

## **BÖLÜM 2**

### **GRAVİTE ETÜDLERİ**

#### **2.1 GİRİŞ**

Bu bölümde, gravite ölçümlerinde izlenecek adımlar, ölçüm teknikleri, yapılması gereken düzeltmeler ve Bouguer anomali haritalarının hazırlanmasına kadar geçen süreçlerde yapılması gereken işlemlere ayrıntılı olarak değinilecektir.

#### **2.2 ETÜD ÖNCESİ ÇALIŞMALAR**

##### **2.2.1 Ön çalışmalar**

Öncelikle etüd alanının genel sınırları belirlenir. Belirlenmiş bu bölgeye ait topoğrafik haritalar sağlanır. Bölgenin jeolojik yapısı ve aranacak yapının özelliklerine bağlı olarak (petrol, jeotermal vd.) örnekleme aralıkları seçilir. Seçilen bu aralıklar gözönüne alınarak ta arazide noktalama işlemleri topoğraf tarafından gerçekleştirilir.

Ölçü aralıkları genel olarak petrol ve jeotermal etüdlere 500-1000 m, maden etüdlere ise 10-50 m arasındadır. Ölçü noktaları saptanırken gözönünde bulundurulması gereken özellikler;

- a. topoğrafik düzeltmenin getireceği sorunların önüne geçebilmek için ölçü noktalarının uçurum kenarından uzak olması,
- b. altı boş olan yerlerden kaçınılması,
- c. eğer koşullar gereği ölçü noktası yol kenarına denk gelirse bu taktirde ölçünün trafiğin olmadığı saatlerde yapılması,
- d. Ayrıca kayma düzeltmeleri için yöredeki yol durumunun bilinmesi ve baz noktalarının buna göre seçilme

şeklinde özetlenebilir

##### **2.2.2 Alet sabitinin bulunması**

Gravite aletlerinde yapılan okumalarda ölçümler kadran taksimatı cinsindedir. Gravite değeri ise okunan bu kadran değeri ile alet sabitinin çarpılması sonucu bulunur.

Her aletin fabrikasyon bir alet sabiti değeri vardır. Ancak uzun süre kullanımlar sonucu bu alet sabitinin arada bir test sınamasına tabi tutulması gerekir. Bu işlem için bilinen birkaç teknik vardır. Bunlardan en çok kullanılanı, gravite farkı bilinen iki nokta arasında yapılan test işlemidir.

Gravite farkı bilinen bu noktalar arasında, birkaç kez gidip gelinerek kadran okumaları yapılır. Bu okumalar arasındaki farklardan yararlanarak ta (2.1) bağıntısı yardımıyla alet sabiti bulunur. Bulunan sabitin birimi mgal/KT dir.

$$\text{Alet sabiti} = \frac{\Delta g \text{ mgal farkı}}{\text{kadran okuması farkı}} \quad (2.1)$$

### 2.2.3 Kayma düzeltmesi

Genellikle tüm gravite aletleri kullanılan yay sistemlerinin özelliklerine ve gel-git etkisine bağlı olarak aynı noktalardaki ölçülerde farklı değerler verirler. Bu değişimin kontrolü ve etkilerin ölçülerden giderilmesi ise belli aralıklarla baz noktasına dönülmesiyle yapılır.

Baz noktasına dönüş süreleri ani ısı değişimleri, etüd alanına ulaşan yolların durumu ve aletin taşınma koşulları gözönüne alınarak belirlenir. Kayma kontrolü için baza dönmenin kesin bir zaman sınırlaması yoktur. Ancak baza dönüş zamanı iki saatten az olduğu takdirde ölçüler üzerinde gel-git düzeltmesi yapmaya gerek yoktur. Bu takdirde bu düzeltme kayma düzeltmesi içinde kabul edilir.

Ancak gel-git etkisinin maksimum ve minimum olduğu günlerde maksimum ve minimuma rastlayan zamanlarda baza dönüp ölçü almak gerekir.

### 2.2.4 Baz seçimi ve baz bağlaması

Daha önce de değinildiği gibi gravimetrelerle yapılan ölçümler bağlıdır. Yani ölçülen değerler bilinen bir noktadaki değerden olan farklardır. İşte değeri bilinen bu noktaya baz noktası denir.

Günümüzde, ülkemizdeki tüm havaalanlarında baz noktaları kurulmuş ve bu noktaların birbirlerine bağlantıları yapılmıştır. Türkiye genelinde oluşturulan bu baz ağı da uluslararası baz merkezi olan Potsdam'a bağlanmıştır.

Prospeksiyon amaçlı etüdlere bu bazlardan birinden yararlanılabileceği gibi, bağımsız olarak ta baz oluşturulabilir. Bağımsız bir baz oluşturulması için genellikle yuvarlak bir değer (örneğin 100000 mgal) değeri bu baz noktasına atanır. Bazı durumlarda baz noktasına 0 değeri de verilebilir. Ancak türev hesaplarında negatif değerlerden kurtulmak için daha büyük bir değer seçilmesi önerilmektedir (Erden 1979).

Eğer ölçü yapılacak alan büyükse o zaman ölçümlerde tek baz noktası yeterli olmayabilir. Bu takdirde ölçüm kolaylığı ve süre kazanmak için ölçü alanında birden fazla baz noktası seçilebilir. Bu durumlarda baz noktalarının birbirine bağlanması gerekmektedir.

Yukarıda değinildiği gibi birden fazla baz noktası seçildiği takdirde bu baz noktalarının birbirine bağlanması gerekir. Baz bağlaması çeşitli yöntemlerle yapılabilir. Bunlardan bir tanesi de üçleme yöntemidir. Şimdi bu yöntemle dört noktadan oluşan bir baz bağlama sistemini ele alalım (Şekil 2.1).

Değeri bilinen bazımız  $B_1$  olsun,

- a. önce 1 de ölçü yapılır 2 ye gidilir tekrar 1 e dönülür,
- b. 1 den 2 ye ve 3 e gidilir tekrar 2 ye dönülür,
- c. 2 den 3 e ve 4 e gidilir tekrar 3 e dönülür,

- d. 3 ten 4 e ve 1 e gidilir tekrar 4 e dönülür,
- e. en sonunda da 4 ten 1 e gidilerek,

bağlama işlemi tamamlanır.

### Şekil 2.1

Baz bağlama sonucu bulunan değerlerin toplamı sıfırdır. Buradaki adımlar sayısal olarak 1212323434141 şeklinde simgelenebilir.

Eğer iki ana baz arasında tali iki baz bağlama istenirse o zaman aşağıdaki adımlar izlenir. Bilinen bazlarımız  $B_1$  ve  $B_4$  olsun,

- a. önce 1 de ölçü yapılır ve daha sonra 2, 3 ve 4 e gidilir,
- b. 4 ten dönülerek 3, 2 ve 1 e gidilir,
- c. 1 den tekrar 2, 3 ve 4 e gidilir,
- d. En sonunda tekrar 4 ten hareketle 3, 2 ve 1 e dönülerek işlem,

tamamlanır. Buradaki adımlar sayısal olarak 1234321234321 şeklinde simgelenebilir.

Her iki yöntemde de her noktada üç ölçüm yapılır. Daha sonra bu ölçümlerin ortalaması alınır ve bulunan değer kadran taksimatı ile çarpılarak ortalama mgal değeri bulunur. Bulunan bu değerler zamanın işlevi olarak çizilir. Elde edilen grafiklerden de  $B_1$ - $B_2$ ,  $B_2$ - $B_3$ ,  $B_3$ - $B_4$  ve  $B_4$ - $B_1$  farkları bulunur. Buradan da  $B_1$ ,  $B_2$ ,  $B_3$  ve  $B_4$  noktalarının birbirine bağlanmış baz değerleri elde edilir.

## 2.3. ETÜT ÇALIŞMASI

Baz noktalarının seçimi tamamlandıktan ve etüd sahasının karelej işlemi topoğraf tarafından bitirildikten sonra artık ölçüm alma işlemine başlanabilir.

Bölüm 2.2.1 de değinildiği gibi yapılacak etüdün amacına bağlı olarak seçilen her ölçü noktasında üç ölçü alınır. Daha sonra bu ölçülerin ortalaması alınır ve alet sabiti ile çarpılarak ortalama gravite değeri mgal cinsinden bulunur.

Bulunan gravite değerleri artık düzeltmelerin uygulanmasına hazır hale gelmiştir. Bu değerler üzerinde sırasıyla günlük değişim düzeltmesi ile sonraki bölümde ayrıntıları ile değinilecek düzeltmeler uygulanır.

## 2.4 GRAVİTE DÜZELTMELERİ

Daha önceki bölümlerde de kısaca değinildiği gibi gravite değerleri yer şekline, dönmesine ve bunlara bağlı olarak ta 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 koşullarda ölçüm yapılan noktanın konumuna (deniz seviyesi, deniz seviyesinin altı ve üstü) bağlı olarak ölçülen gravite değeri değişecektir.

Bu değişim de yapılan ölçümlere aynen yansıyacaktır. Genelde yavaş ve düzgün değişim gösteren gravite verileri üzerindeki bu etkilerin giderilmesi sağlıklı değerlendirmenin temelini oluşturmakta ve yanlış yorumlamayı engellemektedir.

Yukarıda değinilen etkilerin giderilmesi için ölçülmüş gravite verileri üzerinde bazı düzeltmelerin yapılması zorunludur. Bu düzeltmeler;

1. enlem düzeltmesi,
2. yükseklik düzeltmesi,
  - a. serbest hava düzeltmesi,
  - b. Bouguer düzeltmesi,
3. . topografya düzeltmesi,
4. gel-git düzeltmesi,
5. izostazi düzeltmesi,

şeklinde sıralanabilir.

### 2.4.1 Enlem düzeltmesi

Bölüm 1.2.2 de değinildiği gibi yerkürenin kutuplarda basık ve ekvatorde şişkin bir elipsoid şeklinde olması ve dönme hareketi yapması sonucu gravitenin, ekvator dan kutuplara doğru değişim gösterdiğine değinilmiştir. Bu değişim de (1.7) bağıntısı ile verilmiştir.

Eğer etüd alanımız yeteri kadar büyükse, etüd alanının en yakınından geçen enlem, indirgeme düzlemi olarak alınır ve (1.9) bağıntısından yararlanarak indirgeme işlemi yapılabilir. Örneğin; indirgeme düzlemi  $\phi = 38^{\circ}25'00''$  enlemi olsun. Bu noktadaki gravite değeri  $g(\phi) = 980028.72$  mgal dir. Gravite ölçümünün yapıldığı noktanın enlemi  $\phi = 38^{\circ}29'40''$  ve gravite değeri de  $g_{öl}(\phi) = 980035.57$  mgal olsun. Buradan;

$$g(\phi) - g_{öl}(\phi) = -6.85 \text{ mgal}$$

olarak bulunur. Eğer ölçülen gravite değerinden 6.85 mgal çıkarılırsa ölçü değerimiz  $38^{\circ}25'00''$  enlemine indirilmiş olur. Bu işlem tüm ölçüm noktaları için yapıldığında bütün değerler o enleme indirgenmiş olur.

Eğer ölçü noktası indirgeme enleminin güneyinde ise, bu takdirde bulunan fark ölçü değerine eklenir.

Eğer ölçü alanımız küçükse, bu durumda düzeltme yapmak için  $1^{\circ}$  lik yay içinde gravitenin km ye bağlı değişiminden yararlanılır. Bunu bulabilmek için (1.7) bağıntısının diferansiyeli alınır,

$$\frac{dg_L}{ds} = \frac{1}{R_{\phi}} \frac{dg_L}{d\phi} \approx \frac{1}{R_{\phi}} \frac{dg_L}{d\phi} = K \quad (2.2)$$

$$K = 0.8122 \sin 2\phi \text{ mgal/km}$$

elde edilir. Bu bağıntıda  $ds=K-G$  yönlü yatay mesafe,  $R_\phi=\phi$  enlemindeki yarıçap,  $R_e$ =ekvatordaki yarıçap ve  $\phi$ =etüd sahasının ortasından geçen enlemdir.  $1^\circ$  lik yay içinde enlem değişikliğinden meydana gelen gravite değişimi düzgün kabul edilmektedir.

Şimdi bu düzeltmeyi basit bir örnekle açıklamaya çalışalım. Aşağıda şekli verilen alanda bir etüd yapılmış olsun. Burada ölçülmüş bir noktayı gözönüne alalım ve indirgeme işleminin nasıl yapıldığını görelim (Şekil 2.2).

Şekil 2.2

A noktasındaki ölçülen değer  $g_{öl}=37$  mgal, ölçü noktasının indirgeme düzeyine olan uzaklığı 17 km ve etüd alanından geçen enlem ise  $\phi=34^\circ$  olsun. Önce (2.2) bağıntısından yararlanarak bu enlemdaki km başına olan gravite değişimini bulup daha sonra 17 km lik değişimi hesaplayalım.

$$K = 0.7530 \text{ mgal/km}$$
$$17 \times 0.7530 = 12.80 \text{ mgal}$$

Bu değer 17 km lik değişimi simgelemektedir. İndirgeme düzeyi etüd alanının güneyinde olduğu için bulunan bu değer ölçü değerinden çıkarılır.

$$g_{in} = g_{öl} - g_E = 37 - 12.80 = 24.2$$

Eğer indirgeme düzeyi kuzeyde olmuş olsaydı bu değer eklenecekti.

#### 2.4.2 Yükseklik düzeltmesi

Bu düzeltme iki bölümden oluşur.

- a. Serbest hava düzeltmesi
- b. Bouguer düzeltmesi

#### 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 (Şekil 2.3).

Şekil 2.3

Yerküre kütlesi  $M$ , yarıçapı  $R_0$  olan bir küre olarak düşünüldüğünde deniz yüzeyindeki gravite değeri,

$$g = G \frac{M}{R_0^2} \quad (2.3)$$

bağıntısı ile verilir. Deniz yüzeyinden h kadar yükseklikteki gravite ise (2.3) den yararlanarak

$$g_h = G \frac{M}{(R_0 + h)^2} \quad (2.4)$$

olarak bulunur. (2.4) bağıntısına aşağıda tanımlanan Binom açılımı

$$(a + h)^n = a^n + \frac{n}{1!} a^{n-1} h + \frac{n(n-1)}{2!} a^{n-2} h^2 + \dots \quad (2.5)$$

uygulandığında,

$$g_h = G \frac{M}{R_0^2} \left( 1 - 2 \frac{h}{R_0} + 3 \frac{h^2}{R_0^2} - 4 \frac{h^3}{R_0^3} + \dots \right) \quad (2.6)$$

elde edilir. (2.6) incelendiğinde, h değeri arttıkça gravite değerinin azaldığı görülmektedir. (2.3) ve (2.6) bağıntıları arasındaki fark ise bize gravite ölçüleri üzerindeki serbest hava etkisini verecektir.

$$\Delta g = g_h - g_0 = -2 \frac{g_0 h}{R_0} \left( 1 - 2 \frac{h}{R_0} + 3 \frac{h^2}{R_0^2} - \dots \right) \quad (2.7)$$

(2.7) bağıntısında yukarı mertebeden terimler gözardı edilip yerin kütlesi ve ortalama yarıçap değerleri yerine konulursa,

$$g = -0.3083 h \text{ mgal/m} \quad (2.8)$$

elde edilir. Yerin sferoid şeklinde olması ve dönmesi gözönüne alındığında (2.8) bağıntısı

$$g = -(0.30877 - 0.00044 \sin^2 \phi) h - 0.073 h^2 \quad (2.9)$$

olarak yazılır. Ülkemizden geçen çeşitli enlemler için, (2.9) bağıntısı kullanılarak yapılan hesaplamalar sonucu, serbest hava düzeltme katsayısının ortalama 0.3086 mgal/m olarak alınması uygundur. Bu koşullarda (2.8) bağıntısı,

$$g = -0.3086 h \text{ mgal/m} \quad (2.10)$$

şeklini alır. (2.10) bağıntısı bize yeryüzünden her bir m yükselindiğinde gravite değerinin 0.3086 mgal azaldığını gösterir.

## Bouguer düzeltmesi

Bir önceki bölümde değinilen düzeltmede (Şekil 2.3) işlem indirgeme düzeyi ile ölçü noktası arasında kütle bulunmadığı varsayımı temel alınarak yapılmıştır. Ancak burada bu iki düzey arasında yer alan  $\rho$  yoğunluklu kütleyi gözönüne almak ve bu kütleden kaynaklanan etkiyi gidermek gerekir. Kütle kaynaklı bu düzeltme Bouguer düzeltmesi olarak adlandırılır.

Şimdi yoğunluğu  $\rho$  olan bir  $dm$  kütle için  $P$  noktasında yaratacağı gravite etkisini, silindirik koordinatlarda çözelim (Şekil 2.4).

Potansiyel teoriden bilindiği üzere böylesine bir  $dm$  kütle için  $P$  noktasında yaratacağı gravite çekimi tüm cisim için yazılırsa,

Şekil 2.4

$$\Delta g = G \iiint \frac{z dm}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} \quad (2.11)$$

elde edilir. Silindirik koordinatlarda  $dm$  kütle elemanı ise,

$$dm = \rho r dr d\theta dz \quad (2.12)$$

olarak tanımlanır. (2.12), (2.11) de yerine yazılıp tümleme sınırları belirlenirse (Şekil 2.4)

$$\begin{aligned} \Delta g &= G \rho \int_0^h \int_{r_1}^{r_2} \int_0^{2\pi} \frac{z r dr d\theta dz}{(r^2 + z^2)^{3/2}} \\ \Delta g_p &= G \rho \int_0^h d\theta \int_{r_1}^{r_2} z dz \int_0^{2\pi} \frac{r dr}{(r^2 + z^2)^{3/2}} \\ \Delta g_p &= 2\pi G \rho \int_{h_1}^{h_2} z dz \left[ \frac{1}{(r_1^2 + z^2)^{1/2}} \right] - \left[ \frac{1}{(r_2^2 + z^2)^{1/2}} \right] \end{aligned} \quad (2.13)$$

elde edilir. Eğer  $r_1=0$  ve  $r_2=\infty$  olarak alınırsa (2.12),

$$\Delta g_p = 2\pi G \rho \int_{h_1}^{h_2} z dz \quad (2.14)$$

şeklindedir. Eğer  $P$  noktası silindirin üzerinde alınırsa  $h_1=0$  olur ve sonuçta (2.14) bağıntısı

$$\Delta g_p = 2\pi G \rho h \quad (2.15)$$

olarak elde edilir. Bu bağıntı  $h$  kalınlığında sonsuz bir tabakanın gravite etkisini verir.  $2\pi G$  terimi sabit olduğundan bunun karşılığı olan 0.04191 kullanılmasıyla,

$$\Delta g = 0.04191 \rho h \quad \text{mgal/m} \quad (2.16)$$

bulunur. (2.16) bağıntısı Bouguer düzeltmesi olarak bilinir. P noktasının altındaki kütle, ölçü değerini arttırdığı için bu düzeltme ölçü değerinden çıkarılır. Dolayısıyla Bouguer düzeltmesinin işareti serbest hava düzeltmesinin tersidir. Sonuçta yükseklik düzeltmesi en genel halde,

$$g_y = (0.3086 - 0.04191\rho)h \quad \text{mgal/m} \quad (2.17)$$

bağıntısı ile tanımlanır.

### 2.4.3 Topoğrafya düzeltmesi

Bouguer düzeltmesinin bir devamıdır. Daha önceki bölümde değinildiği gibi Bouguer düzeltmesi ölçü noktası ile indirgeme düzeyi arasında  $\rho$  yoğunluklu kütlelerin varlığı ve etkisi temel alınarak yapılmaktadır. Eğer ölçü noktası civarındaki saha yeteri kadar düz ve engebesiz ise topoğrafik düzeltmeye gerek yoktur. Ancak topoğrafya yeteri kadar düz değilse bu düzeltmenin yapılması zorunludur (Şekil 2.5).

Şekil 2.5

Şekildeki P noktasındaki gravite ölçüsü üzerinde yapılan Bouguer düzeltmesi, ölçü noktasından geçen düzlem ile indirgeme düzeyi arasında kalan plakanın etkisi gözönüne alınarak yapılır. Bu düzlemin altındaki bütün çukurlukların kütle ile dolu kabul edilir.

P noktasında yapılan ölçülerde bu düzlemin üzerindeki kütlelerin de ölçü üzerinde etkisi bulunmaktadır. Ölçü düzleminin üzerindeki bu kütlelerin çekim etkisi P noktasındaki gravite değerini düşürür. İşte bu etkinin giderilmesi için topoğrafik düzeltme sonucunda bulunan değerin ölçü değerine eklenmesi gerekir.

Aynı ölçü noktasından geçen düzlemin altında kalan boşluklar ise Bouguer düzeltmesi yapılırken kütle ile dolu olduğu kabul edilmiştir. Topoğrafik düzeltme yapılırken de burada yine kütle varmış gibi düşünülür ve Bouguer düzeltmesinde çıkarılmış etki bu defa ölçü değerine eklenir. Yani topoğrafik düzeltmede gerek üstteki gerekse alttaki kütlelerden gelen etki ölçü değerine eklenir.

Bir dilimin etkisi,

$$\Delta g_p = 2\pi G\rho \int_{h_1}^{h_2} z dz \left[ \frac{1}{(r_1^2 + z^2)^{1/2}} \right] - \left[ \frac{1}{(r_2^2 + z^2)^{1/2}} \right]$$

(2.13) bağıntısıyla olarak verilmektedir. Bu bağıntıda  $h_1=0$  alınırsa,

$$\Delta g_p = 2\pi G\rho \int_0^h z dz \left[ \frac{1}{(r_1^2 + z^2)^{1/2}} \right] - \left[ \frac{1}{(r_2^2 + z^2)^{1/2}} \right]$$

olur. Tümleme çözüldüğünde



$$\Delta g = g_T = 2\pi G\rho \left[ r_2 - r_1 + (r_1^2 + h^2)^{1/2} - (r_2^2 + h^2)^{1/2} \right] \quad (2.18)$$

bağıntısına ulaşılır. (2.18) bağıntısı bize iç yarıçapı  $r_1$  dış yarıçapı  $r_2$  olan  $h$  yükseklikli bir dilimin etkisini verir (Şekil 2.6).

Şekil 2.6

Prospeksiyon etütlerinde topoğrafik düzeltme için (2.18) bağıntısından yararlanarak Hammer tarafından hazırlanmış abaklar kullanılır. Bu abaklar saydam kağıda veya mika üzerine çizilmiş konsantrik daireler şeklinde ve harita ölçeğine uygundur (Şekil 2.7).

Şekil 2.7

Şekil 2.7 de görülen Hammer abağının kullanılması için abağın merkezi ölçü noktasına getirilir. Dilimin denk geldiği kesimin ortalama kotu bulunarak ölçü noktasının kotundan çıkarılır ve dilimin yüksekliği bulunur. Bulunan bu yükseklik, Hammer tarafından (2.17) bağıntısından yararlanarak hazırlanmış topoğrafik düzeltme cetvelinden okunan düzeltme değeri ile çarpılır, dilimin düzeltme değeri bulunur. Bu işlem bütün dilimler için yapıp bulunan değerler toplanırsa o zonun düzeltme değeri bulunur. Daha sonra aynı işlem tüm zonlar için yapıp toplanırsa, öngörülen ölçü noktası için aranan topoğrafik düzeltme değeri bulunur ve o noktadaki ölçü değerine eklenir.

#### 2.2.4 Gel-git düzeltmesi

Bir gün boyunca herhangi bir noktadaki gravite değeri güneş ve ayın çekim etkileri sonucu zamana bağlı olarak değişim gösterir. Bu etkinin boyutu günde ortalama 0.3 mgal mertebesinde dir. Sözkonusu etkinin giderilmesi için değişik yöntemler izlenebilir:

1. Ülkenin bulunduğu enleme bağlı olarak aylık cetveller hazırlanır ve bu cetveller yardımıyla gerekli düzeltmeler yapılır.
2. Etüd sahası için öngörülen baz noktasına bir gravite aleti konularak sürekli kayıt alınır. Bu kayıtlar yardımıyla günlük değişim saptanarak bu etki giderilebilir.
3. Alet kaymasını kontrol edebilmek için her 2-3 saatte bir baza dönülmekteydi. O takdirde gel-git etkisini bu düzeltme içeriğinde yorumlayıp ve kısa süre için değişim doğrusal kabul edilip ölçülerden çıkarılabilir.

#### 2.4.5 İzostazi düzeltmesi

İzostazi kavramı ve teorilerine Bölüm 1.5 te ayrıntılı olarak değinilmişti. Bu düzeltmeye rejyonel etüdlere özellikle yüksek dağ eteklerinde ve okyanus-kıta sınırlarında gereksinim duyulur.

Düzeltilmenin uygulanışı topografik düzeltmeye çok benzer. Aralarındaki temel farklılık dilimlerin yoğunluklarının farklı olmasıdır. Bu düzeltme prospeksiyon amaçlı çalışmalarda uygulanmaz.

## **2.5 GRAVİTEDE YOĞUNLUK HESAPLANMASI**

Bu yöntemde, özellikle düzeltmelerde kullanılacak yöredeki kayalara ilişkin ortalama yoğunluk değerinin sağlıklı olarak saptanması önem taşır. 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  $2 \text{ gr/cm}^3$ ) olmamasından kaynaklanır. Halbuki diğer jeofizik yöntemlerdeki fiziksel farklılıklar oldukça büyüktür. Örneğin bu farklılık manyetikte  $10^5$  (duyarlık), elektrikte  $10^{10}$  (iletkenlik) dur. Bu nedenlerle gravitede yoğunluk saptaması çok önemlidir.

Yoğunluk saptamaları;

1. kayaç örneklerinin laboratuvarda ölçülmesi,
2. arazi verilerinden yararlanarak doğrudan saptama,

olmak üzere iki şekilde yapılır.

### **2.5.1 Laboratuvar ölçümlerinden yoğunluk tayini**

Bu sistem araziden toplanan örneklerin laboratuvarda ölçülmesi temeline dayanır. Bu ölçümü etkileyen parametreler, minerallerin tane boyutları, porozite ve boşluklar içindeki sıvı miktarıdır. Ayrıca tektonik olaylar (kıvrımlar, kırıklar ve yüzey aşınmaları gibi) kaya yoğunluklarını oldukça etkileyen parametrelerdir. Diğer önemli bir zorluk ta porozitesi büyük kayaların yoğunluklarının laboratuvarda saptanma güçlüğüdür.

Bu nedenler, gravite etütlerinde, yoğunluk saptamasını arazi verilerinden elde etmeye yöneltir. Çizelge 2.1 de çeşitli kayaç ve minerallere ilişkin laboratuvarda ölçülmüş yoğunluk değerleri verilmektedir.

### **2.5.2 Arazi ölçümlerinden yoğunluk tayini**

Arazi ölçümlerinden yararlanarak ortalama yoğunluk iki şekilde saptanır. Bunlar Nettleton ve Paransis sabit eğim yoğunluk tayin yöntemleridir.

#### **Nettleton yöntemi**

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

Cinsi	Aralık (gr/cm <sup>3</sup> )	Ortalama (ıslak)	Aralık (gr/cm <sup>3</sup> )	Ortalama (kuru)
Alüvyon	1.96 – 2.00	1.98	1.5 – 1.6	1.54
Kil	1.63 – 2.60	2.21	1.3 – 1.4	1.70
Çakıl	1.70 – 2.40	2.00		
Kumtaşı	1.61 – 2.76	2.35	1.6 – 2.68	2.24
Kireçtaşı	1.93 – 2.90	2.55	1.74 – 2.76	2.11
Andezit	2.40 – 2.80	2.61		
Granit	2.50 – 2.81	2.64		
Bazalt	2.70 – 3.30	2.99		
Şist	2.39 – 2.90			
Mermer	2.60 – 2.90	2.75		
Serpantin	2.40 – 3.10	2.78		
Gnays	2.59 – 3.0	2.80		
Petrol	0.60 – 0.90			
Deniz suyu	1.01 – 1.05			
Kömür	1.20 – 1.50	1.32		

**Çizelge 2.1**

Bu yöntemde, etüt sahasında bir vadi veya tepe göz önüne 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.

$$g = g_{öl} + (0.3086 - 0.0491\rho)h \quad (2.18)$$

(2.18) bağıntısı çeşitli yoğunluk değerleri için her ölçü noktasına uygulanıp elde edilen sonuçlar bir grafik üzerine çizilir (Şekil 2.8).

Şekil 2.8

Elde edilen grafikler arasında doğruya en yakın olan eğrinin yoğunluğu o bölge için ortalama yoğunluk olarak kabul edilir. Bu örnek için ortalama yoğunluk 2.1 gr/cm<sup>3</sup> tür.

## **Parasnis sabit eğim yöntemi**

Bu yöntem ise çok engebeli bölgelerde ölçü noktalarının yükseklik ve gravite değişimlerinden 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.

Bu işlem bağıntısal olarak,

$$\Delta g = (0.3086 - 0.0491\rho)\Delta h \quad (2.19)$$

şeklinde verilir. (2.19) un düzenlenmesiyle de  $\rho$  yoğunluğu

$$\rho = \frac{0.3086 - \frac{\Delta g}{\Delta h}}{0.0491} \quad (2.20)$$

bağıntısı yardımıyla bulunur (Şekil 2.9).

Şekil 2.9

## **2.6 GRAVİTE ANOMALİLERİ**

Buraya değin anlatılan düzeltmelerden yararlanılarak dört tür gravite anomali haritası oluşturulur. Bunlar:

### **1. Serbest hava anomalisi,**

$$SHA = g_{öl} - g_{en} + g_{sh} \quad (2.21)$$

bağıntısı ile tanımlanır. Bazı yazarlar serbest hava anomalisini hesaplarırken topografya düzeltmesini de eklerler.

### **2. Basit Bouguer Anomalisi**

$$BBA = g_{öl} - g_{en} + g_{sh} - g_B \quad (2.22)$$

bağıntısı ile verilir.

### **3. Bouguer Anomalisi**

$$BA = g_{öl} - g_{en} + g_{sh} - g_B + g_T \quad (2.23)$$

bağıntısı ile verilir.

#### 4. İzostazi Anomalisi

$$IA = g_{öl} - g_{en} + g_{sh} - g_B + g_T + g_i \quad (2.24)$$

bağıntısı ile verilir.

### 2.7 DENİZ ETÜTLERİ

Gravitenin denizde uygulanması iki \_kilde yapılmaktadır.

1. Deniz dibi ölçümleri
2. Deniz yüzeyi ölçümleri

#### 2.7.1 Deniz dibi ölçümleri

Bu ölçümler 1000 m yi aşan derinliklerde yapıldığı gibi bazı etütlerde 200 m derinlikte de yapılabilmektedir. Deniz dibi ölçümlerinde kullanılan modern gravimetreler LaCoste-Romberg imzasını taşımaktadır. Gravimetrenin kontrol ve kayıt ünitesi gemide bulunmakta ve iki sistem arasındaki kontrol bir elektrik kablosu ile sağlanmaktadır.

Sığ deniz tabanı ölçümlerinde aleti etkileyen iki faktör bulunmaktadır. Bunlar dalga hareketleri ve bu dalga hareketleri nedeniyle yer değiştiren deniz dibi sedimanlarıdır. Bu etki motor kontrollü bir kiriş sistemi ile giderilmektedir. Deniz dibi ölçümlerinin hassasiyeti yaklaşık  $\pm 0.2$  mgal ve ölçü süreci yaklaşık 10-15 dakikadır. Ölçüm derinliği echo-sounder sistemi ile sağlanmaktadır. Ölçü noktasının konumu ise geminin navigasyon sistemi yardımı ile bulunmaktadır.

Bouguer anomalisi genel olarak ölçülen gravite değerinden normal gravitenin çıkarılması ile bulunur. Bunun için de normal gravite üzerinde gerekli düzeltmeler yapılarak bu değer ölçü noktasının bulunduğu h derinliğine indirilir. Deniz dibi ölçümlerinde Bouguer anomalisi en genel halde,

$$g_B = g_{öl} - (g_N - 0.04193 k d + 0.3086 d - 0.04193 D d) \quad (2.25)$$

bağıntısı ile verilir. (2.25) bağıntısında;  $g_{öl}$ =ölçülen gravite,  $g_N$ =normal gravite,  $k$ =ortalama kayaç yoğunluğu ( $k=2.67 \text{ gr/cm}^3$ ),  $D$ =ortalama deniz suyu yoğunluğu ( $D=1.03 \text{ gr/cm}^3$ ),  $d$ =deniz seviyesinden okyanus tabanına olan derinliktir. Bu bağıntılarda;  $g_B$ ,  $g_N$  ve  $g_{öl}$  mgal,  $k$  ve  $D \text{ gr/cm}^3$ ,  $d$  metre cinsindedir.

#### 2.7.2 Deniz yüzeyi ölçümleri

Deniz yüzeyi ölçümleri, deniz dibi ölçümlerine göre gerçekte daha kolaydır. Ancak gemide, deniz hareketleri ve arzın dönmesinden kaynaklanan bazı sorunların giderilmesi gerekir. Bu ölçüm sisteminde üç tür sorunla karşılaşılır. Bunlar;

1. geminin sallanmasından kaynaklanan, gravite aletinin denge konumunu kaybetmesi,
2. dalgaların gemiyi düşey yönde aşağı ve yukarı sallaması,
3. geminin ileriye doğru hareketi sırasında, arzın dönmesi sonucu oluşan merkezkaç kuvvetinde meydana gelen değişimlerin,

gravite ölçüsünü etkilemesidir.

Bunlardan birincisi jiroskobik sistem ile giderilir. Böylesine bir sistem LaCoste-Romberg tarafından geliştirilmiştir.

Geminin aşağı ve yukarı hareketinden kaynaklanan etki ise iki yolla giderilebilir. Bunlardan birincisi gravite aletinin 5-10 saniye arasında olan salınım periyodu uzatılarak, okyanus dalgalarının periyodu olan 5-20 sn mertebesine kadar büyütülür. Böylece farklı salınım periyodundan kaynaklanan yanlılgılar giderilebilir. Bu farklılığı giderebilen diğer sistem ise gravite aletinin salınımlarını kontrol eden bir sönüm sisteminin alete eklenmesidir. Benzer sistem yine LaCoste-Romberg gravimetresinde geliştirilmiştir.

Merkezkaç kuvvetindeki değişimlerin geminin hız ve yönü üzerindeki etkileri, ölçülen gravite değerinde değişime neden olacaktır. Bu etkinin giderilmesi için yapılacak düzeltme Eötvös düzeltmesi diye adlandırılır. Bu düzeltme iki adımda düşünülür.

- a. Hareket eden geminin arz üzerinde hareket yörüngesine bağlı olarak merkezkaç kuvvet değişecektir.
- b. Merkezkaç kuvvetindeki değişim, geminin arz eksenine etrafındaki hareket hızının arzın dönme hızından farklı olmasına neden olur.

Geminin yer üzerindeki hareketinin sonucu oluşan ilk etki Şekil 2.10 da verilmiştir.

Şekil 2.10

Geminin dünya üzerinde A dan B ye t süresindeki hareketi sırasında gravite aletindeki kayıt üzerinde, aşağıdaki bağıntı ile tanımlanan dışa doğru merkezkaç kuvvetinin etkisi sözkonusudur.

$$a_m = \omega^2 R \quad (2.26)$$

(2.26) bağıntısında;  $a_m$ =dışa doğru merkezkaç kuvvet,  $R$ =arzın yarıçapı,  $\omega$ =geminin açısal hızıdır. Geminin  $\omega$  açısal hızı ise,

$$\omega = \frac{v}{R} \quad (2.27)$$

bağıntısı ile tanımlanır. Bu AB yayı boyunca geminin  $V$  hızı ise,

$$V = \frac{AB}{t} \quad (2.28)$$

ile verilir. AB yay mesafesi ise,

$$AB = R \quad (2.29)$$

ile tanımlanır. Buradan da geminin açısal hızı,

$$\omega = \frac{V}{R} \quad (2.30)$$

olarak bulunur. Sonuçta  $a_m$  merkezkaç kuvvet,

$$a_m = \frac{V^2}{R} \quad (2.31)$$

olarak tanımlanır. (2.31) bağıntısı geminin yay boyunca hareketi sonucu gravite ölçüsü üzerindeki merkezkaç hareketinin boyutunu gösterir.

Şimdi geminin arzın dönme eksenini boyunca hareketinin gravite ölçüsünü nasıl etkilediğini inceleyelim. Yerküre döndüğüne göre ölçü noktası d yarıçaplı çember boyunca doğuya doğru hareket edecektir. Bu çember boyunca oluşan merkezkaç kuvveti ise (1.6) bağıntısı ile tanımlanmıştır.

$$a = \omega^2 d$$

Geminin konumu, geminin doğuya doğru yer değiştirme hızının bileşke vektörüne ve dünyanın dönme hızına bağlıdır. Dolayısı ile dünyanın merkezkaç hareketinden oluşan etki de gravite aletine etki eder.

Bilindiği gibi dönme ekseninden d mesafede yer alan bir noktanın konumu  $\phi$  enlemine bağlı olarak değişir. Sonuçta dönme eksenini etrafındaki hareketin doğuya doğru olan bileşeni geminin hızına ve coğrafik kuzey ile  $\beta$  açısı yapan hareket doğrultusuna bağlıdır. Bu etki ise,

$$a = 2 V \omega \cos \phi \sin \beta \quad (2.32)$$

bağıntısı ile tanımlanır. Bağıntıdaki a, d mesafedeki merkezkaç kuvvet ile hareket halindeki gemi üzerine etki eden merkezkaç kuvvet arasındaki farktır. (2.31) ile tanımlanan  $a_m$  ve (2.32) ile tanımlanan a ise birlikte E ile simgelenen Eötvös düzeltmesini oluşturur. Yerkürenin yarıçapı  $R=6371\ 108$  cm, açısal hız  $\omega=7.2921\ 10^{-5}$  rad/sn, gemi hızı  $1\ \text{knot}=1.85325$  km/saat  $=51.479$  cm/sn ve  $1\ \text{gal}=1000$  mgal alınarak, Eötvös düzeltmesi mgal cinsinden

$$E = 7.508 V \cos \phi \sin \beta + 0.00415 V^2 \quad (2.33)$$

bağıntısı ile tanımlanır.

Eötvös düzeltmesi doğruya doğru yapıldığında ( $0^\circ < \beta < 180^\circ$ ) daima pozitif, batıya doğru yapıldığında ( $180^\circ < \beta < 360^\circ$ ) ise daima negatiftir. Örnek olarak kuzeydoğuya doğru  $45^\circ$  lik ve 10 knotluk hızla hareket eden gemide Eötvös düzeltmesi 37.97 mgal dir. Aynı noktada aynı hızla ve açıyla kuzeybatıya doğru yapılan hareket sonucu oluşan Eötvös düzeltmesinin boyutu ise -37.13 mgal dir. Aynı noktada iki farklı yöne göre yapılan düzeltmeler arasındaki fark 75 mgal dir. Söz konusu farklılık yapılacak düzeltmenin önemini vurgular.

Bu hesaplamalardan sonra Bouguer anomalisinin hesaplanmasında yapılacak düzeltmeleri inceleyelim. Ölçüler deniz yüzeyinde yapıldığından serbest hava düzeltmesi yapmaya gerek yoktur. Diğer taraftan, normal elipsoid katı olarak varsayıldığından, okyanus derinliğine (d) kadar olan kısmın gravite etkisi, aynı derinliğe kadar olan deniz kesiminin etkisinden farklı olacaktır (Şekil 2.11).

Şekil 2.11

Bu nedenle deniz seviyesinden d derinliğine kadar olan, k yoğunluklu katı kesimin etkisi, normal graviteden çıkarılıp, buna D yoğunluklu ve aynı kalınlıklı deniz kütesinin etkisi eklenerek Bouguer anomalisi elde edilir.

$$g_B = g_{öl} - [g_N - 0.04193 d(k - d)] \quad (2.34)$$

## 2.8 GRAVİTE HAVA ETÜDLERİ

Uçak ile yapılan gravite ölçümlerinde deniz üstü gravite ölçümlerine benzer ve aynı tür problemler burada da kendini gösterir. Özellikle Eötvös düzeltmesinde uçağın hızı oldukça önemli rol oynar.

Şekil 2.11

Örneğin 200 knotluk hızla uçan bir uçağın ölçü noktasında oluşturacağı Eötvös düzeltmesinin boyutu 1000 mgal mertebesindedir. Havadan ilk gravite etütleri 1958 yılında başlamıştır. Uçağın konum pozisyonları ise yer kontrol istasyonları yardımıyla saptanmıştır. Bu ilk ölçümlerdeki duyarlılık yaklaşık 10 mgal mertebesindedir. İlerleyen yıllarda gelişen teknoloji bu duyarlılık boyutlarını 1-2 mgal mertebesine indirilmesine olanak tanımıştır.

Helikopter ile gravite ölçümleri ise 1971 yılında başlamıştır. Uçuş hızının uçağa göre oldukça düşük olması ise Eötvös düzeltmesinin boyutunu ve navigasyon yanlışlıklarını oldukça azaltmıştır. Örneğin 50 knotluk bir uçuş hızında Eötvös düzeltmesinin boyutu 375 mgal mertebesindedir.

Havadan ölçümlerde gravite etütlerini sınırlayan iki etki ile daha karşılaşılır. Bunlardan birincisi gravite aletinin yer değiştirme hızının, gravite anomali değ\_i\_mlerine neden olan kaynaklardan daha ileride olmasıdır. Örneğin karada birkaç mgal mertebesinde olan anomali değ\_işimleri, 1000 m yükseklikte birkaç mgal daha düşük kaydedilir. İkinci güçlük ise topoğrafik etkilerin farklılığından kaynaklanır. Buda karada yapılan ölçümlerde komşu topoğrafik farklılıkların ölçü üzerindeki etkisinin, havada yapılan ölçüler üzerindeki



etkisinden çok fazla olmasından kaynaklanmaktadır. Bu etki ise yüksek mesafeden yapılacak gravite etütlerini kısıtladığı gibi ayrıca yapılacak düzeltme için de oldukça büyük çabalar harcanmasına neden olur.

Bütün bu güçlüklerle karşın helikopterle yapılan gravite etütlerinde oldukça önemli gelişmeler kaydedilmiş ve ölçü duyarlılığı birkaç miligal sınırına indirgenmiştir. Özellikle son yıllarda geliştirilmiş kargo helikopterlerine monte edilmiş jiroskobik özelliğe sahip bir düzeneğe yerleştirilmiş gravite aletleri ile etütler çok daha sağlıklı olarak yapılabilmektedir.