeşitli yöntemlerle yorumlanarak bozucu kütle hakkında olabildiğince sağlıklı bilgiler elde edilir.

1.5. Gravitede Yoğunluk Hesaplamaları

Burada, yukarıda da değinildiği gibi Bouguer ve topoğrafik düzeltmelerin yapılabilmesi için çalışma alanının ortalama yoğunluğunun bilinmesi gerekir. Yoğunluğun normalden farklı atanması (fazla veya eksik) düzeltmelerde yanlış hesaplamalara ve bu da anomalilerin gerçek dışı bulunmasına neden olur.

Gravitedeki bu temel sorun anomaliye neden olan kayalar arasındaki yoğunluk farkının fazla (en çok 2 gr/cm^3) olmamasından kaynaklanır. Halbuki diğer jeofizik yöntemlerdeki fiziksel farklılıklar oldukça büyüktür.

Bu nedenlerle gravite yoğunluk saptaması çok önemlidir.

Yoğunluk saptamaları;

- Arazi verilerinden yararlanarak doğrudan saptama,
- Kayaç örneklerinin laboratuvarında ölçülmesi,

olmak üzere iki şekilde yapılır.

1.5.1. Laboratuvar Ölçümlerinden Yoğunluk Tayini

Bu sistem araziden toplanan örneklerin laboratuvarında ölçülmesi temeline dayanır. Bu ölçümü etkileyen parametreler; minarellerin tane boyları, porozite ve boşluklar içindeki sıvı miktarıdır. Ayrıca tektonik olaylar (kıvrımlar, kırıklar ve yüzey aşınmaları gibi) kayaç

yoğunluklarını oldukça etkileyen parametrelerdir. Diğer önemli bir zorlukta porozitesi büyük kayaların yoğunluklarının laboratuvarda saptanması güçlüğüdür.

Bu nedenler, gravite etüdlerinde yoğunluk saptanmasını arazi verilerinden elde etmeye yöneltir.

1.5.2. Arazi Ölçümlerinden Yoğunluk Tayini

Arazi ölçümlerinden yararlanarak ortalama yoğunluk iki şekilde saptanır. Bunlar;

- Nettleton yöntemi
- Pararnis yöntemi

1.5.2.1. Nettleton Yöntemi

Etüd alanının özellikle anomali ve ani yoğunluk değışimlerinin olmadığı yani tekdüze kesimlerinde bu yöntem uygulanarak ortalama yoğunluklar saptanır.

Bu yöntemde, etüd sahasında bir vadi veya tepe gözönüne alınır. Öngörülen bu vadi veya tepenin doğrultusuna dik yönde 15-30 m. aralıklarla bir profil boyunca gravite ölçümleri yapılır. Yapılan gravite ölçümleri bir baza göre hesaplanır. Aynı zamanda bu noktaların yükseklik farkları da baz noktasına göre bulunur.

Bir baza göre hesaplanmış bu verilere yükseklik düzeltmesi uygulanır.

$$g_{\varphi} = g_{ölç} + (0.3086 - 0.04191\rho)\Delta h \quad (44)$$

(44) bağıntısı çeşitli yoğunluk değerleri için her ölçü noktasına uygulanıp elde edilen sonuçlar bir grafik üzerine çizilir. Elde edilen grafikler arasında doğruya en yakın olan eğrinin yoğunluğu o bölge için ortalama yoğunluk olarak kabul edilir.

1.5.2.2. Pararnis Sabit Eğim Yöntemi

Bu yöntem ise çok engebeli bölgelerde ölçü noktalarının yükseklik ve gravite değışimlerinden yararlanarak yapılır.

Yapılan ölçüler üzerinde enlem düzeltmesi yapıldıktan sonra g değişimi yüksekliğin işlevi olarak çizilir. Bu noktalardan geçecek ortalama bir doğrunun eğiminden yararlanarak, yoğunluk tayin edilebilir (Şekil 3).

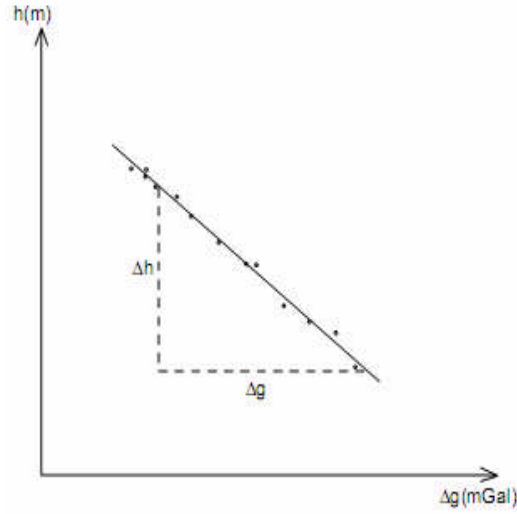
Bu işlem bağıntısal olarak,

$$\Delta g = (0.3086 - 0.04191 \rho) \Delta h \quad (45)$$

şeklinde verilir. (45)'in düzenlemesiyle de yoğunluk;

$$\rho = \frac{0.3086 - \Delta g / \Delta h}{0.04191} \quad (46)$$

bağıntısı yardımıyla bulunur.



Şekil 3. Ortalama yoğunluğun bir doğrunun eğiminden yararlanılarak bulunması

Bütün bunlar haricinde inversiyon tekniği kullanılarakta yoğunluk hesaplaması yapılabilir. İversiyon hesabı ile yoğunluk hesaplaması ilerki bölümde geniş ayrıntıları ile verilmiştir.

1.6. Gravite Ölçülerinin Değerlendirilmesi

Bu bölümde ise tüm etkilerden arındırılmış gravite verilerinin nasıl değerlendirileceği, bunların yoruma nasıl hazırlanacağına kadar olan basamaklar incelenecektir.

Gravite ölçülerinin değerlendirilmesinde öncelikle anomalilerin tanınması gerekir. Anomali tanımı yapıldıktan sonra anomalilerin ayırımına gidilir. Bu ayırım rejyonel rezidüel ayırımıdır. Bu ayırım çeşitli teknikler kullanılır. Bu çalışmada bu tekniklerin ayrıntısına girilmeyecektir. Anomali ayırımı yapıldıktan sonra modelleme çalışmaları yapılır. Son olarak ta ters çözüm (inversiyon) ve güç teknikleri uygulanarak yorum aşamasına geçilir.

Bu tez çalışmasında; tasarlanan iki boyutlu sentetik yeraltı modeli kullanılarak, düz ve ters çözüm teknikleri uygulanmıştır. Böylece bouguer anomalisi ve yeraltı kütlelerine ait yoğunluklar hesaplanmıştır. Daha sonra yeraltı modeline sismik hız sınırları eklenerek kütlelerin yoğunlukları derinliğin fonksiyonu olarak tekrar hesaplanmış ve sonuçları irdelenmiştir.

1.6.1. Modelleme Çalışmaları

Jeofizik problemlerinde genel amaç, yer içini ya da bir jeofizik belirtiyeye neden olan kaynağı modellemeye çalışmaktır. Bu yönü ile jeofizik algıladığı ya da incelediği sinyal aracılığı ile yeryüzüyle bir iletişim içindedir. Jeofizik modellemede problemin çözümü iki yönlüdür. Bunlardan birincisi “model tepkisi” olarak isimlendirilir.

Bu çözüm yönteminde, jeolojik bir modelin vereceği jeofizik belirti hesaplanmaya çalışılır. Bu yaklaşım düz (forward) problem çözümü olarak bilinir. İkincisi ise bunun tersi olan yaklaşımdır. Buna da ters (invers) problem çözümü denir. Burada jeofizik belirtiden yola çıkılarak jeolojik modelin parametreleri bulunmaya çalışılır.

Modelleme bir anlamda parametre saptama işlemidir. Parametreler, modeli belirleyen büyüklüklerdir. Örneğin, yeryüzünde ölçülen bir gravite belirtisine neden olan yeraltı cisimküresel bir cisimse, saptanması gereken değiştirgenler cismin geometrik ve fiziksel özelliklerini belirleyen büyüklükler olmalıdır.

Açıksağı, küreni derinliği, hacmi, çevre kayalardan olan yoğunluk farkı veya kütlesi bilinmelidir. Bu yolla yer altındaki cisim tam anlamıyla modellenmiş olunmaktadır. Parametrelerin saptanabilmesi için verinin tanımsal nitelikte olması gerekir. Yani veriler;

matematiksel bir bağıntıyla tanımlanabilen, deneylerle yinelenen, önkestirilebilen ve parametreleri saptanabilen verilerdir. Gerçekte tam anlamıyla tanımsal bir gözlemsel veri bulabilmek zordur; çünkü tüm gözlemsel veriler belirli ölçüler içinde, değişik kökenli rasgele bileşenleri içerirler.

Jeolojik bir taslaktan yola çıkarak jeofizik belirtiyeye ulaşma biçimindeki düz problem çözümünün ilk aşaması, jeolojik yapının modellenmesidir. Jeolojik bir yapıyı modellemek için genel olarak iki grup parametrenin belirlenmesi gerekir.

a- Geometrik parametreler.

b- Fiziksel parametreler.

Geometrik parametreler yapının biçimini tanımlayan büyüklüklerdir. Bilgisayar olanaklarının kısıtlı olduğu zamanlarda karmaşık jeolojik yapılar yerine küre, silindir, yarı sonsuz düzlem gibi basit geometrik yapılar modelleneniliyorken günümüzde bilgisayar imkanlarının gelişimi sayesinde çok karmaşık yapıları modelleyerek bunların jeofizik belirtilerini hesaplamak olanaklıdır.

Jeolojik yapıların modellenmesi 2-Boyutlu (2B) veya 3-Boyutlu (3B) olarak yapılabilir. Yapılan işlem, seçilen bir koordinat sistemine göre yapının geometrik sınırlarına ilişkin koordinatları saptamaktır. Çoğu zaman hesaplama zamanından kazanmak için geometri olabildiğince az nokta ile tanımlanmaya çalışılır. Bu durumda çoğu zaman cismi belirleyen sınırların noktalar arasında doğrusal olduğu varsayımı yapılmaktadır.

Cismin geometrisi basitleştikçe, bunu tanımlayacak parametrelerin sayısı da o ölçüde azalır. Örneğin, küre veya silindir biçimli bir cismin modellenmesi için merkezin koordinatlarını ve kütleyi belirlemek yeterlidir. Ancak, katmanlı, faylı, kıvrımlı ve tekdüze olmayan bir jeolojik yapının belirlenmesinde her süreksizlik sınırı ayrı ayrı belirlenir. Pek çok noktanın koordinatları saptanır.

Jeofizik belirtiyeyi etkileyen yalnızca cismin geometrisi değildir. Ortamın fiziksel özelliklerinin de bilinmesi gerekir. Örneğin, küre biçimli bir cisim ele alınırsa, jeolojik modellemeyi tanımlayabilmek için gerekli jeofiziksel büyüklük yoğunluktur.

Cismin geometrisi karışıkça ve özellikle ortam tekdüzelikten ayrıldıkça saptanması gereken fiziksel değişirgenlerin çeşidi değişirse bile sayısı artar. Örneğin, gravite yönteminde fiziksel büyüklük tektir (yoğunluk) ve yapı içinde katman ve süreksizlik sayısı arttıkça belirlenmesi gereken yoğunluk sayısı artmaktadır [8].

Gravite anomalilerinin değerlendirilmesinde, anomaliyi yaratan yeraltı yapısının geometrik şeklinin aranması modelleme çalışmalarının temelini oluşturur. Oluşturulacak

geometrik modelin, yaratacağı anomali hesaplanarak elde edilen verilerin, araziden ölçülmüş gravite verileri ile karşılaştırılarak, önkestirilen modelin yapıyı ne oranda yansıtabildiği araştırılır.

Yukarıda da belirtildiği gibi bu çalışmalar, önce kuramsal bağıntısı bilinen küre, silindir, basamak yapı, çokgen v.b. gibi yapılar kullanılarak oluşturulmuştur. Ancak bu ideal yapılara yeraltında hiçbir zaman rastlanmaz. Bu nedenle kuramsal bağıntısı bilinmeyen anomalilerin modellenenebilmesi Talwani (1959) tarafından geliştirilen modelleme yöntemiyle aşılmıştır. 1959 yılında yayınlanan makalede, Talwani, warzel ve Landsman n-kenarlı bir çokgenin oluşturduğu gravitasyonel çekimi hesaplamak için bir yöntem sunmuşlardır. Talwani, warzel ve Landsman'ın algoritmasında genellikle iki boyutlu (2B) gravite modelleme için bir bilgisayar programı kullanmışlardır. Hemen hemen tüm iki boyutlu gelişigüzel şekilli cismi çokgene yaklaştırabilmektedir. Won ve Bevis (1989)'de bir çokgenin oluşturduğu gravitasyonel ivme hesabı için değişik bir algoritma geliştirmiştir.

Talwani ve diğ. tarafından daha sonralarıda değişik düzende tanımlamalar sunulmuştur. Söz gelişi, Grand ve West (1965)'in önerileri, trigonometrik fonksiyonlar için referans sayısını azaltmak yönünde olmuştur [10].

Böylece hesapların doğruluğunda önemli bir artış elde edilmiştir. Her bir algoritmanın tanımlamaları Fortran dilinde program parçaları şeklinde verilmiştir. Gravite ölçümleri tünellerde, sondaj kuyularında veya denizaltı yapıldığında çokgenin içerisinde daha doğru sonuçlar elde edilir.

Bir çokgenin oluşturduğu gravite anomalisi için, önce Hubbert (1948)'de, 2B bir cismin oluşturduğu gravitasyonel çekimin, cismin etrafında bir çizgi integrali gibi ifade edileceğini söylemiştir. Talwani ve diğ. gravite anomalisini koordinat sisteminin orjininde hesaplamaktadır ve gravite anomalisini düşey ve yatay bileşen olmak üzere iki bileşen halinde tanımlamışlardır. Talwani ve diğ. çokgenin i. kenarı boyunca çizgi integralleri için trigonometrik fonksiyonlara uygun referanslar yapmakla tanımlamalar türetmişlerdir. Grand ve West [10] düşey yöndeki i. kenar boyunca olan çizgi integrali için koordinatların köşesinde oldukça fazla referanslar yapmakla ve açılal büyüklüklerde de daha az referans tanımlama ile formülüzasyonu gerçekleştirmişlerdir. Böylece hesaplarda gereken trigonometrik ifadelerin sayısında azalma olmuştur. Won ve Bevis, Grand ve West'in yaklaşımını izleyerek ve düşey yöndeki çizgi integrali kadar iyi bir şekilde yatay yöndeki çizgi integrali içinde bir formülüzasyon geliştirmiştir.

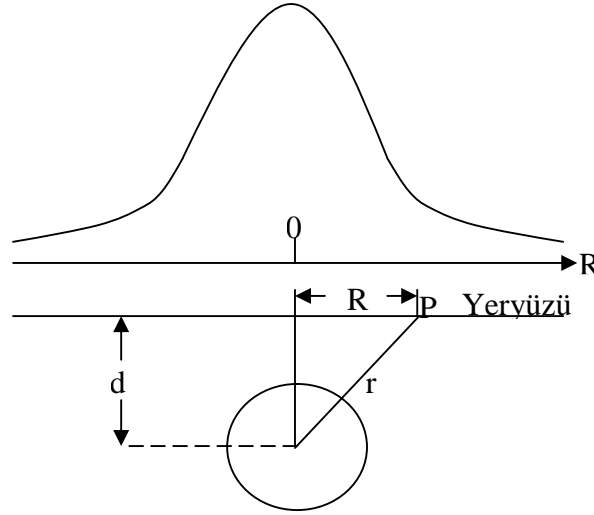
Bu tez çalışmasında kullanılan bilgisayar programları ise son zamanlarda kullanılanlardan en iyi olanlarıdır. Bu tez çalışmasında kullanılan bilgisayar programları, (2B) çokgenin aşırı derecede geniş boyutlarda olması halinde oldukça kesin sonuçlar verecek şekildeki duyarlılıkla yazılmıştır. Çokgen bir bölgeyi kapsayacak kadar uzun ve her biçimde olabilir. Çokgenin kenarları karşı karşıya olamayabilir. Yani bu program şekli ne olursa olsun iki boyutlu (üçgen alanlar kullanılarak) tüm cisimlerin her türlü pozisyonları halinde oldukça kesin sonuçlar verecek şekildeki duyarlılıkla yazılmıştır [9].

1.6.1.1. Nokta Kütle veya Küre

Yeraltında bulunan küre şekilli bir kütlenin (Şekil 4), yeryüzünde bir "P" noktasında oluşturduğu anomali

$$\Delta g = -G \frac{m(z-d)}{[x^2 + y^2 + (z-d)^2]^{3/2}} \quad (47)$$

bağıntısıyla verilir.



Şekil 4. Kütlesi m olan bir kürenin bir P noktasında yaratacağı anomali.

P noktasının yeryüzü düzleminde Z=0 olması durumunda ise (47) bağıntısı,

$$\Delta g = \frac{G m d}{(r^2 + d^2)^{3/2}} \quad (48)$$

$r^2 = (x^2 + y^2)$ şeklini alır. (48) bağıntısı ile verilen çekimin z yönünde 2 kez türevi alınırsa,

$$\frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = \frac{3Gmd(2d^2 - 3r^2)}{(r^2 + d^2)^{7/2}} \quad (49)$$

elde edilir.

$$\frac{g_{\max}}{2} = G \frac{m}{2d^2} \quad (50)$$

(49) ve (50) bağıntılarından yararlanarak küre şekilli bir cismin derinliği;

$$\frac{Gm}{2d^2} = \frac{Gmd}{(R^2 + d^2)^{3/2}}$$

burada gerekli işlemler yapılırsa derinlik;

$$d = 1.305 R_{1/2} \quad (51)$$

kütle;

$$m = \frac{g_{\max} d^2}{G} \quad (52)$$

bu eşitliklerin elde edilişi ayrıntılı olarak da bulunabilir.

1.6.1.2. Yatay Sonsuz Uzun Tel veya Silindir

İki yönde sonsuza uzanan yatay bir silindir veya ince bir telin kesitinin kütlesi $m(\lambda)$ olsun. Böyle bir yapının $z=0$ düzleminde (Şekil 5) oluşturacağı anomali,

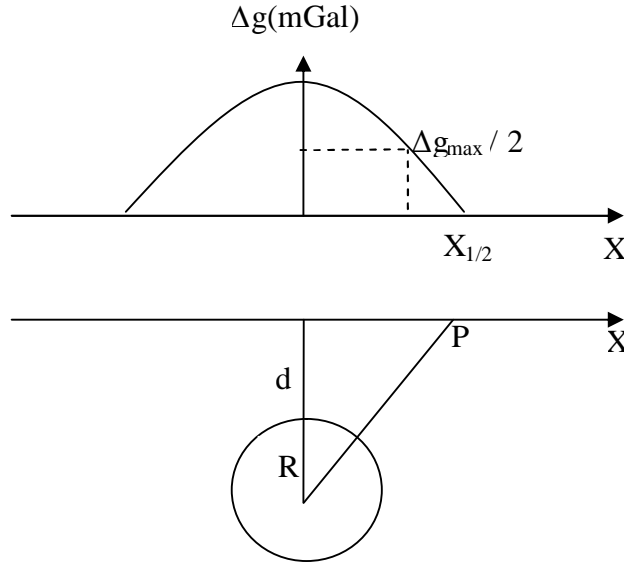
$$g = 2 G m \frac{d}{x^2 + d^2} \quad (53)$$

denklemleri ile tanımlanır.

Küre şekline benzer şekildeki yaklaşımlar burada da uygulanırsa derinlik ve kütle bağıntıları ;

$$d = X_{1/2} \quad (54)$$

$$m = \frac{g_{\max} d}{2G} \quad (55)$$



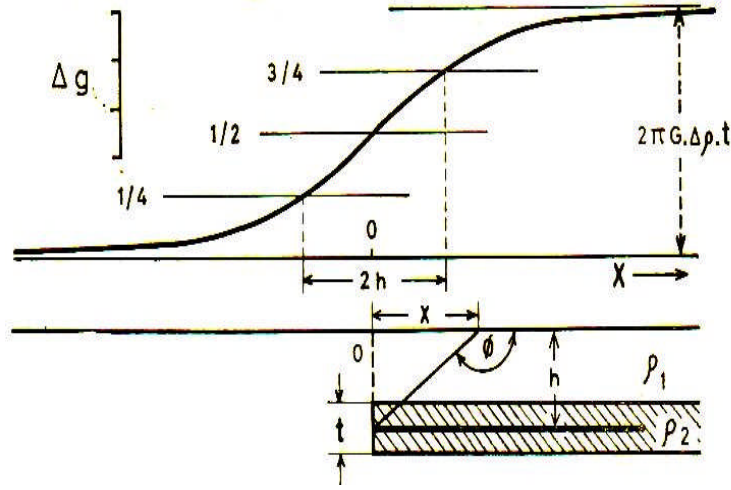
Şekil 5. Kütlesi m olan yatay uzun tel veya silindirin gravite anomalisi

1.6.1.3. Yatay Yarı Sonsuz Tabaka

Yeraltında, x yönünde 0 'dan ∞ 'a, y yönünde $-\infty$ uzanan bir plakanın yeryüzünde $p(x,y,0)$ noktasında yaratacağı gravite anomalisi (Şekil 6);

$$g = G \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\sigma h dx' dy'}{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + h^2]^{3/2}} \quad (56)$$

integralleriyle tanımlanır.



Şekil 6. Yatay yarı sonsuz tabakanın anomalisi.

Bu integralin çözümü;

$$g = 2 G \sigma [\pi/2 + \arctan(x/h)] \quad (57)$$

bağıntısını verir. Buradaki (57) bağıntısında parantez içi Şekil 6'daki ϕ açısına eşit olduğundan;

$$g = 2 G \sigma \phi \quad (58)$$

şeklini alır. Bu yapının x yönünde de ∞ 'a uzanması nedeniyle $\phi = \pi$ olacaktır. Burada σ yüzey yoğunluğudur.

Dolayısıyla (58) bağıntısı;

$$g = 2 \pi G \sigma \quad (59)$$

haline gelir. Yarı sonsuz bir düzlem yerine kalınlığı t olan bir tabaka alınır;

$$\sigma = \rho \cdot t \quad (60)$$

olur. (60) yaklaşımı (58) ve (59)'ye uygulanırsa;

$$g = 2 G \rho t \phi \quad (61)$$

$$g = 2 \pi G \rho t \quad (62)$$

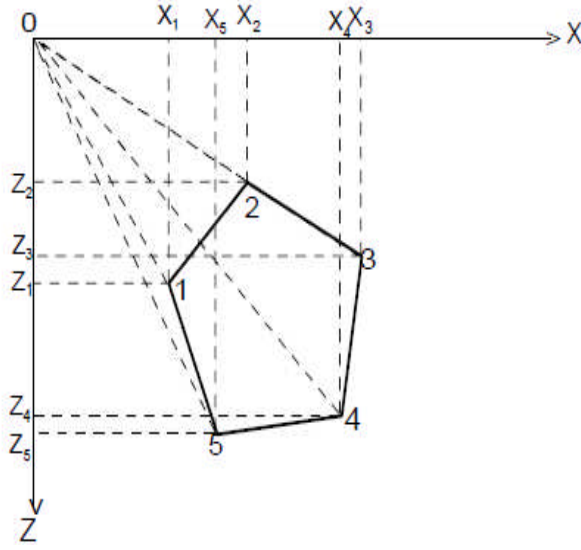
elde edilir.

(62) bağıntısı bilindiği gibi jeofizikte Bouguer Plakası düzeltmesi olarak bilinir. (Bkz. Bölüm 1.4.2.2.) (61) bağıntısı ise düşey bir fayın gravite bağıntısını verir.

1.6.2. Talwani Modellemesi

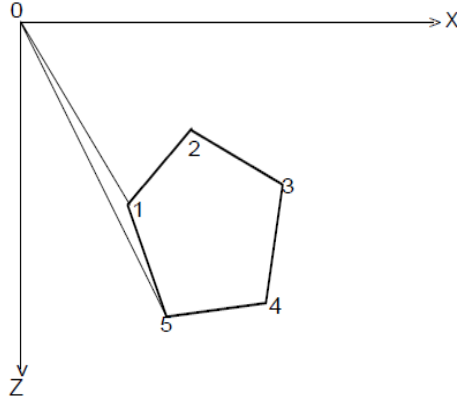
Gelişigüzel şekle sahip bir kütlelerin dışında bulunan bir noktadaki gravite değerini hesaplariken Talwani modellemesi esası oluşturur.

Burada önce çokgen şeklinde tanımlanmış Şekil 7'nin her köşe noktasına bir numara verilir. Hesaplamalar için pozitif (+) veya negatif (-) yön seçilir. Bu çalışmada pozitif (+) yön saat yönünün tersi olarak alınmıştır.



Şekil 7. Talwani modellemesinin bir çokgen üzerinde tanımlanması

Burada gösterim amacıyla 1–5–0 üçgeni ele alınacak olunursa (Şekil 8); 1–5–0 üçgenin içi (-) olur. Bu düşünceyle diğer üçgenler de aynı şekilde gösterilecek olursa; 5 – 4 – 0 üçgeninin içi (+), 4 – 3 – 0 üçgeninin içi (+), 3 – 2 – 0 üçgeninin içi (-), 2 – 1 – 0 üçgeninin içi (-) dolmuş olur.



Şekil 8. Çokgenin sadece iki köşesinin tanımlanması

Yukarıdaki şekle göre aynı üçgen içerisinde hem (+) hem de (-)'ler birbirini götürür ve hesaplanacak olan (1 2 3 4 5) beşgeni (+) ile dolu halde kalır.

Düşey kesiti poligon olarak tanımlanmış gelişigüzel bir kütlelin gravite anomalisinin hesabı ise aşağıdaki gibi yapılır. Bozucu kütlelin, profil altındaki düşey kesitinin sınırlarının poligon olarak gösterilişi Şekil 9'de görüldüğü gibidir.

elde edilir. bu ifade'de c sabittir. İntegralin çözümünde göz önüne alınmaz. Dolayısıyla,

$$I_y = -\ln(x^2 + z^2)$$

olur. I_y çözümü (63) denkleminde yerine konulursa,

$$U = -G\rho \int \int_F \ln(x^2 + z^2) dx dz$$

yazılabilir. Burada işlem kolaylığı için tekrar $r = (x^2 + z^2)^{1/2}$ alınabilir. Silindirik koordinatlara, $ds = dr dz = r d\varphi dr$ şeklinde bir düzenlemeyle geçilerek,

$$U = -G\rho \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \int_0^{r(\varphi)} \ln(r^2) r dr d\varphi \quad (64)$$

elde edilir. (64)'dan $I_r = \int \ln(r^2) r dr$ yazabiliriz. Bazı düzenlemeler yapılsa,

$$d(r^2) = 2r dr$$

$$r dr = \frac{1}{2} d(r^2)$$

ve buradan,

$$I_r = \frac{1}{2} \int \ln(r^2) d(r^2)$$

elde edilir. $r^2 = u$ dönüşümü yapılarak,

$$I_r = \frac{1}{2} \int \ln u du$$

$$I_r = \frac{1}{2} \int (u \ln u - u)$$

bulunur. Tekrar $u=r^2$ dönüşümü yapılarak,

$$I_r = \frac{1}{2} \int (r^2 \ln(r^2) - r^2)$$

$$I_r = r^2 \ln r - \frac{r^2}{2}$$

elde edilir. I_r , (64) ifadesinde yerine yazılırsa,

$$U = -G\rho \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} r^2(\varphi) \left[\ln r(\varphi) - \frac{1}{2} \right] d\varphi \quad (65)$$

olduğu görülür.

$$r(\varphi) = \frac{r_0}{\cos \varphi} \quad -\pi < \varphi < \pi \quad (66)$$

şeklinde bir tanımlamayla (65) denklemi yeniden düzenlenirse,

$$U = -G\rho r_0^2 \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \left[\frac{\ln(r_0 / \cos \varphi)}{\cos^2 \varphi} - \frac{1}{2 \cos^2 \varphi} \right] d\varphi$$

$$U = -G\rho r_0^2 \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \left[\frac{\ln r_0 - \ln(\cos \varphi)}{\cos^2 \varphi} - \frac{1}{2 \cos^2 \varphi} \right] d\varphi$$

$$U = -G\rho r_0^2 \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \left[\frac{\ln r_0 - (1/2)}{\cos^2 \varphi} - \frac{\ln \cos \varphi}{\cos^2 \varphi} \right] d\varphi$$

$$U = -G\rho r_0^2 \left[\int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \left(\ln r_0 - \frac{1}{2} \right) \frac{d\varphi}{\cos^2 \varphi} - \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \frac{\ln \cos \varphi}{\cos^2 \varphi} \right] d\varphi \quad (67)$$

olur. (67) eşitliğinde,

$$I_{\varphi} = \int \frac{d\varphi}{\cos^2 \varphi} = \tan \varphi$$

$$I_{\varphi} = \int \frac{\ln \cos \varphi}{\cos^2 \varphi} d\varphi$$

alınarak çözüm aranabilir. Burada I_{φ} ifadesi kısmi integrasyon yöntemiyle çözülürse;

$$u = \ln \cos \varphi$$

$$du = -\frac{\sin \varphi}{\cos \varphi} = -\tan \varphi d\varphi$$

$$dv = -\frac{d\varphi}{\cos^2 \varphi}$$

$$v = \tan \varphi$$

şeklinde tanımlamalar yapılarak,

$$I_{\varphi} = \tan \varphi \ln(\cos \varphi) + \int \tan^2 \varphi d\varphi$$

$$I_{\varphi} = \tan \varphi \ln(\cos \varphi) + \tan \varphi - \varphi$$

olur. Dolayısıyla,

$$U = -Gpr_0^2 \left[\left(\ln r_0 - \frac{1}{2} \right) \tan \varphi - \tan \varphi \ln(\cos \varphi) - \tan \varphi + \varphi \right]_{\varphi_1}^{\varphi_2} \quad (68)$$

olur. Bazı düzeltmeler yapılarak,

$$U = -Gpr_0^2 \left[\tan \varphi \left(\ln r_0 - \ln(\cos \varphi) - \frac{3}{2} \right) + \varphi \right]_{\varphi_1}^{\varphi_2}$$

$$U = -Gpr_0^2 \left[\tan \varphi \left(\ln \frac{r_0}{(\cos \varphi)} - \frac{3}{2} \right) + \varphi \right]_{\varphi_1}^{\varphi_2} \quad (69)$$

yazılabilir.

$$r = \frac{r_0}{(\cos \varphi)}$$

olduğundan, (69) bağıntısı yeniden düzenlenirse,

$$U = -G\rho r_0^2 \left[\tan \varphi \left(\frac{3}{2} - \ln r \right) - \varphi \right]_{\varphi_1}^{\varphi_2} \Big|_{r_1}^{r_2}$$

$$U = -G\rho r_0^2 \left[\frac{3}{2} (\tan \varphi_2 - \tan \varphi_1) + \ln r_1 \tan \varphi_1 - \ln r_2 \tan \varphi_2 + \varphi_1 - \varphi_2 \right] \quad (70)$$

elde edilmiş olur. (70) bağıntısı gravite potansiyeli bağıntısıdır. Eğer (70) bağıntısı poligon olarak tanımlanan bütün kütlelerin köşeleri için genelleştirilecek olursa,

$$U = -G\rho r_0^2 \left[\frac{3}{2} (\tan \varphi_{i+1} - \tan \varphi_i) + \ln r_i \tan \varphi_i - \ln r_{i+1} \tan \varphi_{i+1} + \varphi_i - \varphi_{i+1} \right] \quad (71)$$

gravite potansiyelinin düşey yöndeki türevi alınarak gravite anomalisi bulunur. (71)'ün düşey yöndeki türevi alınırsa gravite anomalisi “g” bulunur [3].

$$g = G\rho \left\{ 2z_0 \left\{ \tan \varphi \left(\frac{3}{2} - \ln r \right) - \varphi \right\} + \right. \\ \left. r_0^2 \left\{ \frac{1}{\tan \varphi} \frac{z_0^2 - z_i^2}{r_0^2} \left[\frac{1}{r_0^2} \left(\frac{3}{2} - \ln r \right) - \frac{1}{r^2} \right] - \tan \varphi \frac{z}{r^2} \right\} \right\} \Big|_{\varphi_i, r_i, z_i}^{\varphi_{i+1}, r_{i+1}, z_{i+1}} \quad (72)$$

1.6.3. Ters Çözüm (inversiyon) Tekniği

Veri işlem yöntemleri yardımıyla yapılan yorumlama çalışmaları potansiyel alan verilerinin yorumlanmasında oldukça yararlı sonuçlar vermektedir. Ancak sonsuz çözüme sahip bu tür potansiyel alan verilerinden daha sağlıklı parametre kestirimi için birden fazla değerlendirme teknikleri kullanılmalıdır. Bu nedenle kestirimler diğer tekniklerle desteklenmelidir. Bu tekniklerden biri de ters çözüm (inversiyon) tekniğidir.

Jeofiziksel invers problem, yakın yeraltı bölgelerindeki fiziksel varlıkların ölçümlerinden yerine kadar ki bilgileri saptamayı amaçlar. İvers problem eldeki jeofiziksel veriden daha çok bilgi istediği zaman, çözümü ya tek olmaz yada sonuç kesin olmaz. Bu tür problemlere Hadamard (1902) tarafından “ill-posed” adı verilmiştir. 1960’larda jeofizikte invers probleminin formülasyonu ile ilgili çalışmalar yapılmıştır. “Well-posed” adı verilen bu çalışmalar tek olmayan ve kararsız çözümleri indirgemeye yöneliktir. Bu iki yaklaşımdan ilki kaynak bilgi hakkında minimum bilgiyi savunurken, ikinci yaklaşımda kaynak hakkında eski bilgilerin kullanılmasını savunur.

Backus ve Gilbert (1967, 1968) kaynaklar hakkında istenilen bilgiyi azaltmayı amaçlamışlardır. Bu yolla tüm çözümlerdeki sadece benzer özellikler araştırılmıştır. Örneğin kütle fazlalığı Grand ve West (1965) tarafından araştırılmıştır [10]. Parker (1974, 1975) ideal yapılar teorisini geliştirmiştir. Bu teori kaynakların parametrelerinin fazlalığını saptamayı sağlar.

İkinci yaklaşım, tek ve kararlı bir çözümü garanti etmek için ilk (eski) yeterli bilgiyi kullanmayı savunur. Kararlılık metrik bir boşluğun katı (kompakt) altındaki duruma ait çözümü ile garanti edilir. Eski bilginin birleştirilerek kullanılması için iki metod vardır. İlki, selection (seçme) metodu (Tikhonov ve Arsenin, 1977) niceliksel bir doğallığın bütünleyicisi bilgisini içerir. İkincisi ise regularization (düzenleme) metodu (Tikhonov, 1963) niteliksel bir bilgiyi içerir.

Kararlı fonksiyonlar 1970 ve 1980’lerde yayınlanmıştır. Çözüm vektörünün Euclidean ağırlıklandırılmış formülü en çok kullanılanıdır. Gravitede bu fonksiyonun minimize edilmesi (Braile ve diğ., 1974) fiziksel özelliklerin uzaysal değişimlerinin düzeltilmesi (Last ve Kubik, 1983), anomali kaynaklarının maksimum yoğunluğu ve tek bir eksen boyunca anomali kaynaklarının konsantrasyonu (Guillen ve Menichetti, 1984) için eskibilginin birleşmesine izin verir [11], [4]. Barbosa ve Silva (1994) ise Tikhonov’un düzenleme metodunu kullanarak birkaç eksen kullanımına izin veren “Compact gravite inversiyon tekniği” adı altında bir yöntem geliştirmişlerdir [17].

Bütün bu araştırmacıların amacı en iyi yaklaşımı sağlamak olmuştur. Gözlenen ile kestirilen değerler arasındaki farkların karelerinin toplamını en küçük yapan “en küçük kareler yöntemi” (EKK) in versiyonun da temelini oluşturur. Yöntem doğrusal ve doğrusal olmayan çözümler olmak üzere ikiye ayrılır. Doğrusal olmayan ters çözüm yöntemlerinde çözüme yineleme ve optimizasyon yöntemleri ile ulaşılabilmektedir.

Gözlemsel değerler ile kuramsal değerler arasındaki farkın karelerinin parametrelere göre türevlerinin alınarak, türev denklemlerinin sıfıra eşitlenmesi yanılığın en küçükleştirme amacına yöneliktir.

Buraya bir açıklama getirilecek olursa; I_1, I_2, I_3 ölçü değerleri olsun.

$$\begin{aligned} l_1 &= a_1x + b_1y + c_1z \\ l_2 &= a_2x + b_2y + c_2z \\ &\vdots \\ l_n &= a_nx + b_ny + c_nz \end{aligned} \quad (73)$$

buradaki a_n, b_n, c_n katsayıları bulunduğunda bunlardaki küçük bir değişiklik ortalama hatayı değiştirir.

Burada ciddi bir çalışma yapıp hassas bir ölçü yapılmışsa bile yinede akıldan çıkarılmaması gereken bir konu vardır ki, küçükte olsa mutlaka bir hata yapılmış olması olasılığıdır. Bu hatalarında denkleme eklenmesi gerekir.

Yukarıda gösterilen (73) nolu ölçü denklemlerine hatalar yerleştirilecek olursa,

$$\begin{aligned} l_1 &= a_1x + b_1y + c_1z + \mathcal{G}_1 \\ l_2 &= a_2x + b_2y + c_2z + \mathcal{G}_2 \\ &\vdots \\ l_n &= a_nx + b_ny + c_nz + \mathcal{G}_n \end{aligned} \quad (74)$$

eşitlikleri yazılır. Anlaşıldığı üzere \mathcal{G}_n 'ler hata miktarlarıdır. Hata miktarları eşitliklerin sol taraflarına atılacak olunursa;

$$\begin{aligned} \mathcal{G}_1 &= l_1 - a_1x - b_1y - c_1z \\ \mathcal{G}_2 &= l_2 - a_2x - b_2y - c_2z \\ &\vdots \\ \mathcal{G}_n &= l_n - a_nx - b_ny - c_nz \end{aligned} \quad (75)$$

olur.

Burada amaç \mathcal{G}_n hatalarının toplamının sıfır olmasıdır.

$$\sum_{i=1}^n \mathcal{G}_i = 0 \quad (76)$$

Bunun içinde matematikte

$$\sum_{i=1}^n (\mathcal{G}_i^2) = \min \quad (77)$$

olur. (77) ifadesi genel halde yazılacak olunursa,

$$\sum_{i=1}^n (\mathcal{G}_i^2) = \sum (l_i - a_i x - b_i z - c_i y)^2 = \min \quad (78)$$

(77) ve (78) eşitliklerinin çözümü yapılmak istendiğinde bunların matris normuna göre düzenlenip toplamları yazıldığı taktirde,

$$\begin{aligned} [\mathcal{G}.\mathcal{G}] = & [aa]x^2 + 2[ab]xy + 2[ac]xz - 2[al]x + [bb]y^2 + 2[bc]yz - 2[bl]y \\ & + [cc]z^2 - 2[cl]z + [ll] = \min \end{aligned} \quad (79)$$

olur. (79)'i minimum yapmak için bilinmeyene göre kısmi türev alınıp sıfıra eşitlenecek olursa

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\mathcal{G}\mathcal{G})}{\partial x} &= 2[aa]x + 2[ab]y + 2[ac]z - 2[al] = 0 \\ \frac{\partial(\mathcal{G}\mathcal{G})}{\partial y} &= 2[ab]x + 2[bb]y + 2[bc]z - 2[bl] = 0 \\ \frac{\partial(\mathcal{G}\mathcal{G})}{\partial z} &= 2[ac]x + 2[bc]y + 2[cc]z - 2[cl] = 0 \end{aligned} \quad (80)$$

elde edilir. (80) eşitliği sıfır olduğundan 2 ler yok edilir. Bu durumda,

$$\begin{aligned}
[aa]x + [ab]y + [ac]z &= [al] \\
[ab]x + [bb]y + [bc]z &= [bl] \\
[ac]x + [bc]y + [cc]z &= [cl]
\end{aligned} \tag{81}$$

matrisi elde edilir. Bu matris çok çeşitli çözüm yöntemleriyle çözülebilir. Örneğin Gauss eliminasyon yöntemi ile bu denklem takımı çok rahat bir şekilde çözümlenebilir [15].

1.6.4. Ortalama Hata

Gözlemsel veriler az veya çok, bir saçılma gösterirler. Verilerin ortalama değer çevresinde saçılmalarını sayısal olarak göstermek için değişik tanımlamalar yapılmıştır. Bu amaçla, örneğin, gözlemsel değerlerin ortalama değerden olan farklarının ortalamasını hesaplamak düşünülebilir. Ancak, pozitif ve negatif farkların birbirini götürmesi nedeni ile saçılmanın çok büyük olmasına karşın küçük değerler elde edilebileceğinden, yanıltıcı sonuçlar alınabilir. Farkların ortalama değerine “fark ortalaması” adı verilir.

Saçılmayı daha iyi ortaya çıkarabilmek için farkların karelerinin toplamı oluşturulur. Gözlemsel verilerin herbirinin ortalama değerden olan farklarının karelerinin aritmetik ortalamasına istatistikte “değişinti” (varyans) adı verilir ve;

$$\sigma^2 = \sqrt{\frac{\sum_{i=0}^N (g_i)^2}{N}} \tag{82}$$

bağıntısı ile verilir.

Ortalama değer çevresindeki saçılmayı sayısal olarak göstermek için çoğu zaman değişinti yerine “ortalama hata” kullanılır. Ortalama hata değişintinin kareköküdür.

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\tilde{l}_i - l)^2}{N}} \tag{83}$$

(83) bağıntısı tek bilinmeyenli haldir. (82) ve (83) bağıntılarına göre değişinti veya ortalama hatayı hesaplamak için oldukça uzun aritmetik işlemlere gerek vardır. Sayısal

hesaplamaları kolaylaştırmak için, ortalama hatanın hesaplamasından (83) bağıntısı yerine çoğu zaman çok bilinmeyenli hal olan,

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (g_i^2)}{N - m}} \quad (84)$$

bağıntısı kullanılır. (84) bağıntısındaki N; hesap noktası sayısı, m; bilinmeyen sayısını gösterir [6].

İstatistik yöntemler dikkatli kullanılmadığında çok yanıltıcı sonuçlar alınmasına yol açabilir. Örneğin gözlemsel veriler içinde ortalama değerden çok farklı bir yada birkaç değer bulunması, ortalama değerle birlikte ortalama hatayı büyük ölçüde değiştirebilir. Bu durumda ölçüt olarak yine ortalama hata kullanılabilir. Örneğin, ortalama değerden olan farkı, ortalama hatanın iki veya üç katı veya daha büyük olan noktalar verilerden çıkarılıp işlem yenilenebilir. Bu durumda bu veriler, çeşitli nedenlerle yanlış saptanmış gibi kabul edilirler [9].

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

Yeraltının homojen olmaması ve değişik yoğunluklu formasyonların bulunması nedeniyle yer kürenin çekim ivmesi g 'de yoğunluk farklarının büyüklüğüyle doğru orantılı olarak değişimler meydana gelir. İşte bu değişimlerin yeryüzünde yerçekimine karşı çok hassas duyarlıklı özel aletlerle ölçülmesi ve bu ölçü değerlerinin değerlendirilerek yeraltı hakkında bilgi sahibi olmaya çalışılması gravite yönteminin temelini teşkil eder.

Gravite yöntemleri maden aramalarında daha çok yoğunluk farkı büyük olan madenlerle rezervi büyük olan madenlere uygulanması gerekir. Gravite anomalileri yeraltı jeolojisindeki yoğunluk farkından ileri geldiğinden gravite haritasındaki her anomali aranan cevhere ait olmayabilir. Yeraltı jeolojisinin ve yoğunluk farklarının iyi bilinmesi değerlendirmede önemli rol oynar. Bu yoğunluk farkları, hassas olarak ölçülmüş ve hesaplanmış gravite anomalilerini yer altı model geometrisiyle kullanarak ters işlem yapmak suretiyle iyi bir şekilde hesaplanabilir.

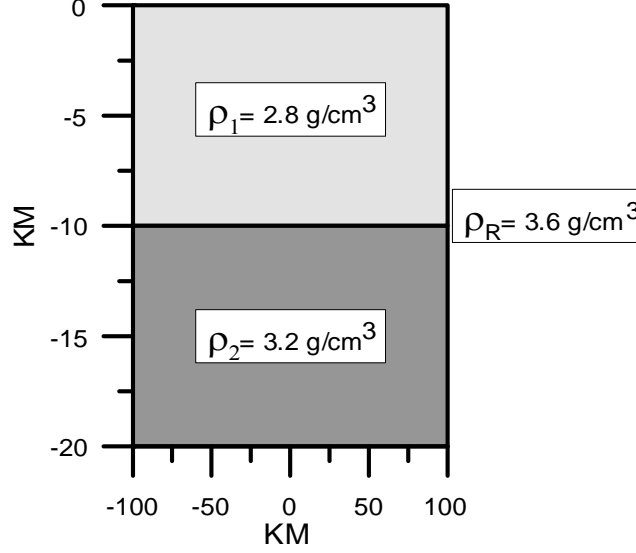
Bu çalışmada yoğunlukların derinlikle değişimlerinin tespit edilebildiği değişik bir modelleme tarzıyla inversiyon hesapları yapılmıştır. Yoğunlukların derinlikle değişimlerini belirleyebilmek için her formasyonun içindeki sismik hız sınırları model geometride ekstra bir bozucu kütle olarak ele alınmış ve bu bozucu kütlelerin tanımı değişik biçimlerde yapılmıştır. Burada amaç değişik tanımlarla yapılan inversiyon işlemi sonuçlarının değerlendirilmesiyle derinlikle aynı yoğunluk değişiminin tespit edilebildiğini ve bu yöntemin güvenilirliğini ortaya koymaktır.

Elbette model geometri olarak literatürde bulunan gerçek bir model geometri kullanmak mümkündür. Ancak sınırları tespit edilmiş formasyonlar ve bu formasyonlar içersinde de sismik hız sınırları belirlenmiş bir modele ihtiyaç vardır. Böyle bir geometri yerine bu çalışmada iki farklı sentetik model kullanılmıştır. Bunun yapılmasındaki amaç ise konuyu daha ayrıntılı bir şekilde şematize ederek daha anlaşılır hesaplar yapabilmektir.

2.1. Düşey Kesiti Dikdörtgen Olan Model Kullanılarak Yapılan Modelleme Çalışması

Burada düşey kesiti dikdörtgen yeraltı modelinin gravite anomalisi hesaplanmıştır. Düşey kesiti dikdörtgen olan model yatay yönde -100 km ile 100 km aralığında ve derinliği

0 km'den -20 km'ye uzanmaktadır (Şekil 10). Buradaki model geometrinin düşey eksenini orantısız verilmiştir. Bunun nedeni ileriki bölümlerde sismik hız sınırlarının model geometriye eklenmesiyle yapılacak tanımlamaların daha iyi bir şekilde gösterilmesidir.

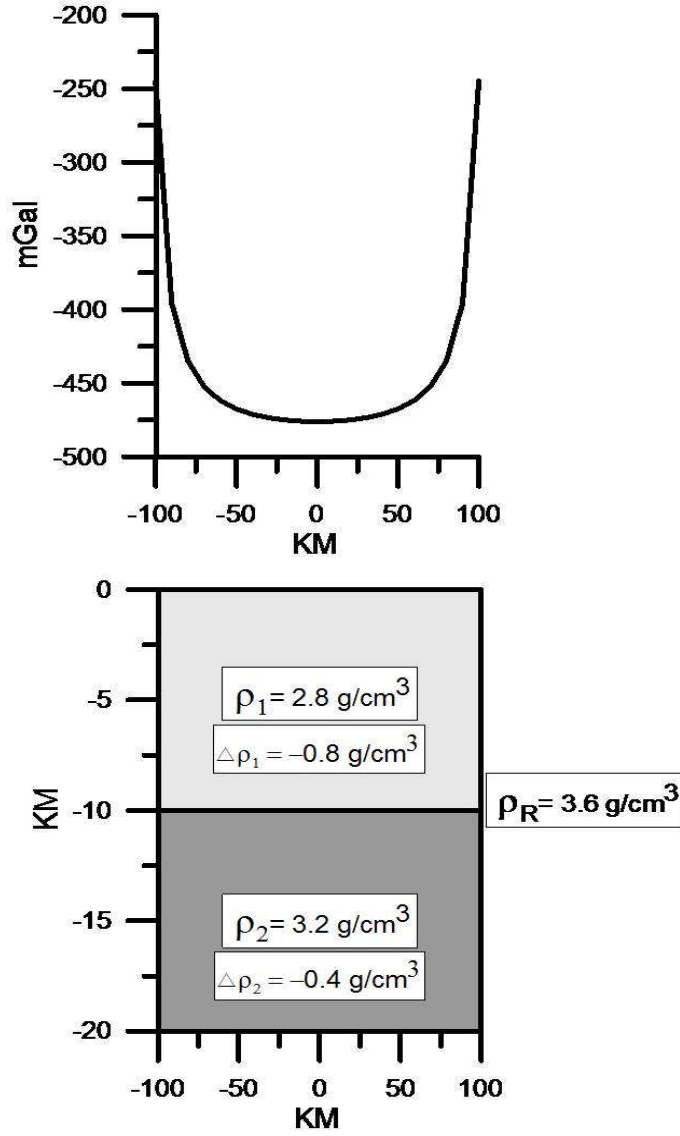


Şekil 10. Düşey kesiti dikdörtgen olan model ve kütlelerin yoğunlukları

Öncelikle model geometri gravite algoritması gereği köşe noktalarının x ve y koordinatları saat yönünde dönülerek tanımlanmıştır. Sonraki adımda, yeraltı modelindeki kütlelerin yoğunlukları referans yoğunluğundan çıkarılarak yoğunluk farkları hesaplanmıştır (Tablo 1). Bu veriler hocam Yrd. Doç. Dr. Hasan ÇAVŞAK tarafından kendi algoritmasıyla fortran programlama dilinde yazdığı 2dgrav.exe programına verilerek yeraltı modeline ait Bouguer anomalisi hesaplanmıştır (Şekil 11). Bouguer değerlerinin yeraltı modeli üstünde maksimum değerleri aldığı görülmektedir.

Tablo 1. Kütle yoğunlukları ve yoğunluk farkları

Referans yoğunluğu: 3.6 g/cm ³		
Kütle No	Kütle Yoğunlukları	Yoğunluk Farkları
1	2.8 g/cm ³	-0.800 g/cm ³
2	3.2 g/cm ³	-0.400 g/cm ³



Şekil 11. Düşey kesiti dikdörtgen olan model ve Bouguer anomalisi

2.1.1. Düşey Kesiti Dikdörtgen Olan Model İçin Yapılan İncersiyon Çalışması

Ters çözüm yöntemiyle Bouguer anomali değerlerini kullanarak düşey kesiti dikdörtgen olan modeldeki kütlelerin yoğunlukları hesaplanmıştır. Bu işlem için kullanılan programın giriş versine düz çözüm ile hesaplanan Bouguer değerleri girilerek program koşturulmuştur Ters çözüm ile yapılan çalışmada bulunan yoğunluk farkları, şekli dikdörtgen olan modeldeki kütlelerin yoğunluklarının referans yoğunluklarından çıkarılarak elde edilen yoğunluk farklarıyla aynıdır, bu da bir önceki çalışmada hesaplanan bouguer anomalisinin doğruluğunu ispatlamaktadır (Tablo 2).

Tablo 2. Ters çözüm ile hesaplanan kütle yoğunluk farkları.

Kütle No	Hesaplanan yoğunluk farkları
1	-0.800 g/cm ³
2	-0.400 g/cm ³

$$\Delta\rho = \rho_n - \rho_{\text{ref}} \quad (85)$$

(85) formülünde ρ_n çekilirse;

$$\rho_n = \Delta\rho + \rho_{\text{ref}} \quad \text{olur.}$$

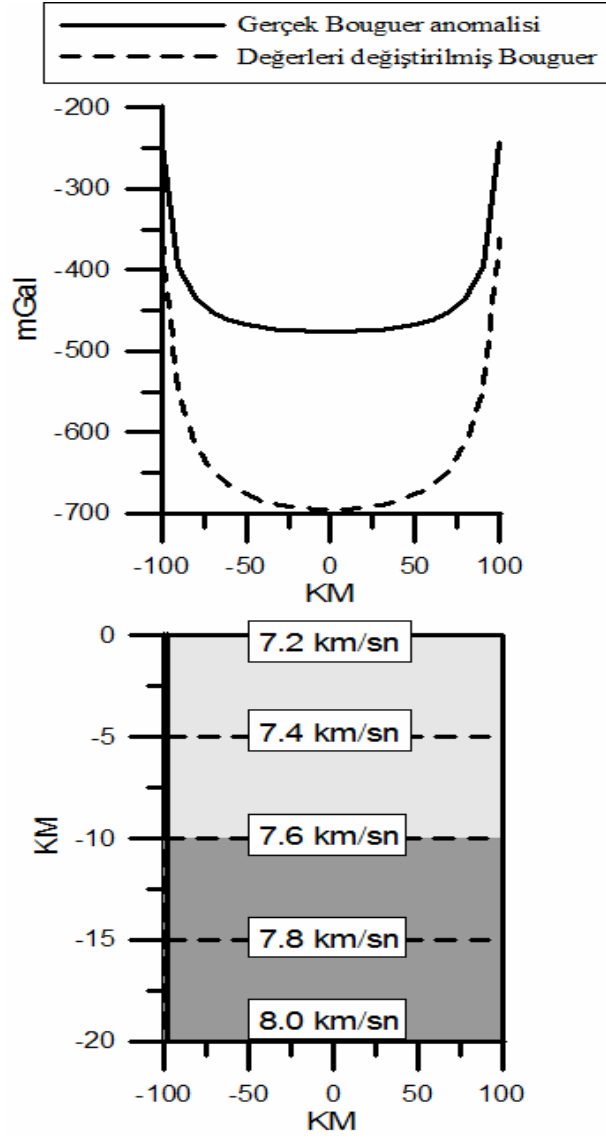
$$1. \text{ kütle için; } \rho_1 = \Delta\rho + \rho_{\text{ref}} = 3.6 + (-0.800) = 2.8 \text{ g/cm}^3$$

$$2. \text{ kütle için; } \rho_2 = \Delta\rho + \rho_{\text{ref}} = 3.6 + (-0.400) = 3.2 \text{ g/cm}^3$$

yoğunluklar elde edilmiştir.

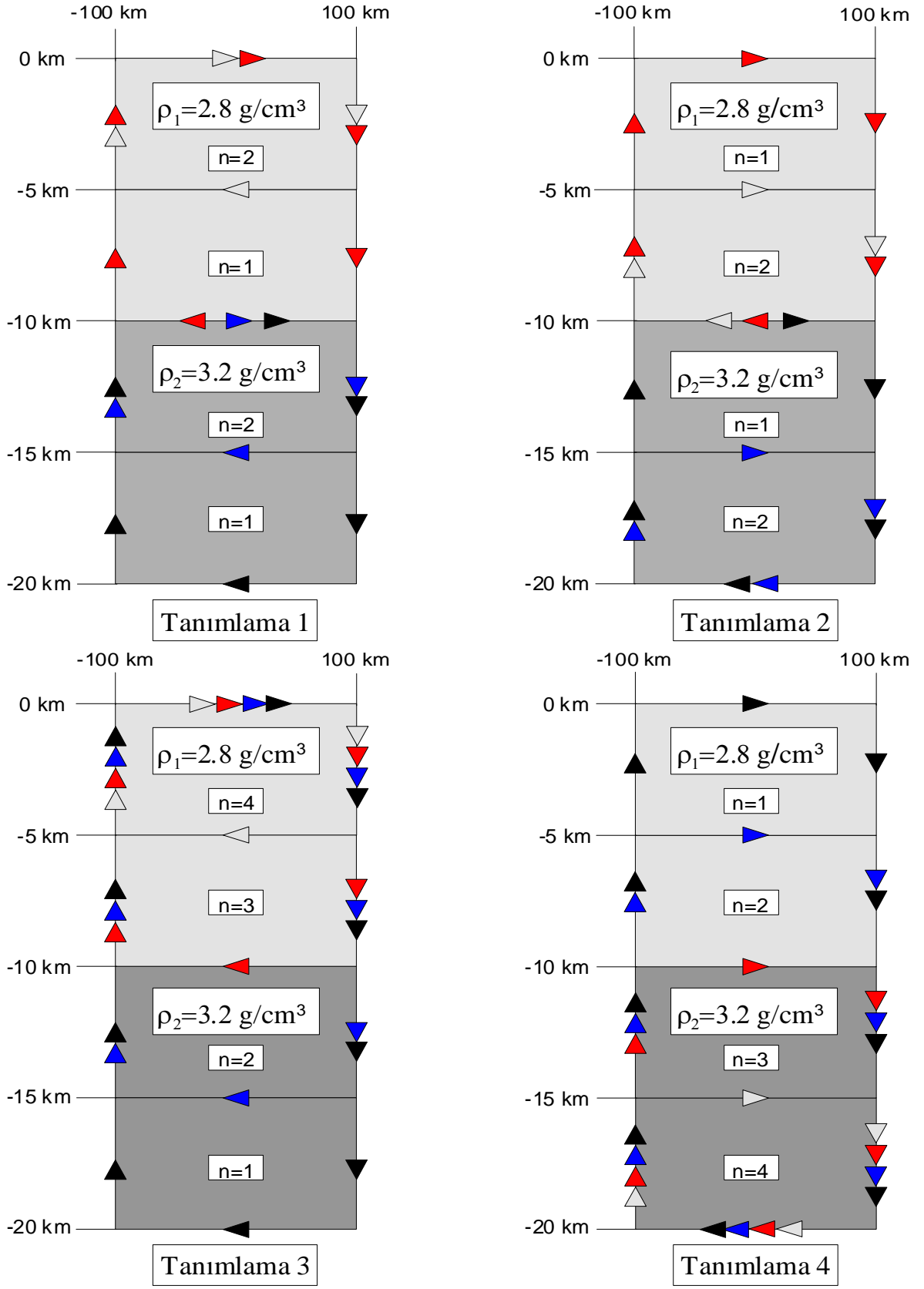
2.1.2. Düşey Kesiti Dikdörtgen Olan Modele Sismik Hız Sınırları Eklenerek Yapılan İncersiyon Çalışması

Bu adımda ise bir önceki çalışmada verilen yoğunluklar kullanılarak düz çözümleme ile elde edilen gravite değerleri çalışmanın amacına uygun olarak değiştirilmiştir ve incersiyon hesaplarında ölçü değerleri olarak alınmıştır. Model geometrinin içerisinde sismik hız sınırlarında tanımlanarak değişik tarzda ekstra kütle olarak kabul edilip incersiyon hesapları yapılmıştır (Şekil 12).



Şekil 12. Düşey kesiti dikdörtgen olan model de sismik hızların gösterilişi ve inversiyon hesapları için değerleri değiştirilmiş bouguer anomalisi

Düşey kesiti dikdörtgen olan model sayısallaştırıldıktan sonra sismik hız sınırları sayısallaştırılmıştır. Sismik hız sınırlarının sayısallaştırılmasında dört farklı tanımlama kullanılmıştır (Şekil 13). Modeldeki sismik hızlar derinlikle arttığı için sayısallaştırma saat yönünde yapılmıştır. Eğer düşük sismik hız sınırı olan yer olsaydı saatin tersi yönünde sayısallaştırılacaktı.



Şekil 13. Sismik hız sınırlarının (ekstra kütle modeli kullanarak) sayısallaştırılmasında kullanılan sınırların oklarla gösterilişi

Birinci tanımlama için sismik hız sınırlarının sayısallaştırma yöntemi; saat yönünde dönmek üzere üstteki sismik hız sınırlarından başlanarak ve bir alttaki sismik hız sınırından geçilerek ilk sismik hız sınırının başlangıç noktasına tekrar gelinir, daha sonra en üstteki sismik hız sınırından başlanarak üstteki kütle alt sınırından geçilir ve yine ilk sismik hız sınırının başlangıç noktasına gelinir ve böylece birinci kütle için sismik hız sınırları sayısallaştırılmış olur. Sayısallaştırma işlemi ikinci kütle üst sınırından başlanır ve üstteki kütle için yapılan sayısallaştırma yöntemi aynı şekilde uygulanır.

İkinci tanımlama için sismik hız sınırlarının sayısallaştırılmasında izlenen yol ise; üstteki kütle için sismik hız sınırından başlanır ve kütle alt sınırından dönlür sonra bir alttaki sismik hız sınırından başlanarak yine üst kütle alt sınırından geçilerek üstteki kütle için sayısallaştırma tamamlanmış olur. Altteki kütle içinde aynı metot uygulanarak sayısallaştırma işlemi bitirilir.

Üçüncü tanımlama için sismik hızların sayısallaştırılmasında üstteki sismik hız sınırından başlanır ve ikinci sismik hız sınırı dönülerek üstteki sismik hız sınırına tekrar gelinir, her defasında üstteki sismik hız sınırından saat yönünde geçilerek sırasıyla bir alttaki sismik hız sınırından geçilir ve böylece sayısallaştırma işlemi bitirilir.

Dördüncü tanımlamada sismik hız sınırlarının sayısallaştırılmasında üstteki sismik hız sınırından başlanır ve saat yönünde en alttaki sismik hız sınırından dönlür ve ikinci sıradaki sismik hız sınırına gelinir ve tekrar en alttaki sismik hız sınırından dönlür yani sismik hız sınırları yukardan aşağı doğru her defasında en alttaki sismik hız sınırından dönülerek sayısallaştırma işlemi tamamlanır.

Tanımlamalara ait veriler tek tek program giriş datasına üçüncü kütle olarak verilerek inversiyon işlemi uygulanmıştır. Bu işlem için 2dgrav.exe programı kullanılmıştır ve elde edilen sonuçlar Tablo 3'te verilmiştir.

Bu tanımlamalarda sayısallaştırılan bazı yerler birkaç kez dönmüştür. Şekil 13'te görülen 'n' değerleri dönme sayısıdır. Burada dikkat edileceği üzere birden fazla dönülen yerler sismik hız sınırları arasında kalan yerlerdir. Bu nedenle programın koşturulmasından elde edilen yoğun farklarına bu etki eklenerek her sismik hız sınırları arasında kalan yer için gerçek yoğunluk farkları hesaplanmıştır.

Tablo 3. Dört farklı tanımlamadan elde edilen yoğunluk farkları

Kütle No	1. tanımlamadan elde edilen yoğunluk farkları	2. tanımlamadan elde edilen yoğunluk farkları	3. tanımlamadan elde edilen yoğunluk farkları	4. tanımlamadan elde edilen yoğunluk farkları
1	10.5454	-8.5920	23.3037	-8.5920
2	6.8095	-12.3279	6.8095	-25.0862
3	-6.3791	6.3791	-6.3791	6.3791

Yöntemin açıklanmasına ağırlık verildiğinden yoğunluk farklarının mantık sınırlarının dışına çıkması önemsenmemiştir. Gerçek bir model geometri kullanılacak olsaydı bu yoğunluk farkları kabul edilebilir sınırlar içerisinde kalırdı.

Elde edilen bu yoğunluk farkları kullanılarak; önceden de açıklandığı gibi gerçek yoğunluk farkları aşağıdaki gibi elde edilmiştir.

Bu hesaplama için;

$$\Delta\rho_i = \Delta\rho + (n \cdot (\delta\rho)) \quad i=1,4 \quad (86)$$

formülü kullanılmıştır.

Burada;

$\Delta\rho_i$: Her sismik hız sınırı arasında kalan yer için hesaplanan gerçek yoğunluk farkı

$\Delta\rho$: Birinci ve ikinci kütle için elde edilen yoğunluk farkı

n : Her sismik hız sınırı arasında kalan yerden dönme sayısı

$\delta\rho$: Üçüncü kütleye ait yani sismik hız sınırlarından elde edilen yoğunluk farkı

Birinci tanımlamadan elde edilen verilere göre hesaplanan gerçek yoğunluk farkları;

$$\Delta\rho_1 = 10.5454 + (2 \cdot (-6.3791)) = -2.2128 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_2 = 10.5454 + (1 \cdot (-6.3791)) = 4.1663 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_3 = 6.8095 + (2 \cdot (-6.3791)) = -5.9487 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_4 = 6.8095 + (1 \cdot (-6.3791)) = 0.4304 \text{ g/cm}^3$$

İkinci tanımlamadan elde edilen verilere göre hesaplanan gerçek yoğunluk farkları;

$$\Delta\rho_1 = -8.5920 + (1 \cdot (6.3791)) = -2.2129 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_2 = -8.5920 + (2.(6.3791)) = 4.1662 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_3 = -12.3279 + (1.(6.3791)) = -5.9488 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_4 = -12.3279 + (2.(6.3791)) = 0.4303 \text{ g/cm}^3$$

Üçüncü tanımlamadan elde edilen verilere göre hesaplanan gerçek yoğunluk farkları;

$$\Delta\rho_1 = 23.3037 + (4.(-6.3791)) = -2.2127 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_2 = 23.3037 + (3.(-6.3791)) = 4.1664 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_3 = 6.8095 + (2.(-6.3791)) = -5.9487 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_4 = 6.8095 + (1.(-6.3791)) = 0.4304 \text{ g/cm}^3$$

Dördüncü tanımlamadan elde edilen verilere göre hesaplanan gerçek yoğunluk farkları;

$$\Delta\rho_1 = -8.5920 + (1.(6.3791)) = -2.2129 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_2 = -8.5920 + (2.(6.3791)) = 4.1662 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_3 = -25.0862 + (3.(6.3791)) = -5.9489 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_4 = -25.0862 + (4.(6.3791)) = 0.4302 \text{ g/cm}^3$$

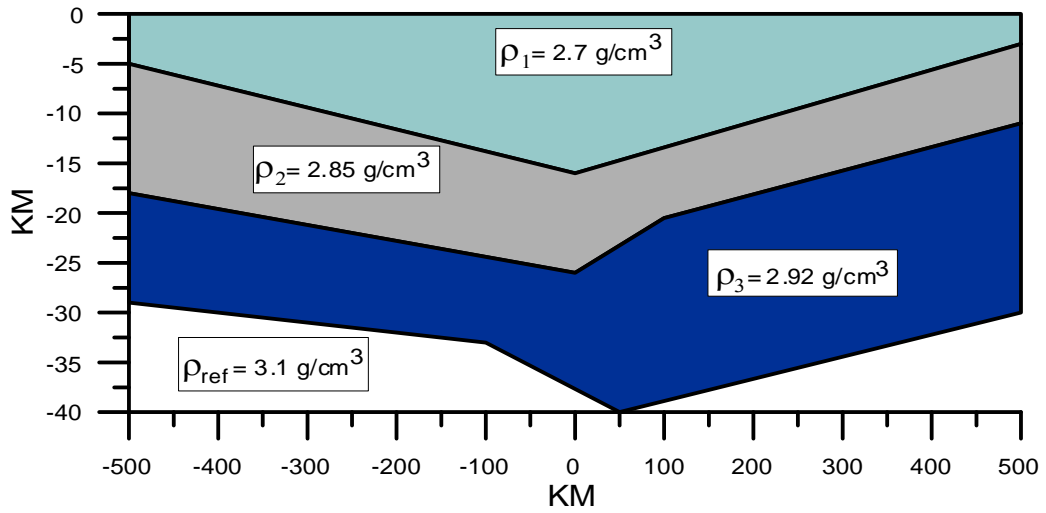
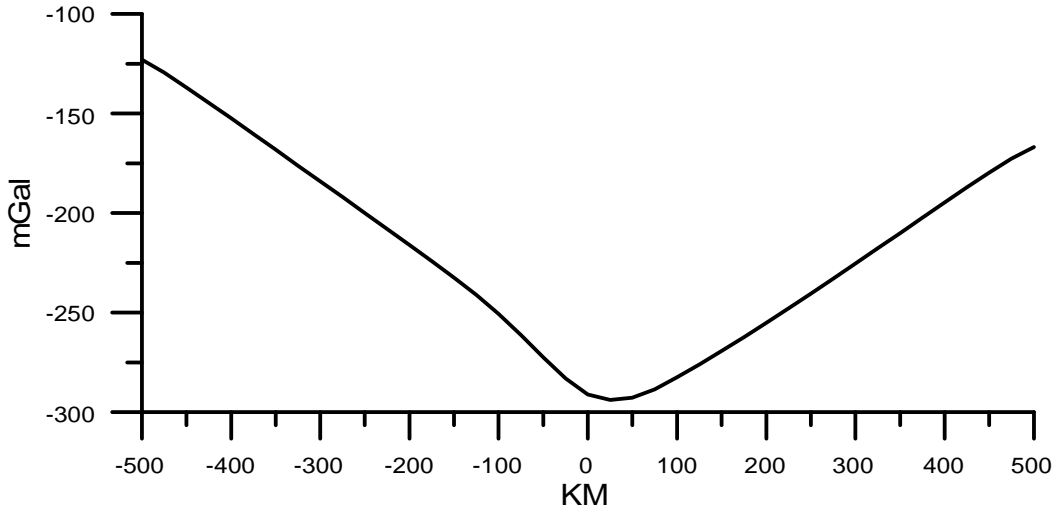
2.2. Sentetik Yeraltı Modeli Çalışması

Yukarıdaki model geometride inversiyon hesaplarında yöntemin doğruluğu kanıtlanmıştır. Bu kez de tabiatta gerçek modele uygun bir geometri tasarlanarak yöntem biraz daha açılmaya çalışılmıştır. Sentetik yeraltı modeli -500 km ile 500 km aralığında ve derinliği 0 km'den -40 km'ye uzanmaktadır. Sentetik yeraltı modelinin referans yoğunluğu 3.1 g/cm^3 dür.

Öncelikle sentetik yeraltı modeli sayısallaştırılmıştır. Sayısallaştırma her kütle için saat yönünde dönülerek yapılmıştır. Sonraki adımda, yeraltı modelindeki kütlelerin yoğunlukları referans yoğunluğundan çıkarılarak yoğunluk farkları hesaplanmıştır (Tablo 4). Sınır etkisini gidermek için kütle sağdan ve solda 500 km. uzatılmıştır. Bu veriler 2dgrav.exe [Çavsak, 1992] programına verilerek yeraltı modeline ait Bouguer anomalisi hesaplanmıştır (Şekil 14).

Tablo 4. Kütle yoğunlukları ve yoğunluk farkları

Referans yoğunluğu: 3.1 g/cm^3		
Kütle No	Kütle Yoğunlukları	Yoğunluk Farkları
1	2.7 g/cm^3	-0.40 g/cm^3
2	2.85 g/cm^3	-0.25 g/cm^3
3	2.92 g/cm^3	-0.18 g/cm^3



Şekil 14. Sentetik yeraltı modeli ve sınır etkisi giderilmiş Bouguer anomalisi

2.2.1. Sentetik Yeraltı Modelinde Yapılan İncersiyon alışması

Ters özüm yöntemiyle Bouguer anomali değerlerini kullanarak sentetik yeraltı modelindeki kütlelerin yoğunlukları hesaplanmıştır. Ters özüm ile yapılan çalışmada bulunan yoğunluk farkları, sentetik yeraltı modelindeki kütlelerin yoğunluklarının referans yoğunluklarından çıkarılarak elde edilen yoğunluk farklarıyla aynıdır, bu da bir önceki çalışmada hesaplanan bouguer anomalisinin doğruluğunu göstermektedir (Tablo 5).

Tablo 5. Ters özüm ile hesaplanan kütle yoğunluk farkları.

Kütle No	Hesaplanan yoğunluk farkları
1	-0.400 g/cm ³
2	-0.250 g/cm ³
3	-0.180 g/cm ³

Burada (85) formülü tekrar kullanılacak olursa;

$$\Delta\rho = \rho_n - \rho_{ref} \quad (85)$$

$$1. \text{ kütle için; } \rho_1 = \Delta\rho + \rho_{ref} = 3.1 + (-0.40) = 2.70 \text{ g/cm}^3$$

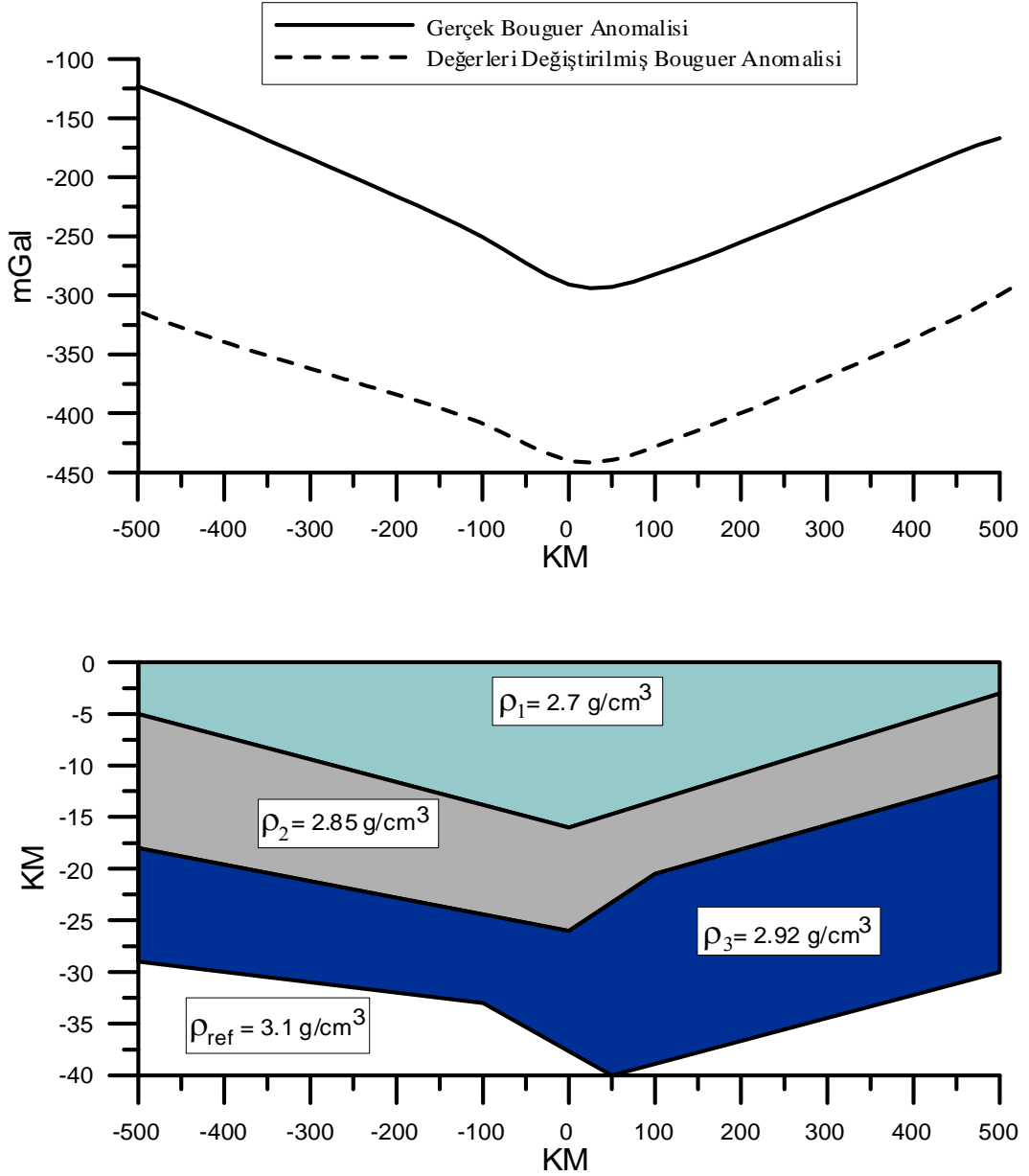
$$2. \text{ kütle için; } \rho_2 = \Delta\rho + \rho_{ref} = 3.1 + (-0.25) = 2.85 \text{ g/cm}^3$$

$$3. \text{ kütle için; } \rho_3 = \Delta\rho + \rho_{ref} = 3.1 + (-0.18) = 2.92 \text{ g/cm}^3$$

yoğunluklar elde edilmiştir.

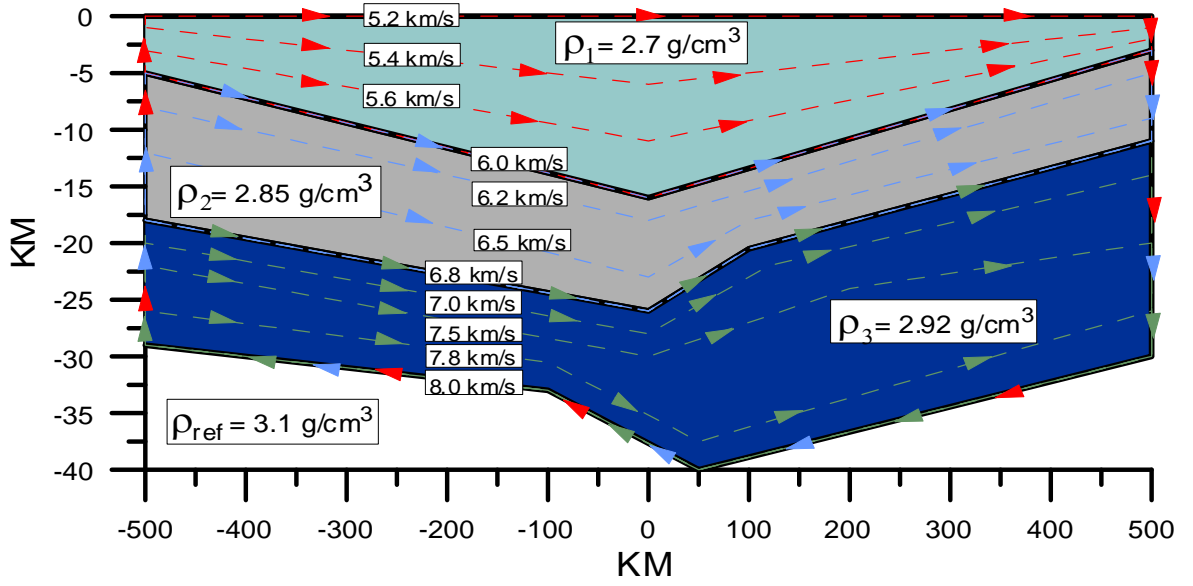
2.2.2. Sentetik Yeraltı Modeline Sismik Hız Sınırları Eklenerek Yapılan İncersiyon alışması

Öncelikle düz çözümleme ile yeraltı modeline ait bouguer anomalisi hesaplanmıştır. Düz özümleme ile hesaplanan Bouguer anomalisi burada da değiştirilerek ölçü değerleri olarak alınarak incersiyon hesaplarında kullanılmıştır (şekil 15). Burada sismik hız sınırları daha fazla alınmıştır. Amaç yöntemin geçerliliğini daha iyi bir şekilde kanıtlamaktır. Sentetik yeraltı modelindeki kütlelerin yoğunlukları iki farklı tanımlama kullanılarak tekrar hesaplanmıştır.



Şekil 15. Sentetik yeraltı modeli ve gerçek Bouguer anomalisi ile inversiyon hesapları için değerleri değiştirilmiş Bouguer anomalisi

Öncelikle sismik hız sınırları sayısallaştırılmıştır. Sentetik yeraltı modelinde sismik hızlar derinlikle arttığı için sayısallaştırma saat yönünde yapılmıştır. Birinci tanımlamada sismik hız sınırlarının sayısallaştırma yöntemi; en üstteki sismik hız sınırından başlanarak en alt tabaka sınırından dönülür ve sonra ikinci sismik hız sınırına gelinir yine en alt tabaka sınırından dönülür. Bu yöntem diğer sismik hız sınırlarına da uygulanarak sayısallaştırma işlemi bitirilmiştir (Şekil 16).



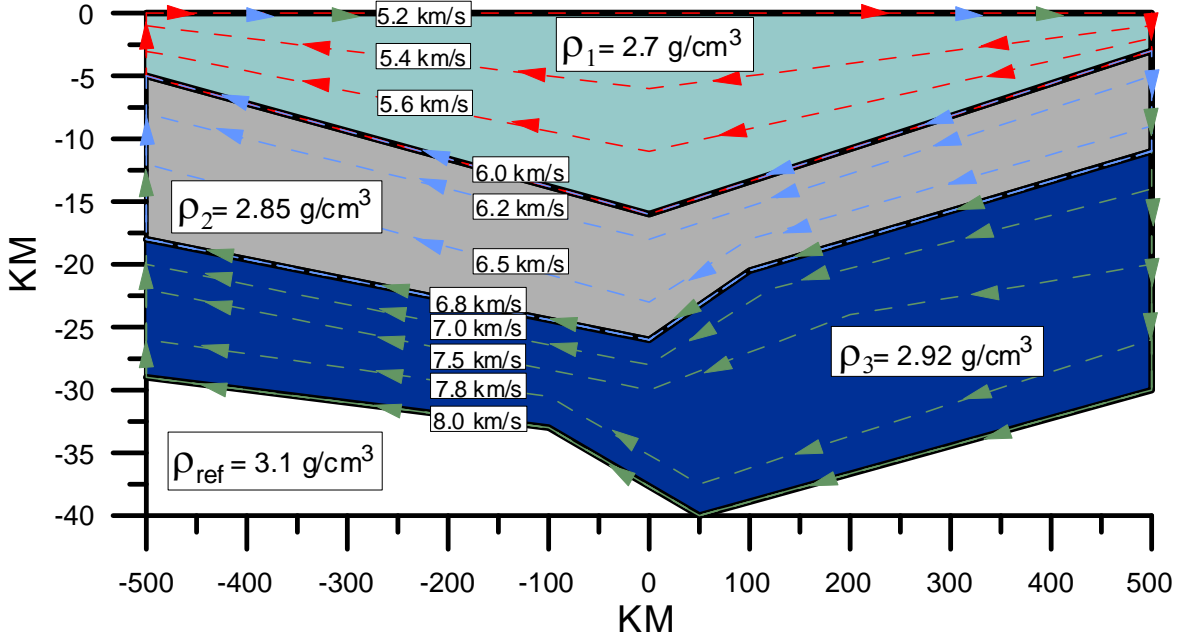
Şekil 16. Birinci tanımlamada sismik hız sınırlarının dönüş yönü

Sentetik yeraltı modelinin sayısallaştırılmış değerlerine ek olarak sismik hız sınırlarının sayısallaştırılmış değerleri 2dgrav.exe'ye 4.kütle olarak verilerek ters çözüm tekniği uygulandı ve sentetik yeraltı modelindeki kütlelerin yoğunluk farkları tekrar hesaplanmıştır (Tablo 6).

Tablo 6. Birinci tanımlama kullanılarak yapılan inversiyon sonucu elde edilen yoğunluk Farkları

Kütle No	Hesaplanan yoğunluk farkları
1	-0.0897 g/cm ³
2	0.6510 g/cm ³
3	0.8626 g/cm ³
4	-0.1022 g/cm ³

İkinci tanımlamada da sismik hızların sayısallaştırılmasında yine üstteki sismik hız sınırından başlanır ve bir alttaki sismik hız sınırı dönülerek üstteki sismik hız sınırına saat yönünde geçilerek tekrar gelinir, yani her defasında üstteki sismik hız sınırından saat yönünde geçilerek sırasıyla bir alttaki sismik hız sınırından geçilir ve böylece sayısallaştırma işlemi tamamlanır (Şekil 17). Programın koşturulmasında elde edilen yoğunluk farkları Tablo 7'de verilmiştir.



Şekil 17. İkinci tanımlamada sismik hız sınırlarının dönüş yönü

Tablo 7. İkinci tanımlama kullanılarak yapılan inversiyon sonucu elde edilen yoğunluk farkları

Kütle No	Hesaplanan yoğunluk farkları
1	-1.2140 g/cm ³
2	-0.4733 g/cm ³
3	-0.2618 g/cm ³
4	0.1022 g/cm ³

Daha önce de açıklandığı gibi sismik hız sınırlarının sayısallaştırma işleminde sayısallaştırılan yerlerden birkaç kez dönülmüştür. Bu nedenle gerçek yoğunluk farkları (86) bağıntısı kullanılarak hesaplanabilir.

$$\Delta\rho_i = \Delta\rho + (n \cdot (\delta\rho)) \quad i=1,10 \quad (86)$$

Birinci tanımlama için gerçek yoğun farkları hesaplanacak olursa;

$$\Delta\rho_1 = -0.0897 + (1 \cdot (-0.1022)) = -0.1919 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_2 = -0.0897 + (2 \cdot (-0.1022)) = -0.2941 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_3 = -0.0897 + (3.(-0.1022)) = -0.3963 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_4 = 0.6510 + (4.(-0.1022)) = 0.2422 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_5 = 0.6510 + (5.(-0.1022)) = 0.1400 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_6 = 0.6510 + (6.(-0.1022)) = 0.0378 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_7 = 0.8626 + (7.(-0.1022)) = 0.1472 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_8 = 0.8626 + (8.(-0.1022)) = 0.0450 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_9 = 0.8626 + (9.(-0.1022)) = -0.0572 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_{10} = 0.8626 + (10.(-0.1022)) = -0.1594 \text{ g/cm}^3$$

İkinci tanımlama için gerçek yoğunluk farkları;

$$\Delta\rho_1 = -1.2140 + (10.(0.1022)) = -0.1920 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_2 = -1.2140 + (9.(0.1022)) = -0.2942 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_3 = -1.2140 + (8.(0.1022)) = -0.3964 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_4 = -0.4733 + (7.(0.1022)) = -0.2421 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_5 = -0.4733 + (6.(0.1022)) = -0.1399 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_6 = -0.4733 + (5.(0.1022)) = -0.0377 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_7 = -0.2618 + (4.(0.1022)) = -0.1470 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_8 = -0.2618 + (3.(0.1022)) = -0.0448 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_9 = -0.2618 + (2.(0.1022)) = -0.0574 \text{ g/cm}^3$$

$$\Delta\rho_{10} = -0.2618 + (1.(0.1022)) = -0.1596 \text{ g/cm}^3$$

hesaplanmış olur.

3. BULGULAR

Düsey kesiti dikdörtgen olan model iki kütlede oluşmaktadır. Birinci kütlede yoğunluğu 2.8 g/cm^3 ikinci kütlede yoğunluğu 3.2 g/cm^3 referans kütlede yoğunluğu 3.6 g/cm^3 'tür. Bu model için hesaplanan Bouguer anomalisinde için minimum -8.98350 mGal maksimum -476.11364 mGal değerleri elde edilmiştir.

Sentetik yeraltı modeli üç kütlede oluşmaktadır. Birinci kütlede yoğunluğu 2.7 g/cm^3 ikinci kütlede yoğunluğu 2.85 g/cm^3 üçüncü kütlede yoğunluğu 2.92 g/cm^3 ve referans kütlede yoğunluğu 3.1 g/cm^3 'tür. Sentetik yeraltı modeli için hesaplanan bouguer anomalisinde ise minimum -122.92982 mGal ve maksimum -293.86055 mGal değerleri elde edilmiştir.

Hem düşey kesiti dikdörtgen olan modelden hem de sentetik yeraltı modelinden hesaplanan gravite değerleri değiştirilerek ölçü değerleri olarak kabul edilip yapılan inversiyon hesaplarının doğru olduğu gösterilmeye çalışılmıştır.

Düşey kesiti dikdörtgen olan modelde sismik hız sınırlarının eklenmesiyle yapılan dört farklı tanımlamaların inversiyon işlemleri sonucunda bulunan yoğunluk farkları birbirinden farklıdır. Çünkü kullanılan tanımlamalarda sismik hız sınırlarının sayısallaştırılmasında geçilen yerlerden farklı tur sayısı kadar dönülmüştür. Bu durumda hesaplanan yoğunluk farklarına gerekli düzeltmeler sonucunda her tanımlama için kademe kademe derinliğe doğru aynı yoğunluk farkları hesaplanmıştır. Bu durum sentetik yeraltı modeli için de aynı olduğu gösterilmiştir.

Bu çalışma sonunda sismik hızların ekstra bir kütle olarak alınmasıyla yoğunluğun derinlikle nasıl değiştiği (arttığı) saptanmıştır. Bu artışın tespitinde iki değişik modelleme kullanılmıştır. Her iki modellemede de aynı sonuca erişilmiştir. Görüldüğü gibi sismik hız sınırlarını içeren ekstra kütle için daha küçük yoğunluk farkı hesaplanmıştır bu da gayet olağandır. Çünkü bu değer yoğunluğun derinlikle artışını göstermektedir. Her formasyon içerisinde yukarıda belirtildiği gibi tur sayısı kadar değer o bölgenin yoğunluğuna ilave edilmektedir. Buna göre sonuçlar mantıklı ve ikna edicidir.

4. İRDELEME

Yoğunlukların derinlikle değişimi her zaman artan boyutlarda değildir. Düşük hız zonlarında olduğu gibi yoğunluk derinlikle azalabilir. Bu durumda sismik hız sınırları kullanılırken tanımlama yönünün aksi yönde alınması gerekir. Dolayısıyla o bölgenin hesaplanan yoğunluğundan tur sayısının katı kadar sismik hız için hesaplanan yoğunluk farkı kadar çıkarılır. Kısaca yöntem her halükarda güvenilir neticeler verir. Bazı kaynaklarda yoğunluklar non lineer bir tanımla göz önüne alınır. Oysa heterojen bir ortamda yoğunluk hiçbir zaman bir bağıntıyla değişken olarak tanımlanamaz. Bu nedenle yoğunluğun derinlikle değişimini belirlemenin en ideal yolu formasyonların sınırları içerisinde kalan sismik hız sınırlarının bu çalışmada sunulduğu yöntemde olduğu gibi kullanmaktır.

5. SONUÇLAR

Gravite yönteminin, maden aramalarında daha çok, yoğunluk farkı büyük olan madenlerle rezervi büyük olan madenlere uygulanması gerekir. Gravite anomalileri yeraltı jeolojisindeki yoğunluk farkından ileri geldiğinden, gravite haritasındaki her anomali aranan cevhere ait olmayabilir. Yeraltı jeolojisinin ve yoğunluk farklarının iyi bilinmesi değerlendirmede önemli rol oynar.

Bu çalışma sonucunda sismik hızların ekstra bir kütle olarak alınmasıyla yoğunluğun derinlikle nasıl değiştiği saptanmıştır. Yoğunlukların kademe kademe derinlikle değişimlerinin saptanması yeraltının daha ayrıntılı bir şekilde tanımlanmasına olanak tanır. Bu değişimin derinlikle arttığının tespitinde iki değişik model kullanılmıştır.

6. ÖNERİLER

Güvenilir sonuçlar elde etmek için formasyon sınırlarının ve sismik hız sınırlarının duyarlı bir şekilde tespitine ihtiyaç vardır. Dikkatlice ve detaylı bir şekilde yapılan ölçülerin kullanılmasıyla güvenli sonuçlara ulaşılır. Ayrıca sismik hız sınırlarının sayısallaştırılmasında düşük hız zonlarında tanımlama yönü yüksek hız zonunun aksi yönünde alınması gerekir.

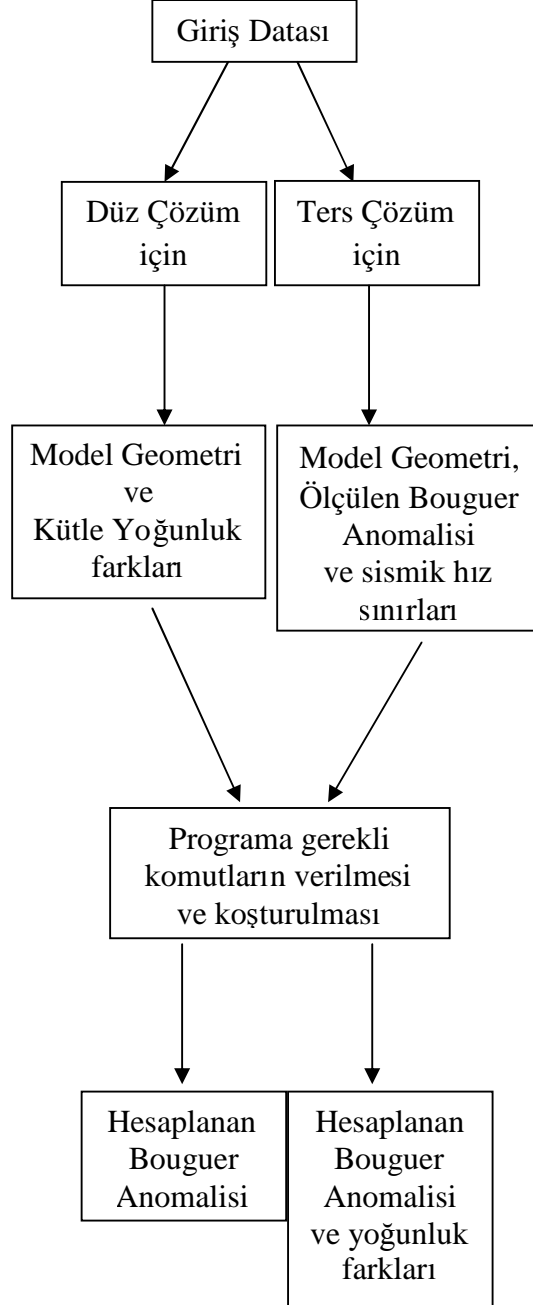
7. KAYNAKLAR

1. Akçığ, Z ve Pınar, R., Gravite Manyetik Arama Yöntemleri, Mühendislik Fakültesi Basım Ünitesi, İzmir, 1994
2. Backus, G and Gilbert, F., Numarical Application of a Formalism for Geophysical Inverse Problems Geophysical J.R. Astron. Soc. 13 (1967) 76-247.
3. Backus, G. E and Gilbert, F., Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 16 (1968), p. 169-205.
4. Braile, L.W., Smith, R.B., Keller, G.R., Welch, R.M and Meyer, R.P.. Crustal Structure Across the Wasatch Front From Detailed Seismic Refraction Studies, I. Geophysys. Res. 79 (1974) 2669-2677.
5. Barbosa, V.C.F and Silva, J.B.C., Generalized Compact Gravity Inversion, Geophysics, 59 (1994) 57-68.
6. Çavşak, H., 1992. Dichtemodelle für den Mitteleuropaischen Abschnitt der Egt Aufgrund der Gemeinsamen Inversion von Geoid, Schwere und Refraktion Seismich ermittelter Krustenstruktur, Doktora Tezi, Johannes Gutenberg-Universität, Mainz, Germany.
7. Çavşak, H., Gravity Effect of Spreading Ridges Comparison of 2D and Spherical Models. Mar.Geophys. Res., 29, (2008) 161 -165,
8. Erden, F., Uygulamalı Gravite, Eğitim Serisi No. 21, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yayınlarından, Ankara, 1979.
9. Ergin, K., Uygulamalı Jeofizik, Üçüncü Baskı, Özarkadaş Matbaası, İstanbul, 1973
10. Grand, F. S and West, G. F., Interpretation Theory in Applied Geophysics, Mc Graw - Hill Book Company, New York, 1965.
11. Guillen, A and Menichetti, V., Gravity and Magnetic Inversion with Minimization of a Spesific Functional, Geophysics, 49 (1984.) 1354-1360.
12. Hadamard, J., Sur Les Problemes Aux Derivees Partielles at Leur Signification Pysique Prihcton University Bulletein 13, (1902) 49-52.
13. Hubbert, M. K., A Line-integral Method of Computing The Gravimetric Effects of Two-dimensional Masses, Geophysics, 13 (1948) 215-225.
14. Jacoby, W.R and Çavşak, H., Inversiyon of Gravity Anomalies Over Spreading Oceaning Ridges. J. Geodynamics, 39 (2005), 461-474.

15. Last, B.J ve Kubik, K., Compact Gravity Inversion, Geophysics 48 (1983) 713-721.
16. Sanver, M ve İşsever, T., Gravite ve Manyetik Arama Yöntemleri Birinci Baskı, Nobel Basımevi, Ankara, 2007.
17. Talwani, M. Worzel, J.L and Landisman, M., Rapid Gravity Computations for Two-Dimensional Bodies with Applications to The Mendiciono Submarine Fracture Zone, J. Geophys. Res., 64 (1959) 49-59.
18. Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E and Keys, D.A., Applied Geophysics, Second Edition, Cambridge University, New York, 1990.
19. Tikhonov A.N., Solution of Inccorctely Formulated Problems and the Regularization Method, Soviet Math Dokl 4 (1963)1035 – 1038
20. Tikhonov, A. N and Arsenin, V. Y., Solutions of Ill-posed Problems, V. H. Winston & Sons, 1977.
21. Won, IJ and Bevis, M., Computing The Gravitational and Magnetic Anomalies due to a Polygon Algorithms and Fortran Subroutines, Geophysics, 52 (1987) 232-238.

8. EKLER

Ek 1. Programın akış diyagramı



Ek. 2 Programın Koşturulmasında Kullanılan Komutlar

Cevabınız evetse (0), hayırsa (farkli sayi) veriniz.
 Ornek giris kutugu hazirlansin mi ?
 ORNEK GIRIS KUTUGU ismini veriniz :
 Kombinasyon sayisini veriniz :
 Kutle sayisini veriniz :
 Hesap noktalarinin yukseklikleri keyfimi ?
 Hesap noktalarinin koordinatlari keyfimi ?
 Baslangic noktasi X-Koordinatini veriniz :
 Son noktanin X-Koordinatini veriniz :
 Hesap noktasi sayisini veriniz :
 Yogunluk kabuluyule JEOID yada BOUGUER
 ANOMALI leri hesaplamak istiyormusunuz ?
 Lutfen giris dadasini veriniz :
 Lutfen cikis dadasini veriniz :
 Jeoid,Bouguer,Kombinasyon seçimi
 Devamli ayni seceneklerimi kullanılacak?
 Programin ilk kosmasinda bu suale hayir denerek,
 programa arzu edilen komut kutugu hazirlatilir.
 Onceden bu kutukler hazirlatilmissa once (0)
 sonrada arzu edilen komut kutug. ismi verilir :
 Lutfen komut dadasini icin file ismi veriniz :
 Lutfen komut dadasinin file ismini veriniz :
 Koordinatlari (km) olarak mi veriyorsunuz :
 Kutlelerin hepsinimi degerlendiriyorsunuz ?
 Degerlendireceginiz kutlelerin sayisi :
 Simdide bunlarin sira numaralarini veriniz :
 İstediginiz kutlelerin anomalilerini
 ayri ayri yazdirmak istiyormusunuz ?
 Inversion kutugu olusturulsun mu :
 Lutfen inverziyon icin file ismi veriniz :
 Sirasiyla Geoid, Bouguer anomaliler ve varsa
 diger Data Grupl. fonksiyon sabitleri varmi ?
 Kabul edilen yogunluk sayisi
 (Yoksa (0) veriniz) :
 Kabul edilen yogunluklari pespese veriniz :
 Bunlara ait kutle numara. pespese veriniz :
 Fonksiyon sabiti sayisini veriniz :
 Invers data kutugune inversiyon Programi icin
 komutlari veriniz ?
 INVERSION PROGRAMI ICIN KOMUTLARI VERINIZ
 Olcu degerlerinin max-min hesapplansin mi ?
 Olcu hatalari hesaplara dahil edilsin mi ?
 Olcu hatalarini gormek istiyormusunuz ?
 Kabul edilen yogunluklar tekrar hesaplara dahil edilsin mi ?
 Sadece arzu edilen yogunluklarmi tekrar hesaplara dahil edilsin ?
 (Bu durumda data dosyasi önceden hazirlanmiş olmalı)
 BIR TABELA olusturulsun mu ?

Model datasi isimleri : m1.dat
 Model datasi isimleri : m2.dat
 Yogunluklar (gr/cm³) : -0.80 -0.40

Istenilen kutlelerin ayri ayri anomali degerleri

 Numarasi verilen kutlelerin top. anom. degerleri : 1 2

TOPLAM JEOD ANOMALI (metre)

-200.00	172.09053
-190.00	170.24269
-180.00	168.27121
-170.00	166.15615
-160.00	163.87171
-150.00	161.38350
-140.00	158.64379
-130.00	155.58286
-120.00	152.09157
-110.00	147.98280
-100.00	142.90688
-90.00	137.91266
-80.00	134.04939
-70.00	130.96863
-60.00	128.48534
-50.00	126.49341
-40.00	124.92713
-30.00	123.74397
-20.00	122.91609
-10.00	122.42586
0.00	122.26350
10.00	122.42586
20.00	122.91609
30.00	123.74397
40.00	124.92713
50.00	126.49341
60.00	128.48534
70.00	130.96863
80.00	134.04939
90.00	137.91266
100.00	142.90688
110.00	147.98280
120.00	152.09157
130.00	155.58286
140.00	158.64379
150.00	161.38350
160.00	163.87171
170.00	166.15615
180.00	168.27121
190.00	170.24269
200.00	172.09053

BOUGUER ANOMALI (mGal)

-200.00	-8.98350
-190.00	-10.30902
-180.00	-11.98522

-170.00	-14.16024
-160.00	-17.07598
-150.00	-21.15418
-140.00	-27.19506
-130.00	-36.90043
-120.00	-54.52132
-110.00	-93.72156
-100.00	-244.78278
-90.00	-395.81023
-80.00	-434.90820
-70.00	-452.35516
-60.00	-461.80954
-50.00	-467.51415
-40.00	-471.15910
-30.00	-473.52839
-20.00	-475.02128
-10.00	-475.84841
0.00	-476.11364
10.00	-475.84841
20.00	-475.02128
30.00	-473.52839
40.00	-471.15910
50.00	-467.51415
60.00	-461.80954
70.00	-452.35516
80.00	-434.90820
90.00	-395.81023
100.00	-244.78278
110.00	-93.72156
120.00	-54.52132
130.00	-36.90043
140.00	-27.19506
150.00	-21.15418
160.00	-17.07598
170.00	-14.16024
180.00	-11.98522
190.00	-10.30902
200.00	-8.98350

Ek 4. Düşey kesiti dikdörtgen olan model için yapılan inversiyonda kullanılan giriş ve çıkış dataları

TEK GIRIS DATALARI SAG NOKTALI SINIRI GECMESIN
YAN YANA GIRIS DATALAR F12.3 formati ile yazilsin

```
-----
Alt kütük ismi           = 2dprg5.dat
Kütle sayısı            =                2
Kombinasyon sayısı      =                1
Hesap noktası sayısı    =                41
SECIM: Geoid(1) Bouguer(2) =                2
OZEL SABITLER           =                1                1                0
-----
Hesap noktası yüksekli. (m) =                0.150
```

X-Baslagic noktasi	(m) =	-200.000	
X-son noktasi	(m) =	200.000	
Hesap noktasi sayisi	(m) =	41	
Bouguer anomalie	(mGal) =	-8.98350	
	=	-10.30902	
	=	-11.98522	
	=	-14.16024	
	=	-17.07598	
	=	-21.15418	
	=	-27.19506	
	=	-36.90043	
	=	-54.52132	
	=	-93.72156	
	=	-244.78278	
	=	-395.81023	
	=	-434.90820	
	=	-452.35516	
	=	-461.80954	
	=	-467.51415	
	=	-471.15910	
	=	-473.52839	
	=	-475.02128	
	=	-475.84841	
	=	-476.11364	
	=	-475.84841	
	=	-475.02128	
	=	-473.52839	
	=	-471.15910	
	=	-467.51415	
	=	-461.80954	
	=	-452.35516	
	=	-434.90820	
	=	-395.81023	
	=	-244.78278	
	=	-93.72156	
	=	-54.52132	
	=	-36.90043	
	=	-27.19506	
	=	-21.15418	
	=	-17.07598	
	=	-14.16024	
	=	-11.98522	
	=	-10.30902	
	=	-8.98350	
Yogunluk	(gr/cm ³) =	-0.800	
Kütle Nr. ve Kose sayisi	=	1	4
Poligon Koord. X und Z (m)	=	-100.000	0.000
	=	100.000	0.000
	=	100.000	-10.000
	=	-100.000	-10.000

Yoganluk (gr/cm³) = -0.400
 Kütle Nr. ve Kose sayisi = 1 4
 Poligon Koord. X und Z (m) = -100.000 -10.000
 = 100.000 -10.000
 = 100.000 -20.000
 = -100.000 -20.000

Çıkış Datası

 P R O G R A M M N A M E : A U S G L . F O R
 Dateneingabefilename : 2dters
 Datenausgabefilename : inv.dat
 Subdatenfilename : 2dters

Anzahl der Stoerkoerper : 3
 Anzahl der Beobachtungspunkte : 41

Maximale und minimale Groesse der originalen
 Beobachtungswerten.
 -8.9835000 -476.1136400

Bouguer-Anomalie wird beruecksichtigt

Kr. Nr.	Dichtevariable g/cm ³	MTLF g/cm ³	Gewichtungen
1	-0.8000	0.0000	0.0204
2	-0.4000	0.0000	0.0144

Kr. Nr.	Funktionskonstante (mgal)	MTLF (mgal)	Gewichtungen
1	0.0000	0.0000	9.8875

Allgemeiner Mittlerer Fehler = 0.0000

X-Achse -> Entfernung (in kartesischen Koordinaten)

PNR	X-Achse	gem. BOUGUER	ber. BOUGUER	Differenz
1	-200.00	-8.98	-8.98	0.00
2	-190.00	-10.31	-10.31	0.00
3	-180.00	-11.99	-11.99	0.00
4	-170.00	-14.16	-14.16	0.00
5	-160.00	-17.08	-17.08	0.00
6	-150.00	-21.15	-21.15	0.00
7	-140.00	-27.20	-27.20	0.00
8	-130.00	-36.90	-36.90	0.00
9	-120.00	-54.52	-54.52	0.00
10	-110.00	-93.72	-93.72	0.00
11	-100.00	-244.78	-244.78	0.00
12	-90.00	-395.81	-395.81	0.00
13	-80.00	-434.91	-434.91	0.00
14	-70.00	-452.36	-452.36	0.00
15	-60.00	-461.81	-461.81	0.00

16	-50.00	-467.51	-467.51	0.00
17	-40.00	-471.16	-471.16	0.00
18	-30.00	-473.53	-473.53	0.00
19	-20.00	-475.02	-475.02	0.00
20	-10.00	-475.85	-475.85	0.00
21	0.00	-476.11	-476.11	0.00
22	10.00	-475.85	-475.85	0.00
23	20.00	-475.02	-475.02	0.00
24	30.00	-473.53	-473.53	0.00
25	40.00	-471.16	-471.16	0.00
26	50.00	-467.51	-467.51	0.00
27	60.00	-461.81	-461.81	0.00
28	70.00	-452.36	-452.36	0.00
29	80.00	-434.91	-434.91	0.00
30	90.00	-395.81	-395.81	0.00
31	100.00	-244.78	-244.78	0.00
32	110.00	-93.72	-93.72	0.00
33	120.00	-54.52	-54.52	0.00
34	130.00	-36.90	-36.90	0.00
35	140.00	-27.20	-27.20	0.00
36	150.00	-21.15	-21.15	0.00
37	160.00	-17.08	-17.08	0.00
38	170.00	-14.16	-14.16	0.00
39	180.00	-11.99	-11.99	0.00
40	190.00	-10.31	-10.31	0.00
41	200.00	-8.98	-8.98	0.00

Ek 5. Düşey kesiti dikdörtgen olan modele sismik hız sınırları eklenerek yapılan dört farklı tanımlama için giriş ve çıkış dataları

1. Tanımlama için giriş datası

TEK GIRIS DATALARI SAG NOKTALI SINIRI GECMESIN
YAN YANA GIRIS DATALAR F12.3 formati ile yazilsin

```

-----
Alt kütük ismi           = 2dprg5.dat
Kütle sayısı            =                3
Kombinasyon sayısı     =                1
Hesap noktası sayısı   =                41
SECIM: Geoid(1) Bouguer(2) =                2
OZEL SABITLER          =                1                1                0
-----
Hesap noktası yüksekli. (m) =                0.150

X-Baslagic noktası     (m) =           -200.000
X-son noktası          (m) =                200.000
Hesap noktası sayısı   (m) =                41

Bouguer anomalie       (mGal) =           -19.89558
                        =           -22.78775
                        =           -26.42546
                        =           -31.11091
                        =           -37.32626

```

=	-45.88484	
=	-58.25754	
=	-77.35541	
=	-109.70192	
=	-173.16272	
=	-362.20330	
=	-551.16916	
=	-614.40360	
=	-646.36537	
=	-664.90826	
=	-676.53791	
=	-684.14010	
=	-689.15066	
=	-692.33461	
=	-694.10728	
=	-694.67699	
=	-694.10728	
=	-692.33461	
=	-689.15066	
=	-684.14010	
=	-676.53791	
=	-664.90826	
=	-646.36537	
=	-614.40360	
=	-551.16916	
=	-362.20330	
=	-173.16272	
=	-109.70192	
=	-77.35541	
=	-58.25754	
=	-45.88484	
=	-37.32626	
=	-31.11091	
=	-26.42546	
=	-22.78775	
=	-19.89558	
Yogunluk (gr/cm ³)	=	-0.800
Kütle Nr. ve Kose sayısı	=	1 4
Poligon Koord. X und Z (m)	=	-100.000 0.000
	=	100.000 0.000
	=	100.000 -10.000
	=	-100.000 -10.000
Yogunluk (gr/cm ³)	=	-0.400
Kütle Nr. ve Kose sayısı	=	1 4
Poligon Koord. X und Z (m)	=	-100.000 -10.000
	=	100.000 -10.000
	=	100.000 -20.000
	=	-100.000 -20.000
Yogunluk (gr/cm ³)	=	1.000
Kütle Nr. ve Kose sayısı	=	1 16
Poligon Koord. X und Z (m)	=	-100.000 0.000

=	100.000	0.000
=	100.000	-5.000
=	-100.000	-5.000
=	-100.000	0.000
=	100.000	0.000
=	100.000	-10.000
=	-100.000	-10.000
=	-100.000	-10.000
=	100.000	-10.000
=	100.000	-15.000
=	-100.000	-15.000
=	-100.000	-10.000
=	100.000	-10.000
=	100.000	-20.000
=	-100.000	-20.000

2. Tanımlama için giriş datası

TEK GIRIS DATALARI SAG NOKTALI SINIRI GECMESIN
YAN YANA GIRIS DATALAR F12.3 formati ile yazilsin

```
-----
Alt kütük ismi           = 2dprg5.dat
Kütle sayısı            =          3
Kombinasyon sayısı     =          1
Hesap noktası sayısı   =         41
SECIM: Geoid(1) Bouguer(2) =          2
OZEL SABITLER           =          1              1              0
-----
Hesap noktası yüksekli. (m) =          0.150
X-Baslagic noktası     (m) =        -200.000
X-son noktası          (m) =         200.000
Hesap noktası sayısı   (m) =          41

Bouguer anomalie       (mGal) =        -19.89558
                        =        -22.78775
                        =        -26.42546
                        =        -31.11091
                        =        -37.32626
                        =        -45.88484
                        =        -58.25754
                        =        -77.35541
                        =       -109.70192
                        =       -173.16272
                        =       -362.20330
                        =       -551.16916
                        =       -614.40360
                        =       -646.36537
                        =       -664.90826
                        =       -676.53791
                        =       -684.14010
                        =       -689.15066
                        =       -692.33461
                        =       -694.10728
                        =       -694.67699
```

=	-694.10728	
=	-692.33461	
=	-689.15066	
=	-684.14010	
=	-676.53791	
=	-664.90826	
=	-646.36537	
=	-614.40360	
=	-551.16916	
=	-362.20330	
=	-173.16272	
=	-109.70192	
=	-77.35541	
=	-58.25754	
=	-45.88484	
=	-37.32626	
=	-31.11091	
=	-26.42546	
=	-22.78775	
=	-19.89558	
Yogunluk (gr/cm ³)	=	-0.800
Kütle Nr. ve Kose sayısı	=	1 4
Poligon Koord. X und Z (m)	=	-100.000 0.000
	=	100.000 0.000
	=	100.000 -10.000
	=	-100.000 -10.000
Yogunluk (gr/cm ³)	=	-0.400
Kütle Nr. ve Kose sayısı	=	1 4
Poligon Koord. X und Z (m)	=	-100.000 -10.000
	=	100.000 -10.000
	=	100.000 -20.000
	=	-100.000 -20.000
Yogunluk (gr/cm ³)	=	1.000
Kütle Nr. ve Kose sayısı	=	1 16
Poligon Koord. X und Z (m)	=	-100.000 0.000
	=	100.000 0.000
	=	100.000 -10.000
	=	-100.000 -10.000
	=	-100.000 -5.000
	=	100.000 -5.000
	=	100.000 -10.000
	=	-100.000 -10.000
	=	-100.000 -10.000
	=	100.000 -10.000
	=	100.000 -20.000
	=	-100.000 -20.000
	=	-100.000 -15.000
	=	100.000 -15.000
	=	100.000 -20.000
	=	-100.000 -20.000

3. Tanımlama için giriş datası

TEK GIRIS DATALARI SAG NOKTALI SINIRI GECMESIN
YAN YANA GIRIS DATALAR F12.3 formati ile yazilsin

```

-----
Alt kütük ismi           = 2dprg5.dat
Kütle sayisi            =           3
Kombinasyon sayisi     =           1
Hesap noktası sayısı   =          41
SECIM: Geoid(1) Bouguer(2) =           2
OZEL SABITLER          =           1             1             0
-----
Hesap noktası yüksekli. (m) =          0.150

X-Baslagic noktası     (m) =        -200.000
X-son noktası          (m) =         200.000
Hesap noktası sayısı   (m) =           41

Bouguer anomalie      (mGal) =        -19.89558
                       =        -22.78775
                       =        -26.42546
                       =        -31.11091
                       =        -37.32626
                       =        -45.88484
                       =        -58.25754
                       =        -77.35541
                       =       -109.70192
                       =       -173.16272
                       =       -362.20330
                       =       -551.16916
                       =       -614.40360
                       =       -646.36537
                       =       -664.90826
                       =       -676.53791
                       =       -684.14010
                       =       -689.15066
                       =       -692.33461
                       =       -694.10728
                       =       -694.67699
                       =       -694.10728
                       =       -692.33461
                       =       -689.15066
                       =       -684.14010
                       =       -676.53791
                       =       -664.90826
                       =       -646.36537
                       =       -614.40360
                       =       -551.16916
                       =       -362.20330
                       =       -173.16272
                       =       -109.70192
                       =        -77.35541
                       =        -58.25754
                       =        -45.88484

```


=	-37.32626	
=	-31.11091	
=	-26.42546	
=	-22.78775	
=	-19.89558	
Yogunluk (gr/cm ³)	=	-0.800
Kütle Nr. ve Kose sayısı	=	1 4
Poligon Koord. X und Z (m)	=	-100.000 0.000
	=	100.000 0.000
	=	100.000 -10.000
	=	-100.000 -10.000
Yogunluk (gr/cm ³)	=	-0.400
Kütle Nr. ve Kose sayısı	=	1 4
Poligon Koord. X und Z (m)	=	-100.000 -10.000
	=	100.000 -10.000
	=	100.000 -20.000
	=	-100.000 -20.000
Yogunluk (gr/cm ³)	=	1.000
Kütle Nr. ve Kose sayısı	=	1 16
Poligon Koord. X und Z (m)	=	-100.000 0.000
	=	100.000 0.000
	=	100.000 -5.000
	=	-100.000 -5.000
	=	-100.000 0.000
	=	100.000 0.000
	=	100.000 -10.000
	=	-100.000 -10.000
	=	-100.000 0.000
	=	100.000 0.000
	=	100.000 -15.000
	=	-100.000 -15.000
	=	-100.000 0.000
	=	100.000 0.000
	=	100.000 -20.000
	=	-100.000 -20.000

4. Tanımlama için giriş datası

TEK GIRIS DATALARI SAG NOKTALI SINIRI GECMESIN
YAN YANA GIRIS DATALAR F12.3 formati ile yazilsin

```

-----
Alt kütük ismi           = 2dprg5.dat
Kütle sayısı            = 3
Kombinasyon sayısı      = 1
Hesap noktası sayısı    = 41
SECIM: Geoid(1) Bouguer(2) = 2
OZEL SABITLER           = 1 1 0
-----
Hesap noktası yüksekli. (m) = 0.150

X-Baslagic noktası      (m) = -200.000

```

X-son noktasi	(m) =	200.000	
Hesap noktasi sayisi	(m) =	41	
Bouguer anomalie	(mGal) =	-19.89558	
	=	-22.78775	
	=	-26.42546	
	=	-31.11091	
	=	-37.32626	
	=	-45.88484	
	=	-58.25754	
	=	-77.35541	
	=	-109.70192	
	=	-173.16272	
	=	-362.20330	
	=	-551.16916	
	=	-614.40360	
	=	-646.36537	
	=	-664.90826	
	=	-676.53791	
	=	-684.14010	
	=	-689.15066	
	=	-692.33461	
	=	-694.10728	
	=	-694.67699	
	=	-694.10728	
	=	-692.33461	
	=	-689.15066	
	=	-684.14010	
	=	-676.53791	
	=	-664.90826	
	=	-646.36537	
	=	-614.40360	
	=	-551.16916	
	=	-362.20330	
	=	-173.16272	
	=	-109.70192	
	=	-77.35541	
	=	-58.25754	
	=	-45.88484	
	=	-37.32626	
	=	-31.11091	
	=	-26.42546	
	=	-22.78775	
	=	-19.89558	
Yogunluk	(gr/cm ³) =	-0.800	
Kütle Nr. ve Kose sayisi	=	1	4
Poligon Koord. X und Z (m)	=	-100.000	0.000
	=	100.000	0.000
	=	100.000	-10.000
	=	-100.000	-10.000
Yogunluk	(gr/cm ³) =	-0.400	
Kütle Nr. ve Kose sayisi	=	1	4
Poligon Koord. X und Z (m)	=	-100.000	-10.000

```

=      100.000      -10.000
=      100.000      -20.000
=     -100.000      -20.000

Yogunluk          (gr/cm^3) =      1.000
Kütle Nr. ve Kose sayisi =      1          16
Poligon Koord. X und Z (m) =    -100.000      0.000
=      100.000      0.000
=      100.000     -20.000
=     -100.000     -20.000
=     -100.000     -5.000
=      100.000     -5.000
=      100.000     -20.000
=     -100.000     -20.000
=     -100.000     -10.000
=      100.000     -10.000
=      100.000     -20.000
=     -100.000     -20.000
=     -100.000     -15.000
=      100.000     -15.000
=      100.000     -20.000
=     -100.000     -20.000

```

Çıkış Dataları

1. Tanımlama için elde edilen çıkış datası

```

-----
PROGRAMMNAME : AUSGL . FOR
Dateneingabefilename : 2dters
Datenausgabefilename : invl.dat
Subdatenfilename : 2dters
-----

```

```

Anzahl der Stoerkoerper : 4
Anzahl der Beobachtungspunkte : 41
-----

```

Maximale und minimale Groesse der originalen Beobachtungswerten.

```

-19.8955800 -694.6769900
-----

```

Bouguer-Anomalie wird beruecksichtigt

```

-----
Kr. Nr.   Dichtevariable g/cm^3   MTLF g/cm^3   Gewichtungen
  1         10.5454                0.7895        0.0000
  2          6.8095                0.5575        0.0000
  3         -6.3791                0.4492        0.0000
Kr. Nr.   Funktionskonstante (mgal)   MTLF (mgal)   Gewichtungen
  1         -2.2672                0.1759        7.3029
-----

```

```

Allgemeiner Mittlerer Fehler = 0.4753
-----

```

X-Achse -> Entfernung (in kartesischen Koordinaten)

PNR	X-Achse	gem. BOUGUER	ber. BOUGUER	Differenz
1	-200.00	-19.90	-20.62	0.73
2	-190.00	-22.79	-23.33	0.54
3	-180.00	-26.43	-26.74	0.32
4	-170.00	-31.11	-31.17	0.06
5	-160.00	-37.33	-37.09	-0.23
6	-150.00	-45.88	-45.35	-0.53
7	-140.00	-58.26	-57.52	-0.74
8	-130.00	-77.36	-76.79	-0.57
9	-120.00	-109.70	-110.35	0.64
10	-110.00	-173.16	-173.02	-0.14
11	-100.00	-362.20	-362.08	-0.13
12	-90.00	-551.17	-551.06	-0.11
13	-80.00	-614.40	-613.53	-0.88
14	-70.00	-646.37	-646.73	0.37
15	-60.00	-664.91	-665.49	0.58
16	-50.00	-676.54	-676.96	0.43
17	-40.00	-684.14	-684.34	0.20
18	-30.00	-689.15	-689.15	0.00
19	-20.00	-692.33	-692.18	-0.15
20	-10.00	-694.11	-693.86	-0.24
21	0.00	-694.68	-694.40	-0.27
22	10.00	-694.11	-693.86	-0.24
23	20.00	-692.33	-692.18	-0.15
24	30.00	-689.15	-689.15	0.00
25	40.00	-684.14	-684.34	0.20
26	50.00	-676.54	-676.96	0.43
27	60.00	-664.91	-665.49	0.58
28	70.00	-646.37	-646.73	0.37
29	80.00	-614.40	-613.53	-0.88
30	90.00	-551.17	-551.06	-0.11
31	100.00	-362.20	-362.08	-0.13
32	110.00	-173.16	-173.02	-0.14
33	120.00	-109.70	-110.35	0.64
34	130.00	-77.36	-76.79	-0.57
35	140.00	-58.26	-57.52	-0.74
36	150.00	-45.88	-45.35	-0.53
37	160.00	-37.33	-37.09	-0.23
38	170.00	-31.11	-31.17	0.06
39	180.00	-26.43	-26.74	0.32
40	190.00	-22.79	-23.33	0.54
41	200.00	-19.90	-20.62	0.73

2. Tanımlama için elde edilen çıkış datası

```

-----
PROGRAMMNAME : AUSGL . FOR
Dateneingabefilename : 2dters
Datenausgabefilename : inv2.dat
Subdatenfilename : 2dters
-----

```

Anzahl der Stoerkoerper : 4
 Anzahl der Beobachtungspunkte : 41

 Maximale und minimale Groesse der originalen
 Beobachtungswerten.

-19.8955800 -694.6769900

 Bouguer-Anomalie wird beruecksichtigt

Kr. Nr.	Dichtevariable g/cm ³	MTLF g/cm ³	Gewichtungen
1	-8.5920	0.5580	0.0000
2	-12.3279	0.7901	0.0000
3	6.3791	0.4492	0.0000

Kr. Nr.	Funktionskonstante (mgal)	MTLF (mgal)	Gewichtungen
1	-2.2672	0.1759	7.3029

 Allgemeiner Mittlerer Fehler = 0.4753

 X-Achse -> Entfernung (in kartesischen Koordinaten)

PNR	X-Achse	gem. BOUGUER	ber. BOUGUER	Differenz
1	-200.00	-19.90	-20.62	0.73
2	-190.00	-22.79	-23.33	0.54
3	-180.00	-26.43	-26.74	0.32
4	-170.00	-31.11	-31.17	0.06
5	-160.00	-37.33	-37.09	-0.23
6	-150.00	-45.88	-45.35	-0.53
7	-140.00	-58.26	-57.52	-0.74
8	-130.00	-77.36	-76.79	-0.57
9	-120.00	-109.70	-110.35	0.64
10	-110.00	-173.16	-173.02	-0.14
11	-100.00	-362.20	-362.08	-0.13
12	-90.00	-551.17	-551.06	-0.11
13	-80.00	-614.40	-613.53	-0.88
14	-70.00	-646.37	-646.73	0.37
15	-60.00	-664.91	-665.49	0.58
16	-50.00	-676.54	-676.96	0.43
17	-40.00	-684.14	-684.34	0.20
18	-30.00	-689.15	-689.15	0.00
19	-20.00	-692.33	-692.18	-0.15
20	-10.00	-694.11	-693.86	-0.24
21	0.00	-694.68	-694.40	-0.27
22	10.00	-694.11	-693.86	-0.24
23	20.00	-692.33	-692.18	-0.15
24	30.00	-689.15	-689.15	0.00
25	40.00	-684.14	-684.34	0.20
26	50.00	-676.54	-676.96	0.43
27	60.00	-664.91	-665.49	0.58
28	70.00	-646.37	-646.73	0.37
29	80.00	-614.40	-613.53	-0.88
30	90.00	-551.17	-551.06	-0.11
31	100.00	-362.20	-362.08	-0.13

32	110.00	-173.16	-173.02	-0.14
33	120.00	-109.70	-110.35	0.64
34	130.00	-77.36	-76.79	-0.57
35	140.00	-58.26	-57.52	-0.74
36	150.00	-45.88	-45.35	-0.53
37	160.00	-37.33	-37.09	-0.23
38	170.00	-31.11	-31.17	0.06
39	180.00	-26.43	-26.74	0.32
40	190.00	-22.79	-23.33	0.54
41	200.00	-19.90	-20.62	0.73

3. Tanımlama için elde edilen çıkış datası

```
-----
P R O G R A M M N A M E : A U S G L . F O R
Dateneingabefilename   : 2dters
Datenausgabefilename   : inv3.dat
Subdatenfilename       : 2dters
-----
```

```
Anzahl der Stoerkoerper      :      4
Anzahl der Beobachtungspunkte :     41
-----
```

```
Maximale und minimale Groesse der originalen
Beobachtungswerten.
-19.8955800 -694.6769900
-----
```

```
Bouguer-Anomalie wird beruecksichtigt
-----
```

Kr. Nr.	Dichtevariable g/cm ³	MTLF g/cm ³	Gewichtungen
1	23.3037	1.6879	0.0000
2	6.8095	0.5575	0.0000
3	-6.3791	0.4492	0.0000

Kr. Nr.	Funktionskonstante (mgal)	MTLF (mgal)	Gewichtungen
1	-2.2672	0.1759	7.3029

```
-----
Allgemeiner Mittlerer Fehler =      0.4753
-----
```

```
X-Achse -> Entfernung (in kartesischen Koordinaten)
-----
```

PNR	X-Achse	gem. BOUGUER	ber. BOUGUER	Differenz
1	-200.00	-19.90	-20.62	0.73
2	-190.00	-22.79	-23.33	0.54
3	-180.00	-26.43	-26.74	0.32
4	-170.00	-31.11	-31.17	0.06
5	-160.00	-37.33	-37.09	-0.23
6	-150.00	-45.88	-45.35	-0.53
7	-140.00	-58.26	-57.52	-0.74
8	-130.00	-77.36	-76.79	-0.57
9	-120.00	-109.70	-110.35	0.64
10	-110.00	-173.16	-173.02	-0.14
11	-100.00	-362.20	-362.08	-0.13
12	-90.00	-551.17	-551.06	-0.11

13	-80.00	-614.40	-613.53	-0.88
14	-70.00	-646.37	-646.73	0.37
15	-60.00	-664.91	-665.49	0.58
16	-50.00	-676.54	-676.96	0.43
17	-40.00	-684.14	-684.34	0.20
18	-30.00	-689.15	-689.15	0.00
19	-20.00	-692.33	-692.18	-0.15
20	-10.00	-694.11	-693.86	-0.24
21	0.00	-694.68	-694.40	-0.27
22	10.00	-694.11	-693.86	-0.24
23	20.00	-692.33	-692.18	-0.15
24	30.00	-689.15	-689.15	0.00
25	40.00	-684.14	-684.34	0.20
26	50.00	-676.54	-676.96	0.43
27	60.00	-664.91	-665.49	0.58
28	70.00	-646.37	-646.73	0.37
29	80.00	-614.40	-613.53	-0.88
30	90.00	-551.17	-551.06	-0.11
31	100.00	-362.20	-362.08	-0.13
32	110.00	-173.16	-173.02	-0.14
33	120.00	-109.70	-110.35	0.64
34	130.00	-77.36	-76.79	-0.57
35	140.00	-58.26	-57.52	-0.74
36	150.00	-45.88	-45.35	-0.53
37	160.00	-37.33	-37.09	-0.23
38	170.00	-31.11	-31.17	0.06
39	180.00	-26.43	-26.74	0.32
40	190.00	-22.79	-23.33	0.54
41	200.00	-19.90	-20.62	0.73

4. Tanımlama için elde edilen çıkış datası

```
-----
P R O G R A M M N A M E : A U S G L . F O R
Dateneingabefilename   : 2dters
Datenausgabefilename   : inv4.dat
Subdatenfilename       : 2dters
-----
```

```
Anzahl der Stoerkoerper      :      4
Anzahl der Beobachtungspunkte :      41
-----
```

```
Maximale und minimale Groesse der originalen
Beobachtungswerten.
-19.8955800 -694.6769900
-----
```

```
Bouguer-Anomalie wird beruecksichtigt
-----
```

Kr. Nr.	Dichtevariable g/cm ³	MTLF g/cm ³	Gewichtungen
1	-8.5920	0.5580	0.0000
2	-25.0862	1.6885	0.0000
3	6.3791	0.4492	0.0000

Kr. Nr.	Funktionskonstante (mgal)	MTLF (mgal)	ewichtungen
1	-2.2672	0.1759	7.3029

 Allgemeiner Mittlerer Fehler = 0.4753

X-Achse -> Entfernung (in kartesischen Koordinaten)

PNR	X-Achse	gem. BOUGUER	ber. BOUGUER	Differenz
1	-200.00	-19.90	-20.62	0.73
2	-190.00	-22.79	-23.33	0.54
3	-180.00	-26.43	-26.74	0.32
4	-170.00	-31.11	-31.17	0.06
5	-160.00	-37.33	-37.09	-0.23
6	-150.00	-45.88	-45.35	-0.53
7	-140.00	-58.26	-57.52	-0.74
8	-130.00	-77.36	-76.79	-0.57
9	-120.00	-109.70	-110.35	0.64
10	-110.00	-173.16	-173.02	-0.14
11	-100.00	-362.20	-362.08	-0.13
12	-90.00	-551.17	-551.06	-0.11
13	-80.00	-614.40	-613.53	-0.88
14	-70.00	-646.37	-646.73	0.37
15	-60.00	-664.91	-665.49	0.58
16	-50.00	-676.54	-676.96	0.43
17	-40.00	-684.14	-684.34	0.20
18	-30.00	-689.15	-689.15	0.00
19	-20.00	-692.33	-692.18	-0.15
20	-10.00	-694.11	-693.86	-0.24
21	0.00	-694.68	-694.40	-0.27
22	10.00	-694.11	-693.86	-0.24
23	20.00	-692.33	-692.18	-0.15
24	30.00	-689.15	-689.15	0.00
25	40.00	-684.14	-684.34	0.20
26	50.00	-676.54	-676.96	0.43
27	60.00	-664.91	-665.49	0.58
28	70.00	-646.37	-646.73	0.37
29	80.00	-614.40	-613.53	-0.88
30	90.00	-551.17	-551.06	-0.11
31	100.00	-362.20	-362.08	-0.13
32	110.00	-173.16	-173.02	-0.14
33	120.00	-109.70	-110.35	0.64
34	130.00	-77.36	-76.79	-0.57
35	140.00	-58.26	-57.52	-0.74
36	150.00	-45.88	-45.35	-0.53
37	160.00	-37.33	-37.09	-0.23
38	170.00	-31.11	-31.17	0.06
39	180.00	-26.43	-26.74	0.32
40	190.00	-22.79	-23.33	0.54
41	200.00	-19.90	-20.62	0.73

Ek.6 Sentetik yeraltı modelinde sınır etkisi giderilmiş Bouguer anomalisini elde etmek için kullanılan giriş datası ve elde edilen çıkış datası

TEK GIRIS DATALARI SAG NOKTALI SINIRI GECMESIN
 YAN YANA GIRIS DATALAR F12.3 formati ile yazilsin

	=	125.000	
Yogunluk (gr/cm ³)	=	-0.400	
Kütle Nr. ve Kose sayısı	=	1	7
Poligon Koord. X und Z (m)	=	-1000.000	0.000
	=	1000.000	0.000
	=	1000.000	-3.000
	=	500.000	-3.000
	=	0.000	-16.000
	=	-500.000	-5.000
	=	-1000.000	-5.000
Yogunluk (gr/cm ³)	=	-0.250	
Kütle Nr. ve Kose sayısı	=	2	11
Poligon Koord. X und Z (m)	=	-1000.000	-5.000
	=	-500.000	-5.000
	=	0.000	-16.000
	=	500.000	-3.000
	=	1000.000	-3.000
	=	1000.000	-11.000
	=	500.000	-11.000
	=	100.000	-20.500
	=	0.000	-26.000
	=	-500.000	-18.000
	=	1000.000	-18.000
Yogunluk (gr/cm ³)	=	-0.180	
Kütle Nr. ve Kose sayısı	=	3	12
Poligon Koord. X und Z (m)	=	1000.000	-18.000
	=	-500.000	-18.000
	=	0.000	-26.000
	=	100.000	-20.500
	=	500.000	-11.000
	=	1000.000	-11.000
	=	1000.000	-30.000
	=	500.000	-30.000
	=	50.000	-40.000
	=	-100.000	-33.000
	=	-500.000	-29.000
	=	1000.000	-29.000

Çıkış datası

```

-----
PROGRAMIN ISMI           : 2DGRAVYENI . FOR
Giris datasi ismi       : hamdty.dat
Alt giris datasi ismi   : 2dprg5.dat
Cikis datasi ismi      : gerboug.dat
Komut datasi ismi      : komg
Grafik datasi ismi     : gerbuoguer.dat
Berechnete Gravite     : 2dbergr
-----

```

BIRIMLER KILOMETRE CINSINDEN

Anzahl der Storkorper : 3

Anzahl der Beobachtungspunkte : 41
 X-Baslagic noktasi (m) : -500.000
 X-son noktasi (m) : 500.000

Iki gozet. nok. arasin. uzaklik : 25.000
 Hesaplama noktasinin yuksekligi : 0.150

BOUGUERANOMALEN wurden berueksichtigt

 Yogunluklar (gr/cm³) : -0.40 -0.25 -0.18

Numarasi verilen kutlelerin top. anom. degerleri : 1 2 3
 JEODID ANOMALI (metre)

-500.00	729.84687
-475.00	726.21490
-450.00	722.51974
-425.00	718.79742
-400.00	715.07250
-375.00	711.36430
-350.00	707.68929
-325.00	704.06218
-300.00	700.49659
-275.00	697.00542
-250.00	693.60111
-225.00	690.29576
-200.00	687.10121
-175.00	684.02902
-150.00	681.09031
-125.00	678.29581
-100.00	675.65830
-75.00	673.20570
-50.00	670.99535
-25.00	669.10511
0.00	667.62848
25.00	666.64519
50.00	666.15399
75.00	666.11849
100.00	666.48184
125.00	667.18256
150.00	668.17838
175.00	669.43836
200.00	670.93535
225.00	672.64499
250.00	674.54495
275.00	676.61449
300.00	678.83382
325.00	681.18375
350.00	683.64511
375.00	686.19829
400.00	688.82245
425.00	691.49458
450.00	694.18771
475.00	696.86749
500.00	699.48308

BOUGUER ANOMALI (mGal)	
-500.00	-122.92982
-475.00	-129.48152
-450.00	-136.93749
-425.00	-144.63858
-400.00	-152.44799
-375.00	-160.31483
-350.00	-168.21560
-325.00	-176.13827
-300.00	-184.07689
-275.00	-192.02976
-250.00	-199.99940
-225.00	-207.99414
-200.00	-216.03258
-175.00	-224.15430
-150.00	-232.44804
-125.00	-241.12873
-100.00	-250.66835
-75.00	-261.36524
-50.00	-272.50765
-25.00	-283.03586
0.00	-291.04962
25.00	-293.86055
50.00	-292.70146
75.00	-288.50572
100.00	-282.51574
125.00	-276.06209
150.00	-269.35321
175.00	-262.38358
200.00	-255.21114
225.00	-247.88685
250.00	-240.44842
275.00	-232.92399
300.00	-225.33571
325.00	-217.70257
350.00	-210.04282
375.00	-202.37688
400.00	-194.73189
425.00	-187.15126
450.00	-179.71979
475.00	-172.64826
500.00	-166.83924

Ek 7. Sentetik yeraltı modeli için yapılan inversiyonda kullanılan giriş ve çıkış dataları

TEK GIRIS DATALARI SAG NOKTALI SINIRI GECMESIN
YAN YANA GIRIS DATALAR F12.3 formati ile yazilsin

```
-----
Alt kütük ismi           = 2dprg5.dat
Kütle sayisi             = 4
Kombinasyon sayisi      = 1
Hesap noktası sayisi    = 41
SECIM: Geoid(1) Bouguer(2) = 2
```

OZEL SABITLER	=	1	1	0

Hesap noktası yüksekli. (m)	=	0.150		
X-Baslagic noktası (m)	=	-500.000		
X-son noktası (m)	=	500.000		
Hesap noktası sayisi (m)	=	41		
Bouguer anomalie (mGal)	=	-122.92982		
	=	-129.48152		
	=	-136.93749		
	=	-144.63858		
	=	-152.44799		
	=	-160.31483		
	=	-168.21560		
	=	-176.13827		
	=	-184.07689		
	=	-192.02976		
	=	-199.99940		
	=	-207.99414		
	=	-216.03258		
	=	-224.15430		
	=	-232.44804		
	=	-241.12873		
	=	-250.66835		
	=	-261.36524		
	=	-272.50765		
	=	-283.03586		
	=	-291.04962		
	=	-293.86055		
	=	-292.70146		
	=	-288.50572		
	=	-282.51574		
	=	-276.06209		
	=	-269.35321		
	=	-262.38358		
	=	-255.21114		
	=	-247.88685		
	=	-240.44842		
	=	-232.92399		
	=	-225.33571		
	=	-217.70257		
	=	-210.04282		
	=	-202.37688		
	=	-194.73189		
	=	-187.15126		
	=	-179.71979		
	=	-172.64826		
	=	-166.83924		
Yogunluk (gr/cm ³)	=	-0.400		
Kütle Nr. ve Kose sayisi	=	1	5	
Poligon Koord. X und Z (m)	=	-500.000	0.000	
	=	500.000	0.000	

```

= 500.000 -3.000
= 0.000 -16.000
= -500.000 -5.000

Yogunluk (gr/cm^3) = -0.250
Kütle Nr. ve Kose sayisi = 2 7
Poligon Koord. X und Z (m) = -500.000 -5.000
= 0.000 -16.000
= 500.000 -3.000
= 500.000 -11.000
= 100.000 -20.500
= 0.000 -26.000
= -600.000 -18.000

Yogunluk (gr/cm^3) = -0.180
Kütle Nr. ve Kose sayisi = 3 8
Poligon Koord. X und Z (m) = -500.000 -18.000
= 0.000 -26.000
= 100.000 -20.500
= 500.000 -11.000
= 500.000 -30.000
= 50.000 -40.000
= -100.000 -33.000
= -500.000 -29.000

```

Çıkış datası

```

-----
P R O G R A M M N A M E : A U S G L . F O R
Dateneingabefilename : 2dters
Datenausgabefilename : inv.dat
Subdatenfilename : 2dters
-----

```

```

-----
Anzahl der Stoerkoerper : 4
Anzahl der Beobachtungspunkte : 41
-----

```

```

-----
Maximale und minimale Groesse der originalen
Beobachtungswerten.
-285.0711700 -443.6129700
-----

```

Bouguer-Anomalie wird beruecksichtigt

```

-----
Kr. Nr. Dichtevariable g/cm^3 MTLF g/cm^3 Gewichtungen
1 -0.4000 0.0000 0.1085
2 -0.2500 0.0000 0.0087
3 -0.1800 0.0000 0.0312
Kr. Nr. Funktionskonstante (mgal) MTLF (mgal) Gewichtungen
1 0.0000 0.0000 0.0131
-----

```

```

-----
Allgemeiner Mittlerer Fehler = 0.0000
-----

```

X-Achse -> Entfernung (in kartesischen Koordinaten)

```

-----
PNR X-Achse gem.BOUGUER ber.BOUGUER Differenz
-----

```

1	-500.00	-308.12	-308.12	0.00
2	-475.00	-312.97	-312.97	0.00
3	-450.00	-318.74	-318.74	0.00
4	-425.00	-324.74	-324.74	0.00
5	-400.00	-330.86	-330.86	0.00
6	-375.00	-337.03	-337.03	0.00
7	-350.00	-343.24	-343.24	0.00
8	-325.00	-349.47	-349.47	0.00
9	-300.00	-355.72	-355.72	0.00
10	-275.00	-361.99	-361.99	0.00
11	-250.00	-368.27	-368.27	0.00
12	-225.00	-374.58	-374.58	0.00
13	-200.00	-380.93	-380.93	0.00
14	-175.00	-387.36	-387.36	0.00
15	-150.00	-393.97	-393.97	0.00
16	-125.00	-400.97	-400.97	0.00
17	-100.00	-408.82	-408.82	0.00
18	-75.00	-417.84	-417.84	0.00
19	-50.00	-427.30	-427.30	0.00
20	-25.00	-436.15	-436.15	0.00
21	0.00	-442.48	-442.48	0.00
22	25.00	-443.61	-443.61	0.00
23	50.00	-440.78	-440.78	0.00
24	75.00	-434.90	-434.90	0.00
25	100.00	-427.24	-427.24	0.00
26	125.00	-419.11	-419.11	0.00
27	150.00	-410.73	-410.73	0.00
28	175.00	-402.09	-402.09	0.00
29	200.00	-393.25	-393.25	0.00
30	225.00	-384.26	-384.26	0.00
31	250.00	-375.16	-375.16	0.00
32	275.00	-365.97	-365.97	0.00
33	300.00	-356.72	-356.72	0.00
34	325.00	-347.43	-347.43	0.00
35	350.00	-338.12	-338.12	0.00
36	375.00	-328.80	-328.80	0.00
37	400.00	-319.51	-319.51	0.00
38	425.00	-310.28	-310.28	0.00
39	450.00	-301.21	-301.21	0.00
40	475.00	-292.51	-292.51	0.00
41	500.00	-285.07	-285.07	0.00

Ek.8 Sentetik yeraltı modelinde sismik hız sınırları eklenerek yapılan iki farklı tanımlama için giriş ve çıkış dataları

1. Tanımlama için giriş datası

TEK GIRIS DATALARI SAG NOKTALI SINIRI GECMESIN
YAN YANA GIRIS DATALAR F12.3 formati ile yazilsin

Alt kütük ismi = 2dprg5.dat
Kütle sayısı = 4

Kombinasyon sayisi	=	1		
Hesap noktası sayisi	=	41		
SECIM: Geoid(1) Bouguer(2)	=	2		
OZEL SABITLER	=	1	1	0

Hesap noktası yüksekli. (m)	=	0.150		
X-Baslagic noktası (m)	=	-500.000		
X-son noktası (m)	=	500.000		
Hesap noktası sayisi (m)	=	41		
Bouguer anomalie (mGal)	=	-306.40214		
	=	-315.17366		
	=	-322.64092		
	=	-329.43358		
	=	-335.83329		
	=	-341.98435		
	=	-347.96840		
	=	-353.83560		
	=	-359.61933		
	=	-365.34413		
	=	-371.03073		
	=	-376.70063		
	=	-382.38196		
	=	-388.12093		
	=	-394.00918		
	=	-400.25963		
	=	-407.37375		
	=	-415.84832		
	=	-425.03213		
	=	-433.76774		
	=	-440.18915		
	=	-441.66864		
	=	-439.28550		
	=	-433.94367		
	=	-427.07420		
	=	-419.99182		
	=	-412.70936		
	=	-405.19045		
	=	-397.47643		
	=	-389.60443		
	=	-381.59955		
	=	-373.47668		
	=	-365.24229		
	=	-356.89504		
	=	-348.42478		
	=	-339.80976		
	=	-331.01030		
	=	-321.95573		
	=	-312.51572		
	=	-302.43061		
	=	-291.11499		
Yogunluk (gr/cm ³)	=	-0.400		
Kütle Nr. ve Kose sayisi	=	1	5	

Poligon Koord. X und Z (m) =	-500.000	0.000
=	500.000	0.000
=	500.000	-3.000
=	0.000	-16.000
=	-500.000	-5.000

Yogunluk (gr/cm ³) =	-0.250	
Kütle Nr. ve Kose sayisi =	2	7
Poligon Koord. X und Z (m) =	-500.000	-5.000
=	0.000	-16.000
=	500.000	-3.000
=	500.000	-11.000
=	100.000	-20.500
=	0.000	-26.000
=	-600.000	-18.000

Yogunluk (gr/cm ³) =	-0.180	
Kütle Nr. ve Kose sayisi =	3	8
Poligon Koord. X und Z (m) =	-500.000	-18.000
=	0.000	-26.000
=	100.000	-20.500
=	500.000	-11.000
=	500.000	-30.000
=	50.000	-40.000
=	-100.000	-33.000
=	-500.000	-29.000

Yogunluk (gr/cm ³) =	1.000	
Kütle Nr. ve Kose sayisi =	4	74
Poligon Koord. X und Z (m) =	-500.000	0.000
=	500.000	0.000
=	500.000	-30.000
=	50.000	-40.000
=	-100.000	-33.000
=	-500.000	-29.000
=	-500.000	-1.000
=	0.000	-6.000
=	500.000	-1.000
=	500.000	-30.000
=	50.000	-40.000
=	-100.000	-33.000
=	-500.000	-29.000
=	-500.000	-3.000
=	0.000	-11.000
=	500.000	-2.000
=	500.000	-30.000
=	50.000	-40.000
=	-100.000	-33.000
=	-500.000	-29.000
=	-500.000	-5.000
=	0.000	-16.000
=	500.000	-3.000
=	500.000	-30.000
=	50.000	-40.000

=	-100.000	-33.000
=	-500.000	-29.000
=	-500.000	-8.000
=	0.000	-18.000
=	500.000	-5.000
=	500.000	-30.000
=	50.000	-40.000
=	-100.000	-33.000
=	-500.000	-29.000
=	-500.000	-12.000
=	0.000	-23.000
=	100.000	-18.000
=	500.000	-9.000
=	500.000	-30.000
=	50.000	-40.000
=	-100.000	-33.000
=	-500.000	-29.000
=	-500.000	-18.000
=	0.000	-26.000
=	100.000	-20.500
=	500.000	-11.000
=	500.000	-30.000
=	50.000	-40.000
=	-100.000	-33.000
=	-500.000	-29.000
=	-500.000	-20.000
=	0.000	-28.000
=	120.000	-22.000
=	500.000	-14.000
=	500.000	-30.000
=	50.000	-40.000
=	-100.000	-33.000
=	-500.000	-29.000
=	-500.000	-22.000
=	0.000	-30.000
=	200.000	-24.000
=	500.000	-20.000
=	500.000	-30.000
=	50.000	-40.000
=	-100.000	-33.000
=	-500.000	-29.000
=	-500.000	-26.000
=	-100.000	-30.500
=	50.000	-37.500
=	500.000	-26.000
=	500.000	-30.000
=	50.000	-40.000
=	-100.000	-33.000
=	-500.000	-29.000

2. Tanımlama için giriş datası

TEK GIRIS DATALARI SAG NOKTALI SINIRI GECMESIN
 YAN YANA GIRIS DATALAR F12.3 formati ile yazilsin

```

-----
Alt kütük ismi           = 2dprg5.dat
Kütle sayisi            =          4
Kombinasyon sayisi     =          1
Hesap noktasi sayisi   =         41
SECIM: Geoid(1) Bouguer(2) =          2
OZEL SABITLER          =          1                1                0
-----
Hesap noktasi yüksekli. (m) =          0.150

X-Baslagic noktasi     (m) =        -500.000
X-son noktasi          (m) =         500.000
Hesap noktasi sayisi   (m) =          41

Bouguer anomalie      (mGal) =        -306.40214
                       =        -315.17366
                       =        -322.64092
                       =        -329.43358
                       =        -335.83329
                       =        -341.98435
                       =        -347.96840
                       =        -353.83560
                       =        -359.61933
                       =        -365.34413
                       =        -371.03073
                       =        -376.70063
                       =        -382.38196
                       =        -388.12093
                       =        -394.00918
                       =        -400.25963
                       =        -407.37375
                       =        -415.84832
                       =        -425.03213
                       =        -433.76774
                       =        -440.18915
                       =        -441.66864
                       =        -439.28550
                       =        -433.94367
                       =        -427.07420
                       =        -419.99182
                       =        -412.70936
                       =        -405.19045
                       =        -397.47643
                       =        -389.60443
                       =        -381.59955
                       =        -373.47668
                       =        -365.24229
                       =        -356.89504
                       =        -348.42478
                       =        -339.80976
                       =        -331.01030
                       =        -321.95573
                       =        -312.51572
                       =        -302.43061

```

	=	-291.11499	
Yogunluk (gr/cm ³)	=	-0.400	
Kütle Nr. ve Kose sayisi	=	1	5
Poligon Koord. X und Z (m)	=	-500.000	0.000
	=	500.000	0.000
	=	500.000	-3.000
	=	0.000	-16.000
	=	-500.000	-5.000
Yogunluk (gr/cm ³)	=	-0.250	
Kütle Nr. ve Kose sayisi	=	2	7
Poligon Koord. X und Z (m)	=	-500.000	-5.000
	=	0.000	-16.000
	=	500.000	-3.000
	=	500.000	-11.000
	=	100.000	-20.500
	=	0.000	-26.000
	=	-600.000	-18.000
Yogunluk (gr/cm ³)	=	-0.180	
Kütle Nr. ve Kose sayisi	=	3	8
Poligon Koord. X und Z (m)	=	-500.000	-18.000
	=	0.000	-26.000
	=	100.000	-20.500
	=	500.000	-11.000
	=	500.000	-30.000
	=	50.000	-40.000
	=	-100.000	-33.000
	=	-500.000	-29.000
Yogunluk (gr/cm ³)	=	1.000	
Kütle Nr. ve Kose sayisi	=	4	56
Poligon Koord. X und Z (m)	=	-500.000	0.000
	=	500.000	0.000
	=	500.000	-1.000
	=	0.000	-6.000
	=	-500.000	-1.000
	=	-500.000	0.000
	=	500.000	0.000
	=	500.000	-2.000
	=	0.000	-11.000
	=	-500.000	-3.000
	=	-500.000	0.000
	=	500.000	0.000
	=	500.000	-3.000
	=	0.000	-16.000
	=	-500.000	-5.000
	=	-500.000	0.000
	=	500.000	0.000
	=	500.000	-5.000
	=	0.000	-18.000
	=	-500.000	-8.000
	=	-500.000	0.000

=	500.000	0.000
=	500.000	-9.000
=	100.000	-18.000
=	0.000	-23.000
=	-500.000	-12.000
=	-500.000	0.000
=	500.000	0.000
=	500.000	-11.000
=	100.000	-20.500
=	0.000	-26.000
=	-500.000	-18.000
=	-500.000	0.000
=	500.000	0.000
=	500.000	-14.000
=	120.000	-22.000
=	0.000	-28.000
=	-500.000	-20.000
=	-500.000	0.000
=	500.000	0.000
=	500.000	-20.000
=	200.000	-24.000
=	0.000	-30.000
=	-500.000	-22.000
=	-500.000	0.000
=	500.000	0.000
=	500.000	-26.000
=	50.000	-37.500
=	-100.000	-30.500
=	-500.000	-26.000
=	-500.000	0.000
=	500.000	0.000
=	500.000	-30.000
=	50.000	-40.000
=	-100.000	-33.000
=	-500.000	-29.000

Çıkış dataları

1. Tanımlama için elde edilen çıkış datası

```

-----
P R O G R A M M N A M E : A U S G L . F O R
Dateneingabefilename   : 2dters
Datenausgabefilename   : inva.dat
Subdatenfilename       : 2dters
-----

```

```

-----
Anzahl der Stoerkoerper      :      5
Anzahl der Beobachtungspunkte :     41
-----

```

```

-----
Maximale und minimale Groesse der originalen
Beobachtungswerten.
  -291.1149900   -441.6686400
-----

```

Bouguer-Anomalie wird beruecksichtigt

Kr. Nr.	DichtevARIABLE g/cm ³	MTLF g/cm ³	Gewichtungen
1	-0.0897	0.0248	0.0110
2	0.6510	0.0700	0.0014
3	0.8626	0.1096	0.0006
4	-0.1022	0.0128	0.0412

Kr. Nr.	Funktionskonstante (mgal)	MTLF (mgal)	Gewichtungen
1	-292.0814	4.1750	0.3863

Allgemeiner Mittlerer Fehler = 2.5949

X-Achse -> Entfernung (in kartesischen Koordinaten)

PNR	X-Achse	gem. BOUGUER	ber. BOUGUER	Differenz
1	-500.00	-306.40	-301.78	-4.63
2	-475.00	-315.17	-315.85	0.67
3	-450.00	-322.64	-321.66	-0.98
4	-425.00	-329.43	-328.01	-1.42
5	-400.00	-335.83	-334.38	-1.46
6	-375.00	-341.98	-340.72	-1.26
7	-350.00	-347.97	-347.04	-0.93
8	-325.00	-353.84	-353.35	-0.49
9	-300.00	-359.62	-359.63	0.01
10	-275.00	-365.34	-365.91	0.56
11	-250.00	-371.03	-372.17	1.14
12	-225.00	-376.70	-378.43	1.73
13	-200.00	-382.38	-384.70	2.32
14	-175.00	-388.12	-390.98	2.86
15	-150.00	-394.01	-397.32	3.31
16	-125.00	-400.26	-403.78	3.52
17	-100.00	-407.37	-410.49	3.12
18	-75.00	-415.85	-417.52	1.67
19	-50.00	-425.03	-424.65	-0.39
20	-25.00	-433.77	-431.42	-2.35
21	0.00	-440.19	-436.11	-4.08
22	25.00	-441.67	-436.08	-5.59
23	50.00	-439.29	-433.60	-5.69
24	75.00	-433.94	-430.09	-3.85
25	100.00	-427.07	-425.86	-1.22
26	125.00	-419.99	-420.74	0.75
27	150.00	-412.71	-414.55	1.84
28	175.00	-405.19	-407.71	2.52
29	200.00	-397.48	-400.32	2.84
30	225.00	-389.60	-392.27	2.66
31	250.00	-381.60	-383.80	2.20
32	275.00	-373.48	-375.11	1.63
33	300.00	-365.24	-366.28	1.04
34	325.00	-356.90	-357.35	0.46
35	350.00	-348.42	-348.33	-0.10
36	375.00	-339.81	-339.20	-0.61
37	400.00	-331.01	-329.95	-1.06
38	425.00	-321.96	-320.53	-1.43

39	450.00	-312.52	-310.84	-1.68
40	475.00	-302.43	-301.05	-1.38
41	500.00	-291.11	-294.85	3.73

2. Tanımlama için elde edilen çıkış datası

```

-----
PROGRAMMNAME : AUSGL . FOR
Dateneingabefilename : 2dters
Datenausgabefilename : inv.dat
Subdatenfilename : 2dters
-----

```

```

-----
Anzahl der Stoerkoerper : 5
Anzahl der Beobachtungspunkte : 41
-----

```

```

-----
Maximale und minimale Groesse der originalen
Beobachtungswerten.
-291.1149900 -441.6686400
-----

```

```

-----
Bouguer-Anomalie wird beruecksichtigt
-----

```

Kr. Nr.	Dichtevariable g/cm ³	MTLF g/cm ³	Gewichtungen
1	-1.2140	0.1161	0.0005
2	-0.4733	0.0714	0.0013
3	-0.2618	0.0314	0.0069
4	0.1022	0.0128	0.0412
Kr. Nr.	Funktionskonstante (mgal)	MTLF (mgal)	Gewichtungen
1	-292.0814	4.1750	0.3863

```

-----
Allgemeiner Mittlerer Fehler = 2.5949
-----

```

```

-----
X-Achse -> Entfernung (in kartesischen Koordinaten)
-----

```

PNR	X-Achse	gem. BOUGUER	ber. BOUGUER	Differenz
1	-500.00	-306.40	-301.78	-4.63
2	-475.00	-315.17	-315.85	0.67
3	-450.00	-322.64	-321.66	-0.98
4	-425.00	-329.43	-328.01	-1.42
5	-400.00	-335.83	-334.38	-1.46
6	-375.00	-341.98	-340.72	-1.26
7	-350.00	-347.97	-347.04	-0.93
8	-325.00	-353.84	-353.35	-0.49
9	-300.00	-359.62	-359.63	0.01
10	-275.00	-365.34	-365.91	0.56
11	-250.00	-371.03	-372.17	1.14
12	-225.00	-376.70	-378.43	1.73
13	-200.00	-382.38	-384.70	2.32
14	-175.00	-388.12	-390.98	2.86
15	-150.00	-394.01	-397.32	3.31
16	-125.00	-400.26	-403.78	3.52

17	-100.00	-407.37	-410.49	3.12
18	-75.00	-415.85	-417.52	1.67
19	-50.00	-425.03	-424.65	-0.39
20	-25.00	-433.77	-431.42	-2.35
21	0.00	-440.19	-436.11	-4.08
22	25.00	-441.67	-436.08	-5.59
23	50.00	-439.29	-433.60	-5.69
24	75.00	-433.94	-430.09	-3.85
25	100.00	-427.07	-425.86	-1.22
26	125.00	-419.99	-420.74	0.75
27	150.00	-412.71	-414.55	1.84
28	175.00	-405.19	-407.71	2.52
29	200.00	-397.48	-400.32	2.84
30	225.00	-389.60	-392.27	2.66
31	250.00	-381.60	-383.80	2.20
32	275.00	-373.48	-375.11	1.63
33	300.00	-365.24	-366.28	1.04
34	325.00	-356.90	-357.35	0.46
35	350.00	-348.42	-348.33	-0.10
36	375.00	-339.81	-339.20	-0.61
37	400.00	-331.01	-329.95	-1.06
38	425.00	-321.96	-320.53	-1.43
39	450.00	-312.52	-310.84	-1.68
40	475.00	-302.43	-301.05	-1.38
41	500.00	-291.11	-294.85	3.73

ÖZGEÇMİŞ

İstanbul'da doğdu. İlk, orta ve lise eğitimini istanbulda tamamladı. 2001 yılında KTÜ Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünü kazandı. 2005 bahar döneminde bu bölümden mezun oldu. 2004 yılında Anadolu Üniversitesi Açık Öğretim Fakültesi Halkla İlişkiler Önlisans Bölümüne kayıt oldu. 2006 yılında bu bölümden mezun oldu. 2007 yılında KTÜ Yabancı Diller Okulunu iyi derece ile bitirdi. Halen Yüksek Lisansına KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Anabilim Dalı'nda devam etmektedir.