

## YERALTI YOĞUNLUK DAĞILIMININ TESBİTİNDE TERS ÇÖZÜM TEKNİĞİ

### INVERS SOLUTION METHOD IN DETERMINING THE SUBSURFACE DENSITY DISTRIBUTION<sup>(\*)</sup>

Davut AYDOĞAN

İstanbul Üniv. Müh. Fak. Jeofizik Müh. Böl. 34850, Avcılar-İstanbul.

**ÖZ:** İki boyutlu gelişigüzel kütleler, basit geometrik şekillerin toplamı olarak ele alınabilir. Bu durumda, yeraltı kütle dağılımı analitik bağıntılarla gösterilerek sayısal çözümleri yapılabilir.

Bu çalışmada, kuramsal ve arazi verilerinin yorumlanmasında, modelleme kütlesi olarak, dikdörtgen prizma kullanılmıştır. Yeraltı kütlelerinin geometrik konumunu belirleyen parametrelerin yanı sıra yoğunluk kontrastı da hesaplanarak, olası yeraltı yapısı modellenmeye çalışılmıştır.

Kuramsal modellerde, Monte Carlo yöntemi kullanılarak, olası model parametrelerinin güvenilirlik sınırları araştırılmıştır.

**ABSTRACT:** Two dimensional arbitrarily shaped masses can be visualized as the collection of simple geometric figures. In this case, the distribution of subsurface masses can be formularized analytically an their numerical solutions can be achieved.

In this study, both in case of field data and theoretical data studies, rectangular prisms are used. Beside the geometrical parameters of the subsurface structures, the density contrast are also calculated in the inverse modeling.

In model studies, the confidence limits of the final model parameters are determined by using Monte Carlo simulation.

### GİRİŞ

Jeofizik prospeksiyon metodlarında amaç, jeofizik anomaliye neden olan kaynağı modellemektir. Model, bir sistemin elemanları arasındaki ilişkilerini, değişen koşullar altında, incelemektir. Önerilen bir modelden hareketle uygulanan jeofizik yöntemte tepki ölçülürse düz (forward) modelleme, ölçülen jeofizik tepkiye uygun yeraltı yapısının araştırılmasına ise ters modelleme (inversion) denir.

Jeofizikte modellemeye ilişkin bazı araştırmalar tarih sıralarına göre şöyle verilebilir: Backus ve Gilbert (1967-1968), jeofizikte ters çözüm problemlerine temel oluşturan kuramlar ortaya koymuş ve uygulama örnekleri vermişlerdir. Jackson (1972-1979), Pedersen (1977), genelleştirilmiş ters çözüm yöntemini kullanarak, potansiyel alan verilerini yorumlamışlardır. Last ve Kubik (1983), kütlelerin geometrik fonksiyonunu enküçüğe indirgeyerek yeraltı yoğunluk dağılımını hesaplamışlardır. Lines ve Treitel (1984), gravite ve sismik prospeksiyon yöntemlerindeki problemlerin çözümünde, Tekil Değer

Ayırımı'nı kullanmışlardır. Bhaskara Rao (1986a), yoğunluk kontrastının değişimini kuadratik bir fonksiyonla göstererek, yoğunluk dağılımını araştırmıştır. Ander ve Huestis (1987), gravite prospeksiyon yönteminde, iki ve üç boyutlu yapıların modellenmesinde Simplex yöntemini kullanmış ve uygulama örnekleri vermişlerdir.

Bu çalışmada ise, gelişigüzel şekilli kütleler, bir çok dikdörtgen prizmanın toplamı olarak düşünülmüş ve bu prizmaların düşey geometrisinin yanı sıra yoğunluk kontrastı da hesaplanmıştır.

### KURAMSAL TERS ÇÖZÜM İLKELERİ

Gözlemsel verilen  $m$  adet değerini,

$$G_{i=1,m} = \text{col} (g_1, g_2, \dots, g_m) \quad (1)$$

ve, olası model parametrelerinin  $n$  adet değerini,

$$P_{j=1,n} = \text{col} (p_1, p_2, \dots, p_n) \quad (2)$$

\* Bu yayın, İ. Ü. Fenbilimleri Enstitüsünde (1992) yapılan doktora tezinin özettir.

biçiminde yazarsak, model parametreleri ile gözlemsel değerler arasında,

$$G_j = C_i(P_j) \quad (3)$$

şeklinde fonksiyonel bir ilişki yazılabilir (Pedersen, 1977).

Bu ilişki doğrusal değilse (nonlinear),  $p_j^0$  ilk çözüm öngörüsü parametreleri olmak üzere, C model fonksiyonu Taylor serisine açılıp, ikinci veya daha yüksek mertebeden türevli terimler gözardı edilecek olunursa,

$$G_i = C_i(p_j^0) + \sum_{j=1}^n \frac{\partial C_i}{\partial p_j} p_j^0 \Delta p_j \quad (4)$$

biçiminde doğrusallık sağlanır. Gerekli düzenlemeler yapıldıktan sonra, bu ifade,

$$\Delta G_i = A_{ij} \Delta p_j \quad (5)$$

matris eşitliğine indirgenebilir. Gözlemsel veri ile kuramsal veri arasındaki farkı içeren  $\Delta G$ 'ye 'ayrımıcılık' vektörü denir. Ters çözümde A "Jacobian veya duyarlılık" matrisi olarak bilinir.

Model parametrelerine eklenecek parametre düzeltme değerleri, Enküçük kareler yöntemi kullanılarak,

$$\Delta p = (A^t A)^{-1} A^t \Delta G \quad (6)$$

denkleminde bulunabilir. (t=transpose)

Her yineleme aşamasında, ilk çözüm öngörüsü parametrelerine göre hesaplanan kuramsal  $C_i^0$  değerlerinin ve kısmi türevlerin hesaplanması gerekir.

Denklem sayısının bilinmeyen parametre sayısından fazla olması halinde, (6) denkleminde,

$$A_L^{-1} = (A^t A)^{-1} A^t \quad (7)$$

şeklinde bir ters matris tanımlanabilir. Bu  $A_L^{-1}$  matrisine "genelleştirilmiş veya Lanczos" tersi denir (Lanczos, 1961). Problemin çözümü,  $A_L^{-1}$  ters matrisinin hesaplanabilmesine bağlıdır.  $A^t A$  matrisinin yaklaşık tekil olduğu durumlarda, çözüm zorluklarını yenmek için, pek çok algoritma geliştirilmiştir. Bunlardan bir tanesi Enküçük kareler yöntemi olup yinelemeli olarak uygulanabilir. Bu yaklaşım, Levenberg (1944) ve Marquardt (1963) tarafından, Sönümlü Enküçük kareler yöntemi olarak (damped least-squares) verilmiştir. Bu durumda parametre düzeltme değerleri, ( $\beta$ =Marquardt bastırma faktörü),

$$\Delta p = (A^t A + \beta I)^{-1} A^t \Delta G \quad (8)$$

denkleminde hesaplanabilir.

Diğer bir algoritma SVD olup, matris çarpımlarındaki sayısal duyarlılığı önemli derecede artırır. (Golub ve Reinsch, 1970). Bu algoritmaya göre, A Jacobian matrisi üç matrisin çarpımı olarak,

$$A_{mn} = U_{mk} S_k V_{kn}^T \quad (9)$$

şeklinde verilir. Bu denklemde, U matrisi içinde k adet m uzunluğunda veri özvektörü (data eigenvector), V matrisinde ise, k adet n uzunluğunda parametre özvektörü (parameter eigenvector) vardır. Son olarak, S matrisinin elemanları tekil değerler (singular values) olarak bilinir. Köşegen üzerindeki k adet tekil değer, büyükten küçüğe doğru sıralanır (Menke, 1984).

A matrisine Tekil Değer Ayırımı uygulandıktan sonra (9) bağıntısının, (6) ifadesinde yerine konulmasıyla,

$$\Delta p = V S^{-1} U^T \Delta G \quad (10)$$

denkleminde, model parametre düzeltme değerleri hesaplanabilir (Lines ve Treitel, 1984).

Singülariteleri elimine etmek için, (Lawson ve Hanson, 1974; Jupp ve Vazoff, 1975) Marquardt bastırma faktörünü Tekil Değer Ayırımı içine ilave etmişlerdir. Bu durumda, parametre düzeltme değerleri,

$$\Delta p = V \text{diag} \left( \frac{\lambda_j}{\lambda_j^2 + \beta} \right) U^T \Delta G \quad (11)$$

bağıntısından hesaplanabilir.

Diğer bir yol, tekil değerlerinin anlamlı olan kısmı alınarak, eksik tekil değerler ile çözüme gitmektir. Bu soruna açıklık getirmesi bakımından, Wiggins (1972) tarafından

$$\text{önerilen } r = \sum_{i=1}^n \frac{\lambda_i^2}{\lambda_i^2 + \epsilon^2} \text{ bağıntısı kullanılabilir.}$$

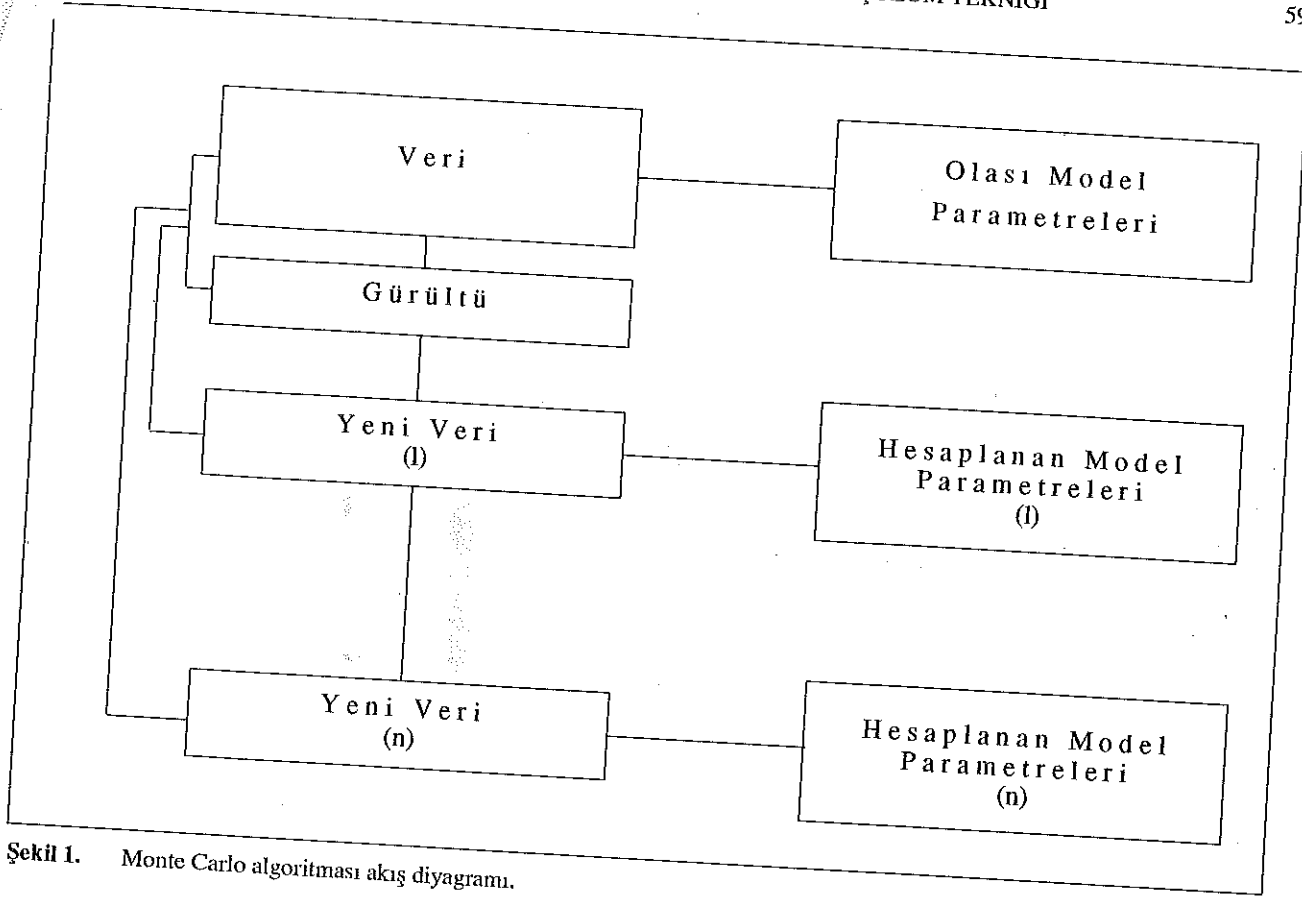
Gerçekte aranan olası model parametre değerleri ise, (k=yineleme sayısı),

$$p_j^{k+1} = p_j^k + \Delta p_j^k \quad (12)$$

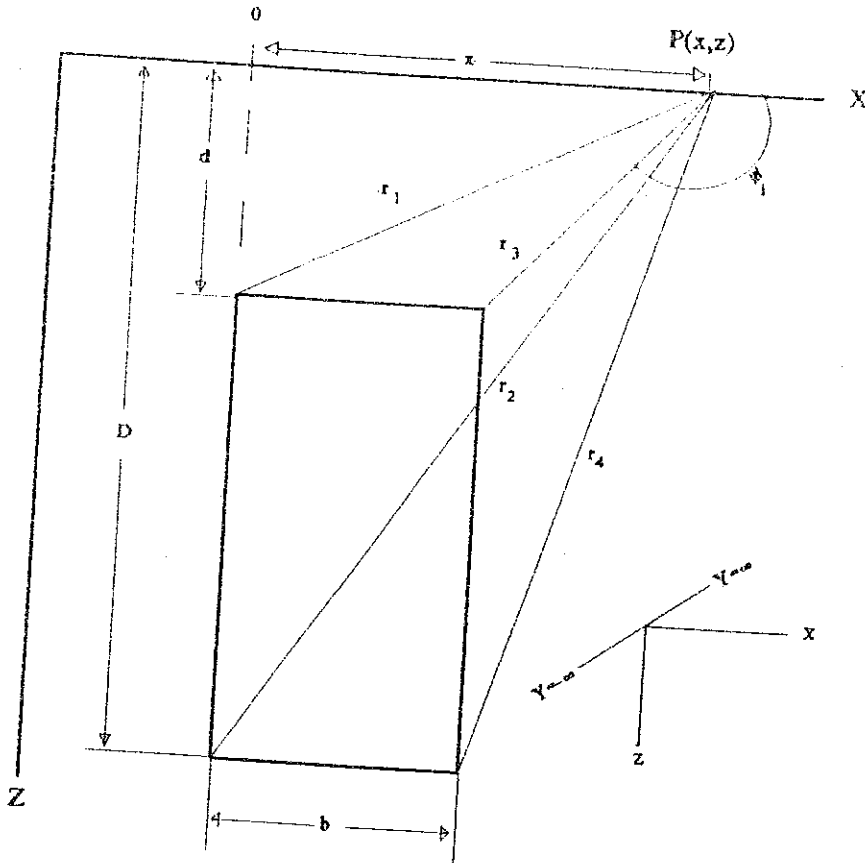
denkleminde bir kaç yinelemeden sonra hesaplanırlar.

Hesaplanan olası model parametrelerinin doğruluğunun test edilmesi ve güvenilirlik sınırlarının belirlenmesi gerekir.

Model parametrelerinin güvenilirlik sınırları Monte Carlo yöntemi ile test edilebilir (Press, ve diğ., 1989). Bu yöntemde, veriye belirli sınırlar aralığında gürültü ilave edilir. Gerek ölçüm sırasında ve gerekse anomali çizimlerinden doğacak hataları mümkün mertebe ortadan kaldırmaya yönelik olan bu yöntemin kullanılması, fazla zaman almasına rağmen, hesaplanan olası model



Şekil 1. Monte Carlo algoritması akış diyagramı.



Şekil 2. İki boyutlu dikdörtgen prizmanın geometrisi.

parametrelerinin sınırlarının belirlenmesinde uygulanabilecek güvenilir bir yöntemdir. Yöntemin algoritması, şekil 1'de gösterilmiştir. Hesaplanan olası model parametre değerleri, Monte Carlo yönteminde, ilk çözüm önerüsü parametreleri olarak kullanılırlar. Hesaplanan olası model parametrelerinin frekans (tekrarlama sayısı) dağılımları incelenerek, model parametrelerine ait güvenilirlilik sınırları araştırılır.

## İKİ BOYUTLU YAPILARIN GRAVİTE ANOMALİLERİNİN HESAPLANMASI

Gravite verileri, yeraltı jeolojik birimlerindeki farklılıklar (yoğunluk kontrastı) neticesinde yeryüzünde gözlenirler. Gravite ve manyetik yöntemlerde modellenen yapılar, model elemanı olarak dikdörtgen prizma kullanılabilir (Dyrelus and Vogel, 1972). Böyle bir dikdörtgen prizmanın (Şekil 2.), gravite eşitliği,

$$g = 2k_0 \Delta \rho \left[ \frac{x}{2} \log_e \left( \frac{D^2 + x^2}{d^2 + x^2} \cdot \frac{d^2 + (x-b)^2}{D^2 + (x-b)^2} \right) + \frac{b}{2} \log_e \left( \frac{D^2 + (x-b)^2}{d^2 + (x-b)^2} \right) \right] \quad (13)$$

$$D \left( \left( \text{tg}^{-1} \frac{x-b}{D} \right) - \text{tg}^{-1} \left( \frac{x}{D} \right) \right) + d \left( \text{tg}^{-1} \left( \frac{x-b}{d} \right) - \text{tg}^{-1} \left( \frac{x}{d} \right) \right)$$

denklemleri ile verilir (Telford, ve diğ., 1979).

Gelişi güzel şekle sahip bir kütle, yukarıdaki denklemlerden yararlanılarak, dikdörtgen prizmalarla temsil edilebilir.

Son yıllarda, gravite ve manyetik alan anomalilerinden yararlanılarak, jeolojik kütlelerin yorumlanması için, düz veya ters çözüm işlemlerine oldukça önem verilmiştir. Talwani, Worzel ve Landisman (1959); Talwani ve Ewing (1960), düzensiz jeolojik yapıları, iki ve üç boyutlu prizmalarla göstererek, gravite ve manyetik anomalilerini hesaplamışlardır. Johnson (1969), iki boyutlu manyetik kütlelerin yorumlanmasında Enküçük kareler yöntemini kullanmıştır. Parker (1972), Fourier transform yöntemini kullanarak, gravite ve manyetik anomalileri yorumlamıştır. Aydın (1987), yeraltı prizmatik bloklara ayrılarak, manyetik anomali veren kütleleri hesaplamıştır. Kara (1989/1990), yeraltındaki gömülü vadileri dikdörtgen prizmalarla göstererek, gravite anomalilerini yorumlamıştır.

Bu çalışmanın içeriği ise, gravite yönteminde modelleme yaparken, kütlelerin düşey geometrisinin yanı sıra, yoğunluk farkının da hesaplanmasıdır. Jacobian matrisinin herbir elemanını meydana getiren analitik denklemler, (13) ifadesinden yararlanılarak aşağıdaki şekilde,

$$\frac{\partial g}{\partial \Delta \rho} = 2k_0 \left[ \frac{x}{2} \log_e \left( \frac{D^2 + x^2}{d^2 + x^2} \cdot \frac{d^2 + (x-b)^2}{D^2 + (x-b)^2} \right) + \frac{b}{2} \log_e \left( \frac{D^2 + (x-b)^2}{d^2 + (x-b)^2} \right) \right] \quad (14)$$

$$D \left( \left( \text{tg}^{-1} \frac{x-b}{D} \right) - \text{tg}^{-1} \left( \frac{x}{D} \right) \right) + d \left( \text{tg}^{-1} \left( \frac{x-b}{d} \right) - \text{tg}^{-1} \left( \frac{x}{d} \right) \right)$$

$$\frac{\partial g}{\partial d} = 2k_0 \Delta \rho \left[ \text{tg}^{-1} \left( \frac{x-b}{d} \right) - \text{tg}^{-1} \left( \frac{x}{d} \right) \right] \quad (14.a)$$

$$\frac{\partial g}{\partial D} = 2k_0 \Delta \rho \left[ \text{tg}^{-1} \left( \frac{x}{D} \right) - \text{tg}^{-1} \left( \frac{x-b}{D} \right) \right] \quad (14.b)$$

bulunmuştur. Yineleme aşamalarında hesaplanan olası model parametre değerleri (sırası ile, yoğunluk farkı, kütleyle ait üst ve alt derinlikler) ise,

$$\Delta \rho_j^{k+1} = \Delta \rho_j^k + \delta \rho_j^k \quad (15)$$

$$d_j^{k+1} = d_j^k + \Delta d_j^k \quad (15.a)$$

$$D_j^{k+1} = D_j^k + \Delta D_j^k \quad (15.b)$$

bağıntılarından hesaplanmıştır.

## KURAMSAL MODEL ÇALIŞMALARI

Şekil 3a'da gösterilen kuramsal modelin yoğunluk farkı 1.0 gr/cm<sup>3</sup> alınmıştır. Ters çözüm sonucu, modelin yoğunluk farkı 1.07 gr/cm<sup>3</sup>, olarak hesaplanmıştır. Modelin düşey geometrisine ait hesaplanan parametreler ile Monte Carlo sonucu hesaplanan model parametreleri çizelge 1'de, topluca, verilmiştir. Benzer bir çalışma, geometrik konumu şekil 4a'da gösterilen kuramsal model ile yapılmıştır. Modele ait yoğunluk farkı 0.5 gr/cm<sup>3</sup> alınmıştır. Ters çözüm sonucu, modelin yoğunluk farkı 0.53 gr/cm<sup>3</sup>, olarak hesaplanmıştır. Modelin düşey geometrisine ait hesaplanan parametre değerleri ile Monte Carlo yöntemi sonucu hesaplanan model parametre değerleri çizelge 2'de verilmiştir.

Kuramsal modeller ve ters çözüm sonucunda elde edilen modellerin geometrik konumları, şekil 3a ve 4a'da, kuramsal gravite anomalileri ise şekil 3b ve 4b'de grafiklenmiştir. Bu grafiklerden, hesaplanan modellerin gerçek modellere uyum gösteren modeller oldukları görülmektedir.

## ARAZİ UYGULAMASI VE SONUÇLAR

Çalışmada kullanılan bouguer haritasının filtrelenmesinde, Özdemir (1977; 1983-1984) tarafından Hankel dönüşüm yöntemi ile hazırlanan alçak geçişli filtre katsayıları kullanılarak elde edilen rezidüel anomali haritası şekil 5'te verilmiştir.

Ters çözüm işlemi için, kırkbir (41) prizmatik blok kullanılarak veriye neden olan yeraltı yapısı modellenmeye çalışılmıştır. Ters çözüm sonucunda üç (3) farklı yapı saptanmış olup, yoğunluk farkları sırası ile 0.33, 0.46 ve 0.17 gr/cm<sup>3</sup> olarak hesaplanmıştır. Rezidüel anomali haritasına bakıldığında, çalışma alanı içerisinde NW'dan SE'ye doğru üç (3) farklı yapının olabileceği ve bu üç farklı yapıyı birbirinden ayıran iki (2) fay zonuunun varlığından söz edilebilir. Bu durum, ters çözüm

Çizelge 1. Kuramsal model (1) için hesaplanan olası model parametreleri.

Kuramsal Model $\neq$ 1					
Yineleme $\neq$ 7		Ki-kare = 0.0015			
Blok No:	Üst Derin. (m)	Alt Derin. (m)	Blok Gen. (m)	Monte Car Üst Dr.	Monte Car Alt Der.
1	101.04	117.63	50.00	101	117
2	98.5	172.09	50.00	99	173
3	105.47	226.75	50.00	103	226
4	102.6	242.11	50.00	103	242
5	105.75	299.75	50.00	106	299
6	106	307.99	50.00	105	308
7	104.9	301.65	50.00	104	300
8	107.13	296.28	50.00	106	294
9	100.84	278.25	50.00	98	276
10	104.85	197.58	50.00	103	197
11	96.75	169.41	50.00	95	168
12	105.9	126.15	50.00	106	125

Çizelge 2. Kuramsal model (2) için hesaplanan olası model parametreleri.

Kuramsal Model $\neq$ 2					
Yineleme $\neq$ 3		Ki-kare = 0.048			
Blok No:	Üst Derin. (m)	Alt Derin. (m)	Blok Gen. (m)	Monte Car Üst Dr.	Monte Car Alt Der.
1	1.885	3.614	1.000	1.879	3.636
2	1.531	5.139	1.000	1.523	5.128
3	1.199	5.262	1.000	1.192	5.263
4	1.034	5.171	1.000	1.028	5.178
5	1.098	4.872	1.000	1.093	4.888
6	1.036	4.369	1.000	1.032	4.388
7	1.273	4.069	1.000	1.269	4.088
8	1.837	3.564	1.000	1.843	3.579
9	1.810	3.046	1.000	1.812	3.054
10	1.798	2.521	1.000	1.815	2.563
11	2.503	2.815	1.000	2.472	2.763

parametrelerinin sınırlarının belirlenmesinde uygulanabilecek güvenilir bir yöntemdir. Yöntemin algoritması, şekil 1'de gösterilmiştir. Hesaplanan olası model parametre değerleri, Monte Carlo yönteminde, ilk çözüm öngörüsü parametreleri olarak kullanılırlar. Hesaplanan olası model parametrelerinin frekans (tekrarlama sayısı) dağılımları incelenerek, model parametrelerine ait güvenilirlik sınırları araştırılır.

## İKİ BOYUTLU YAPILARIN GRAVİTE ANOMALİLERİNİN HESAPLANMASI

Gravite verileri, yeraltı jeolojik birimlerindeki farklılıklar (yoğunluk kontrastı) neticesinde yeryüzünde gözlenirler. Gravite ve manyetik yöntemlerde modelleme yapılırken, model elemanı olarak dikdörtgen prizma kullanılabilir (Dyrelus and Vogel, 1972). Böyle bir dikdörtgen prizmanın (Şekil 2.), gravite eşitliği,

$$g = 2k_0 \Delta \rho \left[ \frac{x}{2} \log_e \left[ \frac{D^2 + x^2}{d^2 + x^2} \frac{d^2 + (x-b)^2}{D^2 + (x-b)^2} \right] + \frac{b}{2} \log_e \left( \frac{D^2 + (x-b)^2}{d^2 + (x-b)^2} \right) \right] \quad (13)$$

$$D \left( \left( \text{tg}^{-1} \frac{x-b}{D} \right) - \text{tg}^{-1} \left( \frac{x}{D} \right) \right) + d \left( \text{tg}^{-1} \left( \frac{x-b}{d} \right) - \text{tg}^{-1} \left( \frac{x}{d} \right) \right)$$

denklemleri ile verilir (Telford, ve diğ., 1979).

Gelişi güzel şekle sahip bir kütle, yukarıdaki denklemlerden yararlanılarak, dikdörtgen prizmalarla temsil edilebilir.

Son yıllarda, gravite ve manyetik alan anomalilerinden yararlanılarak, jeolojik kütlelerin yorumlanması için, düz veya ters çözüm işlemlerine oldukça önem verilmiştir. Talwani, Worzel ve Landisman (1959); Talwani ve Ewing (1960), düzensiz jeolojik yapıları, iki ve üç boyutlu prizmalarla göstererek, gravite ve manyetik anomalilerini hesaplamışlardır. Johnson (1969), iki boyutlu manyetik kütlelerin yorumlanmasında Enküçük kareler yöntemini kullanmıştır. Parker (1972), Fourier transform yöntemini kullanarak, gravite ve manyetik anomalileri yorumlamıştır. Aydın (1987), yeraltını prizmatik bloklara ayırarak, manyetik anomali veren kütleleri hesaplamıştır. Kara (1989/1990), yeraltındaki gömülü vadileri dikdörtgen prizmalarla göstererek, gravite anomalilerini yorumlamıştır.

Bu çalışmanın içeriği ise, gravite yönteminde modelleme yaparken, kütlelerin düşey geometrisinin yanı sıra, yoğunluk farkının da hesaplanmasıdır. Jacobian matrisinin her bir elemanını meydana getiren analitik denklemler, (13) ifadesinden yararlanılarak aşağıdaki şekilde,

$$\frac{\partial g}{\partial \Delta \rho} = 2k_0 \left[ \frac{x}{2} \log_e \left[ \frac{D^2 + x^2}{d^2 + x^2} \frac{d^2 + (x-b)^2}{D^2 + (x-b)^2} \right] + \frac{b}{2} \log_e \left( \frac{D^2 + (x-b)^2}{d^2 + (x-b)^2} \right) \right] \quad (14)$$

$$D \left( \left( \text{tg}^{-1} \frac{x-b}{D} \right) - \text{tg}^{-1} \left( \frac{x}{D} \right) \right) + d \left( \text{tg}^{-1} \left( \frac{x-b}{d} \right) - \text{tg}^{-1} \left( \frac{x}{d} \right) \right)$$

$$\frac{\partial g}{\partial d} = 2k_0 \Delta \rho \left[ \text{tg}^{-1} \left( \frac{x-b}{d} \right) - \text{tg}^{-1} \left( \frac{x}{d} \right) \right] \quad (14.a)$$

$$\frac{\partial g}{\partial D} = 2k_0 \Delta \rho \left[ \text{tg}^{-1} \left( \frac{x}{D} \right) - \text{tg}^{-1} \left( \frac{x-b}{D} \right) \right] \quad (14.b)$$

bulunmuştur. Yineleme aşamalarında hesaplanan olası model parametre değerleri (sırası ile, yoğunluk farkı, kütleyle ait üst ve alt derinlikler) ise,

$$\Delta \rho_j^{k+1} = \Delta \rho_j^k + \delta \rho_j^k \quad (15)$$

$$d_j^{k+1} = d_j^k + \Delta d_j^k \quad (15.a)$$

$$D_j^{k+1} = D_j^k + \Delta D_j^k \quad (15.b)$$

bağıntılarından hesaplanmıştır.

## KURAMSAL MODEL ÇALIŞMALARI

Şekil 3a'da gösterilen kuramsal modelin yoğunluk farkı 1.0 gr/cm<sup>3</sup> alınmıştır. Ters çözüm sonucu, modelin yoğunluk farkı 1.07 gr/cm<sup>3</sup>, olarak hesaplanmıştır. Modelin düşey geometrisine ait hesaplanan parametreler ile Monte Carlo sonucu hesaplanan model parametreleri çizelge 1'de, topluca, verilmiştir. Benzer bir çalışma, geometrik konumu şekil 4a'da gösterilen kuramsal model ile yapılmıştır. Modelle ait yoğunluk farkı 0.5 gr/cm<sup>3</sup> alınmıştır. Ters çözüm sonucu, modelin yoğunluk farkı 0.53 gr/cm<sup>3</sup>, olarak hesaplanmıştır. Modelin düşey geometrisine ait hesaplanan parametre değerleri ile Monte Carlo yöntemi sonucu hesaplanan model parametre değerleri çizelge 2'de verilmiştir.

Kuramsal modeller ve ters çözüm sonucunda elde edilen modellerin geometrik konumları, şekil 3a ve 4a'da, kuramsal gravite anomalileri ise şekil 3b ve 4b'de grafiklenmiştir. Bu grafiklerden, hesaplanan modellerin gerçek modellere uyum gösteren modeller oldukları görülmektedir.

## ARAZİ UYGULAMASI VE SONUÇLAR

Çalışmada kullanılan bouguer haritasının filtrelenmesinde, Özdemir (1977; 1983-1984) tarafından Hankel dönüşüm yöntemi ile hazırlanan alçak geçişli filtre katsayıları kullanılarak elde edilen rezidüel anomali haritası şekil 5'te verilmiştir.

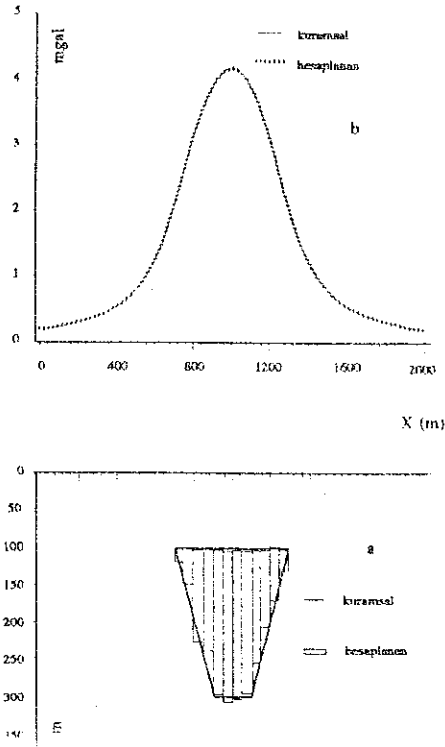
Ters çözüm işlemi için, kırkbir (41) prizmatik blok kullanılarak veriye neden olan yeraltı yapısı modellenmeye çalışılmıştır. Ters çözüm sonucunda üç (3) farklı yapı saptanmış olup, yoğunluk farkları sırası ile 0.33, 0.46 ve 0.17 gr/cm<sup>3</sup> olarak hesaplanmıştır. Rezidüel anomali haritasına bakıldığında, çalışma alanı içerisinde NW'dan SE'ye doğru üç (3) farklı yapının olabileceği ve bu üç farklı yapıyı birbirinden ayıran iki (2) fay zonuunun varlığından söz edilebilir. Bu durum, ters çözüm

Çizelge 1. Kuramsal model (1) için hesaplanan olası model parametreleri.

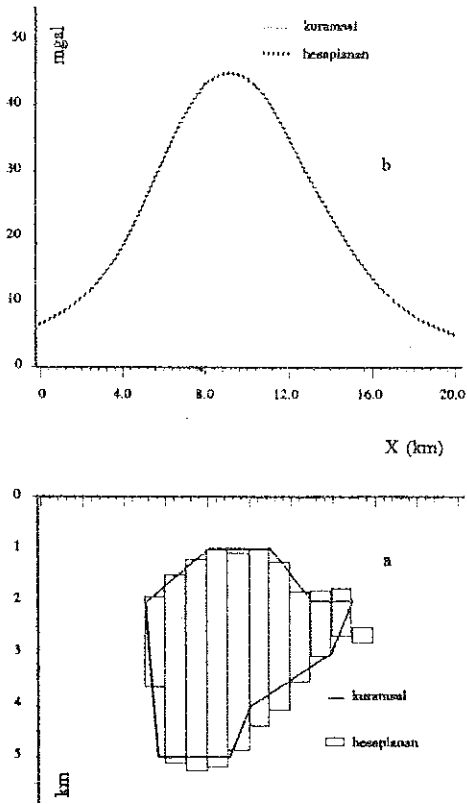
Kuramsal Model # 1					
Yineleme # 7		Ki-kare = 0.0015			
Blok No:	Üst Derin. (m)	Alt Derin. (m)	Blok Gen. (m)	Monte Car Üst Dr.	Monte Car Alt Der.
1	101.04	117.63	50.00	101	117
2	98.5	172.09	50.00	99	173
3	105.47	226.75	50.00	103	226
4	102.6	242.11	50.00	103	242
5	105.75	299.75	50.00	106	299
6	106	307.99	50.00	105	308
7	104.9	301.65	50.00	104	300
8	107.13	296.28	50.00	106	294
9	100.84	278.25	50.00	98	276
10	104.85	197.58	50.00	103	197
11	96.75	169.41	50.00	95	168
12	105.9	126.15	50.00	106	125

Çizelge 2. Kuramsal model (2) için hesaplanan olası model parametreleri.

Kuramsal Model # 2					
Yineleme # 3		Ki-kare = 0.048			
Blok No:	Üst Derin. (m)	Alt Derin. (m)	Blok Gen. (m)	Monte Car Üst Dr.	Monte Car Alt Der.
1	1.885	3.614	1.000	1.879	3.636
2	1.531	5.139	1.000	1.523	5.128
3	1.199	5.262	1.000	1.192	5.263
4	1.034	5.171	1.000	1.028	5.178
5	1.098	4.872	1.000	1.093	4.888
6	1.036	4.369	1.000	1.032	4.388
7	1.273	4.069	1.000	1.269	4.088
8	1.837	3.564	1.000	1.843	3.579
9	1.810	3.046	1.000	1.812	3.054
10	1.798	2.521	1.000	1.815	2.563
11	2.503	2.815	1.000	2.472	2.763

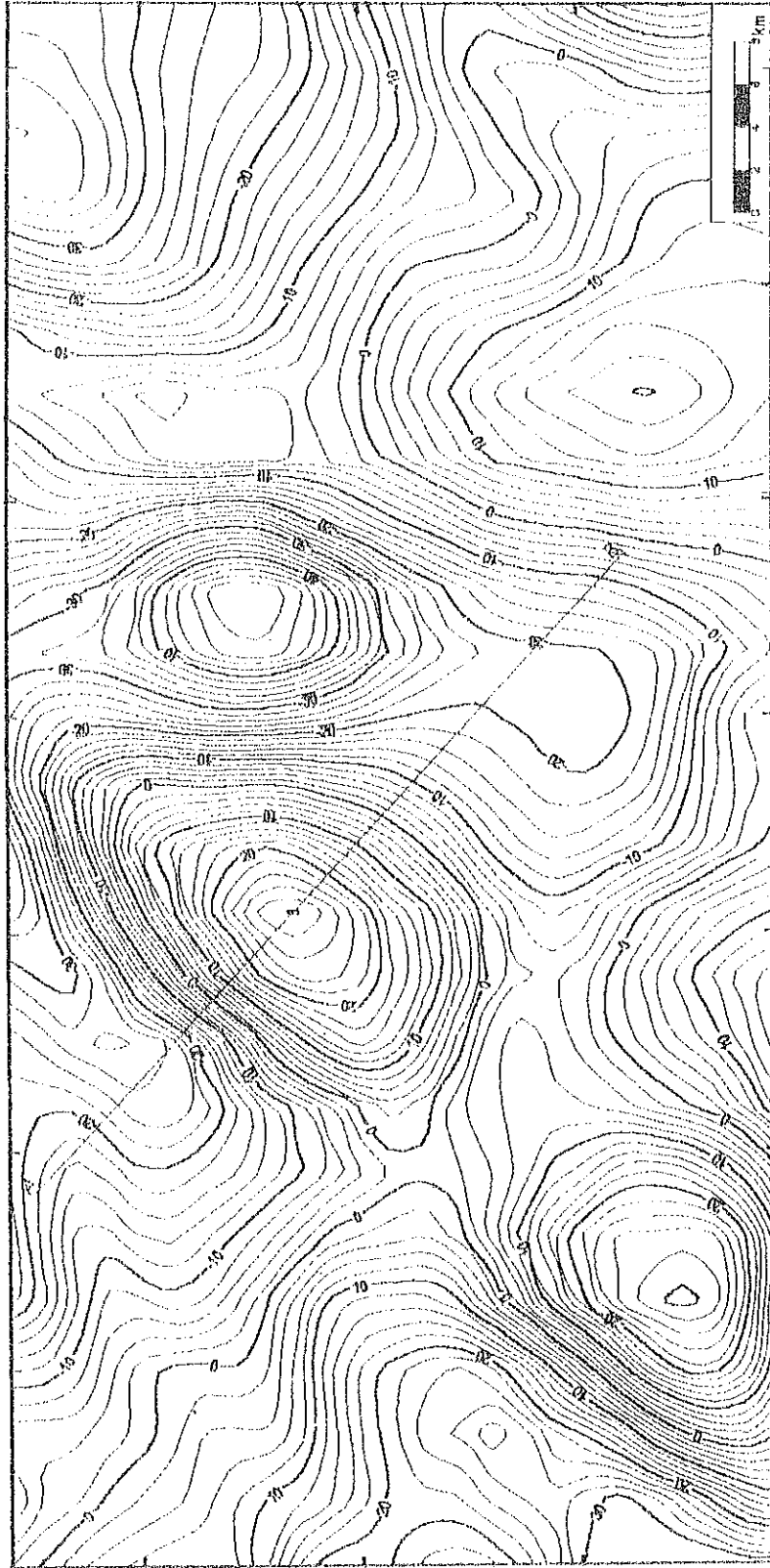


Şekil 3. Kuramsal model (1). a) Kuramsal ve hesaplanan model. b) Kuramsal ve hesaplanan modelin gravite anomalileri.

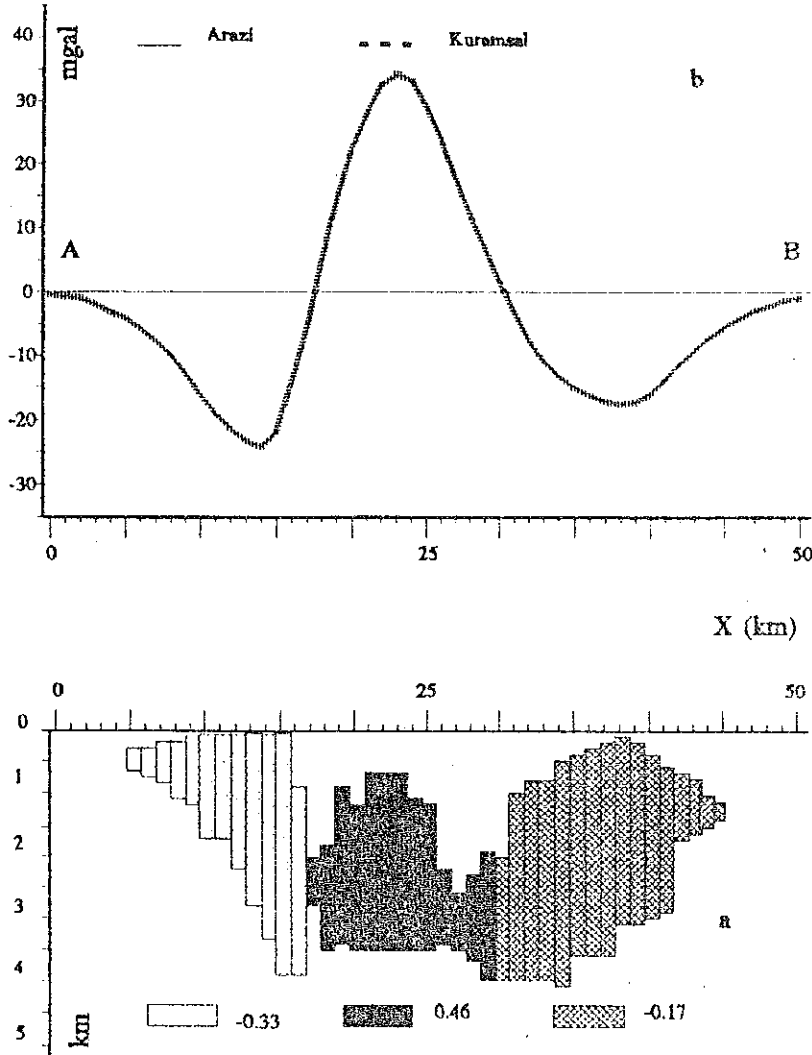


Şekil 4. Kuramsal model (2). a) Kuramsal ve hesaplanan model. b) Kuramsal ve hesaplanan modelin gravite anomalileri.





Şekil 5. Rezidüel Anomali Haritası (Kontur aralığı 2 mgal).



Şekil 6. Arazi örneği. a) Hesaplanan olası jeolojik yapı. b) Arazi anomalisi ve olası jeolojik yapıya göre hesaplanan kuramsal anomalisi.

sonucu elde edilen ve şekil 6'da gösterilen olası arazi modelinde de, blok alçaltması ile, gözlenmektedir.

Gerek jeofizik verilerin çok çözümlülüğü ve gerekse çalışma sahasının karmaşık yapısı gözönünde tutularak, fazlaca iddiaya girmeden, değişik yorumlar yapmak mümkündür.

#### YARARLANILAN KAYNAKLAR

- Ander, M. E. and Huestis, S. P. 1987, Gravity ideal bodies, *Geophysics* 52, 1265-1278.
- Aydın, İ. 1987, Manyetik anomali veren kütlelerin düşey geometrisinin bulunması konusunda bir deneme, *Jeofizik* 1, 76-88.
- Backus, G. E. and Gilbert, J. F. 1967, Numerical application of formalism for geophysical inverse prob-

lems, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 13, 247-276.

- Backus, G. E. and Gilbert, J. F. 1968, The resolving power of gross earth data, *Journal of the Royal Astronomical Society* 16, 169-205.

Bhaskara Rao, D. 1986a, Modelling of sedimentary basins from gravity anomalies with variable density contrast, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 84, 207-212.

Dyrelius, D. and Vogel, A. 1972, Improvement of convergence in iteratif gravity interpretation, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 27, 195-205.

Golub, G. H. and Reinsch, C. 1970, Singular value decomposition and least squares solutions, *Numerical Mathematics* 13, 403-420.

- Graybill, F. A. 1969**, Introduction to matrices with Applications in Statistics, Wadsworth Publishing Co.Inc., Belmont.
- Jackson, D. D. 1972**, Interpretation of inaccurate, insufficient and inconsistent data, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 28, 97-109.
- Jackson, D. D. 1979**, The use of a priori data to resolve non uniqueness in linear inversion, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 57, 137-157.
- Johnson, W. W. 1969**, A least squares method of interpreting magnetic anomalies caused by two-dimensional structures, *Geophysics* 34, 65-74.
- Jupp, D. L. B. and Vazoff, K. 1975**, Stable iterative methods for the inversion of geophysical data, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 42, 957-976.
- Kara, İ. 1989/1990**, Serbest yüzeyin altındaki gömülü vadilerin gravite anomalilerinin yorumu için hızlı bir metod, *İ. Ü. Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi*, C. 7, s. 1-2, ss. 197-201.
- Lanczos, C. 1961**, Linear Differential Operators, Van Nostrand, Princeton. 665-679.
- Last, B. J. and Kubik, K. 1983**, Compact gravity inversion, *Geophysics* 48, 713-721.
- Lawson, C. L. and Hanson, R. J. 1974**, Solving Least Squares Problems, Prentice-Hall Inc. New Jersey.
- Levenberg, K. 1944**, A method for the solution of certain nonlinear problems in least squares, *Quarterly of Applied Mathematics* 2, 164-168.
- Lines, L. R. and Treitel, S. 1984**, A review of least squares inversion and its application to geophysical problems: *Geophys. Pros.* 32, 159-186.
- Marquardt, D. W. 1963**, An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters, *Journal of the Society of Industrial and Applied Mathematics* 11, 431-441.
- Menke, W. 1984**, *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, Academic Press, Inc. London.
- Murthy, I. V. R. and Rao, D. B. 1979**, Gravity anomalies of two-dimensional bodies of irregular cross-section with density contrast varying with depth, *Geophysics* 44, 1525-1530.
- Özdemir, M. 1983-1984**, Tuz gölü bölgesinin bouguer gravite alanının filtrelenmesi ve temel yapı derinliğinin araştırılması, *İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri dergisi*, c. 4, s. 1-2, 67-86.
- Parker, R. L. 1972**, The rapid calculation of potential anomalies, *Geophysical J. R. Astr. Soc.* 31, 447-455.
- Pedersen, L. B. 1977**, Interpretation of potential field data, a generalized inverse approach, *Geophys. Pros.* 25, 199-230.
- Press, W. H., Flannery, B. P., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T. 1989**, *Numerical Recipes*, Cambridge University Press.
- Talwani, M. and Ewing, M. 1960**, Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape, *Geophysics* 25, 203-225.
- Talwani, M., Worzell, J. L. and Landisman, M. 1959**, Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone, *J. Geophys. Res.* 64, 49-59.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. and Keys, D. A. 1979**, *Applied Geophysics*, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Wiggins, R. A. 1972**, The general linear inverse problem: Implication of surface waves and free oscillations for earth structure, *Rev. Geophysics and Space Physics* 10, 251, 285.