

# GRAVİTE ANOMALİLERİNİN SINIR ANALİZLERİNDEN AFYON BÖLGESİ ÇİZGİSELLİKLERİNİN GÖRÜNTÜLENMESİ VE YERALTI YOĞUNLUK DAĞILIMI İLE KARŞILAŞTIRILMASI

## IMAGING THE LINEAMENTS OF AFYON REGION WITH BOUNDARY ANALYSIS OF GRAVITY ANOMALIES AND COMPARISON OF SUBSURFACE DENSITY DISTRIBUTION

**Mustafa Berkay Doğan<sup>\*1</sup>, Tuba Sönmez<sup>1</sup>, Bülent Oruç<sup>1</sup>,  
Yusif Rahimov<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *KOÜ. Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 41380, İzmit-Kocaeli*

Yayına Geliş (Recieved): 22.06.2017, Yayına Kabul (Accepted): 09.09.2017

Basım (Published): Nisan/April 2018

\*Sorumlu yazar/Corresponding author: dogan.mustafa.berkay@gmail.com

### Öz

Bu çalışmada potansiyel alan verilerinin yorumunda sıkça kullanılan düşey türevin yatay türev genliği (DYTG) ve Tilt Açısı (TA) yöntemlerinin sınır görüntülemeindeki etkinliği çeşitli prizma modelleri üzerinde test edilmiştir. Her iki yöntem sığ derinlikli anomali kaynaklarının sınırlarının görüntülenmesinde daha etkili olmaktadır. Söz konusu yöntemler Afyon bölgesinden elde edilen Bouguer anomali haritasına uygulanmıştır. Bouguer anomali haritası öncelikle Butterworth alçak geçişli süzgeçleme tekniği ile süzgeçlenmiştir. DYTG ve TA yöntemleri süzgeçlenen verinin birinci düşey türev verilerine uygulanmıştır. Böylece ağırlıklı olarak KB-GD doğrultulu uzanan süreksizliklerin, yapısal yükselim ve çökme alanlarını sınırladığı gözlenmiştir. Bu türden yapısal süreksizliklerle karşılaştırmak amacıyla, süzgeçlenmiş gravite anomali profillerinden iki boyutlu yeraltı yoğunluk dağılımları kestirilmiştir. Bu amaçla yoğunluk hacimlerini en küçük yapmayı hedefleyen ve çözümü kaynak kütle civarında odaklayan doğrusal ters çözüm algoritması kullanılmıştır. Yeraltı yoğunluk dağılımının yanal olarak keskin değişim gösterdiği bölgelerden bulunan çizgiselliklerle uyumlu olduğu belirlenmiştir.

**Anahtar Kelimeler:** Gravite anomalileri, yatay türev genliği, tilt açısı, doğrusal ters çözüm, yapısal süreksizlikler

### Abstract

In this study, the Horizontal Gradient Magnitude of the first vertical derivative and Tilt Angle methods, which are frequently used in the interpretation of potential field data, have been tested on various prism models. Both methods are more effective in imaging the shallower anomalous sources. These methods have been applied to the Bouguer anomaly map obtained from the Afyon region. The Bouguer anomaly map was first filtered with Butterworth low-pass filtering technique. Both methods have been applied to the first vertical gradient of the filtered gravity data. Thus, it has been observed that the discontinuities trending predominantly in the NW-SE direction have bounded structural uplift and collapse areas. Two-dimensional subsurface density distribution has been estimated from the filtered gravity anomaly profiles in order to compare with these kind structural discontinuities. For this purpose, a linear inverse solution algorithm minimizing and focusing the volume of the causative body has been used. It has been determined that the lineaments imaged in the study area are well correlated with horizontal and vertical density contrast distribution in the subsurface domain.

**Keywords:** Gravity anomalies, horizontal gradient magnitude, tilt angle, Linear inverse solution, structural discontinuity

## GİRİŞ

Jeotermal rezervuar yeraltında doğal olarak oluşan ve yer altı sularına oranla daha fazla ergimiş madde ve gazlar içerebilen su ve buhar biçimindeki kaynaklardır. Yer içinde derinlere süzülen meteorik sular akiferlerde biriktiğinde sıcak magma kütlesi veya genç volkanik ısı kaynağı tarafından ısıtılarak mineral ve gazlarca zenginleşir. Bu tür kaynaklar kırık sistemleri boyunca yükselerek yüzeye çıkabildikleri gibi, derinde geçirimsiz bir örtü kaya altında veya su deviniminin olduğu faylar boyunca yada temel kaya üzerinde yükselen horst şeklindeki yapıların içinde kapanabilir. Bu yapılar yan kayaçlarıyla yoğunluk farkına sahip olduklarından gravite yöntemiyle etkin bir şekilde aranabilirler.

Gravite anomali haritalarında farklı derinlik ve yoğunluklarda çok sayıda anomali kaynağının etkileri birlikte yer alır. Çoğu kez uzun dalga boylu anomaliler kısa dalga boylu anomalileri maskelenebilir. Özellikle yapısal süreksizlikler veya çizgisellikler olarak tanımlanan kaynaklar anomali haritalarında gradyent zonları şeklinde ifade edilir; ancak maskeleyen etkilerinden ötürü bu türden jeolojik yapıların gözlenmesi oldukça zor hatta imkansız olabilir. Bu durumda anomali haritaları içerisinde hızlı değişimleri, belli bir zon boyunca gelişen anomali yapılarını ve anomali çizgiselliklerinin yığılması ortaya çıkarılması önem kazanır. Jeolojik süreksizliklerin yeraltındaki konumlarının görüntülenmesi kadar, derinliklerinin de kestirilmesi o ölçüde önemlidir.

Cordell (1979), Grauch ve Cordell (1987) gravite anomalilerinin yatay türev genliklerinin (YTG) maksimumlarından düşey veya düşeye yakın atımlı fayların konumlarının izlenebileceğini göstermişlerdir. İlk defa Miller ve Singh (1994) tarafından geliştirilen ve manyetik anomali haritalarından Tilt Açılarının (TA) hesaplanmasına yönelik kullanılan yöntem, Oruç (2010) tarafından gravite anomalilerinin birinci düşey türev verilerine uygulanmıştır. TA yöntemi son zamanlarda potansiyel alan haritaları içinde gizlenen çizgiselliklerin yatay konum ve derinliklerinin belirlenmesinde etkin bir şekilde kullanılmıştır (Verduzco vd., 2004; Cooper ve Cowan, 2006; Cooper ve Cowan, 2008; Cooper, 2009; Ferreira vd., 2013). Bununla birlikte temel olarak anomali haritalarında maskelendiği düşünülen yapısal süreksizliklerin görüntüledikten sonra bunların herhangi bir yeraltı yoğunluk ve süseptibilite dağılımı ile karşılaştırılarak sorgulanmaması bir eksiklik olarak gözlenmektedir. Bu çalışmayla önce-

likle YTG ve TA yöntemlerinin sığ ve derin sınırları görüntüleme etkinliği model çalışmalarıyla ortaya çıkarılmıştır. Daha sonra bu iki yöntem Afyon bölgesinde elde edilen Bouguer anomali haritasına uygulanarak aynı çizgisellikleri veren ortak çözümleri araştırılmıştır. Kompak gravite doğrusal ters çözüm algoritmasıyla üst kabuğun sığ bölgelerinde yer alan yanıl yoğunluk değişimleri kestirilerek çizgiselliklerin geliştiği bölgelerle karşılaştırılmıştır. Buradan hareketle faylı bölgelerin jeotermal rezervuar için kapan olabileceği önerilmiştir.

## GRAVİTE ANOMALİLERİNİN BİRİNCİ DÜŞEY TÜREVİNİN YATAY TÜREV GENLİĞİ

Gravite anomalilerinin yatay türevlerinin genliğine (YTG) dayalı yöntem ilk defa Cordell (1979) tarafından önerilmiştir. YTG verileri, gravite anomalilerinin yatay doğrultularda birinci yatay türevlerinin karelerinin toplamının karekökü olarak tanımlanır:

$$YTG = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2} \quad (1)$$

Bu bağıntıda gravite anomalisi (g) yerine bunun birinci düşey türevi ( $\partial g / \partial z$ ) yazılırsa,

$$DYTG = \sqrt{\left(\frac{\partial^2 g}{\partial z \partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial^2 g}{\partial z \partial y}\right)^2} \quad (2)$$

elde edilir. Klingele vd. (1991) tarafından yarı sonsuz ve düşey kontak modelinin (Şekil 1) kuramsal birinci düşey türevinin yatay türevi

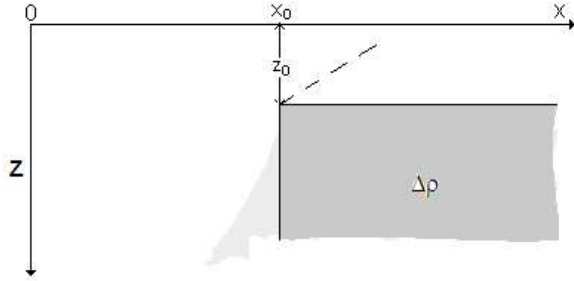
$$\frac{\partial^2 g}{\partial z \partial x} = 2G\Delta\rho \left[ \frac{-(z-z_0)}{(x-x_0)^2 + (z-z_0)^2} \right] \quad (3)$$

olarak verilmiştir. Kaynak y doğrultusu boyunca sonsuza uzandığı için bu doğrultudaki türevi sıfır olacağından ve (3) bağıntısı (2) bağıntısında yerine yazılırsa yeryüzü düzleminde ( $z=0$ )

$$DYTG(x) = 2G\Delta\rho \left[ \frac{z_0}{(x-x_0)^2 + z_0^2} \right] \quad (4)$$

eşitliği elde edilir. (4) bağıntısının çan eğrisi sunan basit bir rasyonel fonksiyon olduğuna dikkat edilmelidir. Fonksiyonun maksimum değerinin

$x=x_0$  noktasında elde edileceği açıktır. Bu durumda birinci düşey türevin yatay türev genliğinden yarı sonsuz düşey kontak şeklindeki yapıların yatay konumlarına yönelik çözüm üretilebilir.



Şekil 1. Yarı sonsuz düşey kontak modeli ve parametreleri.

Figure 1. Semi-infinite vertical contact model and its parameters.

### BİRİNCİ DÜŞEY TÜREVİN TİLT AÇISI

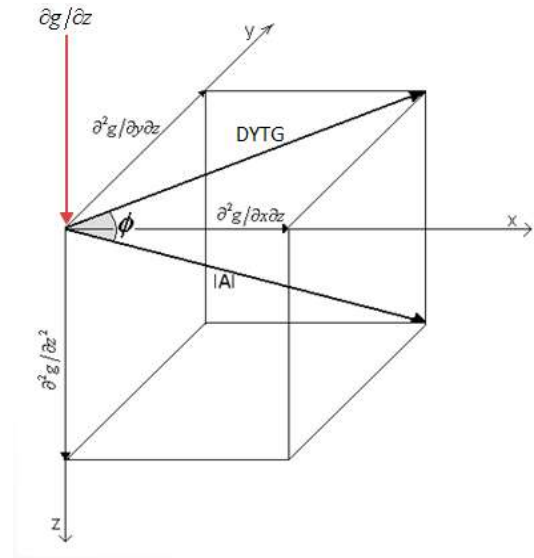
Verduzco vd. (2004) potansiyel alanın (f) tilt açısını

$$TDR = \tan^{-1} \left( \frac{\partial f / \partial z}{\sqrt{(\partial f / \partial x)^2 + (\partial f / \partial y)^2}} \right) \quad (5)$$

olarak tanımlamıştır. Burada f yerine gravite anomalisinin birinci düşey türevi ( $\partial g / \partial z$ ) yazılırsa

$$\phi = \tan^{-1} \left( \frac{\frac{\partial^2 g}{\partial z^2}}{\sqrt{\left( \frac{\partial^2 g}{\partial z \partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial^2 g}{\partial z \partial y} \right)^2}} \right) \quad (6)$$

bulunur (Oruç, 2010). Yeryüzündeki bir noktada birinci düşey türevin tilt açısının geometrik anlamı Şekil 2’de gösterilmiştir. Tilt açısının ters tanjant özelliğinden dolayı türev genliklerinden bağımsız olarak  $\pm\pi/2$  aralığında değişim gösterdiğine dikkat edilmelidir. Bu durum geniş bir dinamik aralıklarda bir süzgeç gibi davranarak sığ ve görece olarak derin kaynakların ayırımına yönelik çözüm üretebileceği sonucunu çıkarmaktadır.



Şekil 2. Yeryüzündeki bir noktada tilt açısının geometrik anlamı. Tilt açısı ( $\phi$ ), DYTG ve analitik sinyal ( $\nabla$ ) arasındaki açının ters tanjantı olarak tanımlanır. x, y ve z doğrultulu türevler sırasıyla birinci düşey türevin ( $\partial g / \partial z$ ) türevleridir.

Figure 2. The geometrical definition of tilt angle at any point on the surface. The tilt angle ( $\phi$ ) is defined as inverse tangent of angle between DYTG and analytical signal ( $\nabla$ ). The second derivatives in the x, y, and z direction are the derivatives of first vertical derivative ( $\partial g / \partial z$ ).

Şekil 2’deki yarı sonsuz düşey kontak modelinin yeryüzü düzleminde ikinci düşey türevi

$$\frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = 2G\rho \left[ \frac{(x-x_0)}{(x-x_0)^2 + z_0^2} \right] \quad (7)$$

olarak verilir (Klingele vd. 1991’den değiştirilerek). Daha önce bahsedildiği gibi iki boyutlu modelin y doğrultusu boyunca türevi sıfır olduğundan, (3) ve (7) bağıntıları (6)’da yerine yazılırsa,

$$\phi = \tan^{-1} \left( \frac{x-x_0}{z_0} \right) \quad (8)$$

elde edilir (Oruç, 2014). Bu basit tilt açısı fonksiyonuna dikkat edildiğinde yarı sonsuz düşey kontak sınırının tam üzerinde ( $x=x_0$ ) tilt açısı “sıfır” değerini almaktadır. Diğer bir deyişle tilt açısının sıfır değeri kaynağın yatay konumuna karşılık gelmektedir. Bununla birlikte  $x-x_0=z_0$  ve  $x-x_0=-z_0$  olarak verilen özel durumlarda tilt açısı sırasıyla  $+\pi/4$  ve  $-\pi/4$  değerlerini alır. Buradan derinlik kestirimi için

önemli bir özellik ortaya çıkar. Buna göre kaynak derinliği  $\pm\pi/4$  değerleri arasındaki yatay uzaklığın yarısından veya 0 ve  $+\pi/4$  yada 0 ve  $-\pi/4$  radyan değerleri arasındaki uzaklıktan kolayca bulunabilir.

### MODEL ÇALIŞMALARI

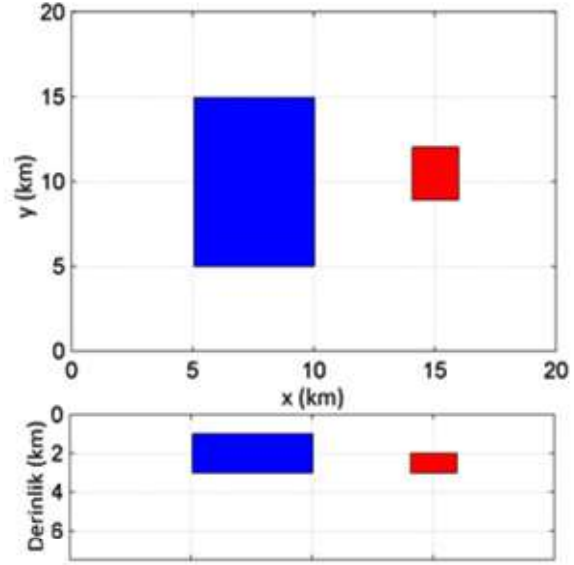
Düşey türevin yatay türev genlikleri ve tilt açılarının sınır görüntülemeindeki etkinliği farklı derinlik ve boyutlarda düşey prizma modellerinde araştırılmıştır. Model çalışmasında özellikle küçük boyutlu ve derin kaynakların, büyük boyutlu ve daha sığ kaynağa yakın olması durumunda gravite anomalilerinin neredeyse tek bir kaynak gibi gözlenmesi amaçlanmıştır. Bu durumda her iki yöntemin gerek kaynakların ayırımında ve gerekse sınırlarının görüntülenmesindeki başarısı test edilmiştir. Şekil 3'de üst derinlikleri 1 km ve 2 km olan iki prizmanın yatay konumları görülmektedir. Prizmaların her ikisi için de yoğunluk farkı  $1 \text{ gr/cm}^3$  olarak seçilmiştir. (2) ve (6) bağıntılarında gerekli olan gravite anomalilerinin düşey türevi ve bunun yatay türevleri Gunn (1975) tarafından verilen hızlı Fourier dönüşümü (FFT) algoritmasıyla ve Arısoy ve Dikmen (2011) tarafından geliştirilen POTENSOF yazılımı kullanılarak hesaplanmıştır.

Şekil 4'de prizma modellerinin gravite anomalisi ( $g$ ), birinci düşey türevi ( $\partial g/\partial z$ ) ve düşey türevinden (2) ve (6) eşitliklerine göre türetilen DYTG ve TA haritaları görülmektedir. Gravite anomalisi içinde ayırımı yapılamayan derin kaynak sınırının her iki yöntemle istenen çözünürlükte ortaya çıkarılması önemli bir avantaj olarak değerlendirilebilir.

DYTG genliklerinin en küçük değerleri kaynak dışında ve kaynağın içinde oluşmaktadır. Maksimum genlikleri ise (4) bağıntısının karakteristik özelliğine bağlı olarak kaynak sınırları üzerinde gelişmektedir. Özellikle sığ kaynağın görünebilirliğine bağlı olarak, DYTG maksimumlarının çözünürlüğü derin kaynağa göre çok daha yüksektir. Derin kaynak sınırlarına yönelik maksimum genlikler düşük çözünürlükte olmasına karşılık kaynak ayırımına yönelik çözüm üretilmiştir. Derin kaynağın sığ kaynağa yakın sınırında diğer sınırlarına göre görece olarak daha yüksek genlikler gözlenmiştir. Bunun nedeni sığ kaynağın yüksek maksimum genlik etkisinin derin kaynak üzerinde de nispeten etkili olmasıdır.

Tilt açısı haritası sığ ve derin anomali kaynaklarının ayırımı daha belirgindir. DYTG haritası ile karşılaştırıldığında Tilt açısı haritasında daha kısa dalga boylu bileşenler hakimdir. Kısa dalga boylu

çözümlerin en önemli avantajı bu türden çözümlere duyarlı kaynak sınırları veya çizgiselliklere yönelik "yığımlar" sunmasıdır. Bu nedenle Tilt açısı haritasının sıfır konturları sığ ve derin kaynak sınırlarını başarılı bir şekilde izlemektedir. Ayrıca kaynak içinde pozitif (maksimum) açı genlikleri ve dışında ise negatif genlikler oluşmaktadır.



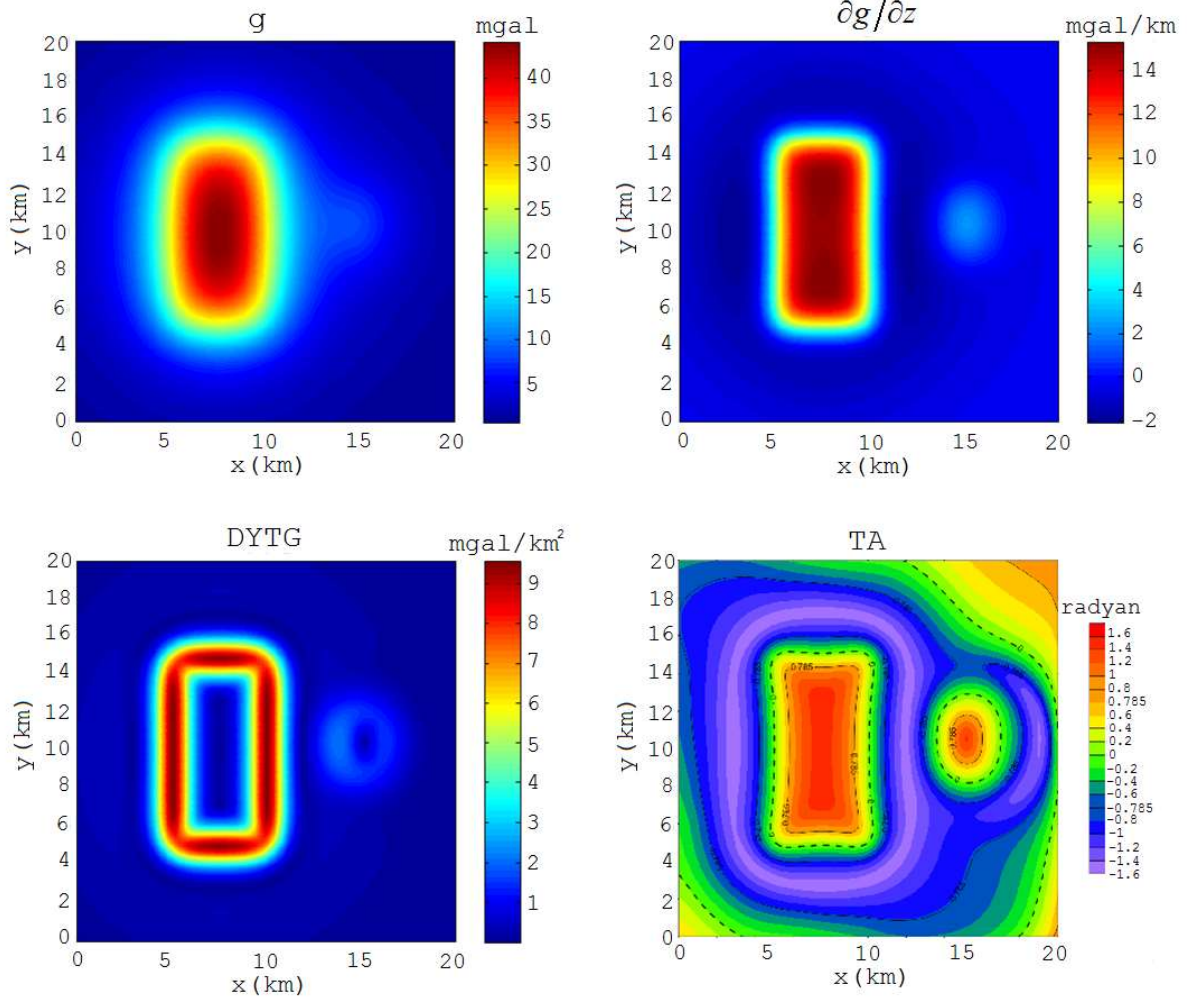
Şekil 3. Sınır görüntüleme için kullanılan prizma modellerinin üst ve dik kesit görüntüleri.

Figure 3. A plain and cross sectional view of vertical sided prisms used for imaging the source boundaries.

Tilt açısı sıfır konturları derin kaynak sınırları üzerinde yeterince çizgisel özellikler göstermemiştir. Bununla birlikte DYTG haritasına göre ayırımı daha başarılıdır. Daha önce bahsedildiği gibi Tilt açısı fonksiyonunun en önemli özelliği düşey kontak veya fay tipi jeolojik yapıların sınırların üst derinliklerine yönelik çözümler sunmasıdır. Bilindiği gibi düşey prizma modellerinin her bir köşe sınırı ideal kontak sınırına yaklaştırılabilir. Bu durumda Tilt açısının derinlik kestirim özelliğinin prizma üst derinliklerine yönelik çözümler sunması beklenir. Nitekim kaynak sınırları üzerinde sıfır konturunun her iki tarafında "eşit uzaklıkta"  $\pm\pi/4$  konturları arasındaki yatay uzaklığın yarısından veya 0 ve  $+\pi/4$  yada 0 ve  $-\pi/4$  konturları arasındaki uzaklıktan sığ ve derin kaynağın üst derinlikleri sırasıyla 1 km ve 2 km olarak kestirilmiştir. Şekil 3'de görülen kuramsal derinliklerin hesaplanmış olması yöntemin derinlik kestirimindeki etkinliğini gösteren önemli bir avantajı olarak göze çarpmaktadır.

Tilt açısı haritasında yanılıcı sıfır konturları eksen sınırları civarında gözlenmiştir. Bu türden konturların kaynak sınırından çok uzakta ve anomali kaynağı ile hiç bir ilgisinin olmadığı açıktır. Bu durum Tilt açısının (8) bağıntısı ile verilen kuramsal ilkelerine bağlı olarak düşey türevden elde edilmiş olması ve eksen sınırlarında FFT uygulamasından kaynaklanabilen ve yanılıcı sıfır konturuna neden

olabilen istenmeyen dalga boylarının ortaya çıkmasıdır. Bu kesimlerde ortaya çıkan sıfır konturlarından başka yanılıcı  $-0.785$  Radyan konturları da dikkat çekmektedir. Bu kesimde sıfır konturunun diğer tarafında  $+0.785$  radyan konturunun gelişmesi söz konusu konturun yanılıcı olduğunu ve gözlemsel ve sayısal yorumlamada dikkate alınmaması gerektiğini göstermektedir.



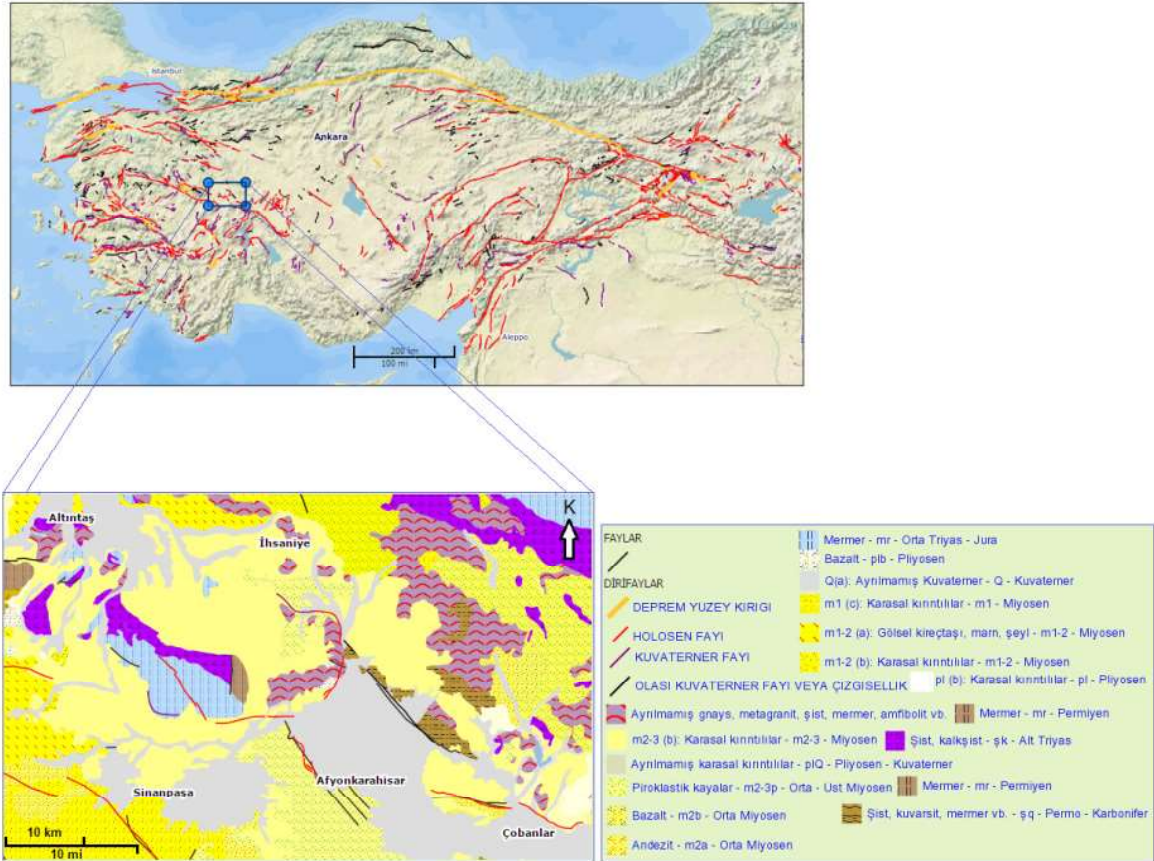
**Şekil 4.** Şekil 3'deki prizma modellerinin gravite anomalisi ( $g$ ), birinci düşey türevi ( $\partial g/\partial z$ ), DYTG ve TA haritaları. Kesikli çizgiler Tilt açısının sıfır konturlarını temsil eder. Diğer belirgin konturlar derinlik kestirimi için gerekli olan  $\pm\pi/4$  ( $\pm 0.785$  Radyan) konturlarıdır.

**Figure 4.** Gravity anomalies ( $g$ ), first vertical derivative ( $\partial g/\partial z$ ), DYTG and Tilt angle of prism models in Figure 3. The dashed lines represents the zero contours of Tilt angle. Other significant contours which are required for depth estimation correspond to contours of  $\pm\pi/4$  ( $\pm 0.785$  Radians).

## AFYON BÖLGESİ GÖMÜLÜ YAPISAL SÜREKSİZLİKLERİNİN İZLENMESİ

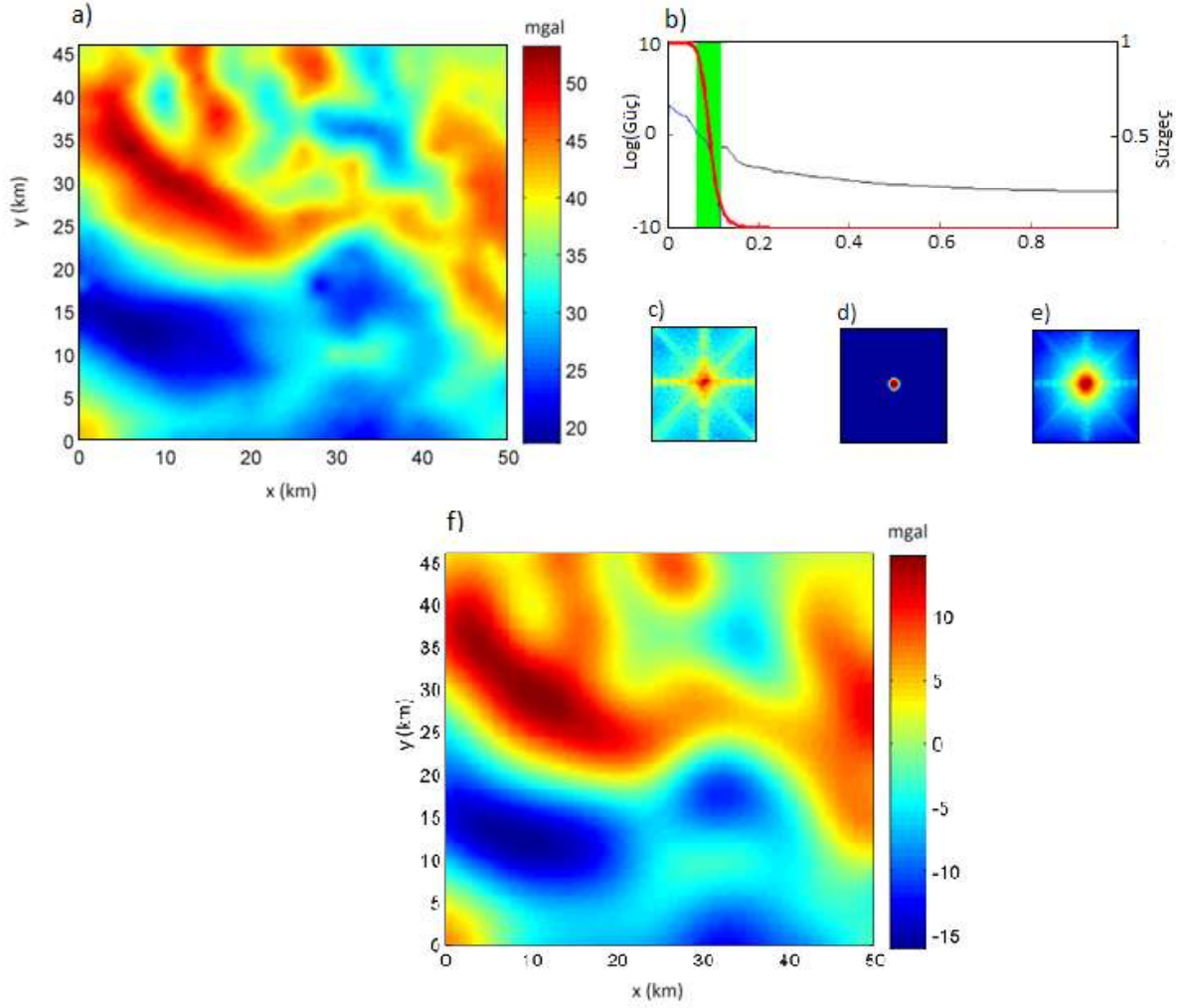
Maden Tetkik Arama (MTA) Genel Müdürlüğü tarafından Afyon bölgesi ve civarında jeotermal rezervuar olabilecek yükselilerin veya gömülü fayların yerlerinin saptanmasına yönelik olarak gravite yöntemi uygulanmıştır (Çalım, 1971). Çalışma sahası 38.66° kuzey enlemi ile 30.87° doğu boylamları arasında yer almaktadır. Şekil 5’de Afyon bölgesine ait çalışma alanı ve MTA’nın 1/250.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritasından (Akbaş vd., 2002) derlenen çalışma alanının jeoloji haritası görülmektedir. Çalışma alanında Pa-

leozoyik yaşlı metamorfik kayalar (ayrışmamış gnays, metagranit, şist, mermer ve amfibolit) temel kayayı oluşturmaktadır. Neojen yaşlı kırıntılı kayalar çalışma alanında önemli bir yer tutmakta ve birçok yerde metamorfikleri de örtmektedir (Çalım, 1971). Afyon bölgesi Orta-Batı Anadolu’nun “tektonik kaçış” bölgesinin batısı ile açılma rejiminin sınırında kalan geçiş zonu üzerinde yer almaktadır (Gürsoy vd., 2003). Neotektonik dönemde Afyon şehrinin kuzey ve güneyinde gelişen volkanizma ve faylar kabuk deformasyonuna neden olan etkenlerdir (Gürsoy vd., 2003). Afyon bölgesinde jeolojik süreç içerisinde çok sayıda asidik ve bazik volkanik yüzeylenmeler gözlenmektedir (Harut, 1995).



**Şekil 5.** Afyon bölgesi çalışma alanı yer buldurusu, jeoloji haritası ve tektonik çizgisellikler. Jeoloji haritası MTA tarafından hazırlanan 1/250.000 ölçekli jeoloji haritasından (Akbaş vd., 2002), MTA harita görüntüleyici ve çizim editörü internet portalında (<http://yerbilimleri.mta.gov.tr/anasayfa.aspx>) derlenerek hazırlanmıştır. Faylar 1/125.000 ölçekli Türkiye diri fay haritasından (Emre vd., 2013) derlenmiştir.

**Figure 5.** The study area of Afyon region and geological map. Compilation of the geological map is being prepared using Geoscience MapViewer and Drawing Editor (<http://yerbilimleri.mta.gov.tr/anasayfa.aspx>) as a web base platform at 1/250.000, provided by MTA. The faults were compiled in the active fault map series of Turkey (Emre et al., 2013) at 1/125.000.



**Şekil 6.** a) MTA tarafından elde edilen Afyon bölgesi Bouguer gravite anomali haritası (Giriş verisi), b) Anomali haritasının logaritmik güç spektrumu ve ideal kesme dalga sayısının belirlenmesi ( $k=0.09 \text{ km}^{-1}$ ), c) Giriş verisinin dalga sayısı tepkisi, d) Süzgeç tepki fonksiyonunun dalga sayısı tepkisi, e) Süzgeçlenmiş verinin veya çıktı verisinin dalga sayısı tepkisi, f) Spektral analiz sonuçlarına göre Butterworth alçak geçişli süzgeçleme işlemi uygulandıktan sonra elde edilen anomali haritası.

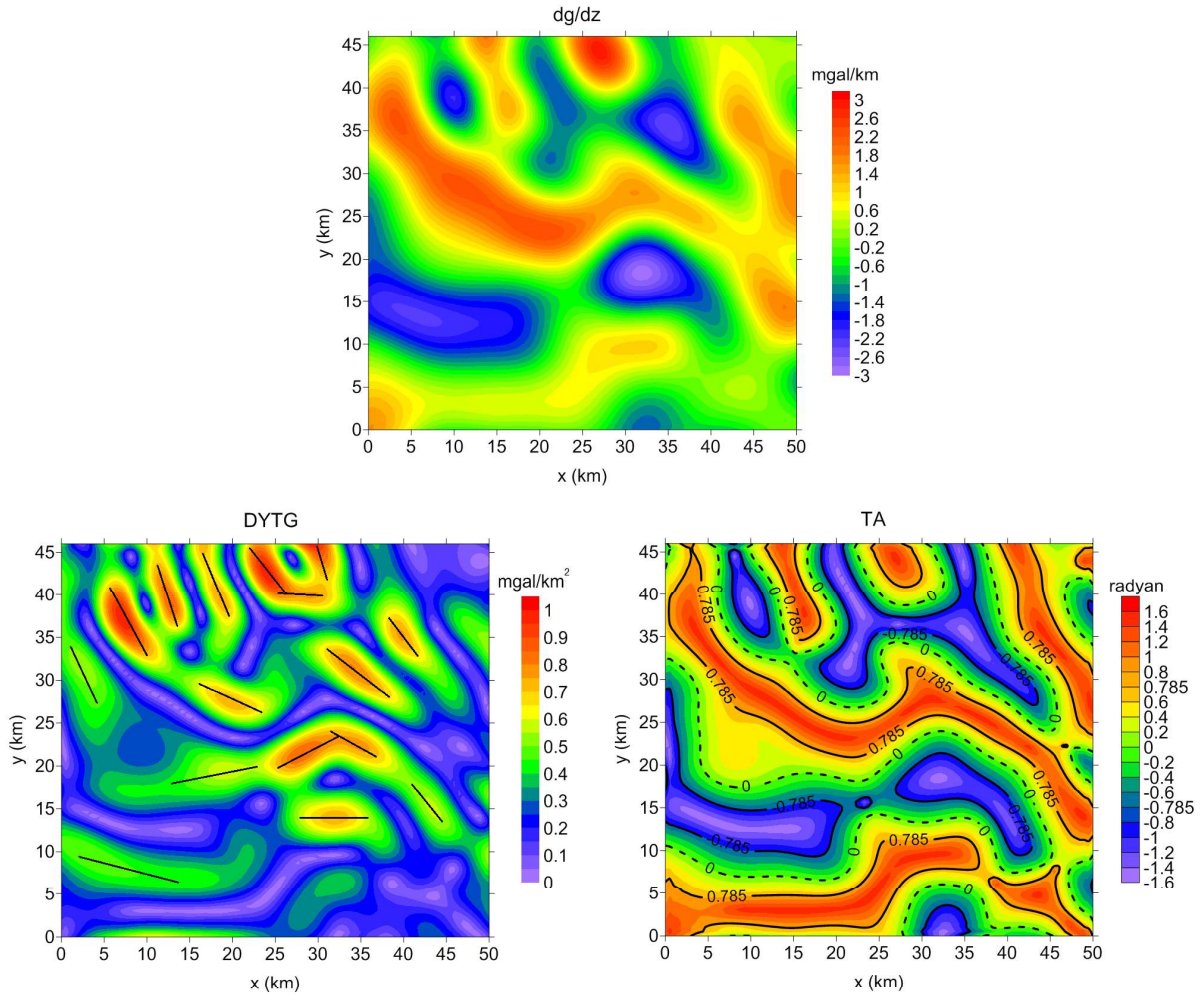
**Figure 6.** a) Bouguer gravity anomaly map of Afyon region (input data). b) Logarithmic power spectrum of anomaly map and determination an ideal cut-off wavenumber ( $k=0.09 \text{ km}^{-1}$ ). c) The wavenumber response to input data. d) Wavenumber response to low-pass filter. e) Wavenumber response to filtered data or output, f) Gravity anomaly map obtained by applying a Butterworth low-pass filter defined by results of the spectral analysis.

Şekil 7’de birinci düşey türev haritasında ani değişim gösteren gradyent alanları, DYTG haritasında maksimum bölgeler olarak yığılmıştır. Yığma işlemi ile DYTG maksimumlarına neden olan çizgisellikler kolayca görüntülenmiştir. Çizgiselliklerin ağırlık olarak KB-GD doğrultulu olarak uzandığı ve özellikle çalışma sahasının güney batı kesiminden ziyade kuzey doğu kesiminde toplandığı dikkat çekmektedir. Bu iki kesimi birbirinden ayıran sınırın tek bir sınır olmadığı, farklı açılarla gelişen yerel faylarla sınırlandığı görülmektedir.

Buna göre Şekil 6’deki gravite anomali haritasında gözlenen güçlü pozitif ve negatif kapanımların kaynağı olan gömülü kırıklı yapının bu türden yerel faylar boyunca denetlendiği sonucu çıkarılabilir. Böylece çalışma alanında Şekil 5’de derlenen bilinen fayların dışında, daha önce bilinmeyen gömülü çizgiselliklerin uzanımlarına yönelik çözümler üretilmiştir. Şekil 7’de görüldüğü gibi birinci düşey türevin Tilt açısının sıfır konturları DYTG maksimumlarının oluştuğu yerlerde ortaya çıkmıştır. DYTG haritasında özellikle çalışma

alanının kuzey doğu kesiminde daha fazla izlenen çizgisellikler, Tilt açısının sıfır konturlarında da görülmektedir. Şekil 4'deki model çalışmasında hatırlanacağı üzere, düşey atımlı fay veya kontaklı temsil eden prizma köşe sınırlarında Tilt açısının  $\pm\pi/4$  ( $\pm 0.785$  Radyan) konturlarının özelliği sıfır konturunun her iki tarafında eşit uzaklıkta çıkmasıdır. Şekil 7'deki Tilt açısı haritası yorumlandığında x ve y eksenlerinin sırasıyla 10. ve 20. kilometrelerine karşılık gelen kesimi civarı dışın-

da, söz konusu özelliğin elde edilmiş olması ilgi çekicidir. Buradan çalışma alanı içinde görüntülenen çizgiselliklerin ağırlıklı olarak düşey sınırlar boyunca geliştiği anlaşılmaktadır. Düşey atımlı sınırlar dikkate alındığında Tilt açısının  $\pm\pi/4$  konturları arasındaki uzaklığın yarısından kaynak derinlikleri 1.5 km -4 km arasında değişmektedir. Böylece sıcak suyun akışını denetleyen faylar görece olarak derinde olduklarından, derin sondaj kuyularının açılması gerekmektedir.



**Şekil 7.** Şekil 6f'de görülen alçak geçişli süzgeçlenmiş gravite anomali haritasının birinci düşey türevinin ( $\partial g/\partial z$ ) DYTG ve Tilt açısı (TA) haritası.

**Figure 7.** The DYTG and Tilt angle (TA) map of The first vertical derivative map ( $\partial g/\partial z$ ) of low-pass filtered gravity anomaly in Figure 6f.



## GRAVİTE YÖNTEMİNDE TERS ÇÖZÜM ALGORİTMASIYLA İKİ BOYUTLU YOĞUNLUK MODELLEME

Potansiyel alanlarda ters çözüm işlemi duraysız ve çok çözümlüdür. Özellikle gözlem verisinin kalitesine ve yinelemeler için gerekli olan başlangıç modeline bağlıdır. Gravite anomalilerinden hareketle yanal ve düşey yoğunluk dağılımlarının kestiriminde en önemli sorun yoğunlukların kompakt olarak kestirilememesi ve çoğu kez gerçekçi olmayan ve rastgele dağılım gösteren yoğunluklardan hesaplanan anomali ile gözlenen anomali arasındaki uyumun elde edilememesidir. Bu sorunun üstesinden gelmek için Last ve Kubik (1983) tarafından “kompakt gravite ters çözümü” olarak bilinen bir algoritma geliştirilmiştir. Algoritma yoğunlukların en üst ve en alt değer atamalarından yola çıkarak yoğunlukları ve yoğunluk farklarını bu limitler içerisinde modeller. Böylece başlangıç yoğunluk farkları olarak bu limitlerin hedeflenen jeolojik modele uygun olacak şekilde tasarlanması durumunda modelin bulunduğu bölge minimum hacimde daraltılarak, gereksiz ve rastgele yoğunluk dağılımlarına izin vermeyecek şekilde yapı “kompakt” biçimde kestirilir. Bu koşul altında blok sayısının optimum ölçüde artırılması çözümün duraylılığını yükseltebilir; ancak bu durumda problem çoğu kez eksik tanımlı (bilinmeyen parametre sayısının gözlem sayısından fazla olması) olarak ortaya çıkar. Buna göre blok yoğunlukları model ağırlıklandırmasına bağlı olarak Last ve Kubik (1983) tarafından verilen,

$$m = W_m^{-1} G^T \left( W_m^{-1} G^T + \frac{\delta_m^2}{1 + \delta_e^2} \right)^{-1} d_g \quad (9)$$

eşitliğinden kestirilebilir. Burada  $d_g$ , veri vektörü (gözlenen gravite anomalileri) ve  $W_m^{-1}$  her bir bloğun yoğunluğundan oluşan parametre ağırlıklandırma matrisidir.  $\delta_m^2$  ve  $\delta_e^2$  sırasıyla model parametrelerinin (yoğunluklar) ve gözlenen ve hesaplanan veriler arasındaki sapmaların varyansıdır. (9) bağıntısına dikkat edildiğinde doğrusal sistem eksik tanımlıdır. Bu durumda algoritma  $\rho_0$  yoğunluk sınırına ulaştığında bu bloğun yoğunluğunu sabitler ve sonraki yinelemede bu bloğun yoğunluğunu değiştirmeyerek bilinmeyen sayısını azaltmaya çalışır. Yinelemeler yoğunluk dağılımının en az saçıldığı veya minimum olduğu bir bölge bulununcaya kadar sürdürülür. Algoritma model ağırlıklandırmalarına ( $W_m$ ) bağlı olarak yoğunluk

kısıtlanmalı uygulandığından yoğunluk bölgelerine odaklanan çözümlerin elde edilmesi beklenir. Böyle bir çözüm bulunduğu gözlenen ve hesaplanan anomaliler arasındaki hatanın en küçük olması beklenir.

Şekil 8’de süzgeçlenmiş harita üzerinde alınan kesit (AB) boyunca kestirilen yeraltı yoğunluk farkı dağılımı görülmektedir. Kesit doğrultusu özellikle Şekil 7’de görülen çizgisellikleri kesecek şekilde seçilmiş ve bu çizgiselliklerin yeraltı yoğunluk dağılımı ile ilişkisinin ortaya çıkarılması amaçlanmıştır. Burada yoğunluk farklarının yanal olarak ani değişim gösterdiği dört bölge dikkat çekmektedir. Bu değişimler hemen hemen düşey ve düşeye yakın süreksizliklere karşılık gelir. Özellikle kesitin yaklaşık 10. kilometresinde düşey sınır belirgin bir şekilde modellenmiştir. Aynı profilin 20., 30. ve 40. kilometrelerinde düşeye yakın sınır değişimleri dikkat çekmektedir. Yanal yoğunluk değişimlerini sınırlayan bu bölgelerin DYTG haritasının maksimumlarında işaretlenen çizgisellikleri desteklediği görülmektedir. Böylece yoğunluk farkları dağılımının yanal değişimlerinin düşey veya düşeye yakın sınırlarda gerçekleşmesi, DYTG maksimumlarının (4) bağıntısı ile verilen kuramsal ilkesine uygun bir şekilde belirlendiğini göstermektedir. Ayrıca söz konusu ani değişim gösteren yoğunluk dağılımının Şekil 7’de görülen Tilt açısı sıfır konturlarıyla da iyi korele edildiğine dikkat edilmelidir.

Şekil 9’da görülen CD kesiti süzgeçlenmiş anomalinin güçlü pozitif ve negatif kapanımlarını kesecek şekilde seçilmiştir. Burada gömülü kıvrımlı yapının yoğunluk farkı özelliklerine göre görünümü ve varsa bunu denetleyen fayın konumuna yönelik çözüm üretilmesi amaçlanmıştır. Şekil 9’da yeraltı yoğunluk farkı dağılımına dikkat edildiğinde kesitin 10. ve 20. kilometrelerinde kesitin negatif ve pozitif yoğunluk farklarının yanal değişimi açıkça görülmektedir. Her iki değişim de düşey sınırlarla sınırlanmaktadır. Bununla birlikte 10. kilometrede oluşan yoğunluk farkı değişimi diğerine göre daha keskin bir şekilde gelişmiştir. 20.kilometredeki düşey sınırda yoğunluk farkı değişimi ise yuvarlatılmış ve yavaş geçişlerle karakterize edilmiştir. Bu kesimde düşey sınır her iki kesiminde dereceli geçişlerle negatif ve pozitif yoğunluk farklarını sınırlar. Şekil 8 ve Şekil 9 karşılaştırıldığında her iki profilin 10. ve 20. kilometrelerinde sınır değişimleri aynı şekilde devam etmektedir. Bununla birlikte AB profiline

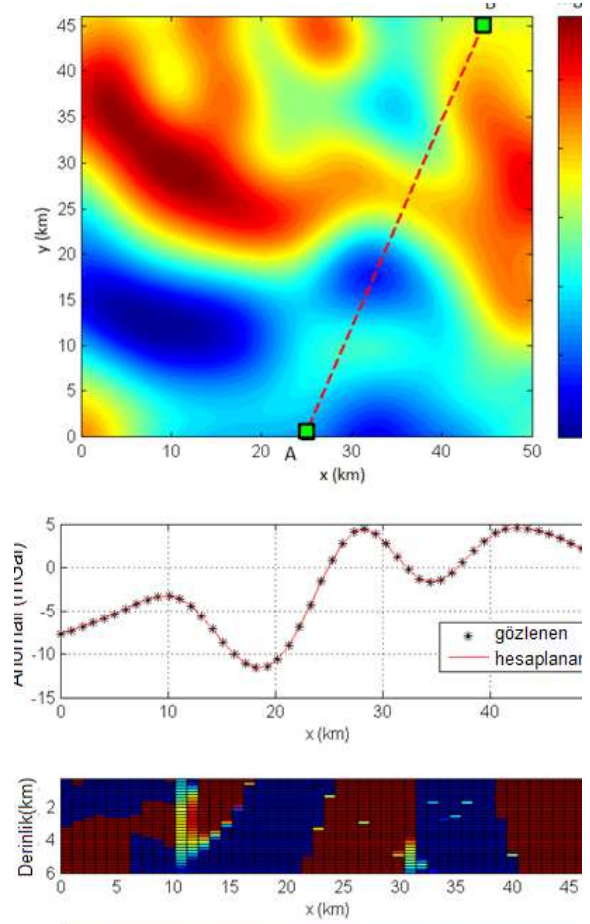
30-40 kilometreleri arasındaki negatif yoğunluk farkı bölgesi CD profilinde pozitif yoğunluk farkı gözlenmektedir.

## SONUÇLAR

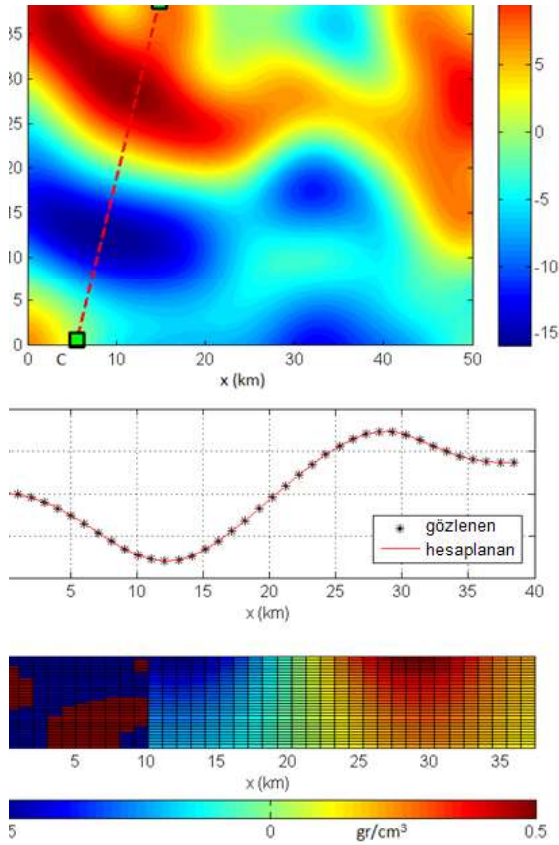
Birinci düşey türevden türetilen yatay türev genlik ve Tilt açısı verileriyle, anomali haritalarında uzun dalga boylu verilerle gizlenen çizgisel kaynakların etkileri ortaya çıkarılabilir. Her iki veri seti düşey türeve dayalı olarak hesaplandığından, anomali içinde çok kısa dalga boylu bileşenlerin yanıltıcı etkisinden kaçınmak ve bölgesel gradyent zonlarını doğru bir şekilde yığmak için gözlem verisinin alçak geçişli süzgeçleme işlemiyle yuvarlatılması gereklidir. DYTG ve Tilt açısı haritalarının bundan sonra hesaplanması derin jeolojik süreksizliklerin görüntülenmesinde çözünürlüğü arttıracaktır. Derin ve sık anomali kaynaklarının ayırımı her iki yöntemle başarılı bir şekilde yapılabilmektedir. Bununla birlikte Tilt açısı yönteminde kaynak ayırımı biraz daha belirgin olmakta; ancak yanıltıcı sıfır konturları gelişebilmektedir.

Tilt açısının DYTG yöntemine göre en önemli avantajı düşey veya düşeye yakın jeolojik süreksizliklerin derinliklerinin yaklaşık olarak hesaplanabilmesine olanak sağlamasıdır.

Afyon bölgesi ve civarında sözkonusu yöntemlerle izlenen çizgiselliklerin doğruluğu, doğrusal ters çözümle kestirilen yeraltı yoğunluk farkı dağılımının yanal değişimleriyle de desteklenmiştir. Modelleme sonuçları derin jeolojik formasyonların bölgenin özellikle doğusunda yanal olarak hızlı bir şekilde değiştiğini göstermektedir. Genel olarak Afyon bölgesi ve civarında jeotermal sistemin derin ve karmaşık jeolojik yapı içerisinde yoğunluk değişimlerine neden olan gömülü ve görece olarak derin yerel faylarla denetlendiği anlaşılmaktadır. Bu bölgelerde devinim özelliği gösterebilen sıcak suların sondaj kuyuları ile yeryüzüne çıkarılmaları önerilir.



**Şekil 8.** Süzgeçlenmiş veriden alınan kesit boyunca (AB) gravite doğrusal ters çözümünden kestirilen yoğunluk farkı dağılımı modeli Sönüm faktörü 10, gözlenen (süzgeçli) ve modelden hesaplanan veriler arasındaki toplam karesel hata 0.02 ve verinin standart sapması 0.01. **Figure 8.** Density contrast distribution model which is estimated by gravity linear inversion along the profile AB from filtered data. Damping factor is 10, sum of squared errors between observed (filtered) and calculated data from model is 0.02, and data standard deviation is 0.01.



**Şekil 9.** Süzgeçlenmiş veriden alınan kesit (CD) boyunca gravite doğrusal ters çözümle kestirilen yoğunluk farkı dağılımı. Sönüm faktörü 0.25, gözlenen ve hesaplanan veriler arasındaki toplam karesel hata 0.05 ve verinin standart sapması 0.01.

**Figure 9.** Density contrast distribution model which is estimated by gravity linear inversion along the profile CD from filtered data. Damping factor is 0.25, sum of squared errors between observed (filtered) and calculated data from model is 0.05, and data standard deviation is 0.01.

## SUMMARY

The Horizontal Gradient Magnitude of the first vertical derivative and Tilt Angle methods were used in the interpretation of Bouguer anomalies from the Afyon region. For this purpose, the Bouguer anomaly map was first filtered with Butterworth low-pass filtering technique. Both methods have been applied to the first vertical gradient of the filtered gravity data. Thus, it has been observed that the structural discontinuities trending predominantly in the NW-SE direction have bounded structural uplift and collapse areas. Two-dimensional subsurface density distribution has also been estimated from the filtered gravity anomaly profiles in order to compare with structural discontinuities. Accordingly, a linear inverse solution algorithm that minimizes and focuses the volume of the causative body has

been used. Finally, we determine that the lineaments imaged in the study area are well correlated with horizontal and vertical density contrast distribution in the subsurface domain.

## KATKI BELİRTME

Arazi verilerinin temininde MTA Genel Müdürlüğü'ne ve jeoloji haritasının hazırlanmasına olanak veren "Yerbilimleri Harita Görüntüleyici ve Çizim Editörü" internet portalının kurucusu MTA Jeoloji Etüdları Daire Başkanı Sayın Engin Öncü SÜMER'e teşekkürü borç biliriz.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Akbaş, B., Akdeniz, N., Aksay, A., Altun, İ., Balcı, V., Bilginer, E., Bilgiç, T., Duru, M., Ercan, T., Gedik, İ., Günay, Y., Güven, İ.H., Hakyemez, H. Y., Konak, N., Papak, İ., Pehlivan, Ş., Sevin, M., Şenel, M., Tarhan, N., Turhan, N., Türkecan, A., Ulu, Ü., Uğuz, M.F., Yurtsever, A. ve diğerleri, 2002. 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası; Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını. Ankara Türkiye.
- Arısoy, M., Dikmen, Ü., 2011. Potensoft: Matlab-based software for potential field data processing, modeling and mapping. *Computers and Geosciences* 37, 935-942.
- Cooper, G. R. 2009. Balancing images of potential-field data. *Geophysics*, 74(3), L17-L20.
- Cooper, G. R. J., and Cowan, D. R. 2006. Enhancing potential field data using filters based on the local phase. *Computers and Geosciences*, 32(10), 1585-1591.
- Cooper, G. R. J., and Cowan, D. R. 2008. Edge enhancement of potential-field data using normalized statics. *Geophysics*, 73(3), H1-H4.
- Cordell, L., 1979. Gravimetric expression of graben faulting in Santa Fe country and the Espanola basin, New Mexico. In *New Mexico Geol. Soc. Guidebook, 30th Field Conf* (pp. 59-64).
- Çalim, A., 1971. Jeotermik Enerji Etütlerinde Kullanılan Gravite Metodunun Afyon Jeotermal Sahasına Tatbiki. *Maden Tetkik Arama Enstitüsü*, 75-79.
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş. ve Şaroğlu, F. 2013, 1/1.125.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Özel Yayınlar Serisi, Ankara, Türkiye

- Ferreira, F. J., de Souza, J., de B. e S. Bongiolo, A., and de Castro, L. G. 2013. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle. *Geophysics*, 78(3), J33-J41.
- Grauch, V.J.S., Cordell, L., 1987. Limitations of determining density or magnetic boundaries from the horizontal gradient of gravity of pseudogravity data: *Geophysics* 52, 118-121.
- Gürsoy, H., Piper, J.D.A., Tatar, O., 2003. Neotectonic deformation in the western sector of tectonic escape in Anatolia: palaeomagnetic study of the Afyon region, central Turkey. *Tectonophysics*, 374, 57-79.
- Gunn, P. J. 1975. Linear transformations of gravity and magnetic fields. *Geophysical Prospecting*, 23(2), 300-312.
- Harut, B., 1995. Erkmen volkanitlerinin (KB Afyon, Türkiye) minerolojik, petrografik ve jeokimyasal incelenmesi. Yüksek lisans tezi, Hacettepe Üniversitesi. 78 pp.
- Klinge, E.E., I. Marson and Kahle, H.G. 1991. Automatic interpretation of gravity gradiometric data in two dimensions: Vertical gradients. *Geophysical Prospecting* 39, 3, 407-434.
- Last, B. J. and Kubik, K. 1983. Compact gravity inversion. *Geophysics*, 48(6), 713-721.
- Miller, H. G., and Singh, V. 1994. Potential field tilt- a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, 32(2-3), 213-217.
- Oruç, B. 2010. Depth estimation of simple causative sources from gravity gradient tensor invariants and vertical component. *Pure and Applied Geophysics*, 167(10), 1259-1272.
- Oruç, B., 2011. Edge detection and depth estimation using a tilt angle map from gravity gradient data of the Kozaklı-Central Anatolia region, Turkey. *Pure and Applied Geophysics*, 168(10), 1769-1780.
- Oruç, B., 2014. Structural interpretation of southern part of western Anatolian using analytic signal of the second order gravity gradients and discrete wavelet transform analysis. *Journal of Applied Geophysics*, 103, 82-98.
- Telford, W. M., Gilbert, L. P., and Sheriff, R.A., 1990. *Applied Geophysics*, 2nd Edition: Cambridge University Press.
- Verduzco, B., Fairhead, J. D., Green, C. M., and MacKenzie, C. 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*, 23(2), 116-119.